

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088

UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

---

---

DIPARTIMENTO DI SCIENZE BIOLOGICHE, GEOLOGICHE E  
AMBIENTALI

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

Tesi di Laurea Magistrale

Tenori di fondo di arsenico in depositi  
olocenici della Pianura Padana

Candidato: Elisabetta Bosi

Relatore: Prof. Alessandro Amorosi

Correlatore: Dr. Luca Colombera

---

---

Sessione dicembre 2019  
Anno Accademico 2018-2019



## Indice

<b>1 Introduzione .....</b>	<b>5</b>
<b>2 Inquadramento geologico.....</b>	<b>8</b>
2.1. Inquadramento geografico delle aree di studio .....	8
2.2 Assetto strutturale del bacino padano.....	9
2.2.1 <i>Strutture neogeniche-quadernarie nella regione centrale della Pianura Padana</i> .....	12
2.2.2 <i>Inquadramento strutturale di dettaglio delle aree di studio</i> .....	15
2.3 Inquadramento stratigrafico del bacino padano.....	17
2.3.1 <i>Cicli sedimentari quaternari</i> .....	19
2.3.2 <i>Quaternario continentale padano o Supersistema Emiliano- Romagnolo</i> .....	20
2.3.3 <i>Il Sistema Emiliano Romagnolo Superiore</i> .....	21
<b>3 Inquadramento geomorfologico.....</b>	<b>23</b>
3.1 Elementi morfologici della Pianura Padana.....	23
3.2 Geologia di superficie del Bacino Padano.....	27
3.3 Aree di studio 1 e 2: i paleovalvei del Po.....	30
3.4 Area di studio 3: le torbiere sul Fiume Oglio.....	33
3.5 Area di studio 4: l'alta pianura veneta e le Valli Grandi Veronesi.....	35
<b>4 Distribuzione naturale di arsenico nelle successioni sedimentarie quaternarie.....</b>	<b>40</b>
4.1 Fonti di As all'interno di depositi quaternari.....	44
4.2 Arsenico in Pianura Padana.....	47
4.2.1 <i>Pianura emiliano-romagnola</i> .....	47
4.2.2 <i>Pianura lombardo-veneta</i> .....	50
<b>5 Metodi.....</b>	<b>54</b>
5.1 Strumenti di indagine.....	54
5.1.1 <i>Telerilevamento</i> .....	54
5.1.2 <i>Fonti geologico-stratigrafiche</i> .....	55
5.2 Strategia di campionamento.....	55

5.3	Analisi chimiche.....	56
5.3.1	Preparazione pasticche.....	56
5.3.2	<i>Determinazione della perdita per calcinazione (LOI)</i> .....	56.
5.3.3	<i>Spettrometria (XRF)</i> .....	56
<b>6</b>	<b>Analisi dei dati.....</b>	<b>56</b>
6.1	Studio geomorfologico e presentazione dei campioni.....	56
6.2	Processi deposizionali e descrizione delle facies.....	62
6.2.1	<i>Facies di barra fluviale</i> .....	62
6.2.2	<i>Facies di clay plug</i> .....	64
6.2.3	<i>Facies torboso-palustre</i> .....	65
6.3	Stratigrafia delle carote .....	65
6.4	Analisi chimica sui campioni.....	68
<b>7</b>	<b>Discussione.....</b>	<b>75</b>
<b>8</b>	<b>Conclusioni.....</b>	<b>78</b>
	<b>Ringraziamenti.....</b>	<b>80</b>
	<b>Bibliografia .....</b>	<b>81</b>

## 1. Introduzione

L'arricchimento naturale in metalli nei sedimenti pleistocenico-olocenici può essere fonte di inquinamento degli acquiferi superficiali, causando quindi un serio rischio per la salute di chi ne utilizza l'acqua per usi agricoli o alimentari.

Per quanto di alcuni elementi fossero storicamente ben noti e studiati il comportamento come inquinanti e le conseguenze sulla salute dell'uomo, solo negli ultimi tempi, con la scoperta che gli acquiferi della piana del Gange (Archaryya et al., 2000; Ravenscroft et al., 2009) sono fortemente arricchiti in arsenico, è stata concentrata l'attenzione sui fattori che ne controllano la distribuzione e la mobilitazione.

L'approfondimento delle ricerche ha messo in luce come il problema della contaminazione di arsenico avesse una connotazione globale: si parla infatti di possibili centinaia di milioni di persone affette da disturbi legati all'assunzione per lungo tempo di arsenico (Ravenscroft et al., 2009; Donselaar et al., 2016).

Sulla base di tali evidenze, nel 1993 l'organizzazione mondiale della sanità (WHO) ha ridotto il valore guida di arsenico per l'acqua potabile da 50 µg/l a 10 µg/l (WHO, 1993; Smeedley e Kinniburgh, 2002). In Italia la qualità e la salubrità delle acque potabili è disciplinata dal Decreto Legislativo n°31 del 2/2/2001. Tale decreto ha abbassato, seguendo le linee guida già esistenti, il limite previsto per l'arsenico nelle acque potabili da 50 a 10 µg/l, a causa della sua potenziale cancerogenicità e ai rischi per la salute umana.

L'inquinamento degli acquiferi con arsenico geogenico è una realtà che presenta esempi su scala mondiale (Smeedley e Kinniburgh, 2002): alte concentrazioni di As sono state individuate in acquiferi in Argentina, Cile, Messico, Cina e Vietnam (Nicolli et al., 1989; Càceres et al., 1992; Del Razo et al., 1994; Wang et al., 2019; Papacostas et al., 2008; Stuckey et al., 2014); più recenti studi nel delta del Gange-Brahmaputra, zona che interessa India, Bengala e Bangladesh (Archaryya et al., 2000; Archaryya et al., 2007; McArthur et al., 2001; McArthur et al., 2004), ne hanno evidenziato la pericolosità per la popolazione.

L'arsenico si classifica al 39° posto per abbondanza nella crosta terrestre e si trova sparso in atmosfera, nelle acque, nei suoli, nei sedimenti e nelle rocce. E' presente come costituente maggiore in più di 200 minerali, come arsenopirite, arsenico elementare assorbito in idrossidi di ferro, ossidi idrati di ferro attaccati a granuli di quarzo e minerali argillosi (Smeedley e Kinniburgh, 2002; Donselaar et al., 2016; McArthur et al., 2001; Wang et al., 2019).

La fonte principale di arsenico nelle rocce che riempiono i bacini sedimentari di avampaese è geologica; dipende perciò in una certa misura dalla concentrazione nelle rocce originarie da cui provengono i sedimenti (Ravenscroft et al., 2009; Smeedley e Kinniburgh, 2002; Wang et al., 2019).

La concentrazione di As nei depositi superficiali di questi bacini è variabile; si distinguono sedimenti argillosi, che presentano una maggiore concentrazione rispetto a depositi sabbiosi: questo riflette la differente composizione mineralogica. Le argille infatti sono ricche in solfidi, ossidi, materia organica e minerali argillosi, mentre le sabbie riflettono la bassa concentrazione di As dei loro minerali costituenti (Smeedley e Kinniburgh, 2002).

Smeedley e Kinniburgh (2002) riportano per i sedimenti non consolidati di origine alluvionale una media dei dati misurati in letteratura: per le argille il valore medio è 6.5 mg/kg, in un range misurato di 2.7-14.7 mg/kg nella piana alluvionale del Gange (Bangladesh); gli stessi autori attestano nei depositi sabbiosi un valore centrale di 2.9 mg/kg, compreso in un range di 1-6.2 mg/kg, sempre nella medesima area di studio.

Globalmente, la concentrazione media di As nei suoli è generalmente nell'ordine dei 5-10 mg/kg, con un valore medio riportato di 7.2 mg/kg. Suoli ricchi in materia organica raggiungono concentrazioni maggiori, spaziando in un range fino a 36 mg/kg. Localmente possono esistere situazioni dove l'impronta antropica è predominante.

McArthur et al. (2004), Papacostas et al. (2008), Archaryya et al. (2007) e Donselaar et al. (2016) mettono in relazione la variabilità spaziale degli acquiferi contaminati con l'assetto geomorfologico in cui questi si trovano: i siti inquinati infatti sono costituiti generalmente da sedimenti argillosi di piana deltizia ricchi in materia organica (ad esempio, depositi di riempimento di canale in seguito ad avulsione).

Nelle pianure alluvionali la contaminazione è molto eterogenea e gli autori asseriscono che essa dipenda dall'effetto combinato di decomposizione della materia organica e dissoluzione in ambiente riducente degli ossidi-idrossidi di ferro a cui l'arsenico si lega. Elevate concentrazioni di arsenico nelle acque sono strettamente legate a zone di recente deposizione di materia organica e quindi controllate dai processi deposizionali fluviali. Infatti, solo all'interno di particolari morfologie fluviali è possibile una veloce deposizione della materia organica, con conseguenze riduzione del ferro e rilascio di arsenico.

Il rilascio di arsenico da idrossidi di ferro in condizioni riducenti sembra essere la principale causa di contaminazione degli acquiferi. McArthur et al (2004) identificano la dissoluzione di FeOOH come fonte principale di arsenico disciolto. Il processo è innescato dalla presenza di materia organica in strati torbosi interni all'acquifero o nei sedimenti superficiali: dove la dissoluzione di FeOOH è completa e l'intera quantità di As precedentemente legato è rilasciato in soluzione, i sedimenti assumono una colorazione grigia; al contrario, dove la dissoluzione è incompleta e il riassorbimento di arsenico in idrossidi residuali ne mantiene relativamente bassa la concentrazione, i sedimenti hanno colorazione marrone.

Papacostas et al. (2008), Desbarats et al. (2014) e Donselaar et al (2016) correlano la concomitanza di alte concentrazioni di arsenico con la presenza di meandri abbandonati; l'acqua stagnante e i sedimenti fini di riempimento di canale sarebbero le due fonti principali di materia organica.

La sedimentologia dei bacini sedimentari fluviali e delle piane deltizie influenza in maniera determinante la concentrazione dell'arsenico e gli autori evidenziano chiaramente che il contesto geomorfologico comune alle aree inquinate sia costituito da sedimenti alluvionali recenti depositati da grandi fiumi meandrici in estese aree di piana alluvionale.

Donselaar et al. (2016) propongono un modello generale di geometria dell'acquifero che chiarifichi la relazione causa-effetto tra l'architettura deposizionale, l'assetto geomorfologico e l'eterogeneità spaziale della concentrazione di arsenico nelle acque, basandosi su un'analisi sedimentologica dei due elementi geomorfologici fluviali presenti in ogni bacino sedimentario olocenico: le barre sabbiose di accrescimento interne al meandro, racchiuse da paleomeandri colmati da depositi argillosi. La zona anossica più profonda di un *oxbow lake* e i *clay plug* sono identificati come i siti di accumulo di materia organica e fermentazione batterica, che in un ambiente non in contatto con la superficie in caso di veloce seppellimento, portano lo svilupparsi delle condizioni riducenti scatenanti la dissoluzione degli idrossidi di ferro e il conseguente rilascio di arsenico nell'acquifero.

Le barre sabbiose fluviali adiacenti ai *clay plug* agiscono da canali di dispersione dell'arsenico in funzione della loro maggiore permeabilità ed interconnessione con le circostanti barre coeve e le sottostanti più antiche. I corpi sabbiosi di barra depositati dai fiumi meandrici sono tendenzialmente lateralmente amalgamati e verticalmente sovrapposti. Nel caso di preservazione di depositi grossolani sul fondo dei canali fluviali,

successivamente sepolti da sedimenti fini dopo l'avulsione, si aggiunge un'ulteriore connessione dei corpi sabbiosi lungo la direzione dell'asta fluviale (Donselaar et Overeem, 2008).

L'eterogeneità spaziale delle concentrazioni di arsenico disciolto misurate è diretta conseguenza dei contrasti di permeabilità dovuti all'architettura deposizionale fluviale, che portano a una compartimentazione dell'acquifero qualora la connettività verticale o orizzontale siano impedita da una discontinuità o da una facies impermeabile (Larue and Hovadik, 2006).

La Pianura Padana (Fig. 1) è la più grande area pianeggiante dell'intero territorio italiano con i suoi 46.000 km<sup>2</sup> ed è racchiusa tra Alpi e Appennini. Presenta una morfologia piana da bacino in costante subsidenza e i sedimenti olocenici che la colmano sono sedimenti fluviali depositi dal Fiume Po, che da Pavia fino al delta assume una morfologia meandriforme, formando un'imponente *channel belt* sepolta.

In alcune aree laterali all'attuale corso del fiume è possibile vedere le evidenze geomorfologiche del passato passaggio dell'asta fluviale, con aree dense di paleomeandri dalla classica forma concava e di linee di accrescimento delle barre sabbiose.

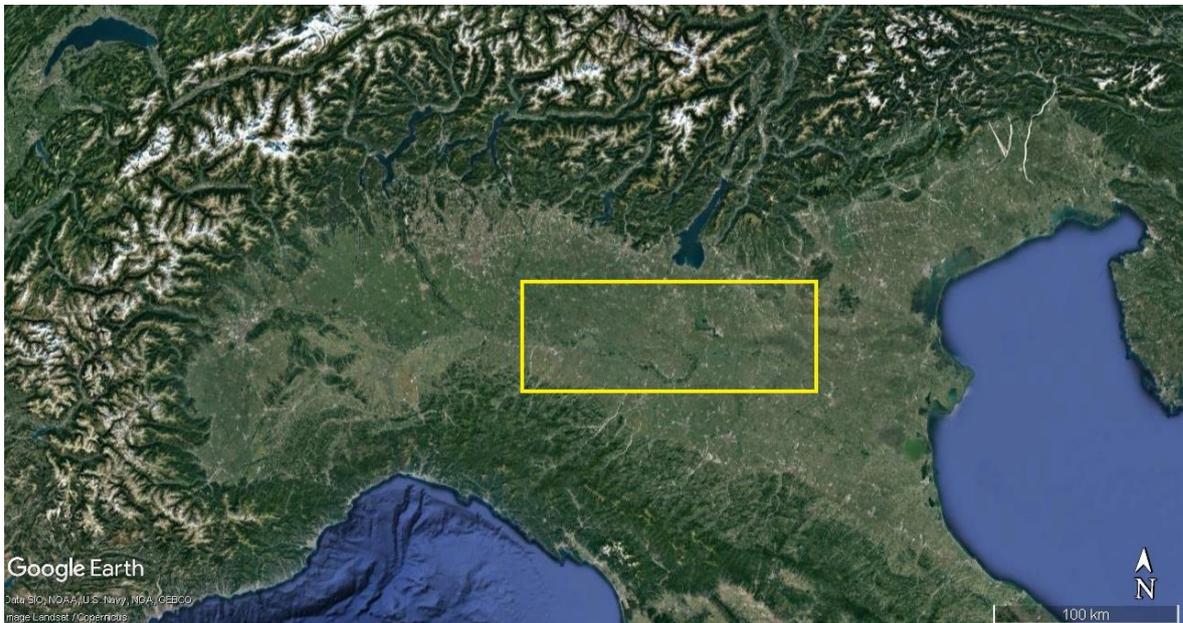


Fig. 1 Ubicazione dell'area centrale della Pianura Padana nel contesto del Bacino Padano. Il riquadro giallo comprende le quattro aree trattate in questo studio. Immagine Landsat/Copernicus da Google Earth.

Sulle linee del modello proposto da Donselaar et al. (2016) gli obiettivi principali di questo studio sono: (1) l'indagine di dettaglio del bacino sedimentario padano per verificare la correlazione tra elementi geomorfologici fluviali e tenori di fondo di arsenico superiori alla media; (2) il riesame in un'ottica geomorfologica delle carte geochimiche prodotte in letteratura da studi nazionali e regionali, concentrando l'attenzione sui dati raccolti lungo la fascia di divagazione del Po, e (3) l'individuazione di ambienti deposizionali, ad esempio ricchi in materiale organico, che potrebbero fungere da siti di concentrazione di As in Pianura Padana. Identificare gli elementi sedimentologici che possono favorire l'accumulo di materia organica è fondamentale per operare una qualsiasi previsione sulla contaminazione di arsenico naturale in una certa area, soprattutto considerando l'estensione della *channel belt* del Fiume Po e la complicata connettività tra i corpi sabbiosi

fluviali, che comporta un potenziale rischio di contaminazione degli acquiferi anche a grandi distanze.

## **2. Inquadramento geologico**

### **2.1. Inquadramento geografico delle aree di studio**

Questo studio è incentrato sull'analisi delle caratteristiche geomorfologiche e stratigrafiche di superficie di quattro siti localizzati nel settore centrale del Bacino Padano (Fig. 2), concentrati nelle strette vicinanze dell'asta idrografica del Po e dei suoi affluenti. Il Fiume Po, il principale corso d'acqua italiano, nasce presso Pian del Re, in Alta Valle Po (Piemonte) e scorre per 652 km in direzione prevalentemente W-E, attraversando tutta la Pianura Padana, fino alla sua foce nel Mar Adriatico. Il suo bacino idrografico copre un'estensione areale di 71.000 km<sup>2</sup> compresa tra le cime delle Alpi Occidentali e Centrali, fino ai versanti NE dell'Appennino Tosco-Emiliano.

La prima area di studio è situata ad E della confluenza del Fiume Ticino nel Po, delimitata a nord dal rilievo strutturale del Colle di San Colombano e racchiusa ad est e a sud dal corso odierno del Po (Fig. 1.1 riquadro bianco). Seguendo il corso del Po verso la foce, la seconda area di indagine si colloca all'interno della grande ansa che il fiume compie muovendosi verso sud in corrispondenza di Cremona (Fig. 1.1 riquadro rosso), e trova quindi il suo limite settentrionale nell'abitato di Cremona ed orientale in quello di Stagno Lombardo, mentre a sud ed a ovest vi è l'asta fluviale del Po.

Entrambi questi territori sono strettamente correlabili, per spazialità e geomorfologia delle forme fluviali presenti, all'evoluzione idrologica del Fiume Po, consistendo in aree di flusso abbandonate in epoca storica. La terza e la quarta area di studio invece non risentono direttamente dell'influenza del Po, ma sono interessate dall'evoluzione fluviale di un suo tributario, il Fiume Oglio e del Fiume Adige.

Lungo il percorso dell'Oglio, la terza area (rettangolo verde in Fig.1.1) in esame è racchiusa su quattro angoli rispettivamente in senso orario dagli abitati di Marcaria, San Michele in Bosco, Belforte e San Martino dell'Argine. All'interno di quest'area scorre il Fiume Oglio e il territorio è scolpito dall'azione fluviale. Le tre aree fino ad ora inquadrate si estendono nella porzione di Pianura Padana definita "bassa pianura", e, in particolare, nella bassa pianura lombarda.

Il territorio più orientale preso in esame in questo studio comprende parti dell'alta e della bassa pianura veronese, nel settore in cui questa s'incunea tra i territori della provincia di Mantova (rettangolo blu in Fig. 2): la zona di bassa pianura, in particolare, corrisponde alla regione geografica comunemente denominata "Valli Grandi Veronesi". L'area si estende a nord del Po e a sud del Fiume Adige, dove questo scorre in alta pianura, e la prosecuzione del suo corso in bassa pianura ne costituisce il limite orientale; nei territori mantovani, ad ovest, il confine naturale è segnato, invece, dal Fiume Mincio.

La Pianura Padana può essere suddivisa geologicamente in due parti: l'alta e la bassa pianura. L'alta pianura è caratterizzata da materiali grossolani, molto permeabili, e presenta profonde incisioni originate dai fiumi che scendono dalle montagne. La bassa pianura invece è formata da materiale prevalentemente argilloso, poco permeabile e declina dolcemente verso il Po. Il passaggio dall'alta alla bassa pianura nelle zone di studio, e in tutto il bacino, è marcato da una fascia di risorgive, affioramenti naturali d'acqua

causati dall'incontro della falda freatica proveniente dall'alta pianura con i terreni impermeabile della bassa pianura.

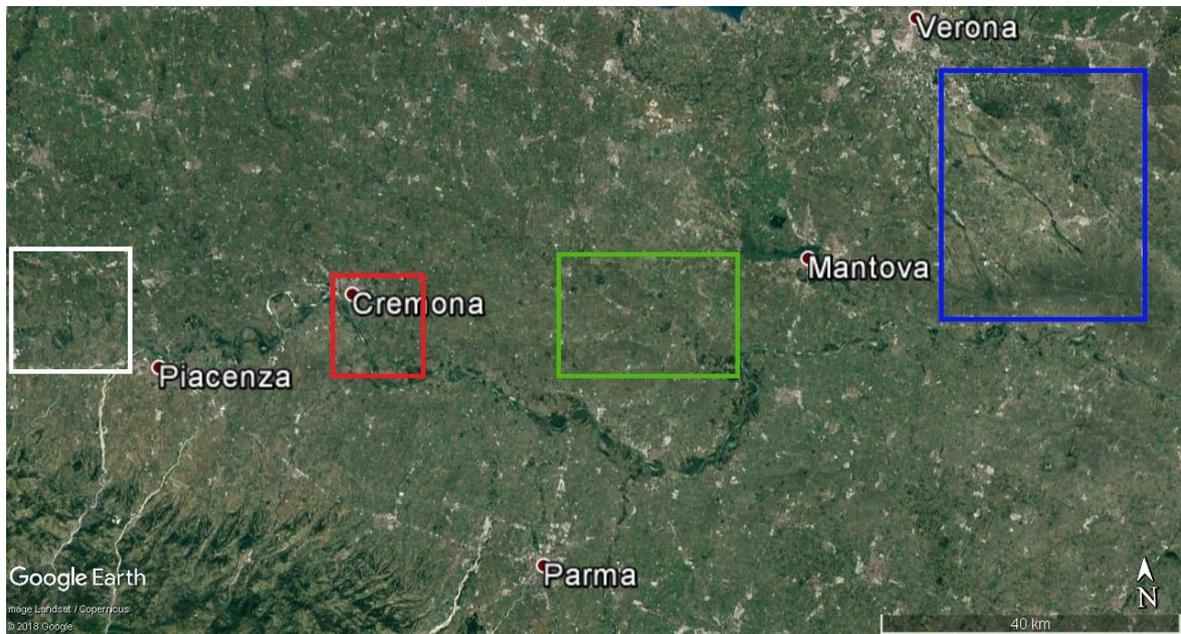


Fig. 2 Ingrandimento dell'area di studio delineate in figura 1 da un rettangolo giallo. Sono state ulteriormente inquadrare le quattro aree di indagine. Immagine Landstat/Copernicus da Google Earth.

## 2.2 Assetto strutturale del Bacino Padano

La Pianura Padana si estende in direzione Ovest-Est dalle Alpi Occidentali al Mar Adriatico; si tratta del bacino di deposizione e accumulo dei detriti erosi dalle catene orogeniche che la racchiudono quasi interamente. Sotto questa coltre sedimentaria sono sepolte le sue principali strutture tettoniche.

Le prime conoscenze del sottosuolo padano derivano dagli studi geofisici sviluppati a partire dalla fine degli anni '70 - inizio anni '80 per iniziativa dell'AGIP nell'ambito delle ricerche di acqua e idrocarburi. Le sezioni simiche prodotte in questo periodo rappresentano la base delle attuali conoscenze del Bacino Padano, avendo reso possibile per la prima volta l'osservazione delle caratteristiche strutturali del bacino e del suo riempimento. Il lavoro compiuto dall'AGIP è stato successivamente integrato da altri approfondimenti, merito di numerosi ricercatori, che hanno messo in luce i diversi elementi tettonici del bacino (Pieri & Groppi, 1981; Ricci Lucchi et al., 1982; Bigi et al., 1990; Boccaletti et al., 1990; Regione Lombardia e ENI-Divisione AGIP, 2002).

Sulla base degli studi precedenti (Fantoni et al., 2014), la Pianura Padana risulta essere l'espressione superficiale del bacino di *foreland* del sistema Alpi-Appennini, e 8 km di sedimenti, nelle aree depocentrali, ricoprono il prisma di accrezione appenninico (Bigi et al., 1990; Amorosi e al., 2017), che si sviluppa in una serie di pieghe e faglie inverse nella parte meridionale della pianura.

L'evoluzione geodinamica di Alpi e Appennini è il risultato dell'interazione tra la placca eurasiatica e la placca africana. In questa regione la porzione di placca africana coinvolta

nella collisione con la placca europea è chiamata promontorio africano o microplacca di Adria (Dercourt et al., 1986). La progressiva convergenza si è sviluppata in un vero e proprio indentamento tra la catena metamorfica delle Alpi Settentrionali e il Dominio Insubrico, attivo dal Cretaceo fino ai tempi odierni (Carminati e Doglioni, 2012). Questo processo ha portato all'evoluzione del Sudalpino, una catena sud-vergente, attiva dal tardo Cretaceo fino al tardo Miocene e all'orogenesi della catena Appenninica, una catena nord-vergente che ha visto il suo massimo raccorciamento crostale sotto un regime tettonico compressivo dall'Eocene inferiore in poi (Boccaletti et al., 1990). La flessurazione litostatica della crosta subdotta, piegata dal carico delle falde sudalpine a nord e dal prisma di accrezione appenninico in avanzamento a sud, ha creato un bacino in subduzione interposto tra le due catene orogeniche, rappresentando allo stesso tempo un bacino di retroavampaese per le alpi e di avampaese per gli Appennini. L'evoluzione strutturale della Pianura Padana è perciò connessa alla dinamica degli eventi tettonici che si sono susseguiti.

Le due catene montuose si sono formate per progressiva migrazione della placca africana verso quella europea, con conseguente subduzione dell'interposta microplacca padano-adriatica (Carminati e Doglioni, 2012; Bruno e al., 2018). Nel tardo Miocene si è succeduta una serie di fasi tettoniche che hanno portato il prisma appenninico, in movimento verso nord, ad intersecare la catena sudalpina sud-vergente lungo un fronte sepolto al centro della Pianura Padana fino all'attuale assetto strutturale della pianura (Fig. 3).

Le Alpi sono una catena a doppia vergenza: i sovrascorrimenti nord-vergenti, verso l'Europa, cioè le Alpi settentrionali, si sono sviluppate principalmente durante le fasi precollisionale o eoalpina (tardo Cretaceo) e collisionale o mesoalpina (Eocene inferiore), mentre le falde sud-vergenti, cioè le Alpi Meridionali o Sudalpino, sono frutto dell'evoluzione compressiva in fase post-collisionale o neoalpina (Oligocene-Neogene), secondo la suddivisione cronologica della storia evolutiva del margine tetideo proposta da Trumphy (1973). I due domini sono strutturalmente separati dal Lineamento Insubrico, un fascio di faglie ad andamento variabile che suturano assieme l'intera catena alpina.

Il Sudalpino è una catena post-collisionale ad accavallamenti sud-vergenti che deformano coltri sedimentarie permo-mesozoiche e terziarie presenti lungo il paleomargine adriatico, deformate dall'Eocene al Plio-Quaternario, i cui lineamenti strutturali più esterni si estendono in un arco continuo da Milano al Lago di Garda (Bigi et al., 1990; Fantoni et al., 2004; Fantoni et al., 2010) come visibile in figura 3.

Esso è considerato essere una significativa porzione preservata dell'antico margine continentale passivo della Tetide, rimasto coinvolto nella dinamica collisionale (Castellarin et al., 2005). Nella zona centrale della Pianura Padana la monoclinale pedealpina scende dal margine alpino fino a circa 7500m di profondità in prossimità di Parma e Reggio Emilia (Castellarin e Vai, 1986), in un andamento per lo più regolare sud-vergente, tranne che nell'estremo occidentale, dove un evento tettonico pliocenico ha piegato parte delle falde in una direzione nord-vergente. Altra anomalia è l'anticlinale di Piadena con vergenza appenninica. In questa regione della Pianura Padana la monoclinale si caratterizza per la presenza di falde tettoniche poco spesse, sviluppatasi maggiormente durante l'Oligocene fino al tardo Miocene (Castellarin and Vai, 1986) parzialmente sepolte sotto una coltre sedimentaria di età neogenico-quadernaria (Fig. 4).

La catena appenninica che sovrascorre la piattaforma padana mostra un andamento strutturale sepolto NW-SE espresso in quattro archi nord-vergenti sviluppatasi a partire dal

Neogene. La strutturazione del prisma appenninico è tuttora in atto, come è testimoniato da una costante sismicità. L'Appennino Settentrionale è una catena a sovrascorrimenti e raccorciamenti (*fold and thrust*) di falde caratterizzata da una vergenza NNE in progressivo avanzamento. Essa comprende il prisma di accrezione più esterno, sepolto sotto i sedimenti alluvionali della Pianura Padana e i sedimenti marini della piattaforma marina adriatica, in deformazione sin dal Messiniano, e la catena in affioramento che può essere divisa in una regione esterna ed una interna. La prima si trova a NE dello spartiacque ed è in un regime tettonico dominato da strutture compressive; al contrario la regione interna, a SW dello spartiacque, è affetta da tettonica distensiva con formazione di *graben* e *semi-graben*. Nel dettaglio, il fronte appenninico mostra tre archi strutturali sepolti nel Bacino Padano, ed un quarto sviluppatosi nel mare Adriatico (Fig. 3): Arco del Monferrato, nella zona occidentale della pianura, formatosi dal Messiniano al Pleistocene; arco Emiliano, nella regione centrale, che ha iniziato la sua messa in posto nel Messiniano raggiungendo la massima attività tettonica durante il Pliocene medio-superiore; l'Arco Ferrarese, ad est, attivo dal tardo Pliocene. Tutti gli archi mostrano asimmetria, con i lati occidentali più corti di quelli orientali, generalmente più allungati e lineari (Castellarin e Vai, 1986; Pieri e Groppi, 1981). Il raccorciamento crostale aumenta da ovest verso est, quindi dall'arco del Monferrato all'Arco Ferrarese, occorrenza attribuibile al meccanismo rotazionale-compressivo dell'orogene durante la sua evoluzione tettonica.

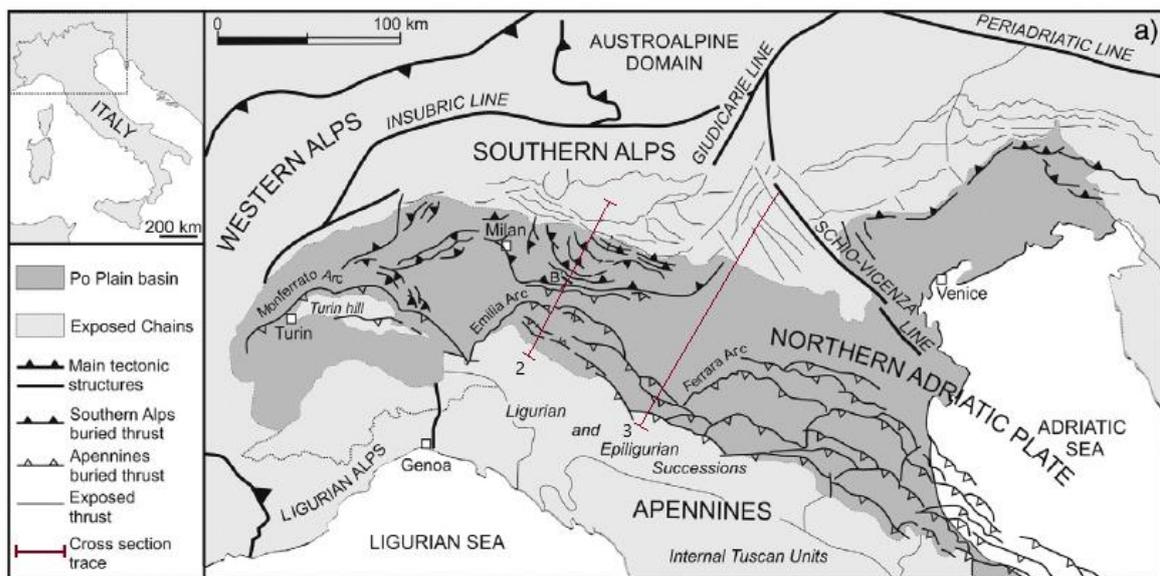


Fig 3. Modello strutturale dell'Italia settentrionale; in evidenza i lineamenti tettonici alpini principali e le strutture appenniniche sepolte. Sono indicate le tracce delle sezioni di figura 2.2. (modificata da Fantoni et al., 2004).

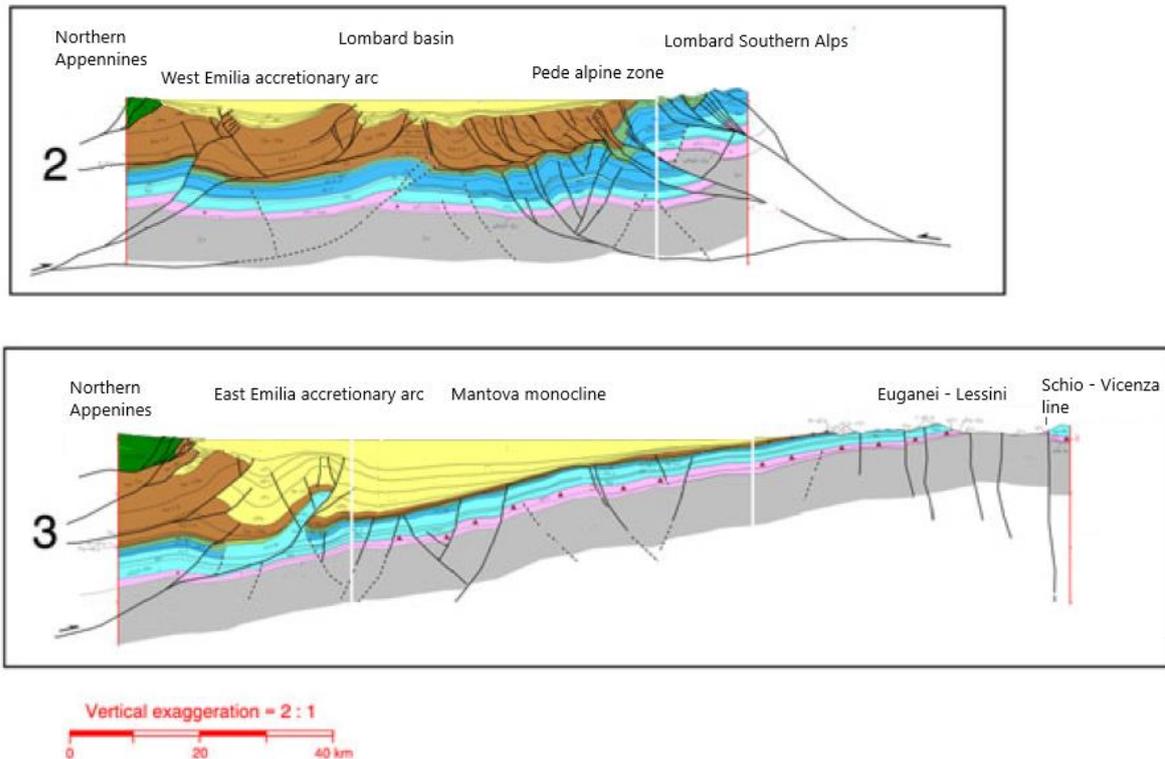


Fig. 4. Sezioni geologiche del sottosuolo della Pianura Padana centrale. Le sezioni sono ubicate come in figura 3. (modificata da Fantoni et al., 2010). Cicli mesozoici con dinamica estensionale: in grigio = basamento ercinico (pre Permiano); rosa= bacino e piattaforma di pre *rift* (Permiano – Triassico); azzurro chiaro = piattaforma Apula e Friulana (tardo Triassico – Cretacico medio); azzurro scuro = bacino estensionale lombardo, adriatico e bellunese (Giurassico – Cretacico inferiore). Cicli compressivi cenozoici: verde= riempimento Eoalpino e Mesoalpino di un pre-esistente bacino estensionale (Cretacico superiore - medio Eocene); marrone = bacino di avanfossa delle Alpi e degli Appennini (Eocene medio - tardo Miocene); giallo = bacino di avanfossa degli Appennini e delle Dinaridi.

### 2.2.1 Strutture neogenico-quadernarie nella Pianura Padana centrale

Da molteplici studi (Pieri e Groppi, 1981; Castellarin et al., 1986; Fantoni et al., 2004; Toscani et al., 2014) è possibile ricostruire il succedersi di eventi che hanno interessato le falde alpine ed appenniniche e che hanno portato la Pianura Padana all'attuale assetto geodinamico. Questa evoluzione è registrata da una successione sedimentaria a tendenza regressiva.

L'interpretazione delle sezioni sismiche e la costruzione di sezione geologico-stratigrafiche da parte di Regione Emilia-Romagna e ENI-AGIP (1998) e Regione Lombardia e ENI-divisione AGIP (2002) evidenziano come i depositi che riempiono il bacino siano interessati da un grado di deformazione decrescente verso l'alto, con le unità più recenti praticamente indeformate (Fig. 5). Risulta inoltre evidente la relazione tra eventi tettonici e tendenza regressiva della sedimentazione e secondo gli stessi autori le numerose superfici di discontinuità tracciabili in tutto il bacino sarebbero il risultato delle varie fasi di strutturazione della catena. Le sequenze deposizionali riconosciute all'interno del bacino sono il risultato di eventi tettonico-sedimentari parossistici, separati nel tempo da periodi di forte subsidenza bacinale e attività ridotta delle strutture compressive.

Tortoniano: la successione sedimentaria della Pianura Padana a nord della catena appenninica in avanzamento è ancora indeformata, e l'attività tettonica è presente solo in

corrispondenza dalla faglia alla base delle Unità Liguri, sovrascorse sui sedimenti del bacino di avampaese. Allo stesso tempo l'attività dalle falde sudalpine interne sta scemando e la maggior parte della deformazione viene trasferita nei sovrascorrimenti più esterni (Toscani et al., 2014).

Messiniano: si registra un sensibile spostamento verso Nord-Est del fronte dell'Appennino settentrionale (Regione Lombardia e ENI-divisione AGIP, 2002). Da questo momento le geometrie deposizionali del Bacino Padano sono strettamente legate ai repentini sollevamenti, ai movimenti in avanti delle falde nord appenniniche e ai lunghi periodi di relativa calma e subsidenza isostatica dei bacini. Il margine meridionale del Bacino Padano, a ridosso del fronte appenninico, risente in modo consistente di tali movimenti. Nel tardo Messiniano si attiva una struttura più esterna dalla faglia basale appenninica principale, che crea un'ampia struttura di rampa che coinvolge i sedimenti messiniani seppur con relativamente deformazioni relativamente modeste (Toscani et al., 2014). La fine di questo periodo segna anche la fase finale dell'attività tettonica legata all'edificio alpino, e la deformazione si ferma alla base dei depositi messiniani.

Pliocene superiore: i sedimenti detritici pliocenici drappeggiano le morfologie del bacino. Un ulteriore raccorciamento si registra nelle falde appenniniche sepolte e strutture di retro-scorrimento si diramano dalla faglia principale, deformando i depositi del pliocene inferiore. In relazione al movimento frontale della faglia principale, si sviluppano avanti ad essa altri elementi tettonici con dinamica di sovrascorrimento che deformano le unità Plioceniche più recenti. In questa fase l'attività tettonica alpina è ormai conclusa.

Pleistocene: in questo intervallo temporale si succede una serie di eventi tettonici che determina l'assetto strutturale odierno.

Tra le molteplici superfici quaternarie riconosciute nel Bacino Padano-Adriatico, sono particolarmente importanti quattro limiti di sequenza (Fig. 5): si tratta di superfici di *unconformity* che suddividono la successione padana in sequenze denominate Acquifero A,B,C e D (Figura 5 in sezione e 9 in schema), corrispondenti a significativi episodi per evolutivi dell'avanfossa.

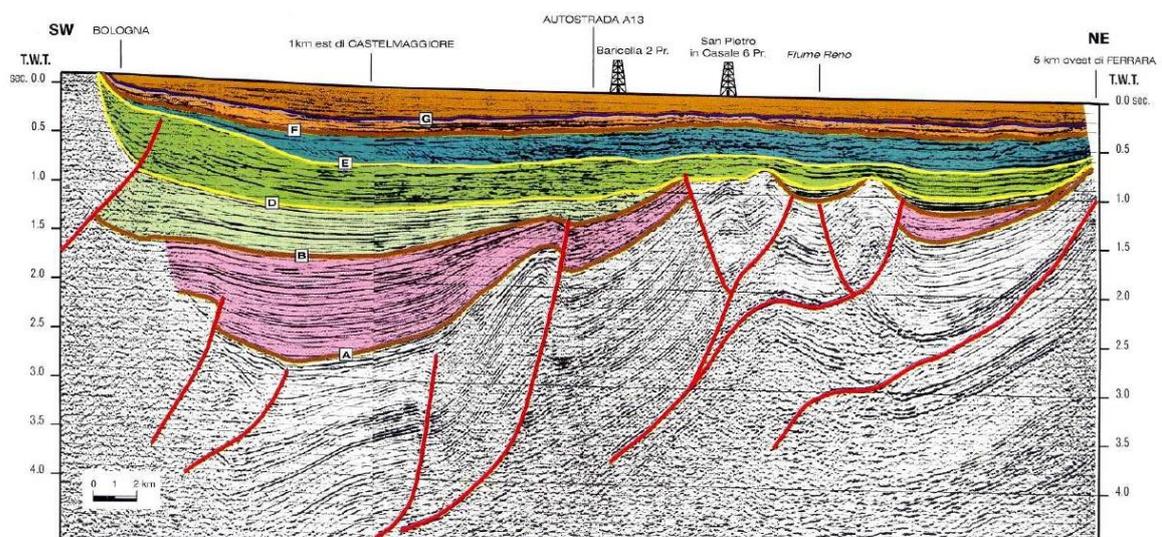


Fig. 5. Sezione sismica interpretata: in evidenza le unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU) presenti nel sottosuolo padano (da Regione Emilia-Romagna e ENI-AGIP, 1998). Il sistema Qm1 è unito al sistema Qm2. Per la legenda si rimanda a figura 9.

