



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze
Direttore: Prof.ssa Cristina Stefani

**Tesi di Laurea Magistrale in
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA**

**STUDIO GEOMORFOLOGICO
DELLE VALLI GRANDI VERONESI
(BASSA PIANURA VENETA)**

Relatore: Dr. Alessandro Fontana
Correlatore: Dr. Paolo Mozzi

Laureando: Filippo Tezza

ANNO ACCADEMICO 2014-2015

INDICE

ABSTRACT	pag. 5
1. INTRODUZIONE	pag. 7
2. INQUADRAMENTO	pag. 13
2.1. Inquadramento geografico	pag. 13
2.1.1. Idrografia del territorio	pag. 14
2.1.2. Idrogeologia del territorio	pag. 16
2.2. Assetto strutturale ed evoluzione pre-quadernaria	pag. 18
2.3. Inquadramento geomorfologico	pag. 25
2.4. Evoluzione quadernaria	pag. 31
2.4.1. Pianura pre-LGM (tra 150.000 e 30.000 anni fa)	pag. 34
2.4.2. Pianura LGM (tra 29.000 e 19.000 anni fa)	pag. 35
2.4.3. Pianura post-LGM	pag. 37
2.5. Evoluzione olocenica dell'Adige e del Po	pag. 39
2.6. La bonifica delle Valli Grandi Veronesi	pag. 46
3. INQUADRAMENTO ARCHEOLOGICO E STORICO	pag. 53
3.1. Età del Bronzo	pag. 55
3.1.1. Castello del Tartaro	pag. 57
3.1.2. Fondo Paviani	pag. 59
3.1.3. Fabbrica dei Soci	pag. 61
3.2. Età del Ferro	pag. 62
3.3. Età Romana e Medievale	pag. 64
3.4. Strade su argini	pag. 65
4. METODI	pag. 69
4.1. Telerilevamento	pag. 69

4.2. GIS (Geographic Information System)	pag. 71
4.3. Microrilievo topografico (DTM da LiDAR e da CTR)	pag. 73
4.4. Sondaggi geognostici	pag. 76
4.5. Indagine geofisica	pag. 79
5. RISULTATI	pag. 83
5.1. Analisi dei dati del telerilevamento	pag. 83
5.1.1. Fotointerpretazione con immagini telerilevate	pag. 84
5.1.2. Analisi del microrilievo topografico	pag. 92
5.2. Risultati del rilevamento di campagna	pag. 97
5.2.1. Transetti	pag. 98
5.2.2. Sondaggi singoli	pag. 128
5.3. Risultati dell'indagine geofisica	pag. 145
6. DISCUSSIONE	pag. 149
6.1. Dati sulla pianura post-LGM	pag. 149
6.1.1. Direttrici atesine	pag. 149
6.1.2. Fiumi di risorgiva	pag. 165
6.2. Dati sulla pianura LGM	pag. 173
7. CONCLUSIONI	pag. 181
8. BIBLIOGRAFIA	pag. 185
RINGRAZIAMENTI	pag. 195
ALLEGATI	pag. 197

ABSTRACT

The object of this thesis is a geomorphological study made in the area known as Valli Grandi Veronesi, which is located in the venetian distal plain, 35 km south of Verona, next to the Emilia Romagna and Lombardia regions. Topographically, this zone appears sunken and from a morphological point of view it is characterized by a basin (which explains its name “Valli”). For this reason, and due to an insufficient drainage pattern of the hydrographic network coming from upstream, in the past this area was prone to flooding and swamping. During the XIX century, a far-reaching and intensive land reclamation project was carried out in order to recover this territory. The land reclamation was only concluded in the second half of the XX century. At present, the plain of the Valli Grandi Veronesi is still mainly an agricultural territory and has not yet been affected to a great extent by human impact.

This area has always been studied by geoarchaeologists because it offers a great variety of exceptionally well-preserved ancient natural landforms, as well as anthropic elements that testify the presence of human intervention from the Bronze age onwards. At present, these forms are still detectable on the ground and visible through remote sensing images. In particular, the main ancient Terramara villages, such as Castello del Tartaro, Fabbrica dei Soci and Fondo Paviani (all Bronze age settlements), have been widely investigated in the past, and together with the roman centuriae traces, they represent a key element for the historical interpretation of the Valli Grandi Veronesi.

Our research, in particular, is focused on the identification, the morphology and the dating of the ancient paleochannels of the Adige River, as well as the incised valleys where the resurgence springs flowed. The photointerpretation (using orthophoto maps and remote sensing images with the ArcMap 10.2[®] software) has been the starting point to study the ancient natural and anthropic landforms that can be observed in this territory. The availability of a Digital Terrain Model (DTM), obtained by the modern technology of LiDAR acquisitions taken during 2012, was crucial to analyze in detail the topographic altitudes of a morphologically depressed and flat territory like the Valli Grandi Veronesi. This highly detailed DTM enabled us to map many geomorphological elements like fluvial ridges and incised valleys, and gave us the opportunity to extract some topographic profiles with extremely accurate data, never obtained for this area before.

For the most part, this thesis is based on two detailed on-site geological surveys, in which forty-four cores were drilled with a hand auger, and the respective stratigraphic logs were later drawn with the Adobe Illustrator CS4[®] software.

During the first geological survey, carried out between March and April 2015, six cross sections were made through some geomorphological elements like crevasse splays, paleochannels and flood plains, in order to analyze the composition of their first meters of alluvial deposits. The second and last geological survey was conducted in July 2015 with the drilling of some single cores, whose positions were specifically chosen in order to broaden our knowledge of some little-known aspects related to the geomorphological evolution of this area. An on-site geophysical prospection was also made in July 2015, by extending two Electrical Resistivity Tomography (ERT) lines across the Fabbrica dei Soci paleochannel, which had already been studied with a cross section during the first geological survey.

Some of the single cores drilled during the second geological survey have confirmed the presence of a second incised branch of the Menago River paleovalley. The main branch of this fluvial incised valley was indeed known since the first studies were made in this territory, but only the highly detailed DTM, obtained by LiDAR altimetry acquisitions,

have revealed a second supposed branch as well, incised into the ancient Adige River megafan. Therefore, the on-site single cores have allowed us to verify the actual presence of the second incision, which is detached from the main branch of the Menago River incised valley.

The overall collected data, in particular those obtained thanks to the two geological surveys, also made it possible to detect some fundamental features of the Last Glacial Maximum (LGM) fluvial sediments of the Adige River, which are partly outcropping (mainly in the northwesterly part of the studied area) and partly buried under the most recent Adige and Po Rivers' deposits (indicated as post-LGM deposits).

Both the photointerpretation activity and the DTM data analysis, in addition to the collected geological and geophysical data and the data obtained through bibliographic sources, have allowed us to create a Geomorphological Map of the Valli Grandi Veronesi (scale 1:25.000). The newly-gathered data, finally, have contributed to the ongoing exploration of this particular southwestern venetian plain territory and have outlined some new hypotheses about its geomorphological development. It is hoped that, in the future, the Valli Grandi Veronesi area will be the object of further investigations and analyses from a geomorphological and geological viewpoint.

1. INTRODUZIONE

La presente tesi concerne lo studio dell'evoluzione geologica di una particolare area geografica del nord-est italiano, nota come Valli Grandi Veronesi (**Fig. 1.1**), situata nella regione Veneto. Tale area, soggetta in epoche passate a diversi insediamenti abitativi sia in epoca preistorica che protostorica (della quale verranno trattati i siti terramaricoli risalenti all'età del Bronzo), è stata per questo motivo oggetto di numerosi studi e pubblicazioni che toccano diversi settori della ricerca. In particolare, diverse indagini si sono concentrate nel settore archeologico e geoarcheologico, come testimoniato anche da una ricca letteratura basata sulle ricerche e sui numerosi scavi eseguiti nei vari siti archeologici delle Valli Grandi Veronesi (per esempio alcune pubblicazioni sul progetto Alto-Medio Polesine-Basso Veronese come Balista, 1990; Balista, 1994; De Guio *et alii*, 1990; Vanzetti, 1994).

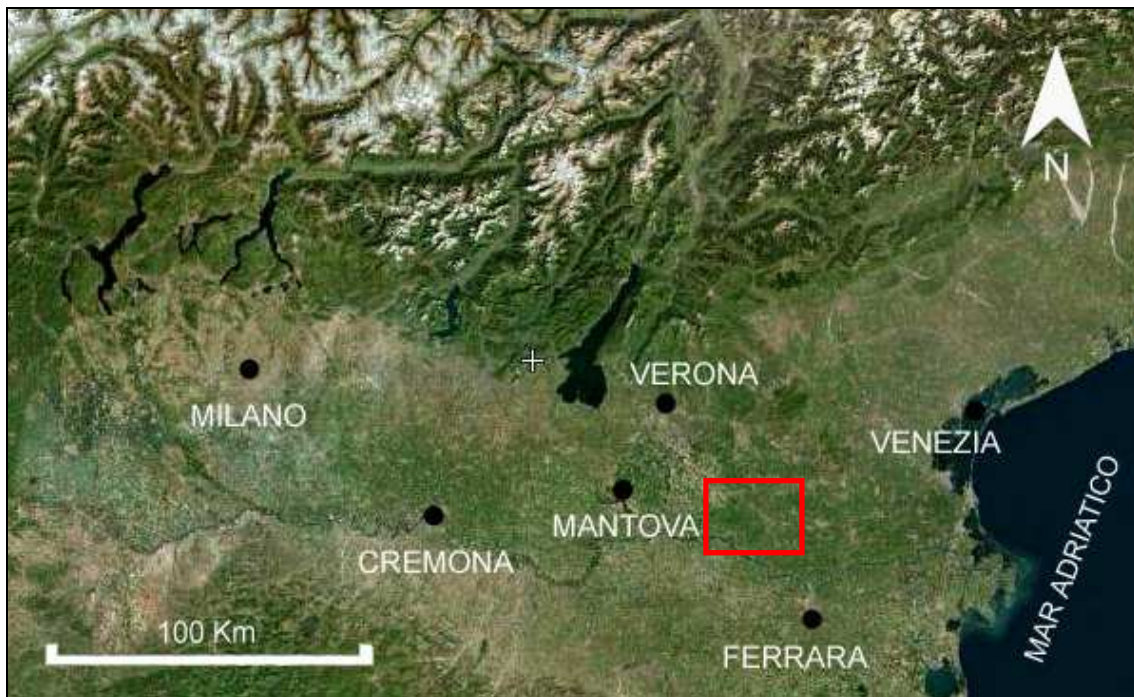


Fig. 1.1 – Ubicazione geografica dell'area delle Valli Grandi Veronesi nel contesto della Pianura Padana (immagine Landsat tratta da www.flashearth.com).

La zona interessata dallo studio di questa tesi è quindi anch'essa ricca di testimonianze archeologiche dell'attività umana antica, in particolare di tre insediamenti

abitativi principali (Balista e De Guio, 1997) denominati nella letteratura archeologica Castello del Tartaro (ubicato nella parte più ad ovest dell'area di studio), Fondo Paviani e Fabbrica dei Soci (ubicati invece più al centro dell'area di studio). Questi antichi siti terramaricoli sono ben visibili da varie immagini telerilevate che riprendono l'area, grazie alla loro caratteristica forma anulare. Questi ed altri diversi manufatti d'interesse archeologico (tra cui si annoverano in particolare vari segni rettilinei, di continuità e lunghezza non trascurabili, interpretabili come resti delle antiche centuriazioni romane delle campagne), riconoscibili sempre grazie all'esame interpretativo delle immagini telerilevate, sono stati in passato soggetti a indagini archeologiche che ne hanno permesso di individuare l'età relativamente ai recenti periodi dell'epoca protostorica (età del Bronzo, età del Ferro) e dell'epoca storica (età Romana, Medioevo).

Le particolarità dell'area non si limitano esclusivamente al campo archeologico. Nell'antichità le Valli Grandi Veronesi, a causa delle basse quote topografiche e del loro sviluppo geomorfologico, per il quale assumono anche oggi la forma di un bacino depresso allungato (**Fig. 1.2**), erano spesso soggette a persistenti allagamenti dovuti alla risalita della falda freatica poco sottostante o all'esondazione dei fiumi (in particolare Tartaro e Adige e Po). Più specificatamente, i dossi fluviali (elevati di qualche metro) delle avulsioni atesine isolavano tra loro porzioni depresse di pianura, nelle quali le acque ristagnavano, impedendo così un adeguato drenaggio delle stesse e portando di conseguenza all'impaludamento di quest'area.

Al giorno d'oggi, le Valli Grandi Veronesi sono note soprattutto per le grandi bonifiche, iniziate negli ultimi secoli e concluse solo nella seconda metà del secolo scorso, con le quali si è operato un completo recupero agricolo di questo territorio, grazie ad un'intensa progettazione e costruzione di canali di scolo (come la Fossa Maestra) ed arginature di corsi d'acqua minori, come il Menago e il Tartaro.



Fig. 1.2 – Ubicazione ed estensione del bacino depresso delle Valli Grandi Veronesi in una carta topografica del 1876 (Leonardi e Rossi, 2004).

L'area di studio è situata nella parte più occidentale della pianura veneta, al confine con la Lombardia, e costituisce una fascia di notevole importanza anche dal

punto di vista geologico e geomorfologico, per l'interdigitazione tra il sistema fluviale dell'Adige e quello del Po. Infatti si tratta di una zona di bassa pianura ma in cui sono ancora affioranti in superficie porzioni oloceniche e porzioni pleistoceniche della cosiddetta pianura antica, riferibile all'ultima avanzata glaciale del *Last Glacial Maximum* (LGM, 29.000-19.000 anni fa), durante la quale enormi ghiacciai occuparono le principali valli alpine e con le loro fronti giunsero alla pianura (Castiglioni, 2004, Fontana *et alii*, 2008). In certe zone delle Valli Grandi Veronesi, i depositi LGM sono quindi affioranti o sub-affioranti, mentre in altri punti questi depositi si rinvengono a qualche metro di profondità, coperti da sedimenti più recenti olocenici. I depositi del post-LGM sono soprattutto costituiti da dossi fluviali a pendenze basse, creati dalle molteplici avulsioni atesine del Fiume Adige durante l'Olocene, intervallati da depositi di esondazione fluviale.

L'area delle Valli Grandi Veronesi funge quindi da cerniera tra i depositi alluvionali recenti del Fiume Adige, che dalle Alpi attualmente si sviluppa in direzione NW-SE, ed i depositi alluvionali recenti del fiume Po, il quale invece scorre qualche chilometro più a sud dell'Adige in una direzione prevalente E-W. Questi due importanti fiumi, come vedremo anche nei capitoli successivi della tesi, sono stati soggetti in passato a numerose avulsioni e modificazioni del loro percorso. I confini dei loro sistemi alluvionali non sono ben definiti, poiché durante la loro evoluzione, alcuni rami del Po si sono occasionalmente spostati sui depositi dell'Adige e viceversa (Piovan *et alii*, 2012).

Nella presente tesi si pone particolare attenzione alle molteplici tracce paleo-idrografiche degli alvei e delle rotte fluviali degli antichi rami del Fiume Adige, cercando di interpretarne l'evoluzione morfologica e cronologica. Lo scopo di questa tesi è quindi quello di ottenere un'idea più precisa sulla distribuzione della superficie riferibile al LGM e quella post-LGM nella zona depressa delle Valli Grandi Veronesi; ciò è possibile attraverso lo studio di queste tracce paleo-idrografiche e attraverso la loro correlazione cronologica rispetto alle altre varie tracce archeologiche già ampiamente studiate negli anni scorsi e tuttora oggetto di studio e ricerca.

Lo studio si è svolto in primo luogo con la creazione di una carta della foto-interpretazione di dettaglio della zona, in modo tale da mettere in mostra tutti gli elementi e tutte le paleo-tracce individuabili dall'esame interpretativo delle immagini telerilevate (a tale scopo, ci si è avvalsi dell'utilizzo dei sistemi GIS, "*Geographic Information System*") ed interpretarne le correlazioni cronologiche.

E' stata programmata ed eseguita una campagna di indagine volta alla realizzazione di sondaggi manuali fino a 6 metri di profondità. Ciò allo scopo di ottenere dati diretti stratigrafici e pedologici su alcuni dei vari elementi geomorfologici dell'area di studio (paleoalvei, piane di esondazione, rotte fluviali...), e per ottenere informazioni in merito alla profondità a cui attualmente si trova il top della pianura del LGM.

La campagna geognostica è stata inoltre accompagnata da alcune esplorazioni geofisiche, tramite stendimenti a tomografia elettrica lungo il principale tra i paleoalvei indagati, per ottenere anche un riscontro indiretto dei dati dei carotaggi ed ottenere una maggiore comprensione sulle geometrie dei corpi sedimentari e sulla loro formazione.

In questo momento, nel panorama dell'Italia nord-orientale, le Valli Grandi Veronesi rappresentano un settore chiave per la comprensione dell'evoluzione dei sistemi fluviali di Adige e Po, e delle loro similitudini e differenze con le aree più orientali, in cui in questi ultimi anni si sono concentrate maggiormente le ricerche (Bondesan *et alii*, 2004; Fontana *et alii*, 2004; Fontana *et alii*, 2008; Fontana *et alii*, 2014). Quindi, questa tesi si inserisce nel filone delle ricerche sull'evoluzione tardo-quadernaria degli ambienti alluvionali portata avanti dal Dipartimento di Geoscienze di Padova, ma è rivolta ad un'area finora poco indagata nella sua completezza per gli aspetti geomorfologici e geologici.

2. INQUADRAMENTO

2.1 Inquadramento geografico

Il territorio considerato in questa tesi comprende parte della bassa pianura veronese nel settore in cui questa s'incunea tra i territori della provincia di Mantova e Rovigo (**Fig. 2.1**). In particolare si tratta della regione geografica comunemente denominata Valli Grandi Veronesi. La zona d'interesse si estende su un'area di circa 20 x 10 km in direzione E-W; il limite settentrionale è circa 35 km a sud-est della città di Verona, all'incirca tra i centri abitati di Legnago e di Casaleone, quello meridionale è circa coincidente con il tracciato del Canal Bianco, verso est è rappresentato dal tracciato del Fiume Adige e dai centri abitati di Villa Bartolomea e Castagnaro, mentre ad ovest coincide con parte del limite regionale tra Veneto e Lombardia.

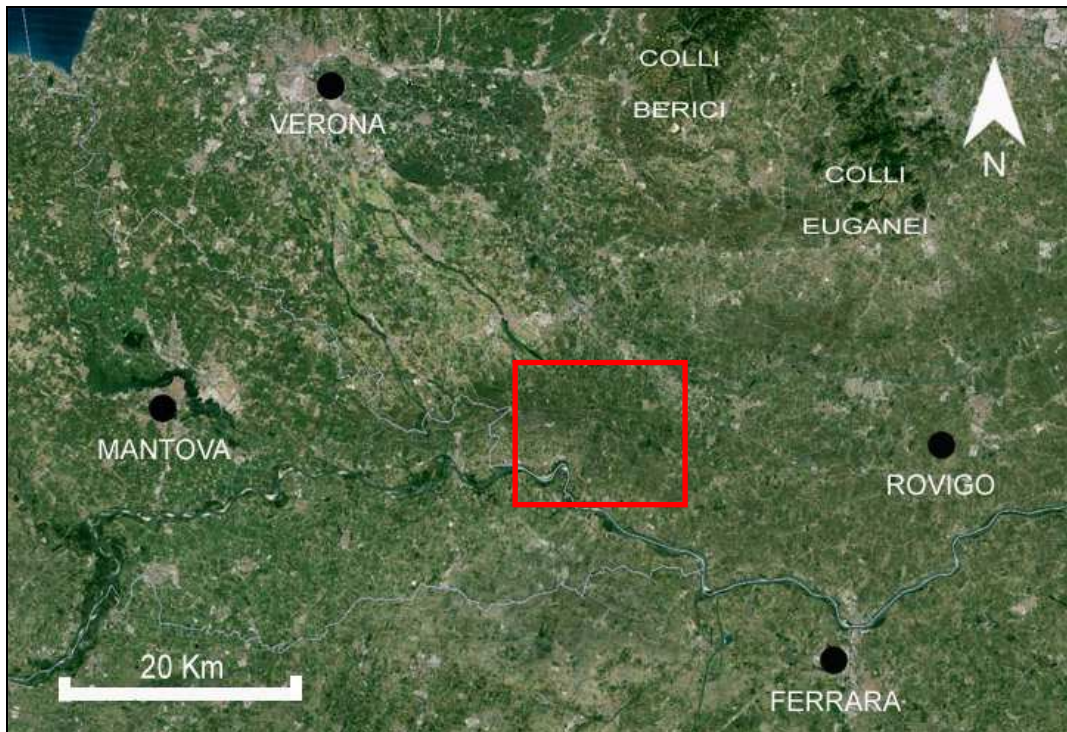


Fig. 2.1–Inquadramento geografico dell'area di studio (immagine Landsat tratta da www.flashearth.com).

Dal punto di vista amministrativo, la porzione di territorio considerata ricade in diversi comuni appartenenti alla regione Veneto. Tra questi, i comuni di Legnago, Cerea, Casaleone, Villa Bartolomea e Castagnaro rientrano nella provincia di Verona, mentre Castelnuovo Bariano, Castelmassa, Giacciano con Baruchella e Ceneselli fanno invece parte della provincia di Rovigo.

2.1.1 Idrografia del territorio

L'area di studio è interessata dallo scorrimento di diverse aste fluviali, numerosi canali e canalette di scolo artificiali che spesso costeggiano le strade o separano i campi. La zona è attraversata, in particolare, dal *Fiume Tartaro*, un corso d'acqua di risorgiva che dalla sorgente ubicata nei pressi di Povegliano Veronese (VR), si estende in modo naturale lungo il suo tratto iniziale, in direzione S-E, toccando Isola della Scala (VR) e Nogara (VR), per poi entrare nei territori delle Valli Grandi Veronesi e Ostigliesi presso Gazzo Veronese (Malesani, 1952). Successivamente, il fiume scorre incanalato all'interno di un percorso artificiale (ricavato dalla morfologia di un antico paleoalveo del Tartaro stesso) che prende il nome di *Canal Bianco*; questo tratto artificiale si estende in direzione est per circa 80 km, dopodiché assume il nome di *Fiume Po di Levante* e scorre come tale per circa 16 km fino alla sua foce nel Mar Adriatico. Nell'area studiata scorrono una serie di fiumi minori, alimentati dalle risorgive emergenti al contatto tra alta e bassa pianura veronese e con andamento quasi parallelo fra loro. Questi corsi si sviluppano in direzione NW-SE e, come evidenziato da Malesani (1952), fra essi si evidenziano in particolare:

- il *Fiume Menago*, corso di risorgiva che sorge nei pressi di Buttapietra (VR) e che dalla sorgente si estende per circa 40 km verso S-SE, per poi sfociare nel Canal Bianco nei pressi della località Santa Teresa in Valle (comune di Cerea, VR);
- il *Fiume Tregon*, che ha origine dalla fascia delle risorgive presso Isola della Scala (VR), scorre in direzione S-SE e sfocia poi nel Canal Bianco;
- il *Fiume Bussè*, fiume di risorgiva che nasce nei pressi di Palù (VR) per poi svilupparsi in direzione SE; fino al XVIII secolo si immetteva nell'Adige presso

Roverchiara, ma successivamente è stato deviato più a sud ed attualmente da Legnago scorre incanalato nel Naviglio Bussè, fino alla sua foce nel Canal Bianco presso Torretta Veneta (VR).

Quasi parallelamente al Canal Bianco, in direzione E-W scorre la *Fossa Maestra*, un canale artificiale di circa 47 km, il cui scavo è stato completato a metà del XIX secolo.

Minori affluenti del Canal Bianco sono lo *Scolo Dugalone* e lo *Scolo Cagliari*, alimentati dalle acque dell'Adige (Malesani, 1952). In particolare, come verrà ampiamente analizzato e discusso nei capitoli successivi, il Cagliari scorre incanalato lungo un antico dosso di un paleo-Adige, probabilmente attivo in età romana (Balista *et alii*, 1992), in direzione N-S, per poi sfociare nella Fossa Maestra presso San Zeno in Valle (comune di Villa Bartolomea, VR).

L'area di studio è inoltre delimitata dalle attuali aste fluviali di scorrimento del *Fiume Adige* a nord-est e del *Fiume Po* a sud. L'Adige, nasce presso il Passo Resia, nell'Alta Val Venosta (Trentino-Alto Adige) e scorre per 409 km in direzione prevalente N-S, per poi, dal territorio veronese, svilupparsi verso est parallelamente al Po, fino alla foce nel Mar Adriatico. Il suo bacino ha un'estensione areale di quasi 12.000 km².

Le sue portate medie sono stimate intorno ai 230 m³/s presso Lendinara (RO), mentre le portate di picco sono state valutate intorno ai 2.300 m³/s negli eventi di massima piena, come testimoniato in particolare dalla catastrofica alluvione di Trento del novembre 1966 (Fiorentino e Manfreda, 2004). Tra gli eventi disastrosi più importanti degli ultimi secoli sono da ricordare anche quello del settembre 1882, quando la piena dell'Adige interessò le città di Trento, Verona e buona parte del Polesine, e l'alluvione di Salorno (Bolzano) avvenuta nel 1981. Di importanza storica è invece la fase di alluvioni avvenute all'inizio dell'alto Medioevo e che comprendono anche la dibattuta Rotta della Cucca, di cui si parlerà in seguito (Capitolo 2.5).

L'alveo dell'Adige è meandriforme più a nord dell'area di studio (dove sono maggiori i gradienti topografici), e diventa a scorrimento sinuoso in bassa pianura e nell'area considerata, dove i gradienti diminuiscono.

Il fiume Po, il maggiore fiume italiano, nasce presso Pian del Re in Alta Valle Po (Piemonte) e scorre per 652 km in direzione prevalente E-W attraversando tutta la Pianura Padana, fino alla sua foce nel Mar Adriatico. Il suo bacino copre un'estensione areale di 71.000 km². Le portate medie del Po presso Ponte Lagoscuro (FE) sono state stimate intorno ai 1.500 m³/s, mentre le sue portate di picco possono raggiungere valori di diverse migliaia di metri cubi al secondo (come registrato durante la piena del 1951, con una portata massima di 10.300 m³/s).

I depositi quaternari presenti nella zona di interesse e le antiche tracce paleo-idrografiche dei vecchi percorsi in particolare dei fiumi Adige, Po e Tartaro, costituiscono l'oggetto di studio principale di questa tesi.

2.1.2 Idrogeologia del territorio

La zona di interesse, limitata tra Adige e Po, rientra nel contesto geomorfologico della pianura padana. In riferimento alla porzione pianeggiante del Veneto, è di uso comune distinguere la parte più a nord come alta pianura, costituita principalmente da litologie grossolane e permeabili (ghiaie e sabbie) derivanti dai depositi dei megafan alluvionali (provenienti dai corsi d'acqua alpini), e la parte più a sud come bassa pianura, costituita invece da coperture di materiale litologico più fine ed impermeabile, soprattutto limi ed argille con intervalli lenticolari di sabbie e mancanza di ghiaie (Dal Prà *et alii*, 2000), unità derivanti dai fenomeni di esondazione dei fiumi principali quali, in particolare, Adige e Po.

Il limite tra alta e bassa pianura veneta viene definito in funzione dell'idrogeologia del territorio ed è coincidente con la linea delle risorgive (**Fig. 2.2**), fascia di contatto tra i due litotipi idrogeologicamente differenti, che si estende in direzione NE-SW e dalla quale sorgono in modo naturale piccoli corsi d'acqua che si sviluppano attraverso la pianura, spesso anche per alcune decine di chilometri. Anche la geomorfologia può essere considerata come elemento per distinguere le due tipologie di pianura (Servizio Geologico Nazionale, 1990), poiché nell'alta pianura i fiumi tendono ad assumere uno stile di tipo braided o a canali intrecciati, mentre in bassa pianura, in

virtù di un minor gradiente di pendenza, le forme dell'alveo sono più sinuose e meandriciformi, a canale singolo.

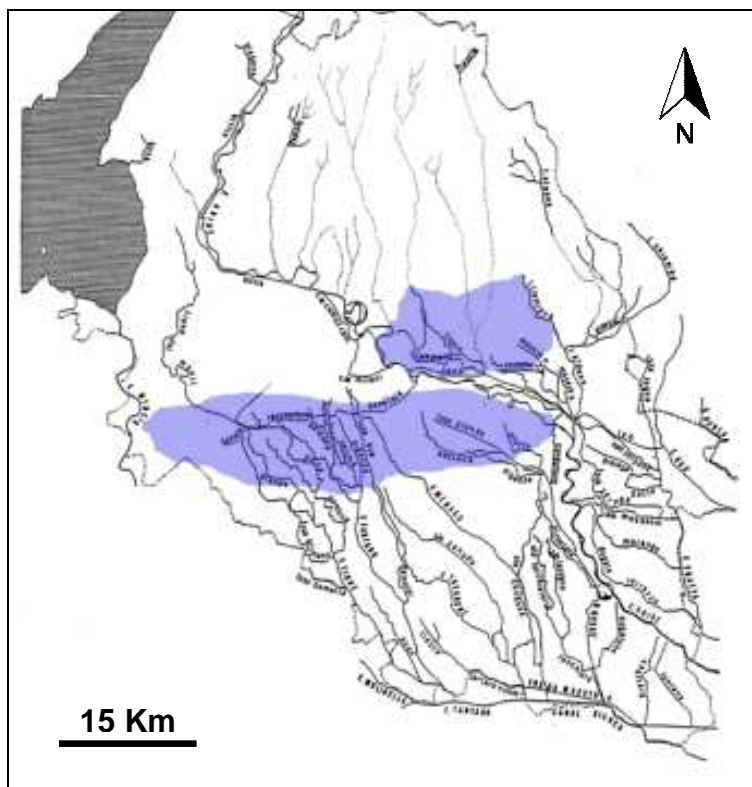


Fig. 2.2 – Fascia di ubicazione indicativa della Linea delle Risorgive nella provincia di Verona, che separa l'alta pianura veronese dalla bassa pianura veronese (immagine tratta da www.fossabova.it).

L'area di studio, compresa la zona delle Valli Grandi Veronesi, rientra quindi nel quadro idrogeologico della bassa pianura veronese e rodigina. Nell'alta pianura, grazie all'elevata permeabilità del materasso alluvionale, è presente un'unica falda indifferenziata, mentre la bassa pianura presenta un acquifero multi-falda, costituito da una falda superficiale a carattere freatico e da diverse falde profonde in pressione a carattere artesiano, che possono raggiungere varie decine di metri di profondità. Questi acquiferi profondi sono alimentati dal materasso alluvionale dell'alta pianura, oltre che dagli afflussi meteorici diretti, dalle infiltrazioni irrigue e dai corsi d'acqua disperdenti presenti nella zona.

Come si evince dal sottostante stralcio della “Carta Isofreatica della Regione Veneto” (**Fig. 2.3**), basata su rilievi eseguiti nel dicembre 1983, la falda più superficiale mostra un generale deflusso ipogeo orientato NO-SE e, da nord verso sud, diminuisce la

propria quota sul livello del mare, fino a raggiungere nell'area di studio valori di soggiacenza compresi tra 1 m e 2 m di profondità dal piano campagna, con un gradiente idraulico piuttosto basso.

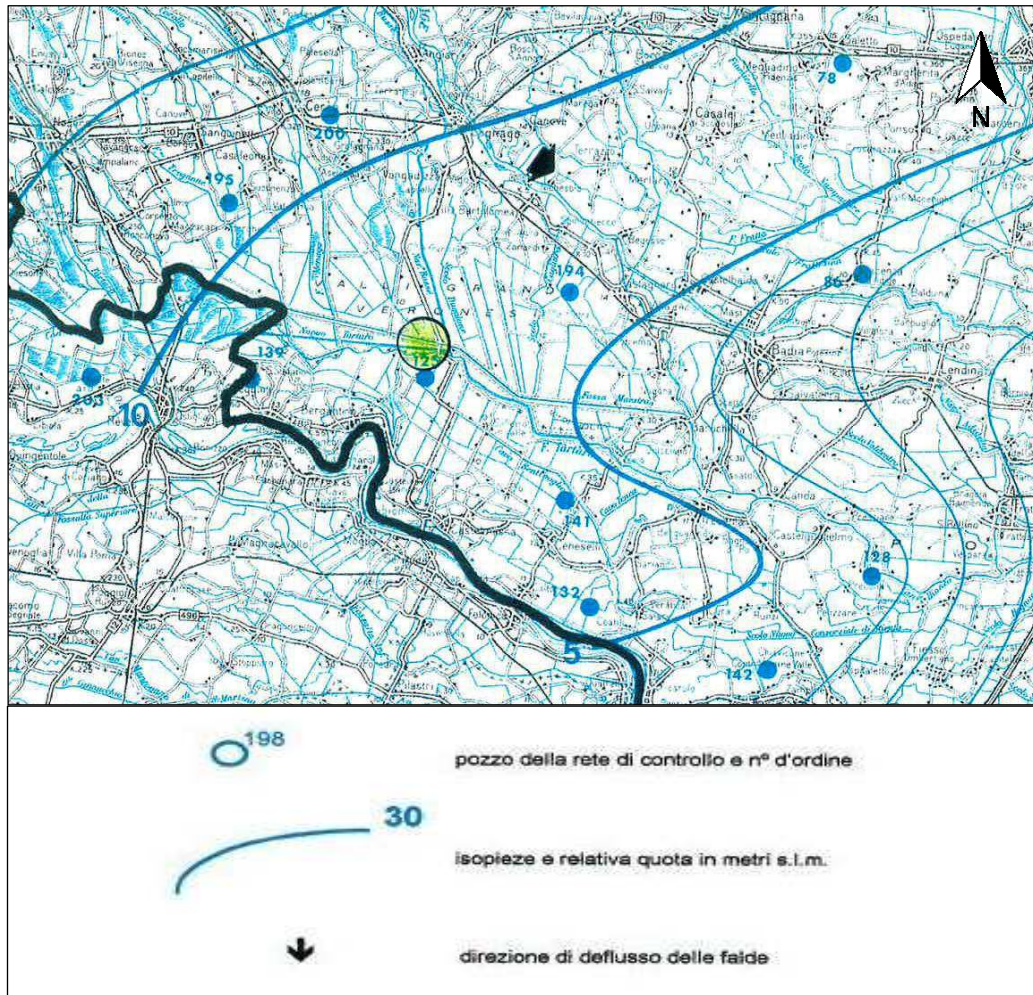


Fig. 2.3 – Stralcio della Carta Isofreatica della Regione Veneto, Scala 1:250.000 e relativa legenda, con la direzione di deflusso ipogeo ed i valori delle quote assolute della falda freatica nell'area di studio.

2.2 Assetto strutturale ed evoluzione pre-aternaria

L'area delle Valli Grandi Veronesi, si inserisce nel contesto geodinamico e strutturale riferibile all'ampio bacino sedimentario della Pianura Padana. Questo bacino sedimentario ha subito una intensa storia evolutiva, che attraverso numerose

modificazioni dell'assetto tettonico e variazioni geomorfologiche legate all'attività quaternaria dei corsi d'acqua, ha portato la Pianura Padana ad assumere la forma e le caratteristiche attuali.

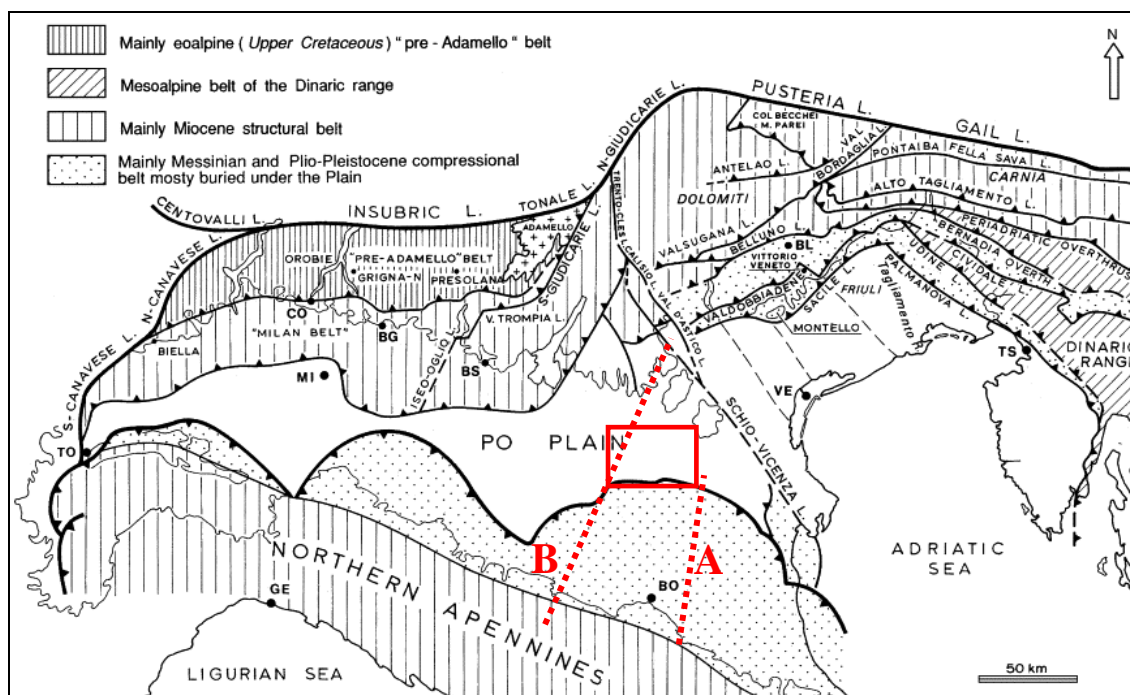


Fig. 2.4 – Carta geologico-strutturale del nord-Italia (Castellarin *et alii*, 2005), con indicazione approssimativa dell'area di studio e delle sezioni geologiche A e B riportate nelle Fig. 2.6 e Fig. 2.7.

Le strutture tettoniche più rilevanti per la zona delle Valli Grandi Veronesi possono essere individuate nelle aree limitrofe attraverso l'utilizzo dei cataloghi multimediali ITHACA (ISPRA, Portale del Servizio Geologico d'Italia, “*Italy Hazard from Capable faults*”) e DISS 3.1.1. (INGV, “*Database of Individual Seismogenic Sources*”, **Fig. 2.5**), database nei quali vengono segnalate tutte le strutture tettoniche principali attualmente conosciute sul territorio italiano. In particolare, l'area di studio considerata si trova nelle vicinanze:

- a nord, della presunta faglia normale sepolta denominata Linea dell'Adige che costeggiando il bordo meridionale dei Monti Lessini, si spingerebbe per circa 35 km con una direzione media E-W (Baraldi *et alii*, 1980);
- a sud, del complesso sismogenetico dell'Arco Appenninico Emiliano, costituito principalmente da sovrascorrimenti immergenti a S-W, i cui movimenti sono

stati responsabili dei recenti eventi sismici del Maggio 2012 nella zona tra Modena e Ferrara (**Fig. 2.6**);

- a nord-ovest, del complesso sismogenetico di faglie inverse a modello “giudicariense” chiamato Monte Baldo, attivo fin dal Cretacico (Castellarin, 1982), orientato in direzione NE-SW, su cui sono impostati il Lago di Garda e il Monte Baldo stesso;
- sempre a nord-ovest, della sorgente sismogenetica detta Adige Plain, un ipotizzato sistema di faglie minori che si estenderebbe per circa 30 km in direzione SW-NE. Attualmente gli studi in merito sono ancora incompleti, ma si ritiene che tale complesso possa aver innescato il meccanismo tettonico che ha provocato il violento sisma di Verona del 1117 d.C., con una magnitudo momento stimata di 6.6 M_w (Guidoboni *et alii*, 2005);
- a nord-est, della lunga faglia trascorrente Schio-Vicenza, attiva fin dall’Oligocene, che si sviluppa per circa 100 km di lunghezza in direzione NW-SE (Slejko *et alii*, 1987).

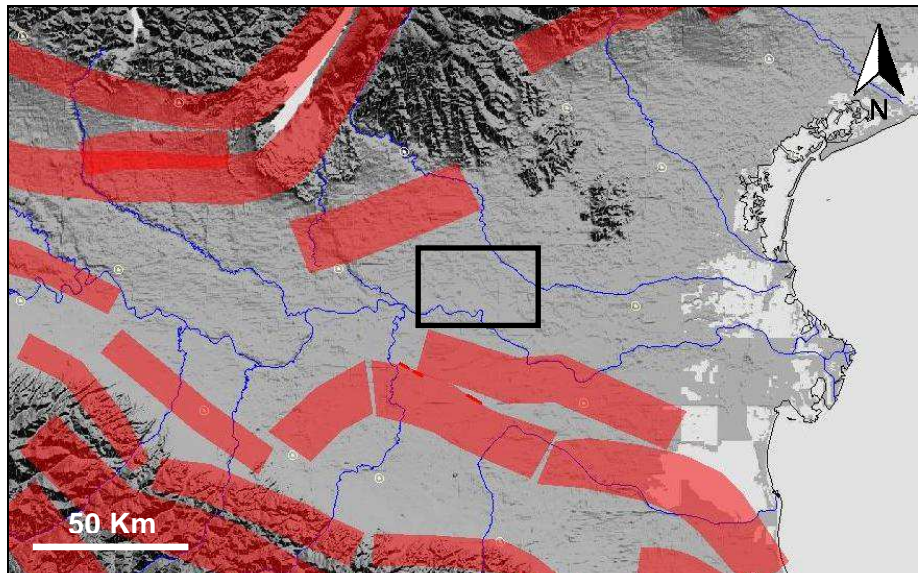


Fig. 2.5 – Principali sorgenti sismogenetiche individuate dal database DISS ver. 3.1.1. nelle vicinanze della zona di studio considerata (immagine tratta da www.diss.rm.ingv.it).

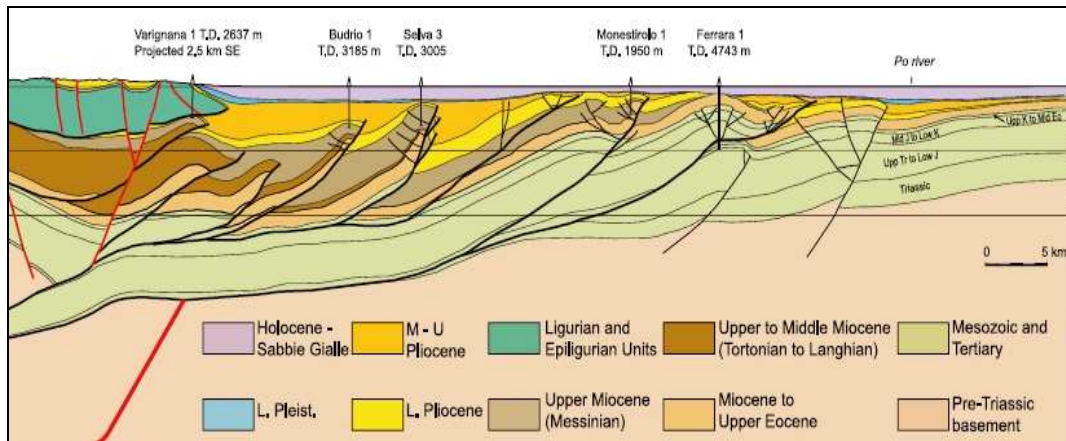


Fig. 2.6 – Sezione geologica ‘A’ (riferita alla precedente Fig. 2.4) attraverso il complesso sismogenetico dell’Arco Appenninico Emiliano, dove sono mostrate numerose pieghe antiformali e strutture di sovrascorrimento (Piccotti e Pazzaglia, 2008).

L’area che oggi indichiamo come Pianura Padana, durante il Mesozoico rappresentava la zona di avampaese sia della catena alpina che di quella appenninica. Successivamente, durante l’Oligocene, l’area, con il progredire della spinta e della subduzione della placca litosferica africana al di sotto della placca euroasiatica (movimento che prosegue fin dal Cretaceo; Carminati e Doglioni, 2012), assunse sempre di più le sembianze di un bacino profondo, costituendo l’avanfossa prima della catena alpina (Oligocene finale) e successivamente anche della catena appenninica durante il Miocene finale.

La collisione e conseguente subduzione della placca euroasiatica sotto quella africana conferisce quindi al bacino padano una struttura tettonica di regime compressivo, in cui i due settori montuosi coinvolti subiscono accorciamenti crostali dovuti alla compressione tettonica; ne consegue la formazione di pieghe e sovrascorrimenti (thrusts) che danno origine a fitti sistemi di faglie con direzioni indicative NNW-SSE, WNW-ESE e N-S.

L’attuale Pianura Padana, quindi, ricopre parte della catena alpina sud-vergente a nord, e parte della catena appenninica nord-vergente a sud, e risulta caratterizzata da sedimenti alluvionali e fluvio-glaciali che ricoprono un substrato roccioso profondo, costituito da diversi settori separati da antiche faglie, legate all’evoluzione geodinamica pre-quadernaria del territorio e messe in evidenza da numerosissimi studi sismici a riflessione e a rifrazione alla scala sub-regionale (Pieri e Groppi, 1981).

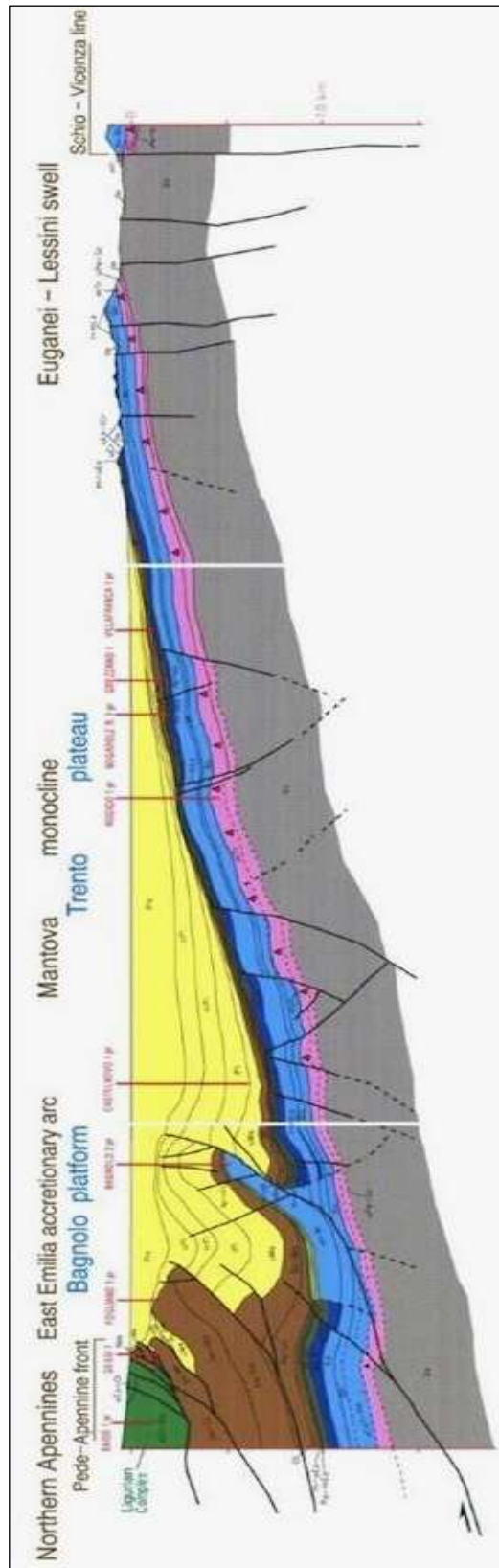


Fig. 2.7 – Sezione geologica ‘B’ (riferita alla precedente Fig. 2.4) illustrante l’assetto strutturale generale della pianura padano-veneta (Fantoni e Franciosi, 2009).

Le zone della pianura veneta (e quindi anche il bacino depresso delle Valli Grandi Veronesi), pur non essendo interessate da affioramenti rocciosi che possano testimoniare direttamente l'assetto strutturale del substrato, costituiscono una fascia di transizione tra i rilievi pedemontani alpini ed la catena appenninica (precedente **Fig. 2.7**). L'area delle Valli, nonostante si trovi relativamente a poca distanza dai due fronti montuosi, è ubicata in una zona quasi indeformata dal punto di vista tettonico.

La catena appenninica sepolta è sovrapposta in un complesso sistema di faglie inverse e sovrascorrimenti che coinvolgono potenti formazioni rocciose dal Pliocene inferiore fino alla base del Mesozoico (Castellarin *et alii*, 1985), e con molta probabilità coinvolgono anche il basamento cristallino del pre-Triassico (Cassano *et alii*, 1986), poiché anche alcuni studi (Lavecchia *et alii*, 2003) suggeriscono che alcune delle faglie dislocanti questo basamento sono ancora attive. Questo assetto complesso delinea una condizione di regime compressivo, con un graduale sviluppo tettonico verso nord. Dal Cenozoico inferiore ad oggi, la convergenza tra Appennini nord-est-vergenti e Alpi sud-vergenti è ancora in evoluzione (Boccaletti *et alii*, 2004).

L'area studiata è più specificamente caratterizzata da un sistema tettonico costituito dallo scontro tra il complesso di pieghe dell'Arco Ferrarese-Romagnolo, che caratterizzano la zona a sud e costituiscono il limite più settentrionale della catena appenninica, e le pieghe monoclinali della fascia pedemontana, affiorante più a nord.

La fascia più centro-meridionale della pianura è costituita in particolare da pieghe antiformali ancora in deformazione, indotte presumibilmente da thrusts attivi nella copertura sedimentaria (Benedetti *et alii*, 2003; Boccaletti e Martelli, 2004; Vannoli *et alii*, 2004; Wilson *et alii*, 2009.). In questo complesso strutturale, il lineamento in cui i depositi pre-quadernari si avvicinano maggiormente alla superficie (dove quindi i depositi quadernari hanno spessori molto ridotti) corrisponde alla Dorsale di Ferrara, un anticlinale del Neogene costituita, dal punto di vista litologico, da un substrato calcareo di origine miocenica. L'asse di questa dorsale è posizionato in direzione WNW-ESE ed i suoi sovrascorrimenti hanno immersione SSW.

Durante il Pleistocene medio, in virtù di un picco di sollevamento tettonico (Mantovani *et alii*, 2013) la Dorsale di Ferrara si trovava in posizione emergente, subendo intensi fenomeni di erosione superficiale che andavano a depositare detriti nell'Avanfossa Padano-Adriatica, dove si raggiungono i valori più alti di subsidenza. Questa avanfossa era alimentata principalmente dai materiali erosi dalla catena alpina,

trasportati dai fiumi lombardi e veneti come l'Adda, il Mincio e l'Adige (Ghielmi *et alii*, 2010).

I numerosi sollevamenti ed abbassamenti tettonici che si sono susseguiti durante varie fasi nell'area padana, hanno portato le strutture tettoniche menzionate a subire diversi fenomeni di emersione e sommersione marina, dovuti anche alle varie fasi di innalzamento ed abbassamento eustatico del livello marino. I settori strutturali che subivano sollevamento relativo rispetto al livello del mare, emergendo, venivano sottoposti a processi erosivi con conseguente origine di materiali detritici che andavano poi a depositarsi nelle zone limitrofe depresse. In funzione dell'oscillazione eustatica del livello marino e dei movimenti tettonici, iniziavano a crearsi già dall'Oligocene i primi depositi torbiditici e marini in alcune zone marginali del bacino padano (Ricci Lucchi *et alii*, 2002).

Durante l'Oligocene, in corrispondenza dell'inizio dell'orogenesi vera e propria della catena delle Alpi, per gli sforzi tettonici ingenti tra placca africana a sud e placca euroasiatica a nord, il bacino padano ha subito probabilmente la sua massima subsidenza, dopodiché, i depositi di erosione provenienti dalle catene alpina ed appenninica hanno iniziato a colmare il suddetto bacino.

Successivamente, dal Miocene inferiore e anche durante il Miocene medio, vi fu una fase di stasi tettonica, testimoniata da una sempre più evidente diminuzione di sedimenti grossolani provenienti dall'erosione alpina a favore della deposizione di sedimenti marini più fini, marnosi ed argillosi.

I suddetti depositi hanno iniziato successivamente ad essere fortemente tettonizzati durante una intensa attività tettonica sul finire dell'epoca del Miocene superiore, mentre di nuovo nel Pliocene inferiore si assisteva ad un ulteriore momento di stasi tettonica e ad un periodo di ingressione marina prevalente, la quale ha consentito la deposizione di sedimenti fini marini e pelitici fino ai margini di buona parte delle due catene montuose di neoformazione.

L'emersione delle terre è proseguita durante il Pliocene medio-superiore (Dondi e D'Andrea, 1986) interessando soprattutto i settori montuosi alpini, mentre infine durante il Pleistocene, un generale contesto di subsidenza tettonica ed intensa ingressione marina ha consentito il riempimento quasi totale del suddetto bacino padano, con sabbie ed argille di origine marina e depositi torbosi e palustri ricchi di materiale vegetale, indici di intervalli di ristagno idrico e di stasi sedimentaria.

2.3 Inquadramento geomorfologico

L'area geografica delle Valli Grandi Veronesi assume l'aspetto di un grande bacino alluvionale orientato in direzione E-W (Malesani, 1952). E' una zona topograficamente depressa, di soli pochi metri sopraelevata rispetto alla quota del medio mare, come si evince anche dalla carta topografica sottostante (Fig. 2.8, Malesani, 1952); in essa sono presenti molti bacini palustri racchiusi tra diversi dossi fluviali, principalmente dovuti ad avulsioni atesine oloceniche del Fiume Adige.

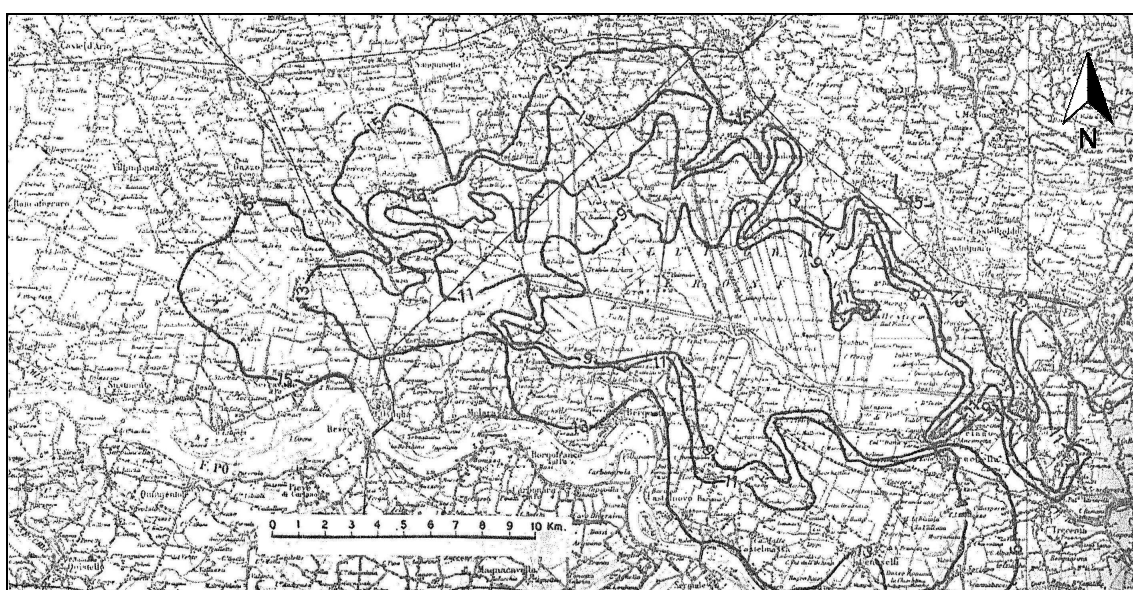
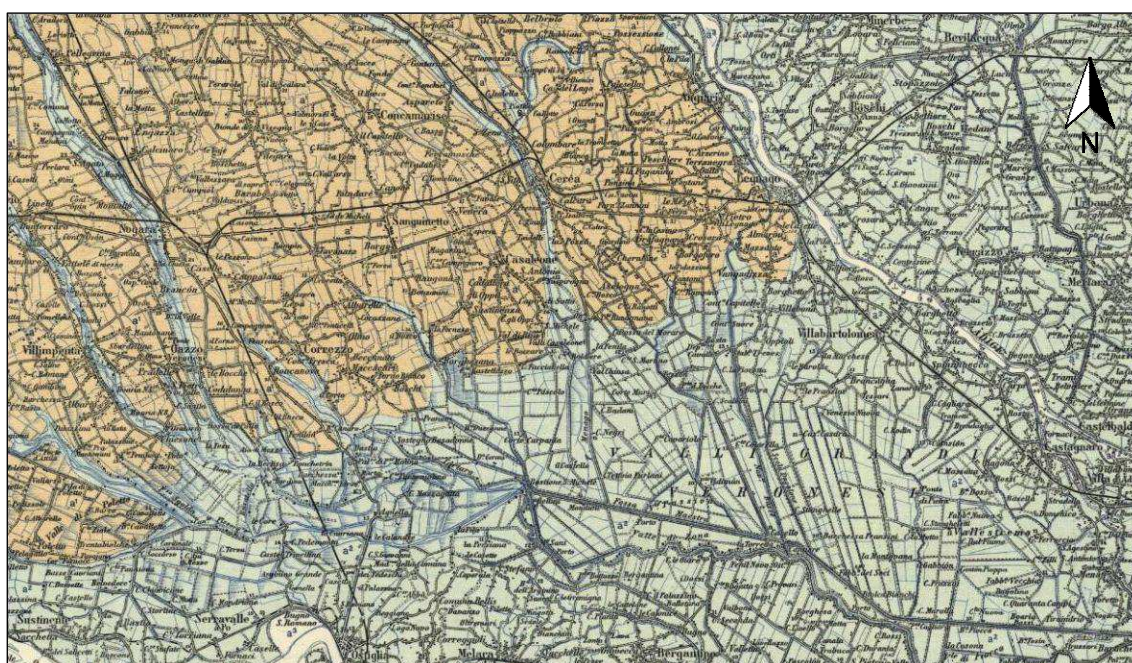


Fig. 2.8 – Isoipse del territorio delle Valli Grandi Veronesi, tracciate in seguito ai rilievi eseguiti dall'Ufficio Tecnico del Consorzio, su base I.G.M. alla scala 1:100.000 (Malesani, 1952).

Quest'area è stata soggetta a numerosi fenomeni di allagamento e ristagno delle acque ed impaludamento, dovuti a poco efficienti reticoli di drenaggio, a loro volta legati alla topografia, alla geomorfologia e all'idrografia dell'area. Sulle sue superfici si riscontra una diffusa deposizione di materiali coesivi fini di esondazione e di depositi torbosi di impaludamento. Come già accennato, al problema del ristagno idrico si è ovviato nei secoli scorsi grazie ad intense attività di bonifica che hanno permesso l'adeguato drenaggio delle acque di ristagno e la conseguente coltivabilità delle superfici.

Le Valli Grandi Veronesi attualmente sono drenate principalmente dal Fiume Tartaro, un corso d'acqua di risorgiva contenuto tra le cinture di divagazione di età post-romana del Fiume Adige e del Fiume Po (Balista e De Guio, 1997), che funge da scolo principale, assieme ai suoi affluenti ed ai canali che confluiscono in esso.

Facendo riferimento allo stralcio del foglio n°63 della “Carta Geologica d'Italia” (Fig. 2.9), la zona si inserisce in un contesto geologico di depositi olocenici più recenti e terrazzati (indicati con l'unità *a2*) del Fiume Adige e del Fiume Po, poggianti su depositi più antichi (indicati con l'unità *a1*) appartenenti al sistema del Fiume Adige.



a 3	alluvioni sabbioso-ghiaiose, talvolta argillose, degli alvei attuali
a 2	alluvioni recenti dei bassipiani
a 1	alluvioni antiche dei piani terrazzati

Fig. 2.9 – Stralcio della Carta Geologica d'Italia – Foglio n°63 – Scala 1:100.000, con relativa legenda, indicante le unità geologico-litologiche principali dell'area di studio.

Come suggerisce più nel dettaglio lo stralcio della “Carta delle principali unità Geomorfologiche e Pedo-alluvionali delle Valli Grandi Veronesi Meridionali” (Fig. 2.10), l'area di studio comprende diverse unità geologico-geomorfologiche. Il limite più a nord-ovest dell'area delle Valli Grandi Veronesi ospita i depositi del Pleistocene

superiore appartenenti al sistema deposizionale definito nella letteratura geologica come *Antico Conoide dell'Adige* (corrispondente sulla carta all'unità *fw*).

Questo conoide, prodotto dalla deposizione fluviale del fiume Adige, è stato successivamente inciso dal fiume stesso e dai fiumi di risorgiva; ciò ha comportato, dal Tardoglaciale, la formazione del cosiddetto *Piano di Divagazione* di età tardo pleistocenica-olocenica antica (Sorbini e Zorzin, 1989), un piano terrazzato con dislivelli anche fino ai 3 m, prodotto in parte dall'erosione e deposizione alluvionale dovuta alle avulsioni del Fiume Adige stesso (tali depositi sono indicati nella carta geomorfologica con l'unità *a11-ca*) ed in parte dall'erosione e deposizione esercitata dai fiumi di risorgiva (unità *a11-rt* nella carta geomorfologica).

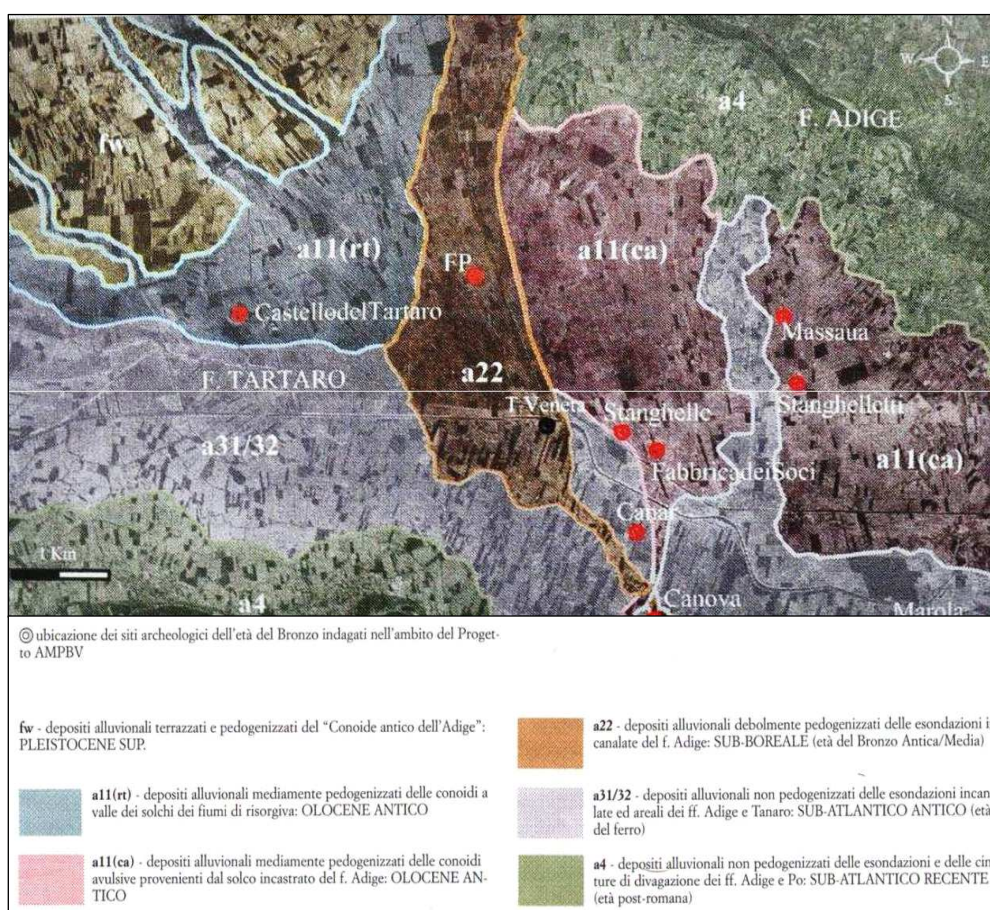


Fig. 2.10 – Stralcio della Carta delle principali unità Geomorfologiche e Pedo-alluvionali delle Valli Grandi Veronesi Meridionali, Scala 1:50.000, con relativa legenda, indicante le unità geomorfologiche e pedologiche principali dell'area di studio (Balista e De Guio, 1997).

Di seguito vengono descritte in maggior dettaglio le due principali unità geomorfologiche della zona.

Antico Conoide dell'Adige

Prodotto dalla deposizione del Fiume Adige in età pleistocenica, questa formazione geomorfologica si protende a ventaglio dallo sbocco della Val Lagarina (ubicata a nord-ovest di Verona) verso est sulla pianura veronese, fiancheggiando la fascia pedemontana dei Monti Lessini e spingendosi in tale direzione fino ai Colli Berici, ubicati a circa 40 km ad est di Verona. I depositi riferibili a questa unità sono dei terrazzi topograficamente sopraelevati rispetto ai depositi più recenti del piano di divagazione, e sono costituiti prevalentemente da terreni ghiaiosi e sabbiosi; banchi di argilla e limo, presenti in posizioni più distali rispetto allo sbocco della Val Lagarina, sono comunque poco estesi. I vari campioni analizzati (Sorbini *et alii*, 1984) presentano basse percentuali di sedimento fine, come dimostrano le distribuzioni granulometriche riportate in seguito (**Fig. 2.11**). Nelle alluvioni superficiali della parte più prossimale dell'antico conoide è possibile rinvenire talvolta ciottoli ed ingenti massi di consistenti dimensioni, indici di elevate energie di trasporto da parte del Fiume Adige.

Piano di Divagazione

L'antico conoide dell'Adige è stato successivamente inciso ed eroso dal fiume stesso. Ciò ha comportato un rimodellamento dell'antico conoide stesso e l'incisione del cosiddetto piano di divagazione dell'Adige, con formazione di dislivelli che rispetto all'unità descritta precedentemente vanno da poche decine di metri (più a nord) fino a pochi metri nell'area più a sud. Questa unità geomorfologica, dalla città di Verona si estende a ventaglio indicativamente in direzione sud-est costituendo quindi un terrazzo ribassato compreso tra le scarpate principali dell'antico conoide (Sorbini *et alii*, 1984). All'interno di questa unità sono state individuate diverse morfologie fluviali di canali intrecciati e meandriformi, e morfologie di aree palustri bonificate nei secoli scorsi (in particolare ai piedi delle scarpate opposte dell'antico conoide e in tratti di alvei fluviali abbandonati, corrispondenti alle zone più depresse del piano di divagazione). Dal punto di vista litologico, questa unità è caratterizzata prevalentemente da sabbie medio-fini e limi, i quali costituiscono la maggior parte delle alluvioni atesine da parte del Fiume Adige e dei fiumi di risorgiva nel piano di divagazione e ospitano spesso il materiale

organico torboso. Sono di seguito illustrate le distribuzioni granulometriche di alcuni campioni raccolti da Sorbini *et alii* (1984) (**Fig. 2.11**).

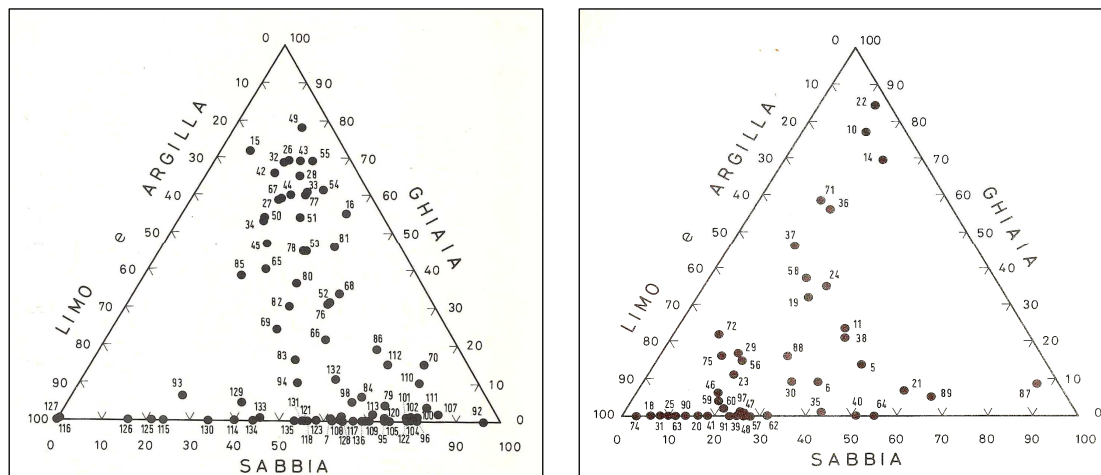


Fig. 2.11 - Distribuzioni granulometriche di alcuni campioni dell'antico conoide dell'Adige (immagine a sinistra) mostrandone una prevalenza di ghiaia e sabbia, e del piano di divagazione dell'Adige (immagine a destra), mostrandone una prevalenza di limo e argilla (Sorbini *et alii*, 1984).

A queste principali unità si sovrappongono depositi alluvionali più recenti e quindi scarsamente pedogenizzati, riferibili alle fasce di divagazione del Fiume Adige e del Fiume Po in prossimità dei loro attuali alvei (unità geomorfologica *a31-a32* di età romana) e del Fiume Tartaro (unità *a4* di età medioevo-rinascimentale).

Indicazioni utili al fine dell'inquadramento dell'area di studio possono derivare anche dalla "Carta dei Suoli del Veneto" (**Fig. 2.12**, ARPAV, 2005), che illustra i tipi di suoli presenti nell'area di studio. Le unità di suolo principali su questa zona sono le unità *BR*, indicate come "unità della bassa pianura recente" (ARPAV, 2005), quindi a valle della linea delle risorgive, riferite a sistemi deposizionali olocenici a dossi sabbiosi e a depressioni con depositi fini. L'area di studio considerata comprende:

- un'unità di suoli su dossi della pianura alluvionale, formati principalmente da sabbie e limi particolarmente calcarei (unità *BR.2*, presente principalmente lungo l'estensione fluviale del Fiume Adige e del Castagnaro; il limite di questo suolo corrispondente circa al limite dell'unità geomorfologica di deposito alluvionale recente dell'Adige indicata come *a4*);

- un'unità della pianura alluvionale indifferenziata con suoli limosi molto calcarei (unità *BR.4*, particolarmente sviluppata sul territorio comunale di Villa Bartolomea);
- un'unità di aree depresse con suoli argillosi e limosi calcarei (unità *BR.5*, poco estesa lungo il Naviglio Bussè e lungo la paleovalle del Fiume Menago);
- un'unità di suoli in aree depresse di piana alluvionale composti da depositi torbosi limoso-argillosi (unità *BR.6* che si estende per gran parte del territorio lungo la fascia di divagazione del Fiume Tartaro-Canal Bianco).

Sempre sulla “Carta dei Suoli del Veneto”, nella porzione di territorio più a nord-ovest dell’area d’interesse si può invece notare la presenza di unità *BA*, indicate come “*unità della bassa pianura antica*” (ARPAV, 2005). Tali unità comprendono suoli molto calcarei, ricchi di concrezioni carbonatiche superficiali, e sono riferite a sistemi deposizionali pleistocenici a dossi sabbiosi e a piane alluvionali con depositi fini.

