



SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960)



NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000

Foglio 185

FERRARA

A cura di:

R. Caputo¹, M. Caggiati^{1,2}, A. Amorosi³, D. Rapti⁴

Con i contributi di:

**A. Affatato⁵, L. Bruno⁶, L. Calabrese⁷, C. Ciuccarelli⁸, L. Demurtas⁶,
I. Di Cocco⁹, G. Di Giulio¹⁰, I. Dreossi³, D. Fontana⁶, G. Lucci³, S. Lugli⁶,
L. Martelli⁷, A. Martini⁷, E. Mazzola¹, G. Milana⁸, L. Minarelli⁸,
F.C. Molinari⁷, A. Pellegrinelli¹¹, A. Riva¹, V. Rossi³, A. Santangelo¹, P. Severi⁷,
G. Tarabusi⁸, P. Taverna^{1,5}, G. Toscani¹⁰, S.C. Vaiani³, A. Vecchi³, C. Zei^{1,8}**

- 1 - Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra, Università di Ferrara
- 2 - Dipartimento di Geoscienze, Università di Padova
- 3 - Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali, Università di Bologna
- 4 - Dipartimento di Scienze Chimiche, Farmaceutiche e Agrarie, Università di Ferrara
- 5 - Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Sgonico (TS)
- 6 - Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche, Università di Modena e Reggio Emilia
- 7 - Area Geologia, Suoli e Sismica, Regione Emilia-Romagna
- 8 - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Bologna, Roma, L'Aquila
- 9 - Ministero per i beni e le attività culturali - Segretariato regionale per l'Emilia-Romagna
- 10 - Dipartimento di Scienze della Terra e dell'Ambiente, Università di Pavia
- 11 - Dipartimento di Ingegneria, Università di Ferrara

Enti realizzatori:



Università
degli Studi
di Ferrara

Alla data dell'elaborato definitivo (2025):

Direttore del Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
M. Siclari (ad interim)

Responsabile del Progetto CARG - ISPRA: **M. Lettieri**

Responsabile della Convenzione - ISPRA: **M. D'Orefice** (al 31 marzo 2024),
A. Troccoli (dal 6 aprile 2024)

Responsabile della Convenzione per la Regione Emilia-Romagna:
V. Bonfiglioli

Responsabile della Convenzione per l'Università degli Studi di Ferrara:
R. Caputo

PER IL DIPARTIMENTO PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Coordinamento del Progetto e revisione scientifica:

M. D'Orefice (al 31 marzo 2024), **A. Troccoli** (dal 6 aprile 2024)

Revisione scientifica per aspetti specifici:

C. D'Ambrogio (modello geologico 3D)

Revisione dell'informatizzazione dei dati: **L. Battaglini, A. Fiorentino** (ASC)

Revisione cartografico-editoriale: **T. Schvarcz, P.C. Romani,**

S. Lo Faro (elaborazioni topografiche)

Supporto amministrativo: **S. Macchia, L. Di Lullo**

PER LA REGIONE EMILIA-ROMAGNA - AREA GEOLOGIA, SUOLI E SISMICA:

Coordinamento del Progetto e revisione scientifica: **L. Martelli**

Revisione dell'informatizzazione dei dati: **A. Martini**

Supporto amministrativo: **R. Nicoletto**

PER L'UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI FERRARA:

Coordinamento scientifico: **R. Caputo**

Informatizzazione dei dati: **M. Caggiati**

Supporto amministrativo: **C. Zagato**

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 5
II	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 9
III	- METODI DI INDAGINE E DATI UTILIZZATI	» 17
1.	- TELERILEVAMENTO E ANALISI DEL MICRORILIEVO	» 17
2.	- GEOARCHEOLOGIA E GEOGRAFIA STORICA	» 18
3.	- BANCA DATI GEOGNOSTICI	» 20
4.	- PROVE PENETROMETRICHE CON PIEZOCONO	» 21
5.	- SONDAGGI A CAROTAGGIO CONTINUO	» 23
6.	- ANALISI PETROGRAFICA	» 25
7.	- ANALISI PALEOECOLOGICA	» 26
8.	- DATAZIONI ¹⁴ C	» 26
9.	- PROVE IDROGEOLOGICHE <i>IN SITU</i>	» 27
10.	- MISURE DI SISMICA A RIFLESSIONE	» 28
IV	- SISTEMI DEPOSIZIONALI E ASSOCIAZIONI DI FACIES ..	» 29
1.	- SISTEMA ALLUVIONALE	» 29
1.1.	- DEPOSITI DI CANALE FLUVIALE	» 29
1.2.	- DEPOSITI DI ARGINE E ROTTA FLUVIALE	» 30
1.3.	- DEPOSITI DI PIANA INONDABILE DRENATA	» 31
1.4.	- DEPOSITI DI PIANA INONDABILE POCO DRENATA	» 31
1.5.	- DEPOSITI DI PALUDE	» 32
2.	- SISTEMA DELTIZIO-LITORALE	» 32
2.1.	- DEPOSITI DI PIANA INONDABILE DRENATA	» 32
2.2.	- DEPOSITI DI ESTUARIO INTERNO / AREA INTERDISTRIBUTTRICE	» 33
2.3.	- DEPOSITI DI ESTUARIO ESTERNO / BAIA INTERDISTRIBUTTRICE	» 34
V	- STRATIGRAFIA	» 35
1.	- UNITÀ STRATIGRAFICHE DI RIFERIMENTO	» 35
2.	- SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO	» 36
2.1.	- SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO INFERIORE (AES ₁)	» 38
2.2.	- SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE (AES ₂)	» 39
2.2.1.	- <i>subsintema di Liano</i> (AES ₄)	» 40
2.2.2.	- <i>subsintema di Torre Stagni</i> (AES ₅)	» 40
2.2.3.	- <i>subsintema di Bazzano</i> (AES ₆)	» 42
2.2.4.	- <i>subsintema di Villa Verrucchio</i> (AES ₇)	» 43
2.2.5.	- <i>subsintema di Ravenna</i> (AES ₈)	» 47
2.2.6.	- <i>unità di Modena</i> (AES _{8a})	» 48
VI	- PROVENIENZA DEI SEDIMENTI SABBIOSI	» 49

VII - IDROGEOLOGIA	pag. 55
1. - ACQUIFERI.....»	56
2. - <i>WATER EDUCATION LIVING LABS (WELLS)</i>»	58
VIII - CARATTERIZZAZIONE GEOFISICA DEL SOTTOSUOLO ..»	59
1. - CARTA DELLE v_{S30}»	59
2. - FREQUENZE DI RISONANZA.....»	61
3. - DISTRIBUZIONE DELLE VELOCITÀ NELLE UNITÀ CONTINENTALI.....»	64
IX - LA SISMICITÀ STORICA»	69
1. - LA SEQUENZA SISMICA DEL 1570-1574.....»	71
2. - LA SEQUENZA SISMICA DEL 2012.....»	72
X - IL FENOMENO DELLA SUBSIDENZA»	75
XI - CARTOGRAFIA»	79
1. - GEOLOGIA DI SUPERFICIE.....»	79
2. - CARTA DI SOTTOSUOLO.....»	87
XII - IL MODELLO GEOLOGICO 3D»	93
1. - DATI E METODOLOGIA.....»	93
2. - SUPERFICI STRATIGRAFICHE MODELLATE.....»	96
2.1. - LE SUPERFICI PLEISTOCENICHE.....»	97
2.2. - LE SUPERFICI PRE-PLEISTOCENICHE.....»	98
3. - DISCONTINUITÀ TETTONICHE MODELLATE.....»	102
3.1. - PORZIONE PLEISTOCENICA.....»	102
3.2. - PORZIONE PRE-PLEISTOCENICA.....»	102
4. - APPLICAZIONI.....»	103
ABSTRACT»	107
LEGEND»	111
BIBLIOGRAFIA»	116
APPENDICE I»	127
APPENDICE II»	131

I - INTRODUZIONE

(R. Caputo, M. Caggiati)

Il Foglio 185 “Ferrara” è caratterizzato da un assetto fondamentalmente pianeggiante e morfologicamente monotono. Ciononostante, il suo sottosuolo profondo, ma in realtà anche a partire dai primi metri, mostra una notevole eterogeneità litologica e tale complessità è conseguenza diretta e indiretta del fatto che buona parte dell’area del Foglio si trova in corrispondenza della catena appenninica sepolta (ved. Capitoli II e XII), il cui fronte va ad interferire sulla già variegata architettura stratigrafico-sedimentologica tipica delle pianure alluvionali e dei sistemi deltizi. A riprova dell’attività tettonica in atto, in concomitanza del terremoto del 20 maggio 2012, un ampio settore sudoccidentale del Foglio ha subito un sollevamento cosismico fino a circa 20 cm (Fig. 1), con tutte le implicazioni geografiche, idrografiche e di distribuzione degli ambienti deposizionali presenti nell’area. Anche se tale valore può sembrare poca cosa, il ripetersi di simili eventi di sollevamento ‘locale’ (ca. 10-15 × 25-35 km) impatta notevolmente sulla geografia, sull’idrografia e sulla distribuzione degli ambienti deposizionali presenti nell’area. Durante tutto il Pleistocene e l’Olocene, eventi generati dalla stessa e da altre strutture sismogeniche, in competizione con una dominante subsidenza regionale, hanno causato forti variazioni di spessore nei corpi sedimentari soggetti al ‘livellamento’ della superficie terrestre per erosione delle porzioni più elevate e contestuale deposizione preferenziale nelle aree più depresse. Più in generale, il protrarsi dell’attività delle strutture tettoniche nel Quaternario ha regolato, insieme alle variazioni climatiche di natura glacio-eustatica, l’evoluzione stratigrafico-sedimentologica che andava a svilupparsi inizialmente in un contesto di mare basso, poi deltizio e infine prevalentemente alluvionale. Tali considerazioni da un lato suggeriscono che anche questo settore della Pianura Padana è caratterizzato da una pericolosità sismica non trascurabile

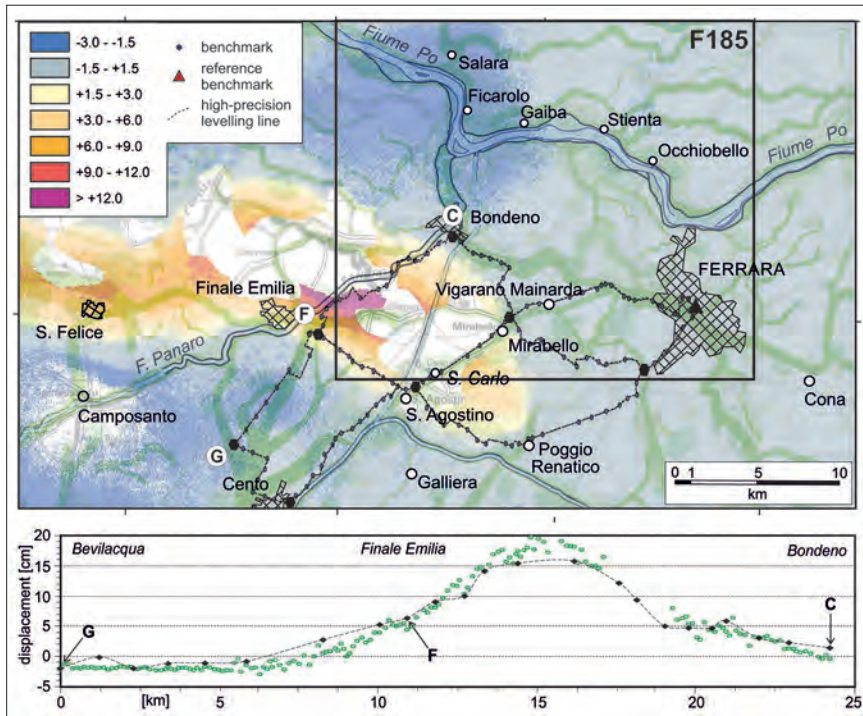


Fig. 1 - *Mapa del sollevamento cosismico associato alla sequenza del 2012 (valori in cm). Il transetto attraversante attraverso i punti GFC mostra i valori ottenuti dall'analisi satellitare (simboli verdi) e quelli di una livellazione ad alta precisione (simboli neri) (CAPUTO et alii, 2015).*

nonostante il rilievo praticamente inesistente e, dall'altro, che la complessa geologia del sottosuolo non può essere descritta da un semplice modello 1D, nemmeno in aree relativamente piccole.

Il Foglio 185 "Ferrara" è localizzato principalmente nelle provincie di Ferrara e Rovigo e, subordinatamente, in quella di Mantova (a coprire rispettivamente il 60, 35 e 5% dell'area indagata). Il limite meridionale del Foglio, in territorio emiliano, è situato poco a sud della congiungente gli abitati di San Carlo, Coronella e Chiesuol del Fosso e, verso est, fino alla periferia meridionale di Ferrara. Il limite settentrionale, in territorio veneto, passa poco a nord di Calto, Salara e Pincara.

