

# Evoluzione paleoidrografica della pianura veneta meridionale e rapporto Uomo-Ambiente nell'Olocene

Silvia Piovan\*

\* XX Ciclo

*ABSTRACT – This multidisciplinary research studies the palaeohydrography of the distal part of the Adige and Po alluvial plain (north-eastern Italy) for understanding man-environment relations during the Late Holocene. The southern Venetian plain corresponds to the distal tracts of the Adige and Po alluvial systems. Archaeological investigations in this area, indicate the existence of a complex settlement network, starting in the Bronze Age (2200-1000 B.C.) and continuing in the Iron Age (1000-200 B.C.) and Roman times (200 B.C.-476 A.D.) with a well-preserved Roman centuria. The reconstruction of the palaeoenvironmental conditions during the Late Holocene has been mainly based on remote sensing interpretation and archaeological data. In this research, new geomorphological, chronostratigraphical and petrographical data are presented, in order to provide better insights on the man-environment relationships in the study area.*

## 1. Introduzione

La pianura alluvionale costituisce una delle più diffuse forme del paesaggio terrestre.

Essa si forma ed evolve dalla sovrapposizione e interdigitazione di precedenti piane di esondazione (Bridge, 2003). La pianura alluvionale è un complesso di unità morfologiche, tra cui si ricordano i corpi di canale, le forme di meandro, le barre fluviali, gli argini, le depressioni ed i ventagli di rotta, che portano all'origine di strutture sedimentarie caratteristiche.

Le pianure alluvionali hanno sempre attirato l'attenzione dell'uomo, dato che costituiscono un ambiente particolarmente favorevole per gli insediamenti. In particolare, la pianura veneta meridionale è attraversata dai due principali fiumi italiani che, oltre ad averla formata e modellata, l'hanno resa un luogo interessante per lo sviluppo antropico e la mettono in stretto contatto con il vicino mare Adriatico.

Numerose sono le ricerche archeologiche effettuate nell'area di studio, che hanno evidenziato importanti testimonianze della presenza umana già dall'età del Bronzo (Bellintani e Zerbinati, 1984; Bellintani, 1986; Salzani, 1992) e del Ferro (De Min, 1984; Peretto, 1994; Harari, 1998). Ad esse si sono spesso affiancati studi paleoambientali, applicati a contesti areali limitati (Balista, 2004; Ballotta, 1993) o che, pur estendendosi ad ambiti regionali, si sono basati principalmente su analisi telerilevate (Peretto, 1986; Marcolongo, 1987).

Pur analizzando strutture geomorfologiche che hanno già attirato l'attenzione degli studiosi paleoambientali per le loro provate o possibili connessioni con importanti ritrovamenti archeologici o particolari vicende storico-geografiche, questa tesi di dottorato cercherà di dare un contributo alla comprensione della stratigrafia regionale non solo attraverso il telerilevamento ma anche e soprattutto avvalendosi di una serie di transetti di sondaggi manuali.

L'acquisizione di nuovi dati riguardo alla sequenza sedimentaria olocenica, la cui conoscenza è spesso lacunosa in altre aree della pianura veneta, a causa dell'affioramento diretto di depositi più antichi, si è avvalsa anche di radiodatazioni al <sup>14</sup>C presso laboratori specializzati, e analisi petrografica di sabbie, effettuata in collaborazione con la Prof.ssa Cristina Stefani del Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova.

La multidisciplinarietà della ricerca ha visto inoltre la raccolta di dati geomorfologici, mediante l'analisi del microrilievo, del telerilevamento, della cartografia storica e attraverso il rilevamento di campagna.

## 2. Inquadramento geografico

L'area di studio (Fig. 1) ricade nella porzione sudorientale della regione Veneto. È centrata in senso longitudinale sul confine, segnato dall'Adige, tra le province di Padova e Rovigo e si colloca tra il capoluogo polesano ad ovest, e la laguna di Venezia ad est. Il territorio, è caratterizzato da una spiccata individualità geografica, dovuta all'evoluzione fluviale atesina e padana che ha portato, nel corso del tempo, profondi mutamenti del suolo e del paesaggio.

L'Adige, secondo fiume d'Italia per lunghezza (circa 410 km) e terzo per estensione del bacino idrografico (12.200 km<sup>2</sup>), attraversa l'area di studio in senso longitudinale; gli altri due fiumi importanti che interessano l'area di studio sono il Tartaro – Canalbianco ed il Fratta.

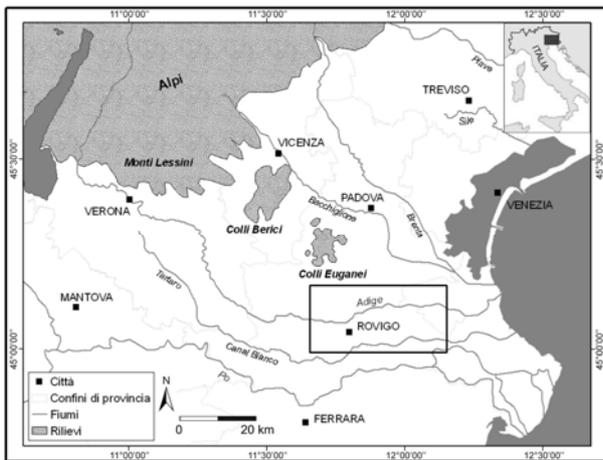


Fig. 1 – Area di studio: bassa pianura Padano-Atesina, centrata lungo il corso attuale del fiume Adige.

### 3. Inquadramento geologico

Durante il Mesozoico, l'area dell'attuale Pianura Padana viene a costituire l'avampaese comune delle catene alpina ed appenninica, in formazione. In particolare, il bacino Veneto, separato da quello Lombardo dal cuneo dei Lessini, fu oggetto di deposizione di flysch dal cretaceo superiore al Terziario inferiore (Massari *et al.*, 1986). Poi, dal Paleocene al Miocene esso costituisce l'avanfossa della catena dinarica che, con le sue estreme propaggini sudovest vergenti, delimita ad est la pianura stessa (Massari, 1990).

Dall'Oligocene, l'intero bacino padano si evolve in avanfossa per il Sudalpino e, dal Messiniano, per l'Appennino (Boccaletti *et al.*, 1990).

Dal punto di vista strutturale, l'area di studio è collocata al confine tra la monoclinale pedealpina e la parte più settentrionale della monoclinale adriatica (Pieri & Groppi, 1981), segnata dalla faglia trascorrente Schio-Vicenza (Zanferrari *et al.*, 1982) e che costituisce un importante elemento attivo per quanto concerne la neotettonica della Pianura Veneta.

Dal Pliocene, l'area di studio è interessata da una subsidenza generalizzata che crea spazio di accomodamento per la deposizione di molte centinaia di metri di sedimenti fluviali (tra i 700 e i 1000 metri durante il Quaternario) (Pieri e Groppi, 1981).

### 4. Inquadramento geomorfologico

La Pianura Padano-Atesina si colloca tra la Pianura Veneto-Friulana, costituita dai megafan del Brenta, del Piave, del Tagliamento, di Cormor, del Torre, dell'Isonzo e di conoidi minori (Fontana *et al.*, in stampa), a nordest, e la Pianura Padana (*sensu strictu*) a sud e ad ovest (MURST, 1997).

La porzione più superficiale della Pianura Padano-Atesina si è formata nel corso dell'Olocene superiore grazie all'attività sedimentaria dell'Adige, del Tartaro e del Po (Castiglioni, 1999).

#### 4.1. Evoluzione stratigrafico-sedimentaria in funzione delle variazioni eustatiche e del clima, a partire dal MIS2

Durante l'ultimo massimo glaciale si ebbe l'ultima fase di stazionamento basso (*lowstand*) del livello relativo del mare, dovuta all'abbassamento glacio-eustatico dell'LGM, in cui la linea di costa si trovava alla latitudine dell'attuale città di Ancona (Correggiari *et al.*, 1996).

Studi dettagliati riguardo all'architettura stratigrafica del sottosuolo dell'area deltizia (Bondesan *et al.*, 1995; Amorosi *et al.*, 1999, 2003, 2005; Stefani e Vincenzi, 2005) mostrano come la successione olocenica, spesso fino a poche decine di metri, sia separata dalla sottostante sequenza alluvionale datata LGM da una superficie di discordanza. Tale superficie è rappresentata, nella Pianura Veneto-Friulana, dal paleosuolo calcico "caranto" (Mozzi *et al.* 2003).

Questa discontinuità ha come conseguenza l'assenza di dati cronostratigrafici in particolare per il periodo compreso tra 14.500 e 8.000 BP. Come riportano Fontana *et al.* (in stampa), questa mancanza di dati sarebbe imputabile ad uno *hiatus* sedimentario dovuto all'attività fluviale limitata entro canali incisi, che non avrebbe portato sedimentazione nella piana di esondazione.

Attorno a 11500 anni BP, in seguito alla deglaciazione, iniziò una fase trasgressiva in cui il livello marino si innalzò fino a raggiungere circa i valori attuali. Questo causò un'aggradazione dei sistemi fluviali e una retrogradazione di tutto il sistema costiero che durò dallo Younger Dryas per tutto il Boreale e fino all'inizio dell'Atlantico.

Durante l'Atlantico, attorno a 6000-5500 anni BP, si ebbe una trasgressione marina che, nella Pianura Padana, portò la linea di costa 20-30 km più ad ovest dell'attuale (Amorosi *et al.*, 2005).

Successivamente, il tasso di risalita del livello relativo del mare non fu più sufficiente a controbilanciare l'apporto sedimentario che cominciò così a prevalere. Iniziò dunque la fase di *highstand* (stazionamento alto), tutt'ora in atto, che portò alla progradazione della linea di costa (11 km negli ultimi 2400 anni) e alla formazione dei sistemi deltizi attuali (Stefani e Vincenzi, 2005).

Durante il Sub-boreale, ed in particolare a circa 3000-2900 BP, si ebbero condizioni climatiche più fredde rispetto al periodo precedente. In questo periodo dovevano essere attivi il Po di Adria ed il ramo più settentrionale del Po.

Tra 2500 e 1500 BP, periodo caratterizzato da un clima fondamentalmente caldo, la struttura idrografica rimase relativamente stabile (Veggiani, 1985 in Stefani e Vincenzi, 2005). Alla stabilità fluviale contribuì peraltro l'intervento antropico, specialmente durante l'epoca romana.

Con l'epoca Tardo Antica – Alto Medievale (in particolare tra 1500 e 1300 BP) si assiste ad un deterioramento delle condizioni climatiche (Bertolani Marchetti, 1966; Panizza 1985; Veggiani, 1994) che

produsse, in coincidenza con il progressivo abbandono delle terre dopo il declino della romanità, disastrosi effetti nella pianura veneta meridionale e romagnola (Cremaschi e Gasperi, 1989).

Dal punto di vista idrografico, a seguito di lunghi periodi di piogge, che determinarono serie di importanti rotte fluviali con inondazioni ed alluvionamenti di vasti territori, molti corsi d'acqua abbandonarono i loro antichi alvei pensili verso aree più depresse (Marcolongo e Zaffanella, 1987).

#### 4.2. Paleoidrografia tardo olocenica della pianura Padano-Atesina

La bassa pianura Padano-Atesina è caratterizzata da una fitta rete di “tracce” fluviali attribuibili ai sistemi idrografici del Po e dell'Adige.

La Fig. 2 illustra una ricostruzione paleoidrografica della pianura veneta meridionale, desunta dall'attuale stato dell'arte (Marcolongo, 1987; Peretto, 1986), riportando inoltre i siti archeologici protostorici di maggiore rilevanza che verranno discussi nel capitolo 7.

I dossi fluviali che segnano i confini dell'area di studio di questa tesi sono stati attribuiti, da vari studiosi, ad antichi paleoalvei del fiume Po.

Secondo Veggiani, 1974, durante il X sec. a.C. il Po si divideva in due tra Brescello e Guastalla: il ramo meridionale, denominato Po di Spina, ed il ramo settentrionale, rappresentato dal Po di Adria attivo, secondo Veggiani, durante l'età del Bronzo e l'inizio dell'età del Ferro (fino al IX-VIII sec. a. C.).

Il suo dosso si snoda verso est con ampie anse per staccarsi, nei pressi di Castelmassa, dall'attuale alveo padano. Esso prosegue poi attraverso Ceneselli, Trecenta, Castelguglielmo, Fratta Polesine, Villamarzana, Rovigo, Adria. Da qui fino a pochi chilometri ad est di Loreo il dosso è seguito dall'attuale corso del Canal Bianco.

Pochi chilometri a sud di Rovigo dal Po di Adria si stacca un antico ramo padano, definito da Castiglioni (1978) “ramo più settentrionale del Po”, che corre in direzione nord-est, toccando gli attuali paesi di Sarzano, Mardimago, San Martino di Venezze. La traccia del dosso è qui ripresa, per il tratto da San Martino di Venezze a Borgoforte, dall'attuale alveo dell'Adige. A Borgoforte esso prosegue, sempre nella medesima direzione, verso Agna, Cona e Conca d'Albero per poi perdersi verso l'area lagunare in direzione di Chioggia (Castiglioni, 1978; Peretto, 1986; Marcolongo e Zaffanella, 1987).

Sono considerati invece più recenti i paleoalvei pensili del Po che si staccano dall'attuale corso padano presso Salara e Stienta.

Passando ai paleoalvei attribuiti al bacino atesino, Marcolongo (1987) descrive il paleoalveo pensile (attivo tra il Bronzo finale e il Tardo Antico – Alto Medioevo) che si snoda in sinistra idrografica

dell'Adige attuale tra Roverchiara e Bonavigo per toccare poi i centri di Minerbe, Bevilacqua, Montagnana, Este (Marcolongo, 1987; Balista, 2004). Il dosso si divide qui in due rami: quello settentrionale prosegue attraverso località Motta verso Monselice, Conselve e Conca d'Albero, dove quasi tocca il già descritto “ramo più settentrionale del Po”. Prosegue poi verso Brenta d'Abba perdendosi verso la laguna. Il ramo meridionale segue invece la direzione N-S, attraverso Mottarelle, Deserto d'Este e S. Urbano fino terminare perpendicolarmente sull'attuale corso dell'Adige.

Il paleoalveo atesino passante per Montagnana ed Este è conosciuto, per la famosa e quantomai dibattuta “Rotta della Cucca”, introdotta nella storiografia rodigina da Camillo (1645-1719) e Carlo Silvestri (1681-1754) sulla base dell'*Historia langobardorum* di Paolo Diacono. Il trattato latino parla invero solo di un *diluvium* che avrebbe avuto luogo nel novembre del 589 d.C.: l'Adige ed il Tevere avrebbero rispettivamente provocato gravi danni a Verona e a Roma. Zerbinati per Accademia dei Concordi (2003) sottolinea il fatto che l'*Istoria agraria* di Camillo Silvestri inventa la “Rotta della Cucca” per interpretare la diversione del fiume nei pressi di Bonavigo. Recenti contributi sull'argomento (Bondesan *et al.* 2002) hanno messo in dubbio la supposta “Rotta della Cucca” ed evidenziato come già prima del 589 d.C. il corso fluviale arrivasse a Badia Polesine come il corso attuale. Balista (2004) riassume la questione citando anche Zaffanella (1979).