Da Regione Lombardia e ENI divisione AGIP (2002):

La superficie più antica, datata 1.6 Ma, è tarata stratigraficamente nei pozzi Eni-Divisione Agip della bassa pianura mantovana e dell'Emilia. La datazione è basata sui nannofossili calcarei: la comparsa di *Calcidiscus macintyrei* permette di localizzare l'orizzonte nelle stratigrafie di pozzo e di attribuirgli un'età di circa 1.6 Ma. Da circa 2.4 a 1.6 Ma si registra un evento tettonico di sollevamento regionale del settore meridionale del Bacino Padano che provoca un importante fenomeno di regressione forzata.

La seconda superficie, datata 0.8 Ma, come la superficie precedente è tarata stratigraficamente nei pozzi Eni-Divisione Agip della bassa pianura mantovana e dell'Emilia. Anche in questo caso la datazione è basata sui nannofossili calcarei. In questo periodo inizia l'ultima importante fase di traslazione verso nord delle falde appenniniche. Si realizza un sollevamento dell'intera "Dorsale Ferrarese", con conseguente riduzione della subsidenza nel retrostante bacino di Bologna-Ravenna ed erosione sui margini del Bacino Padano. I delta-conoidi alpini a nord e quelli appenninici a sud, diminuendo lo spazio disponibile per la sedimentazione, si interdigitano al sistema centro padano, portando al riempimento definitivo del bacino marino profondo.

Tra 0.8 a 0.6 Ma si realizza la concomitanza tra un incremento della subsidenza tettonica repentino e generalizzato a tutto il Bacino Padano e le fluttuazioni del livello eustatico, legate a variazioni climatiche globali: si instaura infatti un periodo freddo e arido di lowstand glacio-eustatico.

La terza superficie, datata 0.65 Ma (discontinuità F nella figura 5), è stata riconosciuta negli affioramenti dell'Appennino settentrionale (Riserve Idriche Sotterranee della Regione Emilia-Romagna, 1998). La taratura stratigrafica è sempre basata sui nannofossili calcarei nei pozzi Eni-Divisione Agip dell'alto Adriatico, correlati sismicamente con il Bacino Padano e con gli affioramenti emiliani. Da 0.65 a 0.45–0.35 Ma si instaura una fase di subsidenza bacinale e quiescenza tettonica che induce un'aggradazione sedimentaria nell'area di pianura attuale, e la contemporanea trasgressione della superficie di erosione formatasi in precedenza sul margine sudalpino e appenninico padano.

La quarta superficie, datata 0.45 Ma (discontinuità G nella figura 5), è tarata stratigraficamente nei pozzi Eni-Divisione Agip dell'alto Adriatico. La datazione è basata sui nannofossili calcarei: la comparsa di *Pseudoemiliania lacunosa*. I dati dei pozzi sono correlati sismicamente con il Bacino Padano e con gli affioramenti del margine dell'Appennino emiliano-romagnolo. L'alternanza climatica è caratterizzata da periodi glaciali freddi e asciutti e da interglaciali caldi e umidi. Prosegue la quiescenza tettonica, ad eccezione di un evento minore di sollevamento delle strutture appenniniche.

## 2.2.2 Inquadramento strutturale di dettaglio delle aree di studio

La regione centrale della Pianura Padana presenta la minor distanza tra i due fronti contrapposti delle Alpi e degli Appennini, in particolare in corrispondenza dell'Arco delle Pieghe Emiliano-Romagnole, come si vede in figura 3. Le strutture tettoniche più rilevanti 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"), database nei quali vengono segnalate le strutture tettoniche principali attualmente conosciute sul territorio italiano.

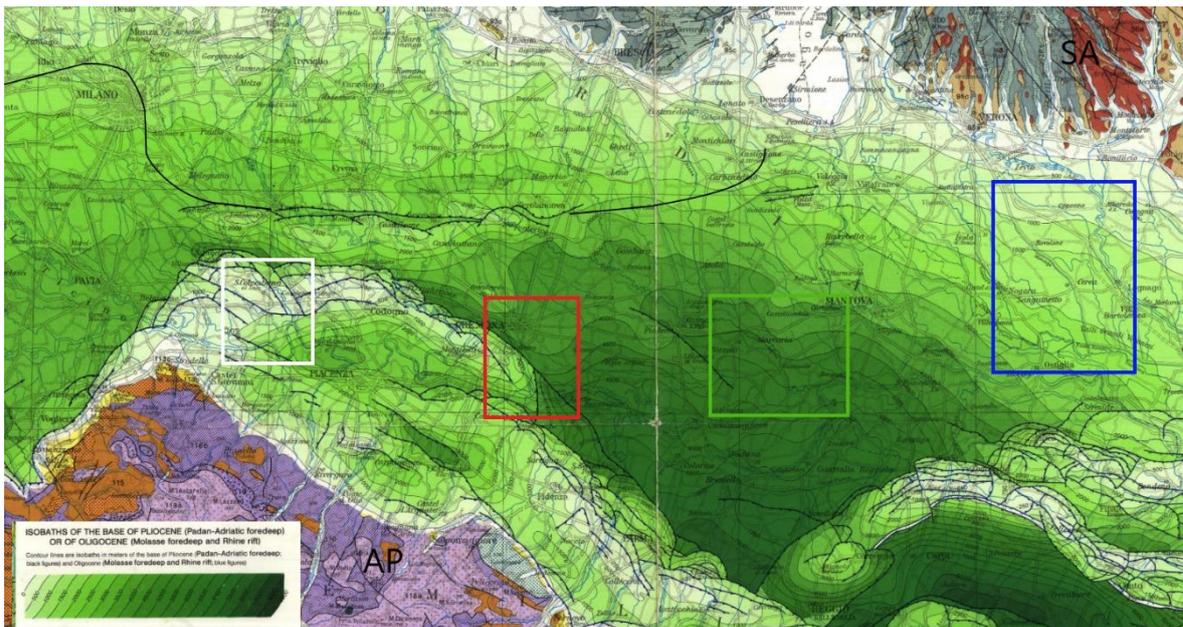
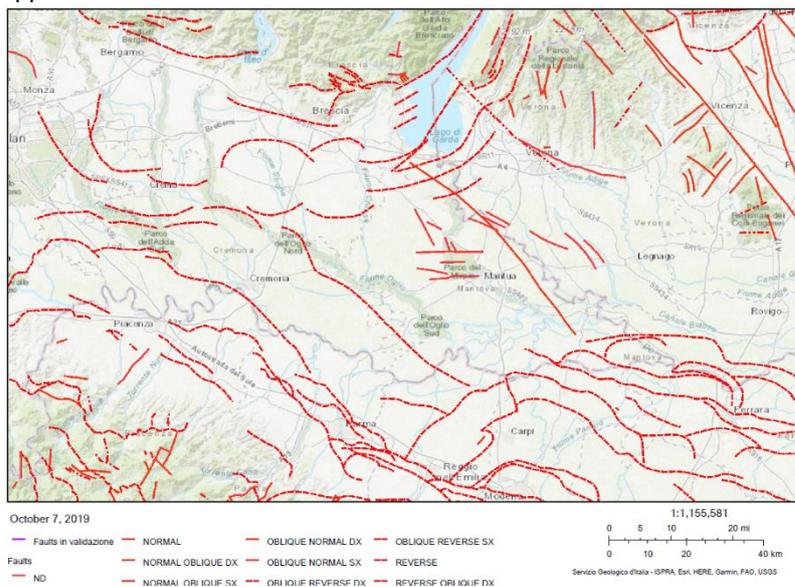


Figura 6. Assetto strutturale della regione centrale del Bacino Padano con inquadrati i siti di studio (da Bigi et al., 1990). E' indicato lo spessore dei sedimenti plio-quadernari che coprono le strutture tettoniche alpine ed appenniniche.



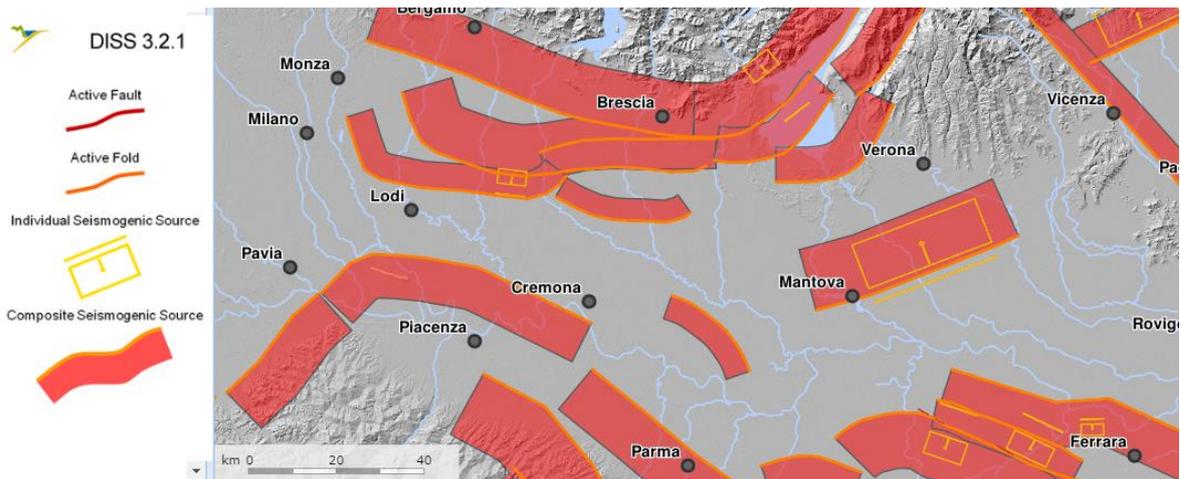


Fig. 7. Rappresentazione delle faglie e dei lineamenti strutturali, provati o presunti, che si sviluppano nella Pianura Padana. a) proiezione in superficie delle singole strutture con specificate le componenti di movimento (da ITHACA); b) schematizzazione delle principali fonti sismogenetiche singole o complesse (da DISS).

La prima e la seconda area di studio, rispettivamente rappresentate dai quadrati bianco e rosso in figura 6, si trovano in diretta corrispondenza superficiale del culmine strutturale dell'Arco delle Pieghe Emiliano-Romagnole. In particolare, nella prima zona le strutture principali presenti nel sottosuolo sono i *thrust and fold* nord-vergenti delle falde appenniniche, in posizione frontale rispetto alle propaggini sudalpine. La seconda zona, geograficamente poco distante dalla precedente, si colloca sul lato più allungato dell'Arco, dove i sovrascorrimenti immergono a NNE, obliquamente rispetto all'arco alpino sepolto. L'assetto profondo è ben rappresentato dalle sezioni che attraversano tutta la pianura, dirette circa S-N (Fantoni et al., 2010): il transetto 2 di figura 4 si snoda quasi in corrispondenza delle aree di studio e può essere considerato come rappresentativo del sottosuolo di entrambe le zone. A sud, si osservano le falde appenniniche tagliate e piegate da

geometrie di faglia a rampa, che causano lo sovrascorrimento dei depositi più antichi su quelli di recente formazione. Ad una tettonica puramente compressiva nord-vergente si accompagna in un momento temporale successivo una dinamica sempre compressiva, ma sud-vergente (Toscani et al., 2014) con retroscorrimenti sul dorso delle falde. La strutturazione dell'Appennino è avvenuta principalmente in età neogenica e gli studi (Fantoni et al., 2010; Toscani et al., 2014) concordano su come l'attività tettonica del prisma di accrezione appenninico si rifletta sui depositi dell'avanfossa solo a partire dal Miocene medio-superiore; tuttavia, una costante sismicità ed evidenze di recenti sollevamenti testimoniano come il processo sia ancora oggi attivo.

La prima zona è delimitata a nord dalle strutture appartenenti al sistema Torino-Cremona e a sud dalla faglia Piacenza Po, appartenente al sistema Piacenza-Parma (da ITHACA): entrambi i sistemi immergono a sud e possono considerarsi un'unica fonte sismogenetica (Fig.7, b).

Il lineamento strutturale principale del sistema Torino-Cremona attraversa da NW a SE il sottosuolo della seconda area di studio (quadrato rosso in figura 6), dove sono registrate deformazioni nelle coperture alluvionali quaternarie che permettono di datare l'ultima fase di attività al Pleistocene medio.

Spostandosi verso est, si transita dai culmini strutturali dell'Arco delle Pieghe Emiliano-Romagnole ad una regione di depocentro del Bacino Padano compresa tra le propaggini appenniniche. Il quadrato verde in figura 6 inquadra la terza area di studio, a nord della struttura di Piadena e a sud della presunta faglia di Nogara (Fig.7, a). L'anomala struttura di Piadena si sviluppa su un asse orientato NW-SE. E' costituita da un thrust sudalpino a sviluppo sequenziale frontale, rappresentato da una piega asimmetrica con andamento anticlinalico, formatasi attraverso una faglia inversa immergente verso sud-ovest, dunque con vergenza appenninica. L'anticlinale di Piadena è una fonte sismogenetica attiva dal Pleistocene medio.

Come la precedente, anche la quarta zona (contornata in blu in figura 6) non si trova in diretta prossimità di sistemi di faglie, ma risente indirettamente delle strutture presenti ai suoi margini. L'area in cui si è svolto questo studio si estende nella porzione di Bacino Padano delimitata:

- a sud dalle pieghe dell'Arco Ferrarese;
- a nord dalla struttura di dominio sudalpino chiamata Linea dell'Adige, presunta faglia normale che costeggia il bordo meridionale dei monti Lessini, la cui ultima fase di attività è stata registrata in età storica (<3000 anni fa);
- a nord-ovest dal complesso sismogenetico di faglie inverse a modello "giudicariense" del Monte Baldo, attivo fin dal Cretacico, orientato in direzione NE-SW, su cui sono impostati il Lago di Garda e il Monte Baldo stesso;
- ad est dalla faglia di Nogara, presunta trascorrente destra ad andamento NW-SE.

Al centro dell'area si troverebbe la sorgente "Adige Plain" (Fig 7, b), che corrisponde ad una fascia di deformazione tettonica, tuttora oggetto di studio, che si ritiene possa appartenere al fronte più esterno del sistema di *thrust* sud-alpino conosciuto come "Linea delle Giudicarie". Tale fascia si estenderebbe per circa 30 km in direzione SW-NE e sarebbe costituita da una serie di presunte faglie minori allineate, attualmente occultate da coltri alluvionali; diverse ipotesi sostengono che questa sorgente possa essere stata la fonte del meccanismo tettonico che ha provocato il violento sisma di Verona del 3 gennaio 1117, oltre ad una serie di numerosi eventi tellurici storici di bassa magnitudo.

ITHACA (Fig. 7, a) riporta altri due gruppi di faglie ipotizzate, ma non ancora sufficientemente studiate, nel territorio tra la terza e la quarta zona: il sistema di Mantova con andamento E-O e immersione verticale e le strutture di Sanguinetto, orientate NE-SW.

### 2.3 Inquadramento stratigrafico del Bacino Padano

L'evoluzione della successione sedimentaria del bacino padano è strettamente legata all'attivazione dei lineamenti tettonici nel basamento o nelle coperture. Le numerose superfici stratigrafiche osservabili sulle linee sismiche sono il risultato dell'evoluzione del bacino: partendo dalle superfici riconosciute sulla sismica e tarate su base biostratigrafica in bacino, dove la successione sedimentaria è continua, ed estendendole alla Pianura Padana centrale è stato possibile definire il quadro stratigrafico complessivo (Regione Lombardia e ENI-divisione AGIP, 2002).

Partendo dai termini più profondi, la successione può essere riassunta in Basamento Paleozoico, Evaporiti Triassiche, successione carbonatica Giurassico-Cretacica e, infine, depositi marnosi del Paleogene (Fantoni et al., 2010). Tale successione è sovrastata da uno spesso cuneo di sedimenti sintettonici neogenico-quadernari costituiti da marne, torbiditi

e da sabbie e argille di ambiente marino. Questo cuneo è il risultato di una evoluzione continua del bacino di *foreland* attraverso successive fasi tettoniche a scala regionale che hanno portato la catena a pieghe e sovrascorrimenti a migrare (Fig. 8), producendo una sequenza di bacini asimmetrici di avanfossa associati a bacini di *piggy-back*, denominata avanfossa padano-adriatica (Ghielmi et al, 2013).

Durante l'Oligocene, in corrispondenza dell'inizio dell'orogenesi della catena alpina, per effetto degli sforzi tettonici tra placca africana a sud e placca euroasiatica a nord, il bacino padano ha subito probabilmente la sua massima subsidenza, dopodiché, i materiali erosi prima dalla catena alpina, e dal tardo Messiniano anche dall'edificio appenninico (Rossi et al., 2015), hanno iniziato a colmare tale bacino. A partire dall'Oligocene e durante il Miocene, si assiste alla deposizione di potenti successioni torbiditiche provenienti dal margine alpino.

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.

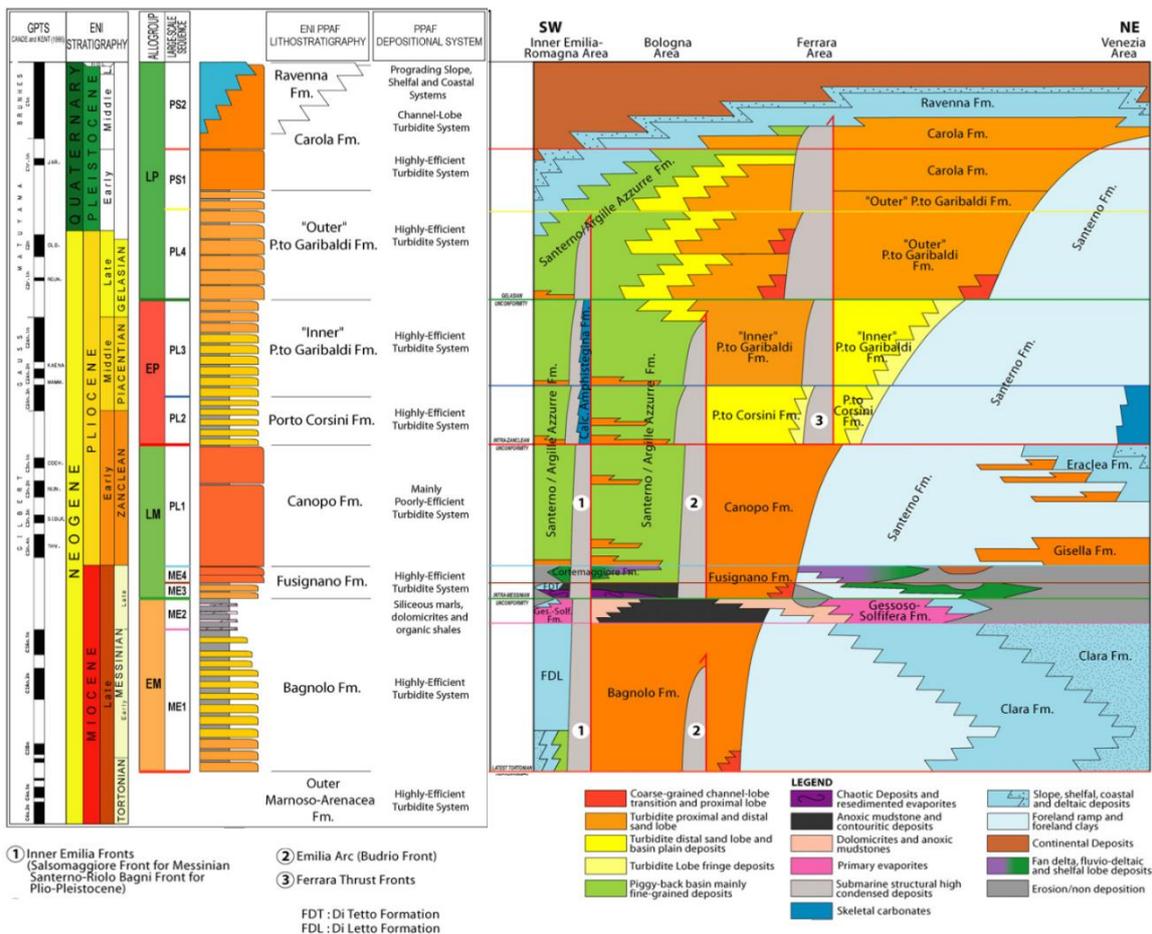


Figura 8. A) stratigrafia semplificata dell'avanfossa padano-adriatica a sinistra. B) La stratigrafia del Messiniano è rappresentata in un transetto ideale localizzato in obliquo nella pianura padano-veneta da SW (Salsomaggiore Front nella zona di Piacenza/Parma) a NE (zona di Venezia). La successione stratigrafica plio-pleistocenica è rappresentata in un transetto ideale della Pianura Padana orientale, sempre orientato SW-NE, dall'Emilia (Valle del Santerno e Bolognese) alla zona di Venezia come la precedente (da Ghielmi et al, 2013). Da notare le fasi di migrazione dell'avanfossa.

Nel periodo compreso tra il Tortoniano e il Calabriano la sedimentazione era di tipo torbiditico alimentata dai fiumi alpini con sistemi prevalentemente sabbiosi ad alta efficienza. I depositi sono costituiti da lobi prevalentemente sabbiosi, massivi nella parte prossimale, che evolvono in alternanze pelitiche nella parte distale (Ghielmi et al, 2013). Dal Messiniano cessano i movimenti legati all'edificio alpino e la tettonica di accrezione del prisma appenninico diventa il fattore di controllo principale dell'avampaese padano, inducendo uno sprofondamento nel bacino già subsidente (Ricci Lucchi et al., 1982, 1986, 2002; Regione Lombardia e ENI-Divisione AGIP, 2002). Il Messiniano è caratterizzato da una regressione generalizzata con deposizione evaporitica nelle aree marginali (Formazione Gessoso-Solfifera), a sostituzione della precedente di mare aperto. Nel Pliocene inferiore si reinstaura l'ambiente marino a causa di una risalita del livello marino con conseguente annegamento dei bacini evaporitici messiniani: si assiste ad un ulteriore momento di stasi tettonica e ad un periodo di ingressione marina prevalente, che consente la deposizione di sedimenti fini marini e pelitici fino ai margini di buona parte delle due catene montuose di neoformazione. Nei depocentri del bacino continua una deposizione torbiditica (Fig. 8). Inizia nel Pliocene superiore una fase tettonica che porta in emersione tratti dell'avanfossa coinvolti nell'orogenesi: questa tendenza regressiva, seppur con fluttuazioni minori (Ricci Lucchi et al., 1982), e il grande apporto detritico, determinano in epoca quaternaria il progressivo colmamento del bacino.

### 2.3.1 Cicli sedimentari quaternari

Il riempimento quaternario del Bacino Padano è rappresentato da un insieme di sequenze deposizionali da marino-marginali ad alluvionali, con una generale tendenza regressiva, che fa seguito alla sedimentazione pliocenica in ambiente marino (Fig. 9). Gli studi AGIP hanno evidenziato che lo spessore complessivo delle unità quaternarie è di 1000-1500 metri nei depocentri e di circa un centinaio di metri in corrispondenza degli alti strutturali (Ghielmi et al., 2013).

Durante il Pleistocene, un generale contesto di subsidenza tettonica ed intensa ingressione marina consente il riempimento quasi totale del 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.

I sedimenti alluvionali nella parte alta della successione rappresentano la fase finale di riempimento recente del bacino iniziata nel Pleistocene medio: sono costituiti da argille, silt e sabbie depositati dal Fiume Po e dai suoi tributari. Tale successione alluvionale è principalmente costituita da un'alternanza di depositi grossolani di ambiente fluviale e depositi fini di pianura alluvionale. I depositi, derivanti in prevalenza da sistemi fluviali di tipo *braided*, sono generalmente spessi meno di 10 m con un trend *fining-upward* che evolve verticalmente ai depositi di piana alluvionale e sono distribuiti a profondità variabile all'interno della successione alluvionale (Amorosi et al, 2004).

Il riconoscimento a scala bacinale di una superficie di discontinuità ("G"), datata 0.65 Ma, ha permesso (Ricci Lucchi et al., 1982; EmiliaRomagna & ENI-AGIP, 1998) di correlare i depositi quaternari di sottosuolo con due unità stratigrafiche affioranti al margine appenninico padano, che definiscono due cicli sedimentari distinti: il ciclo del Quaternario Marino (Qm), rappresentato da depositi marini, e il ciclo del Quaternario Continentale (Qc), in contatto inconforme con il precedente. L'analisi si basa sull'individuazione di unità stratigrafiche delimitate da superfici di discontinuità o legate a cicli di eventi, come le unità

stratigrafico-deposizionali, di estensione preferibilmente regionale o interregionale, chiamate sintemi (Fig. 9). Tuttavia, nelle aree di pianura, tipicamente interessate da lacune, l'assenza di superfici esposte rende incerta la loro individuazione o la determinazione dell'eventuale passaggio in aree distali alle relative superfici di continuità stratigrafica.

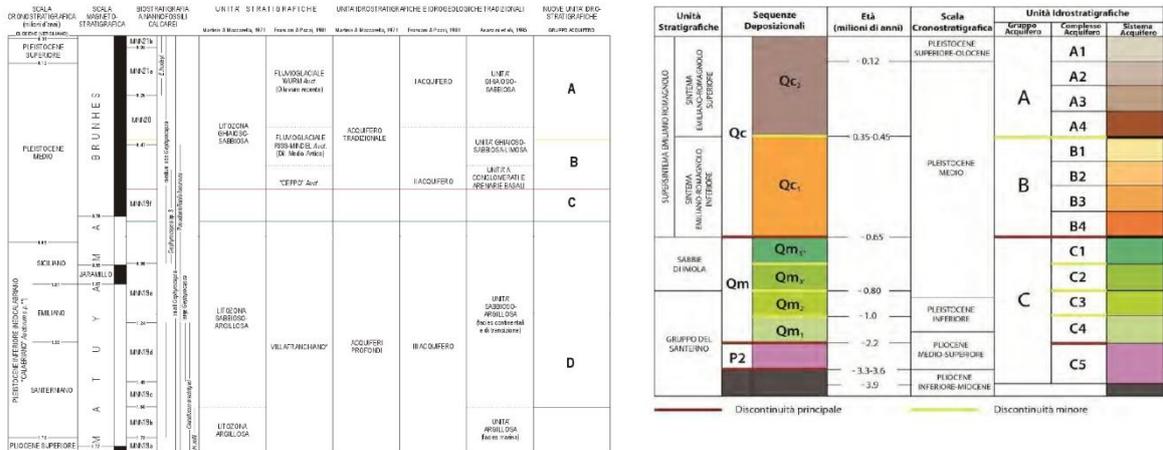


Figura 9. Schema stratigrafico delle unità del sottosuolo padano con indicate le superfici di discontinuità individuate da Regione Emilia-Romagna e ENI-AGIP (1998) e Regione Lombardia e ENI divisione AGIP (2002). Immagine tratta dagli studi citati.

### 2.3.2 Quaternario continentale padano o Supersintema Emiliano-Romagnolo

Studi di dettaglio (Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998; Amorosi et al, 1999; Amorosi & Pavesi, 2010) hanno permesso di migliorare il quadro stratigrafico dell'area compresa tra Mirandola (MO) e Ferrara. Amorosi et al. (2004, 2008, 2015) hanno descritto in dettaglio l'architettura e l'evoluzione dei depositi del tardo Pleistocene-Olocene a sud del fiume Po; diversamente, la parte settentrionale della pianura padana è stata investigata nel dettaglio solo a livello geomorfologico (Castiglioni *et al.*, 1997 b; Castiglioni & Pellegrini, 2001; Fontana et al., 2014). Solo localmente sono stati prodotti studi stratigrafici di dettaglio (Ravazzi et al, 2013; Zuffetti et al., 2018; Berserzio et al., 2018). Se ne ricava una ricostruzione frammentata della piana lombarda di difficile correlazione.

Regione Emilia-Romagna utilizza schemi stratigrafici basati sull'impiego di unità di tipo UBSU (*Unconformity-Bounded Stratigraphic Unit*) per i depositi pleistocenici continentali corrispondenti al ciclo sedimentario Qc di Ricci Lucchi *et al.* (1982), che prendono il nome di Supersintema Emiliano-Romagnolo.

Il Supersintema Emiliano-Romagnolo è l'unità stratigrafica che comprende l'insieme dei depositi quaternari di origine continentale affioranti in corrispondenza del margine appenninico padano e i sedimenti ad essi correlati nel sottosuolo della pianura emiliano-romagnola. Il limite inferiore affiora solamente a ridosso del margine appenninico, in discordanza sui depositi marini del Pleistocene medio e mio-pliocenici; il limite superiore coincide con il piano topografico. L'unità è in larga parte attribuita al Pleistocene medio, ma è compresa tra 650.000 anni e l'attuale, registrando uno spessore complessivo di 500 m.

Il Supersintema è stato ulteriormente suddiviso in Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI) e Superiore (AES), separati da una discontinuità stratigrafica a 0,35-0,45 Ma individuata in affioramento e seguita in profondità tramite interpretazione di profili sismici

(Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998), unitamente alle informazioni disponibili nella Banca Dati Geognostici di Regione Emilia-Romagna.

Il Supersintema Emiliano-Romagnolo si caratterizza per la progressiva migrazione dei sistemi deposizionali alluvionali da SO a NE e per il conseguente arretramento, nella stessa direzione, dei depositi fluvio-deltizi e costieri. Tale evoluzione mostra due fasi distinte a cui corrispondono i due Sintemi, Emiliano-Romagnolo Inferiore e Superiore. Nel primo sono presenti, in prevalenza, depositi di piana deltizia con, nella parte basale, depositi di spiaggia e di fronte deltizio in parte attribuiti a sistemi di alimentazione padana; nel secondo si sviluppano soprattutto depositi fluviali di conoide e piana alluvionale legati a sistemi di alimentazione appenninica (Molinari & Pizzolo, 2009). Il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore è indifferenziato ed è principalmente rappresentato da alternanze cicliche di depositi fini (limi e argille) e depositi prevalentemente sabbiosi riferibili ad associazioni di facies di ambiente alluvionale, fluvio-deltizio, costiero e di piattaforma. Coincide con il Gruppo Acquifero B, mentre il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore coincide con il Gruppo Acquifero A (Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998).

### 2.3.3 Il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore

Al suo interno sono state riconosciute unità di rango inferiore, denominate Complessi Acquiferi (A4, A3, A2, A1), che permettono di evidenziare fasi evolutive di maggior dettaglio. Nel passaggio dai complessi A4 e A3 (più profondi) ad A2, A1 e A0 si passa da depositi litorali e marini a depositi fluvio-deltizi e di piana alluvionale: i subsintemi AES6 e AES7 della Carta Geologica d'Italia, rispettivamente correlati ai complessi acquiferi A2 e A1 di Molinari et al (2007), sono essenzialmente costituiti da depositi fluvio-deltizi e di piana alluvionale, in risposta alla marcata evoluzione regressiva verso NE sia del sistema fluvio-deltizio padano che del sistema fluviale appenninico iniziata nell'ultima fase di deposizione dei subsintemi precedenti. Il subsintema AES8, correlato al complesso acquifero A0 di Molinari et al (2007), è l'unità meglio caratterizzata fra i depositi quaternari della pianura, essendo la più superficiale. Va evidenziato però che esistono discrepanze nella classificazione appena citata: Amorosi & Pavesi (2010) puntualizzano come non ci sia una relazione diretta tra i complessi acquiferi di Molinari et al (2007) (da A0 ad A4) e i subsintemi derivanti dalla Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000 (da AES1 ad AES8), nonostante si utilizzi in entrambi i lavori la stratigrafia come base concettuale per la classificazione. Lo stesso dicasi per l'attribuzione delle età cronostratigrafiche delle maggiori *unconformity*. Muttoni et al (2003) hanno indicato, sulla base di dati magnetostatigrafici, come la superficie di *unconformity* alla base del Supersintema Emiliano-Romagnolo, posta da Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP (1998) a 650.000 anni B.P., sia in realtà probabilmente da ridefinire a 870.000 anni B.P., più vicina al limite dell'inversione Matuyama-Brunhes.

Il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore è stato oggetto di approfondimenti stratigrafico-sedimentologici che hanno messo in luce l'architettura delle *facies* alla scala dell'intero bacino, mostrando come il trend deposizionale ricorrente all'interno della successione medio- e tardoquaternaria sia definito dall'alternanza ciclica di depositi che costituiscono cicli trasgressivo-regressivi (sequenze T-R) di 4° ordine. Questi cicli sono lateralmente persistenti, delimitati da superfici trasgressive e fisicamente tracciabili alla scala del bacino come si vede in figura 10: le superfici basali dei cicli T-R nelle zone costiere sono marcate dal passaggio da depositi continentali a depositi di ambiente costiero, mentre nelle zone interne del bacino esse vengono collocate al tetto di corpi sedimentari lateralmente estesi

di canale fluviale (Amorosi & Colalongo, 2005). Le sequenze T-R secondo gli Autori sarebbero controllate da fluttuazione glacio-eustatiche con periodo di circa 100 ka, corrispondente al ciclo astronomico di Milankovitch dell'eccentricità dell'orbita.

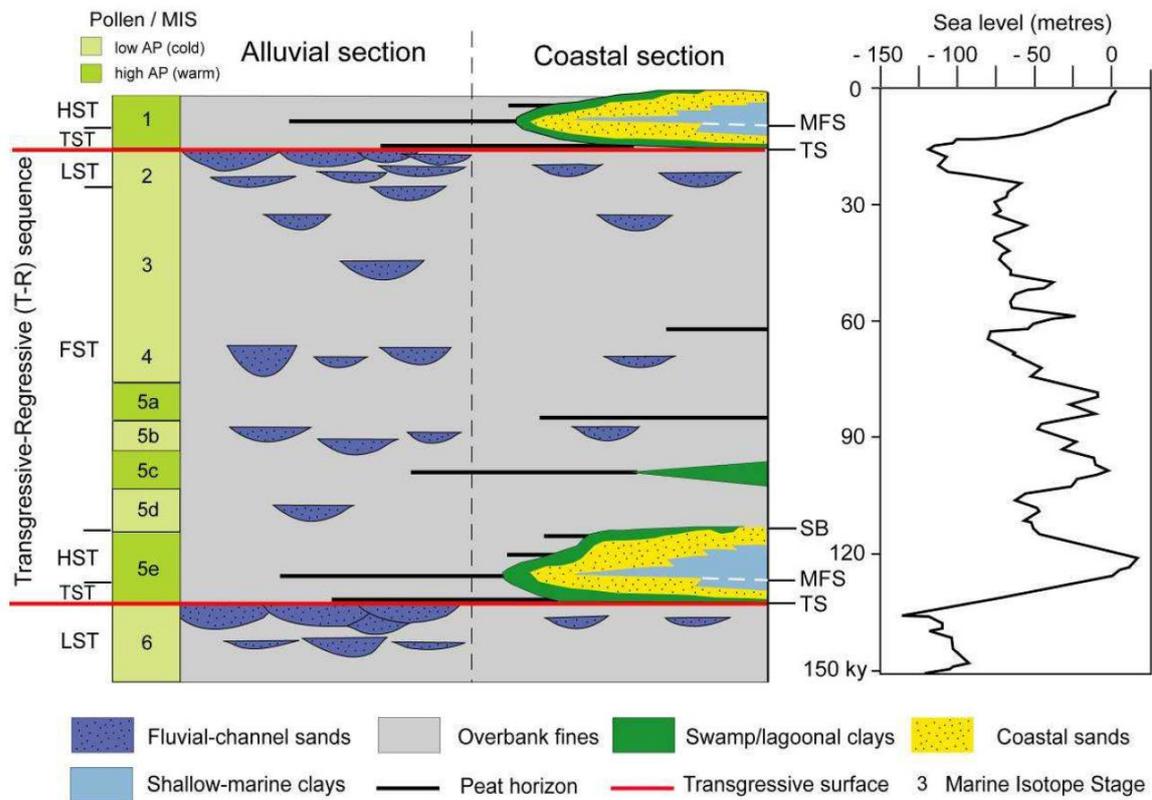


Figura 10. Rappresentazione schematica della successione sedimentaria padana post-150 ka. Si noti la relazione tra cambiamenti climatici (visibili dai record pollinici), la ciclicità dell'architettura stratigrafica, l'interpretazione stratigrafico-sequenziale e le fluttuazioni eustatiche (da Amorosi e Colalongo, 2005).

La stratigrafia sequenziale ha permesso di comprendere i fattori di controllo di questa ciclicità deposizionale: durante le fasi di caduta del livello del mare e di stazionamento basso (*Falling Stage systems Tract* - FST e *Lowstand Systems Tract* - LST) si assiste alla messa in posto dei corpi sabbiosi fluviali, con avanzamento dei sistemi alluvionali, mentre la deposizione delle unità fini ha luogo durante fasi di rapida risalita del livello del mare e successivo stazionamento alto (*Transgressive Systems Tract* - TST e *Highstand Systems Tract* - HST. Amorosi et al., (2004, 2008) e Amorosi & Colalongo (2005), osservano che i corpi sedimentari alla base dei cicli T-R di piana inondabile sono caratterizzati da spettri pollinici che indicano l'espansione di foreste ricche in *taxa* che si mettono in posto durante periodi di clima caldo-temperato, corrispondenti a fasi interglaciali; la formazione dei corpi di canale fluviale nella parte superiore dei cicli T-R è invece contraddistinta da spettri ricchi in NAP (*Non Arboreal Pollen*), indicatori di condizioni climatiche di tipo steppico, ovvero fasi glaciali (Fig. 2.7). Questa evoluzione ciclica di ambienti sedimentari interessa la parte centrale della Pianura Padana, mentre nei sondaggi più vicini alla catena appenninica la sedimentazione è caratterizzata esclusivamente da depositi ghiaiosi di conoide alluvionale. Studi stratigrafici ad elevato grado di risoluzione condotti su depositi post-LGM, hanno messo in luce come all'interno delle sequenze T-R si possano individuare cicli di rango inferiore, delimitati da superfici di *flooding*, denominati parasequenze (Amorosi et al., 2004; Amorosi et al., 2008), aggiungendo ulteriori elementi alla comprensione

dell'architettura stratigrafica all'interno dei depositi tardoquaternari padani. In particolare Amorosi (2008) propone un quadro gerarchico per schematizzare la ciclicità deposizionale, riconoscendo:

- sequenze di 3° ordine, separate da superfici di *unconformity* a controllo tettonico, che abbracciano intervalli temporali di diverse centinaia di migliaia di anni;
- sequenze di 4° ordine (cicli T-R) a controllo glacio-eustatico, con periodo di circa 100 ka;
- unità di rango inferiore (*Systems Tract*) a controllo glacio-eustatico e con periodo inferiore ai 50 ka;
- parasequenze, con controllo prevalentemente climatico e della durata di 1-3 ka.

### 3. Inquadramento geomorfologico

#### 3.1 Elementi morfologici della Pianura Padana

La Pianura Padana rappresenta la più ampia e densamente popolata area pianeggiante della penisola italiana, che costituisce quindi una regione ad alta vulnerabilità. Numerosi lavori si sono occupati di studiare e caratterizzare l'area dal punto di vista geomorfologico, fornendo una notevole quantità di materiale scientifico e cartografico, tra cui la Carta Geomorfologica della Pianura Padana (Castiglioni et al, 1997) e le relative note illustrative (a cura di Castiglioni & Pellegrini, 2001). Da un punto di vista geomorfologico (Castiglioni *et al.*, 1997; Castiglioni & Pellegrini, 2001) la pianura padana è principalmente caratterizzata dal sistema meandriforme del fiume Po, dal suo vasto delta e dai suoi tributari che scorrono in sinistra e destra idrografica, alimentati rispettivamente da Alpi e Appennini.