Il corso attuale del Po attraversa da ovest ad est l'intero Foglio, ma numerosi sono i rami storici del fiume o di suoi affluenti identificabili nell'area così come, nel settore meridionale, quelli del Fiume Reno, che attualmente scorre interamente nel contiguo Foglio 203 (Poggio Renatico, CIBIN *et alii*, 2009). Nel settore occidentale, il Foglio è anche attraversato dal Fiume Panaro il cui

tratto terminale si è instaurato sul paleoalveo del Po di Ferrara, invertendolo idraulicamente.

L'area del Foglio ricade in un punto chiave della Valle Padana, a cavallo tra la bassa pianura alluvionale e la transizione alla piana deltizia superiore del Fiume Po. Questa configurazione ha favorito lo sviluppo di zone umide e poco drenate, in particolare nelle depressioni interalveo, con ambienti palustri sempre più abbondanti verso i settori orientali.

La quota massima presente nel Foglio (circa +18.5 m se si eccettuano gli argini artificiali; Fig. 2), è registrata nel quadrante SO nei pressi di San Carlo in corrispondenza del paleo-argine del Reno. Le quote decrescono progressivamente verso est e nord-est, raggiungendo valori di poco superiori a +2,5 m nell'angolo nordorientale a est di Pincara e un minimo leggermente inferiore ai +2 m nell'angolo sudorientale, a ovest di Aguscello. L'interazione di rialzi morfologici legati all'attività tettonica sinsedimentaria con la morfologia naturale del sistema deltizio-alluvionale ha determinato il permanere nei secoli

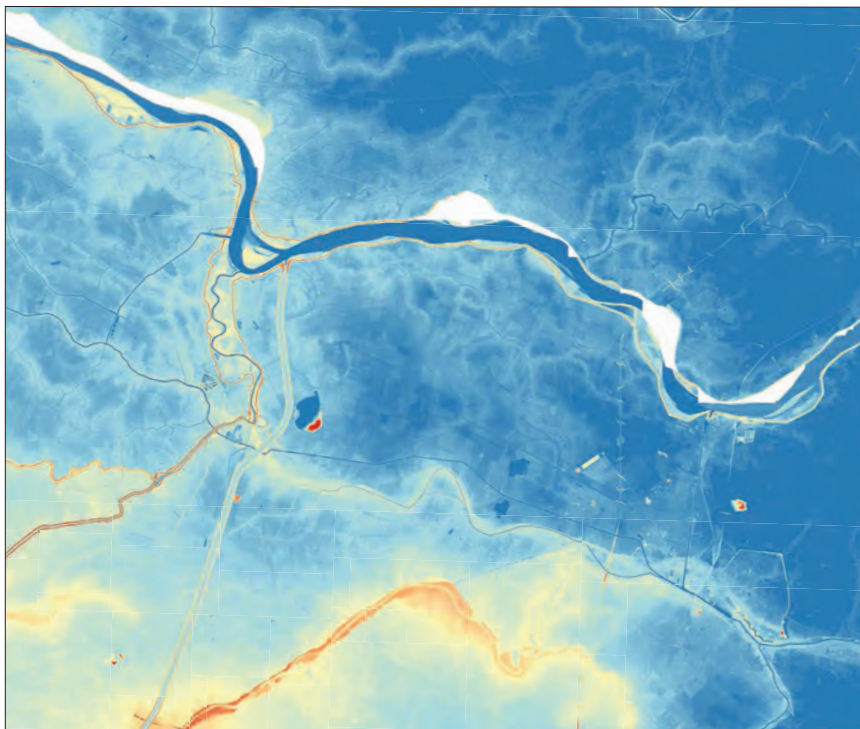


Fig. 2 - Modello digitale del terreno nell'area del Foglio 185 "Ferrara" elaborato a partire da dati LiDAR. I colori caldi rappresentano quote maggiori, mentre quelli freddi denotano quote minori.

di aree più e meno depresse e di sbarramenti al naturale deflusso delle acque. È il caso del settore meridionale del Foglio, dove fino al XIX secolo persisteva un'ampia zona palustre in cui il Fiume Reno sviluppava un delta interno.

Nonostante gli ambienti inospitali e spesso soggetti ad inondazioni, l'area del Foglio mostra tracce d'antropizzazione sin dall'Età del Bronzo. L'espansione di culture e tecnologie, nonché la sempre più crescente necessità di aree coltivabili, hanno portato alla costruzione di canali di bonifica delle aree umide sin dall'Età Romana, con lo sviluppo dall'Età Rinascimentale di un fitto reticolo di canali artificiali, in buona parte mantenuto fino ad oggi. Le opere di bonifica più consistenti sono quelle apportate tra la fine del XIX secolo e gli inizi del XX secolo.

La realizzazione del Foglio ha richiesto una dettagliata analisi del territorio e delle sue caratteristiche. Per il primo sottosuolo, ciò è stato possibile tramite un approccio multidisciplinare e l'integrazione dei dati ottenuti da diversi metodi d'indagine (Cap. III). Le caratteristiche morfologiche, litologiche e sedimentarie evidenziate dai dati di affioramento e dalle diverse prove geognostiche hanno permesso di identificare le principali associazioni di facies, i sistemi deposizionali e la loro organizzazione spaziale (Cap. IV). Grazie all'analisi integrata di *proxies* sedimentologici, petrografici, paleoecologici, alle datazioni numeriche e alle informazioni storico-archeologiche è stato possibile ricostruire l'architettura stratigrafica e l'evoluzione temporale dei sistemi deposizionali tardo-quadernari (Capp. V e VI). Tali risultati rappresentano un nuovo contributo per la conoscenza della geologia del territorio, fornendo un deciso miglioramento sul dettaglio dell'organizzazione stratigrafico-sedimentologica del primo sottosuolo e sul quadro stratigrafico dei primi 200 m.

Se da un lato, l'evoluzione stratigrafica dell'area è chiaramente legata alle dinamiche fluviali, come accennato precedentemente l'altro grande 'attore' geologico sul palcoscenico del Foglio è rappresentato dalla tettonica. L'opportunità di visionare diverse centinaia di chilometri lineari di profili sismici a riflessione e numerosi pozzi profondi ha permesso negli ultimi lustri di ricostruire con un buon dettaglio il quadro strutturale del fronte appenninico sepolto e in particolare dell'Arco di Ferrara, permettendo anche di effettuare stime sui raccorciamenti nel settore di catena di pertinenza del Foglio (Cap. II). Per meglio caratterizzare la parte più superficiale della successione e delle deformazioni recenti, ci si è avvalsi anche di numerose misure geofisiche (Cap. VIII). L'integrazione di tutti i dati geofisici ha poi permesso la realizzazione di un modello geologico tridimensionale (Cap. XII) che costituisce una novità importante in ambito CARG e fornisce informazioni significative riguardo le caratteristiche dei bacini sedimentari e la loro storia deformativa. L'architettura delle diverse unità stratigrafiche si riflette anche nell'organizzazione degli acquiferi e nella distribuzione delle caratteristiche idrogeologiche del territorio del Foglio (Cap. VII). La caratterizzazione sismotettonica delle principali faglie è inoltre fondamentale per comprendere la sismicità storica (Cap. IX). Le stesse strutture tettoniche influenzano anche i tassi di subsidenza e la sua distribuzione nell'area del Foglio (Cap. X).

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

(R. Caputo, G. Toscani, D. Rapti, M. Caggiati, A. Riva)

La superficie del Foglio è caratterizzata da depositi olocenici prevalentemente di piana alluvionale e piana deltizia superiore del Fiume Po nonché, in misura minore, da depositi connessi con la recente evoluzione dei sistemi fluviali appenninici e, marginalmente, del Fiume Adige. Questi sedimenti rappresentano solo la porzione sommitale di una potente successione sedimentaria originatasi dal progressivo colmamento dell'avanfossa padano-adriatica. Tuttavia, scendendo nel sottosuolo, già dai primi decametri di successione è ben evidente la stretta e continua interazione tra deformazione tettonica, distribuzione delle facies sedimentarie e ambienti deposizionali, per cui la descrizione della stratigrafia dei depositi pleistocenico-olocenici è fortemente vincolata alla comprensione del contesto strutturale e geodinamico. Se da un lato, il quadro generale è noto da parecchi decenni (PIERI & GROPPI, 1981; BIGI *et alii*, 1990), il dettaglio tettonico attualmente raggiunto per l'area del Foglio è frutto delle indagini dei nostri gruppi di ricerca, in corso da diversi lustri, ovviamente arricchito dal lavoro svolto nell'ambito di questo Progetto CARG.

La catena nord-appenninica rappresenta una struttura geodinamica gerarchicamente di primo ordine nel contesto mediterraneo (circa 800 km) ed è il risultato della collisione continentale di Adria, promontorio settentrionale della placca africana, con frammenti della placca eurasiatica (DOGLIONI, 1991; MALINVERNO & RYAN, 1986; FACCENNA *et alii*, 2003). La sua geometria e le dimensioni complessive sono una diretta conseguenza di processi tettonici avvenuti alla scala litosferica (CAPUTO & TARABUSI, 2016).

Il settore esterno della catena si è principalmente sviluppato durante le fasi deformative degli ultimi 5-6 milioni d'anni (Messiniano-Quaternario) come effetto della rotazione antioraria della catena (BALLY *et alii*, 1986; VANOSI

et alii, 1994; CIBIN *et alii*, 2003; CARMINATI *et alii*, 2012; MAINO *et alii*, 2013) mostrando, da O ad E, un'attività tettonica progressivamente più recente e con raccorciamenti crescenti. In tale contesto, si sono sviluppati alcuni archi di secondo ordine che caratterizzano il settore esterno del prisma di accrezione (PIERI & GROPPI, 1981; BIGI *et alii*, 1990) formando una sequenza di sporgenze e rientranze (*salient e reentrant*) caratterizzate da importanti variazioni angolari in termini di orientazione. Le dimensioni di questi archi del secondo ordine, tipicamente 150-200 km, e la loro posizione sono certamente dovute ad alcune maggiori eterogeneità presenti nella crosta ereditate da antiche fasi tettoniche e/o processi magmatici. Fra i tre archi sepolti dai depositi recenti della Pianura Padana, quello di Ferrara è il più attivo sismologicamente (ved. Cap. IX) e quello dove l'entità della deformazione ha causato il forte coinvolgimento di tutta la successione carbonatica mesozoica e la strutturazione di importanti sistemi di sovrascorrimenti e strutture plicative associate (FANTONI & FRANCIOSI, 2010; LIVANI *et alii*, 2018; TURRINI *et alii*, 2016).

All'interno degli archi di secondo ordine si possono distinguere strutture gerarchicamente inferiori (terzo ordine) che ancora mantengono una geometria più o meno arcuata con lunghezze complessive di 50-90 km lungo la direzione. Queste strutture mostrano interrelazioni geometriche complesse, sia verticali che laterali. Nel primo caso, le proiezioni in mappa delle superfici di faglia sono in genere largamente sovrapposte; nel secondo caso, invece, le loro estremità superiori sono interessate da sovrapposizioni totali o parziali a formare geometrie di *overstep*. In tutti i casi, è possibile distinguere tali strutture tettoniche per le nette variazioni angolari dei loro parametri geometrici.

Nell'Arco di Ferrara, come anche negli altri archi padani sepolti, è importante osservare anche la presenza di segmenti che formano strutture gerarchicamente inferiori (quarto ordine). Tali faglie inverse sono tipicamente lunghe da 10 a 30 km e hanno geometrie relativamente planari. La loro estremità superiore si trova a profondità generalmente tra i 2 e i 5 km (*i.e.* faglie cieche), mentre verso il basso esse si estendono fino alla transizione fragile-duttile (in quest'area intorno ai 15-20 km), o più in generale fino all'intersezione (*branch line*) con lo scollamento tettonico maggiore alla base del prisma di accrezione che sostanzialmente corrisponde agli archi del secondo ordine. Tenuto conto delle loro dimensioni, la tipica magnitudo massima attesa associata ai segmenti del quarto ordine è di circa 6.1 ± 0.3 , anche se in caso di attivazione dinamica di segmenti contigui o limitrofi la magnitudo massima potrebbe essere leggermente maggiore. Un aspetto cruciale, quindi, è quello di caratterizzare il limite fra i diversi segmenti (*segment boundary*); in particolare, risulta fondamentale distinguere se tali limiti sono deboli o forti (*soft-* oppure *hard-boundary*). Nel primo caso, infatti, un eventuale processo di propagazione della rottura sismogenica potrebbe facilmente continuare dal segmento ipocentrale ad uno contiguo; mentre nel secondo caso, un limite forte ha la tendenza ad arrestare la propagazione e, conseguentemente, a limitare l'area di rottura (e l'energia rilasciata). Le scosse

principali del 20 e 29 maggio 2012 hanno riattivato due di tali segmenti. Il loro riconoscimento è quindi fondamentale per migliorare le stime di pericolosità sismica della regione.