A Canove di Legnago, si stacca dall'attuale corso un dosso atesino attivo forse fino al Medioevo (Marcolongo, 1987), su cui sorgono i paesi di Terrazzo, Merlara e Castelbaldo: qui la traccia si innesta nuovamente nel fiume attuale.

Età	Epoca	Fase	Inizio	Periodi climatici	
Olocene	Medioevo	basso	1000 d.C.	Subatlantico	
		alto	476 d.C.		
	Romano	tarda	200 d.C.		
		imperiale	40 a.C.		
		repubblicana	200 a.C.		
	Ferro	secondo	600 a.C.		
		primo	950 a.C.		
	Bronzo	finale	1150 a.C.		Subboreale
		recente	1450 a.C.		
		medio	1800 a.C.		
antico		2200 a.C.			

Tab. 1 – Schema cronologico semplificato delle fasi archeologiche in Italia nordorientale (modif. da Fontana, 2006).

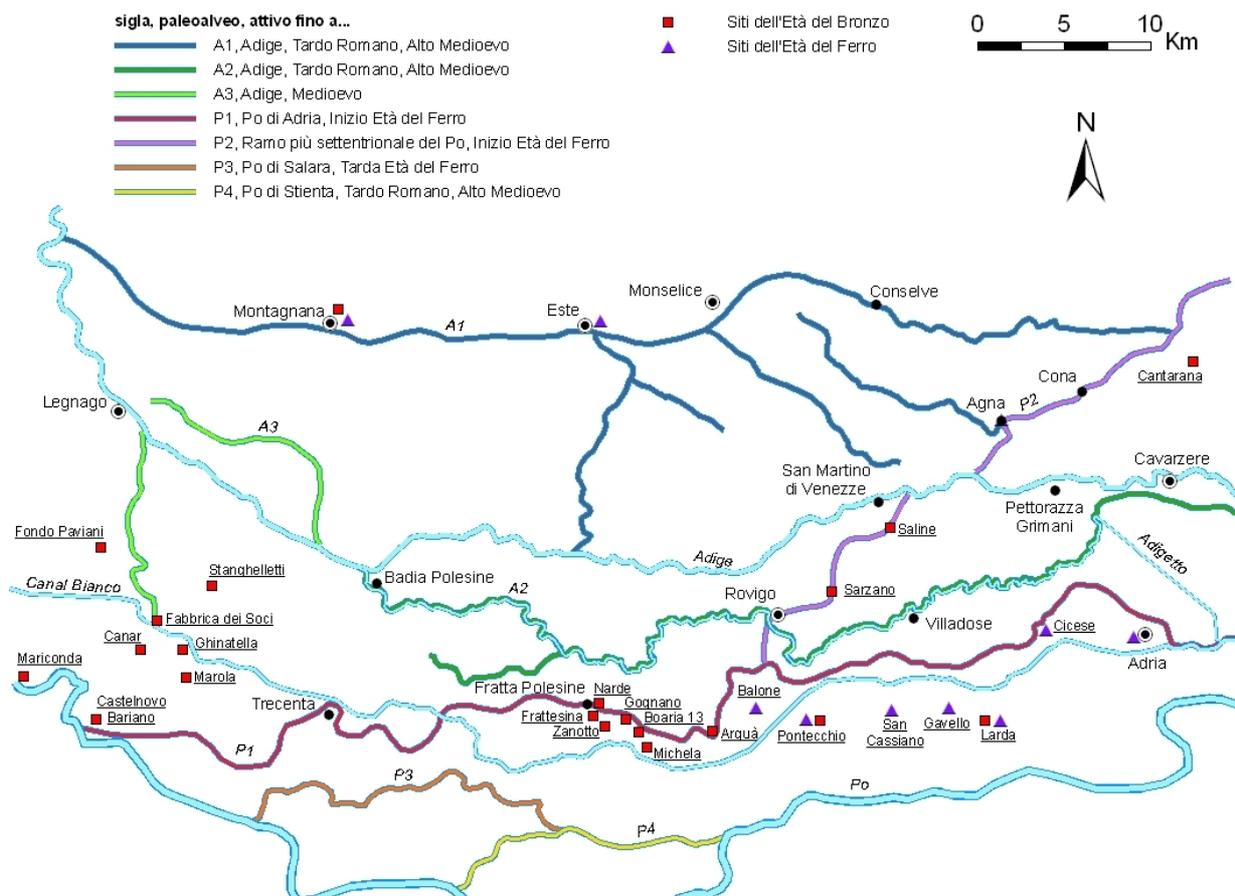


Fig. 2 – Schema semplificato della paleoidrografia della pianura Padano-Atesina con riportati i maggiori siti archeologici protostorici. In azzurro, l'idrografia principale attuale e, in vari colori, le tracce dei paleoalvei padani e atesini.

Poco più a valle, presso Badia Polesine, si diparte, dalla destra idrografica, il Naviglio Adigetto. Esso scorre entro un paleoalveo pensile atesino che, secondo Peretto (1986), era già attivo durante l'epoca romana.

Egli sottolinea anche il legame “diretto” tra l'attività dell'Adigetto in età Romana e l'agro centuriato di Adria, estendendo quindi la presenza di un paleoalveo atesino anche al tratto ad est di Rovigo, attraverso Villadose, Cambio, Ca' Tron e Fasana.

## 5. Contesto storico e archeologico

In Tab. 1 viene riportato uno schema cronologico valido per l'Italia nordorientale a partire dall'età del Bronzo antico.

### 5.1. Età del Bronzo

Il più antico insediamento umano finora rinvenuto in Polesine è quello rappresentato dalla palafitta di Canar, sorta tra il 1940 e il 1850 a.C. presso un'area paludosa formata dal fiume Tartaro (Balista e De Guio, 1997), appartenente alla cultura di Polada.

Durante il Bronzo medio (1700-1350 a.C.), in Pianura Padana si ha un importante cambiamento delle

modalità insediative: vengono, infatti, progressivamente abbandonati i siti palafitticoli in favore dello sviluppo dei villaggi planiziali che caratterizzano, nella pianura mantovano-emiliana e nelle Grandi Valli Veronesi, la Civiltà delle Terramare (Cremaschi, 1997). Gli insediamenti planiziali dell'area Basso Veronese e polesana (quest'ultimi non riconosciuti come terramaricoli), interessano maggiormente le aree rilevate dei dossi fluviali inattivi o in via di disattivazione (Peretto, 1986; Balista e De Guio, 1997). In questo periodo si sviluppa il culto delle acque, testimoniato dagli abbondanti rinvenimenti, in Veneto orientale e Friuli (Fontana, 2006), di pregiati manufatti metallici (in genere spade) all'interno di alvei fluviali. Nell'area di studio, un caso che potrebbe essere riferito al culto delle acque è quello del ritrovamento di una spada bronzea tipo “Arco”, datata seconda metà del XIII sec. a.C., avvenuto alla fine del XVIII secolo, lungo il dosso del ramo più settentrionale del Po, presso Sarzano (Bellintani e Zerbini, 1984).

Per quanto riguarda il Bronzo medio, le testimonianze più abbondanti in Polesine si hanno nei siti di Ghinatella e Marola, in corrispondenza dell'antico percorso del Tartaro (Bellintani, 1984; Salzani, 1986) e Zanforlina di Pontecchio Polesine (Peretto e Salzani, 2003).

I siti archeologici del Bronzo che hanno portato alla luce maggiori quantità di reperti ricadono tuttavia tra il Bronzo recente (1350-1200 a.C.) ed il Bronzo finale (1200-1000 a.C.), con gli insediamenti di Mariconda, Fratta Polesine e Larda di Gavello.

A Frattesina di Fratta Polesine si hanno evidenze di un esteso abitato databile fra la tarda età del Bronzo e gli inizi dell'età del Ferro (ca. XII-VIII sec. a.C.) a poche centinaia di metri a sud del paleoalveo del Po di Adria (Peretto, 1986). Nelle immediate vicinanze del villaggio, sono state scoperte due necropoli (Fondo Zanotto e Narde), rispettivamente a sud e a nord del paleoalveo. Una delle caratteristiche peculiari del complesso di Frattesina sta nel fatto che si tratta di un vero e proprio centro industriale: le prove consistono nel rinvenimento sia di oggetti finiti che di scarti di produzione in pasta vitrea, osso, corno di cervo, avorio, bronzo e altri metalli, ceramica e ambra.

Per quanto riguarda la parte orientale del basso Polesine, oltre al sito del Bronzo recente (XIII sec. a.C.) di Larda di Gavello (Peretto, 1997), abbiamo i siti di Saline (Bellintani, 1986) e Cantarana (Fasani, 1984).

Il sito di Saline, attraversato da una sezione stratigrafica per questa tesi, presenta un insediamento del Bronzo finale (XI-X sec. a.C.), indagato per la prima volta a metà degli anni Ottanta. Il sito, già noto per i ritrovamenti di età Romana (Zerbinati, 1982), è collocato lungo il dosso del ramo più settentrionale del Po (Bellintani, 1986). L'autore pone l'abitato in destra "fiume", come gli appare dalla cartografia quotata e suppone un debole alluvionamento del sito, che proverebbe una certa attività fluviale durante la vita dell'abitato ed inoltre suppone un episodio alluvionale del ramo più settentrionale del Po, che avrebbe coperto l'ultima fase insediativa del Bronzo.

## 5.2. Età del Ferro

Oltre ai siti archeologici dell'età del Ferro iniziale già descritti per continuità cronologica nel paragrafo precedente, si hanno, lungo la direttrice ovest-est segnata dai dossi fluviali di antichi corsi e rami secondari del Po di Adria (Peretto, 1986) i siti di Balone, San Cassiano, Larda, Dossi, Cicese ed Adria.

La città di Adria sorse nel VI sec. a.C. lungo il paleoalveo del Po che la collegava direttamente al mare, distante, all'epoca, meno di 10 km. La posizione strategica della città contribuì ad una riorganizzazione del territorio dell'entroterra polesano nell'ambito dell'espansione etrusca dal Delta Padano. Adria fungeva da centro commerciale fra il IV e il V sec. a.C., emporio rifornito di prodotti locali e da terminale della "via dell'ambra". La progressiva progradazione del delta del Po allontanò poi la città dal mare, rendendo sempre più difficoltosa la prosecuzione dell'attività portuale (De Min, 1984).

## 5.3. Età romana

A partire dal III sec. a.C. la ricerca di nuovi rapporti commerciali spinse il mondo romano ad entrare in contatto con le popolazioni venete antiche. Fu così, che a partire dalla seconda metà del II secolo a.C., tutta la pianura Veneta fu interessata dal processo di romanizzazione. Al fine di assicurare l'influenza militare, politica ed economica sul territorio fu di fondamentale importanza la creazione di un'efficiente e capillare rete stradale che congiungesse i più importanti centri pre-romani e le nuove colonie. Secondo Peretto (1986), le opere di bonifica agraria, che accompagnarono la realizzazione della rete viaria, furono favorite da un periodo climatico caratterizzato da temperature medie più alte delle attuali (Orombelli, 2005).

Tra le principali vie di comunicazione, si ricordano la via *Emilia*, la via *Popillia* e la via *Annia* costruita nel 131 a.C. dal pretore Tito Annio Rufo che, secondo Bosio (1991) costituiva il proseguimento della via *Popillia* da Adria ad Aquileia, attraversando i centri di Padova, Altino e Concordia Sagittaria.

### 5.3.1. La centuriazione di Adria

Negli anni Ottanta, uno studio sistematico di fotografie aeree dell'area compresa tra Rovigo ed il delta del Po, rivelò la presenza di una vasta suddivisione agraria attribuibile all'età Romana estesa per circa 250 km<sup>2</sup> nel territorio a nordovest di Adria, compreso tra la periferia orientale di Rovigo e Monsole di Cona. In questo disegno agrario, il tracciato segnalato da Rodolfo Peretto (1968), avente direzione N 50° E e larghezza di oltre 20 metri, da Buso a Monsole, venne da allora identificato come il *decumanus maximus*, detto anche "via di Villadose" (Fig. 3) (Peretto, 1986).

L'attribuzione di questo reticolato agrario all'età Romana è stata confermata dalle sistematiche ricerche di superficie condotte nel territorio dal Gruppo Archeologico di Villadose (G.A.V.) a partire dal 1988.

La centuriazione di Adria, compresa tra le due fasce dossive del ramo più settentrionale del Po ed il Po di Adria, consiste in una serie di *limites* ortogonali tra loro con direzione rispettivamente N 50° E e N 40° O. Secondo Peretto (1986), l'orientamento dei *limites* è dovuta all'adattamento rispetto alla morfologia dei due dossi entro cui è racchiuso l'agro centuriato.

La manutenzione degli antichi percorsi agresti e dei fossati di drenaggio doveva risultare di non semplice attuazione per i romani: a questo proposito, Peretto (1986) mette in relazione lo spezzone viario che si stacca dal tracciato della via di Villadose a nord-est di Barbarighe con la realizzazione di un percorso alternativo che aggirasse l'area, "a drenaggio difficoltoso", a sud-ovest di Pettorazza Grimani (Beverare). A proposito di quest'area, Balista (2004) descrive come parte del reticolo delle canalette interpoderali della centuriazione romana siano state occluse, prima da fanghiglie organiche di abbandono,

“contenenti materiali residuali del I-II sec. d.C.” e poi da depositi sabbiosi pronienti da eventi di rotta riferibili ad un percorso atesino, formatosi “in seguito al processo di avulsione causato dai deterioramenti del periodo che precede di poco il verificarsi della cosiddetta diversione della Rotta della Cucca”.



Fig. 3 – Il *decumanus maximus* della centuriazione di Adria. Foto di Raffaele Peretto.

Peretto (1986) congiunge il tracciato alternativo di Barbarighe, con la struttura poligonale, visibile in foto aerea, che contorna esternamente il paleomeandro di Pettorazza Grimani. Quest’ultima sarebbe, secondo Peretto, probabilmente legata al tratto di via Annia (De Bon, 1939; Bosio, 1991) che da Rottanova, con direzione N 50° O, attraversa le località di Pascolon e Ponte Fienile e giunge in corrispondenza del centro di Agna, dove sono noti ritrovamenti di età Romana (AA.VV., 1988). A nordovest di Rottanova, presso la Tenuta Rosetta, si trova inoltre l’incrocio tra la via di Villadose e questo tratto di via Annia. L’arteria romana proseguirebbe poi verso Bovolenta e Padova, ma a nord di Agna il tracciato non è più visibile dalle foto aeree.

Un’indagine archeologica in località Ca’ Motte di Villadose, ha portato alla luce i resti di una villa rustica costruita tra la fine del I sec. a.C. e la metà del I sec. d.C., che si affacciava direttamente al decumano massimo (Facchini, 2006). Nel corso di questa tesi, l’area della villa rustica è stata oggetto di una serie di sondaggi manuali, atti allo scopo di studiare i rapporti stratigrafici tra i livelli antropici di età romana e l’architettura sedimentaria del ventaglio di rotta che caratterizza tutta la zona archeologica di Ca’ Motte.