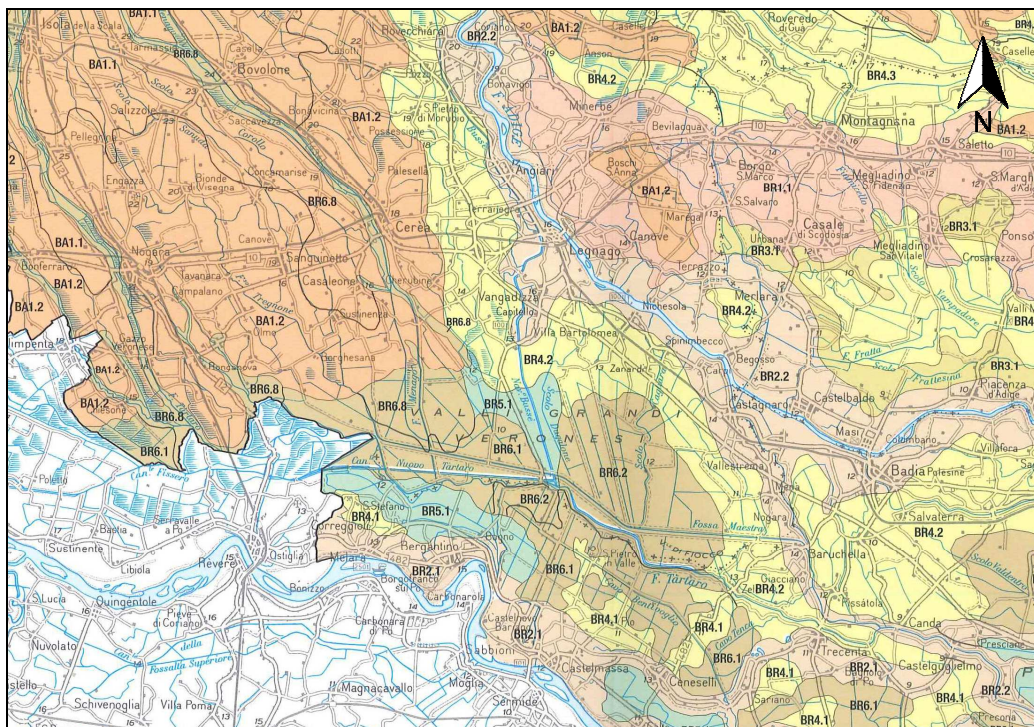


Fig. 2.12 – Stralci della Carta dei Suoli del Veneto (A.R.P.A.V., 2005), mostrante le principali unità BR e BA nell’area di interesse.

2.4 Evoluzione quaternaria

Il bacino padano ha visto susseguirsi numerose fasi di variazione tettonica e climatica durante la sua storia evolutiva pre-quaternaria, come descritto anche nel contesto tettonico-strutturale dell'area. La sua attuale morfologia di superficie è però legata soprattutto ai depositi quaternari del tardo Pleistocene e dell'Olocene, oltre che alle intense attività di bonifica e di rimodellamento antropico del territorio avvenute negli ultimi secoli. Questi depositi, collocati al di sopra dei depositi marini pre-quaternari, sono soprattutto legati alla storia idrografica locale più recente, pertanto sono costituiti da sedimenti di origine alluvionale e fluvio-glaciale.

I depositi quaternari sono i responsabili quindi del riempimento sedimentario fino agli attuali livelli topografici, costituito da potenti strati detritici il cui spessore varia sensibilmente a seconda della zona. Le indagini geofisiche profonde e le terebrazioni di pozzi ad elevate profondità che si sono susseguite nelle ultime decadi, con lo scopo principale di esplorazione petrolifera, e soprattutto alcune esplorazioni profonde degli anni cinquanta da parte di AGIP (Villa *et alii*, 1976), hanno dimostrato che la profondità dei depositi sedimentari quaternari varia da qualche decina-centinaia di metri, nelle zone vicino al corso del Fiume Po o in corrispondenza delle dorsali emiliane o nelle aree più vicine alla fascia pedemontana, fino a oltre 3.000-4.000 metri di spessore in corrispondenza delle aree di avanfossa più profonde.

In assenza di sezioni sismiche che interessino direttamente le Valli Grandi Veronesi, uno stendimento sufficientemente rappresentativo per conoscere la profondità della base dei depositi quaternari nell'area di studio è il profilo sismico Suzzara (MN) – Villafranca (VR) svolto da ENI (**Fig. 2.13**; Rogledi, 2010). Tale profilo si estende quindi poco ad ovest dell'area delle Valli e si può da esso dedurre che in tale area d'interesse il letto del substrato pleistocenico sia ad una profondità di circa 1.500 metri dal piano campagna. Ciò viene testimoniato anche dallo “Schema Geologico del Sottosuolo della Pianura Veneta” (**Fig. 2.14**), proposto da AGIP, dove l'area delle Valli si interpone all'incirca tra le isoipse dei 1250 e 2000 metri di profondità della base delle suddette formazioni quaternarie.

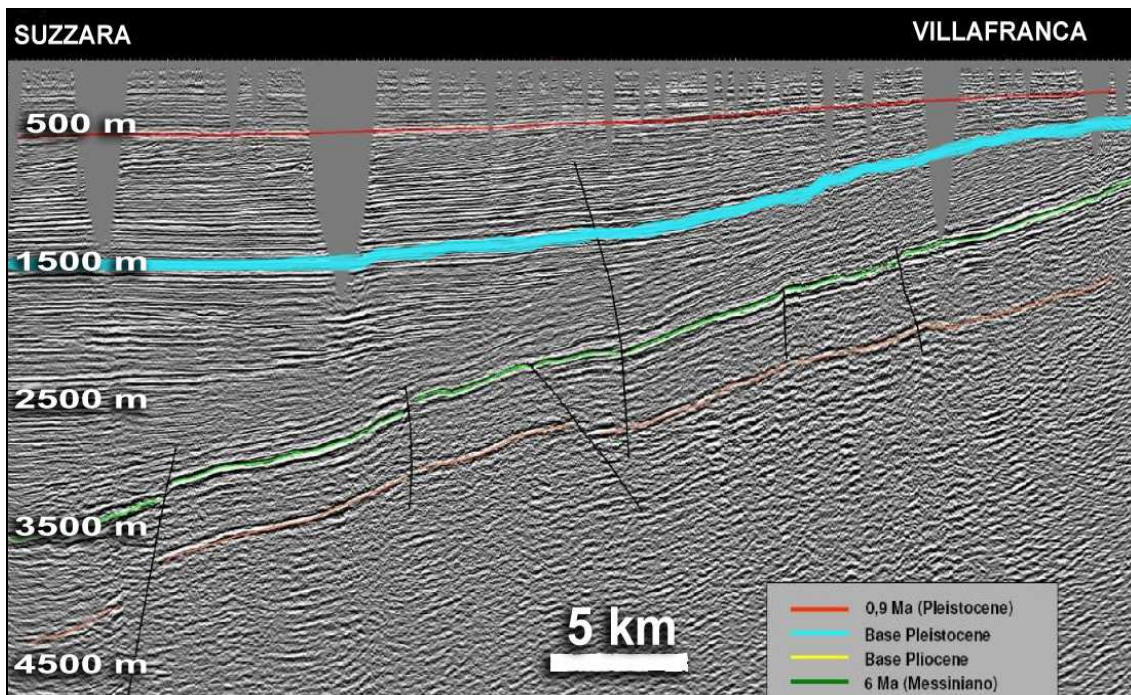


Fig. 2.13 – Profilo sismico eseguito da ENI tra Villafranca di Verona e Suzzara; la linea azzurra indica la profondità della base dei depositi del Pleistocene-Quaternario (Rogledi, 2010).

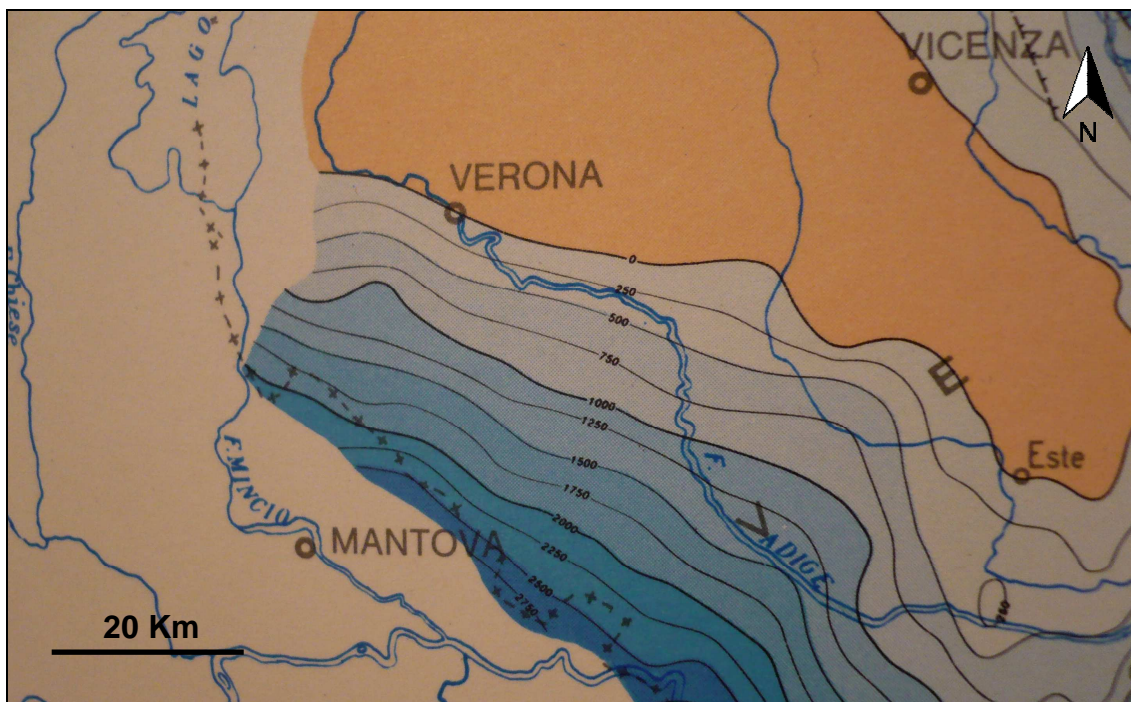


Fig. 2.14 – Stralcio dello “Schema Geologico del Sottosuolo della Pianura Padana”, scala 1:1.500.000 (AGIP), indicante le profondità della base dei depositi pleistocenici-quadernari nella pianura veneta.

Vengono esposte di seguito le principali tappe cronologiche dell'evoluzione geomorfologia della pianura veneto-friulana negli ultimi 150.000 anni (Fig. 2.15), descrivendo le variazioni che quindi hanno interessato anche la zona delle Valli Grandi Veronesi durante il pre-LGM, il LGM e durante il periodo che va dall'ultimo massimo glaciale all'Olocene più recente.

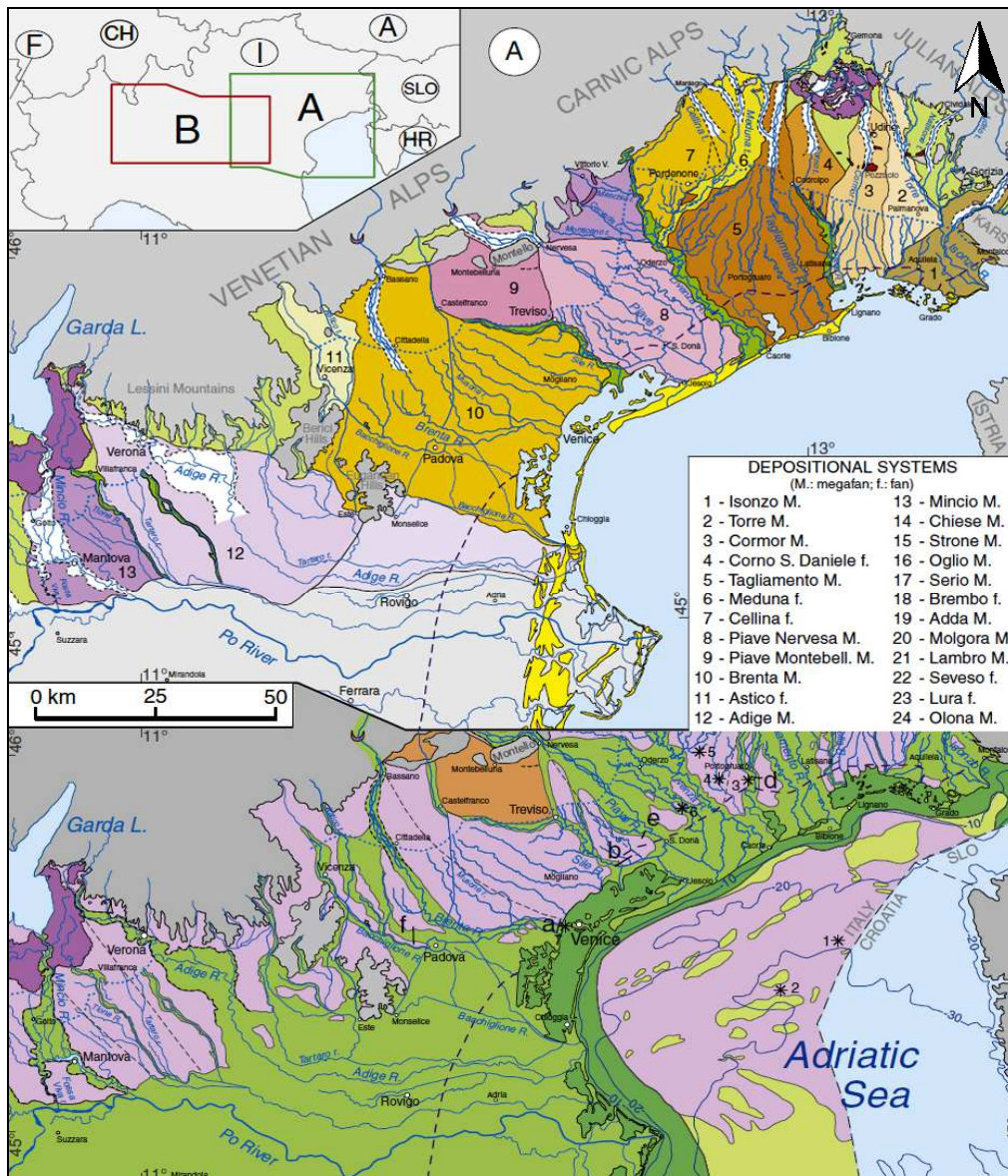


Fig. 2.15 – Evoluzione della pianura veneto-friulana: nell'immagine in alto sono rappresentati tutti i conoidi alluvionali (fans e megafans) depositati dai fiumi alpini nella pianura dal pre-LGM; nell'immagine in basso è mostrata in viola chiaro la distribuzione dei depositi del LGM ed in verde chiaro la distribuzione dei depositi post-LGM (Fontana *et alii*, 2014).

2.4.1 Pianura pre-LGM (tra 150.000 e 30.000 anni fa)

Nella fase più intensa della penultima glaciazione, indicativamente tra i 148.000 anni fa e i 135.000 anni fa (Pini *et alii*, 2009), i ghiacciai fuoriuscivano dagli sbocchi delle valli alpine e ciò ha comportato una intensa fase di sedimentazione (confrontabile con quella che seguirà poi anche durante il LGM), su parte della pianura. Questi depositi, prevalentemente formati da ghiaie e sabbie (Kent *et alii*, 2002; Fontana *et alii*, 2010), hanno il tetto che in certi casi può arrivare fino a profondità di circa 100 m.

Alcuni sondaggi geognostici profondi realizzati nella fascia più distale della pianura veneto-friulana e del delta padano, dimostrano che al di sopra di questi depositi di origine glaciale, sono presenti depositi costieri (sabbie a strati pluri-centimetrici con limo e presenza di macroresti di conchiglie) e di ambiente lagunare-deltizio, riferibili ad una successiva fase di highstand marino datata tra i 132.000 anni “*Before Present*” (BP) e i 116.000 anni BP, durante l’ultimo stadio interglaciale. Durante questo intervallo temporale più caldo, la linea di costa del Mar Adriatico era di poco più interna rispetto alla sua posizione attuale, e la quota del medio mare era più alta di circa 6 m rispetto alla sua quota attuale (Ferranti *et alii*, 2006).

Successivamente iniziò il periodo prevalentemente freddo definito Würmiano, a partire da 116.000 anni fa fino alla fine del Tardoglaciale circa 11.700 anni fa (fase che comprende quindi anche il picco dell’ultima glaciazione, ovvero il LGM). Dall’inizio di questo periodo, a due sub-stadi più freddi si sono alternati altrettanti sub-stadi più caldi, durante i quali il mare ha raggiunto quote medie di circa 20 m inferiori alle attuali (Antonioli *et alii*, 2004).

Circa 80.000 anni fa iniziò una fase mediamente più fredda e la sedimentazione nella Pianura Padana risultò essere piuttosto scarsa; ciò consentì la deposizione di estesi depositi palustri, dovuti alla stagnazione di acqua ed accumulo di materiale vegetale ed organico, con torbe potenti qualche metro, e la formazione di suoli dovuti alla pedogenesi in seguito alla stasi sedimentaria. Questi orizzonti deposizionali sono stati individuati in alcune zone della pianura veneto-friulana a profondità di circa 30-40 m dal piano campagna. I sedimenti appena soprastanti ad essi sono invece stati datati circa 26.000 anni fa, ed appartengono quindi ai depositi del LGM iniziale (Fontana *et alii*, 2010).

I depositi sedimentari del pre-LGM in Pianura Padana generalmente non sono affioranti, ma sepolti sotto coltri di sedimenti cronologicamente successivi. Le poche informazioni che si hanno in merito ad essi derivano da qualche sondaggio geognostico fino a 30-40 m (Vitturi *et alii*, 2011), profondità a cui generalmente si rinvencono i limiti tra pre-LGM e LGM. Nella pianura padano-veneta l'unica zona in cui affiorano i depositi alluvionali precedenti all'ultimo massimo glaciale si trova in alta pianura sul megafan di Montebelluna, formato dal fiume Piave, tra il Montello e l'area delle sorgenti del Sile (Bondesan *et alii*, 2002; Mozzi, 2005).

2.4.2 Pianura LGM (tra 29.000 e 19.000 anni fa)

Durante il periodo definito come *Last Glacial Maximum* (LGM), tra i 29.000 ed i 19.000 anni fa, avvenne l'ultima avanzata glaciale pleistocenica e grandi ghiacciai si estesero su tutte le Alpi fino a lambire parte della Pianura Padana (Castiglioni, 2004; Monegato *et alii*, 2007; Fontana *et alii*, 2008). Si assistette quindi ad una fase pleniglaciale di lowstand, con conseguente abbassamento eustatico del livello marino, indotto da un clima freddo e arido e dalla formazione delle calotte glaciali. In questo periodo, la maggior parte della piattaforma nord-Adriatica era emersa (Correggiari *et alii*, 1996) e di conseguenza la piana alluvionale si estendeva fino a circa 300-400 km a sud dell'attuale costa veneziana (questa porzione, che attualmente è coperta dalle acque del Mar Adriatico, è stata definita "Paleopianura Alto-Adriatica Würmiana"; Carbognin e Tosi, 2003).

Durante la fase di lowstand la piattaforma nord-Adriatica non ha subito erosione, come di norma viene osservato in contesti costieri, ma ha subito aggradazione, mantenendo il precedente fondale marino in condizioni di pianura continentale, probabilmente grazie ai bassissimi gradienti topografici della pianura stessa (Correggiari *et alii*, 1996). La presenza dei grandi ghiacciai alpini, consentì lo sviluppo di una fitta rete idrografica con portate molto abbondanti (Castiglioni, 2001). Quindi, a monte i corsi d'acqua assunsero una maggiore energia di trasporto e a valle il bacino padano iniziò a colmarsi con depositi di materiale grossolano, ghiaioso e sabbioso, oltre che con materiale più fine dovuto a numerose esondazioni, tracimazioni e rotte fluviali (Fontana *et alii*, 2004; Fontana *et alii*, 2008).

I ghiacciai, espandendosi, assicuravano un consistente trasporto di sedimenti fino alle estremità dei fronti glaciali ed alimentavano i vari sistemi fluvioglaciali della pianura, con un notevole incremento delle portate sia liquide che solide (Vitturi *et alii*, 2011). In generale, le condizioni ambientali glaciali e periglaciali durante il LGM portarono ad un'abbondante produzione di detrito nelle aree alpine e prealpine, e la deposizione di tale detrito contribuì al generale trend di aggradazione dei vari megafan alluvionali presenti nella pianura veneta e friulana (Mozzi, 2005), con un imponente sviluppo areale e verticale degli stessi, che durante il LGM toccavano la loro massima estensione (Fontana *et alii*, 2008).

Tra i 20.000 anni fa ed i 17.000 anni fa, cominciò la fase cataglaciale con deglaciazione delle aree alpine (Pellegrini *et alii*, 2005), abbandono degli anfiteatri morenici più esterni e formazione anche di cerchie moreniche più interne (Orombelli e Ravazzi, 1996; Orombelli *et alii*, 2005; Monegato *et alii*, 2007). La parte alta della pianura friulana iniziò ad essere terrazzata da incisioni fluviali e si creavano lobi telescopici terrazzati incastrati nei megafan pleniglaciali. Il terrazzamento a monte incanalava sedimenti grossolani in strette incisioni fluviali, di conseguenza si assistette ad una concentrazione del flusso idraulico e ad un aumento della capacità di trasporto; tali sedimenti portarono alla formazione a valle di dossi ghiaioso-sabbiosi, arealmente estesi e a bassa pendenza, che seppellivano i depositi pleniglaciali protendendosi fino alla laguna attuale (Vitturi *et alii*, 2011).

I depositi LGM in bassa pianura hanno formato bassi dossi, separati da piane di esondazione limoso-argillose, cui sono talvolta intervallati estesi depositi di torbe di spessore pluri-centimetrico, con una estesa continuità laterale fino a diversi chilometri lungo la pianura (Bondesan *et alii*, 2002; Miola *et alii*, 2003). Queste torbe, dovute a ristagni della falda freatica, sono evidentemente legate a brevi intervalli di stasi sedimentaria pleniglaciale; ciò si spiega perché la sedimentazione non avveniva contemporaneamente su tutta la pianura ma progrediva in modo settoriale, lasciando momentaneamente intaccate certe aree. Anche nelle Valli Grandi Veronesi la superficie LGM sembra essere stata costituita da sottili dossi leggermente rilevati rispetto alla pianura circostante (Balista e De Guio, 1997).

Se durante il LGM l'evoluzione della bassa pianura era quindi essenzialmente legata ai sistemi fluvio-glaciali e fluviali (Fontana *et alii*, 2008), nei successivi periodi del post-LGM, essa risentì molto dell'innalzamento eustatico del livello marino e, a

partire circa dall'Olocene medio, anche dell'attività antropica. In certe zone della pianura e dell'areale delle Valli Grandi Veronesi, i depositi sedimentari dell'ultimo massimo glaciale (il cui spessore lungo quasi tutta la pianura si aggira intorno ai 15 m) possono essere ancora evidenti in affioramento, mentre in altre zone possono essere rinvenuti a qualche metro di profondità dal piano campagna, sepolti dai sedimenti più recenti del post-LGM (Vitturi *et alii*, 2011).

2.4.3 Pianura post-LGM

Appena dopo la fine dell'ultima glaciazione del LGM, la linea di costa del Mar Adriatico si trovava quindi in una posizione molto più esterna rispetto al suo attuale posizionamento, a causa dell'abbassamento eustatico che ha fatto seguito alla glaciazione, e corrispondeva circa alle latitudini della attuale città di Pescara (Vai e Cantelli, 2004; Correggiari *et alii*, 1996).

Attorno ai 14.500 anni BP vi fu un rapido miglioramento delle condizioni climatiche. Tale data è quindi riconosciuta internazionalmente come fine del LGM ed inizio del Tardoglaciale, che durò poi fino al 9.500 a.C. (Orombelli *et alii*, 2005). Nonostante il periodo caldo sia stato intervallato da alcune fasi secolari o millenarie di temporaneo ritorno a condizioni quasi glaciali, il ritiro dei ghiacciai dalle valli alpine avvenne definitivamente attorno a 14.000 anni fa (Venturini, 2003).

Durante il Tardoglaciale, sia per una folta copertura vegetativa legata al miglioramento climatico, sia per il ritiro delle calotte glaciali, l'attività fluviale in pianura risultava essere confinata all'interno di valli erosive (Fontana *et alii*, 2008), attraverso le quali passavano i sedimenti che venivano poi depositati sulla piattaforma del Mar Adriatico. E' di questo periodo infatti anche la formazione del piano di divagazione dell'Adige (Sorbini *et alii*, 1984), la grande incisione del fiume atesino che ha comportato la formazione di un terrazzo abbassato e confinato all'interno del più antico conoide pleistocenico e che si estende sulla pianura veronese per alcune decine di chilometri, a S-E di Verona.

Si assistette perciò ad una riduzione degli apporti sedimentari fluviali nella pianura veneto-friulana e ad una conseguente assenza generale di dati crono-stratigrafici

(Mozzi *et alii*, 2003; Fontana, 2006). Il passaggio quindi tra le superfici LGM ed i successivi depositi olocenici è definito da una mancanza di depositi che coincide con la formazione di suoli calcici ricchi di concrezioni carbonatiche (suolo conosciuto con il termine dialettale di “*caranto*”). I suoli calcici definiscono un marker importante per riconoscere le superfici LGM (Gatto e Previatello, 1974; Mozzi *et alii*, 2003) e segnano quindi un generale limite tra Pleistocene ed Olocene (Mozzi, 2004).

Seguì una fase di trasgressione marina, dovuta alla deglaciazione, che iniziò all'incirca 11.500 anni BP, verso la fine del Tardoglaciale, e continuò fino circa agli 8.000 anni BP. Durante questo intervallo temporale, il livello eustatico si innalzò considerevolmente per lo scioglimento delle ultime calotte glaciali, arrivando a toccare il livello marino attuale e facendo, di conseguenza, arretrare l'intero sistema costiero verso l'entroterra, con conseguente aggradazione dei diversi sistemi fluviali. La fase di trasgressione marina proseguì anche durante l'Atlantico (8.000-5.000 BP) e portò la linea di costa a spostarsi fino a circa 25-30 km più ad ovest rispetto alla sua posizione attuale nella zona del delta padano (Amorosi *et alii*, 2005).

Successivamente, grazie ad un apporto sedimentario sufficientemente elevato da parte dei principali corsi d'acqua della pianura, iniziò una fase di progradazione della linea di costa verso est, fino alla sua posizione attuale. Tale fenomeno ha portato alla formazione nel Mar Adriatico degli attuali sistemi deltizi del Po e dell'Adige (Stefani e Vincenzi, 2005). Gli studi in merito hanno permesso di ipotizzare che negli ultimi 6.500 anni circa, la linea di costa si è spostata di circa 30 km verso il Mar Adriatico, di cui circa 10 km negli ultimi 2.500 anni (Carminati *et alii*, 2006), con una media di 4,5-5 m/anno, fino alla posizione odierna.

Si assistette in seguito ad una nuova fase climatica più fredda rispetto a quella precedente, a partire da circa 3.000 anni fa, alla quale fece seguito una fase climatica prevalentemente calda tra 2.500 e 1.500 anni fa, che grazie anche ad un significativo contributo antropico ed insediativo da parte dell'uomo, consentì una fase di assetto fluviale locale più stabile.

All'incirca tra 1.500 e 1.300 anni fa il contributo antropico diminuì in modo drastico a causa di un consistente peggioramento delle condizioni climatiche e di fasi particolarmente piovose che accompagnavano questo periodo. Queste condizioni ambientali portarono a frequenti esondazioni fluviali ed allagamenti di zone ampie che costrinsero l'uomo a spostarsi assieme ai suoi insediamenti. Durante questo momento

critico, i diversi corsi fluviali, inizialmente più pensili, che attraversavano la Pianura Padana, iniziarono a spostarsi in zone più depresse, abbandonando le loro posizioni.

La geomorfologia del vasto territorio della Pianura Padana e delle Valli Grandi Veronesi risulta essere quindi il complesso esito del modellamento indotto, nel corso di varie migliaia di anni, dalle diverse aste fluviali presenti nella zona, specchio di un contesto territoriale sempre in evoluzione ancora oggi; in particolare, le numerose e recenti (circa degli ultimi 5000 anni) variazioni degli alvei dell'Adige, del Tartaro e del Po, costituiscono un punto focale per comprendere la morfologia superficiale nell'area delle Valli Grandi Veronesi.

2.5 Evoluzione olocenica dell'Adige e del Po

Il Fiume Adige dalla fine dell'ultima grande glaciazione ad oggi ha subito numerose modifiche del proprio percorso e della propria morfologia. Questi mutamenti hanno pesantemente influenzato non solo la geomorfologia ed il paesaggio del territorio delle Valli Grandi Veronesi e della bassa pianura veneta in generale, ma hanno anche reso possibile la colonizzazione da parte dell'uomo di tutta la Pianura Padana.

Sebbene l'uomo fosse presente in pianura già a partire dai 7.500 anni fa, particolarmente importante fu lo sviluppo dei primi insediamenti terramaricoli di età protostorica, molto studiati nelle ricerche geoarcheologiche e di cui si parlerà successivamente (Cap. 3). Così come il Fiume Adige, anche il Fiume Po ha visto susseguirsi diverse variazioni del proprio percorso nella zona di interesse.

I fenomeni che determinano la variazione di un percorso fluviale vengono distinti in fenomeni di avulsione (o diversione), di migrazione laterale e di rotta fluviale (Stouthamer e Berendsen, 2000), piuttosto diversi negli esiti, nonostante avvengano entrambi in condizioni di esondazione o eventi di piena: l'*avulsione* consiste nello spostamento lungo una direzione variabile di un tratto fluviale con la formazione di una nuova diramazione principale.

Quando l'alveo si sposta gradualmente verso un'unica direzione, si parla invece di *migrazione laterale*. Infine, la *rotta fluviale* (elemento morfologico detto anche crevasse splay nella letteratura geologica) comporta la rottura degli argini di un fiume

con tracimazione delle acque di piena nella piana alluvionale circostante. Le rotte fluviali possono avere vita breve ed estinguersi nel tempo della piena, oppure possono condurre a nuove diramazioni avulsive che restano attive anche dopo la piena.

Come noto ormai da diversi studi in merito (Piovan *et alii*, 2012), l'area di contatto tra la pianura veneta occidentale e quella padana è stata modellata in particolare dall'attività di Adige e Po, i due maggiori e principali fiumi italiani. Le interazioni oloceniche di questi due corsi hanno generato una fitta e complessa rete paleo-idrografica costituita da dossi fluviali, rilevati di qualche metro, intervallati da spazi più o meno ampi e depressi di piana d'esondazione.

I confini tra i sistemi alluvionali dei fiumi Po ed Adige non sono ben definiti (Piovan *et alii*, 2012); è stato possibile arrivare a questa conclusione in base a studi petrografici e mineralogici sulla composizione di sabbie individuate in carotaggi verticali. Questi hanno portato ad individuare un'alternanza tra sabbie silicatiche, quarzose, con presenza di minerali di glaucofane e serpentino che caratterizzano le sabbie del Po, e sabbie più carbonatiche con presenza di frammenti di rocce vulcaniche, che caratterizzano invece le sabbie dell'Adige (Piovan *et alii*, 2010).

Tale evidenza è indice del fatto che i vari rami del Po, occasionalmente ed in tempi diversi, si sono spostati sui depositi di divagazione dell'Adige e viceversa (Veggiani, 1972; Peretto, 1986; Marcolongo, 1987; Castiglioni, 1999; Piovan *et alii*, 2010).

Questi dossi relitti (**Fig. 2.16**), di età protostorica e storica, sono indici dell'evoluzione olocenica più recente dei fiumi Adige e Po negli ultimi 5000-6000 anni e sono oggi in parte affioranti e quindi rintracciabili attraverso l'esame visivo delle immagini telerilevate; ciò negli ultimi anni ha permesso lo studio dettagliato di alcuni di essi, tra i quali il "Dosso di Fratta", il "Dosso di Adria", il "Dosso di Saline-Cona" (appartenenti al sistema del Fiume Po), il "Dosso di Montagnana-Este", il "Dosso di Conselve" e il "Dosso di Bagnoli" (appartenenti invece al sistema del Fiume Adige).

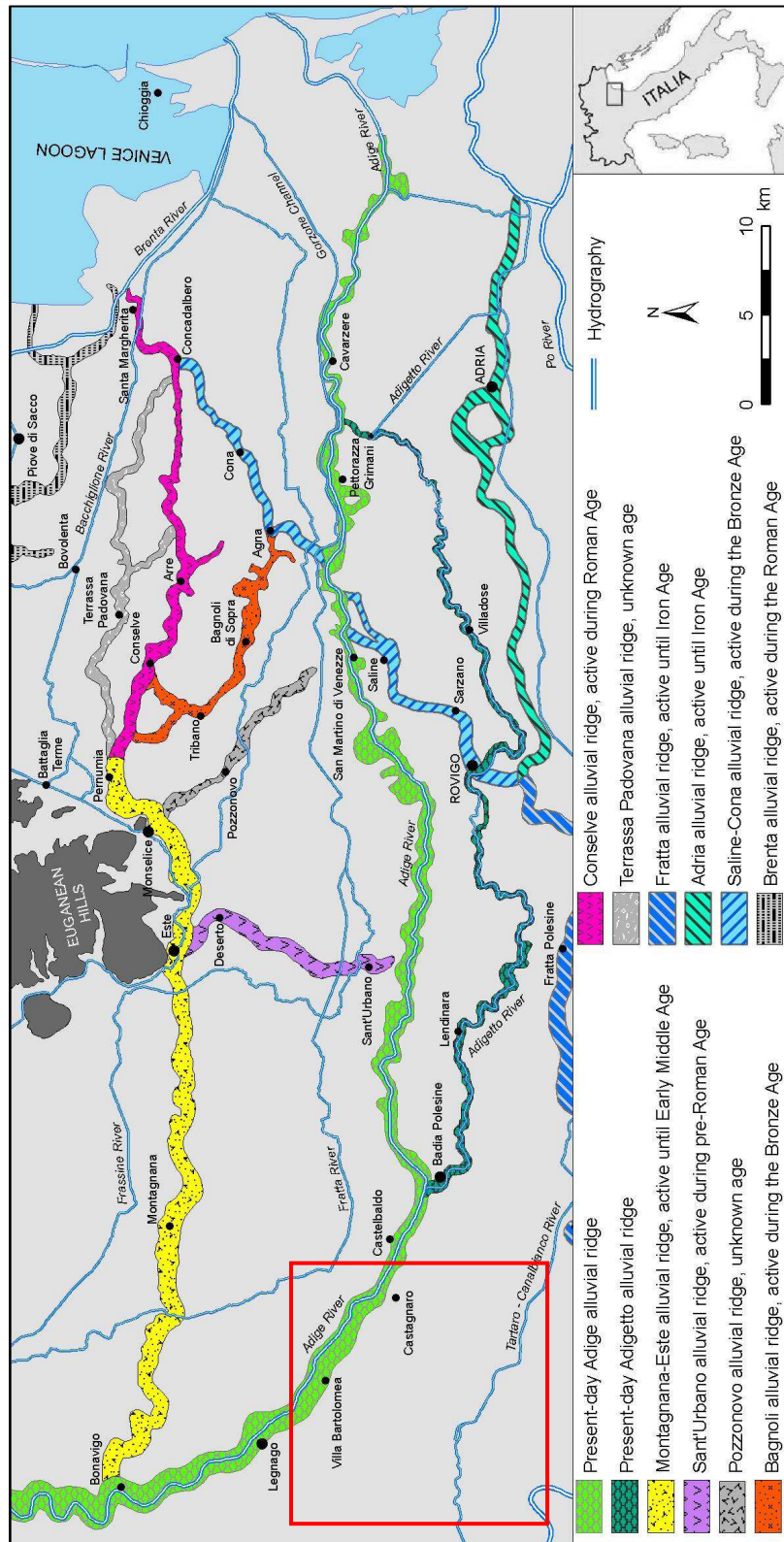


Fig. 2.16 – Estensioni ed indicazioni temporali dei dossi appartenenti al Fiume Po e al Fiume Adige, in uno schema semplificato della paleoidrografia della pianura padano-veneta (Piovan *et alii*, 2012); il riquadro rosso indica l'area di studio.

Per quanto riguarda il sistema del Po, il “*Dosso di Fratta*” è una grande struttura fluviale che si sviluppa in provincia di Rovigo da Castelnovo Bariano sino a Fratta Polesine, e costituisce un ramo del fiume attivo durante l’età del Ferro (Peretto, 1986). A valle di Fratta Polesine, tale dosso si divide in due diramazioni, tra cui quella più a sud, denominata “*Dosso di Adria*” e corrispondente ad una direttrice attiva con le sue diramazioni già a partire dal XII secolo a.C. (tra il Bronzo recente e il Bronzo finale) che si sviluppa in senso E-W verso Adria. Più a nord vi è il “*Dosso di Saline-Cona*”, conosciuto anche come il ramo più settentrionale del Po (Castiglioni, 1978). Tale paleoalveo era attivo tra la seconda metà del terzo millennio a.C. e la fine del secondo millennio a.C. (Piovan *et alii*, 2010), quindi tra l’età del Bronzo e la prima età del Ferro, e si sviluppa in senso NW-SE dalla località di Sarzano (RO) fino all’abitato di Cona (VE).

Per quanto riguarda invece il sistema alluvionale dell’Adige, si possono distinguere strutture fluviali estinte presenti sia sulla destra che sulla sinistra del fiume; queste ultime non hanno importanza rilevante ai fini della presente tesi, in quanto appartenenti ad una sezione di pianura esterna all’area di studio esposta, ma vengono comunque di seguito descritte per ragioni di completezza e per delineare il più possibile un inquadramento generale dell’evoluzione olocenica del Fiume Adige.

In sinistra Adige la struttura più importante della pianura è il “*Dosso di Montagnana-Este*”, attivo tra la tarda età del Bronzo e l’età Romana-alto Medievale (Marcolongo, 1987; Balista, 2004), che si sviluppa in direzione W-E passando da Montagnana (PD) ed Este (PD), ai piedi dei Colli Euganei. In località Pernumia (PD), tale dosso si divide in due rami tra cui il “*Dosso di Conselve*” più a nord, struttura dell’età Romana (Piovan *et alii*, 2010; Piovan *et alii*, 2012; Bondesan *et alii*, 2010) sviluppata sempre in direzione prevalente W-E, e il “*Dosso di Bagnoli*” più a sud, secondo alcuni studi attivo durante l’età del Bronzo (Piovan *et alii*, 2012) e secondo altri studi appartenente ad un Adige romano o pre-romano (Marcolongo, 1987). Quest’ultimo dosso è sviluppato invece in direzione prevalente NW-SE fino a ricongiungersi con il “*Dosso di Saline-Cona*”.

Si è discusso molto in merito alla disattivazione del “*Dosso di Montagnana-Este*”, soprattutto in riferimento al caso emblematico della “*Rotta della Cucca*”, un disastroso fenomeno di alluvione fluviale dovuto ad un intenso periodo di precipitazioni (definito “*diluvium*” dalle cronache dell’epoca di Paolo Diacono), che secondo diverse

fonti storiche sarebbe avvenuto il 17 ottobre del 589 d.C. (alto Medioevo) e che avrebbe comportato la disattivazione del ramo dell'Adige Montagnana-Este in prossimità di Bonavigo, a favore dell'apertura del ramo attuale, orientato in direzione NW-SE e passante per i centri di Legnago (VR) e Badia Polesine (RO).

In seguito a numerosi studi e dibattiti in merito, è stato appurato che in realtà l'attribuzione della diversione atesina al “*diluvium*” è stata un'ipotesi basata su errate interpretazioni delle cronache storiche di Paolo Diacono (fine del VIII secolo d.C.), del monaco e storico longobardo Secondo di Non (testimone diretto dei fatti) e di papa Gregorio Magno I (pontefice contemporaneo agli eventi alluvionali). Infatti, questi pur descrivendo nei loro scritti l'alluvione dell'Adige a Verona, non sembrano parlare in alcun modo né di deviazione del corso del Fiume Adige né di una rotta fluviale catastrofica a Cucca (Balista, 2004), località che corrisponde all'attuale territorio comunale di Veronella (in provincia di Verona, qualche chilometro più ad est di Ronco all'Adige e a nord-est di Bonavigo).

Le considerazioni degli ultimi anni e diverse evidenze geomorfologiche nell'area della presunta rotta, hanno portato a verificare che il tratto atesino Montagnana-Este era già disattivato da un paio di secoli prima che si verificassero gli episodi alluvionali del 589 d.C., e che una diramazione meridionale del Fiume Adige in direzione NW-SE era probabilmente già presente in età pre-romana e romana (Bondesan *et alii*, 2002; Balista, 2002). Ulteriori studi degli ultimi anni (Balista, 2000) hanno inoltre messo in evidenza che l'attuale Adigetto, piccolo ramo secondario dell'Adige che si snoda da esso nei pressi di Badia Polesine (RO), inizialmente costituiva un ramo principale del Fiume Adige; successivamente, il corso d'acqua principale si sarebbe incanalato in un alveo più a nord dell'Adigetto, relegando quest'ultimo al ruolo secondario che tuttora ricopre.

Probabilmente, gli eventi di esondazione fluviale del cosiddetto “*diluvium*” dell'ottobre del 589 d.C. rappresentano quindi in realtà un singolo episodio di quella che è una generale situazione di sconvolgimento idrico nella pianura padano-veneta avvenuto all'incirca tra il VI ed il VIII secolo d.C., periodo durante il quale si assisteva ad un generale peggioramento delle condizioni climatiche, con aumento della piovosità e delle portate idriche dei corsi d'acqua (Balista, 2004; Cremonini *et alii*, 2013; Fontana *et alii*, 2014). Di conseguenza, l'abbandono dell'alveo di Montagnana-Este a favore dell'alveo attuale da parte del Fiume Adige sarebbe il risultato di una serie di eventi di esondazione, legati anche alla scarsa manutenzione dei fiumi stessi in seguito al

progressivo abbandono di terre e campagne e alla cessazione della manutenzione idrica del territorio in età tardo-Romana (Dall’Aglione, 1997; Casazza, 2002; Corrain, 2002).

La pianura, durante la sua lunga storia insediativa, ha visto susseguirsi anche altri momenti in cui vi furono insediamenti diffusi, durante i quali vennero effettuati interventi di regimazione di fiumi con gestione antropica di acque e suoli. Durante questi momenti, anche in condizioni climatiche simili a quelle del “*diluvium*”, non si sarebbe verificata alcuna situazione disastrosa (Dall’Aglione, 1997), pertanto ciò testimonierebbe come l’impatto antropico e la scarsa manutenzione siano stati determinanti nella modificazione dell’assetto idrico delle Valli durante il Medioevo.

In destra Adige, giungevano nella zona delle Valli Grandi Veronesi vecchi percorsi del fiume che hanno formato paleoalvei tuttora visibili dalle immagini telerilevate, e dossi individuabili dall’analisi del microrilievo topografico, oggetti principali della presente tesi. Nell’area di interesse, da est verso ovest, sono stati rilevati in passato alcuni dossi relativi dell’Adige, in particolare il “Dosso del Castagnaro”, il “Dosso di Casa Massaua”, il “Dosso dello Scolo Cagliari” e il “Dosso di Fabbrica dei Soci”, tutti già oggetto di attività di studio e fotointerpretazione durante gli ultimi decenni (**Fig. 2.17**).

Il “*Dosso del Castagnaro*” è un diversivo dell’Adige costruito artificialmente per ragioni belliche nel 1438, durante le guerre tra la Repubblica di Venezia e i Visconti, per poi essere chiuso definitivamente nel 1838 (Malesani, 1952). La costruzione del canale ha portato probabilmente alla riattivazione di un percorso ancora più antico dell’Adige stesso (Peretto, 1986; Alberti, 1986). Questo paleoalveo si dirama dall’Adige nei pressi di Carpi (comune di Villa Bartolomea, VR), passa per Castagnaro e Menà di Castagnaro (VR), per poi immettersi nel Canal Bianco presso Trecenta (RO).

Il “*Dosso di Casa Massaua*” corrisponde ad un paleoalveo dell’Adige orientato prevalentemente in senso N-S, passante per Massaua e sovrapposto al dosso minore di Stanghelletti (che prende il nome dall’omonimo sito dell’età del Bronzo su di esso ubicato; Belluzzo, 1980). Secondo le ipotesi di Balista *et alii* (1992), questo dosso, caratterizzato da alcuni rami minori sia in destra che in sinistra idrografica, era quindi verosimilmente attivo tra la fine dell’età del Bronzo e l’età Romana e data la sua morfologia aveva probabilmente la funzione di scolatore di terreni bassi, poiché privo di argini naturali.

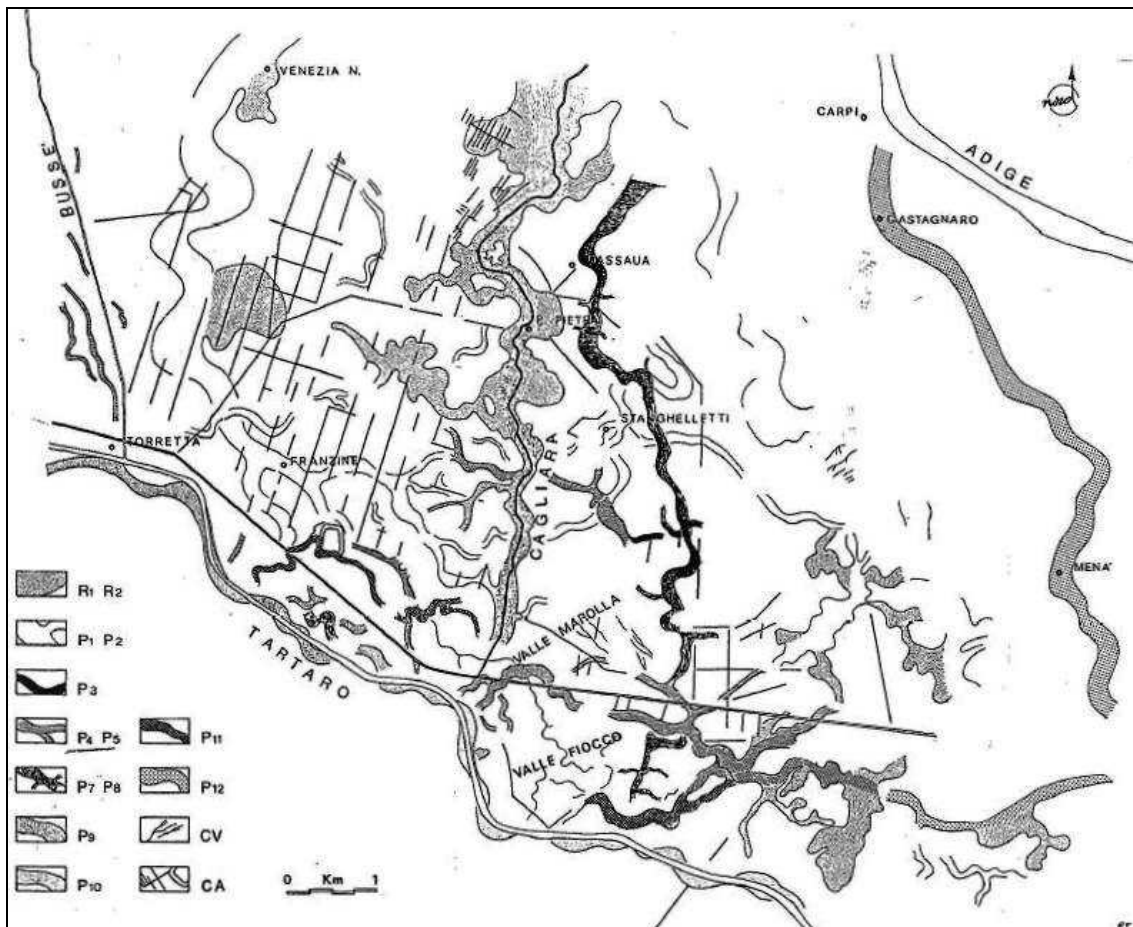


Fig. 2.17 – Carta della fotointerpretazione generale dei principali elementi paleoidrografici dell’Adige presenti nel territorio delle Valli Grandi Veronesi. R1 ed R2 corrispondono a elementi di rotta fluviale; P1, P2 e P3 a paleoalvei con argini naturali indistinti; P4, P5 e P6 a paleoalvei con argini naturali distinti; P7 e P8 a paleoalvei con argini naturali assenti; P9 a morfologie naturali sub-fossili; P10, P11 e P12 a morfologie naturali con interventi antropici; CV e CA a canali vallivi e artificiali (Balista et alii, 1992).

Di particolare importanza è il “*Dosso dello Scolo Cagliara*”, poco più ad ovest del precedente, un paleoalveo ampio con argini naturali evidenti e sopraelevati di qualche metro, orientato sempre in direzione N-S e caratterizzato dalla presenza di varie strutture di rotta (Balista *et alii*, 1992). Questo dosso, in cui oggi scorre ancora un canale, sembra dividere il territorio in esame in due settori nei quali le centuriazioni romane dei campi sono orientate in modo differente. Ciò porta a concludere che questo paleoalveo fosse attivo poco prima dell’età Romana e che avrebbe quindi influenzato la sistemazione agraria dei campi (Balista *et alii*, 1992). Le rotte fluviali sembrano coprire parzialmente strutture di centuriazione romana, pertanto ciò indica che il paleoalveo

fosse attivo probabilmente anche in età tardo-Romana e alto-Medievale (Marcolongo e Zaffanella, 1987).

Il “*Dosso di Fabbrica dei Soci*” è il più grande, il più sinuoso e il più antico degli elementi citati. Su tale dosso sono impostati i siti archeologici della necropoli di Franzine Nuove e soprattutto l’insediamento terramaricolo di Fabbrica dei Soci, del Bronzo medio-recente (Balista e De Guio, 1990-1991); si ritiene che tale dosso fosse quindi attivo precedentemente al Bronzo medio e già abbandonato prima della realizzazione del sito terramaricolo (Balista, 1998). Inoltre, secondo Balista (2009) questa stessa direttrice sarebbe stata inizialmente percorsa dall’Adige già in epoca tardoglaciale e avrebbe probabilmente subito delle successive fasi di riattivazione durante il Bronzo medio ed il Bronzo finale.

2.6 La bonifica delle Valli Grandi Veronesi

Il termine “Valli”, come inteso originariamente, descrive una zona depressa di bacino, più o meno estesa, in cui stagnano acque palustri con profondità generalmente non superiori ad un metro. Una delle principali particolarità delle Valli Grandi Veronesi e del Polesine (così come di altre zone della Pianura Padana) sono proprio le bonifiche del loro territorio palustre. Questa complessa storia ha avuto probabilmente origine fin dall’epoca protostorica, tuttavia l’inizio dei veri e propri grandi interventi di bonifica a vasta scala su tutto il territorio risale all’epoca dei romani, a partire dalla quale gli interventi continuarono poi a più riprese fino al secolo scorso. Di grande importanza furono gli studi ed i numerosissimi progetti di bonifica che vennero proposti a cavallo tra il XVIII e il XIX secolo d.C. in poi, fino a quando, tra il 1968 ed il 1970, le bonifiche furono finalmente concluse ed il territorio venne totalmente recuperato ad uso agricolo.

Le Valli Grandi Veronesi rappresentano una zona di bacino depressa che anticamente, come già accennato, era scolata principalmente dal Fiume Tartaro, unico corso d’acqua in grado di ricevere le acque degli affluenti provenienti dalla sua sinistra idrografica, alimentati da acque di risorgiva. In periodi molto piovosi però, il Tartaro fungeva non più da drenante ma da sbarramento al deflusso dei suoi affluenti, allagando

le zone circostanti. Dall'epoca preistorica fino all'età Romana, le zone paludose delle Valli coprivano un'area decisamente ridotta rispetto alla copertura stagnante appena precedente alle grandi bonifiche del 1800-1900, come testimoniato anche dal rinvenimento di siti protostorici, di ville romane e di diversi oggetti neolitici e romani in alcune parti del fondo prosciugato dalle bonifiche recenti (Lorenzi, 1937).

Storicamente, l'inizio della bonifica del territorio paludoso si può far risalire alle opere di idraulica dei romani, i quali attraverso la centuriazione delle campagne, operarono una prima regimazione delle acque suddividendo il territorio agrario in appezzamenti quadrati regolari, separati da canalette di scolo (visibili sulle immagini telerilevate del territorio studiato). La successiva caduta dell'Impero Romano in età tardo-Romana portò all'abbandono delle campagne delle Valli e di conseguenza il territorio non venne più curato dal punto di vista idraulico; seguì il già menzionato periodo di sconvolgimento idrico e climatico nella pianura padano-veneta tra il VI ed il VIII secolo d.C. (di cui fa parte anche il già citato e noto episodio del “*diluvium*” del 589 d.C.), e di conseguenza i fiumi non più controllati esondarono allargando ulteriormente la zona palustre delle Valli Grandi Veronesi (**Fig. 2.18 A**).

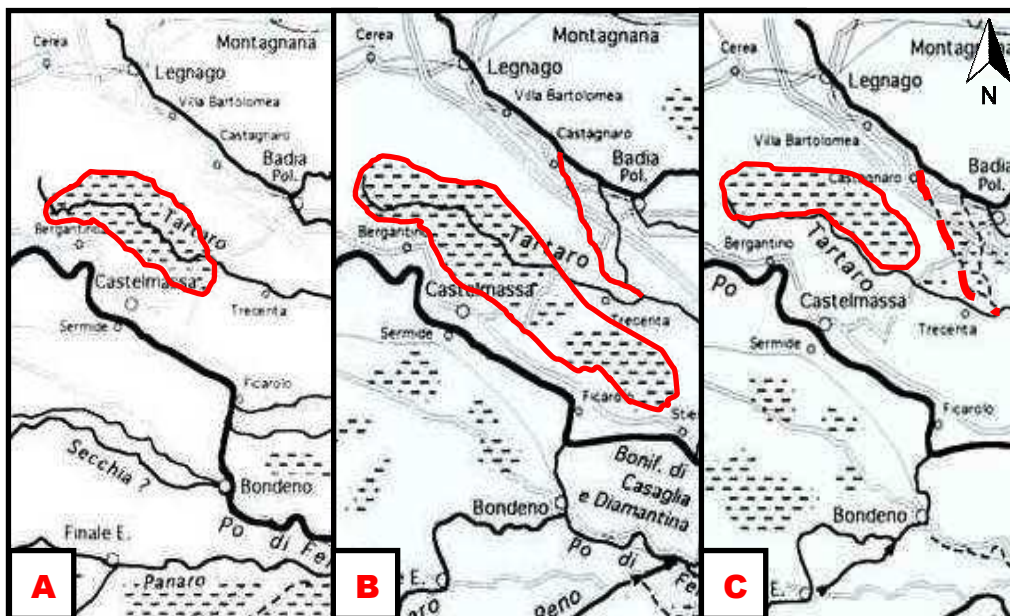


Fig. 2.18 – Estensione delle paludi delle Valli Grandi Veronesi (Bondesan, 1990; modificata): A) tra VII e il VIII secolo d.C., prima dell'apertura del diversivo Castagnaro; B) tra il XIV e il XV secolo d.C., dove si nota l'estensione delle zone paludose (contorno rosso) dopo l'apertura del diversivo Castagnaro (linea rossa); C) tra il XVIII e il XIX secolo d.C., dopo la chiusura del diversivo Castagnaro (linea rossa tratteggiata) e dopo l'arginatura destra del Tartaro, che ha ridotto le paludi nei territori a sud del fiume.

Durante l'età Romana iniziale, le paludi occupavano soltanto la parte più depressa della regione, e oltre ai cambiamenti climatici già descritti, anche altre cause devono aver contribuito alla progressiva estensione delle paludi nel primo Medioevo, tra cui il lento innalzamento del livello marino ed il prolungamento degli alvei con aggradazione dei delta, con conseguente innalzamento degli alvei dei fiumi (Lorenzi, 1937). Anche i tagli agli argini e le diverse modificazioni artificiali dei percorsi fluviali, che vennero eseguite nel basso Medioevo per motivazioni belliche, contribuirono ad ulteriori allagamenti delle zone delle Valli, fino a che intorno al basso Medioevo finale (XV secolo d.C.), in un periodo di guerre tra i Visconti di Milano e la Serenissima Repubblica di Venezia, venne aperta la ramificazione del Castagnaro (Lorenzi, 1937), che dalla destra dell'Adige, in prossimità dell'omonima località, portò al Tartaro le acque bianche del fiume alpino (da questo deriva il nome del "Canal Bianco", il tratto del Tartaro incanalato artificialmente).

La costruzione dell'alveo del diversivo Castagnaro segnò un punto importante nella storia della bonifiche, poiché da questo momento il territorio paludoso iniziò ad essere ancora più vasto (**Fig. 2.18 B**); parte delle acque dell'Adige, defluendo attraverso il Castagnaro, si riversavano nel Tartaro, pertanto il flusso naturale di tale fiume veniva pesantemente rallentato, soprattutto in condizioni di elevato apporto idrico da parte del fiume atesino. I letti del Castagnaro e in parte del Tartaro si innalzarono per l'accumulo di materiale che la corrente era in grado di trasportare solo in parte verso il mare, con conseguente aumento del pericolo di esondazione (Lorenzi, 1937). Lo scolo delle acque dei territori depressi delle Valli Grandi Veronesi divenne quindi difficoltoso, in quanto invece di essere drenate dallo scolo principale del Tartaro, tracimavano oltre i suoi argini allagando ed impaludando le zone circostanti.

All'inizio del XVII secolo d.C. venne costruita, sotto la direzione di Enzo Bentivoglio, un'arginatura sulla destra del Tartaro, voluta dai Ferraresi, la quale serviva per proteggere i territori più a sud dalle piene del fiume (**Fig. 2.18 C**). Il territorio a destra del Tartaro iniziò quindi ad essere coltivato e popolato (Malesani, 1952). Tuttavia, a causa di quest'opera, le piene del Tartaro, ingrossate dal Castagnaro, andavano di conseguenza ad espandere le zone palustri sempre più verso nord e verso ovest, tanto che la loro maggiore estensione nelle Valli Grandi Veronesi si ebbe tra la fine del XVII e l'inizio del XVIII secolo d.C. (Malesani, 1952).

Da qui in avanti si susseguirono numerosi progetti per bonificare totalmente la zona. Anche il letterato e storico veronese Scipione Maffei espresse la sua ipotesi per risolvere il problema dell'impaludamento, e in una sua memoria del 1719 ipotizzò che per bonificare le Valli fosse necessaria la chiusura del Castagnaro, cosa che sarebbe stata eseguita solo un secolo più tardi. Negli anni seguenti vennero presentate varie proposte che furono però tutte rifiutate in quanto troppo onerose, tra cui quelle di Bernardino Zendrini (1723), Andrea Lorgna (1775) e Barbieri (1816). In tutti questi progetti preliminari non fu programmata la chiusura del Castagnaro, poiché risultò difficile infatti convincere le autorità politiche dell'epoca che l'interruzione di tale canale fosse un'azione indispensabile per regolamentare le condizioni delle Valli.

Fu per primo l'ingegnere idraulico Pietro Paleocapa che riuscì a convincere le autorità (Malesani, 1952), dimostrando che la chiusura totale del Castagnaro avrebbe migliorato il deflusso dei fiumi coinvolti, in quanto la velocità della corrente idrica durante le piene sarebbe stata sufficiente per impedire il deposito di materiale nell'alveo e si conseguenza per impedirne il sollevamento del letto, rendendo meno possibili le rotte e le esondazioni fluviali (Paleocapa, 1859). Il diversivo del Castagnaro venne quindi finalmente chiuso nel 1838 (**Fig. 2.18 C**) e Paleocapa pensò quindi alla fase successiva ed operativa del progetto. L'ingegnere fece notare che le acque delle aree più basse e depresse non riuscivano ad essere drenate dal Tartaro, pertanto illustrò la sua idea di bonifica che prevedeva la separazione nel drenaggio delle acque alte dalle acque basse delle Valli Grandi Veronesi, in quattro punti fondamentali così riassumibili (Paleocapa, 1859):

- l'arginatura in sinistra idrografica del Fiume Tartaro;
- l'arginatura di quei corsi d'acqua che scendendo dai terreni più alti potevano essere drenati efficacemente dal Tartaro;
- la costruzione di un canale secondario (la Fossa Maestra) che potesse accogliere le acque dei terreni più bassi e convogliarle più a valle nel Canal Bianco;
- il prolungamento della Fossa Maestra anche più ad ovest per raccogliere le acque provenienti dalla zona più depressa, in destra idrografica del Naviglio Bussè.

Paleocapa, per varie ragioni, dovette negli anni seguenti abbandonare il suo progetto che venne preso in mano dalla Direzione Generale delle Pubbliche Costruzioni del Veneto (Malesani, 1952). Tra il 1838 ed il 1857 fu conclusa la realizzazione della Fossa Maestra, che oggi si estende per 47 km e quasi parallelamente al corso del Canal Bianco, sfruttando nella sua parte finale l'alveo abbandonato del Castagnaro. I lavori progettati da Paleocapa passarono in mano a diversi ingegneri tra cui Antonio Toniolo (tra il 1855 ed il 1861), e Antonio Zanella che tra il 1862 ed il 1881 portò a termine l'esecuzione delle opere.

Le acque dei terreni alti avrebbero quindi dovuto sovrastare con dei ponti-canali la Fossa Maestra e confluire nel Canal Bianco, tuttavia solo successivamente ci si accorse che il livello topografico di questi terreni era comunque troppo basso per poterne permettere lo scolo nel Canal Bianco, perciò le loro acque vennero fatte confluire nella Fossa Maestra assieme alle acque più basse, facendo di fatto mancare la separazione tra acque alte e basse prevista da Paleocapa. Le bonifiche non poterono quindi essere concluse e vennero eseguiti ulteriori nuovi e lunghi studi, da parte dell'ingegner Zoppellari, con i quali si riconobbe la necessità di scavare un altro grande canale collettore delle acque alte veronesi (Lorenzi, 1937). Intanto nel 1881 venne istituito e riconosciuto il Consorzio di Bonifica delle Valli Veronesi ed Ostigliesi, che dispose una serie di lavori di perfezionamento delle opere già compiute, in particolare lungo la Fossa Maestra (Malesani, 1952).

Nell'attesa del completamento delle opere di bonifica, piccoli comitati di proprietari terrieri disposero la realizzazione di impianti ad idrovore meccaniche (**Fig. 2.19**), con lo scopo di prelevare acqua dagli scoli secondari ed immetterla nei collettori principali durante le piene. La prima macchina idrovora fu installata nel 1886 e da allora si diffusero in modo consistente sul territorio delle Valli, fino al completamento delle bonifiche, anche per lo sviluppo sempre più crescente delle irrigazioni artificiali nell'alta pianura, le quali contribuirono all'innalzamento a valle del livello delle piene del Tartaro e dei suoi affluenti (Malesani, 1952).

Agli inizi del novecento, il progetto originario di Zoppellari venne ripreso in mano, ma lo scoppio della Prima Guerra Mondiale bloccò le risorse per la sua realizzazione. Gli studi vennero ripresi solo nel 1921 da una nuova commissione, la quale proponeva la costruzione anche di un ulteriore canale collettore e di un grande impianto idrovoro nella Fossa Maestra, per prelevarne acque ed abbassarne il livello

idrico, in modo sufficiente da poter garantire l'ingresso dell'acqua dei canali di scolo in essa affluenti (Malesani, 1952). Non si arrivò comunque all'esecuzione dei lavori, poiché l'attenzione fu concentrata su un ulteriore progetto, che prevedeva di far convogliare le acque del Bussè, del Mincio, del Menago e del Tregon nel Canal Bianco, facendo sotto-passare ad essi la Fossa Maestra tramite la realizzazione di tre grandi botti a sifone (Fig. 2.20).



Fig. 2.19 – Esempio di antica idrovora, macchina utilizzata durante gli ultimi decenni delle bonifiche per prelevare acqua da un corso d'acqua ed immetterla in un altro (immagine tratta da www.flumina.com).

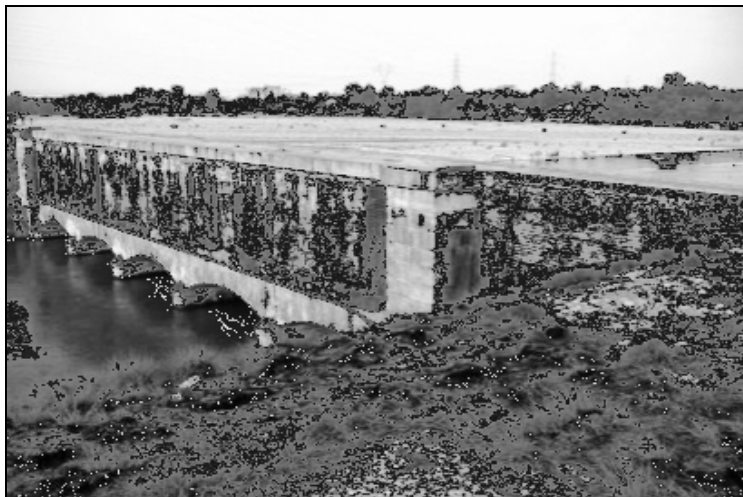


Fig. 2.20 – Esempio di botte-sifone sul Canale Cavour presso Lamporo (provincia di Vercelli); tale manufatto idraulico è utilizzato durante le bonifiche per permettere il sottopassaggio di un corso d'acqua ad un altro (immagine tratta da www.webalice.it).

I lavori vennero interrotti nuovamente per la Seconda Guerra Mondiale, dopo la quale poterono finalmente avviarsi alla loro conclusione con la realizzazione dei tre manufatti idraulici, durante gli anni '60. La bonifica completa delle Valli Grandi Veronesi ha permesso il prosciugamento delle zone umide ed il completo recupero del territorio, nonché il suo recente sviluppo agricolo ed infrastrutturale. Al giorno d'oggi, la pianura delle Valli è dedicata soprattutto all'agricoltura, con numerose coltivazioni di cereali, mais, frumento, barbabietole da zucchero, vite, tabacco, riso ed ortaggi.

Attualmente, il territorio delle Valli Grandi Veronesi è gestito dal Consorzio di Bonifica Veronese, il quale deriva dalla fusione di tre enti precedentemente separati, quali il Consorzio di Bonifica Adige Garda, il Consorzio di Bonifica Agro Veronese Tartaro Tione ed il Consorzio di Bonifica Valli Grandi e Medio Veronese (quest'ultimo, istituito nel 1881 come "Consorzio di Bonifica delle Valli Grandi Veronesi e Ostigliesi", gestiva inizialmente il territorio delle Valli). La fusione dei tre consorzi è stata costituita il 27 gennaio 2010, grazie all'applicazione della Legge Regionale n°12 del 8 maggio 2009 e del D.G.R.V. n°1408 del 19 maggio 2009.

3. INQUADRAMENTO ARCHEOLOGICO E STORICO

Le Valli Grandi Veronesi rivestono una notevole importanza nell'ambito degli studi riguardanti l'archeologia dei paesaggi e la geoarcheologia, cioè le discipline scientifiche relative al rapporto tra sedimentazione naturale e le azioni antropiche, legate sia all'edificazione degli antichi abitati, sia alla realizzazione dei sistemi viari e di controllo idrogeologico del territorio. I siti archeologici presenti nella zona considerata sono stati studiati inizialmente dalla fine del XIX secolo (Leonardi e Rossi, 2004) e sono stati analizzati con indagini molto estese e dettagliate già tra gli anni '80 e '90 del XX secolo (ad esempio Calzolari, 1991; Calzolari, 1993). In particolare l'area è caratterizzata dalla straordinaria visibilità e in parte dal grado di conservazione di alcuni abitati fortificati protostorici e dai sistemi di strade, argini, canali e fossi legati al controllo e alla gestione del territorio nel corso del II millennio a.C. Si deve ricordare il grande progetto "*Alto-Medio Polesine-Basso Veronese*" (AMPBV), diretto da Armando De Guio (Università di Padova) soprattutto in collaborazione con Alessandro Vanzetti (Università di Roma) e Claudio Balista (GeoArcheologi Associati s.a.s. di Padova). Tale progetto, protrattosi per lungo tempo, si occupa dello studio della porzione di territorio compresa tra i siti arginati di Castello del Tartaro, Fondo Paviani e Fabbrica dei Soci (Balista, 1990; Balista, 1994; De Guio *et alii*, 1990; Vanzetti, 1994). Questi tre grandi insediamenti dell'età del Bronzo, sono già stati menzionati nei capitoli precedenti in quanto importanti per le correlazioni cronologiche con gli elementi naturali studiati ed indagati nell'ambito della presente tesi.

Il rimodellamento olocenico del territorio da parte dei fiumi Adige, Po, Tartaro e degli affluenti di risorgiva dell'alta pianura, unitamente al caratteristico e secolare impaludamento delle aree studiate, hanno permesso di conservare in modo spesso eccezionale un paesaggio antico in cui molti tratti sono riferibili a II-III millennio a.C., legato agli insediamenti dall'età del Bronzo da parte di comunità di agricoltori. Questi ultimi, dalla iniziale colonizzazione dei territori di pianura umida durante le fasi antiche, avrebbero poi mano a mano occupato le aree più sopraelevate di dosso fluviale o di conoide, ricoperte da boschi durante l'età protostorica, decisamente più adeguate all'ingente e continuativo sviluppo demografico che interessava le zone di pianura nella seconda metà del II millennio a.C. (Balista *et alii*, 2006).

Il territorio delle Valli Grandi Veronesi meridionali, già sporadicamente abitato durante l'epoca preistorica, si è quindi evoluto ed antropizzato fino a livelli molto complessi e territorialmente organizzati durante l'età del Bronzo, per via di insediamenti sempre più cospicui, con ampie coltivazioni, disboscamenti e costruzione di reti stradali (Balista *et alii*, 2006). Nella storia archeologica dell'area non mancano i momenti di crisi e di abbandono, per esempio in concomitanza con la transizione tra i periodi climatici del Subboreale e del Subatlantico (tra l'età del Bronzo finale e la prima età del Ferro), dove, secondo alcuni autori (ad esempio Balista *et alii*, 2006) una fase climatica di instabilità portò ad un incremento dell'attività dei fiumi di risorgiva e alla riattivazione della rete idrica locale. L'abbandono dell'area si protrasse anche durante tutto l'arco dell'età del Ferro, dove limitati re-insediamenti si ebbero solo nella parte più a settentrione delle Valli (Balista *et alii*, 2006).

In seguito, l'area venne ripopolata durante l'età Romana, dove la centuriazione delle campagne e le opere idrauliche, cui si è accennato nel capitolo precedente sulle bonifiche, contribuirono ad un generale periodo di stabilizzazione e recupero del territorio agricolo. In concomitanza ai già citati sconvolgimenti idrici e fluviali dell'età alto Medievale, vi fu nuovamente una generale situazione di impaludamento ed abbandono delle zone depresse (Balista *et alii*, 2006; Malesani, 1952), che perdurò fino al recupero territoriale reso possibile dalle recenti bonifiche del 1800 con imponenti interventi di sistemazione idraulica (Malesani, 1952; Salgaro, 1981).

EPOCA	PERIODO	FASE	INIZIO	FASI CLIMATICHE
Storia	Medioevo	Basso	1000 d.C.	Subatlantico
		Alto	476 d.C.	
	Romano	Tarda	200 d.C.	
		Imperiale	40 a.C.	
		Repubblicana	200 a.C.	
Protostoria	Ferro	Secondo	600 a.C.	Subboreale
		Primo	950 a.C.	
	Bronzo	Finale	1150 a.C.	
		Recente	1450 a.C.	
		Medio	1800 a.C.	
		Antico	2200 a.C.	

Fig. 3.1 – Suddivisione temporale proposta per l'inquadramento archeologico e storico (Fontana, 2006).

