



Università degli Studi di Ferrara

DOTTORATO DI RICERCA IN
"SCIENZE DELLA TERRA"

CICLO XXIII

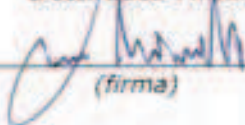
COORDINATORE Prof. Luigi Beccaluva

**RICOSTRUZIONE GEOLOGICA TRIDIMENSIONALE
DELLA STRATIGRAFIA TARDO-QUATERNARIA
NEL SOTTOSUOLO DI FERRARA**

Settore Scientifico Disciplinare GEO/02

Dottorando

Dott. Luca Minarelli



(firma)

Tutore

Prof. Marco Stefani



(firma)

Anni 2008 - 2010

*alla mia famiglia,
a chi ha saputo starmi vicino,
a coloro che hanno reso possibile questo lavoro.*

1. Riassunto

Questo lavoro ricostruisce l'architettura stratigrafica tridimensionale del Quaternario superiore, nel sottosuolo dell'area urbana e periurbana di Ferrara. Le unità indagate si sono sedimentate durante l'Olocene ed il Pleistocene finale. Il principale obiettivo della tesi è stato la realizzazione di un modello geologico-stratigrafico tridimensionale del sottosuolo, fino ad una profondità di 35-40 metri. La ricerca si basa sull'interpretazione di un'ampia banca dati geognostici, comprendente circa 2000 prove, fra sondaggi stratigrafici, prove penetrometriche e stratigrafie di pozzo. Il modello è stato ottenuto affiancando all'interpolazione geostatistica computerizzata dei dati digitalizzati, l'interpretazione concettuale delle facies sedimentarie, basata su carote e prove penetrometriche. L'interpretazione sedimentologico-stratigrafica delle penetrofacies si è in particolare basata sul raffronto fra carotaggi continui e prove penetrometriche a piezocono e piezocono acustico. L'elaborazione numerica dei dati ha dovuto tenere conto della loro forte eterogeneità tipologica e spaziale, eterogeneità che è stata ricondotta ad una cornice interpretativa unitaria, anche mediante lo sviluppo di apposite metodologie informatiche. L'elevata densità di dati ha consentito di ricostruire l'evoluzione della piana alluvionale dei fiumi Po e Reno, dall'ultimo massimo glaciale ad oggi. La dinamica deposizionale è stata fortemente influenzata dalle ampie fluttuazioni climatiche ed eustatiche quaternarie. Durante lo stazionamento basso del livello marino, si accumulavano qui spessi corpi di sabbie singlaciali, in condizioni di media pianura alluvionale. Nelle fasi tardive di risalita eustatica, nelle parti meridionali del modello stratigrafico, aggradavano potenti corpi di limi e sabbie di origine appenninica, mentre l'alto strutturale settentrionale permaneva in condizioni di lacuna non deposizionale. La fase di massima trasgressione fu caratterizzata dall'accumulo di fanghi organici di palude dolce, attraverso gran parte dell'area di studio. Durante lo stazionamento alto, si diffusero i corpi sabbiosi di riempimento dei canali di Po, Reno e Savena, mentre argille e limi si depositavano nelle ampie depressioni interfluviali. Un ruolo importante è stato esercitato dalla deformazione compressiva nel controllo delle geometrie e dei caratteri deposizionali dei corpi sedimentari. Le successioni deposte sulle culminazioni anticlinali sono, infatti, molto più sottili e lacunose di quelle accumulate nelle depressioni sinclinali, fortemente subsidenti. I risultati geologico-stratigrafici del lavoro potranno avere ricadute nella gestione degli aspetti idrogeologici e geotecnici e per la valutazione del rischio sismico. La ricerca fornisce un protocollo di lavoro, economicamente efficiente e di rapida esecuzione.

2. Abstract

This work is aimed at the reconstruction of the upper Quaternary depositional architecture, below the urban area of Ferrara, in northern Italy. The study area is part of the lower alluvial plain of the Po and Reno rivers and is therefore dominated by fluvial channel sands, levee sands-silts, and inter-channel depression mud. The research was focused on the reconstruction of a digital geological model of the sedimentary bodies buried in the first 35 m under the topographic surface. The study units accumulated through Holocene and late Pleistocene times. The research work is based on the analysis of a rich data set, derived from about 2,000 subsurface investigations, consisting of continuous coring, penetration tests (including CPTU and SCPTU), and water wells stratigraphy. The subsurface modelling was achieved through both the conceptual interpretation of surface and subsurface information and the computerized geostatistic interpolation of digitalized data. The digital interpolation overcame the large heterogeneity of the data set into a homogeneous statistical and conceptual framework, through the use of a time and economic efficient work protocol. The research work achieved the reconstruction of the environmental evolution of the area, from the last glacial maximum time up to the present. The large climatic and eustatic fluctuations of the Quaternary largely influenced the environmental evolution and sedimentary dynamics of the area. During the last sea-level lowstand, a large body of synglacial river sands accumulated into the research area, under middle alluvial plain conditions. During phases of the eustatic rising, a thick alluvial plain body aggraded in the southern portion of the study area, fed by Apennines derived rivers, whereas non depositional condition persisted on the northern structural high. The maximum transgression was matched with the widespread sedimentation of fresh water marsh muds. During the highstand times, sands accumulated into both the Po and Reno channels, and mud into the adjacent interfluvial depressions. The research work demonstrated the great role played by the compressive deformation of this portion of the seismic active Apennines Foredeep Basin in the shaping of the depositional architecture. The sedimentary successions accumulated onto the anticline crests are much thinner than those sedimented into the syncline areas. The stratigraphic interpretation of the subsurface data can improve the geotechnical and hydrogeological work and support an improved seismic danger mitigation of an area significantly affected by the May 2012 earthquakes.

3. Indice

1. Riassunto.....	2
2. Abstract.....	3
3. Indice.....	4
Parte prima: obiettivi e contesto conoscitivo.....	7
4. Scopo del lavoro	8
5. Lavori precedenti sull'area di studio.....	10
6. Caratteri distintivi e nomenclatura stratigrafica del Quaternario.....	13
Parte seconda: contesto geologico e geografico dell'area di studio	17
7. Contesto tettonico del bacino Padano	18
8. Assetto geologico-stratigrafico della Pianura Padano-Veneta.....	25
8.1. Controlli Strutturali sull'evoluzione del bacino sedimentario	25
8.2. Impatto delle fluttuazione climatiche e glacio-eustatiche.....	30
8.3. Tipologie geologiche delle sorgenti di sedimento	32
8.4. Suddivisione stratigrafica proposta per la Pianura Padano-Veneta	33
8.5. Evoluzione storica dei sistemi fluvio-deltizi padani	48
9. Assetto stratigrafico della Pianura Emiliano-Romagnola.....	52
9.1. Criteri di nomenclatura stratigrafica nella cartografia CARG di pianura.....	52
9.2. Supersistema Emiliano-Romagnolo	54
9.2.1. Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI).....	56
9.2.2. Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES).....	56
Subsistema di Bazzano – AES ₆	58
Subsistema di Villa Verucchio – AES ₇	59
Subsistema di Ravenna – AES ₈	60
Unità di Modena – AES _{8a}	62
10. Inquadramento geografico dell'area di studio	64
Parte terza: raccolta dati e metodologia d'indagine.....	69
11. Definizione del dominio spaziale di indagine.....	74
12. Tipologie di dato utilizzate	76
13. Acquisizione e selezione dei dati.....	78
13.1. Creazione della banca dati	81
13.1.1. Acquisizione di indagini penetrometriche	86
13.1.2. Archiviazione dell'ubicazione delle prove	89

13.2.	Definizione della superficie di riferimento topografico	96
13.2.1.	Modello digitale altimetrico GTOPO30	98
13.2.2.	Modello altimetrico TINITALY/01	100
13.2.3.	Modello digitale del terreno Regione Emilia Romagna	102
13.2.4.	Dati altimetrici ASTER	104
13.2.5.	Dati altimetrici SRTM	106
13.2.6.	Microrilievo del centro cittadino entro le mura	108
13.2.7.	Rilievo LIDAR Regione Emilia Romagna	109
13.2.8.	Modello altimetrico composito utilizzato per questa tesi	111
14.	Elaborazione del modello numerico del sottosuolo	113
14.1.	Algoritmi di conversione tra i vari formati di dato	122
14.2.	Algoritmi di interpolazione	130
Parte quarta: interpretazione geologico-stratigrafica del modello tridimensionale .		137
15.	Architettura deposizionale e caratteri sedimentologici delle unità stratigrafiche.....	138
15.1.	Aspetti geologico-strutturali della zona di studio	139
15.2.	Corpi sedimentari individuati	143
15.2.1.	Unità U0 – sabbie fluviali inferiori.....	143
15.2.2.	Unità U1 e U2 – fanghi e sabbie di bassa pianura alluvionale	146
15.2.3.	Unità U3 – sabbie di fiumi a treccia di media pianura alluvionale.....	148
15.2.4.	Unità U4 - limi e sabbie di pianura alluvionale ben drenata	159
	Subunità U4A ₂ – limi di piana interalvea	162
	Subunità U4B ₁ – sabbie di riempimento di canale	167
15.2.5.	Unità U5 - fanghi e sabbie di bassa pianura alluvionale mal drenata....	174
	Subunità U5A ₁ - argille e argille torbose di depressione interalvea padana.....	175
	Subunità U5A ₂ - argille e limi di depressione interalvea di provenienza appenninica	181
	Subunità U5B ₁ – sabbie di riempimento di canale di Po e argine naturale	188
	Subunità U5B ₂ - sabbie e limi di riempimento di canale appenninico e argine naturale.....	193
Parte Quinta: sintesi geologico- stratigrafica dell'area di studio		198
16.	Inquadramento regionale delle unità stratigrafiche	199
16.1.	Unità pre-tirreniana, Subsistema di Bazzano AES ₆ (Pleistocene, Stadi Isotopici 7 e 6).	204

16.2.	Unità trasgressive e regressive tirreniane e singlaciali Würmiane, Subsintema di Villa Verucchio AES ₇ (Pleistocene, Stadi Isotopici 5-2).....	205
16.3.	Unità postglaciale, Subsintema di Ravenna AES ₈ (Pleistocene Terminale? – Olocene).....	206
17.	Conclusioni	210
17.1.	Considerazioni metodologiche.....	210
17.1.1.	Considerazione metodologiche sulla classificazione litologica da dati penetrometrici	211
17.2.	Sintesi evolutiva dei Sistemi Deposizionali.....	213
17.2.1.	Le fasi glaciali ed interglaciali prewürmiane.....	213
17.2.2.	Fiumi a treccia nella media pianura alluvionale singlacialia	213
17.2.3.	La deglaciazione e la risalita eustatica.....	215
17.2.4.	Lo stazionamento alto del livello marino.....	216
17.3.	Fattori di controllo della Dinamica Deposizionale	217
17.3.1.	Controlli Tettonici.....	217
17.3.2.	Influenze Eustatiche.....	218
17.3.3.	Controlli Climatici	218
17.3.4.	Fattori Sedimentari Autociclici.....	219
17.4.	Implicazioni tettoniche e sismiche.....	220
17.5.	Possibili ricadute per la microzonazione sismica	221
17.6.	Implicazioni geotecniche	222
17.7.	Implicazioni Idrogeologiche	223
17.8.	Raccomandazioni e sviluppi futuri	225
17.8.1.	Possibili sviluppi scientifici	225
17.8.2.	Auspici politico-amministrativi	226
18.	Bibliografia	228
	Appendice 1 – Codice Sorgente.....	244

PARTE PRIMA: **OBIETTIVI E CONTESTO CONOSCITIVO**

L'interesse per la conformazione geologica del sottosuolo in aree di pianura nasce dall'osservazione che la maggior parte dei centri urbani del nostro pianeta sorge in contesti deposizionali di pianura alluvionale.

I grandi nuclei urbani, oltre a rappresentare il centro d'importanti relazioni economiche e sociali, sono luoghi di grande concentrazione umana e spesso conservano un patrimonio storico, artistico ed archeologico di valore a volte inestimabile.

Queste aree sono sempre più soggette a rischi derivanti dalla crescente pressione antropica, dovuta all'aumento dei fabbisogni e delle problematiche legate ai comparti civili ed industriali (risorse idriche, inerti, gestione rifiuti e siti contaminati), che si vanno a sommare ai fattori di rischio idrogeologico intrinseci al contesto alluvionale o peculiari dell'area di studio.

Un'approfondita conoscenza del sottosuolo in aree a forte urbanizzazione consente di:

- ricostruire la successione di eventi che ha portato alle morfologie attuali superando i limiti imposti dalla registrazione storica;
- identificare le cause e i precursori di fenomeni geologici rapidi ma intensamente morfogenetici e potenzialmente destabilizzanti per l'economia e l'urbanizzazione;
- distinguere gli effetti di tali eventi al fine di stimarne magnitudo e impatti, determinando così l'attuale rischio potenziale per il territorio;
- guidare in maniera consapevole le future scelte di pianificare urbanistica, e l'utilizzo delle risorse disponibili sul territorio.

Tale conoscenza deriva dall'integrazione d'informazioni provenienti da diverse discipline (archeologia, geofisica, geologia strutturale, sedimentologia e stratigrafia, paleontologia, petrografia, paleontologia ecc.). L'eterogeneità d'informazioni, la grande variabilità di scala alla quale queste sono disponibili (da un contesto regionale a eventi arealmente limitati) e la generale mancanza di accessibilità ad affioramenti continui per unità di età antica, richiedono un approccio e un'attitudine difficilmente acquisibili durante il solo corso di laurea magistrale e specialistica. Tali motivazioni hanno portato alla nascita di questo progetto, consci del fatto che il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Ferrara ha, nel tempo, collaborato alla realizzazione della cartografia geologica regionale di pianura, grazie alle specifiche competenze in raccolta ed elaborazione dati geognostici, cartografia, ricostruzione di modelli geologici di superficie e sottosuolo.

4. Scopo del lavoro

Questa ricerca si è proposta di indagare la stratigrafia del Quaternario superiore nel sottosuolo del territorio urbano e periurbano della città di Ferrara e delle aree adiacenti. L'obiettivo principale è la ricostruzione dell'architettura stratigrafico-deposizionale dei sedimenti fluviali depositi attraverso gli ultimi cicli climatico-eustatici glaciali-interglaciali. L'attenzione si è particolarmente concentrata sulle spesse successioni post-würmiane, data la grande abbondanza di informazioni di sottosuolo e la massima importanza applicativa. Si è poi correlata l'evoluzione deposizionale dell'area indagata con quelle dell'Avanfossa Padana e con le fluttuazioni climatiche ed eustatiche globali.

Questo lavoro, di carattere eminentemente stratigrafico-sedimentologico, presenta anche notevoli ricadute applicative potenziali, legate alla gestione degli aspetti idrogeologici, geotecnici e di rischio sismico di questo fragile organismo urbano, sviluppato attorno ad un centro storico di grandissima rilevanza.

Il conseguimento di questi obiettivi ha richiesto l'interpretazione di un gran numero di dati geognostici, derivanti principalmente da prove penetrometriche, e lo sviluppo di metodologie informatiche originali, per la gestione di un'estesa banca dati geologica e l'elaborazione di un modello numerico tridimensionale del sottosuolo.

Il lavoro si è quindi articolato attraverso una serie di fasi operative concatenate:

- la ricerca ed il reperimento - presso enti pubblici e privati - di molte centinaia di prove pregresse di sottosuolo, quali penetrometrie, sondaggi geognostici, stratigrafie di pozzo, log in pozzo, ecc.
- lo sviluppo informatico di una banca dati geognostici omogenea;
- l'integrazione delle informazioni geologiche disponibili in un modello numerico tridimensionale continuo, validato mediante procedure geostatistiche;
- elaborazione di un modello numerico altimetrico (DTM) a partire da dati di volo LIDAR e dati geodetici, data la mancanza di un precedente modello topografico affidabile;
- la ricostruzione dell'architettura sedimentologico-stratigrafica del sottosuolo nei primi 35 metri dalla superficie topografica;

- l'identificazione dei principali corpi sedimentari e di superfici stratigrafiche chiave, come limiti di sequenza deposizionale, superficie di non deposizione post-glaciale, superficie di massima trasgressione, ecc.;
- l'interpretazione sedimentologico-paleoambientale dei dati derivati dai carotaggi stratigrafici e dalle prove penetrometriche, con particolare attenzione a quelle realizzate con ausilio di piezocono acustico;
- la correlazione delle unità identificate nell'area di studio con quelle riconosciute a scala della Regione Emilia Romagna e quindi del Bacino Padano-Veneto e Adriatico.
- l'interpretazione genetica di geometrie e facies sedimentarie, in relazione alle grandi variazioni climatiche ed eustatiche del Quaternario Superiore.
- una prima applicazione di queste conoscenze alla valutazione del contesto idrostratigrafico, dei caratteri geotecnici e della zonizzazione sismica, dati gli elevati pericoli da inquinamento chimico sotterraneo e da accelerazioni sismiche, ampiamente dimostrati, rispettivamente, dalla contaminazione del sito di via Caretti e dai danni del terremoto del 17 novembre 1570 e del 20 maggio 2012.

5. Lavori precedenti sull'area di studio

Le unità sepolte al di sotto della Pianura Padana sono il risultato di un processo litogenetico attivatosi lungo il margine settentrionale della placca Africana in seguito al generale andamento tettonico distensivo mesozoico, in un contesto deposizionale principalmente di tipo marino. La successiva inversione del moto relativo tra placca Africana e Europea, avvenuta in seguito all'apertura dell'Oceano Atlantico innescò processi orogenetici (orogene Alpino-Himalayano), responsabili, tra l'altro, della formazione dell'arco appenninico e alpino. La messa in posto di tali archi montuosi ha innescato un'imponente produzione di sedimenti, depositisi nelle aree di avanfossa (flysch cretacico-paleogenico) che contornavano la microplacca adriatica. Tale processo di convergenza è tutt'oggi in atto e contribuisce in parte a determinare la natura e la struttura del sottosuolo della Pianura Padana. Per poterne descrivere l'evoluzione, i seguenti lavori hanno costituito un documento di riferimento basilare:

1. Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 Foglio 87 "Bologna" (1963), Foglio 88 "Imola" (1958), Foglio 76 "Ferrara" (1955) e Foglio 75 "Mirandola" (1956). In questi Fogli sono distinti depositi appartenenti al "Quaternario", al "Terziario" e al "Secondario" e sono riportate indicazioni sommarie riguardanti la presenza di stazioni preistoriche, la morfologia e la litologia di superficie sulla base della prevalenza in percentuale di sabbie e argille. Sono inoltre fornite indicazioni sulla "tettonica profonda" come assi di anticlinali, assi di sinclinali, linee principali di dislocazioni e le isobate della base del Pliocene riferite al livello del mare. Infine, sono riportate informazioni di stratigrafia profonda mediante sezioni geologiche allegate ai Fogli, dove l'andamento dei depositi quaternari continentali e marini e delle successioni pre-pleistoceniche è ricostruito secondo la prospezione sismica e i pozzi per idrocarburi;
2. la Carta Geologica di Pianura dell'Emilia-Romagna scala 1:250.000 (Regione Emilia-Romagna, 1999) e la Carta Geomorfologica della Pianura Padana scala 1:250.000 (Castiglioni *et al.*, 1998) che forniscono una sintesi delle conoscenze geomorfologiche relative all'intera pianura;
3. i fogli geologici della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, in particolare i Fogli 201 "Modena", 202 "S.Giovanni in Persiceto", 222 "Lugo" e 240-241 "Forli-Cervia" (2005), sono stati utilizzati come esempi di cartografia geologica sia di superficie e sia di sottosuolo.

Per l'inquadramento stratigrafico regionale si segnala il lavoro di Ricci Lucchi *et al.*, (1982) che utilizza un criterio di tipo sequenziale per lo studio della successione quaternaria affiorante nel margine appenninico, suddividendola in due cicli sedimentari principali: uno marino (Qm) e uno continentale (Qc) (Figura 5-1). A questo lavoro deve essere aggiunto quello di Farabegoli *et al.*, (1997) in cui vengono riconosciuti - nel sottosuolo della pianura - cicli deposizionali costituiti da alternanze a scala pluridecimetrica di depositi alluvionali grossolani e fini. I caratteri interni di questi cicli vengono rappresentati tramite carte di sottosuolo con isobate e isopache. In questi lavori viene anche presentato un tentativo di correlazione fra i cicli di sottosuolo e i depositi terrazzati affioranti, classificati sulla base della loro giacitura, tipo di alterazione superficiale ed età archeologica.

A partire dal lavoro di Ricci Lucchi *et al.*, (1982), Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP (1998) propongono uno schema stratigrafico regionale dei depositi quaternari di sottosuolo per tutto il Pleistocene-Olocene (Figura 5-1), largamente basato su dati di stratigrafia sismica e perforazioni petrolifere. In questo studio i principali cicli sedimentari Qm e Qc (ridefinito quest'ultimo come Supersistema Emiliano-Romagnolo) vengono ulteriormente suddivisi in sequenze deposizionali (in particolare i Sintemi Emiliano-Romagnolo Superiore e Inferiore), in cui sono riconosciute delle unità di rango ancora minore con durata di c.a. 100.000 anni. Ciascuna di queste rappresenta l'unità base, a scala regionale, in cui si organizzano i depositi di riempimento della Pianura Padana.

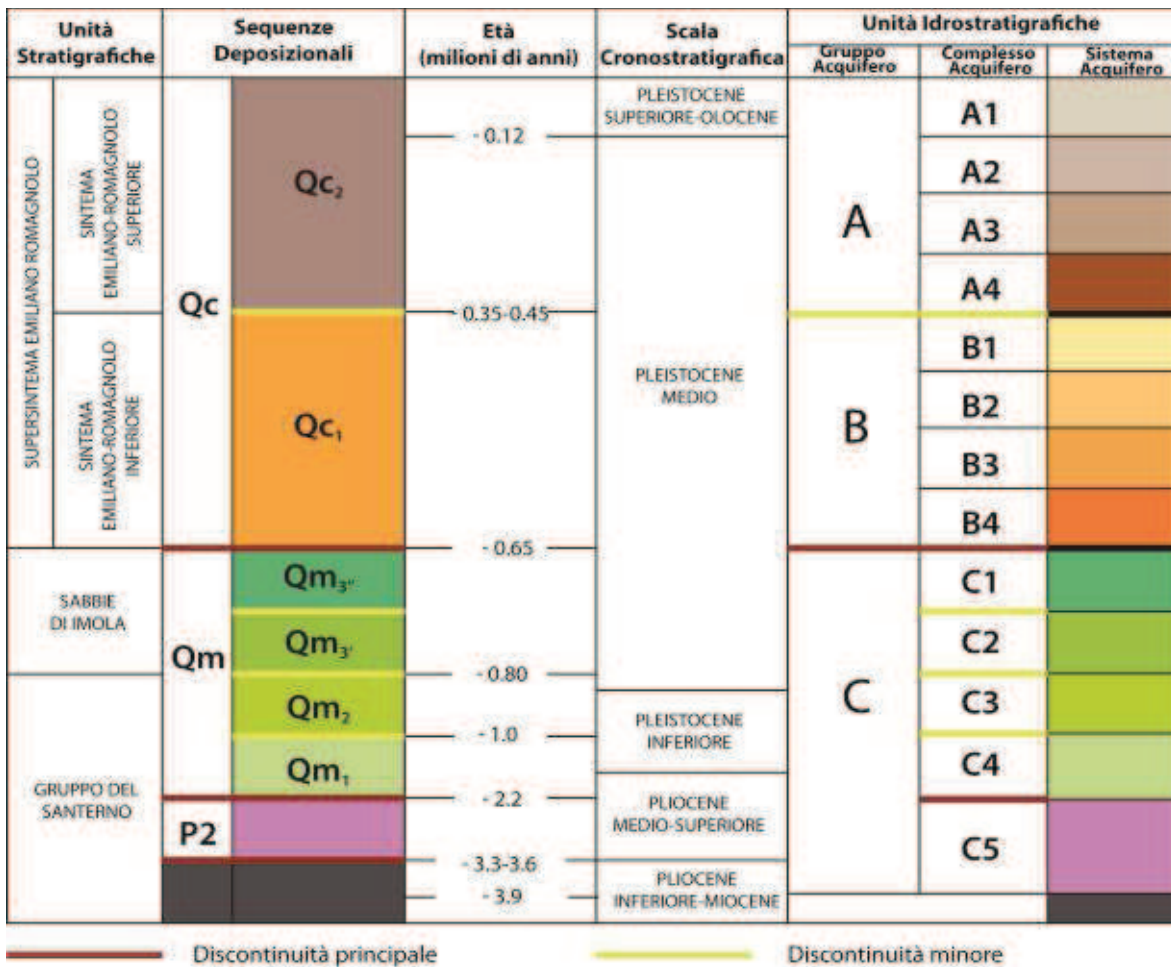


Figura 5-1 Schema stratigrafico-sequenziale dei depositi plio-quadernari del bacino padano, con indicazione delle unità idrostratigrafiche. Regione Emilia-Romagna & Eni-Agip, 1998.

Si ricordano inoltre Amorosi & Farina (1995), Amorosi *et al.*, (1996) e Amorosi *et al.*, (2000) per lo studio dei cicli deposizionali pluridecimetri nel sottosuolo della pianura bolognese e per le ipotesi di correlazioni fra questi e i depositi terrazzati affioranti e Amorosi *et al.*, (1999a, 1999b, 2003, 2004) per lo studio dell'evoluzione tardo pleistocenica e olocenica della pianura costiera romagnola.

L'esplorazione geofisica, soprattutto mediante sismica a riflessione, effettuata per la ricerca d'idrocarburi a partire dagli anni '60 ha reso possibile la mappatura degli elementi tettonici e la ricostruzione dell'andamento e della morfologia delle strutture sepolte più profonde già a partire dagli anni '80 (Pieri & Groppi, 1981; Pieri 1983).

Per quanto riguarda i lavori relativi all'evoluzione storico-geologica del paesaggio della pianura del Foglio 203 si ricordano quelli di ricostruzione paleo-ambientale di Ortalli (1995) e Castaldini & Raimondi (1985). In particolare quest'ultimo lavoro fornisce una completa rassegna bibliografica sull'evoluzione recente dei territori della bassa pianura compresa fra Bologna e il fiume Po.

6. Caratteri distintivi e nomenclatura stratigrafica del Quaternario

Nell'ambito della stesura della presente tesi è stata adottata la più moderna definizione ufficiale del Quaternario (Gibbard *et al.*, 2010) così come ratificato dall'*Executive Committee* dell'*International Union of Geological Sciences* (IUGS) sulla base di una proposta avanzata dall'*International Commission on Stratigraphy* (ICS). Tale proposta prevede l'abbassamento della base del Sistema/Periodo Quaternario e della Serie/Sistema Pleistocene al *Global Stratotype Section and Point* (GSSP) del Piano/Età Gelasiano (Monte San Nicola, Sicilia come istituito in Rio *et al.*, 1998) precedentemente definito come ultimo piano del Pliocene.

Si ritiene necessaria questa precisazione poiché il pensiero scientifico legato alla definizione di Quaternario ha visto un'evoluzione senza precedenti negli ultimi 150 anni con una notevole accelerazione a partire dal 2004, che ha portato alla sua ratifica formale nel 2010. È pertanto doveroso porre particolare attenzione all'accezione del termine "Quaternario" data dagli Autori nelle opere citate in questo testo.

Un'ulteriore motivazione che induce ad affrontare l'evoluzione del pensiero scientifico su questo termine e su ciò che esso rappresenta è da ricercare nel fatto che la voce Quaternario fu coniata da Arduino (1760) proprio per identificare l'età deposizionale dei sedimenti del fiume Po nell'attuale Pianura Padana. Questo breve *excursus* pertanto è, di fatto, intimamente legato al territorio oggetto di studio.

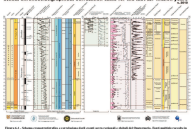
Dopo una prima menzione negli scritti di Arduino, il termine Quaternario venne adottato formalmente da Desnoyers (1829) per distinguere terreni chiaramente più giovani dei depositi terziari del bacino di Parigi, per poi assumere una più precisa definizione paleontologica in Reboul, (1833) dove -per identificare strati quaternari- fu proposto di utilizzare il criterio della sola presenza di fossili di specie ancora esistenti. Più o meno contemporaneamente il Pleistocene fu definito sulla base di criteri paleoclimatici con la comparsa di estesi coltri di ghiacciai lungo l'arco alpino (Agassiz, 1840) o più in generale con una fase arida-fredda nell'emisfero settentrionale. In Lyell (1857) i termini "Quaternario" e "Pleistocene" iniziarono a sfumare uno nell'altro in qualità di sinonimi parziali, in quanto lo stesso Lyell definiva equivalente il "Pliocene Recente"

(successivamente Pleistocene) ai “*terrain quaternaire, diluvium and terrains tertiaires supérieurs*” rinvenibili nell’Europa continentale, pur rifiutando di limitare il Pleistocene ai soli terreni aventi caratteristiche paleoclimatiche fredde (un’analisi più approfondita esula dagli scopi di questo lavoro ma è fornita, tra gli altri, da Aubry *et al.*, 2005). Pur non essendo stato definito sulla base di criteri paleoclimatici, il Quaternario acquisì per “transitività” una connotazione fortemente influenzata da evidenze climatiche fredde e ciò determinò dissapori e diverge tra i “Geologi del Quaternario” (poi *International Union for Quaternary Research* o INQUA) e il gruppo di lavoro antesignano della Commissione Stratigrafica Internazionale, costituito in occasione del primo congresso geologico internazionale del secondo dopoguerra, tenutosi a Londra. In quella sede si decise che la base del Quaternario doveva essere definita in Italia, in coincidenza con la prima comparsa nel Mediterraneo dei cosiddetti “ospiti nordici”. Tali ospiti nordici erano *Ciprina islandica* e *Anomalina baltica* (= *Hyalinea baltica*). Il tentativo non dibattuto di porre l’inizio del Quaternario in coincidenza della base del Pliocene allora definita dalla base del Calabriano, poi ratificato con la definizione del GSSP per la base del Calabriano nella sezione di Vrica, in Sicilia (Aguirre & Pasini, 1985), causò i primi attriti tra le due comunità scientifiche, in quanto la base posta a 1.81 Ma (Milioni di anni) era ampiamente più giovane della comparsa delle prime evidenze di deterioramento climatico nel Mediterraneo.

Lo scenario si complicò ulteriormente anche a causa dell’ambiguità della definizione di Neogene. Per opposti motivi (riassunti in Berggren, 1998) due scuole di pensiero si svilupparono all’interno della comunità scientifica sull’opportunità di includere il Quaternario all’interno del Neogene (Berggren and Van Couvering, 1974; Gignoux, 1913) e, successivamente, sull’organizzazione gerarchica all’interno delle suddivisioni geocronologiche (Finney, 2010).

Negli anni ’70 gli sforzi di Hedberg (1976) e della Commissione Stratigrafica Internazionale al fine di produrre un’unica scala dei tempi geologici basata non più su stratotipi dei piani ma su stratotipi del limite della base dei piani entrarono in collisione con le numerose scale dei tempi nel frattempo sviluppatesi tra gli stratigrafi del Quaternario. Il mancato rispetto delle procedure definite e approvate dalla comunità scientifica all’interno dell’*International Stratigraphic Guide* (Finney, 2010) portò, attorno al 2004, ad un inasprimento delle reciproche posizioni dei diversi gruppi di ricerca arrivando, l’anno successivo, ad una proposta di abolizione del termine Quaternario (v. Gibbard *et al.*, 2005). Negli anni seguenti uno sforzo congiunto dell’INQUA e dell’ICS portò ad una soluzione di compromesso, approvata a larga maggioranza (pur con strascichi

anche in territorio italiano, si veda ad esempio Cita, 2009 e i riferimenti citati), che da un lato escludeva il Quaternario dal Neogene, dall'altro abbassava il limite del Pleistocene alla base del Gelasiano (portandolo quindi da 1.81 Ma a 2.58 Ma) in corrispondenza del Marine Isotope Stage (MIS) 103 e all'inizio dell'epoca a polarità inversa più recente (Matuyama). Questa scelta ha, di fatto, elevato al rango di "Sistema" il Quaternario avvallando al contempo la consuetudine di associare il Pleistocene (e l'Olocene) al Quaternario stesso (Figura 6-1).



**PARTE SECONDA: CONTESTO GEOLOGICO E
GEOGRAFICO DELL'AREA DI STUDIO**



7. Contesto tettonico del bacino Padano

La Regione compresa tra la dorsale dell'Appennino settentrionale e l'asse del fiume Po è costituita da tre domini della Microplacca Adriatica (Cerrina Feroni *et al.*, 2002; Farabegoli *et al.*, 2004; Pieri & Groppi, 1981), come visibile in Figura 7-5:

- L'Appennino esposto, sollevato sopra il livello medio del mare;
- L'Appennino sepolto, ricoperto dai depositi della Pianura Padana e dell'Alto Adriatico;
- l'Avanpaese Appennino-Dinarico, lievemente deformato.

L'Appenninico Settentrionale è contraddistinto da una complessa deformazione crostale (Elter *et al.*, 1975), caratterizzata da un sensibile raccorciamento plio-pleistocenico lungo i fronti più esterni, mentre contemporaneamente i settori interni sono sottoposti ad estensione, come attualmente ben documentato dai meccanismi focali associati a terremoti recenti. Per giustificare tale complessità, diversi modelli sono stati proposti in letteratura, suddivisibili in due principali linee di pensiero, schematizzate in Figura 7-1.

- a) Un gruppo di modelli ipotizza un processo di “*roll-back*” da parte dello *slab* adriatico-africano in subduzione (es. Malinverno & Ryan, 1986; Royden, 1988); ad esso gli Autori associano un flusso di mantello astenosferico, della placca di tetto, che inarca la placca superiore, generando così la tettonica estensionale registrata, ad esempio, nell'Appennino Tosco-Emiliano;
- b) Il secondo gruppo di modelli, invece, attribuisce la deformazione estensionale della catena ad un distacco e conseguente risalita isostatica dello “*slab*” litosferico in subduzione (es. Bertotti *et al.*, 1997).

Un'analisi approfondita di tali modelli esula dagli scopi di questo lavoro, ma si è ritenuto importante accennare loro, poiché tali meccanismi controllano l'evoluzione sia degli archi frontali della catena, sia dell'antistante Pianura Padana, generando da un lato il sollevamento di unità marine lungo l'Appennino esposto, dall'altro la rapida subsidenza del bacino di avanfossa. Sulla base di recenti studi (es. Picotti & Pazzaglia, 2008), relativi all'evoluzione dei sovrascorrimenti frontali ciechi (*blind thrusts*) e sismologicamente più attivi, il modello dello *slab* continuo sembra spiegare meglio le diverse fenomenologie superficiali nell'area di studio.

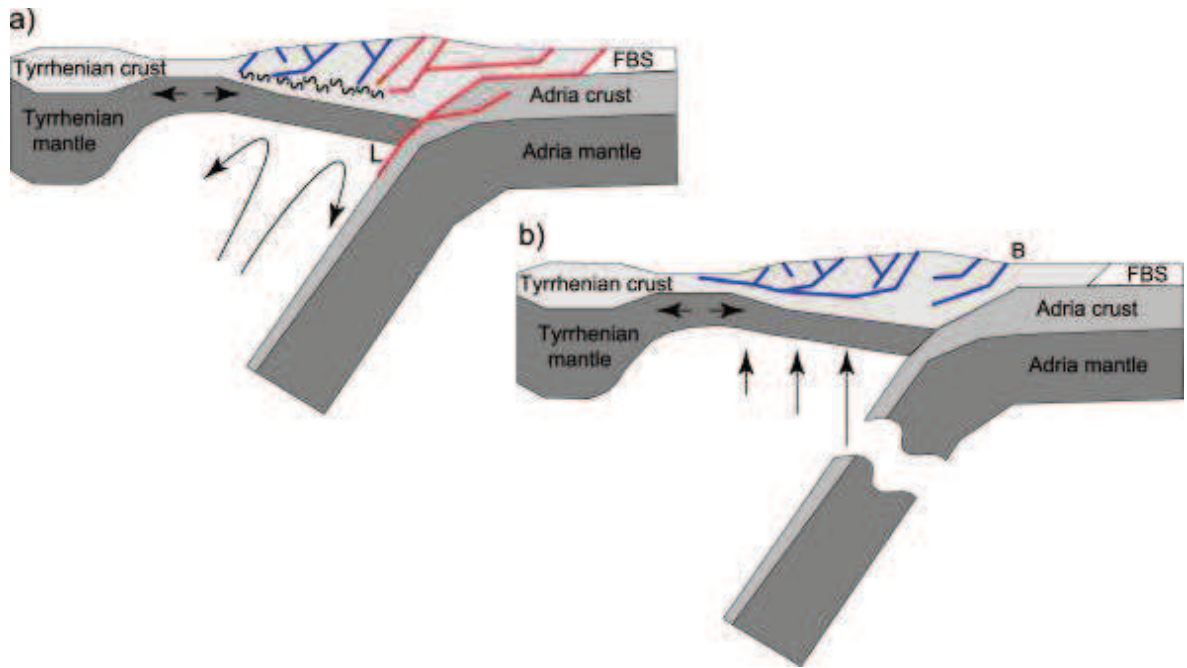


Figura 7-1 – Due modelli geodinamici dell’evoluzione dell’orogene Appenninico e della Avanfossa Padana. Da Picotti & Pazzaglia (2008)

Per quanto concerne l’assetto strutturale delle successioni sepolte pre-pleistoceniche presenti nel sottosuolo della Pianura Padana, numerosi profili di sismica a riflessione realizzati per la ricerca di idrocarburi hanno permesso di riconoscere una complessa serie di pieghe e sovrascorrimenti a geometria arcuata e vergenza mediamente verso nord-nordest (Bigi *et al.*, 1990; Boccaletti *et al.*, 2004; Cerrina Feroni *et al.*, 2002; Pieri & Groppi, 1975, 1981).

A scala di maggior dettaglio, è possibile riscontrare all’interno del fronte più esterno della catena appenninica la presenza di due archi maggiori, con concavità rivolta verso il margine appenninico (Pieri & Groppi, 1975), denominati “Arco delle Pieghe Emiliane”, ad ovest, ed “Arco delle Pieghe Ferraresi-Romagnole”, ad est (Figura 7-2).

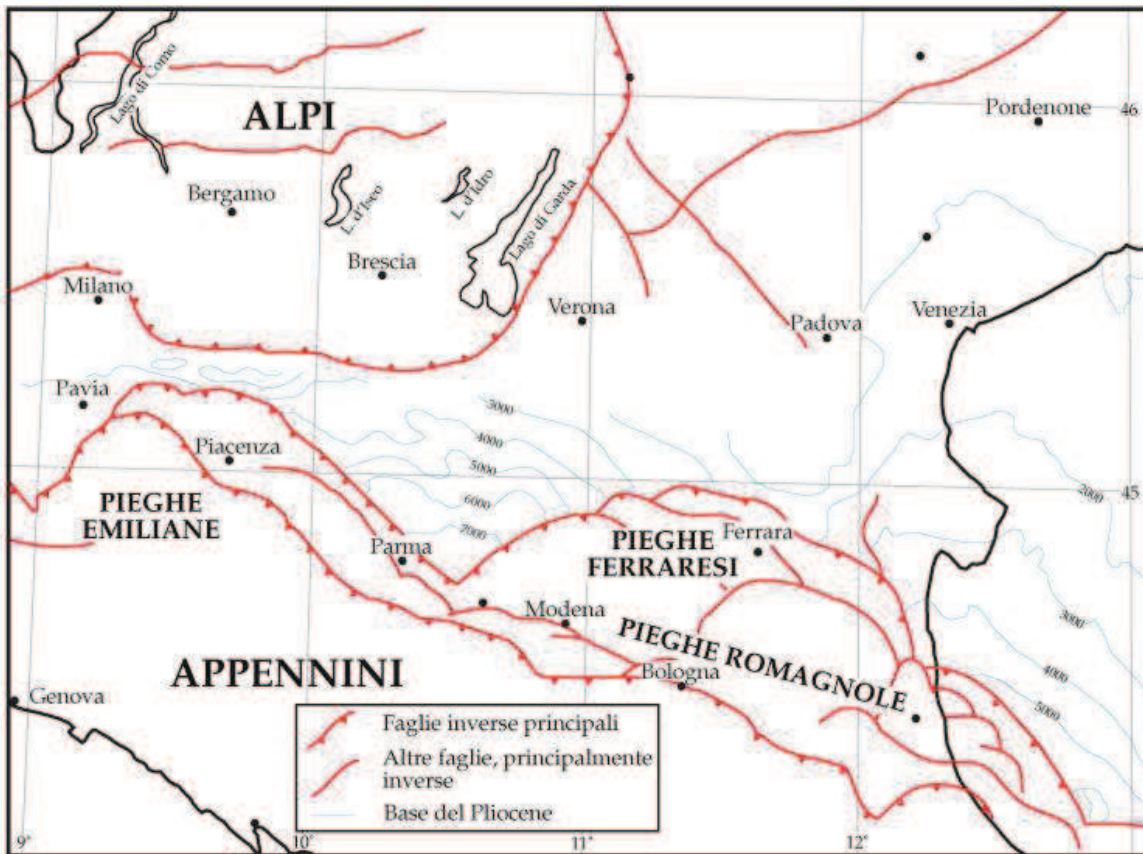


Figura 7-2 Carta strutturale semplificata della Pianura Padana ottenuta da dati di superficie e di sottosuolo (da Pieri & Groppi, 1975). Modificata da Burrato *et al.*, (2003).

L'arco orientale può essere a sua volta suddiviso in tre strutture minori dette “Pieghie Ferraresi”, “Pieghie Romagnole” e “Pieghie Adriatiche” (Bigi *et al.*, 1990), di cui le Pieghie Ferraresi (Dorsale Ferrarese o “Ferrara Folds” di Pieri & Groppi, 1981) rappresentano le strutture più settentrionali (Figura 7-2).

La complessa struttura geologica delle Pieghie Ferraresi si sviluppa a nord della direttrice S. Pietro in Casale - Pieve di Cento, (Figura 7-3 e Figura 7-4). Verso sud, questa struttura è limitata da una fascia di pieghie e sovrascorrimenti sepolti lungo la direzione Minerbio-S.Giorgio di Piano, più prossima al margine appenninico e sub-parallela ad esso (“pieghie romagnole” in Pieri & Groppi, 1981).

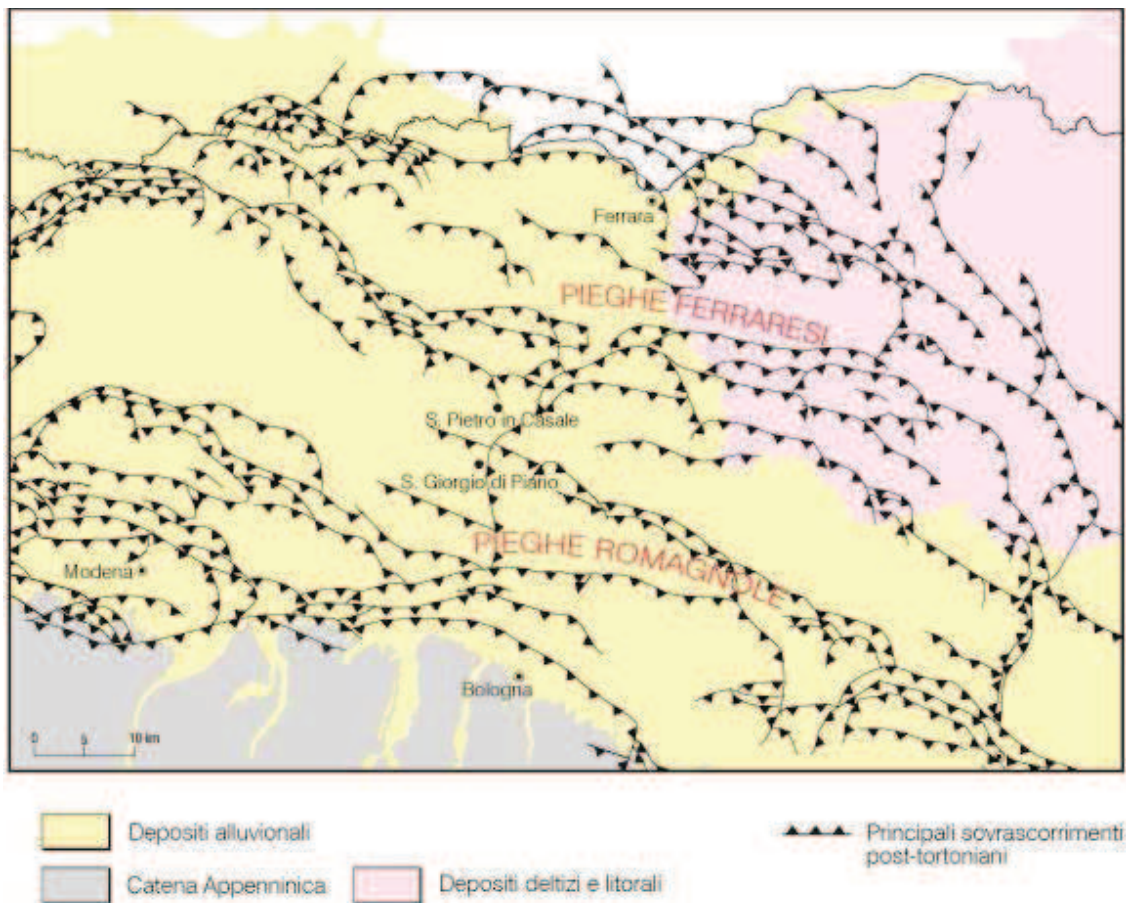


Figura 7-3 Inquadramento tettonico che mostra la complessità delle strutture dell'arco delle Pieghe Romagnole e Ferraresi. Modificato dalle Note Illustrative del Foglio CARG 203, Poggio Renatico.

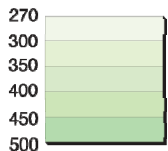
Nel settore occidentale delle Pieghe Ferraresi, si possono osservare una serie di depressioni strutturali che complicano ulteriormente la geometria strutturale. Questa struttura si semplifica nel settore orientale, ove i sovrascorrimenti e gli assi convergono a formare un'unica struttura monoclinale con vergenza NE.

L'insieme delle Pieghe Ferraresi e delle Pieghe Romagnole rappresenta la culminazione strutturale che delimita, a nord, un ampio bacino di *piggy-back* (Ori & Friend, 1984), all'interno del quale si sono depositi notevoli spessori sedimentari che costituiscono la successione pliocenica marina e quaternaria marino-continentale (Figura 7-6).

L'area di studio si trova in corrispondenza di un alto anticlinale, bordato, a nord e a sud, da strutture sinclinali. Tali strutture sono ben visibili nei profili di sismica a riflessione prodotti negli anni '50 dalla Società Petrolifera Italiana (ora ENI-AGIP) e nelle diverse interpretazioni geologiche degli stessi, proposte in letteratura (es. Bigi *et al.*, 1990; Boccaletti *et al.*, 2004; Cerrina Feroni *et al.*, 2002; Corrado *et al.*, 2010; Pieri & Groppi, 1981; Toscani *et al.*, 2009).

SCHEMA DELLA BASE DEL SUPERSISTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO

D B' Scala 1:200000 E



Tempi di ritorno delle onde sismiche da dati provenienti dall'esplorazione petrolifera (isolinee in millesecondi)

- ◆ Asse di anticlinale
- ⋈ Asse di sinclinale

Figura 7-4 Carta delle isobate - riferite al livello del mare – della superficie di base del Supersistema Emiliano-Romagnolo (Note Illustrative Foglio CARG 203 “Poggio Renatico”). Dall’immagine appare evidente come la geometria della superficie stratigrafica, datata circa 650.000 anni, risenta già degli effetti legati alla deformazione compressiva dell’Avanfossa Padana. La linea rossa indica la traccia del profilo stratigrafico B-B’ presentato in Figura 16-3.

In Figura 7-6 sono presentati due profili attraversanti le Pieghe Ferraresi, risultato dell’analisi integrata di linee di riflessione sismica e log di pozzo profondo. La sezione A è riportata da Toscani *et al.*, (2009), mentre la sezione B, localizzata alcuni km più ad est, è ridisegnata dall’articolo di Massoli *et al.*, (2006).

Entrambe le sezioni mostrano uno stile strutturale simile, caratterizzato da un *thrust* principale profondo, che verso l’esterno si apre in ventagli meno profondi, con associati retro scorrimenti di ordine minore. Nella parte sudoccidentale di entrambe le sezioni, i sovrascorrimenti principali mostrano geometrie complesse. In sezione A, sono evidenti

scollamenti multipli a diversi livelli strutturali, mentre la sezione B mostra superfici di scollamento generalmente più profonde. Nella porzione centrale, la struttura di Ferrara presenta un secondo gruppo di anticlinali di rampa, ben evidente in entrambe le sezioni.

Se ora consideriamo l'evoluzione temporale di queste complesse strutture compressive, constatiamo che la deformazione del margine appenninico è avanzata attraverso fasi parossistiche (Farabegoli *et al.*, 1997; Ricci Lucchi, 1986; Ricci Lucchi *et al.*, 1982), della durata di poche centinaia di migliaia di anni (es. Tortoniano superiore, Messiniano superiore, Pliocene inferiore e medio, Pleistocene inferiore).

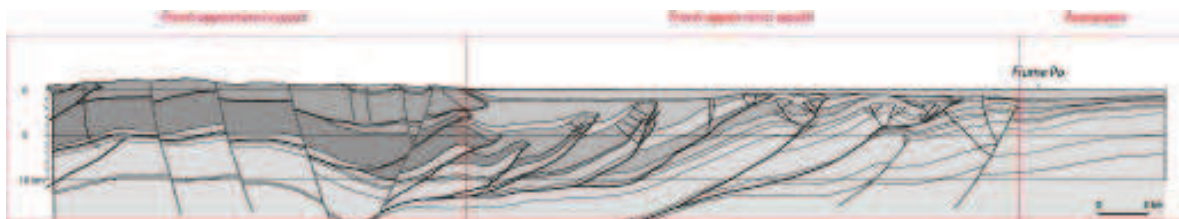


Figura 7-5 Domini tettonici dalla Dorsale Appenninica alla Pianura Veneta. Profilo geologico esemplificativo secondo l'interpretazione di Toscani *et al.*, (2009). Per la collocazione esatta del profilo e per l'identificazione dell'età delle varie unità stratigrafiche si rimanda a Figura 7-6.

L'architettura stratigrafica dei depositi plio-quadernari fu influenzata dalla deformazione di queste fasce di sovrascorrimenti sepolti e presenta quindi spessori massimi nelle depressioni strutturali e minimi sulle anticlinali sepolte (Correggiari *et al.*, 1992; Amorosi *et al.*, 1997 a, b; Di Dio & Caporale, 1998; Di Dio & Molinari, 2000).

Nella fascia prossima all'attuale piede dell'Appennino affiorante, nessuna faglia sembra coinvolgere la base dei depositi quadernari che sigillano strutture fragili che paiono attive fino al tetto del Pliocene. Nelle strutture più avanzate, la base dei depositi quadernari risulta invece tagliata da strutture fragili e ciò testimonia un progressivo trasferimento dell'attività tettonica verso la parte più esterna dell'arco ed il margine frontale della catena appenninica sepolta (es. Picotti & Pazzaglia 2008; Toscani *et al.*, 2009). L'attività delle strutture sepolte più esterne determina un forte controllo sull'evoluzione deposizionale e la precoce deformazione plastica dei sedimenti recenti, oltre ad innescare fenomeni perturbativi dei sedimenti stessi, come la liquefazione cosismica delle sabbie.

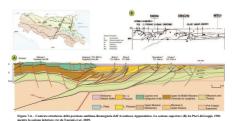


Figure 1.1: A geological cross-section diagram showing various layers and features. The layers are color-coded: brown for topsoil, yellow for sand, orange for silt, red for clay, and green for vegetation. The diagram includes a legend with colored boxes and text labels for different geological features. The map also shows a road and a river.

8. Assetto geologico-stratigrafico della Pianura Padano-Veneta

La Pianura Padano-Veneta è di gran lunga la più ampia area pianeggiante d'Italia (circa 46.000 Km²), interamente formata da sedimenti continentali quaternari. In questa regione si genera un'ampia percentuale del prodotto interno lordo italiano, agricolo-zootecnico, industriale e terziario, ma al contempo risulta esposta a notevoli rischi sismici, idraulici e da inquinamento delle acque sotterranee. Come si è visto (Cap. 7) la Pianura Padana ricopre successioni plio-pleistoceniche marino-continentali in genere molto potenti (fino a 8-10 km), che registrano sia la massiccia creazione di spazio di accomodamento sedimentario, indotta da una veloce subsidenza, sia la contemporanea disponibilità d'ingenti apporti sedimentari terrigeni, in grado di produrre tassi di sedimentazione superiori a quelli di subsidenza.

Questi fattori hanno indotto una generalizzata evoluzione “*shallowing*” delle successioni stratigrafiche, fino a produrre gli attuali ambienti di pianura alluvionale. Nonostante l'apparente illusoria omogeneità di questi ambienti, la Pianura Padana presenta una notevole varietà stratigrafica, che si riflette nel mutevole paesaggio agrario e nelle grandi variazioni dei caratteri idrogeologici e geotecnici. L'ampia variabilità sedimentologica, composizionale e cronologica dei sedimenti registra la complessa interazione fra (1) l'attiva deformazione tettonica di questo bacino (v. Cap. 7 e Par. 8.1), (2) le grandi fluttuazioni climatiche e glacio-eustatiche del Quaternario (v. Par. 8.2) ed (3) i caratteri geologici e morfologici delle aree sorgenti dei sedimenti (v. Par. 8.3). Appare quindi opportuno esaminare brevemente gli effetti generati da questi fattori di controllo sulla successione sedimentaria.

8.1. Controlli Strutturali sull'evoluzione del bacino sedimentario

Per la comprensione dell'assetto stratigrafico e geografico della Pianura appare quindi utile richiamare brevemente l'assetto strutturale della regione. Come si è visto (Cap. 7), questo bacino di avanfossa può essere suddiviso in tre ampi settori strutturali, la cui evoluzione tettonica influenza ampiamente anche i caratteri delle coltri sedimentarie vicine alla superficie ed affioranti e che - come vedremo - ha giocato un ruolo chiave nell'assetto strutturale dell'area di studio.

- a) La parte meridionale è interessata dal complesso sistema di sovrascorrimenti e pieghe di rampa nord-vergenti neogenico-quadernarie dell'Appennino sepolto, che nel complesso formano tre grandi archi strutturali, quello del Monferrato (Elter & Pertusati, 1973), quello Emiliano, ed, infine, quello più orientale noto in letteratura (Pieri & Groppi, 1981) come “pieghe Ferraresi-Romagnole”, che interessano direttamente l'area di studio. In questa fascia le successioni sedimentarie presentano spesso ingenti spessori che mostrano però impressionanti variazioni laterali, legate alla deformazione tettonica sindeposizionale molto attiva.
- b) La porzione centrale del bacino del Po e buona parte della Pianura Veneta rappresentano una porzione di avanafossa solo blandamente interessata dalla deformazione compressiva terziaria e quadernaria e mostrano un forte gradiente laterale della subsidenza, che si riduce rapidamente allontanandosi dal fronte della catena appenninica sepolta.
- c) La parte settentrionale della Pianura Padano-Veneta ricopre complesse strutture sud-vergenti paleogenico-neogenico-quadernarie del fronte delle Alpi Meridionali, che comprendono una porzione lombardo-piemontese, sviluppata a ovest del fascio delle Giudicarie e del Lago di Garda, ed un ramo orientale veneto-friulano a est del lineamento Schio-Vicenza si prolunga fino al Carso. Il ramo orientale presenta una deformazione quadernaria particolarmente vivace.

L'andamento generale della subsidenza neogenico-quadernaria ha generato nel complesso una geometria “cuneiforme” del riempimento sedimentario, con gli spessori massimi nella parte meridionale (Doglioni, 1993) e una forte riduzione verso nord, in cui i corpi sedimentari diventano sottili e lacunosi.

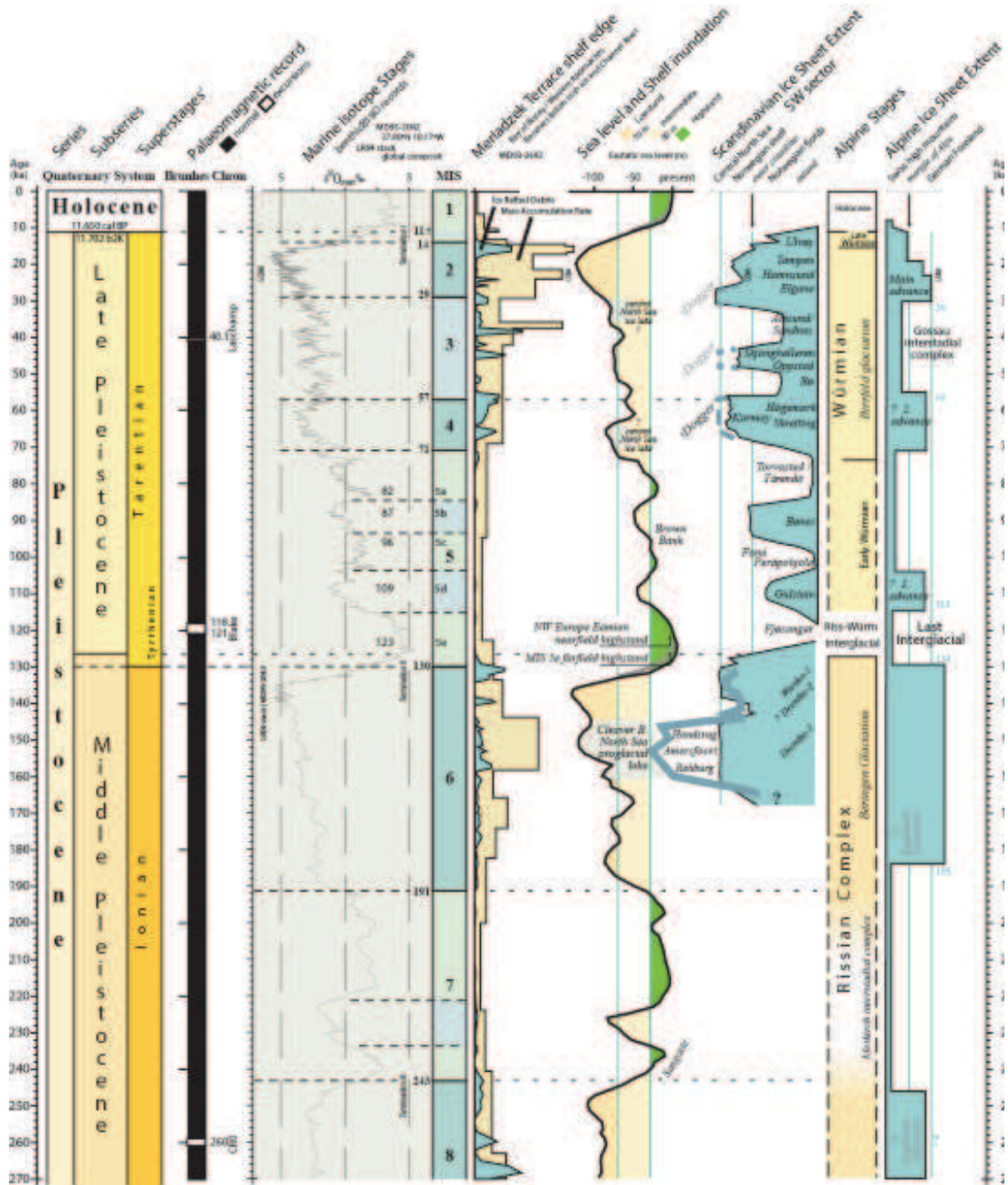


Figura 8-1 - Schema cronostratigrafico e principali eventi climatici ed eustatici degli ultimi 270.000 anni. Fonti multiple raccolte in occasione del XVIII convegno INQUA. In particolare le variazioni del livello marino sono riportate da Waelbroeck *et al.*, (2002), le unità alpine sono tarate seguendo le datazioni in Preusser *et al.*, (2011).

Dal Pliocene al Pleistocene il tasso di subsidenza medio nella Pianura Padana decresce da 1.4 m/ky a circa 1 m/ky (Farabegoli *et al.*, 2004). Il cuneo deposizionale Pleistocenico inferiore-Olocenico generato dai fiumi appenninici e alpini, che ricopre le unità Miocenico-Plioceniche sottostanti, presenta attualmente uno spessore variabile da 1500 a oltre 4000 m e colma quasi completamente il depocentro costituito dal sistema frontale avanfossa-avanpaese adriatico (Pieri & Groppi, 1981).

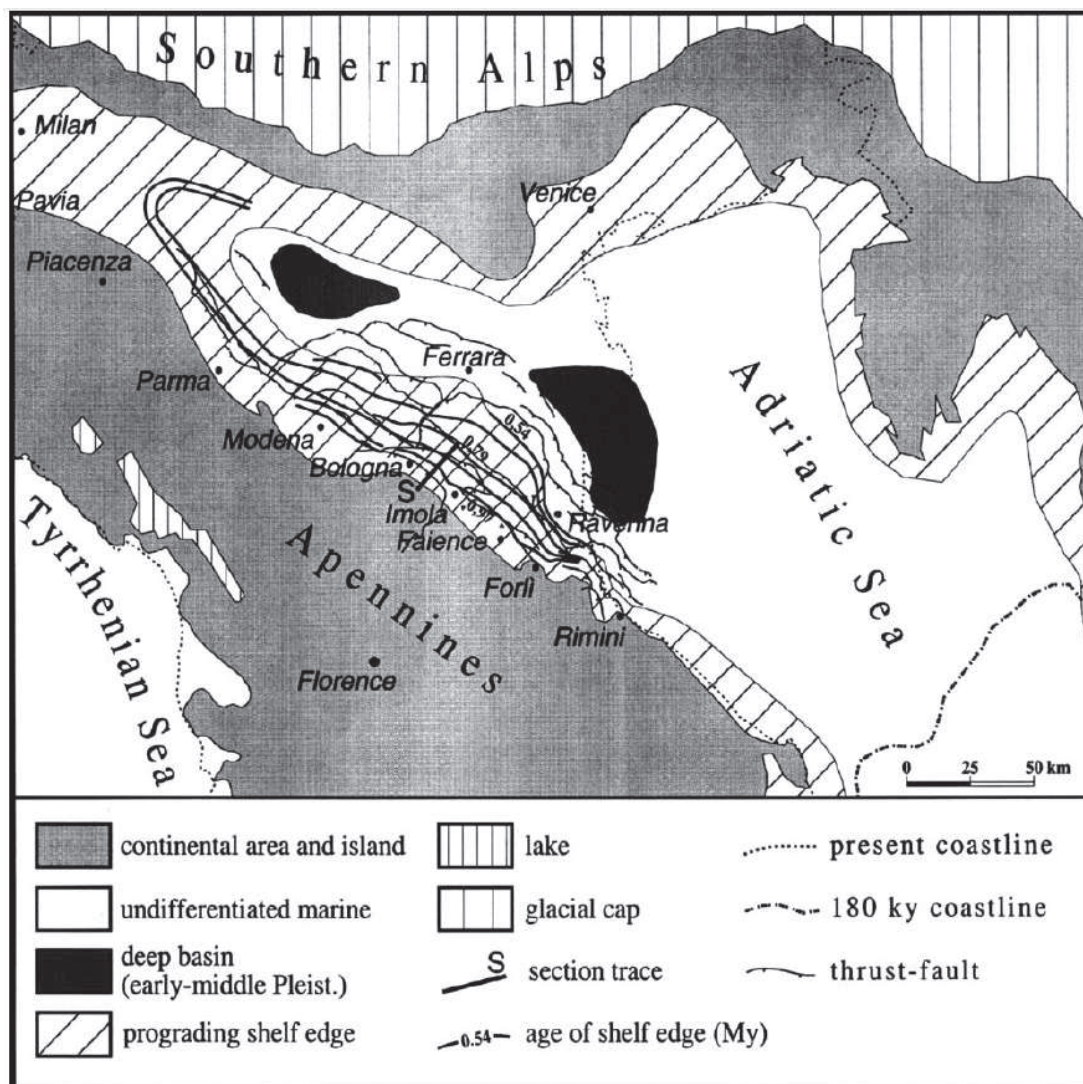


Figura 8-2 – Progradazione e regressione forzata del margine di piattaforma marina terrigena dal Pleistocene Inferiore al Pleistocene Superiore. Tra le strutture più evidenti le aree di “bacino profondo” separate dal rapido avanzamento del margine appenninico. Tale avanzamento ha determinato una rapida progradazione dei sedimenti distribuiti dai fiumi appenninici, mentre i sedimenti dell’antico Po venivano presumibilmente catturati all’interno delle aree più profonde. Da Farabegoli *et al.*, 2004.

L’attiva deformazione compressiva sinsedimentaria e la connessa attività sismica esercitano spesso un evidente effetto anche sul paesaggio in superficie e sull’evoluzione della rete idrografica (v. tra gli altri Ferrarese *et al.*, 1998; Benedetti *et al.*, 2000; Castiglioni & Pellegrini, 2001, Burrato *et al.*, 2003). Data l’importanza di questi effetti, per la comprensione dei corpi studiati, appare utile fornire qualche esempio affiorante.

Evidente in più punti è la forte influenza delle strutture appenniniche. L’impatto è massimo nell’arco strutturale occidentale, in cui ampie porzioni di corpi sedimentari fluvio-deltizi plio-pleistocenici sono stati sollevati a formare una parte delle colline dell’Astigiano, del Monferrato e delle Langhe. Quest’attività tettonica ben si riflette in fenomeni di diversione

e cattura fluviale, come quelle imponenti del Tanaro, distaccato dal Po a monte di Torino nei pressi di Fossano, per poi scorrere seguendo l'asse della sinclinale di Alessandria, confluendo quindi nel Po molto più a ovest. Lo stesso corso del Po appare costantemente forzato verso nord, al fronte del sovrascorrimento nord-vergente, da Torino a Casale Monferrato (AL), questa espressione è ben evidente a Trino Vercellese (VC) (v. Burrato *et al.*, 2003). A nord del Po, un esempio molto chiaro dell'effetto delle strutture appenniniche sull'evoluzione idrografico-deposizionale è dato dall'anticlinale di San Colombano al Lambro (MI), che forma un netto rilievo isolato nella pianura, associato alla risalita di acque termali delle Terme di Mirandolo, che costringe il Lambro a una netta deviazione verso est (v. Burrato *et al.*, 2003) nei pressi di Gerenzago e Villanterio e lo induce a confluire nel Po nella fascia a meandri nei pressi di Orio Litta (LO). I due grandi archi centro-occidentali si sviluppano in un contesto di subsidenza regionale molto forte, per cui il tasso locale di innalzamento delle strutture anticlinali è sovracompensato dall'abbassamento regionale. La loro espressione regionale è più blanda, ma sono stati comunque riconosciuti importanti effetti sull'evoluzione del reticolo idrografico (Burrato *et al.*, 2003). Anche nella fascia occidentale il sistema di sovrascorrimenti e pieghe di rampa è associato ad una decisa risalita delle isoterme e di acque ad elevata attività ionica, come a Consandolo (FE) ed in primis nel campo geotermico di Casaglia (FE), nei pressi dell'area di studio. Le strutture anticlinali appenniniche sono anche sede d'importanti accumuli di idrocarburi, dallo storico campo di Cortemaggiore (PC), ai giacimenti di metano di Tresigallo (FE) e Consandolo (FE), prossimi all'area di studio.

Le strutture sudalpine si evolvono in un contesto di subsidenza regionale molto minore di quella attiva al fronte appenninico, per cui sviluppano più frequentemente un diretto impatto geomorfologico, nonostante una velocità di deformazione in genere minore. La deformazione associata a strutture anticlinali ha prodotto vari rilievi isolati che emergono dalla pianura alluvionale, fra cui l'imponente Monte Orfano, a ovest di Rovato (BS) e quello più modesto di Castenedolo (BS). Anche più ad oriente, strutture plicative attive hanno determinato un evidente impatto morfologico, a partire dal rilievo del Montello (TV) (v. Burrato *et al.*, 2003), associato all'abbandono della conoide antica del Piave a Montebelluna, fino al rilievo del Castello di Udine.

Questi due fasci di sovrascorrimenti e pieghe sudalpine sono separati da una zona relativamente poco deformata e assai povera di strutture plicative, associate ad un netto innalzamento del basamento varisco, a cui corrispondono i rilievi isolati nella pianura alluvionale veneta dei Berici e degli Euganei.

8.2. Impatto delle fluttuazione climatiche e glacio-eustatiche

All'inizio del capitolo 8 si è anticipato sull'importanza delle grandi fluttuazioni climatiche ed eustatiche quaternarie. Evidentemente queste fluttuazioni hanno pesantemente influenzato l'evoluzione stratigrafico-deposizionale del Bacino Padano e delle circostanti catene montuose. Particolarmente evidenti e ben conservati sono gli effetti dell'ultimo massimo glaciale (LGM) – conosciuto nella regione alpina come Würmiano – fin dalla classica sintesi pionieristica di Penk & Brückner (1909). In questa fase, compresa tra i 25.000 e 15.000 anni 14C BP (Orombelli & Ravazzi, 1996), le masse glaciali occupavano, come noto, gran parte delle grandi valli alpine, sboccando direttamente nella Pianura Padana in corrispondenza delle maggiori vallate (Castiglioni 1940, Castiglioni 1999, Bini e Zuccoli 2004) (v. paragrafo successivo). I rilievi emergenti dalle coltri glaciali si trovavano in condizioni di diffusa resistasia. In queste condizioni i fiumi proglaciali riversavano ingenti quantità di sedimenti direttamente nella Pianura Padana, in cui si formavano ingenti corpi di conoide, che passavano lateralmente ad ampie fasce di fiumi a traccia, attivi durante le fasi estive di disgelo. L'accumulo glaciale fu molto più modesto nell'Appennino Settentrionale, in cui le testimonianze glaciali dirette sono limitate ai versanti nord dei più alti gruppi montuosi come quello del Cimone. Le condizioni climatiche limitavano però, anche qui, fortemente la copertura forestale, per cui la catena era spesso dominata anch'essa da un regime di resistasia. Anche i fiumi appenninici erano perciò in grado di riversare nel Bacino Padano grandi quantità di sedimenti sin glaciali, soprattutto durante le fasi più umide e piovose, come quelle che hanno caratterizzato l'accumulo anaglaciale dei ghiacciai alpini. Ovviamente, il regime idrografico dei fiumi sin glaciali era del tutto difforme da quello attuale e doveva essere dominato da episodi di piena, legati allo scioglimento estivo delle masse nevose e glaciali, associati a piogge, alternati a periodi di siccità invernale. In varie fasi della glaciazione si dovevano sviluppare condizioni di semi aridità (Cattani, 1990, 1992; Bertoldi, 1996; Paganelli, 1996), che ostacolavano lo sviluppo della rete fluviale.

Come noto, durante l'acme glaciale (18.000; *Marine Isotopic Stage 2- MIS 2*) il forte accumulo di ghiacci sulle terre emerse – in primis le calotte delle alte latitudini – insieme allo sviluppo di ampi laghi alle medie e basse latitudini, causarono una progressiva forte diminuzione del livello eustatico di circa 120 m rispetto all'attuale livello medio marino (Rizzini, 1974; Trincardi *et al.*, 1994; Clark & Mix, 2002; Waelbroeck *et al.*, 2002). In queste condizioni di stazionamento basso del livello del mare, la Pianura Padana Veneta

proseguiva attraverso tutto l'attuale Mare Adriatico settentrionale ed il Po formava un suo delta a sud di Ancona e Falconara, direttamente nella Fossa Mesoadriatica (Correggiari *et al.*, 1996b, c). La totalità dei fiumi appenninici dell'attuale Emilia Romagna, così come i fiumi veneti e friulani erano perciò affluenti del Po (Vai & Cantelli, 2004).

Tra i 18 e i 16 mila anni 14C BP, un grande cambiamento climatico interessò l'area Alpina (Orombelli & Ravazzi, 1996). Le rapide fasi della deglaciazione cataglaciale che seguirono ebbero un drammatico impatto sull'evoluzione sedimentaria della Bacino Padano.

Il cambiamento climatico portò, tra 21 e 18 mila anni cal. BP, al ritiro dei ghiacciai alpini dagli anfiteatri pedemontani sia in Svizzera sia in Italia (Ivy-Ochs *et al.*, 2004; Van Husen, 2004; Monegato *et al.*, 2007) ed alla formazione dei principali laghi prealpini, quali quello di Lugano (Ceresio), Maggiore (Verbano), Como (Lario), Iseo (Sebino), Idro (Eridio) e Garda (Benaco), che risultavano già formati circa 15 mila anni 14C BP (Bini e Zuccoli, 2004), cioè circa 17,5 mila anni cal. BP (Lister, 1988; Niessen & Kelts, 1989).

Molti altri grandi specchi d'acqua occupavano tutte le valli maggiori in via di deglaciazione, da quelle della Doria Riparia a monte di Torino a quella Baltea nella conca di Ivrea, dalla Val d'Adige a quella dell'Isonzo, oggi occupate da ingenti quantità di depositi post-glaciali.

In queste condizioni gli importanti volumi di sedimenti liberati dall'instabilità tardo-glaciale venivano intrappolati da questi sistemi lacustri ed intravallivi (Stefani & Vincenzi, 2005).