Il sito archeologico di Saline, ubicato sul dosso del ramo più settentrionale del Po e già descritto per i ritrovamenti dell’età del Bronzo, ha restituito numerosi materiali dell’età Romana, databili I a.C. – I d.C., (Bellintani, 1984).

Nell’ambito di una convenzione tra il Museo dei Grandi Fiumi di Rovigo ed il Dipartimento di Geografia dell’Università di Padova, si è partecipato alla descrizione stratigrafica di alcune sezioni aperte durante gli scavi a Saline, effettuati nell’estate 2006, dall’equipe del Dott. R. Peretto. Gli scavi archeologici hanno portato alla luce numerosi manufatti romani ed una sepoltura ad inumazione (Peretto, non pubbl.) che si collocherebbero in continuità stratigrafica con i resti del Bronzo finale (Bellintani, 1986).

## 6. Metodi

### 6.1. Analisi della cartografia e “landmarks seeking”

Allo scopo di confrontare l’idrografia attuale con quella passata e di chiarire le fasi preparatorie ed esecutive del taglio fluviale di Pettorazza Grimani, si sono analizzate alcune mappe storiche e si è effettuato un rilevamento geomorfologico di campagna, accompagnato da un censimento di tutti quegli elementi del paesaggio, naturali ed antropici (*landmarks seeking*). Per la descrizione dettagliata di questa parte di ricerca di rimanda a Piovan (2006).

### 6.2. Analisi del microrilievo e DTM

Per studiare la morfologia a grande dettaglio del territorio studiato si è realizzato un DTM (*Digital Terrain Model*) basato sulla costruzione di una carta del microrilievo. Il DTM georeferenziato ha permesso il riconoscimento delle forme fluviali, in particolare dei dossi e dei ventagli di rotta, fornendo utili indicazioni per l’ubicazione dei sondaggi manuali, allo scopo a studiare la stratigrafia e l’architettura dei corpi sedimentari che riflettono la loro presenza sulla morfologia superficiale. La carta del microrilievo è stata costruita mediante interpolazione manuale dei punti quotati della Carta Tecnica Regionale del Veneto a scala 1:10000. In seguito alla costruzione manuale delle isoipse (equidistanza di 0,5 m) si è proceduto alla loro digitalizzazione ed elaborazione sotto la supervisione del Dott. F. Ferrarese.

Il DTM è stato poi importato in un progetto di lavoro ArcGis (software GIS – *Geographic Information System*) e posto in trasparenza con l’unione delle sezioni CTR. Su queste basi georeferenziate si sono inoltre inseriti i dati relativi al reticolo idrografico, ai nuclei urbani principali, alla paleoidrografia desunta dai riferimenti bibliografici, ai siti archeologici di interesse, ai risultati della fotointerpretazione e alla localizzazione dei sondaggi effettuati.

### 6.3. Telerilevamento

Si sono analizzate sia fotografie aeree (verticali ed oblique), sia immagini satellitari.

Le tracce antropiche e naturali evidenziate dal telerilevamento sono state, in un primo momento,

riportate sulla base topografica delle sezioni 1:10000 della Carta Tecnica Regionale e successivamente digitalizzate (e quindi georeferenziate), in ambiente GIS. Lo studio delle immagini satellitari LANDSAT5 TM a falsi colori ha costituito un metodo complementare e comparativo rispetto all'analisi fotoaerea per il rilevamento dei corpi sabbiosi maggiori che, grazie alla diversa risposta in riflettanza dei sedimenti, sono ben riconoscibili rispetto alla piana di esondazione caratterizzata da sedimenti più fini.

Sono state inoltre consultate, via WEB, le immagini satellitari al visibile di GoogleEarth.

#### 6.4. Sondaggi manuali e sezioni aperte

Lo studio stratigrafico si è avvalso di settacinque sondaggi manuali, 1 sezione aperta in scavo edilizio e 2 trincee esplorative in scavi archeologici.

I sondaggi, effettuati con sonda manuale di tipo Edelman per sedimenti fini, si sono spinti a profondità variabili tra i 4 e i 9 m dal piano campagna e sono stati organizzati in 6 transetti localizzati attraverso le strutture sedimentarie di interesse per la ricerca.

Le descrizioni sedimentologiche e stratigrafiche hanno seguito la seguente check-list, basata sui metodi di descrizione del suolo di Sanesi (1977).

#### 6.5. Geocronologia

I risultati delle radiodazioni sono stati calibrati con il programma Calib versione 5.0.1, realizzato presso il Quaternary Isotope Lab dell'Università di Washington e pubblicato per la prima volta su Radiocarbon nel 1986 (Stuiver e Reimer, 1986). L'attuale versione del programma, Rev 5.0, utilizza, per la costruzione delle curve di calibrazione, il database INTCAL04 (Reimer *et al.*, 2004).

La scelta dei campioni di torba da radiodare, al fine di definire la cronostatigrafia delle fasi di deposizione, ha seguito il metodo indicato da Berendsen e Stouthamer (2000) ed illustrato in Fig. 4.

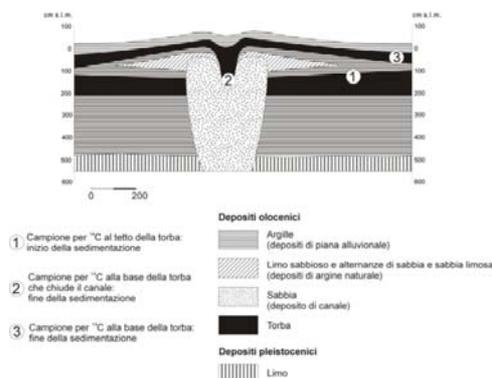


Fig. 4 – Sezione stratigrafica semplificata che illustra il metodo di datazione con radiocarbonio di un deposito di paleocanale (modificato da Berendsen e Stouthamer, 2000).

#### 6.6. Analisi petrografica delle sabbie

##### 6.6.1. Preparazione delle sezioni sottili e conteggio

Durante la campagna di sondaggi e di esame di sezioni aperte sono stati prelevati 10 campioni di sabbia, in corrispondenza dei principali corpi sedimentari studiati (Tab. 2).

La preparazione dei campioni, eseguita dal laboratorio di sedimentologia del Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova, è consistita nella setacciatura dei sedimenti con maglie fino a 0.0063 mm e nell'inglobamento in resina epossidica secondo il protocollo di Gazzi *et al.* (1973). Le sezioni sottili sono state inoltre colorate con Rosso di Alizarina per il riconoscimento della calcite dalla dolomite, in quanto la calcite si colora di rosa, mentre la dolomite rimane incolore.

Campione	Profondità (cm)	Sito di campionamento	Campionamento da...
SAR01	400	Sarzano	Sezione aperta
SAR02	160	Sarzano	Sezione aperta
V01	330-350	Ca' Motte di Villadose	Sondaggio
V05	200-230	Ca' Motte di Villadose	Sondaggio
P04	380-390	Pettorazza Grimani	Sondaggio
P06	310-320	Pettorazza Grimani	Sondaggio
P16	240-250	Pettorazza Grimani	Sondaggio
NA01	100	Narde di Fratta Polesine	Sezione aperta
TA01	600	Rovigo (Via Forlanini)	Sezione aperta
TRE01	50	Rovigo (Via Tre Martiri)	Sezione aperta

Tab. 2 – Campioni prelevati per la petrografia.

Il conteggio, sotto la supervisione della Prof.ssa C. Stefani, è stato effettuato tramite un tavolino traslatore ad incremento costante, applicando il metodo utilizzato "Gazzi-Dickinson" (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970). Si sono così considerati, con criteri differenti, i frammenti di roccia a grana grossa, composti da singoli cristalli di dimensioni superiori a 0.0625 mm e quelli a grana fine, composti da cristalli di dimensioni inferiori a 0.0625 mm. Con questa tecnica di conteggio si riduce al minimo l'influenza della granulometria sulla composizione delle sabbie (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970; Zuffa, 1970; Ingersoll *et al.*, 1984).

Sono stati contati 300 granuli per ogni vetrino.

## 7. Discussione dei risultati

### 7.1. Modello digitale del terreno

Di seguito verranno descritte delle immagini DTM delle aree indagate mediante i transetti di sondaggi manuali, di cui si è riportata l'ubicazione.

### 7.1.1. Ramo più settentrionale del Po tra Rovigo e l'Adige attuale

In Fig. 5 si distinguono, con direzione OSO-ENE, il dosso fluviale dell'Adige attuale. Nell'angolo di sudovest si nota l'alto morfologico su cui sorge la città di Rovigo: qui si incrociano il dosso dell'Adigetto che giunge da ovest, un dosso minore proveniente da nordovest ed il ramo più settentrionale del Po da sudovest. Quest'ultimo rappresenta l'alto morfologico maggiore tra l'Adige attuale e lo scolo Adigetto.

Presso San Martino di Venezze la traccia di questo dosso fluviale viene interrotta e probabilmente ripresa, per il tratto fino a Borgoforte, dal corso atesino. Nel DTM si nota inoltre un'area più rilevata che, poco a monte di Saline, si allunga, formando dossi minori, nell'area depressa a nordovest di Villadose, interpretato come un ventaglio di rotta.

Anche la zona a valle di Saline mostra evidenze di possibili eventi di rotta che avrebbero portato all'allargamento della fascia dossiva tra la stessa località e San Martino. In località Chiaroni, si distacca, sulla destra del dosso padano, un dosso secondario di cui però si perdono le tracce in corrispondenza del corso dell'Adige.

### 7.1.2. Adige attuale e ramo più settentrionale del Po a sudovest di Cona

La Fig. 6 mostra il DTM che comprende l'area tra l'Adige attuale da Borgoforte fino quasi a Cavarzere (appena fuori mappa), e Cona, posta a nordovest dell'area di studio. Nel DTM è evidente il dosso fluviale atesino che, in alcuni punti tocca e supera il chilometro di larghezza.

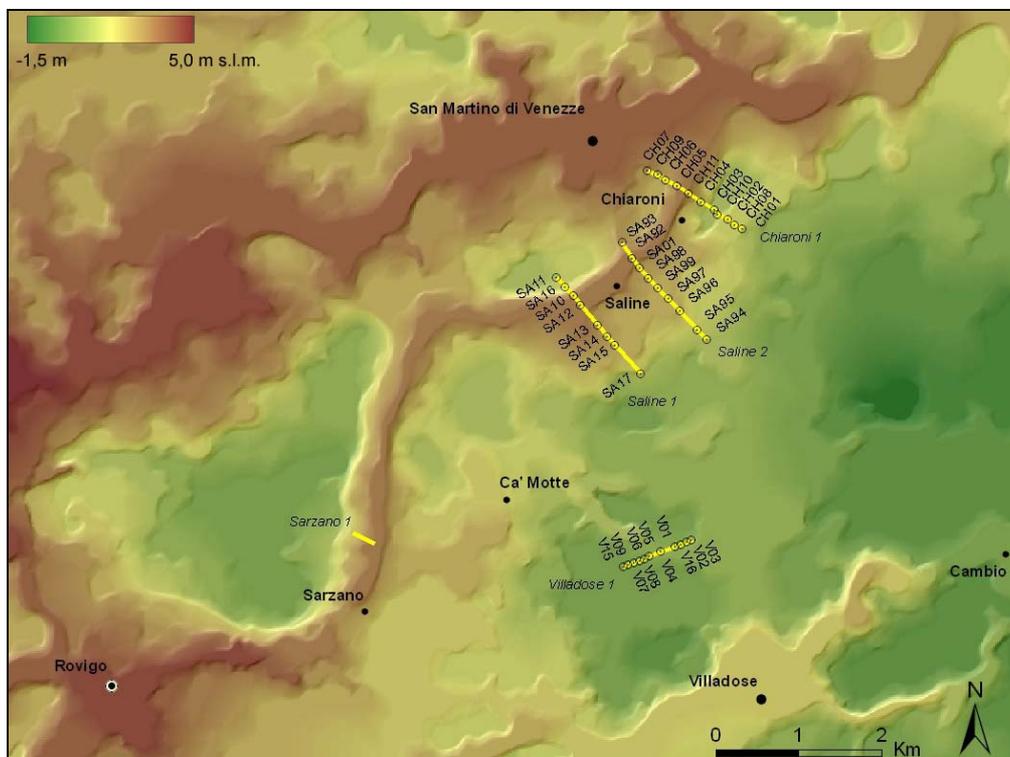


Fig. 5 – DTM dell'area a nordovest di Rovigo compresa tra il capoluogo e San Martino di Venezze.

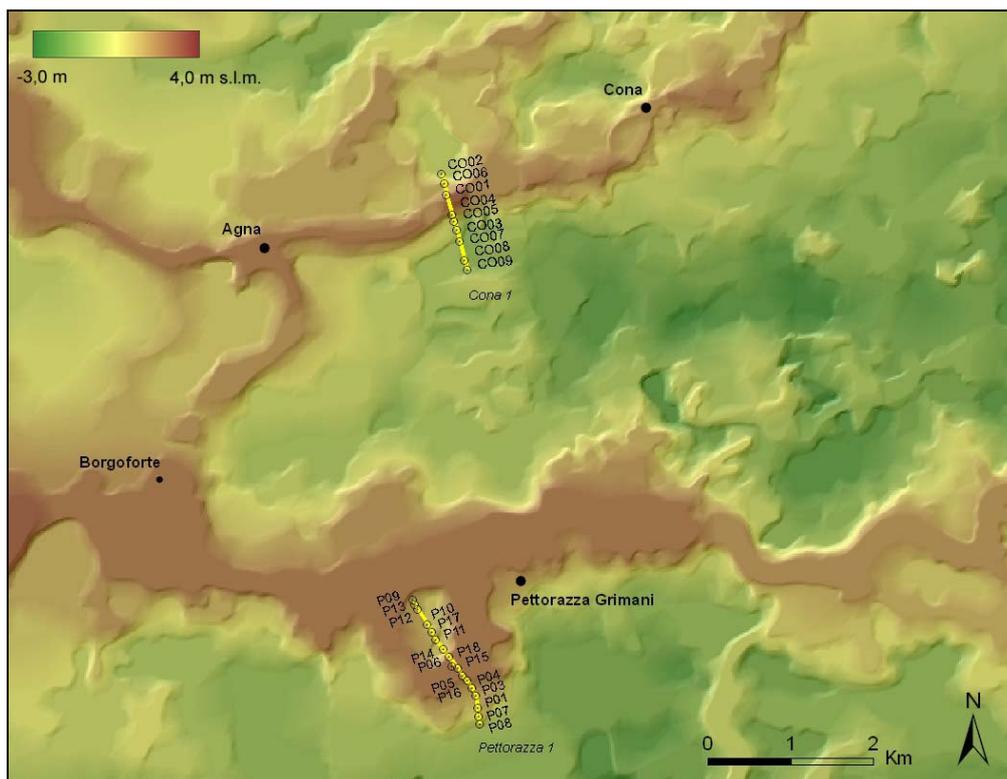


Fig. 6 – DTM dell’area di studio tra l’Adige attuale e Cona.