3.1 Età del Bronzo

L'età del Bronzo è generalmente indicata come quell'intervallo temporale che va dal 2200 a.C. fino al 950 a.C. (si veda la cronologia temporale proposta; **Fig. 3.1**), il cui inizio segna il passaggio dall'epoca della Preistoria all'epoca della Protostoria; si suddivide ulteriormente in antico (BA), medio (BM), recente (BR) e finale (BF), e in ambito specialistico viene spesso diviso in ulteriori sottofasi (indicate progressivamente con i numeri 1-2-3), secondo le cronologie proposte da diversi autori (ad esempio Peroni, 1996; Cardarelli, 2010).



Fig. 3.2 – Distribuzione nelle Valli Grandi Veronesi dei principali insediamenti durante l'età del Bronzo (Balista *et alii*, 2006).

Durante l'età del Bronzo antico, l'areale delle Valli era ancora poco popolato, poiché gli insediamenti umani erano ancora concentrati maggiormente in aree limitrofe a bacini lacustri come il Lago di Garda e i piccoli laghi intramorenici di quella zona (Peroni, 1996; De Marinis, 1997), ed erano caratterizzati da strutture a capanne sorrette da palafitte. Tra i pochi abitati palafitticoli edificati nel Bronzo antico nella zona delle Valli (**Fig. 3.2**) vi è il sito di Morandine, localizzato nella paleovalle del Fiume Menago in territorio comunale di Cerea (VR), ma il più importante è il sito di Canàr (Balista, 1998), localizzato tra Torretta Veneta e San Pietro Polesine (comune di Castelnovo Bariano, Rovigo), nel territorio sulla destra idrografica del Canal Bianco. Nel territorio sono inoltre state rinvenute strutture esterne agli insediamenti abitativi (dette *off-site*) indici di qualche attività comunque presente sul territorio durante il Bronzo antico.

Tra l'antica e la media età del Bronzo, l'aumento demografico costrinse gli abitanti delle palafitte a utilizzare nuovi territori, e iniziarono a diffondersi su tutto l'areale delle Valli Grandi Veronesi i primi insediamenti definiti “*terramare*” (termine che deriva dal dialetto emiliano e che indicava il terreno scuro, la “*terra marna*” che caratterizzava i siti dove sorgevano i villaggi protostorici), costituiti da una arginatura rilevata di qualche metro, generalmente a forma anulare, che circonda un terrapieno palificato su cui si sorregge un intero villaggio (**Fig. 3.3**); attorno a questi rilevati tipicamente veniva scavato un fossato perimetrale che attorniava l'intero sito. Si svilupparono inoltre *off-site* le attività agricole, l'allevamento, il disboscamento e le opere per lo sfruttamento idrico (Cardarelli, 2010).



Fig. 3.3 – Esempio di ricostruzione disegnata di una classica struttura terramaricola dell'età del Bronzo (immagine tratta da www.nationalgeographic.com).

Gli impianti terramaricoli divennero numerosi nel Bronzo medio e rivestivano una certa importanza per lo sviluppo del commercio in particolare dell'ambra (l'“oro del Nord”). In questo contesto storico sorsero i siti di Stanghelle e di Perteghelle (**Fig. 3.2**), mentre i siti antichi di Canàr e Morandine vennero oblitterati da probabili avulsioni dell'Adige, in parte incanalate nella paleovalle del Menago (Balista *et alii*, 1997).

Gli insediamenti terramaricoli più importanti, quali Castello del Tartaro, Fondo Paviani e Fabbrica dei Soci (**Fig. 3.2**), si svilupparono tra il Bronzo medio ed il recente e divennero i siti di livello maggiore all'interno di un sistema gerarchico organizzato (Balista *et alii*, 1997) che si era sviluppato in questo periodo nel territorio delle Valli Grandi Veronesi. Se nel Bronzo medio si registrò un picco nella diffusione demografica e nella diffusione degli impianti terramaricoli, durante il Bronzo recente si verificò invece una iniziale diminuzione del numero di questi insediamenti che è poi continuata fino al Bronzo finale, ma con una crescita delle dimensioni dei singoli abitati.

Mentre erano ancora occupati i siti arginati più grandi e più importanti, mano a mano i siti minori venivano abbandonati e la popolazione delle Valli iniziava a colonizzare aree più asciutte sui dossi fluviali o sulle superfici dei conoidi, incrementando molto il disboscamento di tali zone. Nell'ultimo periodo del Bronzo finale, in maniera improvvisa e rapida, si assistette al completo abbandono di tutti gli insediamenti (Cardarelli, 2010), fino alle prime fasi dell'età del Ferro.

3.1.1 Castello del Tartaro

Il sito terramaricolo di Castello del Tartaro è posizionato nella parte più occidentale delle Valli Grandi Veronesi, in prossimità della località Santa Teresa (parte più meridionale del comune di Cerea, Verona) ed in prossimità dello sbocco dell'attuale Fiume Menago nel Canal Bianco. È un insediamento che sorge sull'antico dosso del Fiume Tregon, in uscita dalla sua paleovalle incisa nell'antico megafan dell'Adige. È allungato in direzione NE-SO e la sua età di frequentazione risale all'intervallo tra il Bronzo medio BM3 e il Bronzo recente BR2 (Balista *et alii*, 1997). Inizialmente, nel BM3, il sito aveva probabilmente una prima strutturazione priva di argini, accompagnata solo da un fossato perimetrale e solo successivamente, nel XIII secolo

a.C. (BR2) sarebbe sorto il vero e proprio villaggio arginato, poi attivo per tutto il XII secolo a.C. (Giarola, 2003).

Le sue tracce sono facilmente visibili sul territorio dall'analisi delle fotografie aeree (**Fig. 3.4**), in cui appare come una superficie sub-quadrangolare ad angoli smussati, delimitata da un rilevato ellittico e sabbioso più chiaro che circonda un'area più scura di circa 11 ettari di estensione superficiale (Balista *et alii*, 1997). Subito al di fuori del sito, sui lati nord ed est dell'apparato anulare, sono visibili segni che identificano una forma rettangolare, interpretata come una grande recinto per il bestiame e altri numerosi segni che invece definiscono un pattern concentrico, indice della presenza di un sistema d'irrigazione a scorrimento centrifugo (De Guio e Balista, 1997; Giarola, 2003). Da ovest ad est, il sito è attraversato da una traccia fluviale indicata come un vecchio percorso del fiume di risorgiva Tregon (Balista *et alii*, 1997). Il paleoalveo del Tregon ha probabilmente originato un dosso su cui è sorto il sito.

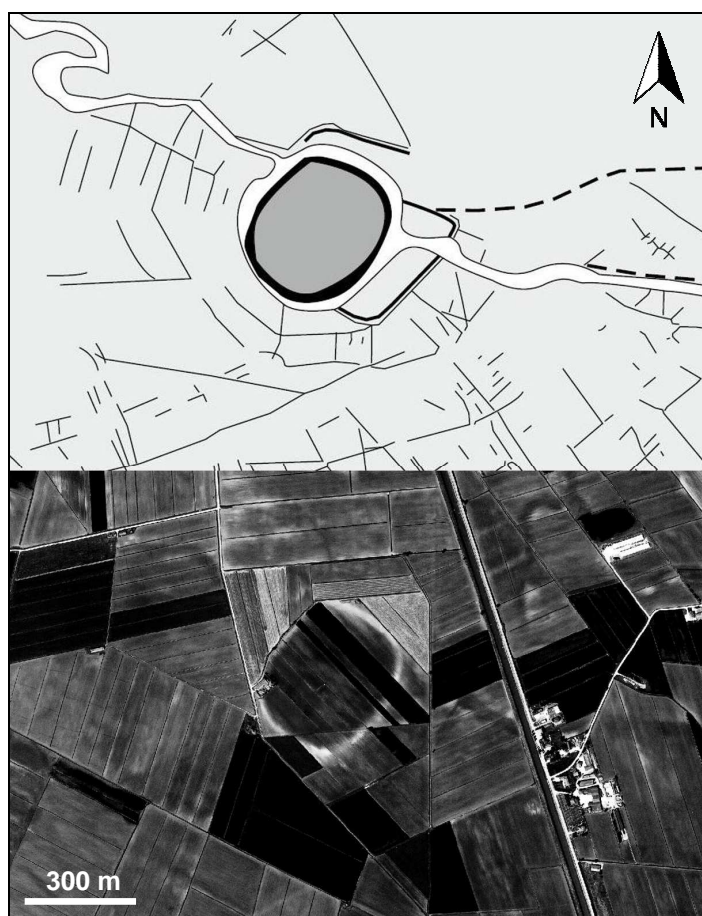


Fig. 3.4 – In basso: resti del sito di Castello del Tartaro su base ortofoto 2007 in scala di grigi; in alto: fotointerpretazione del sito e di alcune delle tracce naturali ed antropiche attorno ad esso (Vanzetti, 2013).

Nelle zone limitrofe all'insediamento sono state rinvenute tracce antropiche di antiche strade e anche tracce lineari di centuriazione che però non si sovrappongono al sito. Questa evidenza fotointerpretativa ed il rinvenimento di oggetti di età romana all'interno del sito stesso, sono testimonianza del fatto che, in seguito all'abbandono delle campagne ed al collasso del sito terramaricolo, l'area di Castello del Tartaro è stata rioccupata anche durante l'età Romana, per poi essere nuovamente abbandonata durante il primo Medioevo (Giarola, 2003). Il sito è rimasto parzialmente circondato da un terrapieno probabilmente fino agli inizi del XX secolo d.C., quando venne definitivamente spianato.

3.1.2 Fondo Paviani

Il sito di Fondo Paviani si trova nel territorio comunale di Legnago (VR), in prossimità della località Colarella, confinato ad est dal canale artificiale del Naviglio Bussè e ad ovest dalla Strada Provinciale 46. Nelle Valli Grandi Veronesi ricopre una posizione centro-settentrionale e, con i suoi 16 ettari di estensione superficiale, rappresenta l'insediamento terramaricolo più grande di tutto l'areale studiato e probabilmente di tutta la Pianura Padana. E' il più importante tra i grandi siti del Bronzo qui considerati, tra cui Fabbrica dei Soci e Castello del Tartaro, i quali si trovano in posizione simmetrica rispetto ad esso.

Geomorfologicamente, Fondo Paviani si trova posizionato all'interno della paleovalle riempita del Fiume Menago, orientata in senso NO-SE, su un dosso rilevato creato dalla probabile riattivazione di un fiume di risorgiva, orientato in senso N-S, attivo tra il Bronzo antico e il Bronzo medio (Cupitò *et alii*, 2012), che ha probabilmente incrociato la suddetta paleovalle.

Fondo Paviani è noto dai primi anni '70 e la sua edificazione è stata datata tra il Bronzo medio BM2 ed il Bronzo finale BF1 (Balista *et alii*, 1997). Anche per questo insediamento sono state studiate e proposte diverse fasi di realizzazione; inizialmente il sito si sarebbe sviluppato su una struttura palafitticola, a cui sarebbe seguita una seconda fase (durante il Bronzo recente, Cupitò *et alii*, 2012) con la costruzione dell'argine rilevato di forma sub-quadrangolare ed allungato in senso NO-SE,

circondato da un fossato (**Fig. 3.5**). Infine sarebbe seguita una terza fase, relativa alla costruzione di recinzioni esterne, di strade e di sistemi di canalizzazione concentrica per l'irrigazione, con canali connessi tra loro da canalette trasversali, costruite in modo tale da controllare il flusso idrico.

Fondo Paviani, ha rappresentato durante tutto l'arco della sua esistenza un importante centro nodale per il commercio e per la lavorazione dell'ambra e del rame, materie prime all'epoca molto ricercate e pregiate. Come gli altri siti terramaricoli, è stato poi abbandonato durante le prime fasi del Bronzo finale, ma grazie alla sua importanza nella Pianura Padana e alla sua primaria posizione "gerarchica" rispetto agli altri due siti di primo rango (Balista *et alii*, 1997), nella zona è stato probabilmente l'ultimo sito del Bronzo ad essere abbandonato. In seguito al suo abbandono, è stato ricoperto da depositi alluvionali e parte delle strade ad esso vicine sono poi state riutilizzate anche durante l'epoca romana (Balista, 1996).



Fig. 3.5 – In basso: resti del sito di Fondo Paviani su base ortofoto 2007 in scala di grigi; in alto: fotointerpretazione del sito e di alcune delle tracce naturali ed antropiche attorno ad esso (Betto, 2013).

3.1.3 Fabbrica dei Soci

Il sito di Fabbrica dei Soci si trova nella parte più centro-orientale delle Valli Grandi Veronesi, nel territorio comunale di Villa Bartolomea (VR), circa un paio di chilometri ad est di Torretta Veneta. Come nel caso di Castello del Tartaro, si tratta di un sito terramaricolo visibile tramite fotointerpretazione, che presenta le medesime caratteristiche, ovvero una spessa traccia chiara (corrispondente al tipico argine elevato dei siti terramaricoli), che va a circondare una zona più scura a carattere limoso-organico, la quale corrisponde alla parte abitata dell'insediamento. Fabbrica dei Soci copre un'area di circa 6-7 ettari ed ha una forma sub-quadrangolare ad angoli smussati orientata in direzione N-S (**Fig. 3.6**).

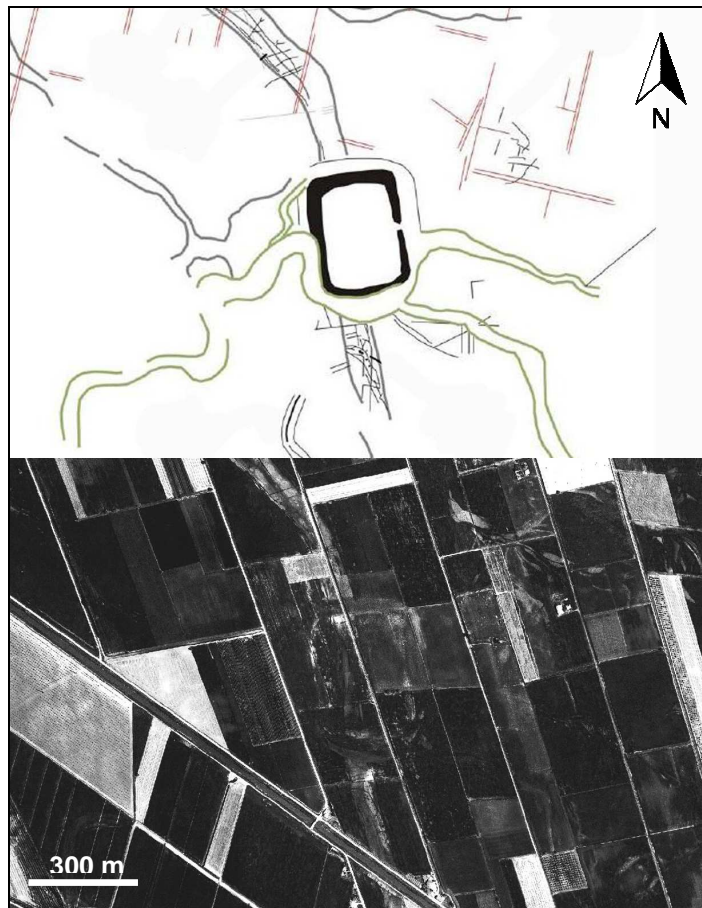


Fig. 3.6 – In basso: resti del sito di Fabbrica dei Soci su base ortofoto 2007 in scala di grigi; in alto: fotointerpretazione del sito e di tracce naturali ed antropiche attorno ad esso (Betto, 2013).

Il sito sorge sulla struttura paleo-fluviale conosciuta come Dosso di Fabbrica dei Soci, corrispondente ad uno dei percorsi più antichi dell'Adige. La sua edificazione, risalente all'intervallo temporale tra la fase del Bronzo medio BM3 e la fase del Bronzo finale BF1, è avvenuta in alcuni cicli di antropizzazione, dalla realizzazione di un primo piccolo nucleo arginato fino alla costruzione dell'arginatura più grande su quella iniziale e al suo successivo rimaneggiamento (Balista *et alii*, 1997). Rispetto agli altri siti, nell'area interna all'arginatura è possibile notare il proseguimento del paleoalveo originale, forse anche per effetto di recenti lavori di spianamento e aratura.

Anche per questo sito sono visibili alcune deboli tracce nell'intorno dello stesso, indicanti la presenza di canalizzazioni artificiali concentriche. E' inoltre ben visibile sul lato est del sito un canale di costruzione artificiale in direzione indicativa E-W che, successivamente all'abbandono del sito, durante l'età del Ferro ha accolto nel suo alveo una diramazione del Fiume Tartaro (Balista *et alii*, 1997). Il sito di Fabbrica dei Soci è stato probabilmente sede di qualche attività anche durante l'età Romana, come fanno pensare i ritrovamenti di resti di una fornace e di strutture dedite all'attività metallurgica e come suggerisce anche il fatto che i resti delle centuriazioni romane non si sovrappongono all'impianto anulare del sito.

3.2 Età del Ferro

L'abbandono totale delle campagne avvenuto nel Bronzo finale si protrasse anche nell'età del Ferro, compresa tra il 950 a.C. ed il 200 a.C. e suddivisa in primo e secondo Ferro (**Fig. 3.1**). Come dimostrano numerosi studi (Salzani, 2002), mentre nella parte settentrionale del territorio veronese molti sono gli insediamenti e gli abitati che si svilupparono durante questo periodo, nella bassa pianura l'area era pressoché spopolata. A causa di questo quasi totale abbandono, il territorio delle Valli Grandi Veronesi assistette quindi ad un graduale ritorno alla vegetazione naturale e anche agli impaludamenti legati allo scarso drenaggio dell'area.

Nelle Valli meridionali i siti minori e gli insediamenti principali dell'età del Bronzo (Fondo Paviani, Fabbrica dei Soci, Castello del Tartaro) erano ormai completamente abbandonati (Balista *et alii*, 2006); invece, cominciavano a ricoprire una

certa importanza i siti di Gazzo Veronese ed Oppeano (De Marinis, 1999), che lungo tutta l'età del Ferro diventeranno dei centri proto-urbani piuttosto popolati, e tra il VIII ed il VII secolo a.C. sono stati rioccupati (soprattutto per motivazioni legate all'agricoltura) i siti del Bronzo di Lovara di Villa Bartolomea e di Terranegra di Legnago (Guidi *et alii*, 2008), posti nell'area più settentrionale delle Valli Grandi Veronesi. Anche il sito di Perteghelle rivisse una fase di nuova occupazione che dai primi secoli del Ferro si è protratta poi anche nel Ferro secondo. Questo fenomeno era anch'esso parte di quel ripopolamento che avvenne nel margine più a nord delle Valli (Fig. 3.7), nelle fasce più rilevate, meno depresse e meno intaccate quindi dal degrado e dall'impaludamento ereditati dalla fine dell'età del Bronzo (Balista *et alii*, 2006).

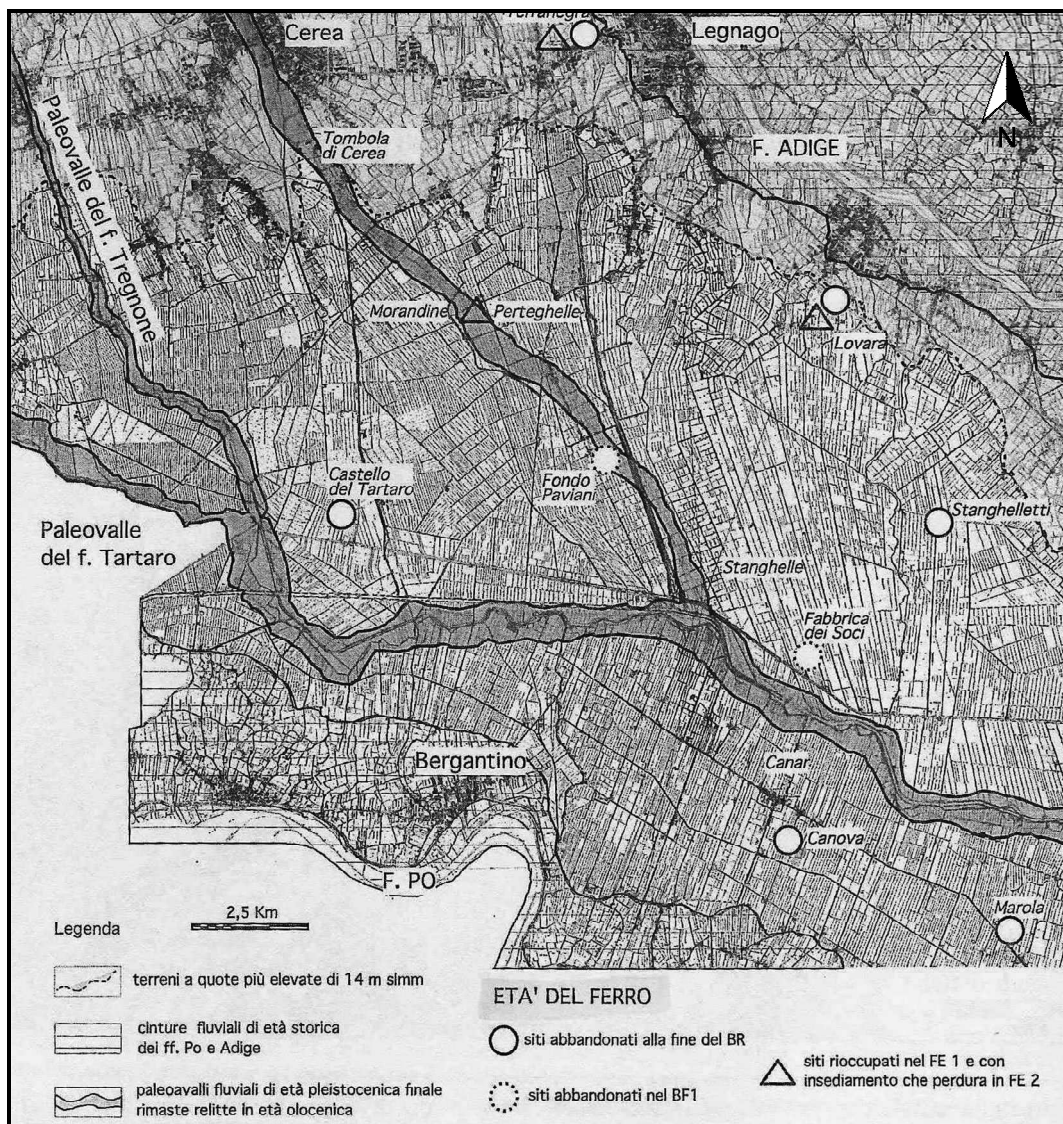


Fig. 3.7 – Distribuzione nelle Valli Grandi Veronesi dei principali insediamenti durante l'età del Ferro e dei siti abbandonati durante l'età del Bronzo (Balista *et alii*, 2006).

3.3 Età Romana e Medievale

L'età Romana apre l'epoca storica e corrisponde all'intervallo temporale tra il 200 a.C. e il 476 d.C. (**Fig. 3.1**), suddiviso nelle fasi repubblicana, imperiale e tarda. Questo periodo della storia delle Valli Grandi Veronesi coincide con una fase generale di espansione demografica dell'area, attuato con un ripopolamento sparso della campagna (Cafiero *et alii*, 1996). A questo intervallo temporale risalgono infatti i primi insediamenti rustici, in larga parte sorti su aree di dosso più elevate, e fattorie dotate anche di ambienti accessori come le fornaci, una di queste rinvenuta anche nell'area del sito protostorico di Fabbrica dei Soci (Cafiero *et alii*, 1996).

Durante l'età Romana si verificò un drastico incremento della rete stradale (è l'età delle grandi “*viae*”, indispensabili per la crescita bellica ed economica dell'Impero Romano) e anche delle prime importanti bonifiche delle zone palustri più depresse. Si assistette infatti alla grande centuriazione romana delle campagne, con la quale si ebbe una prima suddivisione regolare dei campi dediti all'uso agricolo. Peculiarità del periodo romano, questa regolarizzazione del territorio agricolo avveniva tramite la costruzione di “*limites*” (strade) tra loro ortogonali (detti *cardini* o *decumani*, a seconda della loro orientazione principale), i quali creavano una griglia a quadrati regolari in cui i lati di ogni appezzamento quadrato misuravano qualche centinaio di metri. In particolare, nella zona delle Valli Grandi Veronesi sono ben riconoscibili le centuriazioni romane tra la località Bastione S. Michele (VR) e il Naviglio Bussè, a nord del sito di Castello del Tartaro (Calzolari, 1993), con orientazione dei cardini e dei decumani rispettivamente N-S e E-W e con lato di 700 metri, e le centuriazioni a nord del sito di Fabbrica dei Soci, che hanno orientazione di cardini e decumani rispettivamente in senso NNE-SSW e ESE-WNW, con lato di 400 metri.

Anche per realizzare la bonifica del territorio, i *limites* erano affiancati su entrambi i lati da fossati di scolo volti al drenaggio dei campi, costruiti con un'orientazione tale da permettere un ordinato deflusso delle acque verso sud e verso il fiume Tartaro. Inoltre, in questo periodo furono probabilmente condotti numerosi interventi per la regimazione di alcuni tratti di fiumi di risorgiva (Calzolari, 1995). Generalmente le larghezze dei *limites* si assestavano tra i 5 e i 10 metri, mentre i canali di scolo ad essi affiancati avevano una larghezza compresa tra 1 e 3 metri, con profondità di circa 1 metro (Calzolari, 1995).

Queste strutture, obliterate dalle profonde modificazioni antropiche odierne, sono oggi comunque parzialmente ancora riscontrabili sul territorio delle Valli, e devono essere state influenzate dall'idrografia del territorio, come per esempio dimostrano le centuriazioni rinvenute nella zona tra il paleoalveo di Fabbrica dei Soci e il vecchio corso del diversivo Castagnaro (**Fig. 2.17**), orientate in modo differente sulla destra e sulla sinistra idrografica della direttrice dello Scolo Cagliari e, quindi, da esso influenzate (Balista *et alii*, 1992). Come riscontrabile anche dalla figura a cui si fa riferimento, le centuriazioni sulla destra idrografica del Cagliari presentano infatti un'angolazione di circa 25° rispetto al Nord, mentre le centuriazioni sulla sua sinistra idrografica hanno un angolo quasi nullo rispetto al Nord.

Le Valli godettero quindi di uno stabile ripopolamento durante l'età Romana, che proseguì ininterrotto fino al Medioevo iniziale. Sono infatti datati intorno al VI-VII secolo d.C. il collasso totale del sistema della campagna centuriata ed il nuovo abbandono delle Valli, quest'ultimo testimoniato da coperture alluvionali e palustri sui manufatti antropici romani (Balista, 1993) e legato ai peggioramenti climatici di cui già accennato nei capitoli precedenti. La situazione generale di abbandono è perdurata durante tutto il Medioevo, per circa un migliaio di anni, fino alle bonifiche del 1800.

3.4 Strade su argini

Per l'area delle Valli Grandi Veronesi, le antiche strade su argine rivestono una particolare importanza a livello non solo nazionale ma anche europeo. I loro tracciati, oggetto di diversi studi negli ultimi decenni (ad esempio Calzolari, 1993; Betto *et alii*, 2005; Balista *et alii*, 2005; Betto, 2013), sono infatti conservati e ben visibili dalle immagini telerilevate con una certa continuità.

Tra i manufatti di maggiore interesse appartenenti all'età del Bronzo vi è in particolare la “*Strada dell'Argine Meridionale*” (SAM), costituita da un terrapieno rialzato di qualche metro, larga circa tra i 10 metri e i 15 metri, e circondata da due fossati perimetrali. I diversi tratti che ne costituiscono il tracciato sono impostati su una stessa linea di quota topografica. Il primo tratto, arcuato e concavo verso nord, si estende dalla località Bastione S. Michele (VR, poco più a sud-ovest del sito di Castello

del Tartaro) verso nord-est; nel punto in cui incrocia il paleoalveo del Tregonon (lo stesso che attraversa il sito di Castello del Tartaro), il tracciato della SAM devia nettamente verso est, proseguendo poi, per un tratto dalla debole forma arcuata, verso nord-est fino al sito di Fondo Paviani.

La SAM è un costruito risalente all'età del Bronzo medio-recente, come dimostrerebbero le osservazioni di Balista *et alii* (2005), secondo le quali le alluvioni avvenute nell'età del Ferro lungo il paleoalveo di Ponte Moro (che si dirige in direzione N-S ortogonalmente alla strada in esame) tagliano la struttura stradale impostandosi sopra di essa; di conseguenza, questa risulta essere precedente alle alluvioni menzionate. Inoltre (sempre secondo gli studi di Balista *et alii*, 2005) il fatto che la strada si diriga verso Fondo Paviani e che le datazioni dei suoi livelli torbosi superficiali siano confrontabili con quelle dei siti di Castello del Tartaro e Fabbrica dei Soci, farebbe presupporre la contemporaneità della SAM ai grandi siti arginati del Bronzo medio, mettendo in luce una connettività infrastrutturale ben organizzata nel paesaggio delle Valli durante questo periodo.

La particolarità di questo costruito risiede nella sua doppia funzione di argine, oltre che di strada per lo spostamento. La sua costruzione lungo una singola curva di livello permette di ipotizzare infatti che essa fungesse da separatrice dei terreni coltivati (a nord) dai terreni più umidi e spesso allagati presenti a sud di essa. Tale funzione avrebbe permesso di ostacolare l'eventuale avanzamento delle acque verso i terreni interni, protetti dal terrapieno rilevato della strada e quindi più aridi (Balista *et alii*, 2005).

La SAM sarebbe stata poi parzialmente riutilizzata anche in epoca storica. Balista *et alii* (2005) fanno risalire al periodo romano la costruzione di un'altra strada importante per il territorio in esame, la “*Strada dell'Argine Settentrionale*” (SAS). Tuttavia gli studi e le interpretazioni più recenti di Betto (2013) hanno portato a considerare questo costruito risalente ad un periodo di poco precedente all'età Romana, e poi riutilizzato anche durante la colonizzazione romana. Conosciuto anche come “*Strada del Cavariolo*”, tale manufatto risulta molto simile alla SAM in morfologia, dimensioni e sviluppo, ed aveva anch'esso la funzione di argine, ma è stato però costruito pochi chilometri più a nord della SAM, su una quota topografica maggiore (tra gli 8,5 metri e i 9 metri s.l.m.), probabilmente in conseguenza ad uno spostamento verso nord del dominio dei terreni umidi dal Bronzo in poi.

Per quanto riguarda la datazione della SAS, il fatto che quest'ultima sia sovrainposta alla superficie deposizionale del paleoalveo di Ponte Moro (dell'età del Ferro), il fatto che costituisca un limite meridionale per lo sviluppo della centuriazione romana tra la località Bastione S. Michele (VR) ed il Naviglio Bussè (Fig. 3.8), ed il fatto che sia in apparente continuità con la Strada del Dugalone (ad est del Naviglio Bussè, anch'essa attribuita ad un periodo pre-romano), ha consentito di far risalire la sua edificazione ad un momento di poco precedente all'età Romana (Betto, 2013).

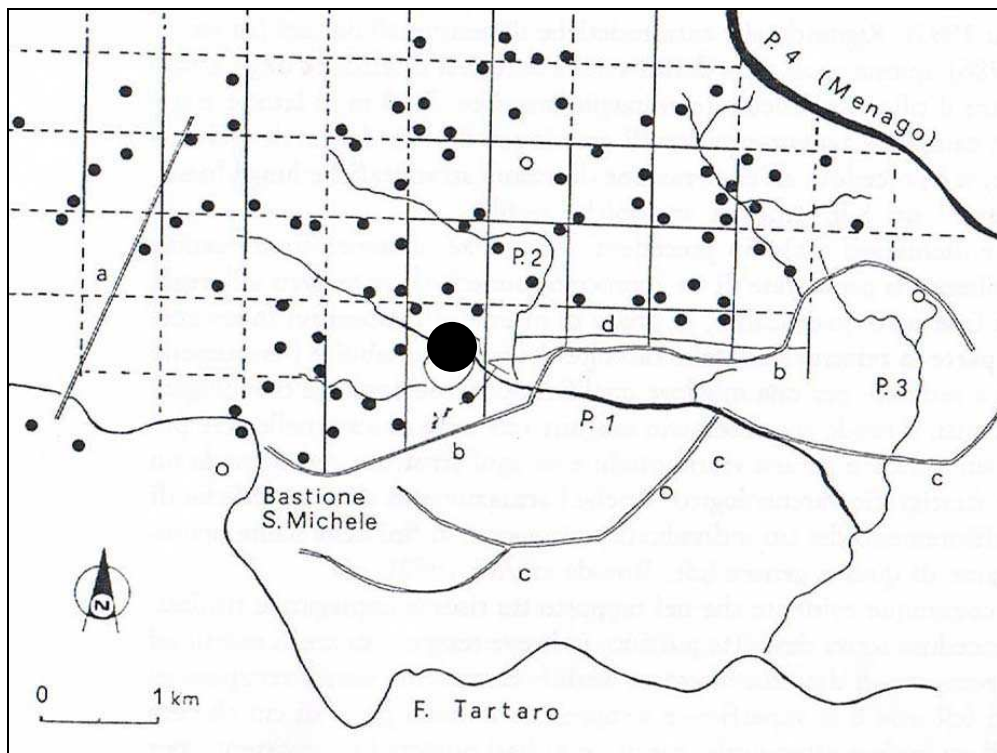


Fig. 3.8 – Ubicazione della SAM (tratto "c" più settentrionale) e della SAS (tratto "b" più meridionale); quest'ultima funge da limite meridionale per la centuriazione romana, rappresentata dai riquadri neri continui e tratteggiati (Calzolari, 1993). Il cerchio nero rappresenta l'ubicazione di Castello del Tartaro.

4. METODI

4.1 Telerilevamento

Come descritto nei capitoli precedenti, la zona di studio è di particolare interesse poiché in grado ancora oggi di mostrare i segni evidenti dell'attività umana protostorica e storica; segni ed evidenze conservati con eccezionalità in un territorio soggetto ad allagamenti e stasi sedimentaria per lungo tempo che, unitamente alla non eccessiva antropizzazione, ne hanno consentito un'adeguata preservazione. Il telerilevamento è stato utilizzato quindi per la fotointerpretazione degli elementi (sia antropico-archeologici sia naturali) principali e minori riconoscibili attraverso l'esame visivo delle immagini telerilevate relative all'area delle Valli Grandi Veronesi. Per questo tipo di attività, lo scrivente si è avvalso di diversi supporti:

- ortofoto a colori del Volo Italia 2003 acquisite da Blom CGR S.p.a. nel 2003, 17 fotogrammi in scala 1:10.000 (166010, 166020, 166030, 166040, 166050, 166060, 166070, 166080, 166110, 166120, 166150, 166160, 167010, 167050, 167090, 167130, 167140);
- ortofoto a colori del Volo Italia 2007 acquisite da Blom CGR S.p.a. nel 2007, 17 fotogrammi in scala 1:10.000 (166010, 166020, 166030, 166040, 166050, 166060, 166070, 166080, 166110, 166120, 166150, 166160, 167010, 167050, 167090, 167130, 167140);
- foto aeree a colori del volo Re.Ven. 1990 acquisite da Blom CGR S.p.a. nel marzo 1990, 7 fotogrammi in scala 1:20.000 (25A_19, 25A_20, 26A_24, 26A_25, 27A_16, 27A_18, 28A_17);
- foto aeree a colori del volo Re.Ven. Verona Sud 2004 acquisite da Blom CGR S.p.a. nel giugno 2004, 6 fotogrammi in scala 1:13.000 (13_476, 13_477, 14_514, 14_515, 16_587, 16_588);
- alcune immagini satellitari recenti (ad esempio immagini Worldview-II, Worldview-III, Pléiades), con risoluzione geometrica di 0,5 – 1,0 m e combinazione in colori reali, scaricate da Google Earth e dai portali internet Flash Earth (www.flashearth.com) e Bing Maps (www.bing.com/maps).

Vengono definite ortofoto quelle fotografie aeree che sono inizialmente acquisite tramite voli aerei e che vengono successivamente elaborate tramite processi di ortorettifica e georeferenziazione, col fine di correggerne i problemi di distorsione relativi alla lente di ripresa e all'orientamento del dispositivo di ripresa. In tale modo, tramite un GIS, le foto aeree così corrette possono essere unite (procedimento detto "mosaicatura") e riferite ad un preciso sistema di coordinate, il che consente di rappresentare fedelmente a diverse scale la superficie ripresa e di poterla utilizzare come mappa. Le immagini ortorettificate vengono utilizzate per numerose applicazioni, per esempio la gestione delle mappe stradali in portali come Google Maps o Bing Maps.

Le ortofoto acquisite con i voli del 2003 e del 2007 riguardanti l'area delle Valli Grandi Veronesi, sono state utilizzate come strumento di base per l'attività di fotointerpretazione, ed ognuna copre un'area di circa 30 km². Tuttavia, per certe zone dell'area di studio, alcuni elementi naturali o antropici sono risultati difficili da interpretare con l'esame visivo delle sole ortofoto disponibili, pertanto lo scrivente si è avvalso di altre immagini aeree acquisite durante altri voli, disponibili presso il catalogo multimediale delle foto aeree della Regione Veneto¹.

La qualità della ripresa aerea può variare da punto a punto in dipendenza di fattori temporali (data e anno in cui è stata effettuata la ripresa), climatici (stagione in cui è stata effettuata la ripresa) e meteorologici (tempo atmosferico durante la ripresa); ciò porta a comprendere quindi come la disponibilità di ulteriori immagini oltre alle ortofoto, in alcuni casi, possa aver contribuito ad interpretare meglio determinate aree. In particolare, sono quindi risultate utili le fotografie aeree dei voli Re.Ven. del 1990 e 2004, opportunamente georeferenziate dallo scrivente, tramite l'utilizzo del software ArcMap[®]. Anche gli stralci di immagini satellitari estratti dai portali internet sono stati georeferenzati.

Infine, dove disponibili da fonti bibliografiche, sono state acquisite digitalmente e georeferenziate, con il suddetto software, alcune mappe schematiche raffiguranti fotointerpretazioni archeologiche di dettaglio. In particolare:

- una interpretazione schematica di Vanzetti (2013, vedi **Fig. 3.4**), frutto di ricerche e studi eseguiti tramite fotointerpretazione di foto aeree e tramite controlli condotti direttamente sul campo, ha permesso di segnare alcuni

¹ le foto aeree utilizzate per la realizzazione della tesi sono disponibili per la consultazione e per il download all'indirizzo web http://mapserver.iuav.it/website/foto_aeree.

- lineamenti archeologici nei pressi del sito di Castello del Tartaro, pressoché irriconoscibili dall'esame visivo delle immagini telerilevate disponibili;
- una interpretazione schematica realizzata da Calzolari (1993, vedi **Fig. 3.8**), ha permesso di segnare alcuni lineamenti archeologici delle centuriazioni romane presenti indicativamente tra Castello del Tartaro ed il Naviglio Bussè, anche in questo caso di difficile riconoscimento tramite il solo esame delle foto disponibili.

4.2 GIS (Geographic Information System)

Per la gestione delle immagini telerilevate e la fotointerpretazione sulla base di queste, si è utilizzato il software ArcMap[®] versione 10.2 (**Fig. 4.1**), programma di gestione dati facente parte del pacchetto di programmi ArcGIS[®], uno dei più diffusi e potenti “*Geographic Information System*” (GIS) presenti oggi sul mercato.

Un GIS è un sistema informatico che, attraverso l'acquisizione, la visualizzazione, l'analisi e anche la creazione di dati georeferenziati di tipo geografico o geometrico, permette di gestire informazioni digitali di tipo spaziale e di associare ad ogni elemento geografico o geometrico una descrizione alfanumerica.

Una caratteristica importante di un GIS è quella per cui esso può gestire contemporaneamente dati acquisiti con diversi sistemi geografici di riferimento. Altro aspetto che valorizza questi sistemi informativi è la possibilità di lavorare a varie scale. Le ortofoto disponibili, in sistema di coordinate Gauss-Boaga Ovest, sono state caricate sul progetto di ArcMap[®] come *layers* (livelli). Tutte le altre immagini (foto aeree, stralci e i disegni schematici di fotointerpretazione) sono state anch'esse caricate come layers nel progetto e, come già accennato, georeferenziate tramite la funzione “*georeferencing*” disponibile nel software.

Successivamente, sono stati creati con le funzionalità del modulo ArcCatalog (accessibile da ArcMap[®]) diversi *shapefiles* (.shp), che gestiscono dati spaziali in formato vettoriale. Ognuno è in grado di memorizzare una singola geometria spaziale, che può essere il *punto*, la *linea* o il *poligono*. E' stato quindi attribuito uno shapefile ad ognuno dei diversi elementi geologici ed archeologici da riportare nella

fotointerpretazione, e successivamente tali files sono stati importati sull'interfaccia del software come layers (**Fig. 4.1**). Gli shapefiles sono stati creati per i seguenti elementi del territorio (ognuno con indicata la geometria spaziale ad esso associata):

- paleoalvei principali (poligoni);
- paleoalvei minori (linee);
- canali residuali (linee);
- rotte fluviali (poligoni);
- canali di rotta fluviale (linee);
- tracce interne ai paleoalvei, tipo barre di meandro (poligoni);
- limite dei depositi più recenti di Adige e Po (poligoni);
- limite dell'antica pianura pleistocenica (poligoni);
- rete idrografica attuale (linee);
- resti archeologici di insediamenti terramaricoli (poligoni);
- resti archeologici lineari maggiori, tipo centuriazioni o strade (linee);
- resti archeologici lineari minori, tipo canalette agrarie (linee);
- antropico moderno, tipo cavi dell'alta tensione e metanodotti (linee).

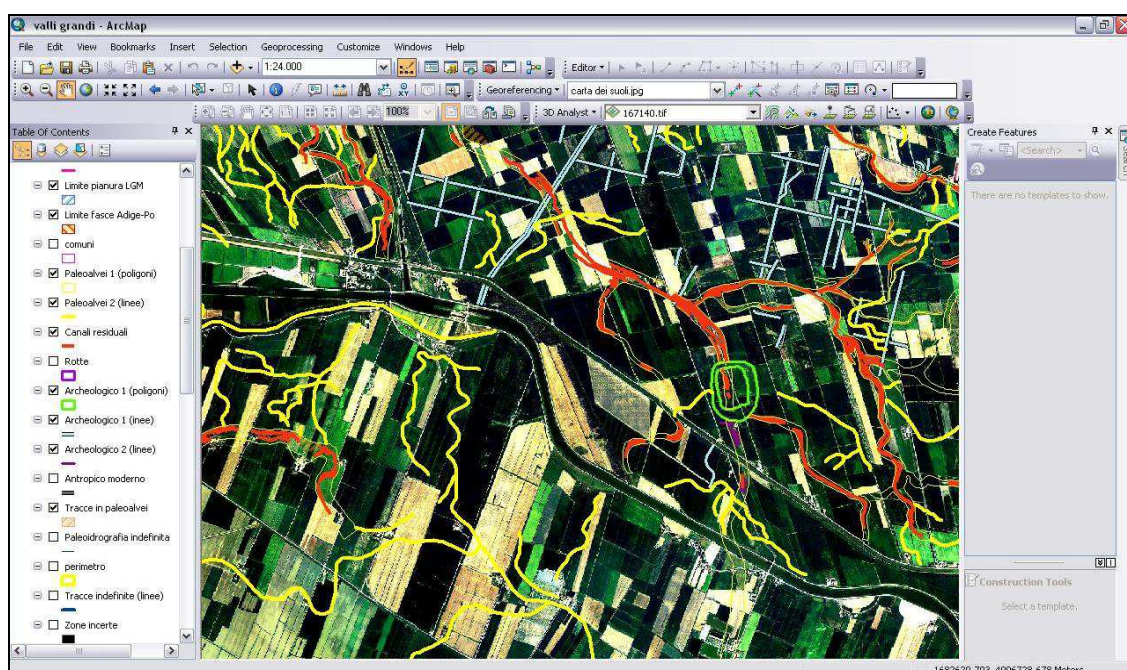


Fig. 4.1 – Interfaccia grafica di ArcMap 10.2[®]; sulla sinistra: l'elenco di alcuni dei vari layers (ortofoto, foto aeree, immagini e shapefiles) con i quali è stata eseguita la fotointerpretazione dell'area di studio.

L'analisi visiva ed il confronto tra tutte le immagini disponibili caricate su ArcMap 10.2[®], hanno quindi permesso di eseguire la fotointerpretazione dell'area delle Valli Grandi Veronesi, associando ogni elemento del territorio al proprio shapefile. Nella realizzazione del lavoro, per la distinzione delle tracce sono stati considerati due principi fondamentali, riportati anche da Ferri (1988), che ben si applicano soprattutto agli elementi antropici antichi:

- il principio della sovrapposizione: prende in considerazione il rapporto “verticale”, per il quale un elemento risulta più antico degli elementi che sono posti al di sopra di esso;
- il principio dello sviluppo laterale coerente: prende in considerazione un rapporto “orizzontale” tra i vari elementi che si sviluppano nel tempo in aree contigue e permette di ricavarne uno schema di successione cronologica.

Una volta eseguita la fotointerpretazione dell'area, i vari layers del progetto di ArcMap 10.2[®] sono stati esportati come files vettoriali ed editati con il software di grafica Adobe Illustrator versione CS4[®], con il fine di conferire ad essi campiture, colorazioni e patterns di rappresentazione adeguati per essere riportati su una carta. Infatti, in conclusione, i layers della fotointerpretazione dell'area sono stati riportati su una base cartografica IGM alla scala 1:25.000 con il fine di creare e produrre una “Carta geomorfologica delle Valli Grandi Veronesi”, allegata al presente elaborato.

4.3 Microrilievo topografico (DTM da LiDAR e da CTR)

Per gli scopi della presente tesi è stato possibile fare uso del microrilievo topografico ottenuto con la tecnologia definita “*Light Detection And Ranging*” (LiDAR), disponibile per una buona parte dell'area di studio delle Valli Grandi Veronesi. Infatti, grazie alla disponibilità e alla collaborazione del Consorzio di

Bonifica Veronese², è stato possibile ottenere questo importante strumento, adatto per gli studi di superficie, da integrare con i restanti metodi utilizzati.

Il LiDAR costituisce un supporto molto utilizzato al giorno d'oggi per acquisire misure di precisione che consentano di ottenere un microrilievo topografico di dettaglio di una particolare zona. Il metodo utilizza tre tecnologie:

- un distanziometro laser con meccanica a specchio rotante;
- un sistema di posizionamento satellitare (GPS);
- un sistema di navigazione inerziale (INS), che permette di controllare e correggere con estrema precisione l'angolo tra la piattaforma di trasporto (per esempio un aereo) e la superficie.

Una ripresa LiDAR prevede quindi di installare un trasmettitore di onde su una piattaforma di trasporto. Il trasmettitore è uno strumento attivo a misura puntuale (non a scansione) che può funzionare sia di giorno che di notte e, durante il volo, emette un segnale con lunghezza d'onda tra 1 μm e 1,6 μm nello spettro ottico, e considerando la velocità della luce come costante, misura il tempo necessario alla radiazione per essere riflessa dalla superficie verso il ricevitore. In base al tempo di riflessione dell'onda ed in base alla quota di volo, per ogni punto acquisito viene determinata con grande precisione la misura della sua quota sul livello del mare.

Il trasmettitore lavora con frequenze variabili dai 2000 ai 30000 impulsi al secondo e permette l'acquisizione di punti con un passo fino a 20 cm di distanza l'uno dall'altro. L'errore eventuale sulle quote che può derivare da questo tipo di acquisizione è al giorno d'oggi estremamente ridotto. L'elaborazione e l'interpolazione dei numerosi dati ottenuti, una volta effettuata l'acquisizione, è un procedimento molto complesso affidato a software appositamente realizzati, gestiti da calcolatori molto potenti.

Il risultato che si ottiene è un “*Digital Terrain Model*” (DTM) che riporta un microrilievo topografico di grandissimo dettaglio della zona su cui è stata fatta la ripresa. Nonostante il LiDAR possa avere qualche limite nell'acquisizione, il sistema

² si ringraziano il Consorzio di Bonifica Veronese ed il Dott. Ing. Alberto Piva per la concessione del dato.

viene oggi utilizzato in tantissime applicazioni, come per esempio la mappatura del territorio, la realizzazione di carte topografiche numeriche di alta precisione, la misura topografica, la modellazione idraulica ed idrologica o la pianificazione territoriale.

Per quanto riguarda il DTM da dati LiDAR utilizzato per la presente tesi, la sua acquisizione ha interessato il territorio di diversi comuni della bassa pianura veronese e rodigina, per un'area totale di circa 640 km². Anche la maggior parte delle Valli Grandi Veronesi rientra nella copertura di questa ripresa LiDAR (**Fig 4.2**), e per gli scopi della tesi sono stati interessati dall'acquisizione topografica in particolare i comuni di Cerea, Legnago, Casaleone, Villa Bartolomea, Castagnaro, Giacciano con Baruchella e Ceneselli. Il LiDAR dell'area di studio (riportato anche negli allegati del presente elaborato) presenta un passo di 50 cm (due punti per metro), con una risoluzione verticale a terra inferiore ai 20 cm, e l'acquisizione è stata effettuata durante i primi mesi del 2012, dopo la D.G.R. n°1811 del 8 Novembre 2011.

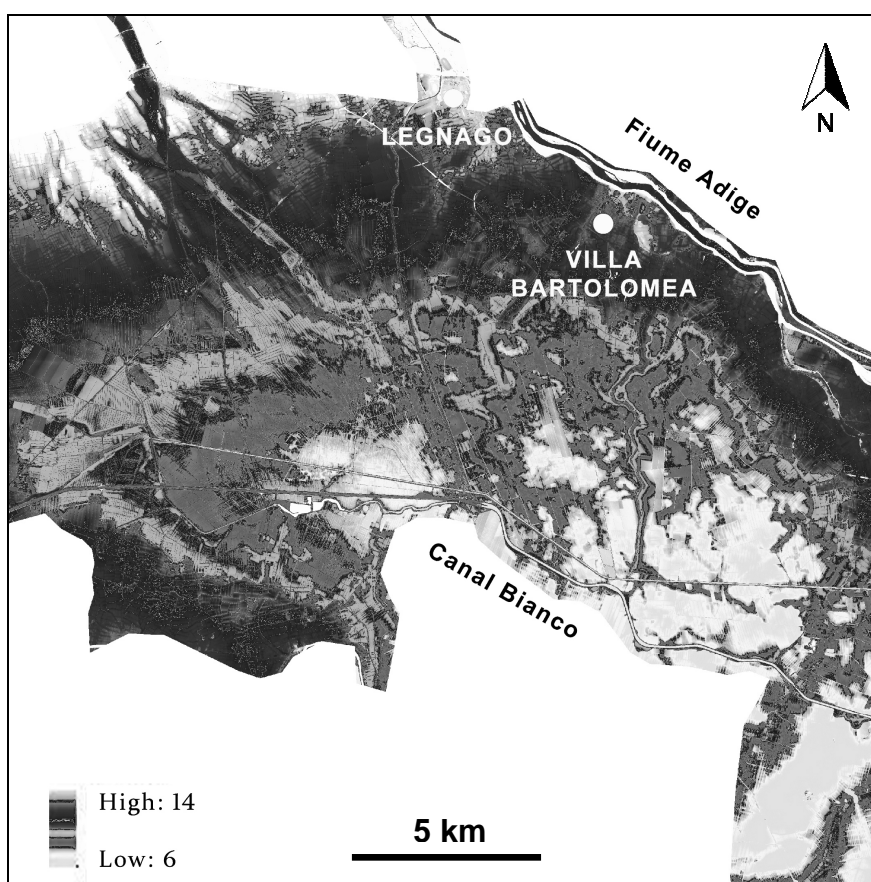


Fig. 4.2 – Copertura del DTM da acquisizione con tecnologia LiDAR dell'area delle Valli Grandi Veronesi (senza effetto “hill shading”), rappresentato con tonalità più scure che mettono in evidenza le zone più rilevate e tonalità più chiare che invece mettono in evidenza le zone più depresse.

Dopo una fase di “mosaicatura” (tramite GIS) delle diverse tavolette in cui è disponibile il dato, il DTM del microrilievo topografico di dettaglio è stato caricato su un layer dell’interfaccia di ArcMap 10.2[®] e ad esso è stato abbinato anche un ulteriore layer con l’effetto “*hill shading*”, con lo scopo di fornire un’idea più precisa e verosimile, per quanto possibile, delle quote topografiche dell’area. Tale effetto consiste infatti nella simulazione di un punto di illuminazione; le ombre simulate dei rilievi, orientate secondo l’angolo della luce, creano un effetto tridimensionale che permette di visualizzare meglio la morfologia dell’area studiata.

L’utilizzo del DTM ha consentito di ottenere dati ed informazioni importanti che non si sarebbero potute conseguire con la semplice consultazione delle immagini telerilevate, inadatte per eseguire un minuzioso studio del microrilievo topografico. Il DTM dettagliato derivato dalla tecnologia LiDAR ha permesso infatti di individuare con maggiore precisione la presenza, la posizione e l’estensione di elementi come per esempio i dossi fluviali o il contatto tra la superficie pleistocenica e i depositi recenti, di riconoscere l’estensione di eventuali ed ulteriori rotte fluviali non rilevabili tramite le immagini telerilevate o di riconoscere con maggiore dettaglio zone depresse di incisione fluviale (paleovalli); il tutto grazie anche alla possibilità di ottenere, tramite elaborazione del dato in GIS, dei precisi profili topografici delle aree interessate, che risultano particolarmente importanti per lo studio geomorfologico di un’area molto particolare e topograficamente depressa come le Valli Grandi Veronesi.

Prima di avere a disposizione il DTM ottenuto dalle acquisizioni LiDAR, è stato utilizzato un altro DTM della zona, realizzato a partire dai valori dei punti quotati della Carta Tecnica Regionale del Veneto (CTR, scala 1:10.000). Tale DTM è stato realizzato dall’ex-Dipartimento di Geografia dell’Università di Padova (responsabile del progetto Paolo Mozzi) per conto di ARPAV.

4.4 Sondaggi geognostici

Oltre all’acquisizione di dati tramite telerilevamento gestito in ambiente GIS, una consistente parte del lavoro effettuato per la presente tesi si è svolto direttamente sul terreno, attraverso lo svolgimento di una campagna di sondaggi geognostici. L’attività

ha previsto l'esecuzione di 44 carotaggi tramite utilizzo di una sonda pedologica manuale di tipo olandese (**Fig. 4.3**), della lunghezza di 120 centimetri, provvista di prolunghe per l'esecuzione di sondaggi più profondi. Nei terreni soprastanti la falda freatica si è utilizzata la cosiddetta punta di tipo "Edelman", costituita da un campionatore che raccoglie campioni di sedimento indisturbati, solo leggermente distorti per rotazione, pari a circa 10 cm per ogni manovra. Per poter campionare i terreni saturi situati sotto la falda freatica è stata invece utilizzata la punta "gouge" (spesso tradotto in italiano come "a doccia", **Fig. 4.3**) che ha diametro di 3 cm e può prelevare campioni con una lunghezza massima di 100 cm.

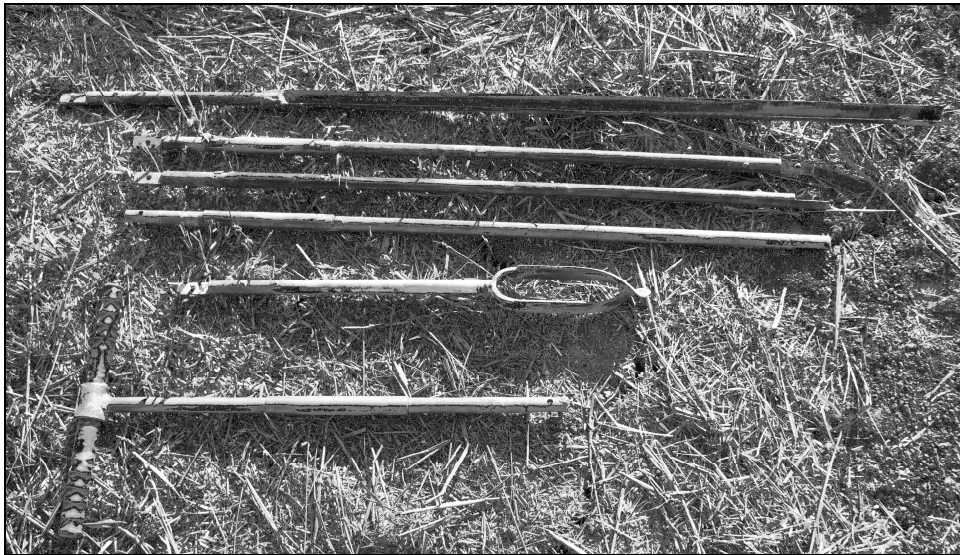


Fig. 4.3 – Sonda pedologica di tipo olandese utilizzata per le operazioni di carotaggio; è provvista di punta a trivella di tipo "Edelman", prolunghe e punta "gouge" per terreni saturi (in alto nella figura).

Ogni sondaggio eseguito è stato accompagnato da una dettagliata descrizione delle carote estratte, effettuata in campagna, corredata da fotografie delle stesse e del punto di indagine (non inserite nella tesi), e dall'acquisizione delle coordinate geografiche tramite GPS. La descrizione di ogni carotaggio è stata realizzata seguendo le linee guida definite in Sanesi (1977) e in FAO-ISRIC (2006) e fornendo quindi i seguenti parametri:

- suddivisione stratigrafica con profondità dei relativi strati;
- descrizione litologica e della tessitura di ogni strato;

- stima dell'effervescenza per ogni strato in quattro gradi, da 1 a 4, che costituisce un indice approssimativo della quantità di CaCO_3 presente, in funzione della reazione chimica del terreno con una soluzione di HCl diluito al 10%;
- descrizione del colore di ogni strato tramite il confronto con le carte del sistema standard internazionale Munsell ("*Munsell Soil Color Charts*");
- indicazione della presenza e della profondità dell'eventuale falda acquifera;
- descrizione di eventuali screziature negli strati, indicandone il colore, la percentuale di diffusione e la dimensione approssimativa secondo il sistema standard Munsell;
- indicazione della presenza e descrizione di eventuali concentrazioni carbonatiche (concrezioni) di CaCO_3 ed eventuali altri elementi pedologici, indicandone la percentuale e la dimensione approssimativa;
- indicazione dell'eventuale presenza di macroresti organici come resti vegetali, parti di radici, frammenti di piante e carboni;
- indicazione dell'eventuale presenza e della natura di reperti antropici, come ad esempio frammenti di laterizi.

Una prima parte di rilevamento di campagna si è svolta durante i mesi di marzo ed aprile 2015, finalizzata ad indagare e conoscere la stratigrafia dei primi metri di terreno dei principali elementi geomorfologici rilevati tramite il telerilevamento. Per questa finalità sono stati organizzati dei transetti, ognuno costituito da un numero variabile da 2 fino a 6 sondaggi, più o meno ravvicinati ed allineati lungo una sezione, a profondità variabili fino a 6 metri; con questi transetti sono state indagate le seguenti forme geomorfologiche:

- paleoalveo principale (esecuzione di due transetti, uno trasversale al paleoalveo su cui sorge il sito archeologico di Fabbrica dei Soci e uno trasversale al paleoalveo che si estende a sud del sito di Fondo Paviani);
- paleoalveo minore (due transetti, uno trasversale ad una delle piccole diramazioni del paleoalveo di Fabbrica dei Soci e uno attraverso un complesso di piccoli canali di risorgiva poco a sud-ovest di Fondo Paviani);

- piana di esondazione (un transetto in una zona di deposizione fluviale di poco esterna al paleoalveo di Ponte Moro);
- rotta fluviale (un transetto trasversale allo sviluppo di un crevasse splay in piana di esondazione).

Una seconda parte di rilevamento di campagna è stata invece eseguita nel mese di luglio 2015 con le stesse modalità di indagine, ma per singoli punti mirati (non allineati lungo dei transetti), scelti opportunamente per ampliare le conoscenze su alcuni aspetti ancora poco chiari in merito all'evoluzione geomorfologica di alcuni elementi dell'area indagata (tale aspetto viene opportunamente trattato nel capitolo dedicato alle discussioni ed interpretazioni dei dati). Anche un ulteriore sondaggio eseguito nel giugno 2014 durante un sopralluogo nell'area, in quanto punto singolo può essere considerato appartenente a questa seconda campagna.

In alcuni casi durante il rilevamento, dove possibile e dove ritenuto opportuno, sono stati raccolti, conservati in pellicola di alluminio e catalogati alcuni campioni di materiale a forte componente organica o torbosa che potranno in un qualsiasi momento essere inviati ad appositi laboratori per conoscerne l'età radiometrica assoluta, attraverso l'esecuzione di analisi al radiocarbonio ^{14}C .

Con l'utilizzo del software Adobe Illustrator CS4[®], sono stati infine elaborati graficamente tutti i log stratigrafici dei carotaggi effettuati durante il rilevamento delle due campagne (essi, assieme alle descrizioni dettagliate dei sondaggi, sono riportati nel capitolo dedicato ai risultati).

4.5 Indagine geofisica

Durante il mese di luglio 2015 è stata eseguita un'indagine geofisica nelle Valli Grandi Veronesi, consistente in due stendimenti di tomografia elettrica di resistività ("*Electrical Resistivity Tomography*" o ERT), volti a caratterizzare con maggior

precisione la geometria del dosso di Fabbrica dei Soci³. Il primo stendimento *GF-1* è stato eseguito trasversalmente al suddetto dosso, in corrispondenza dell'estensione del transetto denominato T6 (descritto nel successivo capitolo relativo allo svolgimento della prima campagna geognostica), con lo scopo di ottenere anche un riscontro tra il dato geognostico diretto ed il dato geofisico indiretto. Il secondo stendimento *GF-2* è stato eseguito sempre trasversalmente allo stesso elemento geomorfologico, ma più a sud, a circa 2,5 km di distanza dal primo (**Fig. 4.4**).

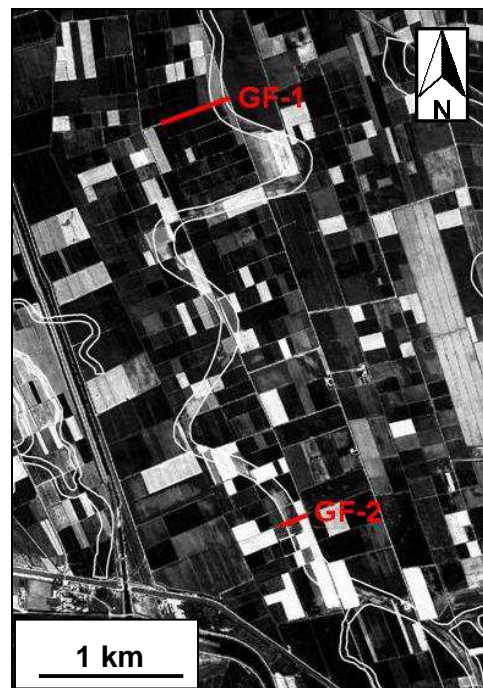


Fig. 4.4 – Ubicazione su ortofoto 2007 in scala di grigi dei due stendimenti di tomografia elettrica GF-1 e GF-2, eseguiti trasversalmente al paleoalveo di Fabbrica dei Soci (in bianco).

La tomografia elettrica è un metodo di indagine che, attraverso lo stendimento di elettrodi metallici infissi nel terreno e collegati ad un cavo per la trasmissione della corrente, permette di ottenere dei valori di resistività (reciproco della conducibilità elettrica) dei primi metri di sottosuolo. La misura della resistività elettrica è basata sulla legge di Ohm e sul principio per il quale la distribuzione di un campo di potenziale elettrico sulla superficie del terreno dipende dalla geometria della sorgente e dalla

³ i dati sono stati raccolti ed elaborati dalla Dott.ssa Rita Deiana del Dipartimento dei Beni Culturali dell'Università di Padova, che si ringrazia sentitamente per la disponibilità.

distribuzione della resistività elettrica nel suo sottosuolo. La resistività (anche definita resistività specifica) indica l'attitudine di un materiale ad opporre resistenza al passaggio della corrente e ne costituisce una proprietà intrinseca.

Tale metodologia è oggi molto sfruttata nell'ambito geologico ed ambientale, soprattutto in virtù della sua rapidità di esecuzione e dei costi contenuti. Con la tomografia elettrica si possono effettuare misure sia verticali (tramite sondaggi elettrici verticali), sia orizzontali (tramite dei profili di resistività), oppure contemporaneamente in entrambe le modalità. Gli stendimenti GF-1 e GF-2 sono stati infatti condotti per ottenere dei profili bidimensionali di variazione verticale e orizzontale della resistività elettrica.

Il numero degli elettrodi, la distanza tra un elettrodo ed il successivo e di conseguenza la lunghezza totale dello stendimento variano in funzione della necessità e del tipo di studio da eseguire. Per la realizzazione dell'indagine nelle Valli Grandi Veronesi ci si è avvalsi del georesistivimetro Iris Syscal-Pro 72[®] (**Fig. 4.5**), dotato di un amperometro che funge da trasmettitore ed un voltmetro che funge da ricevitore, ciascuno dotato di una propria batteria interna da 12 V.



Fig. 4.5 – Georesistivimetro Iris Syscal-Pro 72[®], utilizzato per l'indagine geofisica (foto tratta dal sito internet www.geostudiastier.it).

Per l'acquisizione è stato adottato lo schema definito *dipolo-dipolo skip 0*, con 48 elettrodi (24 per cavo) spazati di 2 m, che coprono 94 m di lunghezza per 18 m di profondità investigata. Al georesistivimetro, l'unità quindi principale da cui si può

gestire in tempo reale l'acquisizione del dato, vengono collegati due cavi multi-elettrodi, uno dei quali steso lungo il lato destro e l'altro lungo il lato sinistro rispetto all'unità. I cavi sono dotati ognuno di 24 connessioni metalliche; attraverso l'uso di pinzette di connessione elettrica, viene permesso il collegamento tra il cavo e gli elettrodi metallici, i quali devono essere preventivamente ben infissi fino a circa 15 cm nel terreno superficiale. Con tale configurazione, viene avviata l'acquisizione e la corrente viene trasmessa, lungo il cavo e lungo gli elettrodi, fino al terreno.

Spesso gli stendimenti necessari sono troppo lunghi per essere coperti dalla sola estensione dei due cavi, pertanto, si possono eseguire delle acquisizioni di resistività in modalità *roll-along*, ovvero con sovrapposizioni delle diverse tomografie eseguite in modo tale da far coincidere la seconda metà della prima linea con la prima metà della linea successiva. Tale modalità, ripetuta anche più volte lungo lo stendimento, permette di ottenere la copertura dell'intera sezione di sottosuolo di interesse, garantendo la continuità sia laterale che verticale delle sezioni adiacenti. Anche per gli stendimenti GF-1 e GF-2 ci si è avvalsi di acquisizioni in *roll-along*; sono state infatti raggiunte delle lunghezze totali rispettivamente di 464 m e di 195 m.

Il dato di output che si ottiene è la misura della differenza di potenziale tra gli elettrodi, che si traduce in un valore di resistività dei primi metri del terreno interessato dallo stendimento. Il dato che si ottiene dipende fondamentalmente da come il terreno risponde elettricamente all'immissione della corrente. Si ottiene in tal modo un profilo di resistività *apparente*, che deve essere opportunamente elaborato e sistemato con appositi software, i quali grazie a complessi algoritmi di inversione permettono di ottenere una sezione bidimensionale di resistività *reale* del sottosuolo studiato.

5. RISULTATI

5.1 Analisi dei dati del telerilevamento

Si descrivono di seguito i criteri seguiti per la realizzazione della fotointerpretazione dell'area, ovvero come sono state interpretate le varie tracce sulle immagini telerilevate, anche con l'aiuto del microrilievo, e che significato geomorfologico è stato ad esse attribuito. Per tale fine, vengono affiancate immagini delle principali tipologie di tracce su foto aerea all'interpretazione delle stesse, eseguita dallo scrivente.

Come già accennato in precedenza, la qualità ed il grado di evidenza della traccia naturale o antropica da interpretare, è funzione di diversi fattori; questi sono per esempio la natura dell'elemento e la profondità a cui si trova, fattori climatici ed ambientali, fattori tecnici legati alle modalità di ripresa delle foto aeree e fattori legati all'antropizzazione, la quale può aver esercitato in certi contesti una parziale o totale modifica delle tracce (Ferri, 1989; Bondesan *et alii*, 2003; Mozzi e Ninno, 2009).

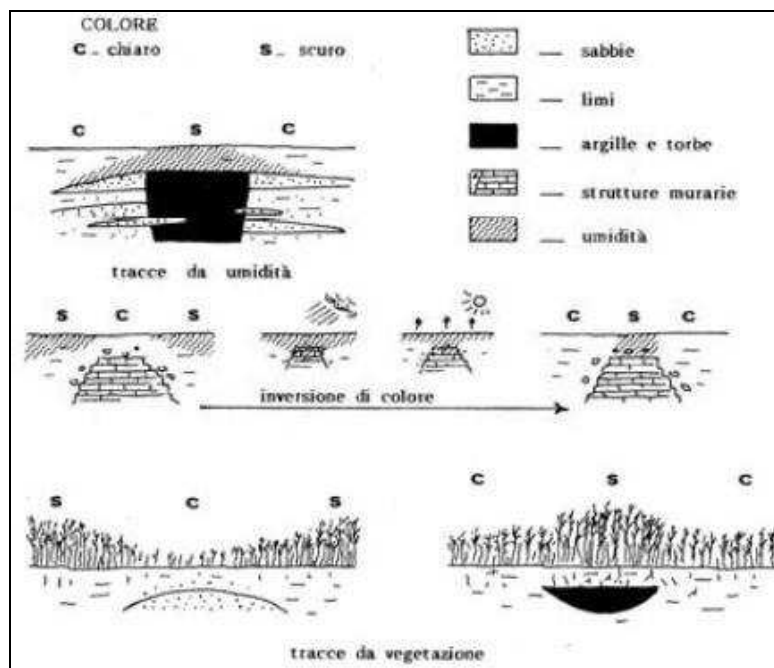


Fig. 5.1 – Schema che illustra l'influenza che le strutture sepolte possono avere su colore, umidità e vegetazione del suolo superficiale (Ferri, 1989).

Inoltre, gli elementi sepolti hanno influenza sul suolo (precedente **Fig. 5.1**), modificandone il colore, il grado di umidità e la quantità di vegetazione e quindi di materia organica presente in esso (Ferri, 1989).

5.1.1 Fotointerpretazione con immagini telerilevate

Paleoalvei

Tra le tracce naturali più importanti e caratteristiche del territorio delle Valli Grandi Veronesi e delle zone di bassa pianura, vi sono i paleoalvei. Questi elementi geomorfologici costituiscono le evidenze di antichi corsi d'acqua, attualmente estinti, e si presentano come delle larghe strisce sinuose.

E' interessante notare come i paleoalvei appartenenti al Fiume Adige siano caratterizzati da una larghezza decisamente inferiore rispetto alle antiche forme del Fiume Po (il cui alveo attuale è anch'esso di larghezza maggiore rispetto all'alveo attuale del fiume atesino). Generalmente, nelle immagini telerilevate il paleoalveo è riconoscibile grazie ad una traccia più chiara i cui limiti corrispondono agli argini naturali limoso-sabbiosi dello stesso, all'interno della quale sono presenti a tratti una o più tracce scure, singole o intrecciate, che rappresentano i riempimenti limoso-argillosi dei canali residuali, alternati a barre sabbiose di canale attivo (**Fig. 5.2**).