L'apporto sedimentario alla pianura da parte dei fiumi alpini si ridusse, quindi, drasticamente in breve tempo, producendo una diffusa incisione fluviale, ben documentata in estese aree affioranti (v. paragrafo successivo), ma note anche nel sottosuolo, compreso quello dell'area di studio. A causa della relativa limitatezza delle masse glaciali e delle basse latitudini, l'inizio del ritiro glaciale nelle Alpi predata ampiamente le principali fasi di fusione delle grandi calotte (Ravazzi *et al.*, 2007), per cui questi fenomeni avvennero nelle fasi iniziali d'innalzamento del livello eustatico, con la linea di costa ancora lontana dell'attuale. Questa incisione tardi-post-glaciale in ogni caso non ha nulla a che fare con i fenomeni associati all'abbassamento del livello marino, ma fu prodotta da cause squisitamente climatiche.

Data l'esiguità della copertura glaciale, simili fenomeni non si svilupparono invece nell'Appennino Settentrionale, che fu quindi in grado di continuare a fornire ingenti quantità di sedimenti alla porzione meridionale del Bacino Padano, che non fu in genere caratterizzata dallo sviluppo di grandi superfici terrazzate. Anzi, il disequilibrio

geomorfologico legato ai rapidi cambiamenti climatici e la presenza di sedimenti morenici e periglaciali relitti avrebbe dovuto, momentaneamente, incrementare la disponibilità di sedimento per il trasporto fluviale. Mentre quindi la sedimentazione s'interrompeva abbastanza bruscamente attraverso gran parte della pianura a nord del Po e in quasi tutta la pianura veneto-friulana (Castiglioni *et al.*, 1999; Fontana *et al.* 2004), i fiumi appenninici provvedevano ad un forte apporto sedimentario alla pianura emiliana alla destra del Po, tendenzialmente con granulometrie relativamente fini. Vedremo che questi apporti furono in grado di interessare anche la parte meridionale dell'area di studio.

Grandi e rapide fluttuazioni eustatiche interessarono anche l'evoluzione stadiale tardi glaciale, con fasi relativamente calde ed umide alternate al ritorno di fasi fredde e secche, l'ultima delle quali, sviluppatasi tra i 12.000 e 9.500 a. C. (*Dryas recente*), precedette l'istaurarsi di condizioni climatiche simili a quelle attuali (v. tra gli altri Fontana *et al.*, 2004).

Il ripetuto e diffuso ritorno a condizioni di biostasia sui rilievi, sia alpini sia appenninici, ridusse ulteriormente l'apporto sedimentario alla Pianura Padana a causa della diminuzione dell'effetto erosivo delle acque sui versanti (Fontana *et al.*, 2004), mentre il Mare Adriatico fu interessato da ripetute rapide pulsazioni trasgressive, legate all'innalzamento del livello glacio-eustatico (Trincardi *et al.*, 1994). Un livello marino prossimo all'attuale fu raggiunto solamente circa 5500 anni fa (v. Waelbroeck *et al.*, 2002 e Figura 8-1). L'innalzamento eustatico produsse un'evoluzione aggradante degli alvei fluviali e un'accentuata instabilità degli stessi, con la progressiva de-connessione di tutti gli affluenti singlaciali inferiori dal Po. La fase di massima trasgressione vide lo svilupparsi di ampie aree palustri, dulcicole o salmastre, attraverso ampie aree della pianura, venutesi a trovare a livelli prossimi a quello del mare, come ad esempio anche l'area di studio.

Importanti fluttuazioni climatiche continuarono a svilupparsi anche in età storica, come le fasi fredde e piovose che caratterizzarono l'Alto Medioevo e il XVII e XVIII secolo d.C. (v. Denton Karlen, 1973; Veggiari 1984, 1986; Bradley Jones, 1992).

8.3. Tipologie geologiche delle sorgenti di sedimento

La Pianura Padana è circondata da due catene compressive alpidiche, le Alpi e l'Appennino Settentrionale, in cui la ripidità del rilievo e la deformazione tettonica, tuttora molto attiva, contribuiscono a generare un forte apporto sedimentario all'Avanfossa

Padana. Come si è visto, l'apporto sedimentario è stato così elevato da sovracompensare la veloce subsidenza regionale del Bacino Padano, rifornendo nel contempo di ingenti quantità di sedimenti Quaternari il contiguo Bacino Adriatico. I caratteri geolitologici e strutturali delle varie porzioni di catena sono però molto variabili e modulano perciò una notevole varietà compositiva e granulometrica dei sedimenti disponibili per il trasporto fluviale. Le Alpi Occidentali e la regione prossima allo spartiacque di quelle centrali ed orientali, sono dominate da ampi corpi metamorfici ed intrusivi, che registrano eventi sia varisici che alpidici. Queste regioni forniscono perciò clasti prevalentemente grossolani e di natura cristallina. Ampi tratti del Sudalpino sono al contrario dominati da litotipi carbonatici ed in misura minore da sedimenti terrigeni e vulcaniti. Questa catena produce grandi quantità di grani epicrostrali e litoidi. La componente calcitica è particolarmente dominante nei fiumi vento-friulani.

L'Appennino Settentrionale è al contrario dominato da successioni sedimentarie terrigene, spesso di origine torbiditica e di aspetto flyshoide, oltre che da estesi corpi di melange a matrice argillosa e, soprattutto lungo la fascia prossima alla pianura, da estesi corpi di argille marine plioceniche. In queste condizioni i sedimenti dei fiumi appenninici sono dominati da sedimenti relativamente fini, sabbioso-limosi e da un notevole frazione fangosa in sospensione. L'area di studio si trova nel punto di confluenza fra gli apporti di Po e quelli di origine appenninica, ciò determina la notevole variabilità dei caratteri compositivi e granulometrici dei sedimenti presenti.

8.4. Suddivisione stratigrafica proposta per la Pianura Padano-Veneta

L'interazione fra i fattori strutturali, climatico-eustatici e di provenienza dei sedimenti precedentemente discussi ha generato una grande variabilità regionale. La Pianura Padano-Veneta può perciò essere suddivisa in sottoregioni, con aspetti stratigrafici, sedimentologici e geomorfologici distinti, che riflettono in superficie i caratteri evolutivi registrati nel sottosuolo (Figura 8-3).

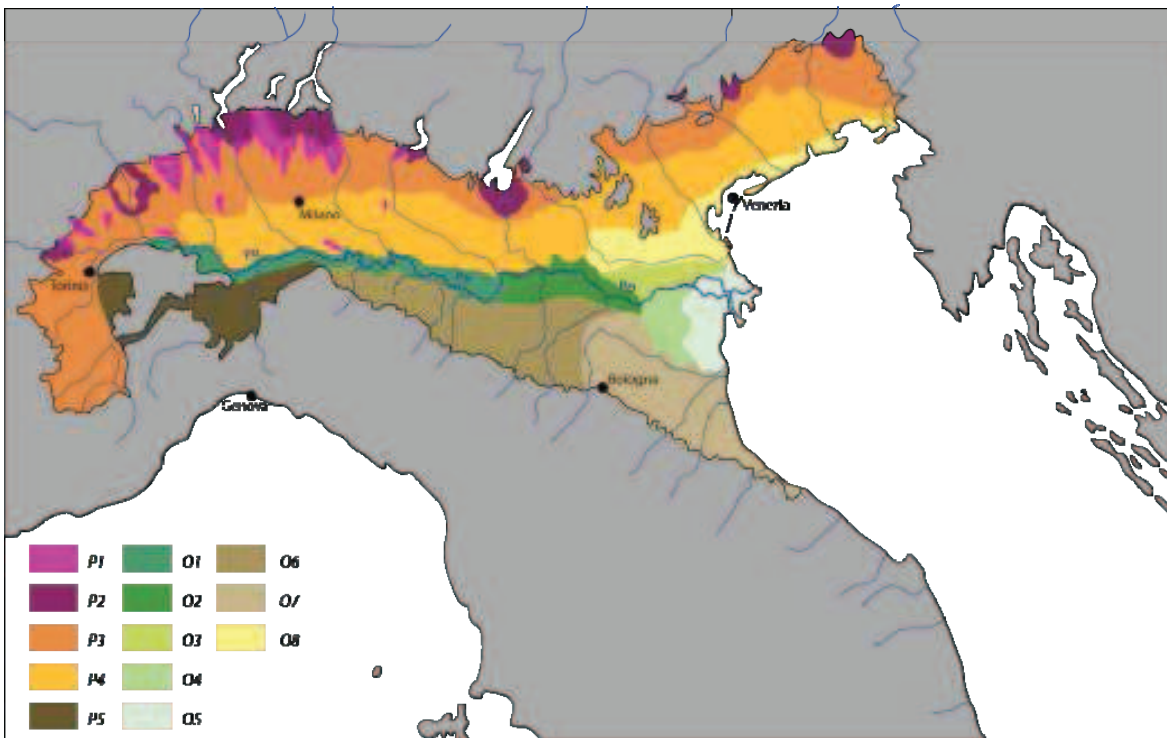


Figura 8-3 Sottoregioni stratigrafico-geomorfologiche della Pianura Padano-Veneta. Per la caratterizzazione delle diverse aree, si veda il testo seguente.

Questa variabilità è largamente influenzata dalla distribuzione della subsidenza e perciò dal contesto tettonico. Un rapido esame di queste aree appare qui assai opportuno, perché nel sottosuolo dell'area di studio si trovano corpi sedimentari antichi che presentano spesso strette analogie sedimentologiche con i corpi altrove ancora affioranti. In molti casi è possibile anche ipotizzare una correlazione cronologica fra corpi affioranti ed unità sepolte studiate.

La pianura può essere suddivisa in due porzioni dominate da corpi sedimentari con età e caratteri sedimentologici nettamente distinti. Una parte arealmente preponderante della pianura è dominata da sedimenti “fossili” di età pleistocenica e d'origine prevalentemente glaciale (*P*). L'area è dominata da sedimenti depositi durante l'ultima glaciazione Würmiana, ma in alcune aree affiorano sedimenti continentali di età anche molto più antica. All'interno di questa vasta piana di età pliocenica si sono sviluppate solo strette fasce di sedimenti olocenici, lungo l'asta dei principali fiumi, spesso limitata al parziale riempimento di valli incise nella pianura terrazzata. Questa porzione “antica” domina ampiamente la pianura piemontese e lombarda sulla sinistra del Po, l'area circondante i Colli Berici e gli Euganei e gran parte della Pianura Veneto Friulana ad oriente di questi rilievi. Sedimenti pre-olocenici dominano anche gli scampoli di pianura incuneanti sulla destra del Po fra Langhe, Monferrato, Collina di Torino e poi nella regione di Tortona fino

alle porte di Piacenza. Sedimenti pleistocenici formano poi la gran parte del fondale del Mare Adriatico Settentrionale.

Le aree più subsidenti e più ricche di apporti sedimentari sono invece largamente dominate da sedimenti olocenici, anche di età molto recente (**O**). Ampie aree sono, infatti, ricoperte da sedimenti di età post-romana. I sedimenti olocenici dominano la quasi totalità della pianura emiliana a sud del Po, la Pianura Bolognese e Romagnola. L'affioramento di sedimenti pre-olocenici è limitata a piccoli lembi discontinui innalzati dalla tettonica, immediatamente al piede dei rilievi appenninici. A nord del Po essi sono confinati ad una regione allungata a nord del Po, fra Legnago ed Adria, e ad una stretta fascia costiera, da Venezia a Monfalcone, dominata da ambienti lagunari sotto-alimentati di sedimento.

(P) Pianura dominata dai depositi pleistocenici.

A nord del Po, attraverso gran parte della pianura piemontese, lombarda, veneta e friulana, l'accumulo sedimentario è cessato durante le fasi precoci della deglaciazione alpina. Questa interruzione fu associata allo sviluppo di grandi laghi subalpini ed intravallivi, che, agivano da trappole per il sedimento. Questa drastica riduzione dell'apporto sedimentario alla pianura ha rapidamente prodotto ingenti fenomeni di incisione delle grandi conoidi singlaciali (Fontana *et. al.*, 2004). La pianura è frequentemente terrazzata ed interrotta dalle incisioni fluviali. La profondità delle incisioni aumenta fortemente risalendo dall'asse del Po verso il piede delle Prealpi Sudalpine. Questa superficie terrazzata continua molto verso sud, sepolta sotto sedimenti recenti, come nell'area di studio. In questa fascia a nord del Po, la sedimentazione olocenica è in genere limitata ad un nuovo riempimento delle incisioni post-glaciali. Quest'area dominata dai sedimenti "fossili" può essere suddivisa in varie fasce parallele al piede dei rilievi sudalpini.

(P1) Lembi discontinui di alta pianura, innalzati dai movimenti tettonici, in cui affiorano sedimenti quaternari di età relativamente antica e soggetti ad intensi fenomeni di pedogenesi policiclica, con episodi caldo umidi, che hanno generato coltri eluviali fortemente decarbonatate e ossidate, più o meno impermeabili e ostili a molte pratiche agricole ("Ferretto"). Nelle contigue profonde incisioni fluviali possono affiorare sedimenti continentali parzialmente litificati, di età relativamente antica (Ceppo). Lembi analoghi, di dimensioni più contenute, affiorano anche in contesti di bassa pianura (**P4**), in corrispondenza della culminazione assiale di strutture anticlinaliche sepolte.

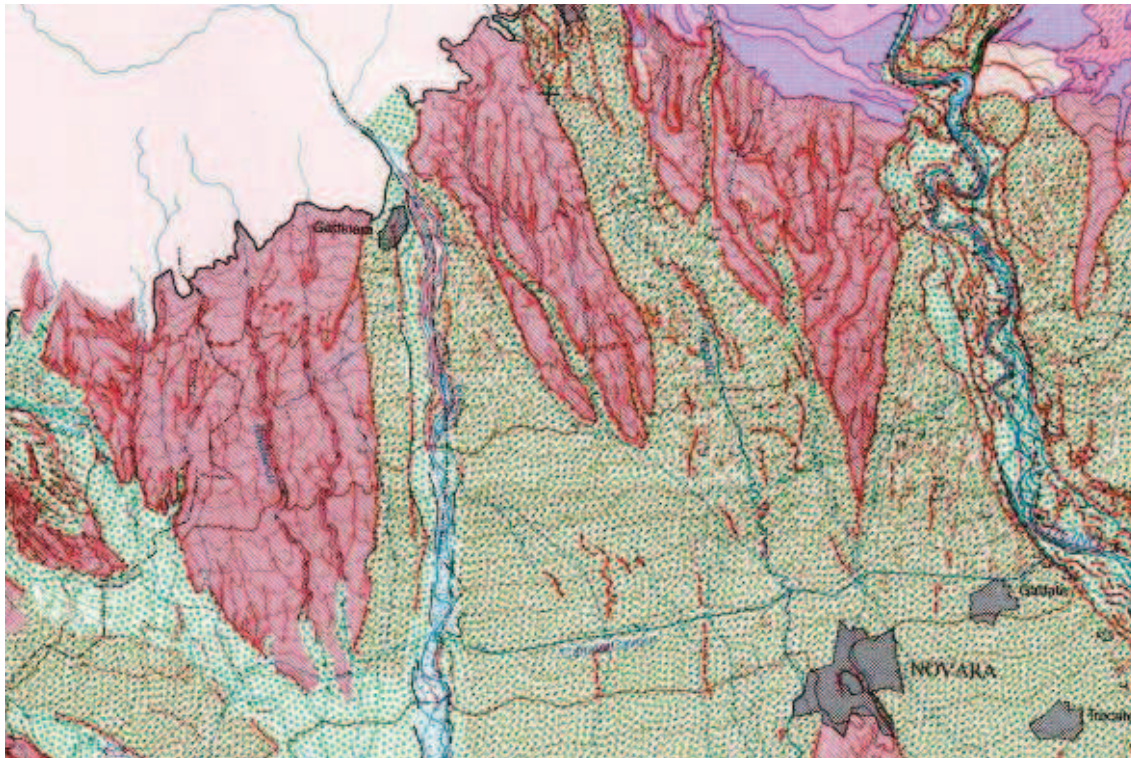


Figura 8-4 Aree di affioramento di depositi pedemontani terrazzati fortemente pedogenizzati “pianalti ferrettizzati” (campiture rosa) a cui si sovrappongono lateralmente depositi di conoide singlaciale Würmiana. Alta pianura novarese nella regione del Sesia e Ticino. Stralcio Carta Geomorfologica della Pianura Padana 1: 250.000, Castiglioni G.B. (Ed.), (1999).

(P2) I corpi sedimentari di origine fluviale dell’alta pianura sono intercalati da ingenti corpi morenici, le cui morfologie fossilizzano spesso le fasi iniziali di ritiro cataglaciale. Questi depositi tendono a formare grandi corpi arcuati davanti allo sbocco delle maggiori vallate alpine, corpi impropriamente ma diffusamente noti come “anfiteatri morenici”, nonostante non mostrino mai morfologie ellittiche. Procedendo da ovest a est si possono distinguere i principali apparati morenici di Rivoli Torinese, allo sbocco della Dora Riparia, quello imponente di Ivrea, allo sbocco della Doria Baltea dalla Val d’Aosta, quelli del Lago di Lugano, del Maggiore, dei due rami del Lago di Como, del Lago di Iseo, quello amplissimo del Garda, associato al più modesto apparato di Rivoli Veronese, allo sbocco della Val d’Adige, e infine, assai più a oriente, quello dell’Isonzo. Al piede di questi apparati morenici si sviluppano direttamente le ampie conoidi dei fiumi proglaciali, che formano ampi tratti dell’alta pianura.

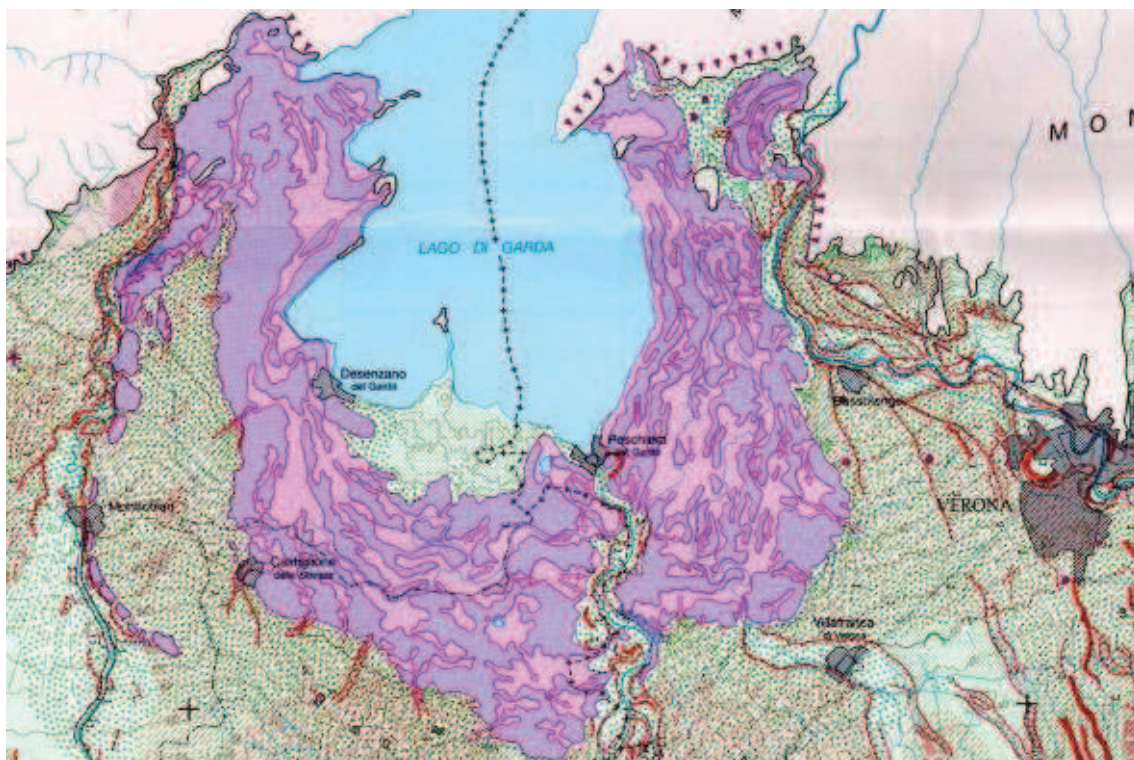


Figura 8-5 Grandi archi morenici Würmiani del Garda e la piccola struttura di Rivoli Veronese, che passano lateralmente a depositi di conoide. Stralcio Carta Geomorfologica della Pianura Padana 1: 250.000, Castiglioni G.B. (Ed.), (1999).

(P3) Ampie regioni dell'alta pianura piemontese, lombarda e veneta sono, infatti, formati dai depositi ghiaioso-sabbiosi di fiumi a treccia sin glaciali, incisi ma poco o nulla pedogenizzati, deposti durante le principali fasi di avanzamento dei ghiacciai Würmiani. Questi sedimenti molto permeabili e incisi da valli drenanti presentano in genere una superficie freatica molto bassa e, quindi, condizioni di forte aridità stagionale. Prima del forte impatto antropico, queste aree erano spesso sede di una vegetazione magra e sparsa, più o meno xerofila (vaude e barrage piemontesi, brughiere lombarde, magredi veneto-friulani). I sedimenti sono dominati da clasti di origine cristallina in Piemonte e Lombardia, mentre la frazione calcititica è abbondante nei sedimenti veneto-friulani. Questa zona è limata a sud dalla fascia delle risorgive o risultive, legata all'emergere in superficie della freatica. Questo fenomeno è determinato dalla diminuzione di pendenza e dalla progressiva riduzione della granulometria media e quindi della trasmissività idraulica. La fascia delle risorgive è stata fortemente attrattiva per l'insediamento umano, basti pensare ai casi di Milano e, ad oriente, di Treviso o Pordenone.

(P4) La parte bassa della pianura è ancora caratterizzata da sedimenti singlaciali, prevalentemente sabbioso-limosi, più fini, che ospitano frequentemente una falda freatica prossima alla superficie. Verso occidente, le morfologie terrazzate giungono a lambire i

meandri del Po, come a Cremona e Mantova, rimanendo sepolte solo a valle di San Benedetto Po (MN) e Governolo (MN).



Figura 8-6 Risorgive da tracimazione della falda freatica al limite tra alta e bassa pianura. Stralcio Carta Geomorfologica della Pianura Padana 1: 250.000, Castiglioni G.B. (Ed.), (1999). L'area in rosa a sud di Brescia (Capriano del Colle) corrisponde all'affioramento di sedimenti continentali antichi pedogenizzati in corrispondenza dell'anticlinale sudalpina.

(P5) La sedimentazione olocenica a sud del Po e a monte di Piacenza è alquanto limitata, nonostante il forte apporto sedimentario potenziale dei fiumi appenninici, a causa dell'attivo innalzamento tettonico della regione, che impedisce la creazione di spazio sedimentario.

(O) Piana dominata dalla sedimentazione fluviale olocenica.

L'ampia regione a pianta grossolanamente triangolare, estesa da poco a nord dell'attuale corso del Po fino al piede dei rilievi appenninici, è invece in gran parte formata da sedimenti fluviali olocenici, frequentemente anche di età post-romana, che spesso conservano assai bene la loro originaria espressione geomorfologica. Una stretta fascia settentrionale è dominata dai sedimenti del Po, che verso oriente si intersecano a sud con i sedimenti di fiumi appenninici e verso nord con quelli di Adige. Nella parte più occidentale della fascia a sud del Po, la sedimentazione recente è invece molto ridotta.

(O1) Lungo l'impluvio centrale Padano, i sedimenti olocenici del Po formano una stretta fascia di corpi affioranti – deposti in sistemi a meandro – distesi in un lungo tratto che dall'altezza di Carmagnola (TO), a monte di Torino, prosegue fino alla regione di Cremona (CR) e Sabbioneta (MN), Viadana (MN), Gualtieri (RE) e Guastalla (RE). Questa fascia è limitata a nord da orli erosivi di terrazzo, incisi in sedimenti singlaciali, mentre a sud mostra un contatto meno marcato con i corpi sedimentari di origine appenninica, generalmente privi di strutture a meandro. Le sabbie oloceniche accumulate nei meandri del Po sono state in parte rifornite direttamente dagli affluenti alpini ed appenninici, in parte derivano dal costante rimaneggiamento “cannibalistico” delle sottostanti sabbie padane singlaciali. I corpi di meandro presentano quindi contatti erosivi diacroni – basali e laterali – con le sabbie singlaciali, con cui sono in genere in diretta continuità idraulica. Le relazioni cronologiche dei corpi sedimentari sono molto complesse, con corpi di età post-romana che tagliano i prevalenti depositi preromani, posti alla stessa quota, a causa della scarsa subsidenza dell'area. In questa fascia, i corpi di meandro presentano una buona evidenza morfologica, talvolta tuttora marcata dalla presenza di piccoli laghi di abbandono (*lanche* o *mortizze*). La recente migrazione di molti meandri è anche testimoniata dai confini amministrativi che non corrispondono più all'attuale reticolo fluviale. In questa fascia gli alvei tendono ad essere incassati e di conseguenza i ventagli di rotta appaiono assai poco sviluppati.



Figura 8-7 Fascia a meandri del Po alla confluenza dell'Adda, limitata a nord dall'orlo del terrazzo formato dai depositi singlaciali e a sud dai depositi di paleocanale appenninici (Arda). Stralcio Carta Geomorfologica della Pianura Padana 1: 250.000, Castiglioni G.B. (Ed.), (1999).

(O2) A valle di Guastalla (MN) e di San Benedetto Po (MN), la fascia a meandri padani si apre arealmente, ma diluisce in parte i suoi caratteri peculiari. I meandri tendono ad essere a livello della pianura circostante o diventare progressivamente pensili, come ben visibile fra Suzzara (MN) e Gonzaga (MN), oppure divergere in tratti semirettilinei pensili, per la prima volta ricchi di ventagli da rotta, come ad esempio lungo il dosso di Reggiolo (RE). A valle dell'ultimo affluente alpino, il Mincio a Governolo (MN), il Po diviene generalmente pensile, impedendo alle acque provenienti dallo scolo delle morene del Garda e dell'Adige di confluire in esso. Anche assai più a valle, corpi sedimentari padani con evidenti strutture da barra di meandro sono noti sia in affioramento che sepolti a debole profondità, come ad esempio nell'area di Bondeno-Settepolesini (FE), alla periferia nord-occidentale di Ferrara e – semisepolti – anche a valle di Pontelagoscuro (FE) e verso Copparo (FE) ed Argenta (FE). Questa bassa fascia a meandri padani è intersecata dai corpi sedimentari recenti prodotti da parecchi fiumi di origine appenninica, quali il Secchia, il Panaro e, in passato, il Reno. A nord, antichi alvei padani intersecano rami meridionali dell'Adige. Anche in quest'area, i corpi di meandro del Po sono spesso in contatto stratigrafico ed idrogeologico con sabbie sin glaciali sepolte, soprattutto in corrispondenza della cresta delle anticlinali delle strutture tettoniche ferraresi, ma le relazioni stratigrafiche sono qui più complesse,

dato che non mancano frequenti intercalazioni di sedimenti fini olocenici a bassa permeabilità. Quest'area centrale della pianura mostra nel complesso una significativa aggradazione deposizionale, particolarmente forte allontanandosi dalla cresta delle strutture anticlinali. In quest'area i depositi di età post-romana sono diffusi, ma vi affiorano anche sedimenti assai più antichi.

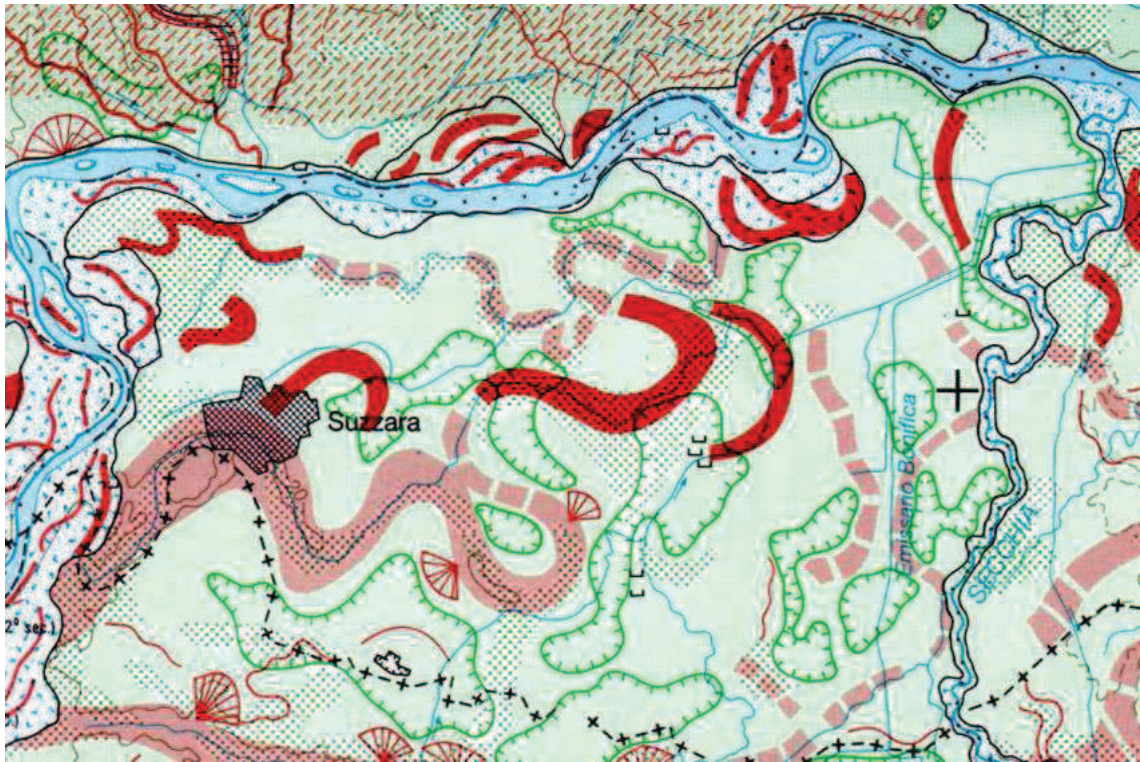


Figura 8-8 Area di transizione fra la zona a meandri, a ovest, e l'area a canali pensili del Po. Le linee verdi chiuse delimitano aree topograficamente depresse, evidenziando la natura sopraelevata dei corpi di paleoalveo. In questa regione divengono significativi i depositi da rotta fluviale. Stralcio Carta Geomorfologica della Pianura Padana 1: 250.000, Castiglioni G.B. (Ed.), (1999).

(O3) Una stretta fascia a nord dell'attuale corso del Po, corrispondente a buona parte della Provincia di Rovigo, è caratterizzata da corpi di paleoalveo olocenici generalmente sub paralleli allungati in direzione ovest-est, che mostrano la complessa interazione fra i rami più settentrionali del Po (es. Po di Fratta Polesine – Adria) e parecchie generazioni di alvei dell'Adige.

(O4) A valle di Pontelagoscuro (FE), in superficie, si passa a sedimenti di Po accumulatisi in una bassa pianura alluvionale – prossima al livello del mare – con ampie depressioni interalvee frapposte fra alvei fortemente pensili. Pure in condizione di bassa pianura alluvionale, il Po diverge in canali distributori che mostrano una rapida e complessa evoluzione durante l'Olocene, anche molto recente. I corpi allungati di sabbie di riempimento di paleoalveo sono fiancheggiati da sabbie e limi di argine naturale che passano lateralmente a grandi estensioni di fanghi interalvee, frequentemente ricchi di

materia organica. Frequenti sono i ventagli da rotta e ricicatrizzazione. Il carattere fortemente pensile di questi canali di Po ostacola fortemente l'entrata di ulteriori affluenti di destra, di origine appenninica. A partire dal XVI secolo, l'ultimo affluente del Po è quindi rappresentato dal Panaro, poco a valle di Stellata (FE). Durante le fasi precedenti, numerosi fiumi appenninici più orientali sono stati temporaneamente affluenti del Po, spesso forzati da tentativi di bonifica idraulica artificiale, sempre destinati all'insuccesso. Reno, Savena, Santerno ed Idice sono temporaneamente confluiti nei rami meridionali del Po. La combinazione delle dinamiche deposizionali del Po e il forte controllo tettonico della subsidenza non hanno però mai permesso un raccordo stabile dei fiumi di origine bolognese e romagnola con il Po, a valle di Bondeno (FE). Questo ha fatto sì che ancora in età recente vi fosse un fortissimo accumulo di sedimenti di origine appenninica in sistemi di delta interno a sud di Ferrara e più a est, fino al Ravennate. In genere i corpi di sabbie perdono progressivamente il contatto basale erosivo con le sabbie sin glaciali e la permeabilità diminuisce progressivamente. La trasmissività idraulica diventa fortemente anisotropa, con un picco in corrispondenza dell'allungamento dei corpi di riempimento di alveo. In questa area l'evoluzione aggradazionale è stata rapida, ma affiorano ancora ampiamente sedimenti di età romana o preromana, intercalate dalle fasce sedimentarie legate ai canali medievali e moderni del Po.



Figura 8-9 Varie generazioni di corpi di riempimento di canale distributore deltizio a valle dell'area di studio. Stralcio Carta Geomorfologica della Pianura Padana 1: 250.000, Castiglioni G.B. (Ed.), (1999).

(O5) La parte più orientale del sistema deposizionale padano è caratterizzato da imponenti corpi deltizi, che in profondità registrano una rapida evoluzione trasgressiva post-glaciale, che culminò circa 5500 anni fa, nello sviluppo di due ampi golfi-estuario. La parte più recente registra una rapida evoluzione progradazionale che ha fatto avanzare verso oriente la linea di costa anche di oltre 25 km, accumulando successioni spesse finanche 20-25 m, mediante la crescita di varie generazioni di lobi deltizi (Figura 8-10).

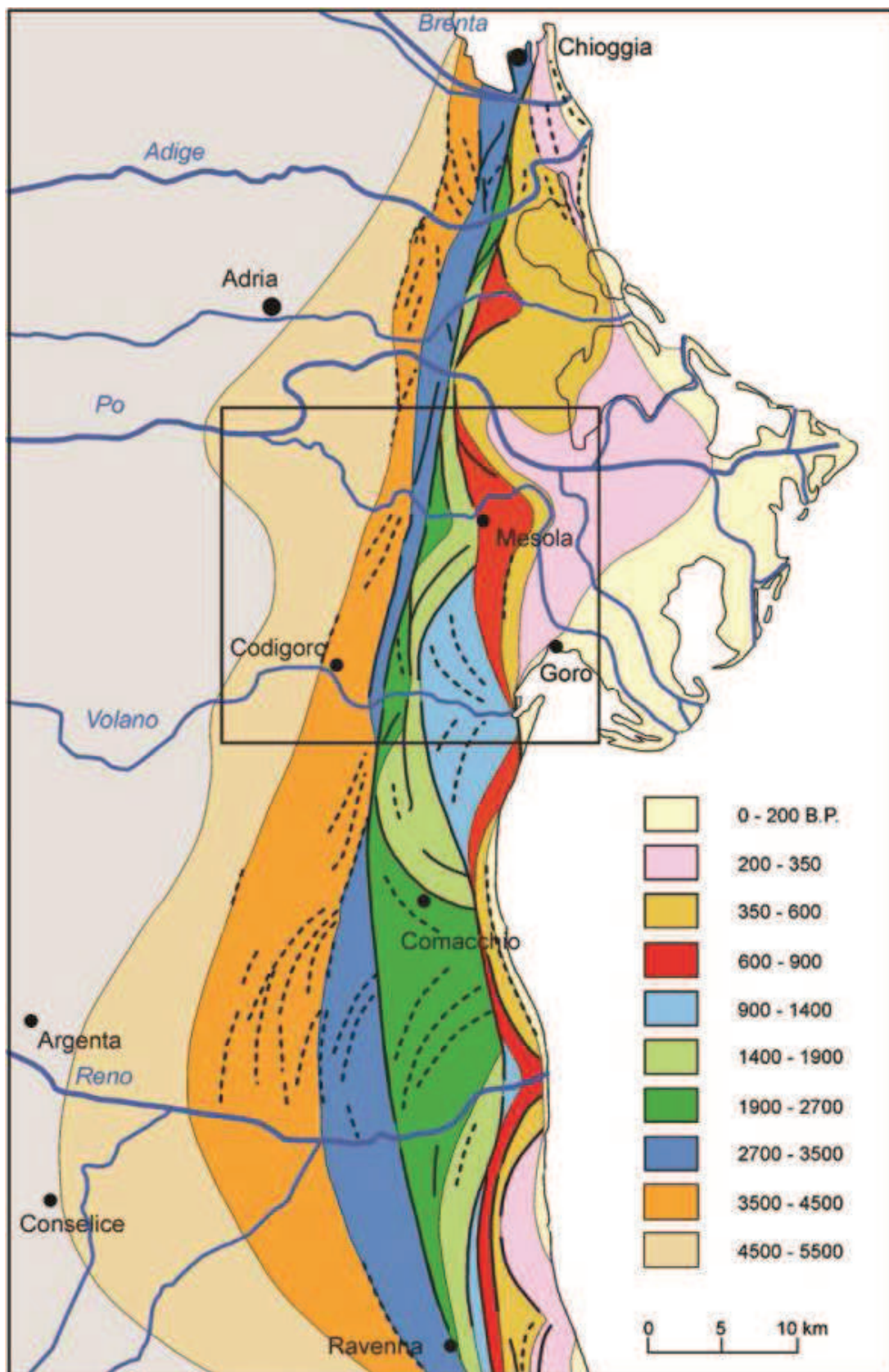


Figura 8-10 Ampia progradazione della linea di costa tra Ravenna e Chioggia negli ultimi 5.000 anni, avvenuta attraverso varie generazione di lobi deltizi. Stefani & Vincenzi, (2005).

Nel sottosuolo, un cuneo di sedimenti marini di piattaforma e prodelta separa perciò le sabbie costiere trasgressive da quelle regressive di stazionamento alto del livello eustatico. I sedimenti più antichi – risalenti a oltre 3000 anni – affiorano nella parte meridionale delle valli bonificate del Mezzano, in corrispondenza della struttura anticlinale al fronte dell'Appennino sepolto. Anche qui appaiono estesamente depositi di età romana o preromana, in plaghe discontinue, separate dai corpi sedimentari legati ai canali distributori di età medievale e moderna, fortemente pensili sulle aree circostanti depresse, quasi sempre al di sotto del livello del mare. L'attuale grande lobo deltizio del Po – di epoca assai recente – deve, invece, le sue origini al taglio artificiale di Portoviro (RO), aperto dai veneziani nel 1604. Verso nord, la regione deltizia del Po sfuma nei corpi molto più modesti legati alle foci dell'Adige e del Brenta, anche essi di età molto recente.



Figura 8-11 Attuale delta del Po. Nella porzione centrale della figura sono ben evidenti i corpi allungati di origine eolica di età da preromana a medievale. Stralcio Carta Geomorfologica della Pianura Padana 1: 250.000, Castiglioni G.B. (Ed.), (1999).

(O6) A sud della fascia centrale padana, fra Piacenza e il mare, è ampiamente sviluppato il grande triangolo formato dai massicci accumuli sedimentari dei fiumi appenninici, oggi affluenti del Po, dal Trebbia al Panaro. In questa area il massiccio apporto sedimentario generato dall'Appennino, unito ai tassi di subsidenza in genere molto elevati, ha generato spesse successioni sedimentarie caratterizzate da un'evoluzione decisamente aggradante.

Solo a sud della Via Emilia, immediatamente al piede dei primi rilievi appenninici, affiorano modesti lembi terrazzati formati da sedimenti pre-olocenici, di età comunque relativamente recente, che si correlano con i coevi terrazzi intravallivi, la cui cronologia è stata ricondotta – con buona precisione – a quella delle sequenze deposizionali e dei subsistemi presenti nel sottosuolo della pianura (Figura 5-1). Data la mancanza di significativi corpi di conoide ad elevata permeabilità ed i bassi gradienti topografici, la fascia delle risorgive è poco estesa e comunque prossima al piede collinare, non lontano dal tracciato della Via Emilia romana. I fiumi di origine appenninica tendono a mostrare strutture a meandri mal sviluppate, di piccole dimensioni e generalmente confinate in una fascia meridionale prossima alla Via Emilia. Questi meandri sono influenzati dal regime idrografico spesso quasi torrentizio dei fiumi appenninici, in cui importanti portate di piena vengono raggiunte durante intervalli di tempo relativamente brevi. Anche la composizione prevalentemente fine degli apporti sedimentari spesso ostacola lo sviluppo di strutture da meandro vere e proprie. Più a valle gli alvei erano generalmente fortemente pensili, anche prima della massiccia alterazione antropica, assai ampi e con un'apparente sproporzione fra le piccole portate medie, la ristrettezza dell'alveo di magra e l'eccezionale larghezza dei corpi sedimentari, generati da portate solide e liquide di piena molto elevate. La granulometria è mediamente fine, sabbioso-limosa con un'abbondante frazione limoso-argillosa e di conseguenza i valori di permeabilità sono frequentemente ridotti. Dato il mutevole carattere litostratigrafico e tettonico della complessa Catena Appenninica affiorante, si osservano comunque importanti variazioni laterali nella composizione e granulometria dei sedimenti. Una certa frazione relativamente grossolana e ghiaiosa è presente nei fiumi più occidentali, dal Taro-Trebbia al Parma, riforniti dalle successioni liguridi contenenti carbonati e materiali ofiolitici.



Figura 8-12 Corpi di riempimento di canali distributori di delta interno di età prevalentemente medioevale (Secchia, Panaro, Samoggia e Reno). Stralcio Carta Geomorfologica della Pianura Padana 1: 250.000, Castiglioni G.B. (Ed.), (1999).

(O7) A sud-est dell'ultimo affluente moderno del Po, il Panaro, i fiumi appenninici dal Reno al Marecchia oggi raggiungono in modo indipendente e spesso del tutto artificiale il mare. Questi fiumi mostrano caratteri sedimentologici simili a quelli emiliani, maggiormente accentuati dal regime fluviale ancor più irregolare e dalla dominanza degli apporti sedimentari fangosi, derivati dalle argille e sabbie marine plio-pleistoceniche. Ne sono un esempio Reno, Savena, Idice, che interessano direttamente l'area di studio. Altri fiumi, in primis il Santerno, sono riforniti di sedimento anche dall'erosione di potenti successioni torbiditiche mal litificate della Marnoso-Arenacea miocenica. All'estremità sud-occidentale della regione, sedimenti relativamente più grossolani sono localmente prodotti in corrispondenza del *Klippe* ligure della Val Marecchia.

(O8) A causa dello scarso apporto sedimentario, a nord del Delta del Po, i sedimenti singlaciali veneti sono ricoperti da una fascia relativamente sottile di sedimenti costieri olocenici poco spessi, sia fluviali che prevalentemente lagunari. In questa fascia sono tuttora presenti le lagune di Venezia e Grado, in aree caratterizzate ad un tempo da scarsi apporti sedimentari e da una subsidenza relativamente contenuta.

8.5. Evoluzione storica dei sistemi fluvio-deltizi padani

L'evoluzione deposizionale della parte più recente delle successioni indagate, corrispondente all'intervallo di stazionamento alto marino, è strettamente legata alla storia idrografica dell'area deltizia padana, che fu profondamente influenzata sia da fattori tettonici sia dalle ampie fluttuazioni climatiche.

I sedimenti più antichi affioranti attraverso significative porzioni della bassa pianura alluvionale risalgono a circa 3000 anni fa. Intorno a quest'epoca, il Po depose i sedimenti di due rami principali (Figura 8-13 A), che divergevano nella zona di Guastalla, nei pressi della parte più occidentale dell'arco tettonico delle pieghe ferraresi. La scarsità di dati cronologici affidabili non permette di chiarire per quanto tempo questi due alvei abbiano coesistito. Il ramo settentrionale coincideva all'incirca con quello attuale, fino a Sermide e s'inoltrava poi nel Polesine rodigino, toccando Adria, importante centro dell'età del Bronzo. Quello meridionale, apparentemente secondario, si staccava all'altezza di Guastalla e Gualtieri, passava a nord di Concordia sulla Secchia e di Mirandola, proseguendo per Bondeno, Ferrara e Voghenza con diramazioni, verosimilmente diacrone, per Copparo, Portomaggiore e Ostellato. In questo corso meridionale, presso Porotto, pare confluiva il Panaro. Probabilmente anche il Reno a tratti confluiva nei rami meridionali del Po, ma la grande estensione dei depositi appenninici più recenti rende assai difficile la ricostruzione precisa di questa idrografia antica.

Intorno al VIII secolo a.C., a seguito di una rotta presso Sermide, le acque del ramo settentrionale si aprirono un nuovo corso verso Bondeno, immettendosi poi nel ramo meridionale (Ferri, 1985) che divenne il principale. Il ramo settentrionale entrò in crisi e, forse anche per tale causa, iniziò la decadenza del porto paleo veneto di Adria, mentre alla foce del principale canale deltizio del ramo meridionale, nel VI secolo a.C., cominciò lo sviluppo di quello etrusco di Spina, nuovo porto destinato a sostituire Adria. Più a monte, sullo stesso ramo meridionale, probabilmente nel IV secolo a.C., nacque Voghenza (Vicus Aventiae). Nella fase climatica fredda e umida che caratterizzò quasi tutta l'età del Ferro, furono frequenti le rotte fluviali, che formarono altri rami minori, sia a sud sia a nord del corso principale del Po. Nell'area di studio le sabbie deposte durante questa fase sono in buona parte conosciute solo nel sottosuolo.

In età romana, con l'instaurarsi di un clima più caldo e asciutto, si produsse un miglioramento delle condizioni di abitabilità della piana inondabile, seppur ancora interessata da numerosi specchi palustri. Il ramo principale del Po era sempre costituito

dall'Eridano (Figura 8-13 B), da cui si staccava il ramo minore per Copparo, all'altezza di Cona e Codrea (l'antica Trigaboli). Nell'area urbana di Ferrara, il Po ancora indiviso correva fra il Doro e Quachio, in corrispondenza dell'attuale nucleo medievale della città.

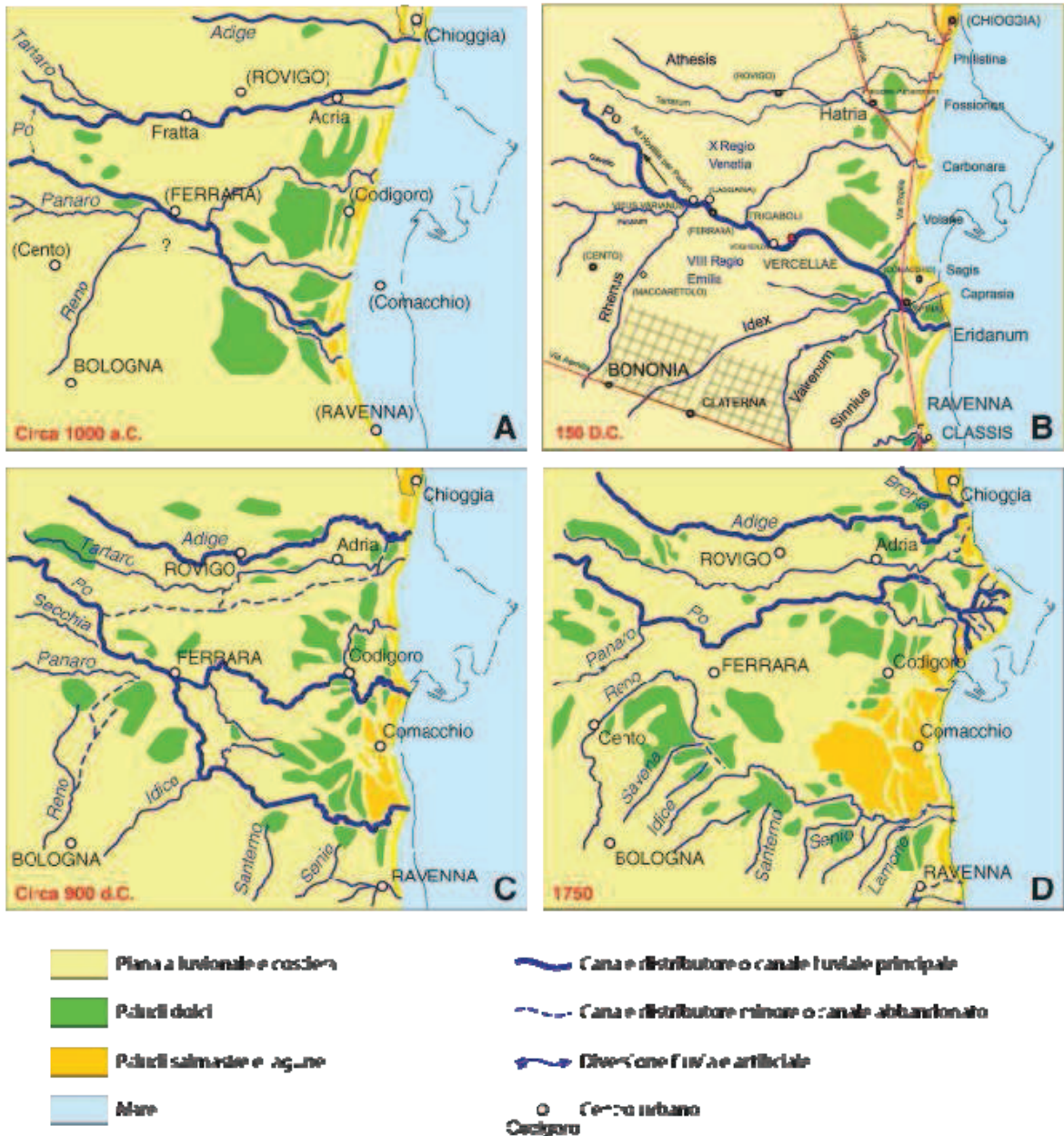


Figura 8-13 Ricostruzione della evoluzione del reticolo idrografico della fascia costiera fra Romagna e Veneto, attraverso gli ultimi 3000 anni. Questa evoluzione è stata soggetta ad un crescente influenza antropica, che determinò la nascita dell'attuale apparato deltizio. L'accuratezza della ricostruzione aumenta verso le fasi più recenti. Da Bondesan, (1990) come modificate in Stefani & Vincenzi (2005).

Il ramo del Po di Copparo mantenne per qualche tempo una certa importanza, mentre nel rodigino si consolidava una rete di rami dell'Adige (Bondesan, 1985, 1990; Veggiani, 1985). In età romana si formava quindi un piccolo delta cuspidato, in corrispondenza del Po di Copparo, che sfociava non lontano da Mesola; a sud dell'attuale Comacchio

progradava, invece, il grande lobo deltizio dell'Eridano, che si apriva in una serie di canali distributori, i cui nomi ci sono stati tramandati, da sud a nord Eridanum, Caprasia, Sagis e Volaniae (Stefani, 2006). Verso sud, il Reno passava per Castel Maggiore, San Pietro in Casale, Maccaretolo, fino a Poggio Renatico. Il tracciato più settentrionale del fiume appenninico è profondamente sepolto da sedimenti più recenti, sebbene verosimilmente dovesse confluire nel Po all'interno dell'attuale area urbana di Ferrara. I corpi di riempimento degli alvei romani sono in parte sepolti e in parte ancora ben affioranti, come per esempio il ramo dell'Eridano da Cona alle Valli di Comacchio.

Nell'alto Medioevo, periodo caratterizzato da un'elevata piovosità (Panizza 1985; Veggiani, 1994), il Po subì una totale riorganizzazione, aprendosi nei due nuovi canali distributori deltizi del Volano e del Primaro in corrispondenza di Ferrara.

I mutamenti nella rete idrografica determinarono la scomparsa del ramo di Copparo, e una rapida perdita di efficienza del ramo di Voghenza e la crisi di tutto il sistema dell'Eridano, a vantaggio del Volano (Figura 8-13 C).

Negli ultimi secoli del primo millennio, mentre Ferrara nasceva sull'argine naturale sinistro del fiume, le condizioni climatiche migliorarono, favorendone l'insediamento. Durante il basso Medioevo però, si verificò un nuovo cambiamento climatico, con aumento della piovosità (Veggiani, 1986, 1994): infatti, a partire dal XII-XIII secolo, il Po cominciò a riversare buona parte delle sue acque nell'alveo a nord di Ferrara (l'alveo attuale), risalente secondo la tradizione storica alla grande rotta di Ficarolo del XII sec.

In seguito a questo evento cominciò la decadenza del Po di Ferrara, tanto che nel XIV secolo esso era ormai divenuto meno importante del corso settentrionale. La sedimentazione nei rami meridionali del Volano e del Primaro rimase però elevata a causa del contributo dei torrenti appenninici. L'interramento della rete scolante meridionale fu aggravato da errati interventi idraulici, in particolar modo dall'allacciamento del Reno a Porotto nel 1527 (Graziani *et al.*, 1992), che comportò numerose rotte e l'allargamento di grandi stagni e paludi nel ferrarese meridionale. Alla fine del XVI secolo, il Po di Ferrara fu definitivamente escluso dalla rete attiva padana, molto probabilmente anche in conseguenza dei movimenti di innalzamento associati al terremoto del 1570. Con il taglio di Porto Viro, operato nel 1604 su ordine del governo veneto, il Po cominciò a costruire l'attuale apparato deltizio (Figura 8-13 D); il tratto inferiore dell'alveo relitto del Primaro venne, infine, destinato a condurre a mare il Reno. A partire dagli inizi del XVII secolo la sedimentazione fluviale si mantenne molto attiva nella porzione meridionale dell'attuale area urbana di Ferrara e a sud di essa, a causa dei massicci apporti di Reno, Savena ed

Idice. La sedimentazione di Po rimaneva, invece, attiva solo nei pressi dell'attuale alveo, come fra Pontelagoscuro e Francolino. A partire dal XVIII secolo l'assetto idrografico dell'area di Ferrara arrivò ad essere completamente artificiale, con il progressivo inalveamento dei fiumi, l'immissione forzata delle acque del Reno nell'antico alveo del Po di Primaro, e con i grandi lavori di bonifica per innalzamento meccanico delle acque. In questo contesto si ridusse progressivamente la sedimentazione fluviale, rimanendo confinata all'interno degli stretti alvei arginati.

9. Assetto stratigrafico della Pianura Emiliano-Romagnola

I processi e gli eventi che hanno portato all'attuale conformazione dell'area di studio sono registrati nella successione sedimentaria (tardo-pleistocenica ed olocenica) e sono sostanzialmente legati all'evoluzione del reticolo idrografico del fiume Po e di quello di alcuni fiumi di origine appenninica, tra cui il fiume Reno, che un tempo giungevano ad interessare queste aree. La riorganizzazione dei sistemi fluviali, avvenuta attraverso avulsioni, frequenti rotte e divagazione dei canali fluviali, influenzate dalle variazioni del livello di base in risposta a cambiamenti tipo eustatico, climatico o tettonico, ha lasciato segni evidenti nella successione sedimentaria, utili anche ad una gerarchizzazione dei corpi stessi e ad una definizione di una scala cronologica relativa.

9.1. Criteri di nomenclatura stratigrafica nella cartografia CARG di pianura

L'attuale inquadramento dei depositi quaternari di pianura in unità a limiti inconformi è basato sia sull'individuazione di superfici di discontinuità stratigrafica, sia su criteri litologico-sedimentologico-paleoambientali. Secondo la normativa, le UBSU (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units* - Salvador, 1994) vengono, infatti, caratterizzate anche sulla base delle litologie e degli ambienti deposizionali (Pasquarè *et al.*, 1992; Servizio Geologico Nazionale, 2001; APAT, 2003).

Il ruolo delle discontinuità nella definizione delle unità stratigrafiche era già noto a Sloss *et al.*, (1949). Fu però Wheeler per primo (1958, 1959 a b, 1963) ad enfatizzare l'importanza di riconoscere – come a se stanti e distinte dalle altre tipologie di unità stratigrafiche – le unità delimitate da discontinuità. In seguito Chang (1975) fornì la definizione di queste unità a *limiti inconformi* come “corpi rocciosi delimitati alla base e alla sommità da discontinuità significative ed estese a scala regionale o interregionale”, introducendo il nuovo termine di “*Synthem*”. Infine Salvador (1994), con la Guida Internazionale alla Nomenclatura Stratigrafia, ne ratificò l'importanza.

Nell'ambito della cartografia geologica nazionale CARG, i corpi sedimentari sono stati suddivisi, sia in superficie che nel sottosuolo, secondo due criteri paralleli: l'uno basato su unità a limiti inconformi, l'altro su criteri litologico-paleoambientali. Seguendo il primo

criterio, i volumi di sedimento sono stati separati in unità cronologicamente omogenee (es. Subsistema di Ravenna AES₈), delimitate da superfici di discordanza e lacuna di diverso ordine gerarchico che registrano eventi di tipo eustatico, climatico o tettonico. Con il secondo criterio, i sedimenti sono stati distinti in base ai tipi litologici e alle diverse associazioni di facies deposizionali, riconosciute attraverso l'analisi sedimentologica e paleoecologica. Le associazioni di facies registrano diversi ambienti di sedimentazione, continentali (es. sabbie di riempimento di canale distributore) o marini (es. argille e limi bioclastici di prodelta). All'interno di una stessa unità a limiti inconformi sono raggruppate svariate associazioni di facies (Figura 9-1) e litologie.

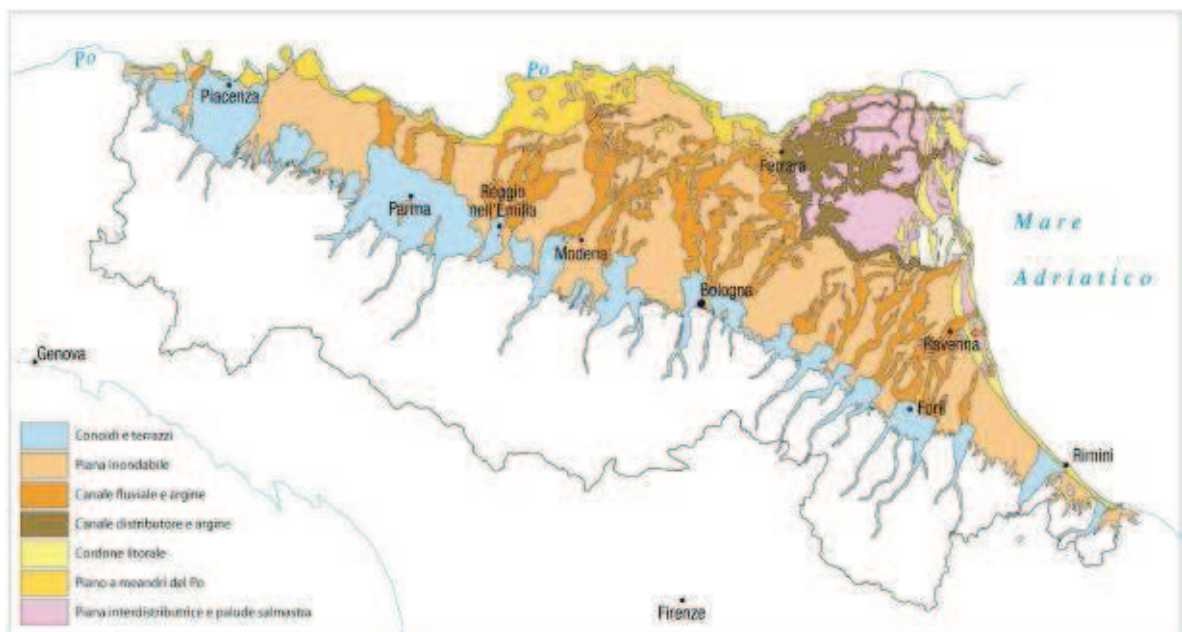


Figura 9-1 Associazioni di facies riconosciute nei depositi di pianura dalla Regione Emilia Romagna. Boccaletti *et al.*, 2004; modificata.

La Regione Emilia - Romagna ha adottato il criterio di classificazione delle litologie e degli ambienti deposizionali sintetizzato nella tabella seguente.

DEPOSITI ALLUVIONALI	Terrazzo, conoide e pianura alluvionale	<ul style="list-style-type: none"> - ghiaie e sabbie di riempimento di canale fluviale - sabbie e limi di argine, canale e rotta fluviale - argille e limi di piana inondabile - argille, limi e sabbie di tracimazione fluviale indifferenziata
-----------------------------	-----------------------------------------	--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

DEPOSITI DELTIZI E LITORALI	Piana deltizia	- sabbie e limi di canale distributore, argine e rotta - argille e limi di area d'intercanale - argille e limi con sostanza organica di area interdistributrice
	Fronte deltizia e piana di sabbia	- sabbie di cordone litorale e duna eolica - argille e limi di retrocordone
DEPOSITI MARINI	Depositi di prodelta e piattaforma	- argille, limi e sabbie di prodelta e transizione alla piattaforma

Questo schema di classificazione consente di caratterizzare i sedimenti di pianura sia sulla base della loro composizione litologica (ghiaie, sabbie, alternanza di sabbie e limi, ecc.) sia dell'ambiente in cui si sono deposte (alluvionale di canale, deltizio di area interdistributrice, ecc). Si possono così distinguere fra loro litologie in prima approssimazione simili, ma con geometrie e relazioni laterali e verticali molto diverse, in base al contesto sedimentario in cui si sono originati.

I medesimi depositi sono anche oggetto della classificazione in base ai limiti stratigrafici inconformi che prevede la distinzione di unità stratigrafiche gerarchicamente definite come *supersintemi, sintemi subsintemi ed unità*.

9.2. Supersintema Emiliano-Romagnolo

Il Supersintema Emiliano-Romagnolo comprende tutti depositi quaternari affioranti al margine appennino-padano (Ciclo Qc di Ricci Lucchi *et al.*, 1982 Figura 5-1) ed i coevi sedimenti presenti nel sottosuolo della pianura Emiliano-Romagnola. L'unità si estende dal Pleistocene Medio all'Olocene (circa 700.000 anni B.P. – Attuale). Il Supersintema è limitato superiormente dall'attuale superficie topografica e raggruppa sedimenti di tipo marino-litorale, deltizio e continentale, che si sovrappongono in discordanza su prevalenti depositi marini del Miocene, Pliocene o Pleistocene inferiore che costituiscono la porzione inferiore della "Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico". La discordanza basale affiora unicamente a ridosso del margine appenninico, in aree di innalzamento tettonico, e in settori intravallivi (es. Foglio 255 "Cesena"; Foglio 254

“Modigliana” v. Cremonini *et al.*, 2001); Foglio 239 “Faenza”, (2009). Allontanandosi dalla catena appenninica, la superficie di discordanza basale si immerge rapidamente nel sottosuolo. Nelle unità sepolte, procedendo verso nord-est, essa sfuma lateralmente alla rispettiva superficie di continuità stratigrafica o di paraconcordanza. Nel sottosuolo dell’alta pianura il Supersintema appoggia su depositi ghiaioso-sabbiosi di mare basso, spiaggia e delta-conoide, correlati alle Sabbie Gialle di Imola (IMO, ciclo Qm3 di Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998). Allontanandosi dalla fascia pedeappenninica, la base corrisponde alla sovrapposizione di depositi fluviodeltizi su depositi marini miopliocenici. Nell’area ferrarese studiata, questo limite passa all’interno di sedimenti marini, prevalentemente fini, come documentato dai soli dati AGIP, in quanto nessuno dei sondaggi realizzati nell’ambito del progetto CARG si spinge a così elevate profondità.

Il Supersintema registra nel suo complesso un’evoluzione *shallowing* con un’evidente migrazione verso NE degli ambienti deposizionali ad esso associati. Questa evoluzione fu generata sia dal progressivo riempimento del Bacino Padano, sia il contemporaneo coinvolgimento di ampie porzioni dell’avanfossa.

Nelle porzioni più profonde, il Supersintema è caratterizzato dalla progradazione dei sistemi deposizionali alluvionali da SO verso NE ed il conseguente arretramento dei depositi fluvio-deltizi e costieri. Questa progradazione mostra due fasi distinte, corrispondenti ai due sistemi in cui il Supersintema è suddiviso. A scala regionale, il Supersintema Emiliano-Romagnolo è, infatti, suddiviso in due unità, separate da una discordanza ben evidente nei profili sismici a riflessione, realizzati per l’esplorazione petrolifera: il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI) ed il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES), riconosciuti sia nei settori intravallivi che nel sottosuolo della pianura Emiliano-Romagnola e del prospiciente Adriatico (Amorosi & Farina, 1995; Regione Emilia-Romagna & Eni-Agip, 1998; Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 Foglio 223 “Ravenna”, (2002); Foglio 256 “Rimini”, (2005); Foglio 240-241 “Forlì-Cervia”, (2005); Foglio 205 “Comacchio” (2009); Foglio 187 “Codigoro” (2009). Tale discordanza, anche angolare, è prevalentemente legata agli eventi deformativi di tipo compressivo. Attraverso il sottosuolo di tutta fascia costiera e deltizia, l’insieme dei due sistemi è costituito da 8 cicli trasgressivo - regressivi, con spessori dell’ordine del centinaio di metri ciascuno. Questi cicli deposizionali sono il prodotto della ciclicità elementare glacio-eustatica di quarto ordine (Martinson *et al.*, 1987), come suggerito dalla loro estensione a scala sovraregionale, dall’architettura deposizionale e dalla loro durata, nell’ordine dei 100.000 anni.

9.2.1. Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI)

Il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI) costituisce la parte più bassa del Supersintema Emiliano-Romagnolo e di norma si sviluppa a notevoli profondità, mai raggiunte dalle prove geognostiche disponibili nell'area di studio. La caratterizzazione di quest'unità, è stata quindi effettuata sulla base delle informazioni riguardanti aree limitrofe, ottenuta attraverso di sondaggi stratigrafici profondi, realizzati nell'ambito del progetto CARG dalla Regione Emilia-Romagna, (Foglio 203 "Poggio Renatico", Foglio 204 "Portomaggiore"), oltre che di diversi log di pozzo per idrocarburi ENI-AGIP (Baura, Casaglia, Cona, Ferrara, Pavonara, Pontelagoscuro, Porotto).

Mai affiorante nell'area di studio, il Sintema è troncato superiormente dalla netta discordanza erosiva ed angolare costituente il tetto dell'unità.

Nei settori meridionali maggiormente subsidenti, il Sintema può raggiungere spessori di varie centinaia di metri, mentre può risultare del tutto assente nelle aree più nord-occidentali, in corrispondenza della Dorsale Ferrarese sepolta, come a esempio nei pozzi di Casaglia.

Ove presente, il Sintema è dominato da facies marine e deltizie, costituite da alternanze cicliche di depositi fini argilloso-limosi a foraminiferi marini e depositi prevalentemente sabbiosi, riferibili ad associazioni di facies di piana fluvio-deltizia, che superiormente possono sfumare in depositi di piana alluvionale (sondaggio 203-S9 e campi pozzi per idrocarburi: Baricella, Cona, Marrana, Minerbio, Montalbano, Pieve di Cento, S. Pietro in Casale, La Selva, Spinazzino).

Sulla base della posizione stratigrafica, l'unità è attribuita al Pleistocene medio, cioè nell'intervallo temporale compreso tra i 650.000 e 350.000 anni. (Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998).

9.2.2. Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES)

Il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES) costituisce la porzione superiore del Supersintema Emiliano-Romagnolo. Al margine dell'Appennino ed in corrispondenza della Dorsale Ferrarese, la sua base corrisponde ad una discordanza erosiva ed angolare che taglia depositi marini mio-pliocenici. Nel sottosuolo di vasti settori di alta pianura, il limite inferiore è marcato dalla sovrapposizione di corpi ghiaiosi di conoide alluvionale su una discordanza erosiva, incisa in depositi fluviodeltizi di AEI. Procedendo verso NE, in porzioni più distali della pianura, il limite risulta meno marcato e paraconcordante. In

queste aree, il limite fra i due sintemi corrisponde alla brusca sovrapposizione di sabbie alluvionali (AES) su depositi prevalentemente fluvio-deltizi ed argille marine (AEI).

Lo spessore di AES varia da poche decine di metri, nei pressi della fascia pedeappenninica (es. Foglio 240 “Forlì”), ai 70 m circa nell’area dell’anticlinale di Casaglia, fino ad oltre 500 m in corrispondenza del margine costiero (es. Foglio 187 “Codigoro”). Gli spessori medi si aggirano sui 200-300 m in corrispondenza delle zone di bassa pianura (es. Foglio 204 “Portomaggiore”).

La base del Sintema è attribuita, per posizione stratigrafica, al Pleistocene medio (350-450.000 anni secondo Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998). Il limite superiore corrisponde invece all’attuale superficie topografica ed appartiene alla parte più recente dell’Olocene.

L’intero Sintema è organizzato in quattro o cinque cicli deposizionali trasgressivo-regressivi, ciascun avente uno spessore approssimativamente di un centinaio di metri. Le facies trasgressive marino-costiere non sembrano estendersi in AES più a sud dell’allineamento Molinella-Altedo-S.Pietro in Casale, avvicinandosi al limite sud-orientale dell’area di Ferrara solo nella parte inferiore del Sintema AES. La porzione *trasgressiva* basale di ciascun ciclo è caratterizzata dalla frequente presenza di argille organiche di piana alluvionale, palude e piana costiera, con occasionali intercalazioni di sabbie litorali o fanghi salmastri. Il limite inferiore di ognuno di questi cicli rappresenta una superficie di disattivazione della sedimentazione fluviale grossolana singlaciale e si collega nel settore litorale con una superficie di ingressione marina. La porzione *regressiva* di ciascun ciclo è formata da depositi fini di piana alluvionale, in cui le sabbie di canale fluviale sono subordinate e presenti solo come corpi nastriformi isolati. Al tetto del ciclo, le sabbie di canale fluviale risultano più abbondanti, fino alla formazione di corpi sabbiosi compositi, lateralmente estesi in tutto il sottosuolo della bassa Pianura ferrarese. I cinque cicli che compongono il Sintema sono stati suddivisi nell’ambito del progetto CARG in 2 cicli inferiori, non ancora formalizzati come unità a limiti inconformi a causa del loro minore grado di conoscenza, ed in 3 cicli superiori, inquadrati nei Subsintemi di *Bazzano* (AES₆), *Villa Verucchio* (AES₇) e *Ravenna* (AES₈). I cicli più antichi mostrano caratteri marini più pronunciati e registrano eventi trasgressivi maggiormente sviluppati verso l’entroterra, rispetto a quelli più recenti; inoltre essi mostrano corpi sabbiosi fluvio-deltizi d’alimentazione in aree molto più sud-occidentali di quelli dei 3 cicli più recenti. Questa evoluzione registra sia il progressivo riempimento del bacino sedimentario di Avanfaossa, sia lo spostamento verso nord degli assi depocentrali e del reticolo fluviale padano, legato

al progressivo coinvolgimento di aree d'avanfossa nelle strutture compressive della catena ed al prevalere degli apporti terrigeni rispetto alla creazione di spazio di accomodamento sedimentario.

I tre Sintemi superiori (AES₆, AES₇, AES₈), presentano tra loro forti analogie nell'organizzazione stratigrafica. La base di ciascun ciclo, corrisponde ad una superficie erosiva incisa in sabbie fluviali singlaciali o – in aree più meridionali soggette a forti apporti appenninici – ad un paleosuolo carbonatico maturo, sviluppato su depositi continentali fini. Nell'attuale regione costiera, la porzione inferiore trasgressiva di ciascun ciclo presenta spessori di alcuni metri ed è caratterizzata da argille di piana alluvionale e palude, ricche in sostanza organica e passanti a fanghi lagunari, troncate al tetto da una superficie di rimaneggiamento trasgressivo o *ravinement surface* (Bruun, 1962; Swift *et al.*, 1972; Swift, 1975; Dominguez & Wanless, 1991), a cui seguono sottili sabbie costiere e fanghi marini. In queste aree costiere, la parte regressiva è spessa fino al centinaio di metri ed è costituita da depositi marini con evoluzione *shallowing*, da fanghi di prodelta e sabbie fronte deltizio, seguiti da una spessa successione di piana alluvionale. La parte superiore del ciclo è formata da sabbie grossolane di media pianura alluvionale, che passano lateralmente a sedimenti fini di pianura fredda, diffusi soprattutto nelle porzioni meridionali. Spostandosi verso il piede dell'Appennino, nei cicli sedimentari scompaiono le intercalazioni marine e la parte superiore è dominata da corpi ghiaioso-sabbiosi di riempimento di canale fluviale, che registrano lobi di conoide alluvionale ad alimentazione certamente appenninica.

Subsintema di Bazzano – AES₆

L'unità affiora solo nei pressi del fronte appenninico (es. Foglio 255 “Cesena” e 256 “Rimini”), mentre nella fascia costiera emiliano-romagnola, come nell'area di studio, è presente nel solo sottosuolo. Negli affioramenti pedeappenninici questa unità è formata da depositi fluviali terrazzati, associati a paleosuoli maturi, come, ad esempio, nelle valli dei Fiumi Marecchia e Savio o, più ad ovest, nella località tipo di Bazzano. Nel sottosuolo prossimo alla catena, l'unità inizia con sedimenti fini fluvio-palustri (es. Foglio 240 “Forlì”), seguiti da argille, limi e sabbie di piana inondabile, argine e rotta e quindi da sabbie e ghiaie fluviali, che formano estesi corpi tabulari, con facies polliniche periglaciali. Spostandosi verso la fascia costiera, i fanghi fluvio-palustri passano lateralmente e verticalmente ad argille organiche lagunari e sabbie di cordone litorale (es. sondaggio 223-

S12 del Foglio 223 “Ravenna”). L’andamento regionale di questo Subsintema è ricostruito nel profilo profondo del Foglio 187 “Codigoro”. Gran parte della porzione regressiva dell’unità è stata attraversata dal sondaggio 187-S1, ove si osserva una parte marina, seguita da un potente pacco di sabbie da fini a medio-grossolane, deposte in ambienti di media pianura continentale fredda, verosimilmente durante la Glaciazione Rissiana. Questo corpo sabbioso supera i 45 m di spessore e corrisponde all’acquifero A2 (Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998). Anche in aree prossime a Ferrara, questo Subsintema appare più ricco in sabbie fluviali rispetto a quelli più recenti. Sabbie fluviali sono presenti in posizioni alquanto meridionali.