A differenza degli archi del primo e del secondo ordine, le strutture gerarchicamente inferiori (terzo e quarto ordine) si sono sviluppate in conseguenza di variazioni stratigrafiche regionali, e conseguentemente meccaniche, presenti principalmente nelle coperture sedimentarie coinvolte nel prisma di accrezione. Nell'area di studio, tali eterogeneità sono infatti il riflesso della storia geologica della placca Adria nel corso del *rifting* Triassico e Giurassico che ha portato alla formazione di un'articolata paleogeografia costituita da alti strutturali e bacini bordati da sistemi di faglie normali (BERTOTTI *et alii*, 1993; FANTONI & FRANCIOSI, 2010). Nell'avampaese padano si svilupparono quindi importanti variazioni laterali di spessore e di facies e, decine di milioni di anni dopo, ciò ha influenzato fortemente la tettonica contrazionale che ha dato luogo alla catena sudalpina e a quella appenninica (RAVAGLIA *et alii*, 2006; TURRINI *et alii*, 2016; CARMINATI & DOGLIONI, 2012; LIVANI *et alii*, 2018). In tale contesto geodinamico, la Pianura Padana rappresenta il bacino di avanfossa di due catene diacrone e ad opposta vergenza.

In successione al basamento metamorfico e dei depositi continentali di età Permiana, la stratigrafia del sottosuolo comprende sequenze carbonatiche di età triassico-cretacica che sono state interessate dallo stiramento crostale mesozoico (MASETTI *et alii*, 2012). Le principali unità stratigrafiche intercettate dai sondaggi d'esplorazione per la ricerca di idrocarburi sono rappresentate dalla Dolomia Principale (Triassico Superiore), il Gruppo dei Calcari Grigi e le formazioni bacinali eteropiche o comunque coeve (Giurassico Inferiore) e le sequenze carbonatiche tardo-giurassico-cretaciche quali Rosso Ammonitico Veronese, Maiolica e Scaglia Rossa (Fig. 3). Nel Foglio, tutte tali formazioni carbonatiche mostrano variazioni laterali di spessori e (in parte) di facies: all'interno dei *graben* mesozoici le successioni sono più espanse, mentre in corrispondenza degli alti strutturali sono generalmente lacunose e condensate. Questi aspetti sono oggi riconoscibili nelle sezioni di sottosuolo (Fig. 3), evidenziati da variazioni di spessore delle sequenze tardo-giurassico-cretaciche in corrispondenza delle strutture a *pop-up* presenti nel sottosuolo del Foglio. Nell'ambito di questo schema tettonico, le preesistenti faglie normali che bordavano i bacini giurassici sono state riattivate in compressione durante la strutturazione della catena nord-appenninica.

A tetto della successione carbonatica giurassico-cretacica, un importante passaggio reologico al sovrastante Gruppo delle Marne di Gallare costituisce un secondo e più superficiale livello di scollamento di ordine regionale. Nelle sezioni rappresentative del sottosuolo del Foglio, questa unità oligo-miocenica mostra variazioni di spessore in corrispondenza delle anticlinali, a documentare l'inizio di un'attività tettonica sin-deposizionale e/o l'effetto della tettonica di inversione che ha coinvolto i *graben* mesozoici (Fig. 3).

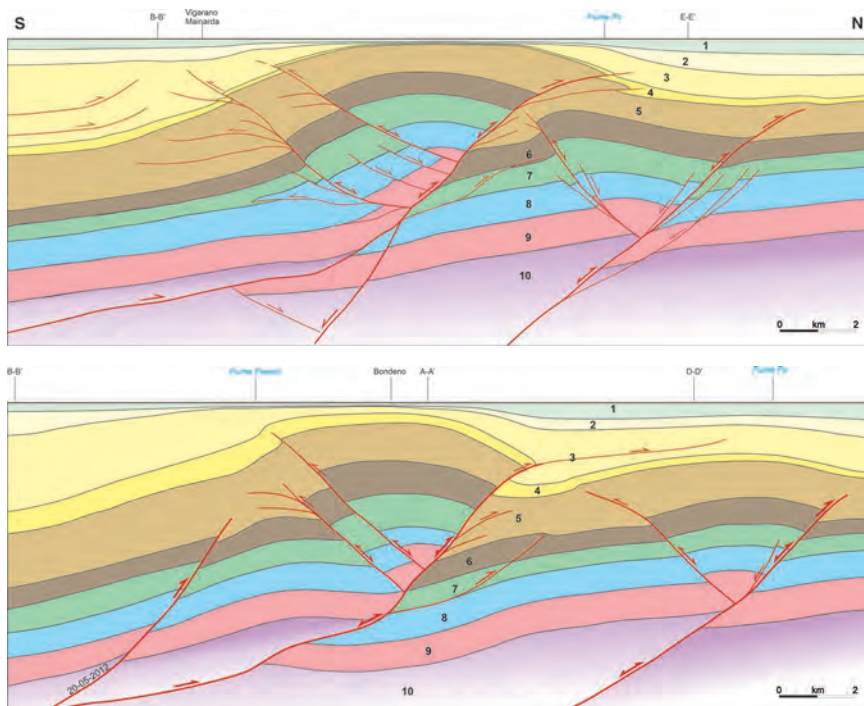


Fig. 3 - Profili geologici attraverso i sovrascorrimenti principali di Casaglia e di Poggio Rusco (settore centrale dei profili) e di Sèrmiide (settore settentrionale). In corrispondenza di tutte tali strutture, le geometrie a pop-up sviluppatesi nella successione carbonatica mesozoica sono legate alla presenza di faglie estensionali ereditate dalle fasi di rifting triassico-giurassica, successivamente riattivate in compressione dalla tettonica appenninica. Sulla base della deformazione prodotta in superficie (Fig. 1), il terremoto del 20 maggio 2012 potrebbe essere attribuito alla Faglia di Finale Emilia che ha riattivato in fuori sequenza il prisma d'accrezione (CAPUTO et alii, 2015). Si veda la Carta Geologica per le tracce dei profili. 1: depositi continentali (Pleistocene medio-Olocene); 2: Sabbie di Imola e Fm Porto Garibaldi (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore); 3: Fm Porto Corsini, Argille del Santerno (Pliocene medio); 4: Gruppo Gessoso-Solfifera (Messiniano); 5: Gruppo delle Marne di Gallare (Oligocene-Miocene); 6: Scaglia variegata e Scaglia Rossa (Cretacico-Paleogene); 7: Rosso Ammonitico e Maiolica (Giurassico Superiore-Cretacico); 8: Gruppo dei Calcari Grigi, Fm Soverzene, Fm di Igne e Fm di Fonzaso (Giurassico); 9: Dolomia Principale (Triassico Superiore); 10: successione Permiano superiore-Triassico Medio e basamento pre-Permiano.

Chiudono la successione stratigrafica di sottosuolo profondo del Foglio i depositi silicoclastici tardo-miocenici e pliocenico-pleistocenici, che costituiscono i depositi di avanfossa della catena nord-appenninica, che hanno registrato le principali fasi tettoniche legate alla messa in posto dell'Arco di Ferrara. Il Gruppo della Gessoso-Solfifera (SELLI, 1960; ROVERI & MANZI, 2007) è presente nei suoi termini evaporitici nei settori nordorientale e meridionale del Foglio, mentre manca, per erosione, sull'alto di Casaglia.

Il riempimento pliocenico-quadernario del Bacino Padano è caratterizzato da molteplici sequenze deposizionali di terzo ordine separate da superfici di discontinuità (sette secondo REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998, sei secondo GHIELMI *et alii*, 2010, 2013) che sono in parte riconoscibili nei profili sismici di dettaglio che attraversano la pianura e in parte intercettate dai sondaggi geognostici più profondi. Le superfici riflettono importanti fasi deformative e separano sequenze caratterizzate per lo più da depositi torbiditici bacinali. Le torbiditi plioceniche della Formazione di Porto Corsini e i sovrastanti depositi pelagici fini (Argille Azzurre; AGIP, 1982; FALORNI *et alii*, 2007) o grossolani (Formazione di Porto Garibaldi), intercettati dai sondaggi per idrocarburi nelle aree di depocentro, si chiudono in *onlap* sugli alti strutturali nel settore centrale del Foglio. Solo l'unità stratigrafico-sequenziale più recente (RIZZINI & DONDI, 1979; GHIELMI *et alii*, 2010; 2013) registra la rapida progradazione del sistema deltizio padano, al di sopra di depositi di *shelf* prevalentemente sabbiosi (Sabbie di Imola; cf. Sabbie di Asti; SACCO, 1935), generando il contesto in cui si sviluppano le unità racchiuse nel supersistema Emiliano-Romagnolo (Cap. V). Nel complesso, la successione pliocenico-quadernaria mostra locali deformazioni in parte legate alla tettonica recente, in parte dovute a fenomeni di compattazione differenziale tra le aree di culminazione assiale e i depocentri, dove gli spessori dei depositi possono arrivare a superare complessivamente i 2 km (Fig. 4).

Per una descrizione della geometria e delle strutture presenti nel sottosuolo si è ritenuto efficace mappare il livello stratigrafico corrispondente all'*unconformity* regionale alla base del Pliocene (PL1 *sensu* GHIELMI *et alii*, 2013 e AMADORI *et alii*, 2019). Questa superficie, la cui facies sismica è particolarmente riconoscibile sui profili sismici a riflessione ed è spesso ben evidente nei *log* di pozzo, ha registrato tutte le fasi tettoniche post-messiniane, quindi quelle che hanno portato alla conformazione attuale dell'Arco di Ferrara (ved. *Plu* del modello 3D; Cap. XII). Nell'area del Foglio, questa superficie è particolarmente articolata e viene dislocata da diversi sovrascorrimenti e retroscorrimenti. La maggior culminazione è quella in corrispondenza dell'anticlinale di Casaglia (Fig 4) una struttura associata a una faglia inversa principale nord-vergente che disloca la base della successione pliocenica di oltre un chilometro sollevandola nel blocco di tetto fino a poche centinaia di metri di profondità in corrispondenza della cresta anticlinale (Fig. 3). Altre strutture plicative, seppur con culminazioni meno pronunciate, sono evidenti a ONO e a ESE dell'anticlinale di Casaglia e sono rispettivamente sottese dai sovrascorrimenti di Poggio Rusco e di Cona, entrambi a costituire segmenti del quarto ordine. Queste tre pieghe maggiori, seppur non fisicamente continue, mostrano un allineamento ONO-ESE coerente con le principali faglie riconosciute nell'area. Da notare che la deformazione della base del Pliocene è anche parzialmente da imputare alla presenza di alcuni retroscorrimenti che probabilmente invertono alcune faglie estensionali mesozoiche.

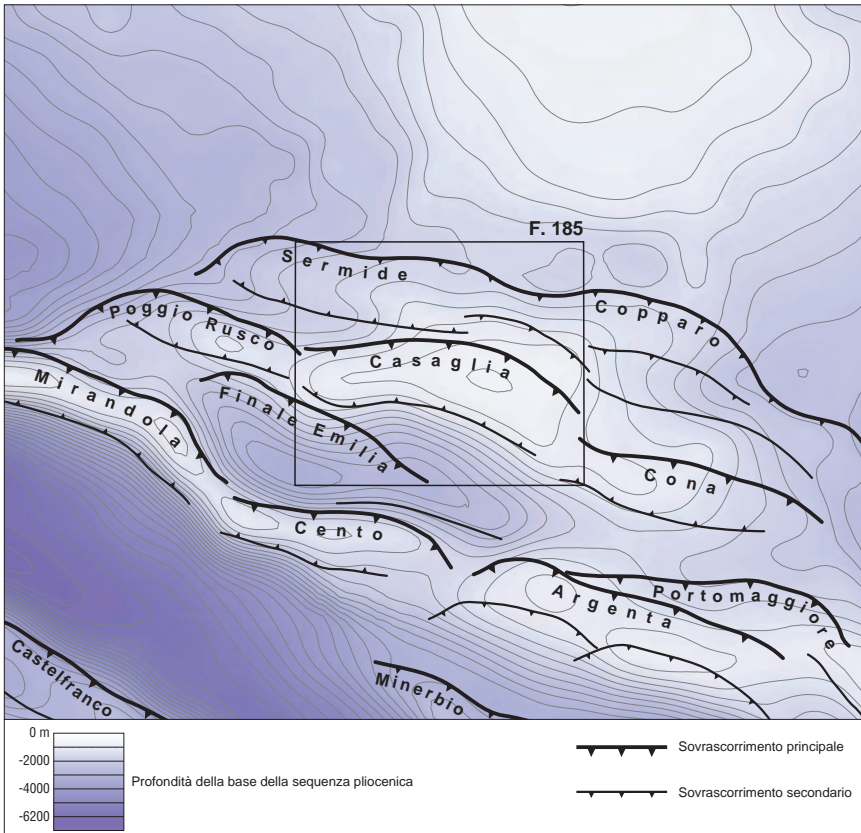


Fig. 4 - Profondità della base della sequenza pliocenica e principali strutture tettoniche del terzo e quarto ordine che costituiscono l'Arco di Ferrara.