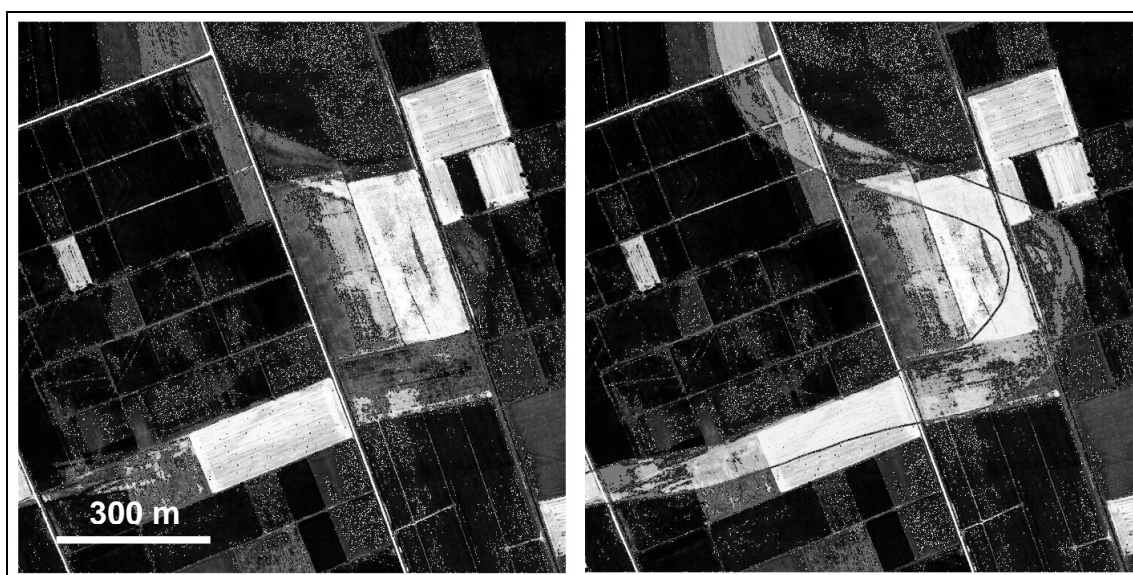


Fig. 5.2 – Esempio di fotointerpretazione della traccia di un paleoalveo; nord verso l'alto.

In certi casi, i paleoalvei possono presentarsi privi di evidenti argini naturali, con la sola traccia del canale residuale.

Nella zona delle Valli Grandi Veronesi, di particolare interesse sono soprattutto i paleoalvei atesini che sono stati identificati con il nome di un toponimo presente su di essi. I paleoalvei principali sono denominati: paleoalveo di Fabbrica dei Soci, dello Scolo Cagliara, di Casa Massaua (già studiati da Ferri, vedi Balista *et alii*, 1992; **Fig. 2.17** del capitolo 2.5). A questi si aggiungono due paleoalvei posti tra quello di Fabbrica dei Soci e quello dello Scolo Cagliara, che sono stati denominati come paleoalveo di Vallette e di Vallazza, e i paleoalvei di Ponte Moro e di Perteghelle-Fondo Paviani ad ovest del Naviglio Bussè.

Paleoalvei minori

Questi elementi naturali presentano un andamento debolmente sinuoso, talvolta con tracce differenti che si sovrappongono ma presentano una larghezza decisamente inferiore ai paleoalvei dell'Adige. Vi sono zone in cui le tracce minori possono avere una morfologia particolarmente complessa (**Fig. 5.3**), oppure possono essere elementi singoli e relativamente isolati, talvolta originatisi da un paleoalveo principale, probabilmente per fenomeni di rotta fluviale (canali di rotta o crevasse channels).

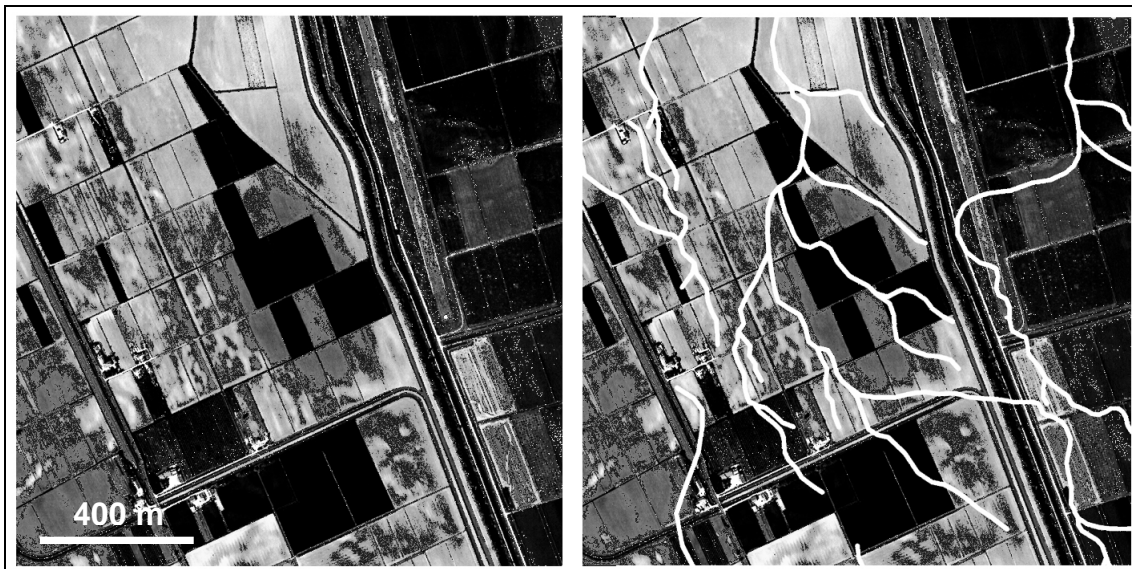


Fig. 5.3 – Esempio di fotointerpretazione delle tracce di alcuni paleoalvei minori; nord verso l'alto.

Paleoalvei di questo tipo, per gli scopi della presente tesi, sono stati cartografati come elementi lineari minori, seguendone semplicemente la morfologia sinuosa, poiché sono di dimensioni decisamente minori rispetto agli elementi di origine atesina. Anche in questo caso, generalmente corrispondono a tracce chiare in foto aerea, associabili a litologie perlopiù sabbiose. Vi sono tuttavia anche strutture più scure dovute a riempimenti fini che possono essere interpretate come canali residuali di elementi fluviali minori.

Elementi interni ai paleoalvei, canali residuali e barre fluviali

All'interno di molti paleoalvei sia atesini che padani, sono individuabili due tipi di strutture, ovvero i canali residuali e i corpi di barra (**Fig. 5.4**). I *canali* sono gli elementi in cui, all'interno del paleoalveo, scorreva il corso d'acqua nelle fasi di magra e che successivamente sono stati abbandonati e colmati con materiale a granulometria fine. Pertanto essi sono generalmente rappresentati da strutture lineari con una certa continuità che si sviluppano lungo il paleoalveo stesso, e appaiono di colore scuro.

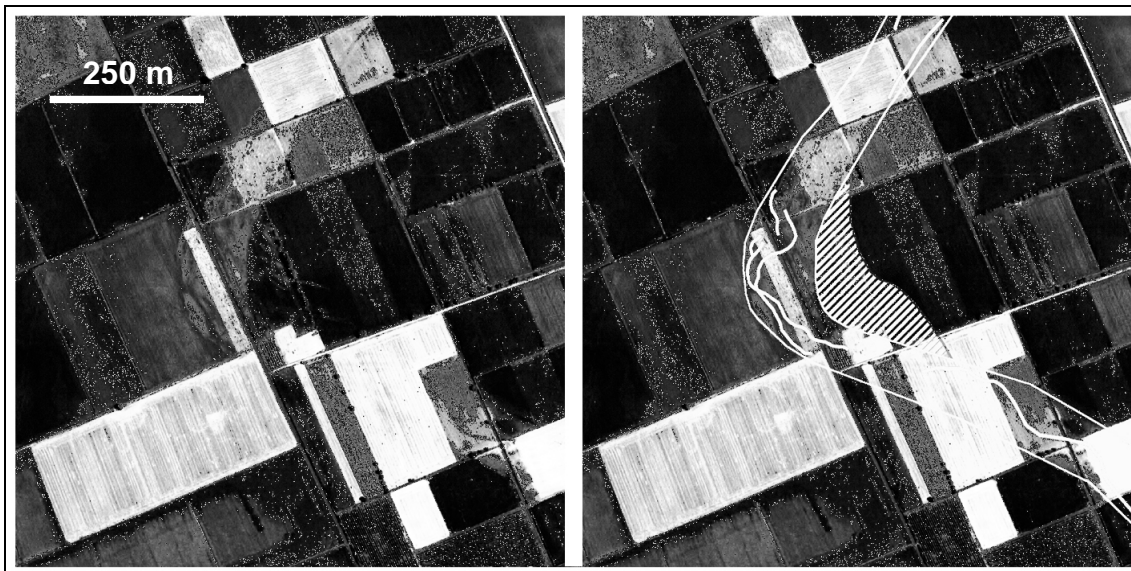


Fig. 5.4 – Esempio di fotointerpretazione della traccia di un paleoalveo che contiene tracce di canali residuali e di barre di accrescimento laterale (retino a strisce bianche inclinate); nord verso l'alto.

Le *barre di accrescimento laterale* (point bar) si presentano come aree di deposizione interna al letto del fiume, legate all'azione erosiva e deposizionale

esercitata a più riprese dal corso d'acqua nel proprio alveo; tale sedimentazione prolungata nel tempo infatti, determina un accrescimento laterale nell'alveo. Lungo paleoalvei particolarmente sviluppati e ben visibili, in alcune occasioni è possibile riconoscere questo tipo di elementi poligonali, posizionati generalmente nel gomito concavo dell'ansa del paleoalveo (**Fig. 5.5**).

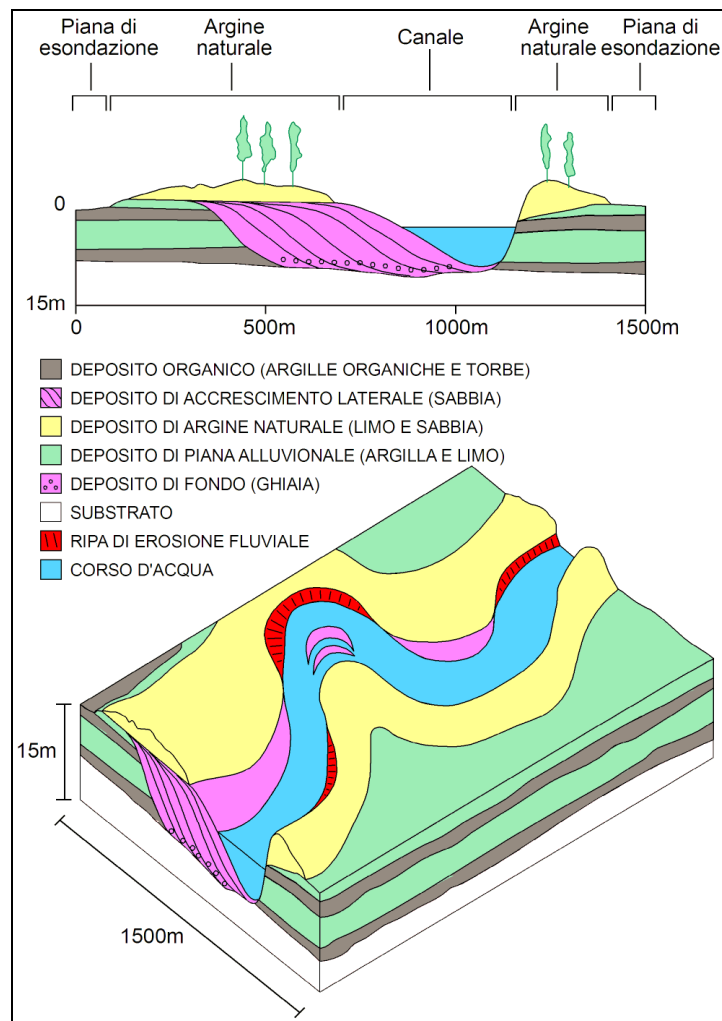


Fig. 5.5 – Sezione e block diagram schematici raffiguranti una barra di meandro (Fontana, 2006).

Crevasse splays e canali di rotta

Lateralmente ai paleoalvei, in particolare quelli maggiori, sono state identificate delle tracce paleoidrografiche dalla caratteristica forma a “ventaglio” (**Fig. 5.6**): tali elementi poligonali sono interpretabili come *ventagli di rotta* (crevasse splays). Sono caratterizzati da numerosi, piccoli canali intrecciati (*canali di rotta fluviale*),

generalmente ortogonali al corso d'acqua principale, definiti da lineamenti scuri di riempimento, all'interno di un corpo più chiaro a granulometria prevalentemente sabbiosa.

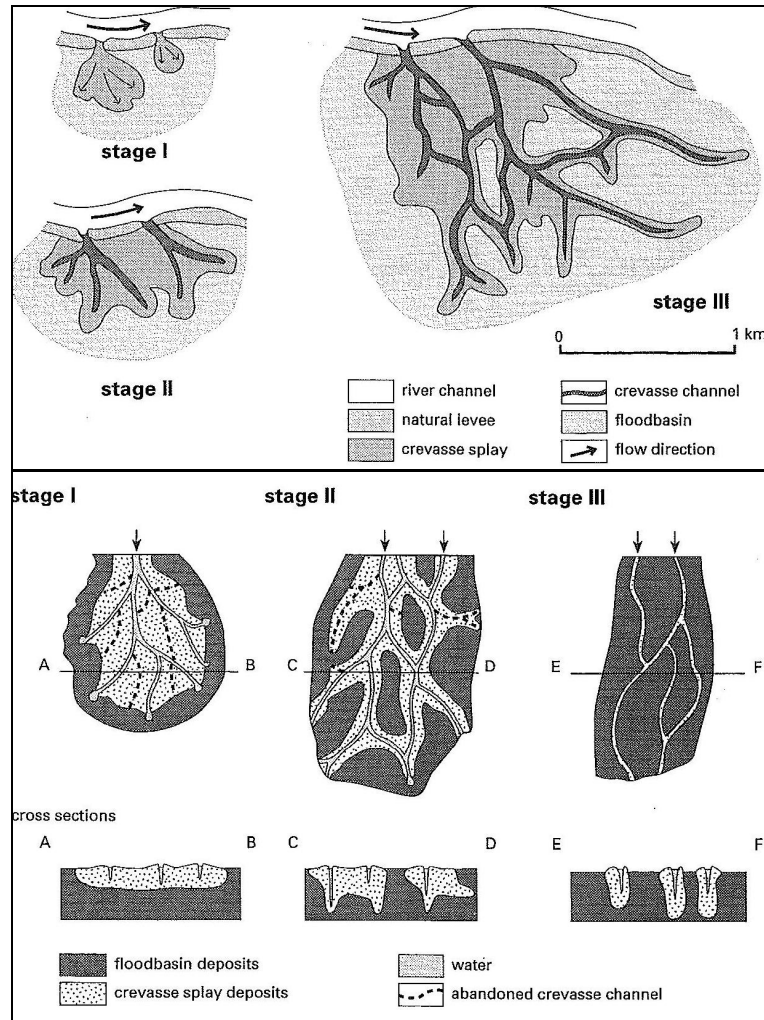


Fig. 5.6 – Le tre fasi di sviluppo di un crevasse splay: I) si formano i primi canali a bassa profondità che si sviluppano rapidamente mentre la rotta si allarga; II) estensione e approfondimento dei canali; III) i canali si sviluppano e si intrecciano, assumendo un pattern di tipo anastomizzato ed isolando dei piccoli bacini di esondazione (Stouthamer, 2001).

Nei ventagli di rotta più grandi e più visibili è possibile spesso individuare il punto preciso di rottura dell'argine del paleoalveo dal quale il corpo di rotta si è sviluppato (**Fig. 5.7**). Una rotta si crea generalmente durante un evento di piena e spesso questi corpi hanno una limitata estensione areale, pertanto si tratta di fenomeni intensi

di breve durata, destinati ad estinguersi ad una distanza relativamente breve dal punto di rottura. Tuttavia è possibile che alcune rotte siano state riattivate più volte.



Fig. 5.7 – Esempio di fotointerpretazione della traccia di una rotta fluviale (rappresentata dal poligono contornato in bianco) e dei canali di rotta che si sviluppano al suo interno (le tracce lineari interne); nord verso l'alto.

Per quanto riguarda l'origine dei crevasse splays, lo studio meticoloso di Bondesan *et alii* (2002) sulle rotte del basso corso dell'Adige, indica tre possibili tipologie di cause, in base all'analisi di numerosi dati storici riferiti a questi eventi: per sormonto e rottura dell'argine, per infiltrazione nel corpo arginale (fontanazzo), e per sifonamento da fontanazzo al piede dell'argine.

Tracce archeologiche di insediamenti protostorici

Le tracce antropiche antiche più importanti delle Valli Grandi Veronesi sono rappresentate dai resti dei vari siti terramaricoli protostorici presenti in quest'area. In particolare sono stati individuati, dall'esame visivo delle immagini telerilevate, i siti di Castello del Tartaro, Fondo Paviani, Fabbrica dei Soci (per questi si veda il capitolo 3.1), Perteghelle, Stanghelle, Canova e Lovara.

I siti terramaricoli appaiono come dei perimetri anulari di notevole dimensione e di colore chiaro (costituiti quindi da materiale soprattutto sabbioso), racchiudenti una porzione di terreno più scura, costituita da materiale fine ed organico (**Fig. 5.8**).

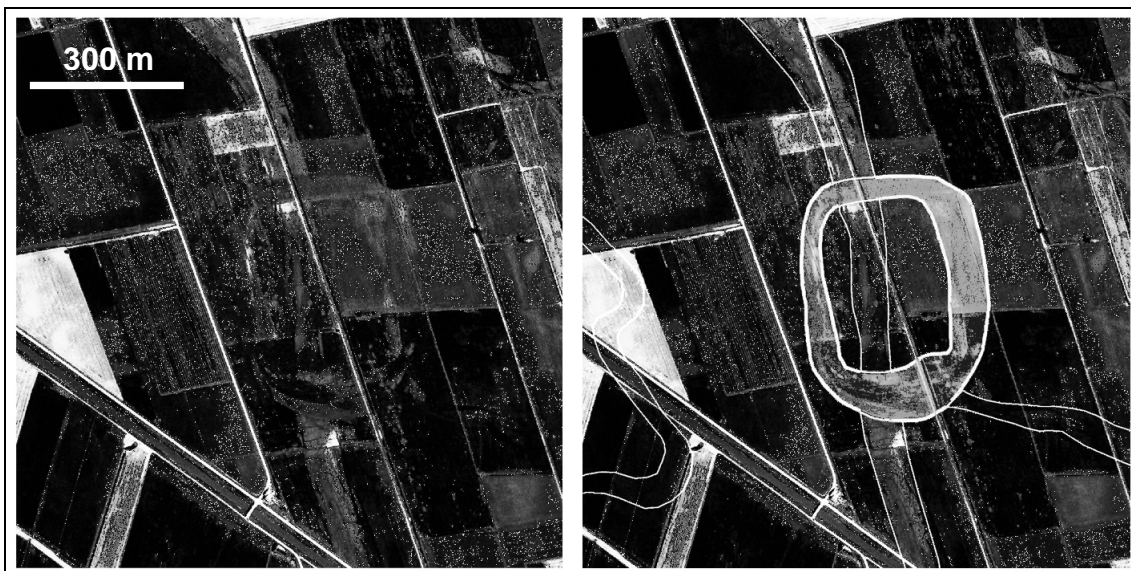


Fig. 5.8 – Esempio di fotointerpretazione di una traccia antropica; l'esempio fa riferimento ai resti del sito terramaricolo di Fabbrica dei Soci (il poligono con retino grigio semitrasparente), edificato al di sopra del paleoalveo omonimo (delimitato dalle linee bianche); nord verso l'alto.

Tracce archeologiche principali

Oltre ai siti del Bronzo, un'altra importante testimonianza della civiltà nelle Valli sono le antiche strade, sia dell'età del Bronzo che dell'età Romana, e le centuriazioni dell'età Romana. Questi elementi del paesaggio sono rappresentati sul territorio in esame come elementi lineari (**Fig. 5.9**).

Le strade (si veda il capitolo 3.4) appaiono generalmente come dei lineamenti chiari (che rappresentano il rilevato stradale) affiancati su entrambi i lati da lineamenti più scuri, che rappresentano invece i fossati laterali che accompagnavano la strada e che sono stati poi colmati da materiale fine.

Le centuriazioni romane sono invece caratterizzate dalla presenza di due lineamenti chiari, ravvicinati e regolari, separati da una porzione più scura. Gli elementi di centuriazione si incrociano fra loro ortogonalmente, costituendo una suddivisione agraria molto regolare. Il rapporto di sovrapposizione o seppellimento delle

centuriazioni rispetto ad altri elementi naturali, come per esempio paleovalvei o rotte fluviali, permette di definire un chiaro rapporto cronologico di posteriorità o anteriorità dell'elemento rispetto al periodo romano.

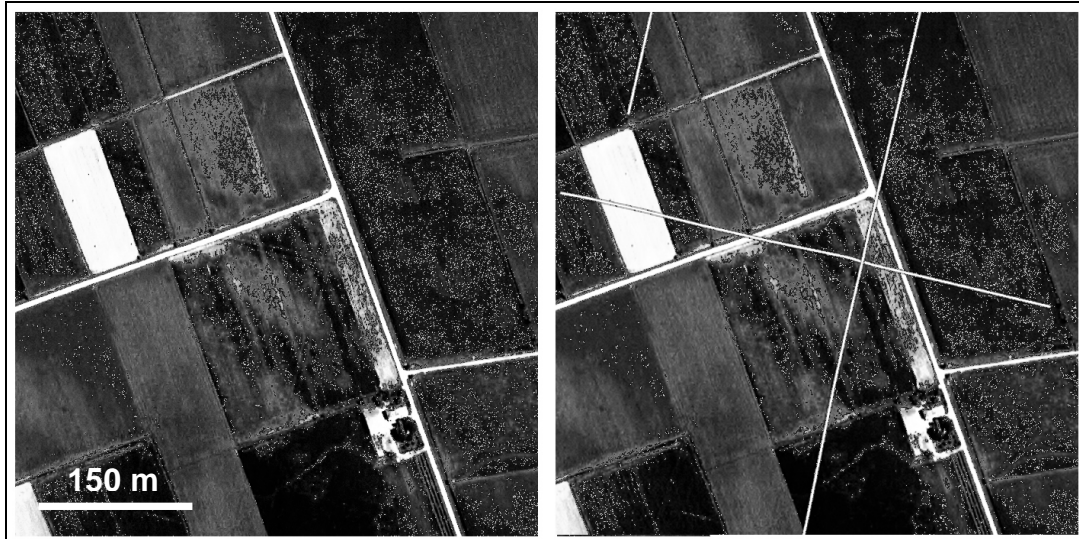


Fig. 5.9 – Esempio di fotointerpretazione di alcune tracce della centuriazione romana; nord verso l'alto.

Tracce archeologiche secondarie:

Sono interpretati come tracce archeologiche minori gli elementi che appaiono come piccoli lineamenti generalmente scuri, spesso piuttosto irregolari (Fig. 5.10).

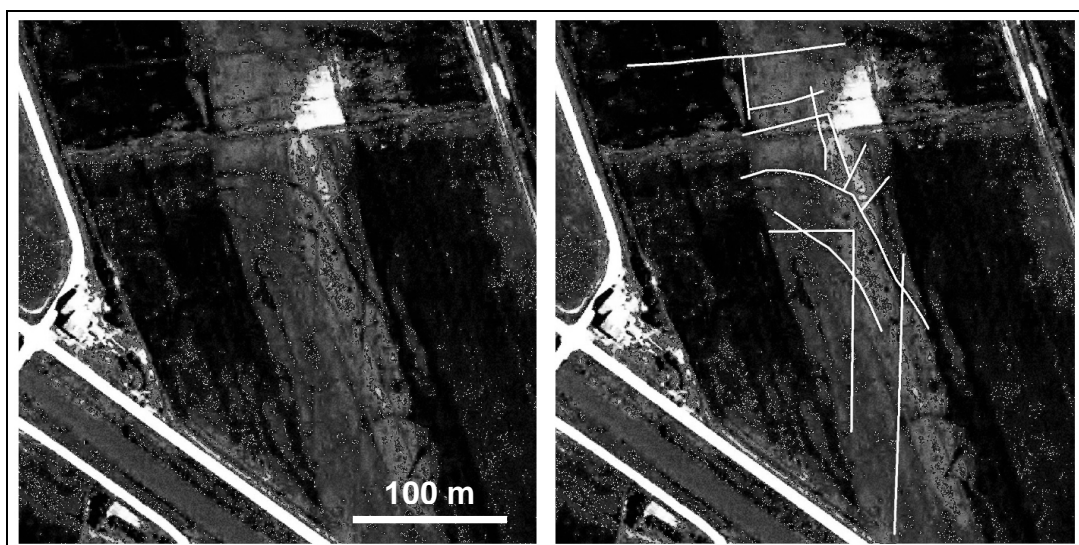


Fig. 5.10 – Esempio di fotointerpretazione di alcune tracce archeologiche secondarie; nord verso l'alto.

Sono attribuibili all'attività antropica e spesso definiscono patterns di canali e canalette destinati all'uso agricolo di diverse età. Per gli scopi di questa tesi, tali tracce archeologiche sono state ritenute di minore importanza, considerata anche la difficoltà nella loro individuazione sul territorio tramite analisi da telerilevamento.

5.1.2 Analisi del microrilievo topografico

Il DTM delle Valli Grandi Veronesi, ottenuto dalle misure di una ripresa LiDAR, si è rivelato essere uno strumento molto importante per riconoscere elementi altrimenti difficili da individuare tramite il solo telerilevamento (si veda il capitolo 4.3).

Lo strumento, grazie alla sua precisa indicazione delle quote topografiche, ha permesso in particolare di mettere ben in evidenza sia *rotte fluviali* molto estese e che spesso non hanno trovato riscontro nella sola analisi con il telerilevamento, sia le grandi *strutture dossive* che accompagnano i principali paleoalvei atesini e padani presenti nelle Valli Grandi Veronesi (**Fig. 5.11**).

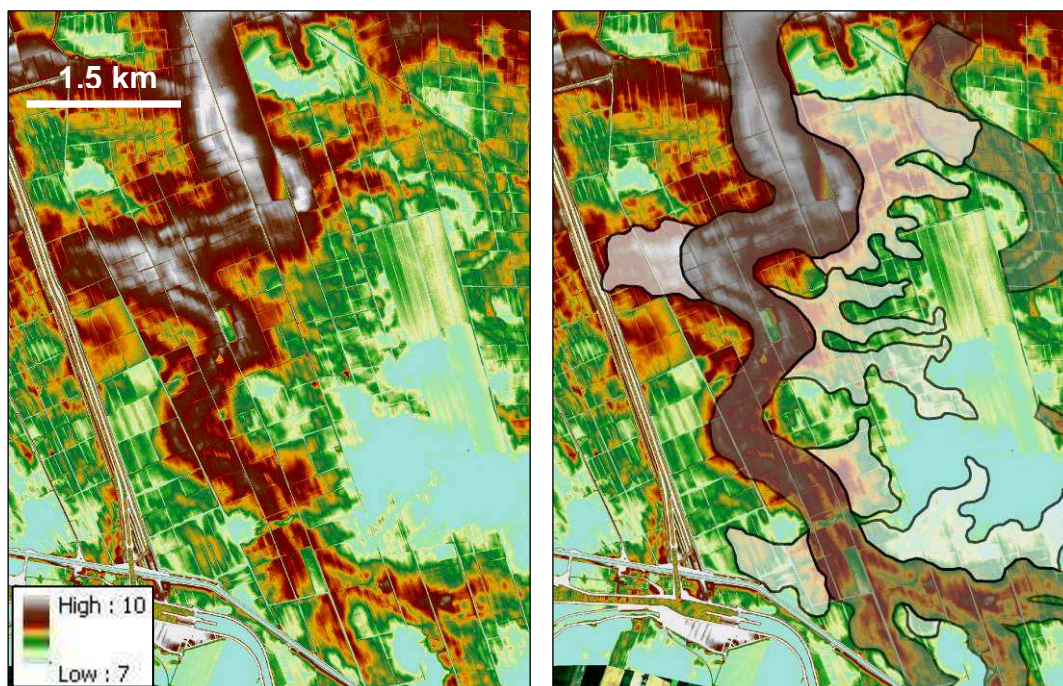


Fig. 5.11 – Esempio di interpretazione di dossi (poligoni grigi) e rotte fluviali (poligoni bianchi) tramite utilizzo del DTM delle Valli Grandi Veronesi ottenuto da riprese LiDAR; nord verso l'alto.

I dossi fluviali sono tra le forme più caratteristiche delle zone analizzate; sono elementi morfologici sopraelevati fino a 2-3 metri rispetto alla pianura circostante, larghi fino a centinaia di metri e in lunghezza si possono estendere anche per decine di chilometri, da zone topograficamente elevate a zone più depresse. Per quanto concerne l'origine dei dossi, essi derivano dalla deposizione ripetuta nel tempo di sedimenti sabbiosi e limosi sia all'interno sia in prossimità dell'alveo, soprattutto durante gli eventi di piena. La deposizione progressiva porta il corso d'acqua ad innalzare il proprio letto e ad assumere una conformazione pensile (**Fig. 5.12**)

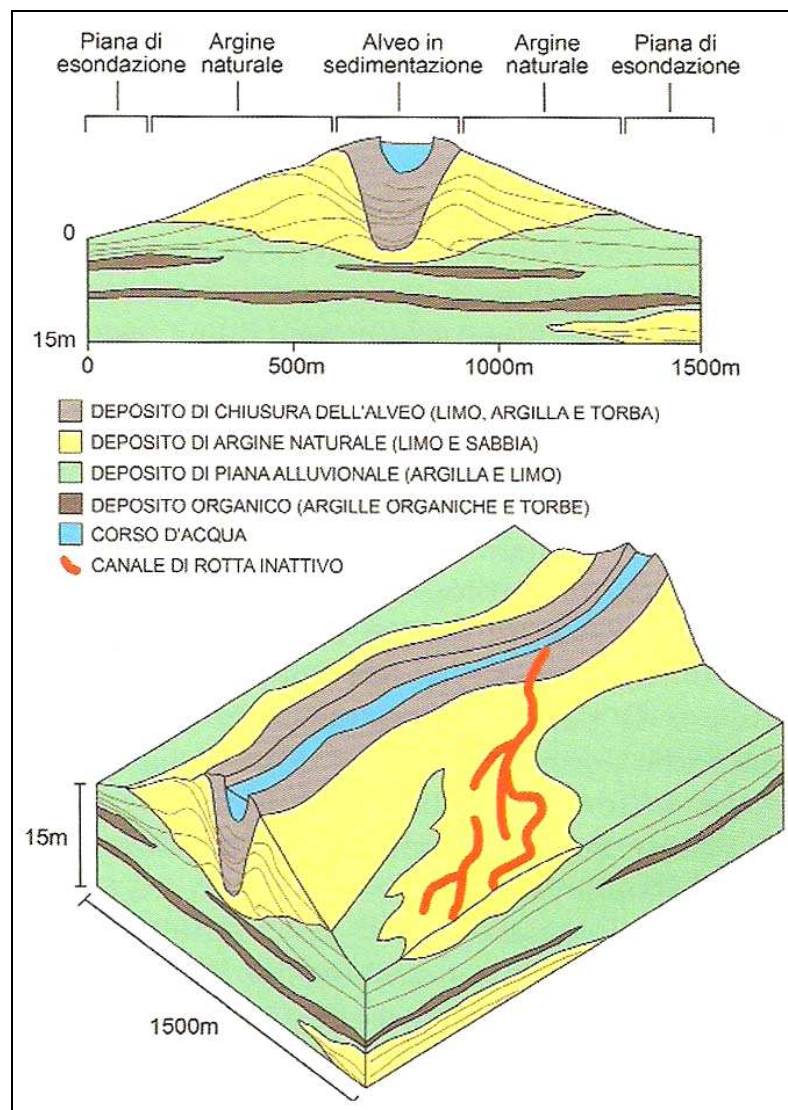


Fig. 5.12 – Sezione e block diagram schematici raffiguranti un dosso fluviale (Fontana, 2006).

Uno strumento particolarmente efficace è stata la realizzazione e l'analisi dei profili topografici sul DTM (ubicazioni di alcuni profili riportate in **Fig. 5.13**). Ciò è stato possibile tramite l'uso della funzione “*Interpolate Line*”, presente nel modulo “*3D Analyst*” di ArcMap 10.2[®] e ha permesso di studiare con un certo dettaglio alcuni limiti e l'estensione trasversale dei dossi, in modo da ottenerne una loro migliore rappresentazione sulla carta geomorfologica.

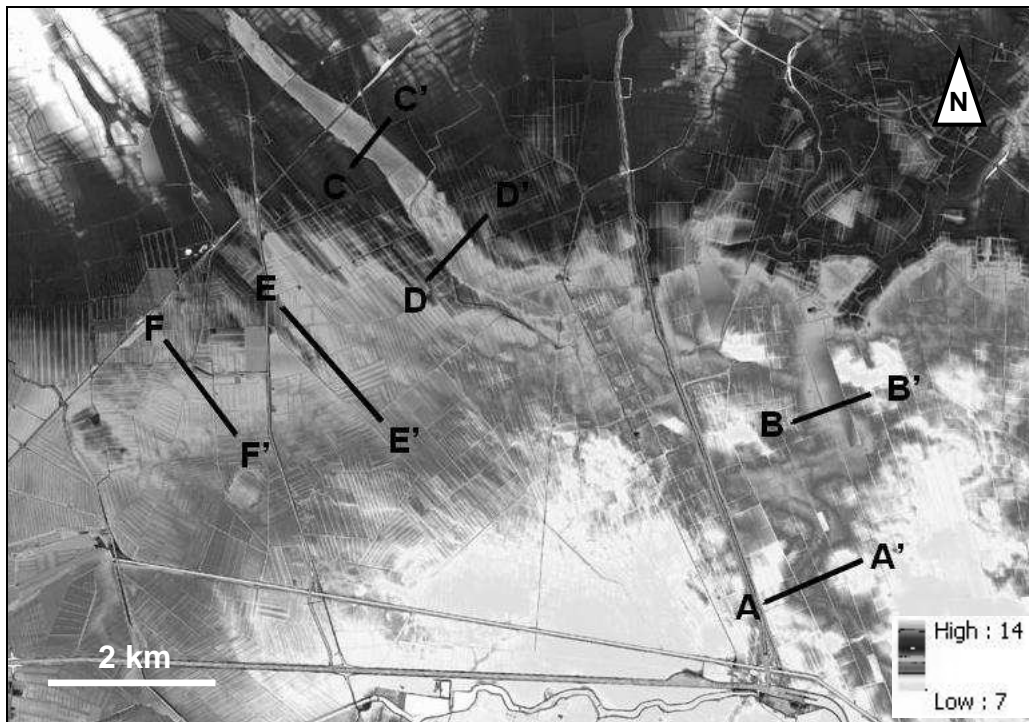


Fig. 5.13 – Ubicazione di alcuni dei profili topografici riportati nelle figure successive; i profili A e B sono trasversali al dosso di Fabbrica dei Soci; i profili C e D sono trasversali alla paleovalle del Fiume Menago; i profili E e F sono trasversali al contatto tra la pianura pleistocenica e i depositi più recenti.

I profili topografici trasversali ai vari dossi delle Valli Grandi Veronesi (**Fig. 5.14**), in alcuni casi hanno permesso quindi di metterli bene in evidenza, definendo con sufficiente precisione i limiti laterali in cui questi si assottigliano sulla pianura circostante (*pinch out*).

Per una migliore rappresentazione grafica del dato, nei profili seguenti è stata adottata l'esagerazione della scala verticale, con un fattore di esagerazione di circa 100X, il quale permette di visualizzare la forma del dosso.

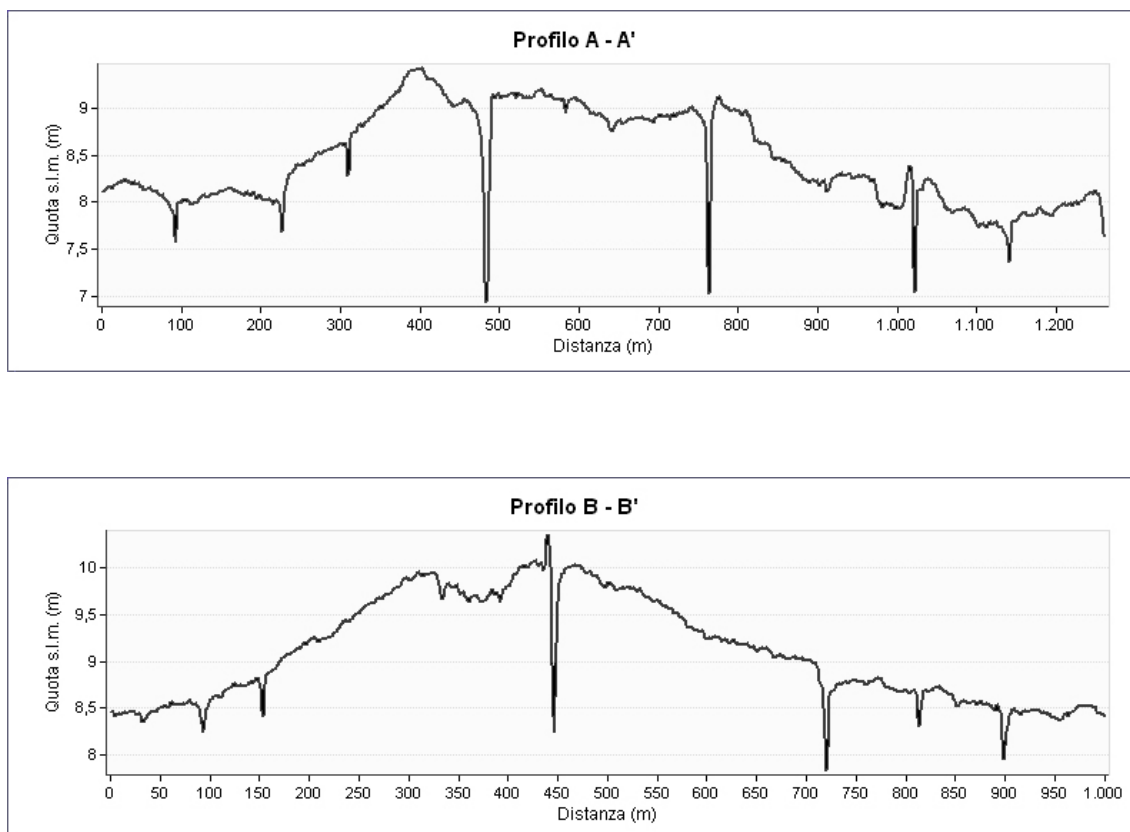


Fig. 5.14 – Profili topografici trasversali al dosso fluviale di Fabbrica dei Soci, che mettono bene in evidenza la morfologia rialzata e il raccordo con la pianura circostante; ubicazione dei profili in Fig. 5.13.

I profili topografici sono risultati utili non solo per lo studio dei dossi, ma anche per individuare con maggiore precisione la paleovalle del Menago, una valle di incisione fluviale orientata in direzione NW-SE sulla quale sono stati edificati i siti di Fondo Paviani e Perteghelle.

Con il telerilevamento questa paleovalle è ben visibile nella sua parte più a nord-ovest, grazie ad un netto contrasto tra il colore chiaro dei depositi sabbiosi del conoide atesino ed il colore scuro del riempimento fine della stessa.

Tuttavia il DTM ha permesso di definirne i limiti con una maggiore accuratezza; i profili ad essa trasversali (**Fig. 5.15**) mettono infatti in luce nette variazioni di quota in prossimità della stessa, la quale assume quindi chiaramente la forma di un'incisione.

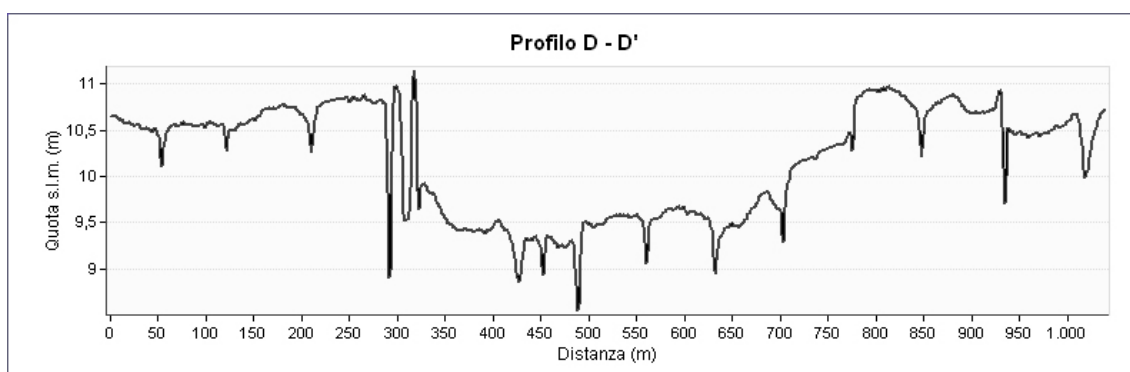
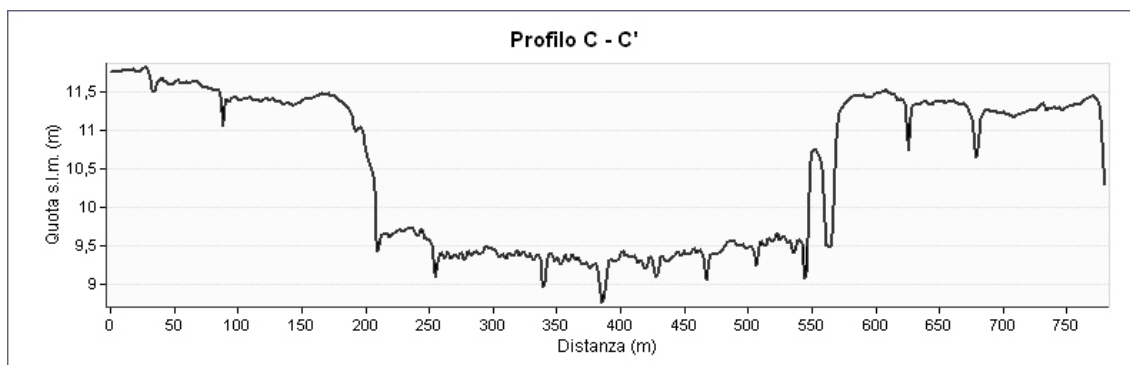


Fig. 5.15 – Esempi di profili topografici trasversali alla paleovalle del Fiume Menago, che mettono bene in evidenza la morfologia incisa rispetto alla pianura circostante; ubicazione dei profili in Fig. 5.13.

Il DTM, infine, ha permesso di definire con maggior precisione il limite tra l'antica pianura formatasi durante il LGM ed i depositi più recenti delle Valli Grandi Veronesi (post-LGM).

Questi ultimi ricoprono la pianura LGM, pertanto analizzando alcuni profili topografici nella parte più nord-occidentale delle Valli è stato effettivamente possibile notare, con adeguata risoluzione, i punti in cui la superficie cambia pendenza; tali punti probabilmente rappresentano il contatto tra le due unità, ed è quindi possibile definire con una certa precisione il possibile limite tra depositi del LGM e del post-LGM (**Fig. 5.16**).

Tale aspetto sarà trattato in modo più completo nel capitolo dedicato alle discussioni dei dati sulla pianura LGM.

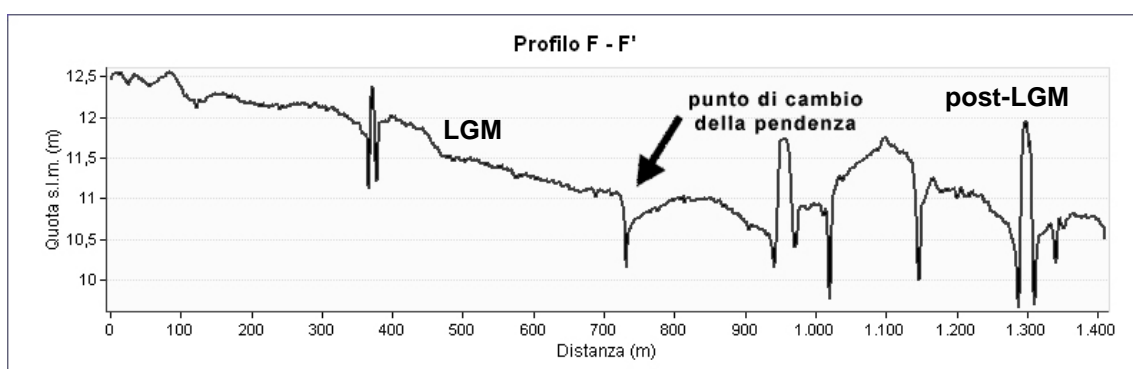
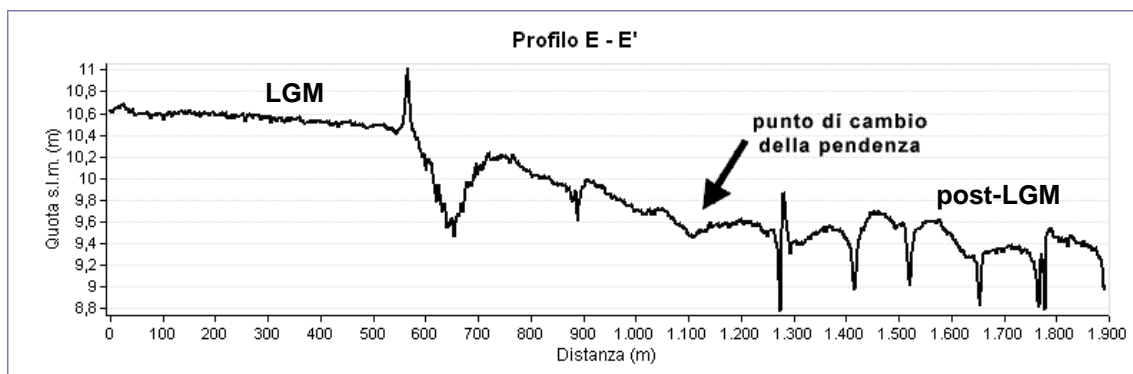


Fig. 5.16 – Esempi di profili topografici trasversali al contatto tra i depositi della pianura pleistocenica (LGM) e i depositi recenti (post-LGM); viene evidenziato il cambio di pendenza che corrisponde al contatto dei depositi recenti su quelli pleistocenici dell'antico conoide; ubicazione dei profili in Fig. 5.13.

5.2 Risultati del rilevamento di campagna

Di seguito vengono riportati tutti i log stratigrafici delle carote ottenute durante le due campagne di rilevamento eseguite. Ogni stratigrafia, disegnata con il software Adobe Illustrator CS4[®], è corredata dalle coordinate e dalla quota del sondaggio, e dalla descrizione di ogni strato secondo le modalità descritte precedentemente nei metodi (capitolo 4.4). Considerando che i sei transetti sono stati effettuati per ricostruire le sezioni del sottosuolo di determinati elementi del territorio, le stratigrafie di ciascuna sezione sono state poi interpretate con il fine di ottenere una ricostruzione stratigrafica dell'elemento indagato. Di seguito (**Fig. 5.17**) è riportata la legenda a cui fanno riferimento i log stratigrafici.

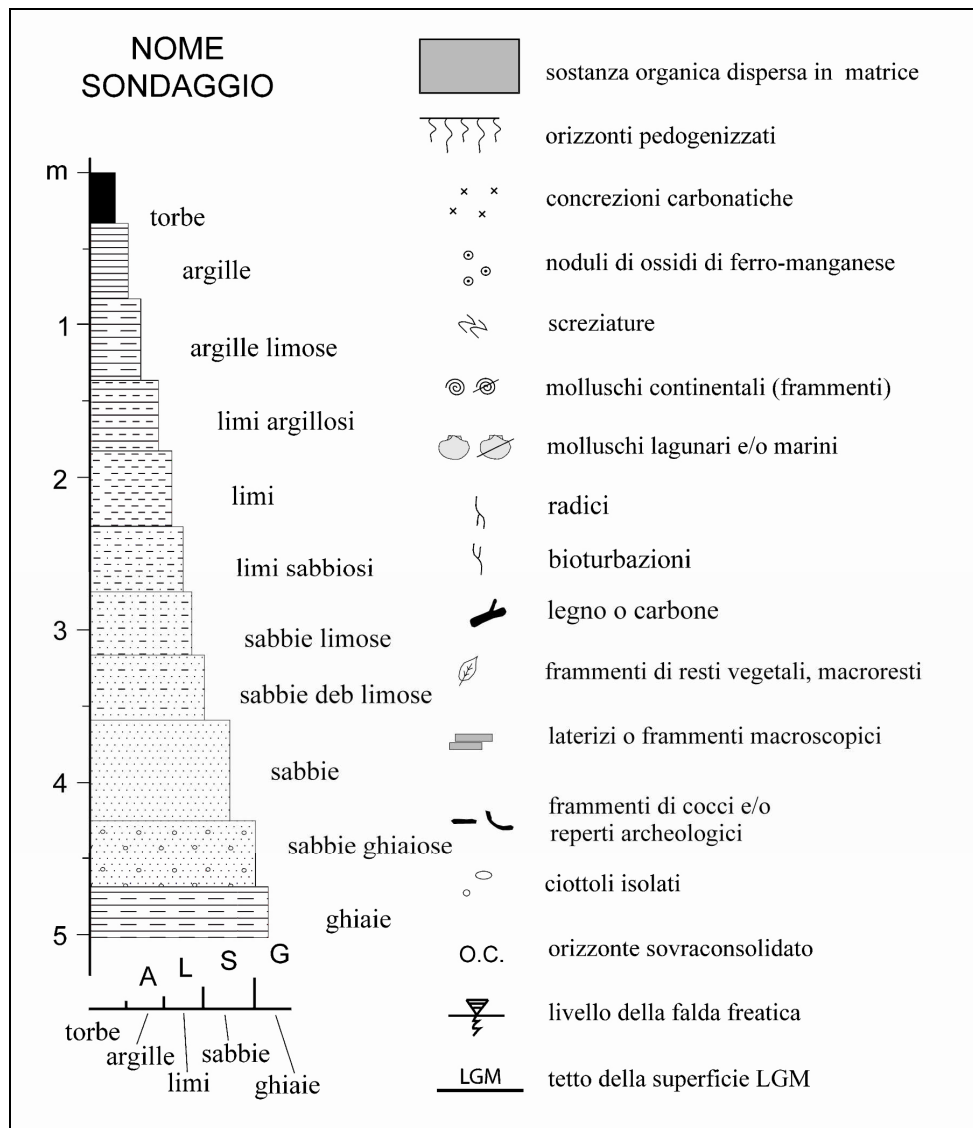


Fig. 5.17 – Legenda dei log stratigrafici dei sondaggi eseguiti (Fontana, 2006; modificata).

5.2.1 Transetti

Vengono di seguito descritti i sei transetti effettuati durante la prima campagna geognostica. La figura seguente mette in evidenza l'ubicazione dei transetti nel territorio di studio (**Fig. 5.18**).

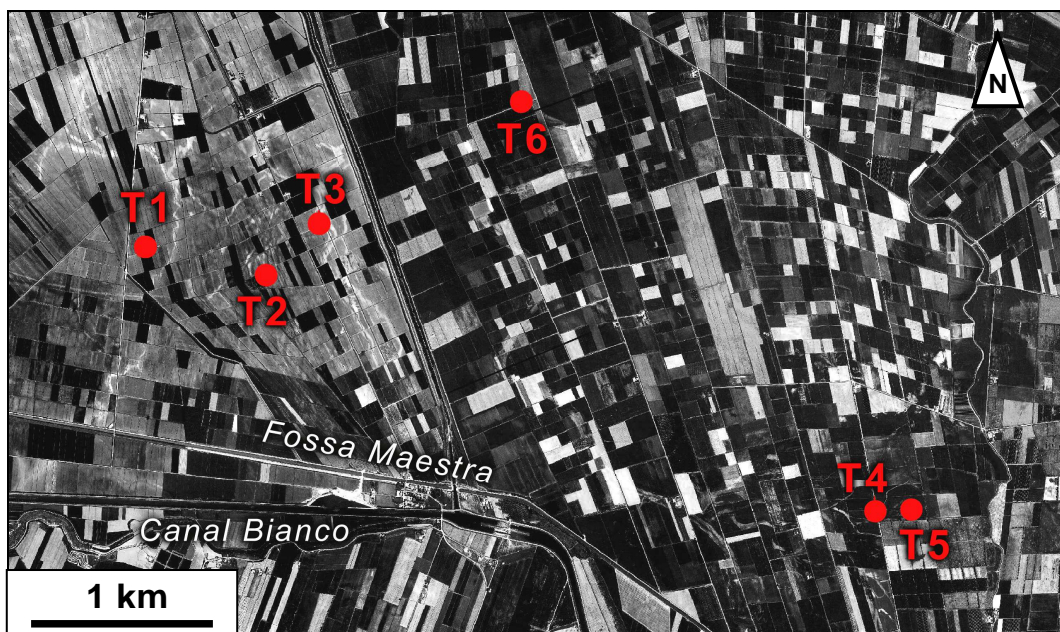


Fig. 5.18 – Ubicazione nell’area di studio dei sei transetti eseguiti, su base ortofoto 2007 in scala di grigi.

Il primo transetto (denominato “T1”) è stato eseguito sul territorio comunale di Legnago (VR), circa 2 km a sud dell’Osteria dei Cacciatori e a circa 300 metri ad ovest del paleoalveo di Ponte Moro. E’ costituito da due sondaggi (Fig. 5.19) effettuati in una zona di piana di esondazione, area quindi esterna a dossi fluviali. I due carotaggi (T1P1 e T1P2), distanziati di 60 metri l’uno dall’altro, hanno raggiunto profondità rispettivamente di 4,3 e 4,15 m dal piano campagna.

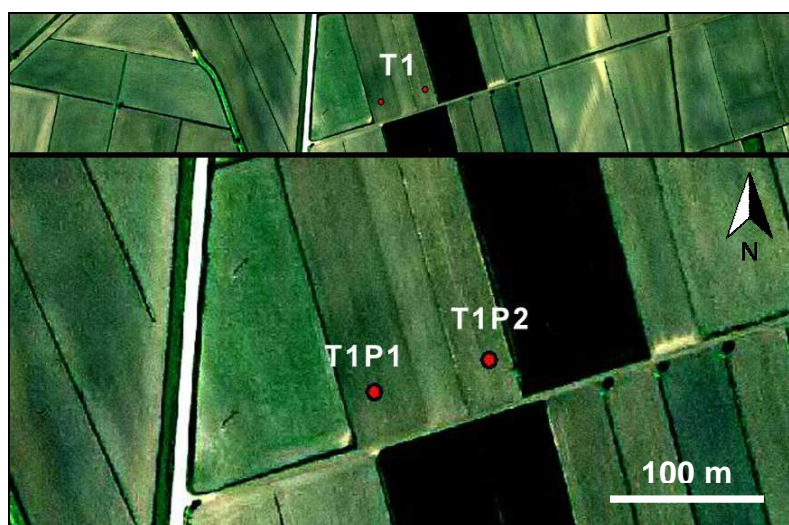
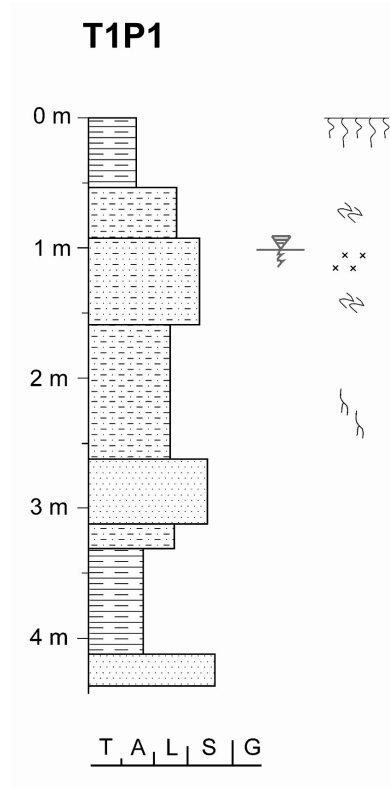


Fig. 5.19 – Posizione dei sondaggi del transetto T1 su base ortofoto 2007; sopra ubicazione del transetto e sotto ubicazione dei sondaggi relativi.

Latitudine: 45° 6' 47" N

Longitudine: 11° 16' 27" E

Quota s.l.m.: 8,1 m



0 cm – 55 cm: argilla limosa, colore 10YR 3/1, effervescenza 2;

55 cm – 90 cm: limo sabbioso con sabbia fine, colore 10YR 4/3, screziature (7,5Y 5/8, 3mm, 3%), effervescenza 2;

90 cm – 160 cm: sabbia limosa, colore 10 YR 6/3 (tra 90 cm e 100 cm) e 10YR 5/1 (tra 140 cm e 160 cm), screziature (10Y 5/8, 10-15mm, 15%), concrezioni (2-7mm, 3-4 %); falda a 100 cm;

160 cm – 260 cm: limo debolmente sabbioso, colore 5Y 6/1, radichette <1mm comuni tra 200 cm e 240 cm, effervescenza 4;

260 cm – 310 cm: sabbia medio-fine, colore 5Y 6/1, effervescenza 3;

310 cm – 330 cm: limo debolmente sabbioso, colore 5Y 6/1, effervescenza 3;

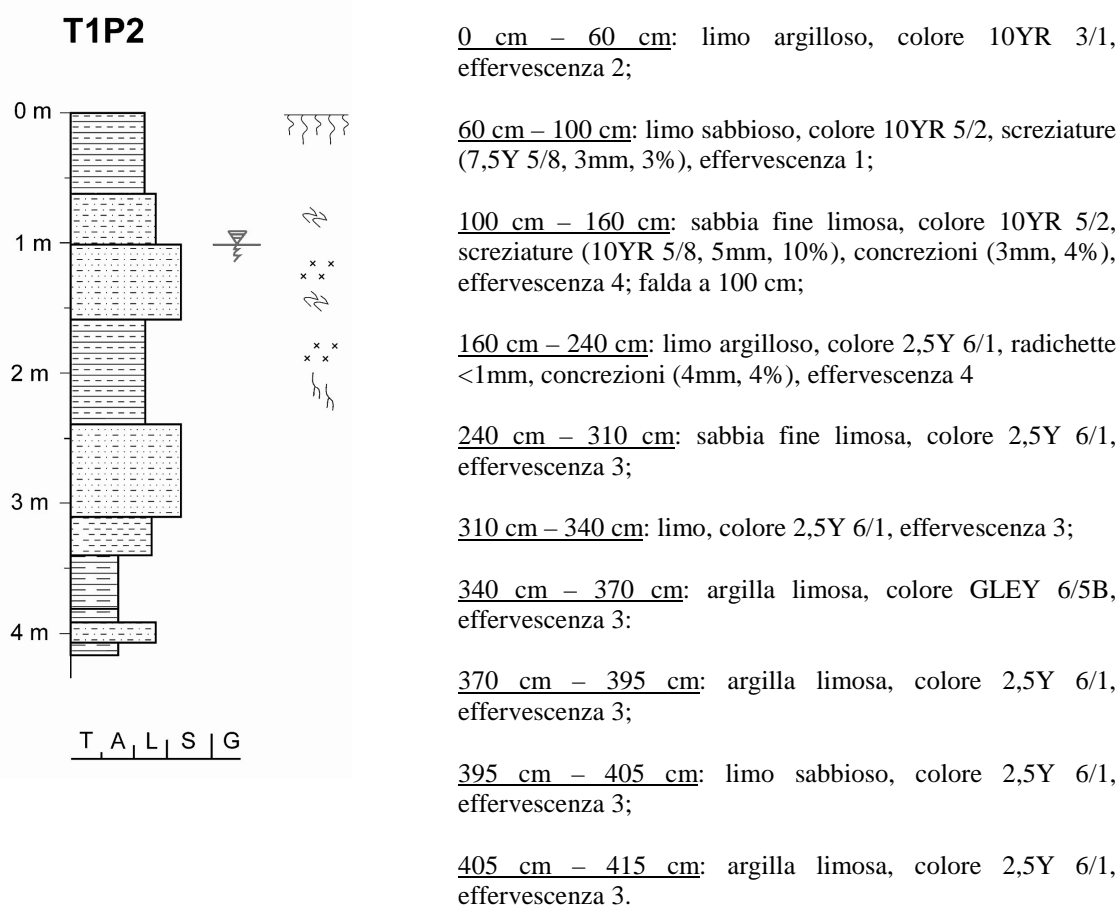
330 cm – 410 cm: argilla limosa, colore GLEY1 6/10GY (tra 330 cm e 360 cm) e 5Y 6/1 (tra 360 cm e 410 cm), effervescenza 3;

410 cm – 430 cm: sabbia medio-fine, colore 5Y 6/1, effervescenza 3.

Latitudine: 45° 6' 47" N

Longitudine: 11° 16' 29" E

Quota s.l.m.: 8,1 m



Il secondo transetto (denominato “T2”) è stato eseguito sul territorio comunale di Legnago (VR), circa 700 metri a sud-ovest del sito di Fondo Paviani, su una rete di elementi interpretati come paleovalvei minori. Il transetto è composto dai seguenti carotaggi, distanziati di circa 20 metri l’uno dall’altro (**Fig. 5.20**):

- T2P1 (profondità raggiunta: 2,80 m);
- T2P2 (profondità raggiunta: 2,20 m);
- T2P3 (profondità raggiunta: 2,60 m);
- T2P4 (profondità raggiunta: 2,70 m).

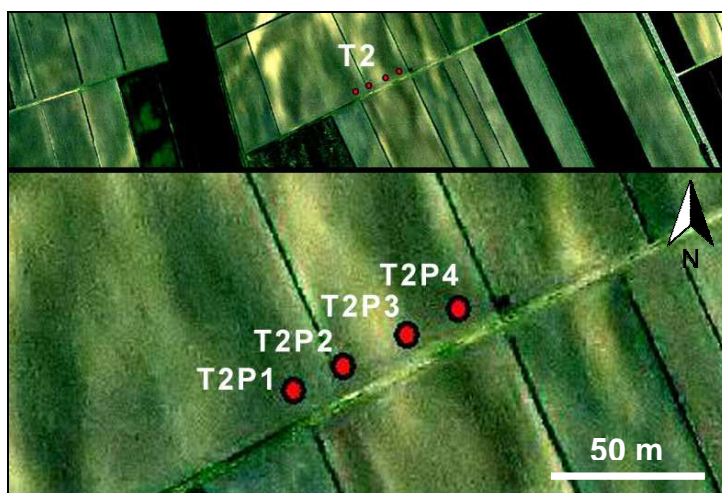
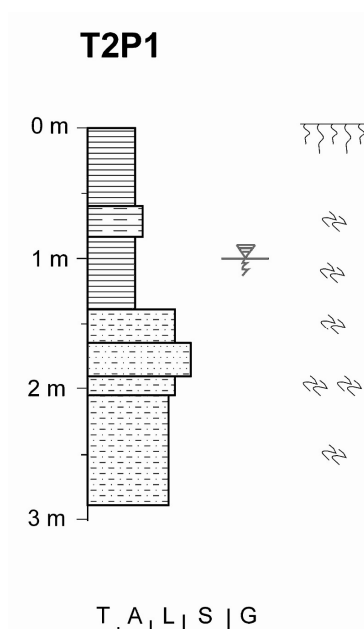


Fig. 5.20 – Posizione dei sondaggi del transetto T2 su base ortofoto 2007; sopra ubicazione del transetto e sotto ubicazione dei sondaggi relativi.

Latitudine: 45° 6' 41" N

Longitudine: 11° 17' 15" E

Quota s.l.m.: 8,3 m



0 cm – 60 cm: argilla, colore 10YR 3/1, effervescenza 1;

60 cm – 80 cm: argilla limosa, colore 10YR 3/1, screziature (2,5YR 4/6, 1 mm, 2%), effervescenza 1;

80 cm – 140 cm: argilla debolmente limosa, colore 10 YR 4/1, screziature (2,5YR 4/6, 4-5mm, 10%), effervescenza 2; falda a 100 cm;

140 cm – 170 cm: limo sabbioso, colore 10YR 4/2, screziature (2,5YR 4/6, 4-5 mm, 10%), effervescenza 1;

170 cm – 180 cm: sabbia medio-grossa limosa, colore 10YR 5/4, effervescenza 2;

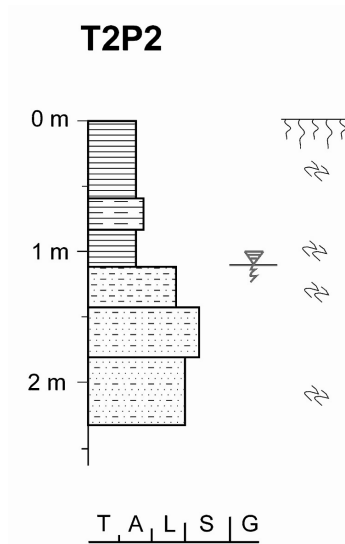
180 cm – 200 cm: limo sabbioso, colore GLEY1 8/10Y, screziature (10YR 5/4, 5-7 mm, 20-25%), effervescenza 2;

200 cm – 280 cm: limo debolmente sabbioso, colore GLEY1 8/10Y, screziature (10YR 5/4, 4-5 mm, 5%), effervescenza 3.

Latitudine: 45° 6' 41" N

Longitudine: 11° 17' 16" E

Quota s.l.m.: 8,1 m



0 cm – 60 cm: argilla, colore 10YR 3/1, effervescenza 1; screziature (10YR 5/8, 3 mm, 5%, tra 30 cm e 40 cm);

60 cm – 80 cm: argilla debolmente limosa, colore 2,5Y 4/2, effervescenza 1;

80 cm – 110 cm: argilla debolmente limosa, colore 2,5Y 4/4, screziature (2,5YR 4/6, 5-6 mm, 10-15%), effervescenza 2;

110 cm – 140 cm: limo sabbioso con sabbia fine, colore 10YR 4/1, screziature (2,5YR 4/6, 4-5 mm, 10-15%), effervescenza 1; falda a 110 cm;

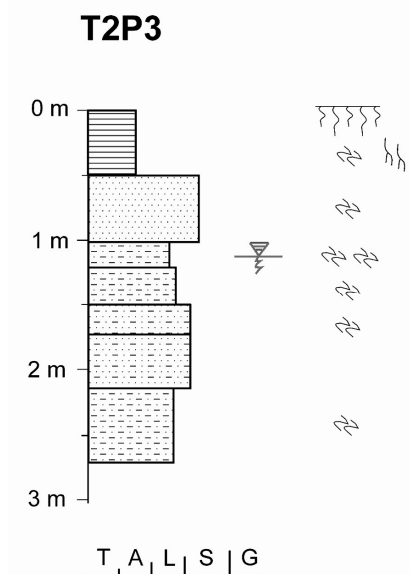
140 cm – 170 cm: sabbia limosa, colore 10YR 5/3, effervescenza 2;

170 cm – 220 cm: sabbia media debolmente limosa, colore 10YR 5/3, screziature (10YR 5/6, 4-5 mm, 15%), effervescenza 2.

Latitudine: 45° 6' 42" N

Longitudine: 11° 17' 18" E

Quota s.l.m.: 8,3 m



0 cm – 50 cm: argilla scura debolmente sabbiosa, colore 10YR 4/2, screziature (10YR 6/8, 4-5 mm, 10%), radichette <1 mm comuni, rare sfumature nerastre, effervescenza 2;

60 cm – 100 cm: sabbia medio fine, colore 2,5Y 5/4, screziature (10YR 5/4, 2-3 mm, 7-8%), effervescenza 3;

100 cm – 120 cm: limo debolmente sabbioso, colore 2,5Y 5/3, screziature (10YR 5/4, 7 mm, 20%), effervescenza 1; falda a 110 cm;

120 cm – 150 cm: limo sabbioso, colore 2,5Y 4/2, screziature (10YR 5/4, 2-3 mm, 7-8%), effervescenza 1;

150 cm – 170 cm: sabbia limosa, colore 2,5Y 4/2, screziature (10YR 5/4, 2-3 mm, 7-8%), effervescenza 2;

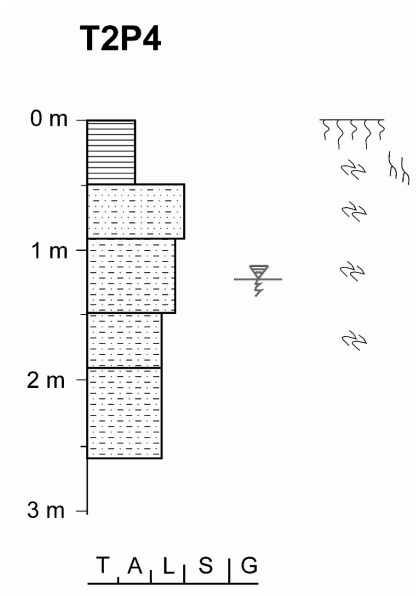
170 cm – 210 cm: sabbia limosa, colore 2,5Y 6/4, effervescenza 2.

210 cm – 270 cm: limo debolmente sabbioso, colore GLEY1 8/10Y, screziature (10YR 5/4, 4 mm, 6-7%), effervescenza 3.

Latitudine: 45° 6' 42" N

Longitudine: 11° 17' 19" E

Quota s.l.m.: 8,2 m



0 cm – 50 cm: argilla scura debolmente limosa, colore 10YR 3/1, screziature (10YR 6/8, 4-5 mm, 5%), radichette <1 mm comuni, effervescenza 1;

50 cm – 90 cm: sabbia limosa, colore 2,5Y 5/3, screziature (10YR 5/6, 6-7 mm, 3-4%), effervescenza 2;

90 cm – 150 cm: limo sabbioso, colore 2,5Y 5/2, screziature (10YR 5/6, 6-7 mm, 10%), effervescenza 2; falda a 120 cm;

150 cm – 190 cm: limo debolmente sabbioso, colore 2,5Y 4/2, screziature (10YR 5/6, 5-6 mm, 10%), effervescenza 2;

190 cm – 260 cm: limo debolmente sabbioso, colore GLEY1 8/10Y, effervescenza 3.

Il terzo transetto (denominato “T3”) è stato eseguito sempre sul territorio comunale di Legnago (VR), circa 300 metri a sud del sito di Fondo Paviani, attraverso il paleoalveo che si estende dal sito stesso verso sud.

E' composto da cinque carotaggi, distanziati di circa 14 metri (**Fig. 5.21**), che coprono la larghezza del paleoalveo visibile dalle foto aeree:

- T3P1 (profondità raggiunta: 2,30 m);
- T3P2 (su canale residuale; profondità raggiunta: 2,20 m);
- T3P3 (profondità raggiunta: 2,30 m);
- T3P4 (profondità raggiunta: 3,00 m);
- T3P5 (profondità raggiunta: 2,70 m).