Questi fiumi hanno contribuito alla storia e all'evoluzione della Pianura, insieme ad altri corsi principali come il Reno e l'Adige. E' possibile distinguere un settore settentrionale della Pianura, compreso tra il bordo meridionale delle Alpi e il Fiume Po, e un settore meridionale, tra il fiume e il piede degli Appennini. Il Fiume Po corrisponde inoltre al centro di convergenza dei due trend principali di pendenza della pianura: dalle Alpi al Po la pianura tende a digradare verso sud-est, mentre nel settore meridionale il trend generale è verso nord-est (Burrato et al, 2003). Il settore settentrionale della pianura è stato modellato durante l'ultima glaciazione, quando i corsi d'acqua proglaciali trasportavano un carico solido maggiore rispetto all'attuale: si può capire, comparando la dimensione molto ridotta dei corsi attuali rispetto agli ampi paleoalvei, la differenza di portata che ha determinato l'erosione dei sedimenti precedentemente depositi (per esempio le valli dei fiumi Mincio e Adda). La superficie corrispondente ai depositi glaciali pleistocenici è chiamata Livello Fondamentale della Pianura. Pertanto, il reticolo idrografico attuale scorre all'interno di valli fortemente incise nella successione continentale di aggradazione. Nel settore meridionale il reticolo attuale scorre lungo alvei sospesi al di sopra della superficie di aggradazione olocenica, che si interdigita con la piana alluvionale attuale del Fiume Po (Burrato et al, 2003; Bondesan, 2001). Tale innalzamento degli alvei fluviali è dovuto al passaggio dei fiumi dalla zona di catena a quella di pianura: in questo passaggio, al diminuire della pendenza, i corsi fluviali riducono la propria velocità di deflusso e, di conseguenza, diminuiscono la capacità di trasporto. Il primo effetto di questo cambiamento è l'abbandono dei sedimenti presi in carico, che porta nel tempo a un innalzamento del letto fluviale (Castaldini, 1989). Di conseguenza si genera una netta variazione altimetrica tra gli argini e la depressione d'intercanale che nel tempo viene riequilibrata tramite i depositi di trascinamento e le diversioni dei corsi d'acqua. Reperti

archeologici risalenti a un periodo compreso tra il Neolitico e il Medioevo forniscono una chiara indicazione di una sedimentazione continua fino a tempi storici (Marchetti, 2001). La superficie della pianura al margine della catena appenninica è rappresentata da una serie di antichi conoidi alluvionali terrazzati di varie dimensioni nei quali si incastrano i conoidi della stessa età del Livello Fondamentale della Pianura, depositati durante l'acme glaciale (Marchetti, 2001; Burrato et al, 2003). E' solo a partire dal tardo Pleistocene medio che i sistemi deposizionali alpini e appenninici (da conoidi alluvionali a depositi fluviali meandriformi) si interdigitano con il sistema deposizionale assiale del paleo-Po. In questo settore di pianura emiliana, il Fiume Po e i suoi tributari di destra scorrono all'interno di una piana alluvionale attiva (Burrato et al, 2003). Il rapporto tra le strutture tettoniche sepolte, che regolano i tassi di subsidenza e di *uplift*, e il trasporto fluviale che determina il tasso di sedimentazione hanno fortemente influenzato il regime deposizionale nei due settori settentrionale e meridionale della Pianura. Il risultato più evidente è una successione spessa tra i 2 e i 6 km nel settore Nord, e una potente tra i 100 m e gli 8 km nel settore Sud. Ma tale rapporto ha anche un effetto sulla posizione in superficie del reticolo idrografico. La presenza di pieghe legate a *thrust* ciechi comporta a scala temporale secolare o millenaria delle variazioni di pendenza della superficie topografica, di spessore dei depositi, della geometria delle superfici erosive o deposizionali che nel tempo determinano importanti variazioni nella posizione del reticolo idrografico (Burrato et al, 2003). Le caratteristiche di una faglia controllano le deformazioni della superficie, mentre la capacità dei fiumi di resistere a tali modificazioni è funzione delle loro dimensioni (Burrato et al, 2003). L'interazione fra *uplift* e subsidenza sui *thrust* porta a deformare la sovrastante successione sedimentaria fino a interessare il piano campagna. Il rapporto tra tettonica e tassi di sedimentazione, infatti, influenza la percezione delle anticlinali o sinclinali in crescita, le quali controllano l'evoluzione della topografia (Burrato et al, 2003; 2012). Rispettivamente, anticlinali e sinclinali sepolte in crescita comportano in superficie un innalzamento o un abbassamento della topografia, che si traduce in diversione o attrazione del reticolo idrografico (Burrato et al., 2003): nello specifico le aree in sollevamento subiranno erosione e diversione fluviale, mentre le aree subsidenti attrarranno i corsi fluviali e aumenteranno il tasso di deposizione sedimentaria. Nel caso della Pianura Padana, poche anticlinali hanno un'espressione superficiale, probabilmente proprio a causa dei tassi di sedimentazione di gran lunga maggiori del tasso di sollevamento tettonico (Burrato et al, 2003). L'interazione tra tettonica e sedimentazione si è tradotta nei secoli nello spostamento verso Nord del Fiume Po e nella diversione di fiumi come il Secchia, il Panaro o il Reno, i quali seguono percorsi che si discostano dal trend generale di pendenza dei territori che attraversano (Castaldini, 1989; Boccaletti et al, 2004).

Ai naturali fattori di modellamento della superficie del territorio padano vanno ad aggiungersi e talora a contrastarsi gli effetti dell'attività antropica (Burrato et al., 2003). A partire dal Neolitico (Bondesan et al, 1992; Bondesan, 2001), l'uomo si è insediato nelle vicinanze di corsi d'acqua utili alla sopravvivenza, ma dovendone allo stesso tempo subire gli effetti catastrofici, come piene e alluvioni. Con l'aumentare delle capacità ingegneristiche, l'uomo ha spesso regimentato i corsi fluviali per le proprie esigenze abitative o di sfruttamento (Bondesan et al, 1992; Castaldini, 1989). Questa fase di regimentazione dei corsi fluviali non ha però permesso alla parte più depressa del territorio di compensare la subsidenza e la compattazione dei sedimenti tramite giustapposizione di corpi d'alveo successivi o sovrapposizione di successivi cicli di riempimento dei bacini di

esondazione. L'effetto finale è quello di un territorio che vede le proprie aree più rilevate in corrispondenza di alvei attuali (pensili) o estinti (dossi) (Castaldini, 1989).

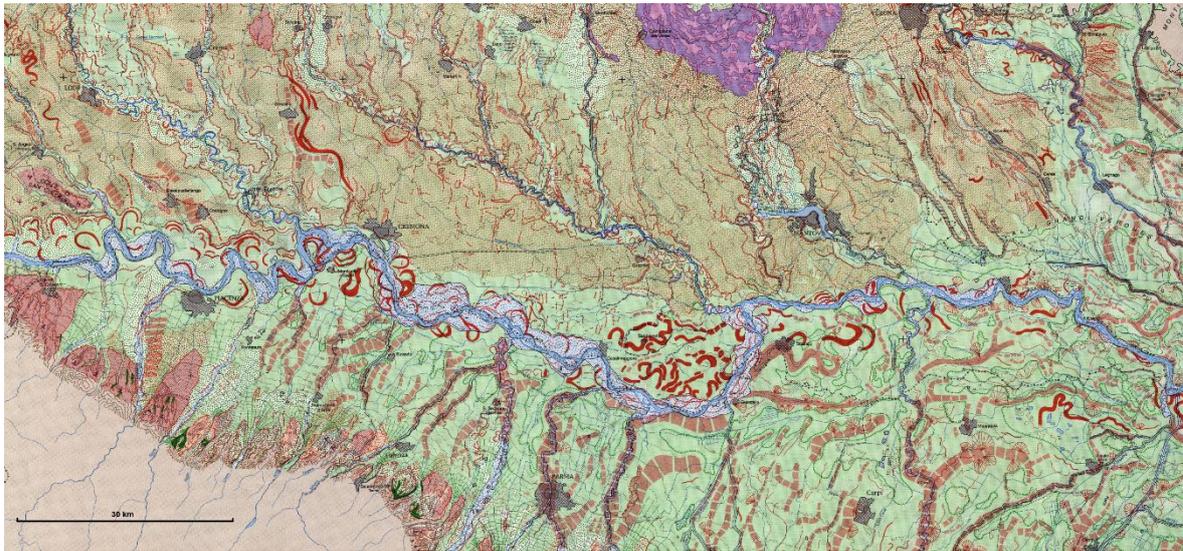


Fig. 11 Forme superficiali dell'area inquadrata in figura 1, modificata dalla Carta Geomorfologica della Pianura Padana (da Castiglioni et al., 1997).

La Carta Geomorfologica della Pianura Padana (Fig. 11) classifica le forme presenti ai margini ed internamente al bacino in vere e proprie unità geomorfologiche. Partendo dai confini della Pianura Padana, rappresentati dalle propaggini montuose affioranti delle Alpi ed Appennini, sono state mappate sette unità, di cui Marchetti (2001) dà un'approfondita descrizione.

- Antichi terrazzi pedemontani. Sono unità costituite prevalentemente da depositi ghiaiosi sedimentatisi nel Pleistocene inferiore e medio, caratterizzate da profonde coltri di alterazione. Il terrazzamento deriva dall'erosione dei maggiori corsi d'acqua nel Pleistocene, mentre le superfici si presentano intersecate da numerose incisioni. Sul margine pedeappenninico i terrazzi hanno minori dimensioni e presentano evidenze di deformazione tettonica dovuta al sollevamento della catena.
- Alta pianura ghiaiosa, conoidi e apparati fluvio-glaciali.  
Le forme principali appartenenti a questa unità sono le conoidi alluvionali, molto abbondanti sia sul lato alpino sia su quello appenninico, caratterizzate da depositi prevalentemente ghiaiosi e molto acclivi. In particolare, sul versante del Sudalpino costituiscono tipici e ampi ventagli fondendosi poi, verso il basso, in una pianura tendenzialmente omogenea. Sul lato appenninico i conoidi ghiaiosi sono di minori dimensioni e tra loro di solito non contigui. I corpi fluvio-glaciali o fluviali risalgono ad eventi deposizionali dal Pleistocene superiore all'Attuale e quelli più antichi sono spesso terrazzati a partire dal loro apice.
- Fasce di media pianura e di transizione alla bassa pianura.

Nel versante alpino la continuità della fascia delle risorgive consente di individuare il limite superiore della media pianura, contraddistinto dal passaggio dai sedimenti ghiaioso-sabbiosi a quelli sabbioso-limosi. Nel versante appenninico l'analogo limite non è altrettanto definito, e la media pianura si esprime in una fascia ristretta in cui dalla parte distale dei conoidi si dipartono i larghi dossi attuali o relativi a precedenti divagazioni fluviali, che si inoltrano nella bassa pianura. Tale unità è ben rappresentata nel settore settentrionale, dove raggiunge dimensioni ragguardevoli. Nel settore lombardo e del Piemonte orientale si individua il cosiddetto «Livello Fondamentale della Pianura», che rappresenta la parte distale degli apparati fluvio-glaciali, solitamente attribuiti al Pleistocene superiore. La graduale diminuzione di pendenza giunge a valori molto bassi avvicinandosi al Po. Sono presenti su questo livello sia alcuni rilievi e terrazzi isolati relitti di superfici più antiche (come ad esempio San Colombano al Lambro), sia tracce di antiche divagazioni collegabili alla variazione dei regimi dei corsi d'acqua fluvio-glaciali. Le zone di costruzione pleistocenica sono ben presenti nelle propaggini distali dei conoidi dei fiumi Adige, Brenta, Piave e Tagliamento, dove giungono quasi al contatto con le lagune, intercalandosi a zone di sedimentazione olocenica in modo sfumato, senza evidente contrasto morfologico.

- Piane di divagazione fluviale olocenica incassate.  
Espressione tipica di questa unità si osserva lungo i fiumi che attraversano il Livello Fondamentale della Pianura, da cui sono separate mediante nette scarpate di terrazzo. Le piane, di età olocenica, si sono formate ed ampliate per incisione e erosione laterale connessa all'evoluzione dei meandri, raggiungendo larghezze notevoli, specialmente per Ticino, Adda, Mincio e Adige. Non altrettanto larghe, tali piane di divagazione sono presenti lungo gran parte degli affluenti del Po e dei fiumi della pianura veneto-friulana.
- Fascia a meandri del Po.  
L'unità si identifica con l'area di divagazione delle anse del Po rispetto all'attuale tracciato, e in particolare prende consistenza presso Casale Monferrato e si sviluppa ininterrottamente sino alla confluenza del F. Oglio, per poi proseguire in modo discontinuo e chiudersi definitivamente nel Mantovano, poco oltre le confluenze di Mincio e Secchia. Le forme principali di questa fascia riguardano anse di singolo meandro, brevi tratti a meandri o tratti sinuosi abbandonati posti a livello della pianura o in leggera depressione. La fascia si aggira attorno ai 3 - 4 km di larghezza.
- Bassa pianura a dossi e depressioni  
Si evidenzia un fitto intreccio di dossi sopraelevati e depressioni interposte, quale risultato della complessa evoluzione naturale ed antropica dei corsi d'acqua. L'area interessata si estende dal Piacentino alle basse pianure dell'Emilia-Romagna, del Veneto, della Venezia Giulia, e a parte della pianura lombarda, limitatamente al settore mantovano.  
Per questo studio è particolarmente importante il settore centrale, racchiuso tra la direttrice Guastalla-Ravenna a Sud, la direttrice Suzzara-Valli Veronesi-Padova-Mestre a Nord e il mare Adriatico ad Est. Esso si caratterizza per la presenza di stretti dossi nastriformi a lunga persistenza, corrispondenti ad antichi tracciati dei fiumi Oglio, Po e Adige, particolarmente fitti nella zona di divagazione dell'Adige. In quest'ultima zona, dai tracciati principali si diramano numerosi dossi minori che assieme ai primi delimitano altrettante depressioni, di forma e dimensioni assai

varie, spesso situate al di sotto del livello del mare. Spostandosi nel Ferrarese, le depressioni tendono ad ampliarsi, come ad esempio nel caso delle Valli di Comacchio, ricche in torbe e site immediatamente a ridosso degli antichi apparati costieri. All'estremità settentrionale dell'area si trovano i dossi e le depressioni formati dalle antiche divagazioni del Bacchiglione e del Brenta.

- Forme e depositi fluviali nella fascia costiera.

Questa unità comprende i depositi e le forme derivanti da processi fluviali che si inseriscono ed interferiscono talvolta con gli ambienti costieri e le rispettive morfologie. Ne sono esempi dossi e paleoalvei che si addentrano nelle piane deltizie allagate oppure bonificate, come ad esempio il grande apparato deltizio moderno del Po e i delta minori dell'Isonzo, del Tagliamento, del Piave e dell'Adige.

### 3.2 Geologia di superficie del Bacino Padano

Il Fiume Po suddivide la Pianura Padana in due zone, con sedimenti superficiali di diversa provenienza: il settore settentrionale correlato al complesso alpino, e quello meridionale legato al complesso appenninico (Fig. 12).

A nord del corso del Po, la stratigrafia dei depositi quaternari presenta un quadro generale analogo a quello osservato da Ricci Lucchi et al. (1982). La successione quaternaria della piana lombarda appartiene ad una successione sedimentaria regressiva in linea con l'evoluzione dell'intero bacino padano, ma di provenienza alpina. I depositi quaternari si sviluppano al di sopra di unità marine progressivamente meno profonde di età miocenica e pliocenica, comprendenti depositi di transizione tardo-miocenico/pleistocenici che passano verso l'alto ad alternanze di depositi glacio-fluviali e alluvionali. (Berserzio et al., 2004; Zuffetti et al., 2018; Regione Lombardia and Eni Divisione Agip, 2001).

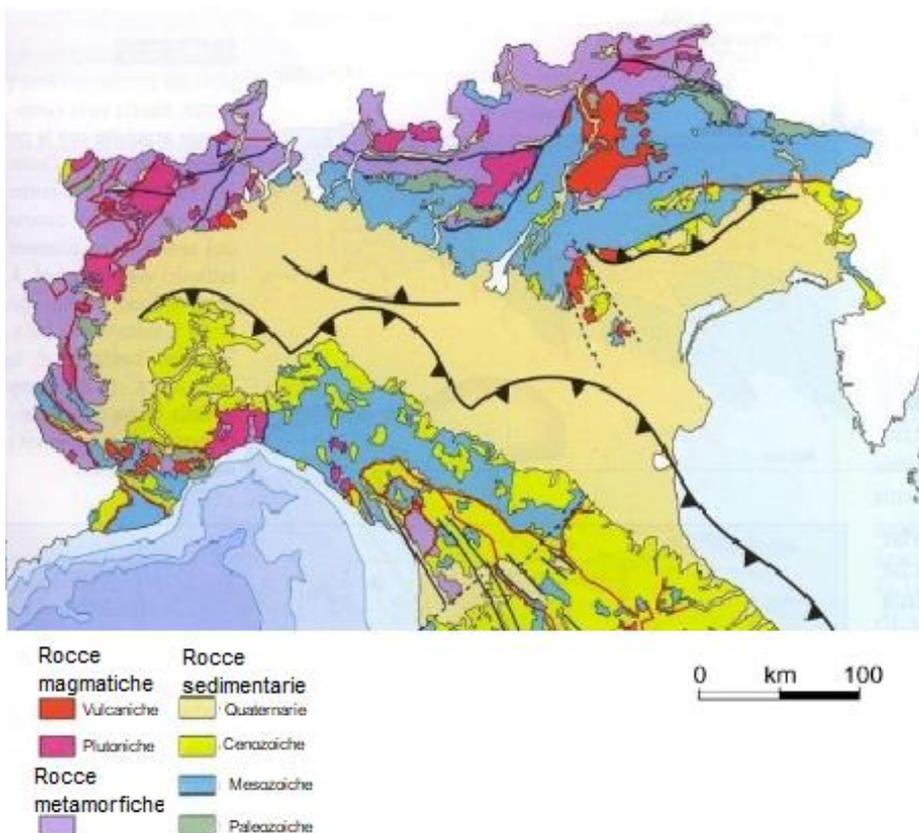


Figura 12. Carta geologica semplificata del nord Italia (modificata da APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, 2003).

Marchetti (2001) sottolinea una sostanziale differenza dei depositi fluviali, affioranti e del primo sottosuolo, tra le zone a nord e sud del Po, dividendo così il bacino in due settori. Infatti, i sedimenti che alimentano il bacino hanno diverse provenienze: dalle Alpi vengono erosi dolomie, calcari, rocce silicoclastiche e del basamento cristallino, e vengono ripresi in carico depositi glaciali antichi; al contrario, dagli Appennini derivano rocce calcaree, argillose ed arenacee. La diretta conseguenza della differente composizione dei bacini di drenaggio si riflette nella granulometria dei sedimenti superficiali, tendenzialmente più grossolani e sabbiosi nel caso del Sudalpino.

Al margine meridionale della pianura, i fiumi appenninici depositano il carico solido più grossolano in conoidi allo sbocco delle valli. La fascia dei conoidi appare formata da corpi sedimentari tendenzialmente piccoli in cui si incastrano apparati di maggiori dimensioni in funzione del diverso bacino di drenaggio dei fiumi appenninici che li alimentano. I conoidi maggiori sono costituiti da corpi ghiaiosi potenti da 10 a 40 m nelle parti prossimali. Al loro interno sono distinguibili barre longitudinali di sistemi *braided*, cui si intercalano sedimenti argillosi e siltosi, mentre la frazione sabbiosa è tendenzialmente scarsa. Al fronte dei conoidi i depositi in facies di piana alluvionale sono caratterizzati da sedimenti argillo-siltosi in cui sono immersi corpi sabbiosi lenticolari, isolati, lunghi alcuni chilometri e poco estesi trasversalmente (100-2000 m), depositi in canali fluviali (Marchetti, 2001).

Al contrario, nel settore settentrionale della pianura i conoidi di provenienza alpina si estendono verso valle su distanze molto maggiori di quelli appenninici e i singoli ventagli coalescono lateralmente, formando una fascia pressoché continua. Le grandi conoidi pedealpine sono principalmente composte da accumuli ghiaiosi e sabbiosi amalgamati, depositati da corsi d'acqua di tipo *braided*, potenti da 20 a 50 m, e solo nelle parti distali, in prossimità del corso del Po, si incontrano intercalazioni argillose discontinue (Marchetti, 2001). La transizione alla pianura alluvionale del Po è più sfumata che sul versante pedeappenninico e presenta una graduale diminuzione della granulometria dei sedimenti. I depositi alluvionali ai margini della Pianura Padana sono caratterizzati da facies di barra: estesi corpi sabbiosi formati dalla sovrapposizione di set di *point bar* di canali meandriformi, potenti da 10 a 20 m, tabulari, sviluppati lateralmente e coalescenti, prevalgono sui sedimenti più fini. (Marchetti, 2001). Al centro della pianura, la *channel belt* del Fiume Po è formata da corpi sabbiosi grossolani con ghiaie e, verso la foce, da corpi sabbiosi lunghi da 5 a 10 km e potenti oltre 40 m, separati da livelli argillosi relativamente sottili (Marchetti, 2001). Questi corpi sedimentari derivano dalla sovrapposizione di diversi corpi sedimentari depositi per migrazione laterale di corsi d'acqua meandriformi. Il dominio del Po si estende maggiormente nel settore settentrionale rispetto al settore meridionale a causa della differente evoluzione tettonica. La sedimentazione continentale pleistocenica superiore e olocenica si è sviluppata a nord e a sud del Po in condizioni tettoniche assai diverse, che riprendono la geodinamica pliocenica dei due settori: una più marcata subsidenza nel settore a sud del Po e una generale modesta subsidenza in quello pedealpino (Gasperi, 2001; Tellini e Pellegrini, 2001).

L'attiva tettonica dell'Appennino, che al margine con la pianura si manifesta dal punto di vista morfologico nel lineamento frontale, ha coinvolto nel sollevamento le parti apicali dei conoidi, situate a sud del fronte di sovrascorrimento, mentre le aree a nord del lineamento stesso hanno continuato a sprofondare per subsidenza, soggette a fenomeni di continua aggradazione. Al contrario, nel settore pedealpino la modesta subsidenza ha consentito una distribuzione dei sedimenti fluviali su di un'ampia area (Marchetti, 2001).

I sedimenti riportati nella Carta Geomorfologica (Fig. 11) sono quelli osservabili nel primo metro di profondità dal piano campagna e corrispondono ai materiali su cui si è impostato il suolo agrario. Gli Autori forniscono indicazioni sui depositi prevalenti in superficie, suddividendoli in tre classi, a seconda che siano dominati da ghiaie, sabbie o argille. Oltre alle classi tessiturali standard sono state delimitate le zone caratterizzate da un particolare grado di alterazione pedogenetica e dalla presenza di torbe.

Nel settore occidentale, le superfici al bordo della pianura si presentano fortemente alterate, con coltri di alterazione superiore al metro. Sul margine pedalpino le coltri si sviluppano in larghezza anche per diversi chilometri, mentre sul margine appenninico presentano dimensioni ridotte (Marchetti, 2001). Nell'area della pianura piemontese-lombarda è operabile una netta distinzione tra i depositi superficiali di pertinenza alpina e quelli di pertinenza appenninica che affiorano a sud del Po: i sedimenti di pertinenza alpina sono in genere molto più grossolani, per via delle maggiori portate dei fiumi, delle litologie più resistenti all'erosione e della presenza di accumuli glaciali pleistocenici, che hanno reso disponibili imponenti quantità di materiali grossolani già in prossimità degli sbocchi vallivi.

Ad Est di Verona, in tutta la parte centrale più depressa della pianura e nei tratti di bassa pianura veneto-friulana e romagnola i depositi sabbiosi si distribuiscono lungo allineamenti che costituiscono testimonianza di antichi tracciati fluviali sopraelevati (Fig. 11). Queste tracce nastriformi sabbiose in un panorama generale di depositi limoso-argillosi riflettono le principali direttrici di scorrimento dei corsi d'acqua in questo settore di pianura (Adige, Po, Panaro, Reno, Santerno ecc.). Nella pianura veneto-friulana, molte delle variazioni sia morfologiche che litologiche si presentano nette, senza zone di transizione, rendendo così chiaramente distinguibili i domini dei grandi corsi d'acqua che scendono dalle Alpi. Per questo motivo sono molto evidenti i depositi ghiaiosi delle aree prossimali dei conoidi (Marchetti, 2001).

Sulla Carta Geomorfologica sono indicati anche gli affioramenti superficiali di torbe (Fig. 11). Le torbe sono diffuse nel settore orientale della pianura e si rinvencono generalmente dove il drenaggio risulta difficoltoso: di solito, in seguito a subsidenza per compattazione dei sedimenti pelitici o per sbarramento di aree depresse sul lato di deflusso, ad opera sia di dossi fluviali (ad esempio nelle Grandi Valli Veronesi), sia di cordoni costieri affioranti (come nel caso delle aree depresse comprese tra Adria e Argenta). Ad occidente, le torbe si rinvencono entro le incisioni dei corsi d'acqua (Oglio, Mincio).

### 3.3 Aree di studio 1 e 2: i paleoalvei del Po

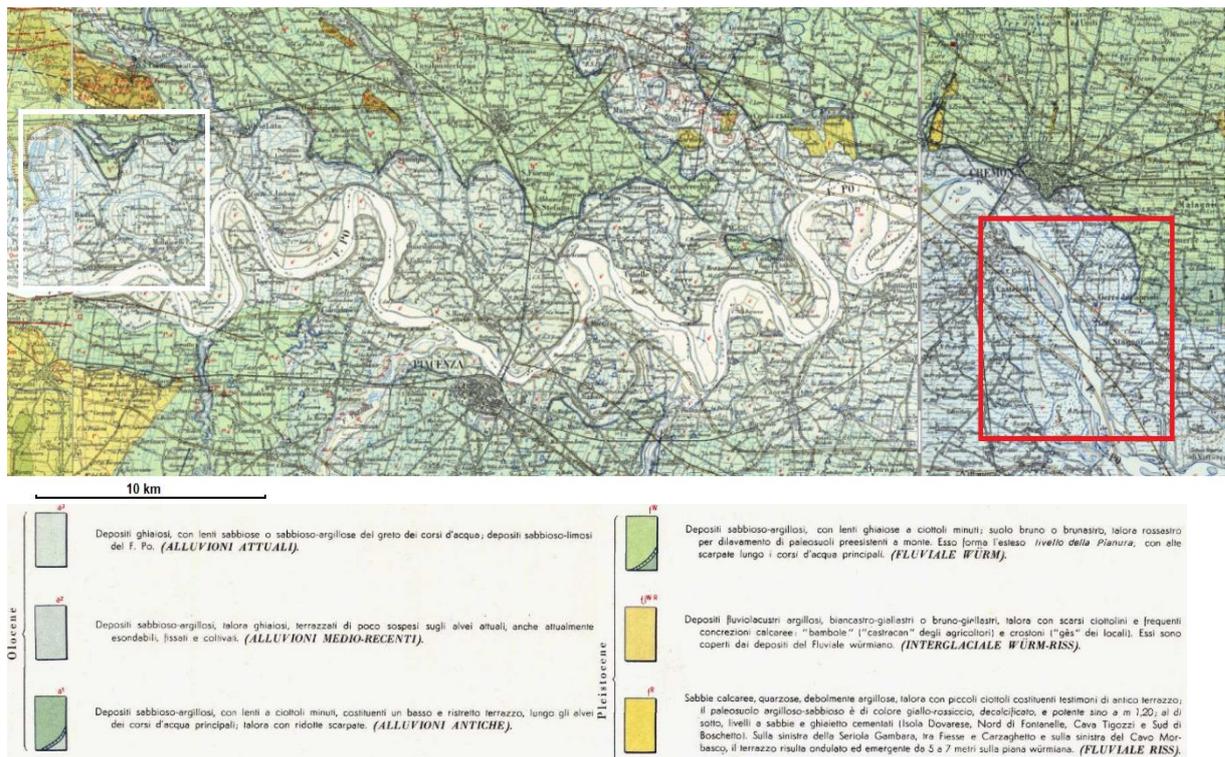


Figura 13. Geologia della fascia a meandri del fiume Po nelle aree di studio 1 e 2, rispettivamente nelle vicinanze di Chignolo Po (PV) e di Stagno Lombardo (CR). Da sinistra verso destra, l'immagine comprende parte del Foglio 59 (Pavia), l'intero Foglio 60 (Piacenza) e parte del Foglio 61 (Cremona). Per la legenda si fa riferimento al Foglio 61, tenendo presente che le stesse unità geologiche sono attribuite a fiumi differenti a seconda della zona (da Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 100.000).

Le aree di studio 1 e 2 si trovano all'interno della fascia di meandri olocenici abbandonati del fiume Po (unità geomorfologica "fascia a meandri del Po" in Castiglioni et al. 1997), alla sua sinistra idrografica. Depositi fluvio-glaciali tardo pleistocenici affiorano a nord del Po in conoidi alluvionali di grandi dimensioni ("Megafan" di Fontana et al., 2014): si estendono infatti in lobi di 300-3000 km<sup>2</sup> di larghezza per una media di 50 km in lunghezza e si sovrappongono lateralmente formando una fascia quasi continua (Castiglioni et al., 1997). Dalla Carta Geomorfológica della Pianura Padana in figura 11 (Castiglioni et al., 1997) e dallo stralcio in figura 13 della Carta Geologica d'Italia in scala 1: 100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1976) si può osservare come il fiume abbia inciso il suo corso all'interno del «Livello Fondamentale della Pianura», superficie interpretata dalla letteratura come il prodotto delle fasi di aggradazione fluvio-glaciale e fluviale nella piana pedalpina a seguito dell'ultima glaciazione (post-LGM). Il livello fondamentale della pianura fa transizione attraverso una superficie di discontinuità al sistema deposizionale del Po, che ha eroso nei sedimenti glaciali tardo-pleistocenici molteplici terrazzi e scarpate digradanti verso l'attuale tracciato fluviale (Zuffetti et al., 2018). Tracce di antichi meandri rientrano nell'evoluzione morfologica recente della fascia golenale del Po e molte altre caratterizzano la pianura ad esso limitrofa frequentemente delimitata, specialmente in sponda sinistra, da una netta ripa di erosione. Le tracce di meandro più esterne rappresentano antiche persistenze fluviali, molte delle quali risalenti al periodo romano e in alcune zone (ad esempio nell'area di Sabbioneta) anche all'Età del Bronzo. Racchiusi tra i bordi delle

scarpate incise dal Po e il suo corso attuale, i paleoalvei del Po si presentano con morfologie nastriformi (Fig. 11 e Fig. 14) all'interno di granulometrie tendenzialmente sabbioso-limose (Fig. 14), concordi con il trend generale dei depositi di provenienza alpina. La massima estensione della fascia a meandri del Po viene raggiunta in due tratti, dove pure le dimensioni dei meandri sono le più sviluppate: il primo è compreso tra Pavia e Cremona, il secondo riguarda l'area a Nord del Po, compresa tra Casalmaggiore, Guastalla e Suzzara.

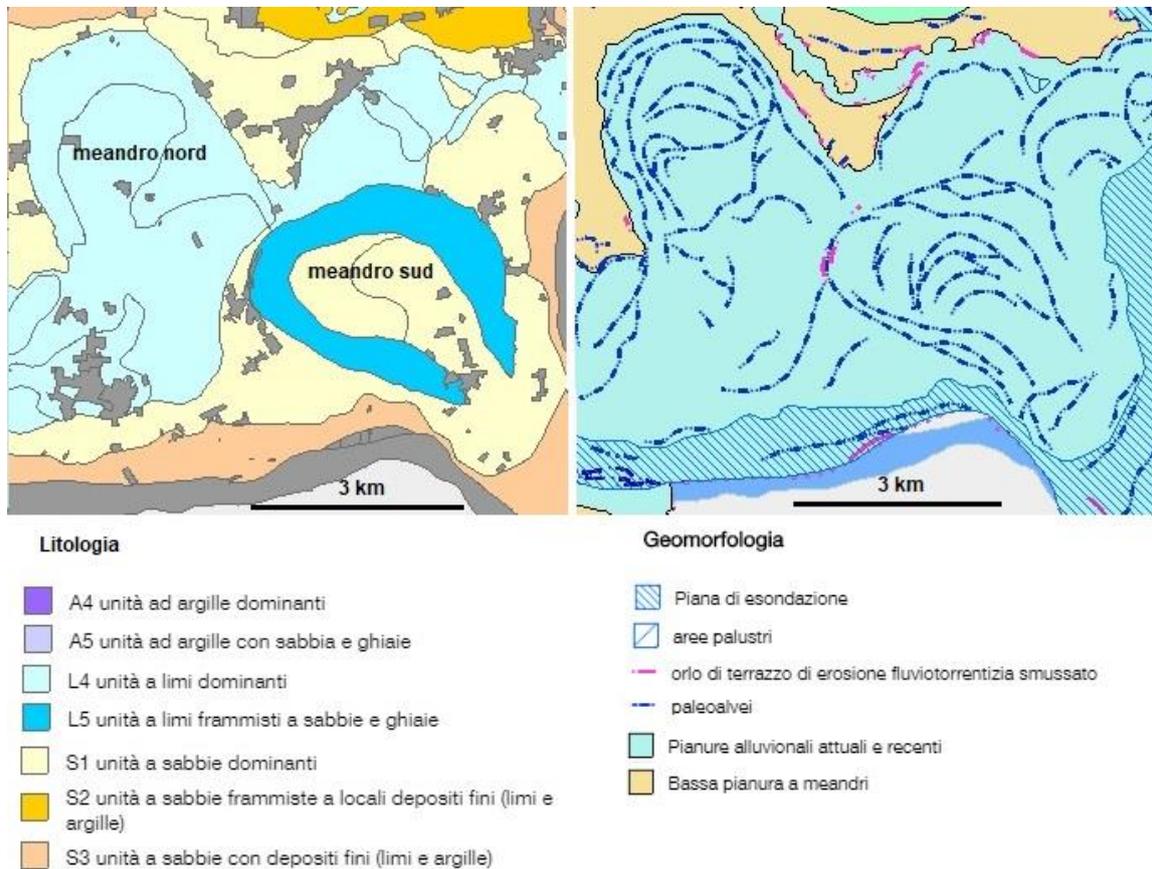


Figura 14. Carta litologica (a destra) e geomorfologica (a sinistra) di dettaglio relativa all'area di studio 1. L'area di trova a NW di Piacenza, e sono evidenti due meandri abbandonati del Po, presso gli abitati di Santa Cristina e Bissone e Monticelli Pavese (dalla banca dati Basi Informative Ambientali della Pianura, di Regione Lombardia).

Nel complesso il territorio compreso nell'area di studio 1 (Fig. 14) è modellato all'interno di sedimenti quaternari continentali di origine alluvionale abbandonati dal Fiume Po in relazione alle vicende climatiche che hanno caratterizzato la regione nel Pleistocene (glaciazioni) e nell'Olocene.

I vari ripiani terrazzati nei quali si imposta il paleomeandro più a nord, appartengono alle seguenti unità, individuate dalla Carta Geologica 1: 100.000 (Fig. 13).

- Alluvioni da antiche a recenti (Olocene Superiore - attuale)

La composizione litologica dei depositi comprende limi, sabbie e ghiaie prevalenti, senza una chiara organizzazione stratigrafica, legata alle divagazioni del Fiume Po in epoca antecedente alla realizzazione delle opere di arginatura che ne hanno "congelato" il tracciato. Localmente associati a questi depositi si rinvenivano intercalati dei livelli torbosi. L'unità occupa la porzione di pianura compresa nella fascia a meandri recente del Fiume Po, caratterizzata dalla presenza delle tracce dei paleomeandri del corso d'acqua,

originatisi in epoca storica. Lo stesso Fiume Po è inoltre responsabile del modellamento della scarpata, alta in alcuni punti anche 12-15 metri.

- Fluviale recente (Pleistocene Superiore -Würm)

Questa unità corrisponde al Livello Fondamentale della Pianura descritto in letteratura. L'unità è costituita da sabbie prevalenti, localmente inglobanti lenti di ghiaia, ghiaietto e/o limi più o meno sabbiosi. La parte superficiale, alterata, dello spessore medio di circa quattro metri, è generalmente costituita da sabbie o sabbie limose di colorazione brunastra e rossiccia. I depositi alluvionali di questa unità si differenziano dai precedenti per la posizione a quote più elevate e per l'età, riconducibile all'ultima grande fase di espansione glaciale (Würm).

Sono state inoltre utilizzate le Basi Informative Ambientali alla scala 1: 25.000 per ottenere ulteriori informazioni sulle litologie superficiali (Fig. 14). I depositi olocenici attribuiti all'unità Alluvionale, che comprende sia i depositi di riempimento di canale che di barra fluviale, trovano riscontro nei depositi cartografati da Regione Lombardia come L4 (unità a limi dominanti); quelli appartenenti al Livello Fondamentale della Pianura corrispondono a S1, unità a sabbie dominanti.

Diversamente dal precedente, il paleomeandro a sud presenta una netta distinzione litologica tra i sedimenti che hanno riempito l'antico alveo, tendenzialmente argillosi (A4 in Fig. 14) e i sedimenti sabbiosi (S1) deposti dalla dinamica di accrescimento del meandro stesso, entrambi concettualmente attribuibili per estensione all'unità morfologica alluvionale recente di Badia Pavese.

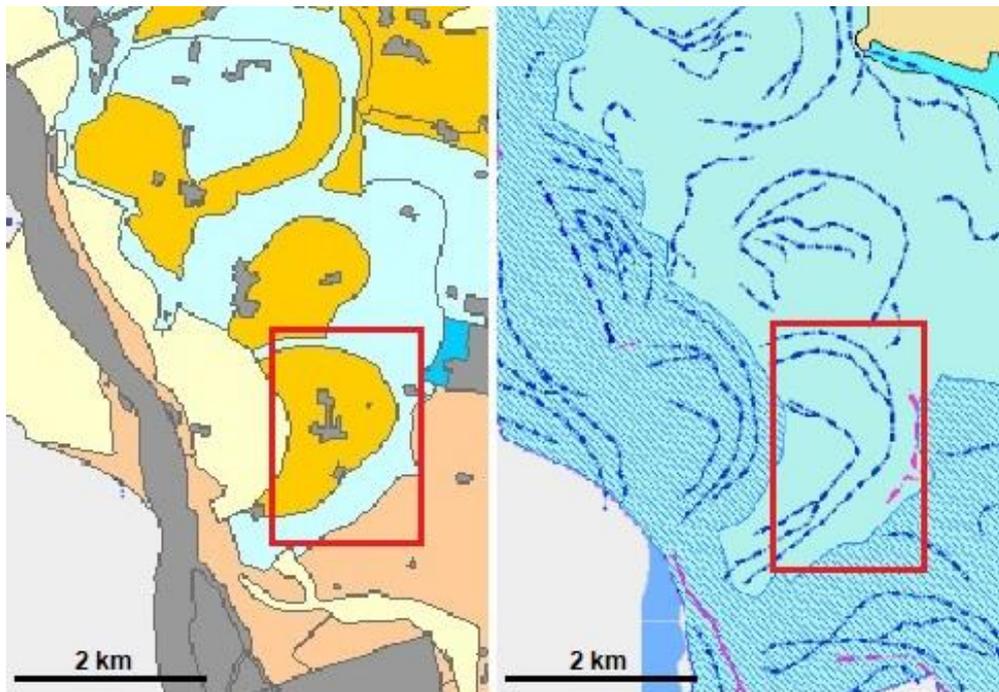


Figura 15. Carta litologica (a sinistra) e geomorfologica (a destra) di dettaglio relativa all'area di studio 2. Unità litologiche superficiali e tracce dei paleo alvei presenti nella fascia di meandri abbandonati del Po a Sud di Cremona. Legenda in figura 14 (dalle Basi Informative Ambientali della Pianura, di Regione Lombardia).

I sedimenti superficiali presenti nell'area di studio 2 (Fig. 15) sono cartografati sia nella Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 100.000 (Foglio 61 "Cremona" in figura 13), sia dalle

Basi Informative della Regione Lombardia. La prima base cartografica suddivide i terrazzi fluviali del Po in due unità in base all'età dei depositi.

- Alluvioni Attuali: si tratta di depositi sabbiosi e/o limosi, con lenti ghiaiose a ciottoli minuti, affioranti all'interno dell'alveo ordinario del fiume Po in corrispondenza delle principali barre (cartografate come unità S1 e S3 adiacenti al corso del Po in figura 15); sono separati altimetricamente dalle alluvioni medio-recenti lungo le ripe fluviali e vengono sommersi durante le piene ordinarie.

- Alluvioni Medio-Recenti (Olocene): si tratta delle alluvioni affioranti con continuità lungo fasce più o meno ampie sulle sponde del Po e sono costituite da depositi di granulometria compresa tra la ghiaia e l'argilla. Sono depositi localmente terrazzati, di poco sospesi sull'alveo attuale del Po. Questa unità viene cartografata nelle Basi Informative Ambientali della Pianura (Fig. 15) sotto forma di due unità litologiche distinte, una a limi dominanti che occupa i paleoalvei e le aree limitrofe (come è possibile vedere dalla caratteristica forma a ferro di cavallo, ed una a sabbie frammiste a depositi fini, in corrispondenza delle barre fluviali.