Verso nord e con un andamento medio parallelo alla struttura di Casaglia è presente un secondo sistema di faglie inverse (sovrascorrimenti di Sèrmide e di Copparo), con associate anticlinali, che rappresentano le strutture deformative più esterne dell'Arco di Ferrara. A sud della struttura di Casaglia, anche se leggermente fuori dal Foglio, si trova il sovrascorrimento di Cento allineato, ad ESE, con la struttura di Argenta (probabile causa del terremoto del 1624) e, a ONO, con il sovrascorrimento di Mirandola attivatosi (parzialmente) durante l'evento del 29 maggio 2012 (Fig. 4; ved. anche Cap. IX).

Nonostante la carta della base del Pliocene mostri profondità elevate nell'angolo sudoccidentale del Foglio, registrando quindi una subsidenza cumulativa notevole negli ultimi milioni d'anni, risulta di particolare rilevanza il riconoscimento della faglia di Finale Emilia (Figg. 3 e 4). Se da un lato, infatti,

essa non sembra associata a rigetti cumulativi importanti (ad es. confrontabili con la struttura di Casaglia o di Poggio Rusco), la sua possibile riattivazione durante il terremoto del 20 maggio 2012 (Mw 6,1; DISS WORKING GROUP, 2021) implica che tale struttura abbia già vissuto parecchi cicli sismici ognuno dei quali, come suggerito dalla deformazione in Fig. 1, deve aver lasciato chiare evidenze anche nei depositi più superficiali. Come vedremo, il ruolo di questa faglia è risultato fondamentale per comprendere la variabilità di spessori delle successioni tardo-quadernarie (Cap. XI).

Il principale livello di scollamento dove si radicano i maggiori sovrascorrimenti appenninici è collocato alla base o all'interno della successione triassica (Fig. 5; superficie *TEu* del modello 3D, Cap. XII). La geometria delle faglie principali e secondarie e l'analisi degli spessori delle successioni dislocate mostrano (i) l'influenza che le strutture tettoniche preesistenti hanno avuto e tuttora hanno sulla propagazione della deformazione all'interno del prisma di accrezione appenninico e (ii) il chiaro ruolo della tettonica di inversione di faglie estensionali mesozoiche lungo le quali la compressione ha parzialmente o completamente obliterato il precedente rigetto normale.

Per meglio verificare la correttezza delle strutture tettoniche rappresentate nei profili geologici profondi, è stato effettuato un bilanciamento mediante un approccio di retrodeformazione, cercando di ricostruire la geometria delle principali unità stratigrafiche prevalentemente carbonatiche mesozoico-eoceniche prima che queste subissero gli effetti delle fasi contrazionali terziarie e quadernarie. Tale esercizio di palinspastica, se da un lato conferma che le geometrie ricostruite sono geometricamente e cinematicamente realistiche, dall'altro lato permette di stimare il raccorciamento complessivo che caratterizza il settore dell'Arco di Ferrara in corrispondenza del Foglio. In Fig. 5, è infatti possibile osservare il cinematismo subito dai blocchi principali della successione sedimentaria. In particolare, è evidente l'importante ruolo di alcune strutture estensionali ereditate (*graben* mesozoici) che hanno chiaramente localizzato e fortemente vincolato le strutture contrazionali neogeniche generando il *pop-up* di Casaglia e quello più esterno associato alla struttura di Sèrmide.

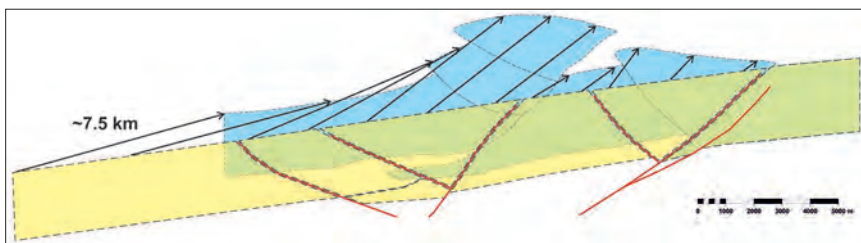


Fig. 5 - Retrodeformazione del profilo attraverso la struttura di Casaglia (Fig. 3a). In giallo e azzurro la successione carbonatica mesozoica, rispettivamente pre e post deformazione tettonica neogenico-quadernaria. Per la localizzazione della traccia, si veda la Carta Geologica.

Il valore del raccorciamento di circa 7,5 km ricostruito lungo questo transetto dell'Arco di Ferrara (Fig. 5) è cumulativo delle diverse fasi deformative neogeniche, anche se è ragionevole supporre che l'entità maggiore dei rigetti si sia accumulata durante gli ultimi 5-6 milioni d'anni permettendo così di stimare un tasso di raccorciamento di circa 1 mm/a o poco meno. Sulla base del numero e dell'assetto delle strutture tettoniche riconosciute in questo settore del prisma d'accrezione, è quindi possibile ipotizzare tassi di scivolamento (*slip-rate*) di 0,2-0,5 mm/a lungo le faglie principali. Infine, tenendo conto delle dimensioni generali di queste strutture del quarto ordine e, conseguentemente, delle massime magnitudo attese e dei massimi rigetti cosismici, è ragionevole supporre durate del ciclo sismico di parecchi secoli e finanche oltre il millennio. Cionondimeno, la pericolosità sismica nell'area del Foglio non può e non deve essere sottovalutata proprio per la presenza di numerose strutture sepolte potenzialmente sismogeniche concentrate in un raggio di poche decine di chilometri dai maggiori centri urbani presenti nel Foglio.

L'evoluzione tettonica nel sottosuolo, in particolare del settore di Casaglia, ha condizionato fortemente le caratteristiche geometriche, idrodinamiche, termofisiche e geochimiche dei *reservoir* geotermici presenti nella successione carbonatica mesozoica. Ad esempio, nel pozzo Casaglia 1, la trasmissione di calore nelle unità carbonatiche avviene mediante flussi convettivi favoriti dall'elevata permeabilità e dalla presenza di una significativa circolazione idrica. Il gradiente geotermico (K) e il flusso di calore (q) sono rispettivamente 22,4 °C/km e ~59 mW/m² (RAPTI & CAPUTO, 2021); mentre nella sovrastante successione silicoclastica la trasmissione del calore avviene principalmente per conduzione ($K=62$ °C/km, $q=132$ mW/m²). Attualmente un impianto primario con caratteristiche di *open loop* costituito da due pozzi di prelievo (temperatura estrazione: ~100 °C; portata: 400 m³/h) e uno di reiniezione, soddisfa parte del fabbisogno termico della città di Ferrara. Si tratta di una forma energetica che, se opportunamente sfruttata, è rinnovabile ed ecosostenibile.

III - METODI DI INDAGINE E DATI UTILIZZATI

(R. Caputo, M. Caggiati, E. Mazzola, D. Rapti, A. Santangelo, A. Amorosi, V. Rossi, S.C. Vaiani, A. Vecchi, L. Bruno, L. Demurtas, I. Di Cocco, A. Martini)

L'eterogeneità litologica di un'area situata alla transizione tra più sistemi deposizionali (fluviale e transizionale) ed evoluta in un contesto deformativo attivo come quello del presente Foglio implica un quadro complesso che deve essere analizzato nel dettaglio attraverso uno studio multidisciplinare che coinvolge diversi metodi d'indagine. La stessa comprensione dei depositi attivi e fossili affioranti in superficie è imprescindibile dall'analisi dei dati di sottosuolo.

1. - TELERILEVAMENTO E ANALISI DEL MICRORILIEVO

Lo studio della morfologia di superficie e l'individuazione dei suoi principali elementi costituiscono le fasi preliminari, ma fondamentali, per la comprensione di un territorio di pianura.

L'analisi geomorfologica è stata condotta a diverse scale di dettaglio, attraverso l'integrazione di osservazioni fatte su modelli digitali del terreno e tramite telerilevamento. Particolare attenzione è stata dedicata al riconoscimento di dossi (spesso corrispondenti a paleoalvei) ed elementi morfo-deposizionali ad essi collegati, come ventagli e canali di rotta, nonché a depressioni vallive e di intercanale. Sono stati utilizzati modelli digitali con risoluzione a terra di 1 m, derivanti da scansione LiDAR su piattaforma aerea, acquisiti dal Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare nell'ambito del Piano Straordinario di Telerilevamento Ambientale, dal Consorzio di Bonifica Veronese e dall'Autorità di Bacino del Po (Fig. 6a,c). In piccole aree non coperte dalle suddette scansioni, è stato utilizzato un DTM armonizzato con celle di

5 m derivante da acquisizione LiDAR effettuate dalla Regione del Veneto. Il telerilevamento si è principalmente basato su immagini satellitari disponibili su Google Earth (Fig. 6b,d), foto aeree e ortofoto realizzate a partire dagli anni '40 del secolo scorso, disponibili sui geoportali della Regione Emilia-Romagna, della Regione Lombardia e della Regione del Veneto.

Il risultato dell'integrazione di analisi del microrilievo e telerilevamento ha permesso di delineare un quadro preliminare e determinare particolari aree ed elementi su cui concentrare verifiche e indagini successive, dalle trivellate a mano (profondità 2 m da p.c.), a prove geognostiche più profonde.

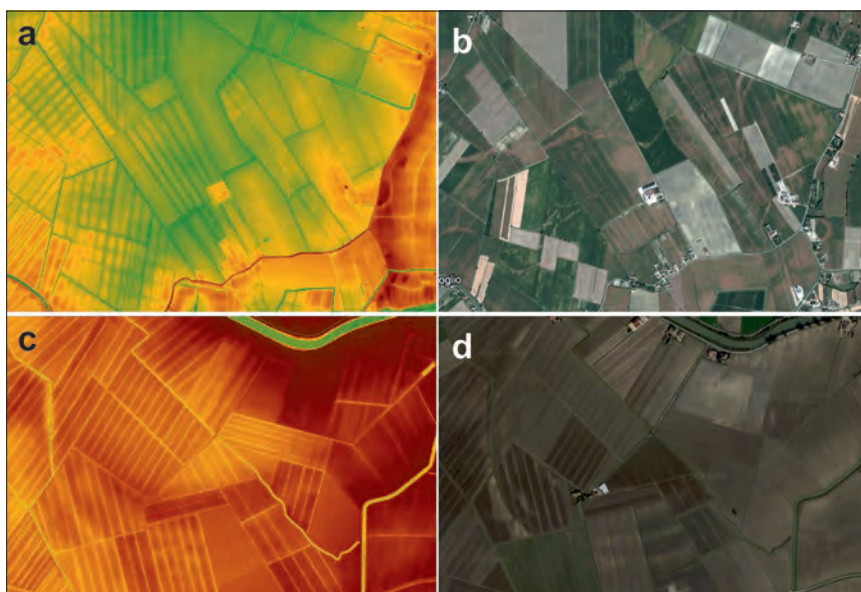


Fig. 6 - Esempi di integrazione delle morfologie riconoscibili nel modello digitale del terreno con le tracce di corpi sabbiosi deducibili dall'analisi di immagini satellitari ed ortofoto. a) (acq. LiDAR MATTM) e b) (immagine Google Earth, 2011) mostrano la conformazione di canali e depositi di rotta affioranti poco più a N della località Argine Sabato (RO). c) (acq. LiDAR MATTM) e d) (immagine Google Earth, 2016) mostrano il rilievo morfologico e le barre sabbiose di un significativo alveo meandriforme del Po olocenico, parzialmente sepolto nell'attuale piana inondabile poco a sud di Burana (FE).

2. - GEOARCHEOLOGIA E GEOGRAFIA STORICA

L'attribuzione dei corpi sedimentari, individuati tramite l'analisi morfologico-sedimentologica, alle diverse unità affioranti e sepolte nel primo sottosuolo si è basata sulle datazioni numeriche (ved. §III.8) e sulle relazioni geometriche e gerarchico-stratigrafiche per i depositi pleistocenici, nonché sulla presenza

di reperti archeologici nel sedimento per i depositi olocenici. Queste ultime informazioni sono state attinte dai dati presenti su ArcheoDB, il geodatabase sviluppato dal Segretariato Regionale del MiC in collaborazione con le tre Soprintendenze ABAP dell'Emilia-Romagna (CANTATORE *et alii*, 2023). Si tratta principalmente di dati puntuali (267) e subordinatamente di dati areali (41) e lineari (7) derivanti da relazioni di scavo e da raccolte di materiale archeologico in superficie (Fig. 7).