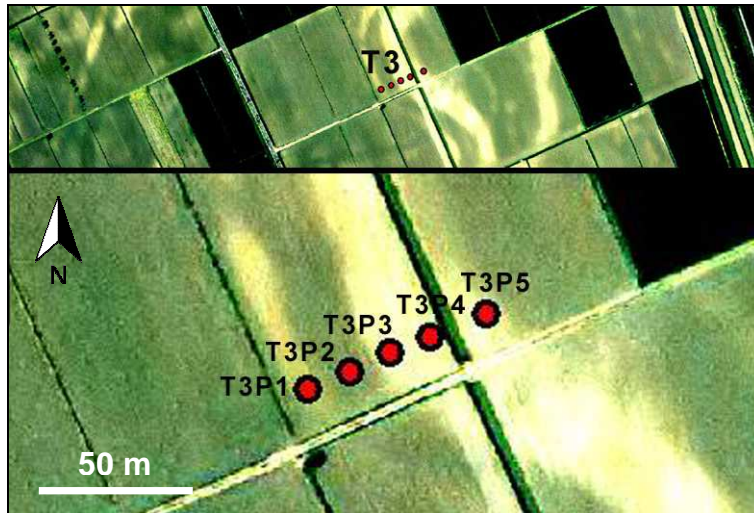
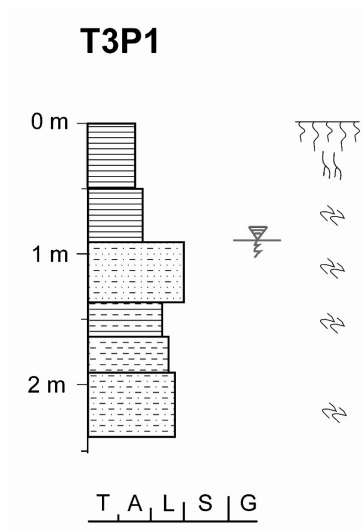


Fig. 5.21 – Posizione dei sondaggi del transetto T3 su base ortofoto 2007; sopra ubicazione del transetto e sotto ubicazione dei sondaggi relativi.

Latitudine: 45° 6' 52" N

Longitudine: 11° 17' 34" E

Quota s.l.m.: 8,8 m



0 cm – 50 cm: argilla, colore 10YR 4/2, radichette <1 mm comuni, effervescenza 2;

50 cm – 80 cm: argilla debolmente limosa, colore 10YR 5/3, screziature (5YR 4/6, 3 mm, 10-15%), effervescenza 1;

80 cm – 130 cm: sabbia limosa, colore 2,5Y 5/4, screziature (5YR 4/6, 5-6 mm, 15%), effervescenza 2; falda a 90 cm;

130 cm – 160 cm: limo argilloso, colore 2,5Y 5/3, screziature (5YR 4/6, 3-4 mm, 15%), effervescenza 3;

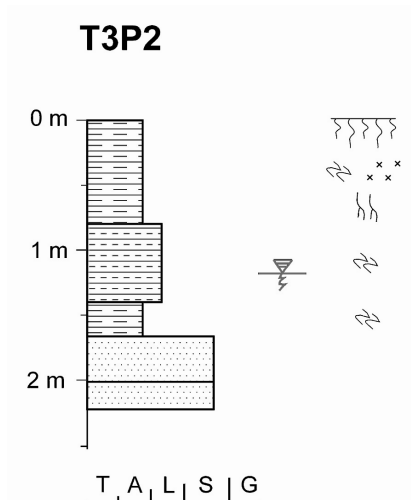
160 cm – 180 cm: limo, colore 5Y 4/1, effervescenza 1;

180 cm – 230 cm: limo debolmente sabbioso, colore 5Y 5/2, screziature (5YR 4/6, 4 mm, 3%) effervescenza 2.

Latitudine: 45° 6' 41" N

Longitudine: 11° 17' 16" E

Quota s.l.m.: 8,8 m



0 cm – 80 cm: argilla limosa, colore 10YR 4/1, screziature (2,5YR 4/8, 3-4 mm, 10%, tra 70 cm e 80 cm), radichette <1 mm comuni, concrezioni (3-5 mm, 5%), effervescenza 2;

80 cm – 140 cm: limo argilloso con sabbia, colore 10YR 4/2, screziature (2,5YR 4/8, 2-3 mm, 6-7%), effervescenza 1; falda a 120 cm;

140 cm – 160 cm: argilla limosa con sabbia, colore 10YR 2/2, screziature (10YR 5/8, 3-4 mm, 3%), effervescenza 1;

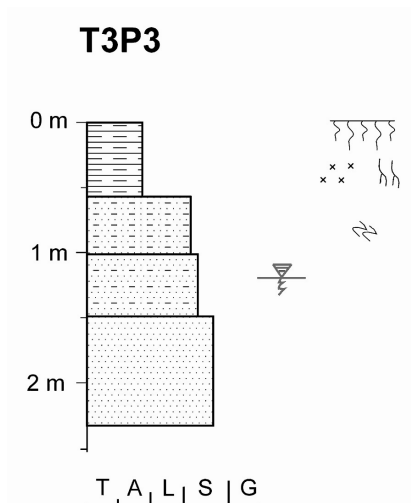
160 cm – 200 cm: sabbia grossolana, colore 2,5Y 4/2, effervescenza 4;

200 cm – 220 cm: sabbia grossolana scura, colore 2,5Y 2.5/1, effervescenza 3.

Latitudine: 45° 6' 52" N

Longitudine: 11° 17' 35" E

Quota s.l.m.: 9,0 m



0 cm – 60 cm: argilla limosa, colore 10YR 5/4, radichette <1 mm comuni, concrezioni (3-4 mm, 2%), effervescenza 3;

60 cm – 100 cm: sabbia medio limosa, colore 10YR 5/2, screziature (7,5YR 5/8, 2-3 mm, 10%), effervescenza 3;

100 cm – 150 cm: sabbia grossolana debolmente limosa, colore 10YR 5/2, effervescenza 2; falda a 130 cm;

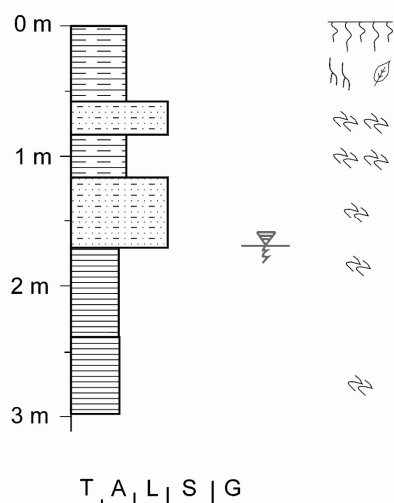
150 cm – 230 cm: sabbia grossolana, colore 10YR 5/3, effervescenza 2.

Latitudine: 45° 6' 52" N

Longitudine: 11° 17' 37" E

Quota s.l.m.: 9,0 m

T3P4



0 cm – 60 cm: argilla limosa con sabbia, colore 10YR 4/2, screziature sporadiche, radichette <1 mm comuni, presenza di materiale vegetale organico, effervescenza 3;

60 cm – 80 cm: sabbia media limosa, colore 10YR 5/4, screziature (2,5YR 4/8, 5 mm, 20%), effervescenza 4;

80 cm – 110 cm: argilla limosa, colore 10YR 6/2, screziature (2,5YR 4/8, 7-8 mm, 20%), effervescenza 2;

110 cm – 170 cm: sabbia limosa, colore 10YR 5/3, screziature (2,5YR 4/8, 3-4 mm, 7%), effervescenza 3;

170 cm – 240 cm: argilla grigia, colore GLEY1 4/N, screziature (2,5YR 4/8, 5 mm, 10%, tra 170 cm e 180 cm), effervescenza 1; falda a 170 cm;

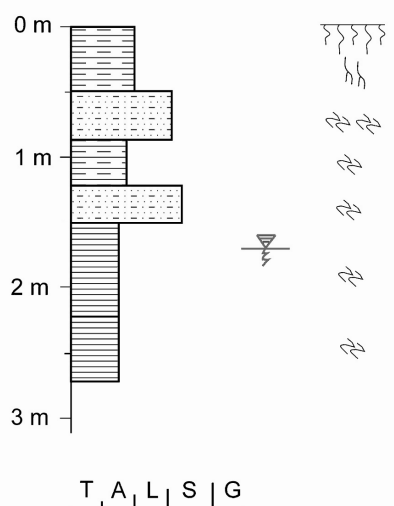
240 cm – 300 cm: argilla chiara, colore GLEY1 5/10N, screziature (10YR 4/2, 3-4 mm, 7-8%), effervescenza 2.

Latitudine: 45° 6' 53" N

Longitudine: 11° 17' 37" E

Quota s.l.m.: 8,9 m

T3P5



0 cm – 50 cm: argilla limosa con sabbia, colore 10YR 4/2, radichette <1 mm comuni, effervescenza 3;

50 cm – 80 cm: sabbia media limosa, colore 10YR 5/4, screziature (2,5YR 4/8, 6 mm, 15-20%), effervescenza 4;

80 cm – 120 cm: argilla debolmente limosa, colore 10YR 6/2, screziature (2,5YR 4/8, 8 mm, 15%), effervescenza 2;

120 cm – 150 cm: sabbia limosa, colore 10YR 5/3, screziature (2,5YR 4/8, 4-5 mm, 6-7%), effervescenza 3;

150 cm – 220 cm: argilla, colore 10YR 5/3, screziature (5YR 4/6, 5-6 mm, 10-12%), effervescenza 1; falda a 170 cm;

220 cm – 270 cm: argilla chiara, colore GLEY1 5/10N, screziature (10YR 4/2, 3-4 mm, 6-7%), effervescenza 2.

Il quarto transetto (denominato “T4”) è stato eseguito sul territorio comunale di Villa Bartolomea (VR), attraverso un ramo minore che si diparte dal paleoalveo di Fabbrica dei Soci.

E' composto da cinque carotaggi distanziati di circa 10 metri, ad eccezione dei punti T4P2 e T4P3, distanziati di 5 metri l'uno dall'altro (**Fig. 5.22**). La scarsa profondità raggiunta è stata dovuta alla presenza di potenti livelli di sabbie sciolte, che spesso impediscono la progressione del sondaggio manuale:

- T4P1 (profondità raggiunta: 2,00 m);
- T4P2 (profondità raggiunta: 1,90 m);
- T4P3 (profondità raggiunta: 1,80 m);
- T4P4 (profondità raggiunta: 2,10 m);
- T4P5 (profondità raggiunta: 1,90 m).

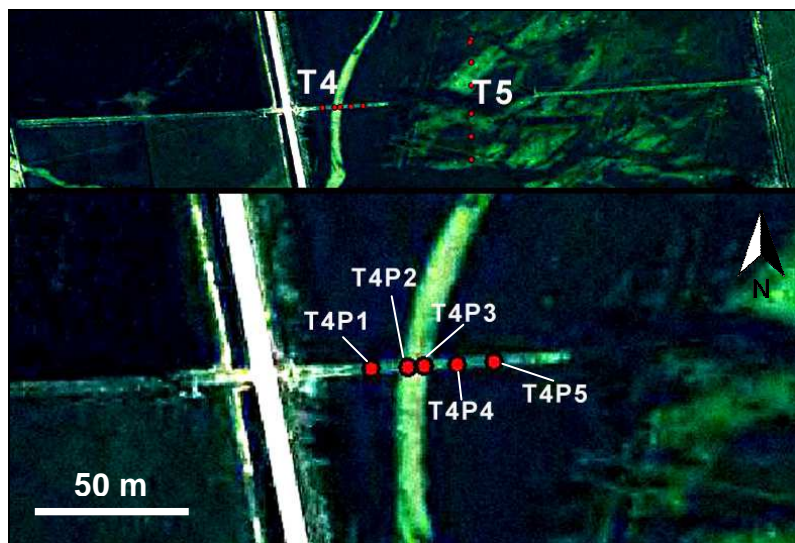
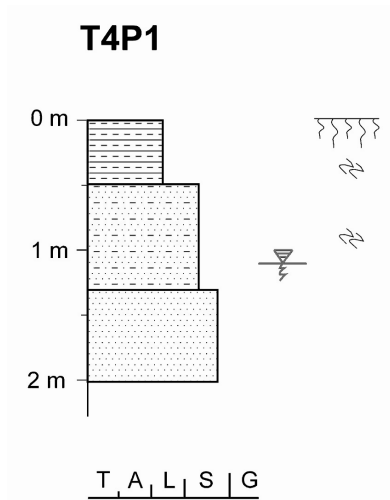


Fig. 5.22 – Posizione dei sondaggi del transetto T4 su base ortofoto 2007; sopra ubicazione del transetto e sotto ubicazione dei sondaggi relativi.

Latitudine: 45° 5' 32" N

Longitudine: 11° 21' 1" E

Quota s.l.m.: 7,8 m



0 cm – 50 cm: limo argilloso, colore 10YR 4/1, screziature (10YR 6/6, 2 mm, 5%), effervescenza 2;

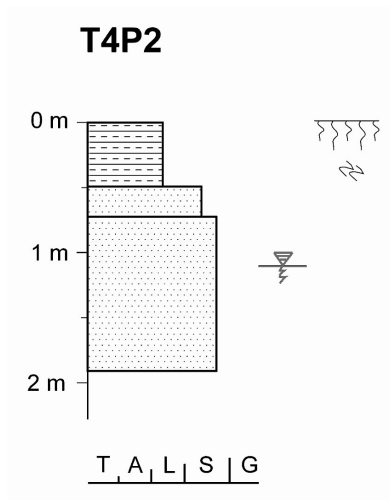
50 cm – 130 cm: sabbia media debolmente limosa, colore 2,5Y 5/2, screziature (7,5YR 5/6, 3-4 mm, 15-18%), effervescenza 3; falda a 110 cm;

130 cm – 200 cm: sabbia grossolana abbastanza sciolta, colore 2,5Y 5/3, effervescenza 3.

Latitudine: 45° 5' 32" N

Longitudine: 11° 21' 2" E

Quota s.l.m.: 7,8 m



0 cm – 50 cm: limo argilloso, colore 10YR 4/1, screziature (10YR 6/6, 2-3 mm, 5-6%), effervescenza 2;

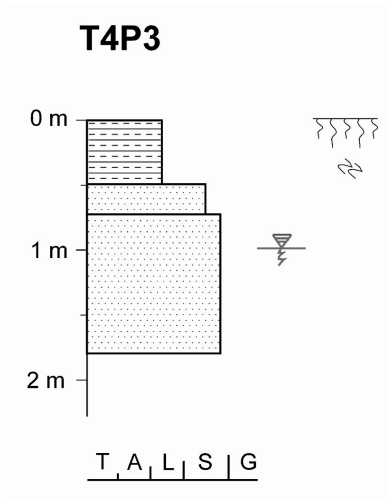
50 cm – 70 cm: sabbia medio-grossolana, colore 2,5Y 5/2, effervescenza 1-2;

70 cm – 190 cm: sabbia grossolana abbastanza sciolta, colore 2,5Y 5/3, effervescenza 3; falda a 110 cm.

Latitudine: 45° 5' 32" N

Longitudine: 11° 21' 2" E

Quota s.l.m.: 7,8 m



0 cm – 50 cm: limo argilloso, colore 10YR 4/1, screziature (10YR 6/6, 3 mm, 5-6%), effervescenza 2;

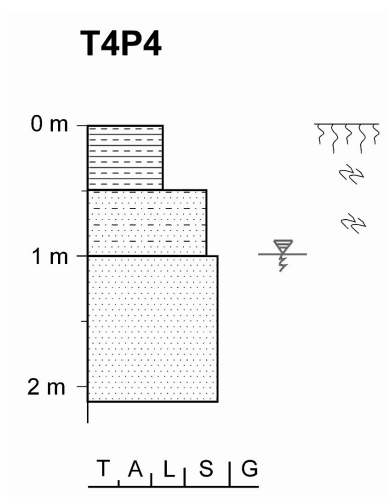
50 cm – 70 cm: sabbia medio-grossolana abbastanza sciolta, colore 2,5Y 5/2, effervescenza 1;

70 cm – 180 cm: sabbia grossolana abbastanza sciolta, colore 2,5Y 5/3, effervescenza 3; falda a 100 cm.

Latitudine: 45° 5' 32" N

Longitudine: 11° 21' 2" E

Quota s.l.m.: 7,8 m



0 cm – 50 cm: limo argilloso, colore 10YR 4/1, screziature (10YR 6/6, 2-3 mm, 2-3%), effervescenza 2;

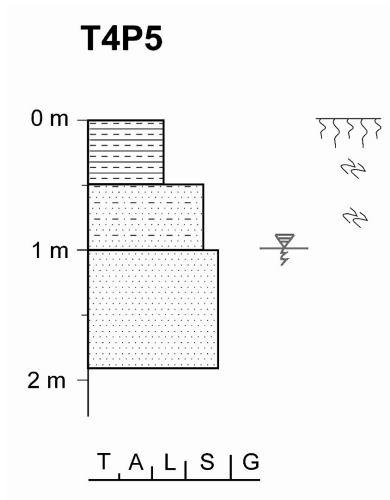
50 cm – 100 cm: sabbia media debolmente limosa, colore 2,5Y 5/2, screziature (7,5YR 5/6, 4-5 mm, 8-12%), effervescenza 3; falda a 100 cm;

100 cm – 210 cm: sabbia grossolana abbastanza sciolta, colore 2,5Y 5/3, effervescenza 2.

Latitudine: 45° 5' 32" N

Longitudine: 11° 21' 3" E

Quota s.l.m.: 7,7 m



0 cm – 50 cm: limo argilloso, colore 10YR 4/1, screziature (10YR 6/6, 2-4 mm, 7-8%, tra 30 e 50 cm), effervescenza 2;

50 cm – 100 cm: sabbia media debolmente limosa, colore 2,5Y 5/2, screziature (7,5YR 5/6, 3-4 mm, 10-15%), effervescenza 3; falda a 100 cm;

100 cm – 190 cm: sabbia grossolana abbastanza sciolta, colore 2,5Y 5/3, effervescenza 2.

Il quinto transetto (denominato “T5”) è stato eseguito sul territorio comunale di Villa Bartolomea (VR), a poche decine di metri dal T4, trasversalmente ad una rotta fluviale aperta sul fianco dello stesso suddetto ramo minore, il quale si diparte dal paleoalveo di Fabbrica dei Soci.

E' composto da sei carotaggi distanziati di circa 20 metri (**Fig. 5.23**). Anche in tal caso nei primi cinque punti non si sono raggiunte elevate profondità a causa della presenza di sabbie sciolte grossolane:

- T5P1 (profondità raggiunta: 1,90 m);
- T5P2 (profondità raggiunta: 2,10 m);
- T5P3 (profondità raggiunta: 2,30 m);
- T5P4 (profondità raggiunta: 2,00 m);
- T5P5 (profondità raggiunta: 1,90 m);
- T5P7 (profondità raggiunta: 4,65 m).

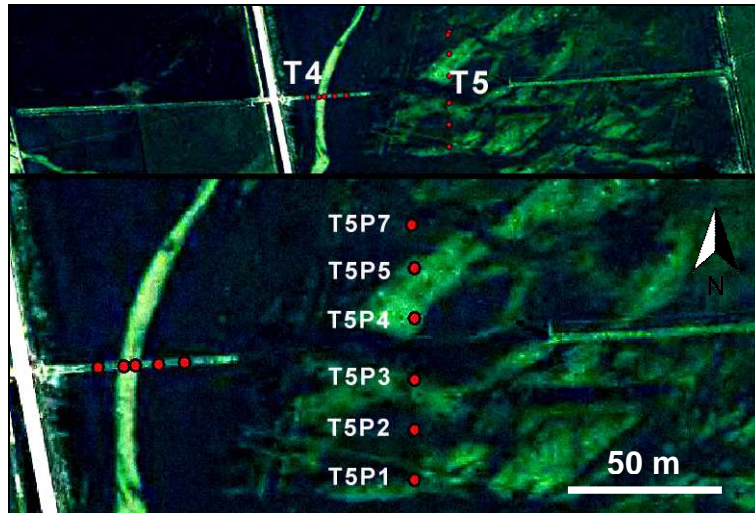
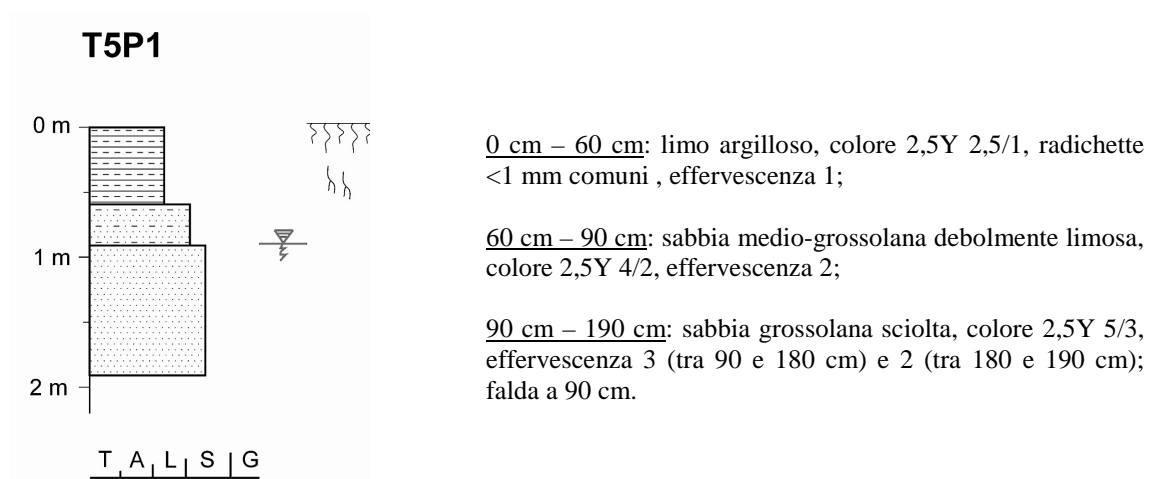


Fig. 5.23 – Posizione dei sondaggi del transetto T5 su base ortofoto 2007; sopra ubicazione del transetto e sotto ubicazione dei sondaggi relativi.

Latitudine: 45° 5' 30" N

Longitudine: 11° 21' 7" E

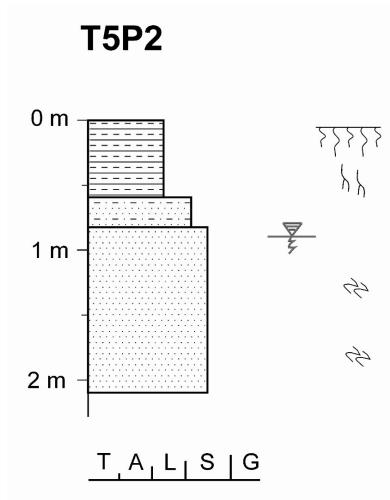
Quota s.l.m.: 7,5 m



Latitudine: 45° 5' 31" N

Longitudine: 11° 21' 8" E

Quota s.l.m.: 7,5 m



0 cm – 60 cm: limo argilloso, colore 2,5Y 2,5/1, radichette <1 mm comuni, effervescenza 1;

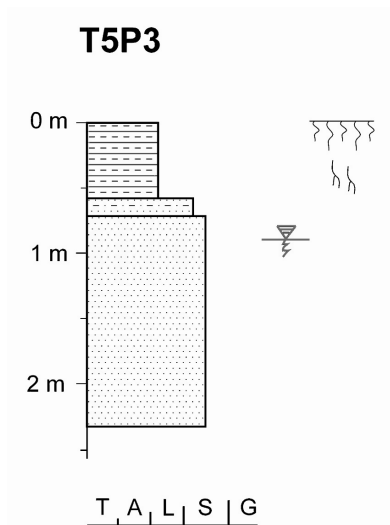
60 cm – 80 cm: sabbia medio-grossolana debolmente limosa, colore 2,5Y 4/2, effervescenza 3;

80 cm – 210 cm: sabbia grossolana sciolta, colore 2,5Y 5/3, sporadiche screziature rossastre, effervescenza 3 (tra 80 e 170 cm) e 2 (tra 170 e 210 cm); falda a 90 cm.

Latitudine: 45° 5' 32" N

Longitudine: 11° 21' 7" E

Quota s.l.m.: 7,3 m



0 cm – 60 cm: limo argilloso debolmente sabbioso, colore 2,5Y 2,5/1, radichette <1 mm comuni, effervescenza 1;

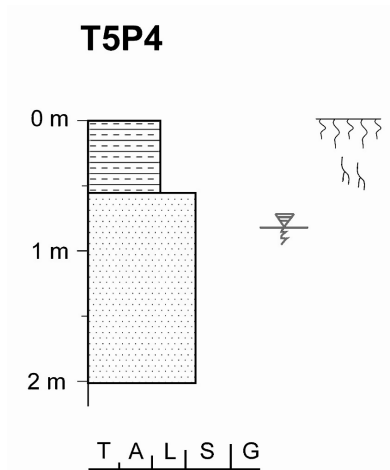
60 cm – 70 cm: sabbia medio-grossolana debolmente limosa, colore 2,5Y 4/2, effervescenza 2;

70 cm – 230 cm: sabbia grossolana sciolta, colore 2,5Y 5/3, effervescenza 2 (tra 70 e 120 cm e tra 180 e 230 cm) e 3 (tra 120 e 180 cm); falda a 90 cm.

Latitudine: 45° 5' 33" N

Longitudine: 11° 21' 7" E

Quota s.l.m.: 7,3 m



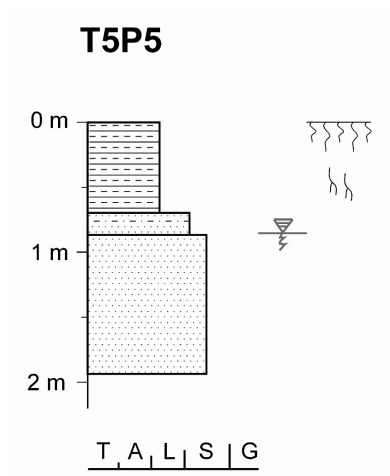
0 cm – 60 cm: limo argilloso debolmente sabbioso, colore 2,5Y 3/1, radichette <1 mm comuni , effervescenza 1;

60 cm – 200 cm: sabbia medio-grossolana sciolta, colore 2,5Y 5/3, effervescenza 2; falda a 80 cm.

Latitudine: 45° 5' 33" N

Longitudine: 11° 21' 7" E

Quota s.l.m.: 7,4 m



0 cm – 70 cm: limo argilloso, colore 2,5Y 3/1, radichette <1 mm comuni , effervescenza 1;

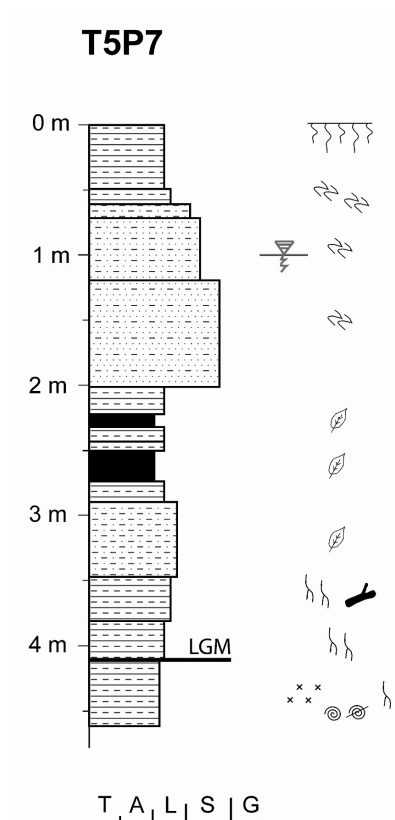
70 cm – 80 cm: sabbia medio-grossolana debolmente limosa, colore 2,5Y 5/2, effervescenza 1;

80 cm – 190 cm: sabbia medio-grossolana sciolta, colore 2,5Y 5/3, effervescenza 2; falda a 90 cm.

Latitudine: 45° 5' 34" N

Longitudine: 11° 21' 7" E

Quota s.l.m.: 7,4 m



0 cm – 50 cm: limo argilloso, colore 2,5Y 3/1, effervescenza 1;

50 cm – 60 cm: limo argilloso con sabbia media, colore 2,5Y 4/1, screziature (7,5YR 4/6, 3-5 mm, 20%) effervescenza 4;

60 cm – 70 cm: limo sabbioso, colore 2,5Y 5/3, screziature (7,5YR 4/6, 2-3 mm, 10%) effervescenza 3-4.

70 cm – 120 cm: sabbia limosa, colore 2,5Y 5/3, screziature (7,5YR 4/6, 5-6 mm, 10%) , effervescenza 3 (tra 70 e 100 cm) e 2 (tra 100 cm e 120 cm); falda a 100 cm;

120 cm – 200 cm: sabbia grossolana debolmente limosa, colore 2,5Y 4/4, sporadiche screziature, effervescenza 2;

200 cm – 228 cm: limo argilloso (argilla <15%), colore 2,5Y 5/1, effervescenza 4.

228 cm – 233 cm: torbe argilloso-limose, colore 10YR 2/1, presenza di macroresti vegetali, effervescenza 1;

233 cm – 246 cm: limi argillosi organici, colore 2,5Y 3/1, effervescenza 1, limite inferiore graduale;

246 cm – 275 cm: torbe limose con limi debolmente organici, colore 10YR 3/1, presenza di macroresti al tetto, effervescenza 1, limite inferiore abbastanza graduale;

275 cm – 284 cm: limi argillosi (argilla <15%), colore 2,5Y 4/1, effervescenza 2;

284 cm – 348 cm: limi con sabbia fine, molto muscovitici e poco consistenti, colore 2,5Y 5/1, presenza di macroresti al tetto, effervescenza 4.

348 cm – 380 cm: limi argillosi (argilla 20%) con porzioni più limose tra 365 cm e 380 cm, colore 2,5Y 4/1, rare radichette >1 mm, presenza di carbone, effervescenza 2, limite inferiore graduale;

380 cm – 408 cm: limi argillosi (argilla >25%) molto addensati e consistenti, colore 2,5Y 5/1, radichette >1 mm, effervescenza 2;

408 cm – 465 cm: limi argillosi (argilla <10%) biancastri e molto compatti, colore 2,5Y 6/1, presenza di impoverimenti bianchi di ferro (plaghe <1 mm), frammenti comuni di gasteropodi continentali e di radici, concrezioni (2-6mm, 15%), effervescenza 4; superficie LGM.

Il sesto ed ultimo transetto (denominato “T6”) è stato eseguito sempre sul territorio comunale di Villa Bartolomea (VR), trasversalmente ad un’ansa del paleoalveo di Fabbrica dei Soci.

E’ composto da cinque carotaggi distanziati di circa 25 metri, ad eccezione del T6P1 e del T6P2, distanti tra loro circa 45 metri (**Fig. 5.24**).

E’ stato poi aggiunto un sesto punto, fuori dal paleoalveo, dove il dosso indagato si assottiglia maggiormente (a circa 162 metri dal quinto punto):

- T6P1 (profondità raggiunta: 3,20 m);
- T6P2 (su canale residuale; profondità raggiunta: 2,90 m);
- T6P3 (profondità raggiunta: 3,10 m);
- T6P4 (profondità raggiunta: 3,00 m);
- T6P5 (profondità raggiunta: 3,55 m);
- T6P6 (profondità raggiunta: 6,00 m).

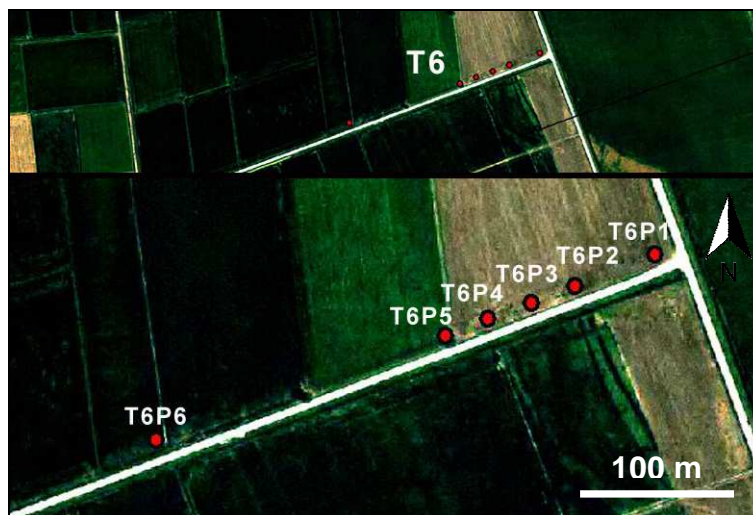
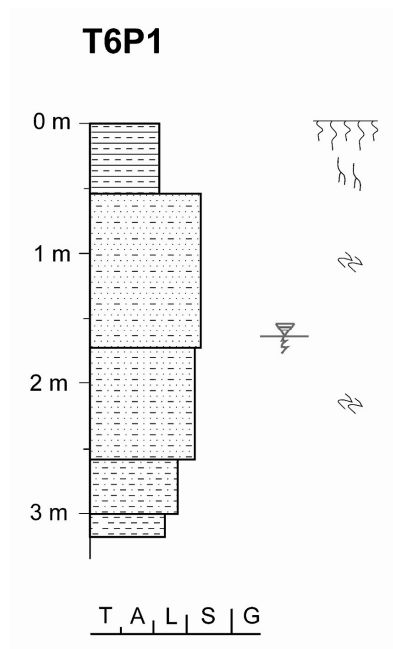


Fig. 5.24 – Posizione dei sondaggi del transetto T6 su base ortofoto 2007; sopra ubicazione del transetto e sotto ubicazione dei sondaggi relativi.

Latitudine: 45° 7' 22" N

Longitudine: 11° 18' 57" E

Quota s.l.m.: 10,2 m



0 cm – 55 cm: limo argilloso debolmente sabbioso, colore 2,5Y 5/3, radichette <1 mm comuni, effervescenza 3;

55 cm – 175 cm: sabbia fine-media debolmente limosa, colore 10YR 5/4, screziature (10YR 6/8, 2-3 mm, 7%), effervescenza 4; falda a 110 cm;

175 cm – 260 cm: sabbia medio-fine limosa, colore 10YR 4/4, screziature (10YR 6/8, 2-3 mm, 5-6%) effervescenza 2.

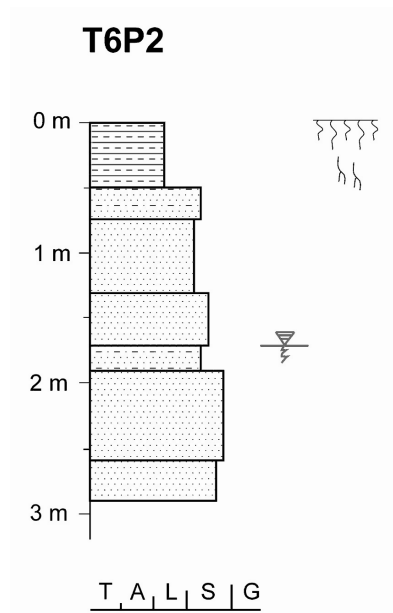
260 cm – 300 cm: limo sabbioso, colore 10YR 4/1, effervescenza 1;

300 cm – 320 cm: limo con sabbia grossolana, colore 2,5Y 4/1, effervescenza 2.

Latitudine: 45° 7' 23" N

Longitudine: 11° 18' 54" E

Quota s.l.m.: 9,8 m



0 cm – 50 cm: limo debolmente argilloso, colore 10YR 4/2, radichette <1 mm comuni, effervescenza 1;

50 cm – 75 cm: sabbia media debolmente limosa, colore 10YR 4/3, effervescenza 1;

75 cm – 135 cm: sabbia medio-fine, colore 10YR 5/4, effervescenza 1 (tra 75 e 120 cm) e 2 (tra 120 e 135 cm); falda a 120 cm;

135 cm – 170 cm: sabbia media, colore 10YR 4/4, effervescenza 3;

170 cm – 190 cm: sabbia media debolmente limosa, colore 10YR 4/4, effervescenza 2;

190 cm – 260 cm: sabbia grossolana sciolta, colore 2,5Y 4/3, effervescenza 2 (tra 190 e 250 cm) e 1 (tra 250 e 260 cm);

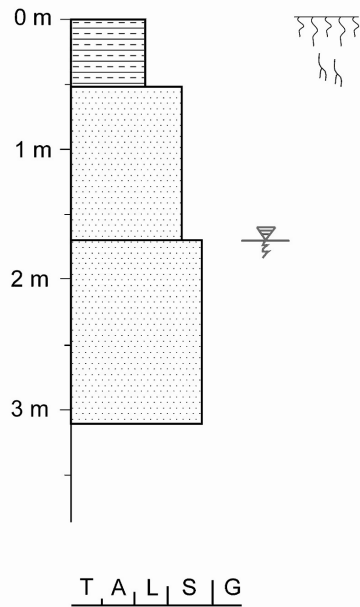
260 cm – 290 cm: sabbia medio-grossolana, colore 2,5Y 4/3, effervescenza 2.

Latitudine: 45° 7' 23" N

Longitudine: 11° 18' 53" E

Quota s.l.m.: 9,8 m

T6P3



0 cm – 50 cm: limo debolmente argilloso, colore 10YR 4/2, radichette <1 mm comuni, effervescenza 1;

50 cm – 170 cm: sabbia fine-media sciolta, colore 2,5Y 5/4, effervescenza 1 (tra 50 cm e 140 cm, e tra 150 cm e 170 cm) e 2 (tra 140 cm e 150 cm); falda a 120 cm;

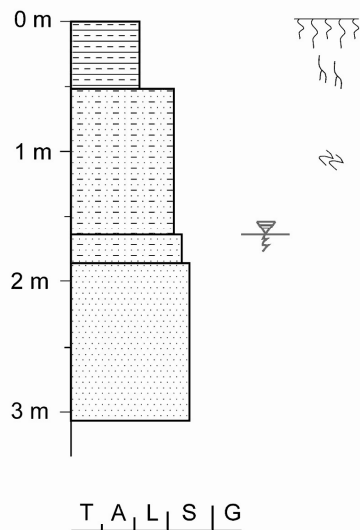
170 cm – 310 cm: sabbia medio-grossolana sciolta, colore 10YR 4/3, effervescenza 2 (tra 170 cm e 290 cm) e 1 (tra 290 cm e 310 cm).

Latitudine: 45° 7' 22" N

Longitudine: 11° 18' 52" E

Quota s.l.m.: 9,9 m

T6P4



0 cm – 55 cm: limo argilloso, colore 10YR 4/2, radichette <1 mm comuni, effervescenza 1;

55 cm – 160 cm: sabbia fine limosa, colore 10YR 5/4, screziature (10YR 6/8, 2-3 mm, 6-7%), effervescenza 2;

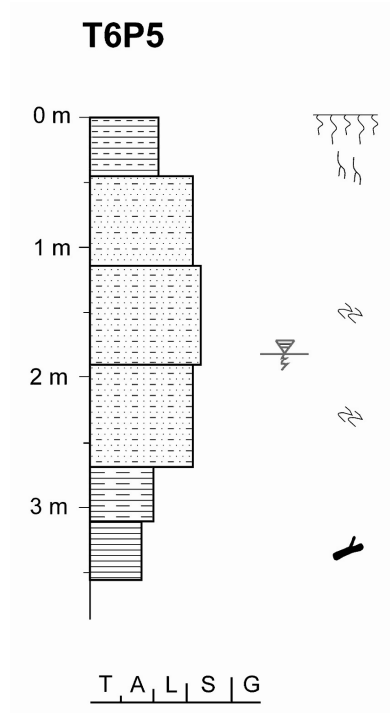
160 cm – 180 cm: sabbia medio-grossolana limosa, colore 10YR 5/4, effervescenza 2; falda a 160 cm;

180 cm – 300 cm: sabbia medio-grossolana sciolta, colore 10YR 4/3, effervescenza 3.

Latitudine: 45° 7' 23" N

Longitudine: 11° 18' 51" E

Quota s.l.m.: 9,9 m



0 cm – 45 cm: limo argilloso, colore 10YR 4/2, radichette <1 mm comuni, effervescenza 1;

45 cm – 120 cm: sabbia medio-fine debolmente limosa, colore 10YR 5/3, effervescenza 3 (tra 45 cm e 90 cm, e tra 110 cm e 120 cm) e 2 (tra 90 cm e 110 cm);

120 cm – 190 cm: sabbia media limosa, colore 10YR 5/3, screziature (10YR 5/6, 2-3 mm, 4%), effervescenza 3; falda a 180 cm;

190 cm – 270 cm: sabbia limosa, colore 10YR 4/4, screziature (10YR 5/6, 4-5 mm, 5-6%), effervescenza 2;

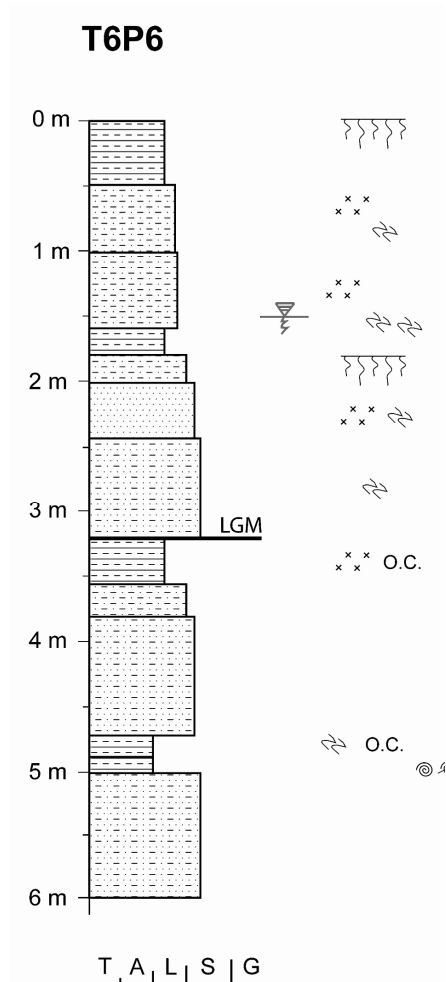
270 cm – 325 cm: argilla limosa con sabbia fine, colore 2,5Y 4/1, effervescenza 1;

325 cm – 355 cm: argilla grigia, colore GLEY1 3/N, presenza di materiale lignitico, effervescenza 1.

Latitudine: 45° 7' 21" N

Longitudine: 11° 18' 44" E

Quota s.l.m.: 9,0 m



0 cm – 50 cm: limo argilloso (argilla 20-25%), colore 10YR 3/2, effervescenza 1-2;

50 cm – 100 cm: limo debolmente sabbioso e sabbioso sul fondo, colore 2,5Y 6/6, screziature (10YR 5/6, 2 mm, comuni tra 70 cm e 90 cm), concrezioni (5-10mm, 7-8%), effervescenza 4;

100 cm – 160 cm: limo sabbioso e debolmente sabbioso, colore 2,5Y 5/3, screziature (10YR 5/6, 1 mm, 7-8%), rare concrezioni (2-4 mm), effervescenza 4; falda a 150 cm;

160 cm – 173 cm: limo argilloso, colore 2,5Y 5/2, screziature (7,5YR 5/6, 2-3 mm, 20%), rare concrezioni (2 mm), effervescenza 4;

173 cm – 205 cm: limi sabbiosi (sabbia fine 10-20%), suolo, colore 10YR 4/2, screziature (7,5YR 4/6, 4-5 mm, 15-20%), concrezioni comuni (1-2 mm), effervescenza 1-2, limite inferiore graduale;

205 cm – 245 cm: sabbie fini (100-150 μ), colore 10YR 5/2, screziature (10YR 5/6, 2 mm, 15%) effervescenza 1-2;

245 cm – 320 cm: alternanze pluricentriche di sabbie limose grigie fini (150 μ) e limi sabbiosi, colore 2,5YR 7/1, screziature (2,5YR 6/8, 2 mm, 6-7%), radichette <1 mm comuni, effervescenza 4, limite inferiore erosivo;

320 cm – 355 cm: limi debolmente argillosi sovraconsolidati, colore GLEY1 6/10Y, abbondanti concrezioni da millimetriche a centimetriche, effervescenza 4; superficie LGM;

355 cm – 380 cm: limi debolmente sabbiosi;

380 cm – 475 cm: sabbie limose fini-medie;

475 cm – 480 cm: limi argillosi fortemente consolidati verde-giallastri, colore GLEY1 6/10Y, screziature (5Y 5/4, 3-5 mm, 10%), sfumature verde oliva;

480 cm – 500 cm: limi argillosi fortemente consolidati, colore 5Y 4/2, presenza di pulmonati millimetrici interi, effervescenza 4;

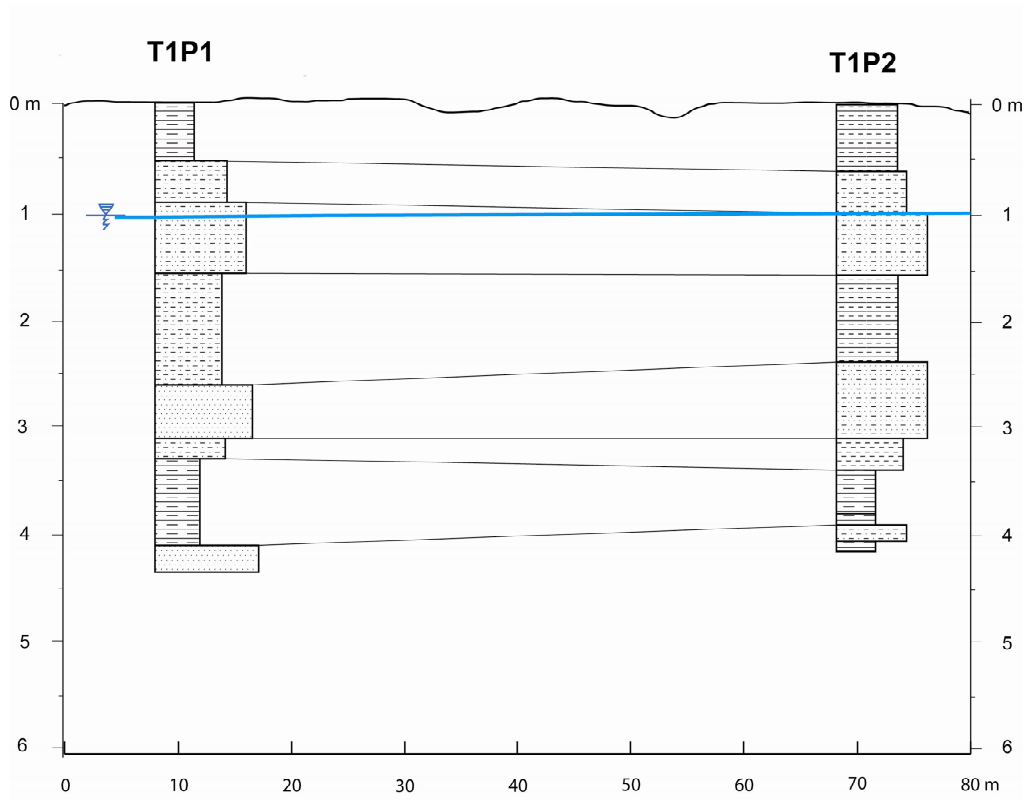
500 cm – 600 cm: alternanze pluricentriche di sabbie limose (fino a 300 μ) e limi sabbiosi, effervescenza 4.

Di seguito sono riportate le interpretazioni schematiche e stratigrafiche delle sezioni relative ai sei transetti effettuati, elaborate dallo scrivente con il software Adobe Illustrator CS4[®]. In **Fig. 5.25** è riportata la legenda utilizzata per le interpretazioni.

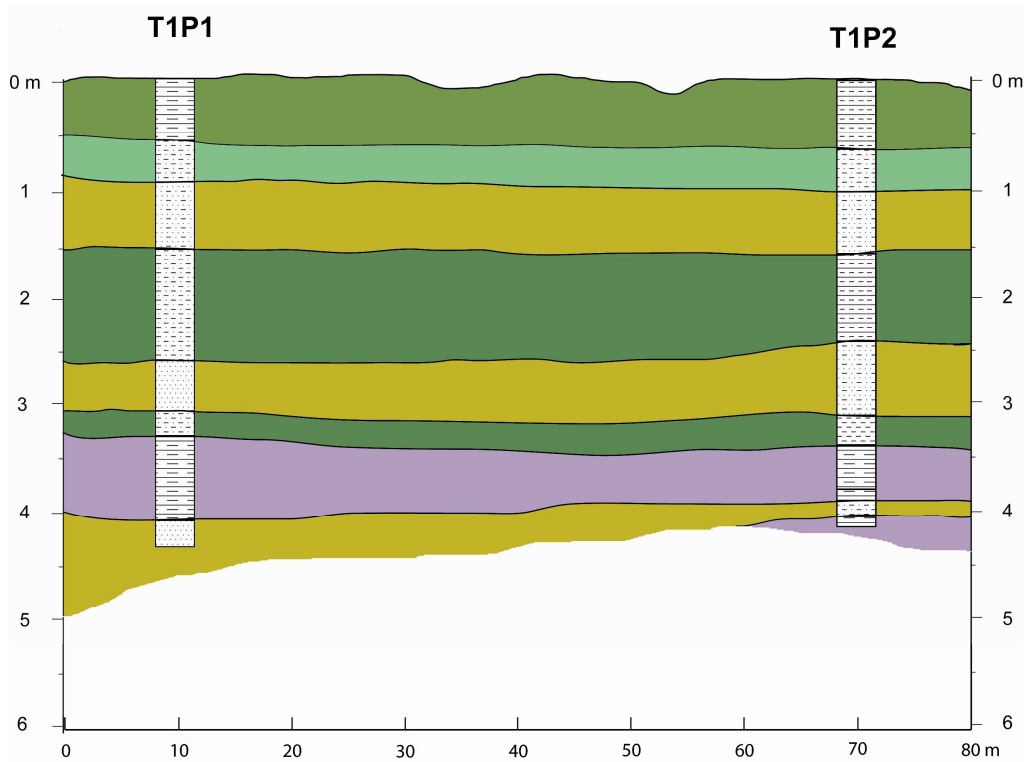


Fig. 5.25 – Legenda utilizzata nell'interpretazione stratigrafica dei transetti T1, T2, T3, T4, T5 e T6, con le diverse unità litologiche individuate.

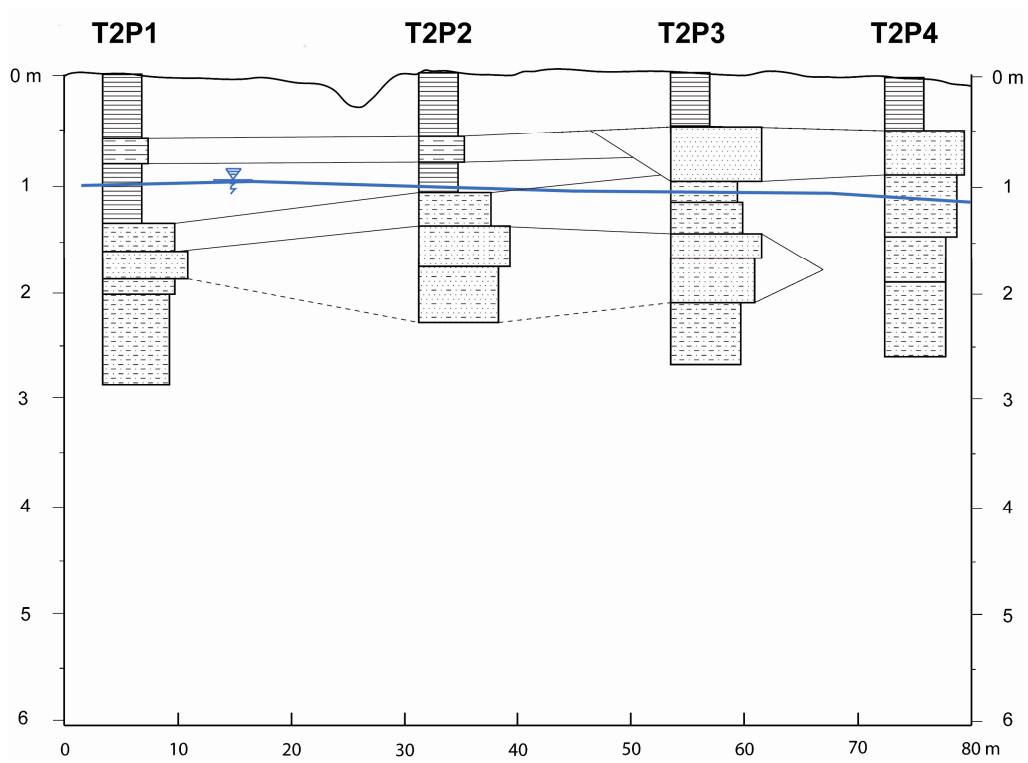
Interpretazione schematica transetto T1



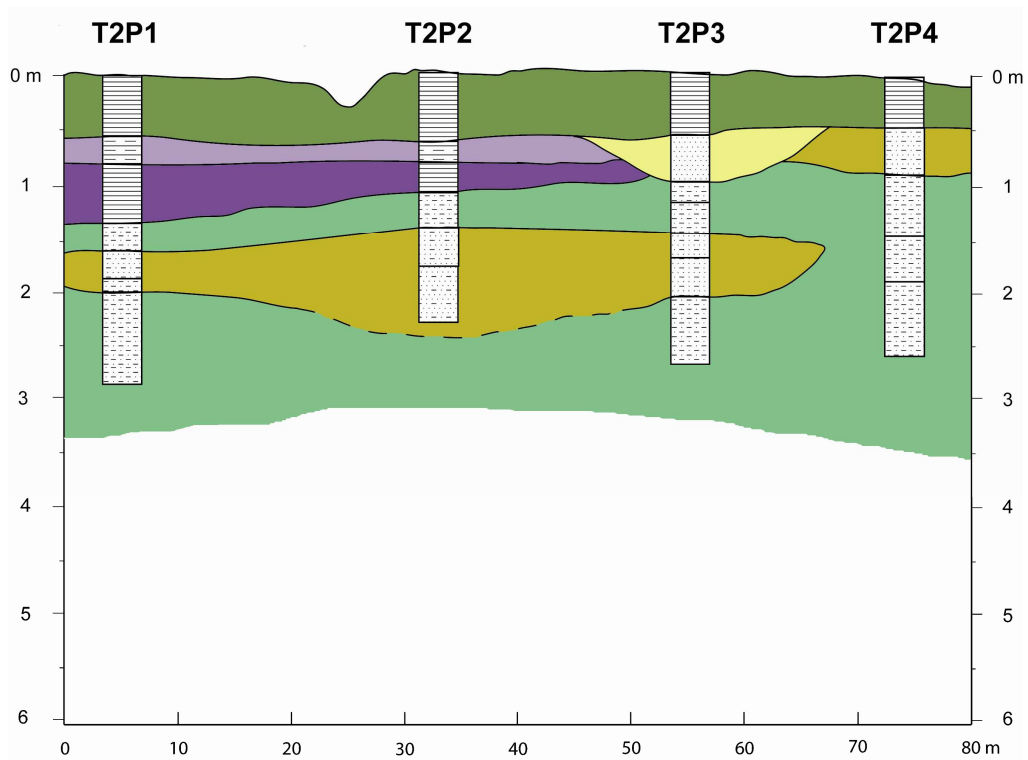
Interpretazione stratigrafica transetto T1



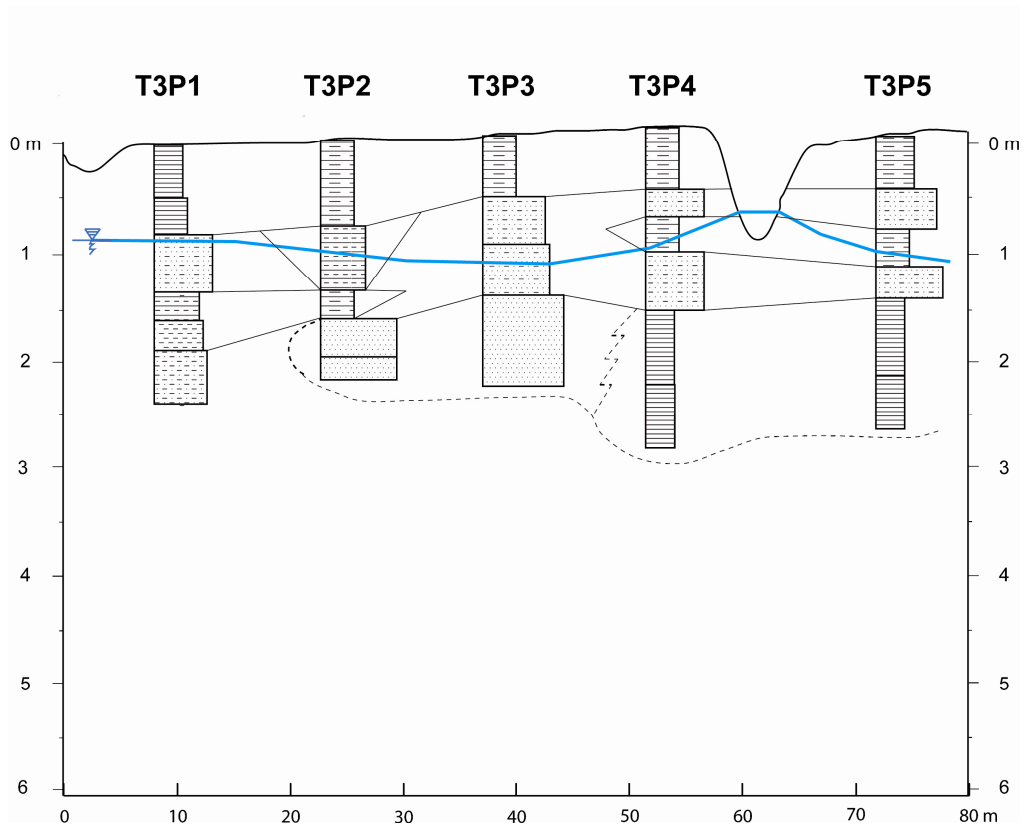
Interpretazione schematica transetto T2



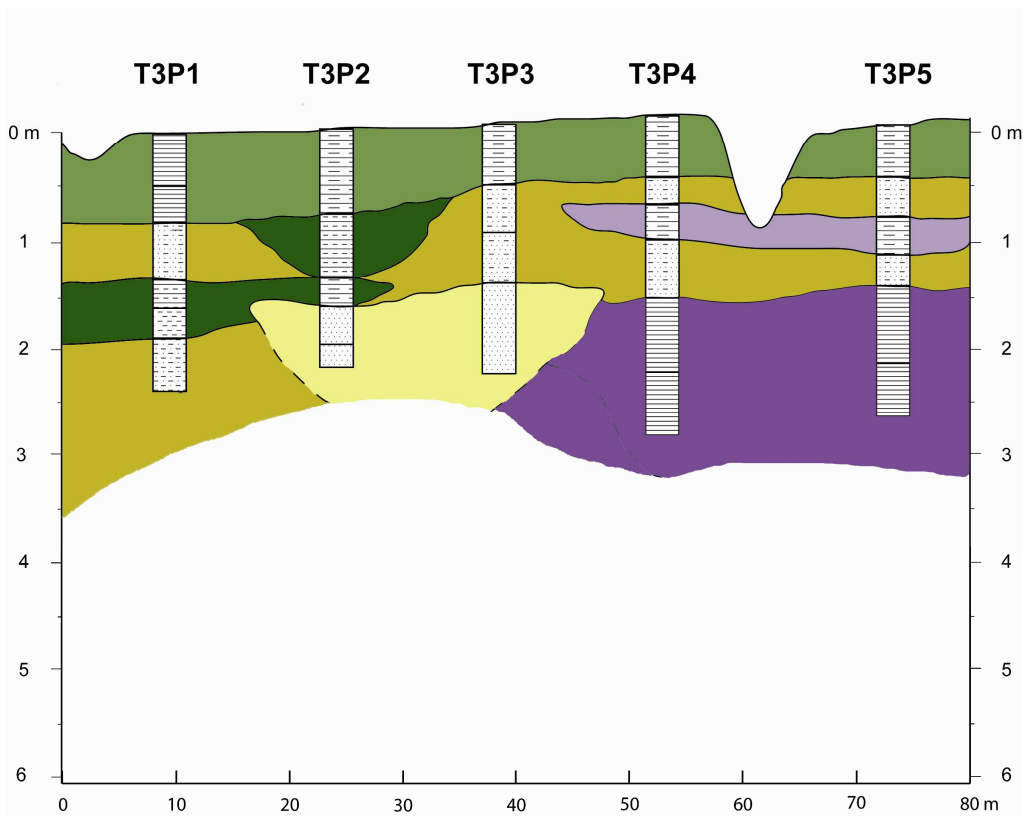
Interpretazione stratigrafica transetto T2



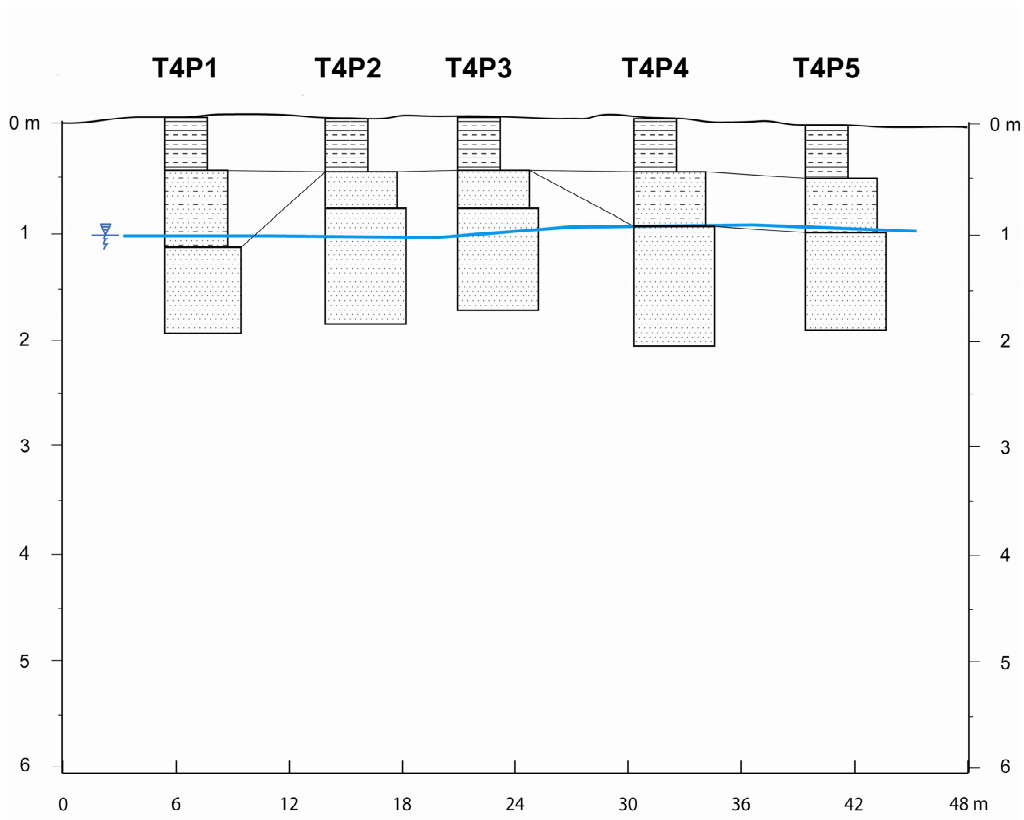
Interpretazione schematica transetto T3



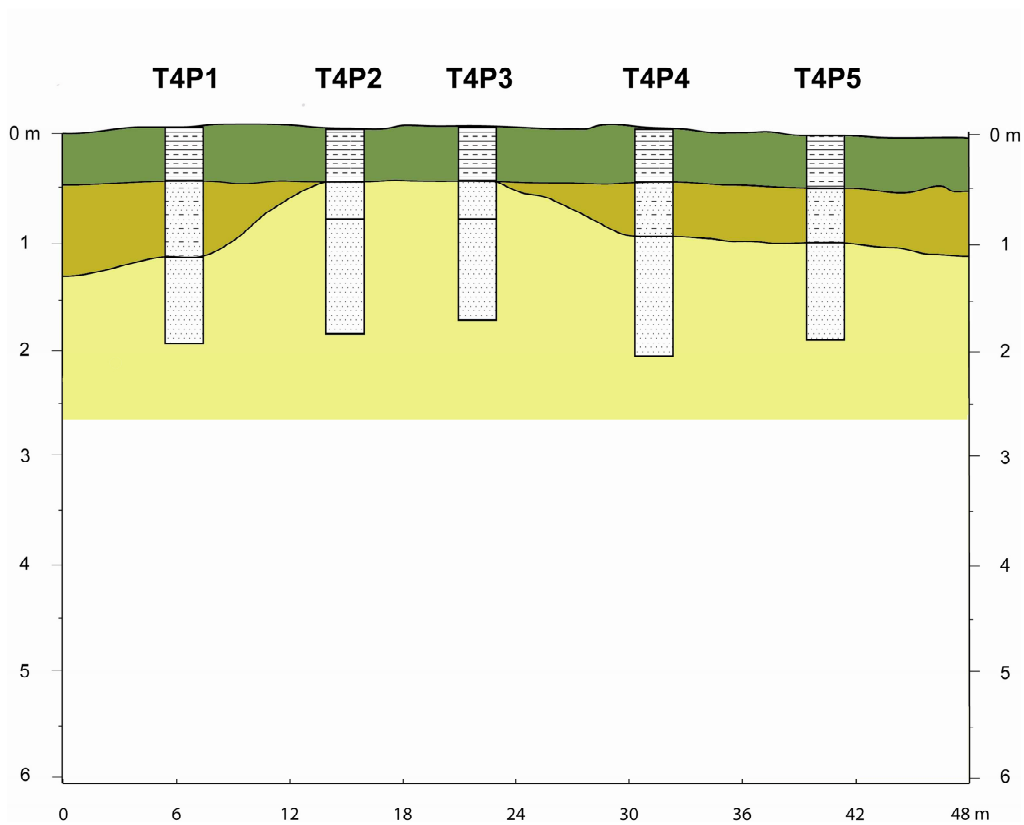
Interpretazione stratigrafica transetto T3



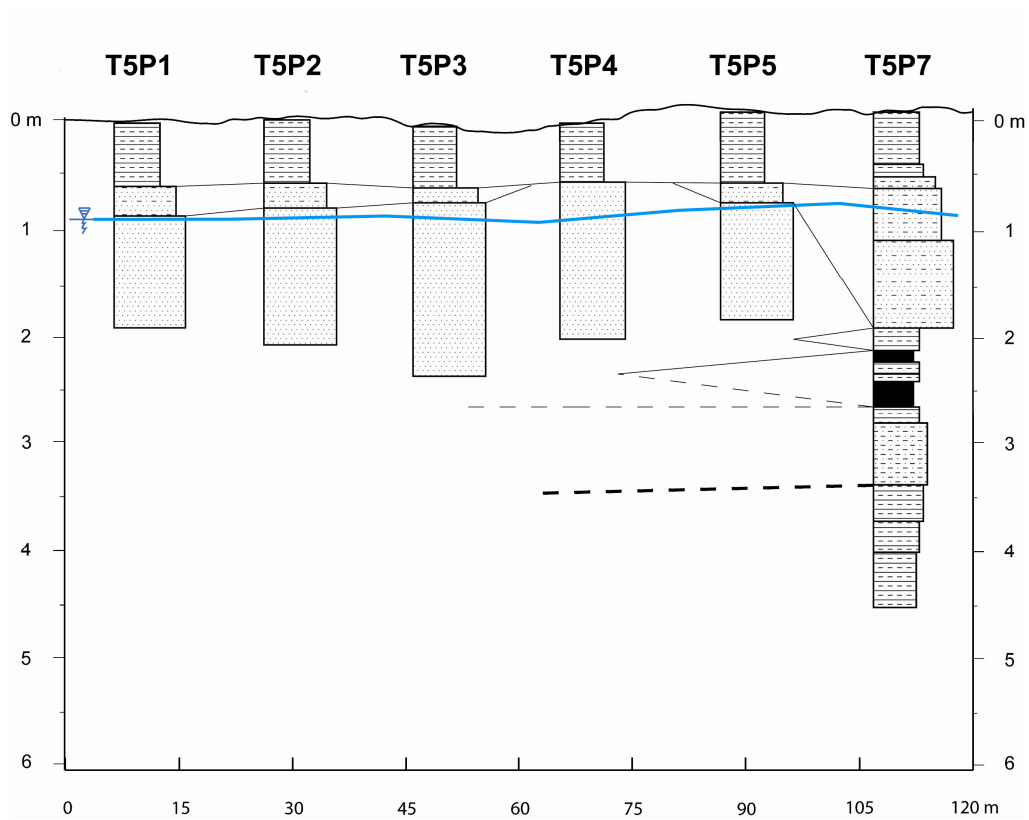
Interpretazione schematica transetto T4



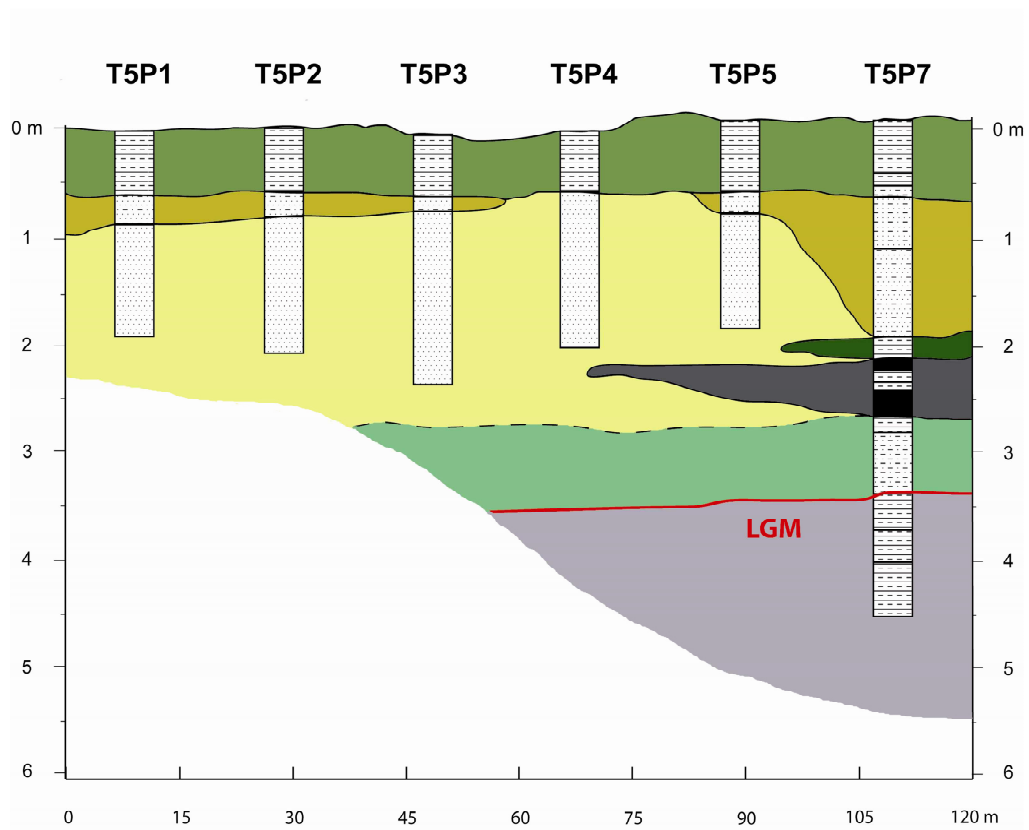
Interpretazione stratigrafica transetto T4



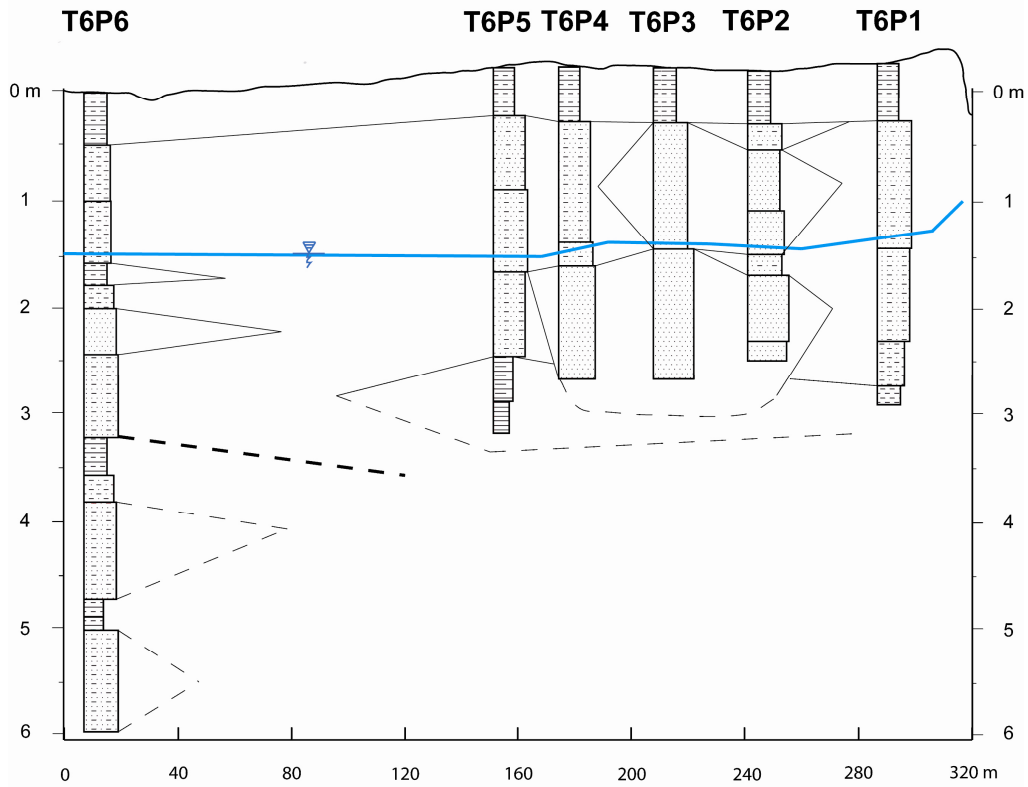
Interpretazione schematica transetto T5



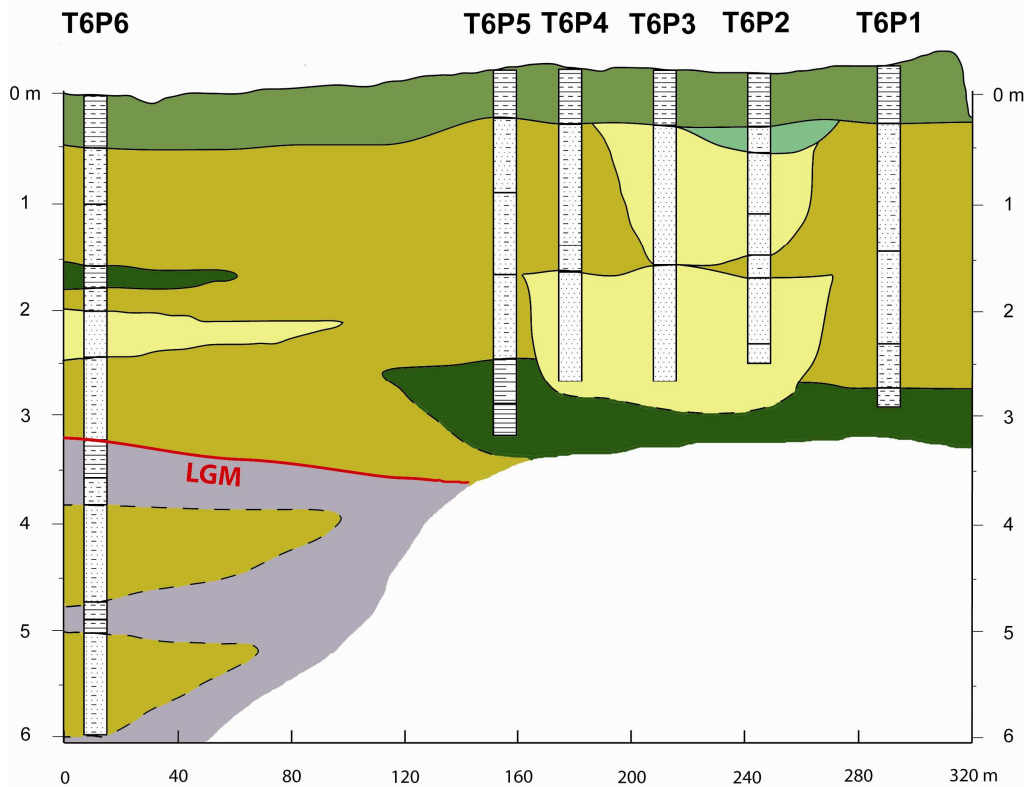
Interpretazione stratigrafica transetto T5



Interpretazione schematica transetto T6



Interpretazione stratigrafica transetto T6



5.2.2 Sondaggi singoli

Sulla base dei dati stratigrafici ottenuti con i transetti precedentemente descritti è stata effettuata una seconda campagna di rilevamento indagando alcuni punti singoli, scelti appositamente per cercare di dare risposta ad alcune problematiche legate all'evoluzione geologica e geomorfologica dell'area, soprattutto in rapporto alle paleodirettrici fluviali dell'Adige nelle Valli Grandi Veronesi. Tali problematiche verranno viste dettagliatamente nel capitolo dedicato alle discussioni dei dati.