Questo avviene, in particolare, per l’area a monte ed a valle di Pettorazza Grimani. Questo tratto del fiume era caratterizzato, fino alla seconda metà del Settecento, da numerose anse fluviali, poi rettificata dal Governo Veneziano, in corrispondenza delle quali, grazie ai depositi dovuti alle continue rotte fluviali, il dosso si accresceva notevolmente.

La caratteristica peculiare di questo tratto di dosso atesino è l’evidente paleomeandro di Pettorazza Grimani, oggetto di rettifica nel 1783.

Nella parte nordoccidentale del DTM, si nota il proseguimento del dosso del ramo più settentrionale del Po che, in corrispondenza di Borgoforte, si stacca dal dosso dell’Adige verso nordest, per raggiungere Agna e poi Cona. A Borgoforte vi è tra l’altro un’altra modesta ansa atesina (Volta di Camponovo) rettificata nel 1845 (Bondesan *et al.*, 2002).

Presso il centro abitato di Agna, vi è il raccordo del ramo più settentrionale del Po con il dosso, proveniente da nordovest, formato dall’Adige quando passava per Montagnana ed Este (Marcolongo, 1987).

Da Agna sembra inoltre dipartire, dalla sinistra del dosso padano principale, un dosso secondario che si congiunge con un altro ramo minore poco prima del limite del DTM.

Quest’ultimo ramo si distacca in sinistra del dosso padano circa due km a monte di Cona. Non si esclude comunque che tali dossi secondari siano di pertinenza atesina anziché padana, data la complessità geomorfologica dell’area.

### 7.1.3. Adigetto

Il DTM in Fig. 7 evidenzia la presenza di un alto morfologico relativo, presumibilmente dovuto a depositi di rotta (rotte perlatro testimoniate a partire dal Seicento e riassunte in Bondesan *et al.*, 2002), che si apre verso sud a partire dal paleomeandro di Pettorazza Grimani.

Il dosso dell’Adigetto, che ha dimensione ed elevazione nettamente inferiori rispetto al dosso atesino, ha andamento dapprima OSO-ENE e poi SSO-NNE. Si nota la giunzione dei due dossi circa 3 km a valle di Pettorazza Grimani. Nel 1751, importanti opere idrauliche hanno portato alla canalizzazione del Naviglio Adigetto che non si immette più in Adige, ma devia verso sudest presso Botti Barbarighe per poi gettarsi nel Canalbianco (Accademia dei Concordi, 2003). In località Ca’ Tron, si distacca dal dosso dell’Adigetto un alto morfologico che prosegue per circa 1,5-2 km in direzione nordest e che denomineremo “dosso di Fasanara”. Le tracce di questo dosso si fanno poi più blande: dal DTM sembra ci possa essere un ricongiungimento col dosso dell’Adigetto o il proseguimento, di cui però si perderebbero tracce evidenti, verso NNE (dove si è già segnalato un alto morfologico a sud di Pettorazza).

Dal centro del limite meridionale del DTM, entra un dosso probabilmente riferibile ad una diramazione del Po di Adria che, alla latitudine di Ramalto, curva verso est per poi proseguire verso NNE, e correre quasi parallelamente all’ultimo tratto del dosso dell’Adigetto.

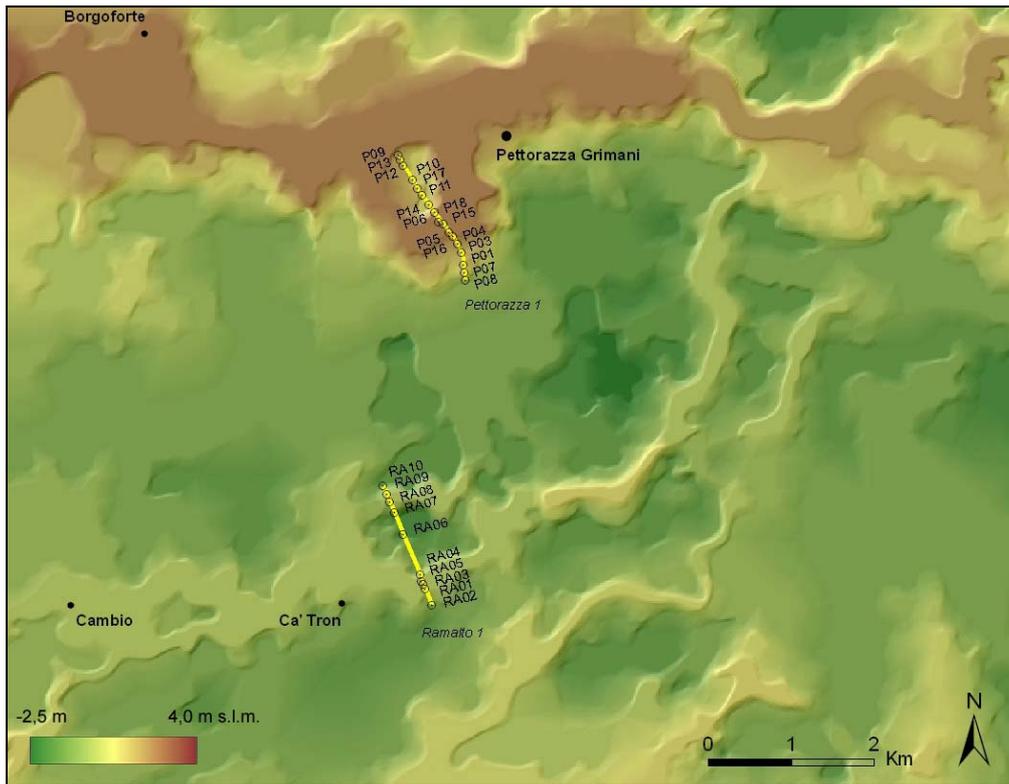


Fig. 7 – DTM dell’area tra l’Adige a sud di Pettorazza Grimani.

## 7.2. Sezioni stratigrafiche

### 7.2.1. Sarzano 1

La sezione, presso uno scavo edilizio, taglia trasversalmente l’asse del paleoalveo del ramo più settentrionale del Po (Fig. 8) e mostra l’accrezione laterale di una barra di meandro fino ad una profondità di 4 m. I primi 1,5 m sono fortemente rimaneggiati dall’attività antropica moderna. Da 1,5 m fino a circa 3,8 m si presenta una successione di coppie di strati a sabbia-argilla limosa dello spessore variabile tra i 20 e

70 cm. I singoli strati sabbiosi, alternati a strati di argilla limosa, sono caratterizzati da laminazione incrociata concava, con drappaggi di sabbia ricca in sostanza organica. Da 3,8 m fino alla base della sezione aperta, che ha una profondità variabile da 4,1 m (punto di descrizione del log) fino a 4,3 m, si ha sabbia media, pulita. Osservando l’intera sezione, si notano clinoforni che immergono verso SE di circa 20°, mostrando una migrazione verso sudest della barra.

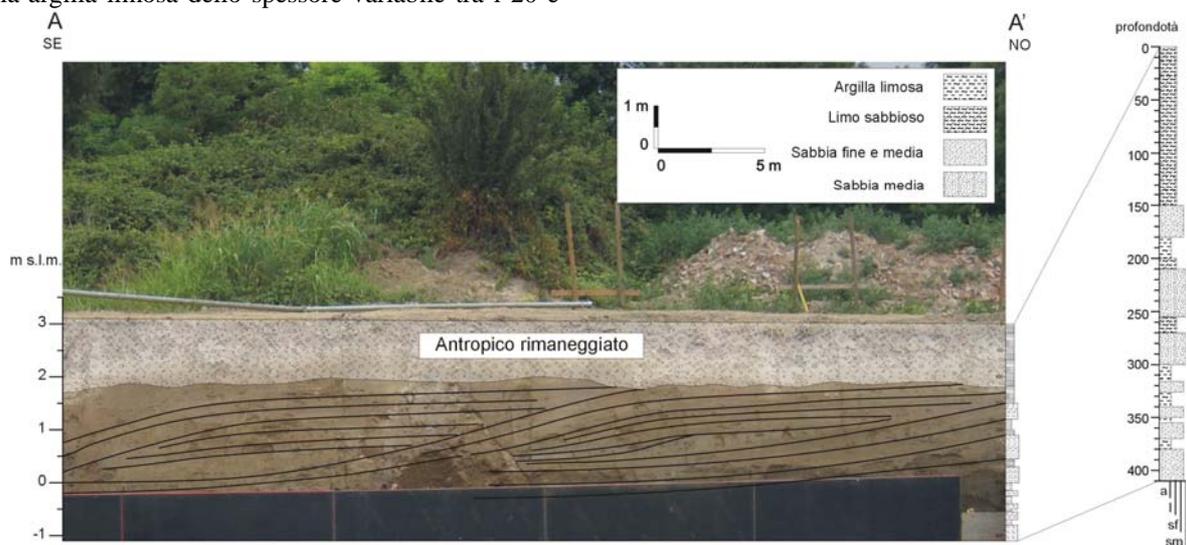


Fig. 8 – Sezione aperta SAR01. Le linee in nero rappresentano le superfici di accrezione laterale della barra di meandro.

### 7.2.2. Saline 1

Questa sezione stratigrafica (Fig. 9) taglia il ramo più settentrionale del Po 2 km a sud del fiume Adige. Si evidenzia la presenza di un corpo sabbioso principale, largo 700 m e spesso almeno 4 m impostatosi su depositi di piana alluvionale. Tra -2 e -3 m s.l.m. è presente uno strato di torba, da cui si sono prelevati e radiodati due campioni. A 4,3-4,4 m, in SA11, si ha un'età di 3381-2621 a.C. mentre, il campione che si colloca stratigraficamente più in superficie, prelevato a 5,25-5,35 m in SA10 è datato 3030-2288 a.C. Queste datazioni mostrano una sovrapposizione corrispondente ad un intervallo di tempo di 409 anni. Questo implica che la caratterizzazione cronostratigrafica dei singoli livelli torbosi non sia distinguibile. È possibile, tuttavia, affermare che lo strato torboso tra -2 e -3 m s.l.m. si è formato tra il 3381 ed il 2288 a.C.

Le alternanze di limo sabbioso, sabbia fine e sabbia fine limosa a sudest rispetto al corpo sabbioso principale sono state interpretate come depositi di argine naturale e di crevasse-splay. La sequenza fining upward intercalata allo strato di argilla organica nel sondaggio SA13 è interpretabile come il deposito di riempimento, ovvero di chiusura del canale dopo la sua disattivazione.

Le datazioni effettuate a Saline 1, eseguite su uno strato torboso tagliato dall'impostazione del fiume, e sepolto dai depositi di argine naturale, sono utili per collocare cronologicamente l'impostazione del ramo più settentrionale del Po, dato che si può dire che l'attività fluviale è iniziata successivamente al periodo di formazione della torba.

Grazie alla continuità del dosso fluviale in superficie, è possibile ipotizzare una correlazione del corpo

sabbioso di Saline 1 con quello descritto dalla sezione di Saline 2, ubicata circa 1 km più a valle.

### 7.2.3. Saline 2

Nella sezione di Saline 2 (Fig. 10), lo strato torboso più profondo in SA93 è probabilmente correlato con lo strato radiodato in Saline 1, data la sua posizione relativa rispetto al livello del mare ed al suo rapporto con l'incisione fluviale.

Lo studio stratigrafico in corrispondenza del sito archeologico di Saline, mostra un deposito di sabbia media tra 6,6-1,8 m, corrispondente al corpo di canale, sepolto da un'alternanza di sabbia fine e argilla limosa, interpretata come deposito di argine naturale, con livelli che presentano una debole pedogenesi, tra 1,8 m e 0,9 m. Quest'ultimo sottostà al deposito massivo di sedimento franco-limoso che contiene i frammenti di ceramiche del Bronzo. Questo strato archeologico è coperto da 0,6 m di sedimento limoso che contiene frammenti di laterizi e ceramiche romane, parzialmente rimaneggiato da aratura moderna.

L'aggradazione del dosso fluviale, e dunque l'attività del paleoalveo, doveva dunque essersi conclusa prima del Bronzo finale.

Il corpo di canale presenta, in corrispondenza di SA98, l'evidenza del riempimento durante la fase di disattivazione, caratterizzata da sedimenti limoso-argillosi ricchi in sostanza organica. Bellintani (1986), basandosi su dati altimetrici, posiziona l'insediamento dell'età del Bronzo sulla destra del fiume. L'evidenza del canale residuale in SA98 suggerisce invece che l'insediamento si trovasse sulla sponda sinistra del fiume.

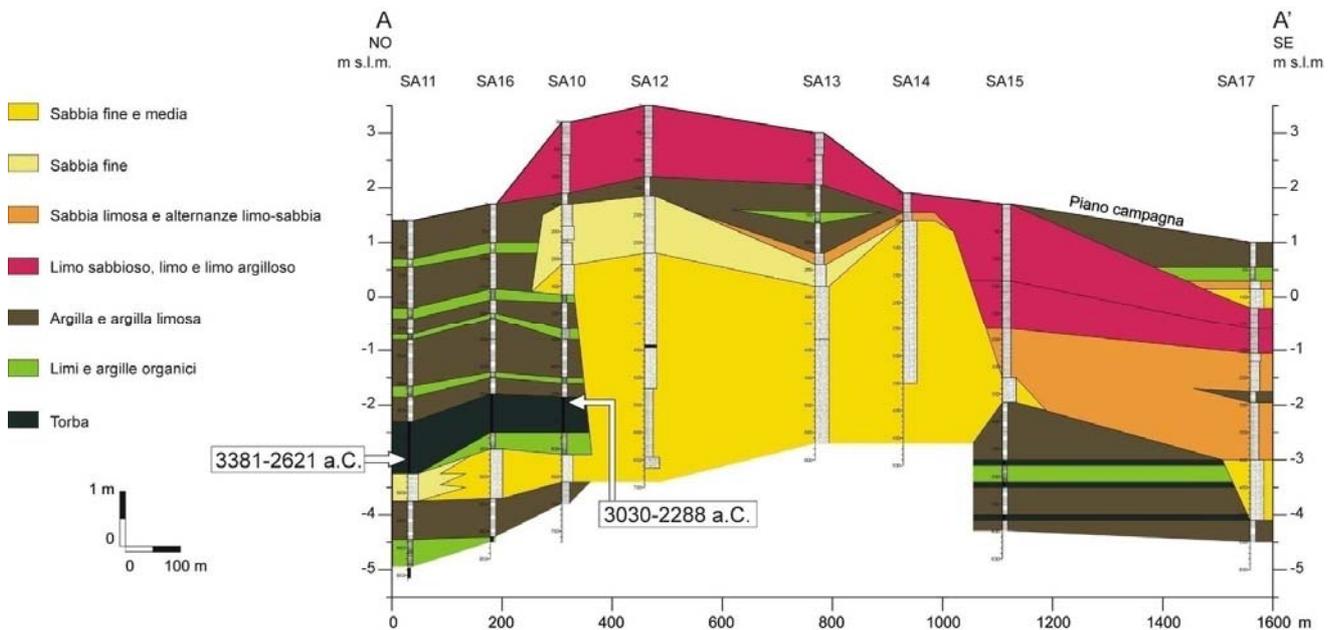


Fig. 9 – Sezione stratigrafica Saline 1.