Il geodatabase è stato sviluppato in piena interoperabilità con il Geoportale Nazionale per l'Archeologia, include dati di profondità minima e massima di ciascuna delle fasi cronologiche attestate in ogni sito, con valorizzazione di eventuali dati relativi a piani di calpestio antico. Queste caratteristiche sono frutto dell'elaborazione della banca dati effettuata in collaborazione con il SGSS RER anche in vista del loro uso, fra l'altro, per l'elaborazione dei Fogli CARG. Il geodatabase è costantemente aggiornato e, dal gennaio 2023, è prevista la

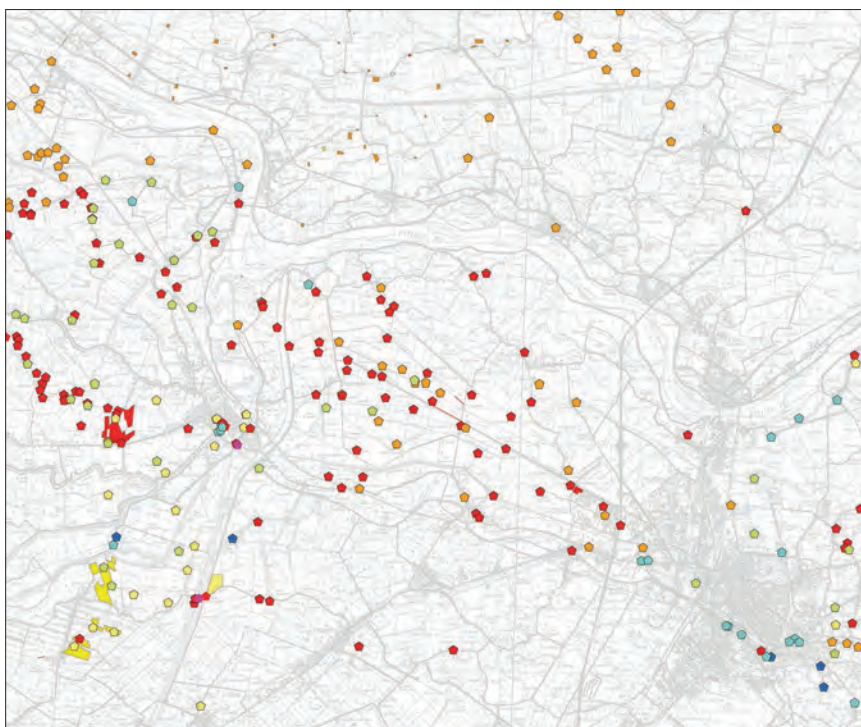


Fig. 7 - Distribuzione dei dati archeologici (affioranti e sepolti) nell'area del Foglio. In rosso sono indicati i reperti di Età Romana, Repubblicana o Imperiale, in arancione quelli di Età Romana e Tardoantica, in blu i reperti di Età Altomedievale, in azzurro quelli di Età Bassomedievale, in verde chiaro i resti di Età Rinascimentale ed in giallo i reperti di Età Moderna.

consegna obbligatoria di un *set* di documentazione minima di scavo per ogni intervento. Questo garantisce di poter disporre immediatamente dei dati più recenti, generalmente di maggiore affidabilità stratigrafica. Esso permette inoltre di consultare anche i dati relativi a siti dove le indagini archeologiche hanno dato esito negativo, un'informazione da ritenersi significativa specialmente nei casi in cui lo scavo abbia raggiunto profondità corrispondenti allo sterile.

In aggiunta alle informazioni archeologiche, l'analisi di testi e note storiche risalenti fino al XIV secolo A.D. (ad es. RICCOBALDO DA FERRARA, 1317) e di carte storiche disponibili a partire dal XVI secolo A.D. ha permesso di dettagliare ulteriormente l'evoluzione paleogeografica recente (Fig. 8).

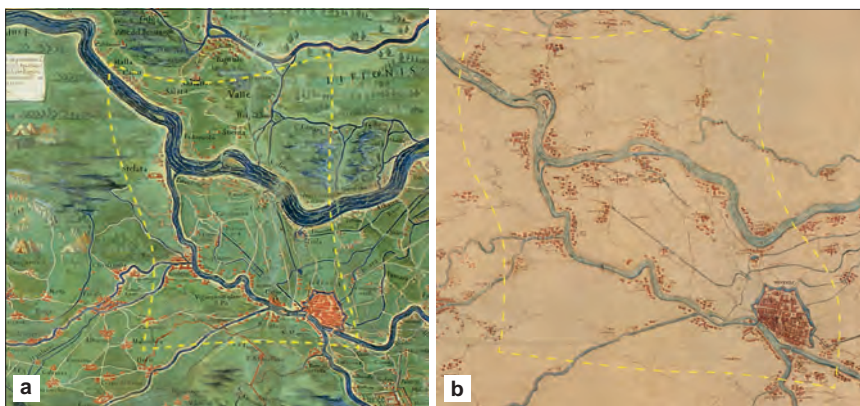


Fig. 8 - Estratti di carte storiche raffiguranti la pianura Ferrarese e il Polesine nell'area interessata dal Foglio (tratteggiato giallo). a) Nella "Carta Ferrariae Ducatus" (DANTI, 1582) si può notare il cavo artificiale che connetteva il Reno al Po di Ferrara, ancora attivo nel XVI secolo, così come l'Isola di Bonello, ancora separata dalle terre di Stienta dalle acque del ramo moderno del Po. b) Nella "Carta dei Ducati Estensi" (PASI, 1580), oltre agli stessi elementi è visibile un'isola fluviale nel meandro a S di Dalara, mentre il reticolo di canali tra Stienta e Fiesso Umbertiano è ridotto al solo corso del Poazzo.

3. - BANCA DATI GEOGNOSTICI

Lo studio stratigrafico e sedimentologico delle successioni di pianura è imprescindibile dall'analisi dei dati geognostici tramite i quali è possibile caratterizzare dettagliatamente le facies dei corpi sedimentari subaffioranti e sepolti nel sottosuolo. La disponibilità di dati geologici diventa quindi indispensabile tanto per la cartografia di superficie quanto per quella di sottosuolo. La Regione Emilia-Romagna ha realizzato, sin dagli anni '90 del secolo scorso, una Banca Dati Geognostici. Si tratta di un archivio georeferenziato, disponibile *online*, di informazioni stratigrafiche relative a molteplici tipi di indagini del sottosuolo, da penetrometrie a carotaggi e stratigrafie di pozzo

per acqua, fino a prove geofisiche puntuali o lineari. Una banca dati simile, per struttura ed organizzazione, è stata realizzata dalla Regione Lombardia ed è anch'essa fruibile *online*. Un importante lavoro di estensione della banca dati regionale dell'Emilia-Romagna, avvenuto in concomitanza con le prime fasi di realizzazione del Foglio, ha permesso di coprire anche il territorio ricadente nella Regione del Veneto, collezionando e catalogando centinaia di nuovi dati. I dati presenti nei geodatabase derivano da studi pregressi di vario genere, e non sono stati verificati in nessun modo all'atto del loro caricamento, per cui possono risentire di imprecisioni e inesattezze a seconda della sensibilità degli operatori. La loro attendibilità è valutabile solamente attraverso lo studio stratigrafico comparato di tutti i dati disponibili in una certa area, possibilmente anche a seguito della realizzazione di prove geognostiche *ad hoc* (ved. §III.4).

Nell'area del Foglio, la Banca Dati Geognostici conta attualmente complessivamente 6.779 prove puntuali e 134 prove lineari, delle quali 1.975 sono frutto della raccolta effettuata dalla Regione Emilia-Romagna per questo Progetto CARG. Di questi dati, ne ricadono in Emilia-Romagna 6.206 (6.085 pregressi + 121 nuovi), in Lombardia 129 (125 + 4) e 578 (569 + 9) nella Regione Veneto. La densità media dei dati è 11,8 per km², tuttavia va sottolineato che esiste una discreta disomogeneità, con concentrazioni nelle aree urbane dei principali centri abitati, in particolare nella città di Ferrara e del suo polo industriale, e nei diversi centri urbani dell'area epicentrale della sequenza sismica del 2012. Diverse prove geognostiche pregresse sono allineate lungo gli argini del Po, prevalentemente sul lato emiliano, e a volte lungo il percorso di strade e infrastrutture di recente progettazione o costruzione (Fig. 9). Oltre alle suddette banche dati, è disponibile *online* anche l'Archivio Nazionale dei sondaggi *ex Lege* 464/84, a cura del Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia, in cui sono raccolte indagini geognostiche, anche se in larga parte esse coincidono con i dati sopra menzionati.

Considerando anche i sondaggi a carotaggio continuo e le prove penetrometriche statiche con piezocono svolte appositamente per la realizzazione del Foglio, nell'area di studio sono presenti 1.289 carotaggi continui, 349 sondaggi a distruzione di nucleo, 650 pozzi per acqua, 3.681 prove penetrometriche di varia tipologia, 31 trincee, 19 prove geotecniche *in situ* e 764 prove geofisiche di vario genere (Fig. 9). La tabella 1 riporta alcune informazioni relative ai dati maggiormente utilizzati per lo studio geologico di sottosuolo del Foglio.

4. - PROVE PENETROMETRICHE CON PIEZOCONO

Le prove penetrometriche costituiscono una tipologia di indagine indiretta per la valutazione delle caratteristiche meccaniche dei terreni tra le più utilizzate nel settore geotecnico, sia per soddisfare le normative del settore edile che per il costo generalmente limitato. Questo spiega perché costituiscono il tipo di indagine maggiormente rappresentata all'interno dei database disponibili per l'area del Foglio.

Tab. 1 - *Caratteristiche dei dati geognostici maggiormente utilizzati per lo studio stratigrafico di sottosuolo.*

Tipologia dati	numero	% su totale	prof. media	prof. min.	prof. max.
carotaggi e sondaggi a distruzione di nucleo	1.638	24,2	13,2 m	1,1 m	400 m
pozzi per acqua	650	9,6	64,3 m	8,0 m	500 m
prove penetrometriche statiche	3.616	53,3	20,2 m	1,2 m	50 m

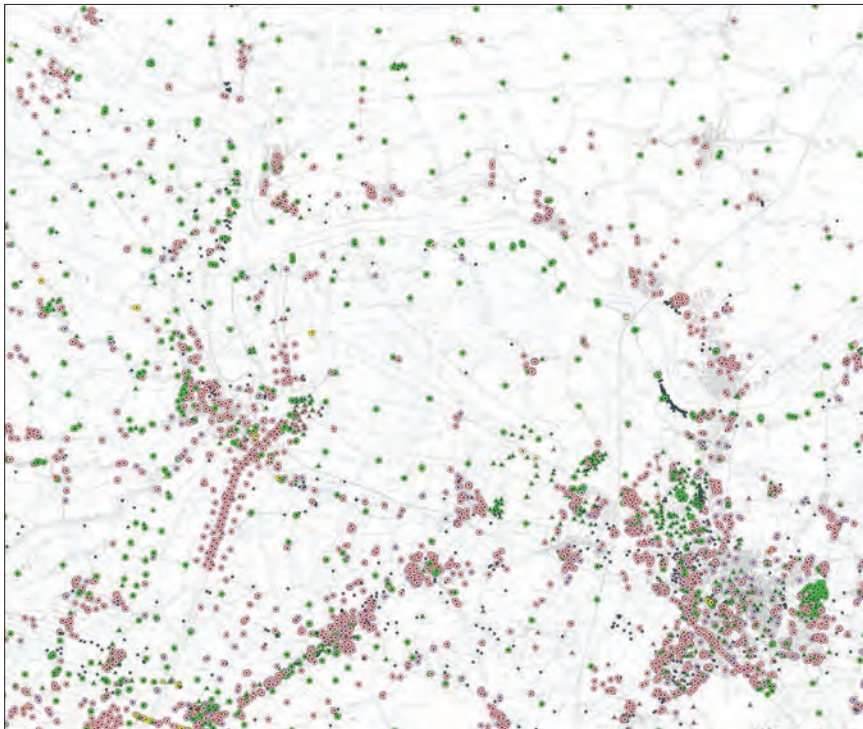


Fig. 9 - *Distribuzione delle prove geognostiche puntuali esistenti nell'area del Foglio. I triangoli indicano i sondaggi a carotaggio continuo (verde) e a distruzione di nucleo (rosa). I cerchi indicano le prove penetrometriche meccaniche (rosa), con piezocono (verde), con cono sismico (viola) e con punta elettrica (giallo). I punti azzurri indicano i pozzi per acqua. Altri simboli e colori si riferiscono a prove penetrometriche dinamiche, prove dilatometriche e sondaggi geofisici.*

Tra le varie prove penetrometriche, e in particolare tra quelle statiche, le prove con piezocono elettrico (CPTU) forniscono informazioni dettagliate che, se correttamente interpretate e calibrate con sondaggi a carotaggio continuo, possono dare indicazioni sulla stratigrafia e sulle facies sedimentologiche

incontrate lungo la verticale (ad es. ZHANG *et alii*, 2018). Un recente studio di dettaglio ha documentato che le associazioni di facies identificate nelle successioni quaternarie del sottosuolo padano presentano caratteristiche geotecniche peculiari che ne possono consentire il riconoscimento utilizzando le prove CPTU sulla base di combinazioni specifiche di valori di resistenza alla punta, resistenza laterale e pressione interstiziale (CAMPO *et alii*, 2023). È stato inoltre dimostrato (AMOROSI *et alii*, 2017b; MARCHI *et alii*, 2019) che le prove CPTU sono in grado di riconoscere orizzonti sovraconsolidati debolmente pedogenizzati (inceptisuoli) presenti nel sottosuolo a più livelli stratigrafici. Paleosuoli di questo genere sono stati riconosciuti anche nel sottosuolo del Foglio (BRUNO *et alii*, 2021, 2022) e in alcuni casi sono stati associati al limite di specifiche unità stratigrafiche cartografabili (Cap. V).