Di seguito sono elencati tutti i punti singoli (denominati *PS*), con le rispettive profondità, eseguiti durante questa seconda campagna di rilevamento. Come già accennato in precedenza, viene anche aggiunto un primo sondaggio (PS-2014) effettuato durante un sopralluogo nell'area di studio nel giugno 2014 che, per semplicità di trattazione, viene considerato appartenente a questo gruppo di indagini puntuali:

- PS-2014 (profondità raggiunta: 4,90 m);
- PS-A (profondità raggiunta: 4,20 m);
- PS-B (profondità raggiunta: 2,50 m);
- PS-C (profondità raggiunta: 4,00 m);
- PS-D (profondità raggiunta: 3,50 m);
- PS-E (profondità raggiunta: 4,00 m);
- PS-F (profondità raggiunta: 3,55 m);
- PS-G (profondità raggiunta: 4,20 m);
- PS-H (profondità raggiunta: 3,25 m);
- PS-I (profondità raggiunta: 4,85 m);
- PS-L (profondità raggiunta: 4,50 m);
- PS-M (profondità raggiunta: 3,80 m);
- PS-N (profondità raggiunta: 3,55 m);
- PS-O (profondità raggiunta: 5,00 m);
- PS-P (profondità raggiunta: 4,20 m);
- PS-Q (profondità raggiunta: 5,80 m).

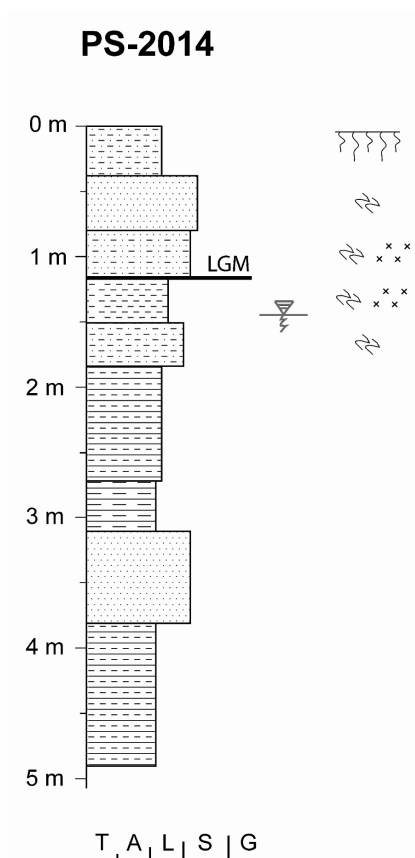
Ubicazione:

territorio comunale di Cerea (VR), circa 2 km a nord-est dal sito di Castello del Tartaro.

Latitudine: 45° 7' 59" N

Longitudine: 11° 14' 25" E

Quota s.l.m.: 9,7 m



0 cm – 40 cm: terreno agrario limoso-sabbioso, colore 2,5Y 3/3, effervescenza 2;

40 cm – 80 cm: sabbia fine, colore 2,5Y 4/4, screziature (10YR 5/6, 8 mm, 5%), effervescenza 2

80 cm – 115 cm: sabbia limosa, colore 10YR 5/4, screziature (10YR 5/6, 8 mm, 3%), concrezioni (2mm, 4%), effervescenza 3;

115 cm – 150 cm: limo, colore 2,5Y 6/3, screziature (2,5Y 6/8, 3 mm, 5%), concrezioni (3 mm, 6%), effervescenza 4, superficie LGM;

150 cm – 180 cm: sabbia molto fine e limo sabbioso, colore 2,5Y 6/4, screziature (2,5Y 6/8, 5 mm, 5%), effervescenza 4; falda a 150 cm;

180 cm – 270 cm: limo debolmente argilloso, colore 2,5Y 5/1, effervescenza 3-4;

270 cm – 310 cm: argilla limosa, colore GLEY1 5/5GY, effervescenza 3;

310 cm – 370 cm: sabbia fine, colore 5Y 6/2, effervescenza 4;

370 cm – 490 cm: limo argilloso con comuni intercalazioni di limo sabbioso, colore 5Y 6/2, effervescenza 3.

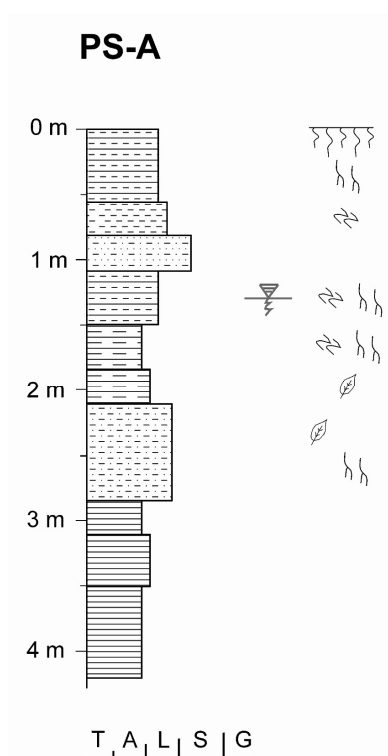
Ubicazione:

territorio comunale di Villa Bartolomea (VR), circa 200 m ad est dell'Agriturismo da Claudio, in via Traversa Nuova.

Latitudine: 45° 7' 31" N

Longitudine: 11° 20' 9" E

Quota s.l.m.: 7,8 m



0 cm – 55 cm: terreno agrario limo argilloso, colore 7,5YR 3/1, screziature (10YR 6/8, 3-4%, 2-3 mm), radichette <1 mm, effervescenza 2;

55 cm – 80 cm: limo, colore 7,5YR 3/1, screziature (7,5Y 4/6, 4 mm, 5%), effervescenza 1-2, limite inferiore graduale;

80 cm – 110 cm: sabbia limosa fine, colore 2,5Y 4/3, con limo grigio (2,5Y 6/1), effervescenza 4;

110 cm – 150 cm: limo argilloso grigio scuro, colore 10YR 5/1, screziature (7,5YR 5/8, 10-15%, 5-6 mm), radichette <1 mm, effervescenza 4; falda a 130 cm;

150 cm – 185 cm: argilla limosa, colore 5Y 6/1, screziature (7,5YR 5/8, 10%, 5-6 mm), radichette verticali <1 mm, presenza di sfumature nerastre (materia organica diffusa), effervescenza 1-2;

185 cm – 210 cm: argilla limosa debolmente sabbiosa, colore 5Y 6/1, presenza di rari macroresti vegetali, effervescenza 4;

210 cm – 285 cm: limo sabbioso, colore 5Y 6/1, radichette <1 mm, presenza di rari macroresti vegetali, effervescenza 3-4;

285 cm – 315 cm: argilla con sabbia fine, colore 2,5Y 5/1, effervescenza 3-4;

315 cm – 350 cm: argilla con sabbia medio-grossolana, colore 2,5Y 4/1, effervescenza 3-4;

350 cm – 420 cm: argilla con sabbia media, colore 2,5Y 4/1, effervescenza 3-4.

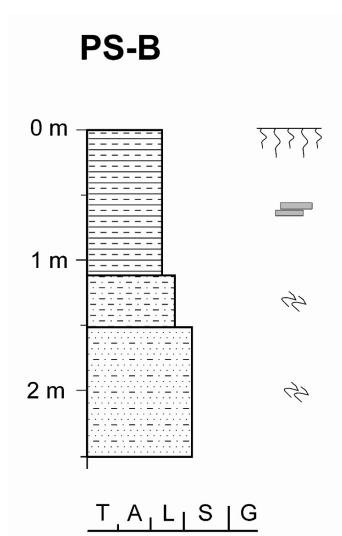
Ubicazione:

territorio comunale di Villa Bartolomea (VR), circa 400 m a sud dell'Agriturismo da Claudio in via Traversa di Collegamento.

Latitudine: 45° 7' 11" N

Longitudine: 11° 19' 58" E

Quota s.l.m.: 7,8 m



0 cm – 115 cm: materiale di riporto limo-argilloso, colore 10YR 3/1, presenza di frammenti di laterizi, effervescenza 1;

115 cm – 150 cm: limo sabbioso molto friabile, colore 10YR 5/3, screziature (2,5Y 4/6, 3-4 mm, 5-6%), effervescenza 2-3;

150 cm – 250 cm: sabbia fine debolmente limosa friabile, colore 10YR 5/6, screziature (2,5Y 4/6, 3-4 mm, 6-7%), effervescenza 3-4. Impossibilità a procedere oltre ai 250 cm per probabile presenza di clasti.

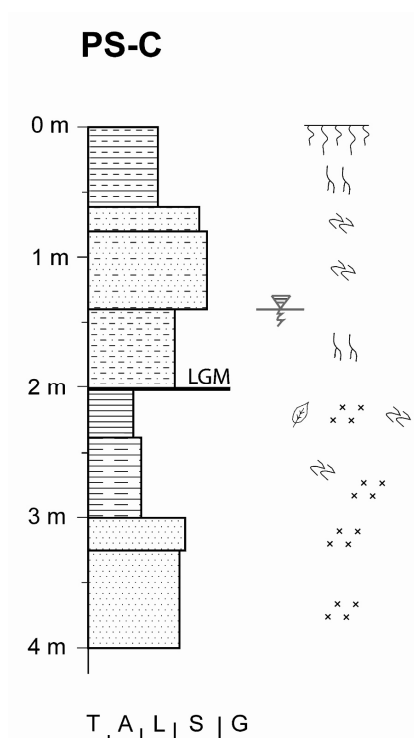
Ubicazione:

territorio comunale di Villa Bartolomea (VR), circa 700 m a nord-ovest rispetto all'ubicazione del transetto T6, vicino a via Casara.

Latitudine: 45° 7' 41" N

Longitudine: 11° 18' 17" E

Quota s.l.m.: 9,2 m



0 cm – 60 cm: terreno agrario limo-argilloso, colore 10YR 3/1, radichette <1 mm, effervescenza 1;

60 cm – 80 cm: sabbia media limosa, colore 2,5Y 5/2, screziature (7,5YR 5/8, 4-5 mm, 6-7%), effervescenza 2;

80 cm – 140 cm: sabbia medio-grossa debolmente limosa, colore 10YR 6/4, screziature (7,5YR 5/8, 5-6 mm, 10%), effervescenza 3-4;

140 cm – 200 cm: limo sabbioso con sabbia medio-grossa, colore 7,5YR 6/1, radichette <1 mm, presenza di materia organica grigio scuro-nerastra diffusa tra 185 cm e 195 cm, effervescenza 2-3 (tra 150 cm e 160 cm) e 3-4 (tra 160 cm e 200 cm); falda a 140 cm;

200 cm – 240 cm: argilla debolmente limosa, grigio chiara-biancastra, colore 7,5YR 7/1, screziature (2,5YR 4/6, 10-15%, 5-6 mm), presenza di macroresti vegetali e macroresti nerastri, concrezioni (fino a 1 cm, 10-15%), effervescenza 4, superficie LGM;

240 cm – 300 cm: argilla limosa grigio chiara con sabbia, abbastanza plastica, colore 5Y 6/1, screziature (7,5YR 6/6, 5-6%, 4-5 mm), concrezioni (millimetriche, 10-15%), effervescenza 3-4;

300 cm – 320 cm: sabbia grossolana abbastanza sciolta, colore 10YR 5/1, in limo grigio scuro, concrezioni (millimetriche, 10-15%), effervescenza 4;

320 cm – 400 cm: sabbia grossolana moderatamente compatta, colore 10YR 5/1, in limo grigio scuro, concrezioni (millimetriche, 10%), effervescenza 4. Difficoltà a procedere oltre ai 400 cm per presenza di materiale duro.

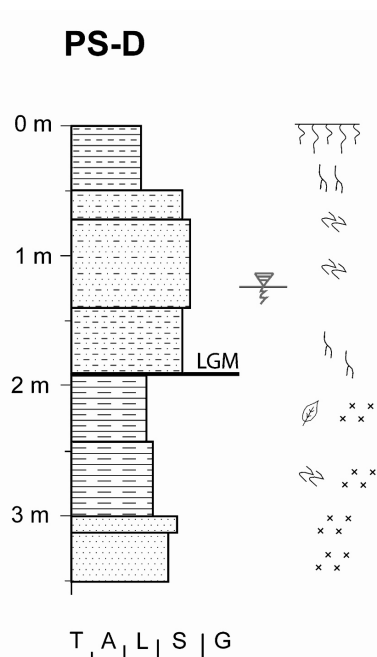
Ubicazione:

circa 60 metri più a sud del punto PS-C.

Latitudine: 45° 7' 39" N

Longitudine: 11° 18' 17" E

Quota s.l.m.: 9,2 m



0 cm – 50 cm: terreno agrario limo-argilloso, colore 10YR 3/1, radichette <1 mm, effervescenza 1;

50 cm – 75 cm: sabbia media limosa, colore 2,5Y 5/4, screziature (7,5YR 5/8, 5 mm, 10%), effervescenza 2;

75 cm – 140 cm: sabbia medio-grossolana, colore 10YR 6/4, screziature (7,5YR 5/8, 4-5 mm, 10%), effervescenza 3; falda a 120 cm;

140 cm – 190 cm: limo sabbioso con sabbia medio-grossolana, colore 7,5YR 6/1, radichette <1 mm, effervescenza 3;

190 cm – 240 cm: argilla limosa grigio chiara-biancastra, colore 7,5YR 7/1, radichette verticali >1 mm, presenza di macroresti vegetali, concrezioni (fino a 1 cm, 10-15%), effervescenza 4; superficie LGM;

240 cm – 300 cm: argilla limosa grigio chiara con sabbia, colore 5Y 6/1, screziature (7,5YR 5/8, 10%, 4-5 mm), concrezioni (fino a 1 cm, 10%), effervescenza 3-4;

300 cm – 310 cm: sabbia grossolana abbastanza sciolta, colore 10YR 5/1, in limo grigio scuro, concrezioni (millimetriche, 7-8%), effervescenza 3-4;

310 cm – 350 cm: sabbia grossolana moderatamente compatta, colore 10YR 5/1, in limo grigio scuro, concrezioni (millimetriche, 10%), effervescenza 4.

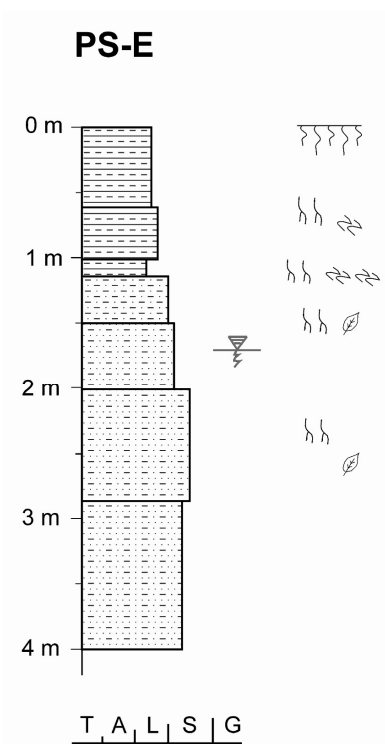
Ubicazione:

territorio comunale di Villa Bartolomea (VR), circa 200 m ad est dello Scolo Cagliara, lungo via Massaua.

Latitudine: 45° 6' 47" N

Longitudine: 11° 21' 50" E

Quota s.l.m.: 8,4 m



0 cm – 60 cm: terreno agrario limo-argilloso friabile, colore 10YR 4/2, effervescenza 1-2;

60 cm – 100 cm: limo argilloso abbastanza plastico, colore 10YR 4/1, screziature (5YR 4/6, 2-3 mm, 15%), radichette <1 mm, effervescenza 1 (tra 60 cm e 70 cm) e 1-2 (tra 70 cm e 100 cm);

100 cm – 110 cm: limo argilloso abbastanza plastico, colore 10YR 4/1, screziature (5YR 4/6, 2-3 mm, 25%), radichette <1 mm, effervescenza 3-4;

110 cm – 150 cm: limo molto sabbioso con sabbia da fine a media, colore 5Y 4/1, screziature (5YR 4/6, 3-4 mm, 10%), radichette <1mm, presenza di sfumature nerastre di materia organica diffusa, presenza di macroresti vegetali, effervescenza 4;

150 cm – 200 cm: sabbia media limosa poco sciolta, colore 5Y 4/1, effervescenza 3; falda a 160 cm;

200 cm – 290 cm: sabbia limosa sciolta da media a grossolana, colore 5Y 4/1, radichette >1 mm, effervescenza 3-4;

290 cm – 400 cm: sabbia limosa sciolta da media a grossolana, colore 5Y 4/1, con limo debolmente argilloso abbondante e molto plastico, effervescenza 3-4 (tra 290 cm e 350 cm) e 2-3 (tra 350 cm e 400 cm).

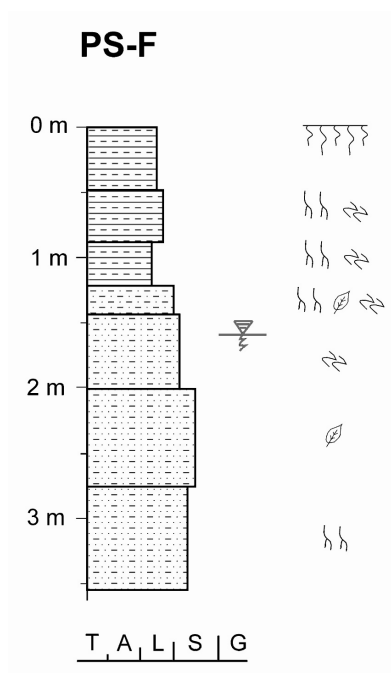
Ubicazione:

territorio comunale di Villa Bartolomea (VR), circa 200 m ad est dello Scolo Cagliara, vicino a strada Val Teza.

Latitudine: 45° 6' 30" N

Longitudine: 11° 21' 55" E

Quota s.l.m.: 9,3 m



0 cm – 50 cm: terreno agrario limo-argilloso friabile, colore 10YR 4/2, effervescenza 1-2;

50 cm – 90 cm: limo argilloso abbastanza plastico, colore 10YR 4/1, screziature (5YR 4/6, 2-3 mm, 15%), radichette <1 mm, effervescenza 1-2;

90 cm – 115 cm: limo argilloso abbastanza plastico, colore 10YR 4/1, screziature (5YR 4/6, 2-3 mm, 15%), radichette <1 mm, effervescenza 4;

115 cm – 140 cm: limo sabbioso con sabbia da fine a media, colore 5Y 4/1, screziature (5YR 4/6, 3-4 mm, 10%), radichette <1 mm, presenza di sporadici macroresti vegetali, effervescenza 3;

140 cm – 200 cm: sabbia limosa poco sciolta da media a grossolana, colore 5Y 4/1, screziature (5YR 4/6, 2 mm, 5%), effervescenza 3; falda a 160 cm;

200 cm – 275 cm: sabbia limosa sciolta da media a grossolana, colore 5Y 4/1, presenza di sporadici macroresti vegetali, effervescenza 3;

275 cm – 355 cm: sabbia limosa sciolta da media a grossolana, con limo debolmente argilloso abbondante e molto plastico, colore 5Y 4/1, radichette >1 mm, effervescenza 3.

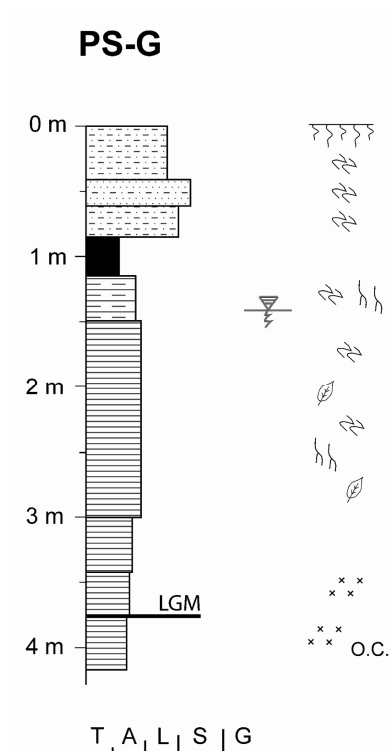
Ubicazione:

territorio comunale di Villa Bartolomea (VR), circa 500 m ad ovest dello Scolo Cagliara, lungo strada Biolca.

Latitudine: 45° 6' 2" N

Longitudine: 11° 21' 12" E

Quota s.l.m.: 7,2 m



0 cm – 40 cm: terreno agrario limo-sabbioso friabile con sabbia da fine a media, colore 10YR 5/3, screziature (10YR 7/8, 4 mm, 5%), effervescenza 2-3;

40 cm – 60 cm: sabbia da media a grossolana debolmente limosa, colore 10YR 5/3, screziature (7,5YR 4/6, 4-5 mm, 10%), effervescenza 4;

60 cm – 80 cm: limo sabbioso con sabbia da media a grossa, colore 10YR 5/4, screziature (7,5YR 4/6, 2-3 mm, 10%), effervescenza 3-4, limite inferiore graduale;

80 cm – 115 cm: Materiale torboso organico friabile, scuro e nerastro, effervescenza 1;

115 cm – 150 cm: argilla limosa grigio scura, quasi nera (materia organica diffusa), effervescenza 1; falda a 140 cm;

150 cm – 300 cm: argilla grigia debolmente limosa, plastica e abbastanza compatta, colore 2,5Y 4/1, screziature (10YR 6/8, 2mm, 7-8%), radichette <1 mm, presenza di sporadici macroresti vegetali, presenza di sfumature nerastre (materia organica diffusa), effervescenza 2;

300 cm – 340 cm: argilla grigia poco compatta e molto plastica, colore 2,5Y 4/1, effervescenza 2-3;

340 cm – 375 cm: argilla grigia compatta, colore 2,5Y 4/1, sporadiche concrezioni (millimetriche, 5-6%), effervescenza 2-3;

375 cm – 420 cm: argilla biancastra, molto compatta, sovra consolidata, con diffuse concrezioni (millimetriche, 15%), effervescenza 4, superficie LGM.

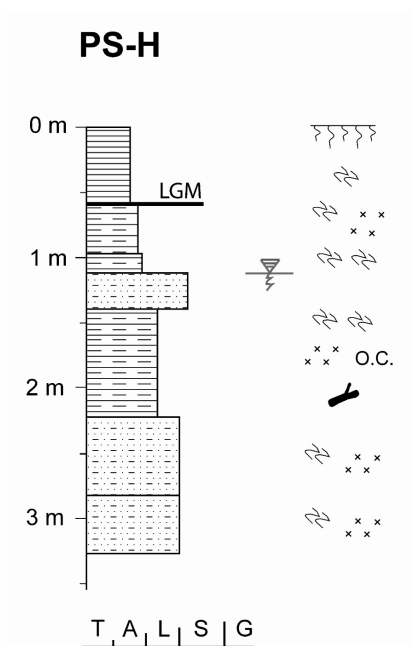
Ubicazione:

territorio comunale di Gazzo Veronese (VR), circa 5 km a sud-est del centro di Maccacàri (Gazzo Veronese), e circa 3 km ad ovest del sito Castello del Tartaro.

Latitudine: 45° 6' 60" N

Longitudine: 11° 11' 21" E

Quota s.l.m.: 9,5 m



0 cm – 60 cm: terreno agrario argilloso, colore 10YR 4/2, screziature (10YR 5/8, 5 mm, 5%), effervescenza 4;

60 cm – 95 cm: argilla limosa grigio chiara, colore 5Y 7/1, screziature (10YR 6/8, 5-6 mm, 20-25%), concrezioni (millimetriche, 15-20%), effervescenza 4, superficie LGM;

95 cm – 110 cm: argilla molto limosa grigio chiara, molto plastica, colore 5Y 7/1, screziature (10YR 6/8, 5-6 mm, 20-25%), concrezioni (fino a 1 cm, 15%), effervescenza 4;

110 cm – 140 cm: sabbia medio-grossolana limosa, colore 2,5Y 6/2, effervescenza 4; falda a 110 cm;

140 cm – 220 cm: argilla limosa debolmente sabbiosa, sovra consolidata, colore GLEY 1 7/N-10Y, screziature (5Y 6/6, 5-6 mm, 30%), concrezioni tenere (da millimetriche a centimetriche, 5-6%), effervescenza 4, presenza di frammenti di carbone tra 210 cm e 220 cm;

220 cm – 280 cm: sabbia medio-fine limosa, abbastanza compatta, colore 2,5Y 5/3, screziature (5Y 6/6, 4-6 mm, 20%), concrezioni diffuse, effervescenza 4;

280 cm – 325 cm: sabbia medio-fine limosa, sciolta, colore 2,5Y 5/3, screziature (5Y 6/6, 4-5 mm, 15%), concrezioni diffuse, effervescenza 4.

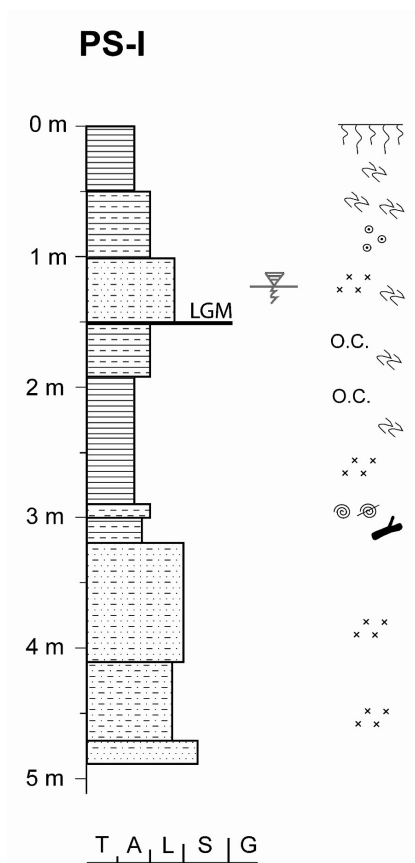
Ubicazione:

circa 1 km ad est del punto PS-H.

Latitudine: 45° 6' 53" N

Longitudine: 11° 12' 2" E

Quota s.l.m.: 9,1 m



0 cm – 50 cm: terreno agrario argilloso, colore 10YR 4/2, screziature (10YR 5/8, 5 mm, 5%), effervescenza 4;

50 cm – 100 cm: limo argilloso, fortemente screziati, comuni ossidi di ferro e di manganese, limite inferiore graduale, effervescenza 4;

100 cm – 150 cm: limo sabbioso in alternanza centimetrica con sabbie limose, colore grigio chiaro-biancastro, screziature (2,5Y 6/8, 5-6 mm, 15-20%), concrezioni (2-3, 15%, 20-25% tra circa 140 cm e 150 cm), effervescenza 4; falda a 120 cm;

150 cm – 190 cm: limo argilloso (argilla >20-25%), sovraconsolidato, colore 2,5Y 7/2, screziature (2,5Y 6/4-6, 2-3 mm, 15%), limite inferiore netto, effervescenza 4; superficie LGM;

190 cm – 290 cm: argilla grigio-azzurrina, sovra consolidata, screziature (2,5Y 6/6, 5-6 mm, talvolta abbondanti in alcuni livelli centimetrici), concrezioni tenere diffuse, limite inferiore netto, effervescenza 4;

290 cm – 295 cm: limi molto debolmente organici, colore 2,5Y 6/2, presenza di frammenti rari di gasteropodi continentali, effervescenza 4;

295 cm – 310 cm: limi argillosi debolmente sabbiosi grigio-marroncini, passanti a limi sabbiosi e sabbie limose, colore 2,5Y 6/2, presenza di frammenti rari di gasteropodi continentali, limite inferiore graduale, presenza di frammenti di carbone (probabilmente radici carbonificate), effervescenza 4;

310 cm – 405 cm: sabbie limose e sabbie fini (diametro massimo 200 μ), debolmente ossidate, limite inferiore graduale, effervescenza 4;

405 cm – 470 cm: alternanze pluricentimetriche di limi sabbiosi e sabbie limose grigie, effervescenza 4;

470 cm – 485 cm: sabbie debolmente limose grigie, laminate, effervescenza 4.

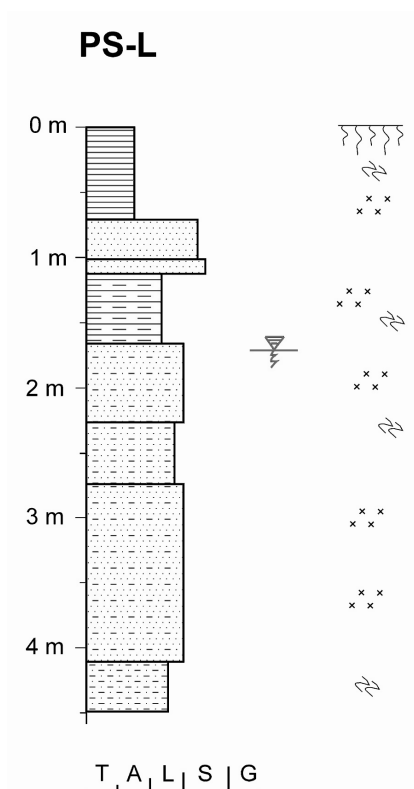
Ubicazione:

territorio comunale di Cerea (VR), circa 1 km a nord-ovest del sito Castello del Tartaro, in località Castello.

Latitudine: 45° 7' 6" N

Longitudine: 11° 12' 31" E

Quota s.l.m.: 9,9 m



0 cm – 70 cm: terreno agrario argilloso, screziature diffuse, concrezioni centimetriche, effervescenza 4;

70 cm – 100 cm: sabbia medio-grossolana rimaneggiata, effervescenza 4;

100 cm – 110 cm: sabbia medio-grossolana, effervescenza 4;

110 cm – 170 cm: argilla limosa grigia con sabbia medio-grossolana, molto compatta, screziature diffuse, concrezioni da millimetriche a centimetriche, effervescenza 4;

170 cm – 230 cm: sabbia medio-grossolana debolmente limosa, concrezioni millimetriche diffuse, effervescenza 4; falda a 170 cm;

230 cm – 270 cm: sabbia molto limosa, effervescenza 4;

270 cm – 410 cm: sabbia debolmente limosa, concrezioni millimetriche poco diffuse, effervescenza 4;

410 cm – 450 cm: limo sabbioso, abbastanza compatto, screziature ocra diffuse, effervescenza 4.

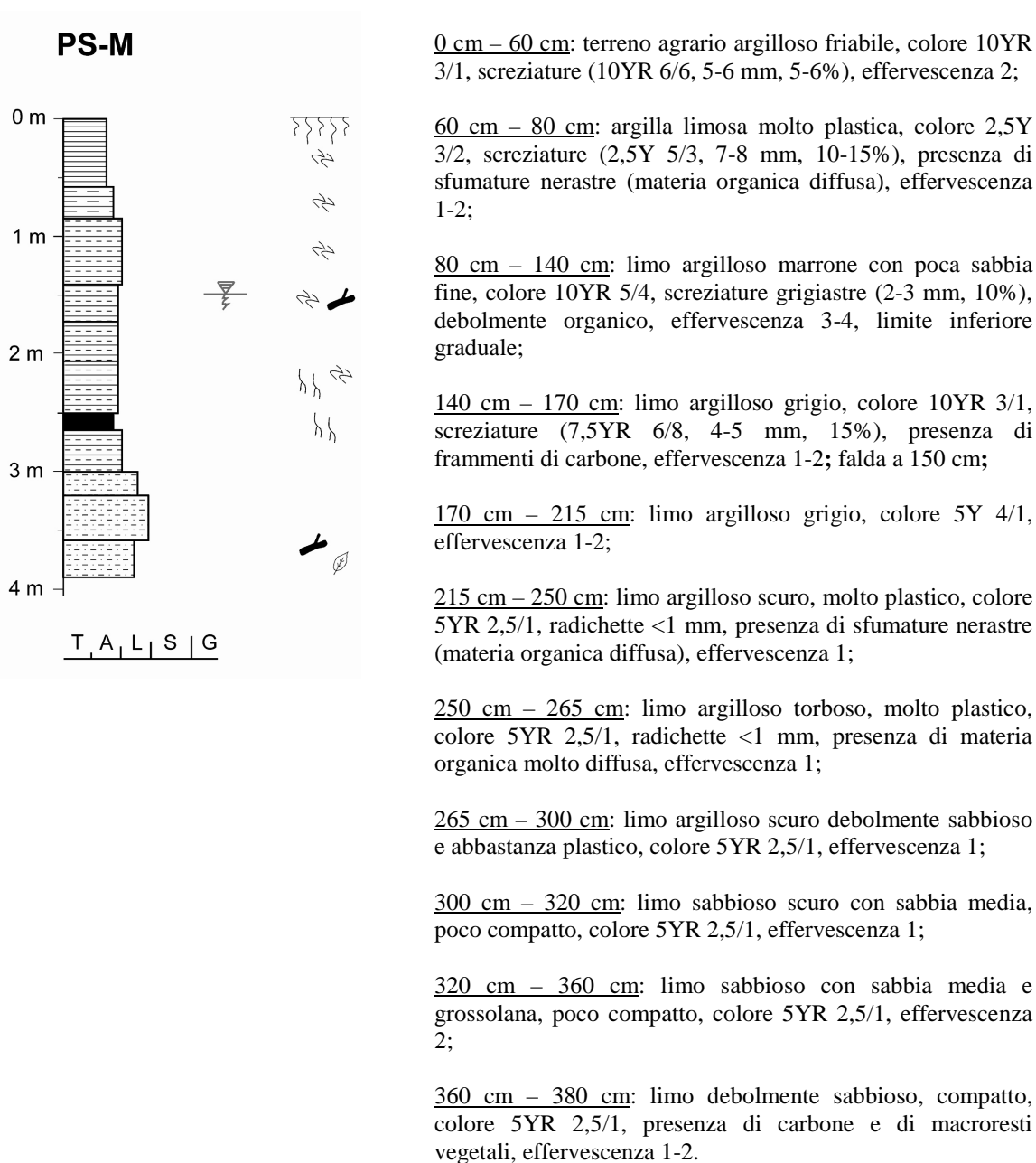
Ubicazione:

territorio comunale di Villa Bartolomea (VR), circa 750 m ad ovest dell'Agriturismo da Claudio, vicino a via Venezia Nuova.

Latitudine: 45° 7' 33" N

Longitudine: 11° 19' 23" E

Quota s.l.m.: 7,6 m



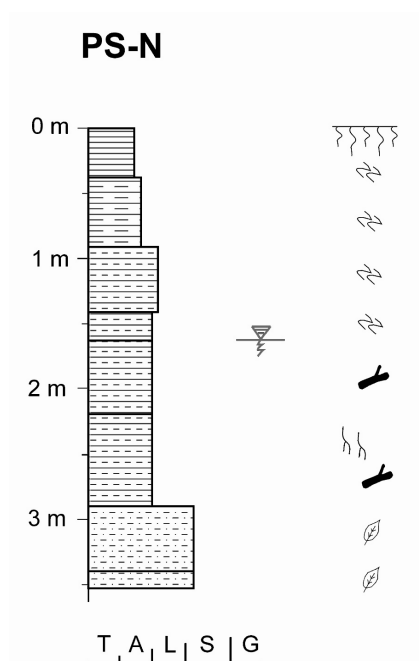
Ubicazione:

territorio comunale di Villa Bartolomea (VR), poco più a nord dell'ubicazione dei punti PS-C e PS-D.

Latitudine: 45° 7' 42" N

Longitudine: 11° 18' 12" E

Quota s.l.m.: 7,8 m



0 cm – 45 cm: terreno agrario argilloso friabile, colore 10YR 3/1, screziature (10YR 6/6, 5 mm, 6-7%), effervescenza 2;

45 cm – 90 cm: argilla limosa molto plastica, colore 2,5Y 3/2, screziature (2,5Y 5/4, 4-5 mm, 15-20%), presenza di sfumature nerastre (materia organica diffusa), effervescenza 2;

90 cm – 145 cm: limo argilloso marrone con sabbia fine, colore 10YR 5/4, screziature (2,5Y 5/1, 2-3 mm, 10%), presenza di sfumature nerastre (materia organica diffusa), effervescenza 2;

145 cm – 160 cm: limo argilloso grigio, colore 10YR 3/1, screziature (7,5YR 6/8, 5-6 mm, 20%), effervescenza 1; falda a 160 cm;

160 cm – 220 cm: limo argilloso grigio, colore 5Y 5/1, presenza di frammenti di carbone effervescenza 2;

220 cm – 290 cm: limo argilloso scuro, molto plastico, colore 5Y 4/1, radichette <1 mm, presenza di sfumature nerastre (materia organica diffusa), presenza di frammenti di carbone, effervescenza 1;

290 cm – 340 cm: limo sabbioso con sabbia media, abbastanza compatto, colore 5Y 4/1, presenza di rari macroresti vegetali, effervescenza 2;

340 cm – 355 cm: limo debolmente sabbioso con sabbia media, abbastanza compatto, colore 5YR 2,5/1, presenza di rari macroresti vegetali, effervescenza 1.

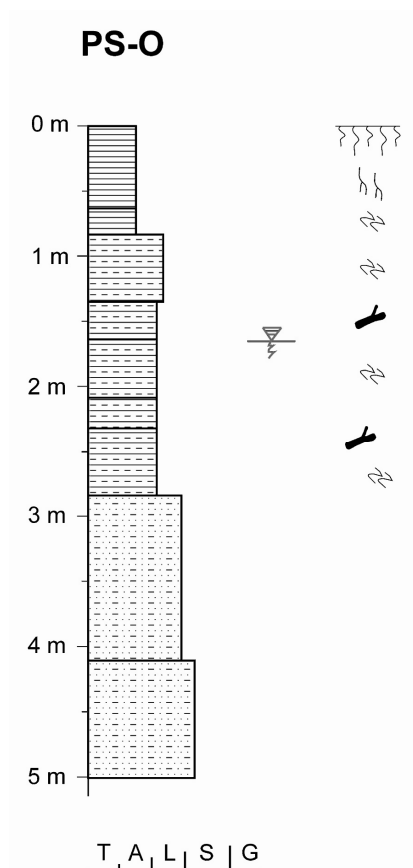
Ubicazione:

territorio comunale di Villa Bartolomea (VR), circa 500 m ad nord-ovest dell'Agriturismo da Claudio, vicino a via Venezia Nuova.

Latitudine: 45° 7' 37" N

Longitudine: 11° 19' 37" E

Quota s.l.m.: 7,8 m



0 cm – 60 cm: terreno agrario argilloso friabile, colore 10YR 3/1, radichette <1 mm, effervescenza 1-2;

60 cm – 85 cm: terreno agrario argilloso scuro friabile, colore 7,5Y 2/1, screziature (2,5Y 4/6, 4-5 mm, 10%), limite inferiore graduale, effervescenza 1;

85 cm – 140 cm: limo argilloso marrone chiaro debolmente sabbioso, compatto, colore 10YR 4/3, screziature (10YR 5/6, 7-8 mm, 7-8%), presenza di sfumature nerastre (materia organica diffusa), effervescenza 3-4;

140 cm – 160 cm: limo argilloso scuro e nerastro, colore 5YR 3/1, materia organica molto diffusa, presenza di carbone tra 150 cm e 160 cm, effervescenza 1;

160 cm – 210 cm: limo argilloso grigio, molto compatto, colore 5Y 4/1, screziature (10YR 5/8, 5-6 mm, 20%), effervescenza 1; falda a 160 cm;

210 cm – 230 cm: limo argilloso scuro e nerastro, poco compatto, colore 5Y 2,5/1, materia organica abbastanza diffusa, effervescenza 1;

230 cm – 285 cm: limo argilloso grigio, colore 2,5Y 4/1, poco compatto e molto plastico, colore 5Y 4/1, screziature (10YR 5/8, 5-6 mm, 7-8%), presenza di rari frammenti di carbone, effervescenza 1-2;

285 cm – 410 cm: sabbia fine e media limosa, abbastanza compatta, colore 2,5Y 3/1, effervescenza 3;

410 cm – 500 cm: sabbia media e grossolana limosa, abbastanza compatta, colore 2,5Y 3/1, effervescenza 2-3.

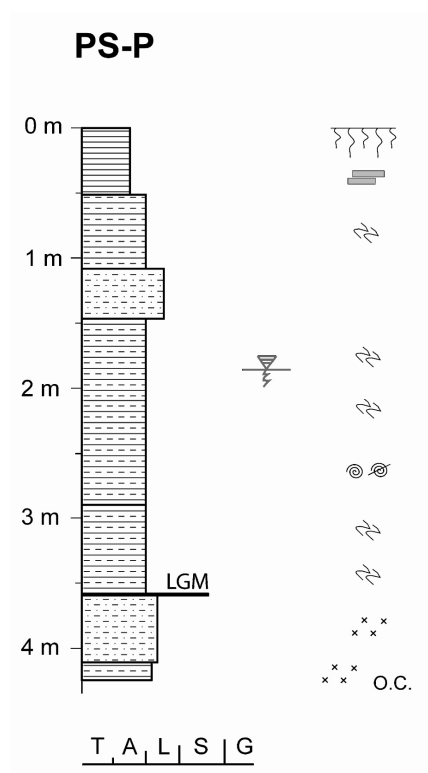
Ubicazione:

territorio comunale di Villa Bartolomea (VR), in prossimità dell'incrocio tra via Beccascogliera e via Argine della Valle.

Latitudine: 45° 7' 60" N

Longitudine: 11° 20' 44" E

Quota s.l.m.: 8,8 m



0 cm – 50 cm: terreno agrario argilloso friabile, colore 2,5Y 4/2, screziature (5YR 5/8, 3-4 mm, 4-5%), presenza di laterizi di riporto, effervescenza 2;

50 cm – 115 cm: limo argilloso, compatto, colore 10YR 3/2, screziature (5YR 5/8, 7-8 mm, 15-20%), effervescenza 3-4;

115 cm – 150 cm: limo grigio debolmente sabbioso, compatto e plastico, colore 2,5Y 4/1, effervescenza 4, limite inferiore graduale;

150 cm – 290 cm: limo argilloso grigio, plastico, debolmente organico, colore 10YR 4/1, screziature (7,5YR 6/8, 4-5 mm, 15%), presenza di frammenti di gasteropodi continentali, effervescenza 4; falda a 180 cm;

290 cm – 360 cm: limo argilloso grigio, abbastanza compatto e plastico, colore 10YR 4/1, screziature (7,5YR 6/8, 4-5 mm, 15%), presenza di sfumature nerastre (materia organica diffusa), effervescenza 3;

360 cm – 410 cm: limo sabbioso con sabbia fine grigio chiaro biancastro, molto compatto, colore 2,5Y 4/1, concrezioni (5-6 mm, 20%), effervescenza 4; superficie LGM;

410 cm – 420 cm: limo argilloso debolmente sabbioso grigio chiaro biancastro, molto compatto e sovraconsolidato, colore 2,5Y 6/1, concrezioni (fino a più di un cm, 25-30%), effervescenza 4.

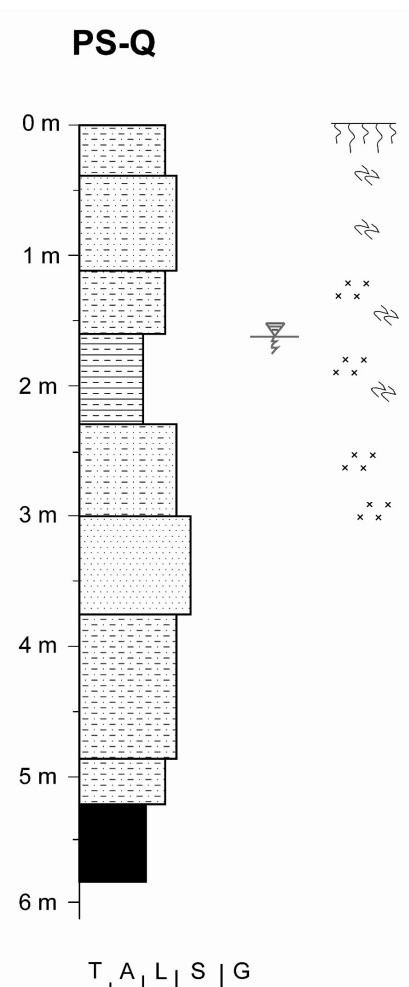
Ubicazione:

territorio comunale di Villa Bartolomea (VR), circa 150 m ad ovest dello Scolo Cagliara, vicino a strada Biolca.

Latitudine: 45° 6' 48" N

Longitudine: 11° 21' 13" E

Quota s.l.m.: 9,3 m



0 cm – 40 cm: terreno agrario limoso-sabbioso con sabbia fine-media, molto friabile, colore 2,5Y 4/3, screziature (10YR 5/8, 4-5 mm, 7-8%), effervescenza 4;

40 cm – 110 cm: sabbia media limosa molto friabile, colore 2,5Y 4/4, screziature (10YR 5/8, 7-8 mm, 15-20%), effervescenza 4;

110 cm – 160 cm: limo sabbioso con sabbia fine, abbastanza plastico e poco compatto, colore 2,5Y 4/4, screziature (10YR 5/8, 3-4 mm, 10%), concrezioni (2-3 mm, 3-4%), effervescenza 3-4, limite inferiore graduale;

160 cm – 230 cm: limo argilloso, molto compatto, colore 2,5Y 4/1, screziature (7,5YR 6/8, 4-5 mm, 7-8%, comuni tra 190 cm e 215 cm), concrezioni (4-5 mm, 30%), effervescenza 1-2; falda a 160 cm;

230 cm – 300 cm: sabbia media limosa, compatta, colore 2,5Y 4/1, concrezioni (4-5 mm, 3-4%), effervescenza 2-3 (tra 230 cm e 270 cm) e 3-4 (tra 270 cm e 300 cm);

300 cm – 375 cm: sabbia media-grossolana, poco compatta, colore 2,5Y 4/1, effervescenza 3;

375 cm – 480 cm: limo sabbioso con sabbia media, plastico e abbastanza compatto, colore 5Y 4/1, effervescenza 3-4;

480 cm – 520 cm: limo sabbioso con sabbia fine, abbastanza plastico e compatto, colore 5Y 4/1, effervescenza 3;

520 cm – 580 cm: materia organica e torba in limo nerastro, colore 2,5Y 2,5/1, effervescenza 1.

5.3 Risultati dell'indagine geofisica

L'analisi del profilo di resistività risultante dalle misure realizzate con lo stendimento GF-1 (**Fig. 5.26**) presenta un range di valori compresi tra 10 e 100 ohm*m. Il profilo mette in luce la presenza di sedimenti poco conduttivi (70 – 100 ohm*m) tra i 20 m ed i 120 m a partire da est. Questo materiale raggiunge una profondità di circa 10 m e corrisponde, in sezione trasversale, al corpo del paleoalveo di Fabbrica dei Soci (**Fig. 5.27**). Questa parte del profilo evidenzia quindi il potente corpo sabbioso del suddetto paleoalveo, confermando quanto riscontrato anche attraverso i sondaggi geognostici del transetto T6.

Il resto del profilo mette in luce, invece, la presenza di un materiale piuttosto conduttivo con una resistività compresa tra 20 e 50 ohm*m (blu e verde scuro in **Fig. 5.26**), riconducibile a depositi fini limo-argillosi (elettricamente conduttivi). In particolare, l'interfaccia a 40 ohm*m (limite tra blu e verde scuro in **Fig. 5.26**) che si estende fino ai 350 m da est con una profondità intorno ai 5 m, potrebbe corrispondere al top della superficie LGM osservato nel carotaggio T6P6. E' da notare come intorno ai 70 m da est, in mezzo al corpo più resistivo, vi sia una lieve diminuzione di resistività (70 – 80 ohm*m), indice della presenza di un canale residuale visibile anche con il telerilevamento, con litologie più fini rispetto alle limitrofe barre sabbiose (**Fig. 5.27**).

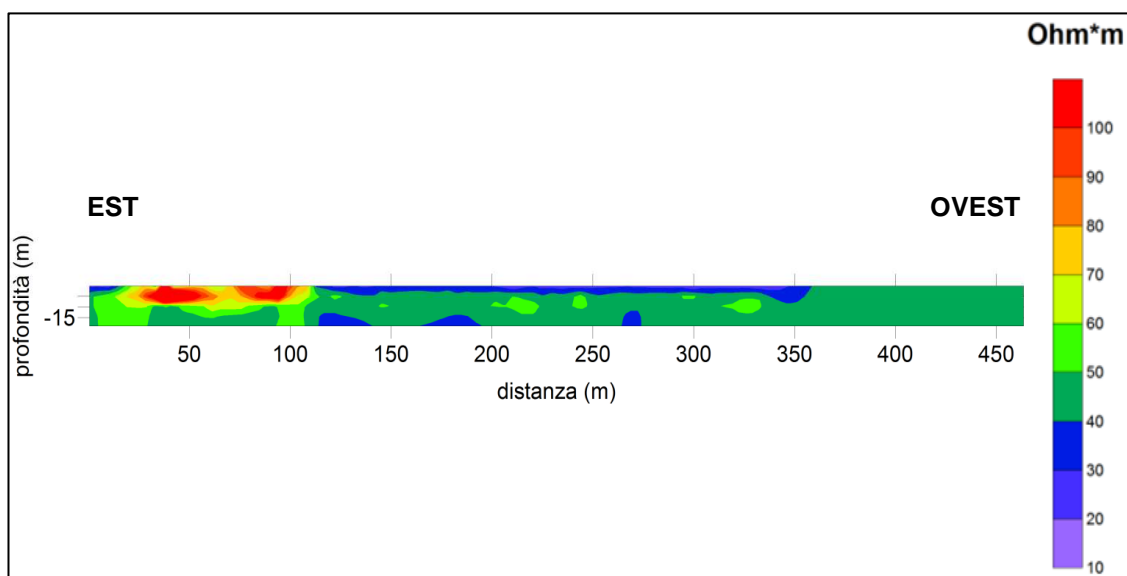


Fig. 5.26 – Profilo di resistività ottenuto dallo stendimento di tomografia elettrica GF-1, eseguito trasversalmente al paleoalveo di Fabbrica dei Soci.

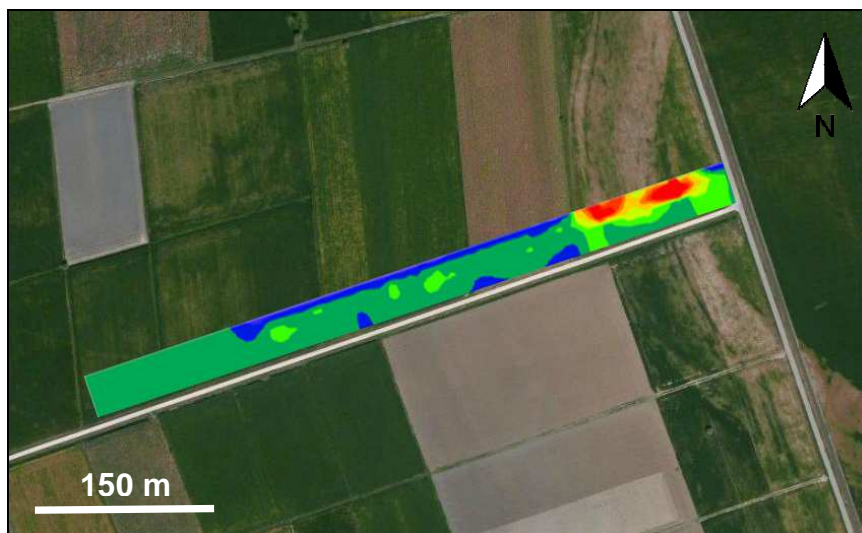


Fig. 5.27 – Sovrapposizione (su immagine tratta da www.flashearth.com) del profilo di resistività dello stendimento GF-1 alla corrispondente sezione del paleoalveo di Fabbrica dei Soci (la stessa indagata dal transetto T6, si veda la Fig. 5.24).

L'analisi del profilo risultante dalle misure realizzate con lo stendimento GF-2 (**Fig. 5.28**) evidenzia un range di resistività compreso tra 0 e 500 $\text{ohm}\cdot\text{m}$, quindi molto più elevato rispetto al profilo precedente. Si tratta pertanto di un sistema caratterizzato da significativi contrasti granulometrici, con depositi che vanno da argille a sabbie ben classate e con scarsa presenza di fini. Anche in questo caso è evidente una marcata variabilità laterale dei corpi sedimentari. Sono in particolare riconoscibili due corpi ad alta resistività, isolati e ben definiti (con valori tra 200 – 500 $\text{ohm}\cdot\text{m}$, in **Fig. 5.28**), localizzabili rispettivamente tra 0 m e 40 m, e tra 90 m e 160 m, entrambi con una profondità di circa 5 m rispetto al piano campagna.

Di questi due corpi più resistivi, quello più esteso corrisponde in sezione trasversale a buona parte del paleoalveo di Fabbrica dei Soci (**Fig. 5.29**), evidenziandone una consistente presenza di sabbie poco conduttive che si estendono fino al suo limite occidentale. In mezzo a tale corpo resistivo, si osserva una lieve diminuzione di resistività tra 100 e 250 $\text{ohm}\cdot\text{m}$ (colore blu e verde) probabilmente corrispondente alla presenza di un canale residuale (non visibile in **Fig. 5.29**).

Il resto della sezione trasversale del paleoalveo indagato è costituito invece da un materiale più conduttivo (0 – 50 $\text{ohm}\cdot\text{m}$), probabilmente legato a depositi di canale residuale estesi fino alla sua sponda orientale, con una significativa presenza di sedimenti elettricamente più conduttivi (limi e argille).

Il corpo molto resistivo posto a est, con minor estensione laterale, è localizzato appena al di fuori del paleoalveo (**Fig. 5.29**), e potrebbe corrispondere ad un elemento minore quale un canale di rotta tagliato in sezione obliqua, oppure un corpo sabbioso di una piccolo ventaglio di rotta, che si diparte dalla sponda orientale del paleoalveo di Fabbrica dei Soci. Purtroppo nelle immagini telerilevate a disposizione non sono visibili tracce che possano aiutare nell'interpretazione.

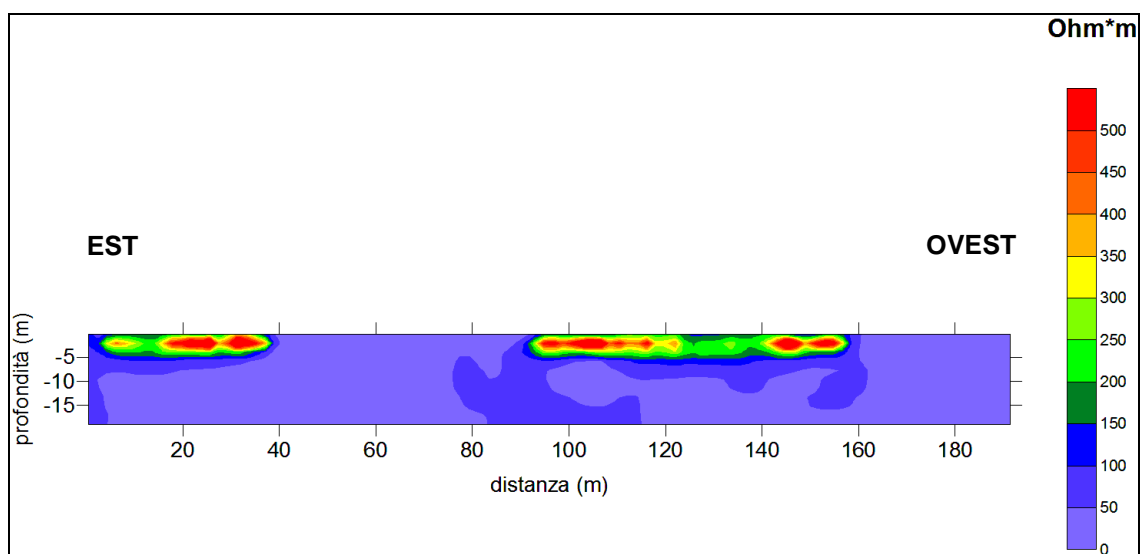


Fig. 5.28 – Profilo di resistività ottenuto dallo stendimento di tomografia elettrica GF-2, eseguito trasversalmente al paleoalveo di Fabbrica dei Soci.

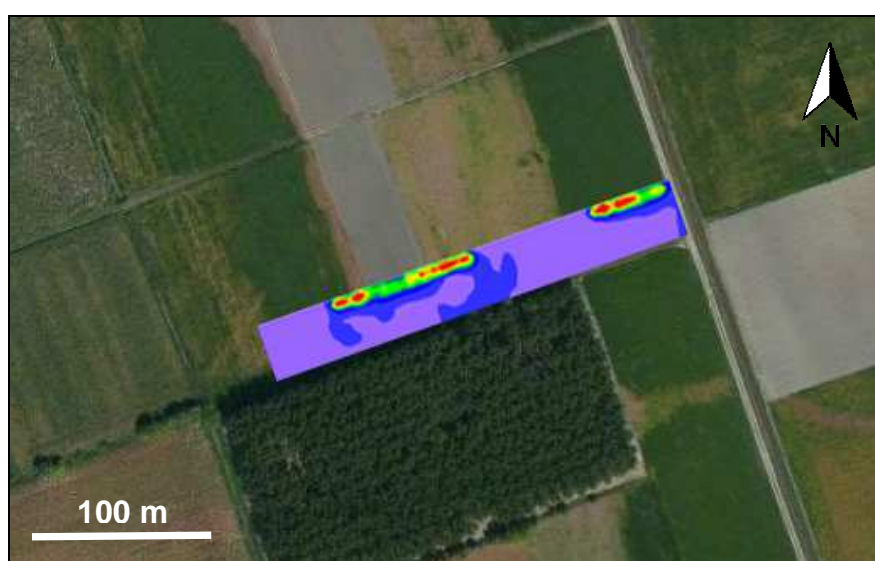


Fig. 5.29 – Sovrapposizione (su immagine tratta da www.flashearth.com) del profilo di resistività dello stendimento GF-2 alla corrispondente sezione del paleoalveo di Fabbrica dei Soci.

6. DISCUSSIONE

In questo capitolo vengono discussi ed argomentati i nuovi dati, ottenuti da questo lavoro di tesi, alla luce del confronto con le numerose conoscenze bibliografiche precedentemente ottenute grazie soprattutto ai lavori di ricerca geoarcheologica eseguiti sul territorio delle Valli Grandi Veronesi.

6.1 Dati sulla pianura post-LGM

6.1.1 Direttrici atesine

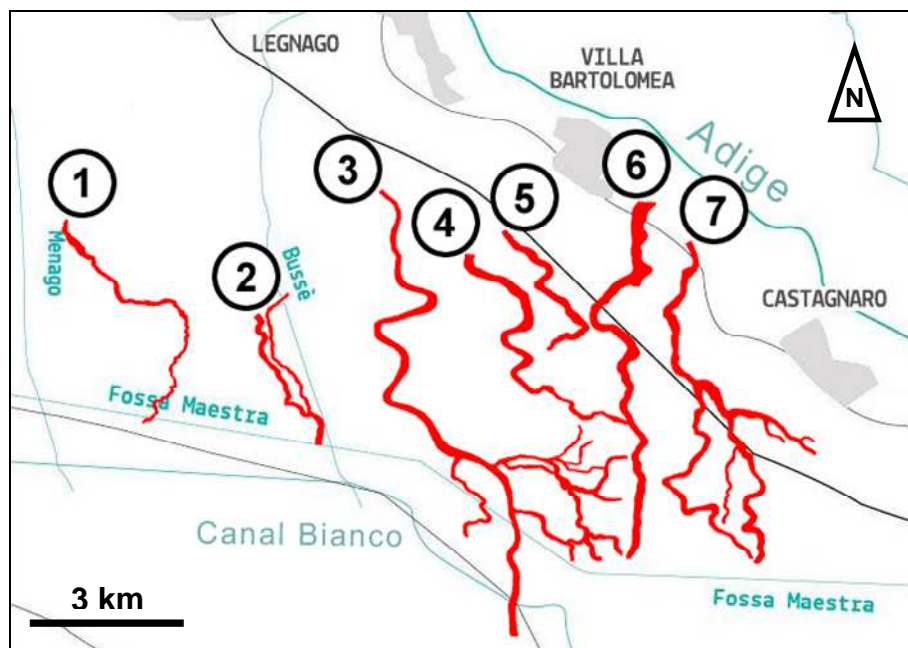


Fig 6.1 – Carta semplificata di tutte le principali direttrici fluviali individuate grazie alla analisi della fotointerpretazione delle Valli Grandi Veronesi; 1: fascia di Ponte Moro, 2: fascia di Perteghelle-Fondo Paviani (a sinistra) e del Bussè (a destra), 3: fascia di Fabbrica dei Soci, 4: fascia di Vallette, 5: fascia di Vallazza, 6: fascia dello Scolo Cagliari, 7: fascia di Casa Massaua.

L'attività di rilevamento geomorfologico tramite fotointerpretazione ha portato alla individuazione di una cospicua paleoidrografia relitta (originata sia dall'Adige, sia

dai fiumi di risorgiva), con l'identificazione di paleoalvei principali e minori che si sono sviluppati nel territorio di studio. In questo paragrafo vengono descritte le caratteristiche geomorfologiche e litologiche principali delle diverse direttrici atesine protostoriche e storiche. Per favorire una comprensione più chiara e scorrevole delle descrizioni che seguono nel testo, le diverse fasce di canale (*channel belts*) sono state rappresentate e numerate su carta topografica semplificata (**Fig. 6.1**).

Fascia di canale Fabbrica dei Soci (FdS)

L'elemento geomorfologico più importante all'interno delle Valli Grandi Veronesi è la fascia di canale di Fabbrica dei Soci (fascia n°3 in **Fig. 6.1**). Le sue tracce, individuate grazie al telerilevamento, sono molto ben visibili lungo tutto il suo corso e si estendono all'incirca dalla località Corte Lazise fino ad 1,5 km a sud del Canal Bianco, nei pressi di San Pietro Polesine (RO), per una lunghezza totale di circa 9 km in direzione SSE e con una larghezza media intorno ai 110 m.

Il paleoalveo di FdS si presenta piuttosto sinuoso, con ampi meandri soprattutto nel suo tratto più settentrionale. L'indice di sinuosità (I_s), che è il rapporto fra la distanza misurata lungo l'asse dell'alveo e la distanza misurata lungo l'asse della valle (Surian *et alii*, 2009) è di circa 1,3 mentre i raggi di curvatura massimo e minimo dei meandri sono di 315 m e 130 m. Il percorso è inizialmente orientato in direzione N-S, e poco prima della Fossa Maestra devia visibilmente verso N-E, probabilmente seguendo un gradiente di pendenza orientato lungo la stessa direzione.

La deviazione dovuta alla pendenza e al richiamo del corso d'acqua in una zona più depressa sembrerebbe essere testimoniata anche dalla formazione di un ampio ventaglio fluviale che si estende per quasi 3 km verso est, per poi fermarsi in prossimità dell'attuale Scolo Cagliara (la fascia n°6 in **Fig. 6.1**). Tale ventaglio è molto complesso ed articolato, e le sue ampie dimensioni non lo rendono del tutto assimilabile ad un crevasse splay. Nonostante nella zona in cui si è sviluppato non vi siano dati stratigrafici di depositi lacustri precedenti alle rotte, che possano dimostrare una situazione deltizia, è ipotizzabile che nella sua area di sviluppo vi fosse comunque uno specchio d'acqua, anche se questo aveva sicuramente un'altezza limitata, pari al massimo a quella degli argini naturali del dosso di FdS (da 1 m a 1,5 m circa). Pertanto, è ipotizzabile si trattasse di una zona acquitrinosa e si può quindi pensare che tale ventaglio fluviale laterale sia un piccolo delta interno palustre.

Il ramo principale prosegue poi verso sud e ad esso si sovrappongono il sito di Fabbrica dei Soci e gli attuali corsi della Fossa Maestra e Canal Bianco; l'estensione di questa fascia di canale è evidentemente indice del fatto che il dominio del fiume atesino si è spinto oltre il punto più basso delle Valli Grandi Veronesi (rappresentato dal corso del vecchio Tartaro, l'attuale Canal Bianco) e che il dominio dell'Adige ha interferito, in passato, con il dominio del Po.

Il paleoalveo di FdS presenta dei limiti particolarmente netti, così come spiccano le importanti tracce più scure dei canali residuali interni e soprattutto di molte barre laterali di meandro, piuttosto visibili rispetto al resto delle altre direttrici atesine abbandonate. Sono inoltre presenti tracce inequivocabili di rotte fluviali, delle quali in tutti i casi è possibile individuare con precisione il punto di origine; le rotte fluviali si presentano molto larghe e regolari nel loro sviluppo, con limiti abbastanza netti ed evidenti, soprattutto nella zona del delta interno succitato. Sono in esse presenti ampi ed articolati canali di rotta che si sviluppano con struttura dendritica, ortogonalmente all'elemento fluviale principale.