### 3.4. Area di studio 3: le torbiere sul Fiume Oglio

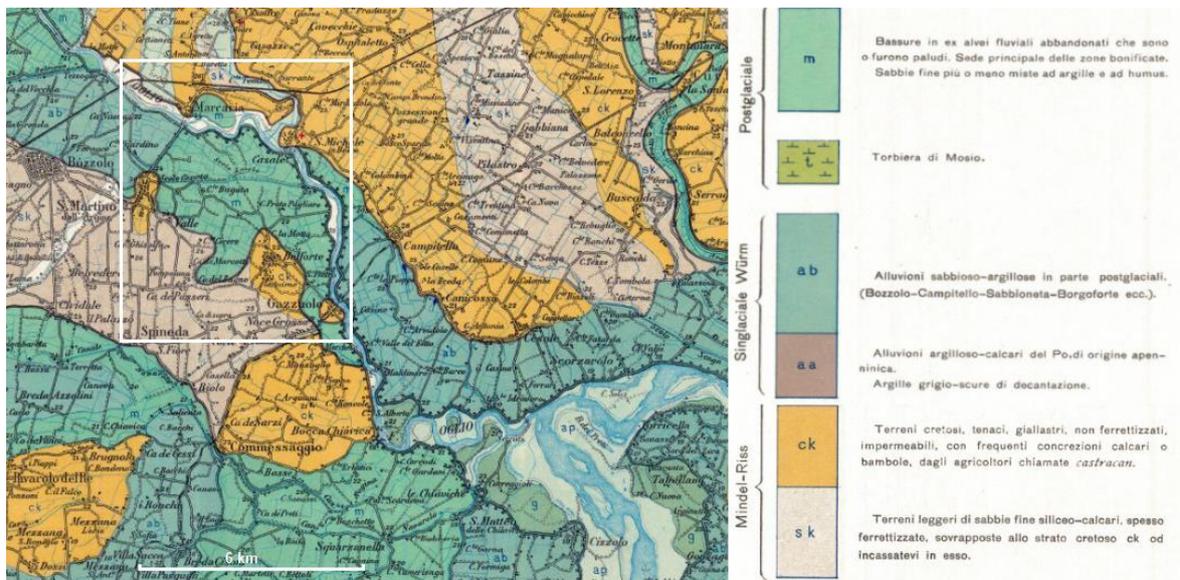


Figura 16. Inquadramento geologico della fascia di divagazione olocenica del Fiume Oglio. L'area di studio 3 coinvolge due paleoalvei del fiume (dal Foglio 62 - Mantova - della Carta Geologica d'Italia). Entrambi costituiscono delle aree depresse all'interno di alvei fluviali abbandonati interessati nel passato da ambienti palustri.

Il Fiume Oglio nasce in Valle Camonica e scorre verso sud per circa 300 km, fino a confluire nel Fiume Po in Pianura Padana, costituendo il confine tra la bassa pianura bergamasca e la bassa pianura bresciana. Dallo sbocco nel Bacino Padano l'Oglio incide il suo tracciato all'interno del Livello Fondamentale della Pianura creando una piana di divagazione olocenica incassata all'interno di depositi fluvio-glaciali e fluviali pleistoiceni (Castiglioni et al., 1997). Il corso del fiume nel comprensorio di pianura segue all'inizio una direzione nord-sud per circa 60 km e poi piega verso est seguendo la naturale pendenza della parte settentrionale del Bacino Padano ricevendo due affluenti dalla destra idrografica. Nel settore pedemontano alpino il fiume scorre incassato in una valle fluvio-glaciale, separato

da un dislivello di circa 35 m, distribuito su tre ordini di terrazzo, a partire dal Livello Fondamentale della Pianura. Proseguendo verso sud, nella bassa pianura, la valle si allarga, la piana di divagazione aumenta di superficie e diminuisce progressivamente l'altezza della scarpata tra l'alveo fluviale e la superficie terrazzata del Livello Fondamentale della Pianura, fino alle zone di Marcara dove si raggiunge una differenza altimetrica di pochi metri. Dove il fiume scorre in bassa pianura, all'interno della piana di divagazione si possono notare alcune tracce di paleoalvei meandriformi che si impostano sia sui depositi fluvio-glaciali, in quel caso incidendo i depositi pleistocenici, che sulle alluvioni oloceniche più antiche all'interno della stessa piana di divagazione del Fiume Oglio. Peculiare nella geomorfologia della piana alluvionale dell'Oglio è la presenza di ambienti paludosi, un tempo molto estesi. Tra il XII e XIII secolo, le Corti di Marcara e Campitello erano circondate da zone umide e da boschi. Prevalgono due tipi di formazioni palustri: le paludi perialveali, formate direttamente e piuttosto recentemente dal cambiamento del corso del fiume e le cosiddette "valli", zone che non necessariamente rientravano nel paleoalveo dell'Oglio e che erano caratterizzate da prati umidi e terreni, almeno in parte, torbosi. Primo focus di studio in questa zona sono le Torbiere di Marcara, racchiuse all'interno delle superficie rialzata di un paleoalveo, che rappresentano una delle ultime testimonianze di ambienti paludosi, e che sicuramente ancora all'inizio di questo secolo dovevano presentare tratti piuttosto estesi delle due formazioni palustri (Piano della riserva naturale "Le torbiere di Marcara", 1983). Il limite della riserva è dato da una scarpata che si sviluppa da Marcara a Canicossa e che poi, molto attenuata, prosegue fino a Cesole; tale scarpata, che collega superfici con differenze altimetriche fino a 4-5 metri, riflette la divagazione verso sinistra dell'Oglio, avvenuta in tempi storici con ampi meandri evidenti presso Marcara, Canicossa e alla confluenza dell'Oglio con il Po (Piano della riserva naturale "Le torbiere di Marcara", 1983). Avvicinandosi al corso del Po si nota, in particolare, una chiara morfologia a meandro abbandonato sulla sinistra idrografica dell'Oglio, che racchiude un territorio depresso umido-palustre chiamato "Oasi Le Margonare", secondo focus di indagine. L'oasi Le Margonare si trova nelle Torbiere di Belforte, ampia area umida delimitata da un antico meandro del Fiume Oglio e profondamente modellata nel corso dei secoli dall'attività estrattiva della torba. L'opera di bonifica realizzata tramite lo scavo di un fitto reticolo di canali di drenaggio ha permesso oggi la coltivazione del pioppo e di seminativi. Nella porzione meridionale permangono però due stagni naturali per un'estensione di diciotto ettari, e in questi nuclei residui si è concentrato lo studio in atto.

Le aree di torbiera si sono formate in epoca storica nelle bassure presenti nella fascia a meandri del Fiume Oglio. Nell'area depressa della Torbiera di Marcara si sono depositati abbondanti detriti organici; pertanto, nelle aree più infossate si sono formati suoli costituiti da depositi calcarei, sub-alcalini, ricchi di sostanza organica, a tessitura franco-limoso, con un orizzonte più argilloso tra 30/60 cm circa che rallenta notevolmente il drenaggio, ma ostacola anche la risalita della falda che in generale si mantiene al di sotto dei 40/50 cm. Nelle carte pedologiche delle Basi Informative Ambientali della Pianura (Carta pedologica 1: 250.000 e Carta pedologica 1: 50.000) vengono descritti i suoli delle Torbiere di Marcara come moderatamente profondi, limitati da una falda tra i 50 e i 100 cm, a tessitura media o moderatamente fine, subalcalini, calcarei a drenaggio molto lento o impedito (Fig. 17). La superficie della Riserva delle Margonare è cartografata invece come vertisol secondo la World Reference Base for Soil Resources (Base di riferimento mondiale per le risorse pedologiche), molto profonda, argillosa subalcalina. La carta Geologica d'Italia (Fig. 16) cartografa le due torbiere nell'unità *m*, depositi presenti in aree depresse poco drenate

circoscritte dai paleomeandri dell'Oglio che ospitarono paludi. Sedimenti prevalentemente sabbiosi frammisti con argille-limi e humus.

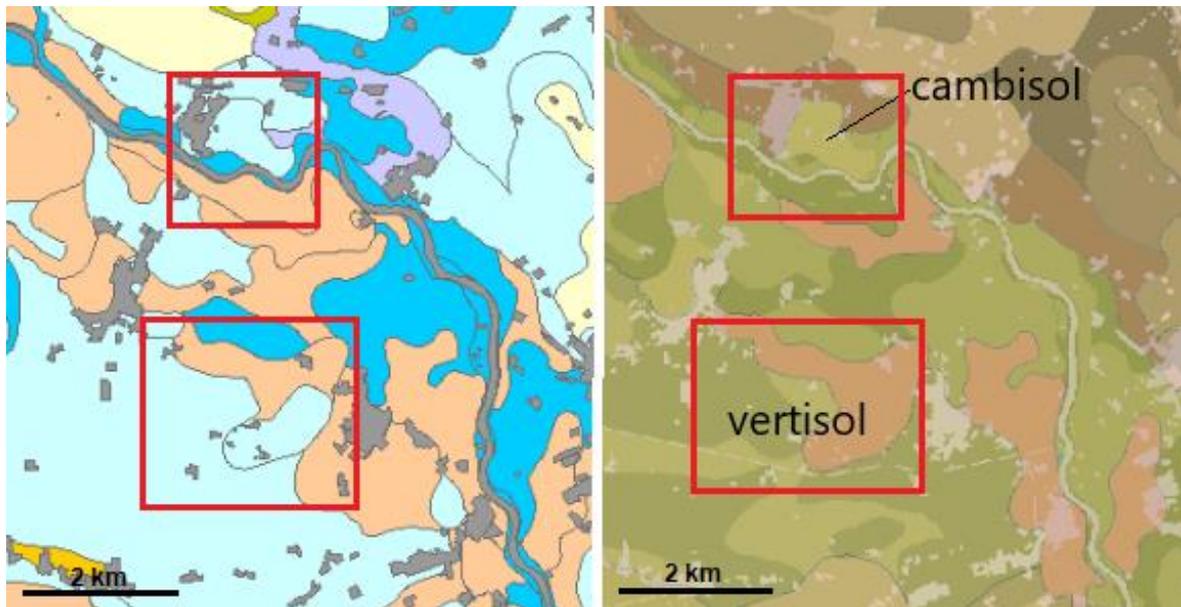


Figura 17. A destra carta litologica, a sinistra carta pedologica. Le indicazioni litologiche in questo caso sono scarse, in quanto i depositi presenti nelle Torbiere di Marcaria ed alle Margonare sono indifferenziati nell'unità L4, a limi dominanti. Per la legenda si rimanda a figura 14; a sinistra la carta pedologica in scala 1: 250.000 classifica il suolo delle Torbiere di Marcaria come cambisol a tessitura fine franco-limoso, alcalino. Maggiore dettaglio si raggiunge nella carta pedologica a scala 1:50.000 (qui non riportata) dove si descrivono le unità pedologiche di entrambe le torbiere come una stessa superficie a morfologia pianeggiante, situata alla stessa quota del corso d'acqua o poco in rilievo, inondabile durante le piene di maggiore consistenza (r.i. assente o lieve).

### 3.5 Area di studio 4: l'alta pianura veneta e le Valli Grandi Veronesi

Situate nella parte più occidentale della pianura veneta, al confine con la Lombardia, le Valli Grandi Veronesi costituiscono una fascia di notevole importanza dal punto di vista geologico e geomorfologico, per effetto dell'interdigitazione tra il sistema fluviale dell'Adige e quello del Po. Si tratta di una zona di bassa pianura, in cui però sono ancora affioranti in superficie porzioni oloceniche e pleistoceniche della pianura antica, quest'ultima riferibile all'ultima avanzata glaciale nel corso del *Last Glacial Maximum* (LGM, 29.000-19.000 anni fa), durante la quale enormi ghiacciai occuparono le principali valli alpine e con i loro fronti giunsero alla pianura (Castiglioni, 2004; Fontana *et al.*, 2008; Bassetti e Borsato, 2005). I depositi riferibili al LGM sono affioranti o sub-affioranti, mentre in altre zone essi si rinvergono a qualche metro di profondità, coperti da sedimenti più recenti di età olocenica. I depositi 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, e i depositi alluvionali recenti del Fiume Po, che invece scorre qualche chilometro più a sud dell'Adige con direzione prevalente W-E (Fig. 18). Questi due importanti fiumi 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. Si tratta, in generale, di una zona topograficamente depressa, di soli pochi metri sopraelevata rispetto alla quota del medio Mare; in essa sono presenti molti bacini palustri racchiusi tra dossi fluviali, principalmente dovuti ad avulsioni atesine oloceniche del Fiume Adige (Fig. 11). Tra le maggiori aree ribassate si evidenzia in posizione centrale la depressione di Ostiglia (Fig. 18).

A nord dell'area delle Valli Grandi Veronesi avviene la transizione all'alta pianura con i depositi del Pleistocene superiore, appartenenti al sistema deposizionale definito in letteratura come l'Antico Conoide dell'Adige. La geomorfologia può essere considerata come elemento per distinguere le due tipologie di pianura, 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 meandriiformi, a canale singolo. L'Antico Conoide dell'Adige si protende a ventaglio dallo sbocco della Val Lagarina verso est sulla pianura veronese, fiancheggiando la fascia pedemontana dei Monti Lessini e spingendosi fino ai Colli Berici, ubicati circa 40 km ad est di Verona (Fig. 18). Prodotto dalla deposizione fluviale del Fiume Adige, esso è stato successivamente inciso dal fiume stesso e dai fiumi di risorgiva: ciò ha comportato, a partire dal Tardoglaciale, la formazione del cosiddetto piano di divagazione di età tardo pleistocenico-olocenica antica, un piano terrazzato con dislivelli anche fino a 3 m, prodotto dall'erosione e dalla deposizione legate in parte alle avulsioni del Fiume Adige stesso e in parte ai fiumi di risorgiva.

Il piano di divagazione dell'Adige 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. All'interno di questa unità sono state individuate diverse morfologie fluviali di canali intrecciati e meandriiformi, 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).

All'interno di questa grande area, ci si è concentrati sullo studio del contesto geomorfologico che ha favorito l'accumulo di torbe, in primo luogo quindi le zone depresse presenti tra i dossi della bassa pianura in prossimità del corso del Po (come la palude di Ostiglia) e le aree impaludate tra le scarpate delle piane di divagazione oloceniche dei fiumi che drenano la pianura veneta (Fig. 18). Le Paludi di Ostiglia sono un'ampia zona umida pensile originata dal divagare delle acque del Fiume Busatello, sopravvissuta alle bonifiche grazie alle pratiche di coltivazione delle erbe palustri sino agli anni '70. In particolare, sul territorio veneto è tutelata quale "oasi Palude del Busatello". Oltre agli alvei abbandonati all'interno della piana di divagazione dell'Adige, dove essa incide il sottostante conoide, nell'area scorre una serie di fiumi minori, alimentati dalle risorgive emergenti al contatto tra alta e bassa pianura veronese e con andamento quasi parallelo fra loro, che incidono i depositi fluvioglaciali dell'antica pianura fino ad immettersi nel Canal Bianco (Fig.18). Sebbene si tratti di piane di divagazione di dimensioni ridotte, sono presenti zone ribassate racchiuse da argini fluviali, come ad esempio La Riserva Naturale Brusà-Valette sul fiume Menago (Fig. 18).

Legenda Foglio 49

Olocene	a3	Alluvioni prevalentemente sabbiose, attuali e recenti dell'Adige
	a2	Alluvioni sabbioso-ghiaiose, terrazzate, antiche
	a1	Alluvioni terrazzate grossolane e minuti dell'Adige e alluvioni dei corsi d'acqua sbarrati dall'Antica Conoide dell'Adige
Pleistocene	fg <sup>v</sup>	Alluvioni fluvio-glaciali e fluviali, sabbiose, con strato di alterazione brunastro. Pluviale würmiano. Costituiscono la media pianura a valle della zona delle risorgive. Würm
	fg <sup>R</sup>	Alluvioni fluvio-glaciali e fluviali, da ciottolose a ghiaiose, con strato di alterazione argilloso, giallo-rossiccio; terrazzate e sospese sui 30m; costituiscono l'alta pianura a monte delle risorgive. Alluvioni dell'antica conoide dell'Adige. Riss.

Legenda Foglio 63

Olocene	a3	Alluvioni sabbioso-ghiaiose, talvolta argillose degli alvei attuali
	a2	Alluvioni recenti dei bassipiani
	a1	Alluvioni antiche dei piani terrazzati
Pleistocene	q	Dossi di terreno sabbioso sterili, residui di antiche alluvioni

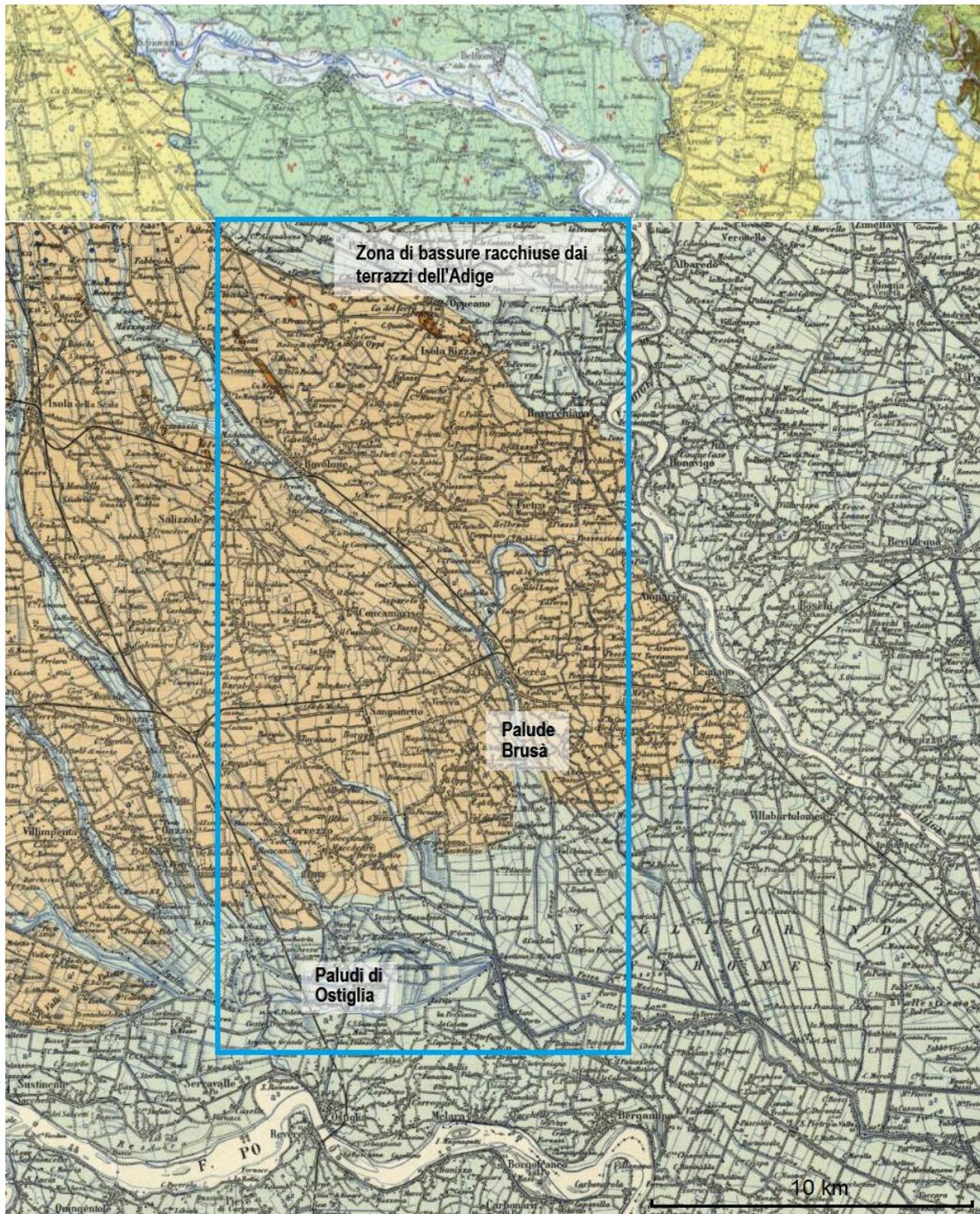


Figura 18. Foglio 49 (Verona) in alto e Foglio 63 (Legnago) in basso, e relative legende, dalla Carta Geologica d'Italia. Il Foglio 49, più recente, differisce dal foglio sottostante sia per la ricchezza di informazioni, sia per la differente attribuzione dei depositi situati nella zona nord dell'area di studio. Nel Foglio 63 si considera la morfologia a ventaglio visibile in alto composta da un'unica unità alluvione recente; nel Foglio 49, sono mappate più unità, che differenziano i depositi pleistocenici fluvio glaciali distribuiti nella forma a ventaglio dall'effettiva traccia di divagazione fluviale recente sovrainposta dell'Adige.

Si tratta di una zona depressa ricca in torba, corrispondente a un solco vallivo creato da un ramo dell'Adige, in seguito abbandonato e occupato dalle acque del Menago. La Palude Brusà e il contiguo territorio delle Vallette costituiscono l'ultimo residuo delle "Valli del Menago", aree palustri che si estendevano all'interno dei paleoalveo del fiume Menago da Bovolone fino alle Grandi Valli Veronesi. La zona in esame, compresa tra i corsi dei fiumi Adige e Po, rientra nel contesto geomorfologico della pianura veneta. In questa zona, l'alta pianura è costituita principalmente da litologie grossolane e permeabili (ghiaie e sabbie) derivanti dai depositi dei *megafan* alluvionali, mentre la parte meridionale, corrispondente alla bassa pianura, è costituita invece da coperture di materiale litologico più fine ed impermeabile, soprattutto limi ed argille, unità derivanti dai fenomeni di esondazione dei fiumi principali quali, in particolare, Adige e Po.

Come precedentemente descritto, le unità geomorfologiche dominanti in questo settore sono l'Antico Conoide dell'Adige (Fig.18, unità *a1* nel Foglio 63 e unità *fg<sup>R</sup>- fg<sup>W</sup>* nel Foglio 49) e la piana di divagazione dell'Adige (Fig. 18, unità *a2* in entrambi i Fogli). I depositi riferibili alla prima unità sono dei terrazzi topograficamente sopraelevati rispetto ai depositi più recenti del piano di divagazione, 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. Nelle alluvioni superficiali della parte più prossimale dell'antico conoide è possibile rinvenire talvolta ciottoli e massi di notevoli dimensioni, indici di elevata energia di trasporto da parte del Fiume Adige. L'antico conoide dell'Adige è stato successivamente inciso ed eroso dal fiume stesso. Ciò ha comportato un rimodellamento dell'antico conoide e l'incisione del cosiddetto piano di divagazione dell'Adige, con formazione di dislivelli che vanno da poche decine di metri (più a nord) fino a pochi metri nell'area più a sud. Dal punto di vista litologico, questa unità è caratterizzata prevalentemente da sabbie medio-fini e da limi, che costituiscono la maggior parte delle alluvioni atesine relative al Fiume Adige e ai fiumi di risorgiva che attraversano la pianura veneta, e che ospitano spesso il materiale organico torboso.

Indicazioni utili al fine dell'inquadramento dell'area di studio derivano anche dalla Carta dei Suoli del Veneto (Fig. 19) che illustra i tipi di suolo presenti nell'area di studio. Le unità di suolo principali in 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 corrisponde all'incirca al limite dell'unità geomorfologica di deposito alluvionale recente dell'Adige (*a4* nella Carta Geologica d'Italia in figura 3.3));
- un'unità della pianura alluvionale indifferenziata con suoli limosi molto calcarei (unità *BR.4*, particolarmente sviluppata sul territorio comunale di Villa Bartolomea);

- un'unità formata da 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 a sud lungo la fascia di divagazione del Fiume Tartaro-Canal Bianco e lungo le paleovalli dei fiumi di risorgiva che attraversano la bassa pianura da Nord a Sud).

Sempre nella “Carta dei Suoli del Veneto”, a NW dell’area in esame si nota 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, corrispondenti ai depositi LGM del Livello Fondamentale della Pianura.

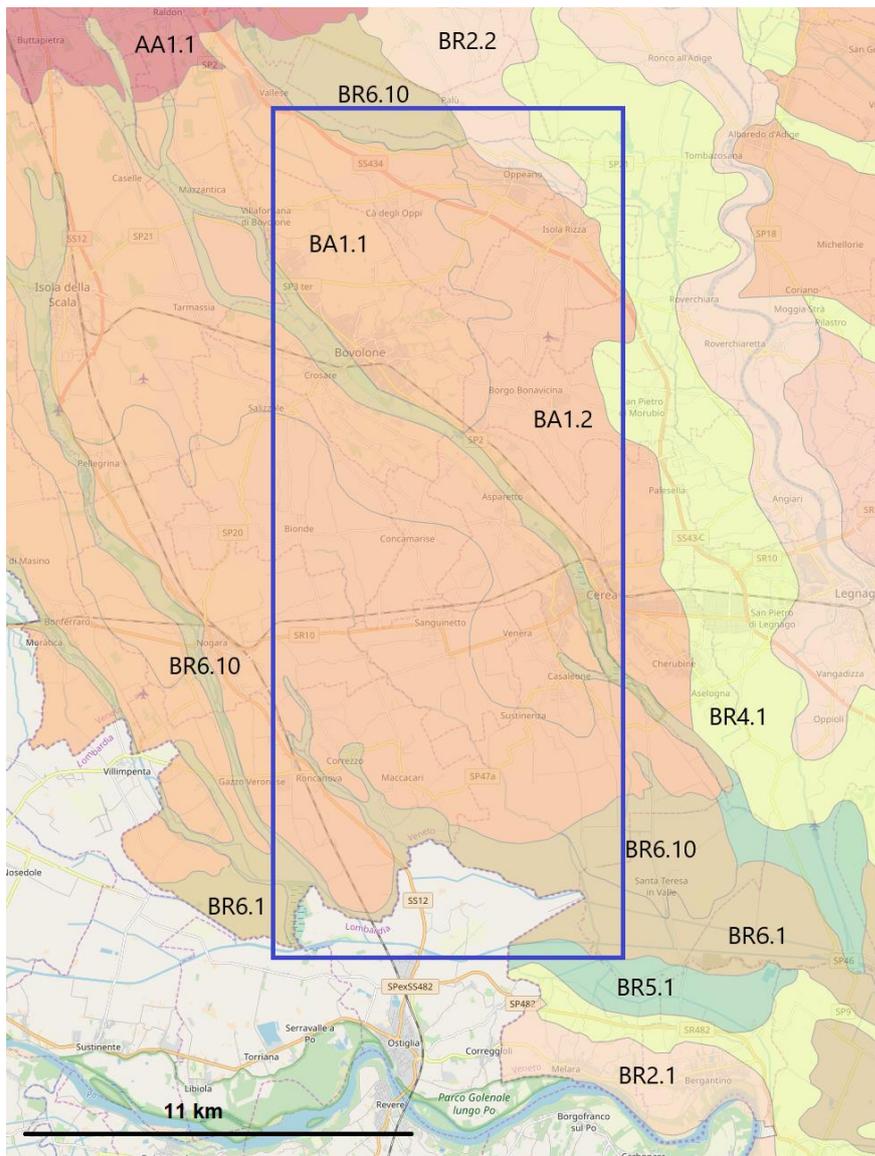


Figura 19. Carta dei suoli del Veneto (da ARPAV, 2005). Per la collocazione delle aree depresse descritte si rimanda a figura 18.

#### 4 Distribuzione naturale di arsenico nelle successioni sedimentarie quaternarie

In tempi recenti, con la crescita della popolazione, una delle risorse fondamentali per la sopravvivenza umana, l'acqua, è al contrario in diminuzione. La crescente domanda di acqua potabile spesso non riesce a trovare risposta solo nei serbatoi superficiali d'acqua (quali dighe ecc.), portando quindi in diverse parti del mondo a dipendere dagli acquiferi sotterranei. Questo però comporta dei rischi. Il recente utilizzo in gran quantità di acque dal sottosuolo in India e Bangladesh ha causato seri pericoli per la salute della popolazione: circa 36 milioni di persone sono a rischio per il consumo di acqua contaminata da arsenico (Smedley and Kinniburgh, 2002). L'inquinamento da arsenico degli acquiferi era già stato riscontrato in altre parti del mondo, ma mai con tali valori (Fig. 20) di esposizione.

GLOBAL ARSENIC CONTAMINATION IN GROUND WATER			
Country/ region	Potential exposed population	Concentration ( $\mu\text{g}/\text{liter}$ )	Environmental conditions
Bangladesh	30,000,000	<1 to 2,500	Natural; alluvial/deltaic sediments with high phosphate,* organics
West Bengal, India	6,000,000	<10 to 3,200	Similar to Bangladesh
Vietnam	>1,000,000	1 to 3,050	Natural; alluvial sediments
Thailand	15,000	1 to >5,000	Anthropogenic; mining and dredged alluvium
Taiwan†	100,000 to 200,000	10 to 1,820	Natural; coastal zones, black shales
Inner Mongolia	100,000 to 600,000	<1 to 2,400	Natural; alluvial and lake sediments; high alkalinity
Xinjiang, Shanxi	>500	40 to 750	Natural; alluvial sediments
Argentina	2,000,000	<1 to 9,900	Natural; loess and volcanic rocks, thermal springs; high alkalinity
Chile‡	400,000	100 to 1,000	Natural and anthropogenic; volcanogenic sediments; closed basin lakes, thermal springs, mining
Bolivia§	50,000	–	Natural; similar to Chile and parts of Argentina
Brazil	–	0.4 to 350	Gold mining
Mexico	400,000	8 to 620	Natural and anthropogenic; volcanic sediments, mining
Germany	–	<10 to 150	Natural; mineralized sandstone
Hungary, Romania	400,000	<2 to 176	Natural; alluvial sediments; organics
Spain¶	>50,000	<1 to 100	Natural; alluvial sediments
Greece#	150,000	–	Natural and anthropogenic; thermal springs and mining
United Kingdom**	–	<1 to 80	Mining; southwest England
Ghana	<100,000	<1 to 175	Anthropogenic and natural; gold mining
USA and Canada	–	<1 to >100,000	Natural and anthropogenic; mining, pesticides, $\text{As}_2\text{O}_3$ stockpiles, thermal springs, alluvial, closed basin lakes, various rocks

Figura 20. Concentrazione di arsenico nelle acque di acquiferi contaminati in diverse parti del mondo, con indicate le condizioni geologiche ambientali dei siti e la popolazione potenzialmente esposta al pericolo (da Nordstrom, 2002)

L'arsenico non si trova in grande abbondanza nella crosta continentale; tuttavia, si trova associato a molti minerali comuni nelle rocce che contengono gli acquiferi superficiali sfruttati come risorse idriche. Ad oggi sono state riconosciute alcune occorrenze geologiche, confrontando

i siti contaminati, che potrebbero contribuire in maniera significativa al rilascio di arsenico nelle acque: la presenza di shale ricchi in materia organica, sedimenti di pianure alluvionali quaternari-olocenici, aree mineralizzate ad oro, sedimenti vulcanici recenti e siti geotermici (Nordstrom, 2002; Smedley and Kinniburgh, 2002). Infatti, i depositi recenti che riempiono bacini sedimentari pianeggianti, quindi con basso gradiente idraulico, sono gli elementi geologici ospitanti di molti acquiferi ricchi in arsenico (Nordstrom, 2002). Sedimenti "normali", che contengono 1-20 mg/kg (circa l'abbondanza nella crosta terrestre) di arsenico, possono dare origine a soluzioni con alte quantità di arsenico disciolto ( $> 50 \mu\text{g}/\text{l}$ ) in presenza di: i) un aumento del pH al di sopra di 8.5 o ii) dissoluzione degli ossidi di ferro in ambiente riducente. Altri fattori possono favorire la solubilità dell'arsenico, quali alte concentrazioni di fosfati e/o la presenza di materiale organico nel suolo. Questi soluti possono aumentare o inibire l'adsorbimento di arseniati ed arseniti da parte dei minerali argillosi, in particolare gli ossidi di Fe.

In letteratura sono stati riportati numerosi casi di successioni sedimentarie quaternarie alluvionali le cui acque mostrano contaminazione da arsenico (Fig. 20). La piana del Gange

è sicuramente l'esempio più famoso e recente: si tratta di una grande pianura alluvionale – deltizia olocenica costituita dai sedimenti fluviali del fiume Gange, di provenienza himalayana che si sviluppa attraverso India (Bengala occidentale) e Bangladesh. La concentrazione di arsenico nelle acque di pozzo varia in un ampio range, tra 0.5 a 3200 µg/l (Fig. 5 - Smedley and Kinniburgh, 2002; Nordstrom, 2002). Gli acquiferi contaminati sono ospitati nei sedimenti alluvionali sabbiosi, siltosi ed argillosi deposti dai fiumi Gange, Brahmaputra e Meghna in età olocenica. In queste zone i sedimenti sono coperti da strati argillosi che isolano in superficie l'acquifero dallo scambio con l'atmosfera. Questi elementi, uniti alla presenza di materia organica depositatasi all'interno dei sedimenti, hanno sviluppato condizioni altamente riducenti che hanno favorito la mobilitazione dell'arsenico (Acharyya et al., 2000; Acharyya et Shah, 2007; Desbarats et al., 2014; Donselaar et al., 2017; McArthur et al., 2001, 2004). La concentrazione di arsenico misurata nei depositi è quindi molto inferiore alla quantità dello stesso disciolto nelle acque, e mostra come ci si aspetta valori maggiori nei depositi fini che in quelli grossolani sabbiosi, rispettivamente con valori medi di 6.5 mg/kg e 2.9 mg/kg, riportati in Tabella 1 (Smedley and Kinniburgh, 2002).

Typical As concentrations in sediments, soils and other surficial deposits

<i>Unconsolidated sediments</i>			
Various	3 (0.6–50)		Azcue and Nriagu (1995)
Alluvial sand (Bangladesh)	2.9 (1.0–6.2)	13	BGS and DPHE (2001)
Alluvial mud/clay (Bangladesh)	6.5 (2.7–14.7)	23	BGS and DPHE (2001)
River bed sediments (Bangladesh)	1.2–5.9		Datta and Subramanian (1997)
Lake sediments, Lake Superior	2.0 (0.5–8.0)		Allan and Ball (1990)
Lake sediments, British Colombia	5.5 (0.9–44)	119	Cook et al. (1995)
Glacial till, British Colombia	9.2 (1.9–170)		Cook et al. (1995)
World average river sediments	5		Martin and Whitfield (1983)
Stream and lake silt (Canada)	6 (<1–72)	310	Boyle and Jonasson (1973)
Loess silts, Argentina	5.4–18		Arribère et al. (1997); Smedley et al. (2002)
Continental margin sediments (argillaceous, some anoxic)	2.3–8.2		Legeleux et al. (1994)
<i>Soils</i>			
Various	7.2 (0.1–55)	327	Boyle and Jonasson (1973)
Peaty and bog soils	13 (2–36)	14	Ure and Berrow (1982)
Acid sulphate soils (Vietnam)	6–41	25	Gustafsson and Tin (1994)
Acid sulphate soils (Canada)	1.5–45	18	Dudas (1984); Dudas et al. (1988)
Soils near sulphide deposits	126 (2–8000)	193	Boyle and Jonasson (1973)
<i>Contaminated surficial deposits</i>			
Mining-contaminated lake sediment, British Colombia	342 (80–1104)		Azcue et al. (1994, 1995)
Mining-contaminated reservoir sediment, Montana	100–800		Moore et al. (1988)
Mine tailings, British Colombia	903 (396–2000)		Azcue et al. (1995)
Soils and tailings-contaminated soil, UK	120–52,600	86	Kavanagh et al. (1997)
Tailings-contaminated soil, Montana	up to 1100		Nagorski and Moore (1999)
Industrially polluted inter-tidal sediments, USA	0.38–1260		Davis et al. (1997)
Soils below chemicals factory, USA	1.3–4770		Hale et al. (1997)
Sewage sludge	9.8 (2.4–39.6)		Zhu and Tabatabai (1995)

Tabella 1. Concentrazione di arsenico in sedimenti superficiali continentali, quali depositi alluvionali e suoli (da Smedley and Kinniburgh, 2002).

L'arsenico è stato trovato in alte concentrazioni anche in alcune province della Cina settentrionale e nella regione centrale della Mongolia, nelle acque del sottosuolo di pianure alluvionali recenti (Fig. 20). Nel bacino sedimentario di Huhhot, ad esempio, sono stati misurati fino a 1500 µg/l di arsenico. L'acquifero è contenuto in sedimenti olocenici alluvionali e lacustri in condizioni fortemente riducenti (Smedley and Kinniburgh, 2002).

Situazione del tutto analoga alla piana del Gange è quella dell'acquifero del grande delta del Fiume Mekong e del Fiume Rosso in Vietnam, largamente sfruttati per emungimento di acqua ad uso alimentare, con la possibile esposizione a rischio sanitario di più di un milione di persone (Fig. 20). I sedimenti pleistocenico-olocenici del delta ospitano un acquifero superficiale, profondo 10–15 m, dalle acque fortemente riducenti, con alte concentrazioni di Fe ed Mn. Ben poco si sapeva del possibile inquinamento in arsenico nelle acque del Vietnam fino a tempi recenti, quando hanno avuto luogo numerosi studi. Le concentrazioni di arsenico riportate si aggirano in un range di 1-3050 µg/l (Smedley and Kinniburgh, 2002; Nordstrom, 2002; Papacostas et al., 2008; Stuckey et al., 2014).

Concentrazioni di arsenico superiori a 50 µg/l sono state misurate negli acquiferi ospitati dai sedimenti alluvionali nel settore meridionale della Grande Pianura Ungherese (Alföld) che si estende tra Ungheria e Romania per 11.000 km<sup>2</sup> e che costituisce parte del più ampio Bacino Pannonico. La maggior parte della Grande Pianura Ungherese è coperta da sedimenti non consolidati di età quaternaria, mentre il riempimento consiste in una potente successione sedimentaria continentale pleistocenico-olocenica, con accumulo di materiale organico (Nordstrom, 2002). I depositi pleistocenici sono composti prevalentemente da alternanze cicliche di ghiaie, sabbie ed argille di origine fluviale; i depositi olocenici si trovano sotto forma di loess ai margini pedemontani, e di sedimenti di pianura alluvionale al centro della pianura (Kercsmár et al., 2015). Gli spessori della coltre sedimentaria sono in relazione alla subsidenza tettonica del bacino, tipica di un contesto di avampaese come quello pannonico, e variano da centinaia di metri fino ad un massimo di 1200 m di profondità (Kercsmár et al., 2015). La composizione delle acque profonde (prelevate a profondità di circa 600 m) mostrano condizioni riducenti e grandi quantità di Fe disciolto (Smedley and Kinniburgh, 2002).

La Pianura di Chaco-Pampea, in Argentina, è forse una delle più ampie regioni al mondo in cui è stata riconosciuta la contaminazione da arsenico, su di una superficie di circa 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>. Le acque arricchite in As provengono da depositi quaternari di loess (prevalentemente siltoso) con intercalate polveri vulcaniche riolitiche o dacitiche (Nordstrom, 2002; Smedley and Kinniburgh, 2002). I depositi di loess mostrano valori di arsenico fino a 18 mg/kg (Tab. 1). Le acque mostrano condizioni ossidanti con poco Fe disciolto: in questo caso la presenza di arsenico in soluzione sarebbe dovuta all'alto pH, tipico degli acquiferi in ambienti aridi, che favorisce il rilascio di questo dagli idrossidi di Fe e Mn a cui si trova legato nei sedimenti. L'ambiente arido e la presenza di polveri vulcaniche caratterizzano anche la regione di Antofagasta, nel Cile settentrionale, dove sono stati misurati valori di arsenico fino a 1000 µg/l. La geochimica di questo acquifero quaternario vulcanico non è ancora compresa del tutto; tuttavia, comparandolo ad altri casi nel mondo, dove l'acquifero si trova ospitato in sedimenti di origine vulcanica, le acque tendono a mostrare alto pH e condizione ossidanti, come in Argentina e in Messico (Smedley and Kinniburgh, 2002).

La presenza di As associato ad acque geotermiche è stata riconosciuta in molte parti del mondo, quali le *hot spring* in America, Giappone, Cile, Islanda ecc. Non è chiaro in questi casi quale sia l'innescodell'arsenico disciolto in queste acque; tuttavia, stata osservata una generale correlazione tra contenuto in sali e arsenico disciolto (Smedley and Kinniburgh, 2002).

L'ultima causa di mobilitazione dell'arsenico è antropogenica: alte concentrazioni sono state misurate negli acquiferi adiacenti a siti di attività mineraria/estrattiva in Thailandia, Ghana, America ed altre aree (Fig. 20 e Tab. 1).

In Italia si assiste ad una marcata variabilità delle concentrazioni misurate di arsenico nelle acque e nei suoli, dovuta alla complessità dei litotipi e alla grande varietà di suoli e di processi pedogenetici.

Napoli et al. (2015) riportano che le aree con anomalie geogeniche riscontrate nei suoli e nelle acque sono riconducibili a tre distinti ambienti, del tutto analoghi per caratteristiche geologiche e geochemica delle acque ai siti contaminati precedentemente citati:

i) mineralizzazioni a solfuri in plutoniti e metamorfiti (Arco Alpino, Toscana, Sardegna);

ii) apparati vulcanici (Toscana, Lazio, Campania, Sicilia);

iii) pianure alluvionali:

-derivanti dallo smantellamento dei precedenti (sistema multi-falda della pianura veneta)

-con suoli ricchi in materiali organici e/o in limo e argilla e in ambienti riducenti (sistema multi-falda della pianura emiliano-romagnola e veneta).