Oltre al costo significativamente basso, se comparato a quello di un sondaggio a carotaggio continuo, va considerato anche che la CPTU fornisce un'informazione praticamente continua (scala centimetrica) che non sempre è preservata nelle perforazioni, soprattutto negli intervalli disturbati dalle manovre d'estrazione delle carote o in presenza di materiali elastici sciolti o poco consolidati.

Per i suddetti motivi, è stata pianificata una campagna d'indagine tramite prove CPTU, volta ad infoltire l'informazione sul sottosuolo nelle zone del Foglio meno dense di dati (Fig. 9) o ad implementare il dettaglio stratigrafico-sedimentologico laddove l'analisi preliminare delle prove in banca dati aveva evidenziato particolari incertezze interpretative. Nell'ambito del Progetto, quindi, sono state realizzate 88 prove penetrometriche con punta elettrica e piezocono (CPTU) che hanno quasi sempre raggiunto la profondità standard di 30 m (Fig. 10). Sempre al fine di compensare la disomogeneità del dato, una buona percentuale di tali prove ricade nel territorio cartografato all'interno della Regione del Veneto (circa una prova realizzata ogni 3,3 km², contro una prova ogni 10 km² nella restante parte di Foglio).

5. - SONDAGGI A CAROTAGGIO CONTINUO

I sondaggi a carotaggio continuo sono lo strumento principe per la stratigrafia del sottosuolo, in quanto permettono l'osservazione diretta, seppur monodimensionale, delle caratteristiche sedimentologiche e permettono la determinazione delle facies sedimentarie. Inoltre, sulle carote estratte è possibile eseguire molteplici studi e analisi specifiche di laboratorio (paleoecologia, palinologia, petrografia, geochimica e datazioni numeriche) che vanno ad integrare il dato sedimentologico e a rafforzarne l'interpretazione in termini stratigrafici. Di qui, l'importanza fondamentale dei sondaggi a carotaggio continuo nella realizzazione del Foglio.

In base all'analisi preliminare dei sondaggi già presenti nelle banche dati regionali, sono stati individuati i punti cruciali o quelli più carenti d'informazione

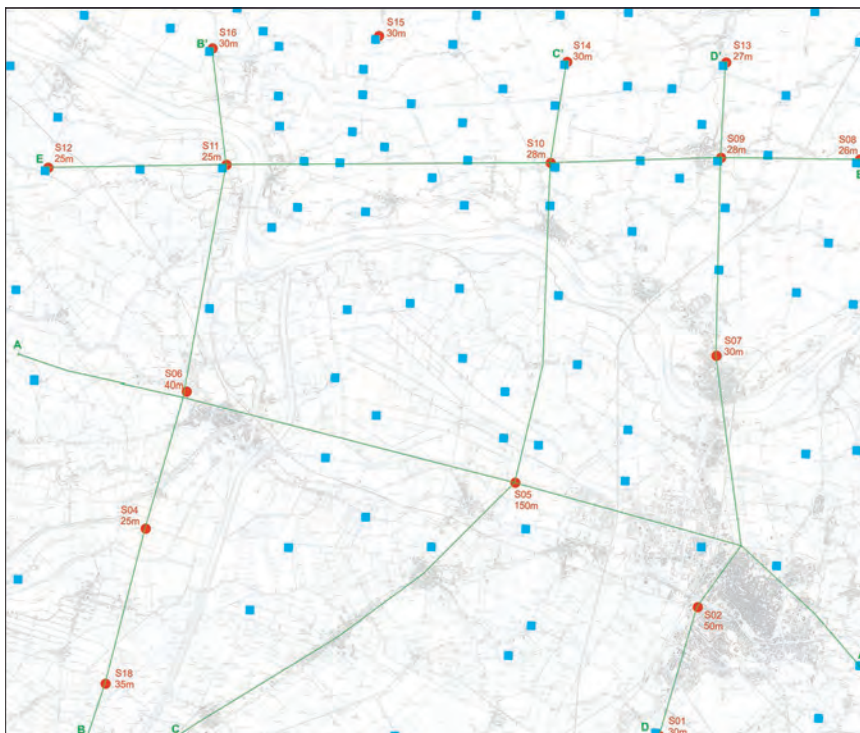


Fig. 10 - Ubicazione dei 16 “sondaggi CARG” (in rosso, con sigla e profondità raggiunta) e delle 88 “prove CPTU CARG” (in blu) nell’area del Foglio. Linee e lettere indicano le tracce delle sezioni geologiche superficiali.

per le correlazioni stratigrafiche delle unità cartografabili. Sono stati eseguiti 16 sondaggi a carotaggio continuo (di seguito definiti “sondaggi CARG”; Fig. 10). In particolare, 15 sondaggi, eseguiti tramite sistema *wire-line*, hanno raggiunto profondità comprese tra 25 e 50 m e hanno permesso di caratterizzare le unità stratigrafiche riferibili all’ultimo periodo glaciale (MIS 2, ca. 20-25.000 anni), al successivo periodo tardoglaciale e all’Olocene. Il sondaggio S05 (di seguito semplicemente S05) è stato invece spinto alla profondità di 150 m, al fine di caratterizzare la stratigrafia del sottosuolo più profondo, fino al Pleistocene Medio.

Al momento dell’estrazione, le carote sono state tagliate longitudinalmente e caratterizzate dal punto di vista geotecnico attraverso la misurazione della resistenza alla compressione con penetrometro tascabile e della resistenza al taglio non drenato tramite scissometro tascabile (Appendice II). Il sedimento è stato descritto in tutte le caratteristiche apprezzabili ad occhio nudo e alla lente (granulometria, colore, contenuto in residui vegetali e sostanza organica,

presenza di bioclasti, presenza di laminazioni, bioturbazioni o altre strutture sedimentarie, tipo di contatto stratigrafico, occorrenza di ossidi di Fe-Mn e noduli carbonatici, ecc.). Ulteriori analisi di dettaglio sono state successivamente condotte in laboratorio con strumentazione più accurata (ved. §§III.6, III.7 e III.8).

6. - ANALISI PETROGRAFICA

Nell'ambito del rilevamento del Foglio, 47 campioni di sabbia, provenienti da 11 dei 16 sondaggi CARG (ved. §III.5), sono stati caratterizzati dal punto di vista composizionale tramite analisi petrografiche con lo scopo di identificarne le aree di provenienza.

I campioni sono stati trattati con H₂O₂ diluita al 35% e setacciati per isolare la frazione granulometrica 125-250 µm (2-3 phi). La frazione selezionata è stata poi inglobata in resina epossidica e successivamente lavorata per ottenere le sezioni sottili petrografiche. L'analisi modale al microscopio ottico è stata effettuata tramite conteggio per punti (almeno 300 punti per ciascuna sezione) secondo il metodo Gazzi-Dickinson, messo a punto per minimizzare la dipendenza dell'analisi dalla granulometria delle sabbie (ZUFFA, 1985). I dati ottenuti dall'analisi modale ai fini dell'identificazione della provenienza sono stati esaminati tenendo in considerazione i granuli con comportamento idraulico simile (FONTANA, 1991; WELTJE, 2004; GARZANTI *et alii*, 2008; RAZUM *et alii*, 2021).

I risultati delle analisi sono stati plottati in tre diversi diagrammi ternari. Il diagramma Q+F-L-C (Q+F: quarzo e feldspati; L: litici silicoclastici; C: litici carbonatici) mette in evidenza la composizione principale dei campioni. I diagrammi, Lm-Lv-Ls e Lm-Lv-Lss (Lm: litici metamorfici; Lv: litici vulcanici, serpentiniti escluse; Ls: litici sedimentari; Lss: litici sedimentari silicoclastici), sono stati utilizzati per evidenziare le differenze composizionali riferibili alla componente litica. La composizione dei campioni è rappresentata anche tramite grafici a barre, accanto al rispettivo log stratigrafico di ciascun sondaggio, alla quota di campionamento (Appendice II).

La provenienza dei sedimenti analizzati è stata definita attraverso la comparazione della composizione dei campioni dei sondaggi con quella delle sabbie dei fiumi che attualmente scorrono nell'area del Foglio e nelle aree limitrofe (LUGLI *et alii*, 2004, 2007; FONTANA *et alii*, 2015; BRUNO *et alii*, 2021; DEMURTAS *et alii*, 2022, 2024). Tuttavia, il contributo relativo dei corsi d'acqua e la composizione dei sedimenti da essi trasportati potrebbero essere cambiati nel tempo a causa di mutate condizioni al contorno, legate principalmente all'attività dei ghiacciai (*e.g.* trasfluenze glaciali, formazione di laghi perialpini che agiscono come trappole dei sedimenti; vedi discussione in DEMURTAS *et alii*, 2024). Il confronto con la composizione dei fiumi attuali è dunque significativo, ma con alcune riserve. Per questo si è reso necessario prendere in considerazione la geologia dei bacini di drenaggio dei corsi d'acqua (Cap. VI).

7. - ANALISI PALEOECOLOGICA

L'analisi della meiofauna a foraminiferi e a ostracodi è stata eseguita su 175 campioni del sondaggio S05 (Appendice II), seguendo una metodologia comunemente utilizzata per le analisi micropaleontologiche delle successioni di sottosuolo della Pianura Padana (*e.g.* AMOROSI *et alii*, 2014; ROSSI *et alii*, 2021). Specificatamente i campioni, del peso di circa 100 g., sono stati essiccati in forno a 60°C per oltre 8 ore, pesati, poi sciolti in acqua e quindi setacciati ad umido attraverso una tela filtro da 63 µm. Il residuo è stato asciugato, pesato nuovamente e setacciato a secco a 125 µm. Le associazioni sono state analizzate considerando l'abbondanza relativa delle specie nella frazione maggiore di 125 µm e utilizzando la seguente suddivisione: abbondante (>30%), comune (30%-10%) e scarsa (<10%). L'identificazione delle specie è basata sulle descrizioni originali (ELLIS & MESSINA, 1940, 1952), integrata da altre pubblicazioni (*e.g.*, AGIP, 1982; JORISSEN, 1988; ATHERSUCH *et alii*, 1989; HENDERSON, 1990; BARBIERI & VAIANI, 2018). L'interpretazione paleoecologica e paleoambientale delle specie e delle associazioni è supportata da lavori di riferimento sulle meiofaune attuali (ad esempio ATHERSUCH *et alii*, 1989; HENDERSON, 1990; JORISSEN, 1988; COCCIONI, 2000; DEBENAY *et alii*, 2000; MEISCH, 2000; SERANDEI BARBERO *et alii*, 2004; MURRAY, 2006).

8. - DATAZIONI ¹⁴C

Il quadro generale di correlazione stratigrafica si è avvalso di 51 datazioni con il metodo del radiocarbonio mediante la tecnica della spettrometria di massa ad alta risoluzione (AMS), eseguite presso il Centro di Datazione e Diagnostica (CEDAD) dell'Università del Salento. Le analisi sono state effettuate su campioni di legno, frammenti di piante, torba e conchiglie campionati nei 16 sondaggi CARG (ubicazione in Fig. 10; ved. Appendice I).

I macrocontaminanti presenti nei campioni sono stati individuati mediante osservazione al microscopio ottico e rimossi meccanicamente. Il trattamento chimico di rimozione delle contaminazioni dal campione è stato effettuato sottoponendo il materiale selezionato ad attacchi chimici alternati acido-alcalino-acido. Il materiale estratto è stato successivamente convertito in anidride carbonica mediante combustione a 900°C in ambiente ossidante, e quindi in grafite mediante riduzione. Si è utilizzato H₂ come elemento riducente e polvere di ferro come catalizzatore. La quantità di grafite estratta dai campioni è risultata sufficiente per un'accurata determinazione sperimentale dell'età. La concentrazione di radiocarbonio è stata determinata confrontando i valori misurati delle correnti di ¹²C e ¹³C, e i conteggi di ¹⁴C con i valori ottenuti da campioni standard di Saccarosio C6 forniti dalla IAEA.

La datazione convenzionale al radiocarbonio è stata corretta per gli effetti di frazionamento isotopico sia mediante la misura del termine δ¹³C effettuata

direttamente con l'acceleratore, sia per il fondo della misura. Campioni di concentrazione nota di Acido Ossalico forniti dalla NIST (*National Institute of Standard and Technology*) sono stati utilizzati come controllo della qualità dei risultati. Per la determinazione dell'errore sperimentale nella data al radiocarbonio è stato tenuto conto sia dello *scattering* dei dati intorno al valore medio, sia dell'errore statistico derivante dal conteggio del ^{14}C .