Lo spessore del Subsintema varia da pochi metri, come presso il margine sud-occidentale del Foglio 240 “Forlì”, al centinaio di metri, nei settori depocentrali della pianura e nel Foglio 187 “Codigoro”. Per la posizione stratigrafica, l’unità è riferibile al Pleistocene medio. La correlazione ciclostratigrafica con la scala delle fluttuazioni climatico-eustatiche di Martinson *et al.*, (1987) suggerisce un’età fra c.a. 230.000 e 130.000 anni.

Subsintema di Villa Verucchio – AES₇

I depositi di questa unità, costituiti da un ciclo T-R completo, affiorano nella fascia pedeappenninica romagnola (es. Foglio 256 “Rimini”) ed emiliana, mentre nelle restanti aree di pianura sono confinati al solo sottosuolo. I limiti discordanti del Subsintema risultano analoghi a quelli di AES₆. In affioramento, il Subsintema è rappresentato da lembi di depositi fluviali terrazzati, poggiati su di una discordanza erosiva, incisa sia in AES₆, sia direttamente su sedimenti marini mio-pliocenici. Nel sottosuolo della fascia pedeappenninica, l’organizzazione interna *coarsening* è del tutto analoga a quella del Subsintema sottostante. La porzione basale trasgressiva del ciclo è costituita da depositi fluviali che passano ad argille lagunari e sabbie marine (es. Fogli 223 “Ravenna”, 240 “Forlì”, 256 “Rimini”) e quindi a depositi di pianura alluvionale. In aree prossime all’Appennino (es. Fogli 239 “Faenza”, 240 “Forlì”, 255 “Cesena”), la parte sommitale dei cicli è caratterizzata da depositi ghiaiosi e sabbiosi, di canale fluviale e conoide alluvionale, spessi fino a 15-20 m che si sfrangiano verso valle in corpi nastriformi di canale. Nei settori verso mare (es. Fogli 223 “Ravenna”, 241 “Cervia”), il tetto del Subsintema è definito dal contatto dei depositi trasgressivi di AES₈ sui depositi di piana alluvionale di AES₇ riferibili all’acme dell’ultima glaciazione Würmiana (18-20.000 anni B.P.).

Nelle zone di bassa pianura, la base di AES₇, che corrisponde alla porzione trasgressiva del ciclo, è costituita da depositi fini da tracimazione fluviale e piana inondabile, contenente livelli metrici di argille e limi, localmente ricchi di sostanza organica, poggianti con contatto netto sulle sabbie fluviali del tetto di AES₆. La porzione intermedia è invece costituita da fitte alternanze di sabbie limose, limi sabbiosi e argille di argine, rotta e piana inondabile, con frequenti paleosuoli parzialmente o totalmente decarbonatati. La porzione regressiva sommitale è composta da depositi sabbiosi di riempimento di canale fluviale che formano corpi compositi a geometria nastriforme, spessi fino a 13 metri di composizione petrografia riferibile sia al fiume Reno che al Po.

Lateralmente questi depositi grossolani passano a depositi fini di tracimazione fluviale che, al tetto, sono generalmente ossidati e pedogenesi, riferibili ad un ambiente di pianura.

Nella regione analizzata la base del Subsintema è localizzata a circa 60 m nelle aree più subsidenti, risale verso i 50 m a Montalbano, discende marcatamente a Coronella fino a circa 70 metri di profondità, per poi risalire rapidamente verso la città, raggiungendo i 50 metri scarsi sotto l'area urbana e meno di 40 verso la periferia ovest e la Diamantina. AES₇ raggiunge generalmente spessori di 60-70 m nelle porzioni meridionali del Foglio 203 "Poggio Renatico", mentre si ha una diminuzione progressiva di potenza, in corrispondenza della culminazione strutturale di Corporeno – Malalbergo dove l'unità presenta uno spessore minimo di circa 40-45 m. Sull'anticlinale di Casaglia, infine, l'unità si riduce a spessori intorno ai 15 m.

Le datazioni radiometriche ¹⁴C eseguite nei depositi organici e nei frammenti legnosi nell'intervallo stratigrafico sommitale di AES₇ nel Foglio 203 "Poggio Renatico", al limite meridionale dell'area urbana di Ferrara, hanno dato età comprese fra 18.200±2.390 e 32.940±810.

Il Subsintema di Villa Verucchio si può dunque correlare con il ciclo glacio-eustatico compreso fra gli stadi isotopici 5e (Tirreniano Auct.) e 2, della curva isotopica dell'ossigeno di Martinson *et al.*, (1987). Sulla base di queste considerazioni, il Subsintema è attribuito all'intervallo compreso fra c.a. 125.000 anni e c.a. 17.000 anni BP (Pleistocene superiore).

Subsintema di Ravenna – AES₈

Il Subsintema forma la parte sommitale del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore e comprende gran parte dei sedimenti affioranti e formanti le prime decine di metri di

sottosuolo della Pianura Emiliano-Romagnola. Esso è attraversato per intero dalla maggioranza delle indagini geognostiche della Banca Dati Geologica Regionale e trattandosi dell'unità affiorante risulta la più caratterizzata fra i depositi quaternari della pianura. I depositi di AES₈ poggiano in contatto netto sui depositi di canale e di tracimazione fluviale del ciclo sottostante e costituiscono la porzione trasgressiva e quella iniziale regressiva di un ciclo simile a quelli descritti in precedenza, ma incompleto poiché ancora attualmente in corso di evoluzione deposizionale.

In affioramento, l'unità mostra un chiaro gradiente di distalità dalle valli appenniniche all'asse fluviale del Po ed al suo apparato deltizio, tuttora in corso di sviluppo. Nei settori intravallivi ed allo sbocco delle valli appenniniche (es. Fogli 255 "Cesena" e 239 "Faenza"), il Subsistema corrisponde a vari ordini di terrazzo, costituiti da ghiaie di canale fluviale, ricoperte da depositi di tracimazione argilloso-sabbiosi, variamente pedogenizzati. Questi depositi passano, nella pianura alluvionale, ad argille, limi ed alternanze limoso-sabbiose da tracimazione fluviale, alternate a sabbie di riempimento di canale fluviale. Nell'area costiera, il Subsistema forma un'ampia piana di sabbia deltizia, solcata da cordoni litorali, intercalati dai corpi dei fiumi appenninici e, a partire dalla latitudine di Ravenna, dei canali distributori del Delta del Po, estesi a nord fino nei pressi di Chioggia, dove interagisce con i canali di Adige e Brenta. Nelle aree depresse fra un cordone e l'altro, possono essere presenti sottili depositi argillosi di palude costiera salmastra (es. Foglio 187 "Codigoro"). Sedimenti fini sono ben sviluppati nelle aree interdistributrici del Delta del Po, depositi sia in ambienti dulcicoli, sia salmastri, anche di formazione relativamente recente (es. Sacca di Goro). Nelle aree meridionali prossime all'Appennino, il tetto del Subsistema presenta suoli con diverso grado d'alterazione pedogenetica. Suoli maturi sono, al contrario, assenti nell'area del Delta del Po e attraverso buona parte della pianura ferrarese, a causa della recente bonifica e la messa a coltura di molte aree

Nel sottosuolo, i sedimenti di AES₈ sono articolari in una porzione trasgressiva ed in una regressiva, ancora in corso d'evoluzione. Nelle aree di alta pianura, AES₈ poggia con contatto netto su ghiaie e sabbie di conoide alluvionale che formano il tetto di AES₇. La porzione inferiore del ciclo è frequentemente formata da sedimenti fini di pianura alluvionale mal drenata, che si chiudono progressivamente verso la fascia pedecollinare (es. parte SE del Foglio 240 "Forlì"). La parte regressiva è formata da depositi di piana alluvionale ben drenata, con frequenti paleosuoli decarbonatati (es. Foglio 256 "Rimini"). Nel settore centrale della pianura alluvionale, il limite fra AES₈ ed AES₇ è meno netto e si trova all'interno di facies di piana alluvionale prevalentemente limosa. Nella zona costiera,

la parte inferiore del Sintema è caratterizzata da depositi di pianura alluvionale mal drenata che sfumano verso l'alto e verso mare in sedimenti di palude salmastra e laguna, con faune da ipoaline a mesoaline. Questi depositi costieri sono troncati dalla superficie eterocrona di rimaneggiamento trasgressivo o *ravinement*, a cui seguono sabbie di cordone litorale e depositi fini di prodelta e transizione alla piattaforma. A Nord di Ravenna, fasi tardo-trasgressive sono registrate da consistenti corpi di sabbie di delta-estuario, particolarmente sviluppate all'interno del Foglio 187 "Codigoro". La successione regressiva è inizialmente rappresentata da sabbie di delta-estuario e da sabbie di cordone litorale, che – in aree meridionali – possono includere anche corpi ghiaiosi di spiaggia, a diversi livelli stratigrafici (Veggiani, 1965). Questi corpi grossolani sono di provenienza meridionale, in parte anche marchigiana. La porzione regressiva è dominata poi da spessi corpi di sabbie litorali e di fronte deltizia, a cui seguono frequentemente depositi di palude-laguna e di pianura deltizia ed alluvionale.

Nel settore a mare, il Subsintema di Ravenna forma ampie aree di fondale (Correggiari *et al.*, 1996a; Correggiari *et al.*, 1996b; Trincardi & Argnani, 2001). La sua base corrisponde ad un contatto erosivo, inciso in depositi di piana alluvionale di AES₇. I sottili depositi trasgressivi registrano la rapida transizione da depositi di pianura costiera a sedimenti di laguna salmastra, troncati dalla superficie di rimaneggiamento trasgressivo, associata ad un sottile orizzonte discontinuo di sabbie condensate. I depositi trasgressivi sono parzialmente ricoperti, solo nella fascia più prossima alla costa, da una spessa unità regressiva, costituita prevalentemente da fanghi di prodelta a geometria sigmoidale (Foglio 223 "Ravenna", Foglio 256 "Rimini"). Questi depositi formano una spessa fascia continua, allungata parallelamente alla linea di costa, che riflette la redistribuzione di fanghi fluviali ad opera di correnti marine, che nell'alto Adriatico formano una cella ad andamento antiorario. Allontanandosi dalla costa, al fondo, affiorano direttamente i depositi trasgressivi o, su aree ancora più vaste, i depositi continentali singlaciali, sviluppati al tetto di AES₇.

Sulla base dei dati radiometrici ¹⁴C, l'età del Subsintema è compresa fra c.a.13.450 anni (B.P. non calibrata) e l'attuale, e corrisponde all'ultima fase di rapida risalita eustatica e di miglioramento climatico che si sviluppa a partire dal tardo Pleistocene fino a tutto l'Olocene.

Unità di Modena – AES_{8a}

All'interno della porzione più recente del Subsintema di Ravenna, è stata distinta l'Unità di Modena (AES_{8a}), un'unità pellicolare di età post-romana, di pochi metri di spessore, che

raggiunge circa i 20 m solo localmente, in corrispondenza di alcune incisioni di alvei fluviali e in corrispondenza dei corpi deltizi progradanti. Attraverso tutte le diverse fasce della pianura, la base dell'unità corrisponde quindi alla riorganizzazione idrografica, all'accelerazione dei processi sedimentari ed al cambiamento dei caratteri archeologici associati alla fine dell'Impero Romano. Nei settori d'alta pianura, la base di AES_{8a} è data da una superficie di erosione fluviale e da scarpate di terrazzo, entro cui sono confinati i depositi di riempimento di canale, d'età medievale e moderna. Nella pianura alluvionale, la base di AES_{8a} è individuata dal contatto, in discontinuità, di spesse tracimazioni fluviali sul suolo non calcareo o scarsamente calcareo di AES₈, che contiene, in posto, reperti archeologici di epoca romana o preromana. Questo contatto è particolarmente visibile nelle aree lungo la Via Emilia, come nei pressi di Reggio Emilia e, appunto, Modena. Nel settore costiero, essa corrisponde alla superficie d'erosione e retrogradazione costiera che marca la base di cordoni litorali e di sabbie di fronte deltizia d'età medievale, associati alla crisi del ramo del Po dell'Eridano e la nascita dei rami del Primario e del Volano. Una vera continuità deposizionale non si trova in nessun apparato di foce del Delta del Po, che all'epoca fu interessato da un'importante riorganizzazione del reticolo idrografico.

Nel settore d'alta pianura, lungo il corso dei principali fiumi, l'unità è costituita da sedimenti ghiaiosi e sabbiosi di canale fluviale. Essi sono organizzati in un unico ordine di terrazzo che incide sia AES₈ sia, in parte, i depositi della stessa unità di Modena. Nella pianura alluvionale, prevalgono i depositi di tracimazione fluviale. Nel settore costiero AES_{8a} è costituita, come AES₈, da depositi sabbiosi di cordone litorale e di fronte deltizia. L'Unità di Modena inquadra i depositi più recenti attualmente cartografati, compresi quelli in evoluzione.

AES_{8a} è riferita all'epoca post-romana, in base alla datazione dell'unità sottostante, all'assenza di reperti archeologici premedioevali non rimaneggiati ed allo scarso sviluppo dell'alterazione pedogenetica, anche in aree ben drenate. I dati storici ed archeologici e datazioni al ¹⁴C indicano che l'unità si è deposta a partire dal V-VI secolo d.C. (Bondesan, 1986, Ciabatti & Veggiani, 1990, Montevecchi & Novara, 2000, Veggiani, 1982, 1987). L'unità appartiene quindi alla parte più recente dell'Olocene, da circa 1.500 anni ad oggi.

10. Inquadramento geografico dell'area di studio

Posta all'interno della Pianura Padana e situata nel lembo nord orientale della Regione Emilia Romagna, l'area di studio si colloca in un contesto di bassa pianura alluvionale generata dai depositi sedimentari del fiume Po e di Reno, Savena ed Idice.

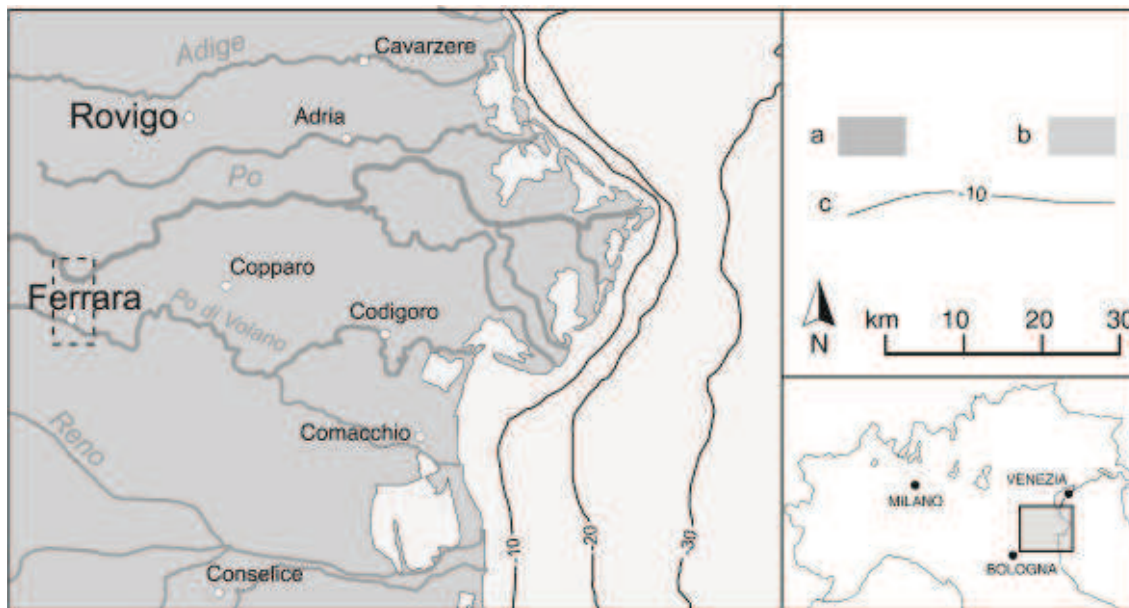


Figura 10-1 Mappa di localizzazione dell'area di studio. Da Amorosi *et al.*, (2008), modificata. In grigio scuro (a) è rappresentata la Pianura Padana e in grigio chiaro (b) il Mare Adriatico e le aree vallive costiere adiacenti. Le linee batimetriche (c) indicano la profondità marina (m s.m.l.).

A dispetto di un'apparente omogeneità morfologica tale superficie risulta caratterizzata da un articolato microrilievo con quote altimetriche che variano tra i 13 e gli 0 metri sul livello medio del mare.

Entro quest'area e stretta tra l'argine destro del Po e le sponde del Po di Volano, giace la città di Ferrara. Il territorio cittadino è, difatti, delimitato a nord dal fiume Po il quale, attraverso una grande ansa in prossimità del centro abitato di Pontelagoscuro, arriva a lambire la prima periferia cittadina; mentre a sud l'area urbana è delimitata dal Volano il quale nella zona S-E della città si divide in due rami: il Po di Volano, con direzione W-E e il Po di Primaro con direzione S-E.

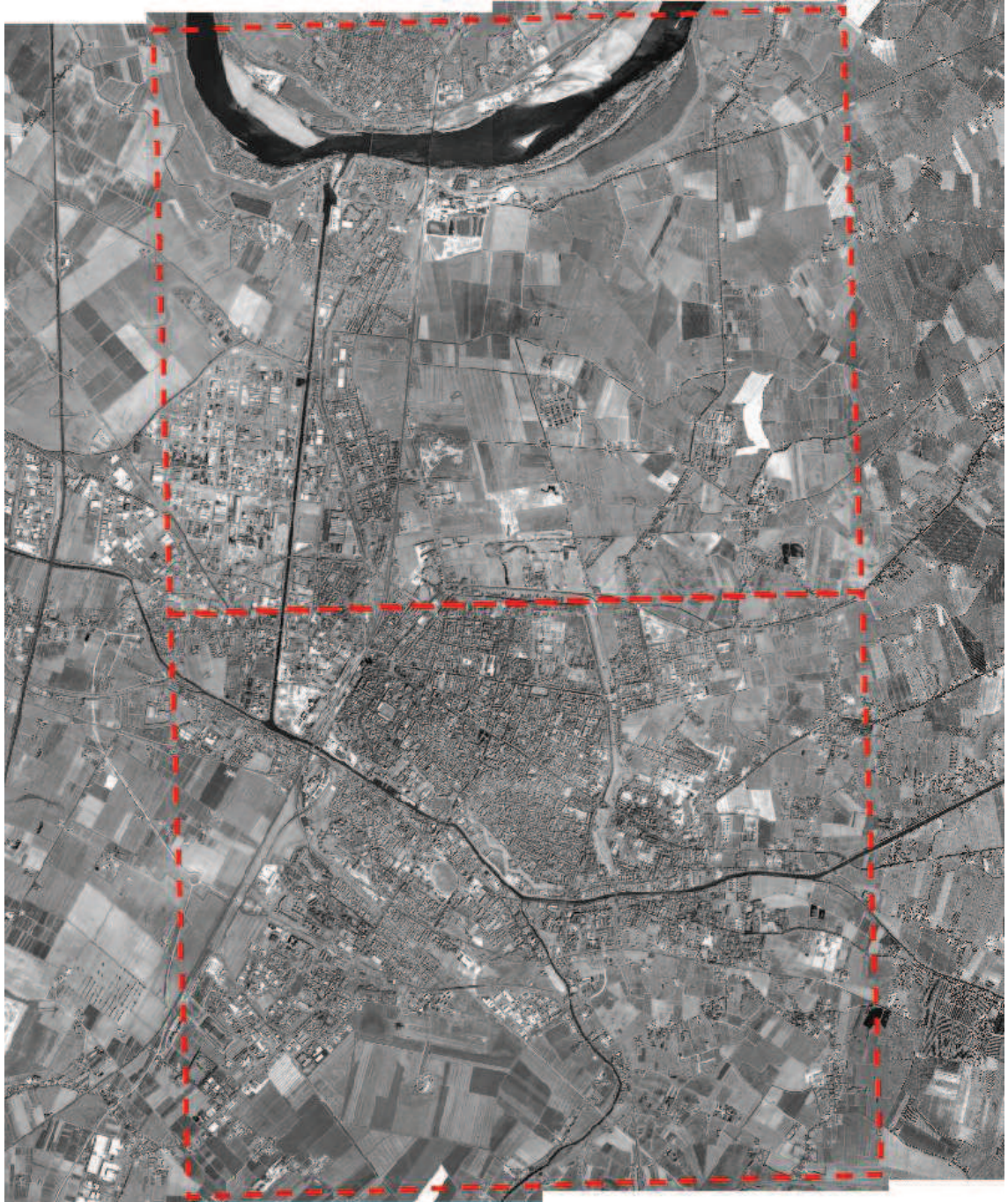


Figura 10-2 Immagine satellitare (*Quick Bird* 2003) con indicazione dell'area su cui è stato sviluppato il modello stratigrafico tridimensionale.

Da questa prima definizione emerge come l'elemento idrografico rappresenti un fattore delimitante ed allo stesso tempo fondante per la città estense.

Il nucleo storico della città nasce, infatti, lungo l'antico tracciato altomedioevale del Po di Ferrara, e fin dalle origini si lega alla storia evolutiva del fiume Po e dei propri rami deltizi che nel tempo hanno divagato nella pianura ferrarese.

Proprio l'antico corso primario altomedioevale del Po (*Padus Primarius*) che sfociava nei pressi di Ravenna, è oggi stato ridotto a canale di bonifica e di scolo delle acque della

piana deltizia del Po. Diramandosi dal Volano all'altezza dei Ferrara si dirige verso sud-est, tra Fossanova San Marco, Sant'Egidio, Gaibanella, Marrara e San Nicolò, per terminare il suo corso contro gli argini del Reno a Traghetto.

L'attuale Volano, invece, prende il nome da un vecchio ramo deltizio del Po con il quale, dal punto di vista idrografico, non ha però più nulla in comune. L'attuale tracciato segue grossomodo l'antico alveo, passando attraverso la città e sfociando in mare ad estuario a est di Codigoro, presso il Lido di Volano.

La complessa rete di canali di scolo ed irrigazione di cui anche il Volano ed il Primaro fanno parte (Figura 10-3), afferisce al bacino idrografico Burana-Volano-Canal Bianco (Bondesan, 2002) e comprende altri corpi idrici artificiali d'importanza primaria come:

- il Canale Boicelli, che scorre rettilineo da Nord a Sud adiacente alla zona industriale del polo chimico e costituisce la bretella di raccordo idroviario tra il Po Grande, nel quale s'innesta per mezzo della biconca di Pontelagoscuro, ed il Volano;
- il Canal Bianco, il cui tracciato attraversa l'area da Ovest verso Est tra gli abitati di Barco e Pontelagoscuro. Avendo origine a Settepolesini come prosecuzione dello scolo Casaglia, sottopassa il Boicelli alla Botte del Betto e scarica le proprie acque nella sacca di Goro;
- Canale di Burana, che muta il proprio nome alla periferia occidentale di Ferrara diventando Volano. Con funzioni di scolo idraulico delle acque provenienti dal basso mantovano e del modenese, prende origine dalla Botte Napoleonica a Bondeno, dove le proprie acque sottopassano il fiume Panaro.
- la Fossa Lavezzola, che con andamento Ovest-Est attraversa a nord il Comune di Ferrara e raggiunge i centri di Copparo, Ro, Berra costituendo il canale di bonifica estense più settentrionale.

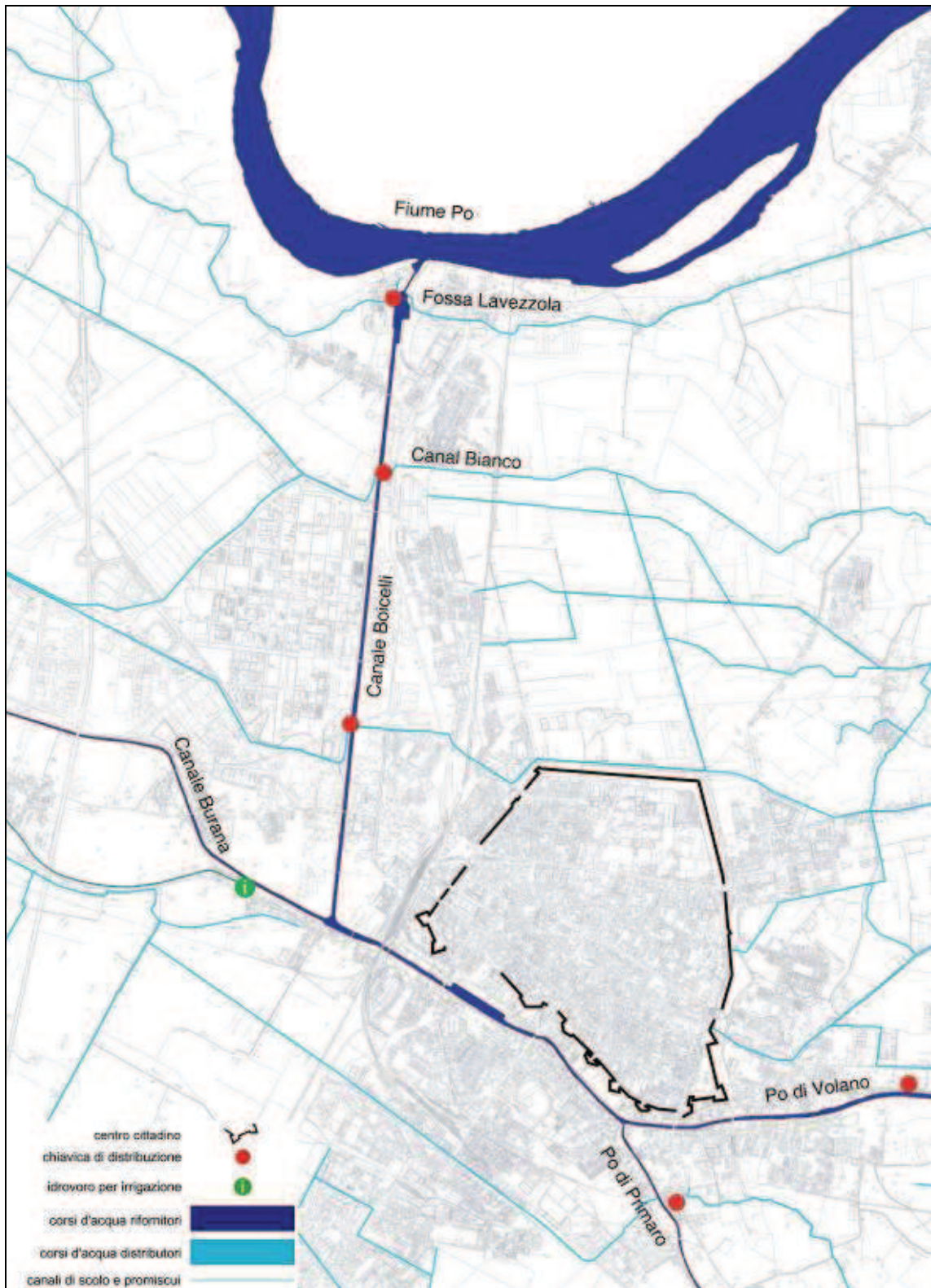


Figura 10-3 Stralcio della tavola 1/02.12 “acque superficiali, disponibilità e vulnerabilità” del quadro conoscitivo del PSC di Ferrara. Anno 2003, modificata.

Per quanto concerne i caratteri insediativi, l'area si presenta come un agglomerato urbano a media densità di popolazione, molto diversa rispetto alla maggior parte dei centri urbani presenti in Pianura Padana.

Ferrara, infatti, appare articolata in ambiti urbani dai confini vaghi e risulta relativamente isolata sia rispetto al modello di sviluppo policentrico lineare attestato lungo la Via Emilia, sia rispetto a quello insediativo policentrico tipico del Veneto contraddistinto da una elevata dispersione.

Caratterizzata da un centro storico dalla ricchezza artistica, archeologica e monumentale di notevole pregio – come dimostra il riconoscimento a Patrimonio Mondiale dell'Umanità di UNESCO –, Ferrara mostra nella parte nord-occidentale un'ampia zona industriale strategica per il settore chimico nazionale.

Proprio l'insediamento petrolchimico rappresenta il confine occidentale dell'area di studio che si estende verso est fino a Pontegradella, ed è grossomodo limitata a sud dal tracciato della superstrada Ferrara- Mare e a nord dal corso del fiume Po (v. Figura 10-4).

Questa superficie, di estensione complessiva pari a 73,2 km², racchiude elementi che dal punto di vista economico e sociale rappresentano certamente punti di forza per il territorio, ma che al tempo stesso comportano l'incremento dei fattori di rischio di un'area che già presenta diverse fragilità intrinseche.



Figura 10-4 Estratto della CTR 1:250.000 in cui l'area di studio è individuata dai riquadri relativi alle sezioni 1:10.000.

PARTE TERZA: RACCOLTA DATI E METODOLOGIA D'INDAGINE

L'obiettivo di questa tesi ha richiesto l'individuazione di una metodologia informatizzata per la costruzione di un modello litostratigrafico tridimensionale del sottosuolo, propedeutico alla sua interpretazione in chiave stratigrafico-sequenziale e alla definizione di dettaglio delle geometrie dei corpi sedimentari.

Le metodologie informatiche di lavoro sono state sviluppate in modo da poter interagire con la banca dati del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna. Si è inoltre cercato di sviluppare una tecnica facilmente replicabile e impostata sull'economia di risorse informatiche ed economiche, potenzialmente esportabile all'intera Pianura Padana o in bacini sedimentari simili.

Le applicazioni di metodologie specifiche ad alta risoluzione per lo studio del sottosuolo e degli acquiferi hanno conosciuto negli ultimi anni notevoli sviluppi legati alla necessità di definire modelli geo-litologici del territorio, individuare corpi inquinanti e parametri di subsidenza, monitorare lo stato e la qualità delle falde freatiche e supportare varie attività volte alla riqualificazione ambientale (ad esempio: Sukan *et al.*, 2003, Ducci *et al.*, 2012).

Nel passato i dati riguardanti il sottosuolo erano rappresentati esclusivamente su mappe cartacee o attraverso delle sezioni (Gallerini & De Donatis, 2009). I **dati** geologico-sedimentologici sono invece tipicamente caratterizzati dall'essere tridimensionali e multi-scala (Jones *et al.*, 2009). Queste caratteristiche costituiscono un **punto di forza delle elaborazioni geologiche** che dai dati traggono origine; esse dovrebbero essere, infatti, il risultato dell'integrazione delle diverse componenti spaziali che concorrono alla definizione delle strutture geologiche di un'area. Al tempo stesso, tuttavia, tali caratteristiche risultano essere un **punto di debolezza** delle normali elaborazioni geologiche in quanto molti dei più diffusi strumenti di analisi e rappresentazione attualmente in uso riescono a gestire solo parzialmente la terza dimensione e la variabilità di scala dei dati, tipici dei casi geologici, determinando, di fatto, una perdita di informazione.

La carta geologica rappresenta l'esempio più chiaro della coesistenza di queste due componenti: sintesi ideale e potente delle conoscenze geologiche di una determinata area, la carta geologica non riesce però a diffondere integralmente i dati utilizzati per la definizione di essa. Il modello tridimensionale di sintesi di un dato territorio si costituisce, necessariamente, nella mente del geologo che è chiamato, attraverso la rappresentazione cartografica, a restituirne una visione bidimensionale. Solo una parte dei dati raccolti ed elaborati trova uno spazio di rappresentazione esplicito nel campo carta o nelle sezioni a cornice di questa. Una carta geologica **perde**, infatti, **la possibilità di mostrare gli stessi dati a più scale** se non quando è replicata e semplificata ad esempio a scale inferiori. Secondo Jones *et al.*, (2009), infatti, una carta geologica può arrivare a rappresentare informazioni che spaziano fino a sei ordini di grandezza, dalla scala dell'affioramento alla scala regionale. Un esempio può essere considerato la cartografia CARG, prodotta alla scala 1:10000 e restituita alla scala 1:50000 dopo una semplificazione sia delle geometrie che, talvolta, del numero di suddivisioni stratigrafiche. Questa semplificazione passa spesso per un processo di riduzione delle informazioni a più alto dettaglio ma limitate arealmente a piccoli affioramenti. Inoltre la carta geologica, per poter rappresentare la terza dimensione, **deve ricorrere a sezioni geologiche** di supporto o ad una loro composizione (diagrammi a recinto), non rappresentando in ogni caso tutte le basi di dati utilizzate per la restituzione di tali sezioni ma consegnando al lettore una sintesi degli stessi. **La modellazione geologica tridimensionale rappresenta un mezzo efficace per superare questi limiti** e fornisce uno strumento per una gestione integrata di dati multi-z e multi-scala garantendone un ottimale utilizzo. Tale strumento risulta ancora più efficace e utilizzabile in un'epoca di crescente diffusione delle banche dati geologiche.

Tali metodologie hanno permesso (Rosenbaum & Turner, 2003; Culshaw, 2005):

- di migliorare la transizione tra il dato cognitivo e la rappresentazione/manipolazione computazionale dell'informazione geologica;
- di trovare un modo di combinare, modellare e visualizzare le differenze tra una rappresentazione digitale e il fenomeno reale;
- di rispondere all'aumentare della quantità di dati e alla differente origine e qualità delle informazioni;
- di creare una simulazione digitale dei fenomeni connessi alla natura e geometria dei corpi sedimentari sepolti che sia rappresentativa del loro reale comportamento fisico.

L'utilizzo dei modelli 3D non solo consente di ottenere un risultato più accurato, ma permette di ricavare nuove informazioni riguardanti l'area indagata, attraverso una ricostruzione stratigrafica completa – ad elevato dettaglio spaziale – di essa.

Gli schemi principali di rappresentazione spaziale sono a matrice di *voxel* (raster 3D) (Del Grande & Rondelli, 2005) o per sovrapposizione di superfici tridimensionale a maglie regolari o irregolari (*grid*) (Lemon & Jones, 2003), entrambi ricostruiti attraverso algoritmi d'interpolazione lineare o di ordine superiore (D'Agnese *et al.*, 1997).

Per quanto riguarda la ricostruzione di un modello tridimensionale è possibile utilizzare una metodologia di tipo “*Boundary representation*” o ricorrere all'analisi geostatistica. Nella “*Boundary representation*” il solido è definito attraverso delle superfici che ne individuano le facce esterne (Lemon & Jones, 2003). Nell'analisi geostatistica (Gallerini & De Donatis, 2009) i dati puntuali di sondaggio sono convertiti in un dato volumetrico, attraverso degli algoritmi d'interpolazione (*kriging, distance inverse, nearest neighbor, ecc.*). Il procedimento è basato su operazioni matematiche che, pur non avendo dirette correlazioni con i processi fisici, sono buoni strumenti per l'interpretazione degli stessi.

La rappresentazione *voxel* è basata unicamente su un'analisi geostatistica dei dati di sondaggio, mentre la rappresentazione attraverso le superfici 3D può servirsi, oltre che di questo metodo di creazione, anche della “*Boundary representation*”.

I modelli solidi 3D vengono realizzati non solo per ottenere un'immagine concettuale della stratigrafia dell'area indagata, ma anche per conseguire ricadute applicative. La loro applicazione più diffusa è fungere da piattaforma per la modellazione del flusso delle acque sotterranee negli acquiferi (Wycisk *et al.*, 2007).

I dati geologici che concorrono alla costruzione di una carta geologica sono tipicamente dati di superficie, derivanti dal rilevamento geologico (limiti stratigrafici, elementi strutturali, giaciture, ecc.), e, generalmente in numero più limitato, dati di sottosuolo (stratigrafie di sondaggio, linee sismiche, prospezioni geofisiche, ecc.).

Quest'ultime sono spesso caratterizzate da scale “z” disomogenee (espresse in unità di lunghezza ma anche, ad esempio, di tempi).

L'integrazione e l'interpretazione delle informazioni provenienti da questi dati, tridimensionali e multi-z portano alla definizione di un modello tridimensionale di comprensione della realtà geologica. I modelli tridimensionali, ottenuti grazie a specifici *software*, sono il risultato della combinazione di quattro elementi (D'Ambrogi, 2009):

- la disponibilità di dati, sia in termini di quantità che di qualità;
- i metodi di modellazione, scelti in funzione della tipologia di dati disponibili e dell'utilizzo previsto per il modello;
- la semplificazione, a partire da una realtà per sua natura complessa;
- l'interpretazione dei dati, frutto delle conoscenze dello specialista.

Nell'ambito di questo progetto le fasi che hanno portato alla realizzazione del modello tridimensionale sono illustrate in Figura 10-5. Nella figura sono individuate cinque fasi principali, marcate con colori diversi. La prima fase ha riguardato l'individuazione del dominio geografico-spaziale d'indagine, descritta al capitolo 11, alla quale è seguita l'acquisizione e selezione dei dati, discussa al capitolo 13. Le caratteristiche dei dati raccolti hanno guidato la progettazione di una banca dati adeguata ad ospitare gli elementi acquisiti (Par. 13.1). Infine, i dati sono stati sintetizzati in un modello numerico mediante successive elaborazioni, descritte nel dettaglio al capitolo 14.

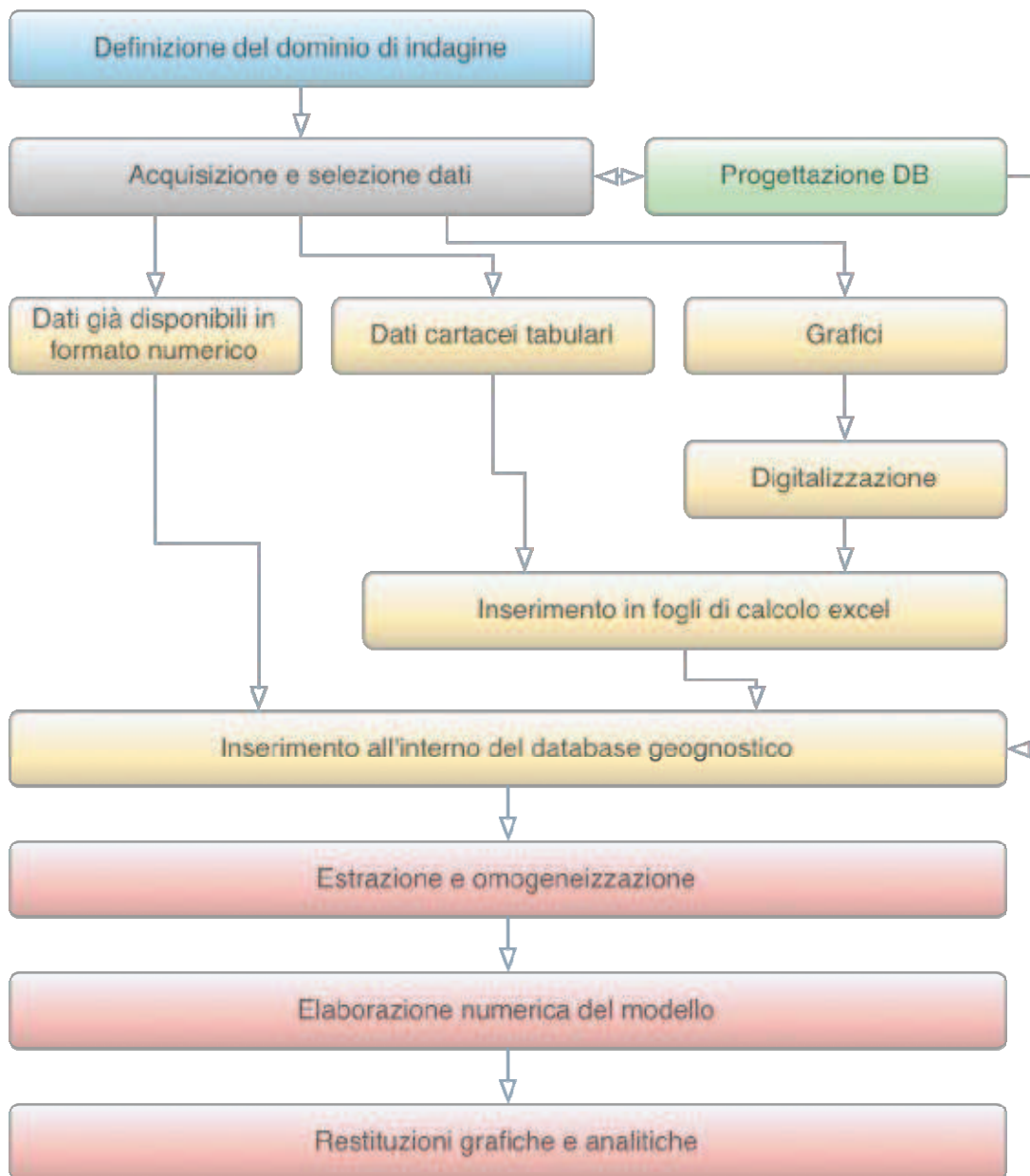


Figura 10-5 Flusso di lavoro per la definizione e implementazione del modello tridimensionale del sottosuolo adottato in questa tesi. Per il significato dei colori, che identificano le varie fasi operative, si rimanda al testo.

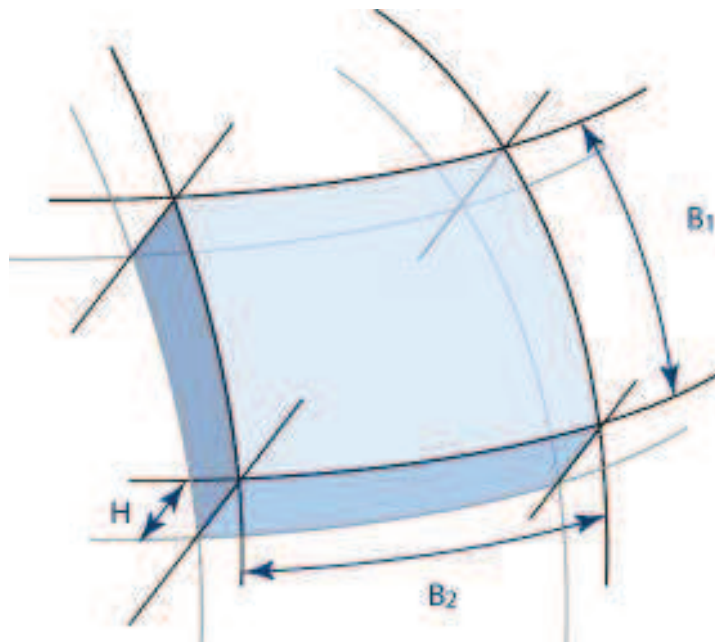
11. Definizione del dominio spaziale di indagine

L'area di studio ricade nella tavoletta 1:250.00, Foglio 185, II° quadrante S.E. – FERRARA dell'IGM, ed in particolare nelle sezioni PONTELAGOSCURO (185120) e FERRARA (185160) in scala 1:10.000, della Carta Tecnica Regionale Emilia Romagna, comprese tra le coordinate geografiche UTM E 1.703.969, N 4.975.181 e E. 1.710.914, N 4.964.284 e riferite al fuso 32 N dell'ellissoide ED50.

L'area di indagine è caratterizzata da una ricca disponibilità di dati topografici, con un'ampia gamma di dati raster a risoluzioni superiore ai 20 metri di lato.

Ove l'elaborazione informatica dei dati ha richiesto una discretizzazione delle informazioni spaziali, si è utilizzato un reticolo tridimensionale regolare, definito da parallelepipedi a base quadrata con lato di 20 metri e spessore 0.2 metri.

L'elevata risoluzione verticale rispecchia la disponibilità di dati penetrometrici a risoluzione spaziale decimetrica. Questa scelta tiene conto anche le intrinseche geometrie dei corpi sedimentari che tendono a mostrare una variabilità verticale di un ordine di grandezza superiore a quella laterale.



Lato cella	Dimensione	Num. celle per asse
Lato di base (B ₁)	20 m	11103 m / 20 m = 555 celle
Lato di base (B ₂)	20 m	6945 m / 20 m = 347 celle
Altezza (H)	0.2 m	45 m / 0.2 m = 225 celle

Tabella 11-1: Dimensioni e numero di celle che compongono il modello

Il dominio di indagine \mathbf{D} è stato quindi discretizzato, ove necessario, in una matrice quadridimensionale così definita:

$$M = (a_{x,y,z,v})$$

ove x, y, z rappresentano le coordinate ellissoidiche ED50, Fuso UTM 32N del baricentro della cella appartenente al dominio \mathbf{D} , e v pari al valore assunto dalla proprietà fisica in esame in corrispondenza del punto definito dalle coordinate cartesiane.

12. Tipologie di dato utilizzate

Il modello finale quindi è rappresentato da 86.663.250 valori, interrogabili mediante modelli tridimensionali composti da oltre 43 milioni di celle ciascuno.

Le variabili fisiche calcolate dal modello e utilizzate per la discussione di questa tesi sono:

1. Resistenza alla punta (q_t)
2. Classe litologica (R)

Le variabili fisiche necessarie all'elaborazione sono state acquisite da banche dati selezionate (v. Cap.13) ed estratte sia indagini geognostiche di tipo diretto, cioè basate su osservazione del materiale proveniente dal sottosuolo, sia di tipo indiretto, cioè derivate da un'informazione numerica che descriva le caratteristiche fisiche del terreno indagato.

Tra i metodi di **analisi diretta** del sottosuolo, i sondaggi a rotazione risultano quelli più diffusi. Tra questi sono stati utilizzati sia sondaggi a carotaggio continuo, sia sondaggi a distruzione di nucleo, realizzati per la perforazione dei pozzi per acqua.

I primi costituiscono il metodo d'indagine più preciso per l'identificazione litostratigrafica del sottosuolo, poiché permettono l'osservazione di campioni di terreno integri e indisturbati.

I secondi, invece, pur consentendo una descrizione più approssimativa del suolo attraverso l'esame dei *cuttings* (ovvero dei frammenti che risalgono in superficie durante la perforazione) risultano comunque prove sufficientemente affidabili per la definizione dei trend a più grande scala e spesso consentono di recuperare informazioni a profondità maggiori rispetto ai carotaggi continui.

Tra i numerosi sistemi d'**indagine indiretta**, sono state prese in considerazione le prove penetrometriche statiche con punta meccanica tipo Begemann (CPT) e con piezocono digitale (CPTU e SCPTU), oltre ad alcune prove penetrometriche di tipo dinamico (SCPT) disponibili nell'area di studio.

Le prove penetrometriche di tipo statico consentono di risalire, mediante correlazioni empiriche, alla natura dei corpi sedimentari presenti nel sottosuolo analizzando il rapporto tra resistenza alla penetrazione (q_t) ed attrito laterale (f_s) prodotto da una punta conica spinta nel terreno a velocità costante.

A differenza delle CPT, le CPTU sono ottenute tramite un penetrometro dotato di punta conica che permette l'installazione di misuratori della pressione interstiziale (u) presente tra i pori dei sedimenti. Questa tecnica consente di discriminare meglio i suoli a bassa resistenza e scarsa permeabilità.

Al piezocono digitale possono essere applicati anche dei geofoni in grado di rilevare, oltre ai parametri già descritti, anche la velocità delle onde di taglio (V_s) nel terreno attraversato, una volta che queste siano indotte tramite dispositivo energizzatore (martello) montato su di un supporto a lato del penetrometro ed infisso nel terreno.

Nelle prove penetrometriche dinamiche (SCPT), invece, le caratteristiche litologiche dei terreni vengono empiricamente derivate dalla resistenza alla penetrazione di una punta infissa nel terreno mediante i colpi di un maglio di 63,5 kg, in caduta libera da un'altezza di 76 cm. La resistenza alla penetrazione del terreno è caratterizzata in questo caso dalla somma del numero di colpi per il secondo e terzo avanzamento, cioè $N=N_2+N_3$.

Anche se forniscono indicazioni di tipo esclusivamente puntuale, a differenza di altre tecniche come le prospezioni geofisiche che forniscono informazioni continue lungo profili/sezioni d'indagine, le prove penetrometriche sono generalmente più abbondanti e omogeneamente distribuite e sono frequentemente utilizzate per lavori di correlazione (Amorosi & Marchi, 1999; De Mio & Giacheti, 2007).

13. Acquisizione e selezione dei dati

Per poter realizzare un modello geologico dell'area si è reso necessario, in primo luogo, reperire le informazioni di sottosuolo ad essa relative. Nella prima fase del progetto di ricerca sono stati individuati i soggetti pubblici e privati potenzialmente in possesso di dati del sottosuolo. Successivamente si è proceduto a verificare la disponibilità degli stessi alla fornitura delle indagini geologiche in loro possesso. Per l'area urbana e periurbana di Ferrara, sono state individuate, consultate ed acquisite le banche dati di:

- ANAS;
- Ferrovie dello Stato;
- Società Autostrade;
- Agenzia Regionale Navigazione Interna (A.R.N.I.);
- Servizio Geologico Regione Emilia Romagna;
- Servizio Geologico e Protezione Civile della Provincia di Ferrara;
- Servizio Geologico e Protezione Civile del Comune di Ferrara;
- Servizio Tecnico di Bacino (S.T.B.) Po di Volano e della Costa;
- Ditte di perforazione;
- Studi professionali.

La quasi totalità dei dati di sottosuolo è stata messa a disposizione in formato cartaceo (Figura 13-1 e Figura 13-2), eccettuati alcuni forniti direttamente in formato digitale.

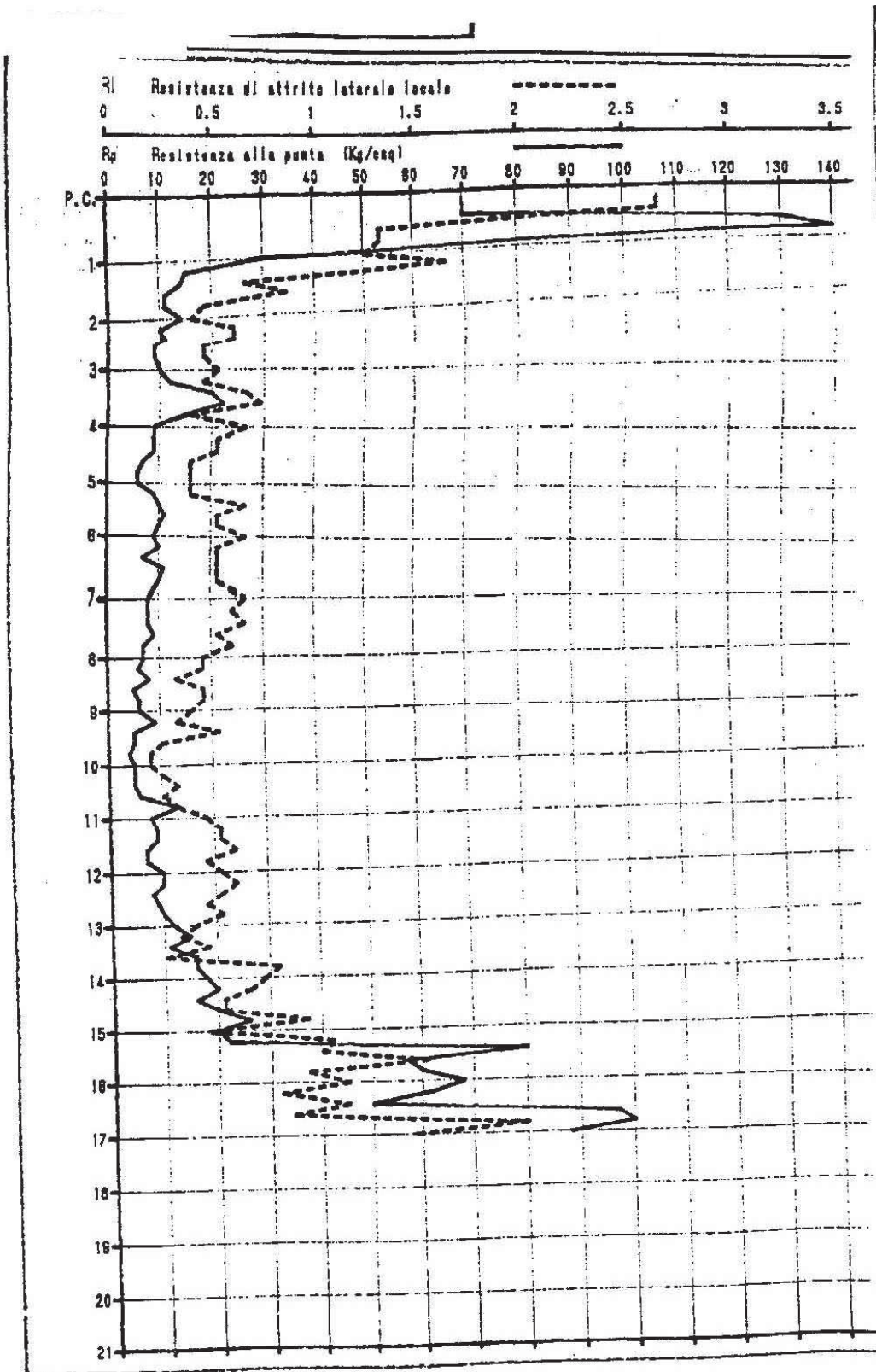


Figura 13-1 Aspetto di un log di resistenza alla punta ed attrito laterale di prova penetrometrica statica. Questa tipologia di dato è stata messa a disposizione in formato cartaceo dalla maggior parte dei soggetti coinvolti nella raccolta.

METRI	SIMBOLOGIA STRATIGRAFICA	DESCRIZIONE STRATIGRAFICA	N. Camp.	γ _s (g/cm ³)	v _{vol} (g/cm ³)	SPT	NOTE
0.7		Conglomerato bituminoso riporto misto stabil. con ciottoli					
		Argilla nocciola con livelli bruni di ossidazione	1.6	0.6			
			1.4	0.2			
			1.6	0.8			
			1.4	0.7			
3.5		Argilla deb. limosa nocciola	0.9	0.5			
3.8			1.0				
4.1		Argilla nocciola					
4.6		Limo grigio e nocciola	0.7				
		Argilla limosa grigia e nocciola	0.8	0.35			
5.3			0.7				
		Argilla grigia e nocciola	1.1	0.5			
6.9			1.2				
7.2		Limo grigio	0.4	0.2			
8.0		Limo sabbioso grigio	0.5	0.25			
		Limo argilloso grigio	0.6				
8.7		Torba nerastra	0.5	0.1			
9.0		Limo grigio	0.4	0.2			
9.4		Argilla deb. limosa grigia	0.5				
10.0		Argilla torbosa nerastra	0.5				
10.1			1.1				
		Argilla grigia con concrezioni e qualche livello torboso	1.2	0.6			
			0.6				
12.6			0.3	0.15			
		Argilla grigia compatta con concrezioni calcaree	0.7				
			2.2	>1			
			3.2				
14.7			1.8	0.9			
			0.9	0.45			
16.0		Limo grigio e nocciola	0.8				
		Argilla grigia compatta	3.0				
16.4		Sabbia fine grigia con livelli limosi					
16.9		Sabbia fine grigia					
17.4							
		Sabbia media grigia					
19.0							
		Sabbia fine e media grigia					
20.3							
		Sabbia media grigia con qualche livello limoso					
22.5							
		Sabbia fine grigia				30	
						36	
24.9						39	
		Sabbia fine e media grigia					
26.3							
		Sabbia media grigia				28	
						39	
						40	
29.4							
30.3		Sabbia fine grigia					

Figura 13-2 Aspetto di una stratigrafia di un sondaggio a carotaggio continuo. Questa tipologia di dato è stata messa a disposizione in formato cartaceo dalla maggior parte dei soggetti coinvolti nella raccolta

Tra questi ultimi vanno inclusi quelli realizzati direttamente dal Servizio Geologico e Sismico della Regione Emilia-Romagna, contenuti nell'ampia Banca Dati Geognostica di Pianura, realizzata nell'ambito del Progetto Nazionale di Cartografia Geologica (CARG).

La banca dati regionale contiene dati di sottosuolo riconducibili a quattro distinte categorie:

- pozzi per acqua;
- sondaggi a carotaggio continuo;
- trivellate e perforazioni generiche;
- prove penetrometriche (statiche, dinamiche, con punta elettrica, con piezocono).

Tutte le prove disponibili sono localizzate sulla Carta Tecnica Regionale (CTR) a scala 1:10.000 e digitalizzate con sistema di georeferenziazione in coordinate UTM, ellissoide European Datum 1950 (ED50) fuso 32 Nord. Le topologie geometriche dei punti associati alle singole indagini sono state fornite in formato *coverage* Arc/Info. Ad ogni punto è collegato un insieme di tabelle interconnesse mediante relazioni (distribuite in formato Access), in cui sono immagazzinate tutte le informazioni geologiche e descrittive della prova corrispondente.

Per poter rendere compatibile la base di dati con i formati utilizzati dalla maggior parte dei software di modellazione tridimensionale, è stato necessario convertire in formato numerico sia le informazioni sulla natura dei terreni (resistenza alla punta, attrito laterale, pressione neutra, descrizioni litologiche ecc.), sia la localizzazione geografica.

Successivamente si è proceduto ad una omogeneizzazione delle vari tipologie di dati, per poterle elaborare in modo coerente ed archivarle in un sistema informativo territoriale.

Per quanto concerne la totalità delle indagini penetrometriche acquisite è stata realizzata la scansione sia dei log che delle tabelle numeriche riportanti i valori di resistenza alla punta (q_c), di attrito laterale (f_s) e dove disponibili anche quelli di pressione interstiziale (u).

13.1. Creazione della banca dati

Una volta acquisito un numero iniziale di prove è stato possibile procedere con la pianificazione della struttura della banca dati in modo da formattare in maniera appropriata il dato d'ingresso del modello.

Creare una banca dati (o database) è un modo per strutturare e sistematizzare il patrimonio informativo di un'organizzazione, al fine di renderla più facilmente consultabile ed utilizzabile; l'attività è composta da due fasi: la pianificazione della banca dati e la sua implementazione all'interno di un sistema hardware-software dedicato.

Al fine di archiviare e consultare la mole di dati acquisita si è ricorso all'utilizzo di un applicativo basato su Microsoft Access sviluppato dal Servizio Geologico della Regione Emilia Romagna per agevolare l'archiviazione di dati CARG. Il software consente, oltre alla memorizzazione dei dati all'interno di tabelle costituite da un insieme di record, anche l'inserimento degli stessi tramite maschere dedicate e personalizzabili a seconda della tipologia di dato trattato.

Per tutte le prove presenti nella banca dati acquisita sono disponibili informazioni di tipo "geografico" (CTR di appartenenza, Comune, quota topografica, ecc), di tipo "geologico" (quota della falda, tetto delle prime ghiaie, ecc.) e numerose informazioni di tipo "generale" (Ente fornitore del dato, data di esecuzione, riservatezza o meno del dato, ecc.). Per tutti i pozzi, sondaggi, trivellate e perforazioni sono poi caricati come record di database le intere descrizioni delle successioni della successione litologica attraversata nel sottosuolo (litologie principali ed intercalate, umidità, ecc) ed i componenti accessori eventualmente indicati nei log originali (resti vegetali, residui conchigliari, concrezioni calcaree).

Per i soli sondaggi realizzati direttamente dalla Regione Emilia-Romagna è infine disponibile una tabella di database relativa alle datazioni al radiocarbonio eseguite su alcuni campioni di particolare rilevanza.

I dati geognostici provenienti dalla Banca Dati del Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna sono stati forniti nell'ambito della convenzione stipulata, con Delibera di Giunta n.117 del 09/02/2009, tra Regione e Università di Ferrara per la realizzazione di cartografia geologica del fiume Po.

All'interno dell'applicativo sviluppato dal Servizio Geologico è presente una maschera dinamica per l'inserimento dei dati.

La maschera d'inserimento è suddivisa in due sezioni distinte: la prima consente di immettere informazioni di carattere generale su localizzazione dell'indagine, modalità esecutive della stessa, provenienza, attendibilità e riservatezza del dato (Figura 13-3),

mentre la seconda permette la memorizzare delle caratteristiche “geologiche” relative ai terreni indagati.

CTR	105160	PROGRESSIVO	P4000	SIGLA	105160P4000	COMUNE	FERRARA	Nuova
TIPO PROVA	carotaggio continuo	QUOTA	7	PROFONDITA	20	COMMITTENTE	GG. MONTI ALBERTO	Chiuso
AVANZAMENTO	carotaggio continuo	PROVA RERT		TETTO GHIAIE		OTTA ESEC.	GG. TADDA	Nuova Prova
DATA ESECUZIONE	13/07/2002	RISERVATEZZA	pubblico	PRECISIONE (BOCAZIONE)	sta	PROPR. ARCHIVIO	COMUNE DI FERRARA	Nuova Prog.

Figura 13-3 Sezione I - “Anagrafica e dati generali” della maschera d’inserimento MS Access. In questa sezione sono inserite le informazioni di carattere generale dell’indagine geognostica.

All’interno della prima sezione il campo “sigla” rappresenta l’identificativo univoco della prova geognostica che viene costruito mediante la concatenazione del numero della sezione “CTR” (in scala 1:10.000) nella quale ricade la prova e un codice alfanumerico che identifica sia la tipologia di prova geognostica in oggetto, che il “progressivo” della stessa all’interno della sezione CTR in esame.

Il prefisso (lettera) del codice “progressivo” serve a discriminare il tipo di prova da inserire, ad esempio:

- C → penetrometria statica con punta meccanica
- D → penetrometria dinamica non S.C.P.T.
- P → sondaggio o pozzo di cui si dispone di log litologico
- S → penetrometria dinamica S.C.P.T.
- U → penetrometria statica con piezocono

La parte numerica del codice, invece, oltre a fornire indicazione del progressivo, delimita anche degli intervalli entro i quali le diverse tipologie di prove devono essere contenute.

- 001 - 399 penetrometrie, trivellazioni a secco, sondaggi a distruzione;
- 400 - 499 sondaggi a carotaggio continuo;
- 500 - 599 sondaggi o penetrometrie eseguiti dalla Regione Emilia Romagna;
- 600 - 899 pozzi per acqua.

Tale metodologia è pertanto applicabile a tutte le tipologie di prova acquisite nell’ambito di questa tesi e costituisce pertanto una convenzione ubiquitaria in questo testo.

Solamente per le indagini di tipo diretto – identificate dalla lettera “P” del codice “progressivo” – di cui è possibile caricare in banca dati una stratigrafia, MS Access consente di accedere alla seconda parte della maschera d’inserimento. Tramite questa

sezione è possibile inserire e memorizzare le informazioni di carattere litologico e sedimentologico riferite ai singoli “strati” individuati dall’analisi del log stratigrafico della successione sedimentaria attraversata.

Per questi strati la maschera consente l’inserimento delle caratteristiche litologiche principali (“litologia di strato” Figura 13-4) ed intercalate (“litologia delle intercalazioni” Figura 13-4) nonché quelle dei componenti accessori (resti vegetali, resti fossili, concrezioni calcaree) e caratterizzanti (colorazioni) eventualmente indicati nei log originali.

Figura 13-4 Sezione II – “Dati generali e composizione litologica del singolo strato” della maschera d’inserimento MS Access. in questa sezione sono inserite le informazioni generali e composizionali relative ai singoli strati individuati dall’indagine geognostica.

L’inserimento della descrizione del log originario avviene strato per strato, fissando dapprima i limiti degli stessi (base e tetto Figura 13-4) e successivamente selezionando le caratteristiche sedimentologiche e litologiche identificative tra le diverse voci predefinite disponibili nei corrispondenti menù a tendina.

I due tasti riportanti le frecce blu (Figura 13-4) permettono di spostarsi all’interno della stratigrafia del terreno indagato, consentendo di visualizzare quanto già inserito o di proseguire nell’inserimento delle caratteristiche degli strati sottostanti.

Poiché la litologia di uno strato può essere composta da un insieme di tipi litologici elementari, la maschera contempla l’inserimento di n campi litologici (“litologia 1, litologia 2, ecc.) e consente d’impostare tra loro relazioni di ordine gerarchico, basate sul principio dell’abbondanza relativa (“ordine della litologia”).

Nel caso di uno strato la cui litologia sia composta da più tipi litologici elementari (es. argille limoso-sabbiose), la litologia di ordine 1 è rappresentata dall'argilla, la litologia di ordine 2 dal limo, mentre la litologia di ordine 3 dalla sabbia. Per stabilire le percentuali del rapporto di abbondanza tra le varie litologie vengono, quindi, suggeriti criteri basati su prefissi e suffissi che consentono di attribuire dei valori numerici indicativi (nell'esempio il suffisso -oso comporta una presenza di limo compresa tra il 10 e il 25%).

Nel caso in cui lo strato contenga delle intercalazioni litologiche queste vengono descritte con le stesse modalità già viste per le litologie principali, utilizzando i campi dedicati alla "litologia delle intercalazioni". Al fine di dettagliare maggiormente le caratteristiche delle litologie intercalate, la maschera di Access permette l'inserimento di spessore e frequenza delle intercalazioni selezionando le voci predefinite nei campi dedicati.

Sia per quanto concerne le litologie sia per le intercalazioni, la maschera fornisce la possibilità di inserire le rispettive colorazioni, attraverso l'utilizzo di due campi colore a scelta predefinita ("principale" e "secondario").

Se lo strato appare monocromatico si procede all'inserimento del solo colore principale (anche grigio-azzurro si considera come unico colore: si sceglie grigio nella prima casella e azzurro nella seconda, ma sempre del colore principale). Se invece lo strato presenta sfumature o coppie di colori, è necessario compilare anche il colore secondario (es. sabbie da grigie ad azzurre, colore primario = grigio - colore secondario = azzurro; argille di colore dal giallo-arancio al grigio-marrone - colore primario = giallo + arancio colore secondario = grigio + marrone).

Infine, per quanto riguarda l'archiviazione di componenti accessori degli strati ("resti vegetali", "resti fossili", "concrezioni calcaree") questa avviene selezionando, nell'apposito campo, una delle voci predefinite che ne indicano la relativa abbondanza.

La scelta di utilizzare lo strumento sviluppato dal Servizio Geologico della Regione Emilia Romagna è stata dettata dal fatto che quest'ultimo consente l'inserimento facilitato e veloce di un notevole quantitativo d'informazioni sedimentologiche e litologiche derivanti dalle indagini dirette del sottosuolo. Allo stesso tempo questo applicativo è in grado di restituire tali informazioni in maniera standardizzata ed omogenea superando la soggettività derivante dalle singole descrizioni dei log originari e garantendo l'integrazione degli stessi con la struttura della banca dati regionale.

13.1.1. Acquisizione di indagini penetrometriche

Per quanto concerne, invece, l'archiviazione di informazioni relative ad altri parametri fisici del sottosuolo, derivanti da analisi indiretta tramite prove di tipo penetrometrico, si è dovuto ricorrere a diversi metodi, in quanto la struttura della maschera MS Access non è stata progettata per l'inserimento di queste caratteristiche.

La memorizzazione in banca dati è, dunque, avvenuta creando – per ogni singola prova penetrometrica disponibile – un foglio di lavoro in formato MS Excel in cui sono stati riportati i valori di q_c (resistenza alla punta) e, ove presenti, i valori di f_s (attrito laterale) ed u (pressione neutra) oltre a una rappresentazione grafica dei log stessi (v. Figura 13-5).

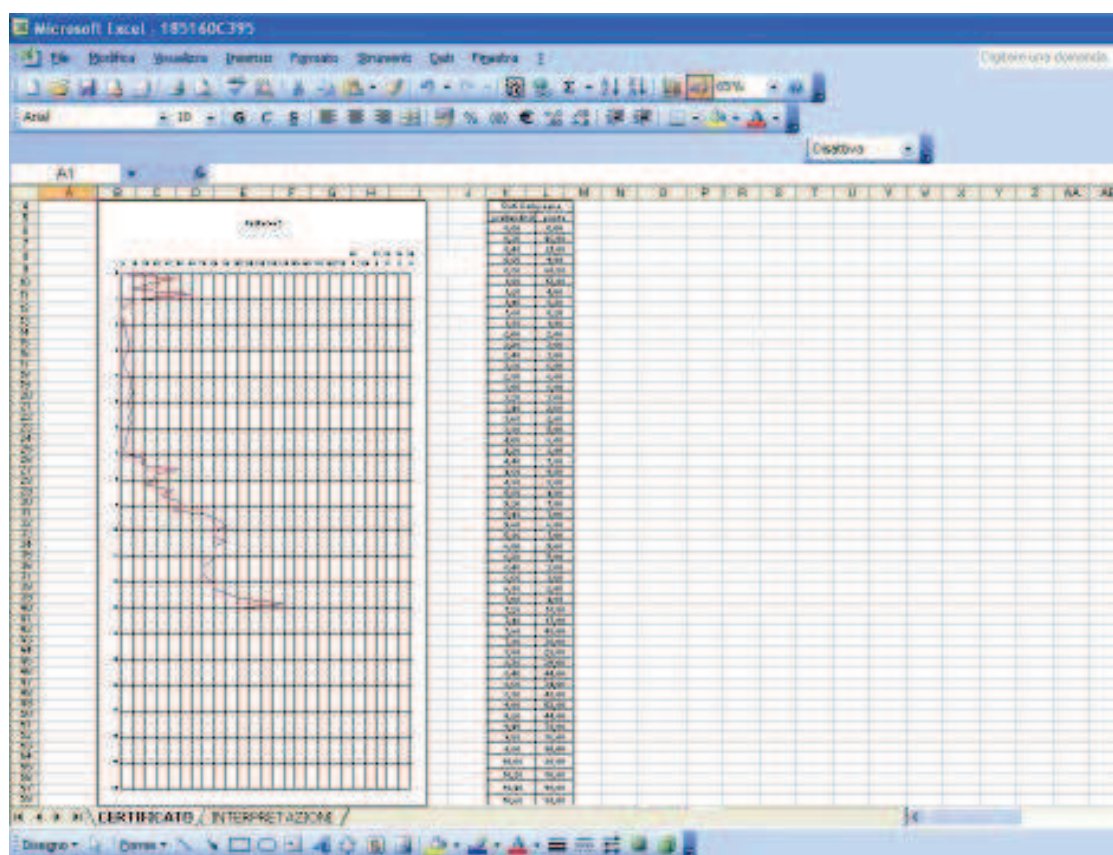


Figura 13-5 Esempio di log digitalizzato tramite inserimento manuale del parametro Q_c all'interno di un foglio MS Excel. I valori numerici in formato tabulare così ottenuti sono stati inseriti all'interno della banca dati geognostica.

Nel caso in cui in formato cartaceo non fossero disponibili i dati tabulari dei singoli valori parametrici (v. Figura 13-1), il dato numerico è stato ricavato digitalizzando il rispettivo log, utilizzando il software *Engauge Digitizer 4.1*.

Questo software di digitalizzazione Open Source permette di convertire i file immagine – come ad esempio grafici ottenuti da scansioni o scatti fotografici – in dati numerici. I valori così ottenuti possono essere poi esportati in un foglio di calcolo di Microsoft Excel. Caricando, quindi, ad esempio un'immagine in formato “jpg” del log stratigrafico da convertire, settando gli assi cartesiani (Figura 13-6) e cliccando punto per punto sui vertici della curva (Figura 13-7) è possibile ottenere i valori numerici del parametro selezionato in formato tabulare come visibile sulla destra in Figura 13-8.