Nell'ambito delle attività dell'EuroGeoSurvey Geochemistry Expert Group, è stata operata una campagna di campionamento sull'intero territorio nazionale al fine di caratterizzare la geochemica dei materiali superficiali e costruire un database fruibile per varie finalità. E' stato raccolto un totale di 242 campioni, con una densità relativamente bassa (un sito per 2500 km<sup>2</sup>), divisi tra suoli agricoli (a profondità di 20 cm) e suoli adibiti al pascolo con copertura erbosa (a profondità di 10 cm). Degli elaborati cartografici prodotti per ciascuno dei vari elementi analizzati, di seguito è riportata la mappa inerente la distribuzione dell'arsenico (Fig. 21).

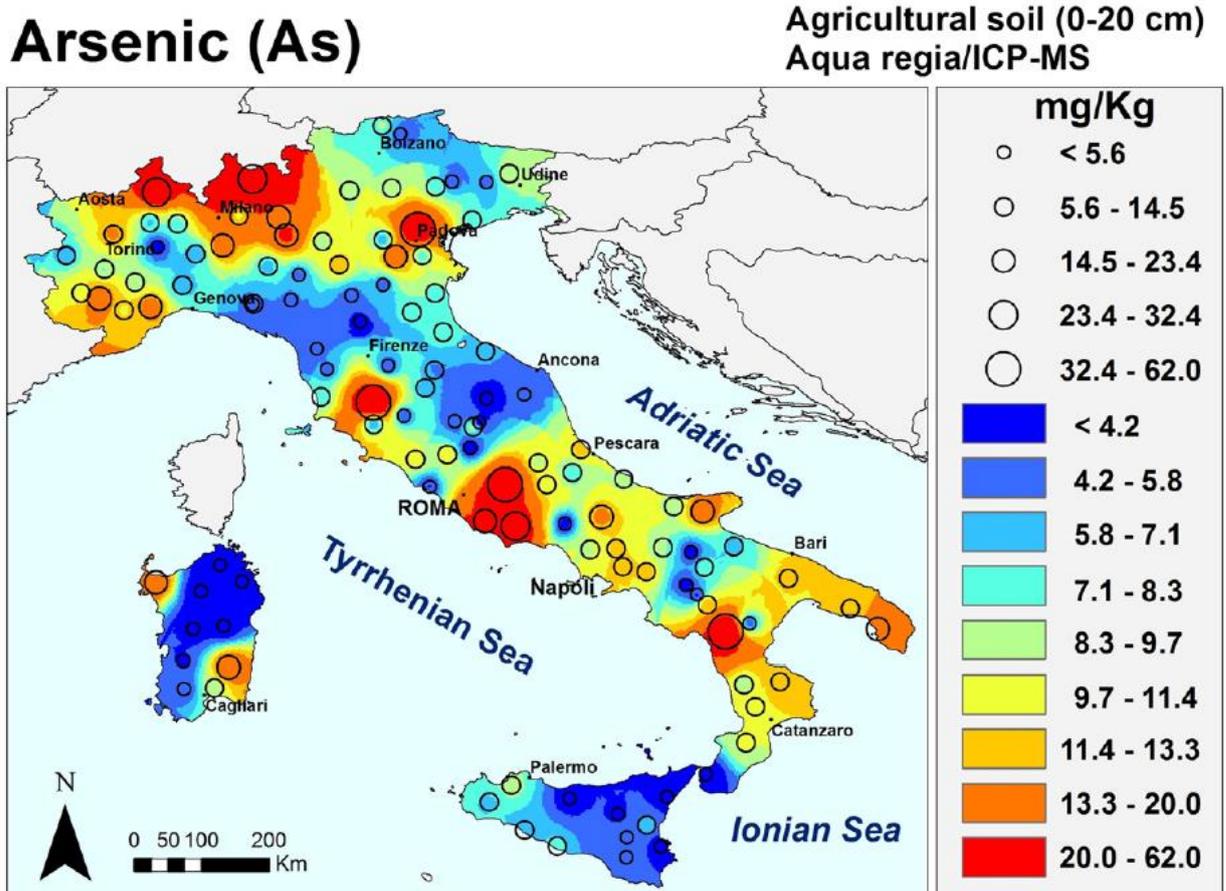


Figura 21. Carta geochemica dell'Arsenico su tutto il territorio nazionale (da Cicchella et al., 2015)

I suoli italiani sono caratterizzati da concentrazioni di arsenico elevate, con un valore mediano intorno agli 8 mg/kg contro i 5,5 mg/kg dei suoli europei. L'intervallo di concentrazione dei suoli italiani va da un minimo di 0,8 mg/kg ad un massimo di 62,2 mg/kg (Cicchella et al., 2015). Le concentrazioni più elevate sono state riscontrate nei suoli del Nord Italia, tra Milano e Aosta, ad Ovest di Padova e in Toscana, a SW di Firenze; valori elevati sono stati misurati anche nelle aree vulcaniche del Lazio e della Campania, in Puglia, nel Sud della Sardegna e nella Calabria centrale (Cicchella et al., 2015). In vaste aree della Lombardia, del Lazio, della Liguria e del Piemonte i tenori del fondo naturale sono superiori a 20 mg/kg, che rappresenta la soglia di concentrazione per i suoli destinati ad uso residenziale/ricreativo. Il DL 31/2001 sulle acque destinate al consumo umano e il DM 29/12/2003 sulle acque minerali impongono, relativamente all'arsenico, un limite di 10 µg/L, in linea con lo standard dettato dal WHO. Tale limite viene superato nelle acque di rubinetto nella sola città di Viterbo, dove la concentrazione riscontrata è di 27,2 µg/L (De Vivo et al., 2015). Il valore mediano delle acque di rubinetto analizzate è di 0,25 µg/L; valori anomali sono stati misurati nelle città di Grosseto (7,3), Catanzaro (7,3), Mantova (5,5), Cremona (5,2), Lecco (4,5), Albano Laziale (4,4), Sondrio (4,4) e Como (4,0) (De Vivo et al., 2015). L'analisi delle acque minerali non ha evidenziato superamenti della soglia di 10 µg/L ma, rispetto al valore mediano di 0,29 µg/L, alcune presentano valori estremamente anomali: le sorgenti di queste acque si trovano principalmente in regioni come Lazio, Lombardia, Campania e Piemonte e le concentrazioni anomale hanno un'origine legata alle caratteristiche geochimiche delle rocce che ospitano gli acquiferi (De Vivo et al., 2015).

#### **4.1 Fonti di arsenico nei depositi quaternari**

L'arsenico è presente come costituente maggiore in più di 200 minerali, compreso As elementare, arseniuri, solfuri, ossidi, arseniati e arseniti. La maggior parte di questi si colloca all'interno di giacimenti minerali, quindi raramente presenti in contesti naturali normali. Il minerale più abbondante è l'arsenopirite, che si trova in mineralizzazioni in vene associate a solfuri di As, che si formano solamente in condizioni di alta temperatura. Più comunemente l'arsenico è presente in varie concentrazioni in altri minerali che formano le rocce come costituente minore (Tab. 2). Elevate concentrazioni sono associate a minerali di zolfo, dei quali la pirite è il più abbondante, in quanto l'arsenico sostituisce lo zolfo nella struttura cristallina dei solfuri (Smedley and Kinniburgh, 2002).

La pirite si forma sia all'interno di giacimenti minerali, sia in condizioni riducenti in ambiente sedimentari a bassa temperatura. Condizioni fortemente riducenti si realizzano dove sono presenti nuclei di materia organica in decomposizione; dunque, As si può trovare nei sedimenti di molti fiumi, laghi ed acquiferi, spesso associato a pirite. Alte concentrazioni sono state misurate in numerosi ossidi ed ossidi idrati metallici, sia come componente strutturale che come adsorbito (Smedley and Kinniburgh, 2002). I valori sono particolarmente alti nei casi in cui gli ossidi derivano da solfuri di Fe primari ossidati, che contengono già As. Negli ossidi idrati di Fe, invece, As tende ad essere adsorbito, anche se presente in scarse concentrazioni nelle acque. Se presenti in grande quantità, anche l'adsorbimento da parte degli ossidi idrati di Al e Mn può essere importante. L'arsenico può essere assorbito anche ai lati dei minerali argillosi e sulla superficie della calcite, anche se in misura minore rispetto ai quantitativi misurati sugli ossidi di Fe. Queste reazioni di assorbimento sono responsabili delle concentrazioni di arsenico basse e relativamente poco tossiche registrate nella maggior parte delle acque naturali (Smedley and Kinniburgh,

2002). Le concentrazioni sono molto elevate anche nei fosfati minerali; tuttavia, essendo questi meno abbondanti degli ossidi, contribuiscono poco al bilancio dell'arsenico nei sedimenti. L'arsenico può inoltre sostituire non solo lo zolfo, ma anche Si, Al, Fe e Ti, in molti altri minerali.

Typical As concentrations in common rock-forming minerals

Mineral	As concentration range (mg kg <sup>-1</sup> )	References
<i>Sulphide minerals:</i>		
Pyrite	100–77,000	Baur and Onishi (1969); Arehart et al. (1993); Fleet and Mumin (1997)
Pyrrhotite	5–100	Boyle and Jonasson (1973);
Marcasite	20–126,000	Dudas (1984); Fleet and Mumin (1997)
Galena	5–10,000	Baur and Onishi (1969)
Sphalerite	5–17,000	Baur and Onishi (1969)
Chalcopyrite	10–5000	Baur and Onishi (1969)
<i>Oxide minerals</i>		
Haematite	up to 160	Baur and Onishi (1969)
Fe oxide (undifferentiated)	up to 2000	Boyle and Jonasson (1973)
Fe(III) oxyhydroxide	up to 76,000	Pichler et al. (1999)
Magnetite	2.7–41	Baur and Onishi (1969)
Ilmenite	< 1	Baur and Onishi (1969)
<i>Silicate minerals</i>		
Quartz	0.4–1.3	Baur and Onishi (1969)
Feldspar	< 0.1–2.1	Baur and Onishi (1969)
Biotite	1.4	Baur and Onishi (1969)
Amphibole	1.1–2.3	Baur and Onishi (1969)
Olivine	0.08–0.17	Baur and Onishi (1969)
Pyroxene	0.05–0.8	Baur and Onishi (1969)
<i>Carbonate minerals</i>		
Calcite	1–8	Boyle and Jonasson (1973)
Dolomite	< 3	Boyle and Jonasson (1973)
Siderite	< 3	Boyle and Jonasson (1973)
<i>Sulphate minerals</i>		
Gypsum/anhydrite	< 1–6	Boyle and Jonasson (1973)
Barite	< 1–12	Boyle and Jonasson (1973)
Jarosite	34–1000	Boyle and Jonasson (1973)
<i>Other minerals</i>		
Apatite	< 1–1000	Baur and Onishi (1969), Boyle and Jonasson (1973)
Halite	< 3–30	Stewart (1963)
Fluorite	< 2	Boyle and Jonasson (1973)

Tabella 2. Concentrazione di arsenico nei più comuni minerali che costituiscono le rocce (tratta da Smedley and Kinniburgh, 2002).

La maggior parte dei riempimenti dei bacini sedimentari di età quaternaria nei quali sono stati riconosciuti problemi legati a contaminazione da arsenico derivano dalla erosione e disgregazione delle catene montuose che bordano le pianure alluvionali, e dunque dalle litologie che affiorano in superficie. Esaminando il contenuto totale di Arsenico presente in natura nelle rocce, una prima distinzione è operata in base ai processi genetici di formazione delle rocce. Le rocce ignee in genere non presentano alte concentrazioni di arsenico; i valori medi misurati si attestano su valori inferiori a 6 mg/kg (Tab. 3), con piccole differenze a seconda del contenuto in silice (il valore medio più elevato appartiene al vetro vulcanico). Le rocce metamorfiche presentano valori che riflettono le rocce sedimentarie o ignee di origine, dunque con valori tendenzialmente bassi, attorno a 5 mg/kg, ad eccezione delle rocce pelitiche, quali filladi e shale, che hanno la concentrazione più elevata (circa 18

mg/kg). Studi condotti su rocce sedimentarie riportano valori medi di arsenico compresi tra 5 e 10 mg/kg (Tab. 3) con alcune situazioni oltre questo range, come le rocce carbonifere, gli shales bituminosi e le formazioni ferrifere.

Typical As concentrations in rocks

Rock/sediment type	As concentration average and/or range (mg kg <sup>-1</sup> )	No of analyses	Reference
<i>Igneous rocks</i>			
Ultrabasic rocks (peridotite, dunite, kimberlite etc)	1.5 (0.03–15.8)	40	
Basic rocks (basalt)	2.3 (0.18–113)	78	
Basic rocks (gabbro, dolerite)	1.5 (0.06–28)	112	Onishi and Sandell (1955);
Intermediate (andesite, trachyte, latite)	2.7 (0.5–5.8)	30	Baur and Onishi (1969);
Intermediate (diorite, granodiorite, syenite)	1.0 (0.09–13.4)	39	Boyle and Jonasson (1973);
Acidic rocks (rhyolite)	4.3 (3.2–5.4)	2	Ure and Berrow (1982);
Acidic rocks (granite, aplite)	1.3 (0.2–15)	116	Riedel and Eikmann (1986)
Acidic rocks (pitchstone)	1.7 (0.5–3.3)		
Volcanic glasses	5.9 (2.2–12.2)	12	
<i>Metamorphic rocks</i>			
Quartzite	5.5 (2.2–7.6)	4	
Hornfels	5.5 (0.7–11)	2	
Phyllite/slate	18 (0.5–143)	75	Boyle and Jonasson (1973)
Schist/gneiss	1.1 (<0.1–18.5)	16	
Amphibolite and greenstone	6.3 (0.4–45)	45	
<i>Sedimentary rocks</i>			
Marine shale/mudstone	3–15 (up to 490)		
Shale (Mid-Atlantic Ridge)	174 (48–361)		
Non-marine shale/mudstone	3.0–12		
Sandstone	4.1 (0.6–120)	15	Onishi and Sandell (1955);
Limestone/dolomite	2.6 (0.1–20.1)	40	Baur and Onishi (1969);
Phosphorite	21 (0.4–188)	205	Boyle and Jonasson (1973);
Iron formations and Fe-rich sediment	1–2900	45	Cronan (1972); Riedel and
Evaporites (gypsum/anhydrite)	3.5 (0.1–10)	5	Eikmann (1986); Welch et al.
Coals	0.3–35,000		(1988); Belkin et al. (2000)
Bituminous shale (Kupferschiefer, Germany)	100–900		

Tabella 3. Concentrazione di arsenico nelle rocce (tratta da Smedley and Kinniburgh, 2002).

Trattandosi di aggregati di minerali, i valori riflettono la concentrazione di arsenico presente nei minerali costituenti: dunque le arenarie hanno basse quantità di As (4 mg/kg), non dissimili dal contenuto in As di quarzo e feldspati, loro componenti maggiori (Tab. 2); le rocce pelitiche invece mostrano distribuzioni più ampie e valori generalmente più alti delle arenarie, che si attestano attorno a 13 mg/kg, facendo una media tra peliti di ambiente marino e continentale. Le maggiori concentrazioni dipendono dalla quantità di solfuri, ossidi di Fe, materia organica e minerali argillosi. Sulla base di tale principio, si spiegano i valori elevati misurati nei black shale, in funzione del contenuto in pirite, nel carbone e nelle litologie bituminose, ricche in materia organica. La concentrazione di arsenico nei sedimenti sciolti, pedogenizzati o meno, non mostra significative differenze rispetto ai corrispettivi rocciosi: le granulometrie fini, quali argille e silt, presentano tendenzialmente valori maggiori rispetto alle sabbie, e i sedimenti carbonatici mostrano i valori più bassi. I valori medi si attestano in un range di 3–10 mg/kg, in funzione di tessitura e mineralogia. Concentrazioni elevate riflettono il contenuto in pirite o ossidi di Fe. Nei suoli torbosi e nei sedimenti superficiali che si depositano in ambienti lacustri si misurano valori

più alti, attorno ai 13 mg/kg in media (Tab. 1), principalmente a causa della grande quantità di solfuri che si formano in condizioni riducenti.

Sebbene la fonte dominante di arsenico nei suoli e nei sedimenti alluvionali recenti sia geologica, e quindi dipendente dalla composizione delle rocce madri e dal contenuto in materia organica, ulteriori fattori di contaminazione possono provenire da industrie metallurgiche e dagli scarti derivanti dalla lavorazione di combustibili fossili, nonché dall'uso di pesticidi in agricoltura. Nei suoli contaminati dai prodotti secondari dell'attività mineraria sono stati misurati valori di molto superiori ai valori medi del fondo naturale. Questo non solo per la maggiore abbondanza di solfuri ricchi in As presenti all'interno di giacimenti minerali, ma anche per via degli ossidi di Fe che si formano per reazione secondaria a partire dai minerali originari.

## **4.2 Arsenico in Pianura Padana**

Le concentrazioni di arsenico nei suoli agricoli campionati in Pianura Padana nell'ambito progetto GEMAS dell'EuroGeoSurvey Geochemistry Expert Group (Cicchella et al., 2015) si distribuiscono eterogeneamente al di sotto di 50 mg/kg, con valori di 8–11 mg/kg nella parte più interna, valori bassi al margine appenninico, mentre nel settore settentrionale si registrano i valori maggiori (Fig. 21). I campioni prelevati nell'alta pianura lombarda mostrano una zonazione della presenza di arsenico con valori di 20–30 mg/kg, che decrescono sensibilmente scendendo nella media e bassa pianura, attestandosi al di sotto di 20 mg/kg. Nella pianura veneta la distribuzione appare più omogenea: i dati ottenuti si collocano in un range tra 8–13 mg/kg. Peculiare è la situazione di Padova: qui le analisi hanno prodotto risultati eccezionalmente alti concentrati intorno alla città, con valori superiori a 60 mg/kg. Nella regione meridionale della pianura, dove la sedimentazione è influenzata dagli apporti detritici appenninici, l'arsenico è presente nei suoli in concentrazioni di 4–8 mg/kg, valori sostanzialmente inferiori rispetto a quelli registrati al margine pedevalpino. Negli ultimi anni, le Regioni di Emilia – Romagna, Lombardia e Veneto hanno commissionato indagini più approfondite all'interno dei territori di loro competenza, ad una scala di maggior dettaglio, permettendo una migliore comprensione della distribuzione di arsenico in Pianura Padana. Nei successivi due paragrafi si analizzeranno i risultati di questi studi regionali.

### **4.2.1 Pianura emiliano-romagnola**

Tra il 2005 e il 2013 la Regione Emilia-Romagna ha avviato un percorso conoscitivo sulla distribuzione areale del contenuto di arsenico nella pianura emiliano-romagnola. Nell'ambito del progetto di costruzione di una cartografia pedo-geochimica, sono stati raccolti ed analizzati per il parametro arsenico 642 campioni di suolo ad uso agricolo. Come riferimento metodologico, per l'interpretazione e l'elaborazione cartografica è stata adottata la ISO 19258:2005 "Soil quality – Guidance on the determination of background values". La "Carta del contenuto di Fondo naturale-antropico" rappresenta la distribuzione areale nel *topsoil* (20-30 cm di profondità) di metalli potenzialmente tossici, tra cui l'arsenico [As], nei suoli ad uso agricolo (Marchi e Ungaro, 2019); tale profondità corrisponde alla somma del contenuto naturale che deriva da processi geologici e pedologici e di quello antropico sotto forma di contaminazione diffusa (*background content and diffuse source input* secondo lo standard ISO 19285:2005). Sulla base dei dati

geochimici è stata operata una classificazione dei suoli affini secondo criteri che influenzano il contenuto in metalli in Unità Genetico-Funzionali (UGF A, B, C e D), distinte per provenienza, tessitura e grado di alterazione (Fig. 22).

Le sei UGF indicate dalla lettera B presentano suoli a tessitura da moderatamente fine a moderatamente grossolana, con grado di alterazione da debole a moderato, formati in sedimenti alluvionali di canale, argine e rotta fluviale, in contesto sia di pianura che di conoide alluvionale. Le UGF B sono distinte sulla base dell'assenza (B1), moderata presenza (B2 e B3) e abbondanza (B5) di rocce ofiolitiche nei rispettivi bacini di drenaggio appenninici.

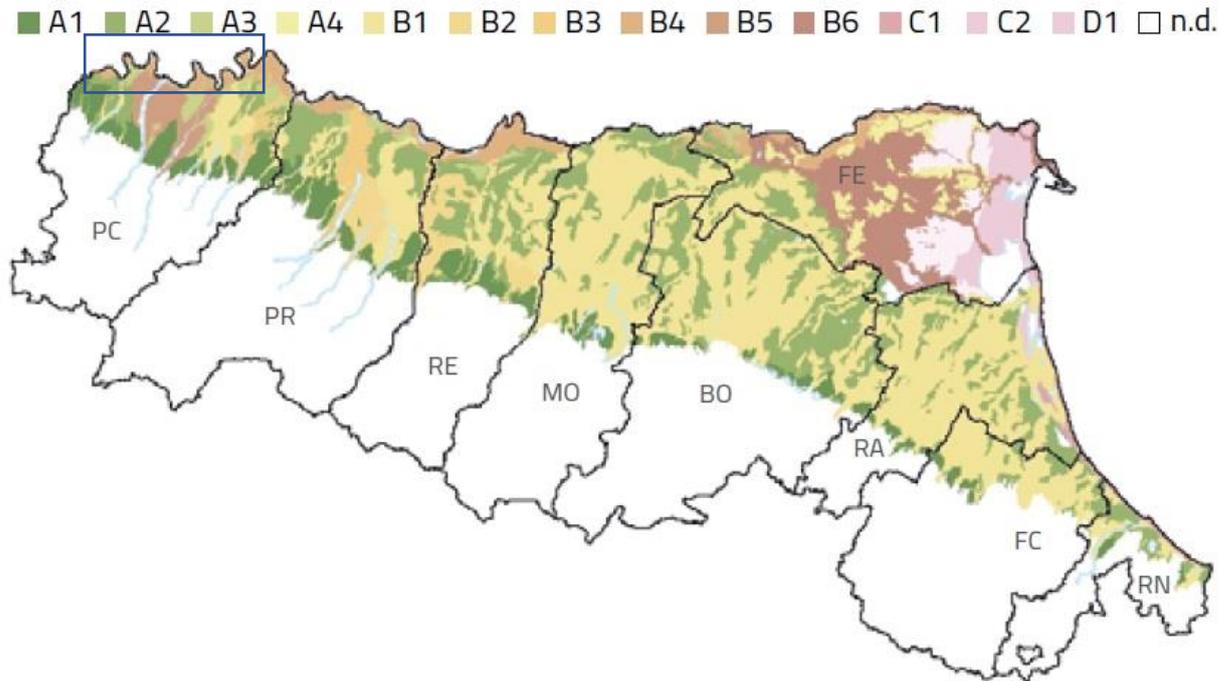


Figura 22. Distribuzione delle Unità Genetico Funzionali nel territorio regionale (da Marchi e Ungaro, 2019), con indicata la zona geografica (a sud del Po) dei siti campionati in questa tesi. I suoli campionati nei paleomeandri oggetti di questo studio si trovano nella bassa pianura lombardo-veneta, quindi esclusi dall'indagine di Marchi e Ungaro (2019); tuttavia è possibile ragionare per analogia se si considera solamente la fascia di deposizione fluviale del Po. Tuttavia è necessario considerare quanto descritto da Marchetti nelle note alla Carta Geomorfologica della pianura padana (Marchetti, 2001), ovvero che i depositi presi in carico dal fiume Po sono di provenienza doppia appenninico-alpina, dunque è lecito aspettarsi differenze nei valori di arsenico nei suoli a nord ed a sud del Po.

Le UGF B4 e B6 rappresentano rispettivamente suoli in depositi di canale e argine del Fiume Po, in ambiente di pianura alluvionale e suoli in depositi di canale distributore nel contesto deltizio (Fig. 22).

Dalla carta geochimica di Figura 23 si può osservare come l'andamento dei valori di arsenico nei suoli della pianura emiliano-romagnola sia prevalentemente al di sotto del limite di 20 mg/kg fissato dal D.lgs 152/06 per le aree a verde pubblico, privato e residenziali, e contenuto entro i 10 mg/kg (Marchi e Ungaro, 2019), attestandosi quindi attorno al valore indicato come media per i suoli a scala mondiale in letteratura, di 7.2 mg/kg come riportato in Tabella 1 (Boyle e Jonasson, 1973; Smeedley e Kinniburgh, 2002).

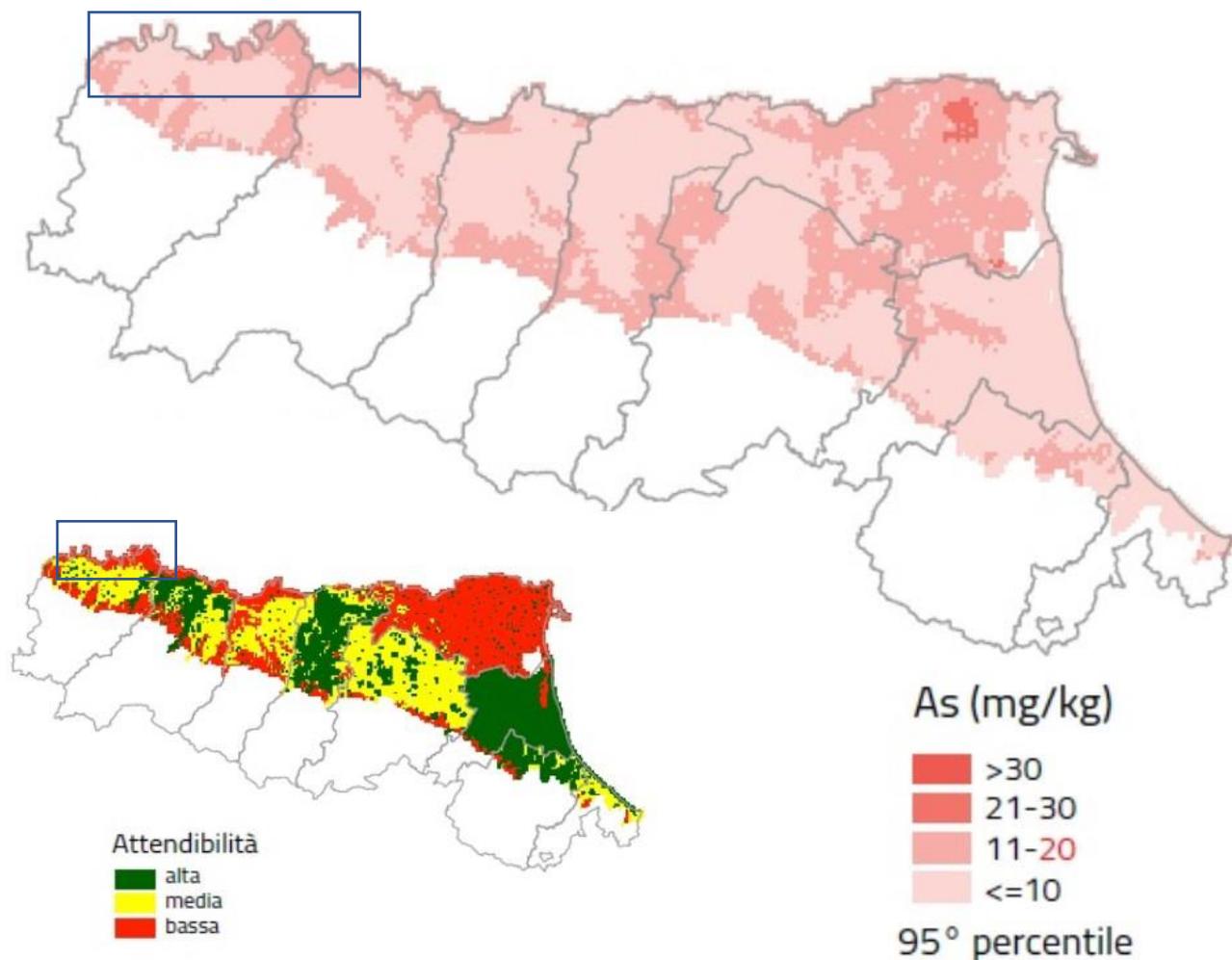


Figura 23. Distribuzione dei valori mediani simulati al 95% (sopra) associata alla valutazione del grado di attendibilità della carta basata sulla deviazione standard delle distribuzioni simulate per ciascuna cella del grid (sotto). Gli autori hanno mediato il campionamento fatto (N=740) ad un valore medio simulato (N=1000) e hanno poi stimato l'efficacia nel processo di inferenza nelle celle non campionate. Il grado di attendibilità riflette due diverse componenti della variabilità spaziale: una componente locale, che rappresenta la distribuzione degli scostamenti rispetto alle medie locali, ed una comprensoriale, rappresentata dalla variabilità che caratterizza le UGF a livello di comprensorio (da Marchi e Ungaro, 2019).

A scala regionale emergono alcune macroaree con concentrazioni superiori a 10 mg/kg; in tutti i casi evidenziati sembrano esserci concomitanze di fattori legati alla natura dei suoli e all'uso agricolo: rispettivamente, suoli in ambienti riducenti o con pH subacido ed uso di arseniati impiegati fino agli anni '70 come pesticidi, specialmente in viticoltura e frutticoltura

Le aree del Ferrarese tra la costa e l'entroterra hanno suoli torbosi o con elevati contenuti di sostanza organica ancora indecomposta per genesi e persistenza di prolungate condizioni di saturazione idrica anche successive agli interventi di bonifica, che creano condizioni anaerobiche e riducenti con conseguente accumulo di arsenico. Alcune di queste aree, a nord est di Ferrara, sono oggetto di coltivazioni risicole cartografate dal 1954 e ciò potrebbe avere amplificato il fenomeno (Marchi e Ungaro, 2019); l'area del Mezzano a sud-est di Ferrara che ha caratteristiche simili, è stata bonificata nella metà degli anni '60 e sicuramente è stata oggetto di prevenzione antimalarica con trattamenti a base di aceto arsenito di rame. Fino alla fine degli anni '70 i composti dell'arsenico sono stati i più utilizzati insetticidi di prima generazione: gli arseniati di piombo venivano impiegati per

contenere i danni nei frutteti (meli, peri) e nella patata (Marchi e Ungaro, 2019). Nei vigneti veniva utilizzato anche arsenito di rame e una parte di arseniato di piombo si aggiungeva alla cosiddetta “poltiglia bordolese”. Le aree coltivate in modo intensivo a frutteto e vigneto, cartografate dal 1954 dalla carta dell’uso del suolo e a tutt’oggi presenti, sono quelle dei comuni di Massa Lombarda e Molinella e l’area est di Ferrara sui rami degli antichi corsi del Po (Marchi e Ungaro, 2019). Queste aree effettivamente hanno valori leggermente superiori di 10 mg/kg. Nella piana a meandri del fiume Po le concomitanze che possono spiegare i contenuti più elevati di arsenico sono sia le condizioni di saturazione idrica dei suoli, almeno per alcuni periodi dell’anno, che l’uso a pioppicoltura di quelle aree: anche con questa coltura infatti era previsto l’impiego di arseniato di piombo per la lotta contro gli insetti cosiddetti defogliatori. Nei depositi geograficamente speculari all’area di studio ma a sud del Po inquadrati in figura 5.2 e 5.2.1, corrispondenti alla UGF B4, si trovano valori che spaziano in un range da <10 -20 mg/kg.

#### 4.2.2 Pianura lombardo-veneta

Nella pianura veneta ARPAV ha messo in luce sin dagli anni 2000 la presenza di aree ad alte concentrazioni di arsenico in suoli, acque sotterranee e grano, soprattutto per i sistemi fluviali di Adige e Brenta. Nel 2011 è partita un’ulteriore campagna di campionamento dei suoli tesa a migliorare la conoscenza sulla distribuzione dei metalli e metalloidi nei suoli ad uso agricolo, fino alla compilazione di una cartografia pedo-geochimica nel 2019. L’approccio tipologico utilizzato fa riferimento allo standard ISO 19258:2005 “Soil quality – Guidance on the determination of background values”. Il territorio è stato diviso in aree omogenee secondo criteri differenziati per pianura e montagna/collina: la pianura è stata suddivisa in unità deposizionali, cioè aree omogenee per l’origine dei sedimenti, e sono state identificate 11 unità deposizionali; le zone montuose sono state suddivise in unità fisiografiche, cioè aree omogenee per litologia prevalente, dalla quale si è sviluppato il suolo e per tipo di processi pedogenetici. Sono stati raccolti 3860 campioni a due profondità: campione superficiale (0-40 cm circa) indicativo della contaminazione antropica sommata alla dotazione naturale, e campione profondo (70-100 cm) che fornisce una stima del contenuto pedo-geochimico. L’elaborazione dei valori ottenuti è stata operata tenendo conto della distribuzione dei valori di arsenico al 95 percentile ed attribuendo un unico valore di fondo (mg/kg) per metallo per ciascuna unità, ovvero il valore più elevato tra fondo naturale-antropico e pedo-geochimico (Fig. 5.2.2). La concentrazione misurata in molte unità supera la soglia di contaminazione D.Lgs 152/2006 col. A (siti ad uso verde pubblico, privato e residenziale) di 20 mg/kg, come si vede in figura 24.

Le unità che presentano in profondità valori di fondo superiori a 20 mg/kg (non distinte in Fig. 24, ma unite in intervalli di valori) coprono la maggioranza del territorio del Veneto. Le aree di maggior arricchimento sono rappresentate dalle pianure costituite dalle alluvioni del Brenta e dell’Adige, che costituiscono rispettivamente due Unità Deposizionali distinte, mentre nelle zone montuose i suoli a maggior contenuto di arsenico sono quelli formati sui colli Berici, e nelle Unità Fisiografiche Prealpi e Colline su calcareniti. Le zone esaminate in questo studio si collocano nella parte sud-occidentale della regione, e comprendono i depositi alluvionali del Po e dell’Adige.

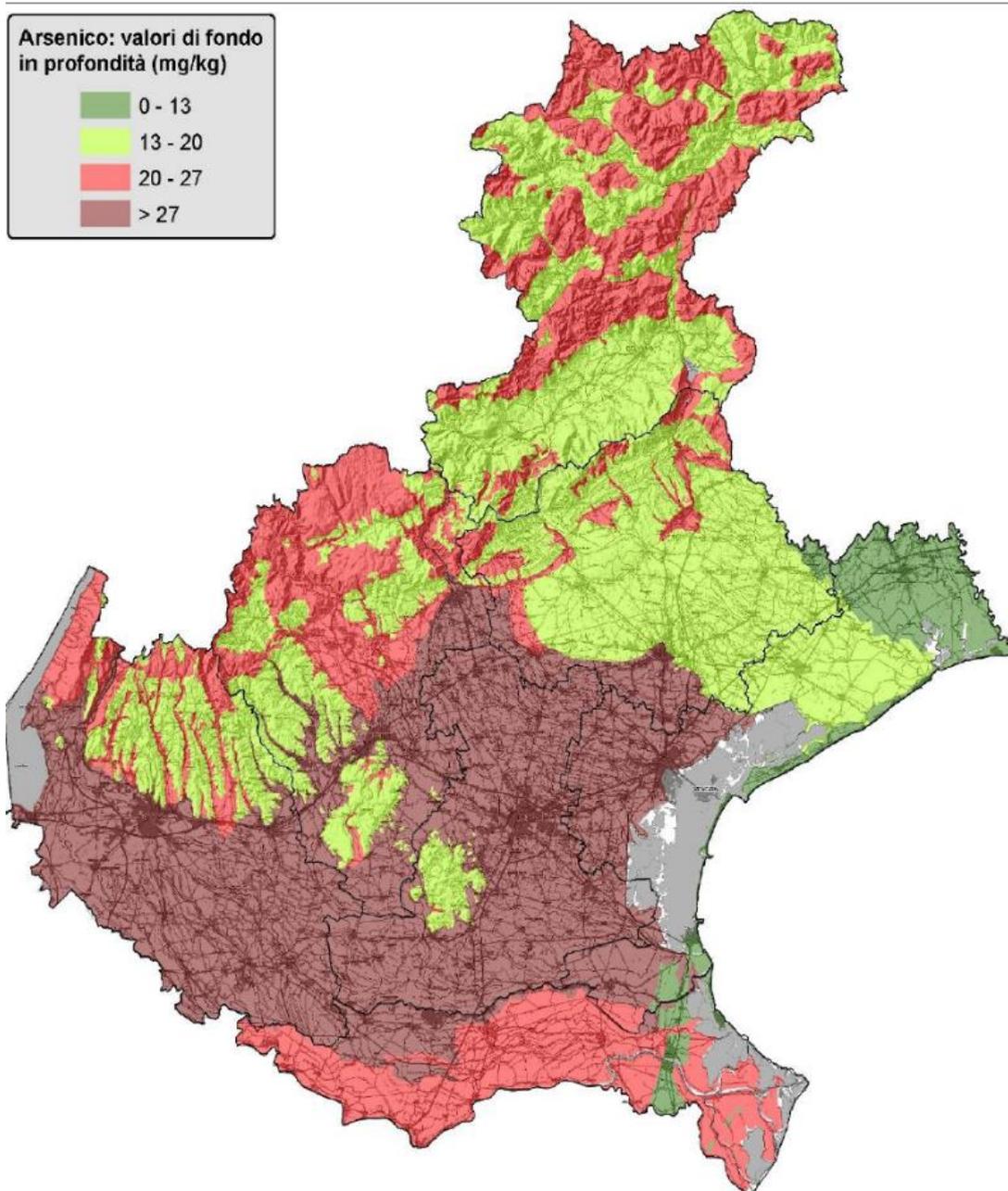


Figura 24. Distribuzione dei valori mediani simulati al 95% per i campioni prelevati a profondità > di 70 cm, rappresentativi quindi del tenore di fondo pedo-geochimico (da ARPAV, 2019).

I valori di fondo univoci riportati da ARPAV (2019), rappresentativi di entrambe le profondità e perciò di entrambi i fattori, naturali ed antropici, mostrano un elevato valore di arsenico nell'unità dell'Adige, pari a 40 mg/kg (Tab. 4), in particolare nei suoli argillosi ed in quelli ricchi in materia organica che si trovano in aree depresse, e valore più basso (28 mg/kg, come si vede in tabella 4) ma comunque oltre la soglia di contaminazione nell'unità del Po. Riguardo ai suoli appartenenti alla fascia di divagazione del Po, va specificato che le concentrazioni di arsenico sono inferiori ai limiti di legge tranne in suoli con orizzonti organici e/o contenuto alto di argilla, o in suoli presenti in aree al confine con l'unità dell'Adige in zone in cui le deposizioni di questi corsi d'acqua si sono spesso intercalate e sovrapposte (Fig. 25). Ulteriore precisazione va fatta anche per l'unità dell'Adige: i valori

maggiori di arsenico si concentrano nella fascia di divagazione olocenica del fiume piuttosto che nel livello fondamentale della pianura, e si sviluppano in un areale in asse con la direzione attuale del fiume (Fig. 25).

Unità fisiografiche/ deposizionali	Sb	As	Be	Cd	Co	Cr	Hg	Ni	Pb	Cu	Se	Sn	V	Zn
Adige (A)	1,6	40	1,5	0,93	19	124	0,21	103	57	97	0,75	4,2	80	150
Po (O)	1,3	28	1,7	0,54	20	162	0,08	130	34	66	0,1	3,7	89	111

Tabella 4. Valore di fondo dei metalli nelle Unità Deposizionali dell'Adige e del Po (da ARPAV, 2019).