#### 7.2.4. Chiaroni 1

La sezione di Chiaroni 1 (Fig. 11) descrive due corpi sabbiosi principali collocati circa 500 m a valle del punto in cui, secondo il modello digitale del terreno, il dosso fluviale padano si divide in due rami minori.

Il corpo sabbioso più largo, compreso tra CH06, e CH04, è largo circa 700 m. Il corpo sabbioso minore è largo 400 m ed è indagato dai sondaggi CH10, CH02 e

CH07: la sua formazione è presumibilmente legata ad un canale di rotta staccatosi dall'alveo padano.

Nella parte più a NO del transetto, presso CH07, si nota la presenza di un terzo corpo sabbioso compreso tra 0,5 e -2,5 m s.l.m., che potrebbe essere legato, considerando l'assetto geomorfologico, ad una rotta dell'Adige, che scorre 600 metri a nord, posteriore alla fase di attività del ramo più settentrionale del Po.

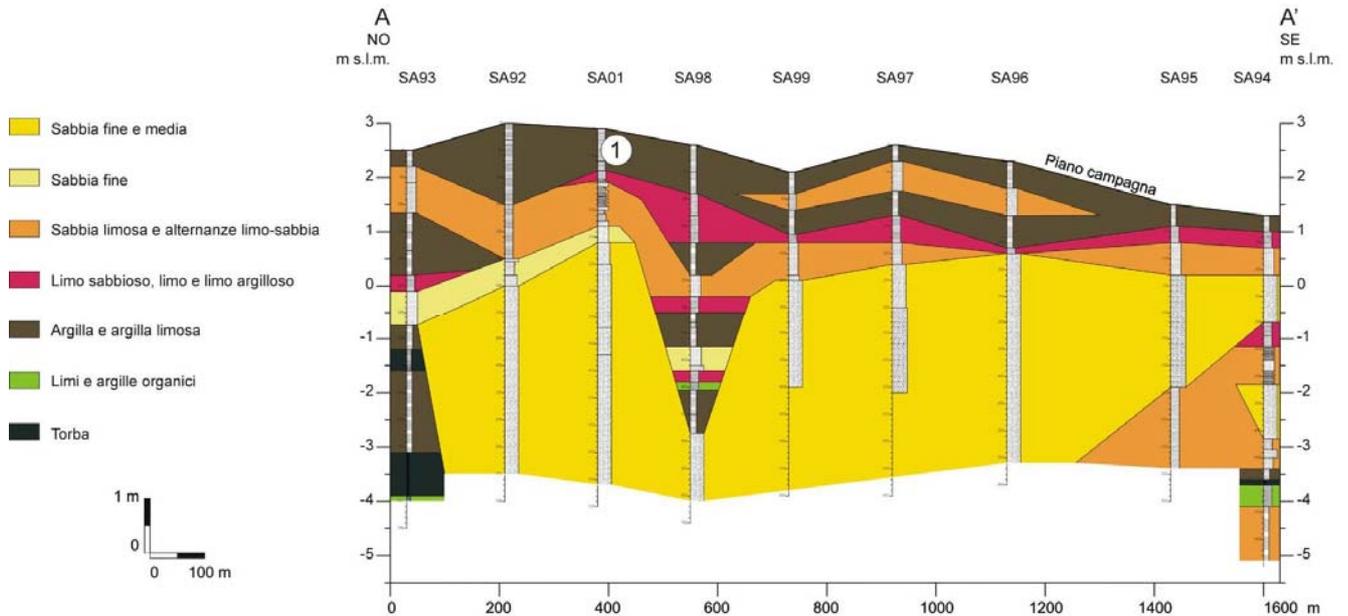


Fig. 10 – Sezione stratigrafica Saline 2. Il punto “1” indica la posizione dei resti archeologici presso il sito.

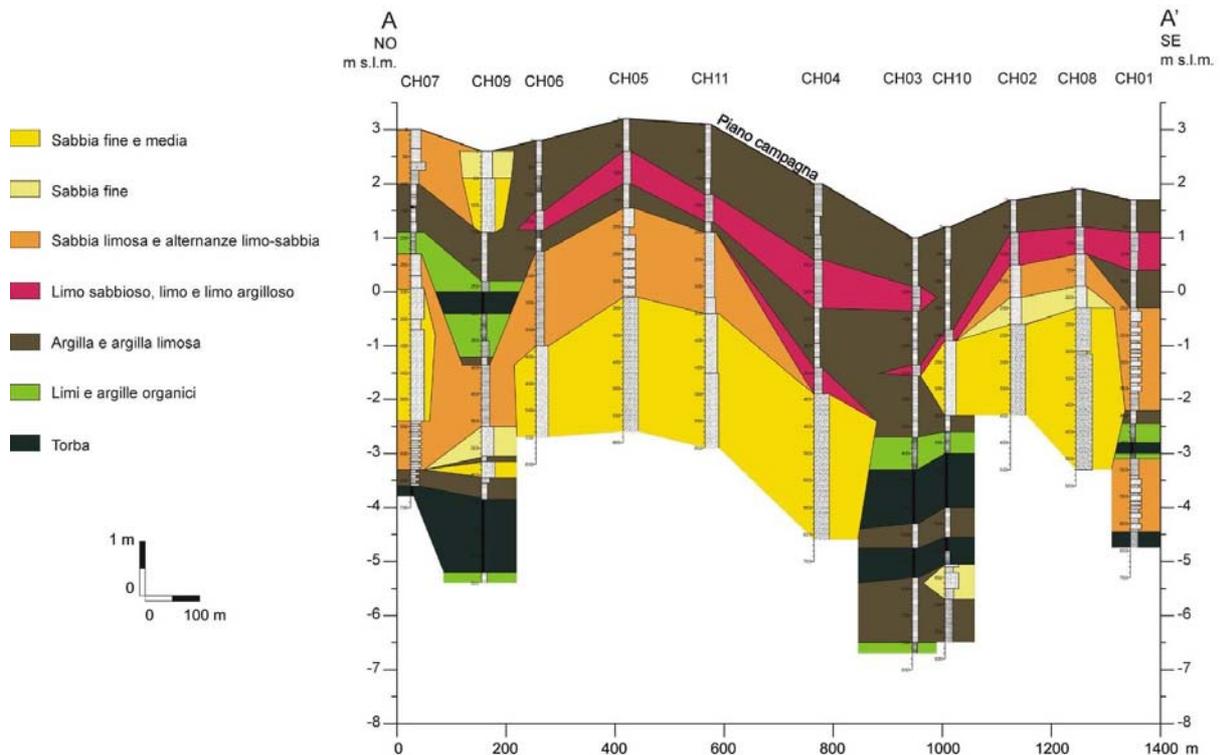


Fig. 11 – Sezione stratigrafica di Chiaroni 1.

I primi due corpi sabbiosi sono parzialmente incassati in depositi di argilla e torba sottostanti i -2 m s.l.m. mentre, al di sopra, sono ricoperti da sedimenti argilloso-limosi. In particolare, in CH09, si nota uno strato di torba spesso 1,3 m, probabilmente correlabile, per il suo spessore e per la sua posizione stratigrafica, con quelli di Saline 1 e Saline 2.

Le alternanze di sabbia limosa e sabbia fine spesse circa 2 metri in CH09 e CH01 sono interpretate come depositi di argine naturale rispettivamente del paleocanale principale padano e di quello minore, a sudest. In CH09 questo deposito è sepolto sotto una lente di torba e sedimenti fini ricchi di sostanza organica, spesso circa 1 metro, che rappresenterebbe il riempimento residuale, successivo alla disattivazione dell'alveo padano.

### 7.2.5. Villadose 1

La sezione di Villadose 1 (Fig. 12) taglia il decumano massimo "via di Villadose" tra i sondaggi V01 e V02. In corrispondenza di V02 si colloca anche la villa rustica romana di Ca' Motte, studiata dalla Prof. Facchini dell'Università di Verona. Da un punto di vista geomorfologico, i resti della villa poggiano su un deposito di ventaglio di rotta proveniente, come mostrato dal telerilevamento, dal ramo più settentrionale del Po. La sezione Villadose 1 evidenzia la presenza di quattro corpi sabbiosi principali: questi rappresenterebbero i corpi dei canali di rotta, incisi su depositi di argilla e torba sottostanti. Alla profondità media di -3,5 m s.l.m. vi è uno strato costituito da argille torbose e torba, spesso circa 1 m. I corpi sabbiosi di ventaglio di rotta sono parzialmente ricoperti da depositi più fini, di piana di esondazione.

I resti della villa romana poggiano sullo strato sabbioso-limoso, sterile dal punto di vista archeologico, costituente l'ala più orientale del corpo sabbioso centrato su V01.

Il ventaglio di rotta di Villadose è più antico dell'occupazione romana, dato che i resti delle fondazioni della villa rustica di Ca' Motte sorgono al di sopra dei depositi sabbiosi di canale. Questo è in accordo con l'interpretazione da foto aeree.

### 7.2.6. Cona 1

Il transetto di Cona 1 (Fig. 13) taglia il ramo più settentrionale del Po circa 3 km a nord dell'Adige attuale. La sezione evidenzia due diversi corpi sabbiosi: il più profondo si è impostato incidendo una serie di sedimenti torbosi e argillosi ed in particolare uno strato di torba spesso circa 1 m posto ad una profondità media di 6 m dal piano campagna. La radiodatazione effettuata su un campione prelevato al tetto di questo strato (CO03 4,35-4,45 m) ha dato età di inizio dell'attività fluviale a partire dal 2763-2192 a.C. Più in profondità, l'incisione del canale interessa uno strato torboso più antico, datato 3357-2486 a.C. (CO04 7,05 m). Questo corpo di canale è coperto da un deposito di argille e sedimenti torbosi di spessore variabile tra 2,5 e 4 m. In particolare, in corrispondenza di CO08, vi sono 1,15 m di torba a chiudere la depressione di canale (tra 2,20-3,85 m).

Il corpo sabbioso più superficiale (vedi CO01, CO04) è spesso più di 6 m e corrisponde alla parte più rilevata del dosso fluviale e mostra un'aggradazione posteriore alla disattivazione del primo canale. In CO02, CO03, CO08 e CO09, tra 720 e 800 cm di profondità, è presente un orizzonte calcico che può essere correlato con il paleosuolo "caranto" che caratterizza la Pianura Veneto-Friulana (Mozzi *et al.* 2003) e che segna il tetto della sequenza tardo-pleistocenica. La radiodatazione effettuata sullo strato di torba a -6 m s.l.m. (3357-2486 a.C.), provverebbe la presenza di uno *hiatus* sedimentario nella sequenza alluvionale che comprende tutto l'Olocene inferiore, parte del medio e, probabilmente, il Tardiglaciale.

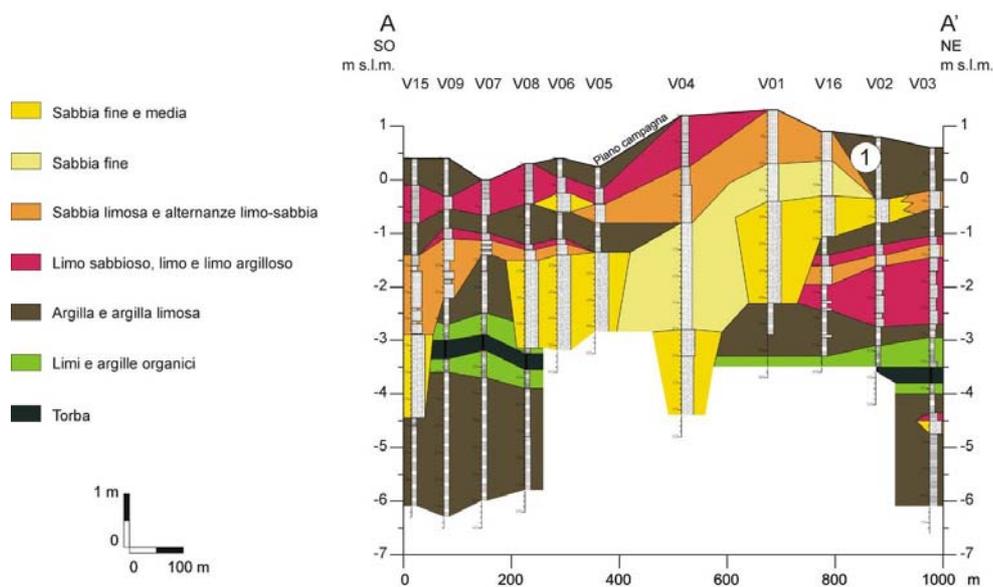


Fig. 12 – Sezione stratigrafica Villadose 1. Il punto "1" indica la posizione dei resti archeologici presso il sito.

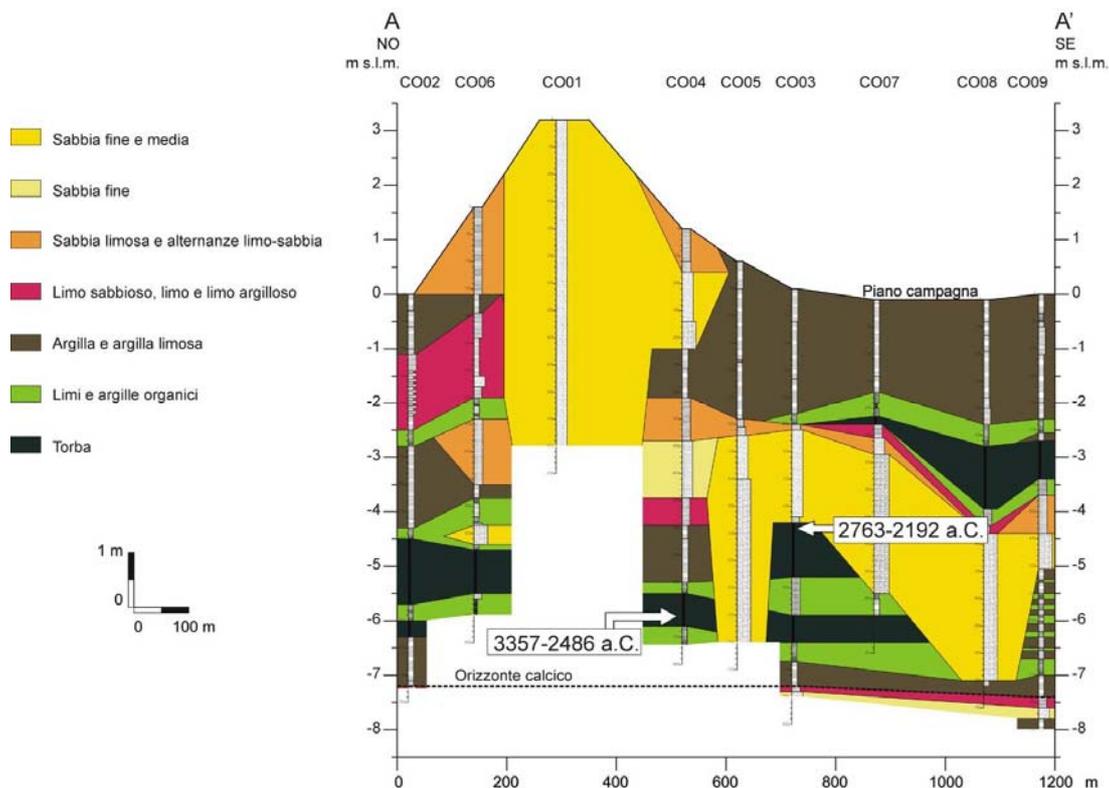


Fig. 13 – Sezione stratigrafica Cona 1.