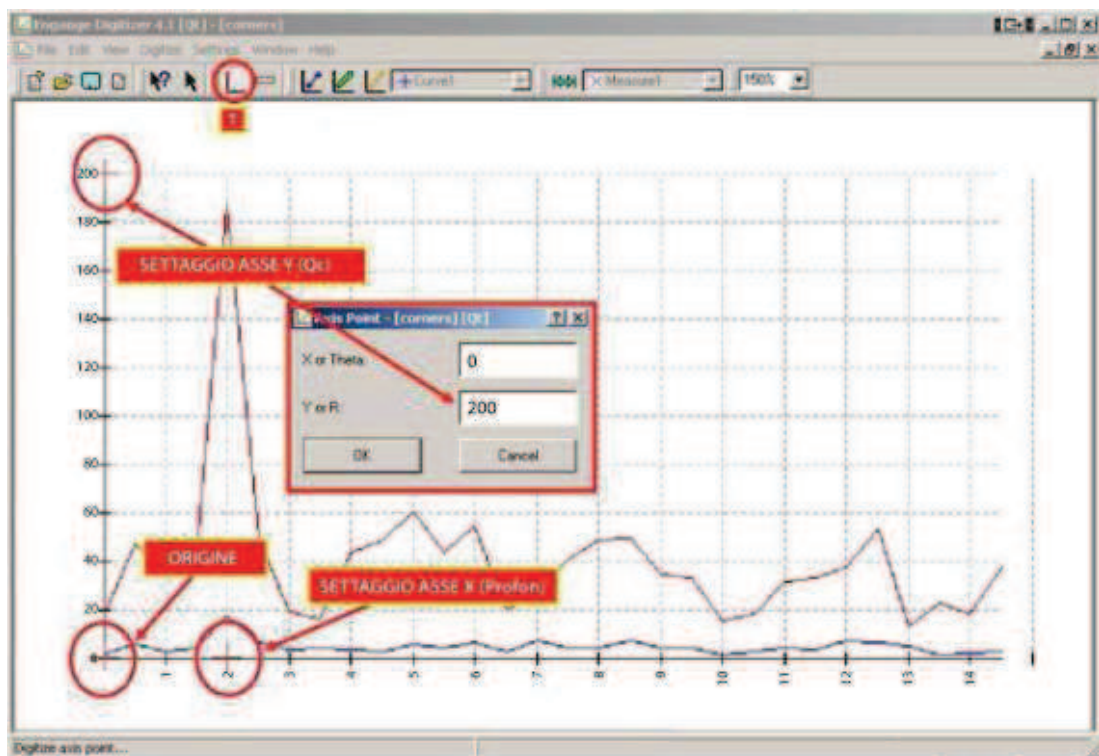


Figura 13-6 Screenshot di Engauge Digitizer 4.1 che mostra come settare la scala di riferimento dei rispettivi assi cartesiani. Sull'asse delle ascisse è riportata la profondità della prova (in metri dalla superficie topografica), mentre su quello delle ordinate il valore di resistenza alla punta q_c (in Kg/cm^2)

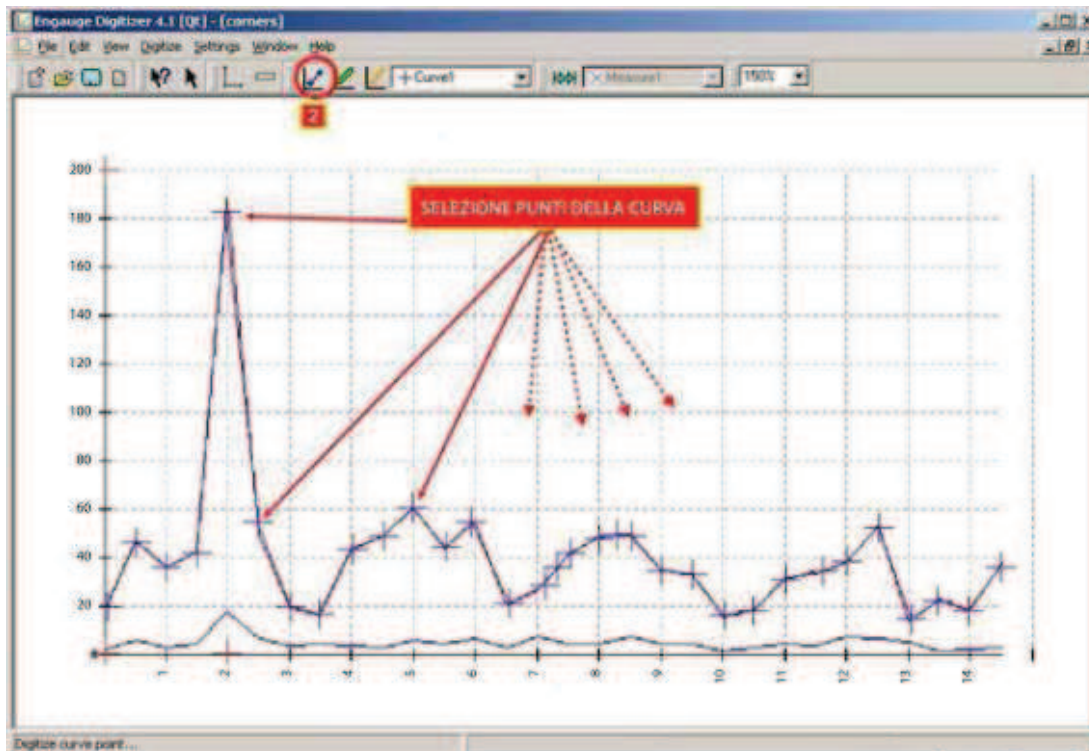


Figura 13-7 Screenshot di Engauge Digitizer 4.1 che evidenzia come appaiono i punti digitalizzati, oltre allo strumento da selezionare nella barra dei comandi del software per effettuare tale operazione.

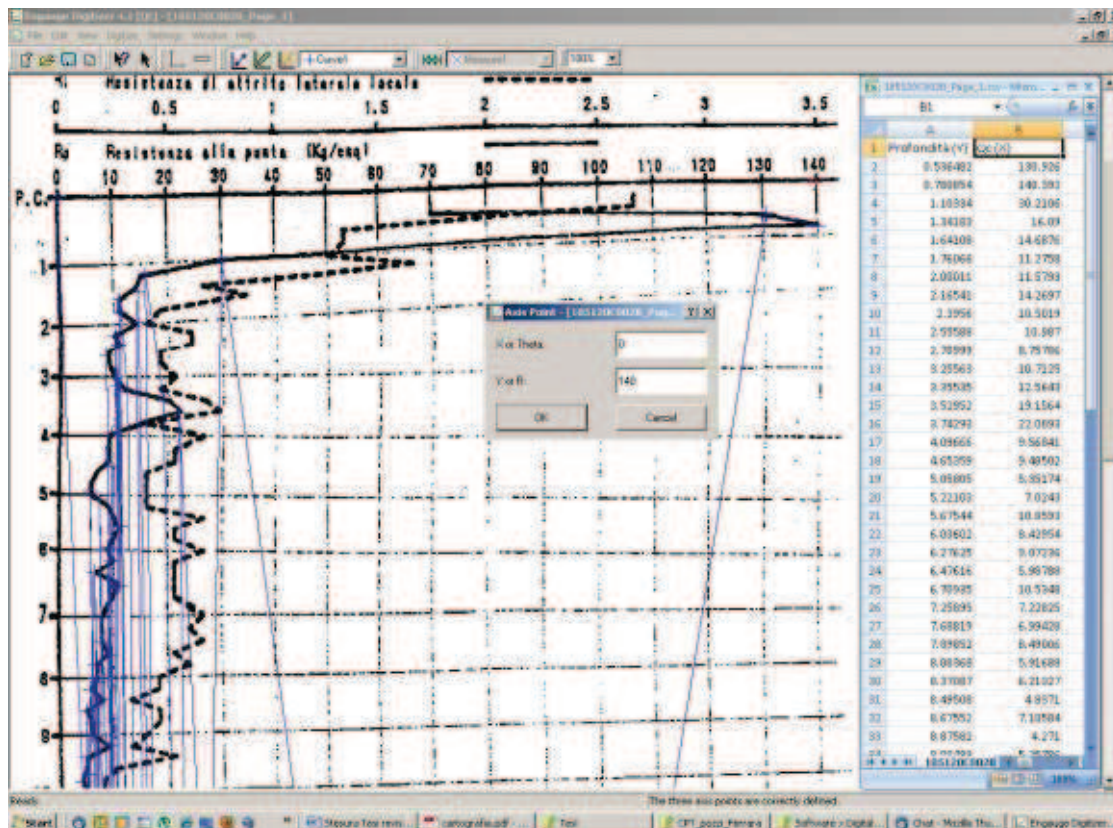


Figura 13-8 Restituzione dei dati numerici in formato tabulare (MS Excel) al termine dell'operazione di digitalizzazione effettuata con l'ausilio di Engauge Digitizer 4.1.

13.1.2. Archiviazione dell'ubicazione delle prove

Per l'ubicazione geografica delle prove e la costruzione del database contenente le informazioni ad esse associate, si è fatto uso del Software ArcGIS 9.3.

Ogni prova raccolta è stata archiviata nel database sia sotto forma di dato numerico che come scansione, in formato pdf, del documento cartaceo originale. L'ubicazione della prova è stata inserita in uno *shapefile* puntuale, contenente anche il codice identificativo regionale alfanumerico che è stato utilizzato come chiave primaria (*primary key*) per effettuare il collegamento (*lookup*) al database in MS Access.

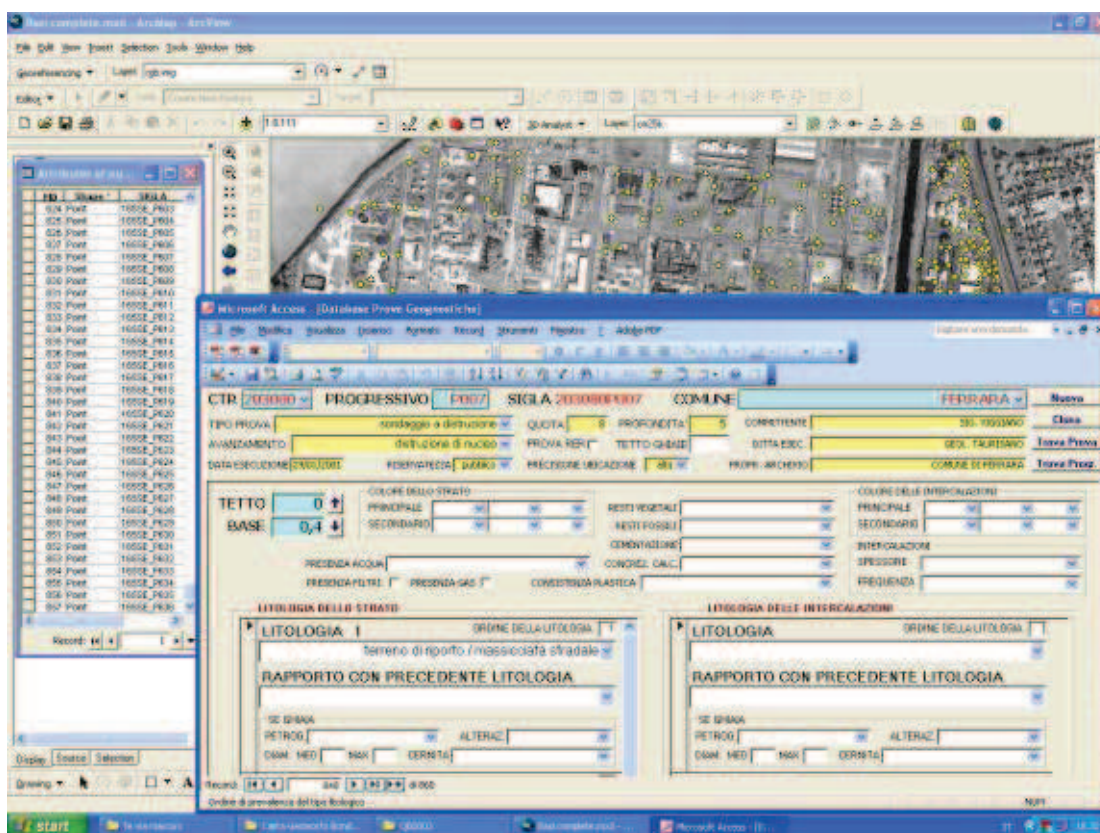


Figura 13-9 Creazione del link tra il database in formato Microsoft Access e lo *shapefile* contenente la collocazione spaziale delle prove.

All'interno dell'area del modello sono complessivamente disponibili 1477 prove provenienti dalla banca dati regionale e 410 prove derivante da raccolta effettuata nell'ambito della tesi, tipologicamente distinte come in Tabella 13-1.

Tipologia di prova	Prove fornite dal Servizio Geologico, Regione Emilia-Romagna	Prove acquisite durante questa tesi
prove penetrometriche statiche (CPT)	419	247
penetrometrie dinamiche (SCPT)	59	2
penetrometrie con piezocono (CPTU)	5	48
penetrometrie statiche con piezocono e modulo sismico (SCPTU)	-	53
sondaggi a carotaggio continuo	797	60
pozzi per acqua	197	-

Tabella 13-1 Tipologia e numero di prove inserite nel database utilizzato per la generazione del modello del sottosuolo

Le circa 2000 prove, in gran parte digitalizzate a mano nell'ambito di questa tesi, costituiscono la base di dati di partenza per le successive fasi di omogeneizzazione tra le diverse proprietà misurate e per l'attribuzione tridimensionale di tali valori all'interno delle celle del modello. L'incremento conoscitivo rispetto ai database regionali è del 30% andando a costituire il più ampio archivio di dati geognostici numerici disponibile per l'area oggetto di studio.



Figura 13-10 Distribuzione nell'area di Ferrara dei dati geognostici acquisiti durante l'attività di dottorato. In rosso – prove penetrometriche statiche (CPT), in giallo – prove penetrometriche dinamiche (SCPT), in arancione – prove penetrometriche piezocono (CPTU).



Figura 13-11 Distribuzione nell'area di Ferrara dei dati geognostici acquisiti durante l'attività di dottorato. In verde – sondaggi a carotaggio continuo.



Figura 13-12 Distribuzione nell'area di Ferrara dei dati geognostici recuperati nella banca dati regionale. In viola – prove penetrometriche statiche (CPT), in fuxia – prove penetrometriche (SCPT), in azzurro – prove penetrometriche piezocono (CPTU).

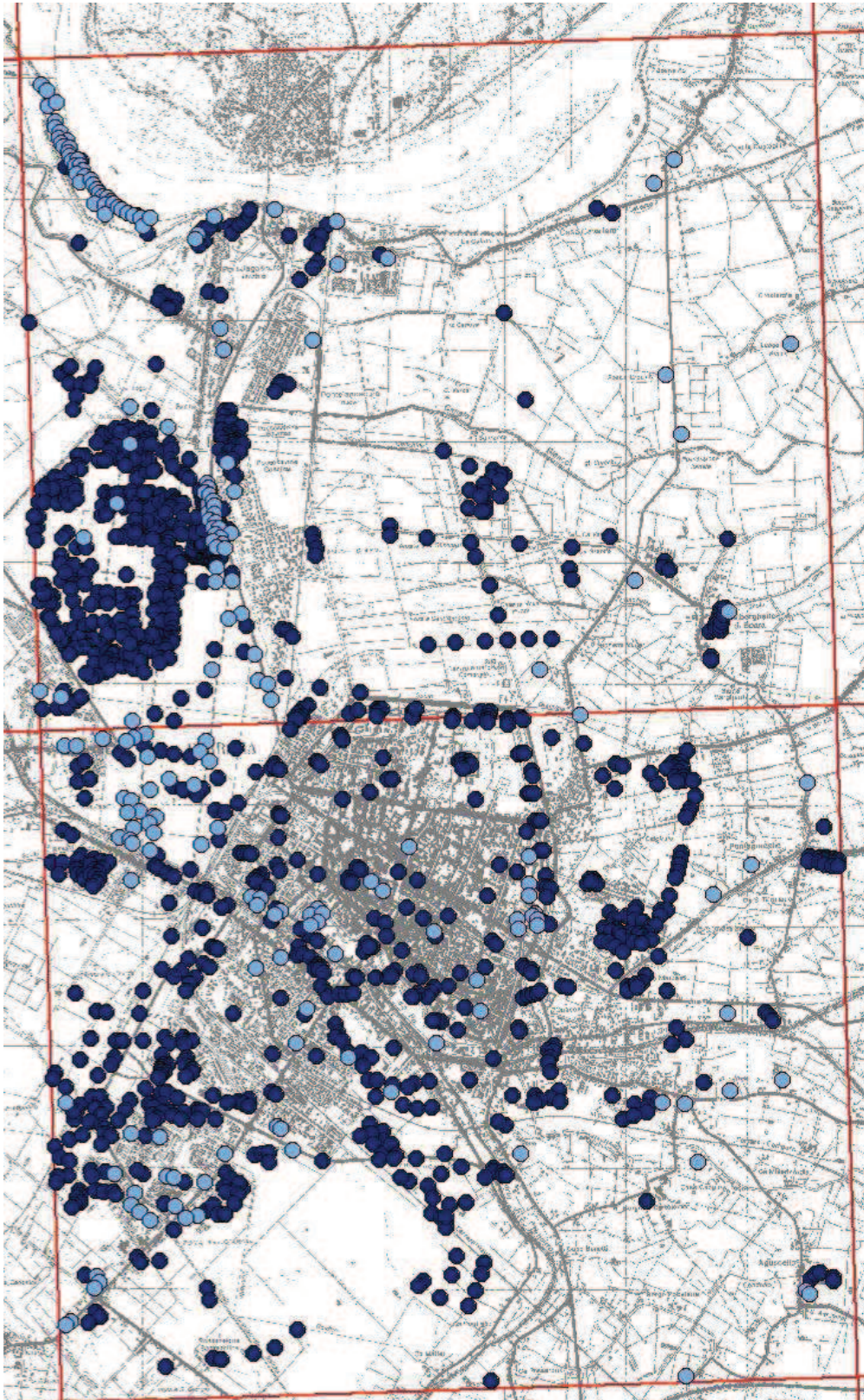


Figura 13-13 Distribuzione nell'area di Ferrara dei dati geognostici recuperati nella banca dati regionale. In blu – sondaggi a carotaggio continuo, in azzurro – pozzi per acqua.



Figura 13-14 Distribuzione nell'area di Ferrara dei dati geognostici acquisiti durante l'attività di dottorato. In marrone – prove penetrometriche con piezocono sismico (SCPTU).

13.2. Definizione della superficie di riferimento topografico

La collocazione spaziale delle prove di sottosuolo richiede, oltre al posizionamento planimetrico, anche un riferimento altimetrico. Questo valore è stato derivato da un modello digitale del terreno. L'operazione è stata effettuata tramite Arc/Info, ambiente utilizzato anche per elaborare il modello digitale del terreno ad alta precisione utilizzato in questo lavoro. Per il territorio oggetto dello studio erano già precedentemente disponibili numerosi modelli altimetrici, prodotti mediante tecniche fra loro estremamente diverse. I vari modelli differiscono tra loro per modalità di acquisizione, risoluzione spaziale, geoidi di riferimento e precisione altimetrica. Essi presentano notevoli discrepanze anche di ordine metrico.

Di seguito sono elencati i principali modelli confrontati durante lo studio:

1. GTOPO30;
2. TIN Italy;
3. SRTM;
4. ASTER;
5. Modello digitale del terreno - Regione Emilia Romagna;
6. Microrilievo interno alle mura urbane;
7. Rilievo LIDAR - Regione Emilia Romagna.

La scelta del dato altimetrico influenza considerevolmente le geometrie dei corpi ricostruite dal modello nel sottosuolo a causa delle loro notevoli discrepanze.

È stato quindi necessario approfondire le metodologie analitiche utilizzate per produrre i modelli altimetrici per valutare il loro diverso grado di risoluzione, accuratezza ed affidabilità.

DATO	TIPOLOGIA	RISOLUZIONE ORIZZ.	RISOLUZIONE VERT.	CRM
GTOPO30	Unione di modelli eterogenei	1km	1m	WGS84
TIN Italy	Mosaico di dati topografici interpolati	10m*	1m	WGS84
SRTM	Radar ad apertura sintetica + kGPS	90m	1 m	WGS84
ASTER	Radiometria infrarossa	30m	1 m	WGS84
DTM RER	Interpolazione di dati topografici da CTR	5m*	0.1m	ED50*
Microrilievo	Rilievo celerimetrico interpolato	5m**	0.1m	ED50*
LIDAR	Laser scanning	2m	1 m	ED50*

Tabella 13-2 Confronto tra i vari DTM disponibili per il territorio in esame. *: Le dimensioni della cella sono riferite al valore interpolato su una griglia equispaziata e non rispecchiano la reale distribuzione delle misure altimetriche. La distribuzione di punti quotati è disomogenea e la precisione si degrada allontanandosi dalla rete geodetica nazionale. **: nel rilievo all'interno del centro cittadino la precisione è in prima approssimazione costante, ma ridente comunque della distribuzione spaziale dei punti quotati e dei diversi gradienti di pendenza.

13.2.1. Modello digitale altimetrico GTOPO30

GTOPO30 è un modello globale digitale di elevazione del terreno (DEM), esteso alla totalità delle terre emerse, con una spaziatura orizzontale di 30 secondi d'arco (circa 1 chilometro). GTOPO30 è stato derivato da diverse fonti di informazione, sia raster che vettoriale, nel tentativo di fornire dati topografici omogenei su scala regionale e continentale. L'insieme delle fonti utilizzate è schematizzato nella tabella seguente.

Fonte	Area del modello GTOPO30 derivata dalla fonte citata
Digital Terrain Elevation Data	50,0%
Digital Chart of the World	29,9%
USGS 1-degree DEM's	6,7%
Servizio Cartografico dell'Esercito Americano 1:1.000.000	1,1%
International Map of the World 1:1.000.000	3,7%
Peru (mappa alla scala 1:1.000.000)	0,1%
New Zealand DEM	0,2%
Antarctic Digital Database	8,3%

GTOPO30, completato alla fine del 1996, è stato sviluppato in un periodo di tre anni dall'*Earth Resources Observation and Science* (EROS) in collaborazione con numerose istituzioni internazionali.

Per l'area di studio, la fonte considerata è stata il *Digital Terrain Elevation Data* (DTED). DTED è una base di dati raster con una spaziatura orizzontale di 3 secondi d'arco (circa 90 metri) prodotta dalla *National Imagery and Mapping Agency* (NIMA) statunitense, afferente al Pentagono. DTED è stato utilizzato come sorgente per la maggior parte dell'Eurasia e di grandi aree di Africa, Sud America, Canada, e America Centrale.

A causa della sua scarsa risoluzione spaziale ed altrettanto scadente accuratezza, il modello è stato inserito tra le fonti solamente a titolo conoscitivo.

Modello Altimetrico: **GTOPO30**

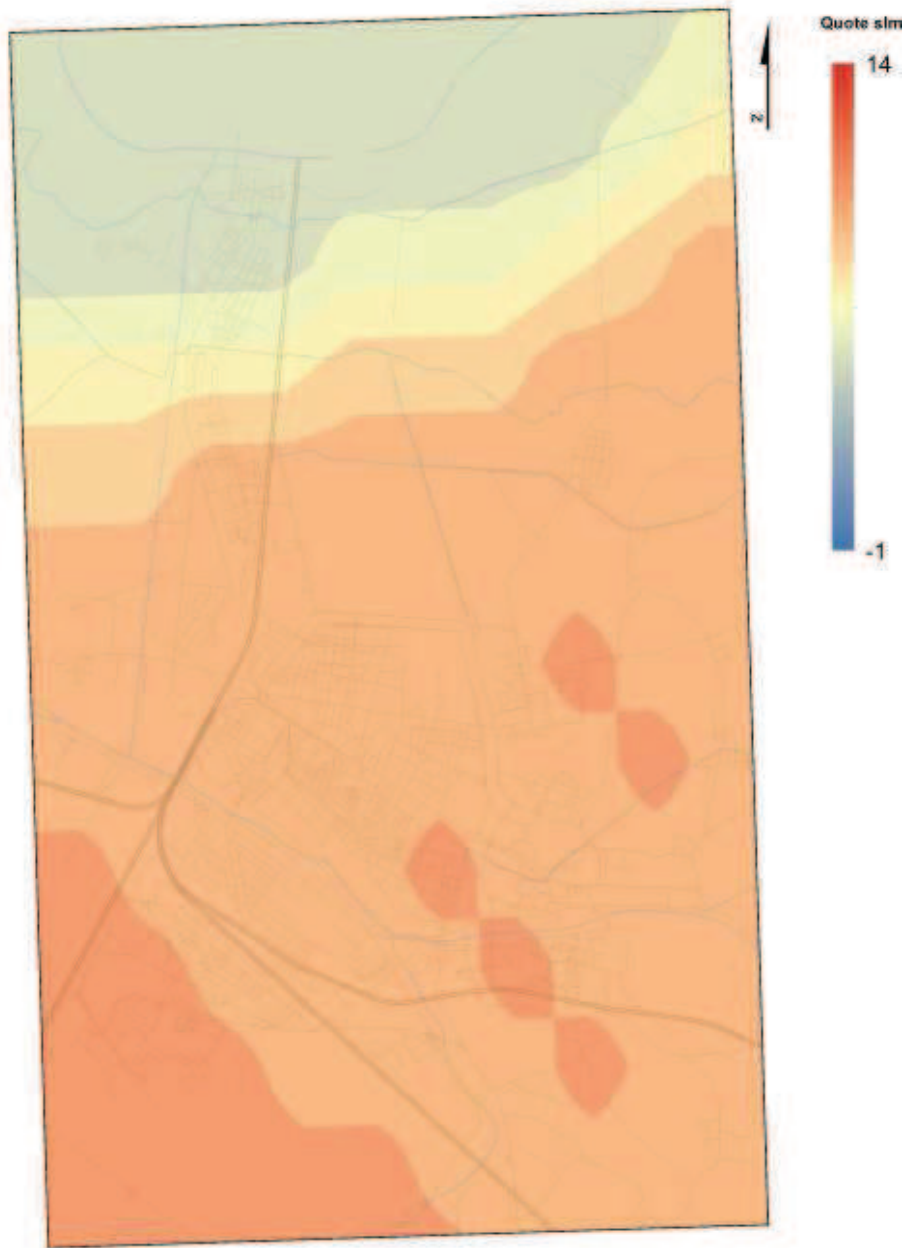


Figura 13-15 Quote restituite dal modello GTOPO30 per l'area di studio. I valori, apparentemente continui, sono interpolati su una griglia avente lato di 1 km.

13.2.2. Modello altimetrico TINITALY/01

TINITALY/01 è un DEM generato da una rete irregolare di punti (TIN) per l'intero territorio nazionale, riferito al sistema di coordinate UTM 32, ellissoide WGS 84 (Tarquini *et al.*, 2007; <http://tinality.pi.ingv.it/>). Il DEM è stato ottenuto da dati vettoriali eterogenei, per lo più consistenti in curve di livello e punti quotati, derivanti dalle varie cartografie disponibili (IGM e CTR). Il database vettoriale in ingresso è stato accuratamente ripulito ottenendo un TIN senza soluzione di continuità.

L'intero TINITALY/01 DEM è stato convertito in formato raster (10 m, dimensione della cella) secondo una struttura tassellata composta di 193 elementi di 50 km quadrati ciascuno. Il raster finale risulta, quindi, costituito da più di 3 miliardi di celle. Nell'ambito di questa tesi, una volta acquisito il dato – gentilmente concesso dagli Autori – è stato possibile constatare come il DEM, per la Regione Emilia Romagna, non risulti di elevato dettaglio (Figura 13-16). La mancanza di una base di dati accurata è nota agli Autori (comm. pers.). Al momento della compilazione, l'unico dato reperibile rispondente alle caratteristiche prefissate dagli Autori risultò, infatti, essere la Cartografia Tecnica Regionale alla scala 1:10.000, un insieme troppo sparso di punti quotati per poter rappresentare correttamente la morfologia del territorio. Per non introdurre artefatti che portassero a stimare una precisione maggiore di quella realmente disponibile, gli Autori hanno inoltre utilizzato un'interpolazione lineare, marcata da bruschi cambi di pendenza.

Modello Altimetrico: TINITALY/01

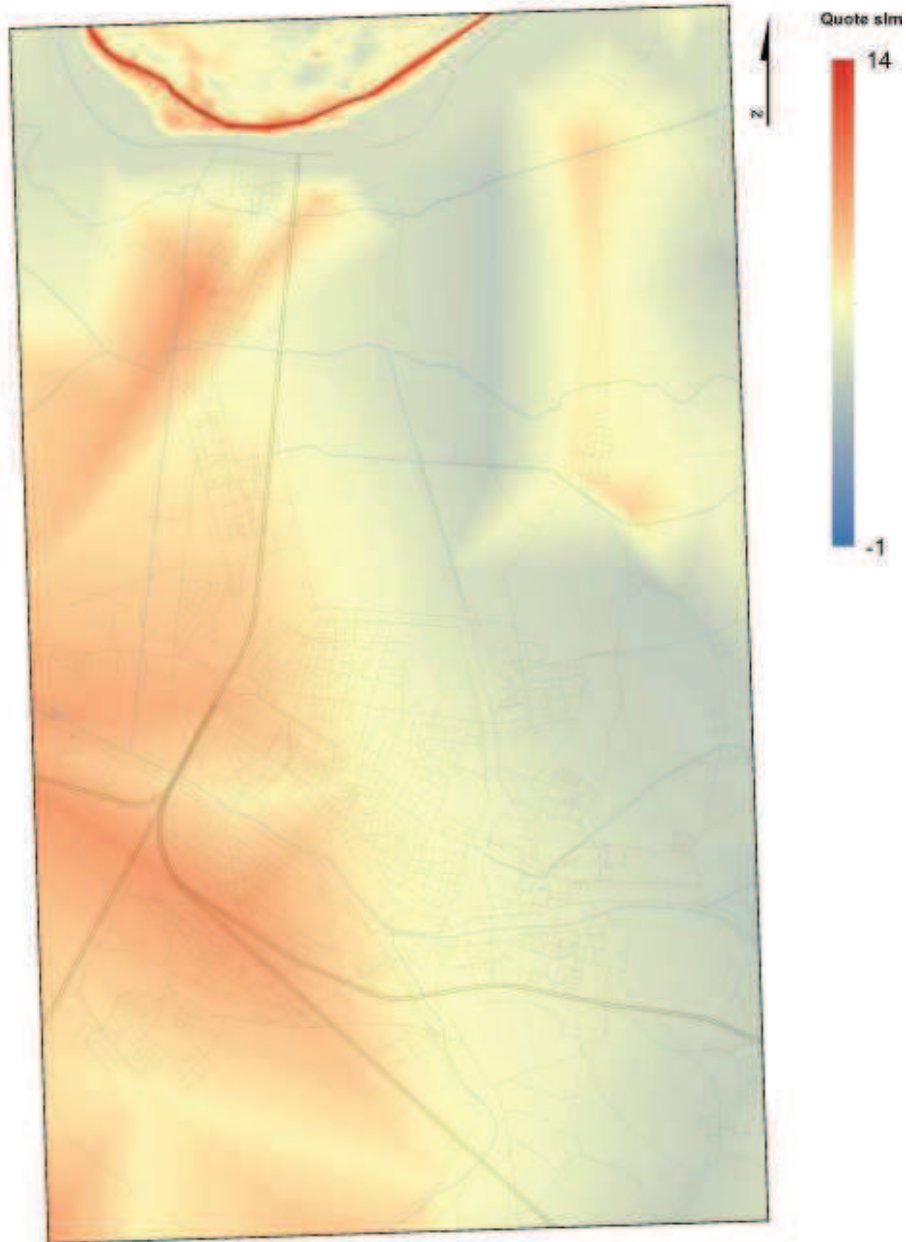


Figura 13-16 Quote restituite dal modello TINITALY per l'area di studio. Si noti la disomogeneità nella qualità del dato al confine con la Regione Veneto, per la quale è stato utilizzato un rilievo di precisione decisamente superiore.

13.2.3. Modello digitale del terreno Regione Emilia Romagna

Il modello, distribuito dalla Regione Emilia-Romagna in formato raster, è derivato dalle informazioni altimetriche ricavate dalla Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000 (isoipse e punti quotati), rilevate dal 1972 al 1979, integrate da dati altimetrici provenienti da rilevamenti topografici locali. Il modello parte dalle medesime basi informative del modello TINITALY, integrate da dati di fotointerpretazione (curve di livello) e localmente da misure del microrilievo. Le quote acquisite sono state interpolate mediante un algoritmo non noto ma che verosimilmente è il prodotto di un *kriging* e di un vincolo idrologico di deflusso che, in aree di pianura, ha generato evidenti artefatti. Il modello è stato, infatti, concepito per ricreare bacini idrografici scolanti con diverse gerarchie di affluenti, un contesto topografico molto diverso da quello di una bassa pianura alluvionale bonificata, caratterizzata da diffuse depressioni interalvee chiuse. Ciononostante, il modello risulta comunque di buona qualità: non influenzato da anomalie altimetriche derivanti dalle quote di edifici o vegetazione, esso rispecchia l'andamento della superficie topografica, fatte salve alcune aree del centro storico, come le mura meridionali, che appaiono sensibilmente più elevate rispetto alla reale quota sul livello medio mare.

Modello Altimetrico: DTM Regione Emilia Romagna

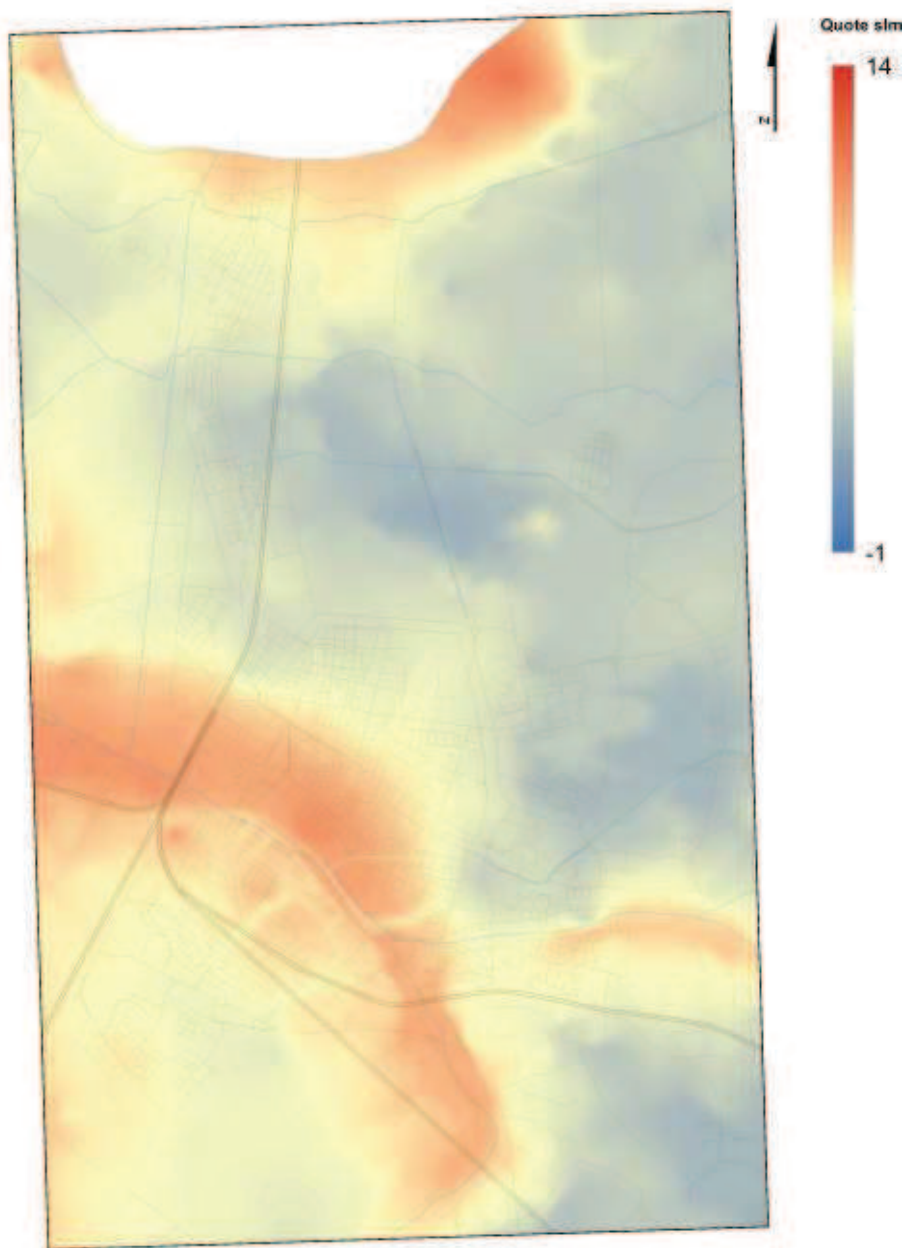


Figura 13-17 Modello digitale del terreno a 5m, prodotto sulla base dei rilievi per la carta tecnica regionale, Fonte: Regione Emilia Romagna.

13.2.4. Dati altimetrici ASTER

L'Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) è uno dei cinque sensori remoti che si trovano a bordo del satellite per telerilevamento Terra (EOS AM-1). Il satellite fa parte del programma *Earth Observing System* (EOS) ed è stato posto in orbita eliosincrona dalla NASA nel 1999. Il sensore ASTER è attivo dal Febbraio 2000. ASTER fornisce immagini ad alta risoluzione della Terra in quattordici lunghezze d'onda diverse, che vanno dallo spettro elettromagnetico della luce visibile fino all'infrarosso. La risoluzione areale delle immagini è compresa tra 15 e 90 metri. I dati del sensore permettono la creazione di dettagliate mappe della temperatura, emissività, riflettanza ed elevazione della superficie terrestre.

Nel giugno 2009, è stato reso disponibile un primo modello altimetrico globale (GDEM): il modello rappresenta la mappatura più completa della Terra mai eseguita, con una copertura pari al 99% delle terre emerse. In precedenza il modello SRTM prodotto dalla NASA, arrivava a coprire circa l'80% della terre emerse, con una risoluzione globale di 30-90 metri.

Nonostante l'alta risoluzione nominale, quella reale risulta, però, notevolmente inferiore ed oltre a ciò il modello contiene numerose lacune ed artefatti che rendono il prodotto inferiore, per qualità, al SRTM.

Queste limitazioni sono state confermate da METI e dalla NASA, che considerano la versione 2009 sperimentale. A partire da Ottobre 2011, è stata resa progressivamente pubblica la versione 2 del *Global Digital Elevation Model* che presenta una sensibile riduzione degli artefatti e delle lacune, anche se per alcune aree non raggiungere la precisione dello strumento SRTM. Sempre rispetto al SRTM, il modello GDEM risulta più sensibile alla presenza di nubi.. I dati su cui si basa il GDEM ASTER discusso in questa tesi sono stati acquisiti il 17 Ottobre 2011. In Figura 13-18 è possibile notare come il modello ASTER soffra principalmente di una sovrastima delle quote legata alla misurazione dei punti sommitali degli edifici, delle linee di alta tensione e altri manufatti antropici, delle elevazioni delle chiome degli alberi e al riverbero dell'acqua. Sulla base di questi aspetti le quote appaiono sensibilmente maggiorate, mediamente di circa 7 metri rispetto all'effettiva quota sul livello medio del mare.

Modello Altimetrico: ASTER GDEM

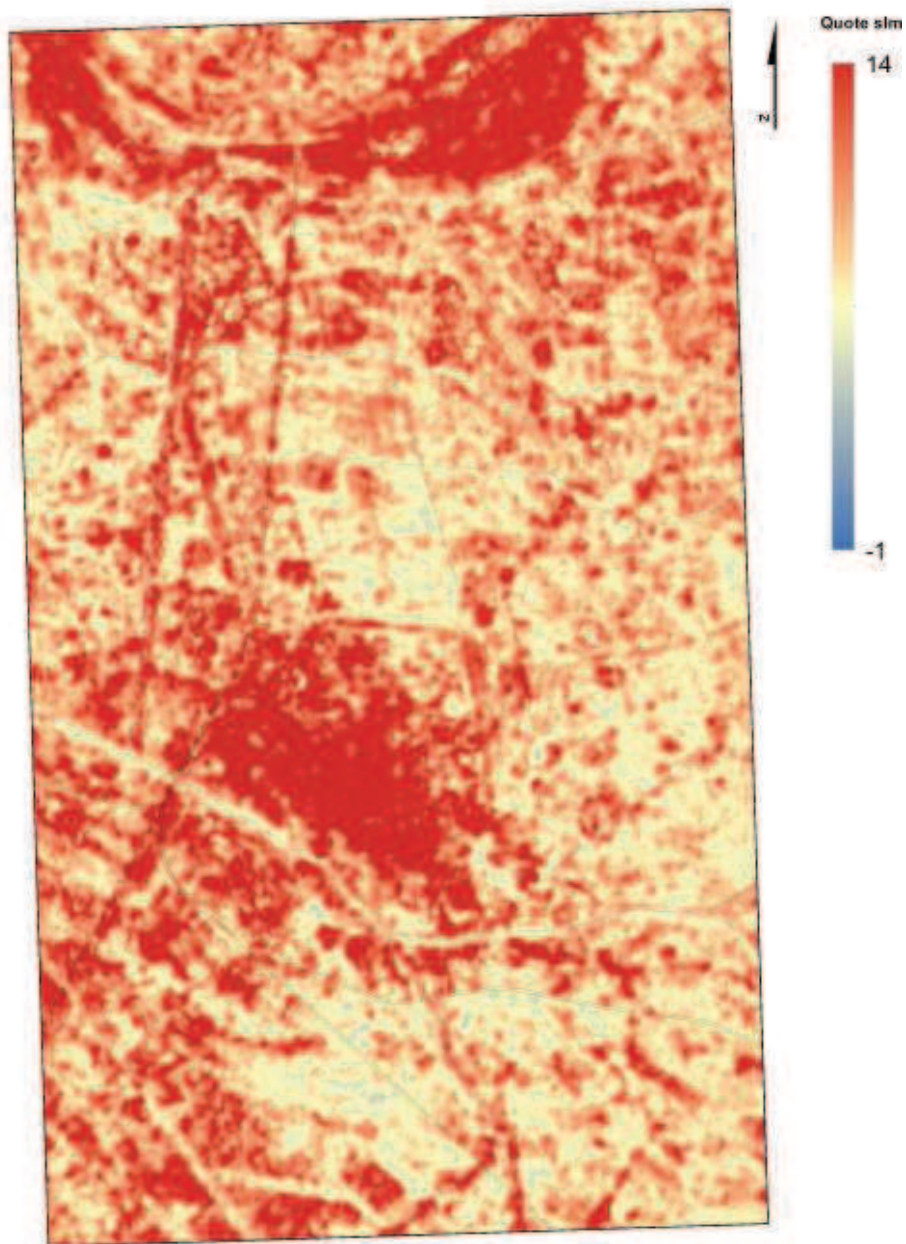


Figura 13-18 Modello Altimetrico ASTER. Il rilievo, effettuato mediante analisi della risposta ad un'illuminazione infrarossa, appare influenzato dalla copertura vegetativa e dalla presenza di aree edificate. È lecito supporre che la taratura verticale sia non coerente con quella di altri strumenti, tra cui l'SRTM, generando una diffusa sovrastima delle quote.

13.2.5. Dati altimetrici SRTM

La missione “*Shuttle Radar Topography Mission*” del consorzio NASA/NGA ha avuto come obiettivo la raccolta di dati interferometrici radar per produrre un modello topografico delle aree al di sotto dei 60° di latitudine, su entrambi gli emisferi.

Tra gli obiettivi della missione, oltre alla produzione di un archivio altimetrico coerente e omogeneo, vi era quello di ottenere una quantificazione precisa degli errori di misura. Per ottenere questo, NGA e NASA hanno effettuato nel corso degli anni una serie di rilievi sul terreno per acquisire quote altimetriche con una precisione generalmente superiore a 50 cm (1σ). Tali rilievi – effettuati in tutti i continenti, mediante veicoli dotati di un kGPS (*kinematic Global Positioning System*) – costituiscono un database spazialmente non uniforme di circa 9,4 milioni di triplette di coordinate (Latitudine, Longitudine, Quota). Tali triplette sono state analizzate per rimuovere artefatti e riconoscere aree con forti pendenze, variazioni di oltre 5 m in cella di 90x90m. Le informazioni topografiche sono state confrontate con dati altimetrici da interferometria SAR (*Synthetic Aperture Radar*).

Le procedure adottate rendono il *dataset* SRTM qualitativamente superiore al database RER5m, pur in presenza di una risoluzione spaziale inferiore ai 30m. Come per tutte le tecniche di *remote sensing*, il modello altimetrico SRTM non discrimina se l'altezza restituita sia da imputare all'effettiva quota del terreno o a coperture artificiali. Il modello, inoltre, risulta sensibile alla presenza di corpi metallici e conduttori – quali tralicci o linee di alta tensione – generanti anomalie positive, e alla presenza di canali e specchi d'acqua generanti anomalie altimetriche negative. La tecnica risulta, invece, scarsamente influenzabile dalla presenza di coperture vegetazionali.

Modello Altimetrico: SRTM V3

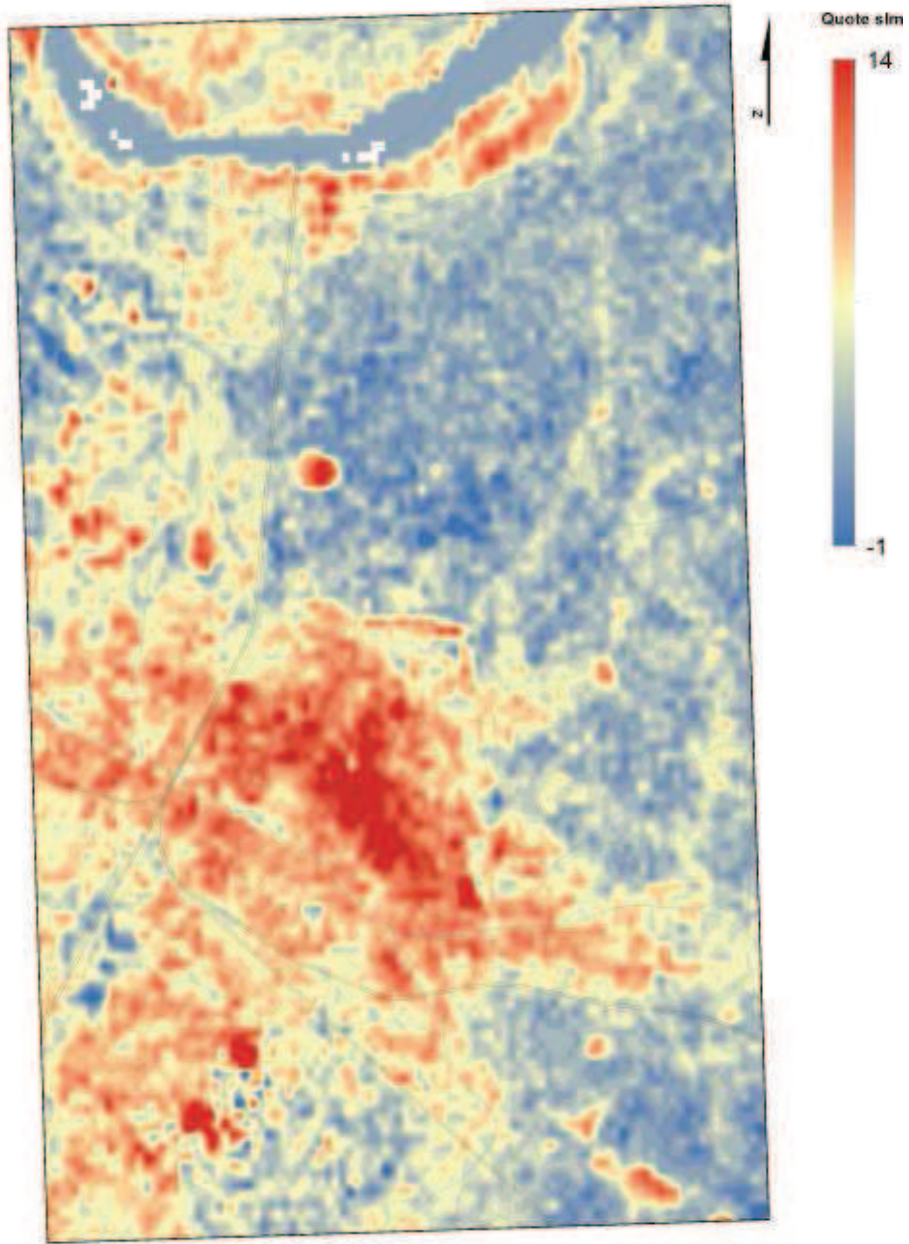


Figura 13-19 Modello Altimetrico SRTM.

13.2.6. Microrilievo del centro cittadino entro le mura

Modello digitale derivato dall'interpolazione di misure altimetriche ottenute con livellazioni puntuali, mediante l'uso di celerimetro, agganciate a caposaldo geodetico.

Le livellazioni topografiche, a cura del Prof. Russo e del Prof. Pellegrinelli del Dipartimento di Ingegneria dell'Università di Ferrara, sono state interpolate in modo non automatico in ambiente Arc/Info nell'ambito della tesi di laurea di Paolo Pezzolato avente per relatore il Prof. Stefani e correlatore lo scrivente.

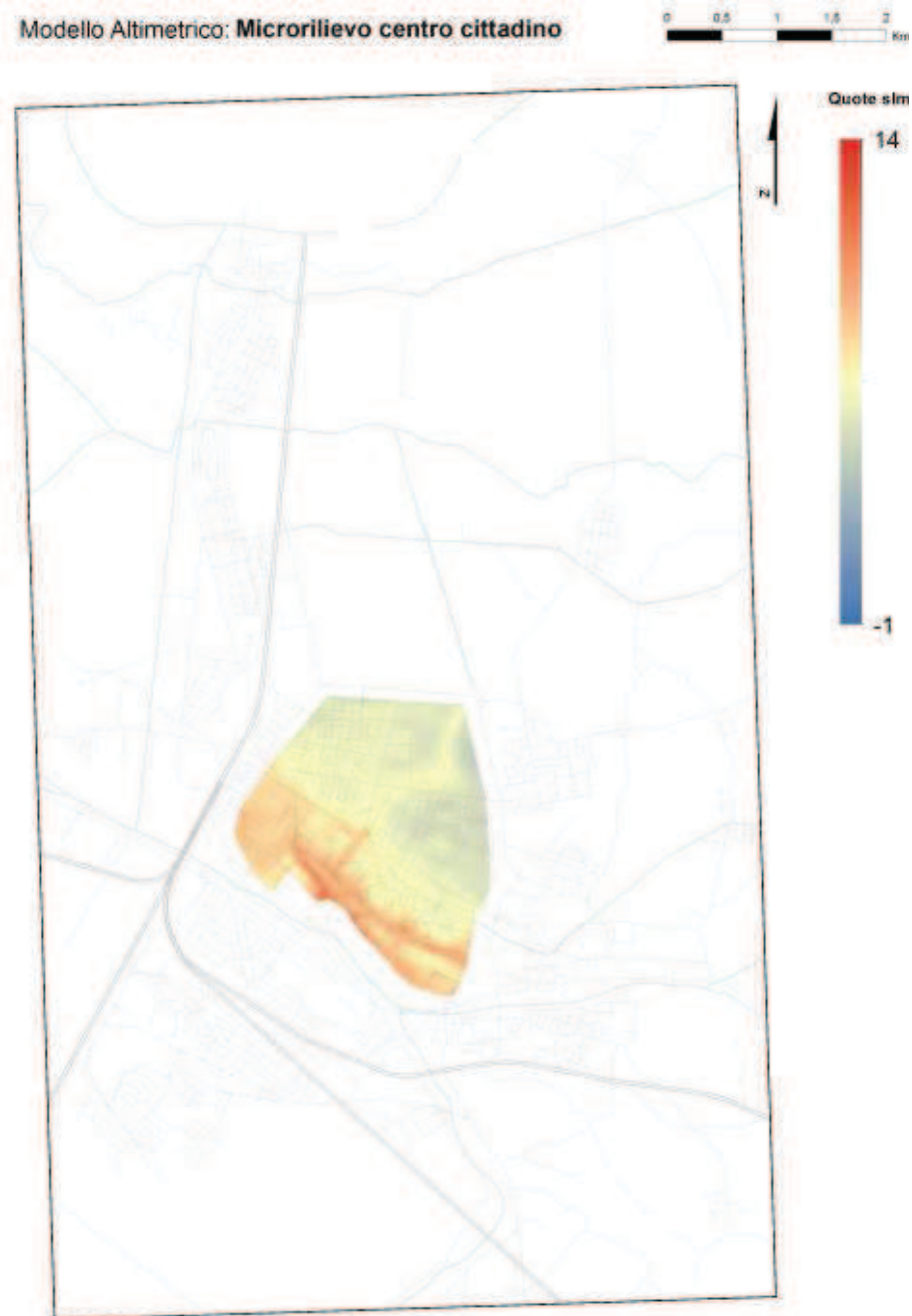


Figura 13-20 Modello altimetrico basato sul microrilievo del centro storico di Ferrara.

13.2.7. Rilievo LIDAR Regione Emilia Romagna

Acquisito durante il volo AGREA 2008, il database di punti quotati raccolto mediante tecnologia LIDAR costituisce il modello altimetrico più preciso ed accurato disponibile per l'area di studio (v. Figura 13-21).

Il LIDAR (*Light Detection and Ranging*; o *Laser Imaging Detection and Ranging*) è una tecnica di telerilevamento che permette di determinare la distanza di un oggetto o di una superficie utilizzando un impulso laser. Come per il radar, che utilizza onde radio, la distanza dell'oggetto è determinata misurando il tempo trascorso fra l'emissione dell'impulso e la ricezione del segnale riflesso. La sorgente di un sistema LIDAR è un fascio di luce coerente laser nell'infrarosso, che permette l'acquisizione di una nuvola di punti discreti, ma estremamente densi, con decine di misure per m².

Questa abbondanza di dati consente di discriminare sia la presenza di vegetazione, data la natura comunque discontinua del fogliame e della copertura vegetale, sia artefatti di ridotte dimensioni, quali muretti, veicoli, ecc.

Lo strumento registra comunque l'altezza delle coperture degli edifici, data la loro natura estesa e continua, e non permette quindi un'immediata ricostruzione della morfologia del suolo nelle aree densamente edificate.

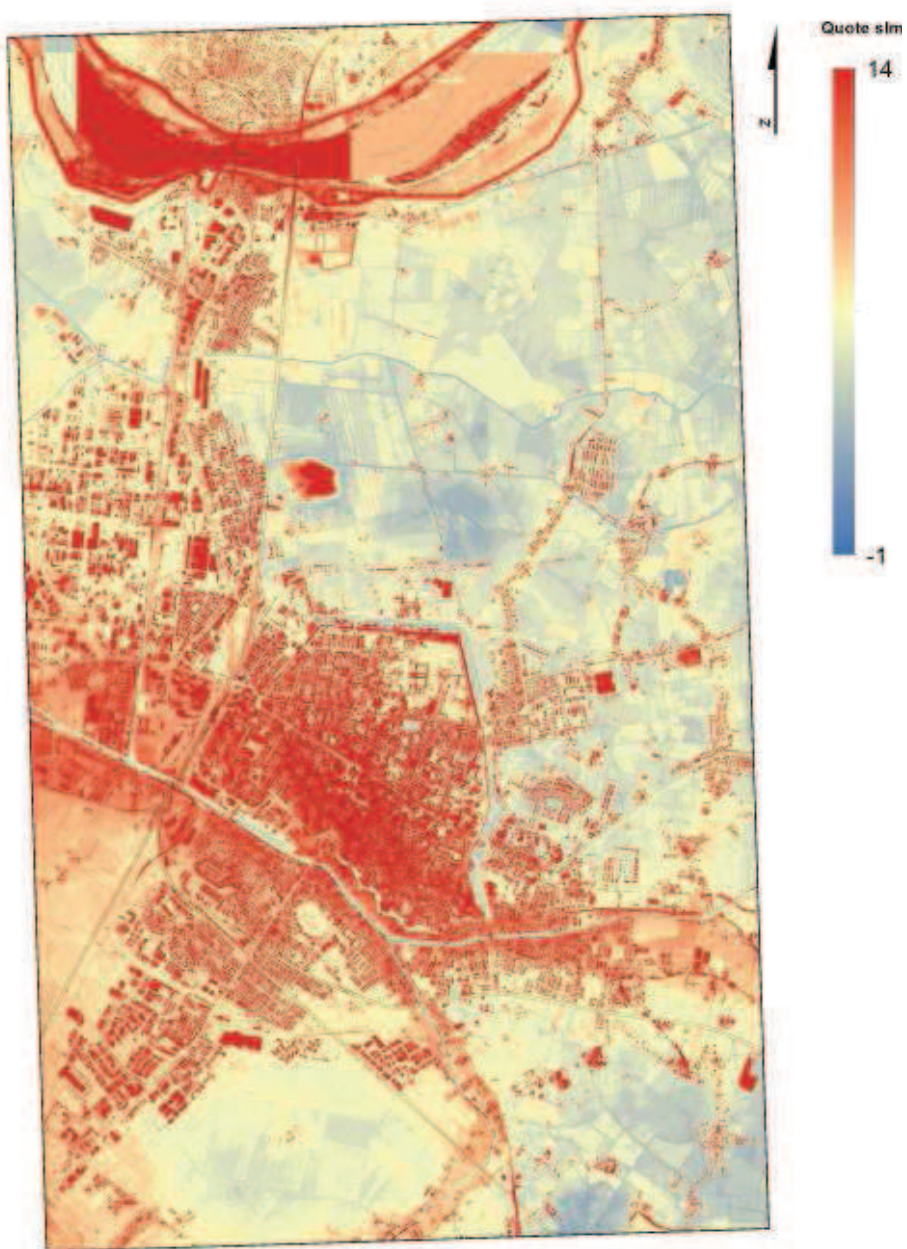


Figura 13-21 Rilievo LIDAR dell'area di studio.

13.2.8. Modello altimetrico composito utilizzato per questa tesi

Per ovviare ai limiti presentati da tutti i modelli finora descritti, si è deciso di creare un modello altimetrico composito che, pur derivando da dati di natura eterogenea, fornisca la miglior approssimazione possibile della superficie topografica.

I dati altimetrici di base sono stati derivati dal modello numerico LIDAR e sono stati gestiti in modo differenziato a seconda che le aree fossero di tipo non edificato (A), periferiche di recente urbanizzazione (B), o di centro storico entro le mura (C).

Nelle aree non edificate (A) l'eventuale presenza di copertura vegetazionale è stata eliminata tramite l'analisi della riflettenza nell'infrarosso.

Nelle vaste aree periferiche di recente urbanizzazione (B), invece, si è proceduto alla rimozione del volume dell'edificato attraverso l'applicazione di una maschera digitale derivata dalla perimetrazione delle parcelle catastali. Questo ha generato un grande numero di aree di lacuna in cui le quote sono state interpolate sulla base dei dati altimetrici delle celle adiacenti, mediante un algoritmo *nearest neighbour*.

Dopo questa operazione il modello presentava ancora la presenza di artefatti, legati principalmente alla non coincidenza tra i perimetri catastali e i limiti delle celle del modello LIDAR. Si è quindi proceduto ad effettuare una statistica "cella per cella", restituendo il minimo locale su una finestra mobile 25x25m attorno ad ogni cella del modello LIDAR. In questo modo sono state rimosse gran parte delle strutture antropiche fornendo un modello altimetrico quanto più possibile rispettoso dell'altezza del suolo su tutta l'area di studio (Figura 13-22).

Nelle aree densamente edificate del centro storico (C) la rimozione delle costruzioni ha generato lacune troppo estese e continue per poter essere colmate utilizzando la precedente metodologia. Per quest'area si è quindi utilizzato il modello altimetrico digitale derivato da misure celerimetriche descritto al capitolo 13.2.6.

Modello Altimetrico: COMPOSITO - QUESTA TESI

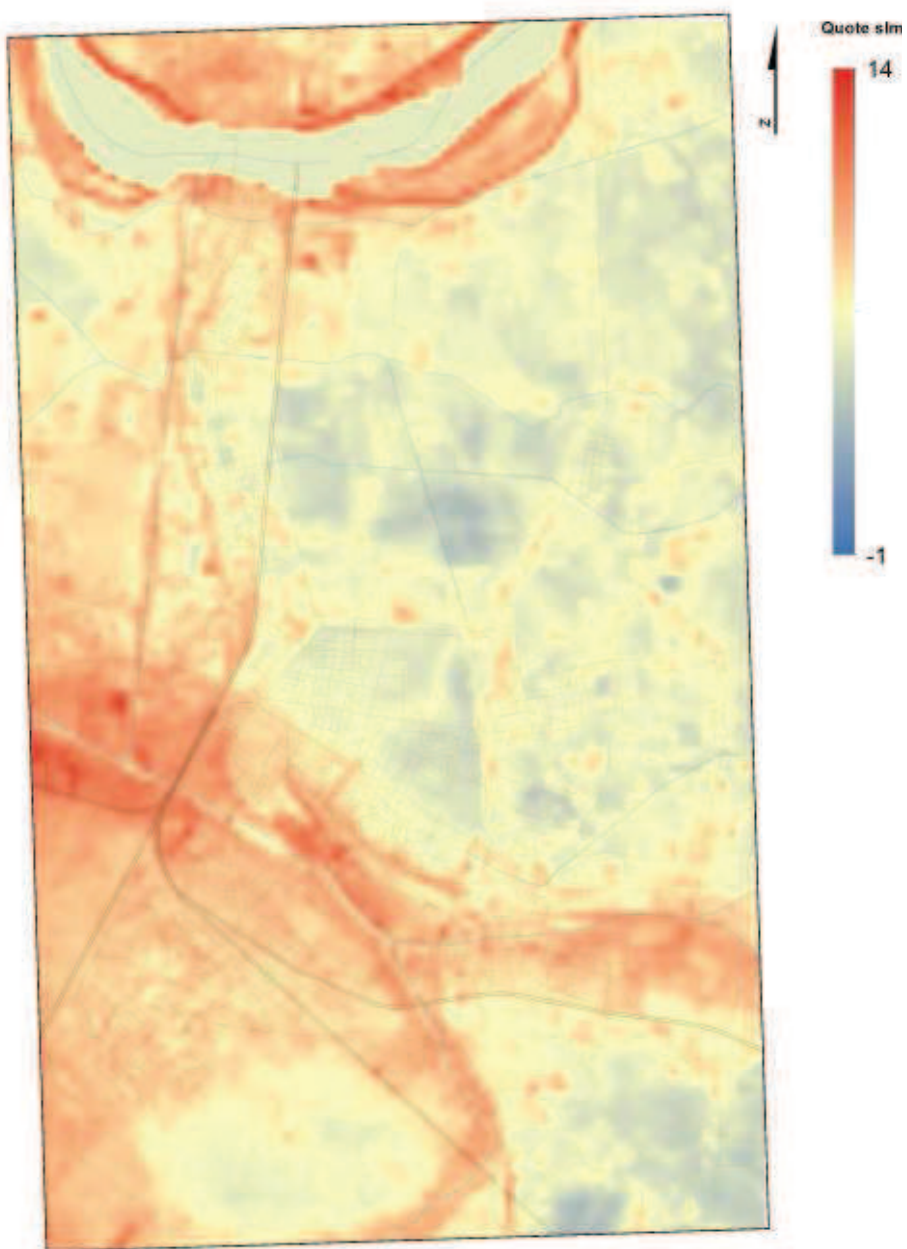


Figura 13-22 Modello altimetrico composito utilizzato in questa tesi.

14. Elaborazione del modello numerico del sottosuolo

L'analisi dell'elevato numero di prove raccolte nella banca dati già descritta ha richiesto l'implementazione di procedure elaborazione numerica che ne consentissero un rapido confronto e verifica.

L'elevata mole di dati se da un lato costituisce un punto di forza per l'indagine in oggetto, dall'altro ne ha resa più complessa, e onerosa dal punto di vista informatico, l'elaborazione numerica.

Per questa analisi sono state concepite metodologie geostatistiche e realizzati modelli numerici bidimensionali e tridimensionali che hanno consentito di rappresentare le proprietà litologico-granulometriche e geometriche dei corpi di sottosuolo. Tali tecniche hanno tenuto conto delle tre caratteristiche principali del database di partenza:

- 1) **l'elevato numero di prove disponibili**, talvolta costituite da decine di migliaia di informazioni per singolo sito di indagine (ad esempio le SCPTU raccolte per la realizzazione del RUE - Regolamento Urbanistico Edilizio, v. Cap.13);
- 2) la **distribuzione irregolare** delle prove all'interno dello spazio tridimensionale (v. Figura 14-2). Le prove risultano, infatti, fortemente addensate nelle aree di recente urbanizzazione e molto sparse nelle aree a vocazione rurale;
- 3) la **disomogeneità di informazione**, dato che nel caso di sondaggi a carotaggio continuo la registrazione costituisce una classificazione sedimentologica con occasionali annotazioni di carattere paleontologico, petrografico e pedologico, mentre nel caso di prove penetrometriche vengono acquisiti valori di resistenza alla punta e attrito laterale non direttamente associabili ad una litologia.

L'obiettivo delle tecniche di interpolazione è quello di realizzare un modello tridimensionalmente continuo e dagli attributi omogenei partendo da dati discreti eterogenei per tipologia, qualità e distribuzione.

La strategia iniziale di elaborazione dei dati prevedeva l'interpolazione trilineare, chiamata da qui in avanti **Modello A**, o tricubica naturale, chiamata **Modello B**, su una griglia regolare di punti. Tale griglia, composta di oltre 43 milioni di punti è risultata presto computazionalmente ingestibile, in particolare nel caso del Modello B che richiede una maggior potenza di calcolo. A titolo esemplificativo, le prime elaborazioni, eseguite su un sottoinsieme della base dati, richiesero fino a 10 giorni di elaborazione, per la restituzione visuale dell'interpolazione su un computer a singolo processore Pentium 4.

A fronte di tali problemi informatici, per poter restituire un modello quanto più possibile rappresentativo dell'area di studio, si è deciso di non procedere a una riduzione statistica delle informazioni della banca dati, bensì di ottimizzare le tecniche di elaborazione numerica.

L'irregolare distribuzione delle prove, considerata all'inizio esclusivamente come un fattore di debolezza del modello, si è invece rivelata un fattore chiave per la risoluzione dei problemi legati alla complessità computazionale perché ha permesso l'adozione di una spaziatura variabile della cella di interpolazione, senza diminuire l'accuratezza dell'interpolazione stessa. La maggior parte del tempo di elaborazione veniva, infatti, inutilmente utilizzata per interpolare punti virtuali all'interno del dominio di indagine, che nulla aggiungevano al reale significato geologico del modello.

La creazione dell'interpolatore è stata ottimizzata adottando un algoritmo denominato *Tri-scattered interpolation* in grado di determinare la funzione interpolante dimezzando il numero di vertici considerati. La diminuzione del numero di vertici ha consentito una riduzione geometrica del numero di operazioni, riportando i tempi di calcolo all'interno di intervalli accettabili e riducendo al contempo l'errore massimo atteso (come spiegato nel Cap.14.2). Al termine delle procedure di ottimizzazione, è stato possibile restituire dei modelli tridimensionali del sottosuolo di tipo "A" in poco più di un minuto su computer a 8 *core* (processori i7 3,400Ghz) con 8 Gb di RAM disponibile.

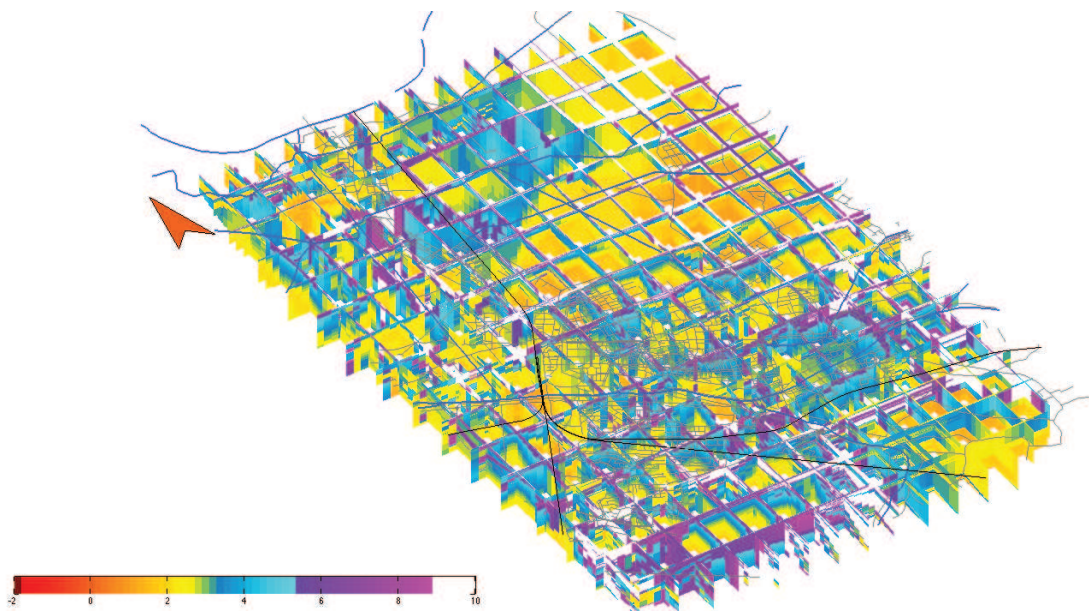


Figura 14-1 Versione preliminare del modello A sulla base di un numero di prove limitato (circa 400). La scala cromatica rappresenta la granulometria dei depositi in classi di phi. Interpolazione lineare discretizzata a passo orizzontale pari a 250 m, passo verticale pari a 1 metro. Profondità massima -50 m slm. In questa versione è possibile riconoscere, in modo grossolano, il tetto delle sabbie singlaciali e solamente l'andamento dei principali corpi di paleoalveo.

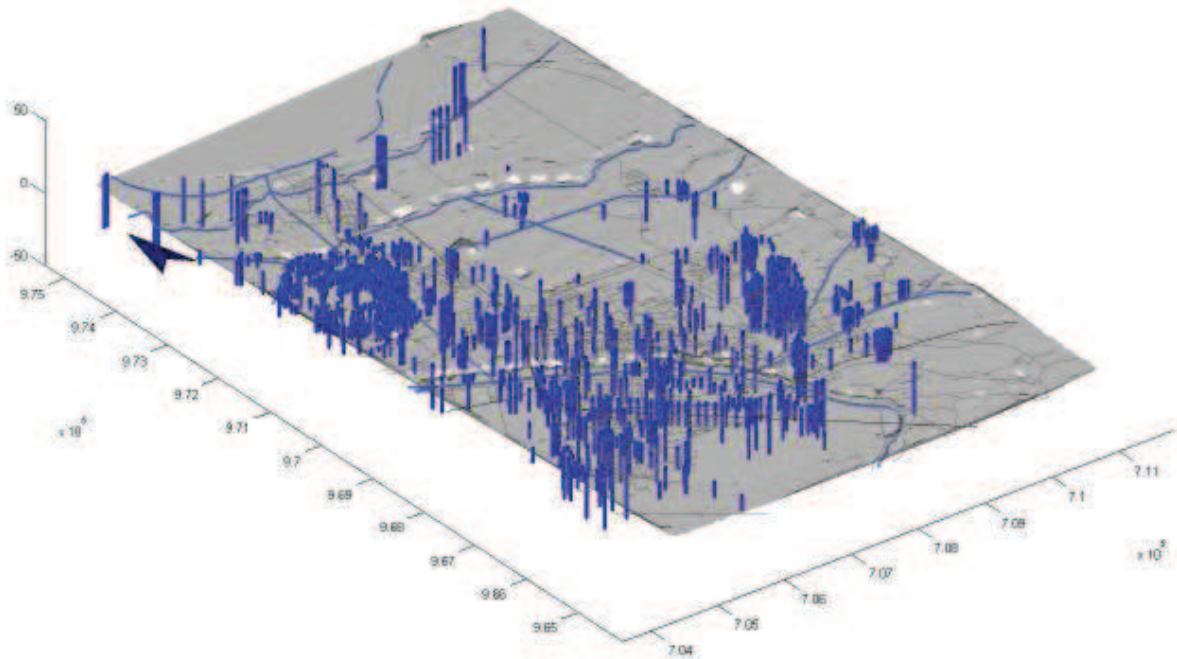


Figura 14-2 Distribuzione areale delle prove e loro profondità all'interno dell'area del modello.

La ricostruzione litostratigrafica del sottosuolo è stata effettuata interpolando i dati stratigrafici ottenuti dall'analisi ed elaborazione dei sondaggi e delle penetrometrie disponibili (vedi Cap.13). La collocazione tridimensionale dei dati raccolti è stata effettuata utilizzando dal modello altimetrico composto descritto al capitolo 13.2.8.

L'eterogeneità delle fonti e della qualità dei dati presenti nella banca dati ha richiesto lo sviluppo di specifiche routine di omogeneizzazione dei valori, di algoritmi di interpolazione – descritti dettagliatamente nei capitoli successivi – e di alcuni script per velocizzare il calcolo del modello.

Gli algoritmi presentati in questa tesi sono stati sviluppati presso la società Geotema in Ferrara, di cui lo scrivente è socio. Si sottolinea che lo scrivente ha coordinato le attività di sviluppo focalizzandosi sul trasferimento delle conoscenze geologiche. Tale attività ha permesso la realizzazione di un sistema esperto, in grado di omogeneizzare le varie fonti e restituire un modello numerico senza l'intervento di un operatore specializzato in stratigrafia o sedimentologia.

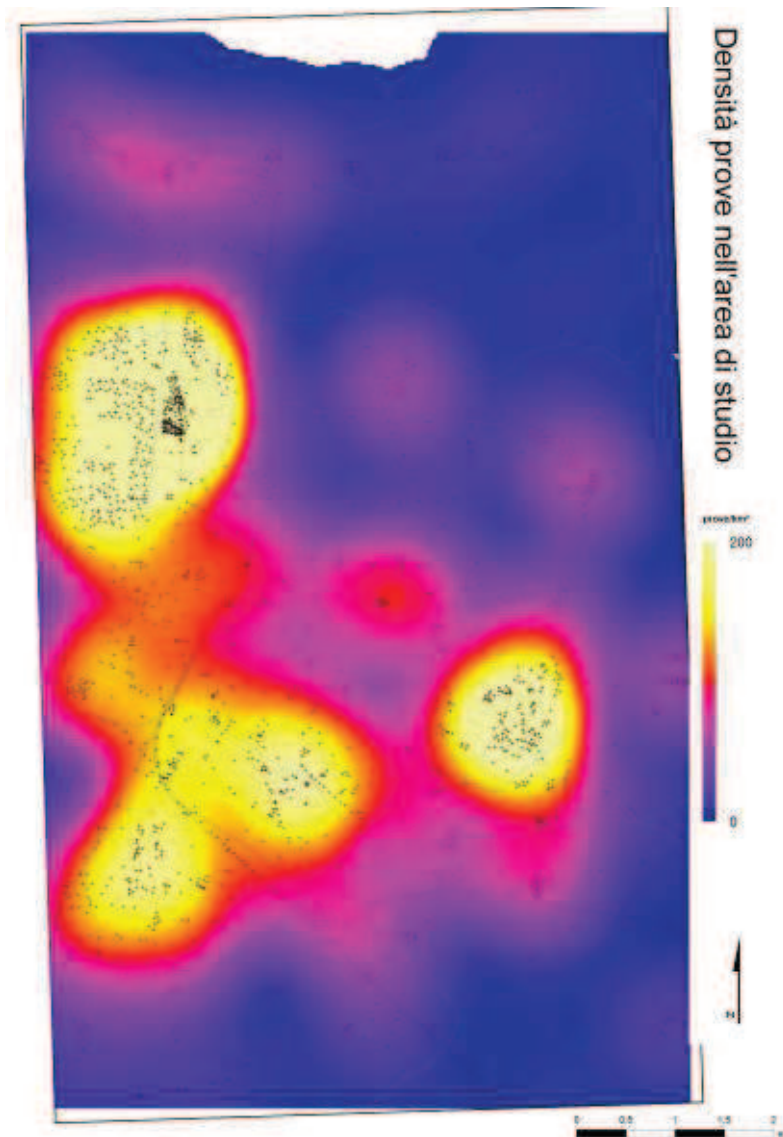


Figura 14-3 Densità di prove per unità di superficie.