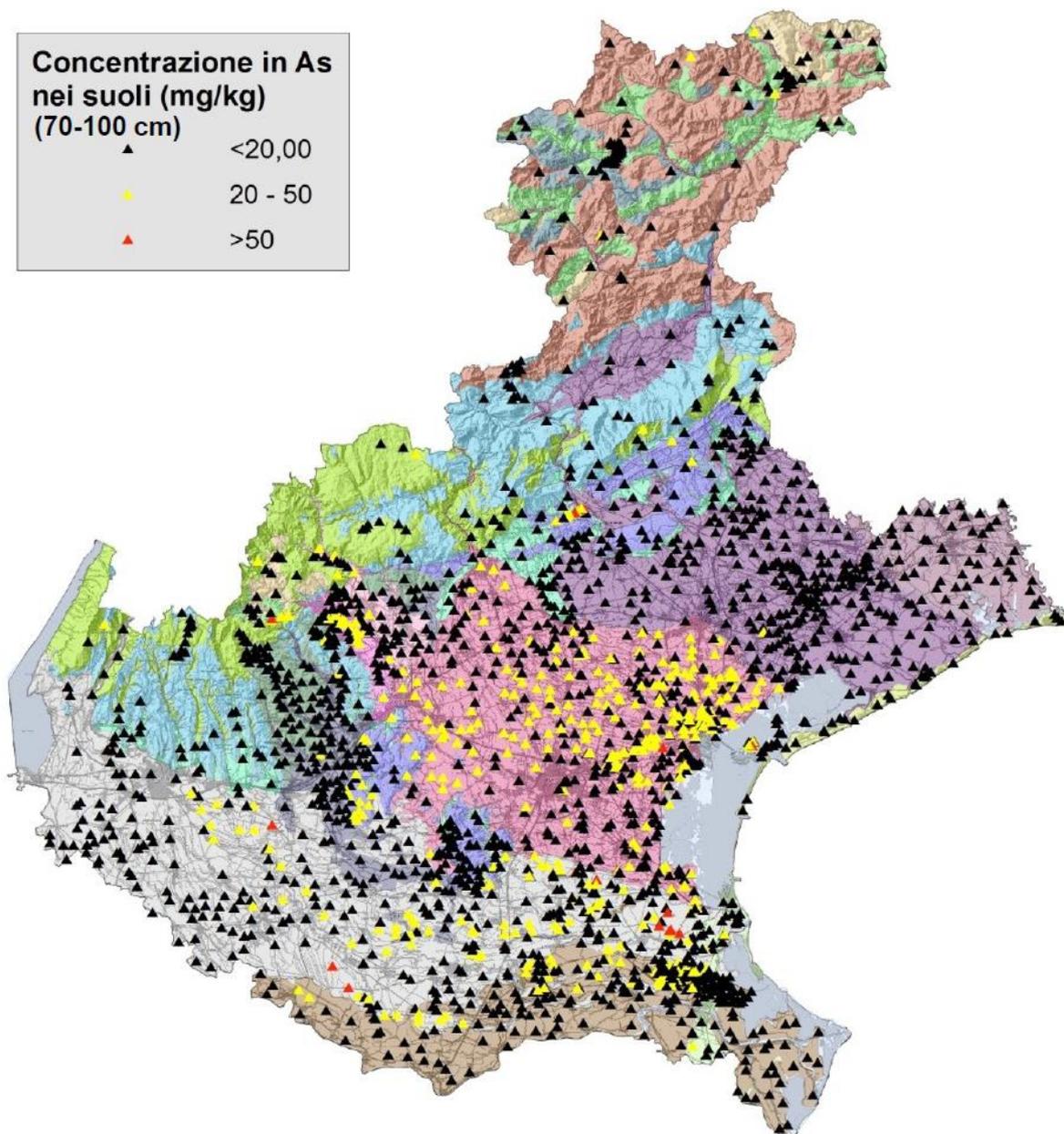


Figura 25. Distribuzione puntuale dei campioni analizzati e relativi valori puntuali di arsenico, e rappresentazione dei confini delle unità cartografate, di cui si evidenzia quella dell'Adige in grigio e quella del Po in marroncino. Osservando la distribuzione dei valori, in questo caso non divisi in intervalli, è possibile comprendere in maggiore dettaglio la correlazione esistente tra geomorfologia del territorio e presenza di contaminazioni, particolarmente vero per i depositi alluvionale dei fiumi Adige e Po (da ARPAV, 2019).

In pianura lombarda, Regione Lombardia ha avviato tra il 2010 ed il 2015 il progetto Soil, il cui scopo è stato quello di valutare lo stato di salute e la qualità dei suoli del territorio regionale attraverso un approccio multidisciplinare di carattere puramente chimico, per valutare la qualità dei suoli. Tale approccio è basato esclusivamente su valori tabellari di concentrazione di sostanze inquinanti ammissibili per le specifiche destinazioni di uso dei suoli, previsto dalla vigente normativa attraverso il Decreto Legislativo 152 del 2006 che tratta la materia dei contaminanti organici e inorganici. I terreni campionati provengono prevalentemente da aree dedicate ad attività agricola. I campioni di suolo sono stati sottoposti a caratterizzazioni chimico-fisiche e biologiche per la determinazione di numerosi parametri; inoltre, nel progetto di monitoraggio sono stati utilizzati i muschi quali bioindicatori per valutare le ricadute al suolo di metalli pesanti. Gli elementi che il progetto prevedeva di quantificare sono: arsenico, berillio, cadmio, cobalto, cromo, rame, mercurio, manganese, molibdeno, nichel, piombo, antimonio, selenio, stagno, tallio, vanadio e zinco.

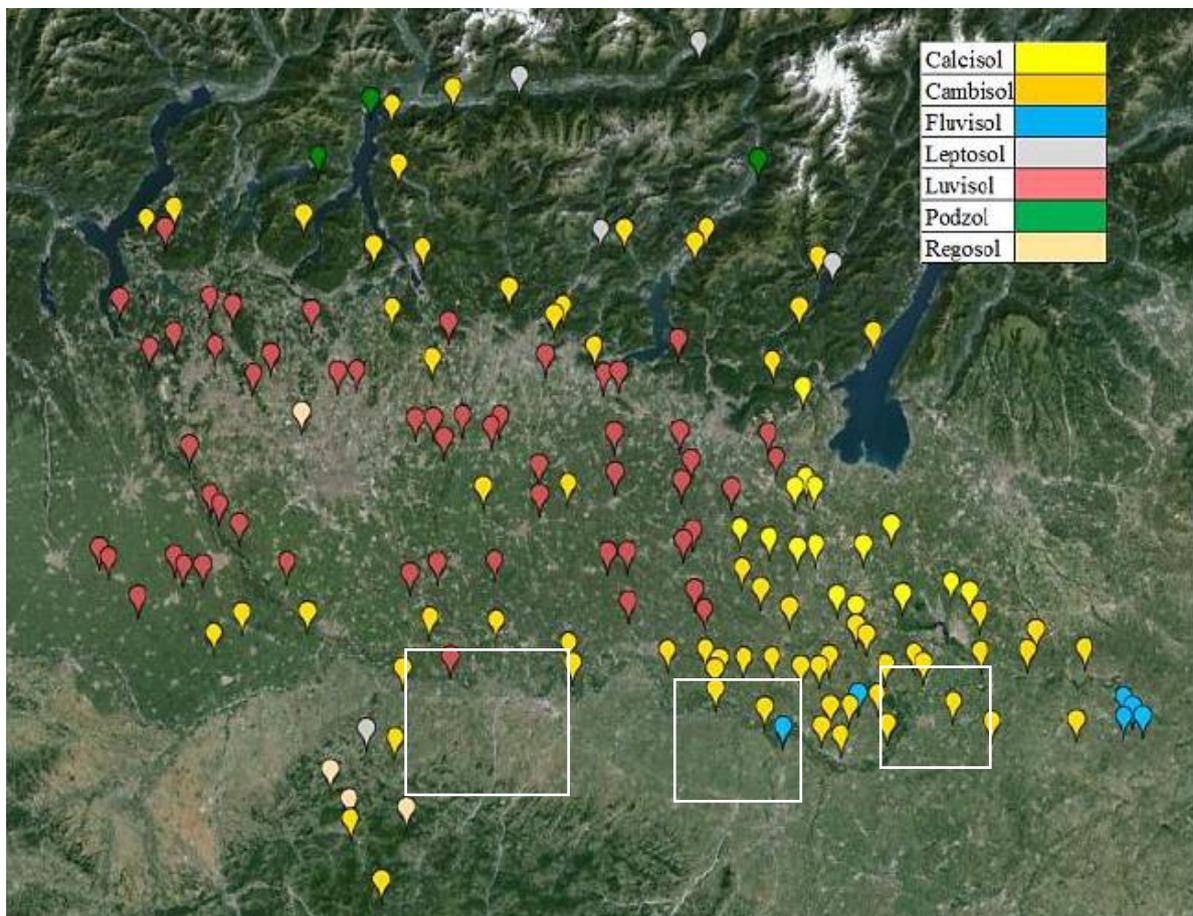


Figura 26. Distribuzione geografica dei suoli campionati nell'ambito del progetto Soil sul territorio lombardo, con indicate le zone di indagine 1, 2 e 3 di questo studio.

(mg*kg <sup>-1</sup> ) 95° percentile	Be	V	Co	As	Se	Mo	Cd	Sb	Tl	Pb	Cr	Cu	Mn	Ni	Zn	Hg	Sn	
Cambisol nord	1,82	60	15,9	30	1,43	3,2	1,00	1,78	0,52	95	54	53	1716	48	146		3,2	
Cambisol sud	1,57	60	22	18	1,64	1,17	0,37	0,78	0,34	31	162	133	1013	160	128		1,48	
Luvisol	1,39	48	12,3	23	1,45	1,78	0,69	1,79	0,40	73	56	46	1406	?	131		3,0	
Calcisol	1,59	64	12,9	13,4	1,46	1,95	0,40	1,00	0,38	48	40	41	934	34	147		1,33	
Tutta la Regione	1,61	65	21	21	1,54	1,79	0,47	1,44	0,42	60	70	66	1180	52	145	0,19	2,4	
Limite 152/06 A	2	90	20	20	3	-	2	10	1	100	150	120	-	120	150	1	1	
Limite 152/06 B	10	250	250	50	15	-	15	30	10	1000	800	600	-	500	1500	5	350	
N° superamenti																		
regione	A	1	0	17	23	2	0	1	0	2	3	6	7	0	14	12	0	89
156 tot	B	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tabella 5. Statistica dei risultati ottenuti per gli elementi potenzialmente tossici rispetto ad ogni tipologia di terreno. L'analisi statistica è stata calibrata al fine di individuare il valore del 90° o del 95° percentile.

La Figura 26 mostra i diversi punti campionati, secondo la classificazione europea Soil Atlas of Europe (2005). L'immagine riporta 7 diverse categorie nelle quali i 156 campioni sembrano ricadere; la stragrande maggioranza rientra però in sole 3 categorie: Luvisol, Cambisol e Calcisol. La descrizione della presenza degli elementi è stata operata tenendo conto delle diverse tipologie di terreni coinvolte, suddividendo la superficie lombarda in aree pedologiche omogenee. La categoria Cambisol fa riferimento a suoli definiti giovani, che hanno subito un ringiovanimento dei materiali costituenti (il nome infatti è relativo a tale caratteristica). Questi suoli sono molto produttivi dal punto di vista agronomico; in Lombardia si ritrovano nella provincia di Mantova e Cremona, in quella di Pavia e, al nord, a ridosso della zona dei Laghi e delle Prealpi. I Calcisols presentano un significativo accumulo di carbonato di calcio, e generalmente si trovano in zone asciutte. Il nome indica la ricchezza in calcare e in limo di tali terreni. In Lombardia troviamo alcuni punti appartenenti a questa categoria, localizzati tra la provincia di Mantova e quella di Brescia. L'altra grande categoria riscontrata è quella dei Luvisol. Questi suoli presentano una parte superficiale povera in argilla. In Lombardia essi occupano la fascia centro-occidentale. Sei punti del Mantovano e del Cremonese, data la vicinanza al Fiume Po, rientrano nella categoria Fluvisols, che raccoglie terreni giovani situati in depositi alluvionali. Come si può notare dalla Tabella 5 alcuni elementi appaiono omogeneamente distribuiti fra le diverse categorie di terreno; altri invece variano la loro concentrazione. In particolare, l'arsenico, il cui 95° percentile supera il limite in tutto il corpo centrale e settentrionale della regione, con valori medi che spaziano in un intervallo di 18- 30 mg/kg nei suoli Cambisol (nord e sud considerati un'unica unità) e valori attorno ai 20 mg/kg nei Luvisol.

## 5. Metodi

### 5.1 Strumenti di indagine

#### 5.1.1 Telerilevamento

La base di partenza per questo lavoro è stato l'utilizzo di software predisposti al *remote sensing* come Google Earth Pro, un'applicazione grafica tridimensionale che permette di visualizzare fotografie aeree e satellitari della Terra con un dettaglio molto elevato grazie all'utilizzo di dati DEM. Il telerilevamento ha permesso di interpretare la geomorfologia

della piana a meandri del Po e perciò di identificare possibili aree con elevato rischio di contaminazione in arsenico, sulla base della correlazione tra processi geomorfologici fluviali e siti di arricchimento in metalli.

### 5.1.2 Fonti geologico-stratigrafiche

In fase di pianificazione sono state vagliate in dettaglio le banche dati di sottosuolo e la cartografia relativa alle zone selezionate in questo studio. Dove le fonti di dati preesistenti presentavano lacune, ad esempio sulle caratteristiche litologiche del primo sottosuolo, si è preceduto ad interviste ai privati residenti in loco. I dati sono stati raccolti presso diversi enti:

- Regione Lombardia, che ha concesso la consultazione del suo database dei sondaggi di sottosuolo, le carte geomorfologiche, litologiche e pedologiche interrogabili tramite un Viewer 2D, ovvero un visualizzatore informazioni geografiche che consente la composizione di mappe sovrapponendo differenti livelli informativi.
- I comuni di Santa Cristina e Bissone, Monticelli Pavese e Stagno Lombardo, che hanno reso pubblici i documenti del PGT, cioè il Piano di Governo del Territorio che prevede la stesura di una relazione geologica e relative tavole informative sotto forma di carte geo-litologiche, geomorfologiche, pedologiche e, qualora presenti, di dati di sottosuolo.
- ISPRA, che ha fornito la consultazione digitale delle carte geologiche e geotematiche d'Italia a varia scala (1:50 000 ed 1:100 000) realizzate dal Servizio Geologico Nazionale.
- ARPAV, sezione di ARPA della regione Veneto, che ha reso accessibili elaborati geologici, pedologici e pedo-geochimici prodotti nell'ambito delle varie iniziative di ricerca promosse dalla Regione Veneto.

La selezione dei dati è stata operata considerando la validità delle fonti, la pertinenza alle zone oggetto di studio, l'attendibilità dei dati con esclusione di contenuti stratigrafici ritenuti di dubbia interpretazione. Ulteriore criterio di selezione è stata la necessità di trovare riferimenti cronologici volendosi concentrare su paleomeandri più recenti, al fine di evitare situazioni di difficile reperibilità dei campioni come sedimenti sepolti o scarsa qualità dei dati in caso di zone eccessivamente antropizzate. L'ultimo criterio di selezione è stata la concessione o meno dei permessi da parte dei privati proprietari e degli enti pubblici, che ha portato l'indagine a restringersi a tre siti di campionamento (meandri), a partire da un iniziale *pool* di sei paleoalvei.

### 5.2 Strategia di campionamento

Sono stati eseguiti 4 sondaggi con mono carotiere Cobra a percussione fino ad un massimo di 7 m di profondità e 9 perforazioni mediante trivella a mano professionale Eijkelkamp fino a 1 m. I carotaggi sono stati compiuti a coppie rispettivamente su *clay plug* e barra dei paleomeandri individuati nella zona 1 e 2, e 38 campioni sono stati prelevati sulla verticale stratigrafica. Le trivellazioni hanno coinvolto il *clay plug* di un terzo paleoalveo del Po nella zona 1 e otto suoli nelle zone 3 e 4. I campioni sono stati estratti a differente quota entro il metro disponibile. I campioni sono successivamente stati sottoposti ad analisi chimiche per ottenere le concentrazioni dei metalli presenti nei sedimenti; le carote sono state analizzate dal punto di vista stratigrafico.

### **5.3 Analisi chimica**

I campioni sono stati sottoposti ad analisi spettrometrica per determinarne la composizione chimica, utilizzando la tecnica XRF, una tecnica di analisi non distruttiva che permette di definire la composizione elementare di un campione attraverso lo studio della radiazione di fluorescenza X. I dati sono stati poi elaborati tramite il programma GCDkit, un software che permette di manipolare, ricalcolare e confrontare graficamente elenchi di dati numerici relativi ad analisi composizionali.

#### *5.3.1 Preparazione pasticche*

Per ottenere la composizione chimica dei campioni sono state preparate 41 pasticche di 4 cm di diametro su una base di acido borico in granuli. La polvere di ogni campione è stata precedentemente asciugata in forno a 50° per 24h al fine di evitare che l'umidità causasse agglomerazione durante la fase di macinazione, svolta con un mortaio meccanico di agata. Infine, a 3g di campione sono stati aggiunti 7g di acido borico, successivamente pressati fino a 20t con la pressa idraulica.

#### *5.3.2 Determinazione della perdita per calcinazione (LOI)*

Procedimento usato per determinare la massa dei campioni senza umidità, circa 1g di materiale contenuto in crogiolo di platino è stato messo in forno a muffola per una notte a 950°. E' fondamentale mediare i risultati di questo test ai valori risultanti dalla spettrometria poiché quest'ultima non è in grado di quantificare i componenti volatili quali contenuto in acqua e materia organica.

#### *5.3.3 Spettrometria XRF*

Le analisi sono state eseguite con uno spettrometro sequenziale a dispersione di lunghezza d'onda PW1480 equipaggiato con tubo di Rh, 5 cristalli analizzatori e possibilità di analisi di 4 campioni in sequenza. La calibrazione è stata basata su 35 campioni di riferimento certificati; altri materiali di riferimento certificati non sono inclusi nelle calibrazioni e vengono utilizzati come controllo di qualità, operante con il software SuperQ per le analisi quantitative e qualitative. Lo spettrometro Axios Panalytical sfrutta il fenomeno della fluorescenza a raggi X per determinare la composizione chimica dei solidi. Consiste nel bombardare le pasticche con un tubo a raggi x per ionizzare gli atomi ed in seguito analizzare la radiazione secondaria emessa; le radiazioni prodotte, infatti, sono caratteristiche dell'elemento eccitato ed assumono precisi valori energetici. La quantificazione avviene tramite rette di taratura che mettono in relazione la risposta strumentale (kilo counts per second) con la concentrazione nel campione: queste rette vengono costruite per ogni elemento sulla base di campioni a composizione certificata.

## **6. Analisi dei dati**

### **6.1 Studio geomorfologico**

Le zone oggetto di studio si presentano come pianure alluvionali di divagazione fluviale, tendenzialmente pianeggianti, con presenza di paleodossi e paleovalvi abbandonati dalla classica geometria nastriforme. Confrontando gli studi precedenti relativi ad acquiferi

contaminati, presentati nel paragrafo relativo alla distribuzione di arsenico nei depositi quaternari, si evince che i bacini sedimentari fluviali olocenici fungono da *hotspot* per l'inquinamento e la diffusione di arsenico. In particolare, Donselaar et al. (2017) identificano come tipico ambiente geomorfologico, comune alla maggioranza dei bacini contaminati, un pacco di sedimenti alluvionali olocenici superficiali depositi da un fiume meandriforme, in facies di barra di meandro sabbiosa ad accrescimento laterale, delimitata da meandri abbandonati colmati da depositi fini (facies di *clay plug*). I *clay plug*, arricchiti in materiale organico, rappresentano i siti dove si concentra maggiormente l'arsenico e dove si svolge l'attività batterica che ne scatena il rilascio in condizioni riducenti, mentre le barre adiacenti costituiscono gli acquiferi nei quali l'arsenico si diffonde (Donselaar et al., 2017). Seguendo questa linea concettuale, sono stati inizialmente individuati sette

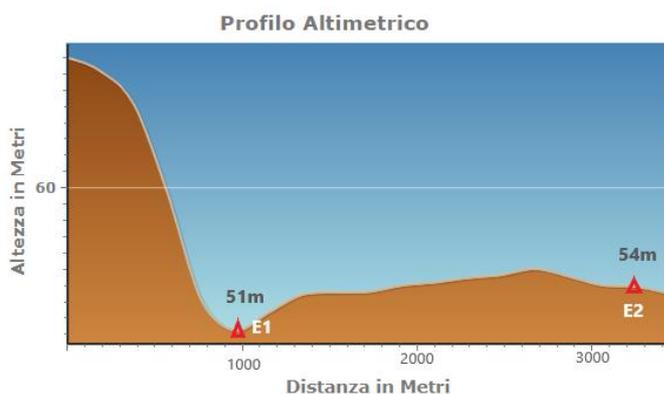


Figura 27. Zona di studio 1 (in alto) e profilo altimetrico tracciato in linea retta passante per i punti di carotaggio E1 ed E2 (in basso). E' stata tentata un'interpretazione tracciando i limiti del paleoalveo in tratteggio ed indicando con una freccia la direzione di accrescimento della barra di meandro (modificata da immagine Landstat, Google Earth, 2018).

meandri abbandonati tra quelli costituenti la fascia di divagazione del Po (Marchetti, 2002). Tali paleomeandri, distinti per la caratteristica forma a nastro e la peculiare colorazione scura dei sedimenti di riempimento dell'alveo, sono stati successivamente ridotti a tre, sia per la locale carenza di dati, sia per l'impossibilità pratica di effettuare carotaggi in alcuni terreni privati. I meandri selezionati sono successivamente stati suddivisi in zona 1 (Fig. 27) e zona 2 (Fig. 28) per affinità geografica. I tre meandri differiscono per età e caratteristiche del riempimento, ma presentano caratteristiche topografiche generali comuni: i profili altimetrici mostrano che in corrispondenza del *clay plug* il piano campagna si trova leggermente ribassato rispetto alla piana alluvionale e alle barre che, al contrario,

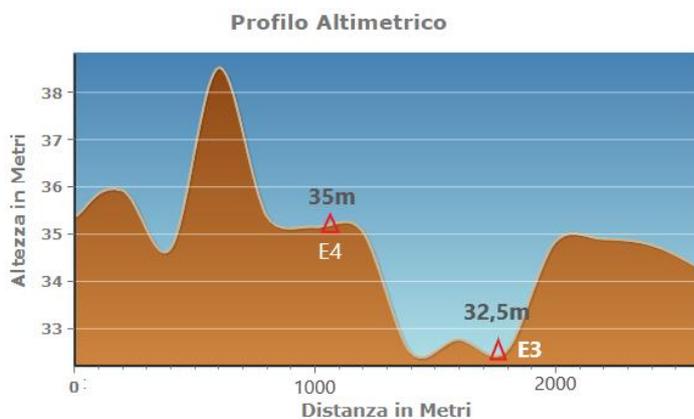


Figura 28. Zona di studio 2 (in alto) e profilo altimetrico (in basso); sono indicate le proiezioni sulla retta di dove sono state eseguite le prove geognostiche E3 ed E4, e sono stati tracciati i confini del paleoalveo e la probabile direzione di accrescimento del meandro (modificata da immagine Landstat, Google Earth, 2018).

rappresentano l'elemento geomorfologico più elevato. La superficie del piano campagna si presenta antropizzata, con presenza di terreni coltivati ed abitati; tuttavia la costruzione antropica si allinea in parte alle morfologie del terreno, con strade che seguono esternamente le curve del meandro e abitati sorti al centro della barra sabbiosa a causa della differente elevazione topografica (Fig. 27 e Fig. 28). Storicamente, infatti, i villaggi e le strade venivano costruiti sui dossi morfologici, mentre nelle depressioni, generalmente zone impaludate, si incanalava il *network* dei canali di scolo, naturali e artificiali. La zona 1 (Fig. 27 in alto) comprende due meandri adiacenti, cronologicamente coerenti con lo spostamento del tracciato del fiume Po verso Sud durante l'Olocene: nella parte settentrionale dell'area si sviluppa il paleomeandro più antico su di una superficie di circa 12 km<sup>2</sup>, inciso direttamente nel "livello fondamentale della pianura", che mostra un dislivello tra alveo e barra di circa 4 metri (Fig. 27, in basso); nel settore meridionale si trova il meandro abbandonato in tempi recenti, in posizione interna alla fascia di divagazione olocenica del Po, dalle dimensioni e dislivelli tra alveo e barra del tutto comparabili al precedente. Nella zona di indagine sono stati eseguiti due carotaggi, rispettivamente uno nel *clay plug*, E1, ed uno sulla barra, E2, appartenenti al paleomeandro settentrionale, oltre ad una trivellazione del primo metro di *clay plug*, X, del meandro a sud. La zona di studio 2 (Fig. 28) presenta paleomeandri frammisti a forme di rotta fluviale di dimensioni minori, sia in termini di superficie complessiva (circa 4 km<sup>2</sup>), che di sviluppo della facies di barra e di *clay plug*. Le dimensioni ridotte riflettono generalmente una cronologia molto recente dei processi che hanno prodotti tali morfologie, unita ad una permanenza breve del fiume nel tracciato. Il paleomeandro dove sono stati operati i carotaggi E3 ed E4, rispettivamente nel *clay plug* e nella barra, è stato abbandonato dal fiume nel XVII sec., e solo nel XIX sec. è stata messa in atto un'opera di canalizzazione e bonifica delle zone ancora soggette alle piene stagionali del Po. Dal profilo altimetrico in figura 28 (in basso) si intuisce come il paleo alveo sia di dimensioni maggiori di quanto l'osservazione geomorfologica in pianta suggerisca; tuttavia sono stati tracciati limiti cautelativi delle litologie dominanti, al fine di separare chiaramente la facies di barra sabbiosa dal riempimento fine dell'alveo. Da notare verso ovest l'argine golenale del Po successivo agli interventi di contenimento messi in atto a metà del 1800, che delimita l'area di possibile tracimazione odierna del fiume. Rispetto ai paleomeandri della zona di studio 1, si osserva anche una morfologia più tondeggiante dell'alveo, dovuta ad una breve migrazione laterale dello stesso, ulteriore indizio di una scarsa evoluzione temporale dei meandri in questa zona.

Poiché la letteratura sull'argomento (McArthur et al., 2004; Acharyya et Shah, 2007; Papacostas et al., 2008; Stuckey et al., 2014; Gorny et al., 2015; Donselaar et al., 2017; Wang et al., 2019) è concorde nel riconoscere alla presenza di materia organica un ruolo chiave nei processi che concentrano arsenico nei sedimenti e che in seguito ne causano il rilascio negli acquiferi, questo studio ha proceduto ad identificare possibili ambienti geomorfologici fluviali loci di materiale organico. La terza zona di studio coinvolge due paleoanse dell'Oglio (Figura 29) nelle quali la superficie del piano campagna si mostra uniformemente depressa ed ospita un ambiente deposizionale tipicamente palustre, con specchi d'acqua e vegetazione a canneto. Sebbene si tratti di meandri abbandonati, in quest'area non vi è una distinzione geomorfologica, litologica ed altimetrica, tra facies di barra e facies di *clay plug* come nei grandi paleomeandri del Po delle zone 1 e 2, ma è presente un'unica facies fluviale-lacustre, a granulometria fine e ricca in materiale organico. Questa situazione è stata resa possibile dal fatto che i paleomeandri in esame, in

posizione marginale esterna rispetto all'attuale fascia di divagazione del fiume Oglio, si sono preservati in una condizione di isolamento rispetto all'evoluzione sedimentaria dei territori circostanti. Sia il territorio a nord della zona di studio (Fig. 29 in alto), chiamato Torbiere di Marcaria, sia i terreni compresi dall'ansa nella parte meridionale, denominati Oasi delle Margonare (Fig. 29 in basso) si trovano infatti compresi tra due argini fluviali. Le anse sono state scavate dal fiume entro i depositi del "livello fondamentale della pianura",

da cui sono separati mediante una scarpata di circa 4 m di altezza, e nella parte interna sono confinate da un argine che le separa dall'ambiente prettamente fluviale recente. In quest'area è stata possibile la deposizione solo di materiale fine di decantazione. Si è quindi tracciato il confine esterno della facies palustre, chiaramente distinguibile dai depositi circostanti. In questa zona di indagine sono stati prelevati campioni di suolo tramite trivellate superficiali in tre siti, identificati con la sigla T6 nelle Torbiere di Marcaria e T5, T5.1 nelle Oasi Margonare (Fig. 29). Sono stati campionati i siti il più possibile indisturbati dalle bonifiche condotte in seguito alla dismissione delle torbiere, rimanendo quindi adiacenti agli specchi d'acqua conservatisi.



Figura 29. Paleomeandri dell'Oglio, rispettivamente le Torbiere di Marcaria (in alto) e l'Oasi delle Margonare (in basso), con tracciati i limiti esterni delle aree depresse dove si osserva la facies palustre. Nel riquadro in alto a sinistra è rappresentata l'intera area di studio, con evidenziati in ordine di presentazione i due meandri (immagine tratta da Landstat, Google Earth, 2018).

La quarta zona di studio, estesa tra l'alta e la bassa pianura veronese, presenta ambienti geomorfologici molto differenti. È importante notare che la piana alluvionale non mostra tracce di ampi paleomeandri se non all'interno della fascia di divagazione dell'Adige,

tuttavia estranea al focus di questo studio. In figura 30 sono rappresentati i siti dove sono stati prelevati i campioni di suolo palustre-torboso, chiaramente distinguibile per il caratteristico colore scuro. In tutti i casi si tratta di territori depressi compresi tra argini fluviali in alta e media pianura, aree dove sono stati campionati i suoli T4 e T3 (Fig. 30, d, c), rispettivamente dell'Adige e del fiume Legnago, oppure confinati entro i paleodossi

Figura 30. A destra è inquadrata l'intera zona 4, con indicate in ordine alfabetico le aree dove sono stati compiuti i prelievi. A sinistra e sotto sono riportati gli ingrandimenti di queste zone e la posizione delle trivellate.



fluviali dell'Adige e dei fiumi di risorgiva in bassa pianura, denominata area delle Grandi Valli Veronesi, dove sono stati prelevati i campioni T1, T2 e T2.1 (Fig. 30, a, b). A causa della particolare situazione geomorfologica, si tratta di aree rimaste isolate dagli apporti sedimentari fluviali se non durante piene eccezionali, dove sono state raggiunte dal materiale fine di decantazione. A differenza dei suoli bonificati, ora ad uso agricolo, dove sono stati prelevati T1 e T4, le zone in figura 30 b e c, sono oasi protette, rispettivamente l'Oasi Busatello e l'Oasi Vallette-Brusà, dove si è preservato l'ambiente palustre originario, con specchi d'acqua e vegetazione a canneto. Come per le torbiere della zona 3, anche in queste zone è storicamente riportata l'attività di estrazione di torba.

## 6.2 Processi deposizionali e descrizione delle facies

I fiumi meandriformi seguono percorsi sinuosi, hanno da medie a grandi portate, ma bassa intensità di corrente. I sedimenti che si depositano nell'alveo del canale fluviale sono i primi che non vengono più sostenuti dalla corrente, e sono generalmente di granulometria grossolana, da ghiaie a sabbie, mentre i sedimenti fini rimangono in sospensione e vengono depositati più a valle. L'erosione fluviale si concentra nella parte esterna del meandro incidendo i depositi precedenti e i sedimenti in carico vengono depositati nella zona interna del meandro, dove si accumulano progressivamente formando una barra fluviale sabbiosa. Questo processo porta quindi le barre ad accrescersi lateralmente, in direzione perpendicolare al flusso. Se libero di spaziare lateralmente, il fiume può accrescere a tal punto la sua sinuosità che due meandri contigui possono arrivare ad incidere l'uno dentro l'altro, costringendo il fiume a tagliare il meandro e scavare un nuovo percorso. Il meandro abbandonato (*oxbow lake*) rimane isolato dal flusso, e si crea un ambiente anossico riducente dovuta alla progressiva fermentazione della materia organica presente. In seguito, il meandro è destinato ad essere colmato da sedimenti fini (*clay plug*) portati dalle occasionali inondazioni della piana fluviale; tuttavia, quando l'apporto sedimentario non è veloce o efficace, l'ambiente palustre può persistere nel tempo portando alla formazione di spessi orizzonti torbosi.

### 6.2.1 Facies di barra fluviale

Le barre fluviali sono molto eterogenee in natura. Una delle cause ritenute dominanti è il cambiamento di regime fluviale, che determina fluttuazioni sia negli apporti di sedimento che nella velocità del flusso. I sedimenti depositati riflettono perciò questo alternarsi di condizioni di sedimentazione: durante un evento di piena la velocità del flusso cala e le granulometrie fini che a regime normale sono in dispersione vengono depositate nelle barre di meandro, creando drappi argillosi sulle superfici di accrescimento laterale, da cui poi ripartirà la sedimentazione sabbiosa. Questi sottili strati argillosi rendono la morfologia sigmoidale delle barre visibile ed agiscono come barriere impermeabili causando una compartimentazione del corpo di barra. Un altro fattore da considerare è che la velocità diminuisce nella parte alta del flusso: quindi, al tetto delle barre sabbiose si trovano granulometrie gradualmente più fini. I depositi di barra, infatti, mostrano un trend *fining upward*, con alla base i sedimenti sabbiosi più grossolani in transizione verticale graduale a sedimenti silteosi. La facies di barra fluviale riconosciuta in questo studio

si presenta come un corpo di spessore da 1 a 6 m e comprende un range granulometrico molto ampio. Sebbene la litologia dominante rappresentativa della facies sia definita da sabbie medie ben classate in strati spessi, sono anche stati riconosciute granulometrie fortemente contrastanti, quali ghiaie con clasti centimetrici (Fig. 31) e argille limose presenti in strati distinti, passando per quasi tutto lo spettro del limo, presente sia in intercalazioni di spessore centimetrico sia in strati più spessi. Non sono state riconosciute in carota strutture sedimentarie, né indicazioni sulla giacitura degli strati. Generalmente questa facies non contiene materiale organico, né vegetale né animale; le ghiaie e le sabbie mostrano colorazione grigio chiara mentre le granulometrie fini presentano sfumature di grigio più scure (Fig. 31). Il contatto stratigrafico con la facies di *clay plug* sovrastante può essere sia graduale (E1) che netto (in E3). Il suolo che si è sviluppato su questa facies appare scarsamente pedogenizzato e di spessore inferiore alla decina di centimetri; non è stato possibile rilevare il livello di quota della falda, indice di un buon drenaggio dei sedimenti. La potenza che questa facies può raggiungere non è facilmente stimabile: la *channel belt* del Fiume Po si compone di barre di meandro generalmente amalgamate e sovrapposte a tal punto da rendere impossibile il tracciamento dei limiti interni. I dati riportati da studi precedenti stimano corpi sabbiosi lunghi diversi chilometri e spessi decine di metri.

### 6.2.2 Facies di *clay plug*

Depositi di riempimento di canale si formano in seguito ad avulsione o *cut off*, e mostrano un trend *fining upward* a causa della diminuzione graduale del flusso nel tempo, riflesso del cambiamento di tracciato del fiume. Nelle fasi immediatamente successive all'abbandono, il meandro si caratterizza per la permanenza di un corpo di acqua isolato con flusso assente, che sarà colmato nel tempo dagli apporti fini durante gli eventi di piena. Riempimenti più sabbiosi sono correlati a un processo di abbandono graduale; diversamente, *clay plug* francamente argillosi riflettono veloci fasi di abbandono. Una volta che il canale viene completamente colmato si assiste ad un processo di compattazione dei sedimenti fini (i minerali argillosi si riarrangiano parallelamente alla superficie) con espulsione di acqua dai pori verso le barre sabbiose contigue (Donselaar et al., 2017). Le facies argillose di *clay plug* sono degli ostacoli all'interconnessione delle barre della *channel belt* (Larue and Hovadik, 2006); a questo si aggiunge che i paleomeandri preservati nella parte esterna tendono a restringere la migrazione laterale del canale fluviale a causa della loro maggior resistenza all'erosione. I sedimenti attribuiti a questa facies si presentano in strati di spessore variabile da circa 1 a 5 m, e spaziano nel range granulometrico dei limi e delle argille (Fig. 31 e 32). La facies ospita materiale organico vegetale, quale legno e radici, ed animale (gusci di molluschi dolciacquicoli), da integro (Fig. 31) a totalmente decomposto (Fig. 32), disperso in una matrice fine. La soggiacenza della falda è pari al piano campagna (0,3 m in E3) o abbastanza superficiale (3 m, andata in pressione a 0,4 m in E1) e la colorazione dei sedimenti varia da grigio a marroncino in funzione dell'oscillazione della tavola d'acqua (Fig. 32). I suoli di questa facies sono più evoluti, con presenza di granuli di carbonato di calcio e macchie di ossidazione degli idrossidi di Fe, e i processi pedogenetici hanno agito fino a 1 m di profondità.



Figura 31. Foto dei segmenti del sondaggio E1, con indicate rispettivamente le varie litologie e le facies attribuite.



Figura 32. Argille e limi del *clay plug* di E3.

### 6.2.3 Facies torboso-palustre

Questa facies comprende tutti i campioni denominati dalla lettera T prelevati negli ambienti palustri individuati tramite lo studio morfologico, oltre ai sedimenti superficiali della carota E1. L'ambiente sedimentario in cui la facies si sviluppa è di bassa energia, fattore che si riflette nella granulometria dei sedimenti, argilloso-limoso e nella stratificazione piano-parallela. La falda freatica è generalmente in emersione, non drenata o, dove c'è stata bonifica, si trova la falda in soggiacenza prossima al piano campagna; i depositi hanno colorazione da marrone scuro a nero, con grande quantità di materiale organico. Ambienti deposizionali così peculiari si formano solo dove si verificano situazioni di depressione del terreno o dove il fiume, una volta abbandonato l'alveo, lascia alle spalle un corpo idrico, la cui persistenza se non colmato, causa lo sviluppo di un ambiente palustre

che fornisce materia organica alla deposizione del *clay plug*. La complessa genesi della facies si riflette negli spessori e nell'evoluzione della stessa: poco spessa, scarsamente sviluppata, con relativamente poca materia organica, e di colore marroncino scuro qualora si trovi in *clay plug* efficacemente colmati (Fig. 31); spessa diversi metri (4 m circa nell'Oasi Busatello, campione T2 e T2.1) e dal colore nero pece con abbondante materiale organico da interamente decomposto ad integro in superficie, dove è stata riconosciuta nelle paludi o ex paludi bonificate situate in ampie bassure morfologiche del terreno (Fig. 33).

Figura 33 Foto degli orizzonti torbosi in T3 (a sinistra) ed in T4 (a destra) entrambi tra 0,4-0,6 m.