Questo rispecchia la situazione stratigrafica caratteristica per tutta la Pianura Veneto-Friulana (Fontana *et al.*, in stampa).

Da un punto di vista geoarcheologico, la cronostratigrafia di Cona 1 mostra come la sequenza alluvionale cronologicamente riferibile all'età del Bronzo inizi al di sopra del livello torboso, radiodato 2763-2192 a.C., posto a -4 m s.l.m. Evidenze archeologiche più antiche del Bronzo, se presenti, sarebbero sepolte ad oltre 4 metri di profondità.

#### 7.2.7. Pettorazza 1

La sezione stratigrafica Pettorazza 1 (Fig. 14), ha rivelato la presenza di un importante corpo sabbioso, spesso almeno 6,5 m e largo più di 400 m, in corrispondenza della maggiore elevazione del dosso.

Nella parte più a SE del transetto si ha l'evidenza di un altro corpo sabbioso, sepolto a -1,5 m s.l.m, che presenta una forma tabulare, di spessore tra 1 e 2 metri, in corrispondenza dei sondaggi P18, P15, P05, P16, P04, P03, mentre va ad approfondirsi in P01.

Il corpo sabbioso centrato in P06 incide una sequenza di limi, argille organiche e torbe e, verso sudest, il corpo sabbioso tabulare sepolto.

Sono stati radiodati 3 campioni di materiale organico. I due campioni prelevati dal sondaggio P14 hanno dato età rispettivamente di 2350-1688 a.C. per il più profondo (a 5,40-5,50 m di profondità) e di 193 a.C.-390 d.C. per il più superficiale (a 3,65-3,70 m).

Quest'ultimo si colloca al di sotto dei depositi sabbiosi di argine naturale del corpo di canale principale. La terza radiodatazione, eseguita su P16, a 3,80-3,90 m di profondità, ha dato un'età di 1015-1226 d.C. e fornisce l'età della torba sovrastante il corpo sabbioso sepolto.

La sezione mostra poi altri corpi sabbiosi minori, interpretabili come depositi di canali di rotta.

La sezione stratigrafica mostra l'aggradazione di una pianura alluvionale avvenuta tra il II millennio a.C. e l'epoca romana (I sec. a.C.-IV sec. d.C.), su cui si è impostato il corpo sabbioso di un alveo atesino disattivatosi prima dell'XI-XIII sec. d.C.

Inoltre, il corpo sabbioso principale, che taglia quello più antico e corrisponde alla quota più elevata del dosso fluviale dell'Adige moderno, ha cominciato ad aggradare sulla pianura circostante durante il Medioevo.

#### 7.2.8. Ramalto 1

La sezione di Ramalto 1 (Fig. 15 e Fig. 16) mostra, in corrispondenza del sondaggio RA05, la presenza di un corpo sabbioso spesso non più di 3 metri, che si esaurisce tra i due sondaggi RA04 e RA03. Ad oriente di questo corpo di canale si ha l'evidenza di un deposito di alternanze di sabbia e limo, probabilmente legato ad un evento di rotta. Non vi sono dunque, in corrispondenza del dosso dell'Adigetto, corpi sabbiosi particolarmente estesi e profondi, paragonabili a quelli già indagati e riferibili all'Adige o del Po.

Questo sembra escludere l'ipotesi che questo dosso corrisponda ad alvei fluviali antichi importanti, come invece si potrebbe pensare osservando la morfologia dal DTM.

Seguendo l'indicazione, data dalle foto aeree, di una traccia fluviale posta circa 1 km a nord-est del dosso dell'Adigetto, il transetto si è spinto fino ad attraversare

un secondo dosso (denominato "dosso di Fasanara"), attualmente in fase di smaltellamento per migliorie fondiari. In corrispondenza della parte più elevata del dosso, vi è un corpo sabbioso spesso almeno 6 metri, largo circa 150 m rappresenterebbero gli argini naturali

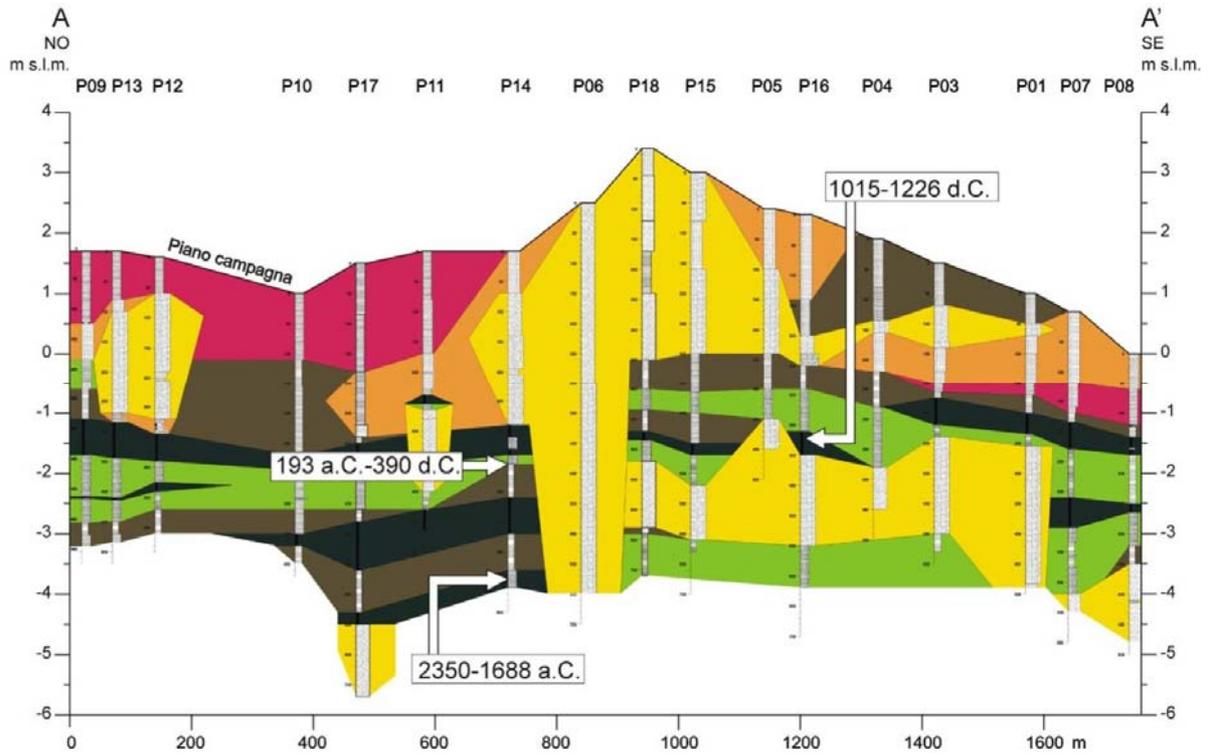


Fig. 14 – Sezione stratigrafica Pettorazza 1.



Fig. 15 – Foto aerea con la posizione dei sondaggi attraverso il dosso dell'Adigetto e il dosso di Fasanara. Le frecce indicano la traccia di un'antica strada, non ancora studiata. Foto di A. Ninfo (Progetto ARCUS – Via Annia).

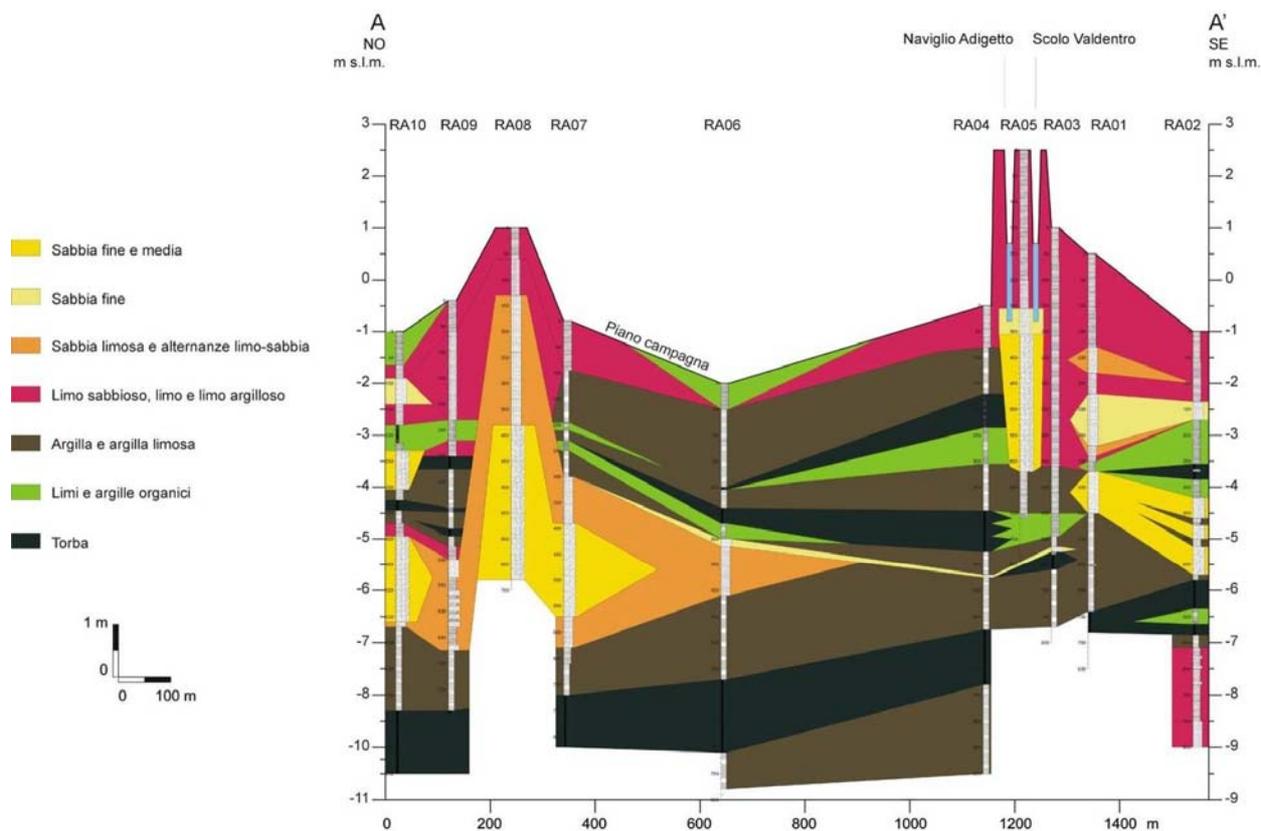


Fig. 16 – Sezione stratigrafica di Ramalto 1.

### 7.3. Radiodattazioni

In Tab. 3 vengono riportati i risultati delle radiodattazioni, le informazioni del sito di campionamento e l'età calibrata. La calibrazione è stata

effettuata utilizzando la curva IntCal04 con il software Calib 5 (Stuiver e Reimer 1993; Stuiver *et al.*, 2005).

Oltre all'età convenzionale data dal laboratorio (analisi eseguite da GeoChron Laboratory di Billerica - USA) sono riportate le età calibrate con errore di 2 sigma, riferite BP (*Before Present*) e a.C. - d.C.

Campione (sondaggio e profondità - cm)	Comune	Latitudine	Longitudine	Età convenzionale BP	Età calibrata BP (errore di 2σ)	Età calibrata a.C.-d.C. (errore di 2σ)	Materiale
CO03 440	Cona	45°10'19" N	11°59'18" E	3960±110 BP	4141-4712 BP	2763-2192 a.C.	Torba
CO04 705	Cona	45°10'25" N	11°59'16" E	4280±160 BP	4435-5306 BP	3357-2486 a.C.	Legno
P16 375	Pettorazza Grimani	45°07'20" N	11°59'15" E	920±60 BP	724-935 BP	1015-1226 d.C.	Torba
P14 367	Pettorazza Grimani	45°07'34" N	11°59'03" E	1910±120 BP	1560-2142 BP	193 a.C.-390 d.C.	Torba
P14 545	Pettorazza Grimani	45°07'34" N	11°59'03" E	3640±130 BP	3637-4299 BP	2350-1688 a.C.	Torba
SA10 530	Saline - San Martino di Venezze	45°06'50" N	11°51'42" E	4130±140 BP	4237-4979 BP	3030-2288 a.C.	Torba
SA11 435	Saline - San Martino di Venezze	45°06'57" N	11°51'35" E	4390±150 BP	4570-5330 BP	3381-2621 a.C.	Torba

Tab. 3 – Risultati delle radiodattazioni.

#### 7.4. Petrografia delle sabbie

Sul modello digitale del terreno di Fig. 17 vengono riportati i siti di campionamento per lo studio petrografico. Come si può notare dal DTM, sono stati selezionati campioni provenienti dal dosso dell'Adige in corrispondenza del paleomeandro di Pettorazza (scelti per avere una base di confronto sicura), dal dosso del "ramo più settentrionale del Po", a monte e a valle del nodo di Rovigo, sul ventaglio di rotta di Villadose ed in corrispondenza del "Po di Adria" presso lo scavo archeologico di Narde.

La Tab. 4 riporta i valori delle percentuali relative, calcolate dalle pesate dei 10 campioni analizzati. Per ogni campione sono stati contati 300 granuli.

La composizione petrografica, secondo tali parametri, è plottata sul diagramma triangolare (Fig. 18), che riporta le percentuali relative alle componenti Q, F, L+CE, dove Q include il quarzo totale, F i feldspati ed L+CE i frammenti di roccia a grana fine, più i carbonati extrabacinali. Vengono riportati anche i valori di riferimento per l'Adige ed il Po di Gazzi (1986).

Tutti i campioni analizzati ricadono nell'area litica del diagramma triangolare: le sabbie quindi sono riconosciute come sabbie litiche.

Il diagramma triangolare evidenzia due distinti cluster di campioni, definiti come petrofacies. Una

petrofacies comprende i campioni NA01, TRE01, TA01, SAR01, SAR02, V01 e V05; essa risulta essere una petrofacies quarzo-litica con una media del 52.4% di quarzo. Essa è caratterizzata da un contenuto relativamente elevato di feldspato. La frazione litica è rappresentata da una varietà di frammenti di roccia metamorfica, in particolare da serpentiniti scistose. Tra i minerali pesanti, la presenza di glaucofane è importante per l'interpretazione della provenienza. Le sabbie appartenenti a questa petrofacies sono simili a quelle del Po.

La seconda petrofacies comprende tutti i campioni prelevati a Pettorazza (P04, P06, P16). Tale petrofacies è simile a quella dell'Adige poiché è più litica (valore medio 46.2%) e ha una percentuale di quarzo più bassa dell'altra petrofacies (32.9%). Essa è anche caratterizzata dall'assenza di serpentiniti scistose e glaucofane.

Allo stesso ramo più settentrionale del Po appartengono le sabbie prelevate dai paleocanali del ventaglio di rotta di Villadose.