Gli script utilizzati per la creazione del sistema di omogeneizzazione dei dati sono stati sviluppati in linguaggio Python ver. 2.7 (<http://www.python.org/>), mentre per l'interpolazione e la restituzione grafica sono stati sviluppati specifici algoritmi in ambiente Matlab (<http://www.mathworks.it/>).

Oltre alle rappresentazioni tridimensionali o bidimensionali il sistema permette l'elaborazione di log sintetici determinati mediante interpolazione (Figura 14-4) in punti arbitrari.

La buona coincidenza fra log sintetici e misure reali, non utilizzate per l'elaborazione del modello stesso, ha permesso una convincente validazione delle metodiche di interpolazione. La metodologia d'interpolazione permette anche di valutare il livello di dettaglio raggiungibile e statisticamente valido. Nei volumi di interpolazione ricchi di

prove si ottengono curve dettagliate, mentre la risoluzione si degrada nelle aree e alle profondità più povere di indagini. La Figura 14-4 fornisce un'indicazione grafica molto chiara del variabile livello di dettaglio ottenibile.

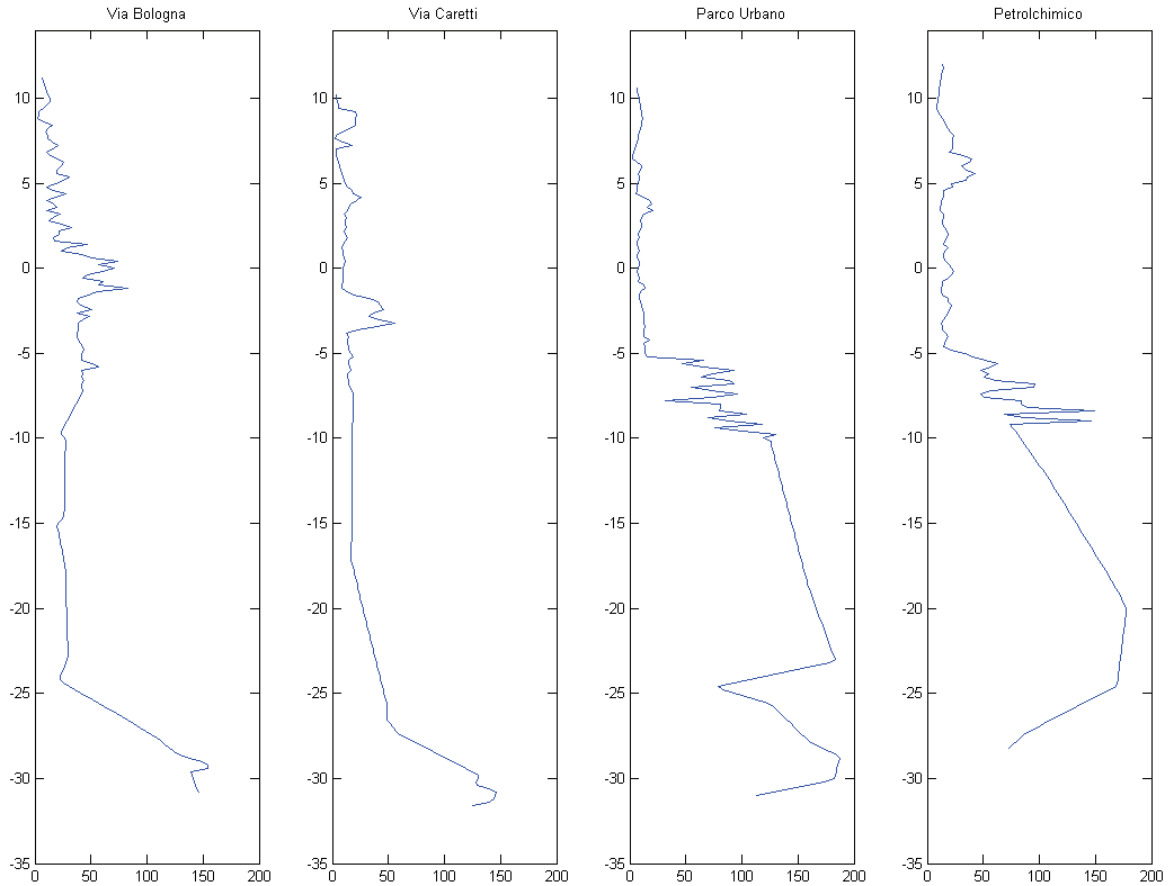


Figura 14-4 esempio di log sintetici restituiti dal modello. Il software consente un'interrogazione in qualsiasi punto del dominio di indagine, fornendo un valore atteso per la resistenza alla punta oppure la classe di comportamento geotecnico. L'andamento dei grafici permette chiaramente di valutare il grado di dettaglio dell'interpolazione (si veda, per chiarimenti, il capitolo seguente).

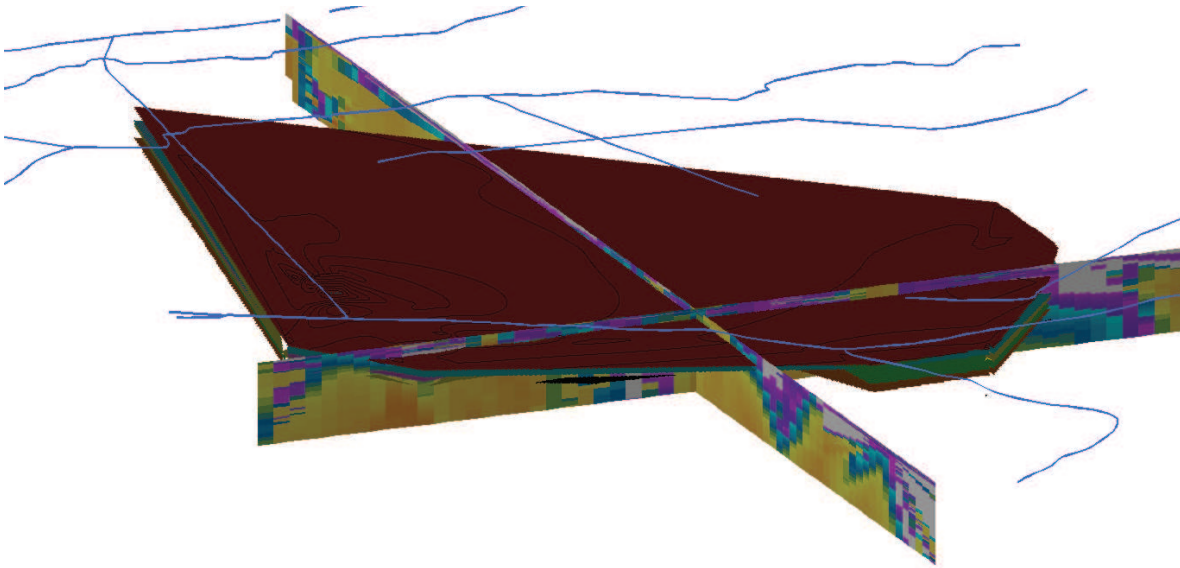


Figura 14-5 Analisi di alcune superfici all'interno del modello preliminare, effettuate per verificare la corrispondenza dei corpi principali con le correlazioni disponibili in bibliografia. Nel caso specifico alcune superfici calcolate sulla base di profili stratigrafici pregressi vengono confrontate con le granulometrie elaborate dal modello.

Realizzato il *grid-model*, è stato possibile effettuare una serie di validazioni del grado di affidabilità del modello attraverso il confronto critico di sondaggi a carotaggio continuo e di penetrometrie. Questo confronto ha permesso l'interpretazione stratigrafico-sedimentologica dei modelli di sottosuolo. I trend verticali e la geometria dei picchi delle curve penetrometriche permettono, infatti, una loro interpretazione, non solo in termini geotecnici e litologici, ma anche sedimentologici, attraverso la comprensione paleoambientale delle varie penetrofacies (v. Cap. 15). Il raffronto sinottico di dati da pozzo e da penetrometria ha permesso inoltre l'autonoma ricostruzione di profili stratigrafici (Figura 14-7 e Figura 14-8), in cui è stata individuata l'intersezione con superfici stratigrafico-sequenziali chiave, come limiti di sequenza (*sequence boundary*) e superficie di massimo inondamento (*maximum flooding surface*). I profili stratigrafici manuali hanno quindi permesso di interpretare meglio il significato stratigrafico di diversi corpi litologici e delle superfici limite, individuate nei modelli automatici. I profili stratigrafici disegnati manualmente (le cui tracce sono visibili in Figura 14-6) hanno dimostrato un'ottima corrispondenza con quelli derivati dai modelli di interpolazione geostatistica, realizzata in modo automatico (Figura 15-11) e del tutto indipendente. Ovviamente solo la preparazione e l'esperienza del geologo è in grado di fornire una corretta interpretazione stratigrafica, paleo-ambientale ed evolutiva dei corpi deposizionali.

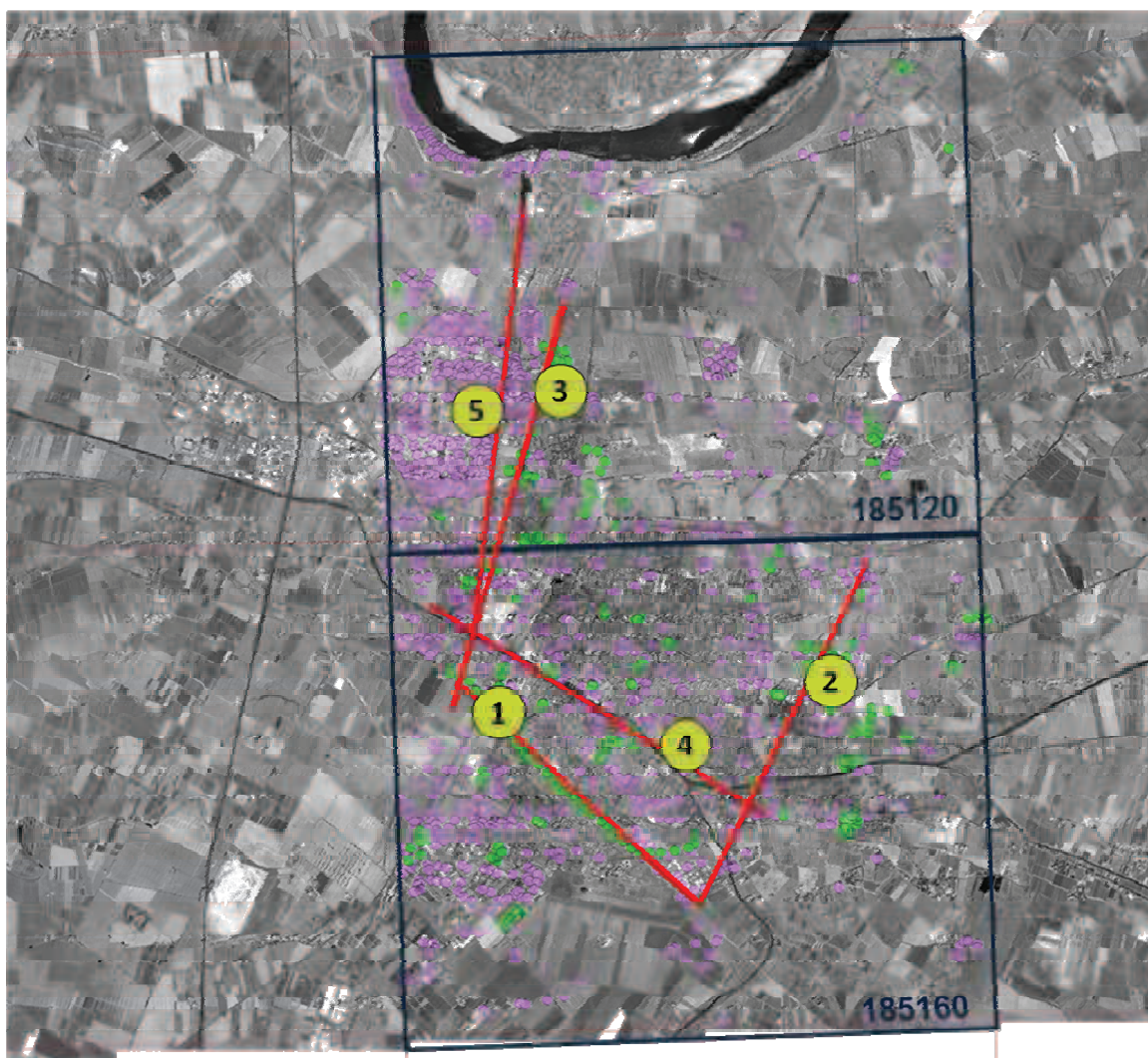


Figura 14-6 Tracce dei profili interpretati concettualmente senza l'ausilio delle tecniche di interpolazione automatica. In viola e verde la distribuzione dei dati geognostici disponibili all'interno del dominio d'indagine.

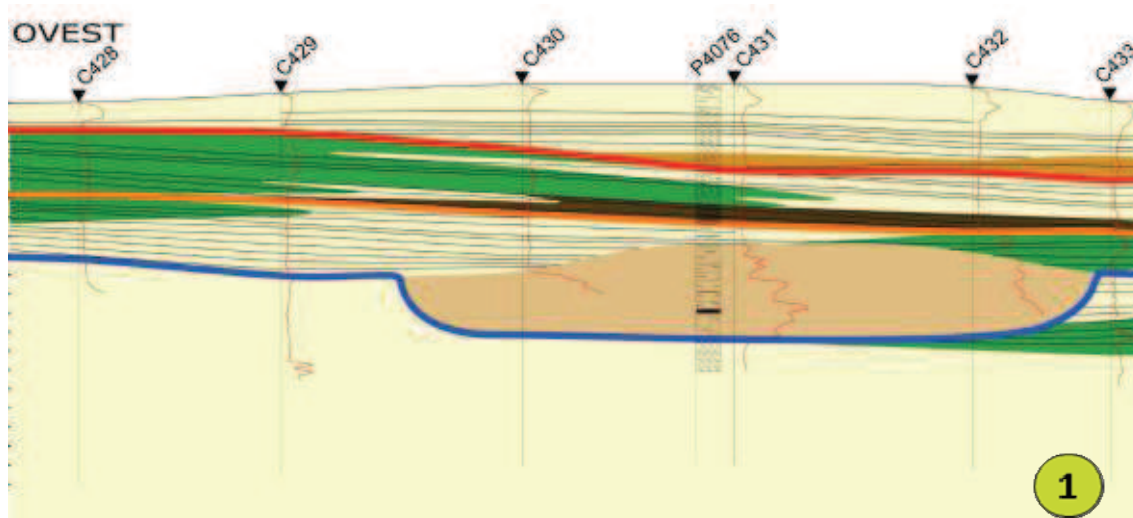


Figura 14-7 Estratto esemplificativo del profilo stratigrafico 1, che mostra un esempio di correlazione tra prove penetrometriche e sondaggi che permettono di individuare corpi di paleoalveo e argine.

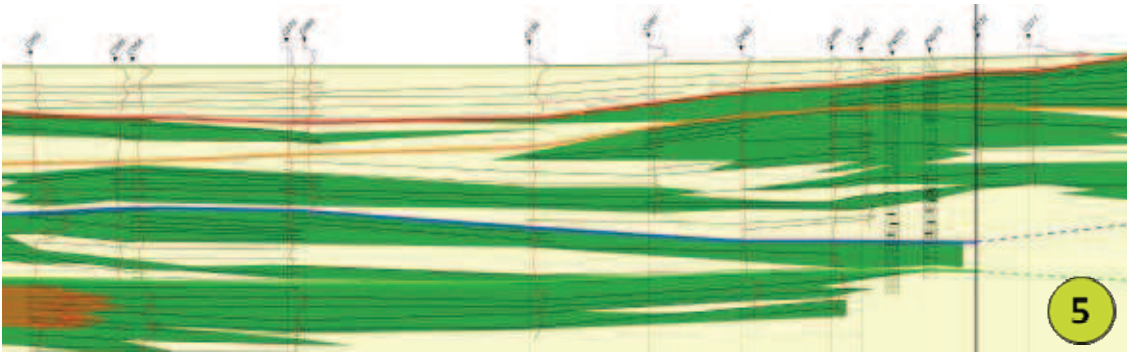


Figura 14-8 Estratto esemplificativo del profilo stratigrafico 5, che mostra un esempio di correlazione tra prove penetrometriche e sondaggi che mostrano le complesse geometrie di corpi di argine. In colore, linee isocrone.

La ricostruzione tridimensionale dei corpi sedimentari indagati deve integrare anche le conoscenze geologiche di superficie. Queste conoscenze derivano da tecniche di *remote sensing* su immagini aeree e satellitari, interpretazione geomorfologica dei dati topografici Lidar, analisi della cartografia storica, campionamenti di terreno. Il modello stratigrafico di sottosuolo è stato quindi integrato con le informazioni derivate da una cartografia geologica inedita di superficie, gestita in ambiente ArcGis9.3. Una discussione dettagliata delle indagini di superficie esula dallo scopo di questa tesi. Il rapporto fra la ricostruzione del sottosuolo e i dati di superficie è mostrato in Figura 14-9, in cui, a sud del centro storico di Ferrara, si osservano i corpi sabbiosi dei paleoalveo del Po di Volano e di Primaro e, a nord, quelle del Po attuale. I corpi di riempimento di paleoalveo sono fiancheggiati dalle unità di argine naturale. In superficie si osservano anche alcuni corpi di canale da rotta. Al di sotto della geologia di superficie, si osservano in “trasparenza” le litologie presenti nel sottosuolo.

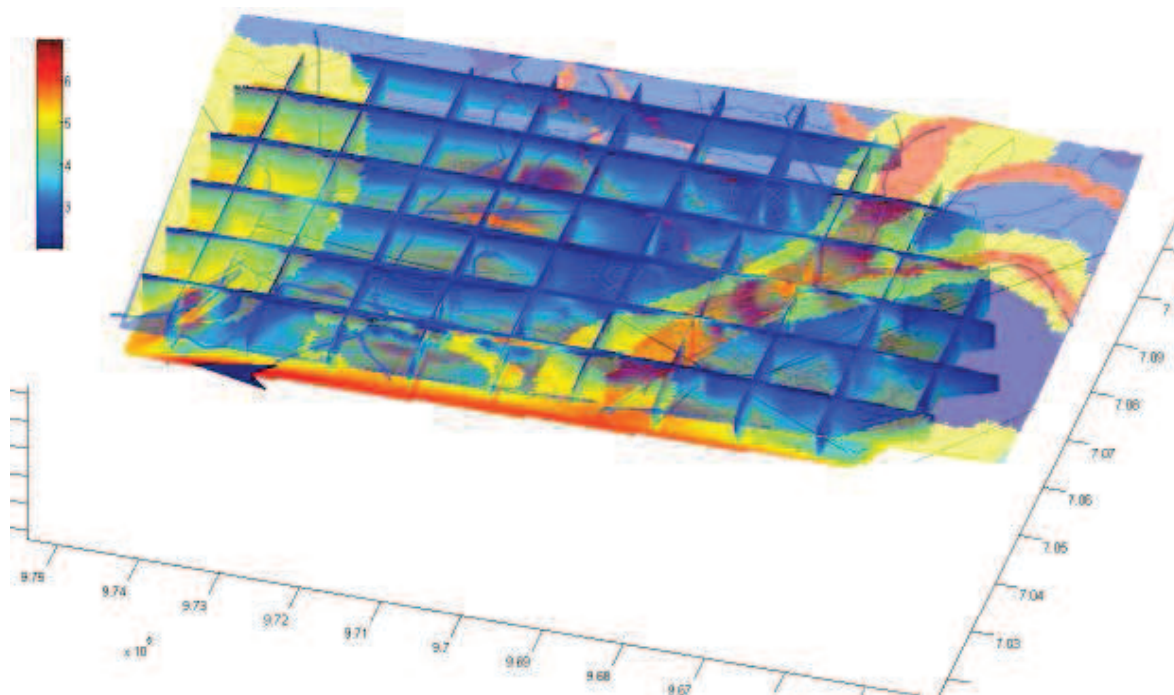


Figura 14-9 Visuale da Ovest di parte del modello con evidenziati i corpi affioranti e sub affioranti riconoscibili dal rilevamento di superficie. Colorazione sulla base delle classi granulometriche (6 = sabbie medie, 5 = sabbie fini, 4 = limi, 3 = argille). I profili visibili sono derivati dal modello A.

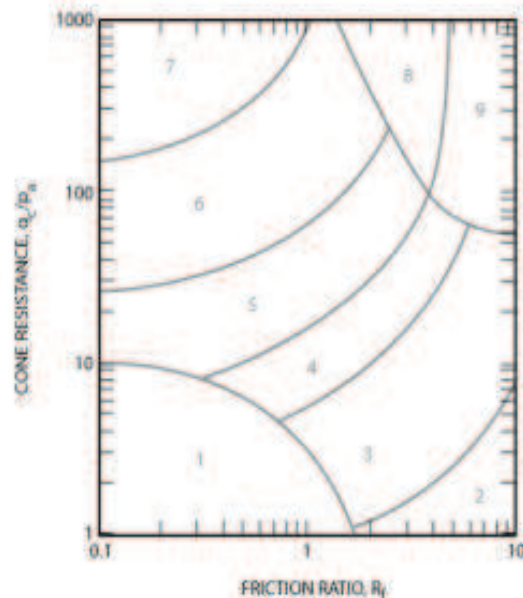
14.1. Algoritmi di conversione tra i vari formati di dato

Come precedentemente discusso, la ricostruzione tridimensionale del sottosuolo si è basata su di una banca dati ricca, ma assai disomogenea, per tipologia di prove, profondità raggiunte e distribuzione spaziale. Prima di poter eseguire l'elaborazione informatica dei dati di sottosuolo, si è dovuto ricondurre l'eterogenea molteplicità delle sorgenti di informazioni ad una classificazione comune ed omogenea, di natura necessariamente discreta e semplificata. Questa riclassificazione omogenea è stata operata sia sui dati da carotaggio che da prove penetrometriche.

Nel caso delle stratigrafie derivati da carotaggi continui, l'attribuzione alla classe litologica è avvenuta mediante una tavola sinottica, che fornisce una corrispondenza fra categorie litologiche e semplici codici numerici (Tabella 14-1). I valori assegnati corrispondono alle medesime classi litologiche derivate in via indiretta dalle prove penetrometriche. La classificazione non è biunivoca, dato che vari termini litologici possono corrispondere ad un singolo attributo numerico. Questa classificazione discreta delle descrizioni litologiche è stata realizzata sia sulle molte centinaia di descrizioni stratigrafiche pregresse, sia nei carotaggi stratigrafici che si sono potuti direttamente esaminare e descrivere dal punto di vista sedimentologico. Ovviamente è stato possibile riversare solo una piccola parte delle informazioni contenute nelle descrizioni sedimentologiche, paleontologiche e petrografiche in una descrizione numerica fortemente simbolica e semplificata.

Tra le varie tipologie di dati, le prove penetrometriche sono risultate quelle di più complessa gestione informatica, nonostante la loro natura intrinsecamente numerica. Per poter rendere confrontabili gli attributi informatici che rappresentano le proprietà dei sedimenti, sia in sondaggi che in penetrometrie, in queste ultime si sono identificate classi litologiche con comportamento geomeccanico omogeneo. Tra le molte classificazioni discusse in letteratura (es. Lo Presti *et al.*, 2009 e Robertson & Cabal, 2012), si è deciso di adottare una versione semplificata del *Soil Behaviour Type* (SBT) di Robertson *et al.*, (1986), illustrata in Figura 14-10. Il diagramma è stato sviluppato per determinare in maniera quanto più possibile accurata le caratteristiche di un ampio spettro di terreni. Esso comprende quindi anche litotipi non presenti nell'area esaminata. La classificazione considera solo lo sforzo necessario per fare avanzare la penetrazione della punta (q_c) e dell'attrito laterale sviluppato sul manicotto, posto sopra la punta stessa (f_s). Questi due parametri sono ricavabili da tutti i tipi di prove penetrometriche, anche dalle sole indagini CPT. Questa classificazione si basa, infatti, su un'analisi multivariata spuria di due rapporti

adimensionali: la resistenza alla punta, normalizzata sulla pressione atmosferica, ed il rapporto fra attrito laterale e resistenza all'avanzamento, moltiplicato per una costante, anche essa adimensionale. L'utilizzo dello schema classificatorio SBT comporta quindi il calcolo di due parametri: da un lato q_c/p_a , ove p_a è la pressione atmosferica standard (1 Atm = 101 325 Pa), dall'altro R_f , dato dal rapporto $f_s/q_c \times 100$. I due parametri dell'analisi multivariata vengono restituiti su un diagramma bilogarithmico, nel quale sono tracciati domini corrispondenti a specifiche tipologie di terreni.



Zone	Soil Behavior Type
1	Sensitive, fine grained
2	Organic soils - clay
3	Clay - silty clay to clay
4	Silt mixtures - clayey silt to silty clay
5	Sand mixtures - silty sand to sandy silt
6	Sands - clean sand to silty sand
7	Gravelly sand to dense sand
8	Very stiff sand to clayey sand*
9	Very stiff fine grained*

Figura 14-10 Classificazione litologica basata sul comportamento dei terreni in risposta alla penetrazione meccanica, e sua rappresentazione in zone ad attributo numerico, da Robertson (1990).

In presenza di dati da piezocono digitale, oltre ai parametri appena descritti di resistenza alla punta e di attrito laterale, viene fornito anche il valore di pressione neutra dei fluidi presenti negli interstizi del sedimento (u). Avendo a disposizione dati da piezocono, è possibile utilizzare una classificazione più accurata che considera il contributo della pressione dei fluidi ai valori di resistenza totale alla punta q_t , maggiore della q_c misurata, e la resistenza di attrito laterale totale f_t , minore della f_s misurata. La presenza di un fluido in pressione, infatti, modifica le proprietà geomeccaniche del sedimento. Queste proprietà

sono quindi influenzate anche dalla profondità di seppellimento e dai caratteri idrogeologici del corpo analizzato.

Come si è visto in precedenza, la banca dati disponibile è quantitativamente dominata da penetrometrie statiche pregresse, ma contiene anche un significativo numero di prove recenti a piezocono digitale. Questo ha fornito la preziosa opportunità di calibrare l'analisi delle prove CPT con i dati derivati dalla sottopopolazione di penetrometrie a piezocono digitale. Si sono, quindi, analizzati separatamente i dati da piezocono, per valutare in modo accurato, da un lato, i rapporti tra proprietà meccaniche e pressione neutra e dall'altro ricostruire la distribuzione statistica delle classi granulometrico-sedimentologiche determinate in modo più accurato. Questa analisi di dettaglio ha permesso di tarare e validare l'affidabilità della classificazione basata sui soli dati di penetrometrie statiche. La validità della metodologia è legata anche alle intrinseche proprietà sedimentologiche di questo sistema deposizionale, caratterizzato da una distribuzione bimodale delle classi granulometriche: da una parte, sabbie di alveo, dall'altra, fanghi di depressione interalvea. Nell'area di indagine la tipologia dei sedimenti presenti è quindi sensibilmente meno varia di quella riportabile nello schema di Robertson. Questa ridotta variabilità ha permesso una semplificazione operativa nell'utilizzo classificatorio del diagramma di Robertson.

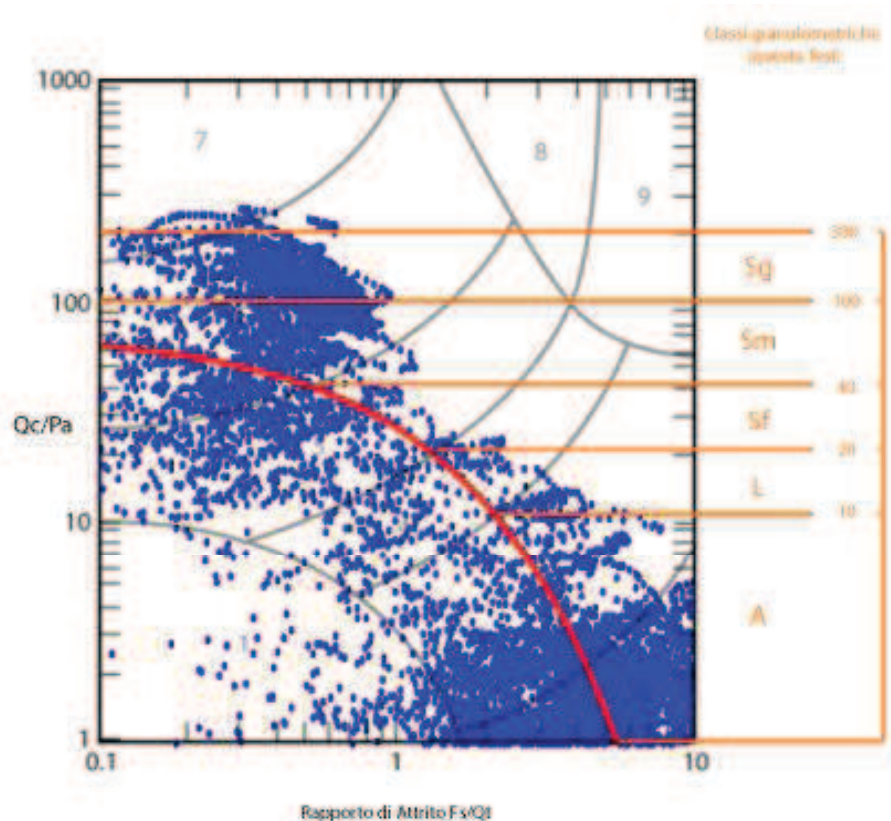


Figura 14-11 Valori di oltre 12000 registrazioni CPTU rappresentati sul diagramma classificativo di Robertson (1990). Sulla destra, in arancio, le sigle utilizzate per descrivere le litologie prevalenti (Sg = Sabbie grossolane, Sm = Sabbie medie, Sf = Sabbie fini, L = Limi, A = argille) e i valori-soglia qui introdotti per discriminare le classi utilizzate nel modello. I criteri adottati per porre tali limiti sono discussi nel testo. L'addensamento (*clustering*) dei punti in due aree distinte evidenzia come due tipologie di sedimenti siano prevalenti nell'area di studio: da un lato sabbie e sabbie limose (q_c/Pa maggiori di 10-20) e dall'altro argille ricche in materia organica (q_c/Pa inferiore a 10).

Nella distribuzione dei dati da piezocono digitale dell'area indagata, si nota come le diverse classi di terreni possano essere, in prima approssimazione, discriminate anche in base al solo rapporto q_c/Pa tra resistenza alla punta e pressione atmosferica standard. Ad esempio, le sabbie grossolane presentano valori superiori a 100, le sabbie fini limose valori compresi fra 40 e 20, mentre le argille e le argille organiche valori inferiori a 3 (Figura 14-11). Questa osservazione ha fatto sì che, per l'analisi automatico-speditiva del dato, si è potuto considerare il solo parametro di resistenza alla punta q_c . Al termine dell'operazione di classificazione semplificata delle prove penetrometriche, per ciascun livello descritto da una prova di penetrazione meccanica è stato restituito un singolo valore di classe, compreso tra 2 (argille) e 7 (ghiaie). Un dato non recuperato avrà valore 0. Queste considerazioni metodologiche hanno permesso un dimezzamento del numero di operazioni di classificazione. La semplificazione è stata di grande importanza operativa, dato che gran parte delle indagini penetrometriche era disponibile nel solo formato cartaceo, grafico o tabellare. La possibilità di analizzare il solo parametro q_c ha permesso quindi di dimezzare

il lavoro di digitalizzazione manuale dei dati penetrometrici, assai oneroso in termini di tempo ed energie lavorative.

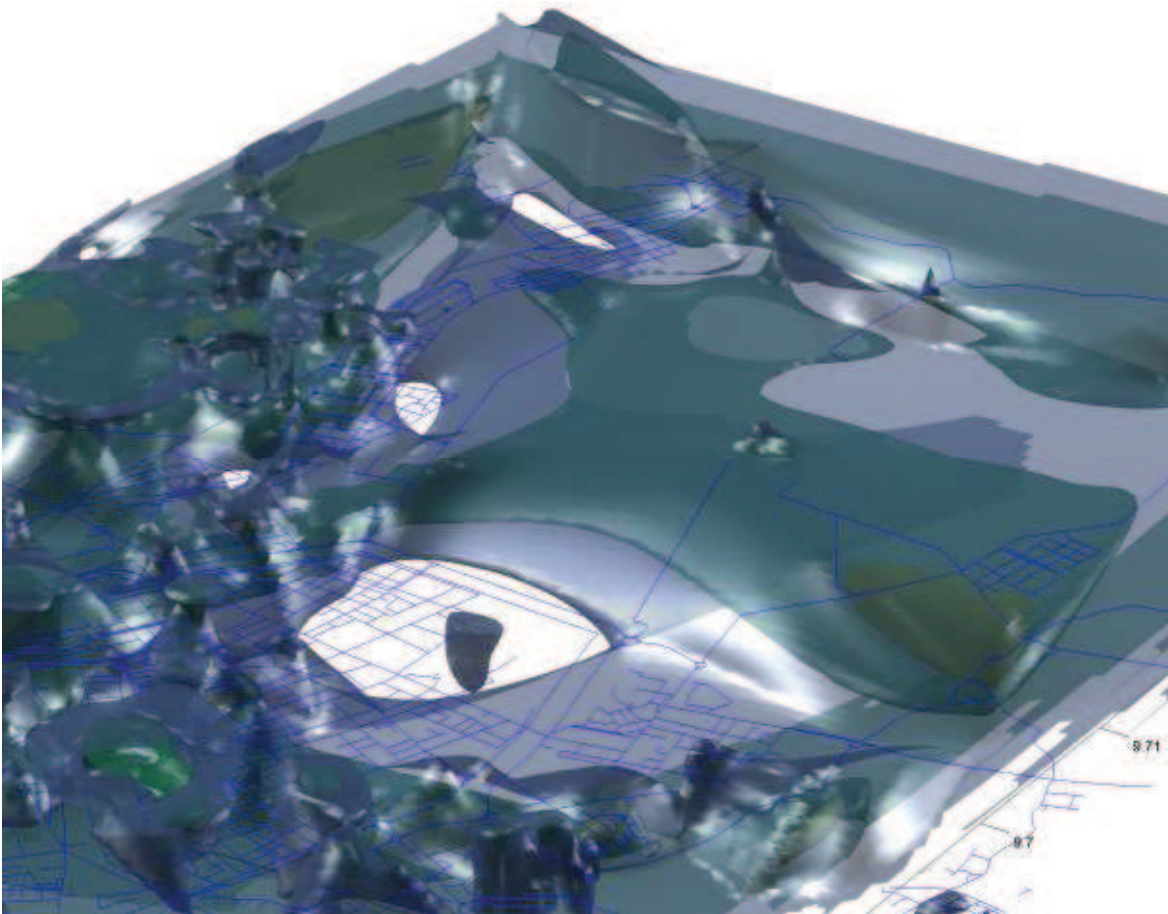


Figura 14-12 Modello volumetrico (isosuperfici) rappresentante la distribuzione delle diverse categorie di sabbie. Modello d'interpolazione B, della sola porzione settentrionale dell'area di studio, vista da SE.

Le classi identificate nel diagramma di Figura 14-11 derivano dalla valutazione statistica di oltre 12000 registrazioni singole da piezocono. I limiti delle classi litologiche create per questa ricerca sono stati posti, generalmente, sulla base dell'intersezione della curva di regressione statistica a funzione esponenziale (in rosso in Figura 14-11) con i limiti di classe del diagramma SBT. Gli attributi numerici della classificazione semplificata qui proposta sono stati fatti coincidere con quelli utilizzati nel diagramma di Robertson. Va tenuto però presente che le due classificazioni non sono del tutto sovrapponibile, per cui in alcuni casi un intervallo può ricevere classificazioni diverse nello schema di Robertson e in quello qui semplificato. Le classificazioni ottenute nel diagramma semplificato sono state confrontate e validate dalle descrizioni di carotaggi continui geograficamente coincidenti, o il più possibile adiacenti, alle prove stesse.

La collocazione dei limiti nello schema semplificato tende a sovraenfaticizzare la presenza di sedimenti grossolani all'interno delle composizioni medie dei terreni e trascura l'effetto coesivo delle argille. Le argille pure risultano, quindi, accorpate ad argille organiche e torbe, il cui discrimine richiederebbe l'analisi dei valori di attrito laterale. Il confronto fra dati da sondaggio stratigrafico, dati da piezocono acustico, piezocono e penetrometrie statiche ha dimostrato che i limiti intrinseci alla classificazione semplificata e schematica non inficiano la sua validità di fondo e la sua utilità per l'interpolazione spaziale geostatistica dei dati.

Il processo di conversione e omogeneizzazione dei dati ha permesso di realizzare una banca di oltre 301.000 punti, basati sulla totalità dei carotaggi e penetrometrie disponibili. Ciascun punto è associato ad vettore matematico a cinque valori, rappresentato da una matrice 1x5 contenente, oltre alle coordinate geografiche tridimensionali, un valore reale, rappresentante la classe litologica e, dove disponibile, il valore di resistenza penetrometrica alla punta.

informazione non raccolta (campionatura, recupero mancato, informazione in traducibile, etc.)	0	materiale fine s.l.	3
discarica di rifiuti	0	limo	4
materiale argilloso di riporto	0	materiale sabbioso s.l. (tufo, sabbione, sabbietta, etc.)	5
altro	0	sabbia finissima	5
materiale grossolano s.l.	0	sabbia fine	5
materiale limoso di riporto	0	sabbia	6
materiale sabbioso di riporto	0	sabbia media	6
mattoni / laterizi	0	sabbia grossolana	6
pietre / sassi	0	sabbia molto grossolana	6
terra	0	ghiaietto	7
terreno di riporto / massicciata stradale	0	ghiaia fine	7
terreno vegetale / suolo	0	ghiaia	7
lignite	2	ghiaia media	7
argilla	2	ghiaia molto grossolana	7
materiale organico	2	ghiaia grossolana	7
torba	2	ciottoli	7

Tabella 14-1: tabella sinottica delle classi utilizzate per l'informatizzazione dei sondaggi a carotaggio continuo.

Le operazioni di riclassificazione numerico-simbolica dei corpi sedimentari sono state svolte grazie a librerie sviluppate in linguaggio *Python* che si sono occupate della ricerca automatica dei *files* descrittivi di ciascuna prova nel database, associando ad esse la

collocazione geografica ellissoidica, in pseudo distanze metriche UTM recuperata dal *geodatabase* sviluppato in ambiente Arc/Info, e la quota geoidica del piano campagna, ricavata dal modello digitale composito del terreno, descritto nel capitolo 13.2.8. L'esecuzione delle librerie ha anche permesso l'attribuzione dei simboli relativi alla classe litologica, ricavata da sondaggi o prove penetrometriche, secondo le metodologie appena descritte. Gli algoritmi, la cui trattazione dettagliata esula dagli scopi di questa tesi, sono sintetizzati nel box superiore di Figura 14-13. L'operatore può interagire con gli *scripts*, sia mediante un file che ne controlla l'esecuzione, denominato *settings.py*, sia utilizzando un file che controlla l'attribuzione di ciascuna misura ad una determinata classe litologica, denominato *cptconversion.py*. All'interno del file *settings* è possibile controllare quali dati incorporare nella banca dati omogeneizzata e fino a che profondità geometrica spingere successive elaborazioni. In allegato alla tesi, è riportato un esempio reale di file *setting*. Nel file *cptconversion* sono riportate delle tabelle di conversione sulla base dei parametri descritti in questo capitolo. Questi *files* sono modificabili, ad esempio per incorporare sedimenti con diverse caratteristiche, presenti in un'area di studio diversa.

LEGENDA

- file di configurazione
- programma principale
- libreria di funzioni
- file di output

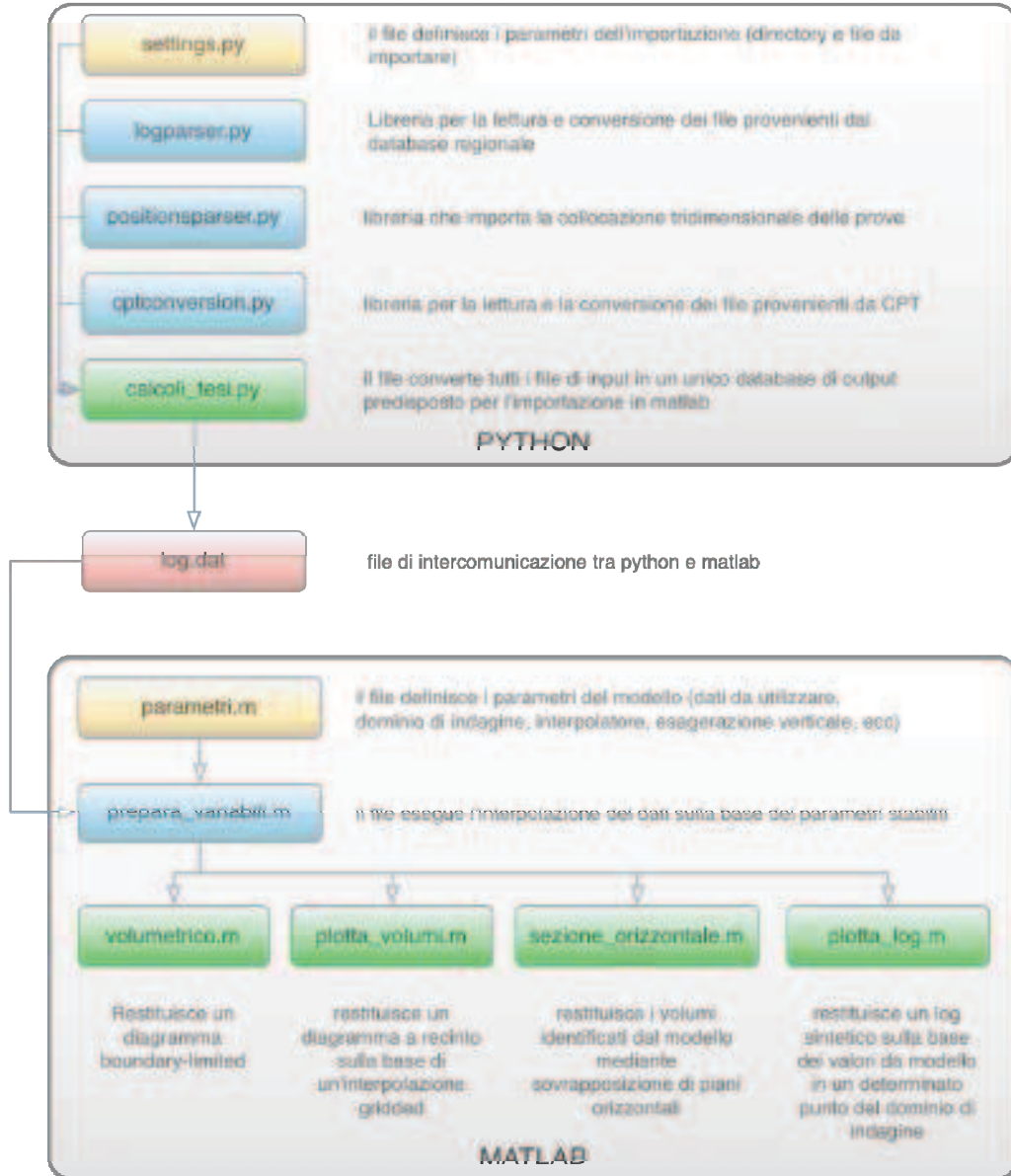


Figura 14-13 Diagramma di flusso indicante i principali file sviluppati al fine di restituire un modello numerico tridimensionale del sottosuolo. Nel primo box sono indicati gli *script* in *Python* richiesti per l'omogeneizzazione e classificazione dei sedimenti secondo la procedura descritta nel testo. Il file *log.dat* costituisce l'elemento di interscambio che ha permesso di importare nel modello di interpolazione sviluppato in *Matlab* (riquadro in basso) i valori registrati nella banca dati.

14.2. Algoritmi di interpolazione

Per la realizzazione dei modelli di sottosuolo sono stati utilizzati due distinti algoritmi di interpolazione:

- **l'interpolazione lineare**, utilizzata per meglio risolvere rapide variazioni spaziali locali delle proprietà dei corpi sedimentari. L'interpolazione lineare semplice è monodimensionale. Per interpolare i dati in uno spazio tridimensionale occorre utilizzare una interpolazione trilineare.
- **l'interpolazione cubica naturale, impiegata per enfatizzare** ad ampia scala i trend deposizionali e le geometrie dei corpi più omogenei, a scapito dei dettagli locali. Per interpolare i dati in uno spazio tridimensionale occorre utilizzare una interpolazione tricubica.

L'interpolazione trilineare è un'estensione dell'interpolazione lineare (che opera in uno spazio monodimensionale, $D=1$) e dell'interpolazione bilineare, che opera con $D=2$. Per determinare il valore in un punto, l'algoritmo richiede l'informazione di altri 8 punti adiacenti che è possibile immaginare, per semplicità, collocati ai vertici di un cubo contenente il punto da interpolare (Figura 14-14).

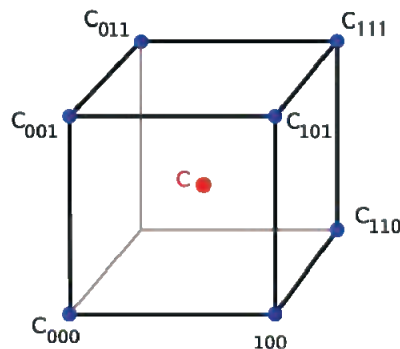


Figura 14-14 distribuzione dei punti necessari per eseguire un'interpolazione nel punto C

Quando la distribuzione dei punti noti risulta omogenea e definita da un passo regolare è possibile calcolare il valore di c secondo la seguente procedura:

$$c_{00} = \mathbf{V}[x_0, y_0, z_0](1-x_d) + \mathbf{V}[x_1, y_0, z_0]x_d$$

$$c_{10} = \mathbf{V}[x_0, y_1, z_0](1-x_d) + \mathbf{V}[x_1, y_1, z_0]x_d$$

$$c_{01} = \mathbf{V}[x_0, y_0, z_1](1-x_d) + \mathbf{V}[x_1, y_0, z_1]x_d$$

$$c_{11} = \mathbf{V}[x_0, y_1, z_1](1-x_d) + \mathbf{V}[x_1, y_1, z_1]x_d$$

$$c_0 = c_{00} (1-y_d) + c_{10}y_d$$

$$c_1 = c_{01} (1-y_d) + c_{11}y_d$$

$$c = c_0 (1-z_d) + c_1z_d$$

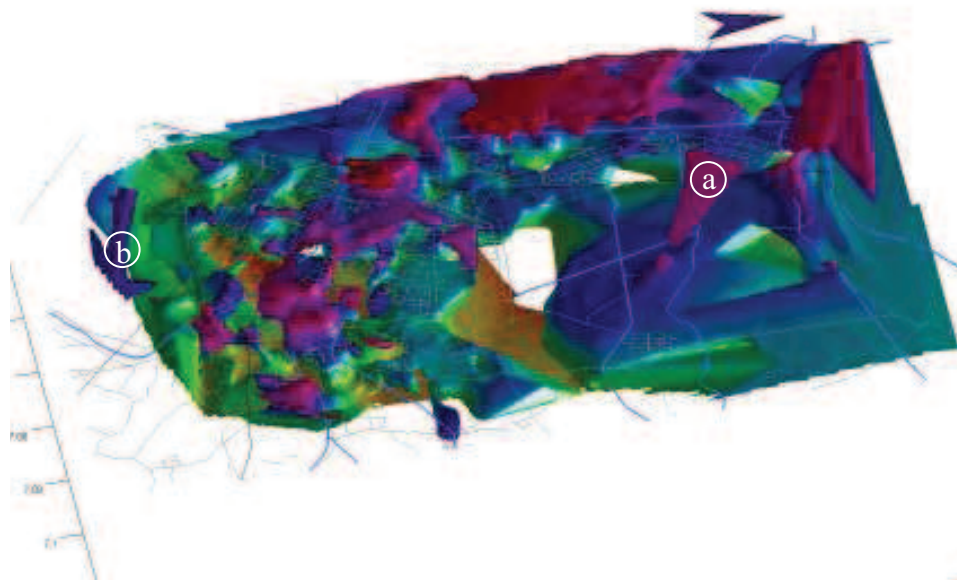
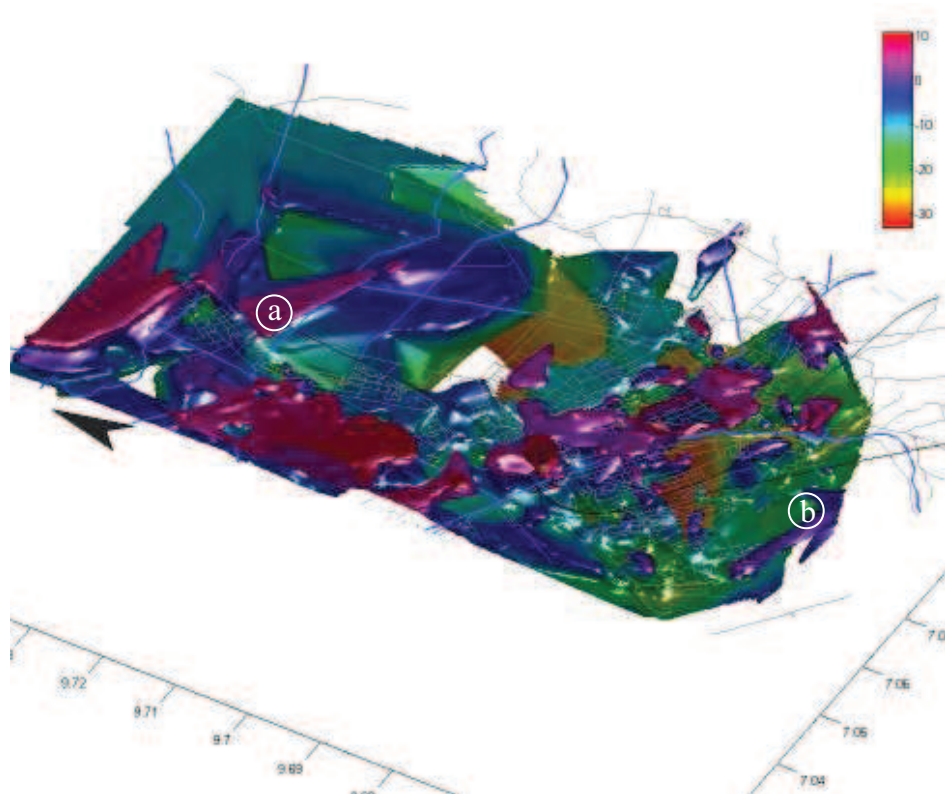


Figura 14-15 Modello A, isosuperficie delle sabbie fini, colorazione sulla base della profondità. Visuale da WSW (in alto) e da ESE (in basso). Questo modello tende a conservare la continuità orizzontale a discapito dell'estensione naturale dei corpi sabbiosi verso il basso. Costituisce lo strumento più preciso per la correlazione di corpi superficiali anche di ridotto spessore (pochi dm) ma tende a generare artefatti (es. marcati "a" e "b" in figura)

dove $V[x_0, y_0, z_0]$ è il valore rilevato nel punto (x_0, y_0, z_0) , mentre x_d è il passo, la distanza tra due vertici consecutivi lungo l'asse x (analogamente sono definiti y_d e z_d).

Da una rapida analisi è possibile comprendere come l'algoritmo d'interpolazione altro non sia che la composizione di 7 interpolazioni lineari annidati e di come il **tempo di elaborazione** dipenda, quindi, linearmente dalla risoluzione d'indagine, dall'estensione del dominio analizzato e dal numero di dimensioni spaziali considerate. Considerando la sola complessità di calcolo l'algoritmo non è quindi oneroso, ma è sensibilmente influenzato dall'elevato numero di punti presenti nella griglia di interpolazione. Questo genera una notevole richiesta di memoria informatica. Altro aspetto da considerare è l'errore introdotto, che è proporzionale al quadrato della distanza del punto C dai punti misurati, come visibile nella seguente equazione:

$$|c_{xyz} - f(x, y, z)| = \frac{1}{8} (\Delta l)^2 \cdot \max_{x \in [x_a, x_b], y \in [y_a, y_b], z \in [z_a, z_b]} (f''(x, y, z))$$

Dove $f(x, y, z)$ è il valore reale della proprietà investigata nel punto $[x, y, z]$ e Δl la distanza tridimensionale dai due vertici prossimi del cubo definito dall'intervallo $[x_a, x_b; y_a, y_b; z_a, z_b]$, supposta la funzione f derivabile due volte nel dominio indicato.

Questo errore può generare vistosi artefatti in aree scarsamente coperte da indagini (Figura 14-2 e Figura 14-3), visibili ad esempio nel modello in Figura 14-15 (artefatti marcati con le lettere "a" e "b" in figura).

Per ovviare a questo problema è possibile utilizzare algoritmi di interpolazione più complessi ma che generano superfici più lisce riducendo l'errore massimo atteso, ma nel contempo diminuendo il potere di risoluzione spaziale locale. Tra questi uno dei pochi applicabili alla tipologia di dati disponibili è l'algoritmo di **interpolazione tricubica naturale**.

L'algoritmo di interpolazione tricubica è definito dalla seguente funzione:

$$f(x, y, z) = \sum_{i=0}^3 \sum_{j=0}^3 \sum_{k=0}^3 a_{ijk} x^i y^j z^k$$

Questa formula richiede la risoluzione di 64 coefficienti, che possono essere ridotti a 32 se non viene posto il vincolo di derivabilità di ordine 2 per la funzione interpolante, a discapito della levigatezza "smoothnes" della superficie. In alcune implementazioni, come si vedrà in seguito, il numero di coefficienti è ridotto a 21, ma tale approccio non risulta ottimale laddove sia necessario determinare più di un punto all'interno della cella cubica di interpolazione (Figura 14-14).

Il calcolo di più di un punto all'interno di una medesima cella cubica di interpolazione consente, infatti, di evitare il ricalcolo dei coefficienti, riducendo sensibilmente la complessità di elaborazione. Tale interpolazione converge linearmente alla funzione che essa interpola al diminuire del passo di interpolazione Δl .

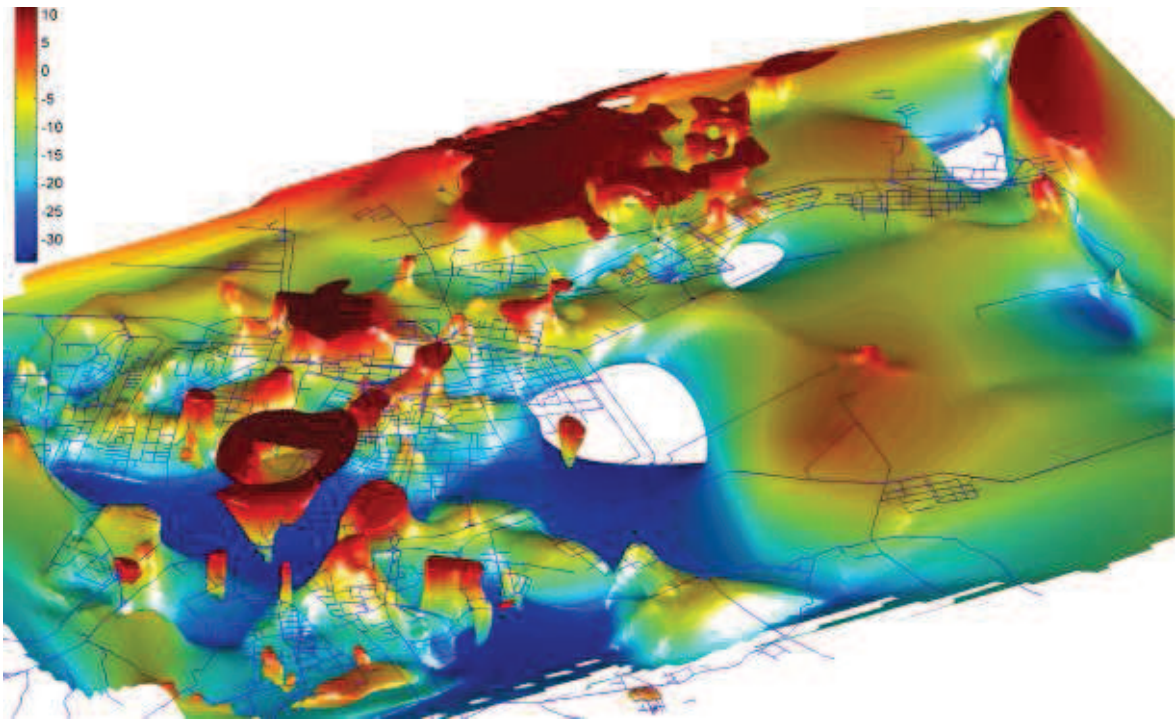


Figura 14-16 Modello B, visuale da ESE, colorazione in funzione della profondità dei corpi di sabbia fine. Si osservi la semplificazione e la discontinuità dei corpi sabbiosi superficiali, a favore di una miglior continuità verticale dei corpi profondi.

Chiaramente l'interpolazione tricubica naturale risulta preferibile, ma computazionalmente più complessa, al punto da divenire rapidamente molto gravosa per computer di fascia media.

Per ovviare a questo problema si è deciso di utilizzare un dominio di interpolazione locale (invece che globale) e una funzione interpolante applicata a domini tridimensionali tetraedrici (ricostruiti mediante triangolazione di Delaunay) invece che cubici.

Se, da un reticolo tridimensionale a maglie cubiche si passa, infatti, ad uno a maglie tetraedriche e si operano alcune semplificazioni, si può ridurre il numero coefficienti fino a 21, passando da potenze di 2 a potenze di 3.

L'algoritmo di Delaunay per un insieme di punti è una triangolazione che gode della seguente proprietà: il cerchio circoscritto in ciascun faccia triangolare non contiene altri punti del set.

Il numero di vertici considerati è quindi lo stesso del numero di vettori matematici disponibili nel database, ma il numero di elaborazioni per determinare la funzione interpolante è ridotto ad un ottavo. Questa ottimizzazione consente inoltre di ridurre la griglia di interpolazione a una “nuvola” di punti irregolarmente distribuiti, per i quali è possibile calcolare il valore in un punto solo sulla base dei 4 punti più prossimi (interpolazione lineare) o dei 12 punti più prossimi nel caso dell’interpolazione cubica (in precedenza il numero di vertici da considerare era superiore al migliaio).

L’algoritmo *tri-scattered* è stato applicato sia al modello di tipo A (interpolazione trilineare) che al modello di tipo B (interpolazione tricubica naturale). L’algoritmo preserva la distribuzione reale delle prove e pertanto consente di restituire sia oggetti discretizzati in griglie regolari sotto forma di immagini raster, sia elementi vettoriali (*meshes*). Per comprendere il vantaggio di questo approccio è possibile ricondursi ad un analogo bidimensionale (Figura 14-17): il modello numerico rimane definito dal database di punti e dalla funzione interpolante fino al momento della sua restituzione grafica. Al momento della restituzione l’utente può scegliere una visualizzazione continua, vettoriale oppure delle sezioni di un volume discretizzato in celle di ugual dimensione. A quel punto, solo per i valori richiesti, verrà effettuato il calcolo. Questa metodologia snellisce notevolmente la procedura di calcolo, in quanto quest’ultimo viene effettuato solamente in corrispondenza dei volumi o delle superfici interessante, e non sull’intero modello.

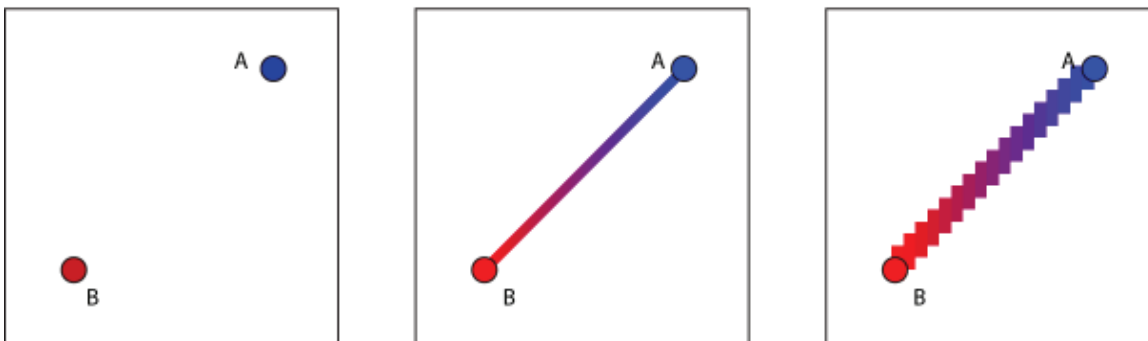


Figura 14-17 Struttura semplificata delle diverse tipologie di restituzione grafica, a partire da due punti qualunque del database caratterizzati da proprietà geomeccaniche diverse (qui rappresentate da colori distinti, figura di sinistra). Al centro è visibile una restituzione vettoriale, per la quale il valore della variabile viene distribuito in modo continuo, senza soluzione di continuità, lungo la direttrice che congiunge i due punti attraverso la funzione interpolante. Nel caso di destra invece il valore viene discretizzato per celle di ugual dimensione, ciascuna delle quali è caratterizzata da valori costanti.

Nelle rappresentazioni del modello presenti in questa tesi la restituzione delle proprietà del sottosuolo mediante una griglia ordinata di celle uguali (*voxel*) è stata richiesta quando si voleva osservare il trend di variazione locale; un esempio di tale rappresentazione è visibile nei modelli a recinto come in Figura 14-18: tali modelli consentono di apprezzare

la distribuzione spaziale di tutte le classi litologiche. Restituzioni vettoriali, sottoforma di isosuperfici tridimensionali, sono invece state fornite quando si desiderava valutare l'estensione di una singola classe, come in Figura 14-19 o Figura 14-20.

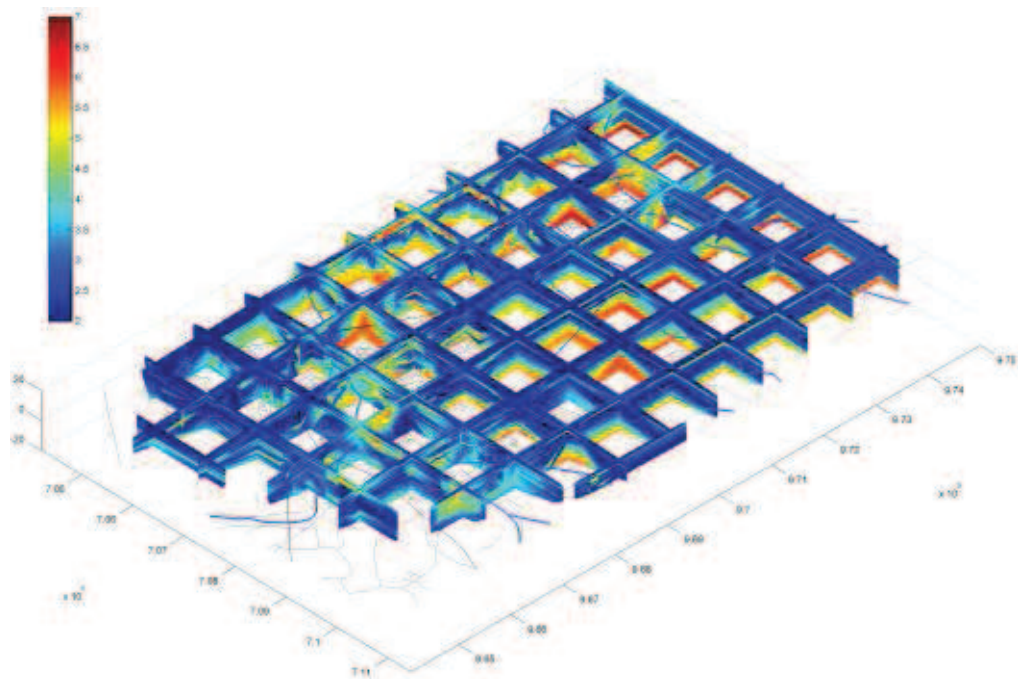


Figura 14-18 Esempio di restituzione grafica basata su modello a griglia interrogato per *slice* distanziate un km l'una dall'altra. Visuale da SE, colorazione sulla base di classi granulometriche arbitrarie, elaborazione preliminare su circa 1000 prove.

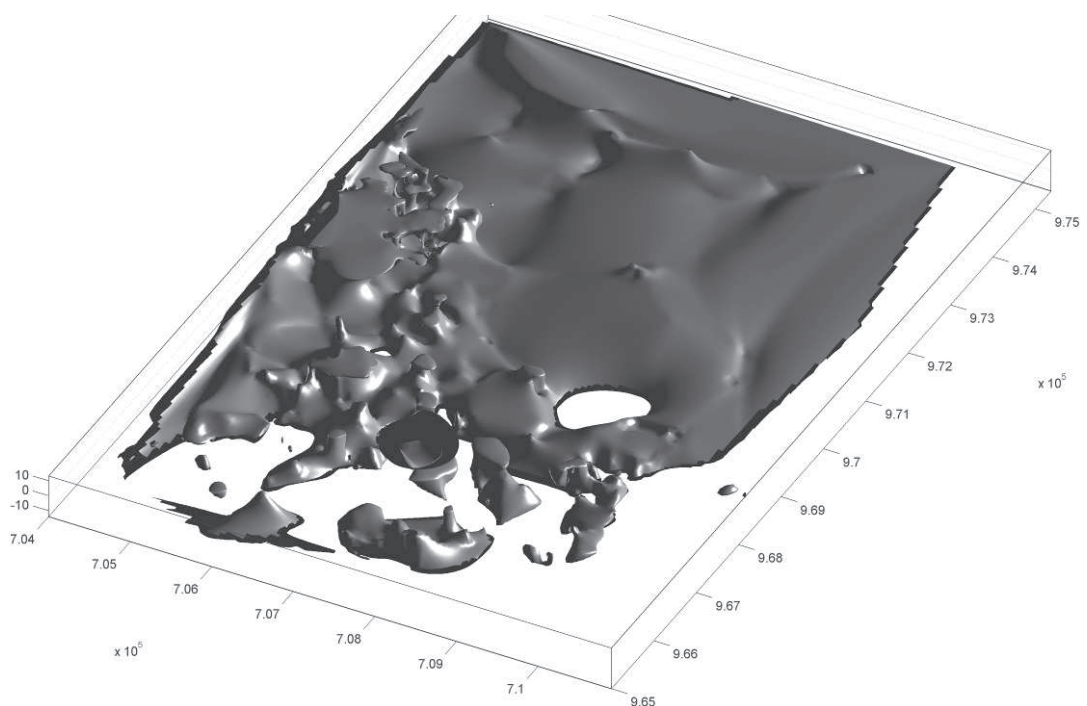


Figura 14-19 Restituzione volumetrica (*mesh*) dei principali corpi sabbiosi per i primi 10 metri di profondità rispetto al livello del mare. Il drappeggio tende a estendere orizzontalmente i limiti andando a collegare anche corpi discontinui. Visuale da SE.

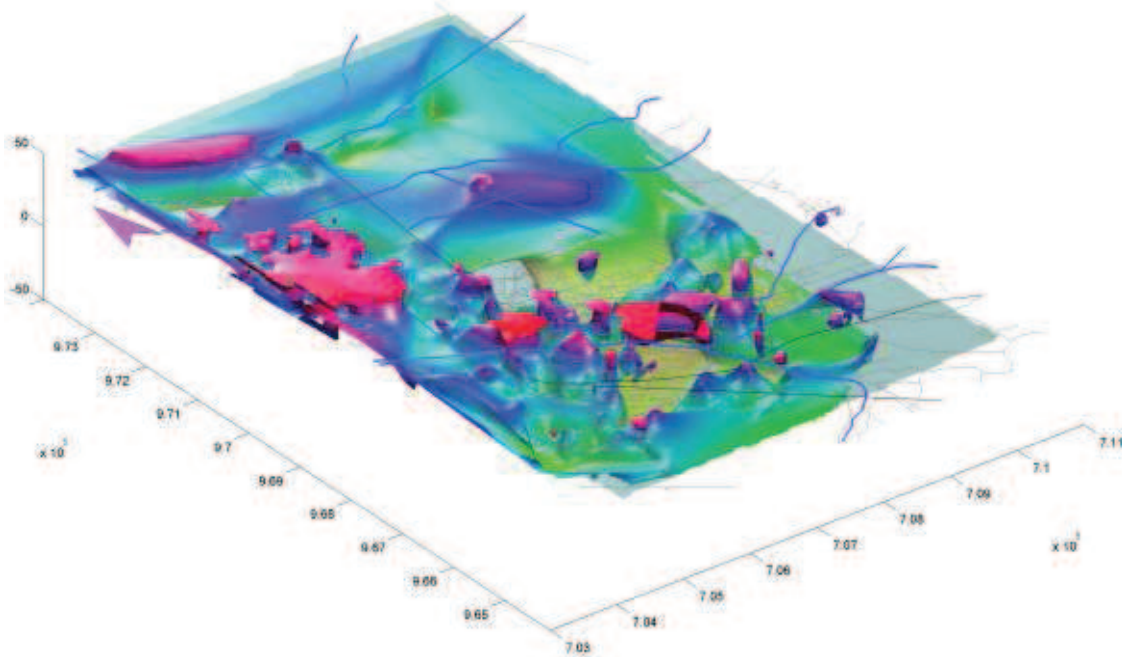


Figura 14-20 Visuale da SW del modello B con sovrainposta la *maximum flooding surface* (in semi-trasparenza), necessaria per discriminare le unità U4/U5. Alcuni corpi erodono la mfs (gli alvei del Po attuale e romano/medioevale) mentre lungo gli assi delle strutture antiformali generate dalle sabbie dell'U3 talvolta è evidente la mancata registrazione di tale superficie (per la presenza di alti morfologici, come nel caso dell'area attorno alla Possessione Ca' Grande, nella parte centrale dell'area di studio). La colorazione dell'isosuperficie rappresenta la profondità dei corpi sabbiosi.

PARTE QUARTA: INTERPRETAZIONE GEOLOGICO-STRATIGRAFICA DEL MODELLO TRIDIMENSIONALE

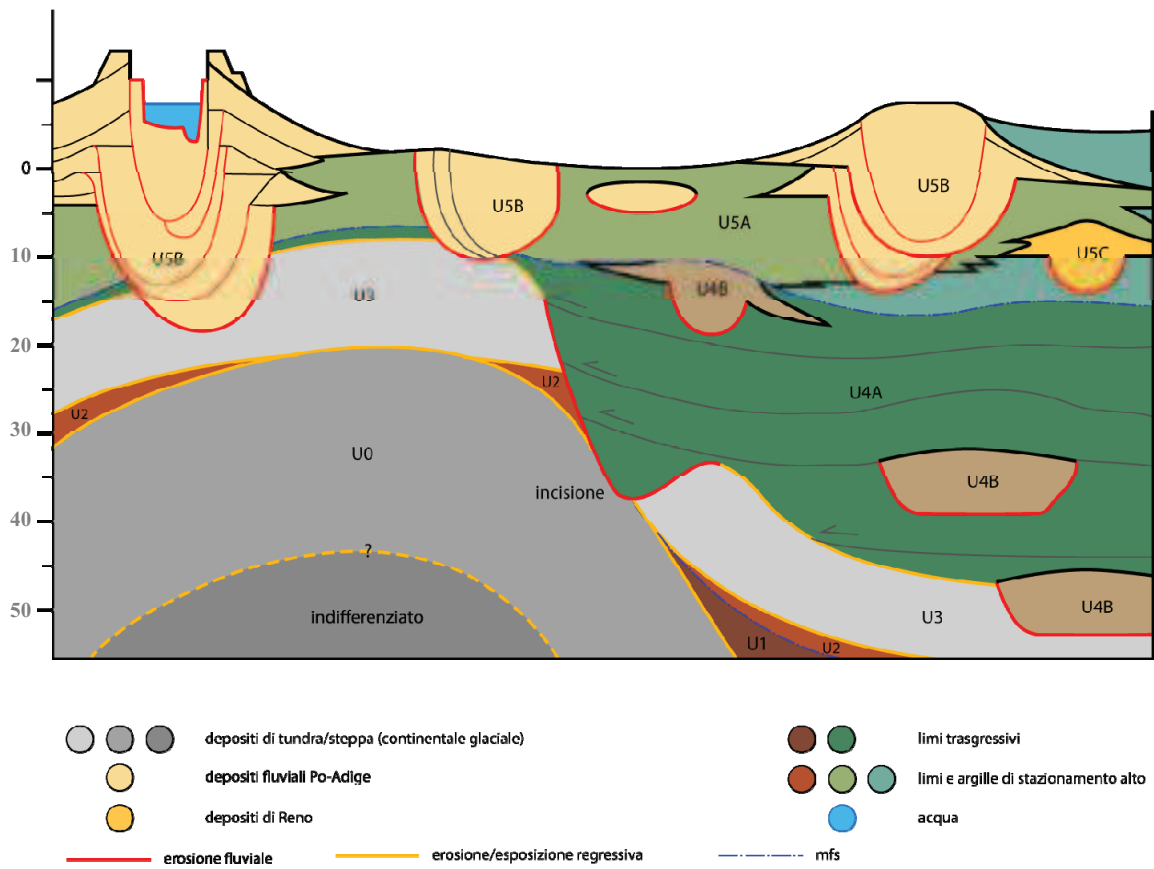


Figura 14-21 Schema dei rapporti stratigrafici delle varie unità individuate nell'ambito di questa tesi. I colori rappresentano litologie e caratteri paleoambientali descritti nei capitoli seguenti.