### 6.3 Stratigrafia delle carote (E1, E2, E3, E4)

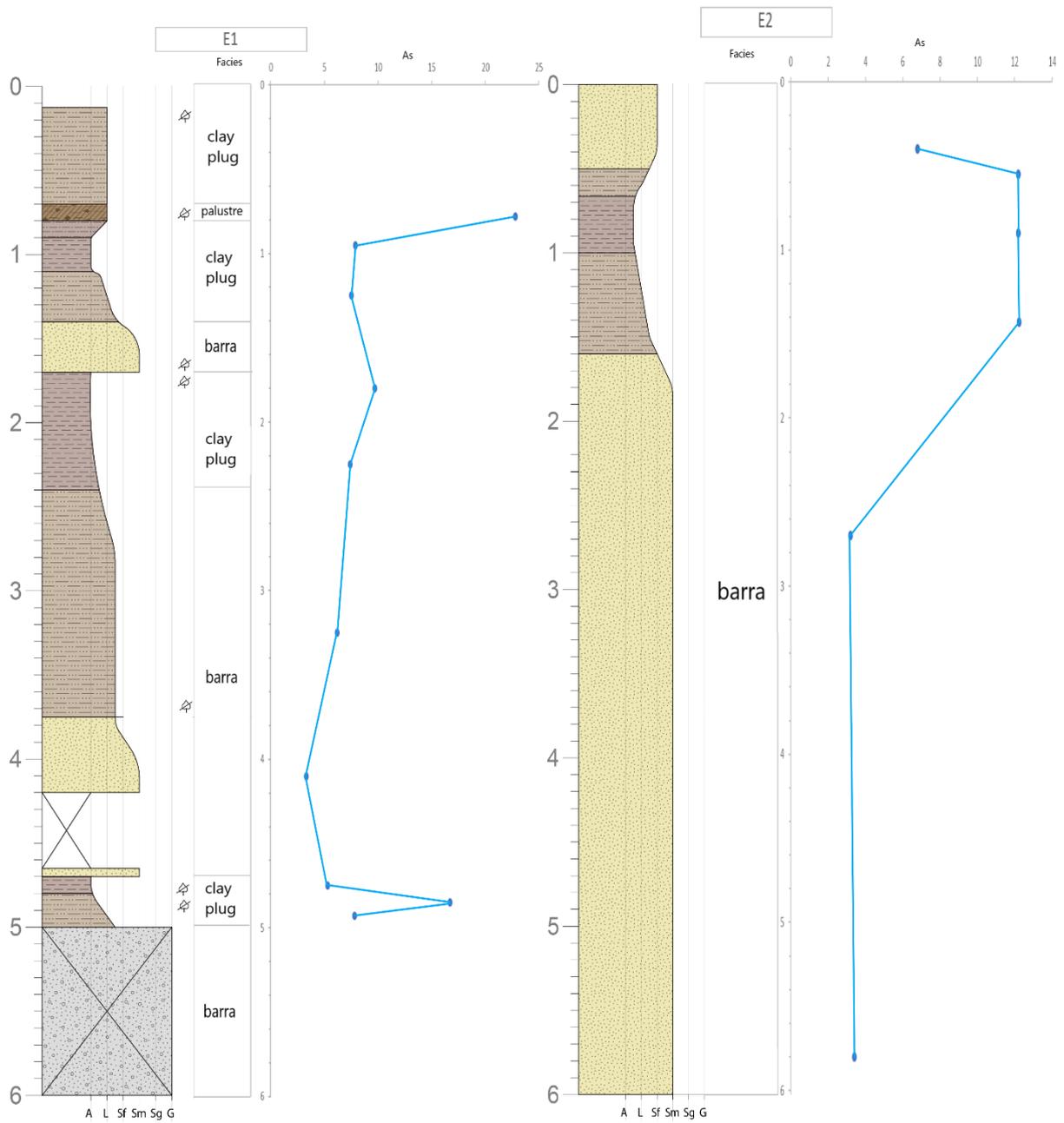


Figura 34. Log sedimentologici delle carote E1 e E2, correlati alle facies di barra, clay plug e palude, con i profili della concentrazione di arsenico misurata nei campioni prelevati lungo la verticale dei sondaggi. Legenda in figura 35

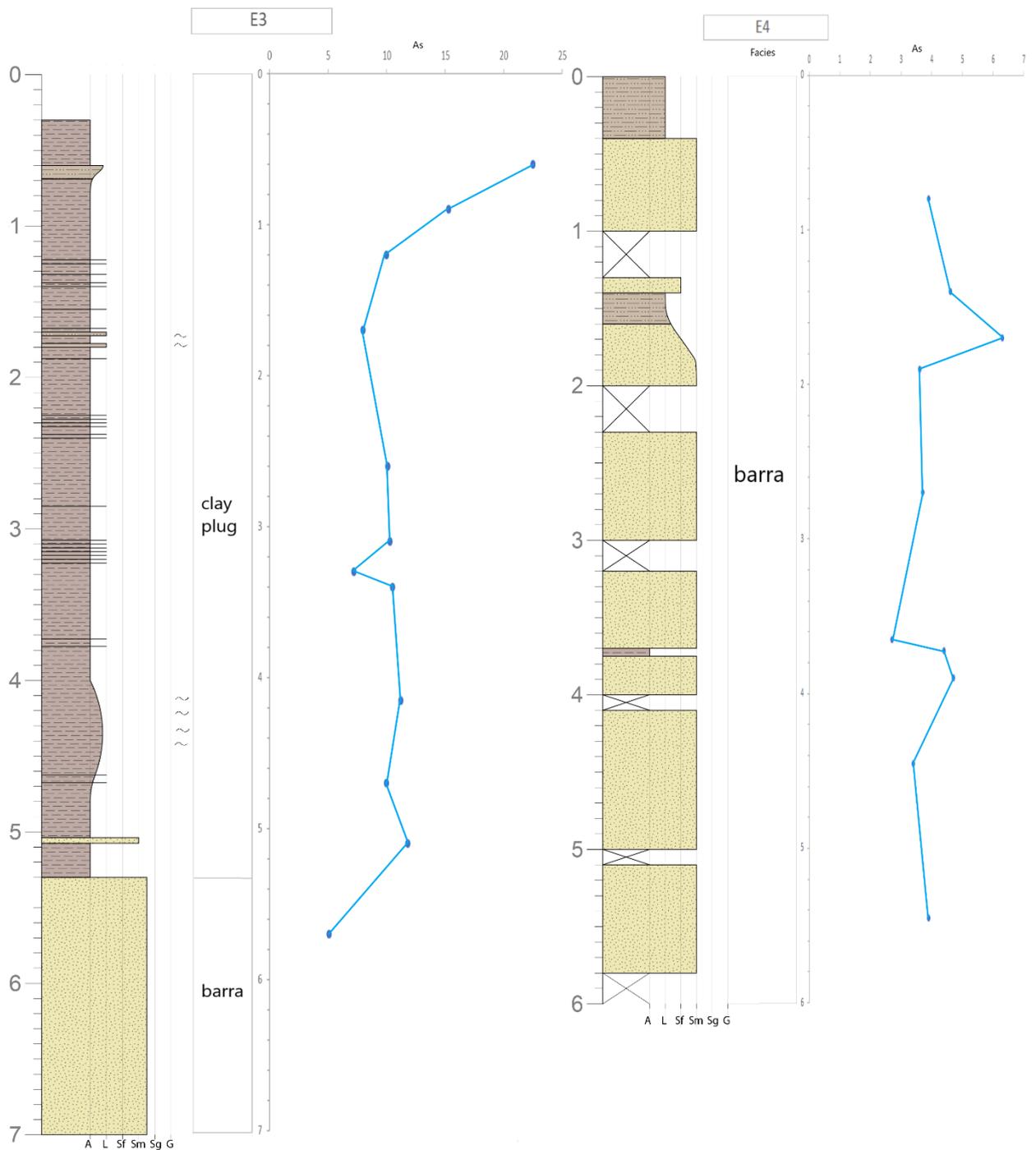
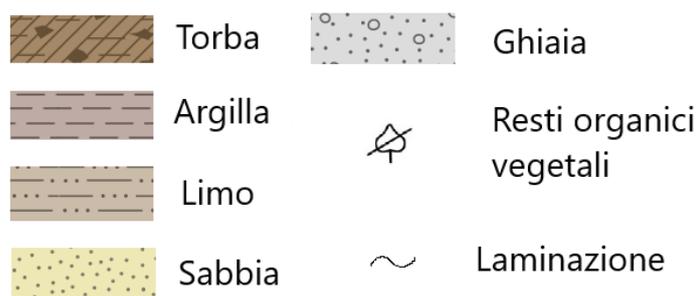


Figura 35. Logs sedimentologici delle carote E3 e E4, correlati alle facies di barra, clay plug e palude, con i profili della concentrazione di arsenico misurata nei campioni prelevati lungo la verticale dei sondaggi. Legenda in basso.



Tutte le prove geognostiche sono state tradotte in log sedimentologici (Fig. 34 e 35). I sondaggi sono stati eseguiti fino ad una profondità di 6-7 metri dal piano campagna.

La facies riconosciuta alla base di tutte le carote è la facies di barra fluviale. Questa consiste in uno strato di circa 1 m di spessore di ghiaie in E1 e da strati da 0.2 a 1.5 m di sabbie in E1 e E3. Le ghiaie si presentano come un deposito non consolidato di clasti sub-arrotondati centimetrici eterogenei e di litologia variabile. Sono ben riconoscibili clasti quarzosi. Il recupero è stato disturbato; quindi non è possibile riconoscere trend deposizionali interni, né definire il tipo di contatto con i sedimenti sovrastanti.

Le sabbie, di colorazione grigia in entrambe le carote, si differenziano per granulometria e spessore: in E1 si trovano sabbie ben cernite, di media dimensione, in strati che non superano il metro di spessore; in E3 le sabbie sono grossolane e hanno uno spessore maggiore. In E2 la facies di barra consiste in uno spesso banco (> 4 m) di sabbie non consolidate, da medie a fini, alternate a sabbie limose e a limi. In questo sondaggio la facies si distingue per l'assenza di materia organica in qualsiasi forma; non sono stati rinvenuti né resti vegetali (piccoli legni) né animali (gusci di molluschi dulciacquicoli). Il materiale sabbioso presenta granulometria da fine a media in colorazione grigia, con presenza di granuli millimetrici di quarzo e feldspati, generalmente ben classata. Non sono state riscontrate variazioni nette di granulometria, ma piuttosto fluttuazioni per 4 metri di successione dal *bottom*, fino a circa 2 m di profondità, dove si assiste ad un *fining up* graduale in limi sabbiosi e argille limose marroncine a 0.8 m. Tra 0.8 m di profondità e il piano campagna i depositi gradualmente aumentano di granulometria, passando a sabbie limose in un trend *coarsening upward*. In E4 le sabbie sono di colore grigio, ben classate, con granuli millimetrici di quarzo e feldspati. L'alternanza tra gli strati sabbiosi e le intercalazioni fini è netta a 3.7 m, dove è riconoscibile un vero e proprio tappo argilloso. Tra 1-2 m di profondità si assiste ad una graduale diminuzione di granulometria delle sabbie in contatto netto con le sabbie medie sovrastanti.

La facies di *clay plug* si presenta in E1 in strati limosi e argillosi di colore grigio scuro e marrone, in contatto graduale con limi sabbiosi e sabbie fini grigie. E1 si caratterizza per la grande quantità di materia organica trovata sotto forma di resti vegetali e per la colorazione grigio scura e marrone scuro degli orizzonti tra 5-4.70 m. A circa 4 m di profondità si assiste ad una transizione graduale da sabbie fini a sedimenti limosi, che mostrano un trend *fining upward* con fluttuazioni interne di granulometria. Questo trend viene interrotto a 1.7 m, dove si osserva un'argilla molto scura in contatto netto con una sabbia grigia. Il trend *fining upward* riprende dalla sabbia e i sedimenti mostrano una transizione a limi e argille ricchi in materia organica. A 0.8 m le argille scure passano ad argille limose di colore quasi nero con macchie bruno scuro intense, appartenenti alla facies palustre, che sfumano gradualmente a 0,5 m ad un suolo marroncino con granuli carbonatici. Al contrario, E3 non presenta materia organica visibile, e il *clay plug* si imposta sui depositi di barra sottostanti con una successione di 4-5.5m di spessore di argille grigie con intercalazione limose. La successione presenta alla base una chiara predominanza di argille grigie alternate a sabbie e, salendo stratigraficamente, a limi di colore grigio. Tra 4 e 4,5 m cessano le alternanze argilla-limo, ma l'intero deposito assume un carattere limoso laminato. Al top della successione l'argilla assume un colore marrone da ossidazione con screziature e ingloba qualche resto vegetale.

I 3 campioni prelevati su una verticale di 1 m in un paleoalveo, denominati X (Fig. 27), si presentano relativamente omogenei: si tratta di un'argilla fine di colore grigio, senza

laminazioni, con falda prossima al piano campagna e assenza di materia organica, del tutto analoga ai depositi di clay plug di E3.

#### 6.4 Analisi chimica sui campioni

Dai risultati esposti in tabella 6 si possono correlare le tre facies individuate, e gli specifici orizzonti stratigrafici, con il relativo contenuto in As, come rappresentato graficamente nei profili di arsenico in figura 34 e 35.

- Facies di barra: si osservano valori tendenzialmente bassi, in particolare nei tre campioni prelevati rispettivamente nelle sabbie medio-fini (a quota 4.10 m) e nei limi sabbiosi (a quota 3.25) grigi di E1, che mostrano valori di 3 mg/kg e 6 mg/kg, e nelle sabbie medie grigie di E3 (a quota 5.70), con un valore di 5 mg/kg. Nelle altre carote il campionamento è stato condotto con maggior frequenza e i risultati mostrano valori del metalloide compresi in un range da 3-12 mg/kg, con una media di 8.2 mg/kg in E2, con i valori più alti corrispondenti agli orizzonti limoso-argillosi marroncini tra 0.5 e 1.6 m; i valori per la stessa facies sono inferiori in E4, dove sono compresi in un range da 3 a 6 mg/kg, con una media di 4.2 mg/kg. Da sottolineare come i valori più alti anche in questo caso si distribuiscano dove sono presenti alternanze limose. Dalle tre distribuzioni si calcola un range finale di 3-12 mg/kg, con una media di 5.1 mg/kg.

- Facies di clay plug: in E1 questa facies presenta valori di arsenico contenuti in un range di 8-17 mg/kg, con media 9 mg/kg, con i valori più elevati corrispondenti agli orizzonti argillosi grigio scuri e con presente materiale organico. Superiori invece i valori di fondo registrati in E3, compresi in un range di 7-23 mg/kg con media di 11.6 mg/kg. In un profilo che si aggira attorno al valore medio, spicca il valore minimo, pari a 7 mg/kg, misurato nel campione prelevato in corrispondenza delle alternanze limose grigie a quota 3.30 m; i valori più elevati si concentrano al top della colonna stratigrafica, dove sono presenti le argille marroncine screziate. I campioni X prelevati nel terzo *clay plug* si classificano in un range da 10-22 mg/kg con una media di 14.3 mg/kg. Inserendo anche il dato puntuale precedentemente non considerato, la distribuzione finale è in un range di 6-23 mg/kg con una media di 10.9 mg/kg.

- Facies palustre-torbosa: per quanto riguarda le carote prelevate nel corso dei sondaggi, questa facies è stata rinvenuta solo nel primo metro di profondità in E1. Sono stati prelevati due campioni per questa facies e il valore risultante è 23 mg/kg, con una deviazione standard di 0.3 mg/kg ed un errore relativo di 1.3. Andando ad esaminare il contenuto di arsenico nei 12 campioni torbosi di suolo, il range dei valori è molto ampio, da 18 – 64 mg/kg con una media di 33.2 mg/kg. I valori più elevati sono 49 mg/kg nella prima decina di centimetri di T3, 41 mg/kg a mezzo metro di profondità in T5.1 e 64 mg/kg a quota 0.10 cm in T6, mentre valori attorno alla media si registrano in entrambi i campioni di T2.1 e nel campione di T3 a quota di 0,4m (30-32 mg/kg). Valori attorno al limite di 20 mg/kg sono registrati nel resto dei campioni.

Nei suoli, dove il contenuto medio di questo metalloide è dell'ordine di 5-10 mg/kg (Smedley et Kinniburgh, 2002), l'arsenico si trova in diversi stati di ossidazione (-3, 0, +3,

+5), ma le specie prevalenti sono l'arseniato ( $\text{AsO}_4^{3-}$ ), con As (V), e l'arsenito ( $\text{AsO}_3^{3-}$ ) dove si trova As (III) (Gorny et al., 2015; Smedley et Kinniburgh, 2002; Mc Arthur et al., 2004; Violante, 2015). Generalmente, le reazioni redox che governano la speciazione di As coinvolgono per lo più (idro)ossidi di Fe e Mn, e specie ridotte di solfuri prodotte dall'attività batterica (Gorny et al., 2015; Smedley et Kinniburgh, 2002; Mc Arthur et al., 2004; Stuckey et al., 2014). Quest'ultima è anche responsabile del passaggio da As (V) e As (III). Nei sedimenti superficiali i processi di adsorbimento controllano anche il comportamento dell'As inorganico, attraverso la formazione di sfere complesse con (idro)ossidi di ferro, che vengono successivamente ridotti biologicamente nei sedimenti in seppellimento. Le specie di arsenico possono anche legarsi alla materia organica, o direttamente ai gruppi funzionali o indirettamente tramite complessi metallici (Gorny et al., 2015; Smedley et Kinniburgh, 2002; Mc Arthur et al., 2004; Violante, 2015).

La mobilità dell'arsenico nei suoli è influenzata da processi di adsorbimento/desorbimento, da reazioni di ossido-riduzione e di coprecipitazione. L'arsenico è adsorbito su minerali a carica variabile quali gli ossidi di Fe, Al e Mn, sugli spigoli di fillosilicati e a  $\text{pH} \geq 9,0$  (alcalino) sui carbonati. Gli anioni non sono facilmente adsorbiti sulla sostanza organica, ma l'arsenico è stato riscontrato fissato a componenti umici probabilmente attraverso ioni Fe, Al, Ca che agiscono da ponte tra la sostanza organica e il metalloide. Nell'analisi fatta da Cicchella et al. (2015), gli elementi presenti nei campioni di suolo, prelevati dall'intero territorio nazionale, sono stati divisi in associazioni di elementi. In particolare, l'associazione dove è presente l'arsenico, denominata F5 (Mn, Se, Fe, As, Co, V, Cu) mostra alti valori, spiegabili con processi di co-precipitazione e adsorbimento, grazie alla presenza nel suolo di idrossidi di Fe e Mn; questo determina un arricchimento in parallelo di Se, As, Co, V e Cu. Anioni inorganici (fertilizzanti) e organici (essudati radicali) influenzano l'adsorbimento dell'arsenico poiché competono con esso per i siti di adsorbimento dei colloidi del suolo. Il fosfato è l'anione che più fortemente compete con l'arsenico e più facilmente desorbe il metalloide rendendolo più mobile e biodisponibile. Con il termine "biodisponibilità" si intende l'entità con cui i composti (organici o inorganici) presenti nel suolo possono essere assorbiti o metabolizzati dai recettori (umani o ecologici) o sono disponibili per l'interazione con i sistemi biologici.

La percentuale media di materia organica, ottenuta grazie alle analisi di perdita alla calcinazione (Tab 6), per le torbe è circa il 31%, ma spicca il valore di 63% per il campione T3 a quota 0.1, cui corrisponde un valore di As di 49 mg/kg. Nei clay plug le percentuali si distribuiscono in un range di 10-18%, e valori < 10% vengono registrati nella facies di barra. Sono stati ottenuti degli elaborati grafici per verificare le correlazioni esistenti tra gli elementi analizzati dall'esame spettrometrico (Fig. 36 e Fig. 37).

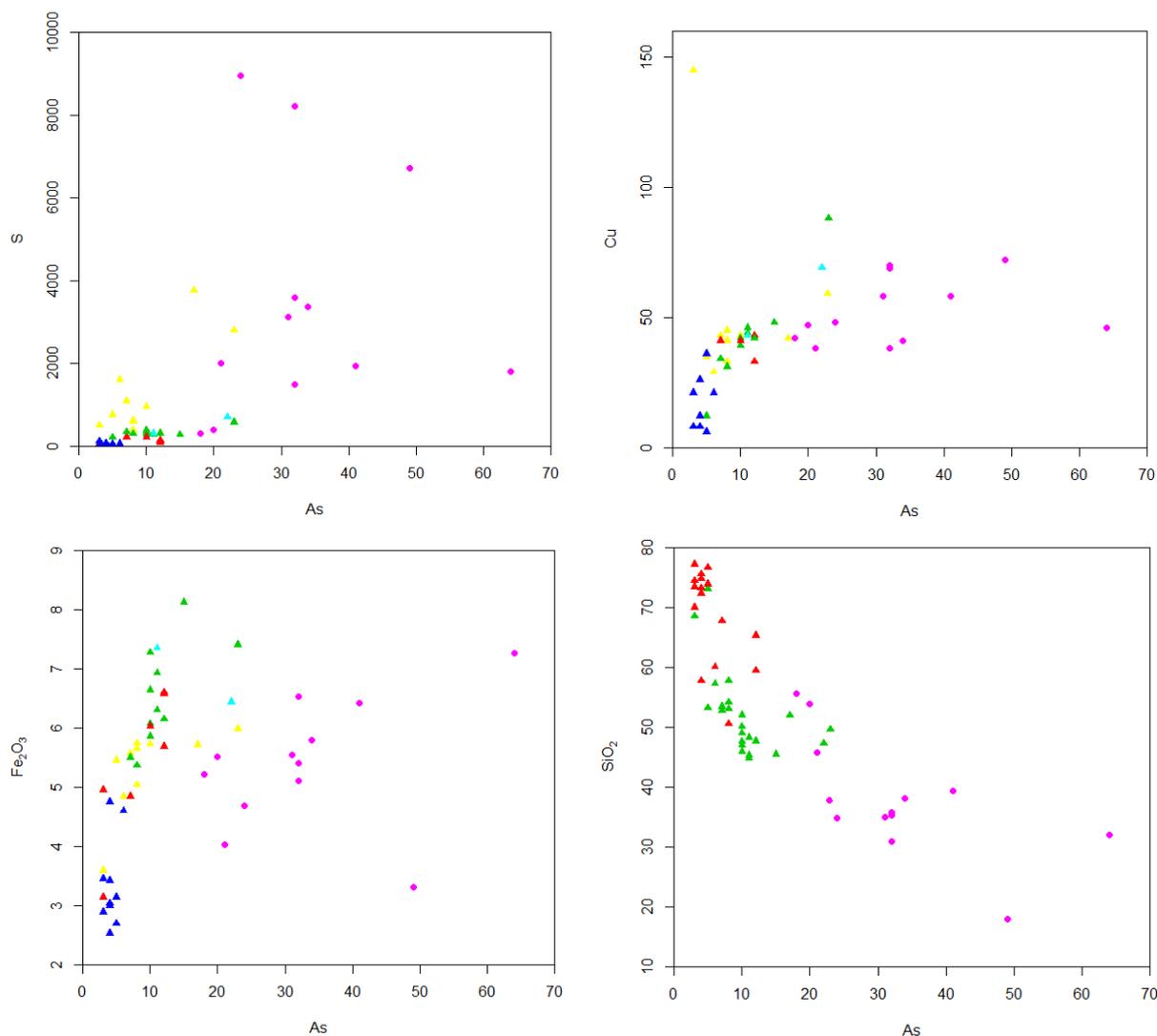


Figura 36. Diagrammi binari ottenuti con il software GCDKIT. In ordinate ed in ascissa sono plottati i valori di concentrazione degli elementi a confronto. A partire da in alto a destra: As-S, As-Cu, As-SiO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub>- Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Legenda: E1= giallo; E2=rosso; E3=verde; E4=blu; X= azzurro; Torbe= rosa. In basso a destra è riportato il diagramma As- SiO<sub>2</sub> in riferimento alle sole facies. Facies di barra = rosso; facies di clay plug = verde; facies lacustre-torbosa= rosa

I plot binari suggeriscono una buona proporzionalità diretta tra contenuto in zolfo (S), rame (Cu), ossidi di ferro (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) e concentrazione di arsenico rilevabile in tutti i campioni, per quanto i *clay plug*, a parità di arsenico, risultano più arricchiti in Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> rispetto alle altre facies (Fig. 36). Peculiare è il valore di Cu pari a 145 mg/kg nel sondaggio E1 a quota 4.10 m. Inversamente proporzionale è invece la relazione con la silice (SiO<sub>2</sub>).

Considerando il contenuto in silice come un buon indicatore di facies, in quanto le sabbie sono naturalmente ricche in quarzo e feldspati (silicati) mentre *clay plug* e torbe riflettono una composizione fatta prevalentemente da idrossidi di Fe e Mn, materia organica e fillosilicati, si è utilizzato il diagramma SiO<sub>2</sub>-As al fine di sottolineare quali facies tendono a concentrare arsenico nei sedimenti (Fig. 36). I campioni sono raggruppati in funzione delle

rispettive facies e il risultato è un trend di arsenico in aumento partendo dalle barre fluviali, che hanno i valori più bassi, attraverso i *clay plug* che registrano valori medi, per finire con i valori più alti misurati nelle torbe. In figura 37 sono rappresentati i plots relativi alla sola facies palustre.

Nel rapporto tra As e carbonato di calcio (CaO) vengono registrati due trend opposti: la proporzione diretta che si osserva per valori di CaO < 7 mg/kg, si ribalta in un trend inverso per valori di CaO > 7 mg/kg (Fig. 7.10).

Peculiare è il comportamento di arsenico nei campioni T2, T2.1, T5.1 e T6 rispetto al rapporto con S e Fe2O3. I campioni di T2 e T2.1, infatti, presentano i valori più elevati di S per relativamente medie concentrazioni di arsenico e Fe2O3; al contrario, i suoli in T5.1 e T6, che registrano i contenuti di arsenico maggiori, sono relativamente poveri in S ma ricchissimi in Fe2O3.

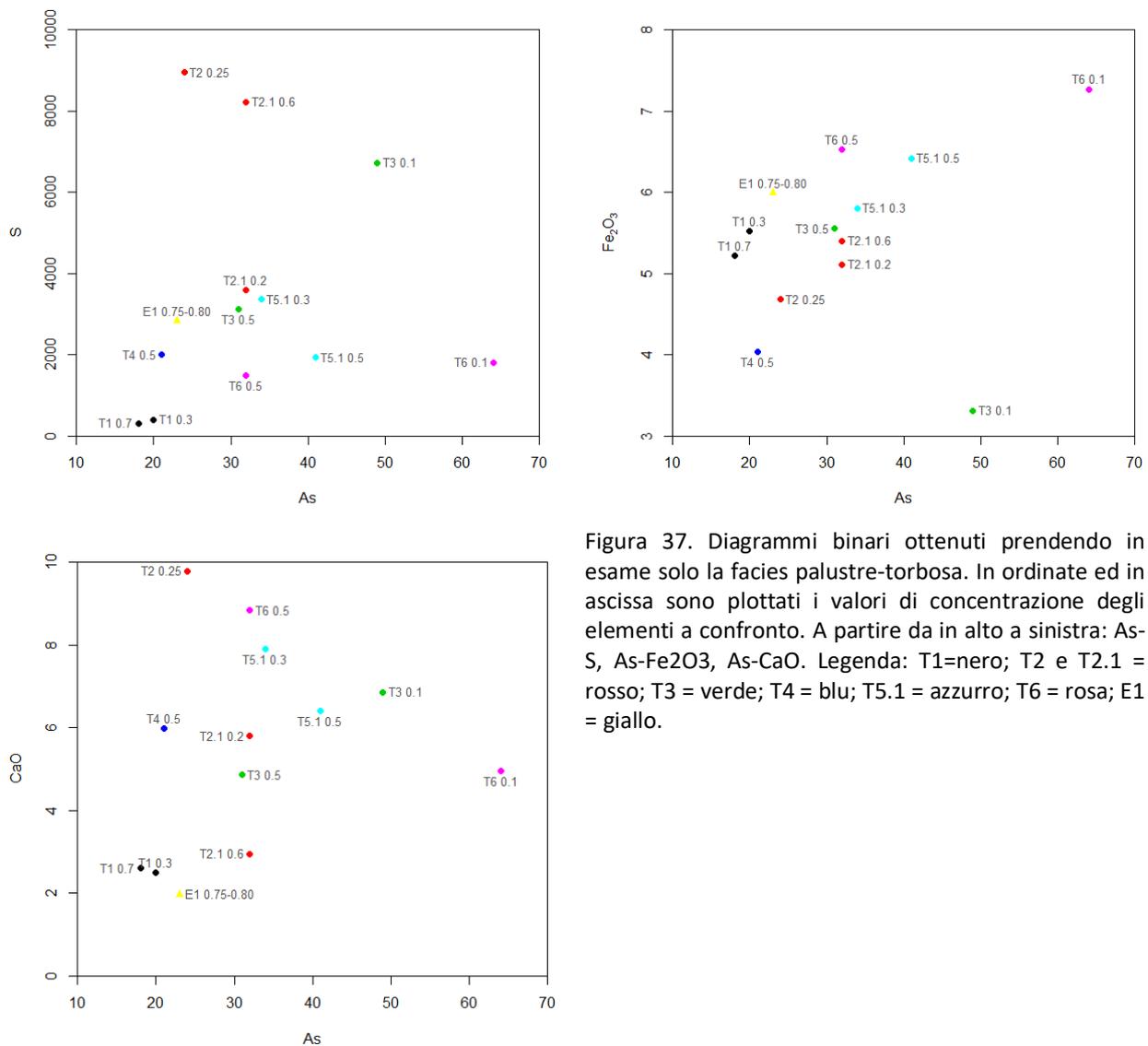


Figura 37. Diagrammi binari ottenuti prendendo in esame solo la facies palustre-torbosa. In ordinate ed in ascissa sono plottati i valori di concentrazione degli elementi a confronto. A partire da in alto a sinistra: As-S, As-Fe2O3, As-CaO. Legenda: T1=nero; T2 e T2.1 = rosso; T3 = verde; T4 = blu; T5.1 = azzurro; T6 = rosa; E1 = giallo.

Tabella 6. Prima parte (sotto) e seconda parte (proseguimento nella pagina seguente)

SAMPLE	QUOTA (m)	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	As	Ba	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Ga
E1	0.75-0.80	37,56	0,58	12,64	5,99	0,05	2,75	1,96	0,47	1,98	0,15	35,87	23	545	84	16	212	3	59	17
E1	0,95	54,18	0,73	16,99	5,65	0,06	2,84	1,53	0,84	2,43	0,1	14,64	8	590	91	20	122	7	41	22
E1	1,25	57,73	0,73	16,37	5,04	0,06	2,65	1,65	1,08	2,41	0,12	12,15	8	574	104	15	106	8	33	19
E1	1,80	52,07	0,72	16,38	5,73	0,05	2,95	1,5	0,85	2,4	0,1	17,24	10	600	83	16	131	5	43	20
E1	2,25	53,48	0,73	16,03	5,57	0,06	3,12	1,48	0,97	2,44	0,1	16,03	7	583	96	14	141	7	43	18
E1	3,25	57,29	0,68	14,8	4,84	0,06	2,84	2,37	1,25	2,38	0,14	13,36	6	506	80	15	114	3	29	17
E1	4,10	68,57	0,45	12,28	3,59	0,05	2,5	2,88	1,85	2,26	0,1	5,45	3	409	68	13	106	6	145	13
E1	4,75	53,24	0,68	14,64	5,45	0,07	4,66	6,86	1,15	2,57	0,12	10,55	5	427	65	23	234	4	35	18
E1	4,85	52,01	0,68	14,38	5,72	0,08	4,34	4,68	1,41	2,59	0,14	13,97	17	454	71	21	188	<3	42	18
E1	4,90-4,95	50,58	0,71	15,5	5,74	0,09	5,26	7,16	1,22	2,87	0,11	10,76	8	514	65	23	238	7	45	19
E2	0,4	67,77	0,62	13,53	4,84	0,08	3,45	1,25	1,58	2,31	0,28	4,29	7	434	47	12	185	6	41	11
E2	0,55	65,34	0,65	14,47	5,69	0,25	3,85	1,32	1,46	2,42	0,26	4,29	12	474	52	20	189	7	33	14
E2	0,90	59,47	0,74	16,95	6,6	0,15	4,67	1,34	1,09	2,67	0,13	6,19	12	483	61	23	213	7	43	19
E2	1,40-1,45	59,48	0,72	16,61	6,57	0,15	4,71	1,43	1,1	2,61	0,14	6,47	12	491	68	26	228	5	43	19
E2	2,70	73,47	0,64	9,82	4,95	0,12	3,49	2,43	1,96	1,55	0,09	1,5	3	329	68	16	276	<3	8	12
E2	5,80	77,22	0,37	9,26	3,14	0,06	3,28	1,35	1,97	1,84	0,07	1,44	3	334	37	11	177	5	8	9
E3	0,6	49,61	0,71	18,19	7,41	0,09	3,72	1,44	0,58	3,19	0,26	14,8	23	638	75	22	179	6	88	24
E3	0,9	45,49	0,66	14,55	8,13	0,2	3,85	8,6	0,43	2,69	0,14	15,27	15	411	58	22	244	<3	48	21
E3	1,2	47,03	0,64	14,09	7,28	0,14	4,32	9,25	0,63	2,5	0,12	13,99	10	399	61	21	262	<3	41	18
E3	1,7	53,07	0,66	13,2	5,37	0,1	4,71	8,57	1,04	2,17	0,14	10,98	8	376	47	17	264	<3	31	14
E3	2,6	49,03	0,65	13,64	5,86	0,11	4,9	11,45	0,78	2,34	0,12	13,14	10	410	50	19	305	<3	39	16
E3	3,1	47,59	0,64	12,97	6,07	0,12	4,15	11,15	0,66	2,15	0,13	14,38	10	353	52	20	268	<3	39	16
E3	3,30	52,75	0,67	13,27	5,5	0,1	4,41	8,46	0,96	2,22	0,14	11,53	7	358	34	17	261	<3	34	13
E3	3,40	44,86	0,66	13,5	6,93	0,13	3,82	10,69	0,47	2,31	0,13	16,49	11	379	55	21	224	<3	46	17
E3	4,15	48,29	0,71	14,76	6,31	0,13	5,14	7,92	0,84	2,54	0,13	13,24	11	440	62	19	268	<3	44	15
E3	4,70	45,91	0,65	13,3	6,64	0,11	4,6	10,37	0,53	2,35	0,12	15,42	10	357	60	21	314	<3	42	17
E3	5,10	47,63	0,69	14,02	6,15	0,12	4,73	9,94	0,72	2,4	0,13	13,48	12	414	70	22	282	<3	42	18
E3	5,70	73,18	0,3	9,96	2,69	0,05	3	3,8	1,65	1,95	0,08	3,34	5	325	20	10	138	6	12	10
E4	0,8	74,81	0,35	10,02	2,99	0,05	2,67	2,79	2	2,11	0,09	2,11	4	363	28	12	145	3	12	11
E4	1,4	73,95	0,34	10,25	3,14	0,06	2,82	2,96	1,83	2,06	0,12	2,47	5	351	32	13	131	4	36	11
E4	1,7	60,12	0,59	11,84	4,6	0,11	3,67	8,73	1,34	2,04	0,15	6,81	6	330	44	17	229	<3	21	13
E4	1,9	75,59	0,27	9,69	2,53	0,04	2,66	2,98	2,02	2,01	0,07	2,14	4	367	40	11	127	<3	8	10
E4	2,7	73,27	0,36	9,97	3,04	0,05	2,71	3,85	2	1,97	0,08	2,72	4	356	36	11	141	4	8	10
E4	3,65	74,5	0,34	9,77	2,89	0,04	2,61	3,47	2,04	1,98	0,08	2,28	3	339	32	10	128	7	8	11
E4	3,72	57,72	0,59	12,68	4,75	0,07	4,41	8,03	1,26	2,17	0,13	8,2	4	361	47	19	231	<3	26	14
E4	3,9	76,71	0,29	8,71	2,69	0,04	2,68	2,59	1,9	1,75	0,07	2,56	5	306	31	11	131	<3	6	9
E4	4,45	70,02	0,4	10,19	3,45	0,06	2,93	5,33	1,77	1,95	0,11	3,8	3	342	42	13	156	<3	21	10
E4	5,45	72,39	0,41	10,01	3,42	0,06	2,88	4,01	1,88	1,85	0,09	2,99	4	335	42	14	155	4	12	11
X	0,6	47,27	0,71	15,97	6,44	0,08	5,26	2,77	0,7	2,76	0,14	17,9	22	545	75	28	305	3	69	20
X	0,8	45,33	0,66	13,11	7,35	0,17	3,72	10,3	0,57	2,38	0,12	16,31	11	359	66	17	262	<3	43	16
X	1	50,09	0,71	14,73	6,03	0,11	5,2	8,27	0,92	2,44	0,13	11,38	10	422	71	22	305	<3	41	18
T1	0,3	53,96	0,78	18	5,52	0,05	4,14	2,49	0,88	2,76	0,15	11,28	20	705	62	19	192	4	47	21
T1	0,7	55,58	0,79	18,22	5,22	0,05	4,04	2,6	0,96	2,74	0,15	9,65	18	727	82	19	156	6	42	20
T1	0,25	34,88	0,45	10,36	4,68	0,05	3	9,79	0,54	1,87	0,21	34,16	24	312	62	20	140	<3	48	16
T2.1	0,2	35,82	0,55	11,09	5,11	0,05	2,93	5,8	0,55	1,99	0,33	35,79	32	324	68	21	158	<3	69	19
T2.1	0,6	35,23	0,59	12,73	5,4	0,04	3,23	2,95	0,46	2,07	0,23	37,07	32	432	64	24	256	<3	70	23
T3	0,1	17,98	0,26	5,01	3,31	0,09	1,65	6,86	0,38	1,04	0,33	63,09	49	247	54	12	56	<3	72	16
T4	0,5	34,98	0,54	11,97	5,55	0,06	3,26	4,86	0,71	2,08	0,29	35,69	31	358	65	19	103	<3	58	20
T5.1	0,3	38,08	0,53	13,44	5,8	0,08	3,9	7,91	0,54	2,2	0,2	27,31	34	399	79	18	89	<3	41	19
T5.1	0,5	39,29	0,56	14,15	6,42	0,14	3,98	6,41	0,51	2,19	0,21	26,14	41	472	64	21	108	<3	58	19
T6	0,1	31,99	0,49	10,76	7,27	0,07	3,32	4,95	0,42	1,65	0,41	38,68	64	363	65	26	88	<3	46	17
T6	0,5	30,93	0,42	9,39	6,53	0,08	3,31	8,84	0,43	1,39	0,73	37,95	32	330	52	22	71	<3	38	16

SAMPLE	Hf	La	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Rb	S	Sc	Sm	Sn	Sr	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr
E1	<2	36	3	10	28	155	27	86	2830	23	12	4	104	3	8	156	2	23	98	80
E1	4	41	<2	15	43	87	34	124	620	17	9	4	124	10	3	140	5	36	118	162
E1	2	47	<2	14	47	74	29	118	590	17	6	4	138	8	2	127	3	36	96	204
E1	3	40	<2	13	42	104	31	116	950	25	8	4	117	7	2	145	4	32	101	142
E1	2	42	<2	12	36	107	28	111	1090	17	9	4	114	5	2	135	3	31	95	152
E1	4	33	<2	12	19	78	24	99	1600	22	6	4	141	6	3	109	<2	31	82	194
E1	2	10	<2	9	23	86	17	84	490	9	<3	7	158	2	<2	67	<2	19	50	114
E1	3	26	<2	13	42	178	21	119	750	11	7	2	202	9	2	129	4	31	88	178
E1	4	22	2	13	36	153	22	110	3760	19	8	5	189	8	14	121	2	32	82	183
E1	5	16	<2	14	21	182	23	133	380	18	9	3	220	10	5	134	2	30	110	162
E2	3	26	2	7	21	129	26	71	220	14	3	4	101	-3	<2	96	2	17	84	118
E2	4	24	2	10	24	148	24	98	140	12	5	5	128	4	2	107	2	23	87	159
E2	4	18	<2	13	47	230	24	128	80	19	9	4	122	9	3	130	3	31	93	178
E2	4	32	<2	14	47	235	25	128	120	18	8	4	124	10	3	131	3	32	99	181
E2	4	33	<2	11	18	113	12	57	30	17	<3	5	165	8	<2	88	2	29	45	109
E2	<2	19	<2	6	4	119	12	56	50	16	<3	3	117	<2	<2	54	<2	13	27	73
E3	2	35	<2	15	47	173	58	186	570	20	16	4	127	11	3	157	3	30	157	112
E3	5	30	<2	14	43	166	21	141	270	15	13	2	296	10	3	154	3	25	105	114
E3	2	30	<2	14	37	180	21	125	390	29	10	5	293	9	2	139	3	25	95	127
E3	4	22	<2	11	32	176	17	84	300	19	5	4	226	3	<2	123	<2	24	67	151
E3	<2	26	<2	11	25	203	20	106	340	17	8	2	263	6	2	130	2	25	84	137
E3	6	24	<2	12	33	172	18	101	330	18	7	2	326	6	2	129	2	24	84	133
E3	4	23	2	9	14	163	17	75	340	17	6	4	218	<2	2	122	2	20	63	157
E3	4	26	<2	14	33	145	20	113	320	19	10	0	311	8	3	146	2	24	93	119
E3	2	22	<2	10	25	186	20	95	270	18	9	1	215	<2	2	143	<2	23	77	117
E3	4	39	<2	12	37	207	20	111	280	17	9	3	320	7	2	144	2	24	90	115
E3	5	37	<2	14	50	192	23	117	310	20	8	-1	296	9	2	143	4	27	96	149
E3	<2	21	<2	6	18	97	13	68	200	13	<3	2	156	<2	<2	47	<2	13	32	76
E4	<2	10	<2	7	10	94	15	72	30	5	<3	4	158	<2	<2	48	<2	16	32	91
E4	4	16	<2	6	22	104	16	72	50	13	<3	3	153	<2	<2	50	<2	15	38	81
E4	5	15	<2	10	15	131	14	79	60	14	4	3	235	6	2	95	<2	25	53	193
E4	2	22	<2	6	11	93	14	71	20	10	<3	3	160	<2	<2	41	<2	12	29	81
E4	<2	22	<2	7	19	89	14	71	20	6	<3	4	174	2	<2	51	<2	17	33	92
E4	<2	17	<2	6	7	86	14	69	30	11	<3	2	166	<2	<2	46	<2	15	30	81
E4	4	27	<2	11	16	157	17	89	70	20	5	2	219	5	2	105	<2	25	62	171
E4	<2	9	<2	6	3	84	13	62	30	10	<3	4	147	2	<2	42	<2	15	27	76
E4	<2	10	<2	7	17	104	17	70	110	11	<3	6	181	<2	<2	61	<2	16	39	103
E4	<2	16	<2	7	10	99	14	69	40	9	<3	4	179	2	<2	57	<2	18	39	97
X	3	37	<2	12	30	295	31	144	700	13	12	6	141	8	3	159	3	27	117	106
X	2	23	<2	11	39	155	20	106	310	22	9	0	349	6	3	144	2	21	83	105
X	4	29	<2	13	20	213	23	110	220	15	9	1	258	9	2	134	2	29	91	158
T1	8	29	3	17	48	119	40	134	392	19	4	3	161	15	6	135	2	46	108	230
T1	5	29	3	17	31	96	39	127	309	12	4	4	167	15	7	123	2	46	98	248
T2	4	32	3	13	35	87	16	99	8948	21	5	7	236	10	5	100	<2	34	65	133
T2.1	5	31	3	15	30	108	23	126	3592	27	6	5	218	15	6	126	3	41	87	144
T2.1	4	35	6	16	30	164	24	158	8226	15	7	4	185	18	14	148	3	46	83	121
T3	4	19	7	11	26	42	20	82	6730	16	7	<2	226	19	8	73	3	30	81	105
T3	4	44	3	15	33	52	26	113	3113	17	7	<2	173	17	7	112	4	40	81	120
T4	3	39	3	14	25	34	21	110	1988	10	5	<2	170	15	10	96	<2	40	62	159
T5.1	7	44	6	13	18	51	20	100	3360	16	6	<2	168	11	7	119	2	35	75	127
T5.1	5	31	6	14	41	56	23	104	1925	14	7	<2	148	12	7	143	<2	37	103	127
T6	5	27	2	13	27	46	21	88	1806	13	8	<2	170	12	3	123	3	34	78	121
T6	3	29	2	11	36	37	18	72	1494	13	7	<2	202	9	2	95	3	29	53	115

## 7 Discussione

I sedimenti acquiferi alluvionali esaminati in questo studio sono costituiti da ghiaie, sabbie e silt argillosi, e la loro concentrazione di arsenico è fortemente correlata al contenuto in idrossidi di Fe e Mn, minerali argillosi (fillosilicati) e materia organica. Si osserva anche che ad abbondanti quantitativi di idrossidi si associa un arricchimento relativo in Cu, preso come rappresentante dell'associazione di facies in cui Cicchella et al. (2015) categorizzano l'arsenico. In generale, l'arsenico si concentra all'interno di sedimenti fini, come si può osservare nei sondaggi E2 ed E4, nei quali all'interno di barre sabbiose i valori più elevati sono misurati dove la facies assume una litologia siltosa e/o in sedimenti ricchi in materia organica, come i *clay plug* e le torbe. In dettaglio, le concentrazioni di As sono basse nella facies sabbiosa di barra e aumentano nei depositi argillosi di *clay plug*, fino a raggiungere valori di molto superiori al limite di legge (considerando l'intervallo 30-64 mg/kg) in sedimenti appartenenti alla facies palustre, quella con la più elevata percentuale di materia organica, fino al 63% (Fig. 36, diagramma relativo alle tre associazioni di facies). Poiché la distribuzione spaziale delle tre associazioni di facies esprime la geomorfologia dell'ambiente deposizionale fluviale, nel sistema fluviale padano dominato da corsi meandriformi anche la concentrazione di arsenico risulta dipendente dalla geomorfologia. Il comportamento dell'arsenico nei sedimenti, trattandosi di un metalloide sensibile alle condizioni redox, è strettamente connesso ai processi diagenetici e numerosi studi si sono concentrati sui maggiori meccanismi di ossidoriduzione e sui prodotti finali dell'arsenico (Gorny et al., 2015, Smedley et Kinniburgh, 2002; McArthur et al., 2004, 2001; Wang et al., 2019).