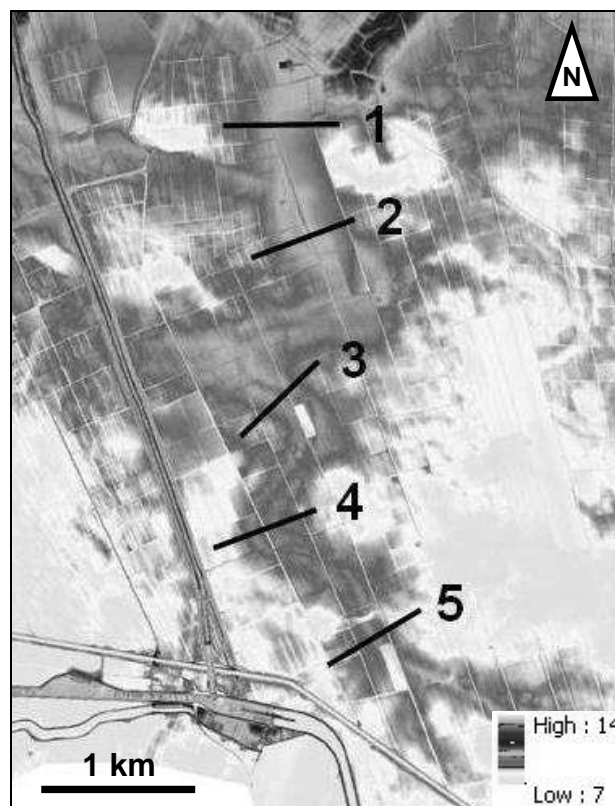
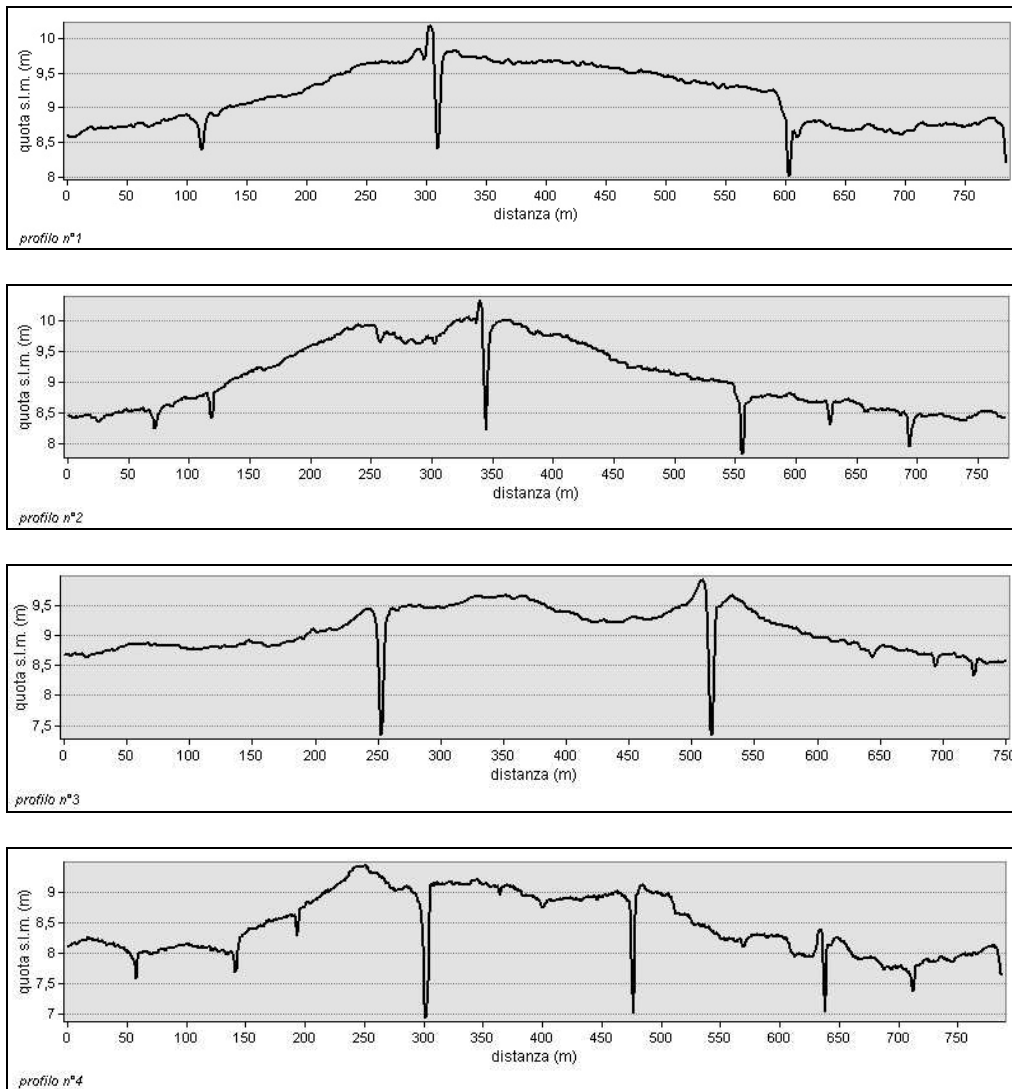


Fig 6.2 – Ubicazione dei cinque profili trasversali al dosso di FdS, estrapolati dal DTM; i cinque profili sono riportati in Fig. 6.3.

La fascia di canale di FdS, all'esame del DTM da LiDAR, presenta inoltre un dosso ben sviluppato che contiene il paleoalveo descritto. Utilizzando la funzione "3D Analyst", presente nel software ArcMap 10.2[®], è stato possibile analizzare diversi profili topografici sul DTM a disposizione, tutti orientati ortogonalmente al dosso di FdS (precedente **Fig. 6.2**); di seguito ne vengono riportati cinque (**Fig. 6.3**), che coprono l'estensione del dosso da nord a sud, distanziati tra loro di circa 700-800 m. Tali profili sono sufficientemente rappresentativi per mostrare come il dosso in esame, da nord a sud, mantenga un rilievo altimetrico piuttosto costante, intorno a 1,5 m rispetto alla piana circostante. Anche in questo caso, così come per i successivi profili, è stato adottato un fattore di esagerazione verticale di circa 100X, per consentire di apprezzare maggiormente la morfologia degli elementi dossivi.



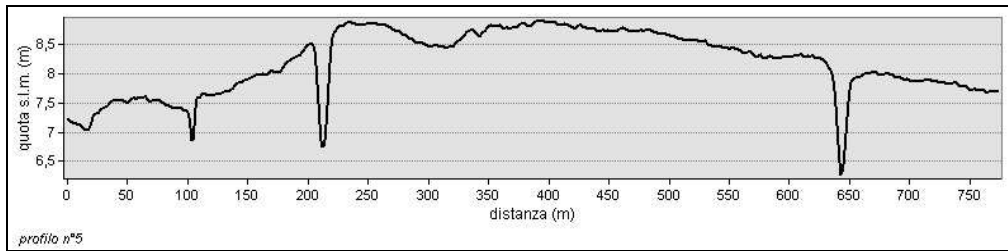


Fig 6.3 – Cinque profili trasversali al dosso di FdS, che ne mettono in evidenza il rilievo altimetrico abbastanza costante rispetto alla piana circostante; i profili sono ordinati dal più settentrionale (profilo n°1) al più meridionale (profilo n°5).

Il paleoalveo ed il dosso di FdS sono stati investigati anche tramite il rilevamento di campagna; i transetti T4, T5 e T6, infatti, hanno riguardato l'indagine di elementi appartenenti a questa direttrice fluviale. In particolare, il T6 attraverso il ramo principale ha messo in luce un potente corpo fluviale molto sabbioso, con sabbie medio-grossolane, poco organiche e abbastanza carbonatiche (carattere tipico delle sabbie atesine), dove anche il canale residuale (interessato dal sondaggio T6P2) risulta particolarmente sabbioso.

La stessa litologia a prevalenti sabbie grossolane la si rinviene nel T4, effettuato attraverso una piccola diramazione minore del suddetto delta interno, ed il T5, che ha investigato una rotta fluviale di tale delta interno. Questo testimonia che la direttrice atesina in questione doveva ospitare un paleo-Adige di notevole energia idraulica. In due sondaggi di T5 e di T6 si rinvennero strati a forte componente organica (intorno ai 3,5 m dal piano campagna), probabili testimoni dell'antico suolo su cui il dosso si è sviluppato.

Per quanto concerne infine l'indagine geofisica, il profilo di resistività relativo allo stendimento GF-1 (effettuato lungo la sezione del transetto T6) conferma sostanzialmente quanto riscontrato nei sondaggi geognostici del suddetto transetto, evidenziando inoltre come il potente corpo sabbioso relativo a questa sezione del paleoalveo di FdS si approfondisca per circa 10 metri al di sotto del piano campagna. Il profilo relativo allo stendimento GF-2 (2,5 km più a sud di GF-1) mostra invece come il paleoalveo sia formato da due unità diverse dal punto di vista della resistività, e quindi probabilmente anche dal punto di vista litologico. I valori massimi di resistività nel secondo profilo sono molto più alti che nel primo. Ciò suggerisce la presenza di depositi sabbiosi meglio classati e con minore matrice fine in questa sezione del paleoalveo

rispetto alla sezione indagata con GF-1. Il paleoalveo di FdS mostra quindi significative variazioni litologiche nel suo sviluppo da monte verso valle. L'assenza di sondaggi geognostici lungo lo stendimento GF-2 non permette tuttavia di avere un riscontro diretto e di proporre quindi ulteriori considerazioni in merito.

Fasce di canale Vallette (Vtt) e Vallazza (Vzz)

Lo studio dell'area ha portato all'identificazione di due paleoalvei che, in base alla bibliografia disponibile, non risultano essere stati mai cartografati durante gli studi precedenti sull'area delle Valli Grandi Veronesi. Non compaiono, per esempio, nella fotointerpretazione eseguita da Ferri (Balista *et alii*, 1992, **Fig. 2.17**). La fotointerpretazione eseguita per il presente studio mostra la presenza di due strutture fluviali nastriformi posizionate nello spazio tra il dosso di Fabbrica dei Soci e il dosso dello Scolo Cagliari. Dei due paleoalvei, quello più ad ovest (in assenza di altri nomi ufficiali ed in accordo con i toponimi presenti sulla carta IGM 1:25.000), viene qui indicato col nome di *Vallette*, mentre quello più ad est con il nome di *Vallazza* (rispettivamente fascia n°4 e n°5 in **Fig. 6.1**). I due paleoalvei sono di difficile identificazione sulle immagini telerilevate, poiché i loro limiti e la loro morfologia risultano spesso occultati e poco chiari in alcuni tratti; tuttavia, gli elementi visivi sono stati sufficienti per tracciarne almeno in parte il loro andamento.

Il paleoalveo Vtt presenta un indice di sinuosità pari a 1,2 con raggi massimo e minimo di curvatura dei meandri pari a circa 410 m e 60 m. Si estende in direzione NW-SE dalla località Le Vallette fino in prossimità di via Motta (Villa Bartolomea, VR), dove incontra il paleoalveo dello Scolo Cagliari. Le tracce visibili del paleoalveo di Vallette si fermano proprio in corrispondenza del Cagliari; tale considerazione, unitamente alla presenza di tracce di antiche strade romane e centuriazioni che attraversano il paleoalveo stesso, consentono di attribuirgli un'età pre-romana. Lungo il tratto finale sono visibili alcune tracce di rotte fluviali di estensione molto ridotta e purtroppo difficilmente delineabili, che sembrano comunque avere origine dal paleoalveo in esame.

Ancora più povere sono invece le informazioni in merito al paleoalveo Vzz, la cui visibilità sulle fotografie aeree è ancora più limitata rispetto al precedente. Si estende sempre in direzione NW-SE per un totale di 2,5 km, dalla località Vallazza fino a lambire le sponde dello Scolo Cagliari in prossimità di via Traversa Nuova (Villa

Bartolomea, VR), dove sembra piegare verso SW. Il suo indice di sinuosità è stimato intorno a 1,1 con raggi di meandro massimo e minimo di circa 104 m e 75 m.

Entrambi i paleoalvei descritti hanno una larghezza massima che non supera i 140 m nei settori più larghi, e sono in entrambi presenti tracce più scure (non sempre continue) di canale residuale, che ne seguono l'andamento. L'esame con il DTM non aggiunge importanti informazioni, poiché in entrambi i casi i paleoalvei non possiedono dei dossi ben definiti ma solamente accennati, probabilmente ulteriormente limitati dagli spianamenti agrari recenti. Sulla base della loro direzione, delle caratteristiche morfologiche e plano-altimetriche, le fasce di canale Vtt e Vzz sono verosimilmente attribuibili all'Adige. Tuttavia i dati di terreno relativi a queste due direttrici sono quasi assenti e, quindi, sarebbe interessante raccogliere nuove informazioni stratigrafiche e cronologiche.

Fascia di canale dello Scolo Cagliara (SCg)

Il paleoalveo dello Scolo Cagliara (fascia n°6 in **Fig. 6.1**) si trova circa 3 km ad est del paleoalveo di FdS e si estende in direzione N-S dall'abitato di Villa Bartolomea (VR) avvicinandosi al Canal Bianco. Le sue tracce verso nord sono obliterate in prossimità del centro abitato, sia per antropizzazione sia per la recente sedimentazione connessa all'attività dell'Adige attuale, che si sovrappone ad esso. Nel suo tratto più settentrionale appare leggermente sinuoso, mentre si sviluppa in modo più rettilineo nel suo tratto finale; l'indice di sinuosità è stimato intorno a 1,1. In prossimità del Canal Bianco, esso sembra confluire in un paleoalveo con orientamento WNW-ESE, un probabile antico ramo del Fiume Tartaro.

La particolarità di questa direttrice atesina consiste nel fatto che al suo interno vi scorre un piccolo canale, chiamato Scolo Cagliara, probabile residuo dell'antica attività del corso d'acqua. La conservazione della morfologia del suo paleo-canale è spiegabile con la rapida occupazione del canale relitto da parte di acque di risorgiva, forse a seguito di una disattivazione per avulsione verificatasi a monte del tratto oggi visibile. Non è tuttavia escludibile che la disattivazione di questo ramo atesino e che la rioccupazione del canale siano stati indotti artificialmente. Lo Scolo Cagliara segue perfettamente lo sviluppo del paleoalveo, fino a sfociare nel Canal Bianco.

Il paleoalveo SCg, lungo i suoi 6,5 km di sviluppo longitudinale presenta una larghezza difficile da valutare, in quanto l'attuale uso del suolo e la costruzione di argini

artificiali e strade, lungo gli argini naturali originari, ne mascherano spesso le tracce paleoidrografiche. Esso è ben noto nella letteratura geoarcheologica (ad es. Balista *et alii* 1992), nella quale si ipotizza un'età pre-romana o romana di questa direttrice. Come già descritto in precedenza (capitolo 2.5) infatti sembra che lo stesso divida il territorio in esame in due settori, uno a est ed uno a ovest, nei quali le centuriazioni romane dei campi sono orientate in modo differente, condizionando quindi la disposizione degli stessi. Nelle immagini telerilevate sono (scarsamente) riconoscibili anche alcune rotte fluviali con canali di rotta, sia in destra che in sinistra idrografica, caratterizzate però da una geometria poco definita.

Le rotte fluviali inoltre, secondo le interpretazioni di Marcolongo e Zaffanella (1987), sembrano ricoprire parzialmente alcune tracce di centuriazione romana, a testimonianza del fatto che il paleoalveo si sia probabilmente riattivato anche successivamente all'età romana. Considerando che le tracce del delta interno palustre di FdS terminano presso la fascia SCg, è verosimile l'ipotesi che esse siano state obliterate dal più recente deposito di quest'ultimo. Tuttavia, i dati attualmente disponibili non escludono la possibilità che il paleoalveo SCg avesse avuto un'attivazione anche in epoca protostorica.

Il confronto con il DTM permette di verificare che la fascia SCg comprende un dosso ben evidente lungo tutto il corso del paleoalveo; anche in questo caso vengono riportati cinque profili topografici (**Fig. 6.4, Fig. 6.5**) il cui studio mette in evidenza come, da nord a sud, lungo la sua estensione il dosso in esame abbia un rilievo altimetrico molto variabile, da 1 m fino a 3 m di dislivello con la piana circostante (differenziandosi dal dosso di FdS). Inoltre, i profili n°4 e n°5 mettono in evidenza il fatto che il tratto finale del dosso ha una morfologia molto più netta e stretta, con versanti molto regolari e dislivelli maggiori, forse legata anche a rimodellamenti antropici.

Infine, i carotaggi PS-E e PS-F, effettuati a ridosso del lato ad est del dosso del Cagliari, mettono in luce una dominanza di sabbie medie limose e limi sabbiosi, grigiastri e molto carbonatici, costituenti la litologia prevalente dove il dosso si raccorda con la piana circostante.

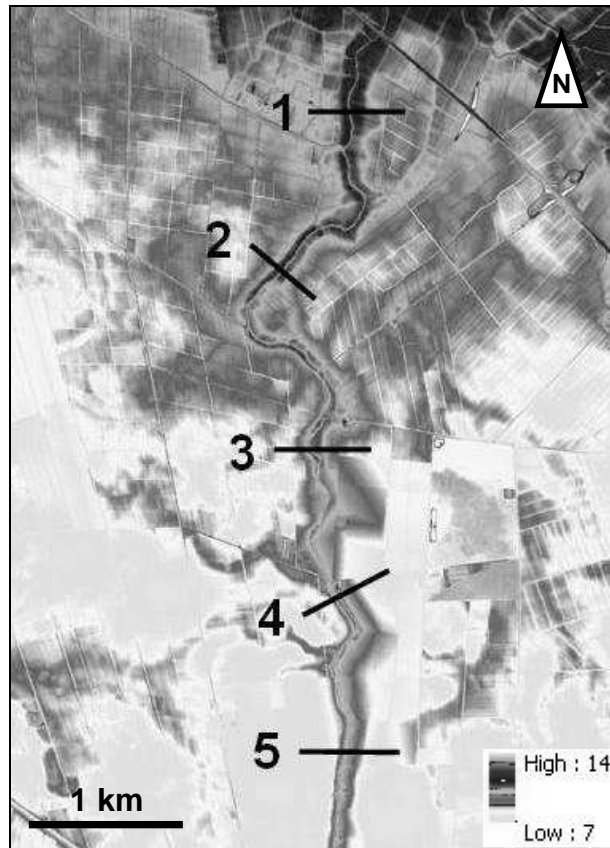
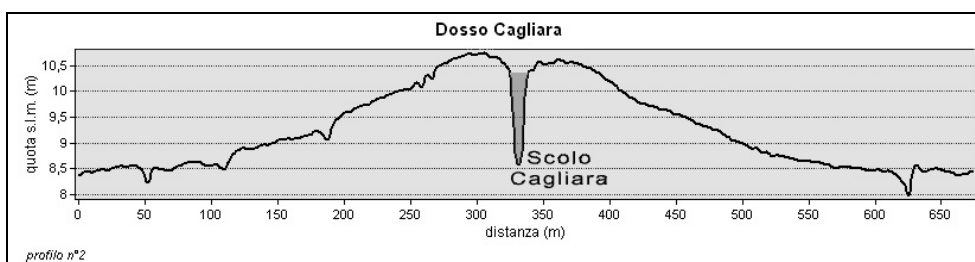
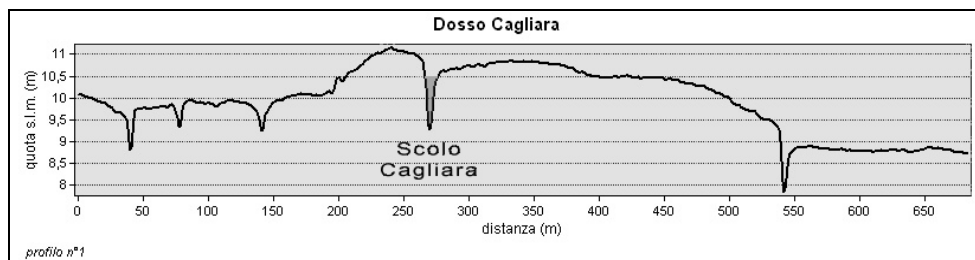


Fig 6.4 – Ubicazione dei cinque profili trasversali al dosso SCg, estrapolati dal DTM; i cinque profili sono riportati in Fig. 6.5.



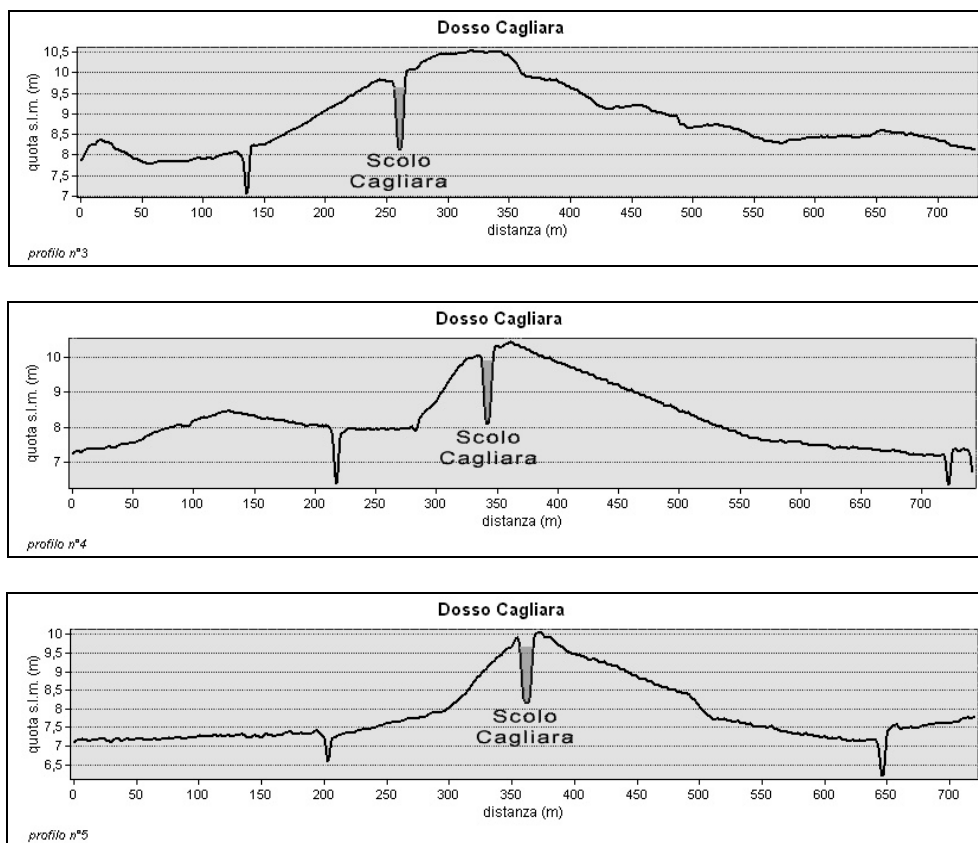


Fig 6.5 – Cinque profili trasversali al dosso SCg, che mettono in evidenza un rilievo altimetrico piuttosto variabile rispetto alla piana circostante, da 1 m fino a 3 m di dislivello; i profili, distanziati di 1,2 km circa, sono ordinati dal più settentrionale (n°1) al più meridionale (n°5).

Fascia di canale Casa Massaua (CMs)

Meno di 1 km più ad est della fascia SCg, si sviluppa la più orientale tra le direttrici atesine abbandonate individuate nel presente lavoro di tesi, ovvero il paleoalveo di Casa Massaua (fascia n°7 in **Fig. 6.1**). Esso prende il nome dalla località omonima attraversata da queste tracce paleoidrografiche. Anche questo elemento è già stato riconosciuto ed investigato da ricerche precedenti, tuttavia le nuove informazioni raccolte, in particolare i dati della ripresa LiDAR, ne permettono una migliore definizione planimetrica.

Il paleoalveo, di larghezza media intorno ai 115 m si estende per circa 6 km in direzione N-S, quasi parallelamente al SCg, tuttavia presenta diverse diramazioni sia in destra che in sinistra idrografica; in particolare alla sua sinistra idrografica si sviluppa, per pochi chilometri, un elemento morfologico del tutto simile a quello visto per la

direttrice di FdS, ovvero un ventaglio interno originato dal ramo principale del paleoalveo. Come nel caso citato relativo a FdS, anche questo elemento può essere indotto da richiami vallivi più depressi legati ad un abbassamento del gradiente topografico. Allo stesso modo, per le sue ampie dimensioni e per la complessità del suo sviluppo, il ventaglio non può essere paragonato ad un crevasse splay ma è più probabile che, come per il ventaglio di FdS, si tratti di un piccolo delta interno palustre.

Il paleoalveo ha basso indice di sinuosità, pari a 1,05. Le sue tracce sono sufficientemente evidenti da consentire l'individuazione di diversi canali residuali e alcune tracce di barre laterali, mentre i confini del paleoalveo in certi tratti appaiono più confusi, forse per via del forte rimodellamento causato dalle pratiche agrarie. Gli spianamenti agricoli si possono notare anche tramite l'analisi con il DTM, da cui si nota che la fascia di CMs non presenta un dosso particolarmente accentuato. Solamente nella sua porzione superiore i profili topografici mostrano un dosso rilevato fino a 1 m, ma per più di metà del proprio sviluppo, il paleoalveo in questione poggia su un rilievo appena accennato, con alcune porzioni di terreno chiaramente spianate in modo artificiale (**Fig. 6.6, Fig 6.7**).



Fig 6.6 – Ubicazione dei due profili trasversali al dosso CMs, estrapolati dal DTM; i due profili sono riportati nella successiva Fig. 6.7.

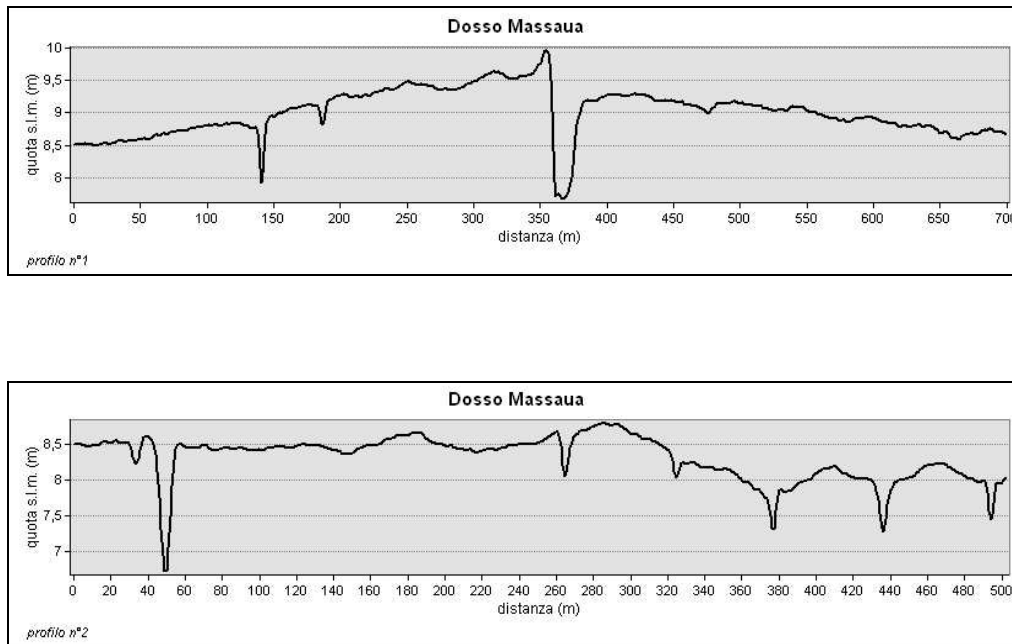


Fig 6.7 – Due profili trasversali al dosso CMs, che mettono in evidenza un dislivello di 1 m nel profilo n°1 (settentrionale) e un dislivello assente o appena accennato nel profilo n°2 (meridionale)

Per valutare effettivamente se lungo la direttrice di CMs era presente il dosso fluviale, sarebbe necessario investigare in dettaglio la stratigrafia e le caratteristiche dei depositi, in modo tale da valutare la presenza e le dimensioni degli eventuali argini naturali.

Secondo le ipotesi di Balista *et alii* (1992), il paleoalveo di CMs doveva essere attivo tra l'età del Bronzo e l'età Romana, probabilmente durante l'età del Ferro. Tuttavia, dato che le direttrici di FdS e di SCg hanno un dosso ben formato e quella di CMs presenta comunque un paleoalveo ben strutturato, si presuppone che anche quest'ultima avrebbe dovuto formare un dosso più sviluppato se fosse contemporanea o successiva alle due direttrici menzionate (**Fig. 6.8**). Le condizioni che governano la formazione dei dossi sono correlate infatti, tra altri fattori idrologici, anche alla posizione del livello di base relativo a cui si raccorda il profilo di equilibrio dell'alveo. Il livello di base può corrispondere al livello del medio mare, alla confluenza in un corso d'acqua maggiore, oppure ad un knickpoint principale nel profilo longitudinale del fiume. Nel caso delle Valli Grandi Veronesi, è possibile che l'avvicinamento verso nord del dosso del Fiume Po abbia avuto influenza sul livello di base delle direttrici atesine, creando una condizione di ostacolo per le stesse e una conseguente tendenza alla formazione di dossi.

Pertanto è ipotizzabile che il dosso di CMs sia poco sviluppato perché durante la sua formazione il dosso del Po si trovava più a sud, in una posizione più distante e meno influente sul livello di base atesino rispetto a quella in cui si trovava durante la formazione delle direttrici di FdS e SCg. Ne consegue che la direttrice di CMs era probabilmente attiva quando il dosso del Po era in una posizione quindi più meridionale, ovvero precedentemente al periodo di attività della direttrice di FdS. Anche questa direttrice fluviale meriterebbe quindi di essere studiata più approfonditamente nelle eventuali ricerche future.

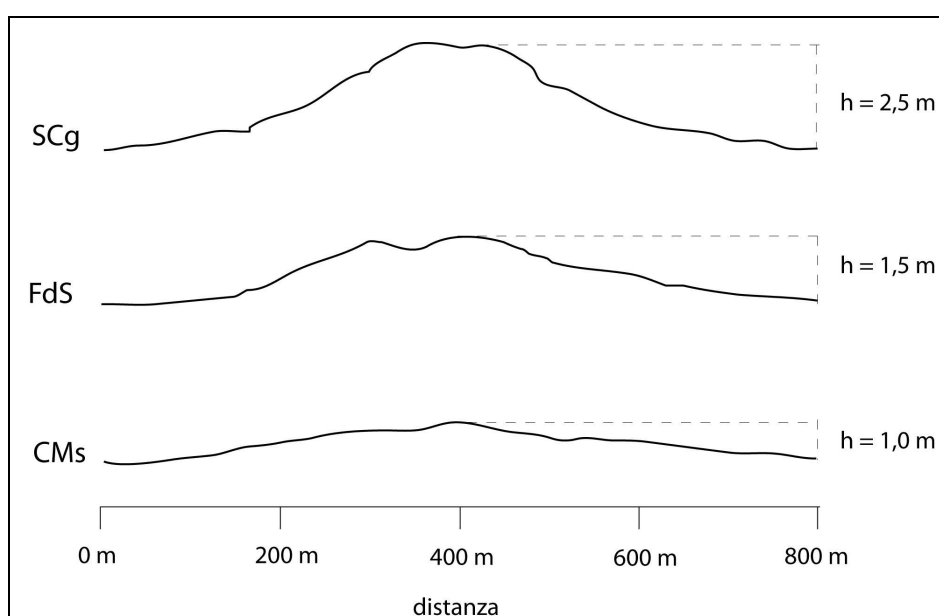


Fig 6.8 – Confronto tra tre profili caratteristici trasversali ai dossi dello Scolo Cagliari (SCg), di Fabbrica dei Soci (FdS) e di Casa Massaua (CMs); si nota facilmente come i primi due siano ben sviluppati rispetto al terzo, solo lievemente accennato.

Considerazioni sulle direttrici atesine

L'attività di fotointerpretazione ha portato a definire quindi un quadro abbastanza completo delle direttrici atesine post-LGM nel settore in destra idrografica dell'attuale Fiume Adige, nonché di comprendere l'importanza degli antichi elementi antropici del territorio per la definizione del loro rapporto cronologico di posteriorità o anteriorità rispetto agli elementi geomorfologici principali.

Come è possibile riscontrare in molti lavori pubblicati (per esempio Balista *et alii*, 2005; Balista *et alii*, 2006) le datazioni assolute di vari manufatti, di competenza

archeologica, sono importanti per definire un rapporto cronologico con i vari elementi del territorio su cui sono stati rinvenuti; allo stesso modo, la datazione al radiocarbonio di materiale organico, può fornire indicazioni cronologiche in merito a ciò che su di essi ha successivamente sedimentato. I diversi campioni di torba e di orizzonti organici, prelevati per questo studio nelle Valli Grandi Veronesi, costituiscono un archivio che potrà essere considerato per datazioni radiocarboniche nell'ambito di future ricerche più mirate nel territorio in esame.

In base ai dati ricavati dalla letteratura e dalle considerazioni effettuate, si può concludere che le direttrici atesine post-LGM in destra Adige ricoprono sicuramente un arco temporale di attività fluviale compresa almeno tra l'età del Bronzo e l'età Romana. Da questa evidenza è possibile ipotizzare che l'evoluzione dell'Adige precedente a tale intervallo temporale si sia sviluppata o lungo l'alveo attuale (che quindi si sarebbe formato precedentemente al suo sviluppo odierno), o lungo direttrici presenti nel settore in sinistra idrografica del fiume atesino. E' da ricordare comunque che dalla tarda età del Bronzo fino all'alto Medioevo era attiva anche la direttrice Montagnana-Este (Marcolongo, 1987; Balista, 2004; Piovan *et alii*, 2010); solo successivamente l'Adige si è incanalato lungo l'alveo attuale, in seguito a consistenti sconvolgimenti climatici e fenomeni di rotta.

Il lavoro di fotointerpretazione ha portato a fare un'ulteriore considerazione, ovvero che i vari paleoalvei delle direttrici atesine nelle Valli Grandi Veronesi, lungo la totalità della loro estensione presentano tutti una larghezza minore rispetto alle larghezze attuali del Fiume Adige (nel suo tratto in pianura distale). Questa diversità si potrebbe spiegare ipotizzando semplicemente che le direttrici individuate siano dei rami di diversione secondari del fiume atesino e quindi più piccoli, formatisi dal ramo principale di Montagnana-Este, attivo durante tutto il periodo di attività delle direttrici in esame.

Da sottolineare come lo sviluppo dell'Adige sia stato evidentemente influenzato dallo sviluppo del Po. Il fiume padano ha infatti esercitato un ruolo regolatore per l'evoluzione del megafan dell'Adige, il quale dallo sbocco montano assume infatti uno sviluppo tendente a sud-est. Gli studi in merito (Calzolari, 2004) affermano che negli ultimi 3000-4000 anni di attività, l'alveo del Po ha subito numerosi spostamenti e divagazioni, con una tendenza allo spostamento verso nord soprattutto del suo tratto che

scorre lungo il confine tra Veneto ed Emilia; in tale area sono state stimate fasce di divagazione con spostamenti dell'alveo fino a 18-20 km di distanza.

Già dall'epoca romana questo tratto del Po che si estende dalla grande ansa di Guastalla (RE) in poi, occupava la sua posizione più settentrionale assumendo la conformazione attuale; non vi sono infatti evidenze certe di arginature artificiali che potessero limitarne lo spostamento, né in età romana né prima (Calzolari, 2004). Come già accennato, l'avvicinamento progressivo del dosso pensile padano al fiume atesino, in prossimità dell'area delle Valli Grandi Veronesi, può aver avuto influenza sui livelli di base delle varie direttrici atesine; l'ostacolo rappresentato dal Po deve avere quindi contribuito alla formazione dei loro dossi i quali hanno a loro volta contribuito all'impaludamento dei vari settori delle Valli, costituiti da ampi settori depressi separati da dossi rilevati sia atesini che, quindi, padani.

Il posizionamento del ramo attuale del Po durante l'età romana ha influenzato anche il successivo sviluppo dell'Adige; infatti il ramo atesino attuale, formatosi in età medievale per fenomeni di rotta, si estende inizialmente verso sud e, in prossimità del dominio del fiume padano, vira verso est posizionandosi parallelamente ad esso.

Come visto in precedenza, è inoltre comprovato da diversi studi che, più volte ed in tempi diversi, nella bassa pianura veneta ed emiliana i depositi delle direttrici fluviali atesine si sono impostati sui depositi delle direttrici padane e viceversa, creando una complessa rete di dossi alluvionali (Piovan *et alii*, 2010; Piovan *et alii*, 2012).

Come già detto nel capitolo 2.6, il grande impaludamento medievale delle Valli Grandi Veronesi era legato principalmente ad un rallentamento del flusso idrico del Fiume Tartaro in seguito all'apertura del canale diversivo Castagnaro nel 1438 (**Fig. 2.18**). E' interessante notare come questo meccanismo possa avere qualche analogia con lo sviluppo dei Laghi di Mantova (ubicati a circa 20-25 km ad ovest dal territorio in esame) e delle zone paludose lungo il Fiume Mincio, tenendo comunque conto delle dovute distinzioni temporali e delle differenze tra i sistemi dell'Adige e del Mincio.

I Laghi di Mantova si sono infatti formati durante il Bronzo medio per un insieme di fattori che coinvolgono il rapporto tra il Po ed il suo affluente Mincio. Lo spostamento della rete di drenaggio del Po verso la sua posizione più settentrionale, dovuta secondo Ravazzi *et alii* (2012) ad un insieme di concause (tettoniche, eustatiche e climatiche), unitamente alla confluenza in esso del Fiume Oglio e di un presunto paleo-Adda, ha comportato la riduzione di velocità del flusso idrico e l'aumento del

carico sedimentario in prossimità della confluenza del Mincio nel Po (**Fig. 6.9**). Come conseguenza, lo sbarramento della confluenza del Mincio nel fiume padano avrebbe causato la formazione ed espansione dei Laghi di Mantova, nonché l'impaludamento delle aree depresse circostanti (Ravazzi *et alii*, 2012). Tale meccanismo sembra essere quindi, per certi aspetti, simile a quello delle Valli Grandi Veronesi.

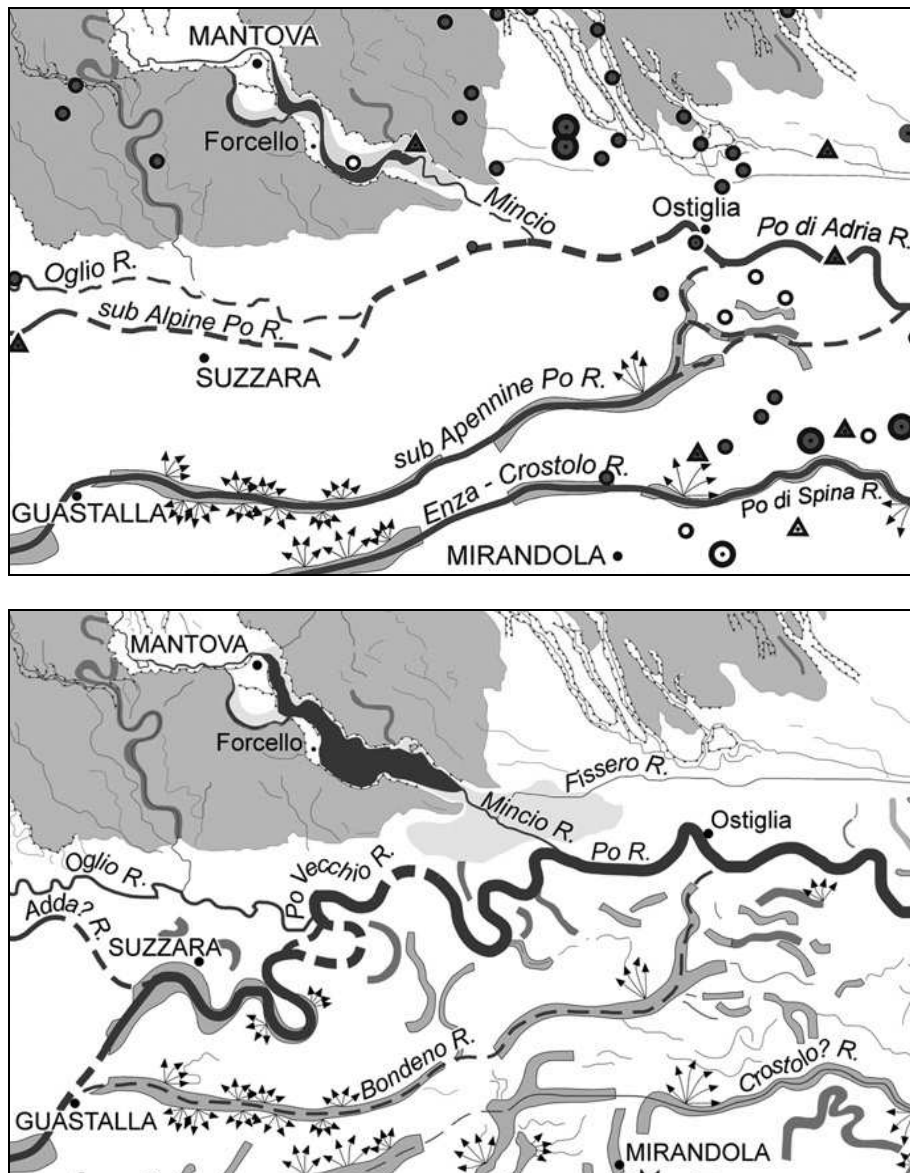


Fig 6.9 – Spostamento dell'alveo del Po nei pressi di Guastalla (RE); immagine in alto: idrografia durante il Bronzo antico, prima della formazione dei Laghi di Mantova; immagine in basso: idrografia durante il 300 d.C., mostrante lo spostamento del Po, la confluenza in esso di Oglio e Adda, e la formazione dei Laghi con impaludamento nelle zone circostanti (Ravazzi *et alii*, 2012); la modalità di formazione dei Laghi e delle limitrofe paludi sembrerebbe avere qualche analogia con la modalità di formazione delle paludi delle Valli Grandi Veronesi.

6.1.2 Fiumi di risorgiva

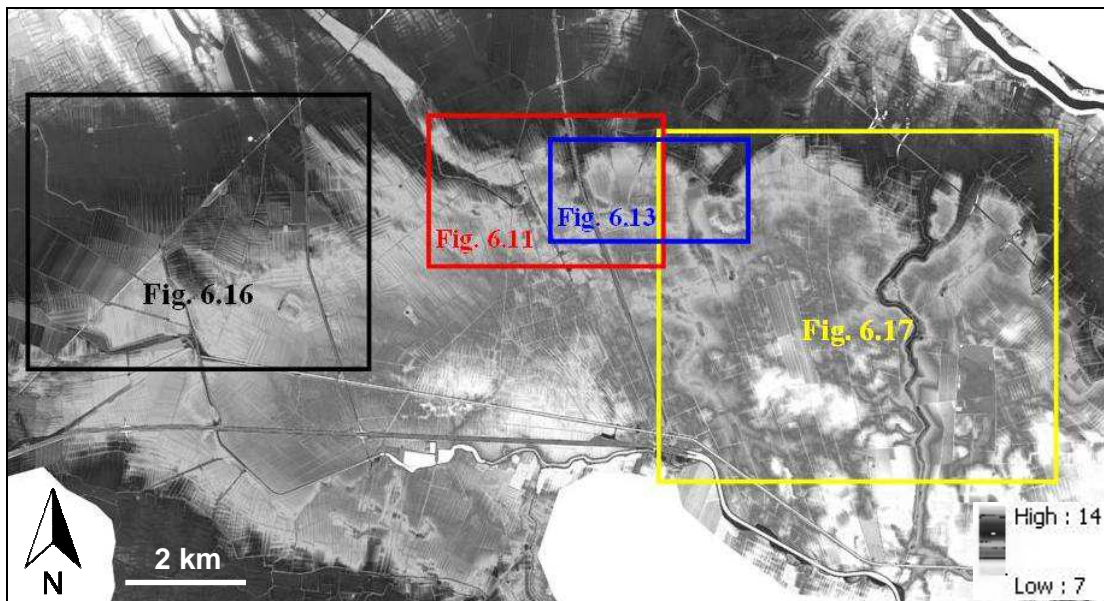


Fig 6.10 – DTM da dati LiDAR delle Valli Grandi Veronesi, con i riquadri degli stralci riportati nelle successive Fig. 6.16 (nero), 6.11 (rosso), 6.13 (blu) e 6.17 (giallo), che seguono nel testo.

Direttrice fluviale di Perteghelle-Fondo Paviani

Le direttrici fluviali principali individuate dalla fotointerpretazione, come già accennato, non hanno tutte origine atesina, poiché alcune derivano dall'attività dei fiumi di risorgiva. Una di queste è la direttrice definita di Perteghelle-Fondo Paviani, la cui traccia fluviale più settentrionale (interpretata come un paleoalveo minore) si sviluppa dal sito insediativo di Perteghelle in direzione NW-SE fino alla terramare di Fondo Paviani, percorrendo la paleovalle incisa del Menago (un corso d'acqua di risorgiva). La larghezza di questo tratto di paleoalveo è di circa 40-50 m.

Dalla sponda meridionale del sito di Fondo Paviani, la direttrice in esame si sviluppa invece con un paleoalveo maggiore, ben evidente e largo circa 80 m (direttrice n°2 più larga in **Fig. 6.1**). Questo tratto si estende con sinuosità molto bassa, in direzione NNW-SSE e quasi parallelamente al più stretto paleoalveo del paleo-Bussè. In questo suo tratto meridionale, il paleoalveo di Perteghelle-Fondo Paviani mostra un canale residuale scuro ben visibile, affiancato da argini chiari con contorni sufficientemente netti. Le sue tracce intercettano il Canal Bianco, oltre il quale risultano decisamente poco evidenti.

L'analisi del DTM per questo paleoalveo non mostra la presenza di particolari dossi sopraelevati, mentre l'indagine stratigrafica di campagna eseguita con il transetto T3 (trasversale al paleoalveo), mostra principalmente un corpo costituito da sabbie limose scarsamente carbonatiche, con presenza di litologie più limo-argillose all'interno dei depositi del suo canale residuale.

Direttrice fluviale del Bussè

Uno degli elementi che ha mostrato più difficoltà nella sua individuazione è la direttrice del Bussè (direttrice n°2 più stretta in **Fig. 6.1**). Essa è rappresentata da un paleoalveo di circa 30 metri di larghezza lungo tutto il suo corso, che si estende in direzione N-S con bassa sinuosità. Come per la direttrice di Perteghelle-Fondo Paviani, il tratto più settentrionale della direttrice del Bussè è stato interpretato come un paleoalveo minore, per la scarsa larghezza e per la difficoltà nel rintracciare con il telerilevamento la continuità della sua traccia paleoidrografica.

Nei pressi dei resti del sito archeologico di Fondo Paviani, il paleoalveo del paleo-Bussè si incrocia con l'attuale Naviglio Bussè e diventa più ampio e visibile, con argini chiari sabbiosi e tracce di canale residuale al suo interno; lungo questo tratto più meridionale è affiancato dal paleoalveo di Perteghelle-Fondo Paviani. Il paleoalveo del Bussè prosegue per circa 2 km in direzione NNW-SSE fino ad incontrare il paleoalveo di Perteghelle-Fondo Paviani poco a monte del Canal Bianco.

Il paleo-Bussè sembra quindi mantenere un proprio percorso staccato dall'insediamento di Fondo Paviani e non si immette nel suo perimetro. Tuttavia il suo corso poteva essere agevolmente collegato al fossato del sito tramite l'apertura di un canale di collegamento (Balista *et alii*, 2006), la cui traccia relitta è effettivamente individuabile sulla sponda orientale del sito stesso.

Quest'ultima considerazione confermerebbe un'ipotesi di contemporaneità tra l'attività del paleo-Bussè e la frequentazione del sito di Fondo Paviani, a riprova di quanto espresso da Balista *et alii* (2005) in merito al fatto che tale direttrice era probabilmente attiva tra il Bronzo finale e l'età del Ferro, in seguito ad fase di riattivazione di corsi di risorgiva. L'analisi al DTM, infine, non mostra presenza di dossi relativi a questo elemento.

Direttrice fluviale di Ponte Moro

Questa direttrice (n°1 in **Fig. 6.1**) si sviluppa nel settore occidentale delle Valli Grandi Veronesi, circa 1,5 km ad ovest da quella di Perteghelle-Fondo Paviani. Il nome deriva dal suo passaggio presso la località omonima e ha origine da un reticolo secondario legato ai corsi di risorgiva. Si sviluppa lungo un primo tratto in direzione NW-SE, per poi virare per un secondo breve tratto verso est, e concludere infine il proprio sviluppo in una direzione principale N-S, per un totale di circa 5 km di estensione. Il paleoalveo presenta larghezze di circa 70 m che, lungo la sua estensione, diminuiscono gradualmente fino a circa 30 m; le sue tracce si incrociano con la Fossa Maestra fino a congiungersi con il paleoalveo del vecchio corso del Tartaro, anch'esso un corso di risorgiva.

L'analisi tramite il telerilevamento mostra inoltre al suo interno tracce scure di canali residuali abbastanza visibili, nettamente in contrasto con arginature naturali più chiare dai contorni talvolta poco netti e difficilmente tracciabili in modo accurato. Il paleoalveo di Ponte Moro appare soprastante al tracciato della SAM, strada dell'età del Bronzo, e sottostante al tracciato della SAS, strada costruita in un periodo di poco precedente alla colonizzazione romana (Betto, 2013); queste considerazioni permettono di supporre che l'attivazione della direttrice fluviale di Ponte Moro risalga alla prima età del Ferro, ipotesi peraltro espressa anche da Balista *et alii*, (2005). L'analisi con il DTM, invece, non ha offerto nessun dato interessante in merito a dossi relativi a questa direttrice di risorgiva.

La morfologia delle paleovalli incise

Elemento di particolare interesse nel territorio di studio sono le valli incise percorse dai fiumi di risorgiva. La fotointerpretazione e soprattutto l'analisi con il DTM permettono di mettere in luce una fascia che si estende in direzione NW-SE nella parte più nord-occidentale dell'area studiata. Questo elemento geomorfologico corrisponde alla paleovalle incisa del Fiume Menago, i cui profili trasversali, come già visto nel capitolo 5 (esempio in **Fig. 5.15**) mettono in luce un netto dislivello che può raggiungere i cinque metri tra le quote assolute dell'incisione e quelle della piana circostante. Questo contrasto topografico è messo in evidenza anche dal solo telerilevamento grazie a tonalità di colore più chiare, corrispondenti alla pianura sabbiosa e grossolana dell'antico conoide dell'Adige, che contrastano con le tonalità di

colore più scuro, corrispondenti invece al riempimento fine ed organico della paleovalle.

Pur non essendo compresi nell'area indagata dalla presente tesi, altri esempi affini alla paleovalle del Menago si ritrovano più ad ovest dei confini di studio; in particolare, a qualche chilometro di distanza dalla suddetta paleovalle, si può osservare la paleovalle del Fiume Tregonn e, ancora più ad ovest, la paleovalle del Fiume Tartaro. Questi tre elementi geomorfologici, estesi per diversi chilometri e larghi anche fino a 600 m, corrispondono all'attività erosiva post-glaciale di fiumi che tra il tardo pleistocene e l'olocene antico (durante il pleniglaciale terminale o il cataglaciale secondo Balista *et alii*, 2006) hanno inciso il megafan di età LGM dell'Adige, creando una valle terrazzata.

La conformazione geomorfologica delle valli incise è legata probabilmente all'originario gradiente della pianura LGM; questa, infatti, a monte risulta essere più pendente, mentre a valle la pendenza diminuisce in modo drastico (la variazione avviene in corrispondenza del punto detto knickpoint). A causa della maggior pendenza della pianura incisa rispetto al fondo della valle, le scarpate tendono a diminuire di altezza da monte verso valle, fino a chiudersi.

La seconda incisione del paleo-Menago

Dalle conoscenze bibliografiche acquisite (si vedano per esempio Balista *et alii*, 2006; Balista, 2009), è ben noto e cartografato l'andamento del ramo principale della paleovalle del Menago che si sviluppa in direzione NW-SE. Tuttavia, l'analisi del DTM a disposizione ha permesso di notare, più o meno in prossimità dello sbocco della paleovalle nel territorio delle Valli (corrispondente al knickpoint), un ulteriore presunto proseguimento della paleovalle incisa lungo un secondo ramo, finora mai interpretato come tale.

Questa seconda presunta incisione (poi tagliata dalla sovrapposizione dei dossi del Bussè e di Fabbrica dei Soci) si diramerebbe dal settore noto della paleovalle verso una direzione principalmente orientata ad ESE (**Fig. 6.11**).

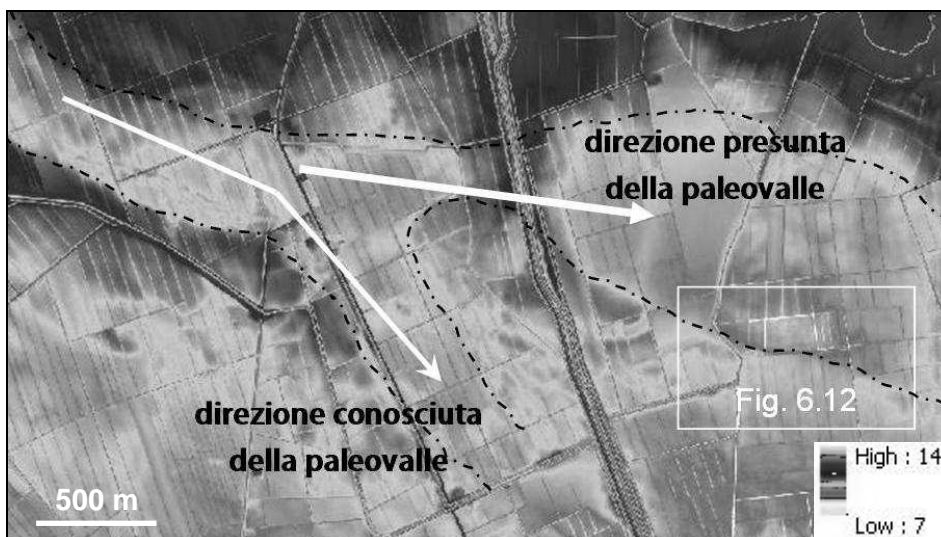


Fig 6.11 – Stralcio del DTM della precedente Fig. 6.10, da cui è possibile notare nella tonalità più chiara una presunta seconda direzione in cui si sarebbe potuta sviluppare l'incisione del Menago; la linea tratteggiata delimita l'incisione (conosciuta e presunta) della paleovalle del Menago; il riquadro bianco rappresenta l'ingrandimento riportato nella successiva Fig. 6.12; nord verso l'alto.

Alcuni sondaggi singoli, eseguiti nella seconda campagna (si veda il capitolo 5.2.2), sono stati effettuati proprio con lo scopo di capire se l'incisione della paleovalle del Menago si sia protratta anche lungo una seconda direttrice verso ESE.

In particolare, sono stati eseguiti i sondaggi PS-C e PS-D su un'area appena esterna alla presunta incisione (quindi su un'unità più sopraelevata, **Fig. 6.12**), mentre i sondaggi PS-A, PS-M, PS-N e PS-O hanno invece interessato proprio la fascia di probabile incisione. Lo scopo di questi carotaggi mirati è stato quello di mettere in luce eventuali differenze litologiche tra le due unità che potessero confermare la suddetta ipotesi.

I punti PS-C e PS-D hanno portato alla luce la presenza di consistenti sabbie carbonatiche effervescenti e, a circa soli due metri di profondità dal piano campagna, la presenza di argille biancastre sovraconsolidate con concrezioni carbonatiche, quindi anch'esse molto effervescenti alla reazione con l'HCl diluito. Queste caratteristiche hanno permesso di mettere in evidenza che, poco al di fuori della presunta incisione, sussiste la presenza della superficie sovraconsolidata tipica del LGM.

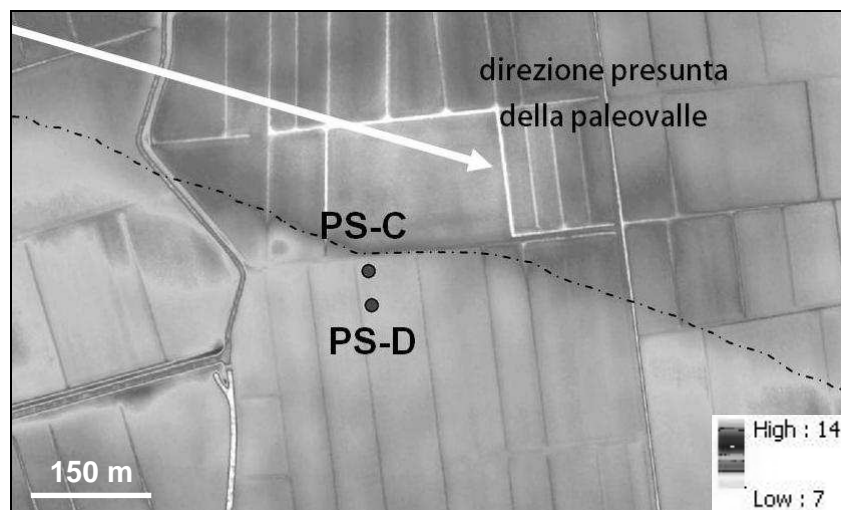


Fig 6.12 – Ingrandimento della precedente Fig. 6.11, in cui viene riportata su DTM l’ubicazione dei sondaggi PS-C e PS-D effettuati dallo scrivente, in un’area di poco esterna alla superficie del presunto ramo di incisione; la linea tratteggiata definisce il limite della presunta incisione; nord verso l’alto.

I carotaggi PS-A, PS-M, PS-N e PS-O (**Fig. 6.13**), eseguiti invece all’interno del presunto ramo d’incisione ipotizzato, mettono in mostra (al di sotto del primo mezzo metro di orizzonte arativo) una tessitura prevalentemente fine, costituita principalmente da limi e limi debolmente argillosi e debolmente sabbiosi, di colori prevalentemente grigio e bruno.

Queste litologie inoltre hanno una reazione quasi nulla o del tutto assente alla soluzione di HCl al 10%, pertanto valori così bassi di effervescenza confermano la presenza di materia organica largamente diffusa su tutta l’unità (visibile anche grazie a estese sfumature nerastre nelle carote estratte). Le litologie rilevate in questi carotaggi trovano un riscontro sufficientemente coerente anche con i livelli dei primi 5-6 m di sottosuolo della paleovalle del Menago, riportati da Balista *et alii* (2006) in una sezione che attraversa la diramazione nota nei pressi del sito di Perteghelle (**Fig. 6.14**).

Depositi come questi sono tipici di un’attività di incisione fluviale e successivo riempimento. La netta differenza litologica con i depositi riscontrati nei carotaggi PS-C e PS-D, conferma l’ipotesi che nella zona in cui sono stati effettuati i carotaggi PS-A, PS-M, PS-N e PS-O è effettivamente presente un ramo di incisione fluviale, finora sconosciuto ed emerso solamente grazie all’analisi del DTM disponibile.

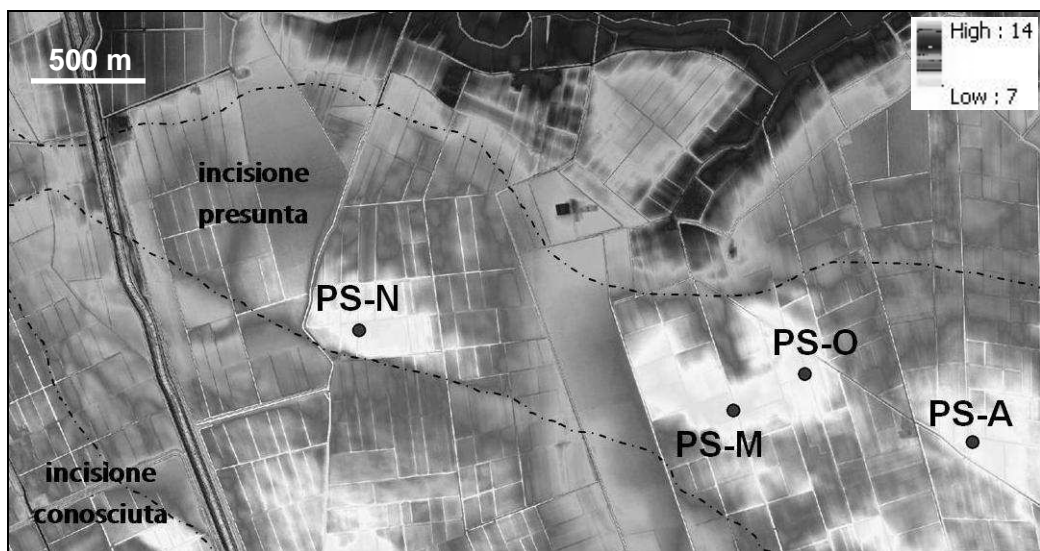


Fig 6.13 – Stralcio del DTM della Fig. 6.10, con ubicazione dei sondaggi PS-A, PS-M, PS-N e PS-O effettuati dallo scrivente all'interno del presunto nuovo ramo di incisione; la linea tratteggiata definisce i limiti della diramazione nota (in basso a sinistra) e della diramazione presunta (da sinistra verso destra); nord verso l'alto.

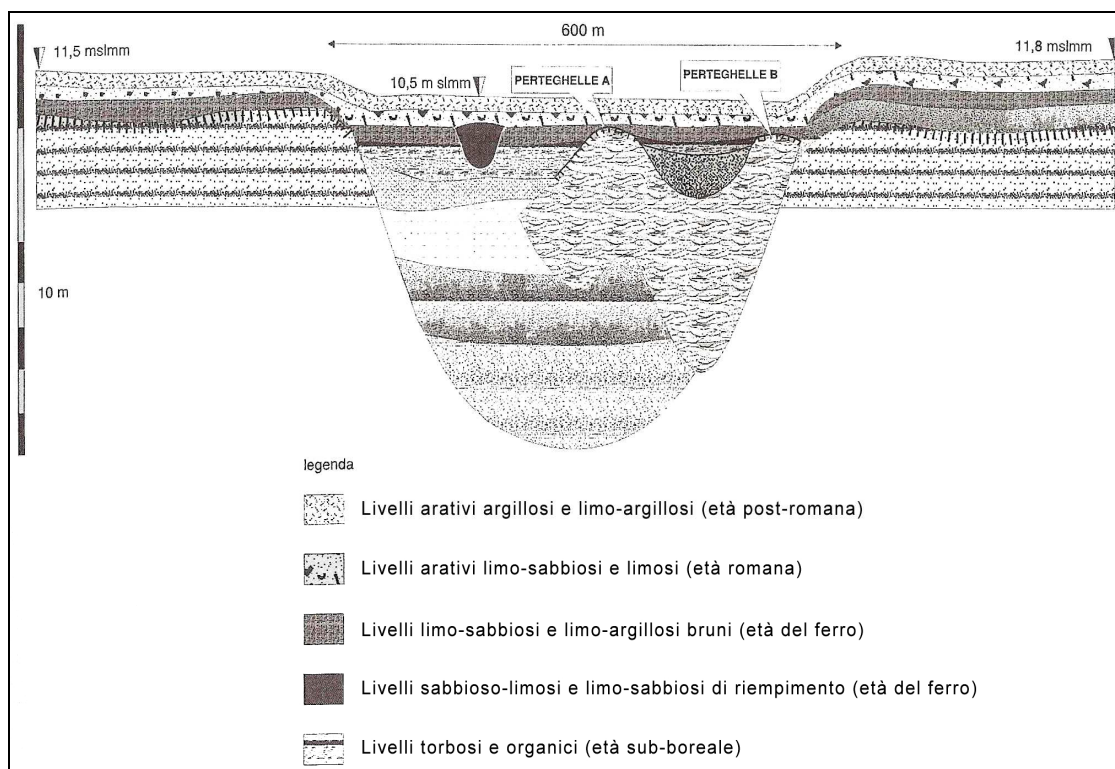


Fig 6.14 – Sezione trasversale alla diramazione nota principale della paleovalle del Menago, in prossimità del sito archeologico di Perteghelle (Balista *et alii*, 2006); le unità stratigrafiche approssimative dei primi 5-6 m all'interno della diramazione nota della paleovalle mostrano litologie prevalentemente limoso-sabbiose e limoso-argillose con materia organica, come quelle rilevate con i sondaggi PS-A, PS-M, PS-N e PS-O, realizzati nella diramazione presunta.

Queste ultime considerazioni in merito al nuovo ramo di incisione del Menago portano a supporre anche la possibilità che i depositi di limi e limi argillosi della parte più distale della pianura LGM (dove le sabbie, seppur presenti, sono comunque in quantità minore rispetto alla porzione più a monte) abbiano favorito la formazione di incisioni multiple a valle del knickpoint, come avviene per i megafan dei grandi fiumi veneto-friulani Tagliamento, Brenta e Piave (Fontana *et alii*, 2008; Fontana *et alii*, 2010; Fontana *et alii*, 2014).

Lo studio effettuato sulla paleovalle del Menago può avere un certo interesse anche dal punto di vista archeologico. Lungo le sponde della stessa, infatti, sono stati edificati i siti di Perteghelle ed il sito terramaricolo di Fondo Paviani. Perteghelle fa parte di un gruppo di siti minori del Bronzo antico, periodo durante il quale la tendenza principale consisteva nell'edificare in zone di valle umida, più adatte per il pascolo ed al contempo vicine ai dossi, i quali grazie a suoli più rilevati e ben drenati erano idonei per la coltivazione (Balista *et alii*, 2006). Intorno al Bronzo medio-recente, invece, si assunse la tendenza a costruire insediamenti in zone di dosso più rilevate, con paleoalveo relitto al centro (come per esempio Fabbrica dei Soci o Castello del Tartaro), anche per sostenere il consistente aumento demografico nell'area. Tuttavia il grande sito di Fondo Paviani, costruito in questo periodo, venne edificato all'interno della paleovalle, probabilmente perché in quel luogo convergevano diversi reticoli idrici e drenaggi locali (ipotesi espressa anche da Balista *et alii*, 2006).

Sottolineando quindi l'importanza che il ramo principale della paleovalle del Menago ha assunto durante l'età del Bronzo per l'edificazione dei suddetti insediamenti, è plausibile ipotizzare che ulteriori siti o altre testimonianze dell'attività umana preistorica possano essere presenti anche lungo le sponde della diramazione finora sconosciuta.

L'ipotesi della nuova potenziale incisione del Menago, parzialmente confermata dal presente studio, potrebbe costituire un ulteriore punto di partenza per eventuali future ricerche non solo nel settore geomorfologico (che ne permetterebbero una più completa ed esaustiva conferma), ma anche quindi nel settore archeologico e nello studio del rapporto tra uomo e paesaggio nell'antichità.

6.2 Dati sulla pianura LGM

Lo sviluppo del presente elaborato ha permesso di ricavare informazioni e conoscenze non solo in merito a quanto visibile in modo diretto sul territorio delle Valli Grandi Veronesi, ma anche su quanto è stato coperto dai sedimenti post-LGM. In particolare, è stato possibile ottenere dati in merito allo sviluppo e alle caratteristiche del megafan dell'Adige sviluppatosi durante il *Last Glacial Maximum*. Parliamo per tale motivo di pianura LGM. La sua caratterizzazione è stata possibile soprattutto grazie alle campagne geognostiche eseguite nel territorio, dove l'unità LGM atesina è stata individuata in diversi sondaggi che hanno permesso di rilevarne in modo diretto i principali connotati.

Le immagini telerilevate analizzate, molto utili nella caratterizzazione post-LGM, sono state invece di scarsa utilità per la pianura LGM. Sulla porzione affiorante di questa pianura antica (presente a nord-ovest dell'area di studio) non è infatti stata individuata alcuna traccia estinta relativa alla paleoidrografia di questo periodo pre-olocenico. In altri termini, non sono presenti elementi paleoidrografici relativamente al LGM; l'analisi visiva ha però messo in luce un denso e talvolta abbondante reticolo locale minore, caratterizzato unicamente da piccoli e stretti canali incisi (appaiono più scuri all'interno dell'unità antica che è invece molto chiara), i quali da monte scendono verso valle con una struttura spesso intrecciata. Queste tracce, certamente non confrontabili per dimensioni a quelle delle direttrici post-LGM, sono una probabile testimonianza di un drenaggio per ruscellamento locale delle acque superficiali o di un reticolo di risorgive minori, che sono probabilmente rimaste attive a più riprese fino alle recenti bonifiche dell'età moderna.

Litologia e tessitura dell'unità LGM

Dal punto di vista litologico e tessiturale, un connotato particolarmente distintivo dell'unità LGM rispetto ai depositi recenti è la sovraconsolidazione dovuta a pedogenesi dei limi e delle argille nelle porzioni sommitali della successione. Un materiale sovraconsolidato, in termini geotecnici, è un materiale che nel corso della sua storia evolutiva è stato sottoposto ad una tensione efficace massima superiore alla sua tensione efficace attuale. Ciò si concretizza in orizzonti di argille e limi estremamente duri, molto compatti, che rendono piuttosto complessa ed estenuante la perforazione con la

sonda manuale (come riscontrato durante le campagne geognostiche), soprattutto quando la superficie LGM è affiorante sotto l'orizzonte arativo. I limi e le argille che definiscono il top del LGM, sono piuttosto semplici da riconoscere non solo per il loro comportamento sovraconsolidato ma anche per la colorazione grigio chiara fortemente biancastra dei suoi sedimenti.

I depositi del LGM spesso si presentano fortemente screziati con screziature che vanno dal grigio chiaro, al giallo ocra fino a tonalità più verdastre-bluastre, e sono sempre presenti in elevata percentuale anche concentrazioni di carbonato di calcio (concrezioni carbonatiche), sia tenere che dure. Le *screziature* si presentano come striature o macchie, di dimensioni e di colori variabili, e sono indice di una certa difficoltà dei sedimenti a drenare l'acqua in eccesso. Le *concrezioni* sono invece concentrazioni solide e biancastre di CaCO_3 ; si formano tramite lisciviazione delle acque meteoriche nel suolo, le quali solubilizzano i carbonati in esso presenti e li ridepositano per precipitazione in profondità, su un orizzonte più impermeabile; possono essere tenere (generalmente piccole e con contorni poco definiti nella matrice) o dure (con dimensioni da millimetriche fino a diversi centimetri).

L'alta percentuale di CaCO_3 presente in questi orizzonti LGM conferisce loro una forte reazione alla soluzione di HCl diluito al 10%, pertanto queste unità hanno sempre valori di effervescenza pari a 4, con reazioni spesso violente e repentine. Dove le unità LGM sono affioranti, non è raro trovare grosse concrezioni carbonatiche già sulla superficie del suolo (esumate dalle attività di aratura a scopi agricoli). Questo tipo di suolo che spesso assume il nome dialettale di "*caranto*", costituisce un importante marker cronostratigrafico anche in tutta la pianura veneto-friulana, definendo un limite tra unità pleistoceniche ed oloceniche (Mozzi, 2004).

Contatto tra unità LGM ed unità post-LGM nelle Valli Grandi Veronesi

Dalle conoscenze bibliografiche e dalle carte della zona (si vedano per esempio le Fig. 2.9, 2.10, 2.12 al capitolo 2.3), si evince come il limite tra le unità più recenti (post-LGM) e le unità antiche (LGM) sia stato rappresentato con direzione NE-SW nel settore nord-occidentale delle Valli Grandi Veronesi. Tuttavia, l'esecuzione dei sondaggi PS-2014, PS-H, PS-I e PS-L qualche chilometro più a valle del presunto contatto tra le unità, ha messo in luce la presenza di depositi LGM sub-affioranti. Questo ha portato a riconsiderare l'andamento del limite tra le due unità, che deve

necessariamente essere qualche chilometro a sud-est rispetto a dove sinora considerato (**Fig. 6.16**).

Grazie al DTM, si è quindi tentato di ricostruire con maggiore dettaglio quello che presumibilmente è il reale limite tra le due unità. Analizzando alcuni profili topografici orientati NW-SE (sezioni E-E' e F-F' in **Fig. 5.16**), posizionati più a valle del lineamento di contatto rappresentato nelle precedenti carte, è stato possibile identificare un punto in cui il profilo cambia drasticamente pendenza (**Fig. 6.15**), ovvero in cui è probabile che i depositi recenti (a valle) si siano depositati al di sopra delle unità più antiche (a monte).

Dopo questa prima stima della posizione del limite occorrerebbero comunque degli studi più mirati, eseguiti sul campo, per definirlo con esattezza.