La datazione al radiocarbonio per i campioni è stata quindi calibrata in età di calendario utilizzando il *software* OxCal Ver. 3.10 basato sui dati atmosferici INTCAL20. I risultati della calibrazione sono riportati in Appendice I.

Per l'area del Foglio, è stato anche possibile utilizzare 10 datazioni effettuate da ENEA nell'ambito di un progetto con la Regione Emilia-Romagna lungo l'argine del Po. Anche questi dati sono riportati in Appendice I.

9. - PROVE IDROGEOLOGICHE *IN SITU*

Al fine di contribuire alla caratterizzazione idrogeologica del sottosuolo, nel sondaggio S05, sono state realizzate complessivamente 53 analisi granulometriche in campioni principalmente rappresentativi della frazione sabbiosa (Appendice II). La divisione in classi granulometriche della dimensione media delle particelle è stata effettuata seguendo la classificazione proposta da WENTWORTH (1922). Inoltre, durante l'avanzamento della perforazione, nei tratti 21,0-24,0; 40,5-42,5; 74,5-76,5 e 144,0-147,0 m dal piano campagna, sono state realizzate quattro prove Lefranc a carico variabile per stimare la conducibilità idraulica delle formazioni geologiche (LEFRANC, 1936, 1937; CHAPUIS, 1998). Il test consiste nell'iniettare acqua per gravità, in un tratto del foro e misurare la successiva diminuzione del livello dell'acqua nel tempo. La percolazione avviene attraverso la specifica porzione della colonna del foro, riempita con ghiaia pulita. La conducibilità idraulica k e il fattore di forma C riportati in Appendice II sono stati calcolati applicando le seguenti equazioni:

$$k = A \frac{\ln\left(\frac{h_1}{h_2}\right)}{C(t_2 - t_1)}$$

$$C = \frac{2\pi\left(\frac{L}{D}\right)}{\ln\left(\frac{L}{D} + \sqrt{\left(\frac{L}{D}\right)^2 + 1}\right)}$$

dove A , è la sezione trasversale interna del foro di sondaggio; h_1 e h_2 indicano il livello dell'acqua rispettivamente nei tempi t_1 e t_2 ; C , è il fattore di forma; L e D , sono rispettivamente la lunghezza e il diametro della colonna del foro di iniezione.

10. - MISURE DI SISMICA A RIFLESSIONE

Nell'ambito del Foglio è stato effettuato un profilo di sismica a riflessione che ha permesso di ricavare il valore della velocità delle onde fornendo così informazioni sul tipo di materiali presenti nel sottosuolo. Come sorgente sismica è stato impiegato un Vibroseis (MiniVib T-2500 della *Industrial Vehicles International-IVI*), sorgente vibrazionale dotata di piastra vibrante posta a diretto contatto con il suolo e capace di immettere treni d'onda con frequenze comprese tra 10 e 240 Hz. I dati sismici registrati, raccolti ed elaborati permettono quindi di creare un'immagine geofisica del sottosuolo utile per vincolare l'interpretazione geologica dell'area investigata. A tale scopo, l'elaborazione dei dati raccolti in campagna prevede diverse fasi come la deconvoluzione del segnale, la rimozione del rumore, l'analisi delle velocità, la correzione *Normal Move Out* e il successivo *stacking*.

Al fine di fornire con adeguata definizione la profondità degli eventi riflessi presenti nella sezione sismica, è stata effettuata un'inversione tomografica che ha permesso di ottenere in dettaglio il campo di velocità delle onde P nel volume investigato e di identificare eventuali variazioni laterali di velocità. Il campo di velocità così ottenuto dagli eventi riflessi è stato utilizzato per effettuare la migrazione *pre-stack* in profondità consentendo di ottenere una sezione in profondità che può sicuramente essere meglio correlata con le informazioni geologiche dell'area in esame. Anche in questo caso è stato possibile correlare i principali orizzonti di riflessione con superfici di discontinuità stratigrafica.

IV - SISTEMI DEPOSIZIONALI E ASSOCIAZIONI DI FACIES

(A. Amorosi, M. Caggiati, G. Lucci, V. Rossi, S.C. Vaiani, A. Vecchi)

Lo studio integrato, sedimentologico e paleoecologico, delle carote prelevate nell'area del Foglio ha condotto alla distinzione di otto associazioni di facies, riconducibili a due sistemi deposizionali: alluvionale e deltizio-litorale.

1. - SISTEMA ALLUVIONALE

Comprende la quasi totalità dei depositi affioranti nell'area del Foglio. All'interno di questo sistema deposizionale sono state riconosciute cinque associazioni di facies, descritte di seguito.

1.1. - DEPOSITI DI CANALE FLUVIALE

Sabbie di colore variabile dal grigio al grigio scuro, da grossolane a medie, a classazione da media a scarsa e con grani da scarsamente arrotondati a sub-arrotondati. In alcuni casi si osservano sabbie molto grossolane o sabbie ghiaiose.

Formano corpi sabbiosi a base erosiva, con tipica gradazione positiva (tendenza *fining upward* o FU). La parte superiore comprende in genere sabbie medio-fini, localmente con abbondanti frustoli vegetali. I corpi sabbiosi sono frequentemente amalgamati oppure separati da intercalazioni decimetriche di limi sabbioso-argillosi grigi. Alla base dei corpi sedimentari elementari possono essere presenti orizzonti centimetrici ricchi in frammenti vegetali, localmente carboniosi.

Nell'area in studio questa associazione di facies si presenta lateralmente continua su distanze anche di 20 km, con spessori comunemente elevati (fino a

20 m) dovuti a corpi sedimentari amalgamati, localmente separati da allineamenti di ciottoli. Questa associazione di facies è in genere sterile dal punto di vista microfaunistico. Sono localmente osservabili rari frammenti di ostracodi di acqua dolce oppure fossili rimaneggiati da formazioni più antiche.

Le caratteristiche di questa associazione di facies, quali la litologia, il contatto basale erosivo, la tendenza FU e la scarsità o assenza di fossili, unitamente allo spessore e alla geometria dei corpi sedimentari, sono tipiche di depositi di canale fluviale, amalgamati a formare corpi composti di *channel belt*. All'interno delle sequenze di canale si riconoscono sottili facies di fondo canale e spesse facies di barra, in molti casi riferibili a barre di meandro. La sequenza di canale è generalmente caratterizzata al tetto dalla presenza di limi e argille ricchi in materia organica, che riflettono processi di avulsione con abbandono più o meno repentino del canale fluviale.

1.2. - DEPOSITI DI ARGINE E ROTTA FLUVIALE

Questa associazione di facies è lateralmente transizionale a depositi grossolani di canale fluviale ed è costituita da tre litofacies principali. Una prima litofacies comprende alternanze centimetriche, in proporzione variabile, di sabbie fini a base erosiva, sabbie molto fini limose, a luoghi limi sabbiosi e limi argillosi. Localmente sono presenti frustoli vegetali aghiformi disposti secondo una debole laminazione piano-parallela e, in alcuni casi, frammenti di legno.

A questa litofacies si associano sottili corpi sedimentari sabbioso-limosi, caratterizzati da un intervallo basale a gradazione inversa (tendenza *coarsening upward* o CU), in cui limi argillosi passano verso l'alto a sabbie molto fini limose. Il colore prevalente è grigio-verdastro. La parte sommitale è caratterizzata dalla presenza di concrezioni millimetriche con bordi ossidati rossastri. Sono comuni piccoli frustoli vegetali, localmente carboniosi.

La terza litofacies comprende sabbie medio-fini, organizzate in sottili corpi sedimentari a base erosiva e gradazione diretta, chiusi al tetto da depositi relativamente fini (limi argillosi). Sono frequenti i frustoli vegetali e non rari i frammenti legnosi, di dimensione variabile, da qualche millimetro fino ad alcuni centimetri, allineati lungo lamine. Raramente sono presenti bioclasti (tra cui gasteropodi) da millimetrici a centimetrici.

All'interno di questa associazione di facies i resti fossili sono per lo più assenti. Lo spessore presenta una sistematica diminuzione (da pochi metri fino ad alcuni decimetri) allontanandosi dall'asse del canale.

L'interpretazione di questa associazione di facies è dettata fondamentalmente dai rapporti stratigrafici con le unità adiacenti, oltre che dalla presenza di indicatori di esposizione subaerea e dall'assenza di fossili. Le alternanze di sabbia e limo su scala centimetrica rappresentano tipici depositi di argine. I sottili corpi sedimentari sabbiosi a base netta e tendenza FU sono interpretati come il riempimento di canali di rotta fluviale, mentre i pacchi di strati con andamento granulometrico CU corrispondono a ventagli di rotta.

1.3. - DEPOSITI DI PIANA INONDABILE DRENATA

Questa associazione di facies, relativamente poco abbondante nell'area del Foglio, presenta uno spessore raramente superiore a 10 m. È costituita da una monotona successione di limi e limi argillosi, mediamente consolidati, di colore marrone scuro, nocciola o grigio-verde, con rare intercalazioni di limi sabbiosi e sabbie, da limose a fini. I limi presentano frequentemente patine rossastre da ossidi e idrossidi di ferro e manganese e rari resti di radici. Sono presenti localmente paleosuoli poco evoluti (inceptisuoli), caratterizzati da un orizzonte superficiale scuro completamente decarbonatato e ricco in materia organica e da un orizzonte sottostante chiaro, all'interno del quale si rinvencono abbondanti concrezioni carbonatiche. Questa unità è in genere sterile, ma può contenere alcuni opercoli di gasteropodi continentali.

Questa associazione di facies è stata depositata in un ambiente continentale a bassa energia, dominato da fenomeni di decantazione, con subordinati processi di trazione sul fondo. La segregazione di ossidi di ferro e manganese sotto forma di macchie o concrezioni indica l'alternarsi di condizioni ossidanti e riducenti legate alla saturazione episodica o stagionale della zona vadosa da parte di acque di falda. La presenza di radici e l'abbondanza di materia organica mineralizzata e di concrezioni carbonatiche sono tipiche di paleosuoli poco evoluti e costituiscono un'evidenza di esposizione subaerea.

Questa unità è legata a processi di tracimazione all'interno di una piana inondabile ben drenata, con livello della falda relativamente basso. L'alternanza di depositi limosi con orizzonti pedogenizzati suggerisce l'avvicinarsi di episodi di inondazione della piana con fasi in cui l'apporto terrigeno era modesto o nullo, favorendo così lo sviluppo della pedogenesi.

1.4. - DEPOSITI DI PIANA INONDABILE POCO DRENATA

Questa associazione di facies, di spessore sempre inferiore a 4 m, comprende limi e argille, comunemente bioturbati, di colore uniforme, da grigio verdastro a grigio, contenenti frammenti vegetali per lo più millimetrici, localmente di forma allungata, e concentrazione di sostanza organica, in lenti da sub-millimetriche a millimetriche. Più raramente, sono presenti bioclasti di alcuni millimetri di dimensione. Rispetto al suo equivalente ben drenato (vedi paragrafo precedente) questa associazione di facies presenta evidenti differenze di colore, non è associata a paleosuoli e contiene solo rare concrezioni carbonatiche.

Questa associazione di facies presenta localmente rare valve di ostracodi, riferibili principalmente a *Pseudocandona* cf. *albicans* (BRADY, 1864), associate ad alcuni frammenti di gusci di gasteropodi di acqua dolce o oligoalini, quali *Hydrobia* e *Planorbis*.

Nella maggior parte dei casi questa associazione di facies è sovrapposta a depositi di estuario interno / area interdistributrice.

Il colore di questa associazione di facies, la presenza di una rara fauna di acqua dolce e l'associazione con depositi di ambiente umido suggeriscono un ambiente deposizionale di piana inondabile poco drenata, situato al margine di vaste aree paludose, con livello della falda relativamente alto e con fenomeni di ossidazione limitati o assenti. Condizioni generalmente poco drenate e di frequente sommersione sono molto probabilmente la causa dell'assenza di paleosuoli e di orizzonti consolidati.

L'ostracofauna suggerisce lo sviluppo di momentanee condizioni umide in un contesto di piana inondabile: un ambiente topograficamente depresso, frequentemente sommerso, ma comunque caratterizzato da specchi d'acqua effimeri soggetti a lunghi periodi di emersione.

1.5. - DEPOSITI DI PALUDE

Questa associazione di facies, di spessore relativamente modesto (1-3 m), è costituita da argilla, da grigio scura a nerastra, generalmente torbosa, in alcuni casi laminata, ricca in materia organica, con abbondanti frammenti di materiale vegetale e legno. Quest'unità è tipicamente delimitata, a base e a tetto, da corpi sabbiosi di canale fluviale. All'interno di questa associazione di facies è comune un'ostracofauna dominata da *Pseudocandona cf. albicans* (BRADY, 1864), mentre sono assenti i foraminiferi.