15. Architettura deposizionale e caratteri sedimentologici delle unità stratigrafiche

Per comprendere la complessa evoluzione dell'area di studio e poter definire quali siano le unità più antiche riconoscibili nel sottosuolo dell'area è necessario descrivere, da un lato, gli aspetti salienti delle sequenze deposizionali degli ultimi 200.000 anni, dall'altro, quantificare gli effetti di subsidenza (tettonica e da carico) e di risalita del fronte appenninico.

Sono di seguito elencate le unità informali riconosciute all'interno del modello, integrato con le informazioni geometriche, sedimentologiche e petrografiche derivate dai sondaggi geognostici o desunte dalle prove penetrometriche raccolte. Le unità sono state gerarchizzate mediante due principi: quello di ordine superiore suddivide unità eterocrone delimitate da superfici deposizionali isocrone o da limiti erosivi inconformi; il secondo ordine gerarchico è invece dato da sub-unità coeve ed eteropiche rappresentanti diverse “facies” deposizionali. Per meglio discriminare tali sub-unità sono state, infine, aggiunte ulteriori indicazioni di provenienza, come indicato nella Figura 15-1.

La gerarchia di ordine superiore consente di collegare le unità informali qui descritte alle UBSU della cartografia CARG (v. Figura 16-4 e Figura 15-41), individuate in aree adiacenti (es. Foglio 203 “Poggio Renatico”), in quanto i limiti inconformi delle UBSU corrispondono alle medesime superfici isocrone utilizzate per distinguere le unità informali di prim'ordine in questo lavoro di tesi.

Unità informali di primo ordine	Unità informali di secondo ordine ("facies" deposizionali)	
	Provenienza alpina	Provenienza appenninica
U5	U5B ₁ (canali/argini)	U5B ₂ (canali/argini)
	U5A ₁ (bassa pianura)	U5A ₂ (bassa pianura)
U4	U4B ₁ (canali/argini)	U4A ₂ (bassa pianura)
U3		
U2		
U1		
U0		
INDIFFERENZIATO		

Figura 15-1 Schema dei rapporti gerarchici esistenti fra le unità dell'area di studio.

15.1. Aspetti geologico-strutturali della zona di studio

I sedimenti neogenici deposti nell'Avanfossa Padana ricoprono unità sepolte paleogenico-mesozoiche sottoposte a deformazione fragile. Tale deformazione, tuttora attiva e connessa all'avanzamento del fronte appenninico verso nord, si propaga anche attraverso i sedimenti sovrastanti mediante meccanismi progressivamente più plicativi. La parte esterna frontale della catena appenninica sepolta comprende a nord una zona di anticlinale, con associati retroscorrimenti. Il sovrascorrimento frontale emergerebbe poco a nord del fiume Po se non fosse sepolto da sedimenti recenti. Tale anticlinale, denominata "Anticlinale di Casaglia" riferendosi alla località posta in corrispondenza della culminazione assiale, presenta un asse orientato circa N110, direzione conforme alle strutture appenniniche dell'avanfossa.

Nell'area di studio si possono individuare tre fasce latitudinali distinte. Da nord verso sud (Figura 15-2):

1. struttura dell'anticlinale di Casaglia, parzialmente svincolata verso est;
2. retroscorrimenti a vergenza meridionale;
3. sinclinale di Coronella.

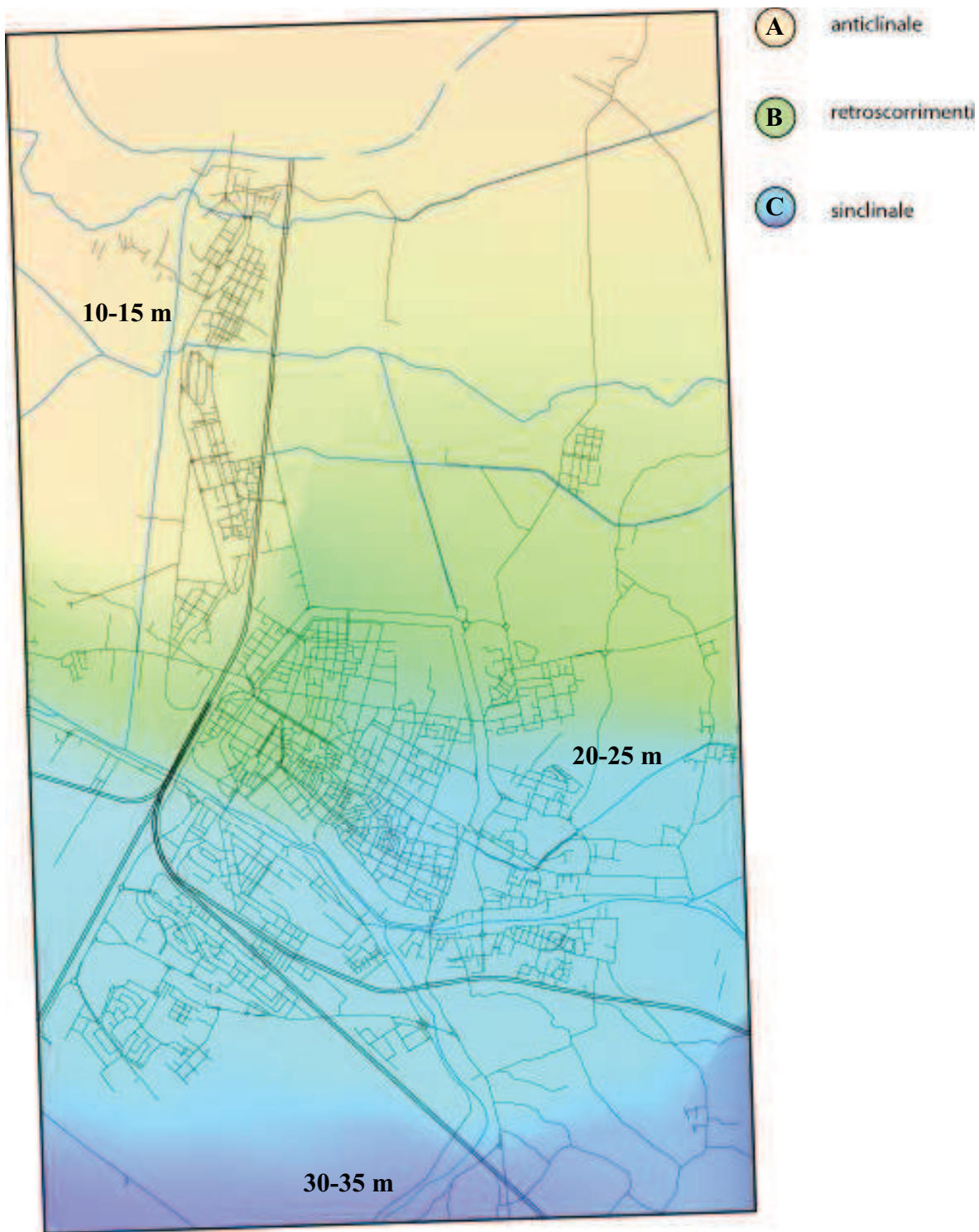


Figura 15-2 Distribuzione areale delle diverse fasce tettono-stratigrafiche. A) Zona di anticlinale poco subsidente con successioni stratigrafiche sottili di provenienza padana. B) Fascia di retroscorrimenti con spessori stratigrafici intermedi. C) Area di sinclinale subsidente con i massimi spessori delle unità stratigrafica con apporti misti padano-appenninici. I numeri indicano lo spessore medio dell'Olocene.

Nella parte centro-settentrionale dell'area di studio, si collocano sia la **cresta dell'anticlinale di rampa sia l'inizio dell'abbassamento frontale** della stessa (Figura 15-2). L'anticlinale di Casaglia presenta, come già anticipato, la propria culminazione assiale a nord-ovest dell'area di studio, permanendo accentuata da Settepolesini sino in località Diamantina. Tale struttura appare interrotta in corrispondenza del polo chimico-industriale ed in prossimità del quartiere del Barco, da uno svincolo trasversale che (Figura 15-2) ha consentito alla porzione occidentale dell'anticlinale di sollevarsi e di avanzare particolarmente verso nord. La porzione orientale della stessa, risulta più bassa e meno avanzata e con un'immersione assiale verso est- sud est.

La differenza di quota appare evidente dalla comparazione tra le interpretazioni dei profili sismici eseguiti ad ovest e ad est di Ferrara (Figura 7-6). I primi, passanti per Casaglia, mostrano come la struttura anticlinalica esterna sia la più elevata tra le pieghe non emerse dell'Appennino, mentre quelli posti a est, mostrano un andamento opposto e ciò conferma una decisa immersione dell'asse dell'anticlinale di Casaglia verso est sud-est. Analogo trend può essere riconosciuto, indirettamente, anche sulla base del modello gravimetrico (Figura 15-3) ad alta frequenza spaziale che evidenzia una più importante anomalia positiva nei comparti occidentali presumibilmente a causa della maggior vicinanza alla superficie del substrato paleogenico/mesozoico (Cassano *et al.*, 1996).

Nel suo fianco meridionale, l'anticlinale di Casaglia tende ad assumere le caratteristiche di una struttura di *pop-up* grazie alla presenza di retroscorrimenti sud-vergenti sepolti in corrispondenza dell'asse idrografico Canale di Burana-Darsena (Figura 15-2).

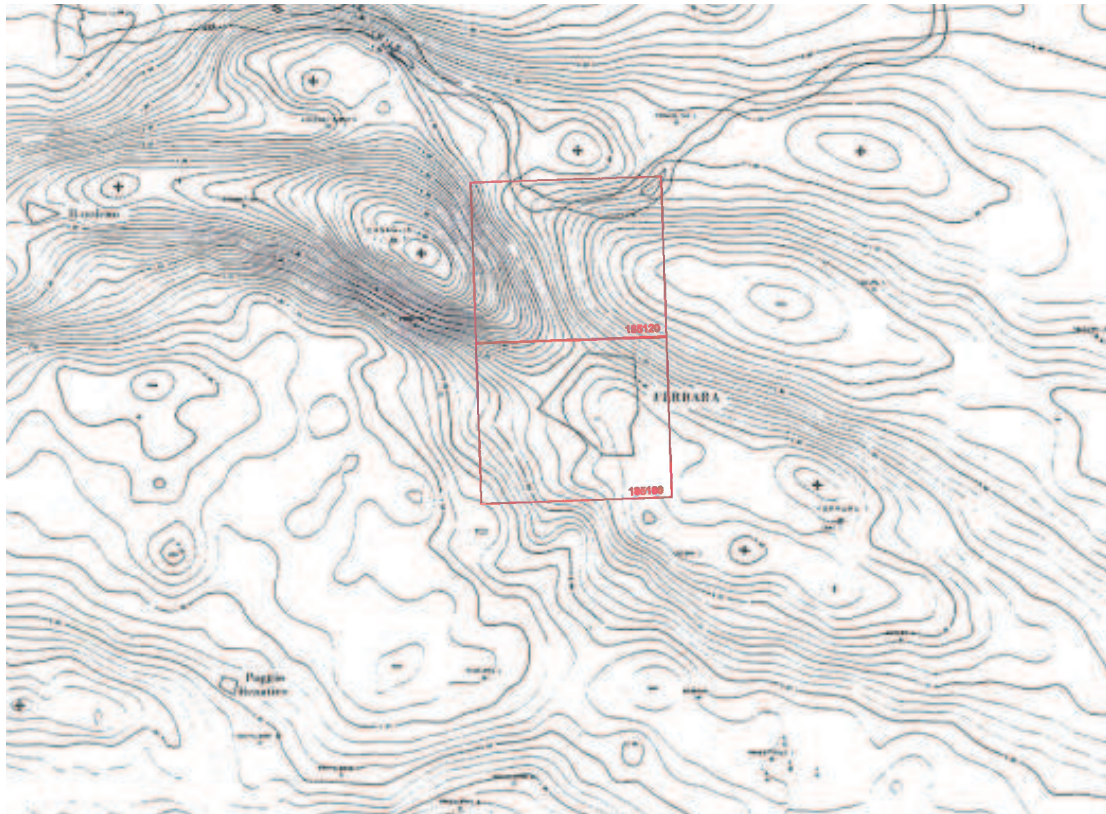


Figura 15-3 Anomalie gravimetriche di Bouguer per l'area di studio. Filtro Passa Alto. Cassano *et al.*, (1986).

Le tre zone individuate sono caratterizzate da tassi di preservazione stratigrafica, controllati da subsidenza differenziale, estremamente diversi:

- Lungo l'asse dell'anticlinale nella zona di Casaglia-Pontelagoscuro, il tetto della successione Miocenica è situato a 150 metri di profondità secondo i profili pubblicati da Molinari *et al.*, 2007. I tassi di preservazione medi sull'intervallo Plio-Pleistocene sono pari a 0,03 m/ky, con erosioni pronunciate durante alcune fasi di stazionamento basso quaternarie; più ad ovest e quindi allontanandosi dalla culminazione assiale, in corrispondenza del pozzo esplorativo AGIP "Pilastrì2", i tassi di preservazione calcolati non superano 0,3 m/ky.
- Nella fascia centrale il tasso di preservazione aumenta progressivamente per raggiungere, all'estremo meridionale dell'area di studio, tassi superiori a 0.5 metri per migliaio d'anni: nel sondaggio S9 pubblicato nel Foglio 203 "Poggio Renatico" della Carta Geologica d'Italia, le datazioni consentono di determinare un tasso pari a 2 m/ky negli ultimi 4350 anni (età storica), mentre si riduce a 1.4 m/ky se si considera l'intervallo più ampio degli ultimi 13000 anni, soprattutto a causa dell'inclusione di intervalli di lacuna.

15.2. Corpi sedimentari individuati

15.2.1. Unità U0 – sabbie fluviali inferiori

Individuata unicamente nel sottosuolo della porzione nordoccidentale dell'area di studio, costituisce l'unità basale della successione esaminata. Poiché raggiunta solamente da un basso numero di prove geognostiche, di cui in maggior parte pozzi per acqua, le conoscenze su quest'unità risultano alquanto limitate.

Costituita da sedimenti grossolani in prevalenza sabbiosi e di origine presumibilmente singlaciale, l'unità è organizzata in corpi coalescenti lateralmente estesi, ed è limitata alla base da un contatto netto ed erosivo, frequentemente associato a ciottoli di arenaria e concrezioni calcaree.

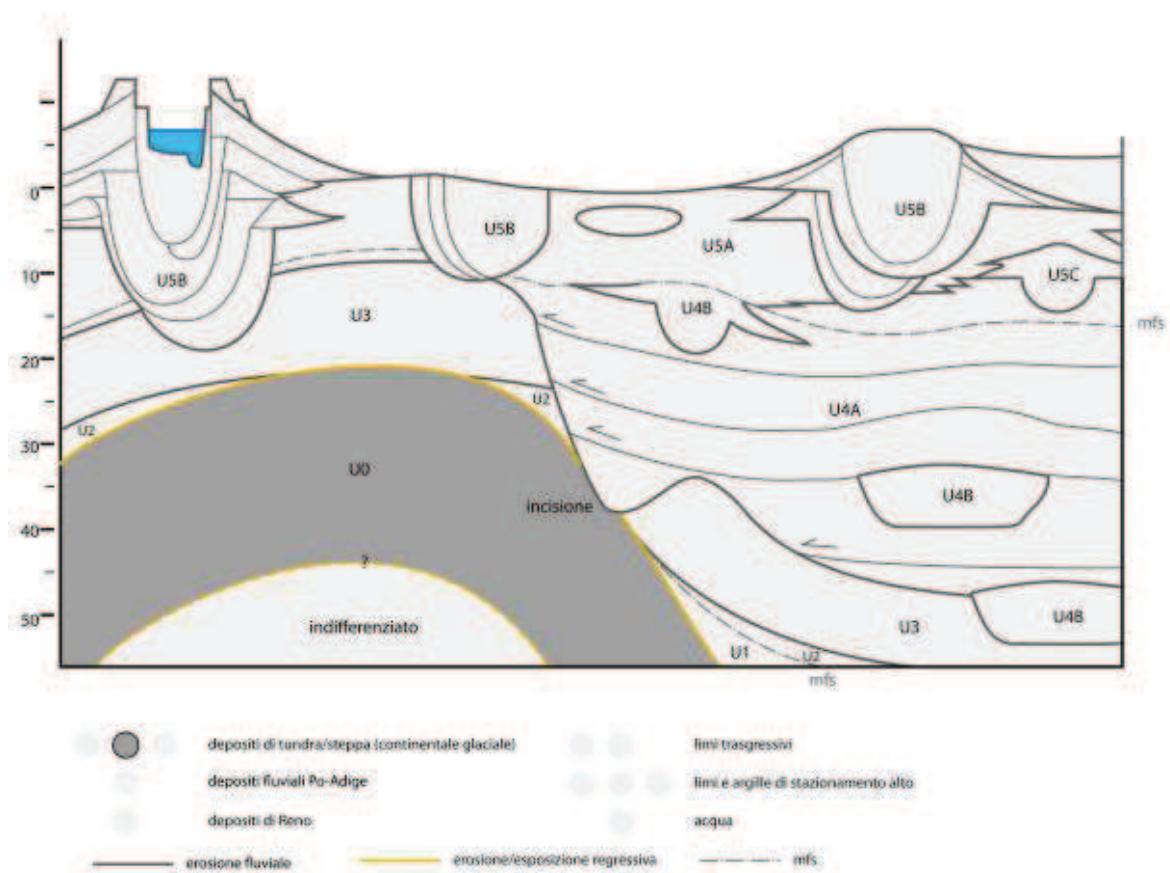


Figura 15-4 Schema dei rapporti stratigrafici tra l'unità U0 – composta di sedimenti grossolani di origine presumibilmente singlaciale – e le altre unità individuate nell'ambito di questa tesi.

Il limite di tetto è anch'esso erosivo ma di difficile individuazione, poiché di norma amalgamato con i sedimenti di analoga natura e granulometria della sovrastante unità (Unità U3, Par. 15.2.3). Il frequente fenomeno di amalgamazione rende al contempo

complessa la quantificazione degli spessori dell'unità, che possono variare notevolmente arrivando a potenze massime dell'ordine dei 20 metri.

Localmente, tra le due unità sabbiose sono presenti lembi discontinui di limi e argille di piana inondabile e, occasionalmente, argille organiche e torbe di palude, variamente erose e con geometrie molto complesse.

Sono state attribuite a quest'unità le sabbie basali grossolane, limitate al tetto da orizzonti fini discontinui, osservate in numerosi sondaggi a carotaggio continuo realizzati per il campo pozzi di Pontelagoscuro da Hera Spa.

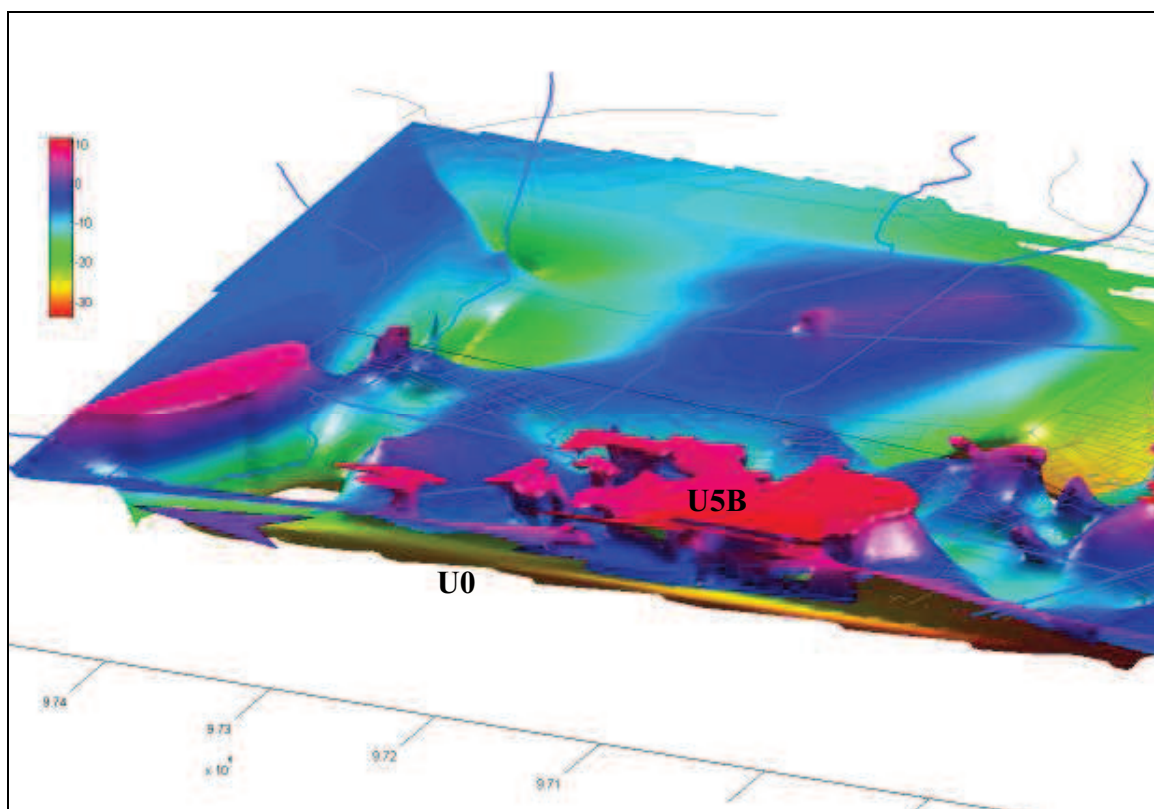


Figura 15-5 Modello B d'interpolazione. Nell'immagine sono rappresentati i volumi delle sabbie. La cromia indica la profondità in metri riferita al livello medio mare. Lungo il meridiano sono indicate le coordinate UTM. Vista da ovest-sudovest della porzione settentrionale dell'area di studio. Sul bordo occidentale è possibile distinguere due corpi: il primo, più superficiale, caratterizzato da colorazioni viola-blu costituito dall'insieme dei corpi fluviali appartenenti alle unità U3+U5B di età olocenica. Il secondo (U0), inferiore e di colore giallo-ocra, tendenzialmente continuo. Muovendosi verso sud U0 immerge rapidamente, uscendo dal dominio d'interpolazione del modello. In ampie parti della porzione settentrionale i due corpi appaiono saldati.

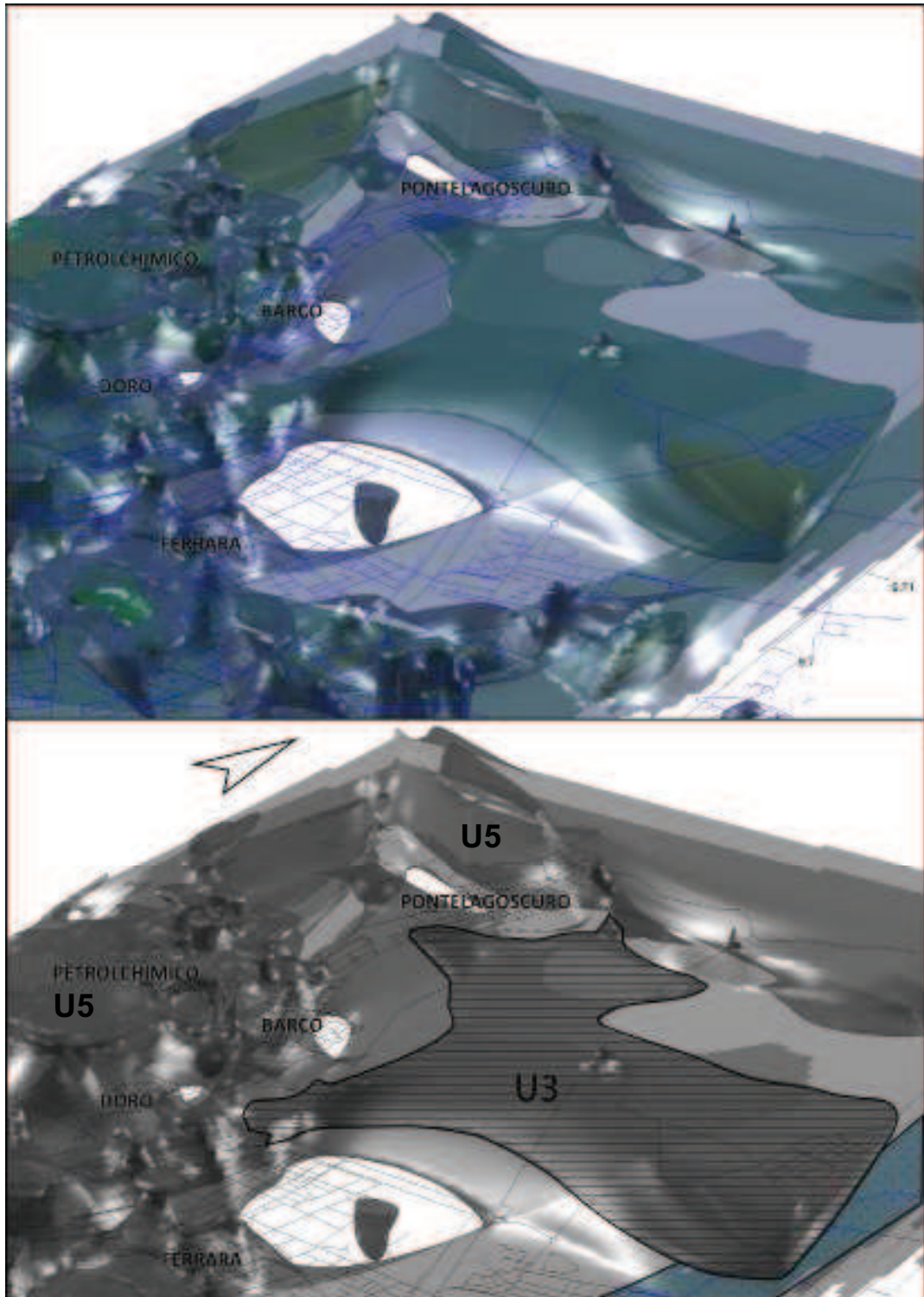


Figura 15-6 Vista del modello B da sud-est. Le superfici isogranulometriche delimitano corpi a diversa granulometria identificati nella figura superiore con diversi colori: azzurro - sabbie fini, verde - sabbie medie, giallo - sabbie grossolane. La figura inferiore fornisce un'interpretazione stratigrafica. U3 indica i depositi di sabbie singlaciali. Il corpo settentrionale di sabbie superficiali corrisponde all'unità U5.

15.2.2. Unità U1 e U2 – fanghi e sabbie di bassa pianura alluvionale

Riconosciuta solamente in profondità, l'unità è mal nota poiché raggiunta quasi esclusivamente da pozzi per acqua.

Nella parte settentrionale dell'area di studio è rappresentata unicamente da lenti discontinue limi, argille, argille organiche e torbe limitate a base e tetto da contatti presumibilmente erosivi.

Nel settore centromeridionale, invece, l'unità si sviluppa oltre i 45-50 metri di profondità ed è superiormente rappresentata da prevalenti argille e argille organiche che si estendono per alcune decine di metri al disotto dei corpi analizzati in dettaglio.

La porzione sommitale e il limite di tetto dell'unità sono stati riconosciuti e identificati all'interno delle carote del sondaggio stratigrafico profondo "Deep" (Figura 15-8), realizzato nell'area del quadrante est della città, nei pressi dell'asilo di via del Salice.

Il passaggio netto dalle argille organiche limoso-torbose (Figura 15-8 A-B) alle sovrastanti sabbie grossolane risulta evidente alla quota di 52 metri dal piano campagna (Figura 15-8). Interpretati come depositi di piana interalvea, sulla base delle prove disponibili non è stato possibile determinare gli spessori complessivi dell'unità, come la natura del suo limite basale, poiché mai raggiunto da indagini di tipo diretto.

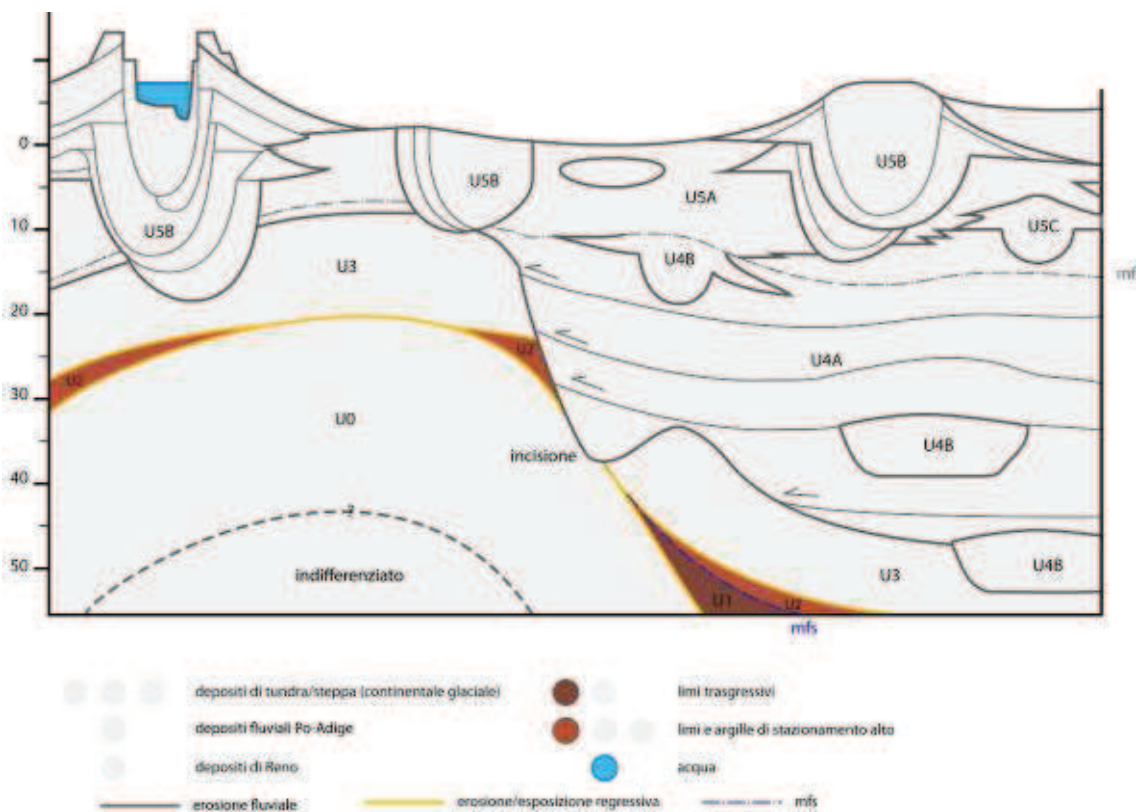


Figura 15-7 Schema dei rapporti stratigrafici tra l'unità U1 e U2 e le altre individuate in questa tesi.



Figure 1. Location of the sampling sites in the study area. The map shows the location of the sampling sites in the study area. The map shows the location of the sampling sites in the study area.

15.2.3. Unità U3 – sabbie di fiumi a treccia di media pianura alluvionale

Non affiorante nell'area di studio, poiché sempre sepolta al disotto dei sedimenti Olocenici, le informazioni riguardanti l'unità sono state derivate da prove geognostiche di vario tipo, disponibili nei diversi settori dell'area di studio.

Il limite inferiore è difficilmente rinvenibile, in quanto non sono molti i casi in cui le prove analizzate attraversino completamente l'unità. Sulla base delle caratteristiche deposizionali è però possibile attendersi che questo sia erosivo in tutta l'area di studio.

In prossimità dell'anticlinale di Casaglia, nei comparti nord-occidentali, il limite basale pone a contatto i depositi dell'Unità 3 con quelli dell'Unità 0 e, forse, anche con le unità inferiori indifferenziate, mentre nei comparti più meridionali e orientali il contatto avviene con il complesso delle Unità U1 e U2 (Figura 14-21).

La superficie che limita al tetto quest'unità è data dalla discordanza erosiva più recente presente all'interno della successione stratigrafica esaminata. Nel limite della possibilità di riconoscerla, essa appare come una superficie netta ed erosiva, sovente terrazzata, associata ad una lacuna non deposizionale di durata molto variabile.

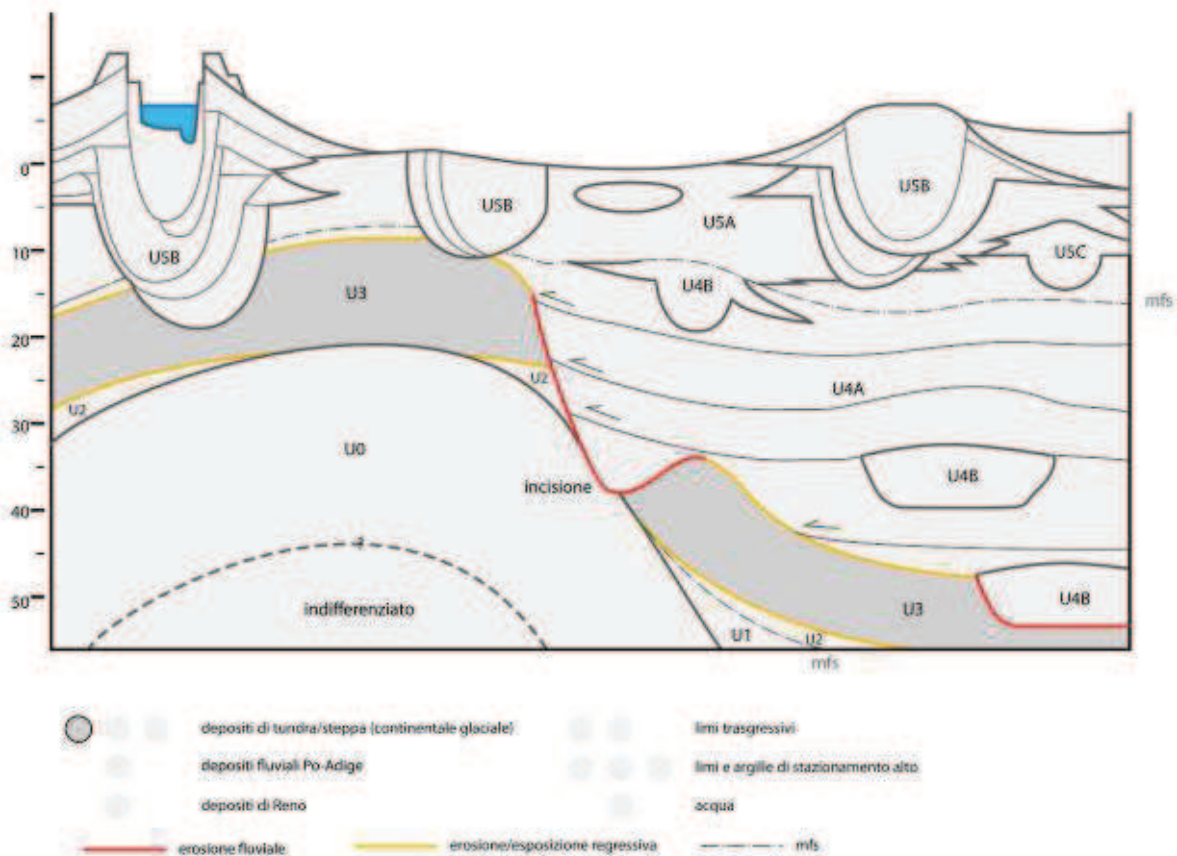


Figura 15-9 Schema dei rapporti stratigrafici tra l'unità U3 – costituita da sabbie di riempimento di canali fluviali a treccia di provenienza padana – e le altre unità individuate in questa tesi.

Nei settori centro-settentrionali dell'area di studio questa superficie è facilmente riconoscibile e corrisponde al netto cambio litologico tra i sedimenti granulari dell'unità e i sovrastanti sedimenti coesivi fini. La presenza di questa discontinuità è, inoltre, messa in evidenza da repentini salti nei valori di resistenza alla punta, permeabilità e velocità delle onde sismiche evidenti nei log parametrici dei piezoconi sismici analizzati. (Figura 15-15 e Figura 15-16).

Nei medesimi settori questa disconformità si tramuta, talvolta, in una superficie di amalgamazione e diviene meno netta e difficilmente distinguibile. Questo accade localmente quando corpi sabbiosi sovrastanti si saldano alle sabbie dell'unità in oggetto, determinando successioni di sedimenti granulari che possono giungere ad affiorare, come accade nella zona di Mizzana, Casaglia, centro commerciale il Diamante e sotto alcune porzioni occidentali degli attuali alvei del Po e del Volano.

Nelle aree poste a sud, in corrispondenza del fianco settentrionale della sinclinale di Coronella (Figura 15-2), questa paleo-superficie morfologica risulta meno evidente ma è comunque riconoscibile in corrispondenza del tetto di corpi sabbiosi minori o di orizzonti pedogenetici maturi. Talvolta questa superficie pare assente, verosimilmente poiché collocata al disotto della quota raggiunta da gran parte delle prove geognostiche utilizzate per la creazione del modello geologico del sottosuolo (30-35 m di profondità).

Il modello mostra, infatti, in maniera convincente come questa superficie immerga molto rapidamente verso sud già in corrispondenza del Parco Urbano, poco a sud di Possessione Cà Grande (Figura 15-11, profilo 2), e come questa presenti una profonda incisione corrispondente, con ogni probabilità, ad una valle incisa. Con andamento trasversale alle strutture tettoniche ed ai fiumi attuali, è situata ad est del canale Boicelli in corrispondenza del quartiere Barco, e prosegue in direzione nord infilandosi sotto Pontelagoscuero (Figura 15-10).

La ricostruzione geometrica dell'antica valle risulta alquanto complessa poiché parzialmente colmata e nascosta da sedimenti olocenici padani, e troncata a nord dall'odierno corso del fiume Po. Per gli stessi motivi non appare semplice comprendere a quale corpo fluviale di provenienza settentrionale attribuire questa valle. E' risaputo (Castiglioni *et al.*, 1999) che, durante l'ultima glaciazione, l'Adige giungeva nei pressi di Ficarolo e questo potrebbe fornire una possibile spiegazione al problema.

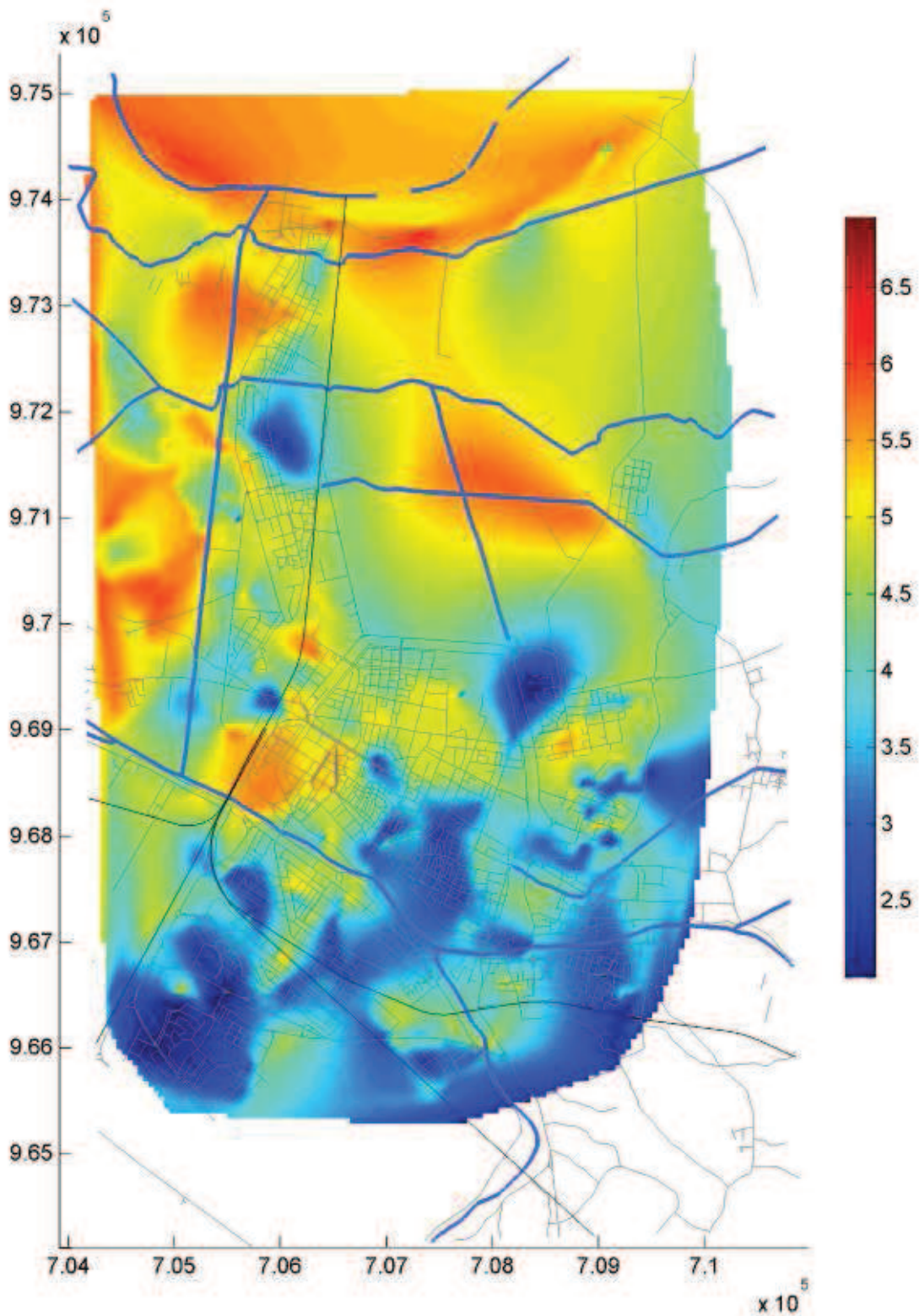


Figura 15-10 Intersezione tra il modello di distribuzione granulometrica tridimensionale “tipo B” e un piano orizzontale tracciato a - 9 metri sul geoido. I colori indicano le varie classi granulometriche secondo lo schema di Robertson. In rosso sono indicate le classi più grossolane, il blu scuro quelle più fini.

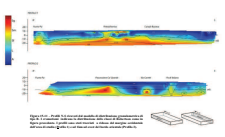


Figure 1.1.1. Two cross-sectional diagrams of a geological structure. The top diagram shows a layered structure with a central peak, and the bottom diagram shows a similar structure with a different internal profile. A color scale on the left ranges from 0 to 1.0.

Da quanto finora esposto, appare chiaro come anche gli **spessori** dell'unità non siano sempre facilmente determinabili. Nella porzione nord dell'area di studio, infatti, la loro definizione richiederebbe la discriminazione dai sedimenti dell'unità U0, di difficile realizzazione a causa delle similitudini litologiche tra i due corpi. Verso sud, invece, il limite inferiore è conosciuto solo in pochi sondaggi, a causa della forte immersione dell'unità in corrispondenza della Sinclinale di Coronella (Figura 15-2).

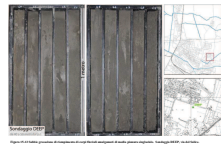
Mentre nell'area anticlinalica (Pontelagoscuro ad ovest, e possessione Ca' Grande ad est) l'unità dovrebbe raggiungere spessori dell'ordine dei 10 m, nel settore centrale interessato dai retroscorrimenti della struttura tettonica (Figura 15-2) questi depositi appaiono più consistenti.

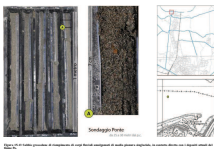
Dall'analisi del sondaggio stratigrafico profondo "DEEP" (Figura 15-12), realizzato nel quadrante est cittadino e di alcune prove penetrometriche occidentali che attraversano interamente l'unità (Figura 15-14), appare chiaro come nella fascia centrale dell'area di studio essa raggiunga spessori di circa 20 m.

La correlazione tra le indagini geognostiche in senso longitudinale evidenzia anche come l'unità si collochi a profondità decisamente diverse ad occidente e ad oriente dell'area indagata. Sul margine ovest dell'area di studio, infatti, l'unità si sviluppa tra i 17 ed i 33 m (Figura 15-14) rispetto alla superficie topografica, mentre raggiunge profondità molto maggiori ad oriente, con quote comprese i 34 e 52 m (Figura 15-12).

Dal punto di vista sedimentologico l'unità è essenzialmente costituita da sabbie a granulometria variabile, da medio-fine a grossolana, di color grigio-azzurro, che localmente possono presentare una componente ghiaiosa fine. I clasti di maggiori dimensioni sono formati da frammenti metamorfici, quarzo policristallino (Figura 15-13 A), selci sedimentarie e subordinati carbonati mesozoici, arenarie ben cementate e frammenti ofiolitici, ben visibili anche a campione a mano, che, come nel caso del sondaggio di Pontelagoscuro, dimostrano una chiara provenienza padana delle sabbie.

Di norma prive di matrice fine e di componente vegetale, le sabbie evidenziano una classazione da media a buona. Le strutture sedimentarie sono difficilmente osservabili nelle carote (Figura 15-12 e Figura 15-14), come non evidenti sono le strutture trattive e eventuali indizi di pedogenesi.





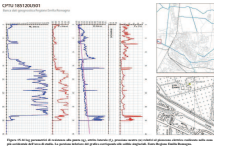
Questi corpi sabbiosi sono caratterizzati da valori di elevata **resistenza alla punta** (q_t) che frequentemente eccedono i 30 MPa per giungere fino a 40 Mpa, ed i cui picchi di resistenza possono essere correlati lateralmente su distanze anche di diversi chilometri.

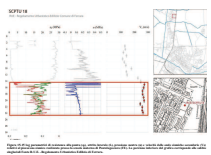
Gli intervalli peculiari (Figura 15-15 e Figura 15-16) evidenziano brusche variazioni della resistenza alla penetrazione, con minimi relativamente pronunciati, in corrispondenza di superfici che delimitano, alla base e al tetto, corpi tabulari di spessore limitato. L'organizzazione interna di questi corpi presenta una sostanziale asimmetria in cui i valori di resistenza alla punta si accrescono gradualmente verso l'alto (Figura 15-15 e Figura 15-16).

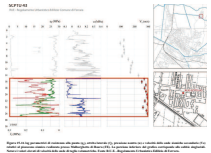
Molto variabili appaiono anche i valori di attrito laterale (f_s) che possono mantenersi sufficientemente bassi, vista la scarsa presenza di matrice, ma anche presentare valori notevoli associati a picchi a elevata resistenza alla penetrazione.

Tipico è l'andamento della pressione interstiziale che normalmente presenta valori di sovrappressione negativa per buona parte degli intervalli considerati, anche se non mancano porzioni degli stessi dove la pressione supera il valore idrostatico, rimanendo comunque confinata a bassi valori positivi.

La velocità delle onde sismiche mostra i valori più elevati tra tutte le unità identificate in questo studio. Generalmente sopra la soglia dei 250 m/s, ma con velocità che possono decisamente superare i 300 m/s, questi valori non sono dissimili da quelli tipici dei sedimenti litificati.







Small text or notes located below the profile view, likely providing technical specifications or a legend for the drawing.

Visto il contesto geologico e stratigrafico, l'analisi di facies e l'architettura deposizionale, i corpi sabbiosi costituenti l'unità rappresentano il riempimento di canali fluviali a treccia di ambienti di media pianura alluvionale "fredda", come indicato dalla composizione petrografica delle sabbie, l'assenza totale di materiali legnosi e il frequente rinvenimento di ossa di faune caratteristiche dei periodi glaciali (mammut lanoso, renna, bue muschiato, rinoceronte lanoso ecc).

Nelle penetrometrie questi corpi fluviali mostrano un'organizzazione interna molto diversa da quella dei fiumi recenti (Figura 15-36).

I singoli raggruppamenti di picchi di resistenza penetrometrica indicano, infatti, una profondità media degli alvei alquanto ridotta, spesso sui 3-4 m (Figura 15-16), mentre la correlazione laterale delle prove penetrometriche suggerisce alvei molto larghi, spesso superiori al chilometro. Spesso al tetto degli intervalli si registrano i valori di resistenza più elevati, in corrispondenza delle concentrazioni di ciottoli viste nella caratterizzazione sedimentologica, e verosimilmente accompagnate da concentrazioni di ossa di mammiferi che si rinvenivano frequentemente, anche se non nei sondaggi analizzati.

Come evidente, l'andamento delle curve penetrometriche appena descritto è profondamente diverso da quello registrato in corrispondenza degli alvei di Po olocenici. Questi ultimi, infatti, presentano corpi a base netta con spessori anche superiori ai 10 metri, identificati da valori di resistenza massimi alla base dell'intervallo e profonda asimmetria dei valori verso l'alto (v. Par. 15.2.5).

Le caratteristiche sedimentologiche, fisiche e geometriche dell'unità ne fanno un corpo acquifero di notevole permeabilità intrinseca ed elevata trasmissibilità idraulica (v. es. valori di pressione interstiziale (u) Figura 15-15 e Figura 15-16).

15.2.4. Unità U4 - limi e sabbie di pianura alluvionale ben drenata

Caratterizzata per la prima volta nel corso di questa ricerca, l'unità è presente esclusivamente nel sottosuolo e poggia in contatto netto al disopra della discordanza erosiva in precedenza descritta (v. tetto unità U3, Par. 15.2.3).

La superficie che limita al tetto l'unità è, invece, di tipo non erosivo e corrisponde a un ultimo ed esteso orizzonte pedogenizzato a concrezioni carbonatiche, al quale si sovrappongono, in modo netto, depositi coesivi fini ricchi di sostanza organica.

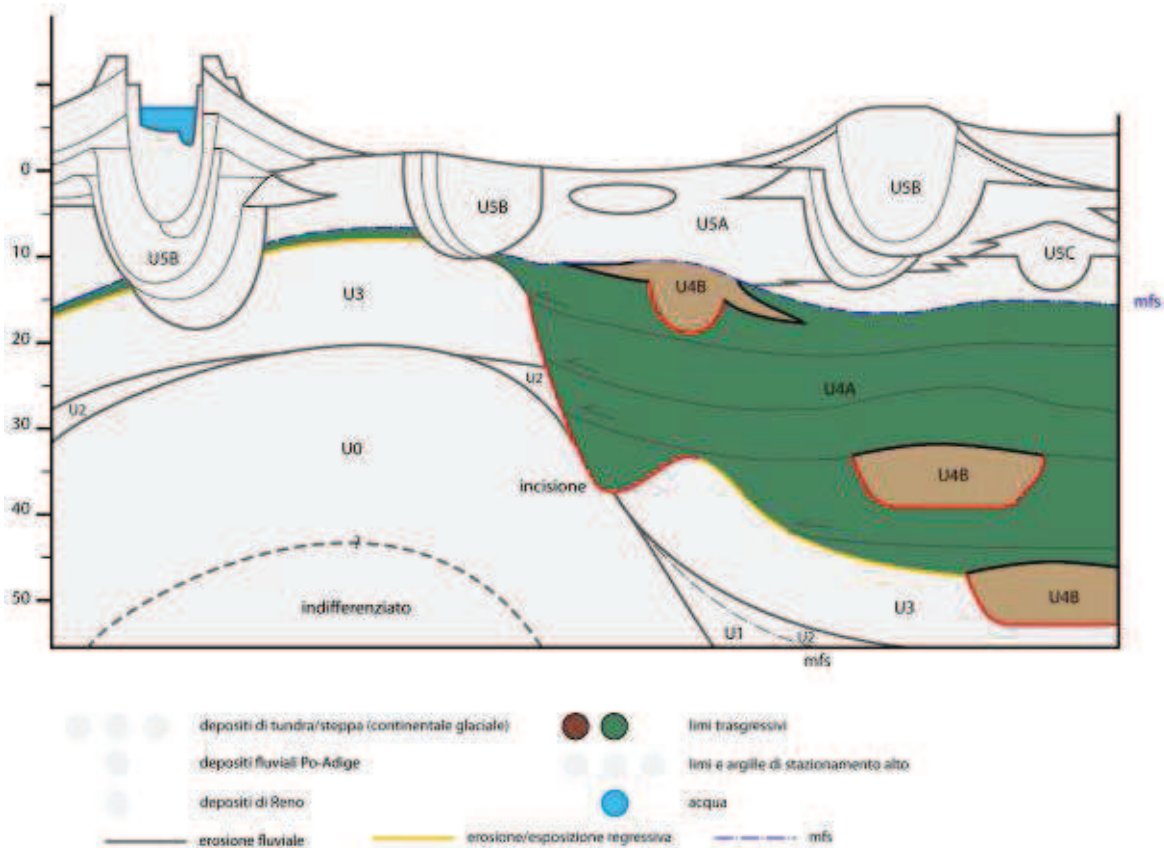


Figura 15-17 Schema dei rapporti stratigrafici tra l'unità U4 – dominata da estesi volumi di sedimenti granulari molto fini (Subunità U4A₂), contenenti corpi sabbiosi tendenzialmente isolati di paleoalveo (Subunità U4B₁) – e le altre unità individuate nell'ambito di questa tesi.

Dall'osservazione del modello tale superficie appare collocata a quote variabili, comprese tra i + 2,5 m delle aree settentrionali, ed i - 4,5 metri s.l.m, delle aree maggiormente subsidenti (Figura 15-18).

Ben sviluppata solo nella porzione centromeridionale dell'area di studio, in cui raggiunge **spessori** di circa 20 metri, essa risulta assente o estremamente ridotta nel settore settentrionale. Procedendo da sud verso nord, dunque, l'unità si riduce in maniera abbastanza repentina con geometria cuneiforme. Sulla base dei rapporti geometrici, quindi, la riduzione di spessore e di sviluppo dell'unità è interpretata come progressivo *onlap* sul tetto eroso delle predeenti sabbie glaciali.

Dal punto di vista composizionale l'unità è dominata da estesi volumi di sedimenti granulari molto fini, che sono stati interpretati come depositi di piana alluvionale ben drenata (Subunità U4A₂), all'interno dei quali sono presenti corpi sabbiosi di paleoalveo tendenzialmente isolati (Subunità U4B₁), caratterizzati da un aumento della propria complessità, geometrica e morfologica, mano a mano che si procede dal basso verso l'alto dell'unità.

In base ad osservazioni composizionali qualitative è presumibile che i depositi facenti parte di questa unità siano nel complesso da ricondurre ad un'origine di tipo appenninica. Ciononostante non è possibile escludere apporti, anche considerevoli, di provenienza padana, dovuti all'azione del fiume Po.

La sostanziale presenza di corpi sabbiosi tendenzialmente isolati entro sedimenti fini limosi e argillosi, implica la formazione di acquiferi semiconfinati, di norma non in continuità con altri corpi acquiferi più profondi, né in contatto con l'idrografia superficiale.

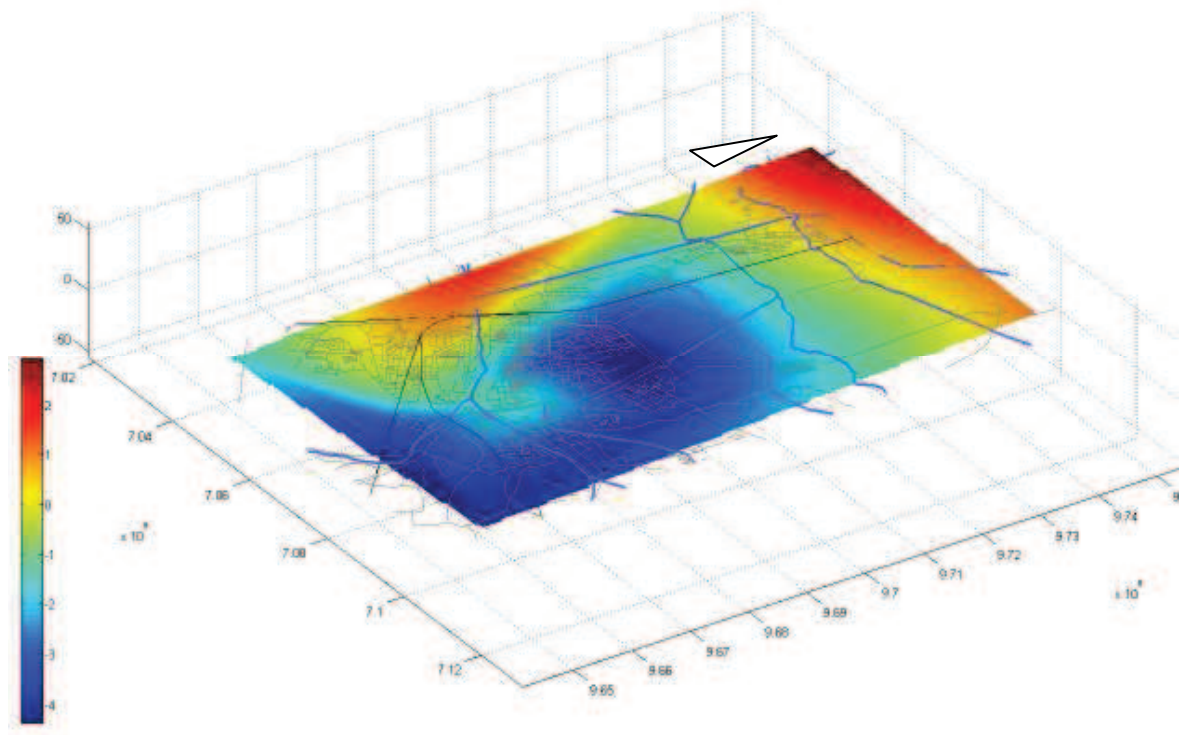


Figura 15-18 Profondità della superficie di massima trasgressione corrispondente al tetto dell'unità U4, riferita in metri al livello medio mare (v. Par. 16.3 e 17.4).

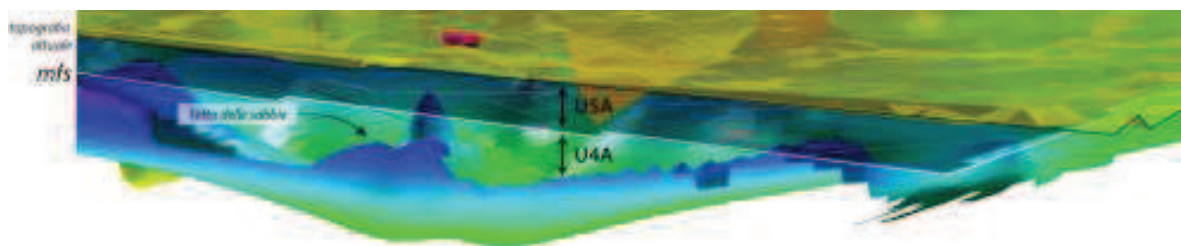


Figura 15-19 La superficie di massima trasgressione separa i corpi di riempimento di alvei fluviali depositati durante la fase di retrogradazione della linea di costa da quelli accumulati durante le fasi di progradazione. Tale superficie è datata circa 5.000 anni fa. Ambienti marini non hanno mai interessato l'area di studio, ma erano presenti poco più a oriente di essa.

Subunità U4A₂ – limi di piana interalvea

Limi bruno-nocciola a screziatura giallo-ocra, talvolta ben cerniti e di aspetto loessico, intercalati a livelli argillosi poco sviluppati e a strati gradati di sabbie fini (Figura 15-20 A). Di notevole estensione laterale e di spessore anche metrico, i pacchi limosi appaiono spesso amalgamati da intensa bioturbazione (Figura 15-20 B) e presentano estesi orizzonti pedogenetici a calcinelli carbonatici (Figura 15-21) frequentemente associati alla presenza di apparati radicali.

Questi sedimenti sono stati riconosciuti e caratterizzati in alcuni sondaggi a carotaggio continuo realizzati, per fini pubblici e privati, sia nel quadrante est cittadino (Figura 15-20) sia nella zona meridionale dell'area di studio, nei pressi di Via Beethoven (Figura 15-21).

Nelle aree a maggior subsidenza meridionali e orientali, questi depositi passano lateralmente a corpi sabbiosi isolati (Subunità U4B₁), mentre nelle aree centrali occidentali probabili rapporti di *onlap* mettono in contatto l'unità limosa con corpi sabbiosi più antichi di origine singlaciale (Unità U3); infine, nella fascia di culminazione assiale anticlinale (Figura 15-2), questi limi possono essere contigui ai corpi sabbiosi più recenti appartenenti ad U5B₁. Per meglio comprendere i rapporti laterali tra le unità v. Figura 14-21.



Figure 1.1: Section and floor plan of a room. The section shows the wall and floor assembly, and the floor plan shows the room layout. The yellow circles and arrows indicate the location of the detail view.



Figure 1: Comparison of the three different materials (left) and the corresponding technical drawing (right).

Allo stesso tempo, l'unità è stata definita attraverso l'analisi dei parametri fisici misurati nelle prove a piezocono digitale, disponibili nelle stesse aree indagate tramite sondaggio.

I valori di **resistenza alla punta** (q_t) appaiono tendenzialmente bassi e compresi tra 2 e 4 MPa. La curva penetrometrica mostra un andamento monotono all'interno del quale sono estremamente rari picchi a resistenza maggiore (Figura 15-22).

Per quanto concerne i valori di **attrito laterale** (f_s) questi risultano abbastanza elevati, come lo sono anche quelli relativi alla **pressione neutra** (u) che, a differenza dei primi, mostra però un andamento fortemente asimmetrico evidenziato dalla graduale diminuzione verso l'alto dei valori di pressione interstiziale, che permangono comunque sempre al disopra di quello idrostatico.

Nonostante valori di resistenza alla penetrazione indubbiamente bassi, le velocità delle onde sismiche caratteristiche di questi depositi appaiono notevolmente elevate, con valori compresi tra i 180 e 250 m/s.

La correlabilità laterale di questi depositi è resa certamente complessa dalla mancanza di picchi isolati diagnostici, ma quando questi risultano presenti possono essere correlati anche su grande distanza.

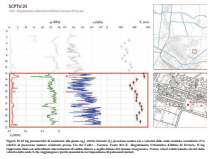


Figure 1. Seismic hazard analysis for station SPT25. The figure includes a map of the station location, a plot of peak ground acceleration (PGA) vs. distance, and a plot of peak ground velocity (PGV) vs. distance.

Sulla base delle correlazioni tra le curve parametriche dei piezoconi e i dati di pozzo, che come noto consentono ricostruzioni sedimentologiche di dettaglio, compresa l'analisi di facies (v. tra gli altri, Amorosi & Marchi, 1999; De Mio & Giacheti 2007), i corpi sedimentari di quest'unità sono stati interpretati come depositi interalvei di pianura alluvionale fortemente alimentata e tendenzialmente drenata, mentre alcuni degli intervalli limosi meglio cerniti e di aspetto loessico potrebbero avere avuto un'origine eolica.

Subunità U4B₁ – sabbie di riempimento di canale

Sabbie medie e fini ben classate di color grigio chiaro, caratterizzate da abbondanti granuli di quarzo e feldspati, ben visibili anche al campione a mano, e apparente assenza di frammenti di rocce sedimentarie (Figura 15-24).

Questi depositi formano corpi a geometria allungata, lateralmente isolati e larghi fino ad oltre un chilometro, che di norma incidono con contatto netto ed erosivo i depositi di piana inondabile adiacenti (subunità U4A₂). Localmente, tali sabbie possono però anche trovarsi saldate ai corpi sabbiosi più antichi singlaciali, soprattutto nella porzione basale dell'unità. Gli spessori di questi elementi possono essere plurimetri, come evidenziato dall'analisi dalle penetrometrie (Figura 15-25) e ben documentato dal sondaggio stratigrafico profondo “Deep” (Figura 15-23), in cui le sabbie raggiungono uno spessore complessivo di 10 metri.



Figure 1.1: Aerial view of the study area showing the location of the study area in the region of the study.



I **valori di resistenza alla punta** (q_t) di questi depositi mostrano un andamento fortemente asimmetrico, caratterizzato da ripetute pulsazioni di sempre minor intensità procedendo verso l'alto.

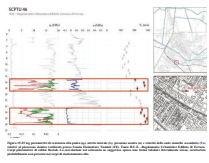
Gli intervalli di resistenza caratteristici di questi corpi presentano una parte basale poco sviluppata, in cui di norma si raggiungono i valori massimi di resistenza, che possono toccare i 20 MPa.

Nel complesso questi intervalli mostrano uno spessore di alcuni metri, marcato alla base da un netto e istantaneo aumento dei valori di resistenza alla penetrazione, i cui picchi di resistenza sono però poco correlabili lateralmente, visto l'isolamento spaziale degli stessi.

Tale limite è reso evidente anche dai valori di **pressione neutra** (u) che mostrano una brusca diminuzione, fino a valori inferiori a quelli idrostatici nell'intervallo considerato, per poi aumentare in maniera repentina al tetto dello stesso, fino a raggiungere sovrappressioni notevoli.

La presenza di valori di pressione inferiore ai livelli idrostatici, indica sia un'elevata permeabilità, sia una notevole trasmissività idraulica dei corpi sabbiosi, che si sviluppa nella direzione di allungamento degli stessi.

Nello stesso intervallo, l'attrito laterale (f_s) risulta estremamente variabile, mentre la velocità delle onde sismiche appare decisamente elevata, raggiungendo valori massimi che possono eccedere i 300 m/s in corrispondenza dei massimi valori di resistenza della penetrazione alla punta.



Scale: 1:100

A fronte delle correlazioni effettuate e dei caratteri geometrici e sedimentologici, questi depositi sono interpretati come il riempimento di canali fluviali. Sulla base delle geometrie e dimensioni di questi ultimi, è possibile ipotizzare la presenza di alcuni corpi maggiori, di provenienza padana, e nella parte meridionale di corpi minori verosimilmente di provenienza appenninica.

Dall'analisi del modello di sottosuolo risulta, inoltre, ben evidente come le geometrie di questi corpi fluviali si modificano fortemente procedendo dal basso verso l'alto dell'unità (Figura 15-26). Nella porzione basale, infatti, i fiumi appaiono incassati all'interno dei sedimenti fini, mentre nella porzione superiore mostrano una più evidente evoluzione aggradazionale, con lo sviluppo di corpi di argine naturale e di tracimazione, precedentemente assenti.

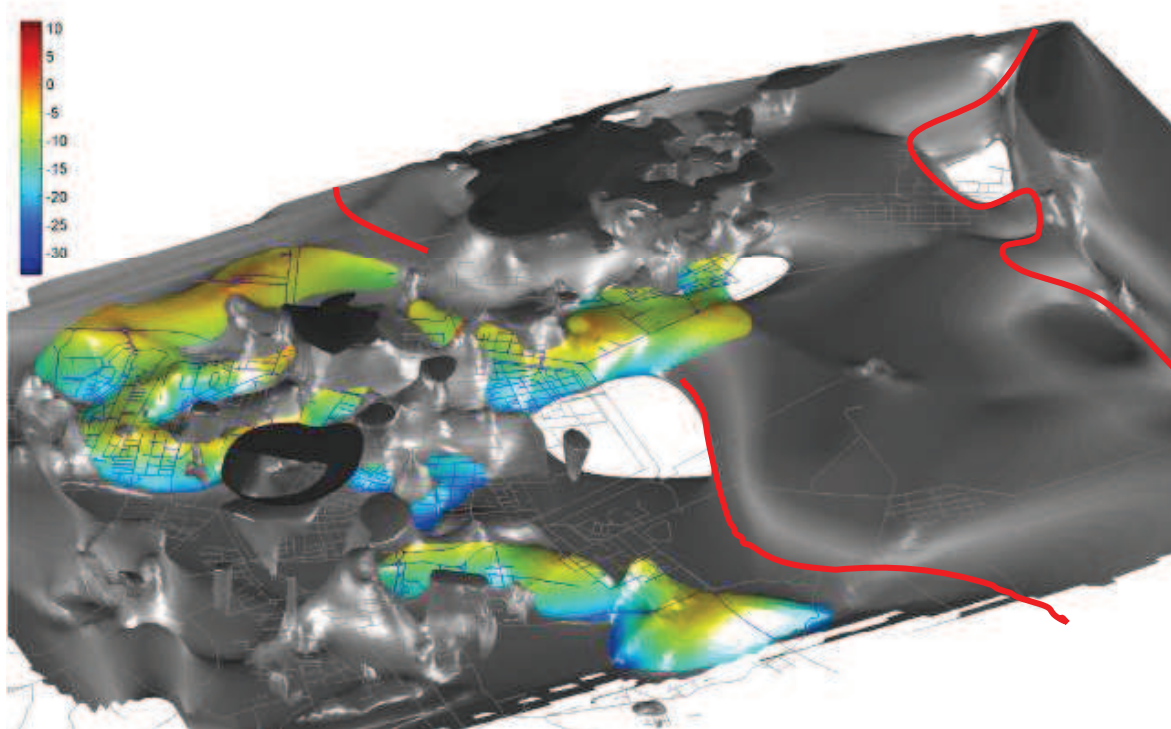
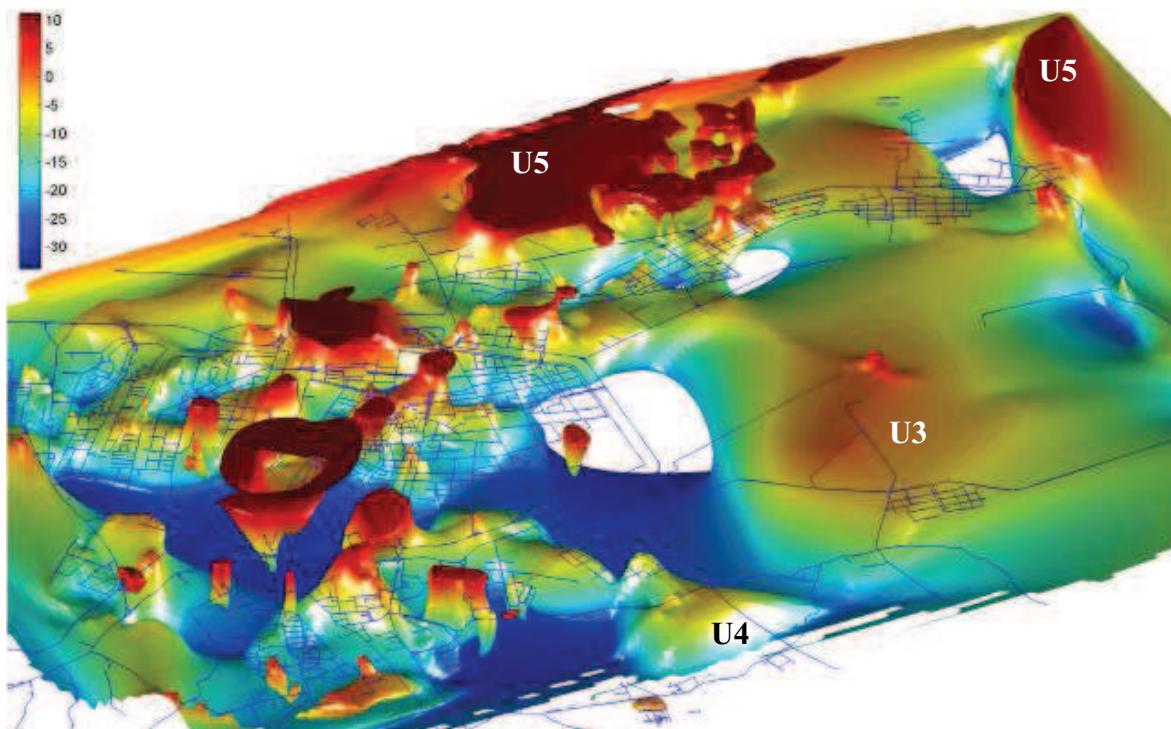


Figura 15-26 Modello B, isosuperficie del limite delle sabbie. Il colore rappresenta la profondità rispetto al livello medio mare. Le sigle indicano le unità informali di cui a Figura 14-21 e Figura 15-1. Nell'immagine inferiore è evidenziata la presenza, al di sotto del centro cittadino, di un corpo nastriforme continuo di sabbie fluviali, con direzione Est-Ovest. La linea rossa marca il contatto fra la superficie di tetto delle sabbie singlaciali (U3) e i depositi successivi. La geometria della struttura riflette in parte la deformazione della sottostante anticlinale di rampa.

15.2.5. Unità U5 - fanghi e sabbie di bassa pianura alluvionale mal drenata

Attraversata dalla totalità delle penetrometrie e dei sondaggi stratigrafici disponibili, quest'unità risulta la meglio conosciuta nell'area di studio, anche in considerazione del fatto che la sua parte superiore affiora in maniera ubiquitaria e costituisce la superficie topografica dell'intero territorio ferrarese.