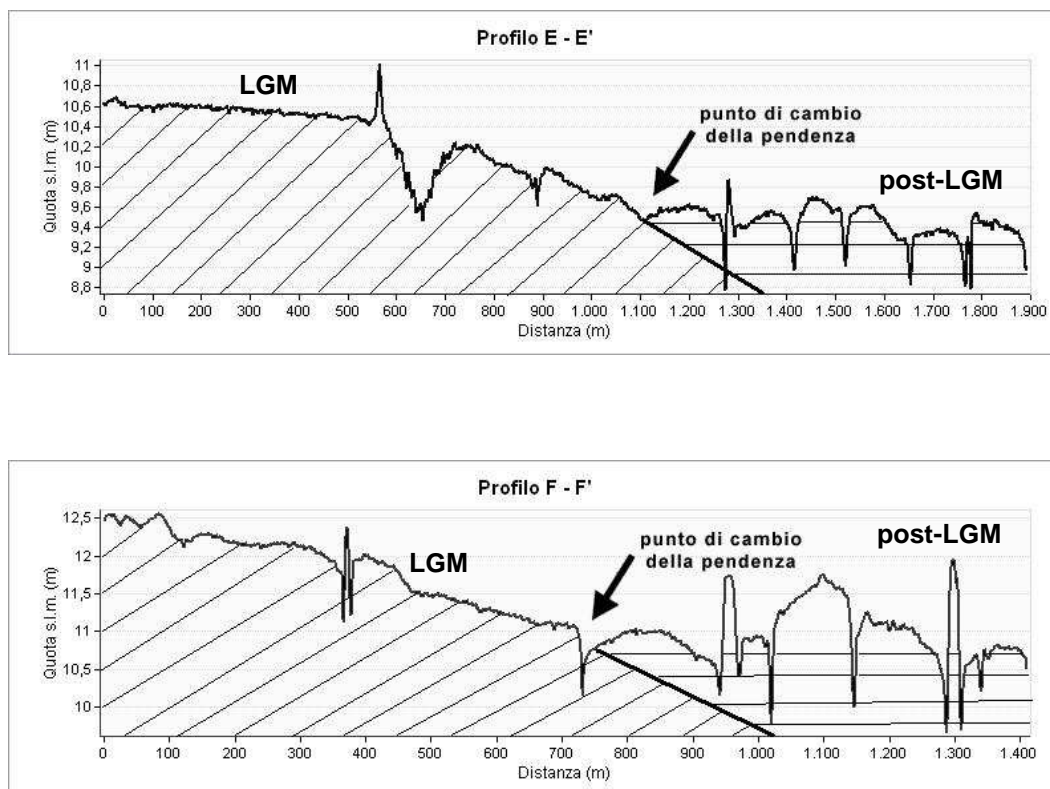


Fig 6.15 – Due profili trasversali al presunto contatto tra unità LGM (a monte) e unità post-LGM (a valle), che mettono in mostra il cambio di pendenza dovuto ad un presunto contatto delle unità più recenti su quelle più antiche; i due profili rielaborati fanno riferimento alle sezioni E-E' e F-F' indicate nella Fig. 5.16 del capitolo 5.1.2.

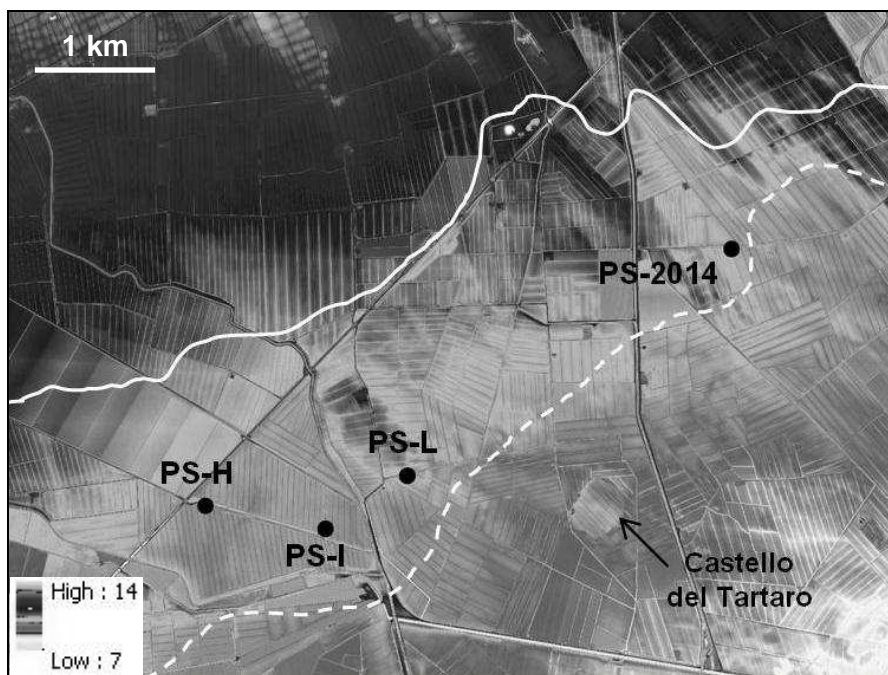


Fig 6.16 – Stralcio del DTM della Fig. 6.10, con ubicazione dei sondaggi PS-H, PS-I, PS-L e PS-2014 nel settore più occidentale delle Valli Grandi Veronesi (si noti infatti l'ubicazione del sito di Castello del Tartaro); la linea continua rappresenta approssimativamente il contatto tra LGM e post-LGM rappresentato sulle carte; la linea tratteggiata rappresenta invece la probabile ubicazione del limite, ottenuto approssimativamente osservando i cambi di pendenza nei profili topografici e i risultati dei carotaggi.

Le sabbie nell'unità LGM

Alcuni dei sondaggi eseguiti nel settore più distale ed occidentale del LGM sub-affiorante (come per esempio i carotaggi PS-H, PS-I e soprattutto PS-L) hanno messo in luce nei primi metri di indagine una forte presenza di sabbie, nonostante siano stati eseguiti in una fascia di deposizione distale del megafan atesino, dove quindi le litologie dovrebbero essere molto più fini. La consistente presenza di sabbie anche a profondità non elevate all'interno dell'unità LGM, quindi, permette di ipotizzare che queste siano molto presenti in una fascia piuttosto ampia e più o meno continua a valle della zona delle risorgive.

I sondaggi eseguiti in questo studio non hanno indagato questa fascia più meridionale, pertanto la suddetta ipotesi può fungere da ipotesi di lavoro per indirizzare le future ricerche in questo settore più distale delle Valli. Considerata la consistente presenza di molte sabbie talvolta anche medio-grossolane nella pianura LGM, è facile ipotizzare che i corsi d'acqua delle direttrici atesine, durante l'ultimo massimo glaciale,

avessero un'energia idrica sufficientemente elevata da consentire una buona capacità di trasporto solido; di conseguenza risulta molto probabile che il megafan atesino si sia spinto più a sud di quanto sia visibile oggi e che quindi sotto l'attuale dosso del Fiume Po sia presente la superficie LGM atesina. Resta da considerare comunque che un semplice studio geognostico, in questo contesto, non è stato sufficiente per discriminare se le sabbie individuate nell'unità LGM appartengano al sistema atesino o a qualche deposito relativo al sistema padano; occorrerebbe infatti un adeguato studio petrografico per discriminare in modo corretto i due tipi di sabbie.

La consistente presenza sabbiosa ha probabilmente limitato la formazione di orizzonti torbosi all'interno dell'unità LGM. Infatti, nonostante gli sforzi derivati dall'esecuzione di sondaggi manuali nei limi sovraconsolidati dell'LGM, non sono stati rinvenuti livelli di torbe che potessero essere utilizzati per datarne per via radiometrica la deposizione. Negli eventuali studi futuri è quindi anche da tenere in considerazione la possibilità di ricerca dei livelli torbosi più a valle dell'area studiata, dove l'LGM si assottiglia e dove vi è una maggiore probabilità di intercettarli.

La forte presenza di sabbie nell'unità LGM dell'antico conoide atesino è una caratteristica che differenzia molto questo settore veneto da altri settori della pianura; i megafan alluvionali che costituiscono i grandi sistemi della pianura veneto-friulana (Fontana *et alii*, 2008; Fontana *et alii*, 2010; Fontana *et alii*, 2014) sono infatti dominati da limi ed argille nel loro settore più distale di bassa pianura. Al contrario, i sistemi costituiti dai megafan della pianura lombarda sono caratterizzati anche da ghiaie o litologie comunque più granulari e grossolane nel loro settore più distale di bassa pianura.

La pendenza della superficie dell'unità LGM

I sondaggi denominati PS-P e T5P7 (nel transetto T5) sono stati utili per la determinazione di un gradiente topografico rappresentativo della superficie dell'unità LGM. I due punti considerati sono posizionati lungo un allineamento orientato in direzione N\NNW-S\SSE (corrispondente all'immersione del megafan atesino), distanziati di 4,6 km (**Fig. 6.17**). Nel sondaggio PS-P la profondità del tetto dell'unità LGM è di 3,60 m dal piano campagna. Nel sondaggio T5P7, invece, è stato intercettato il tetto di questa unità ad una profondità di 3,48 m dal piano campagna. Le quote del piano campagna dei due sondaggi eseguiti, entrambe estratte dai dati LiDAR in

ambiente GIS, sono rispettivamente di 9,38 m s.l.m. e di 7,40 m s.l.m.; queste informazioni hanno permesso quindi di calcolare la pendenza della superficie LGM nelle Valli Grandi Veronesi (**Fig. 6.18**).

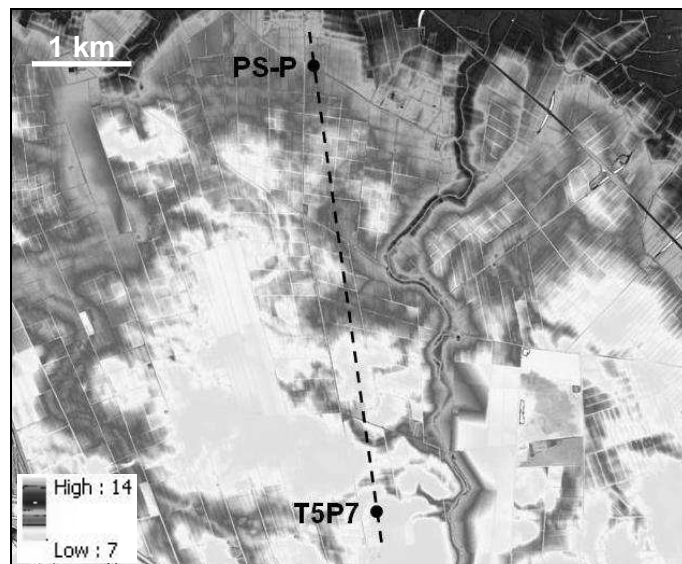


Fig 6.17 – Stralcio del DTM della Fig. 6.10, con ubicazione dei sondaggi PS-P e T5P7 considerati per il calcolo della pendenza del tetto dell'unità LGM; la linea tratteggiata indica la sezione riportata nella seguente Fig. 6.18.

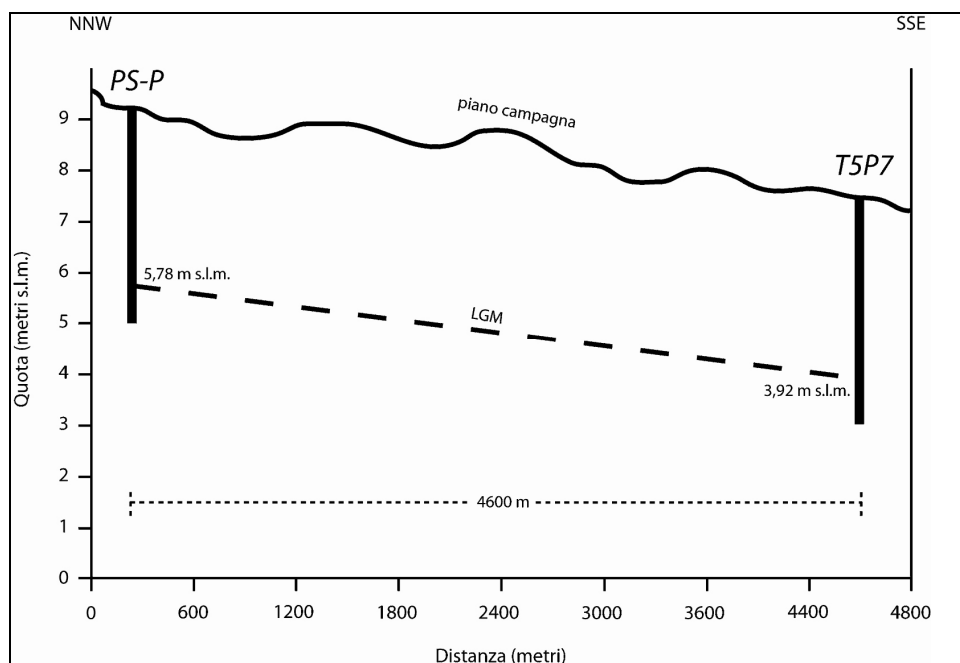


Fig 6.18 – Sezione schematica, elaborata dallo scrivente, lungo l'allineamento dei due sondaggi indicati nella precedente Fig. 6.17; viene illustrato l'andamento della pendenza del tetto dell'unità pleistocenica (la scala grafica è verticalmente esagerata).

Le quote assolute del tetto del LGM calcolate nei due punti, risultano così di 5,78 m s.l.m. e di 3,92 m s.l.m., rispettivamente per i punti PS-P e T5P7. Considerando quindi la loro differenza di quota (1,86 m) divisa per la loro distanza lineare (4.600 m), si ottiene una percentuale di pendenza pari allo 0,4‰. Questo valore di pendenza della pianura pleistocenica è abbastanza coerente con la percentuale calcolata per altre zone della bassa pianura veneto-friulana, dove la pendenza del tetto dell'unità LGM è stimata tra valori di 0,4‰ e 0,7‰ (Mozzi, 2004). L'informazione risulta utile per estendere ulteriori considerazioni e conoscenze in merito alla profondità del tetto dell'unità LGM in altri punti della zona in esame.

7. CONCLUSIONI

Lo studio eseguito dallo scrivente ha riguardato la particolare area delle Valli Grandi Veronesi, zona distale della bassa pianura veneta posta alle pendici del megafan dell'Adige.

Le Valli Grandi Veronesi sono state soggette a numerosi studi in passato, in particolare negli ultimi decenni, grazie soprattutto all'interesse che l'area suscita nell'ambito della geoarcheologia. Tante sono infatti le fonti bibliografiche e gli articoli riferiti a studi geoarcheologici che sono stati utilizzati per la stesura della presente tesi, come per esempio i numerosi studi di Claudio Balista o i lavori sulla fotointerpretazione di Renzo Ferri. L'area indagata è infatti ben nota per il rinvenimento di manufatti, resti di suddivisioni agrarie ed insediamenti appartenenti all'epoca protostorica e storica; meglio conosciuti sono soprattutto i siti terramaricoli di Castello del Tartaro, di Fondo Paviani e di Fabbrica dei Soci, grandi insediamenti dell'età del Bronzo che sono stati in più occasioni investigati ed utilizzati per lo studio della loro correlazione cronologica con lo sviluppo del territorio durante il post-LGM negli ultimi 5000 anni.

Dal punto di vista geomorfologico le Valli assumono una certa importanza perché rappresentano prima di tutto una fascia di transizione tra i depositi del Fiume Adige e del Fiume Po, e poi perché costituiscono un bacino chiuso e topograficamente depresso. Proprio per questa ragione, le Valli Grandi Veronesi sono state caratterizzate negli ultimi millenni da difficoltà di drenaggio delle acque, le quali hanno spesso reso quest'area soggetta ad allagamenti ed impaludamenti. Durante questi eventi le acque atesine o di risorgiva provenienti da monte faticavano ad essere drenate dal Fiume Tartaro (principale corso d'acqua di scolo, in quanto posizionato in direzione E-W lungo l'asse vallivo più depresso); esse erano infatti costrette in bacini depressi, creati dalla rete di dossi atesini e padani che si formavano in questa zona principalmente per fenomeni di avulsione fluviale.

Per una serie di concause che riguardano non solo la morfologia del territorio, ma anche alcune scelte antropiche rivelatesi poi errate (soprattutto l'apertura del canale diversivo Castagnaro nel 1438, che collegando l'Adige al Tartaro, limitava la capacità di quest'ultimo verso valle e partecipava in maniera importante all'esonazione del fiume e all'allagamento delle zone circostanti), il bacino chiuso delle Valli ha subito intensi fenomeni di impaludamento soprattutto dal Medioevo. Dal XIX secolo sono

state messe in atto, a più riprese, alcune imponenti opere di bonifica, già in parte comunque cominciate durante l'età Romana, le quali hanno permesso di drenare il bacino delle Valli e di recuperare il territorio ad uso agricolo. Solo recentemente, nella seconda metà degli anni '50, le bonifiche sono state finalmente ritenute concluse.

Oggi le Valli Grandi Veronesi rappresentano un territorio a vocazione agricola, ricco di agricoltura e decisamente poco industrializzato. Anche grazie alla scarsa antropizzazione del territorio, l'analisi delle foto aeree e satellitari permette oggi di individuare più o meno facilmente sul territorio sia antiche forme fluviali (paleoalvei delle direttrici atesine e di risorgiva, rotte, canali residuali, ecc...), sia alcune tracce antropiche testimoniando lo sviluppo demografico delle Valli in epoca protostorica e storica (insediamenti terramaricoli, centuriazioni romane, canalette artificiali, ecc...). La visibilità delle tracce di tutti questi elementi, abbastanza tipica anche per altre aree di bassa pianura, ha consentito di studiare e di avere un quadro sufficientemente ampio dell'evoluzione paleo-idrografica e geomorfologica delle Valli Grandi Veronesi nel corso degli ultimi 5000 anni.

Lo studio si è focalizzato in particolar modo sull'aspetto prettamente geomorfologico delle Valli Grandi Veronesi, cercando di studiarne il caratteristico territorio con diversi strumenti a disposizione, in particolare:

- Telerilevamento: le immagini telerilevate, comprensive di ortofoto, foto aeree e immagini satellitari georeferenziate, hanno permesso di eseguire la fotointerpretazione del territorio studiato, attraverso l'utilizzo del software ArcMap 10.2[©] del pacchetto ArcGIS, uno dei più utilizzati *Geographic Information System* (GIS) oggi disponibili sul mercato;
- Microrilievo topografico: i *Digital Terrain Model* (DTM) utilizzati sono stati ottenuti uno dai dati altimetrici della CTR (scala 1:10.000) e l'altro da riprese LiDAR effettuate nel 2012; quest'ultimo, in particolare, possiede un livello di dettaglio topografico finora mai utilizzato per uno studio geomorfologico nell'area e si è pertanto rivelato uno strumento molto utile per individuare e comprendere alcuni aspetti del territorio finora mai approfonditi;
- Sondaggi geognostici: le campagne di rilevamento geognostico, eseguite dallo scrivente sul territorio con sonda manuale, hanno permesso di ottenere dei dati diretti sulla litologia e di ampliare le conoscenze stratigrafiche puntuali di diversi elementi geomorfologici del territorio, come i paleoalvei delle direttrici

fluviali atesine o i depositi della pianura del LGM, affiorante solo nella porzione nord-occidentale delle Valli Grandi Veronesi ed obliterata invece sotto alcuni metri di sedimenti post-LGM nelle restanti zone;

- Indagine geofisica: per il paleoalveo di Fabbrica dei Soci sono stati eseguiti anche due rilievi di “*Electrical Resistivity Tomography*” (ERT), grazie alla collaborazione della Dott.ssa Rita Deiana. Gli stendimenti, trasversali al suddetto elemento geomorfologico, sono stati in grado di fornire dati sulla risposta elettrica dei suoi depositi e quindi, indirettamente, sulla sua litologia.

L’integrazione dei diversi nuovi dati, ottenuti attraverso i suddetti metodi, ed i dati già noti, estrapolati invece dalle fonti bibliografiche disponibili, ha permesso di ampliare alcune conoscenze geomorfologiche del territorio; unitamente a questo, il telerilevamento e l’analisi dei dati altimetrici del DTM hanno consentito di produrre una Carta Geomorfologica delle Valli Grandi Veronesi (allegata al testo). Tale carta è stata redatta grazie ad un lungo lavoro di fotointerpretazione del territorio, che ha permesso di raggiungere un livello di conoscenza e di dettaglio superiore a quanto eseguito nei decenni scorsi, grazie anche alla ampia disponibilità di immagini telerilevate recenti e alle nuove tecnologie (come i GIS o le acquisizioni LiDAR). Lo studio condotto ha permesso quindi di fare alcune nuove osservazioni relative a diversi aspetti geomorfologici delle Valli Grandi Veronesi:

- l’individuazione della collocazione cronologica e degli attributi geomorfologici principali relativi alle grandi fasce di canale atesine di Fabbrica dei Soci, Vallette, Vallazza (queste ultime due non ancora individuate e studiate finora), Scolo Cagliari e Casa Massaua, e delle direttrici fluviali di risorgiva di Perteghelle-Fondo Paviani, Bussè e Ponte Moro;
- lo sviluppo e la morfologia delle valli incise percorse dai fiumi di risorgiva; in particolare la scoperta di una seconda direttrice di incisione legata alla paleovalle incisa del Menago, finora mai individuata da studi precedenti, riconosciuta grazie allo studio dei dislivelli topografici evidenziati dal DTM con dati LiDAR, e confermata dai dati dei sondaggi geognostici puntuali;
- lo studio delle caratteristiche litologiche e tessiturali delle principali unità geomorfologiche, in particolare della superficie dell’antico conoide del LGM affiorante nella parte più nord-occidentale delle Valli Grandi Veronesi;

- l'identificazione di un possibile limite tra i depositi del LGM e i depositi del post-LGM; tale contatto, come risulta da un riscontro sul campo e da un'analisi dei profili topografici con il DTM, risulterebbe ubicato qualche chilometro più a valle rispetto a quanto indicato dalle carte del territorio disponibili, come per esempio la Carta dei Suoli del Veneto (ARPAV, 2005);
- l'individuazione di una forte componente sabbiosa medio-grossolana anche nei settori più distali dell'unità LGM, a testimonianza del fatto che il fiume atesino durante l'ultimo massimo glaciale doveva avere una elevata energia idrica e che probabilmente ha deposto sedimenti fino al di sotto dell'attuale fascia di divagazione del Fiume Po;
- la pendenza della superficie della pianura antica LGM, che è stata stimata intorno allo 0,4‰, grazie ad un calcolo del gradiente topografico effettuato con due misure di profondità del tetto dell'unità LGM in due sondaggi geognostici.

Il presente studio ha avuto la finalità di incrementare le conoscenze riguardanti un inquadramento generale dell'area delle Valli Grandi Veronesi, pertanto offre in più occasioni alcuni spunti ed alcune basi di partenza per lo sviluppo di ricerche future, magari focalizzate su alcune sub-aree più ristrette o orientate verso particolari elementi geomorfologici presenti in questo vasto territorio pianeggiante. I dati ottenuti e le conseguenti osservazioni elaborate necessiterebbero infatti in futuro di ulteriori riscontri e studi più approfonditi e mirati, adottando anche metodologie diverse e più specifiche rispetto a quelle utilizzate per la stesura del presente elaborato.

Le Valli Grandi Veronesi rappresentano un'area dalla complessa ed articolata storia evolutiva, nonché un grande patrimonio di informazioni geologiche, archeologiche, ambientali ed anche sociali, il cui approfondimento consentirebbe di sviluppare ulteriormente la conoscenza di un territorio così particolare ed unico in tutto il nord Italia.

8. BIBLIOGRAFIA

- ALBERTI L., 1986, *Geomorfologia dei territori quaternari fra Badia Polesine – Lendinara – Canal Bianco* in Atti e Memorie Sodalizio Valgadiciense, 3, pp. 217-241.
- AMOROSI A., CENTINEO M.C., COLALONGO M.L., FIORINI F., 2005, *Millennial-scale depositional cycles from the Holocene of the Po Plain, Italy*, Marine Geology, vol. 222-223, pp. 7-18.
- ANTONIOLI F., BARD E., POTTER E.K., SILENZI S., IMPROTA S., 2004, *215 KYR history of sea level based on submerged speleothems. Global and Planetary Change*, Global and Planetary Change, 43, pp. 57-68.
- ARPAV, 2005, *Carta dei Suoli del Veneto – Note illustrative*, Treviso, ARPAV, pp. 46-73, 76-91, 94-96, 307-331.
- BALISTA C., 1990, *Fondo Paviani 1989: la successione delle unità alluvionali, pedogenetiche e geoarcheologiche nel contesto esteso del sito* in De Guio A., Whitehouse R., Wilkins J. (a cura di), *Progetto Alto Medio Polesine-Basso Veronese: quarto rapporto*, Quaderni di Archeologia del Veneto, VI, pp. 230-231.
- BALISTA C., 1993, *Progetto Alto-Medio Polesine Basso Veronese: sesto rapporto. Composizione pedo-sedimentologica, posizione stratigrafica e cronologica assoluta degli orizzonti di riempimento di una serie di canalette centuriate di età romana dal settore meridionale delle Grandi Valli Veronesi*, Quaderni di Archeologia del Veneto, 9, pp. 171-175.
- BALISTA C., 1994, *La Pedo-sedimentologia complessiva della sezione “Stanghelle ’93/’94” in relazione ai fossi dell’età del Bronzo medio-recente* in De Guio A., Whitehouse R., Wilkins J. (a cura di), *Progetto Alto Medio Polesine-Basso Veronese: settimo rapporto*, Quaderni di Archeologia del Veneto, X, pp. 115-129.
- BALISTA C., 1996, *Geoarcheologia delle Formazioni superficiali: linee guida e casi studio dal progetto AMPBV. I risultati di una ricerca volta al definitivo inquadramento stratigrafico delle “strade su argine” delle Valli Grandi Veronesi* in Maragno E. (a cura di), *La ricerca archeologica di superficie in area padana*, Atti del Workshop (Villadose, 1 ottobre 1994), Stanghella, pp. 319-349.
- BALISTA C., 1998, *Geoarcheologia dell’area palafitticola della torbiera bassa di Canàr ed evoluzione pedo-alluvionale delle sequenze di riempimento del suo antico bacino fluvio-palustre*, Padusa Quaderni, 2, pp. 31-103.
- BALISTA C., 2000, *Un intervento di geoarcheologia nell’area della centuriazione di Villadose: le sequenze stratigrafiche delle canalette agrarie e dei fossati del DM di Beverare, S. Martino di Venezze (RO). Interpretazione strutturale e funzionale*, Quaderni di Archeologia del Polesine, I, pp. 181-229.
- BALISTA C., 2002, *La paleoidrografia dell’area terramaricola centro-padana verso la fine dell’età del Bronzo: inquadramento stratigrafico, cronologico e paleo climatico*, Quaderni della Bassa Modenese, 42, pp. 7-48.

- BALISTA C., 2004, *Il territorio cambia idrografia: la Rotta della Cucca* in Leonardi G., Rossi S. (a cura di) *Archeologia e idrografia del Veronese a cent'anni dalla deviazione del fiume Guà (1904-2004)*, atti della giornata di studi *La Necropoli del Fiume Nuovo*, 15 maggio 2004, Cologna Veneta, Dipartimento di Scienze dell'Antichità, Saltuarie dal laboratorio del Piovego, vol. 6, pp.55-86.
- BALISTA C., 2009, *Le risposte del sistema paleoidrografico di risorgiva delle Valli Grandi Veronesi Meridionali alle fluttuazioni climatiche tardo-oloceniche e agli impatti antropici legati ai cicli insediativi dell'età del Bronzo, di età romana e di età tardorinascimentale-moderna*, Padusa, XLV, Nuova Serie, Pisa - Roma, pp. 73-131.
- BALISTA C., DE GUIO A. (a cura di), 1990-1991, *Il sito di Fabbrica dei Soci (Villa Bartolomea - VR): oltre la superficie...*, Padusa, XXVI-XXVII, Pisa - Roma, pp. 9-85.
- BALISTA C., DE GUIO A., 1997, *Ambiente ed insediamenti dell'età del bronzo nelle Valli Grandi Veronesi* in Bernabò Brea M., Cardarelli A., Cremaschi M. (a cura di), *Le Terramare. La più antica civiltà padana*, catalogo della mostra, Modena 15 marzo – 1 giugno 1997, Electa, Milano, pp. 137-160.
- BALISTA C., DE GUIO A., FERRI R., VANZETTI A., 1992, *Geoarcheologia delle Valli Grandi Veronesi e Bonifica Padana (Rovigo): uno scenario evolutivo* in AA.VV., *Tipologia di insediamento e distribuzione antropica nell'area Veneto-Istriana dalla Protostoria all'Alto Medioevo*, Venezia, Edizioni della Laguna, pp. 111-123.
- BALISTA C., DE GUIO A., VANZETTI A., BETTO A., DE ANGELI G., SARTOR F., 2005, *Paleoidrografie, impianti terramaricoli e strade su argine: evoluzione paleoambientale, dinamiche insediative e organizzazione territoriale nelle Valli Grandi Veronesi alla fine dell'età del Bronzo*, Padusa, anno XLI, pp. 97-152.
- BALISTA C., DE GUIO A., VANZETTI A., BETTO A., DE ANGELI G., SARTOR F., 2006, *La fine dell'età del Bronzo ed i processi di degrado dei suoli innescati dai re-insediamenti della prima età del Ferro e dai deterioramenti climatici del sub-Atlantico al margine settentrionale delle Valli Grandi Veronesi (il caso-studio del sito di Perteghelle di Cerea – Vr)*, Padusa, anno XLII, Pisa – Roma, pp. 45-127.
- BARALDI F., CARTON A., CASTALDINI D., PANIZZA M., PELLEGRINI M., SORBINI L., 1980, *Neotettonica di parte dei fogli Peschiera del Garda (48), Verona (49), Mantova (62) e di tutto il foglio Legnago (63)*, CNR, *Contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*, Pubblicazione 356, Progetto Finalizzato Geodinamica, pp. 613-655.
- BASILI R., VALENSISE G., VANNOLI P., BURRATO P., FRACASSI U., MARIANO S., TIBERTI M.M, BOSCHI E., 2008, *The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology*, Tectonophysics, vol. 453, pp. 20-43.
- BELLUZZO G., 1980, *Una stazione dell'età del Bronzo media e recente a Stanghelletti di Castagnaro* in AA.VV., *Il territorio veronese dalle origini all'età romana*, Verona, pp. 170-173.
- BENEDETTI L., TAPPONNIER P., GAUDEMER Y., MANIGHETTI I., VAN DER WOERD J., 2003, *Geomorphic evidence for an emergent active thrust along the Po Plain:*

- the Broni-Stradella fault*, Journal of Geophysical Research, 108, 2238, ETG6, pp. 1-14.
- BETTO A., 2013, *Le “strade” dell’età del bronzo nelle Valli Grandi Veronesi Meridionali. Connettività e management idraulico nel quadro di un Paesaggio di Potere*, tesi di dottorato inedita in Studio e Conservazione dei Beni Archeologici e Architettonici, Dipartimento di Beni Culturali: Archeologia, Storia dell’Arte, del Cinema e della Musica, Università di Padova, pp. 206.
 - BETTO A., DE ANGELI G., SARTOR F., 2005, *La sezione del paleoalveo di Ponte Moro: nuovi dati per una collocazione crono-stratigrafica della strada meridionale su argine* in Balista C., De Guio A., Vanzetti A., Betto A., De Angeli G., Sartor F., *Paleoidrografie, impianti terramaricoli e strade su argine: evoluzione paleo-ambientale, dinamiche insediative e organizzazione territoriale nelle Valli Grandi Veronesi alla fine dell’età del Bronzo*, Padusa, anno XLI, pp. 107-117.
 - BOCCALETTI M., BONINI M., CORTI G., GASPERINI P., MARTELLI L., PICCARDI L., SEVERI P., VANNUCCI G., 2004, *Carta sismo-tettonica della Regione Emilia-Romagna e note illustrative, Scala 1:250000*, S.EL.CA., Firenze.
 - BONDESAN A., CALDERONI G., MOZZI P., 2002, *L’assetto geomorfologico della pianura veneta centro-orientale: stato delle conoscenze e nuovi dati* in Varotto M., Zunica M. (Eds.), *Scritti in ricordo di Giovanna Brunetta*, Università degli Studi di Padova, Dipartimento di Geografia, Padova, pp. 19-38.
 - BONDESAN A., FONTANA A., MOZZI P., PIOVAN S., PRIMON S., 2010, *La geomorfologia del territorio dell’Annia* in Rosada G., Frassine M., Ghiotto A.R. (Ed.), *...viam Anniam influentibus palustribus aquis eververatam...* Progetto Via Annia, Treviso, Canova Edizioni, pp. 25-36.
 - BONDESAN A., MENEGHEL M., ROSSELLI R., VITTURI A. (Eds.), 2004, *Geomorphological map of the Province of Venice*, scale 1:50.000, IAC, Firenze, 4 sheets.
 - BONDESAN M., 1990, *L’area deltizia padana: caratteri geografici e geomorfologici* in Bondesan M. (a cura di), *Il parco del delta del Po: studi ed immagini, vol.1*, Spazio Libri Edizioni, Ferrara, pp. 9-48.
 - BONDESAN M., CAMASSI R., TCHAPRASSIAN M., 2002, *Individuazione delle zone di rotta nel corso inferiore dell’Adige: il contributo di dati geologici, geomorfologici e storici*, Memorie di Scienze Geologiche, vol. 54, pp. 73-86.
 - BONDESAN M., FAVERO V., VINALS M.J., 1995, *New evidence on the evolution of the Po-delta coastal plain during the Holocene*, Quaternary International.
 - BONDESAN M., MIOLA A., MOZZI P., PRIMON S., VALENTINI G., ZAMBONI C., 2003, *Late Holocene palaeoenvironments and human impact in the archaeological area of Ca’ Tron, at the margin of the Lagoon of Venice (Italy)*, XVI Congress of the International Union for Quaternary Research (INQUA), Reno (Nevada), 23-30 luglio 2003, Abstracts, pp.110.
 - CAFIERO F., CATTANEO P., NANNI A., 1996, *Paesaggi romani della Bassa Veronese*, in E. Maragno (a cura di), *La ricerca archeologica di superficie in area padana*, pp. 145-167.

- CALZOLARI M., 1991, *Alla ricerca del paesaggio antico: le divisioni agrarie di età romana nelle Valli Grandi Veronesi* in AA.VV., *Cerea: storia di una comunità attraverso i secoli*, Verona, pp. 31-40.
- CALZOLARI M., 1993, *Ricerche topografico-archeologiche sulla centuriazione tra il Bastione S. Michele e il Naviglio Bussè (Valli Grandi Veronesi)* in Atti del XII Convegno Archeologico Benacense, Cavriana, pp. 23-41.
- CALZOLARI M., 1995, *Interventi di bonifica nella Padania centrale in età romana* in Quilici L., Quilici Gigli S. (a cura di), *Interventi di bonifica agraria nell'Italia romana*, L'Erma di Bretschneider Edizioni, Roma, pp. 7-16.
- CALZOLARI M., 2004, *Il Po in età romana. Geografia, storia e immagine di un grande fiume europeo*, Reggio Emilia.
- CARBOGNIN L., TOSI L., 2003, *Il progetto ISES per l'analisi dei processi di intrusione salina e subsidenza nei territori meridionali delle provincie di Padova e Venezia*, C.N.R., Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, pp. 16-21.
- CARDARELLI A., 2010, *The collapse of the Terramare Culture and growth of new economic and social systems during the Late Bronze Age in Italy*, Scienze dell'Antichità, Storia Archeologia Antropologia, 15, pp. 449-520.
- CARMINATI E., DOGLIONI C., 2012, *Alps vs. Apennines: the paradigm of a tectonically asymmetric Earth*, Earth-Science Reviews Journal, 112, pp. 67-96.
- CARMINATI E., DOGLIONI C., SCROCCA D., 2006, *I fragili equilibri della Pianura Padana*, Le Scienze, 450, pp. 86-94.
- CASAZZA L., 2002, *Mutamenti insediativi e sfruttamento del suolo nel Polesine meridionale dalla tarda antichità al mille* in AA.VV., *La bonifica tra Canal Bianco e Po: vicende del comprensorio padano polesano*, Consorzio di Bonifica Padana Polesana, Rapporti Polesine e Cultura Padana, vol. 15, Rovigo, Minelliana, pp. 57-70.
- CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R., CAPPELLI V., 1986, *Pianura Padana - Interpretazione integrata di dati geofisici e geologici in 73° Congresso della Società Geologica Italiana*.
- CASTELLARIN A., 1982, *Lineamenti ancestrali sudalpini* in Castellarin A., Vai G.B., *Guida alla geologia del sudalpino centro-orientale*, Società Geologica Italiana.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G., VAI G. B., RABBI E., PINI G. A., CRESTANA G., 1985, *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*, Giornale di Geologia, 47, pp. 47-75.
- CASTELLARIN A., VAI G.B., CANTELLI L., 2005, *The Alpine evolution of the Southern Alps around the Giudicarie faults: A Late Cretaceous to Early Eocene transfer zone*, Tectonophysics, vol. 414, pp. 203-223.
- CASTIGLIONI G.B., 1978, *Il ramo più settentrionale del Po nell'antichità*, Atti e Memorie dell'Accademia Patavina SS.LL.AA., vol. 90, 3, pp. 157-164.
- CASTIGLIONI G.B., 1999, *Geomorphology of the Po Plain*, Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 3, suppl. 3, pp. 7-20.
- CASTIGLIONI G.B., 2001, *Response of the fluvial system to environmental variations* in Castiglioni G.B. e Pellegrini G.B. (Eds.), *Illustrative notes of the*

- geomorphological map of Po Plain (Italy)*, Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, Torino: Comitato Glaciologico Italiano, Suppl. 4, pp. 165-188.
- CASTIGLIONI G.B., 2004, *Quaternary glaciations in the eastern sector of the Italian Alps* in Gibbard, P., Ehlers, J. (Eds.), *Developments in Quaternary Science*, vol. 2, part 1, pp. 209-214.
 - CORRAIN C., 2002, *Il territorio polesano fino al '400. Le bonifiche estensi nel XV secolo* in AA.VV., *La bonifica tra Canal Bianco e Po: vicende del comprensorio padano polesano*, Consorzio di Bonifica Padana Polesana, Rapporti Polesine e Cultura Padana, vol. 15, Rovigo, Minelliana, pp. 57-70.
 - CORREGGIARI A., ROVERI M., TRINCARDI F., 1996, *Late Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic Sea*, *Il Quaternario – Italian Journal of Quaternary Sciences*, 9, pp. 697-704.
 - CREMONINI S., LABATE D., CURINA R., 2013, *The late-antiquity environmental crisis in Emilia region (Po river plain, Northern Italy): Geoarchaeological evidence and paleoclimatic considerations*, *Quaternary International*, 316, pp. 162-178.
 - CUPITO' M., DALLA LONGA E., DONADEL V., LEONARDI G., 2012, *Resistances to the 12th century b.C. crisis in the Veneto Region: the case studies of Fondo Paviani and Montebello Vicentino* in Kneisel J., Kirleis W., Dal Corso M., Taylor N., Tiedtke V., *Collapse or continuity? Environment and development of Bronze Age human landscape*, Bonn, pp. 55-70.
 - DAL PRÀ A., GOBBO L., VITTURI A., ZANGHERI P., 2000, *Indagine Idrogeologica del Territorio provinciale di Venezia*, Provincia di Venezia, pp. 23-27.
 - DALL'AGLIO P.L., 1997, *Il Diluvium di Paolo Diacono e le modificazioni ambientali tardo-antiche: un problema di metodo*, *Ocnus*, 5, pp. 97-104.
 - DE GUIO A., WHITEHOUSE R., WILKINS J. (a cura di), 1990, *Progetto Alto-Medio Polesine: quarto rapporto*, Quaderni di Archeologia del Veneto, V, pp. 217-238.
 - DE MARINIS R.C., 1997, *L'età del Bronzo nella regione benacense e nella pianura padana a nord del Po*, in Bernabò Brea M., Cardarelli A., Cremaschi M. (a cura di), *Le Terramare. La più antica civiltà padana*, catalogo della mostra, Modena 15 marzo – 1 giugno 1997, Milano, pp. 405-422.
 - DE MARINIS R.C., 1999, *Il confine occidentale del mondo proto-veneto/paleo-veneto dal Bronzo finale alle invasioni galliche del 338 a.C.* in *Venetorum Angulus*, pp. 511-564.
 - DONDI L., D'ANDREA M.G., 1986, *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene*, *Giornale di Geologia*, 48, pp. 197-225.
 - FANTONI R., FRANCIOSI R., 2009, *Tectono-sedimentary setting of the Po Plain and Adriatic foreland*, *Rendiconti Fis. Acc. Lincei*, 21 (Suppl. 1), pp. 197-209.
 - FAO-ISRIC, 2006, *Guidelines for soil description, 4rd Edition*, International Soil Reference Information Centre, Rome, pp. 97.
 - FERRANTI L., ANTONIOLI F., MAUZ B., AMOROSI A., DAI PRA G., MASTRONUZZI G., MONACO C., ORRÙ P., PAPPALARDO M., RADTKE U., RENDA P., ROMANO P., SANSÒ P., VERRUBBI V., 2006, *Markers of the last interglacial sea level highstand along the coast of Italy: tectonic implications*, *Quaternary International*, 145–146, pp. 30-54.

- FERRI R., 1988, *Geomorfologia ed evoluzione idrografica del territorio comunale di Bondeno attraverso lo studio delle foto aeree* in Berti F. e Gelichi S., *Bondeno e il suo territorio dalle origini al Rinascimento*, Bologna, pp. 25-43.
- FERRI R., 1989, *Metodologie di studio delle foto aeree nelle ricerche archeologiche e paleoambientali relative alla Bassa Padana e al delta del Po* in Ferri R., Calzolari M., *Ricerche archeologiche e paleoambientali nell'area padana: il contributo delle foto aeree*, S.Felice sul Panaro (MO), Gruppo Studi Bassa Modenese, pp. 15-35.
- FIORENTINO M., MANFREDA S., 2004, *La stima dei volumi di piena dell'Adige a Trento con riferimento al rischio di inondazione*, 29° Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Trento, 7-10 Settembre 2004, vol. 2, pp. 115-122.
- FONTANA A., 2006, *Evoluzione geomorfologica della bassa pianura friulana e sue relazioni con le dinamiche insediative antiche* in *Enclosed Geomorphological Map of the Low Friulian Plain, scale 1:50.000*, Monografie Museo Friulano Storia Naturale, Udine, 47, pp. 288.
- FONTANA A., MOZZI P., BONDESAN A., 2004, *L'evoluzione geomorfologica della pianura veneto-friulana* in Bondesan A., Meneghel M. (a cura di), *Geomorfologia della provincia di Venezia*, Esedra, Padova, pp. 113-136.
- FONTANA A., MOZZI P., BONDESAN A., 2008, *Alluvial megafans in the Venetian–Friulian Plain (north-eastern Italy): evidence of sedimentary and erosive phases during Late Pleistocene and Holocene*, *Quaternary International*, 189, pp. 71-90.
- FONTANA A., MOZZI P., BONDESAN A., 2010, *Late Pleistocene evolution of the Venetian–Friulian Plain*, *Rendiconti Lincei* 21 (Suppl. 1), pp. 181-196.
- FONTANA A., MOZZI P., MARCHETTI M., 2014, *Alluvial fans and megafans along the southern side of the Alps*, *Sedimentary Geology*, 301, pp. 150-171.
- GATTO P., PREVIATELLO P., 1974, *Significato stratigrafico, comportamento meccanico e distribuzione nella laguna di Venezia di un'argilla sovraconsolidata nota come "caranto"*, *Rapporto Tecnico* 70, C.N.R., Istituto per lo Studio della Dinamica Grandi Masse, Venezia, pp. 45.
- GHIELMI M., MINERVINI M., NINI C., ROGLEDI S., ROSSI M., VIGNOLO A., 2010, *Sedimentary and tectonic evolution in the eastern Po-Plain and northern Adriatic Sea area from Messinian to Middle Pleistocene (Italy)*, *Rendiconti Fis. Acc. Lincei*, 21, pp. S131-S166.
- GIAROLA P., 2003, *Il Castello del Tartaro tra archeologia e archeoastronomia nel territorio di Cerea*, Archeoclub d'Italia Edizioni, pp. 97.
- GUIDI A., CANDELATO F., SARACINO M., 2008, *Il popolamento del territorio veronese durante l'età del Ferro*, in AA.VV., *I veneti antichi, novità e aggiornamenti*, Cierre Edizioni e Associazione Archeologica Isolana, Caselle di Sommacampagna, pp. 15-45.
- GUIDOBONI E., COMASTRI A., BOSCHI E., 2005, *The "exceptional" earthquake of 3 January 1117 in the Verona area (northern Italy): a critical time review and detection of two lost earthquakes (lower Germany and Tuscany)*, *Journal of Geophysical Research.*, 110.
- KENT D.V., RIO D., MASSARI F., KUKLA G., LANCI L., 2002, *Emergence of Venice during the Pleistocene*, *Quaternary Science Reviews*, 21, pp. 1719-1727.

- LAVECCHIA G., BONCIO P., CREATI N., 2003, *A lithospheric-scale seismogenic thrust in Central Italy*, Journal Geodynamics, 36, pp. 79-94.
- LEONARDI G., ROSSI S. (a cura di), 2004, *Archeologia e idrografia del Veronese a cent'anni dalla deviazione del fiume Guà (1904-2004)*, atti della giornata di studi *La Necropoli del Fiume Nuovo*, 15 maggio 2004, Cologna Veneta, Dipartimento di Scienze dell'Antichità, Saltuarie dal laboratorio del Piovego, vol. 6, pp. 414.
- LORENZI A., 1937, *Valli Grandi Veronesi in Enciclopedia Treccani*, A.T. 24-25-26.
- MALESANI E., 1952, *La bonifica delle Valli Grandi Veronesi ed Ostigliesi in Studi geografici in onore di Antonio Renato Toniolo*, Milano, pp. 57-105.
- MANTOVANI E., VITI M., BABBUCCI D., CENNI N., TAMBURELLI C., VANNUCCHI A., FALCIANI F., FIANCHISTI G., BAGLIONE M., D'INTINOSANTE V., FABBRONI P., MARTELLI L., BALDI P., BACCHETTI M., 2013, *Assetto tettonico e potenzialità sismica dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo e Val Padana*, Regione Toscana e Regione Emilia-Romagna, Centro Stampa-Regione Emilia-Romagna, pp. 1-168.
- MARCOLONGO B., 1987, *Ricostruzione paleoidrografica attraverso interpretazione di immagini telerilevate* in Marcolongo B. (Ed.), *Paleoidrografia tarsoquaternaria della pianura veneta sud occidentale e il suo significato in una ricostruzione paleoclimatica*, C.N.R., Padova, pp. 6-8.
- MARCOLONGO B., ZAFFANELLA G.C., 1987, *L'evoluzione paleografica della pianura veneto atesino-padana*, Athesia, 1, pp. 31-67.
- MIOLA A., ALBANESE D., VALENTINI G., CORAIN L., 2003, *Pollen data for a biostratigraphy of LGM in the Venetian Po Plain*, Il Quaternario, 16, pp. 21-25.
- MONEGATO G., RAVAZZI C., DONEGANA M., PINI R., CALDERONI G., WICK L., 2007, *Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps)*, Quaternary Research, 68, pp. 284-302.
- MOZZI P., 2004, *Il caranto nel sottosuolo della laguna di Venezia* in Bondesan A., Meneghel M. (a cura di), *Geomorfologia della provincia di Venezia*, Esedra, Padova, pp. 342-346.
- MOZZI P., 2005, *Alluvial plain formation during the Late Quaternary between the southern Alpine margin and the Lagoon of Venice (northern Italy)* in Bondesan A., Mozzi P., Surian N. (Eds.), *Montagne e Pianure*, Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, Suppl. 7, pp. 219-230.
- MOZZI P., BINI C., ZILOCCHI L., BECATTINI R., MARIOTTI LIPPO M., 2003, *Stratigraphy, palaeopedology and palinology of Late Pleistocene and Holocene deposits in the landward sector of the lagoon of Venice (Italy), in relation to the 'caranto' level*, Il Quaternario – Italian Journal of Quaternary Sciences, 16, pp. 193-210.
- MOZZI P., NINFO A., 2009, *La fotografia aerea obliqua per l'analisi geoarcheologica del territorio della Via Annia* in Veronese F. (a cura di), *Via Annia: Adria, Padova, Altino, Concordia, Aquileia – progetto di recupero e valorizzazione di un'antica strada romana*, Atti della giornata di studio 19 giugno 2008, Padova.

- OROMBELLI G., RAVAZZI C., 1996, *The Late Glacial and early Holocene: chronology and paleoclimate*, Il Quaternario – Italian Journal of Quaternary Sciences, 9, 2, pp. 439-444.
- OROMBELLI G., RAVAZZI C., CITA M.B., 2005, *Osservazioni sul significato dei termini LGM (UMG), tardoglaciale e postglaciale in ambito globale, italiano ed alpino*, Il Quaternario, 18, 2, pp. 147-156.
- PALEOCAPA P., 1859, *Memorie di idraulica pratica*, Venezia., pp. 266.
- PELLEGRINI G.B, ALBANESE D., BERTOLDI R., SURIAN N., 2005, *La deglaciazione nel Vallone Bellunese, Alpi Meridionali Orientali*, Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, suppl. 7, pp. 271-280.
- PERETTO R., 1986, *Ambiente e strutture antropiche nell'antico Polesine in AA.VV. (Ed.), L'antico Polesine. Testimonianze archeologiche e paleoambientali*, Antoniana S.p.a. Edizioni, Padova, pp. 21-100.
- PERONI R., 1996, *L'Italia alle soglie della storia*, Roma-Bari.
- PICCOTTI V., PAZZAGLIA F.J., 2008, *A new active tectonic model for the construction of the northern Apennines mountain front near Bologna (Italy)*, Journal of Geophysical Research, 113.
- PIERI M., GROPPI G., 1981, *Subsurface geological structure of the Po Plain (Italy)*, C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, AGIP Publisher, Milano, 414, pp. 1-13.
- PINI R., RAVAZZI C., DONEGANA M., 2009, *Pollen stratigraphy, vegetation and climate history of the last 215 ka in the Azzano Decimo core (plain of Friuli, north-eastern Italy)*, Quaternary Science Reviews, 28, pp. 1268-1290.
- PIOVAN S., 2007, *Evoluzione paleoidrografica della pianura veneta meridionale e rapporto Uomo-Ambiente nell'Olocene*, Quaderni di Dottorato, Università degli Studi di Padova.
- PIOVAN S., MOZZI P., STEFANI C., 2010, *Bronze Age Paleohydrography of the southern Venetian Plain*, Geoarcheology, vol. 25, 1, pp. 6-35.
- PIOVAN S., MOZZI P., ZECCHIN M., 2012, *The interplay between adjacent Adige and Po alluvial systems and deltas in the late Holocene (Northern Italy)*, Géomorphologie: relief, processus, environnement, 4, pp. 427-440.
- RAVAZZI C., MARCHETTI M., ZANON M., PEREGO R., QUIRINO T., DEADDIS M., DE AMICIS M., MARGARITORA D., 2012, *Lake evolution and landscape history in the lower Mincio River valley, unravelling drainage changes in the central Po Plain (N-Italy) since the Bronze Age*, Quaternary International, 288, pp. 195-205.
- RICCI LUCCHI F., BASSETTI M.A., MANZI V., ROVERI M., 2002, *Il Messiniano trent'anni dopo: eventi connessi alla crisi di salinità nell'avanfossa appenninica*, Studi Geologici Camerti – Nuova Serie, vol. 1, pp. 127-142.
- ROGLEDI S., 2010, *Assetto strutturale delle unità alpine nella pianura tra il lago d'Iseo e il Garda*, Presentazione al Convegno "Rischio sismico nella Pianura Padana", Museo Civico di Scienze Naturali, Brescia, 24 Novembre 2010.
- SALGARO S., 1981, *Appunti per una interpretazione della Bassa Veronese in Epoca Romana*, Pubblicazione dell'istituto Geografico, Università di Padova, 4, pp. 23-35.

- SALZANI L., 2002, *Età del ferro*, in Aspes (a cura di), *Preistoria veronese. Contributi e aggiornamenti*, Memorie del Museo Civico di Storia Naturale di Verona (II serie), Sezione Scienze dell'Uomo, 5, pp. 157-162.
- SANESI G., 1977, *Guida alla descrizione del Suolo*, CNR, Progetto Finalizzato Conservazione del Suolo, pubblicazione 11.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 1990, *Carta Geologica del Veneto scala 1:250.000 – Note illustrative*, Firenze, S.E.L.C.A., pp. 21-26.
- SLEJKO D., CARRARO F., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C., ILCETO V., NICOLICH R., REBEZ A., SEMENZA E., ZANFERRARI A., ZANOLLA C., 1987, *Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale*, C.N.R., GNDT, Trieste, Rendiconti, 1, pp. 1-82.
- SORBINI L., ACCORSI C. A., BANDINI MAZZANTI M., FORLANI L., GANDINI F., MENEGHEL M., RIGONI A., SOMMARUGA M., 1984, *Geologia e geomorfologia di una porzione della pianura a sud-est di Verona* in *Memorie del Museo Civico di Storia Naturale di Verona*, II serie, sezione Scienze della Terra, 2, pp. 91.
- SORBINI L., ZORZIN R., 1989, *Paleoidrografia della pianura circostante il Fiume Adige* in *Atti del Convegno Il Fiume Adige – Stato delle conoscenze e problematiche gestionali*, Verona, pp. 103-122.
- STEFANI M., VINCENZI S., 2005, *The interplay of eustasy, climate and human activity in the late Quaternary depositional evolution and sedimentary architecture of the Po Delta system*. *Marine Geology*, vol. 222-223, pp. 19-48.
- STOUTHAMER E., 2001, *Holocene avulsions in the Rhine-Meuse delta, The Netherlands*, *Nederlandse Geografische Studies-Netherlands Geographical Studies*, 283, pp. 210.
- STOUTHAMER E., BERENDSEN H. J. A., 2000, *Factors controlling the Holocene avulsion history of the Rhine-Meuse delta (The Netherlands)*, *Journal of Sedimentary Research*, 70 (5), pp. 1051-1064.
- SURIAN N., RINALDI M., PELLEGRINI L., 2009, *Linee guida per l'analisi geomorfologica degli alvei fluviali e delle loro tendenze evolutive*, Cooperativa Libreria Editrice Università di Padova, Padova, pp. 79.
- VAI G.B., CANTELLI L., 2004, *Litho-palaeoenvironmental maps of Italy during the last two climatic extremes, two maps 1:1.000.000*, explanatory notes edited by Antonioli F., and Vai G.B., 32° IGC publications.
- VANNOLI P., BASILI R., VALENSISE G., 2004, *New geomorphic evidence for anticlinal growth driven by blind-thrust faulting along the Northern Marche coastal belt (central Italy)*, *Journal Seismology*, 8, pp. 297-312.
- VANZETTI A., 1994, *Orizzonti di riempimento dei fossi agrari dell'età del Bronzo media-recente* in De Guio A., Whitehouse R., Wilkins J. (a cura di), *Progetto Alto Medio Polesine-Basso Veronese: settimo rapporto*, *Quaderni di Archeologia del Veneto*, X, pp. 119-123.
- VANZETTI A., 2013, *1600? The rise of the Terramara system (northern Italy) in Meller H., Bertemes F., Bork H.R., Risch R., 1600 – Cultural change in the shadow of the Thera-Eruption?*, 4th Archaeological Conference of Central Germany October 14–16, 2011 in Halle (Saale), pp. 267-282.

- VEGGIANI A., 1972, *Il ramo del Po di Adria nella tarda Età del Bronzo*, Padusa, vol. 8, pp. 123-126.
- VENTURINI C., 2003, *Il Friuli nel Quaternario: evoluzione del territorio* in Muscio, G. (Ed.), *Glaciers, l'età dei ghiacci in Friuli, ambienti climi e vita negli ultimi 100.000 anni, catalogo della mostra*, Museo Friulano Storia Naturale, Udine, pp. 23-106.
- VILLA F., CASTALDI G., ROSSI C., 1976, *Le caratteristiche deposizionali dell'area ferrarese e le relative connessioni con l'idrogeologia superficiale e profonda*, Quaderni IRSA, vol. 28, 11, pp. 309-329.
- VITTURI A., BONDESAN A., FONTANA A., MOZZI P., PRIMON S., BASSAN V., 2011, *Geologia* in Vitturi A., Bassan V., Mazzucato A., Primon S., Bondesan A., Ronchese F., Zangheri P. (Eds), *Atlante geologico della Provincia di Venezia - Note illustrative*, Quarto d'Altino (Venezia), Arti Grafiche Venete, pp. 333-357.
- WILSON L.F., PAZZAGLIA F.J., ANASTASIO D.J., 2009, *A fluvial record of active fault-propagation folding, Salsomaggiore anticline, northern Apennines, Italy*, *Journal of Geophysical Research.*, 114, B08403.

RINGRAZIAMENTI

Finalmente ci siamo. Dopo quasi sette anni il mio percorso universitario nella Geologia giunge al termine. Dal triennio parmense al biennio padovano, è stato un cammino pervaso di nuove amicizie, tanta conoscenza e molte soddisfazioni, e non sono mancati anche momenti meno sereni. Questa tesi è stato un tassello importante, un ultimo piccolo gradino che si è tramutato in un lungo lavoro durato molti mesi, un lavoro che nonostante la fatica, talvolta incontrata, mi ha insegnato alcune cose importanti. Alla fine quindi di questo agognato traguardo, sono molte le persone che desidero ringraziare.

Innanzitutto per la stesura di questa tesi ringrazio i relatori Dr. Alessandro Fontana e Dr. Paolo Mozzi per il materiale bibliografico e per avermi seguito durante questi mesi, Francesco Ferrarese del Dipartimento di Geografia dell'Università di Padova, che mi ha fornito alcuni dati e mi ha aiutato con le stampe e con alcune preziose dritte su ArcMap, il Dott. Ing. Alberto Piva ed il Consorzio di Bonifica Veronese per la concessione del dato LiDAR, la Dott.ssa Rita Deiana per la tomografia elettrica, nonché Livio e Marik, studenti come me di Geologia e Geologia Tecnica che mi hanno dato una mano durante alcuni dei lunghi e caldi giorni di rilevamento nelle Valli Grandi Veronesi.

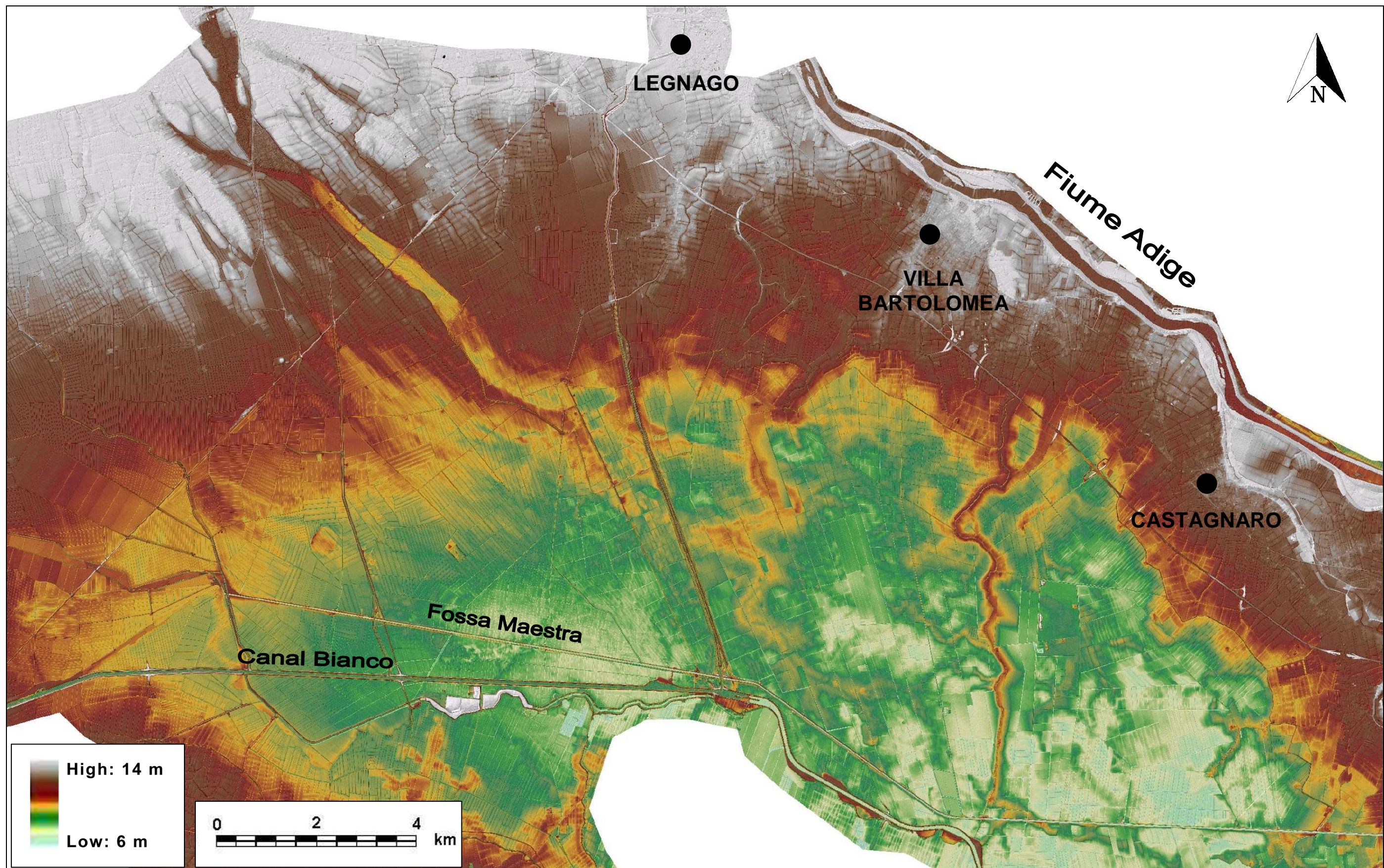
Al di fuori dell'ambito accademico, i primi ringraziamenti vanno alla mia famiglia che mi ha sostenuto economicamente e moralmente durante tutti questi anni. Un grazie immenso lo devo anche alla mia ragazza Lucia, che non solo mi ha sostenuto sempre con pazienza (soprattutto in questi ultimi mesi), con amore e con grande fiducia in me, ma mi ha anche aiutato attivamente durante la tesi; a tal proposito ringrazio anche mio cognato Giovanni, anch'egli prezioso aiutante durante l'ultimo afoso giorno di campagna. Grazie anche a Rita che mi ha dato una mano con l'inglese. Ringrazio tutti i miei amici di Verona e non, le mie band e tutti coloro con cui condivido la mia grande passione per la musica, un mezzo potente che mi accompagna da sempre e che mi ha sempre dato gli stimoli adeguati per affrontare le situazioni della vita a testa alta, università compresa. Ringrazio anche Claudio, Luca e Michele, i geologi dello studio che mi stanno dando l'opportunità di acquisire esperienza nel settore per cui ho studiato e in cui voglio lavorare. Infinite grazie a tutti coloro che mi sostengono o che mi hanno sostenuto in tutti questi anni, anche con una semplice parola, un incoraggiamento, un gesto o un invito a non mollare mai...

Filippo Tezza

ALLEGATI

- DTM delle Valli Grandi Veronesi da acquisizioni LiDAR del 2012
- Carta Geomorfologica delle Valli Grandi Veronesi (scala 1:25.000)

DTM (con effetto 'hill shading') delle Valli Grandi Veronesi, ottenuto da acquisizioni LiDAR (2012)



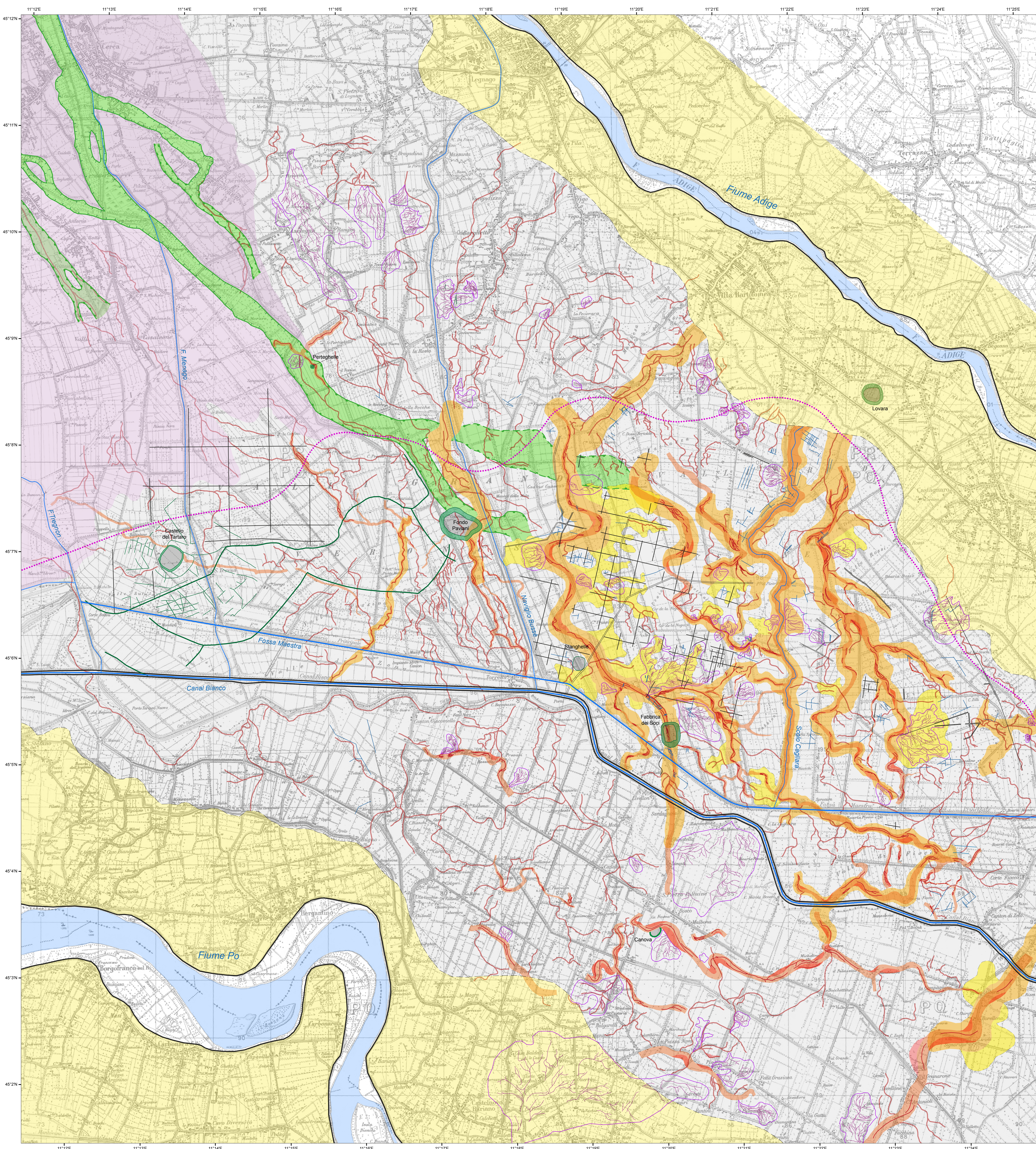
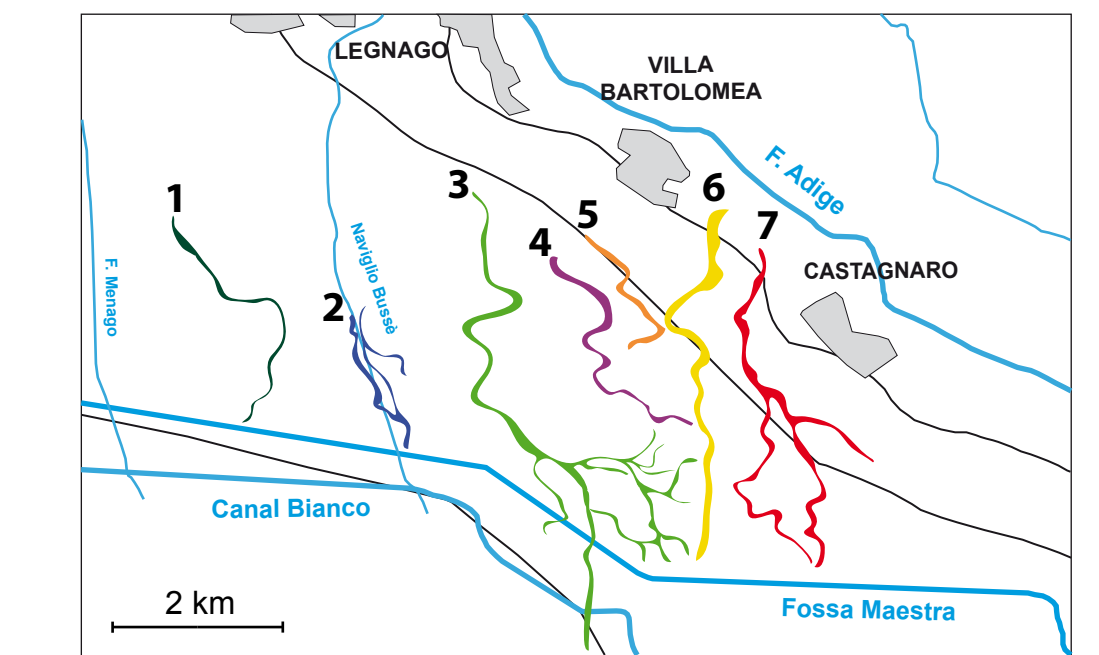
CARTA GEOMORFOLOGICA DELLE VALLI GRANDI VERONESI

GEOMORPHOLOGICAL MAP OF THE VALLI GRANDI VERONESI (NE ITALY)



Laureando: Filippo Tezza Relatore: Dr. Alessandro Fontana Correlatore: Dr. Paolo Mozzi
 Dipartimento di Geoscienze - Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Geologia Tecnica, Anno Accademico: 2014 - 2015
 Allegato alla tesi: "Studio geomorfologico delle Valli Grandi Veronesi (bassa pianura veneta)"

Scala 1:25.000
 scale 0 250 500 750 1000 1500 2000 2500
 metri



IDROGRAFIA E TOPOGRAFIA

HYDROGRAPHY AND TOPOGRAPHY

- Corso d'acqua naturale e canali principali
River bed and main canals
- Argini artificiali dei principali corsi d'acqua
Dykes of rivers and major streams
- Limite settentrionale delle aree palustri nel 1876
Upper limit of the swamp area in 1876

ELEMENTI ARCHEOLOGICI

ARCHAEOLOGICAL FEATURES

- Traccia antropica di età indefinita
Anthropogenic trace of undetermined age
- Traccia di strada romana
Trace of Roman road
- Traccia di centuriazione romana
Trace of Roman centuriatio (field system division)
- Traccia di strada pre-romana
Trace of pre-Roman path
- Tracce protostoriche minori
Minor trace of pre-Roman age
- Insediamento protostorico principale
Protostoric village
- Toponimo di sito archeologico principale
Toponym of main archaeological site

TIPO ED ETÀ DEI DEPOSITI

TYPE AND AGE OF DEPOSITS

- Depositi alluvionali tardo olocenici di Adige e Po
Late-Holocene alluvial deposits of Adige and Po rivers
- Depositi alluvionali post-LGM generici
Generic post-LGM alluvial deposits
- Depositi alluvionali LGM dell'Adige
LGM alluvial deposits of Adige River
- Depositi recenti di golena
Recent flood plain deposits

FORME FLUVIALI

FLUVIAL LANDFORMS

- Dosso fluviali olocenici
Holocene fluvial ridges
- Traccia di paleoalveo principale
Dykes of major paleochannel
- Tracce interne a paleoalvei e barre
Bars and internal traces in paleochannel
- Traccia di canale residuale
Trace of residual channel
- Traccia di paleoalveo minore
Trace of minor paleochannel
- Ventaglio di rotta fluviale
Crevasse splay
- Traccia di canale di rotta fluviale
Trace of splay channel
- Rotta fluviale desunta da dati altimetrici LIDAR
Crevasse splay (based on LIDAR altimetry)
- Orlo di terrazzo fluviale
Limit of fluvial scarp
- Orlo di incisione fluviale sepolta o poco evidente
Limit of buried fluvial incision or with low visibility
- Incisione fluviale legata al reticolo idrografico minore
Fluvial incision related to the minor hydrographic network

PALEO-DIRETTRICI PRINCIPALI

MAJOR PALEOCHANNELS

1. Ponte Moro
2. Perteghelle-Fondo Paviani e Bussè
3. Fabbrica dei Soci
4. Vallette
5. Vallazza
6. Scolo Cagliara
7. Casa Massaua