I tre campioni di sabbia prelevati a Pettorazza, rispettivamente dal corpo sabbioso tabulare del paleocanale più antico, dal riempimento del canale moderno e dai depositi di rotta a sudest, sono inclusi nella petrofacies attribuita al sistema fluviale atesino (Fig. 18).

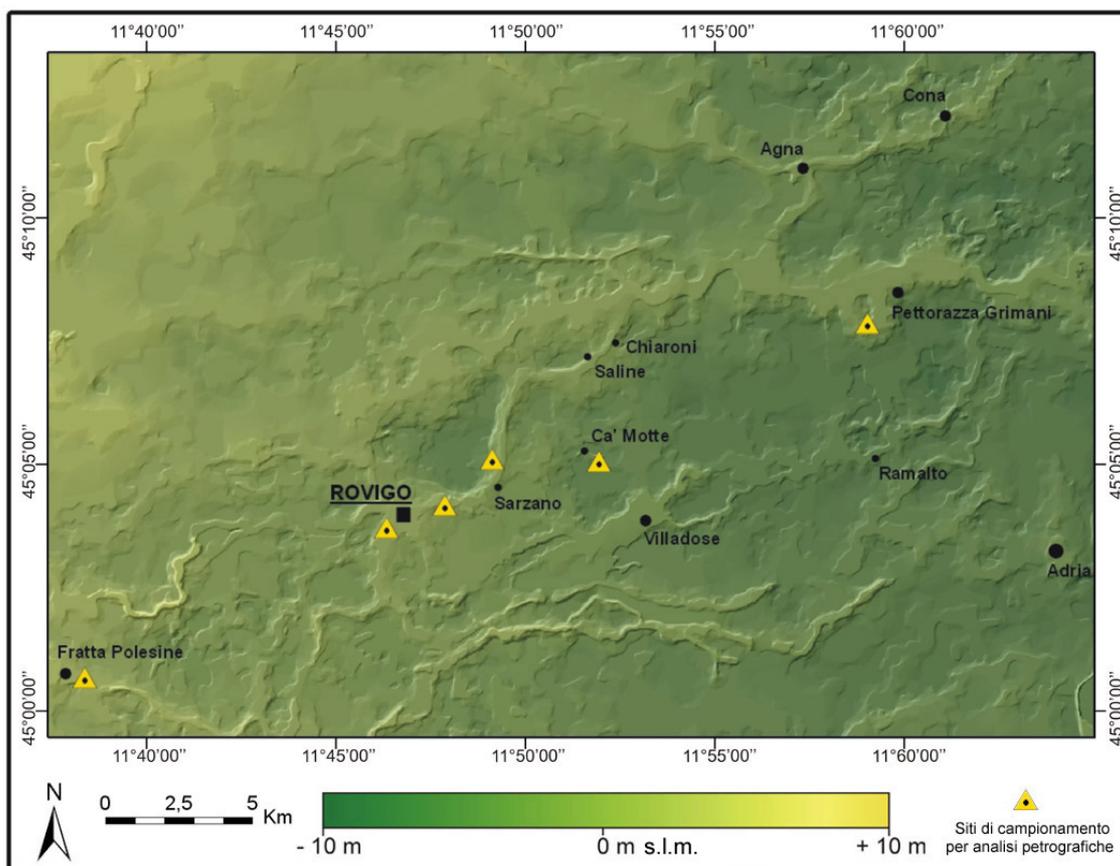


Fig. 17 – Modello Digitale del Terreno con riportate le posizioni dei campionamenti per la petrografia delle sabbie.

	Tipo di granulo \ campione	NA01	TRE01	TA01	SAR01	SAR02	V01	V05	P06	P16	P04
Q	Quarzo monocristallino	19.0	28.3	27.3	23.3	33.0	29.0	35.0	16.0	15.0	16.7
	Quarzo policristallino a grana grossa	10.7	12.7	9.7	3.7	4.3	6.7	10.3	1.3	6.7	3.0
	Quarzo policristallino a grana fine	1.7	3.7	1.3	2.0	1.0	1.0	3.3	1.0	0.7	1.0
	Quarzo in f.r. vulcanica acida	-	-	1.3	0.3	-	-	-	-	0.3	-
	Quarzo in f.r. metamorfica di basso g.	1.3	1.0	0.3	3.3	-	2.0	3.7	1.0	2.0	1.0
	Quarzo in f.r. granitica/gneissica	4.7	3.3	4.7	0.7	2.0	5.7	1.7	1.7	2.3	1.3
F	K-feldspato monocristallino	8.0	6.3	5.7	2.7	4.3	7.3	3.3	9.0	4.3	5.3
	K-feldspato in f.r. vulcanica acida	-	-	-	-	-	-	-	-	0.7	-
	K-feldspato in f.r. granitica/gneissica	1.0	-	0.3	-	-	1.7	-	-	0.3	-
	Plagioclasio monocristallino	10.7	7.7	8.0	7.7	4.3	8.0	9.7	6.3	6.0	11.0
	Plagioclasio in f.r. vulcanica acida	-	-	-	-	-	-	-	0.7	0.3	-
	Plagioclasio in f.r. metamorfica di basso g.	0.7	-	-	0.7	-	-	-	-	0.7	-
L	Plagioclasio in f.r. granitica/gneissica	0.7	0.7	1.7	-	0.3	1.0	-	-	0.3	-
	Frammento roccia vulcanica acida	3.7	15.3	6.7	5.3	5.3	5.0	9.3	7.7	12.0	11.7
	Frammento roccia vulcanica intermedia	-	-	-	-	0.3	-	-	-	-	-
	Serpentine scistosa	1.7	1.3	3.3	-	2.7	2.7	1.0	-	-	-
	Frammento roccia metamorfica di basso g.	5.3	1.0	1.3	3.3	2.3	2.0	-	1.7	4.0	0.3
	Frammento roccia metamorfica di medio g.	0.7	1.7	1.0	0.7	2.3	0.7	0.3	0.3	0.3	-
	Selce	0.7	-	0.3	-	0.3	0.7	0.3	0.3	0.7	-
	Siltstone	0.3	0.7	4.3	0.7	1.3	1.0	0.3	0.3	-	0.3
	Mica e clorite	7.0	4.7	4.3	12.3	6.0	5.7	1.7	23.3	14.0	18.7
	Mica e clorite in f.r. granitica/gneissica	-	-	1.0	0.3	-	-	0.7	-	-	0.7
	Mica e clorite metamorfica di basso g.	-	-	-	0.3	-	-	0.3	-	-	0.3
	Glaucofane	-	-	0.3	1.3	1.3	-	-	-	-	-
	Altri minerali	11.4	4.9	4.3	13.7	13.0	10.7	9.4	6.7	9.3	4.9
	Altri minerali in f. r.granitica/gneissica	-	0.7	0.7	-	-	-	0.3	-	-	0.7
Glauconite	-	-	-	-	-	-	-	0.3	-	-	
CE	Dolostone - granulo monocristallino	-	1.0	-	-	1.3	-	2.0	6.3	3.0	1.7
	Dolostone - granulo policristallino	0.7	1.3	1.0	0.7	2.7	1.7	1.0	6.3	9.7	14.3
	Limestone - granulo monocristallino	-	0.7	0.3	0.3	0.3	2.7	1.7	3.0	1.0	0.3
	Limestone - granulo policristallino	5.3	3.0	3.3	10.3	7.3	2.0	2.3	1.3	1.3	4.7
	Limestone - granulo micritico	3.0	-	6.7	4.7	2.3	2.3	1.7	2.3	3.7	1.0
	Bioclasti rielaborati	-	-	-	1.0	1.3	0.3	-	1.0	0.3	-
	Ossidi e minerali opachi	1.7	-	0.7	-	0.3	0.3	0.7	1.7	0.7	0.7
Indeterminati	0.3	-	-	0.7	-	-	-	0.3	0.3	0.3	
Totale		100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Tab. 4 – Analisi modale dei campioni di sabbia. Tabella di valori percentuali.

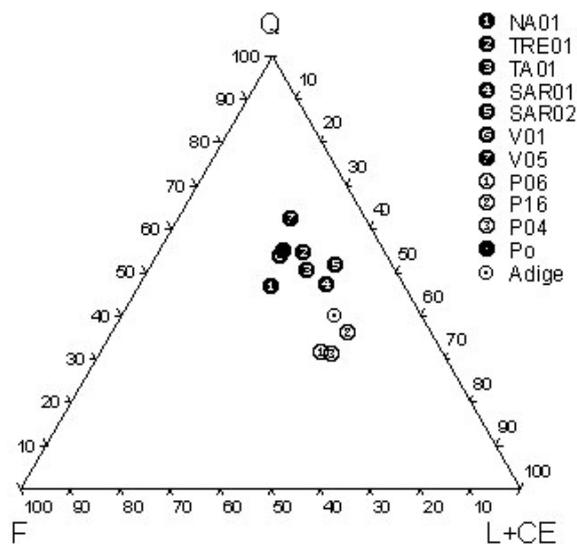


Fig. 18 – Diagramma QFL+CE con riportati i dati di riferimento da Gazzi (1986).

## 8. Conclusioni

L'applicazione dell'approccio multidisciplinare, che ha visto principalmente l'utilizzo del telerilevamento, dell'analisi del microrilievo e delle analisi stratigrafiche e petrografiche, ha permesso di individuare le principali fasi sedimentarie che hanno caratterizzato la pianura Padano-Atesina durante l'Olocene.

Dopo l'ultimo evento deposizionale pleistocenico, avvenuto in condizioni di stazionamento basso del livello relativo del mare (fase di *lowstand*), si ebbe un periodo caratterizzato da esposizione subaerea, in condizioni di assenza di deposizione, in cui si ebbe la formazione del paleosuolo con orizzonte calcico individuato a -7 m s.l.m. a Cona 1.

Successivamente a questo *hiatus* deposizionale post-LGM (14500 - 8000 BP) (Fontana *et al.*, in stampa), cominciò la fase trasgressiva, in cui si ebbe un innalzamento del livello relativo del mare. Questo avrebbe portato l'aumento generalizzato del livello di falda, con la conseguente formazione di ampie zone palustri ad acqua dolce che, nelle aree più vicine alla linea di costa, dovettero evolversi in paludi salmastre (Bondesan *et al.*, 1995). Queste dovettero essere le condizioni paleoidrografiche dell'area di studio durante la fase trasgressiva e la fase di massima ingressione marina (*maximum flooding*), segnalata attorno ai 6000-5500 BP per l'area costiera del delta padano (Stefani e Vincenzi, 2005). L'area di studio si colloca a soli 10-15 km ad ovest del limite raggiunto dalla massima ingressione marina segnalata da Bondesan *et al.* (1995): le torbe che questi autori hanno identificato, a monte di tale limite e che sarebbero in eteropia con limi e argille lagunari possono essere correlate con le torbe di Cona e Saline. Secondo questa interpretazione, questi depositi torbosi si sarebbero dunque formati durante la fase trasgressiva e di *maximum flooding*.

Le radiodattazioni eseguite a Cona sui livelli torbosi compresi tra -6 e -4,5 m s.l.m., che danno un'età di 3357-2486 a.C. (ovvero 4435-5306 cal. BP) e 2763-2192 a.C. (ovvero 4141-4712 cal. BP). Per quanto l'errore nella misura renda non significativo il calcolo del tasso di sedimentazione tra i due livelli (a causa della parziale sovrapposizione delle date, di 277 anni), ha comunque senso calcolare quello rispetto al primo evento deposizionale olocenico registrato. Ammettendo che a Cona la sedimentazione sia ripresa a 8000 BP come nella Pianura Veneto-Friulana (Fontana *et al.*, in stampa), l'individuazione dell'orizzonte a caranto e la radiodattazione eseguita sul livello torboso superiore, dimostrerebbe un tasso di sedimentazione di 3 metri in circa 3500 anni. Il tasso di deposizione sembrerebbe aumentare nei 1500 anni successivi (calcolati dal livello torboso superiore radiodattato alla superficie affiorante che corrisponde all'età del Bronzo Finale), durante i quali si depongono dai 4,5 ai 7,5 metri di sedimenti (rispettivamente nella piana di esondazione prossimale e al culmine del dosso fluviale).

A scala regionale, Fontana *et al.* (in stampa) evidenziano come nella fase di *highstand* si abbia l'aggradazione di importanti dossi fluviali come quelli del Brenta, del Piave e del Tagliamento, rispettivamente a partire da 5000 BP, 4000 BP e 3000 BP.

I dati cronostatigrafici di Cona suggeriscono l'inizio dell'aggradazione del dosso fluviale del ramo più settentrionale del Po da 4000 BP: questo indicherebbe che, a partire da questo periodo, il sistema deposizionale dell'area di studio sia entrato nell'attuale fase di stazionamento alto (*highstand*).

Sempre sulla base delle evidenze cronostatigrafiche delle sezioni studiate, l'attivazione fluviale dovette essere contemporanea a Saline e a Cona. Dal confronto con la bibliografia (Peretto, 1986; Marcolongo e Zaffanella, 1987), essa dovette essere contemporanea o immediatamente successiva anche con quella del Po di Adria che, tra il Bronzo recente e finale vide fiorire gli insediamenti di Fratta Polesine, Pontecchio e Larda di Gavello.

Il cambiamento climatico, avvenuto al passaggio tra Sub-boreale e Sud-atlantico (tra 3000 e 2800 cal. BP) e che portò ad una diminuzione nelle temperature e ad un aumento nelle precipitazioni (Orombelli, 1997), potrebbe aver portato ad un aumento relativo nelle portate fluviali. Questo, associato all'aggradazione dell'alveo e alla conseguente pensilità del corso d'acqua, potrebbe aver favorito rotte ed avulsioni che avrebbero infine portato all'abbandono del ramo più settentrionale del Po.

Le analisi petrografiche eseguite lungo il dosso del ramo più settentrionale del Po passante per Saline ha voluto riprendere il lavoro di Castiglioni del 1978, in cui si discute il risultato di un'analisi petrografica, su un campione di sabbia prelevato nei pressi di Cona. Il risultato, che attribuisce tali sabbie al Po, può essere ora integrato con i risultati ottenuti dai campioni di Narde, Rovigo e Sarzano, dando così al dosso del ramo più

settentrionale del Po, una caratterizzazione oltre che stratigrafica e morfologica, anche petrografica.

La deposizione sul dosso fluviale non doveva essere più attiva già durante l'età del Bronzo finale, dato che le tracce insediative di Saline si collocano al di sopra dei depositi di facies arginale.

Inoltre, durante la fase di attività del ramo più settentrionale del Po, si ebbe un evento di rotta con l'apertura di una serie di canali in destra idrografica, come provato dall'analisi petrografica. Il punto di rotta è situato appena a sud di Saline e occupa l'area a nordovest di Villadose. Sui depositi sabbiosi di questo ventaglio di rotta, venne tracciato, durante l'epoca romana, il decumano massimo della centuriazione dell'agro di Adria: in superficie, si rinvengono numerose tracce di insediamenti romani tra cui la villa rustica di Ca' Motte. Come provato dalle relazioni stratigrafiche tra le fondazioni della villa e i depositi limoso-sabbiosi, si conferma, anche per Ca' Motte, la strategia edilizia di costruire su terreni ben drenati, caratterizzati da un alto morfologico.