La sua base, in precedenza descritta (Par. 15.2.4), di norma separa questi depositi dai corpi sedimentari sottostanti appartenenti all'unità U4, anche se nell'area di culminazione dell'anticlinale sepolta di Casaglia, l'unità può risultare in contatto diretto con i corpi sabbiosi singlaciali dell'unità U3.

Rispetto alla superficie topografica, il limite di base si colloca a profondità variabile, compresa tra i 15 m della porzione meridionale e i soli 5 m del settore settentrionale. Tali valori corrispondono essenzialmente agli spessori massimi raggiunti dall'unità nei vari settori geografici, fatta eccezione per rari casi in cui locali incisioni approfondiscono il limite di base fino a quote che possono giungere a 20 metri di profondità.

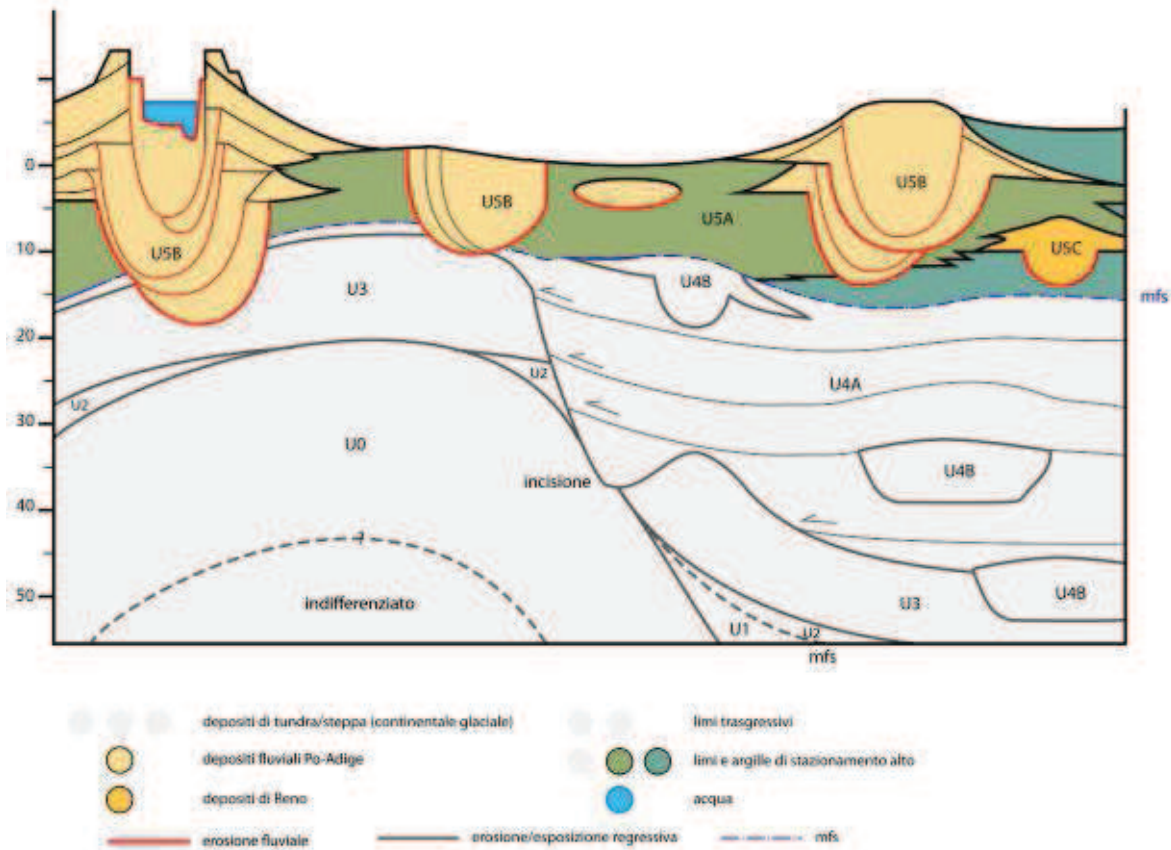


Figura 15-27 Schema dei rapporti stratigrafici tra l'unità U5 e le altre individuate nell'ambito di questa tesi. L'unità U5 è prevalentemente costituita da sedimenti argilloso-limosi di piana interalvea mal drenata (Subunità U5A₁ e U5A₂), che ospitano corpi sabbiosi di paleoalveo di origine sia padana che appenninica (Subunità U5B₁ e U5B₂).

Costituita in prevalenza da sedimenti argilloso-limosi interpretati come depositi interalvei di bassa pianura alluvionale, tendenzialmente mal drenata (Subunità U5A₁ e U5A₂), quest'unità ospita al proprio interno anche corpi allungati caratterizzati da granulometrie più grossolane (prevalentemente sabbie/sabbie-limose) costituenti alvei antichi o attuali (Subunità U5B₁ e U5B₂). Tali paleoalvei mostrano andamenti diseguali a seconda della provenienza e dell'eventuale rielaborazione di sedimenti grossolani singlaciali dell'U3: quando questo avviene, come nel settore nordoccidentale, gli alvei di provenienza padana mostrano un andamento molto più sinuoso, quasi meandriforme, rispetto a quelli presenti nelle aree centro meridionali (di prevalente provenienza appenninica) tendenzialmente più lineari.

Anche le caratteristiche tessiturali e composizionali dei depositi argilloso-limosi risultano mutevoli spostandosi da nord verso sud, con caratteri più francamente argillosi nei settori centro-settentrionali, e quasi unicamente limosi nelle porzioni meridionali.

La presenza di depositi poroso-permeabili, prossimi alla superficie topografica, incassati nei sedimenti fini costituenti la porzione sommitale della successione sedimentaria, suggerirebbe un'idrostruttura caratterizzata da corpi acquiferi tendenzialmente isolati a superficie libera, di cui i sedimenti fini costituiscono l'acquitardo. In realtà, in alcune aree e in particolare a nord, in prossimità degli alvei antichi e attuali del Po, l'erosione alla base dell'Unità U5 ha portato in contatto i corpi porosi con i sottostanti corpi dell'U3 (le sabbie singlaciali) dando origine a un acquifero più complesso, semiconfinato con conseguente incremento del rischio di contaminazione delle falde.

Subunità U5A₁ - argille e argille torbose di depressione interalvea padana

Estesa dal centro storico della città all'attuale argine del Po, l'unità è costituita da argille torbose e torbe di colore scuro che passano verso l'alto ad argille localmente torbose, subordinati limi e talvolta sottili strati sabbiosi gradati.

Le intercalazioni torbose presentano spessori decimetrici (Figura 15-28 A e B) e localmente fino a un metro e sono particolarmente sviluppate nella porzione basale dell'unità (Figura 15-28).

Sparsi bioclasti di molluschi continentali, quali gasteropodi polmonati e lamellibranchi d'acqua dolce (es. *Limnea palustris*), frustoli carboniosi e foglie di piante arboree e ninfee, sono frequenti all'interno di questi intervalli, talvolta in ottimo stato di conservazione.

Le argille contengono frequentemente tracce d'apparati radicali o sono intensamente bioturbate da organismi limivori, tanto da rendere non più visibili le originarie stratificazioni e strutture sedimentarie. Di rado appaiono preservate fitte laminazioni piano-parallele d'aspetto varvato o sottili interstrati sabbioso-limosi gradati a base netta, contenenti intraclasti argillosi e frammenti legnosi.

Suoli di tipo carbonatico sono totalmente assenti dall'unità, come lo sono i suoli maturi, che lasciano il posto a subordinati livelli con fenomeni di alterazione incipiente, dovuti a processi pedogenetici embrionali.

Nella porzione sommitale e affiorante dell'unità, frequenti sono i livelli ossidati e screziati, (Figura 15-29) come abbondanti possono essere frammenti di laterizi e ceramiche (Figura 15-29 A) sia di età romana che post-romana (M. Stefani, com. pers.).



Einführung 2017



Donkeygate Park

Donkeygate Park is a public park in the village of Donkeygate, near the town of Donkeygate, in the county of Donkeygate, in the country of Donkeygate. It is a public park and is open to the public. It is a public park and is open to the public. It is a public park and is open to the public.

Questa unità presenta la penetrofacies arealmente più diffusa, nella parte superiore delle successioni indagate. I depositi costituenti quest'unità sono generalmente caratterizzati da valori di **resistenza alla punta** (q_t) molto bassi, costituenti intervalli uniformi ad andamento tendenzialmente monotono.

I valori di resistenza variano solitamente da minimi quasi nulli, a massimi di 2-3 MPa, anche se, non di rado, si registrano picchi di resistenza leggermente superiori che possono spingersi fino a 5 MPa.

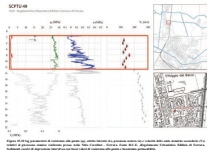
Tale andamento ben riflette la composizione litologica fine e molto uniforme dell'unità, con i valori minimi di resistenza riferiti alla successione di argille plastiche e argille-torbose, ed i picchi a resistenza maggiore legati alle intercalazioni di sottili livelli limo-sabbiosi o sabbioso-limosi.

Se l'unità risulta affiorante, la porzione sommitale del log parametrico può presentare valori di resistenza alla punta maggiori rispetto alla media, dovuti al consolidamento dei sedimenti presenti nella fascia vadosa.

I valori di attrito laterale (f_s) appaiono, invece, più elevati a causa dell'abbondanza di sedimenti coesivi plastici e mostrano variazioni maggiormente marcate e frequenti rispetto ai valori di resistenza alla punta.

Molto elevati sono anche i livelli di pressione neutra (u) che manifestano un andamento fortemente asimmetrico verso l'alto. Largamente diffuse sono, infatti, le sovrappressioni, i cui valori massimi corrispondono ai livelli a minor permeabilità rappresentati dai depositi argilloso-organici.

Alcuni picchi di resistenza alla punta presentano una buona correlabilità laterale, anche su distanze di vari chilometri e corrispondono a livelli importanti di esondazione e rotta fluviale. I valori di velocità delle onde sismiche volumetriche seconde sono generalmente bassi, intorno ai 120-150 m/s, come prevedibile in sedimenti fangosi privi di paleosuoli, assai poco consolidati e con un elevato contenuto in acqua.



Questa unità dominata da sedimenti fangosi, spesso torbosi, si è accumulata in ampie depressioni morfologiche, interposte fra i vari alvei e paleoalvei del Po, tendenzialmente pensili o dossivi. In queste depressioni si sviluppavano spesso ambienti umidi, soprattutto durante la stagione autunnale o invernale, che sfumavano lateralmente in vere e proprie torbiere, paludi e stagni dulcicoli. Nelle parti depresse le condizioni palustri erano pressoché continue, mentre nelle porzioni leggermente più elevate si stabilivano condizioni maggiormente drenate durante le stagioni secche. In occasione delle maggiori piene del Po, queste aree erano soggette alla deposizione distale da tracimazione o sfondamento arginale. Mentre le sabbie e i limi formavano sottili strati gradati, le argille decantavano molto più lentamente. Data l'origine abbastanza recente di questi depositi si conservano spesso le relazioni altimetriche e geomorfologiche primarie, enfatizzate dalla compattazione differenziale dei sedimenti. Nelle porzioni più antiche la sedimentazione tende invece a livellare e seppellire le morfologie deposizionali.

Subunità U5A₂ - argille e limi di depressione interalvea di provenienza appenninica

Presente solo nella parte sud dell'area di studio, quest'unità è rappresentata da una successione limoso-argillosa che nella porzione inferiore appare costituita in prevalenza da argille organiche, raramente interessate da intercalazioni di limi e limi sabbiosi.

La sostanza organica di origine vegetale può essere diluita all'interno della matrice argillosa o concentrata in lamine e strati a costituire accumuli torbosi, che nelle aree morfologicamente depresse possono raggiungere spessori anche plurimetrici.

La presenza di sostanza organica indecomposta conferisce a questi depositi un colore grigio-nerastro molto evidente sia nelle carote dei sondaggi geognostici (Figura 15-31) sia nel materiale sedimentario di risulta dalla perforazione dei pozzi per acqua.

Frequente è la presenza di resti di gasteropodi continentali, mentre più rari sono estesi fenomeni di bioturbazione in grado di obliterare le originarie strutture sedimentarie.



Figure 1. Soil samples collected from the study area. The map shows the location of the study area in the study area.

La maggior parte del volume sedimentario è, invece, costituito da abbondanti depositi siltosi che rappresentano la parte superiore dell'unità (Figura 15-34).

Gli spessi pacchi di limi prevalentemente grigiastri (Figura 15-32) sono solo di rado interrotti dai litotipi argillosi, che invece rappresentano la quasi totalità dei depositi di piana inondabile a provenienza padana (Subunità U5A₁). Ridotte appaiono anche le intercalazioni di limi sabbiosi e sabbie limose gradate, ben più frequenti e sviluppate nei settori centrosettentrionali posti a nord del Volano.

Alcuni livelli di limi e argille possono, talora, essere ricchi in sostanza organica, mentre quasi del tutto assenti risultano orizzonti pedogenetici sviluppati.

Priva delle originarie stratificazioni e strutture sedimentarie a causa di intensi e frequenti fenomeni di bioturbazione, questa porzione dell'unità affiora estesamente, costituendo gran parte della superficie topografica dell'area collocata a sud del centro storico.

Dal punto di vista sedimentologico e compositivo quest'unità presenta numerose analogie con l'unità U4A₂, da cui si differenzia essenzialmente per la maggiore presenza di sostanza organica indecomposta (colori grigi e nerastri) e la totale assenza di paleosuoli maturi.



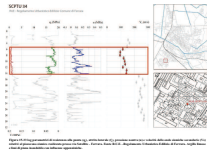
Figure 1. The artifacts and their location in the site plan. The artifacts are located in the red square on the site plan.

I depositi appena descritti sono rappresentati da log di **resistenza alla punta** (q_t) con andamento relativamente uniforme e valori generalmente compresi tra 1 e 2 MPa. Caratteristica diagnostica di quest'unità è la pressoché totale assenza d'intervalli a valore di resistenza quasi nullo e la minor occorrenza e sviluppo di singoli picchi a resistenza più elevata.

Tale tendenza è dovuta all'abbondante presenza di frazione siltosa anche negli intervalli argillosi e sabbiosi, che determina un andamento granulometrico più omogeneo della successione e quindi un'espressione in valori di resistenza alla punta più uniformi tra loro.

L'attrito laterale (f_s) tende a essere maggiore e decisamente più variabile dei valori di resistenza alla punta, mentre l'andamento della pressione neutra (u) mostra evidenti picchi sostanzialmente simmetrici, in corrispondenza dei quali non vengono comunque mai raggiunte sovrappressioni elevate, a causa della sostanziale assenza di sedimenti coesivi completamente impermeabili.

Infine, i valori di velocità delle onde di taglio volumetriche appaiono generalmente abbastanza bassi e compresi tra 100 e 150 m/s, con valori che possono, comunque, scendere anche attorno agli 80 m/s.



Sulla base delle osservazioni effettuate sui sondaggi stratigrafici e derivate della correlazione delle curve parametriche dei piezoconi digitali, i sedimenti della porzione basale dell'unità sono stati interpretati come depositi di paludi dulcicole arealmente assai estese, con episodi talvolta fortemente disossici. Queste facies di piana inondabile presentano forti analogie con quelle di Po (v. Subunità U5A₁), dalle quali si distinguono però per la grande abbondanza di limi e per l'andamento nel complesso assai più uniforme dei picchi penetrometrici, che presentano minori sbalzi di resistenza alla punta e di attrito laterale e valori globalmente superiori a quelli medi registrati nelle successioni di provenienza padana.

Questi depositi si sono sedimentati nelle depressioni interalvee, spesso allagate, interposte fra i corpi di alveo di provenienza appenninica. Queste aree erano alimentate dalle acque del Reno, del Savena e dell'Idice, come dimostrato le abbondanti informazioni ricavate dai testo antichi e dalla cartografia storica. Nella parte basale di U5 la grande diffusione di fanghi organici e torbe e la scomparsa di paleosuoli drenati e tracce di radici arboree registrano condizioni di diffuso impaludamento.

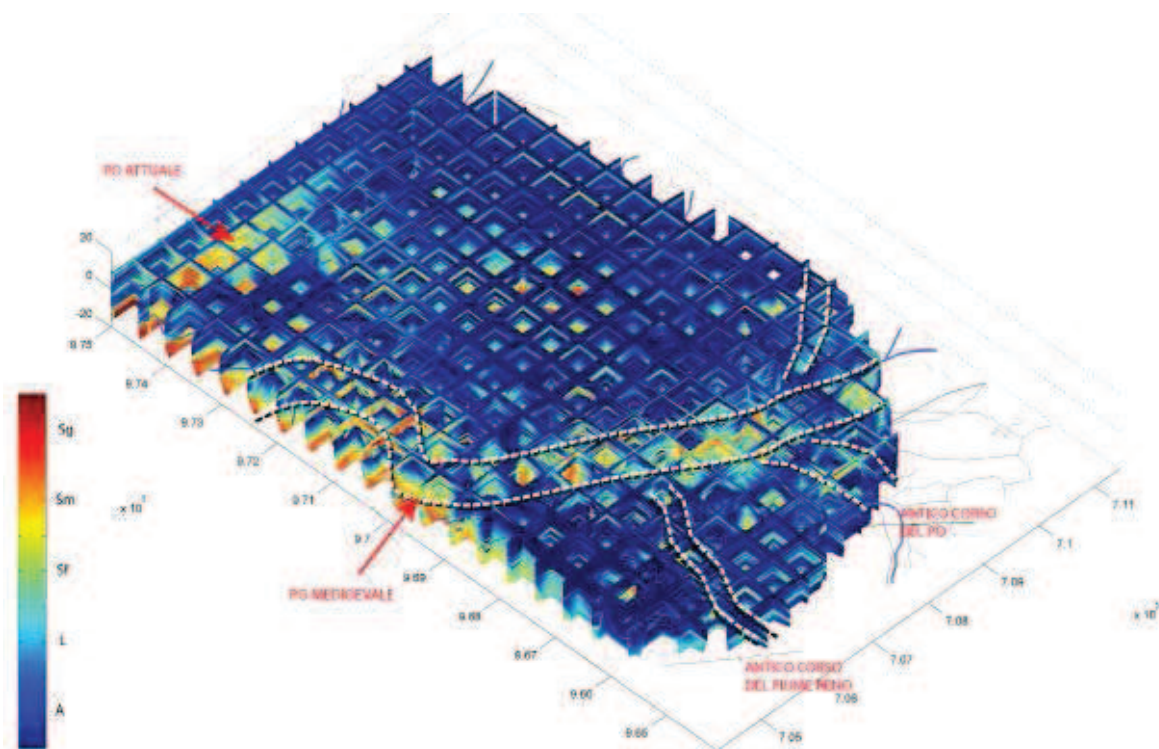


Figura 15-34 Diagramma a graticcio dell'area di studio estratto dal modello d'interpolazione stratigrafica tridimensionale "tipo A". Le colorazioni riflettono le granulometrie dei sedimenti nel sottosuolo (Sg = Sabbie grossolane; Sm = Sabbie medie; Sf = Sabbie fini; L = Limi; A = Argille). In questa vista da Sud-Ovest, è possibile apprezzare la presenza di un corpo superficiale sabbioso continuo, che corrisponde al Po di età antica e medioevale. Altri corpi più profondi sono riconoscibili nell'area compresa tra il Po di Primario e il Po di Volano. Il tracciato romano-medioevale erode e rimaneggia le sabbie singlaciali dell'unità U3 in corrispondenza del margine occidentale del modello, dando luogo a strutture a meandro.

Subunità U5B₁ – sabbie di riempimento di canale di Po e argine naturale

Sabbie medie e fini, talvolta con laminazioni trattive a festone, che passano lateralmente a sabbie fini gradate e limi.

I corpi sabbiosi sono organizzati in strati amalgamati e mal definiti (Figura 15-35), a gradazione diretta, e l'unità mostra spesso sequenze positive (*fining upward*), con granulometrie che passano da sabbia media a finissima. Questi corpi possono chiudersi bruscamente verso l'alto o sfumare in limi ed argille organiche da abbandono fluviale, talvolta assai sviluppate.

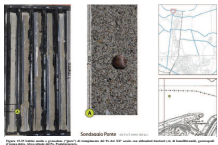
Frustoli carboniosi o frammenti fluitati di tronchi arborei sono talora presenti all'interno dei corpi sabbiosi che localmente appaiono anche ricchi in bioclastici, come lamellibranchi d'acqua dolce (Figura 15-35 A).

Questi depositi mostrano sempre una composizione petrografica di provenienza padana, sia in affioramento che nel sottosuolo. Questo risulta evidente sia da una comparazione con gli attuali sedimenti di alveo del Po, sia attraverso una semplice analisi qualitativa ottica, vista l'abbondante presenza di granuli di quarzo metamorfico, feldspati, fillosilicati micacei (muscovite e biotite) e la presenza nettamente subordinata di litoclasti carbonatici.

Le sabbie formano corpi nastriformi (Figura 15-34), a sezione lenticolare biconvessa, base più o meno nettamente erosiva, spessori da 3-4 ad oltre 12 m e larghezze anche fino al chilometro.

In affioramento, questi corpi mostrano uno sviluppo ondulato, con complesse relazioni d'intersezione e articolate espressioni morfologiche e geometriche nelle differenti aree di affioramento.

Nel quadrante nord occidentale (Cassana, Mizzana, centro commerciale il Diamante), tali corpi sono interessati dallo sviluppo di veri e propri meandri, con una successione *fining upward* da barra d'accrezione laterale (*point bar*), frequentemente seguita da un corpo argilloso arcuato da abbandono. Le strutture meandriformi sono dovute al rimaneggiamento dei depositi sabbiosi singlaciali di ambiente di media pianura alluvionale fredda (Unità U3, 15.2.3), operato dai canali fluviali durante l'Olocene.



Dal punto di vista geomorfologico, i corpi sabbiosi superficiali formano elevazioni topografiche allungate, che vengono progressivamente ricoperte in *onlap* dai sedimenti fini di piana interdistributrice (Subunità U5A₁ e U5A₂).

Lateralmente ai depositi appena descritti si sviluppano corpi costituiti da sabbie generalmente più fini, frequentemente limose, talvolta ricche d'intraclasti argillosi (*rip-ups*). Strati da sottili a medi, frequentemente gradati, con base di norma non erosiva e sfumata, questi depositi sono organizzati in sequenze verticali di spessore plurimetrico, con evoluzione granulometrica positiva o negativo-positiva, ben riflessa dall'andamento dei valori di **resistenza alla punta** (q_t) delle penetrometrie CPTU (Figura 15-35 e Figura 15-37).

Localmente, possono essere presenti sabbie medio-grossolane od intercalazioni argillose. I frammenti legnosi possono essere, invece, abbondanti, mentre i bioclasti sono normalmente assenti.

Nelle penetrometrie i corpi sedimentari che costituiscono l'unità mostrano elevati valori di resistenza alla punta, caratterizzati da andamenti fortemente asimmetrici fino a simmetrici.

Nel primo caso la base dei corpi è caratterizzata da un brusco aumento della resistenza alla punta, seguita dalla progressiva diminuzione verso l'alto (Amorosi & Marchi, 1999); anche la pressione neutra (u) mostra spesso una brusca diminuzione alla base di questi corpi, indice d'incremento netto della permeabilità (Figura 15-36).

La porzione sommitale dell'intervallo può presentare un duplice andamento, con casi in cui si assiste a una diminuzione improvvisa della resistenza alla punta associata ad un netto aumento dei valori di pressione neutra, o altri in cui la riduzione della resistenza avviene in maniera graduale.

L'attrito laterale (f_s) mostra un andamento sostanzialmente antitetico rispetto a quello della resistenza alla punta e ciò determina il basso rapporto di frizione che contraddistingue questi depositi.

Le pressioni interstiziali presentano valori negativi per gran parte dell'intervallo, indice di buona permeabilità dei corpi sedimentari, mentre le velocità delle onde trasversali "S" mostrano, sovente, un aumento alla base dello stesso, con livelli abbastanza veloci compresi tra 150 e 200 m/s.

Nel secondo, invece, i corpi non mostrano base netta. Si assiste a un progressivo aumento dei valori di resistenza alla punta, seguito da una graduale diminuzione; il tutto associato ad un continuo decremento della pressione interstiziale (Figura 15-37).

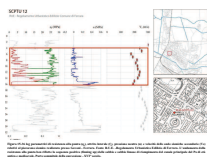
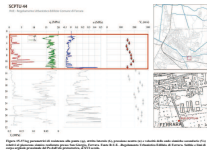


Figure 1: Analysis of gene expression and cellular morphology. The bar chart (top left) shows relative expression levels for various genes. The line graph (top right) shows the expression profile of a specific gene over time. The micrograph (bottom) shows the morphology of cells under different conditions.



Fotointerpretazione, consultazione di cartografia storica e controlli diretti in affioramento, uniti alle consuete tecniche di analisi e correlazione dei caratteri fisici, geometrici e litologici delle prove geognostiche, hanno permesso d'interpretare i corpi sabbiosi, talvolta laminati, come depositi di riempimento di canale del Po, mentre i sedimenti limoso sabbiosi come i contigui depositi di argine, rotta e tracimazione.

L'analisi della penetrofacies risulta estremamente diagnostica per discriminare tali corpi.

La base netta dei corpi sabbiosi viene interpretata come un contatto erosivo di base canale (*lag* di fondo canale) mentre un'evoluzione della porzione superiore, in cui la resistenza alla punta diminuisca improvvisamente in coincidenza di un brusco aumento della pressione neutra, corrisponde a un episodio di abbandono repentino per avulsione del canale fluviale. La graduale riduzione verso l'alto dei picchi, fino a valori di resistenza caratteristici di limi e limi argillosi, testimonia invece una più graduale decrescita e abbandono progressivo e diluito nel tempo del canale.

L'andamento simmetrico, invece, ben riflette un'organizzazione *coarsening-upward/fining-ward* della curva granulometrica, legata al progressivo innalzamento dell'alveo sulla piana circostante e all'espansione laterale del corpo arginale, seguita da fase di crisi e abbandono del canale stesso.

La correlabilità di questa penetrofacies trasversalmente ai corpi di paleocanale è logicamente non elevata; mentre lo è longitudinalmente al canale stesso. All'interno del corpo di riempimento si osserva spesso una correlazione inclinata dei picchi, il che fornisce preziose indicazioni sulla geometria delle anse fluviali. I corpi d'argine sono ovviamente sviluppati a coppie, sui due lati del paleoalveo, ed hanno larghezze da alcune decine a parecchie centinaia di metri. I corpi d'argine naturale presentano frequentemente un'inclinazione morfologica verso le contigue depressioni d'area interdistributrice.

Subunità U5B₂ - sabbie e limi di riempimento di canale appenninico e argine naturale

Presente solo nella porzione meridionale dell'area studiata, quest'unità è composta da sabbie fini e finissime, spesso limose, alternate a limi, limi sabbiosi e limi argillosi.

Le sabbie formano strati medio-sottili, con gradazione diretta e base erosiva, in cui sono evidenti laminazioni e strutture trattive. I corpi limosi, invece, mostrano strati molto sottili frequentemente amalgamati da diffusa bioturbazione e con evidenze di strutture rizomorfe.



Figure 10. 10. Metal artifacts recovered from the archaeological site of Sankhyapuri.

Lateralmente l'alternanza di sedimenti sabbioso-limosi è sostituita da sabbie medio-grossolane con evidenti laminazioni trattive a festone e presenza d'intraclasti argillosi piatti, palle di fango corazzate, resti e frammenti di legno.

Le sabbie formano corpi nastriformi, anche coalescenti, a sezione lenticolare biconvessa, base netta variamente erosiva, spessori di circa 6-7 metri.

In superficie esse formano dossi con ampie ondulazioni o andamento quasi rettilineo, di larghezza variabile da poche centinaia di metri ad un massimo di circa 6 km.



Figura 15-39 Sabbie a “stratificazione” incrociata trattiva del fiume Reno (XV° e XVI° secolo). Trincea stratigrafica aperta, in località San Carlo (FE), per studi paleosismologici in seguito agli eventi sismici del Maggio 2012.

Le penetrofacies di questi depositi di provenienza appenninica sono caratterizzate da gruppi di picchi ad elevata resistenza con base meno netta e con una banda di variazione dei valori di resistenza alla punta (q_t) più stretta di quella riscontrata nei depositi di canale di Po; inoltre non si raggiungono mai valori così elevati come quelli di picco delle sabbie padane. Nelle sabbie di provenienza appenninica i valori massimi si attestano intorno ai 5 MPa, mentre l'attrito laterale (f_s) è spesso superiore a quelli padani. Appare spesso difficile porre un limite laterale netto fra i depositi di riempimento di alveo e quelli di argine naturale e tracimazione. Queste caratteristiche penetrometriche sono legate al fatto che le sabbie sono tendenzialmente più fini di quelle di Po e con una frazione limosa intergranulare più abbondante; ciò fa sì che diminuisca la permeabilità ed aumenti l'attrito laterale. Le velocità di propagazione delle onde sismiche volumetriche di taglio di norma non sono molto elevate.

Questa facies rappresenta il riempimento dei canali di provenienza appenninica, prevalentemente riferibili al Reno. Questi sistemi erano caratterizzati da corpi arginali a granulometria relativamente fine, ma molto estesi lateralmente. Le porzioni affioranti risalgono in generale a fasi recenti (XVI-XVIII secolo). Essi formano dossi molto ampi e poco rilevati, con larghezza superiore al km, altezze sui 3-4 metri e pendenze ridotte.

PARTE QUINTA: SINTESI GEOLOGICO- STRATIGRAFICA DELL'AREA DI STUDIO

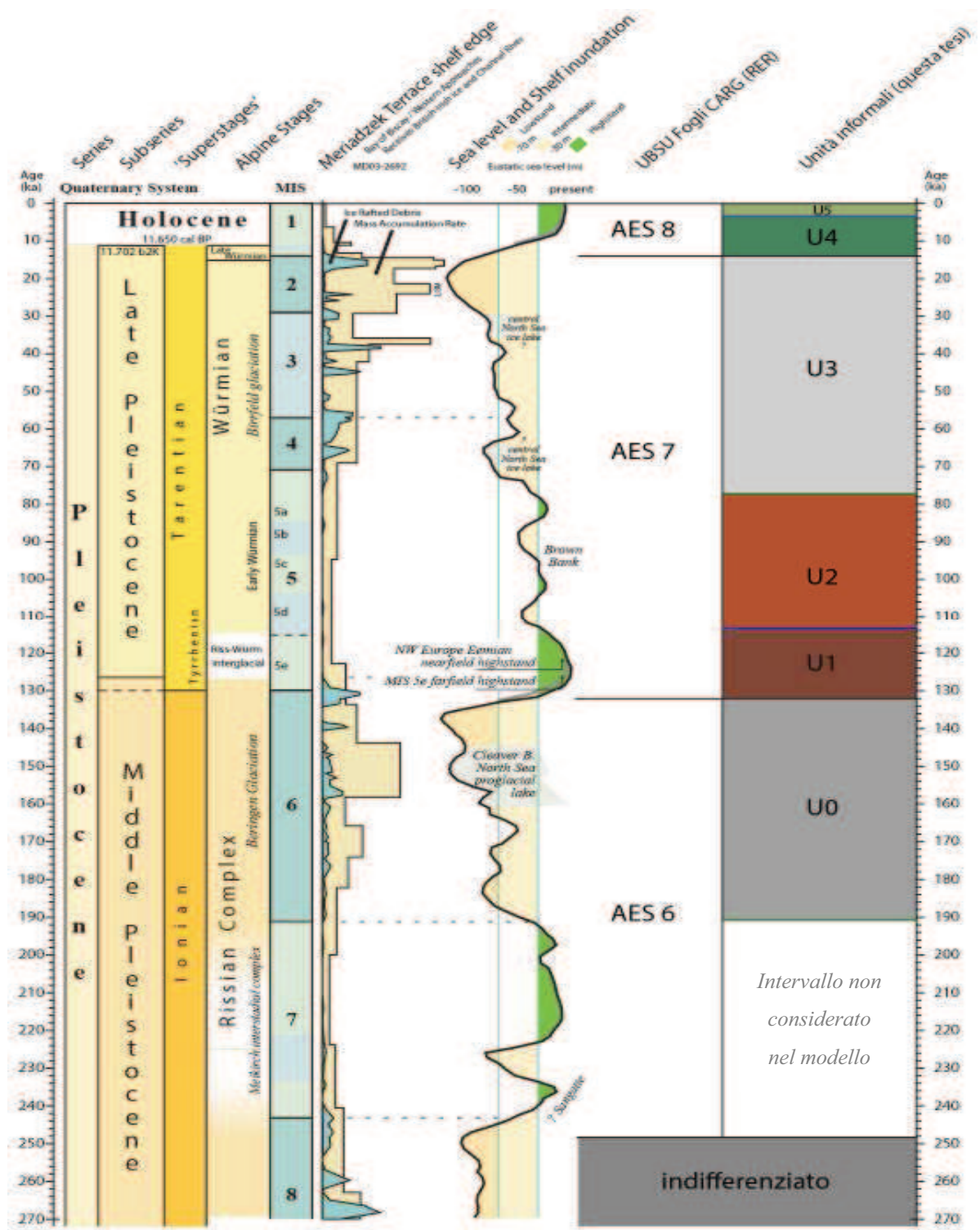


Figura 15-41 Correlazione delle unità locali con le fluttuazioni glacio-eustatiche, gli eventi sovra regionali e la scala cronostatigrafica (Per un inquadramento più ampio cfr. Figura 6-1).

16. Inquadramento regionale delle unità stratigrafiche

Il capitolo precedente (Cap. 15) ha fornito una descrizione delle unità individuate nel sottosuolo indagato nell'area urbana (Figura 14-21), basata su sondaggi stratigrafici e prove penetrometriche: di queste unità sono state evidenziate spessori, geometrie e relazioni stratigrafiche locali. Una corretta interpretazione geologica di queste ultime e del modello numerico di sottosuolo richiede la correlazione a scala regionale e sovraregionale con le unità istituite nell'ambito del progetto di cartografia geologica CARG ed in uso nel sottosuolo della Regione Emilia Romagna. Appare quindi opportuno procedere poi alla correlazione con le unità utilizzate nei fogli geologici CARG delle altre regioni del Bacino Padano-Veneto, ovverossia Piemonte, Lombardia, Veneto e Friuli Venezia Giulia. La correlazione fra le unità delle varie regioni è però resa complessa dai diversi criteri stratigrafici utilizzati e dal difforme livello d'inquadramento stratigrafico utilizzato dai diversi gruppi di lavoro, pur nell'ambito dello stesso Progetto Nazionale CARG.

Appare infine necessario correlare queste unità con le fluttuazioni climatiche ed eustatiche globali che hanno caratterizzato il Quaternario. Non avendo a disposizione datazioni dirette sui corpi indagati nel sottosuolo, la correlazione deve essere necessariamente basata su criteri geometrici e sul riconoscimento di analoghe fluttuazioni ambientali e tendenze evolutive. Per le porzioni prossime alla superficie sono però disponibili informazioni archeologiche e storiografiche. Particolarmente importante è la correlazione con il Foglio Geologico 203 "Poggio Renatico", il cui bordo settentrionale coincide con il parallelo che limita a sud il modello di sottosuolo qui prodotto (Figura 16-1).

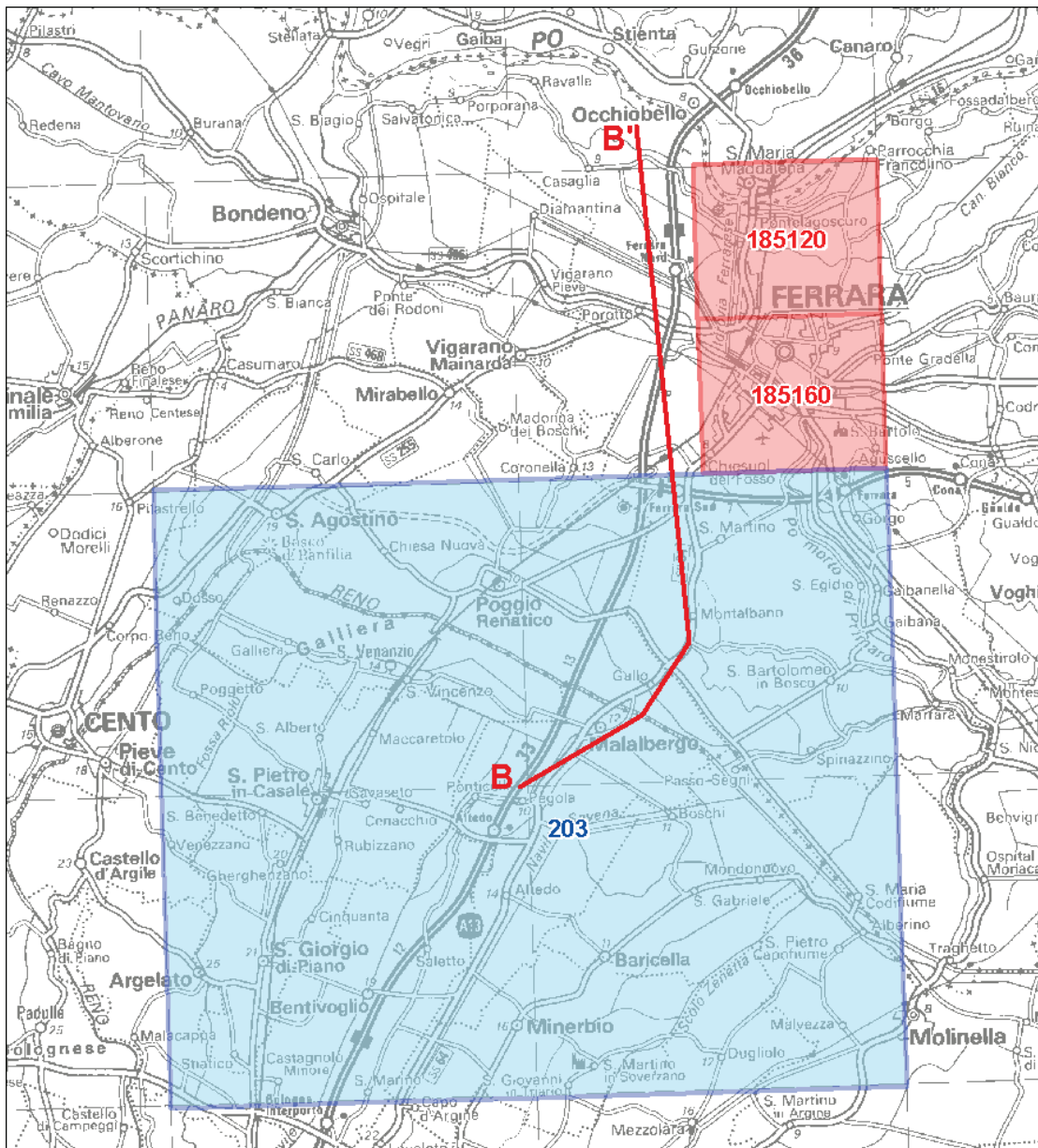
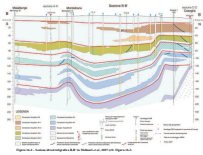
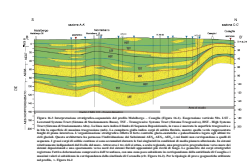


Figura 16-1 Ubicazione dell’area del modello geologico tridimensionale di dettaglio (Sezioni 185160-185120) e del Foglio Geologico CARG 203 “Poggio Renatico” sulla Carta Topografica Regionale 1:250.000. La linea rossa indica la traccia del profilo idrostratigrafico B-B’ di Molinari *et al.*, 2007 (Figura 16-2), reinterpretato in chiave stratigrafica in questo lavoro (Figura 16-3)

Questa coincidenza fornisce, infatti, un elemento fondamentale per la correlazione a scala regionale delle unità individuate (Figura 16-4), estendibile a scala globale sulla base delle superfici-tempo riconosciute e tarate nel Foglio 203 (Figura 15-41). La correlazione con l’area del Foglio Geologico 203 “Poggio Renatico” è stata raggiunta attraverso la realizzazione di profili geologico-stratigrafici, come quello presentato in (Figura 16-3), sviluppato in direzione globalmente nord-sud (Figura 16-1), da Malalbergo (BO), fino a Occhiobello (RO).





Esso reinterpreta i dati del profilo B-B' di Molinari *et al.*, 2007, alla luce delle strutture riconosciute nella cartografia geologica del Foglio 203 "Poggio Renatico" (Figura 7-4) e dei nuovi risultati del lavoro qui sintetizzati. Il profilo si basa essenzialmente sui dati derivati da alcuni sondaggi stratigrafici profondi a carotaggio continuo, che hanno permesso di calibrare le stratigrafie dei numerosi pozzi profondi per acque, metano e ricerca di idrocarburi, spesso accompagnati da *logs* elettrici in pozzo.

Nei profili si è cercato di correlare con precisione le superfici di tetto dei corpi sabbiosi di stazionamento basso e la superficie di massima trasgressione, che corrisponde al massimo arretramento verso monte dei sistemi fluviali. In questo esempio di profilo, appare chiaro come tracciando orizzonti stratigrafici guida sia stato possibile correlare i vari sistemi – trasgressivi, di stazionamento alto e di stazionamento basso – in cui si possono suddividere le sequenze deposizionali, correlabili, ma non corrispondenti, ai Subsintemi della cartografia geologica regionale. In particolare, questa nuova proposta di correlazione stratigrafica ha messo in risalto l'importanza di potenti successioni "trasgressive" aggradanti, deposte in ambienti di bassa pianura alluvionale, fortemente alimentate da sedimenti appenninici. Queste relazioni stratigrafiche mettono in evidenza l'elevata influenza delle variazioni laterali della subsidenza e dei movimenti tettonici recenti, in questa area sismicamente attiva dell'Avanfossa Padana.

Unità CARG Emilia Romagna	Unità informali di primo ordine	Unità informali di secondo ordine ("facies" deposizionali)	
		Provenienza alpina	Provenienza appenninica
AES8	U5	U5B ₁ (canali/argini)	U5B ₂ (canali/argini)
		U5A ₁ (bassa pianura)	U5A ₂ (bassa pianura)
	U4	U4B ₁ (canali/argini)	U4A ₂ (bassa pianura)
AES7	U3		
	U2		
	U1		
AES6	U0		
AES INDIFFERENZIATO			

Figura 16-4 Correlazione fra le unità informali introdotte in questa tesi e le unità utilizzate nella cartografia dell'Emilia Romagna (Cfr. Figura 15-1).

16.1. Unità pre-tirreniana, Subsistema di Bazzano AES₆ (Pleistocene, Stadi Isotopici 7 e 6).

La porzione inferiore (U0) indagata, nell'area di anticlinale di Casaglia è precedente all'ultimo interglaciale, associato nella Regione Mediterranea alla Trasgressione Tirreniana (Stadio Isotopico 5e, Figura 8-1). Questa unità è chiaramente attribuibile al Subsistema di Bazzano AES₆, della cartografia geologica emiliana. Questi sedimenti, dominati da sabbie fluviali, sono raggiunti dalle prove geognostiche solo nelle aree poco subsidenti di alto strutturale, ove possono collocarsi anche a quote inferiori ai 20 m rispetto alla superficie topografica. Nelle porzioni più subsidenti esse si trovano a profondità variabili tra i 50 e i 70 m e sono attraversate solo da pozzi per acqua e metano e da rari sondaggi profondi a carotaggio continuo realizzati a cura del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna. Questa unità affiora molto limitatamente in poche aree contigue ai rilievi collinari – innalzati dalla tettonica tardo quaternaria – come nell'area a oriente di Spilamberto da cui il Subsistema di Bazzano prende il nome. Esso risulta molto sviluppato attraverso tutto il sottosuolo della pianura emiliano-romagnola. In buona parte della pianura costiera esso si mostra molto più ricco di sabbie rispetto alle unità stratigrafiche più recenti, sia nei pressi dell'attuale Delta del Po (Stefani & Vincenzi, 2005; Foglio 187 “Codigoro”, 2009), sia a sud dell'area urbana ferrarese (Foglio 203 “Poggio Renatico”, 2009). Analisi petrografiche eseguite a sud di Ferrara (Foglio 203 “Poggio Renatico”, 2009) attribuiscono una provenienza padana a queste abbondanti sabbie. Questo dimostra che fino all'ultima trasgressione interglaciale tirreniana il ramo principale del Po passava ancora a sud degli alti strutturali allungati dalla regione di Concordia sulla Secchia a Ferrara e Tresigallo, mentre a nord di essi la sedimentazione doveva essere dominata dagli apporti dell'Adige e degli altri fiumi veneti. Anche il sistema Sarca-Mincio era probabilmente scollegato da quello del Po.

Dal punto di vista idrogeologico, queste sabbie costituiscono il corpo acquifero di maggior estensione ed importanza a scala regionale; ampiamente sfruttato per scopi idropotabili ed industriali, esso presenta estesi fenomeni di depressurizzazione e salinizzazione.

16.2. Unità trasgressive e regressive tirreniane e singlaciali Würmiane, Subsintema di Villa Verucchio AES₇ (Pleistocene, Stadi Isotopici 5-2).

I sedimenti prevalentemente fangosi di bassa pianura alluvionale – con influenze deltizie – che formano le unità informali locali U1 e U2 e i sovrastanti diffusi corpi di sabbie padane di media pianura singlaciali (U3), che sfumano lateralmente in prevalenti sabbie e limi di provenienza appenninica, possono essere attribuiti al Subsintema di Villa Verucchio AES₇. In ambito regionale affiora in maniera molto limitata in una stretta fascia a ridosso dell'Appennino, come ad esempio nei lembi antichi affioranti a sud-ovest di Rimini, da cui l'unità trae nome. Essa si correla attraverso tutto il Bacino Padano Veneto a nord del Po, ove è spesso limitata al tetto dall'attuale e costituisce parte della superficie topografica (Figura 8-3). Nonostante l'auspicata unitarietà dell'approccio stratigrafico del progetto italiano CARG, le varie regioni hanno utilizzato unità gerarchicamente del tutto difformi per inquadrare analoghe unità stratigrafiche. Dato questo inquadramento gerarchico disomogeneo, il Subsintema di Villa Verucchio AES₇ si correla con il Sintema di Cantù (LCN) della cartografia geologica della Regione Lombardia (Es. Foglio 118 "Milano"). Nella cartografia della Regione Piemonte esso si può molto probabilmente correlare ad un Subsintema, quello di Trino (Vercellese), appartenente al Sintema di Palazzolo (CSN1), come nel Foglio 157 "Trino". Nella cartografia della Regione Veneto, il Subsintema di Villa Verucchio si correla con la parte superiore del Supersintema di Mestre (MT), precedente al Sintema del Po (POI). Nella cartografia della Regione Friuli Venezia Giulia, questa unità sembra correlabile con il Sintema di Spilimbergo (SPB), che registra una forte sedimentazione singlaciali Würmiana (Foglio 66 "Udine"; Foglio 86 "San Vito al Tagliamento"). La parte superiore di questa unità affiora abbondantemente a mare, ove le sabbie fluviali singlaciali formano ancora la maggior parte del fondale dell'alto Adriatico, più o meno terrazzate dall'incisione post-glaciale e rimaneggiate dalla superficie (*ravinement surface*) lasciata dalla rapidissima trasgressione (Trincardi & Argnani, 2001; Fabbri *et al.*, 2002), localmente colonizzata da piccole biocostruzioni cementate ("Tenue").

All'interno dell'area analizzata, il Subsintema di Villa Verucchio presenta vistose differenze di profondità e spessore. Nella zona di anticlinale, infatti, l'unità mostra spessori di circa 20 metri e si colloca alla profondità di 12-15 m rispetto alla superficie topografica, dunque a quote ancora prossime all'attuale livello marino, mentre nelle aree subsidenti l'unità può svilupparsi anche al disotto dei 35 m di profondità e raggiungere spessori

compresi tra i 30 e i 40 m. A sud di Ferrara, essa si correla chiaramente con il sottosuolo del Foglio 203 “Poggio Renatico”, ove nel sondaggio S6 e S13 raggiunge spessori di circa 40 metri, mentre in località Malalbergo (sondaggio S9) giunge a 50 metri.

La parte superiore del Subsistema è dominata dai corpi sabbiosi amalgamati singlaciali Würmiani, di riempimento di canale del Po. Questi corpi corrispondono al complesso acquifero A1-I (Molinari *et al.*, 2007). Queste sabbie rappresentano un acquifero di notevole permeabilità intrinseca ed elevata trasmissibilità idraulica. In accordo con Bondesan *et al.*, 1974, questo acquifero risulta generalmente confinato da importanti spessori di sedimenti fini appartenenti alle unità sovrastanti (limi argillosi ed argille limose con intercalazioni torbose), anche se talvolta esse sono incise da corpi sabbiosi olocenici, come a nord-ovest della città, verso Mizzana, Cassana, Diamantina e Casaglia.

16.3. Unità postglaciale, Subsistema di Ravenna AES₈ (Pleistocene Terminale? – Olocene).

Il tetto netto, spesso erosivo e terrazzato dell'unità singlaciale prevalentemente sabbiosa U3 (tetto del Subsistema AES₇ di Villa Verucchio), marca la base della successione postglaciale ricca di sedimenti fini, qui formata dalle unità informali U4 e U5, precedentemente descritte (Par. 15.2.4 e 15.2.5). L'insieme di queste unità è limitato al tetto dall'attuale superficie topografica, si estende attraverso la totalità della Provincia di Ferrara e corrisponde con certezza al Subsistema di Ravenna AES₈ del Progetto CARG 1/50.000 della Regione Emilia Romagna. Alcune datazioni dall'area del Foglio 203 “Poggio Renatico” attribuiscono la parte basale dell'unità a circa 13.400 anni B.P. (verosimilmente non calibrata). Il tetto dell'unità ha età molto variabile, da preromana (circa 3.000 anni B.P.) sul margine nord-occidentale del modello, al XVIII° secolo d.C. nella porzione meridionale dell'area indagata. In corrispondenza degli alvei attivi, l'unità è ancora in evoluzione deposizionale e morfologica. All'unità nel suo complesso può essere quindi attribuita un'età olocenica, con una porzione basale riferibile al Pleistocene finale, limitata molto probabilmente alla porzione centro-meridionale più subsidente dell'area di studio. Alla scala del bacino sedimentario, quest'unità può essere correlata con altre unità impiegate nella recente cartografia geologica di pianura. Il Subsistema di Ravenna AES₈ si correla con certezza ed è da ritenersi sinonimo del coevo Sintema del Po (POI) utilizzato, fra gli altri, nei Fogli 148-149 “Chioggia-Malamocco” e 128 “Venezia” della Regione

Veneto, nei Fogli 66 “Udine”, 86 “San Vito al Tagliamento”, 107 “Portogruaro” della Regione Friuli Venezia Giulia e del Foglio 118 “Milano” della Regione Lombardia; in quest’ultimo foglio esso peraltro presenta sviluppo assai limitato. All’interno dei sedimenti del bacino del Po cartografati nella Regione Piemonte (es. Foglio 157 “Trino”) esso invece si correla con due subsistemi del Sintema di Palazzolo, ovverossia il Subsistema di Crescentino (CSN2), attribuibile ad una fase post-glaciale relativamente antica, a cui segue il più recente Subsistema di Ghiaia Grande (CSN3), in buona parte probabilmente coevo all’unità di stazionamento alto della pianura emiliana. Il Subsistema di Ravenna, sinonimo del Sintema del Po, si correla, inoltre, con il Sintema Post-Glaciale dei Fogli delle Provincie Autonome di Trento e Bolzano.

Nel suo complesso l’unità registra la ripresa della sedimentazione dopo la fine del massimo glaciale alpino (L.G.M.), il marcato sviluppo della sedimentazione fluviale aggradante e retrogradante – durante le fasi di risalita eustatica post-glaciale – e quindi le fasi progradanti e più debolmente aggradanti di stazionamento alto del livello marino. In base al naturale raggruppamento delle facies sedimentarie e penetrofacies e dell’andamento evolutivo generale è possibile quindi suddividere il Subsistema di Ravenna AES₈ in una porzione inferiore trasgressiva, corrispondente all’unità informale U4, ed un’unità di stazionamento alto, corrispondente all’unità U5. L’unità inferiore è conosciuta solo nel sottosuolo; mai affiorante, infatti, né attraverso tutta la Provincia di Ferrara, né nella totalità della regione. Corpi sabbiosi trasgressivi più o meno discontinui, spesso corrispondenti a “delta di marea” (Trincardi & Argnani, 2001; Fabbri *et al.*, 2002), sono invece ben conosciuti in varie porzioni dell’Adriatico, dove sono sfruttati come sorgenti di sabbie per il rinascimento costiero. Nei pressi della costa essi sono però sepolti da spessi corpi di fanghi progradanti di stazionamento alto. L’unità inferiore è dominata da grandi volumi di limi depositi in ambienti di pianura alluvionale ben drenata (U4A) ed è intercalata da corpi sabbiosi allungati di riempimento di canale fluviale (U4B), spesso con geometrie da meandro o pseudomeandro. I corpi fluviali inferiori possono rimaneggiare direttamente le sabbie singlaciali: quelli della parte mediana dell’unità tendono a presentare relazioni erosive o di “*cut and fill*” con i limi adiacenti, mentre nella parte superiore gli alvei tendono ad essere sopraelevati rispetto ai sedimenti fini coevi di piana alluvionale ed essere associati allo sviluppo di corpi di argine. Appare evidente che questa evoluzione sia associata anche alla risalita del livello di base fluviale generale, ovverossia il livello marino. Queste sabbie fluviali contengono corpi acquiferi semi-confinati, in

precedenza attribuiti al Subsistema AES₇ (Gargini *et al.*, 2010), come nel caso di quelli contaminati da CVM (Cloruro di Vinile Monomero) nell'area di via Caretti.

Le due unità U4-5 sono separate da un orizzonte assai esteso di argille, argille organiche e torbe, corrispondente al massimo impaludamento – in ambienti spesso disossici prossimi al livello marino – durante la fase di massima trasgressione, cioè di arretramento della linea di costa verso l'entroterra. Non sembra che acque salmastre abbiano direttamente interessato l'area urbana di Ferrara, ma esse erano presenti poco a est di Copparo e sfumavano nel sistema di sabbie di estuario, ben sviluppato nell'area del Foglio 187 “Codigoro” (Stefani & Vincenzi, 2005). Questo livello di massima trasgressione è datato al quarto millennio a.C., circa 5.500 B.P.

I sedimenti depositi durante la fase di stazionamento alto sono estesi in tutta la regione indagata, e in gran parte della Pianura Emiliano-Romagnola. Essi sono ben conosciuti a mare, ove formano uno spesso corpo progradante – dominato da fanghi di prodelta – che raggiunge la massima estensione in corrispondenza dei diversi lobi deltizi del Po. Lobi che si sono succeduti attraverso gli ultimi millenni a nord di Ravenna, fino all'attuale, sviluppatosi a partire dai primi del XVII secolo (Stefani & Vincenzi, 2005).

Attraverso tutta la pianura emiliano-romagnola si registrano, in primis, una fase di riassetto e nuova interconnessione dei sistemi fluviali e, in seguito, lo sviluppo di varie generazioni di canali fluviali: il Po nella parte centro-settentrionale, e i fiumi di provenienza appenninica nella parte meridionale. L'unità è dominata dai depositi prevalentemente fangosi di depressione interalvea, descritti come U5A₁ se di provenienza prevalentemente padana, U5A₂ se dominati da fanghi di origine appenninica. I depositi di stazionamento alto sono però attraversati da numerosi corpi di riempimento di canale fluviale di Po (U5B) o di Reno, Savena ed Idice (U5C). Questi presentano contatti basali localmente erosivi sui sedimenti trasgressivi (U4), ma nelle aree meno subsidenti essi possono anche venire direttamente a contatto con i sedimenti singlaciali dell'AES₇ (Settepolesini, Diamantina, Parco Commerciale Diamante, fino all'area del Doro). Anche l'attuale alveo attivo del Po, a monte del ponte di Pontelagoscuro, appare a diretto contatto con i sedimenti singlaciali, come confermato dal rinvenimento di frammenti laterizi a oltre 17 m di profondità. Questi rapporti di erosione e compenetrazione geometrica fanno sì che in queste aree i corpi acquiferi freatici siano in continuità idrologica con quelli ospitati nelle sabbie singlaciali e che l'attuale alveo del Po eserciti un'azione di ricarica idrogeologica.

La porzione più recente del sistema di stazionamento alto, limitata superiormente dalla superficie topografica, è inquadrata nell'Unità di Modena AES_{8a}. La base dell'unità

corrisponde alla riorganizzazione del reticolo fluviale e alla scomparsa dei reperti archeologici romani – non rimaneggiati – dalla successione sedimentaria.

L'unità di Modena comprende, quindi, la parte più recente dell'unità informale U5 introdotta in questa tesi.

Nei Fogli della Regione Veneto 148-149 “Chioggia-Malamocco” e 128 “Venezia” essa si correla all'Unità di Torcello (POI10). In Regione Emilia Romagna la porzione del Subsistema di Ravenna, precedente all'Unità di Modena, non presenta alcuna ulteriore designazione stratigrafica. Nei fogli veneti, invece, questa porzione è stata nominata Unità di Malamocco (POI9). In queste aree il Sistema del Po, corrispondente al Subsistema di Ravenna, risulta, quindi, interamente suddiviso nelle due Unità di Malamocco (POI9) e Torcello (POI10).

Nella zona di Ferrara, l'Unità di Modena è diffusamente presente a sud della città e in stretta fascia lungo l'attuale alveo del Po. Nella porzione centrale del territorio essa è invece assente, poiché affiorano estesamente sedimenti di età romana e preromana. L'Unità di Modena nell'area indagata può comunque raggiungere spessori molto rilevanti, ben oltre 15 m in corrispondenza del riempimento degli alvei, ma comunque oltre 5 m nelle porzioni meridionali a forte alimentazione appenninica. Lo strato archeologico d'insediamento romano si trova, dunque, talvolta affiorante, talvolta sepolto a notevole profondità.

17. Conclusioni

La ricerca sul sottosuolo dell'area urbana di Ferrara ha ovviamente prodotto risultati ancora preliminari e soggetti alle incertezze derivanti dal necessario utilizzo di una banca dati certo ampia, ma profondamente disomogenea in quanto a metodologie d'indagine, qualità e distribuzione spaziale. Tenendo presente queste limitazioni, è comunque stato possibile trarre significative conclusioni, di carattere sia teorico-scientifico che applicativo. Considerazioni dettagliate di ordine applicativo e progettuale esulano naturalmente dallo scopo di questo lavoro, né s'intende proporre un modello che esima i progettisti dall'effettuare le dovute analisi puntuali di sottosuolo. Queste analisi saranno però assai meglio interpretabili nel contesto stratigrafico ed evolutivo che comincia a delinearsi grazie a questo studio.

17.1. Considerazioni metodologiche

Lo studio ha permesso di ricostruire un'immagine unitaria e con una risoluzione relativamente omogenea del sottosuolo (es. Figura 14-15 e Figura 14-16), a partire da una banca dati fortemente eterogenea come tipologia, qualità, profondità e distribuzione cronologica del dato (Cap. 13). I pochi sondaggi stratigrafici a carotaggio continuo di buona qualità sono stati preziosi per la diretta caratterizzazione delle facies sedimentarie. Il loro numero e la distribuzione sono risultati però troppo limitati per permettere una qualsiasi interpolazione volumetrica affidabile. Lo strumento di gran lunga più attendibile e potente per la correlazione stratigrafica del sottosuolo si è rivelato la penetrometrica digitale a piezocono, soprattutto se accompagnata da sismocono, quindi con dati relativi alla velocità delle onde volumetriche di taglio. Questa tipologia di dato, anche se in origine prodotta per scopi squisitamente geotecnici, ha confermato il suo elevato potenziale stratigrafico. I dati qualitativamente peggiori sono risultati, senza dubbio, le stratigrafie derivate dalla trivellazione di pozzi per acqua, sempre molto grossolani e non infrequentemente del tutto inaffidabili.

Non poche prove hanno mostrato problemi di localizzazione, in genere abbastanza irrilevanti in pianta, ma spesso significativi in quanto a quota geoidica. L'ostacolo in assoluto maggiore alla ricerca è stata la forte concentrazione (*area clustering*) dei dati nelle aree antropizzate, in particolare nella zona industriale a nord-ovest del centro e nelle aree

di recente urbanizzazione. I dati sul centro storico sono risultati abbastanza limitati, mentre quelli relativi alle aree agricole e al Parco Urbano, caratterizzati, purtroppo, da una forte rarefazione di prove.

A fronte di questa profonda disomogeneità dei dati, la semplice elaborazione statistica e la correlazione automatica degli stessi nel sottosuolo (Cap.14) ha dimostrato un ottimo, quasi inaspettato potenziale, che ha permesso di generare un primo modello della distribuzione delle classi granulometriche del sottosuolo. L'utilizzo di metodologie numeriche informatizzate ha permesso di analizzare in breve tempo e con ottima affidabilità, una grande quantità di dati che sarebbe stata impossibile da gestire in modo tradizionale. In questo contesto il gran numero di dati, pur se disomogenei e di diversa affidabilità, ha potuto esprimere il suo potenziale informativo. Le imprecisioni legate alle singole stratigrafie sono state, quindi, diluite e corrette dall'interpolazione spaziale, producendo un quadro molto più affidabile di quello fornito dalla disamina di singole prove isolate. Questo contesto tridimensionale è stato testato e validato con l'analisi stratigrafica di dettaglio dei sondaggi a carotaggio continuo, delle prove penetrometriche a piezocono (Par. 15.2) e attraverso l'interpretazione non automatica di profili geologici (Figura 14-7 e Figura 14-8).

Il modello (vedi Cap. 14) ha quindi generato il contesto geometrico tridimensionale in cui inquadrare ed interpretare la caratterizzazione sedimentologica e stratigrafica dei singoli sondaggi e penetrometrie, correlate con le evidenze geologico-geomorfologiche di superficie. Se la semplice metodologia informatica automatizzata ha permesso quindi l'elaborazione automatica e la correlazione tridimensionale del dato, solo la sensibilità geologica soggettiva ha permesso l'interpretazione stratigrafica e la distillazione dei significati scientifici ed applicativi.

17.1.1. Considerazione metodologiche sulla classificazione litologica da dati penetrometrici

Il raffronto con i carotaggi stratigrafici ha permesso di interpretare la distribuzione delle misure da piezocono all'interno del diagramma di Robertson (Figura 14-11) in termini sedimentologici e di bacino di provenienza. L'addensamento di punti nei pressi del vertice inferiore destro del diagramma corrisponde a prevalenti argille organiche di provenienza padana, deposte durante la fase di massima trasgressione e di stazionamento alto (v.Par. 15.2.5), in aree di depressione interalvea. Questi fanghi organici mostrano valori

estremamente bassi di resistenza alla punta, ma valori relativamente significativi di attrito laterale. I fanghi di origine appenninica sono in genere relativamente più ricchi di limo, fattore che tende a ridurre i valori di attrito laterale, ma a fare aumentare quelli di resistenza alla punta. Fanghi con valori relativamente più elevati di resistenza alla punta possono però anche rispecchiare modificazioni diagenetiche, come l'espulsione di fluidi ed il lento consolidamento da carico isostatico oltre a fasi di disseccamento da esposizione subaerea. Sulla base della sola resistenza alla punta non è quindi spesso possibile discriminare sedimenti limosi da argille consolidate. I valori più elevati di resistenza alla punta sono quasi sempre mostrati dalle sabbie da riempimento di canale fluviale, particolarmente nelle frazioni più grossolane, di apporto padano. Vi è comunque un'ampia sovrapposizione fra i valori penetrometrici mostrati dalle sabbie di Po e di Reno, cosa che non ne permette il discrimine in base ai soli dati penetrometrici. I valori di resistenza alla punta più elevati si riscontrano però all'interno di limi e limi sabbiosi, in corrispondenza degli orizzonti di accumulo diagenetico di carbonato, associato a livelli intensamente pedogenizzati, formati in condizioni di piana ben drenata, spesso durante fasi trasgressive del livello marino. Anche in questo caso, le modificazioni diagenetiche hanno quindi giocato un ruolo importante. Si noti come nel diagramma di Robertson (Figura 14-11) i punti relativi ad orizzonti pedogenizzati e cementati tendano a disporsi in sottili file arcuate, allineate lungo curve, spesso a geometria sub-ellittica. Appare quindi evidente che la posizione dei punti di misura all'interno del diagramma non dipende solo dalla composizione originaria del sedimento, ma anche dalle sue vicende diagenetiche. Vari fattori fanno però sì che queste modificazioni post-deposizionali delle proprietà geotecniche non inficino la fondamentale corrispondenza fra i valori di resistenza alla punta e le classi litologiche elaborate nei modelli di sottosuolo. Il consolidamento da seppellimento aumenta logicamente verso il basso, in funzione sia del carico litostatico sovrastante che del tempo di seppellimento. Esso tende ad interessare quindi volumi posti prevalentemente ad una certa profondità. Il consolidamento da carico è però ridotto in modo significativo dalla scarsa presenza di terreni coesivi nella parte inferiore delle successioni stratigrafiche analizzate, dominate a nord da sabbie grossolane singlaciali e a sud dalle sabbie e limi grano-sostenuti, depositi durante fasi trasgressive. Gli importanti fenomeni di modificazione diagenetica delle proprietà geotecniche e sismo-acustiche sono legati a superfici da esposizione subaerea, disseccamento ed alterazione diagenetica. Essi quindi interessano volumi assai piccoli di sedimento, avendo un impatto volumetricamente contenuto e non inficiando quindi su base statistica il riconoscimento dei litotipi

deposizionali primari. Modificando le velocità di propagazione delle onde meccaniche, i processi diagenetici possono influenzare in modo significativo la risposta sismica locale, enfatizzando l'effetto delle superfici di limite stratigrafico, in genere associate ad episodi di non deposizione.

17.2. Sintesi evolutiva dei Sistemi Deposizionali

17.2.1. Le fasi glaciali ed interglaciali prewürmiane

L'evoluzione quaternaria fu marcata dalla continua alternanza di prevalenti condizioni fredde o francamente glaciali e periodi temperati caldi, oltre a condizioni di basso ed alto livello eustatico. Questa evoluzione si è accompagnata al progressivo riempimento dell'Avanfossa Appenninica, che ha sempre più allontanato dalla zona di Ferrara gli ambienti marini. Ancora 300.000 anni fa condizioni francamente marine si sviluppavano ad est degli alti strutturali di Copparo-Tresigallo, nell'attuale area di Jolanda, mentre ambienti deltizi o di bassa pianura alluvionale si instauravano nell'area di Ferrara. Il ramo principale del Po scorreva generalmente assai più a sud dell'attuale, rifornendo abbondantemente di sabbie padane l'area sinclinalica a meridione di Ferrara (v. Figura 16-2).

Fino a 150-120.000 anni fa grandi quantità di sabbie si riversavano in aree poste a sud dell'attuale città. In seguito il Po raggiunse con maggiore frequenza aree poste a nord dell'anticlinale di Casaglia, mentre gli apporti sedimentari di origine appenninica incominciarono ad espandersi verso nord, fino all'attuale area urbana. L'ultimo interglaciale vide un livello eustatico leggermente superiore all'attuale, associato ad una decisa trasgressione (Tirreniana), anche se gli ambienti marini non raggiunsero mai l'area di Ferrara. La successiva progradazione della linea di costa, l'abbassamento eustatico anaglaciale ed il raffreddamento climatico culminarono nello sviluppo di ambienti di media pianura alluvionale "fredda" (Würm).

17.2.2. Fiumi a treccia nella media pianura alluvionale singlaciale

La discesa del livello eustatico favorì la progradazione dell'apparato deltizio del Po, in cui vennero progressivamente a riversarsi tutti i fiumi veneto-friulani, romagnoli e parte di quelli marchigiani. L'abbassamento del livello di base, insieme ai cambiamenti climatici,

inizialmente favorirono fenomeni erosivi nella media pianura alluvionale, soprattutto nelle aree di alto strutturale, scarsamente subsidenti o addirittura in sollevamento. Con queste condizioni, in queste aree furono prioritariamente rimosse le successioni di stazionamento alto, esponendo talvolta in superficie i sedimenti depositi durante la precedente fase glaciale. Come noto, durante l'acme glaciale le maggiori vallate alpine erano interamente occupate da grandi lingue glaciali, che sboccavano sull'alta pianura, formando grandi archi morenici e dalle bocche glaciali uscivano direttamente grandi fiumi dell'alta pianura. Contemporaneamente, le masse glaciali negli Appennini erano limitate a poche aree discontinue ad alta quota. In vari momenti dell'acme glaciale e durante le fasi più precoci di ritiro, i sistemi fluviali furono invece in grado di rifornire la pianura alluvionale di grandi quantità di sedimento, frequentemente grossolano, ghiaioso o sabbioso. Il progressivo accumulo dei ghiacciai alpini fu caratterizzato da notevoli precipitazioni e da estati fresche e umide. In queste condizioni gli apparati fluviali potevano avere portate sufficienti a ridistribuire grandi quantità di sedimento. Anche le prime fasi di ritiro dei ghiacciai furono caratterizzate da una notevole abbondanza di acque, derivate anche dalla rapida fusione delle masse glaciali e nevose. In queste condizioni, nella fascia centrale della piana del Po si accumulavano ingenti quantità di sabbie medio-grossolane e ghiaie, in sistemi di fiumi a treccia. I canali risultavano poco profondi, alcuni metri al massimo, ma con alvei di larghezza superiore al chilometro caratterizzati dalla presenza di numerose isole effimere. In questa fase, la regione di Ferrara si trovava ad oltre 300 km dalla linea di costa, a circa 130-140 m sopra al livello del mare dell'epoca. I sedimenti si accumulavano principalmente a nord dell'alto strutturale delle Pieghe Ferraresi e sfumavano verso settentrione contro l'unghia delle grandi conoidi singlaciali dell'Adige e del Brenta. La rapida aggradazione della piana fluviale rendeva però possibile l'accumulo di sabbie anche sugli alti strutturali. Lo spessore dei sedimenti non era controllato dal livello di base eustatico, ma dalla semplice abbondanza di sedimenti granulari e dall'incapacità dei sistemi fluviali, più o meno stagionali ed effimeri, di trasportarli fino a mare. Anche a sud delle pieghe di Casaglia si accumulavano ingenti quantità di sabbie, verosimilmente anche alimentate da un ramo proveniente dalla regione di Guastalla-Concordia sulla Secchia. Verso sud i canali del Po erano però confinati dalla massiccia crescita dei fiumi di provenienza appenninica, che depositavano corpi sabbiosi sparsi in una prevalente piana limosa. Le sabbie padane si interdigitavano perciò, anche sotto la periferia sud di Ferrara, con spessi sedimenti appenninici assai più fini, che raggiungevano i massimi spessori in corrispondenza delle aree sinclinali subsidenti. Verso lo sbocco delle valli appenniniche

si depositavano invece significativi corpi di ghiaie fluviali, indotti dal regime di resistasia dei rilievi privi di coperture vegetali.

17.2.3. La deglaciazione e la risalita eustatica

Il ritiro dei ghiacciai alpini indusse rapidamente drastici cambiamenti nella dinamica deposizionale dei fiumi veneti e degli affluenti del Po. Sul fronte dei ghiacciai in ritiro si formarono, infatti, grandi laghi, come quelli prealpini tuttora esistenti e quelli che allora occupavano la parte bassa delle vallate sudalpine, attualmente occupate da ingenti spessori di sedimenti, come ad esempio la cerchia di Ivrea o la bassa Val Lagarina. Questi laghi catturavano quasi tutto l'abbondante sedimento granulare proveniente dai rilievi e dalle morene in via di deglaciazione, per cui il Po perse in tempi brevi un'ampia porzione dei suoi sedimenti. La sedimentazione fluviale fu quindi interrotta attraverso quasi tutta la pianura a nord del Po, in Veneto-Friuli e in molte aree di quello che è oggi l'alto Adriatico. Le abbondanti acque dei fiumi, relativamente limpide a causa della mancanza di trasporto solido, produssero una diffusa incisione apicale dei conoidi pedemontani e quindi il terrazzamento della pianura. Nell'area del modello questa superficie terrazzata marca il tetto netto delle sabbie singlaciali di Po, che furono parzialmente erose, come sull'alto di Casaglia. Ad est del Canale Boicelli fu incisa un'ampia valle, ad andamento nord-ovest sud-est, che dall'attuale corso del Po scolava in direzione di Cona, forse attribuibile, dal contesto regionale, ad un ramo dell'Adige. Nel complesso, l'area dell'Anticlinale di Casaglia si ergeva come un rilievo topografico, che separava le aree meridionali e settentrionali, che hanno registrato dinamiche fluviali e sedimentarie molto diverse.

Anche i fiumi di provenienza appenninica furono influenzati dai profondi cambiamenti climatici, che indussero tra l'altro il ritorno di diffuse condizioni di biostasia sui rilievi, ma non subirono la drastica riduzione degli apporti sedimentari che interessava i fiumi padani e veneti. Nell'area subsidente di sinclinale a sud di Ferrara, si accumulavano perciò ingenti spessori di sedimenti prevalentemente limoso-argillosi, a cui si intercalavano le sabbie di riempimento di canale. Dopo l'ultimo periodo freddo e di stabilizzazione del livello eustatico, causato dalla fase climatica dello *Younger Dryas*, il livello globale dei mari riprese a risalire rapidamente. L'effetto congiunto della rapida subsidenza, della veloce risalita eustatica e della grande abbondanza di sedimento appenninico, permise il rapido accumulo di sedimenti che si espandevano gradualmente verso nord, con una relazione stratigrafica di *onlap* sul tetto delle precedenti sabbie glaciali, terrazzate ed incurvate dalla

deformazione tettonica in corrispondenza di un retro scorrimento secondario delle pieghe frontali dell'Appennino. Durante questa fase si depositavano anche importanti corpi di sabbie fluviali, fra cui quelli che ospitano l'acquifero fortemente contaminato dell'area di via Caretti. Nel complesso, la piana si manteneva comunque in condizioni ben drenate, accompagnate dallo sviluppo di paleosuoli maturi ed ossidati, con vistosi orizzonti a concrezioni calcaree e livelli superficiali decarbonatati.