I corpi idrici che si formano in concomitanza di specifiche situazioni geomorfologiche, quali terreni depressi in litologie fini non drenate, o che occupano l'alveo, una volta che il meandro viene abbandonato, sono ambienti isolati a ridotta circolazione, se non all'interfaccia acqua-aria, dove avvengono gli scambi di gas, le acque sono ossigenate e prolifera un ecosistema palustre. Al contrario, la parte più profonda dello specchio d'acqua è stagnante e scarsamente ossigenata e il poco ossigeno presente viene consumato dall'attività batterica che sposta l'ambiente verso l'anossia. In queste condizioni i resti vegetali (ed animali) che si depositano insieme alle argille sul fondo del corpo d'acqua si conservano nel sedimento sotto forma di materia organica. L'ossidazione della materia organica determina l'instaurarsi di condizioni riducenti, con la conseguente riduzione degli ossidanti (ossidi di Fe e Mn), che causano una trasformazione di ossidoriduzione delle specie di arsenico presenti (Smedley et Kinniburgh, 2002; McArthur et al., 2004, 2001; Donselaar et al., 2016; Wang et al., 2019). Il modello geochimico indica che in condizioni ossidanti l'arsenico viene adsorbito negli idrossidi e comincia a entrare in soluzione quando il potenziale redox diventa negativo, a causa dell'attività batterica riducente. La progressiva riduzione del potenziale causa il graduale desorbimento dell'arsenico. Quando le condizioni riducenti diventano molto intense, possono precipitare solfuri che sequestrano l'arsenico in soluzione, originando acque molto riducenti e poco contaminate (Smedley et Kinniburgh, 2002; McArthur et al., 2004).

Nelle zone di studio 1 e 2 l'*oxbow lake* è stato colmato e la materia organica si è preservata all'interno del *clay plug* in modeste concentrazioni (percentuali attorno al 15%). Sebbene si tratti della stessa facies di *clay plug*, un fattore di distinzione tra i campioni va fatto sulla base della soggiacenza della falda. Nel metro più superficiale della carota E1 i sedimenti assumono una colorazione marroncina e i resti organici sono quasi integri, indizio di un

ambiente ossidante nel quale il processo di adsorbimento dell'arsenico da parti degli idrossidi, dei fillosilicati e della materia organica sembra essere il processo dominante. Invece, i sedimenti a profondità maggiore, che risentono dell'oscillazione della tavola d'acqua, passano ad un colore grigio ed i resti organici appaiono decomposti, sintomo di un ambiente riducente nel quale il processo dominante potrebbe essere il desorbimento dell'arsenico in soluzione. Il valore di arsenico di 17 mg/kg a quota 4.85 (come si vede nel profilo in figura 34), decisamente più elevato rispetto ai valori circostanti, si correla ad un elevato valore di S (Fig. 36) e il processo in atto potrebbe essere la coprecipitazione di arsenico con i solfuri.

Nel sondaggio E3 e nei campioni X la soggiacenza della falda è prossima al piano campagna, i sedimenti presentano un colore grigio e non ci sono tracce visibili di materia organica, per quanto le analisi riportino un valore pari al 15%. Il contenuto in S è quasi nullo, mentre i valori di Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Cu sono relativamente elevati (Fig. 36). Dunque, anche se la colorazione potrebbe suggerire un ambiente anossico riducente, è probabile invece che la riduzione non sia completa e che ci sia un bilancio in pareggio tra processi di adsorbimento e rilascio dell'arsenico da parte degli idrossidi di Fe.

I risultati delle analisi spettrometriche sui campioni si allineano alla distribuzione di arsenico rilevata nell'ambito di studi di dettaglio sulla concentrazione dei metalli e metalloidi nei suoli ad uso agricolo, pubblicate rispettivamente da Regione Emilia-Romagna (paragrafo 4.2.1) e Regione Lombardia (paragrafo 4.2.2).

I valori di arsenico misurati nei paleomeandri del Po delle zone 1 e 2, considerando nell'insieme facies di barra e *clay plug*, spaziano in un intervallo di 3-23 mg/kg, analogo al range di valori (<10-20mg/kg) riportati da Regione Emilia-Romagna per i suoli appartenenti ai depositi di canale ed argine del Fiume Po (UGF 4) nel territorio regionale (Fig. 22). Sebbene lo studio di Cicchella et al. (2015) indichi un tenore di fondo generalmente più alto per i depositi di provenienza alpina nella Pianura lombardo-veneta, dovuto alla composizione delle rocce madri, è anche vero che il contributo alpino sembra diluirsi muovendosi verso il settore di bassa pianura (Fig. 21, paragrafo 4.1). Questa tendenza è confermata dai dati riportati nello studio di Regione Lombardia; in figura 26, i suoli dell'area lombarda sembrano succedersi, da nord a sud, in tre fasce, Cambisol a nord, Luvisol e Cambisol a sud, con un contenuto di arsenico in diminuzione, pari rispettivamente a 30, 23 e 18 mg/kg (Tab. 5).

Nelle zone 3 e 4, grazie alla particolare situazione geomorfologica, quella cioè di depressioni circondate da argine e dossi, l'ambiente palustre si è preservato a lungo e la deposizione di resti organici in ambiente acquatico anossico è continuata stabilmente. Questo fenomeno si riflette nella granulometria fine e nel colore scuro dei sedimenti. Come precedentemente osservato, i suoli torbosi campionati si caratterizzano in generale per l'abbondanza di arsenico. I processi in atto ipotizzabili in questi orizzonti, oltre ad un semplice "fissaggio" del metalloide sui componenti umici, osservando le analisi (Fig. 37) potrebbero essere la precipitazione di solfuri di arsenico e/o il sequestro di arsenico durante la formazione di altri tipi di solfuri in condizioni riducenti. Questa ipotesi appare molto ragionevole, considerati gli alti valori di zolfo misurati. A sostegno di essa, studi precedenti di sedimenti della pianura veneta hanno osservato la peculiare presenza di cristalli sub-microscopici composti solo da arsenico e zolfo, che si sono formati all'interno dei pori, soprattutto in materiali torbosi (Carraro et al., 2013), in accordo con la modellazione geochemica che richiede condizioni molto riducenti per la formazione di solfuri di As.

I valori riscontrati nella facies palustre presente nella zona 3 (Fig. 29) si discostano significativamente dalla zonazione delle distribuzioni di arsenico riportate da Cicchella et al. (2015) e da Regione Lombardia (rispettivamente ai paragrafi 4.1 e 4.2.2). Infatti, i campioni di suolo torboso T5.1 e T6, prelevati rispettivamente nell'Oasi Margonare e nelle Torbiere di Marcaria, presentano elevate concentrazioni di arsenico, comprese tra 34-64 mg/kg. In un contesto di ambiente palustre, in aggiunta a tenori di fondo tendenzialmente alti dati dalla provenienza alpina dei sedimenti, un contributo determinante alle elevate concentrazioni di arsenico potrebbe essere dato dall'abbondante materia organica tipica della facies, per via del processo di sequestro dell'arsenico nei solfuri spiegato precedentemente. Tuttavia, definire il ruolo dell'una o dell'altra causa è tutt'altro che banale: in questi suoli alcalini sono registrate anche le più elevate quantità di Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, per medie concentrazione di S, segno che il processo di riduzione dei sedimenti ad opera della materia organica non è completo, ma che As viene piuttosto sequestrato dagli idrossidi. In conclusione, si può affermare che negli ambienti palustri coesistono più fattori di controllo della mobilità di As, del cui ruolo non vi è ancora una chiara comprensione (Gorny et al., 2015, Smedley et Kinniburgh, 2002; McArthur et al., 2004).

Nella zona 4, i due campioni di T1, rispettivamente con concentrazioni di arsenico di 18 e 20 mg/kg, sono stati prelevati in un settore di pianura alluvionale condiviso dal Fiume Po e dall'Adige (Fig. 30 a); i tenori di fondo di arsenico rilevati da ARPAV in questi depositi di doppia provenienza sono distribuiti in un range di 20-27 mg/kg (Fig. 24, paragrafo 4.2.2). Questi suoli presentano un modesto contenuto di S e relativamente alti valori di Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, analoghi a quelli della facies di clay plug. Tale comportamento potrebbe essere dovuto anche all'opera di bonifica attuata in questo sito, che ha determinato un miglioramento del drenaggio e un approfondimento della falda, instaurando così un ambiente ossidante superficiale.

Le paludi del Busatello, dove sono stati prelevati i campioni T2 e T2.1, sebbene questi si collochino nella stessa fascia di deposizione mista (Fig. 30 b), presentano valori superiori, rispettivamente di 24 e 32 mg/kg, coerenti sia con i valori medi riportati da ARPAV (> 27mg/kg), sia con il range di 18-30mg/kg individuato da Regione Lombardia nei suoli presenti in questa zona (Fig. 24 e Tab.5, paragrafo 4.2.2). La prima causa potrebbe attribuirsi alla maggiore incidenza dei depositi appartenenti all'Unità Deposizionale dell'Adige, generalmente più arricchita in arsenico, rispetto all'Unità Deposizionale del Po. I valori di fondo univoci riportati da ARPAV mostrano un valore di arsenico nell'unità dell'Adige pari a 40 mg/kg (Tab. 4, paragrafo 4.2.2), in particolare nei suoli argillosi ed in quelli ricchi in materia organica che si trovano in aree depresse, e un valore di 28 mg/kg nell'unità del Po (Tab. 4, paragrafo 4.2.2).

Osservando il settore sud-occidentale in figura 25, dove la fascia di divagazione dell'Adige attraversa l'alta e media pianura, si osserva chiaramente un controllo geomorfologico sulla distribuzione spaziale delle facies fluviali e quindi sulla distribuzione di As. Infatti, è proprio nelle depressioni comprese tra i paleodossi dell'Adige che ARPAV misura valori da 20-50 mg/kg e >50 mg/kg. In questo contesto appaiono coerenti l'elevato valore misurato in T3, correlato all'abbondante presenza di materiale organico non drenato, nell'Oasi palustre Vallette-Brusà, e il valore medio registrato in T4, territorio soggetto a bonifica come il suolo di T1.

La relazione complessa tra As e CaO nelle torbe (Fig. 37) non è di facile interpretazione. Nei campioni T2, T2.1 e T3, coesistono elevati valori di S, moderatamente alti valori di CaO e valori superiori a 30 mg/kg di As. Questi dati sembrano suggerire, oltre che la precipitazione

di solfuri, un meccanismo di sequestro da parte dei carbonati, possibile solo a pH alcalini: l'ossidazione di notevoli quantità di materia organica, in orizzonti poco drenati, consuma e riduce gli ossidi di Fe rilasciando ioni idrogeno nei sedimenti. T5.1 e T6, al contrario, rivelano una relazione inversa, con la concentrazione di arsenico che diminuisce all'aumento di CaO, quando il carbonato è in concentrazione > 7mg/kg, a sostegno di una riduzione incompleta da parte della materia organica. Purtroppo, il grado di approfondimento di questo studio non è sufficiente a fornire un'interpretazione di maggiore dettaglio dei dati esposti.

In conclusione, i sedimenti di *clay plug* e i depositi palustri costituiscono i loci di concentrazione e possibile rilascio di arsenico negli acquiferi, mentre le barre adiacenti ne sono il mezzo di diffusione. La facies di barra analizzata nello studio non sembra trattenere il metalloide, che probabilmente rimane in soluzione non trovando le condizioni per legarsi in maniera significativa alle litologie siltose, dove presenti. Le coppie di sondaggi su barre e *clay plug* sono state compiute rispettivamente tenendo 1 chilometro di distanza in linea d'aria, quindi è anche possibile che la concentrazione di As disponibile a legarsi a queste distanze dal *clay plug* fosse modesta. Ulteriore considerazione va fatta considerando l'eterogeneità tipica dei sedimenti fluviali. Secondo il modello proposto da Donselaar et al. (2015), i fluidi riducenti che si creano dove la materia organica è presente, prima si arricchiscono di As nei *clay plug*, e poi sotto il peso litostatico dei sedimenti argillosi che tendono a comprimersi, vengono espulsi nelle barre adiacenti, causando anche qui il rilascio di As dagli idrossidi. Sebbene le barre fluviali siano molto permeabili, è anche vero che presentano delle superfici impermeabili interne (i drappi argillosi) che tendono ad intrappolare i fluidi, rendendo così la distribuzione spaziale dell'arsenico di difficile previsione.

## 9 Conclusioni

La diffusione di arsenico all'interno degli acquiferi superficiali ospitati nei sedimenti olocenici delle pianure alluvionali è un'occorrenza di scala mondiale. I casi analizzati in letteratura mostrano che nelle situazioni di contaminazione l'assetto geomorfologico tipico è dato da pianure alluvionali con corsi d'acqua meandriformi e corpi sedimentari sabbiosi di barra di meandro adiacenti a paleovalle nastriformi colmati da *clay plug* argillosi. I corpi idrici e i sedimenti fini di *clay plug* che bordano le anse fluviali sono identificati come le fonti di accumulo della materia organica in condizioni di scarsa ossigenazione sotto il livello della falda, concomitanza di fattori che causa la riduzione degli idrossidi di Fe contenenti As e la contemporanea precipitazione di solfuri. Questo studio è stato focalizzato nella porzione centrale della Pianura Padana, nei dintorni di Piacenza e Cremona, dove si osservano anse abbandonate del fiume Po di grandi dimensioni, ma anche nella pianura veneta, dove sono presenti ampie aree depresse racchiuse da paleodossi dell'Adige. Precedenti studi condotti a scala nazionale e regionale, nell'ambito della distribuzione degli elementi potenzialmente tossici in queste zone, hanno evidenziato la presenza di valori di As superiori al limite di legge di 20 kg/mg in concomitanza dei sedimenti di argine e canale sia nella piana di divagazione del Fiume Po che in quella del Fiume Adige. L'individuazione degli elementi geomorfologici da investigare è stata eseguita tramite telerilevamento, con foto satellitari estratte dall'archivio di Google Earth, e tramite la consultazione delle banche dati geologiche e della cartografia esistente. Il campionamento è stato condotto mediante sondaggi eseguiti alla profondità di 6/7 metri (carotaggi) e attraverso prelievi superficiali

(trivellate a meno di un metro di profondità). I campioni sono stati prelevati e suddivisi secondo un criterio sedimentologico in tre facies di appartenenza. La loro composizione chimica è stata ottenuta grazie ad un'analisi spettrometrica a fluorescenza a raggi X, e i dati sono stati elaborati in diagrammi binari. I principali risultati di questo studio possono essere così riassunti:

- La ricostruzione geomorfologica dell'ambiente di pianura alluvionale è un punto di partenza fondamentale per l'individuazione di hotspot di concentrazione di arsenico. Infatti, i loci di accumulo di As si caratterizzano per la topografia depressa e l'isolamento rispetto agli apporti sedimentari del fiume. I paleovalvi del Po si presentano in anse depresse colmate da sedimenti di *clay plug* di colore scuro, delimitate a nord da una scarpata di terrazzo e nettamente distinti a sud dai sedimenti sabbiosi, topograficamente in rilievo, di barra di meandro. Le aree palustri nella pianura veneta sono zone subsidenti composte da terreni fini, situate a quote inferiori rispetto ai paleodossi o all'attuale tracciato del Fiume Adige; in passato erano soggette a sporadiche ma significative inondazioni, in seguito alle quali potevano rimanere sommerse per molto tempo, se non in maniera definitiva, laddove la falda si trovava alla quota del piano campagna.
- Le tre associazioni di facies individuate riflettono le caratteristiche sedimentologiche dei sedimenti di bassa pianura. La facies di barra fluviale presenta litologie grossolane, quali ghiaie e sabbie, che localmente passano verso l'alto a silt, coerentemente con i cambiamenti di regime fluviale, che determinano fluttuazioni negli apporti di sedimento. La facies di *clay plug* comprende le granulometrie più fini, con predominanza di argille, e presenta una certa quantità di materiale organico; quando il meandro viene abbandonato l'energia del sistema diminuisce ed è possibile la deposizione del materiale organico ed inorganico per decantazione. La facies palustre si caratterizza, infine, per il colore scuro e l'abbondanza di materia organica decomposta.
- L'arsenico si distribuisce nelle tre associazioni di facies in base al contenuto in idrossidi di Fe e Mn, minerali argillosi (fillosilicati) e materia organica. Di conseguenza, le barre presentano le più basse concentrazioni di As, inferiori ai 12 mg/kg; i *clay plug* mostrano tendenzialmente valori medio-alti, da 6 a >20 mg/kg, a seconda del contenuto in materia organica, in stato ridotto o meno; le torbe, infine, sono i sedimenti che più di tutti tendono a catturare e trattenere l'arsenico disponibile, con valori che frequentemente superano i 30 mg/kg.

In conclusione, questo studio ha validato in Pianura Padana la correlazione tra elementi geomorfologici e contenuto in arsenico proposta dal modello di Donselaar et al., (2016), dimostrando che la geomorfologia e i processi sedimentari operanti nell'ambiente deposizionale fluviale hanno un controllo determinante sulla distribuzione spaziale delle facies, e quindi sulla distribuzione di As. Se, da un lato, le conoscenze attuali permettono quindi di individuare con buona probabilità i loci di accumulo di arsenico sulla base dei criteri geomorfologici utilizzati anche in questo studio, prevederne la possibile diffusione ad ampio raggio negli acquiferi basandosi unicamente su criteri geologici non è cosa banale. L'architettura deposizionale fluviale, con i contrasti di permeabilità che la caratterizzano, causa una naturale compartimentalizzazione dell'acquifero, e di conseguenza la formazione di possibili trappole per l'arsenico, che potrebbero spiegare l'eterogeneità nella distribuzione spaziale del metalloide.

## **Ringraziamenti**

Per il contributo dato alla realizzazione di questo studio, si ringraziano i proprietari dei terreni privati, l'associazione naturalistica Valle del Brusà, il WWF Veronese, l'ente Parco Oglio Sud e l'associazione Oasi Margonare, per aver acconsentito allo svolgimento delle attività di campionamento nei terreni da loro amministrati, per la condivisione di materiale scientifico e per l'interesse e la disponibilità dimostrati in prima persona dalle figure di rappresentanza con cui gli Autori si sono interfacciati.

Si ringrazia l'Università di Leeds, nella persona del Dr. Luca Colombera, per il contributo dato allo sviluppo del progetto di studio.

Si ringraziano inoltre i colleghi dell'Università di Bologna che hanno messo a disposizione la loro esperienza nelle fasi cruciali del campionamento.

Si ringrazia infine lo studio di architettura Gualdrini per l'aiuto dato nella fase iniziale di raccolta dati.

## Bibliografia

Acharyya, S.K., Lahiri, S. , B.C. Raymahashay, B.C., Bhowmik, A. ,2000. Arsenic toxicity of groundwater in parts of the Bengal basin in India and Bangladesh: the role of Quaternary stratigraphy and Holocene sea-level fluctuation. *Environmental Geology* 39 (10) September 2000.

Acharyya, S.K., Shah, A.B., 2007. Groundwater arsenic contamination affecting different geologic domains in India—a review: influence of geological setting, fluvial geomorphology and Quaternary stratigraphy. *Journal of Environmental Science and Health Part A*, 42:12, 1795-1805.

Amorosi A., Bruno, L., Campo, B., Morelli ,A., Rossi, V., Scarponi, D., Hong, W., Bohacs, K.M., Drexler, T.M., 2017. Global sea-level control on local parasequence architecture from the Holocene record of the Po Plain, Italy. *Marine and Petroleum Geology* 87 (2017) 99-111.

Amorosi A., Colalongo M.L., Pasini G., Preti D. (1999). Sedimentary response to Late Quaternary sea-level changes in the Romagna coastal plain (Northern Italy), *Sedimentology*, 46, 99- 121.

Amorosi A., Colalongo M.L., Fusco F., Pasini G., Fiorini F. (1999a). Glacio-eustatic control of continental-shallow marine cyclicity from Late Quaternary deposits of the southeastern Po Plain (Northern Italy), *Quaternary Research*, 52, 1-13.

Amorosi, A., Colalongo, M.L., Fiorini, F., Fusco, F., Pasini, G., Vaiani, S.C., Sarti, G., 2004. Palaeogeographic and palaeoclimatic evolution of the Po Plain from 150-ky core records. *Glob. Planet. Chang.* 40, 55–78.

Amorosi A. & Colalongo M.L. (2005). The linkage between alluvial and coeval nearshore marine succession: evidence from the Late Quaternary record of the Po River Plain, Italy. In: M. Blum and S. Marriott (Eds.) *Fluvial Sedimentology*, IAS Special Publication.

Amorosi, A., Pavesi, M., Ricci Lucchi, M., Sarti, G., Piccin, A., 2008. Climatic signature of cyclic fluvial architecture from the Quaternary of the central Po Plain, Italy. *Sediment. Geol.* 209, 58–68.

Amorosi, A. e Pavesi, M. (2010) – Aquifer stratigraphy from the middle-late Pleistocene succession of the Po Basin. *Mem. Descr. Carta Geol. D'It.*, XC, 7-20.

Amorosi, A., Bruno, L., Campo, B., Morelli, A., 2015. The value of pocket penetration tests for the high-resolution palaeosol stratigraphy of late Quaternary deposits. *Geol. J.* 50, 670–682.

ARPAV, 2019. Metalli e metalloidi nei suoli del Veneto - Definizione dei valori di fondo. Edizione 2019. <https://www.arpa.veneto.it/arpavinforma/pubblicazioni/metalli-e-metalloidi-nei-suoli-del-veneto-definizione-dei-valori-di-fondo.-edizione-2019>

- Bassetti M., & Borsato A., 2005. Evoluzione geomorfologia della Bassa Valle dell'Adige dall'ultimo massimo glaciale: sintesi delle conoscenze e riferimenti ad aree limitrofe. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., 82 (2005)© Museo Tridentino di Scienze Naturali, Trento 2007.
- Bersezio R., Pavia F., Baio M., Bini A., Felletti F. & Rodondi C., 2004. Aquifer architecture of the quaternary alluvial succession of the southern Lambro basin (Lombardy - Italy). Italian Journal of Quaternary Sciences 17(2/1), 2004, 361 -378.
- Bigi G., Castellarin A., Coli M., Dal Piaz G.V., Sartori R., Scandone P. & Vai G.B., 1990. *Structural Model of Italy scale 1:500.000, sheet 1*. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, SELCA Firenze.
- Boccaletti M., Calamita F., Deiana G., Gelati R., Massari F., Moratti G., Ricci Lucchi F., 1990. Migrating foredeep-thrust belt system in the Northern Apennines and Southern Alps. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 77, 3-14.
- 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.
- Boyle, R.W., Jonasson, I.R., 1973. The geochemistry of As and its use as an indicator element in geochemical prospecting. J. Geochem. Explor. 2, 251-296.
- Bondesan, M., Ferri, R. e Graziani, S. (1992) – Aspetti geomorfologici e problemi paleogeografici della zona fra Bondeno, Finale Emilia e Mirabello nel quadro degli antichi domini idrografici del Secchia, del Panaro e del Reno. In Gelichi, S. - “Un mito e un territorio: Ansalaregina e l'Alto Ferrarese nel Medioevo”. All'Insegna del Giglio (ed), Firenze, 1992, pp. 13-44.
- Bondesan, M. e Castaldini D., 2001. IDROGRAFIA · HYDROGRAPHY. In: Castiglioni, G.B., Pellegrini, G.B. (Eds.), Illustrative Notes of the Geomorphological Map of Po Plain (Italy). Geografia Fisica Dinamica Quaternaria (Suppl. 4), pp. 33-44
- Bruno, L., Piccin, A., Sammartino, I., Amorosi, A., 2018. Decoupled geomorphic and sedimentary response of Po River and its Alpine tributaries during the last glacial/post-glacial episode. Geomorphology 317 (2018) 184-198.
- Burrato P., Ciucci F., Valensise G. (2003) - An inventory of river anomalies in the Po Plain, Northern Italy: evidence for active blind thrust faulting. Ann. Geo-phys. 46 (5), 865-882
- Càceres, L., Gruttner, E., Contreras, R., 1992. Water recycling in arid regions—Chilean case. Ambio 21, 138-144.
- Campo, B., Amorosi, A., Bruno, L., 2016. Contrasting alluvial architecture of late Pleistocene and Holocene deposits along a 120-km transect from the central Po Plain (northern Italy). Sediment. Geol. 341, 265-275

Carminati, E., Doglioni, C., 2012. Alps vs. Apennines: the paradigm of a tectonically asymmetric Earth. *Earth Sci. Rev.* 112, 67–96

Castaldini, D. (1987) – Evoluzione della rete idrografica centropadana in epoca protostorica e storica. In: Convegno “Insediamenti e viabilità nell’Alto Ferrarese dall’età romana al medioevo”. Cento, 8-9 Maggio 1987

Castaldini, D. (1989) – Geomorfologia della Bassa Pianura Padana modenese e dei territori limitrofi. In “Mirandola e le valli, immagini e documenti”. Tip. Golnelli, Mirandola, 25-37.

Castellarin A., Vai G.B., 1986. Southalpine Versus Po Plain Apenninic Arcs. *Developments in Geotectonics Volume 21*, 1986, Pages 253-258, 261-280

Castellarin A., Gian Battista 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* 414 (2006) 203 – 223.

Castellarin A. , Nicolich R., Fantoni R., Cantelli L., Sella M. , Selli L., 2006. Structure of the lithosphere beneath the Eastern Alps (southern sector of the TRANSALP transect). *Tectonophysics* 414 (2006) 259 – 282.

Castiglioni, G.B., Biancotti, A., Bondesan, M., Cortemiglia, G.C., Elmi, C., Favero, V., Gasperi, G., Marchetti, G., Orombelli, G., Pellegrini, G.B., Tellini, C., 1999. Geomorphological map of the Po Plain, Italy, at a scale of 1:250 000. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 1115–1120.

Castiglioni, G.B., 2001. Response of the fluvial system to environmental variations. In: Castiglioni, G.B., Pellegrini, G.B. (Eds.), *Illustrative Notes of the Geomorphological Map of Po Plain (Italy)*. *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria (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.

Carraro A, Fabbri P, Giaretta A, Peruzzo L, Tateo F, Tellini F., 2013. Arsenic anomalies in shallow Venetian Plain (Northeast Italy) groundwater. *Environ Earth Sci* 2013, 70:3067-3084.

Cicchella D., De Vivo B., Dinelli E., Albanese S., Giaccio L., Valera P., Lima A., 2015. GEMAS: Spatial distribution of chemical elements in agricultural and grazing land soil of Italy. *Journal of Geochemical Exploration* 154 (2015) 129–142

Costa M., (2003). The buried, Apenninic arcs of the Po Plain and northern Adriatic Sea (Italy): a new model. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 2003, vol. 122, N. 1, pp. 3-23.

Del Razo, L.M., Hernández, J.L., García-Vargas, G.G., Ostrosky-Wegman, P., Cortinas de Nava, C., Cebrián, M.E., 1994. Urinary excretion of arsenic species in a human population

chronically exposed to arsenic via drinking water. A pilot study. In: Chappell, W.R., Abernathy, C.O., Cothorn, C.R. (Eds.), *Arsenic Exposure and Health*, 91–100. Science and Technology Letters, Northwood.

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geysant, J., Lepvirer, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazchenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from Atlantic to the Pamirs since the Lias. In: Aubouin, J., Le Pichon, X., Monin, A.S. (Eds.), *Evolution of the Tethys*. *Tectonophy*, 123, pp. 241–315.

Desbarats, A.J., Koenig, C.E.M., Pal, T., Mukherjee, P.K., Beckie, R.D., 2014. Groundwater flow dynamics and arsenic source characterization in an aquifer system of West Bengal, India. *Water Resour. Res.* 50, 4974–5002.

De Vivo B., Dinelli E., Cicchella D., Albanese S., Giaccio L., Valera P., Lima A., 2015. Distribuzione dell'arsenico nei suoli agricoli e nelle acque in Italia nell'ambito delle attività dell'EuroGeoSurvey Geochemistry Expert Group. Convegno Arsenico nelle catene alimentari Roma 4-5 giugno 2015

Donselaar, M.E., Ajay G. Bhatt, Ashok K. Ghosh, 2017. On the relation between fluvio-deltaic flood basin geomorphology and the wide-spread occurrence of arsenic pollution in shallow aquifers. *Science of the Total Environment* 574 (2017), 901–913.

Donselaar, M.E., Overeem, I., 2008. Connectivity of fluvial point-bar deposits: An example from the Miocene Huesca fluvial fan, Ebro Basin, Spain. *AAPG Bulletin*, v. 92, no. 9 (September 2008), pp. 1109–1129.

Fantoni, R., Franciosi, R., 2010. Tectono-sedimentary setting of the Po Plain and Adriatic foreland. *Rend. Fis. Acc. Lincei*. 21 (1), S197–S209.

Ferrari I., Pellegrini M., 2007. Un Po di carte – La dinamica fluviale del Po nell'Ottocento e le tavole della Commissione Brioschi. Edizioni Diabasis (2007).

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., Marchetti M., 2014, Alluvial fans and megafans along the southern side of the Alps, *Sedimentary Geology*, 301, pp. 150-171.

Gasperi G., 2001. **Schema strutturale dell'area – Structural setting of the study area**. In: Castiglioni, G.B., Pellegrini, G.B. (Eds.), *Illustrative Notes of the Geomorphological Map of Po Plain (Italy)*. *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria (Suppl. 4)*, pp. 45-54

Ghielmi M., Minervini M., Nini C., Rogledi S., Rossi M., 2013. **Late Miocene–Middle Pleistocene sequences in the Po Plain-Northern Adriatic Sea (Italy): the stratigraphic**

**record of modification phases affecting a complex foreland basin** Mar. Pet. Geol., 42 (2013), pp. 50-81

Gorny J., Billon G., Lesvena L., Dumoulin D., Madé B., Noiriél C., 2015. Arsenic behavior in river sediments under redox gradient: A review. *Science of the Total Environment* 505 (2015) 423–434

K.A. Hudson-Edwards , S.L. Houghton, A. Osborn, . Extraction and analysis of arsenic in soils and sediments. *Trends in Analytical Chemistry*, Vol. 23, No. 10–11, 2004.

Kercsmár, ZS. (ed.), Budai, T., Csillag, G., Selmeczi, I., Sztanó, O. 2015. Surface geology of Hungary. Explanatory notes to the Geological map of Hungary (1:500 000). — Geological and Geophysical Institute of Hungary, Budapest.

Larue, D.K., Hovadik, J., 2006. Connectivity of channelized reservoirs: a modelling approach. *Petroleum Geoscience*, Vol. 12 2006, pp. 291–308.

Larue, D.K., Hovadik, J., 2007. Static characterizations of reservoirs: refining the concepts of connectivity and continuity. *Petroleum Geoscience*, Vol. 13 2007, pp. 195–211.

Marchetti M., 2001. Forme e depositi fluviali, fluvioglaciali, lacustri ~ fluvial, fluvioglacial and lacustrine forms and deposits. In: Castiglioni, G.B., Pellegrini, G.B. (Eds.), *Illustrative Notes of the Geomorphological Map of Po Plain (Italy)*. *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria* (Suppl. 4), pp. 165–188

Marchi Nazaria, Ungaro Fabrizio, 2019. Carta del Fondo naturale-antropico della Pianura emiliano-romagnola, scala 1: 250.000 - As, Cd, Cr, Cu, Ni, Pb, Sn, V, Zn. Servizio Geologico Sismico e dei Suoli - Regione Emilia-Romagna. <https://datacatalog.regione.emilia-romagna.it/catalogCTA/dataset/carta-del-fondo-naturale-antropico>.

McArthur, J. M., Ravenscroft, P., Safiulla, S., Thirlwall, M. F., 2001. Arsenic in groundwater: Testing pollution mechanisms for sedimentary aquifers in Bangladesh. *Water resources research*, vol. 37, no. 1, pages 109-117, january 2001.

McArthur, J.M., Banerjee, D.M., Hudson-Edwards, K.A., Mishra, R. , R. Purohit, R. , Ravenscroft, P., Cronin, A., Howarth, R.J., Chatterjee, A., Talukder, T., Lowry, D., Houghton, S., Chadha, D.K., 2004. Natural organic matter in sedimentary basins and its relation to arsenic in anoxic ground water: the example of West Bengal and its worldwide implications. *Applied Geochemistry* 19 (2004) 1255–1293.

Molinari F.C., Boldrini G., Severi P., Dugoni G., Rapti Caputo D. E Martinelli G., (2007). *Risorse idriche sotterranee della Provincia di Ferrara. Parte Prima*, Ferrara, pp.1-60.

Molinari, F.C. e Pizziolo, M. (Ed) (2009) – Note illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000, Foglio 202 San Giovanni in Persiceto. ISPRA, Servizio Geologico d’Italia, pp. 104.

Muttoni G., Carcano C., Garzanti E., Ghielmi M., Piccin A., Pini R., Rogledi S., Sciunnach D., (2003). Onset of major Pleistocene glaciations in the Alps. *Geology* 31, 989-992.

Napoli R. & Armiento, Giovanna & D'Amato, Marilena & Fabietti, Gabriele & Garlato, Adriano & Ghergo, Stefano & Guermandi, Marina & Marchi, Nazaria & Preziosi, Elisabetta & Proposito, Marco & Ragazzi, Francesca & Cubadda, Francesco. (2015). Presenza dell'arsenico nei suoli agricoli e nelle acque sotterranee in Italia: importanza dei determinanti geogenici e antropici per la gestione del rischio per la salute umana. Convegno Arsenico nelle catene alimentari Roma 4-5 giugno 2015

Nicolli, H.B., Suriano, J.M., Peral, M.A.G., Ferpozzi, L.H., Baleani, O.A., 1989. Groundwater contamination with arsenic and other trace-elements in an area of the Pampa, province of Córdoba, Argentina. *Environ. Geol. Water Sci.* 14, 3–16.

Nordstrom K. D., 2002. Worldwide occurrences of Arsenic in groundwater. *SCIENCE*, Vol 296, 21 JUNE 2002. [www.sciencemag.org](http://www.sciencemag.org)

PIANO DELLA RISERVA NATURALE "Torbiere di Marcaria" (Art. 14, L.R. 30 novembre 1983, n. 86).

Papacostas, N.C., Bostick, B.C., Quicksall, A.N., Landis, J.D., Sampson, M., 2008. Geomorphic controls on groundwater arsenic distribution in the Mekong River Delta, Cambodia. *Geology*, November 2008; v. 36; no. 11; p. 891–894.

Pavesi M., 2008. Phd. Architettura stratigrafica dei depositi medio e tardoquaternari del bacino padano, finalizzata alla caratterizzazione geometrica degli acquiferi. [http://amsdottorato.unibo.it/1432/1/pavesi\\_marta\\_tesi.pdf](http://amsdottorato.unibo.it/1432/1/pavesi_marta_tesi.pdf)

Pieri, M., Groppi, G., 1981. Subsurface Geological Structure of the Po Plain, Italy. P.F. Geodin. Publ. vol. 414. C.N.R. Roma, pp. 1–23.

Ravazzi, C., Marchetti, M., Zanon, M., Perego, R., Quirino, T., Deaddis, M., De Amicis, M., Margaritora, D., 2013. Lake evolution and landscape history in the lower Mincio River valley, unraveling drainage changes in the central Po Plain (N-Italy) since the Bronze Age. *Quat. Int.* 288, 195–205.

Ravenscroft, P., Brammer, H., Richards, K., 2009. Arsenic in Asia. In: Ravenscroft, P., Brammer, H., Richards, K. (Eds.), *Arsenic Contamination: A Global Synthesis*. Wiley-Blackwell, Oxford, UK, pp. 318–386.

Regione Lombardia, Eni Divisione AGIP, 2002. *Geologia degli acquiferi Padani della Regione Lombardia*. S.EL.CA. (Firenze) (in Italiano).

Ricci Lucchi F., Colalongo M.L., Cremonini G., Gasperi G., Iaccarino S., Papani G., Raffi S. e Rio D., 1982. evoluzione sedimentaria e paleogeografia nel margine appenninico. In: G. Cremonini and F. Ricci Lucchi (Eds.), *Guida alla Geologia del margine appenninico-padano*, Guida Geol. Reg., S.G.I., 17-46.

Ricci Lucchi F., 1986. Oligocene to Recent foreland basins of northern Apennines. In: PH. Allen and P. Homewood (Eds.), *Foreland Basins*, IAS Special Publication No. 8, 105-139.

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. 1/2002 pp. 127-142 ISSN: 0392-0631

Rossi M., Minervini M., Ghielmi M., Rogledi S., 2015. **Messinian and Pliocene erosional surfaces in the Po Plain-Adriatic Basin: Insights from allostratigraphy and sequence stratigraphy in assessing play concepts related to accommodation and gateway turnarounds in tectonically active margins.** [Marine and Petroleum Geology Volume 66, Part 1](#), September 2015, Pages 192-216.

Smedley, P.L., Kinniburgh, D.G., 2002. A review of the source, behaviour and distribution of arsenic in natural waters. *Applied Geochemistry* 17 (2002) 517–568.

Stuckey J.W., Schaefer, M.V., Kocar, B.D., Dittmar J., Pacheco, J.L., Benner, S.G., Fendorf, S., 2014. Peat formation concentrates arsenic within sediment deposits of the Mekong Delta. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 149 (2015) 190–205

Tellini C. & Pellegrini L., 2001 **Forme di origine tettonica – Tectonic landforms.** In: Castiglioni, G.B., Pellegrini, G.B. (Eds.), *Illustrative Notes of the Geomorphological Map of Po Plain (Italy)*. *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria* (Suppl. 4), pp. 55-68

Toscani G, Bonini L, Ahmad M.I., Di Bucci D., Di Giulio A., Seno S., Galuppo C. 2014. Opposite verging chains sharing the same foreland: Kinematics and interactions through analogue models (Central Po Plain, Italy). *Tectonophysics* 633 (2014) 268–282.

Violante A., 2015. Fattori che influenzano la mobilità e la biodisponibilità dell'arsenico nel sistema suolo. *Convegno Arsenico nelle catene alimentari Roma 4-5 giugno 2015*.

Zuffetti C., Bersezio R., Trombino L., 2018. Significance of the morphological and stratigraphic surfaces in the quaternary po plain: the San Colombano tectonic relief (Lombardy, Italy). *Alpine and Mediterranean Quaternary*, Vol. 31 (Quaternary: Past, Present, Future - AIQUA Conference, Florence, 13-14/06/2018), 257 – 260.

Zuffetti C., Bersezio R., Contini D. & Petrizzo M.R. , 2018. Geology of the San Colombano hill, a Quaternary isolated tectonic relief in the Po Plain of Lombardy (Northern Italy), *Journal of Maps*, 14:2, 199-211

Zuffetti C., Bersezio R., Trombino L., Irene Z, 2018. Soil evolution and origin of landscape in a late Quaternary tectonically mobile setting: The Po Plain-Northern Apennines border in Lombardy (Italy). *Catena* 171 (2018) 376–397.

Wang, Y., Pia, K., Fendorf,S., Deng,Y., Xie,X., 2019. Sedimentogenesis and hydrobiogeochemistry of high arsenic Late Pleistocene-Holocene aquifer systems. *Earth-Science Reviews* 189 (2019) 79–98.

World Health Organization, 1993. *Guidelines for Drinking-Water Quality*. 2nd ed. Recommendations vol. 1 pp. 41–42 (47)