Il dosso del ramo più settentrionale del Po si divide in due rami secondari presso Chiaroni, dove la stratigrafia mostra due differenti corpi sabbiosi. Di questi due dossi si perde tuttavia traccia presso San Martino di Venezze, dove essi sono stati tagliati dall'Adige moderno a partire dall'XI sec. d.C., come dimostrano le radiodazioni effettuate su torbe alla base del corpo di argine naturale a Pettorazza Grimani. Lo studio stratigrafico sul paleomeandro di Pettorazza, mostra anche la presenza di un corpo sabbioso sepolto più antico, impostatosi dopo il 193 a.C.-390 d.C. e disattivatosi nell'Alto Medioevo. Esso può essere correlato con la deposizione delle sabbie che, secondo Balista (2004) chiudono le canalette interpoderali della centuriazione romana a sud di Beverare e che proverrebbero da eventi di rotta dell'Adige.

Questo supporta l'ipotesi che il corso fluviale atesino solcasse questo tratto di pianura precedentemente al supposto evento conosciuto come "Rotta della Cucca".

A Pettorazza Grimani, Peretto (1986) attribuisce la struttura poligonale che contorna il paleomeandro ed è visibile da fotografia aerea, all'epoca romana. Sulla base dei dati raccolti, la superficie corrispondente all'età romana, nell'area circostante il dosso dell'Adige, si trova però almeno 3 metri sotto il piano campagna, anziché collocarsi nell'arativo come a Ca' Motte: la poligonale è quindi attribuibile all'epoca post-romana.

La sezione di Ramalto mostrerebbe che l'Adigetto non può essere stato a lungo una diramazione e ancor meno il corso principale dell'Adige, come invece suggerito da Peretto (1986) e Balista (2004). A questo proposito, radiodazioni sui livelli torbosi di Ramalto, tutt'ora in corso, e ulteriori studi stratigrafici potrebbero chiarire il periodo di attività del paleoalveo che ha portato alla formazione del dosso di Fasanara. Lo stato attuale delle conoscenze non esclude, ancora, un corso atesino fra Rovigo e Villadose, più meridionale e alternativo dell'attuale fra S. Martino di Venezze e Anguillara Veneta.

Lo studio stratigrafico ha evidenziato come la superficie corrispondente all'epoca romana si trovi a diverse profondità nel record sedimentario.

Questo implica, da una parte, la relativa facilità nel rinvenimento e, dall'altra, che l'azione dell'uomo moderno, tramite l'urbanizzazione e le attività agricole, possa cancellare le tracce antropiche antiche. Questo vale anche per le tracce morfologiche naturali del paesaggio. Emblematica in questo senso è stato il caso del dosso di Fasanara, parzialmente distrutto dalle opere di miglioramento fondiario, tutt'ora in atto.

## 9. Bibliografia

- Accademia dei Concordi (2003), *Camillo, Carlo e Girolamo Silvestri. Successi delle acque dall'anno 1677 al 1755*, S.I.T, Treviso.
- Amorosi A., Centineo M. C., Colalongo M. L., Fiorini F. (2005), "Millennial-scale depositional cycles from the Holocene of the Po Plain, Italy", *Marine Geology*, 222-223, 7-18.
- Amorosi A., Centineo M. C., Colalongo M. L., Pasini G., Sarti G., Vaiani S. C. (2003), "Facies architecture and Latest Pleistocene-Holocene depositional history of the Po Delta (Comacchio area), Italy", *J. Geol.*, 111, 39-56.
- 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.
- AA.VV. (1988), "Carta Archeologica del Veneto 1:100000", in Capuis L., Leonardi G., Pesavento Mattioli S., Rosada G. (a cura di), Panini, Modena.
- Balista C. (2004), "Il territorio cambia idrografia: la rotta della Cucca", in Leonardi G., Rossi S. (a cura di), *Archeologia e idrografia del Veronese a cent'anni dalla deviazione del fiume Guà (1904-2004)*, Atti della Giornata di Studi "La necropoli del Fiume Nuovo" – 15 maggio 2004, Saltuarie dal laboratorio del Piovego 6 (pp. 55-86), Dipartimento di Scienze dell'Antichità, Padova.
- Balista C. e De Guio A. (1997), "Ambiente ed insediamenti dell'età del bronzo nelle Grandi Valli Veronesi", in Bernabò Brea M., Cardarelli A., Cremaschi M. (a cura di), *Le Terramare. La più antica civiltà padana*, Electa, Modena, pp.137-165.
- Ballotta C. (1993), "Studio geomorfologico del territorio comunale di Villadose", in Maragno E. (a cura di), *La centuriazione dell'agro di Adria*, AGS edizioni, Stanghella, pp. 208-211.
- Bellintani G. F. (1984), "Nuove scoperte nel Comune di San Bellino, località Contarina e nel Comune di San Martino di Venezze, località Saline", *Padusa*, 20, 529.
- Bellintani G. F., Zerbinati E. (1984), "Spada del Bronzo recente scoperta nel Settecento a Garzano", *Padusa*, 20, 379-394.
- Bellintani P. (1986), "Insediamento del Bronzo finale a Saline (San Martino di Venezze (RO))", *Padusa*, 22, 255-270.

- Berendsen H. J. A. e Stouthamer E. (2000), "Late Weichselian and Holocene palaeogeography of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161, 311-335.
- Bertolani Marchetti D. (1966), "Vicende climatiche e floristiche dell'ultimo glaciale e del postglaciale in sedimenti della laguna veneta", *Mem. Biogeogr. Adriatica*, 7, 193-225.
- Boccaletti M., Nicolich R. e Tortorici L. (1990), "New data and hypothesis on the development of the Tyrrhenian basin", *Palaeogeogr. palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 77, 15-40.
- Bondesan M., Favero V., Viñals M. J. (1995), "New evidence on the evolution of the Po-delta coastal plain during the Holocene", *Quaternary International*, 29/30, 105-110.
- Bondesan M., Camassi R., Tchaprassian M. (2002), "Individuazione delle zone di rotta nel corso inferiore dell'Adige: il contributo di dati geologici, geomorfologici e storici", *Memorie di Scienze Geologiche*, 54, 73-86.
- Bosio L. (1991), *Le strade romane della Venetia e dell'Histria*, Esedra, Padova.
- Bridge J. S. (2003), *Rivers and Floodplains*, Blackwell Publishing, Oxford.
- Castiglioni G. B. (1978), "Il ramo più settentrionale del Po nell'antichità", *Atti e Memorie Accademia Patavina SS.LL.AA.*, 90(111), 157-164.
- Castiglioni G. B. (1999), "Geomorphology of the Po Plain", *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 3(3), 7-20.
- Correggiari A., Roveri M., Trincardi F. (1996), "Late Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic Sea", *Il Quaternario*, 9, 697-704.
- Cremaschi M. (1997), "Terramare e paesaggio padano", in Bernabò Brea M., Cardarelli A., Cremaschi M. (a cura di), *Le Terramare. La più antica civiltà padana*, Electa, Modena, pp.107-125.
- Cremaschi M. e Gasperi G. (1989), "L'alluvione alto-medioevale di Mutina (Modena) in rapporto alle variazioni ambientali oloceniche", *Mem.Soc.Geol.It.*, 42, 179-190.
- De Bon A. (1939), *Il Polesine nell'antico Impero*, Rovigo.
- De Min M. (1984), "Adria antica", in Aspes A. (a cura di), *Il Veneto nell'antichità. Preistoria e protostoria* (vol. 2, pp. 809-830), Banca Popolare di Verona, Verona.
- Dickinson W. R. (1970), "Interpreting detrital modes of graywacke and arkose", *Jour. Sed. Petrol.*, 40, 695-707.
- Facchini G. M. (2006), *Villadose in età Romana II. Scavi archeologici dell'Università degli Studi di Verona a Villadose (Ro), località Ca' Motte. Dalla didattica alla ricerca*, Ags-Edizioni, Stanghella.
- Fasani L. (1984), "L'età del Bronzo", in Aspes A. (a cura di), *Il Veneto nell'antichità. Preistoria e protostoria* (vol.2, pp. 451-614), Banca Popolare di Verona, Verona.
- Fontana A. (2006), *Evoluzione geomorfologica della bassa pianura friulana e sue relazioni con le dinamiche insediative antiche*, Monografie Museo Friulano Storia Naturale 47, Comune di Udine, Udine.
- Fontana A., Mozzi P., Bondesan A. (in stampa), "Alluvial megafans in the Venetian-Friulian Plain (north-eastern Italy): Evidence of sedimentary and erosive phases during Late Pleistocene and Holocene", *Quaternary International* (2007), doi:10.1016/j.quaint.2007.08.044.
- Gazzi P. (1966), "Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese: correlazioni con il Flysch di Monghidoro", *Mineralogica Petrografica Acta*, 12, 69-97.
- Gazzi P., Zuffa G. G., Gandolfi G., Paganelli L. (1973), "Provenienza e dispersione litoranea delle sabbie delle spiagge adriatiche fra le foci dell'Isonzo e del Foglia: inquadramento regionale", *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 12, 1-37.
- Harari M. (1998), "La seconda età del Ferro nel Polesine: nuove ricerche delle Università di Pavia e di Ferrara", in *Proceedings of the VIII Congress I.U.P.P.S (Forlì, 8-14.IX.1996)*, IV, 12, Forlì 1998 (pp. 683-690).
- Ingersoll R. V., Bullard T. F., Ford R. L., Grimm J. P., Pickle J. D., Sares S. W. (1984), "The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method", *Jour. Sed. Petr.*, 54, 103-116.
- Marcolongo B. (1987), "Ricostruzione paleoidrografica attraverso interpretazione di immagini telerilevate", in Marcolongo B. (a cura di), *Paleoidrografia tarodoquaternaria della pianura veneta sudoccidentale e il suo significato in una ricostruzione paleoclimatica*, C.N.R., Padova, pp. 6-9.
- Marcolongo B., Zaffanella G. C. (1987), "Evoluzione paleogeografica della Pianura veneta Atesino-Padana", *Athesia*, 1, 31-67.
- Massari F. (1990), "The foredeeps of the Northern Adriatic margin: evidence of diachroneity in deformation of the Southern Alps", *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 96 (2-3), 351-380.
- Massari F., Grandesso P., Stefani C., Jobstraibizer P. G. (1986), "A small polyhistory foreland basin evolving in a context of oblique convergence: the Venetian basin (Chattian to Recent, Southern Alps, Italy)", in Allen P. e Homewood P. (a cura di), *Foreland Basins*, Spec. Publ. Int. Ass. Sedimentol., 8, (pp.141-168).
- Mozzi P., Bini C., Becattini R., Mariotti Lippi M. (2003), "Stratigraphy, palaeopedology and palynology of Late Pleistocene and Holocene deposits in the landward sector of the Lagoon of Venice (Italy), in relation to the "caranto" level", *Il Quaternario*, 16(1b), 193-210.
- MURST, Ministry of University Research and Technology (1997), *Geomorphological Map of Po*

- Plain*, MURST-S.El.Ca,3 sheet, scale 1:250000, Firenze.
- Orombelli G. (1997), “Le condizioni climatiche durante il II millennio a.C.”, in Bernabò Brea M., Cardarelli A., Cremaschi M. (a cura di), *Le Terramare. La più antica civiltà padana*, Electa, Modena, pp.51-55.
- Orombelli G. (2005), “Cambiamenti climatici”, *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 7,15-24.
- Panizza M. (1985), “Schemi cronologici del Quaternario”, *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 8(1), 44-48.
- Peretto R. (1968), “Una via romana a Villadose”, *Padusa* 4(1).
- Peretto R. (1986), “Ambiente e strutture antropiche nell’antico Polesine”, in AA.VV. (a cura di), *L’antico Polesine. Testimonianze archeologiche e paleoambientali*, Antoniana s.p.a., Padova, pp. 21-100.
- Peretto R. (1994), “La scoperta del paesaggio. Il territorio tra protostoria e romanità”, in AA.VV. (a cura di), *Balone. Insediamento etrusco presso un ramo del Po*, Catalogo mostra – Rovigo, Padova, pp. 15-42.
- Peretto R. (1997), “Recenti scoperte nell’entroterra di Adria. Insediamenti “etrusco padani” e la via di Gavello”, *Padusa*, 8, 1-2.
- Peretto R., Salzani L. (2003), “Pontecchio Polesine (RO). Località Zanfarlina. Un nuovo sito della media età del Bronzo”, *QdAV*, 19, 40-51.
- Pieri M., Groppi G. (1981), *Subsurface geological structure of the Po Plain*, C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogramma. Modello Strutturale, Contrib. vol. 414., AGIP Publisher, Milano.
- Salzani L. (1986), “Abitati preistorici e protostorici dell’alto e del medio Polesine”, in AA.VV. (a cura di), *L’antico Polesine. Testimonianze archeologiche e paleoambientali*, Antoniana s.p.a., Padova, pp 21-100.
- Salzani L. (1992), “Necropoli dell’Età del Bronzo Finale alle Narde di Fratta Polesine. Seconda nota”, *Padusa*, 26-27, 125-206.
- Sanesi G. (a cura di) (1977), *Guida alla descrizione del Suolo*, C.N.R., Firenze.
- Stefani M., Vincenzi S. (2005), “The interplay of eustasy, climate and human activity in the late Quaternary depositional evolution and sedimentary architecture of the Po Delta system”, *Marine Geology*, 222-223, 19-48.
- Stuiver M. e Reimer P. J. (1993), “Extended <sup>14</sup>C database and revised CALIB radiocarbon calibration program”, *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- Stuiver M., Reimer P. J. and Reimer R. W. (2005), *CALIB 5.0* [WWW program and documentation].
- Veggiani A. (1974), “Le variazioni climatiche del basso corso del Po negli ultimi 3000 anni”, *Padusa*, 10, 39-ss.
- Veggiani A. (1985), *Il Delta del Po e l’evoluzione della rete idrografica padana in epoca storica*, Accademia delle Scienze dell’Istituto di Bologna (pp. 37-68).
- Veggiani A. (1994), “I deterioramenti climatici dell’Età del Ferro e dell’Alto Medioevo”, *Boll. Soc. Torriceliana di Scienze e Lettere*, Faenza, 45, 3-80.
- Zanferrari A., Bollettinari G., Carobene L., Carton A., Carulli G. B., Castaldini D., Cavallin A., Panizza M., Pellegrini G. B., Pianetti F., Sauro U. (1982), “Evoluzione neotettonica dell’Italia nord-orientale”, *Mem. Sc. Geol.*, 35, 355-376.
- Zerbinati E. (1982), *Edizione archeologica della Carta d’Italia al 100.000. Foglio 64 Rovigo*, I.G.M., Firenze.
- Zaffanella G. C. (1979), “Geomorfologia e Archeologia Preistorica nel territorio compreso tra l’Adige, i Colli Berici e i Colli Euganei”, *Padusa*, 15(1-2-3-4), 109-147.
- Zuffa G. G. (1980), “Hybrid arenites: their composition and classification”, *Jour. Sed. Petrol.*, 50, 21-29.