Nelle fasi tardive della trasgressione, la sedimentazione aveva prodotto un relativo livellamento della topografia. Le fasi finali della risalita eustatica rendevano sempre più pensili gli alvei, di origine sia appenninica che padana, aumentando fortemente l'instabilità dei sistemi fluviali. Nel frattempo, molte valli alpine risultavano già colmate dai sedimenti, per cui il carico sedimentario del Po era ritornato ad essere significativo. Questo permise lo sviluppo, a valle di Ferrara, di due sistemi di delta-estuario, uno minore, nella regione di Comacchio, ed uno maggiore, fra Codigoro e l'attuale Isola di Ariano. Anche nell'area di Ferrara i depositi di Po, spesso interessato da ampie rotte, ritornarono ad essere significativi. Verso mare si formarono vaste lagune salmastre, che penetrarono verso terra fino sopra le strutture anticlinali di Copparo, Tresigallo, Argenta, mentre la regione di Ferrara vide lo sviluppo di ampie paludi e stagni dulcicoli poco ossigenati, in cui si sedimentarono le argille organiche e le torbe che marcano il livello di massima trasgressione.

17.2.4. Lo stazionamento alto del livello marino

Gli ultimi cinquemila anni circa sono stati caratterizzati nel complesso da una relativa stabilità del livello eustatico, mentre sono perdurate significative fluttuazioni climatiche. La sedimentazione aveva ormai rettificato i dislivelli ereditati dalla fase post-glaciale e la topografia si articolava nei corpi pensili degli alvei fluviali attivi – affiancati dalle rispettive fasce arginali –, nei dossi elevati dei corpi sabbiosi di paleoalveo e nelle ampie depressioni interalvee allagabili e spesso in condizioni molto umide. La zona di Ferrara si era venuta a trovare nella giunzione fra tre tipi distinti di aree deposizionali: a nord ovest, sopra l'anticlinale di Casaglia-Settepolesini si sviluppava una fascia di meandri del Po, che rimaneggiavano ed erano in diretto contatto stratigrafico con le sabbie singlaciali; verso est, il Po si apriva in varie generazioni di canali fluviali, che andavano ad alimentare i canali distributori terminali deltizi; a sud si sviluppavano gli ampi alvei del Panaro, Reno, Santerno, Idice, caratterizzati da elevata instabilità. Altri fiumi, come il Lorgana, oggi scomparsi, ma ancora attivi in epoca storica, interessavano l'area. La persistente attività

delle strutture tettoniche influenzava lo sviluppo del reticolo fluviale, favorendo la divergenza del Po, già all'altezza di Guastalla, in rami settentrionali – come quello di Fratta Polesine ed Adria – e meridionali, come lo Spinetico e l'Eridano. La progressiva aggradazione della pianura e l'espansione dei depositi di bassa pianura alluvionale, sia di Po che di Reno, ridusse progressivamente l'area dei meandri, che, ancora attivi in età romana, furono poi progressivamente disattivati. In età romana il ramo principale del Po, dopo aver interessato l'area che attualmente ospita il centro medievale di Ferrara, scorreva verso sud ed alimentava il grande lobo deltizio dell'Eridano, posto a meridione dell'odierno sito di Comacchio. Durante l'alto medievale, nell'attuale area urbana di Ferrara, si aprivano i due canali deltizi del Po di Volano e Primaro, ed in seguito si sviluppò, a nord di Ferrara, l'attuale corso del Po. L'evoluzione tendenzialmente aggradante degli alvei padani, insieme al forte contrasto di subsidenza fra l'area di anticlinale e di sinclinale rendeva spesso assai problematico per gli alvei di provenienza appenninica immettersi nel collettore padano, tanto che fino al XVIII sec. essi si riversavano in ampie paludi e stagni a sud del centro di Ferrara. Solo nel corso del XIX sec. i fiumi furono progressivamente arginati, fino a produrre l'attuale assetto idrografico, del tutto artificiale e fonte di gravi pericoli, che si sommano a quelli generati dalla frequente sismicità dell'area.

17.3. Fattori di controllo della Dinamica Deposizionale

Lo studio effettuato sull'area urbana di Ferrara ha svelato una grande complessità dell'architettura stratigrafica del sottosuolo della città, in precedenza quasi interamente sconosciuta. Come si è visto, l'incompletezza dei dati a disposizione suggerisce che la situazione reale sia ancora più complessa. Questa complessità riflette l'interazione di vari fattori di controllo indipendenti, sia di natura autociclica, sia eterociclica (Beerbower 1964), come quelli tettonici, eustatici, climatici.

17.3.1. Controlli Tettonici

La creazione di spazio sedimentario appare decisamente controllata dall'attiva deformazione tettonica sindeposizionale che genera un tasso di subsidenza molto più elevato nella parte meridionale che in quella settentrionale dell'area (Figura 14-16). La diversa velocità di seppellimento contribuisce anche ad un maggiore potenziale di

preservazione stratigrafica dei corpi sedimentari nella parte centro-meridionale dell'area, che quindi presenta una minore lacunosità stratigrafica. Le sabbie della porzione settentrionale sono state al contrario molto più esposte al rimaneggiamento fluviale. I diversi tassi di subsidenza e i repentini innalzamenti cosismici della pianura, influenzano con certezza anche l'andamento planimetrico degli alvei fluviali, che tendono ad evitare le aree corrispondenti alle creste delle anticlinali. I maggiori ventagli da rotta e ricitrizzazione fluviale tendono a svilupparsi, inoltre, in direzione degli assi delle sinclinali. In generale, la deformazione compressiva di questa porzione sepolta dell'Appennino ha esercitato un controllo fondamentale sull'evoluzione stratigrafica dell'area indagata.

17.3.2. Influenze Eustatiche

La disponibilità di spazio sedimentario, il profilo degli alvei fluviali e la dinamica deposizionale sono stati anche modulati dalle ampie e rapide fluttuazioni del livello glacio-eustatico del mare (Figura 8-1). Durante lo stazionamento basso singlaciale del livello del mare, lo spessore dell'accumulo sedimentario era sostanzialmente indipendente dalle fluttuazioni del livello marino ed era principalmente controllato da fattori tettonici e dalla quantità di sedimento disponibile. Le veloci pulsazioni trasgressive, indotte dagli episodi parossistici di risalita eustatica, certamente hanno contribuito all'instabilità deposizionale dei sistemi fluviali. Le fasi tardive di aumento del livello marino hanno, invece, determinato la creazione di spazio di accomodamento sedimentario, che permetteva l'accumulo di potenti successioni fluviali nelle precedenti aree depresse. Durante questa fase, il rapido aumento del livello marino relativo era, infatti, causato dalla somma della subsidenza e della risalita eustatica. L'arrivo del livello marino poco sotto alla paleoquota dell'area considerata, insieme ai forti apporti sedimentari, condussero quindi ad un sostanziale livellamento topografico. Durante gli ultimi 5000 anni, il livello eustatico si è mantenuto sostanzialmente prossimo all'attuale (v. Waelbroeck *et al.*, 2002; Figura 8-1), per cui la continua creazione di spazio sedimentario è stata causata quasi interamente dalla subsidenza.

17.3.3. Controlli Climatici

Come si è visto, attraverso le ultime decine di migliaia di anni, gli ambienti alpini, appenninici e padani sono stati interessati da intense e spesso repentine fluttuazioni climatiche, che hanno esercitato un controllo molto forte sulla dinamica deposizionale dei

sistemi fluviali indagati (Par. 8.2). Durante le fasi più fredde ed aride dell'ultimo massimo glaciale, il trasporto e la sedimentazione fluviale erano verosimilmente fortemente inibite, mentre in altre fasi gli intervalli estivi fornivano notevoli quantità di acqua e sedimento. Le fasi climatiche più precoci di ritiro dei ghiacciai alpini indussero una grande abbondanza di sedimento (v. Fontana *et al.*, 2004), ma furono immediatamente seguiti dalla creazione dei grandi laghi subalpini ancora proglaciali, mentre iniziava il ritorno a condizioni di biostasia sui rilievi non troppo elevati (v. Fontana *et al.*, 2004). La creazione di grandi trappole continentali di sedimento ridusse drasticamente la disponibilità di ghiaie e sabbie ai sistemi fluviali, generando rapidamente un'estesa superficie di non deposizione ed incisione terrazzata. La superficie di lacuna e discordanza regionale che marca il tetto dei depositi singlaciali padano-veneti non è quindi legata a fluttuazioni del livello marino, ma a un controllo puramente climatico.

Le continue fluttuazioni climatiche dell'Olocene influenzarono certamente la dinamica deposizionale dei sistemi fluviali padani ed appenninici, modulando il regime fluviale e la disponibilità di sedimento, senza dubbio attraverso il controllo della copertura vegetazionale dei rilievi, dei processi pedogenetici e di quelli erosivi. Una trattazione dettagliata di questi fenomeni esula comunque dagli obiettivi di questa tesi.

17.3.4. Fattori Sedimentari Autociclici

La grande importanza dei fattori di controllo esterni, in particolare quelli climatici e tettonici, non deve far dimenticare che le geometrie e la ciclicità sedimentaria delle unità indagate è stata anche modulata da fattori squisitamente interni alla dinamica fluviale (Bosellini *et al.*, 1989). I canali fluviali, infatti, tendono nel tempo spontaneamente a divagare lateralmente, soprattutto in sistemi tendenzialmente pensili come quelli dell'area indagata. Nelle fasi singlaciali i fiumi a treccia avevano una marcata tendenza alla migrazione laterale e la continua modifica delle isole intrafluviali. I successivi sistemi a meandri erano ovviamente caratterizzati dalla costante migrazione laterale – secondo corrente – delle barre e dall'accentuarsi della concavità dell'alveo, fino al taglio e conseguente abbandono del vecchio meandro. La parte più recente delle successioni indagate è stata ampiamente dominata dallo sviluppo di fiumi progressivamente pensili e quindi fortemente instabili, per cui in corrispondenza dei maggiori episodi di rotta si creavano diffusi allagamenti, seguiti dalla formazione di nuove generazioni di canali. Ancora maggiore è stata l'instabilità dei canali distributori deltizi, che tendevano a

divergere proprio in corrispondenza dell'area di studio, come l'esempio medievale del Po di Volano e di Primaro (v. Figura 8-13C).

17.4. Implicazioni tettoniche e sismiche

Il forte controllo tettonico dimostra l'elevato tasso di deformazione del fronte sepolto della catena appenninica a pieghe e sovrascorrimenti nord-vergenti (Bigi *et al.*, 1990; Boccaletti *et al.*, 2004; Cerrina Feroni *et al.*, 2002; Pieri & Groppi, 1975, 1981, v. Cap. 7). In particolare, appare possibile fornire una stima del differenziale spaziale del tasso temporale di subsidenza fra zone di anticlinale e di sinclinale. In prima approssimazione, le aree sinclinaliche presentano tassi di abbassamento circa quattro - cinque volte maggiori di quelle di anticlinali. Si può stimare che dall'epoca dell'ultima trasgressione interglaciale (Trasgressione Tirreniana, Interglaciale Riss – Würm; Figura 8-1) ad oggi, la velocità di abbassamento delle culminazioni strutturali sia stata intorno ai 15-20 cm al millennio, mentre nelle depressioni sia stata fra i 40 e gli 80 cm. La stima è resa possibile dalla presenza di depositi di piana costiera accumulatisi molto vicino al livello del mare, separati fra loro da un ciclo glacio-eustatico completo. Questi valori sono sostanzialmente inferiori rispetto a quelli stimati per l'Olocene. Dalla fase di massima trasgressione, fra 6000 e 5000 anni fa, si prodotta un accumulo sedimentario di circa 3-5 metri sugli alti strutturali settentrionali e 10-18 metri nelle zone meridionali fortemente subsidenti. In aree meridionali (Coronella) la superficie romana si trova sepolta anche a 10 metri di profondità. Questo accumulo ha comportato una decisa aggradazione della superficie topografica e quindi, lo spessore dei sedimenti non riflette solamente l'effetto della subsidenza. In ogni caso, esso riflette comunque una subsidenza in atto assai più forte nella fascia sinclinalica meridionale che sugli alti strutturali settentrionali. I maggiori tassi di subsidenza sembrano caratterizzare la parte recente dell'Olocene, ma questo è dovuto all'assai incompleto consolidamento e compattazione dei depositi coesivi recenti, che possono quindi continuare ad indurre un deciso abbassamento del suolo per espulsione di acqua e metano e costipamento diagenetico.

L'area di studio come noto presenta un elevato livello di rischio sismico, come dimostrato anche dai gravi danni prodotti dalla crisi sismica innescata dal terremoto del 17 novembre 1570 (Guidoboni 1984, 1985, 1987) e da quelli del 20 maggio 2012 (v. tra gli altri, Saraò & Peruzza, 2012; Galli *et al.*, 2012; Tertulliani *et al.*, 2012), che seppure di minor

rilevanza hanno determinato un grave impatto economico e sociale. I sismi che interessano l'area di pianura considerata hanno tutti meccanismi focali inversi e deboli o debolissime profondità ipocentrali. Essi si generano quindi lungo sovrascorrimenti e faglie inverse nella copertura sedimentaria mesozoica-terziaria, direttamente collegati con le strutture plicative di rampa, che interessano direttamente la stratigrafia del sottosuolo poco profondo (Figura 7-6). L'architettura stratigrafica studiata, documenta movimenti tettonici continui e importanti, che suggeriscono la necessità di un'ulteriore elevata attenzione al pericolo sismico che interessa l'area urbana.

17.5. Possibili ricadute per la microzonazione sismica

Oltre ad un ampio spettro di competenze integrate, una zonizzazione sismica del territorio certamente travalica i limiti e gli scopi di questa ricerca; ciononostante alcune considerazioni sintetiche preliminari possono essere indubbiamente effettuate.

L'intensa attività tettono-sismica dell'area studiata, ha indotto una grande complessità geometrica del sottosuolo (Figura 14-16), in cui si giustappongono non solo verticalmente, ma anche lateralmente sedimenti con densità, rigidità e velocità sismiche molto diverse.

In corrispondenza dell'alto di Casaglia, sedimenti paleogenici ben litificati si trovano a debole profondità (Molinari *et al.*, 2007), mentre nelle contigue aree sinclinali sono presenti vari chilometri di sedimenti terrigeni solo parzialmente litificati. Superfici di erosione e discordanza o di semplice lacuna non deposizionale, come pure estesi orizzonti fortemente pedogenizzati, sovraconsolidati e cementati, possono produrre superfici nette. Queste superfici sono caratterizzate da un forte contrasto di impedenza acustica e sono quindi in grado di ingenerare onde interne di superficie. In questo contesto, il quadro dei possibili piani di riflessione risulta molto complesso, con echi multipli e fenomeni di interferenza positiva o negativa. Nei pressi della superficie topografica, la presenza di sabbie sature in condizioni freatiche potrebbe determinare fenomeni di liquefazione, i cui effetti potenzialmente distruttori sono certo accresciuti dai gradienti morfologici di superficie (Caputo *et al.*, 2012), abbastanza significativi in alcune aree del centro storico (Stefani & Zuppiroli 2010), come per altro documentato durante la crisi sismica del 1570-1571 (Guidoboni 1984). I maggiori effetti da liquefazione sono purtroppo probabilmente prevedibili lungo l'asse di sviluppo della città medievale, lungo via Ripagrande – Carlo Mayr – Capo delle Volte – Coperta. In tutta l'area urbana, la risposta microsismica locale

dei diffusi terreni argillosi e torboso-argillosi sarà certo assai diversa da quella dei litotipi sabbiosi.

17.6. Implicazioni geotecniche

La creazione di un modello stratigrafico tridimensionale permette di effettuare importanti previsioni geotecniche qualitative e semiquantitative, potenzialmente assai utili anche dal punto di vista applicativo, anche se ovviamente esse non possono sostituire prove penetrometriche e carotaggi con prelievo di campioni indisturbati, necessari alla progettazione specifica di opere ingegneristiche. A titolo generale, si possono suggerire alcune grandi suddivisioni areali.

Se prendiamo innanzitutto in considerazione la progettazione fondale con palificazioni profonde, necessarie al sostegno di grandi carichi statici, possiamo suddividere schematicamente l'area di studio in quattro grandi fasce distinte:

1. a nord-ovest del centro urbano, in diversi punti, i sedimenti granulari superficiali sono saldati con le sabbie grossolane singlaciali, talvolta ghiaiose, come nella zona comprendente Mizzana, Cassana, centro commerciale il Diamante e la fascia prossima all'attuale alveo del Po. Nel complesso, queste aree presentano elevati parametri geotecnici e la costruzione di adeguate fondazioni risulta più facile ed economica;
2. nel settore settentrionale, fra il Polo Petrolchimico, Pontelagoscuro e Francolino, sono diffusi in superficie terreni coesivi dalle scadenti proprietà geotecniche, ma i sedimenti granulari grossolani e ben addensati sono presenti a profondità relativamente deboli, spesso intorno ai 10-12 m, per cui risulta agevole progettare fondazioni a palificazione che possano trasmettere il carico su corpi dalle ottime proprietà geotecniche, oltre che lavorare per attrito laterale sui sedimenti coesivi superficiali. Al di sotto e nei pressi del Polo Petrolchimico, all'interno della successione superficiale sono presenti corpi di sabbie con spessore di alcuni metri, atte alla fondazione di strutture con carichi relativamente contenuti;
3. nella parte centrale si osservano condizioni in parte analoghe a quelle della fascia appena descritta, anche se in quest'area le unità granulari grossolane si approfondiscono fortemente, fino a raggiungere quote oltre i 20 m. Più in superficie, corpi allungati di sabbie di alveo padano presentano sedimenti grano-sostenuti, con

spessori anche di 10-15 m, dalle buone caratteristiche meccaniche, particolarmente in una fascia allungata da Mizzana, il Doro, il Rione Giardino, fino a via XX Settembre e Quacchio. La parte superficiale di queste unità è però soggetta a diffusi e preoccupanti fenomeni di “*piping*” ed erosione sotterranea, soprattutto legati alle massicce perdite della rete fognaria, particolarmente gravi nella parte sud del centro storico;

4. nella parte meridionale dell’area urbana non sono invece presenti a profondità raggiungibili unità granulari dalle elevate caratteristiche geotecniche. Le fondazioni profonde devono quindi affidarsi in modo significativo al lavoro laterale delle palificazioni, anche se svariati sono gli strati sabbiosi ed i livelli fortemente sovraconsolidati e cementati, legati ad intensi processi pedogenetici, che forniscono orizzonti in parte analoghi al Caranto dell’area veneziana (Gatto & Previatello, 1974; Mozzi *et al.*, 2003).

Nell’area meridionale, a debole profondità, sono frequentemente presenti argille e argille-siltose dalle proprietà medio-scadenti (via Bologna) oppure decisamente scadenti (argille organiche e torbe della Sammartina, di via Fabbri, del Centro Commerciale il Castello e di San Martino).

17.7. Implicazioni Idrogeologiche

Il modello stratigrafico preliminare qui prodotto è ovviamente ricco di implicazioni per la potenziale modellazione dei corpi acquiferi sotterranei. I risultati del lavoro in parte confermano e dettagliano, in parte innovano sostanzialmente gli schemi generali precedentemente proposti dagli studi sulle acque sotterranee dell’Emilia Romagna (REGIONE EMILIA ROMAGNA & ENI, 1998) e della Provincia di Ferrara (Molinari *et al.*, 2007), fornendo, quindi, un nuovo quadro idrostratigrafico generale in cui inserire i precedenti studi sul campo pozzi di Pontelagoscuro (Gargini & Messina, 2004) e sul sito inquinato del quadrante est – via Caretti (Gargini *et al.*, 2010). Una buona separazione fra i corpi di sabbie acquifere, per opera di corpi di acquicludo, è confermata nelle aree centro-meridionali subsidenti di sinclinale (Figura 16-2 e Figura 16-3). Le fasi di massima trasgressione sono al contrario caratterizzate dall’accumulo di estesi livelli di argille organiche a bassissima permeabilità, che rappresentano ottimi orizzonti di acquicludo,

interrotti però localmente da sabbie di riempimento dei paleoalvei maggiori. I maggiori corpi acquiferi corrispondono ai maggiori accumuli singlaciali di sabbie grossolane prive di matrice, che presentano elevati valori di permeabilità e trasmissività idraulica. Nelle aree settentrionali e nord-occidentali questi corpi si trovano però a profondità assai minori e tendono a coalèscere in un unico corpo, senza reali partizioni idrostratigrafiche date le complesse relazioni di erosione che mettono a contatto le diverse sequenze deposizionali, qui sottili e lacunose (Figura 14-21). Risulta accertato, infatti, come l'attuale alveo del Po sia in netta continuità idrogeologica con varie generazioni di corpi acquiferi in un ampio tratto fra Pontelagoscuro e Ficarolo. In analoga continuità si trovano le sabbie oloceniche da meandro, incise da profonde cave di inerti, nell'area di Settepolesini (Colombani *et. al.*, 2007). Condizioni analoghe riguardano i meandri posti sul bordo nord-occidentale del modello. Anche le acque del Canale di Burana e del corpo acquifero superficiale ospitato nel riempimento del canale del Po di Ferrara si trovano frequentemente in continuità idrostratigrafica con diverse generazioni di sabbie singlaciali nell'area Porotto-Cassana-Mizzana-Doro.

Il Polo Petrochimico, a nord-ovest del centro, è in buona parte sviluppato sopra corpi di sabbie da meandro, localmente separate dalle sabbie singlaciali da efficaci livelli di acquicludo argillosi. La continuità laterale di queste argille organiche è però limitata, motivo per il quale non si può certo escludere una circolazione delle acque fra livelli prossimi alla superficie e i corpi acquiferi coalescenti sottostanti.

Ad oriente del centro storico, il contesto stratigrafico del sito di via Caretti è risultato assai diverso da quanto precedentemente considerato. Il corpo acquifero, inquinato da idrocarburi clorurati altamente cancerogeni, corrisponde, infatti, a sabbie di riempimento di grandi canali fluviali di bassa pianura trasgressiva – di età relativamente recente – e non alle sabbie singlaciali di stazionamento basso, presenti al di sotto dei 30 m di profondità. In questo contesto risulta di più facile comprensione il flusso unidirezionale dell'acquifero inquinato in direzione ovest (Gargini *et al.*, 2010), richiamato dalla depressurizzazione indotta dai pozzi dell'area industriale. Le nuove conoscenze ottenute invitano quindi ad una generale riconsiderazione del contesto idrogeologico del sottosuolo urbano, che appare ora ancora più esposto a gravi rischi di inquinamento e salinizzazione.

17.8. Raccomandazioni e sviluppi futuri

17.8.1. Possibili sviluppi scientifici

Il tempo, le energie e le risorse finanziarie a disposizione hanno ovviamente limitato l'ambito della ricerca. I risultati raggiunti suggeriscono la necessità di ulteriori indagini ed aprono promettenti prospettive future. Ovviamente queste nuove attività esulano ampiamente dall'ambito del presente lavoro e richiederebbero risorse finanziarie al momento non disponibili. Cosciente dei limiti di questa ricerca, sembra comunque opportuno accennare ad alcune proposte che potrebbero facilmente testare ed affinare il modello di sottosuolo. Il settore forse più carente è quello della datazione dei corpi sedimentari, che deriva in gran parte solo dalla correlazione con i corpi sedimentari di aree vicine e dalla conoscenza dei *trends* eustatici e climatici generali. Solo per i corpi prossimi alla superficie topografica sono disponibili indicazioni derivate da dati archeologici e storiografici. Appare quindi opportuno procedere alla datazione della frazione organica dei sedimenti di sottosuolo, con misure al ^{14}C , radiometriche od isotopiche. Per un numero limitato di corpi sedimentari granulari di sottosuolo apparirebbe utile approfondire le indagini petrografiche, per discriminarne la provenienza padana od appenninica. Certamente un determinato numero di prove pregresse è sfuggito alla raccolta dei dati, che andrebbe adeguatamente completata, con l'aiuto della Pubblica Amministrazione. Data la distribuzione areale assai disomogenea delle prove, risulterebbe proficuo poter realizzare un numero limitato di sondaggi a carotaggio continuo in aree prive di dati pregressi. Lo strumento di elezione per una migliore comprensione della stratigrafia di sottosuolo delle aree agricole povere di dati, appare però l'acquisizione di nuove prove penetrometriche a piezocono acustico, allineate lungo un numero limitato di potenziali profili stratigrafici.

Di sicuro interesse risulterebbe il confronto tra il modello di sottosuolo ed i risultati dei profili sismici, per una reciproca calibratura del dato ed un'interpretazione integrata. Se lunghi stendimenti di geofoni in aree urbane possono risultare problematici, sembra logico proporre l'acquisizione di dati tramite indagini geofisiche subacquee, lungo i canali navigabili che attraversano l'area: in primo luogo lungo il Canale Boicelli, il cui tracciato taglia quasi perpendicolarmente la direzione delle strutture tettoniche sepolte e lungo cui sono disponibili abbondanti dati di sottosuolo, legati al progetto idrovia ferrarese. Gli altri profili potrebbero essere energizzati lungo l'alveo del Po attuale, il Canale di Burana, il Canale del Volano e il Canale del Primaro.

Sarebbe anche opportuno procedere ad una reinterpretazione delle strutture tettoniche del sottosuolo e una loro migliore correlazione geometrica con le strutture superficiali. Anche l'interpolazione geostatistica del sottosuolo e la sua valorizzazione idrostratigrafica potrebbero essere migliorate con l'elaborazione di variogrammi spaziali e di tecniche di interpolazione più complesse, sviluppate soprattutto in ambito petrolifero. La creazione di modelli idrostratigrafici tridimensionali della distribuzione della permeabilità, nelle aree di pompaggio e ricarica, potrebbe condurre per la prima volta alla creazione di un modello idrogeologico soddisfacente del sottosuolo urbano, notoriamente esposto a forti rischi d'inquinamento.

17.8.2. Auspici politico-amministrativi

La concreta valorizzazione socio-economica, applicativa e ambientale dei risultati di questo lavoro richiederebbe, ovviamente, un coinvolgimento degli organi istituzionali preposti alla protezione ambientale e alla gestione territoriale, organi che oggi attraversano una fase di profonda riorganizzazione e di grave sottofinanziamento. Sarebbe altresì auspicabile che la Pubblica Amministrazione curasse la gestione ed il continuo aggiornamento della banca dati geognostica digitale in ambiente GIS condiviso. In tal modo sarebbe possibile espandere con un costo esiguo la conoscenza del sottosuolo, conoscenza di vitale importanza ai fini di progettazione e gestione territoriale. In questo contesto, appare opportuno ed utile l'invito dell'Amministrazione Comunale di Ferrara ad effettuare la valutazione – peraltro obbligatoria per legge – delle velocità delle onde sismiche di taglio volumetrico nei primi 30 m (“Vs30”), non attraverso discutibili criteri di stima ma con la diretta acquisizione di profili da piezocono acustico, che si sono confermati potente strumento d'indagine del sottosuolo ad elevato rapporto beneficio/costo. L'applicazione idrostratigrafica ed idrogeologica del modello di sottosuolo potrebbe portare grandi benefici alla comprensione della circolazione idrica sotterranea, fortemente perturbata dagli intensi emungimenti, recenti o in atto, nel polo industriale e nel campo pozzi di Pontelagoscuro, peraltro esposto a gravi fenomeni ed ulteriori rischi da inquinamento. Si pensi ai sostanziali pericoli legati agli idrocarburi clorurati, quali il tetracloruro e il cloruro di etano (CVM = Cloruro di Vinile Monomero), che come noto raggiungono concentrazioni molto preoccupanti in corrispondenza delle discariche dell'area di Via Caretti, ma anche nell'area del Polo Petrochimico, rappresentando un potenziale grave pericolo per la salute umana. I corpi acquiferi sotterranei sono inoltre

esposti a rischi di salinizzazione, anche legati alla risalita di acque profonde ad elevata attività ionica, come avviene in corrispondenza dell'alto strutturale di Casaglia.

Una migliorata conoscenza del sottosuolo potrebbe condurre anche ad una migliore previsione della subsidenza, sia di origine tettonica, che derivata dalla compattazione dei sedimenti superficiali. Appare chiaro, ad esempio, che la subsidenza attesa sarà assai maggiore nei quartieri meridionali della città e verso l'area del nuovo Polo Ospedaliero di Cona, rispetto alle porzioni settentrionali ed nord-occidentali dell'area urbana. La subsidenza rappresenta un fattore particolarmente critico per un'area con bassissimi gradienti topografici, dipendente, per la quasi totalità, dal sollevamento meccanico delle acque.

Gli eventi del maggio 2012 hanno ovviamente richiamato popolazione ed amministratori a considerare l'elevato rischio sismico dell'area, ben noto agli studiosi fin dall'inizio del secolo scorso (Baratta, 1901), ma spesso colpevolmente ignorato da generazioni di pubblici amministratori e rimosso dalla memoria collettiva. La liberazione di energia meccanica in aree occidentali non sembra avere ridotto il rischio d'importanti eventi sismici nelle strutture fragili compressive che interessano direttamente l'area urbana. D'altra parte, i recenti terremoti hanno dimostrato la grande importanza dei fattori stratigrafici e morfologici per la risposta locale alle sollecitazioni sismiche, basti pensare ai drammatici effetti della liquefazione sismogenetica nell'area di San Carlo. Sarebbe quindi di grande importanza applicare le conoscenze stratigrafiche sull'area ferrarese per la realizzazione di una migliore zonizzazione sismica, ai fini del contenimento del rischio degli edifici esistenti ed una più consapevole progettazione urbanistica. Ovviamente questo richiederebbe al tempo stesso il sostegno di una più informata e consapevole opinione pubblica ed una chiara decisione politica di indirizzo. Forse la tensione prodotta dagli eventi sismici potrebbe risultare propizia per una più proficua integrazione delle conoscenze geologico-scientifiche nella gestione dell'ambiente e nella riduzione dell'elevato rischio sismico. Appare in ogni caso importante che i risultati della ricerca accademica siano adeguatamente pubblicati e divulgati alle popolazioni interessate ed agli organi decisionali con competenza su questo fragile territorio, ricchissimo di valori storico artistici e dalle notevoli potenzialità socio-economiche.

18. Bibliografia

- Ahlberg, A., Arndorff, L. & Guy-Ohlson, D. (2002) – Onshore climate change during the Late Triassic marine inundation of the Central European Basin. *Terra Nova*, Vol. 14, No. 4: 241-248
- Aigner, T. & Bachmann G.H. (1992) – Sequence stratigraphic framework of the German Triassic. *Sediment Geol* 80:115–135.
- Agassiz, L., (1840). *Études sur les glaciers* (con atlante allegato). Jent & Gassman, Neuchâtel.
- Aguirre, E., Pasini, G., (1985). The Pliocene-Pleistocene boundary. *Episodes* 8, 116-120.
- Amorosi A., Asioli A., Bondesan M., Cibin U., Colalongo M.L., Correggiari A., Pasini G., Preti D., Roveri M., Sarti G., Severi P., Stefani M., Trincardi F., Vaiani S.C. & Vincenzi S. (2000) – Dalle conoidi pedemontane al mare aperto: l'architettura stratigrafica tardo-quadernaria dell'Adriatico settentrionale e della pianura costiera emiliano-romagnola. *Atti del convegno: Le Pianure Conoscenza e salvaguardia*, 191-194.
- 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. *Journal of Geology*, 111: 39-56.
- 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. *Global and Planetary Change*, 40: 55-78.
- Amorosi A., Colalongo M.L., Fusco F., Pasini G. & Fiorini F. (1999b) - Glacio-eustatic control of continental-shallow marine cyclicity from Late Quaternary deposits of the south-eastern Po Plain (Northern Italy). *Quaternary Research*, 52: 1-13.
- Amorosi A., Colalongo M.L., Pasini G. & Preti D. (1999a) - Sedimentary response to Late Quaternary sea-level changes in the Romagna coastal plain (Northern Italy). *Sedimentology*, 46: 99-121.
- Amorosi A. & Farina M. (1995) - Large-scale architecture of a thrust-related alluvial complex from subsurface data: the Quaternary succession of the Po Basin in the Bologna area (northern Italy). *Giornale di geologia*, 57: 3-16.

- Amorosi A., Farina M., Severi P., Preti D., Cap orale L. & Di Dio G. (1996) - Genetically related alluvial deposits across active fault zones: an example of alluvial fan-terrace correlation from the upper Quaternary of the southern Po Basin, Italy. *Sedimentary Geology*, 102: 275-295.
- Amorosi A. & Marchi N. (1999) - High-resolution sequence stratigraphy from piezocone tests: an example from the Late Quaternary deposits of the SE Po Plain. *Sedimentary Geology*, 128: 69-83.
- APAT, (2003) – Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica. Quaderni, Serie III, 9/2003.
- Arduino, G., (1760) - Sopra varie sue Osservazioni fatte in diverse parti del Territorio di Vicenza, ed altrove, appartenenti alla Teoria Terrestre, ed alla Mineralogia.[Lettera inviata al Prof. Antonio Vallisnieri, datata 30 marzo 1759], Nuova Raccolta di Opuscoli Scientifici e Filologici del Padre Abate Angiola Calagierà, pp. 142-143.
- Aubry, M.P., Berggren, W.A., Van Couvering, J., McGowran, B., Pillans, B., Hilgen, F., (2005). Quaternary: status, rank, definition, survival. *Episodes* 28, 118-120.
- Baratta, M., (1901). I terremoti d'Italia: Saggio di Storia, geografia e Bibliografia Sismica Italiana, Forni, Torino (Ristampa Forni Ed., Bologna 1979, 950 pp.).
- Basili R. & S. Barba (2007). Migration and shortening rates in the northern Apennines, Italy: implications for seismic hazard. *Terra Nova*, 19 (6), 462–468.
- Beerbower, J.R., (1964). Cyclothem and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation: *Bulletin of the Kansas Geological Survey*, v. 169, p. 31-42.
- Benedetti L., Tapponier P., King G.C.P., Meyer B., Manighetti I. (2000). Growth folding and active thrusting in the Montello region, Veneto, Northern Italy, *J. Geophys. Res.*, 105 (B1), 739-766.
- Berggren, W.A., (1998). The Cenozoic Era: Lyellian (chrono) stratigraphy and nomenclatural reform at the millennium, in: Blundell, D.J., Scott, A.C. (Eds.), *Lyell: the past is a key to the Present*. Geological Society, London, pp. 111-132.
- Berggren, W.A., Van Couvering, J.A., (1974). The late Neogene: biostratigraphy, geochronology, and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. Elsevier Science.
- Bertoldi, R., (1996). Pre-holocene and holocene palynological outlines of western Padania. *Allionia* 96, 137–147.

- Bertotti, G., Capozzi, R., Picotti, V., (1997). Extension controls Quaternary tectonics, geomorphology and sedimentation of the N-Appennines foothills and adjacent Po Plain (Italy). *Tectonophysics* 282, 291-301.
- Bigi, G., Cosentino, D., Parotto, M., Sartori, R., Scandone, P., (1990). Structural model of Italy - Sheet n°1, in: Castellarin, A., Coli, M., Dal Piaz, G.V., Sartori, R., Scandone, P., Vai, G.B. (Eds.), *Structural model of Italy*. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica, Roma.
- Bini, A., Zuccoli, L., (2004). Glacial features. In: Bosi, C. (Ed.), *Quaternary. Geology of Italy*, Ital. Geol. Soc. Spec. Vol., pp. 161– 188.
- Boccaletti, M., Bonini, M., Corti, G., Gasperini, P., Martelli, L., Piccardi, L., Severi, P., Vannucci, G., (2004). *Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna*. SELCA, Firenze.
- Bondesan M. (1985). Quadro schematico dell'evoluzione geomorfologica olocenica del territorio costiero compreso tra Adria e Ravenna. *Atti Tav. Rot. Il Delta del Po, Acc. Sc. Dell'Ist. Di Bologna*: 23-36.
- Bondesan M. (1986) – Lineamenti di geomorfologia del basso ferrarese. In: *La civiltà comacchiese e pomposiana dalle origini preistoriche al tardo medioevo*. Atti del Convegno nazionale di studi storici, Comacchio, 1984, 17-28.
- Bondesan, M., (1990). L'area deltizia padana: caratteri geografici e geomorfologici. In: Bondesan, M. (Ed.), *Il Parco dei delta del Po: studi ed immagini*, vol. II. Spazio Libri, pp. 10–48.
- Bondesan, M., Dal Cin, R., Mantovani, M.G., (1974) - Depositi fluviali wurmiani in un pozzo terebrato presso Ferrara. *Annali Università Ferrara, N.S.* 5, 8, 147-163.
- Bosellini A., Mutti E., Ricci Lucchi F. (1989). *Rocce e successioni sedimentarie*. UTET, Torino.
- Bradley R.S., Jones P. (1992). The Little Ice Age. *The Holocene*, 3: 367- 376.
- Bruun, P. (1962) – Sea-level rise as a cause of shore erosion. *American Society of Civil Engineers Proceedings, Journal of the Waterways and Harbors Division* 88, 117–130.
- Burrato, P., Ciucci, F., Valensise, G., (2003). An inventory of river anomalies in the Po Plain , Northern Italy : evidence for active blind thrust faulting. *ANNALS OF GEOPHYSICS* 46.

- Caputo, R., Iordanidou, K., Minarelli, L., Papathanassiou, G., Poli, M. E., Rapti-Caputo, D., Sboras, S., Stefani, M., and Zanferrari, A. (2012). Geological evidence of pre-2012 seismic events, EmiliaRomagna, Italy, *Annals of Geophysics*, “The Emilia (northern Italy) seismic sequence of May-June, 2012: preliminary data and results” edited by: Anzidei, M., Maramai, A., and Montone, P., 55, 2012
- Carta Geologica d’Italia in scala 1:100.000, Foglio 75-Mirandola (1956) – Servizio Geologico Nazionale
- Carta Geologica d’Italia in scala 1:100.000, Foglio 76-Ferrara (1955) – Servizio Geologico Nazionale
- Carta Geologica d’Italia in scala 1:100.000, Foglio 87-Bologna (1963) – Servizio Geologico Nazionale
- Carta Geologica d’Italia in scala 1:100.000, Foglio 88-Imola (1958) – Servizio Geologico Nazionale
- Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000. 66 - Udine (in stampa). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d’Italia.
- Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000. 86 – San Vito al Tagliamento (in stampa). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d’Italia.
- Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000. 118 - Milano (2010). - ISPRA – Servizio Geologico d’Italia.
- Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000. 128 - Venezia (2007). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d’Italia.
- Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000. 148-149 - Chioggia-Malamocco (2007). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d’Italia.
- Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000, Foglio 187 - Codigoro (2009) - ISPRA – Servizio Geologico d’Italia - Regione Emilia-Romagna.
- Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000, Foglio 202 - San Giovanni in Persiceto (2009) - ISPRA - Servizio Geologico d’Italia - Regione Emilia-Romagna.
- Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000, Foglio 203 – Poggio Renatico (2009) - ISPRA - Servizio Geologico d’Italia - Regione Emilia-Romagna.
- Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000, Foglio 204 – Portomaggiore (2009) – ISPRA- Servizio Geologico d’Italia – Regione Emilia-Romagna.

- Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 205 - Comacchio (2009) - ISPRA – Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 221-Bologna (2009) – ISPRA-Servizio Geologico d'Italia – Regione Emilia-Romagna.
- Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 222-Lugo (in stampa) – ISPRA-Servizio Geologico d'Italia – Regione Emilia-Romagna.
- Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 223-Ravenna (2002) - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 239-Faenza (2009) – ISPRA-Servizio Geologico d'Italia – Regione Emilia-Romagna.
- Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 240-241 Forlì-Cervia (2005) – APAT-Servizio Geologico d'Italia – Regione Emilia-Romagna.
- Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 255- Cesena (in stampa) – ISPRA-Servizio Geologico d'Italia – Regione Emilia-Romagna.
- Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 256-Rimini (2005) – APAT-Servizio Geologico d'Italia – Regione Emilia-Romagna.
- Cassano, E., Anelli, L. Fichera, R. & Cappelli, V. (1986). Pianura Padana, interpretazione integrata di dati geofisici e geologici. In: Pieri, M. & Groppi, G. (eds) 73° Congresso della Società Geologica Italiana, Roma 1986, 27.
- Chang K.H. (1975) - Unconformity Bounded Stratigraphic Units. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, 11: 1544-1552. International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC) (1987) - Unconformity-Bounded Stratigraphic Units. *Geol. Soc. America Bull.*, 98, 2: 232-237.
- Castaldini D. & Raimondi S. (1985) – Geomorfologia dell'area di pianura padana compresa fra Cento, Finale Emilia e S. Agostino. *Atti Soc. Nat. Mat. Di Modena*, 116: 147-176.
- Castiglioni G.B. (1940) - L'Italia nell'età quaternaria. In Dainelli G. (a cura di), *Atlante Fisico-economico d'Italia*, Milano, Consociazione Turistica Italiana, Tav. 3.
- Castiglioni G.B. (Ed.), (1999). *Carta Geomorfologica della Pianura Padana al 1: 250.000*. MURST, SELCA, Firenze.
- Castiglioni, G.B., Pellegrini G.B (Editors) (2001): Note illustrative della Carta Geomorfologica della Pianura Padana, *Geogr. Fis. Din. Quat., Suppl. to IV*, pp. 207

- Cattani, L., (1990). Considerazioni floristiche sull'evoluzione degli ambienti. In: Guidi, A., Piperno, M. (Eds.), *Italia Preistorica*. Laterza, pp. 46–67.
- Cerrina Feroni, A., Ottria, G., Martinelli, P., Martelli, L., Catanzariti, R., (2002). Carta geologico-strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo, 1: 250,000. SELCA, Firenze.
- Ciabatti M. & Veggiani A. (1990) – Caratteri ed evoluzione del litorale emiliano-romagnolo. In: *Il Mondo della Natura in Emilia-Romagna: la Pianura e la Costa*. Federazione Casse Risparmio e Banche del Monte dell'Emilia-Romagna, Milano, 77-94.
- Cita, M.B., (2009). A proposito del Quaternario. *Geoitalia* 28, 44-52.
- Clark, P.U., Mix, A.C., (2002). Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 21, 1-7.
- Colombani N., Gargini A., Mastrocicco M., Messina A. (2007) - L'acquifero di Settepolesini di Bondeno: una risorsa idrica potenzialmente alternativa per l'attingimento idropotabile della Provincia di Ferrara. Monitoraggio idrogeologico e modellazione numerica per la verifica della produttività del sistema. In: Dugoni G. & Pignone R. (Eds.), *Risorse idriche sotterranee della Provincia di Ferrara*. DB-MAP, Firenze, 7-61.
- Corrado, S., Aldega, L., Zattin, M., (2010). Sedimentary vs. tectonic burial and exhumation along the Apennines (Italy). *Journal of the Virtual Explorer* 36.
- Correggiari A., Field M.E. & Trincardi F. (1996a) - Late Quaternary transgressive large dunes on the sediment-starved Adriatic shelf. In: De Bati st M., Jacobs P., Eds., *Geology of Siliciclastic Shelf Seas*. Geol. Soc. Spec. Pub., 117: 155-169.
- Correggiari A., Roveri M., Trincardi F. (1996b) - "Late Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic Sea". In: *Late-Glacial and early Holocene climatic and environmental changes in Italy*. *Il Quaternario: Italian Journal of Quaternary Sciences*, 9, 697-704.
- Correggiari A., Roveri M. & Trincardi F. (1996b) - Late-Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic Sea. In: *Late-Glacial and early Holocene climatic and environmental changes in Italy*. *Il Quaternario: Italian Journal of Quaternary Sciences*, 9: 697-704.
- Cremonini G., Antolini P. & Pialli G. (2001) - Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000, Foglio 254 Modigliana. Serv. Geol. d'It. – Regione Emilia-Romagna.

- Culshaw M.G. (2005) - From concept towards reality, developing the attributed 3D geological model of the shallow subsurface. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 38: 231-284.
- D'Agnese F. A., Faunt C. C., Turner A. K. & Hill M.C. (1997) - Hydrogeological evaluation and numerical simulation of the Death Valley regional ground-water flow system, Nevada and California. US Geological Survey, Water Resources Investigation Report 96-4300, Denver, CO, 124.
- D'Ambrogi, C., (2009) - Modellazione geologica 3D: nuovi strumenti di rappresentazione e analisi dei dati e delle strutture geologiche. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia* 88, 105-108.
- De Mio, G.; Giacheti, H. L. (2007) The use of piezocone tests for high-resolution stratigraphy of Quaternary Sediment Sequences in the Brazilian coast; *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 2007: 79 (1): 153-170.
- Del Grande C. & Rondelli B. (2004) - Modelli del sottosuolo: utilità e prospettive tra ricerca e pianificazione per l'archeologia. Dispense "nuove frontiere dell'archeologia", Università degli Studi di Bologna. In Cattani M., Fiorini A., & Viggiani N. (Eds.), *Nuove frontiere dell'archeologia: il trattamento del dato tridimensionale* - Ravenna 13 maggio 2004.
- Denton GH e Karlen W. (1973) - Holocene Climatic Variations: their pattern and possible cause. *Quaternary Research*, 3: 155- 205.
- Desnoyers, J., (1829) - Observations sur un ensemble de dépôts marins plus récents que les terrains tertiaires du Bassin de la Seine et constituant une formation géologique distincte: précédées d'un aperçu de la nonsimultanéité des bassins tertiaires. *Annales Scientifiques Naturelles* 16, 171–214, 402–419.
- Doglioni C. (1993) - Some remarks of the origin of foredeeps, *Tectonophysics*, 228, 1-20.
- Dominguez, J.M.L., Wanless, H.R. (1991) – *Facies architecture of a falling sea-level strandplain, Doce River coast, Brazil*. In: Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., Thorne, J.A. (Eds.) – *Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*. vol. 14. International Association of Sedimentologists Special Publication, pp. 259–281.

- Ducci D., De Simone S. & Sellerino M. (2012) - Modello litostratigrafico 3d propedeutico allo sviluppo di un modello di flusso sotterraneo: caso di studio, la Piana del Sarno (Italia). *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, 1:41-58.
- Elter, P., Giglia, G., Tongiorgi, M., Trevisan, L., (1975) - Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of the Northern Apennines. *Boll. Geofis. Teor. Appl* 17, 3-18.
- Elter, P. & P. Pertusati (1973) - Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle relazioni con l'arco delle Alpi Occidentali, *Mem. Soc. Geol. It.*, 12, 359-375.
- Fabbri A., Argnani A., Bortoluzzi G., Correggiari A., Gamberi F., Ligi M., Marani M., Penitenti D., Roveri M., Trincardi F.; (2002): Carta geologica dei mari italiani alla scala 1: 250.000. Guida al rilevamento. Presidenza del Consiglio dei Ministri, Dipartimento per i Servizi Tecnici Nazionali, Servizio Geologico, Quaderni serie III, vol. 8, 1-93
- Farabegoli, E., Onorevoli, G., Bacchiocchi, C., (2004) - Numerical simulation of Holocene depositional wedge in the southern Po Plain-northern Adriatic Sea (Italy). *Quaternary International* 120, 119-132.
- Farabegoli, E., Onorevoli, G., Ruffino, C., Costantini, B., (1997) - Subsurface structure of southern Po Plain Quaternary deposits (Ravenna Province, Italy). Special publication, Bologna University-Agip (Eds.) 12.
- Ferrarese F., Sauro U., Tonello C. (1998) - The Montello Plateau. Karst evolution of an alpine neotectonic morphostructure. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd.* 109, 41-62
- Ferri, R. (1985) - Geomorfologia antica del territorio di Sermide (MN) attraverso lo studio del microrilievo. *Annali Università di Ferrara*, (9), 1-17.
- Finney, S.C., (2010) - Formal definition of the Quaternary System/Period and redefinition of the Pleistocene Series/Epoch. *Episodes* 33, 159.
- Fontana A., Mozzi P. & Bondesan A. (2004) - L'evoluzione geomorfologica della Pianura Veneto-Friulana. In: Bondesan A. & Meneghèl M. (Eds.), (2004): *Geomorfologia della Provincia di Vicenza*. Esedra, Padova. Pp. 113-138.
- Gallerini G. & De Donatis M. (2009) - 3D Modelling using geognostic data: The case of the low valley of Foglia river (Italy). *Computer & Geosciences*, 35: 146-164.
- Galli P., Castenetto S. e Peronace E. (2012) - The MCS macroseismic survey of the 2012 Emilia earthquakes. *Ann. Geophys.*, 55(4).

- Gargini A., & Messina A., (2004) - Processi di trasferimento di massa e pressione in un acquifero sabbioso ricaricato lateralmente dal fiume Po: osservazioni basate su un sistema di monitoraggio in continuo, in 29° Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, vol.2, Trento, 7-10 settembre 2004.
- Gargini A., Pasini M., Picone S., Stefani M., Dall'Olio L. (2010) - Acquiferi contaminati da cloruro di vinile sotto un asilo nido: strategie di investigazione e rischio sanitario. *EngHydroEnv Geology*, 13, 15-31.
- Gatto, P., & Previatello, P. (1974) - Significato stratigrafico, comportamento meccanico e distribuzione nella laguna di Venezia di un'argilla sovraconsolidata nota come "caranto". C.N.R., Ist. Dinamica Grandi Masse, TR70, 1-45.
- Gibbard, P.L., Head, M.J., Walker, M.J.C., (2010) - Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science* 25, 96-102.
- Gibbard, P.L., Smith, A.G., Zalasiewicz, J.A., Barry, T.L., Cantrill, D., Coe, A.L., Cope, J.C.W., Gale, A.S., Gregory, F.J., Powell, J.H., Rawson, P.F., Stone, P., Waters, C.N., (2005) - What status for the Quaternary? *Boreas* 34, 1-6.
- Gignoux, M., (1913) - Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du sud et de la Sicile. Université de Lyon - *Annales*, n.s. 1, 1-633.
- Graziani, S., R. Ferri & M. Bondesan (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: S. Gelichi (ed.), *Un mito e un territorio: Ansalaregina e l'Alto Ferrarese nel Medioevo*, All'Insegna del Giglio, Firenze, 13-44.
- Guidoboni E. (1984) - Riti di calamità: terremoti a Ferrara nel 1570-74, in *Calamità Paure Risposte*, numero mon. di "Quaderni Storici" a cura di A. Caracciolo e G. Calvi, n. 55, pp. 107-135.
- Guidoboni E. (1985) - The gaps of the Catalogue: a problem of method for the research on historical seismicity. Examples in Ferrara area (XI-XVI centuries), CNR-GNGTS, Roma, pp. 273-285.
- Guidoboni E. (1987) - I terremoti del territorio ferrarese, in *Storia di Ferrara*, a cura di F. Bocchi, AIEP, n. 40, pp. 625-40.

- Hedberg, H.D., (1976) - International Stratigraphic Guide: A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Procedure, by International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS Commission on Stratigraphy. . Wiley.
- Ivy Ochs, S., Schäfer J., Kubik P.W., Synal H.A. & Schlüchter C. (2004) - The timing of deglaciation in the northern Alpine foreland (Switzerland) - *Ecl. Geol. Helv.*, 97, pp. 47-55.
- Jones, R.R., McCaffrey, K.J.W., Clegg, P., Wilson, R.W., Holliman, N.S., Holdsworth, R.E., Imber, J., Waggott, S., (2009) - Integration of regional to outcrop digital data: 3D visualisation of multi-scale geological models. *Computers & Geosciences* 35, 4-18.
- Lemon Alan M. & Jones Norman L. (2003) - Building solid models from boreholes and user-defined cross-sections. *Computers & Geosciences*, 29: 547-555.
- Lister G.S. (1988) - A 15,000-Year Isotopic Record from Lake Zürich of Deglaciation and Climatic Change in Switzerland - *Quat. Res.*, 29, pp. 129-141.
- Lo Presti, D., Meisina, C., Squeglia, N., (2009). Applicabilità di prove penetrometriche statiche nella ricostruzione del profilo stratigrafico. *Rivista Italiana di Geotecnica*, 2/2009, pag. 9-33.
- Lyell, C., (1857) - A Manual of Geology reprinted from the sixth edition. Appleton, London.
- Malinverno, A., Ryan, W.B.F., (1986) - Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics* 5, 227-245.
- Martinson D.G., Pisias N.G., Hayes J.D., Imbr ie J., Moore T.C. & Shackleton N.J. (1987) - Age dating and the orbital theory of the ice ages-development of a high-resolution 0 to 300.000 year chronostratigraphy. *Quat. Res.*, 27: 1-29.
- Massoli, D., Koyi, H.A., Barchi, M.R., (2006) - Structural evolution of a fold and thrust belt generated by multiple décollements: analogue models and natural examples from the Northern Apennines (Italy). *Journal of Structural Geology* 28, 185-199.
- Michetti A.M., Giardina F., Livio F., Mueller K., Serva L., Sileo G., Vittori E., Devoti R., Riguzzi F., Carcano C., Rogledi S., Bonadeo L., Brunamonte F., Fioraso G. (2012) - Active compressional tectonics, Quaternary capable faults, and the seismic landscape of the Po Plain (N Italy). *Annals of geophysics*, accepted (2012).

- Molinari F. C., Boldrini G., Severi P., Dugoni G., Rapti Caputo D. & Martinelli G. (2007) - Risorse idriche sotterranee della Provincia di Ferrara. In: Dugoni G. & Pignone R. (Eds.), Risorse idriche sotterranee della Provincia di Ferrara. DB-MAP, Firenze, 7-61.
- Monegato G., Ravazzi C., Donegana M., Pini R., Calderoni G. & Wick L. (2007) - Evidence of a two fold glacial advance during the Last Glacial Maximum in the Tagliamento end moraine system (SE Alps) - *Quaternary Research*, 68, pp. 284-302.
- Montevecchi G. & Novara P. (2000) – In agro decimano: per un catalogo del patrimonio storico archeologico del territorio a sud di Ravenna. Comune di Ravenna, Soprintendenza per i Beni Archeologici dell’Emilia-Romagna. Danilo Montanari Editore, 222 pp.
- 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.
- Niessen F. & Kelts K. (1989) - The deglaciation and Holocene sedimentary evolution of southern perialpine Lake Lugano - implications for Alpine paleoclimate - *Eclogae Geol. Helv.*, 82 (1), pp. 235-263.
- Ori, G., Friend, P., (1984) - Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology* 12, 475-478.
- Orombelli G. & Ravazzi C., (1996) - The Late Glacial and early Holocene: chronology and paleoclimate. *Il Quaternario - Italian Journal of Quaternary Sciences*, vol. 9 (2), 439-444.
- Ortalli J. (1995) - Bonifiche e regolamentazioni idriche nella pianura emiliana tra l’età del ferro e la tarda antichità. *Atlante tematico di topografia antica*, 4, l’Erma di Bretschneider Ed.
- Paganelli, A., (1996) - Evolution of vegetation and climate in the Veneto–Po Plain during late glacial and early Holocene using pollen-stratigraphic data. *Il Quaternario* 9, 581–590.
- Panizza, M., (1985) - Schemi cronologici del Quaternario. *Geogr. Fisica Dinamica Quaternaria* 8, 44–48.

- Pasquarè G, Abbate E., Castiglioni G.B., Merenda L., Mutti E., Ortolani F., Parotto M., Pignone R., Polino R., Premoli Silva I. & Sassi F.P. (1992) - Guida al rilevamento e all'informatizzazione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Quaderni SGN, serie III, 1, pp. 203.
- Penk A. & Brückner E., (1909) - Die Alpen im Eiszeitalter. Dritter Band. Die Eiszeiten in den Sudalpen und im Bereich der Ostabdachung der Alpen. V. III., Leipzig: 1200 pp.
- Picotti, V., Pazzaglia, F.J., (2008) - A new active tectonic model for the construction of the Northern Apennines mountain front near Bologna (Italy). *Journal of Geophysical Research*, 113(B8), pp.1-24.
- Pieri, M., (1983) - Three seismic profiles through the Po Plain. In: Bally AW (ed) *Seismic Expression of Structural Styles. A Picture and Work Atlas*. Am. Assoc. Pet. Geol. *Studies in Geology*, 15: 3.4.1/8–3.4.1/26.
- Pieri, M., Groppi, G. (1975) - The structure of the base of the Pliocene-Quaternary sequence in the subsurface of the Po and Veneto Plains, the Pedepennine Basin and the Adriatic Sea. *Structural model of Italy*, *Quaderni de "La Ricerca Scientifica"* 90, 409-415.
- Pieri, M., Groppi G. (1981) - Subsurface geological structure of the Po Plain, CNR, P.F. Geodin., Publication n.414, 278-286.
- Pizzi A., Scisciani V. (2012) - The May 2012 Emilia (Italy) earthquakes: preliminary interpretations on the seismogenic source and the origin of the coseismic ground effects. *Annals of Geophysics*, 55 (4), 755 – 757.
- Preusser, F., Graf, H.R., Schlüchter, C., (2011) - Quaternary glaciation history of northern Switzerland. *Quaternary Science Journal* 60, 282-305.
- Ravazzi C., Peresani M., Pini R., Vescovi E., (2007) - Il tardiglaciale nelle Alpi italiane e in Pianura Padana. Evoluzione stratigrafica, storia della vegetazione e del popolamento antropico. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences* 20 (2):163-184.
- Reboul, H., (1833) - *Géologie de la période quaternaire et introduction à l'histoire ancienne*. Levrault.
- Regione Emilia-Romagna, ENI-AGIP, (1998). *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna*. In: Di Dio, G. (Ed.). S.EL.CA, Firenze. 120 pp.

- Ricci Lucchi, F., (1986) - The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines, in: Allen, P., Homewood, P. (Eds.), Foreland basins. Blackwell Scientific, Oxford, pp. 105-139.
- Ricci Lucchi, F., Colalongo, M.L., Cremonini, G., Gasperi, G., Iaccarino, S., Papani, G., Raffi, S., Rio, D., (1982) - Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico, in: Cremonini, G., Ricci Lucchi, F. (Eds.), Guida alla Geologia del margine appenninico-padano Pitagora-Technoprint, Bologna, pp. 17-46.
- Rio, D., Sprovieri, R., Castradori, D., Di Stefano, E., (1998) - The Gelasian Stage (Upper Pliocene): A new unit of the global standard chronostratigraphic scale. Episodes 21, 82-87.
- Rizzini A. (1974) - Holocene sedimentary cycle and heavy mineral distribution, Romagna-Marche coastal plain, Italy. Sedimentary Geology, 11: 17-37.
- Robertson, P.K. & Cabal, K.L. (2012) Guide to Cone Penetration Testing for Geotechnical Engineering, Gregg Drilling & Testing Inc. (ed.), 5th Edition, 130 p.
- Robertson, P.K., Campanella, R.G., Gillespie, D. & Rice, A. (1986) Seismic CPT to Measure In-situ Shear Wave Velocity, Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, 112(8), pp. 791-803.
- Robertson, P.K. (1990) Soil Classification using the CPT, Canadian Geotechnical Journal, 27(1), pp. 151-158.
- Rosenbaum M. & Turner, A.K. (2003) - Characterization of the shallow subsurface: Implications for urban infrastructure and environmental assessment. New Paradigms in Subsurface Prediction. Springer, Berlin, Heidelberg, Lecture Notes in Earth Sciences, 99: 3-6.
- Royden, L., (1988) - Flexural behavior of the continental lithosphere in Italy: constraints imposed by gravity and deflection data. Journal of Geophysical Research 93, 7747-7766.
- Salvador, A., (1994) - International stratigraphic guide: a guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. Geological Society of America.
- Saraò A. e Peruzza L. (2012)- Fault plane solutions from moment tensor inversion and preliminary Coulomb stress analysis in the Emilia Plain. Ann. Geophys., 55(4).
- Servizio Geologico Nazionale (2001) - Indicazioni per il rilevamento del Quaternario continentale. Circolare CARG: SGN/2155/U1CARG - 11 maggio 2001.

- Sloss, L.L., Krumbein, W.C., Dapples, E.C. (1949) – *Integrated facies analysis*. In: Longwell, C.R. (Ed.), *Sedimentary Facies in Geologic History*, vol.39. Geological Society of America Memoir, pp. 91–124.
- Stefani, M. (2006) - Il contesto paleogeografico e sedimentologico-stratigrafico della necropoli romana del Verginese: in *Mors inmatura. I Fadieni e il loro sepolcreto*, a cura di F. Berti, Firenze, pp. 16-41.
- 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.
- Stefani M., Zuppiroli M (2010) - The Interaction of Geological and Anthropic Processes Shaping the Urban Growth of Ferrara and the Evolution of the Surrounding Plain, in «Il Quaternario. Italian Journal of Quaternary Sciences» XXXIII (2BIS) 355-72.
- Sugan M., Dal Moro G., Forte E.& Pipan M. (2003) - SIT come sistema di supporto alle decisioni (DSS) per l’applicazione di metodologie geofisiche non invasive volte allo studio del sottosuolo. 7a Conferenza Nazionale ASITA, 28-31 ottobre 2003 Verona.
- Swift, D.J.P. (1975) – Barrier-island genesis: evidence from the central Atlantic shelf, eastern USA. *Sedimentary Geology* 14, 1–43.
- Swift, D.J.P., Kofoed, J.W., Saulsbury, F.B., Sears, P.C. (1972) – Holocene evolution of the shelf surface, central and southern Atlantic shelf of North America. In: Swift, D.J.P., Duane, D.B., Pilkey, O.H. (Eds.), *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern*, Stroudsburg, Pennsylvania. Dowden Hutchinson & Ross, Stroudsburg, PA, pp. 499–574.
- Tarquini S., I. Isola, M. Favalli, F. Mazzarini, M. Bisson, M.T. Pareschi, E. Boschi (2007) - TINITALY/01: a new Triangular Irregular Network of Italy, *Annals of Geophysics*, 50, 407-425.
- Tarquini S., Vinci S., Favalli M., Doumaz F., Fornaciai A., Nannipieri L., (2012) - Release of a 10-m-resolution DEM for the Italian territory: Comparison with global-coverage DEMs and anaglyph-mode exploration via the web, *Computers & Geosciences*, 38, 168-170.
- Tertulliani A., Arcoraci L., Berardi M., Bernardini F., Brizuela B., Castellano C., Del Mese S., Ercolani E., Graziani L., Maramai A., Rossi A., Sbarra M. e Vecchi M. (2012) - Emilia 2012 sequence: the macroseismic survey. *Ann. Geophys.*, 55(4).

- Toscani, G., Burrato, P., Di Bucci, D., Seno, S., Valensise, G., (2009) - Plio-Quaternary tectonic evolution of the Northern Apennines thrust fronts (Bologna-Ferrara section, Italy): seismotectonic implications. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 128.
- Trincardi F. & Argnani A. (2001), con contributi di Asioli A., Bortoluzzi G., Cattaneo A., Correggiari A., Fab ri A., Gamberi F., Ligi M., Penitenti D., Roveri M. & Taviani M. - Note Illustrative della Carta Geologica dei Mari Italiani Foglio NL 33-10 Ravenna, alla scala 1:250.000. S.EL.CA., Firenze, 108 pp.
- Trincardi F., Correggiari A., Roveri M. (1994) - Late Quaternary transgressive erosion and deposition in a modern epicontinental shelf: The Adriatic Semienclosed Basin. *Geo-Marine Letters*, 14: 41-51.
- Van Husen D. (1997) - LGM and Late-Glacial fluctuations in the Eastern Alps - *Quat. Int.*, 38/39, pp. 109-118.
- Veggiani A. (1965) - Trasporto di ciottoli ghiaiosi per correnti di riva dall'area marchigiana all'area emiliana durante il Quaternario. *Boll. Soc. Geol. It.*, 84: 315-328.
- Veggiani A. (1982) – La piccola età glaciale e gli impaludamenti tra Conselice e Alfonsine. *Studi Romagnoli*, 33: 1-18.
- Veggiani, A., (1984) - Il deterioramento climatico dei Secoli XVI– XVIII ed i suoi effetti sulla bassa Romagna. *Studi Romagnoli* 35, 109–124.
- 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., (1986) - L'ottimo climatico medievale in Europa: Testimonianze lungo la fascia costiera padano-adriatica. *Studi Romagnoli* 37, 1– 26
- Veggiani A. (1987) – Stratigrafie archeologiche e abbassamento del suolo nella pianura emilianoromagnola. *Studi Romagnoli*, 38: 331-352.
- 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.
- Vai, G.B., Cantelli, L. (Eds.), (2004) - Litho-palaeoenvironmental Maps of Italy During the Last Two Climatic Extremes. Map 1—Last Glacial Maximum. Museo Geologico Giovanni Capellini, Bologna.

- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., (2002) - Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295-305.
- Wheeler, H.E. (1958) – Time stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 42, pp. 1047–1063.
- Wheeler H.E. (1959a) - Note 24 (of Am. Com. Strat. Nomen.)—Unconformity bounded units in stratigraphy. *AAPG Bull.*, 43, 8: 1975-1977.
- Wheeler H.E. (1959b) - Stratigraphic unit in space and time. *Amer. Journ. Sci.*, 257, 10: 692-706.
- Wheeler H.E. (1963) - Post-Sauk and pre-Absaroka Paleozoic stratigraphic patterns in North America. *AAPG Bull.*, 47, 8: 1497-1526.
- Wycisk P., Hubert T., Gossel W. & Neumann Ch. (2007) - High-resolution 3D spatial modelling of complex geological structures for environmental risk assessment of abundant mining and industrial megasites. *Computers & Geosciences*, 35: 165-182.

APPENDICE 1 – CODICE SORGENTE

prepara_variabili.m

```
disp('Inizializzo le variabili del modello')

% leggo i parametri dal file di configurazione
parametri

% configurazione output
format long
format compact
set(0, 'defaultFigurePaperType', 'A3')
set(0, 'defaultFigurePaperUnits', 'centimeters')
set(0, 'defaultFigurePaperPositionMode', 'auto')

% lettura piano campagna
piano_campagna = importdata('piano_campagna.dat');
pcx = piano_campagna(:,1); % longitude
pcy = piano_campagna(:,2); % latitude
pcz = piano_campagna(:,3); % quota
if (strcmpi(variabile_da_plottare, 'robertson') == 1)
    pcr = piano_campagna(:,4); % classe_robertson
else
    pcr = ones(size(pcz));
end
tetto = delaunay(pcx, pcy);

%lettura database sondaggi
dataset = importdata('log.dat');
x = dataset(:,1); % longitude
y = dataset(:,2); % latitude
z = dataset(:,3); % depth
if (strcmpi(variabile_da_plottare, 'qt') == 1)
    dati = dataset(:,4);
end
if (strcmpi(variabile_da_plottare, 'robertson') == 1)
    dati = dataset(:,5);
end

if not(exist('area_zoom','var'))
    % se non è impostata la imposto io
    disp('utilizzo l''estensione completa del modello')
    area_zoom = [min(x) max(y) max(x) min(y)];
end

rx = x;
ry = y;
rz = z;

for i=1:numel(dati)
    if dati(i) == 0
        dati(i) = NaN;
    end
end

nan_flags = isnan(dati);

rx(nan_flags) = [];
ry(nan_flags) = [];
rz(nan_flags) = [];
dati(nan_flags) = [];

quote_inutili = (rz < zmin-livello_esclusione);
rx(quote_inutili) = [];
ry(quote_inutili) = [];
rz(quote_inutili) = [];
```

```

dati(quote_inutili) = [];

s = warning('off','all');
interpolatore = TriScatteredInterp(rx, ry, rz, dati, tipo_interpolazione );
warning(s)

interpola_tetto = TriScatteredInterp(pcx, pcy, pcz, tipo_interpolazione);

% griglia di interpolazione
tx = area_zoom(1):risoluzione_laterale:area_zoom(3);
ty = area_zoom(4):risoluzione_laterale:area_zoom(2);
tz = zmin:risoluzione_verticale:zmax;
[xi,yi,zi] = meshgrid(tx, ty, tz); % per interpolazioni
[txi,tyi] = meshgrid(tx, ty); % per tetto

% griglia di visualizzazione
sx = area_zoom(1):passo_laterale:area_zoom(3);
sy = area_zoom(4):passo_laterale:area_zoom(2);
sz = zmin:passo_verticale:zmax;

if (mostra_riferimenti_geografici)
    nordx = [974000, 973000, 973250, 973000];
    nordy = [703750, 703500, 703750, 704000];
    nordz = [0,0,0,0];

    colorefiumi = makesymbolspec('Line',{'Default','Color',[.2 .4 1],
'LineWidth',2});
    colorestrade = makesymbolspec('Line',{'Default','Color',[.5 .5 .5]});
    coloreferrovia = makesymbolspec('Line',{'Default','Color','black'});

    fiumi = shaperead('fiumi.shp');
    strade = shaperead('strade.shp');
    ferrovie = shaperead('ferrovie.shp');
end

calcoli_effettuati = 1;

```

settings.py

```

# encoding: utf-8

# -----
# ** MODELLO PER LA SIMULAZIONE DEL SOTTOSUOLO - TESI DI DOTTORATO MINARELLI LUCA **
# -----
#
# ISTRUZIONI PER L'USO
#
# Questo è un file con tutti i parametri necessari per eseguire il modello.
# I parametri di default qui impostati consentono di eseguire una simulazione
# analoga a quella descritta nella tesi di Dottorato di Luca Minarelli.
#
# Per eseguire la simulazione è sufficiente lanciare il seguente comando:
# ./calcola
#
# -----
#
# MODIFICA DEI PARAMETRI DEL MODELLO
#
# per alterare i risultati del modello, agendo sui parametri di calcolo, è possibile
# copiare questo file, rinominarlo e procedere ad una nuova simulazione.
# In tal caso, supponendo di aver rinominato questo file con il nome
# "settings_new.py" (l'estensione .py è necessaria) sarà necessario lanciare il
# programma in questo modo (notare che l'estensione non deve essere inserita nel
# comando):
#
# ./calcola --settings=settings_new
#

```

```

# -----

# -----
# DI SEGUITO VENGONO RIPORTATI I SINGOLI PARAMETRI, ACCOMPAGNATI DA UNA BREVE
# SPIEGAZIONE DEI VALORI
# -----
#
# nota per utenti avanzati: il file viene interpretato come un qualunque file python
# questo consente di eseguire calcoli o richiamare funzioni (es. datetime)
# -----

# -----
# RICALCOLA_TUTTO determina se il modello deve essere completamente resettato prima
# di procedere. Il modello infatti utilizza dei file temporanei per accelerare le
# elaborazioni. Tali file, se RICALCOLA_TUTTO è impostato a "True", vengono
# irrimediabilmente eliminati prima di eseguire qualunque calcolo.
# Se RICALCOLA_TUTTO è impostato a "False" (impostazione di default) i file
# temporanei vengono calcolati solo se non esistono ancora.
#
# quando impostarlo a "True"? quando si cambia/aggiunge/elimina un log al progetto
# -----

RICALCOLA_TUTTO = True

# se RILEGGI_PROVE = True il programma rilegge tutti i sondaggi prima di procedere
# se "False" il programma recupera i dati dal file FILE_TEMPORANEO_PROVE definito
# più sotto
RILEGGI_PROVE = True

# Nome del file temporaneo utilizzato per il salvataggio dei log (file di cache)
FILE_TEMPORANEO_PROVE = 'log.dat'

# elenco di directories o singoli file contenenti sondaggi e prove
# è possibile usare sia path assoluti che relativi (riferiti alla posizione
# dell'eseguibile "calcola"
DIR_PROVE = (
    './prove_rer_20_01_2012',
    './Elaborati',
    './prove_finale',
    './RUE'
)

# file in cui è presente solo una descrizione basata sulle classi di robertson
DIR_ROBERTSON = (
    'robertson',
    'stefani'
)

# FILE_POSIZIONI è un elenco di file in formato tab-delimited o dbf che include, per
# ogni punto, almeno una latitudine, una longitudine e una quota
FILE_POSIZIONI = {
#     'punti_quotati.txt': { #Metadata
#         'codice': 'SIGLA',
#         'long': 'X',
#         'lat': 'Y',
#         'quota': 'Quota',
#         'CRS': 'ED50_F32A',
#         'SVR': 'SRTM'
#     },

```

```

#     'prove_quotate_area_studio.csv': { #Metadata
#         'codice': 'SIGLA',
#         'long': 'X',
#         'lat': 'Y',
#         'quota': 'PRE_EDIF',
#         'CRS': 'ED50_F32A',
#         'SVR': 'SRTM',
#         'DECIMAL_SEPARATOR': ',',
#     },
#     'punti_finali_tesi.csv': { #Metadata
#         'codice': 'SIGLA',
#         'long': 'X',
#         'lat': 'Y',
#         'quota': 'Z',
#         'CRS': 'ED50_F32A',
#         'SVR': 'SRTM',
#         'DECIMAL_SEPARATOR': ',',
#     },
# }

# 0 = solo errori gravi
# 1 = errori gravi e avvertimenti
# 2 = informazioni sull'esecuzione, avvertimenti ed errori gravi
# 3 = informazioni di debug, sull'esecuzione, avvertimenti e errori gravi
VERBOSITA = 3

INIZIO_MISURE = 15
FINE_MISURE = -35
PASSO = 0.2

PASSO_MISFIT = 0.2 #m

ESCLUDI_POZZI = True

```