L'associazione ad ostracodi indica un ambiente umido dulciacquicolo o ipoalino, profondo pochi metri. L'abbondanza di *Pseudocandona cf. albicans* indica condizioni stagnanti e una grande quantità di materia organica sul fondale, entrambe riconducibili ad un ambiente palustre (HENDERSON, 1990; MEISCH, 2000; MAZZINI *et alii*, 2017). L'associazione con spessi corpi sedimentari di canale fluviale suggerisce lo sviluppo di corpi argillosi lenticolari (*clay plug*) all'interno di canali meandriformi abbandonati.

2. - SISTEMA DELTIZIO-LITORALE

Depositiferi riferibili a questo sistema deposizionale affiorano unicamente all'estremità sud-orientale del Foglio, in prossimità del centro urbano di Ferrara. Al contrario, assumono uno sviluppo considerevole nel primo sottosuolo. All'interno di questo sistema deposizionale sono state riconosciute tre associazioni di facies, descritte di seguito.

2.1. - DEPOSITI DI PIANA INONDABILE DRENATA

Corpi sedimentari a base erosiva, di 5-10 m di spessore, costituiti per lo più da sabbie medio-fini grigie, a classazione media, passanti gradualmente verso

l'alto a sabbie molto fini limose e limoso-argillose. All'interno di questi corpi sabbiosi sono abbondanti i frustoli vegetali, spesso carboniosi, da millimetrici a centimetrici, di forma allungata. Sono, inoltre, comunemente presenti frammenti di legno.

Questa associazione di facies forma tipiche sequenze granulometriche positive (FU), a base erosiva, chiuse al tetto da pacchi di limi e limi argillosi associati ad abbondante materia organica. I corpi sabbiosi presentano una geometria nastriforme e appoggiano in genere su spessi corpi sabbiosi tabulari di canale fluviale, dai quali sono separati mediante superfici di amalgamazione. Superiormente passano con un contatto netto a spessi pacchi di argille organiche di ambiente estuarino. Tenuto conto della base erosiva, della tendenza FU, della geometria e dello spessore dei corpi sedimentari, i depositi appartenenti a questa associazione di facies sono interpretati come il riempimento di incisioni localizzate. La geometria nastriforme e l'associazione con depositi ricchi in materia organica suggeriscono lo sviluppo di un sistema distributivo di canali al margine di un ambiente estuarino o all'interno di una piana deltizia.

2.2. - DEPOSITI DI ESTUARIO INTERNO / AREA INTERDISTRIBUTRICE

Questa associazione di facies, subaffiorante e continua lateralmente nel sottosuolo per circa 30 km, è diffusa sull'intera area del Foglio con spessore variabile tra 8 e 15 m e valori crescenti verso i quadranti settentrionali e orientali. È formata da argille limose plastiche e limi, con abbondanti legni e frammenti vegetali. All'interno di questa associazione di facies sono riconoscibili due litofacies: una prima litofacies è costituita da argille limose organiche grigie, molto molli, cui si intercalano sottili strati di sabbia limosa a base netta. Le argille presentano abbondanti frammenti vegetali indecomposti e, più raramente, sottili frustoli vegetali in posto, allungati per diversi centimetri e frammenti sub-millimetrici di sostanza organica. Localmente l'argilla è laminata e presenta allineamenti di materiale torboso.

La seconda litofacies è data da argille organiche e argille torbose, di colore da grigio scuro a nerastro, frequentemente laminate e ricche in frammenti di legno e frustoli carboniosi di dimensione anche pluricentimetrica. Le lamine sono spesso sottolineate da concentrazione di materiale vegetale. Localmente sono presenti bioclasti (gasteropodi continentali). Questa associazione di facies è caratterizzata da un'ostracofauna composta da numerose valve riferibili ad un numero limitato di specie; sono spesso presenti intervalli privi di ostracodi. La specie più comune è *Pseudocandona* cf. *albicans* (BRADY, 1864), associata ad alcuni esemplari di *Ilyocypris* spp. e *Candona neglecta* (SARS, 1887).

L'associazione meiofaunistica è considerata indicativa di un ambiente umido ipoalino; in particolare, l'abbondanza di *Pseudocandona* cf. *albicans* (BRADY, 1864) suggerisce condizioni stagnanti e una notevole quantità di materia organica sul fondale (HENDERSON, 1990; MEISCH, 2000; MAZZINI

et alii, 2017). Lo spessore generalmente molto elevato di questa associazione di facies e la sua notevole continuità laterale sono incompatibili con l'ipotesi di una deposizione in un semplice ambiente palustre suggerendo, invece, lo sviluppo nell'Olocene di un vasto ambiente estuarino, di cui questa associazione di facies rappresenterebbe il margine interno, in prossimità delle terre emerse. Con la progradazione del delta, l'ambiente estuarino sarebbe stato incorporato nella piana deltizia superiore trasformandosi in un'area interdistributrice.

2.3. - DEPOSITI DI ESTUARIO ESTERNO / BAI A INTERDISTRIBUTRICE

Questa associazione di facies è stata intercettata dal sondaggio CARG più profondo (S05; Appendice II) a due livelli stratigrafici distinti: alla profondità compresa tra circa 135 e 131 m dal piano campagna, per uno spessore complessivo di circa 4 m e in tre sottili intervalli stratigrafici, tra circa 99 e 91 m di profondità. Si tratta di argille limose e argille grigie plastiche, bioturbate e ricche in fossili, alternate a sottili strati di sabbia fine e sabbia limosa in proporzione molto variabile. All'interno di questa associazione di facies i resti vegetali sono scarsi e non sono presenti tracce di ossidazione, né concrezioni carbonatiche. A contatto con questa associazione di facies si trovano comunemente argille di ambiente palustre (estuario interno).

L'associazione micropaleontologica, spesso abbondante, è caratterizzata da ostracodi e foraminiferi. Fra i primi si osserva la netta dominanza di *Cyprideis torosa* (JONES, 1850), localmente associata a rare valve di *Herpetocypris* sp. Tra i foraminiferi dominano *Ammonia tepida* (CUSHMAN, 1926) e *Ammonia parkinsoniana* (D'ORBIGNY, 1839), localmente associate a *Haynesina germanica* (EHRENBERG, 1840). In alcuni campioni sono stati osservati anche esemplari di *Aubignyna perlucida* (HERON-ALLEN & EARLAND, 1913), *Porosonion granosum* (D'ORBIGNY, 1846), *Criboelphidium* spp., *Elphidium advena* (CUSHMAN, 1922), *Quinqueloculina seminulum* (LINNAEUS, 1758) e alcune specie ialine epifite come *Asterigerinata mamilla* (WILLIAMSON, 1858) e *Rosalina bradyi* (CUSHMAN, 1915).

L'associazione faunistica è indicativa di un ambiente salmastro di retrobarriera, permanentemente sommerso, in parziale e variabile comunicazione con il mare aperto e di conseguenza soggetto ad importanti variazioni di salinità: ad esempio, la porzione più distale di un sistema estuarino sbarrato, in un contesto microtidale (*wave-dominated estuary*) oppure la laguna all'interno della piana deltizia inferiore. Nel dettaglio, una maggiore diversità della fauna è riferibile a condizioni di maggiore influenza marina, riconducibili alla porzione più esterna della laguna o dell'estuario. Al contrario, la presenza di un'associazione a foraminiferi oligotipica (*Ammonia tepida* e *Ammonia parkinsoniana*) e l'ostracofauna suggeriscono un ambiente più prossimale, con condizioni più confinate e stagnanti, di centro-laguna o estuario.

V - STRATIGRAFIA

(A. Amorosi, M. Caggiati, G. Lucci, R. Caputo, D. Rapti, A. Vecchi)

1. - UNITÀ STRATIGRAFICHE DI RIFERIMENTO

La geologia di superficie e del primo sottosuolo nell'area del Foglio si caratterizza per la presenza di depositi per lo più riferibili al Pleistocene Medio-Olocene. La successione sedimentaria è suddivisa in una serie di unità stratigrafiche a limiti inconformi (supersintema, sintemi e subsintemi) organizzate secondo superfici di discontinuità di vario ordine gerarchico. Le superfici di ordine maggiore, ossia quelle che delimitano il supersintema e i sintemi, sono legate a episodi tettonici significativi, mentre le superfici limite dei subsintemi riflettono principalmente un controllo glacio-eustatico.

L'unità stratigrafica di riferimento per l'area padana, che abbraccia l'intero arco temporale compreso tra il Pleistocene Medio e l'Attuale, corrisponde al *supersintema Emiliano-Romagnolo* (AE). Questa unità è delimitata alla base da una superficie di discontinuità ben riconoscibile all'interno di profili sismici e calibrata con *log* di pozzo (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998; REGIONE LOMBARDIA & ENI-DIVISIONE AGIP, 2002; AMADORI *et alii*, 2019).

Il *supersintema Emiliano-Romagnolo* è suddiviso in due sintemi (*sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore*, AEI, e *sintema Emiliano-Romagnolo Superiore*, AES), separati da una superficie di discontinuità che definisce una fase di ristrutturazione del Bacino Padano (BRUNO *et alii*, 2024). All'interno dei sintemi sono presenti unità stratigrafiche di rango inferiore (subsintemi), equivalenti a cicli trasgressivo-regressivi sviluppati su intervalli temporali di circa 100.000 anni in risposta alla ciclicità milankoviana dell'eccentricità (AMOROSI *et alii*, 2004).

La caratterizzazione stratigrafica dei subsintemi si basa principalmente sull'analisi di facies di sondaggi a carotaggio continuo e sulla correlazione di

questi alla scala di bacino. Le superfici di discontinuità stratigrafica alla base dei subsistemi corrispondono a superfici “trasgressive”, in genere marcate dalla brusca sovrapposizione di facies palustro-lagunari al di sopra di depositi prevalentemente continentali (AMOROSI *et alii*, 2004). La porzione inferiore dei subsistemi presenta una chiara tendenza *deepening-upward*, marcata nel settore orientale del bacino dallo sviluppo di sistemi costieri e di piattaforma, mentre la parte superiore mostra una tendenza opposta, *shallowing-upward*, che riflette la progradazione dei sistemi deltizi verso l’area adriatica e la successiva evoluzione verso ambienti continentali, in seguito alla caduta del livello del mare.

Allontanandosi dalla linea di costa, nel settore centrale del Bacino Padano, la successione tardo-quadernaria è costituita interamente da depositi continentali. In quest’area, le superfici di discontinuità alla base dei subsistemi coincidono in genere con paleosuoli di estensione regionale, sormontati da pacchi di limi di ambiente palustre e di piana inondabile formati durante i periodi interglaciali, che si correlano lateralmente ai tetti di spessi corpi sabbiosi di *channel belt* fluviale accumulatisi durante i periodi glaciali (AMOROSI *et alii*, 2008, 2017b).

2. - SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO

Il *supersintema Emiliano-Romagnolo* comprende l’insieme dei depositi quadernari di origine continentale affioranti al margine appenninico padano e i sedimenti ad essi correlati nel sottosuolo della pianura. Questi ultimi comprendono depositi alluvionali, deltizi, litorali e marini, organizzati in successioni cicliche di vario ordine gerarchico. Al margine appenninico padano, il *supersintema Emiliano-Romagnolo* coincide con il ciclo Qc di RICCI LUCCHI *et alii* (1982) e presenta un limite inferiore inconforme, evidenziato da una discordanza angolare sui depositi litorali delle *sabbie di Imola* o su argille di piattaforma più antiche (*Argille Azzurre*). Nel sottosuolo della pianura, il *supersintema Emiliano-Romagnolo* appoggia in discordanza angolare su depositi correlati alle *sabbie di Imola* (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998; REGIONE LOMBARDIA & ENI-DIVISIONE AGIP, 2002; MUTTONI *et alii*, 2011; AMADORI *et alii*, 2019). Il limite superiore coincide col piano topografico. Nel sottosuolo del Foglio, AE presenta importanti variazioni di spessore con potenze massime di alcune centinaia di metri e localmente inferiori ai 100 m in coincidenza dell’alto strutturale di Casaglia (Fig. 11). Nel sondaggio 185110P501 della banca dati geognostici di Regione Emilia-Romagna, il *supersintema Emiliano-Romagnolo* appoggia su un pacco di sabbie e limi di ambiente marino-marginale riferibile alle *sabbie di Imola* (IMO), mentre il substrato, intercettato a una profondità di appena 130 m dal piano campagna, mostra un’associazione a foraminiferi planctonici riferibile al Miocene Medio (S.C. VAIANI, com. pers. 2025).

L’attribuzione cronologica di AE varia leggermente nei diversi settori del Bacino Padano; questo è dovuto in parte all’utilizzo di differenti tecniche di datazione, ma anche a problemi di correlazione della discontinuità basale in aree

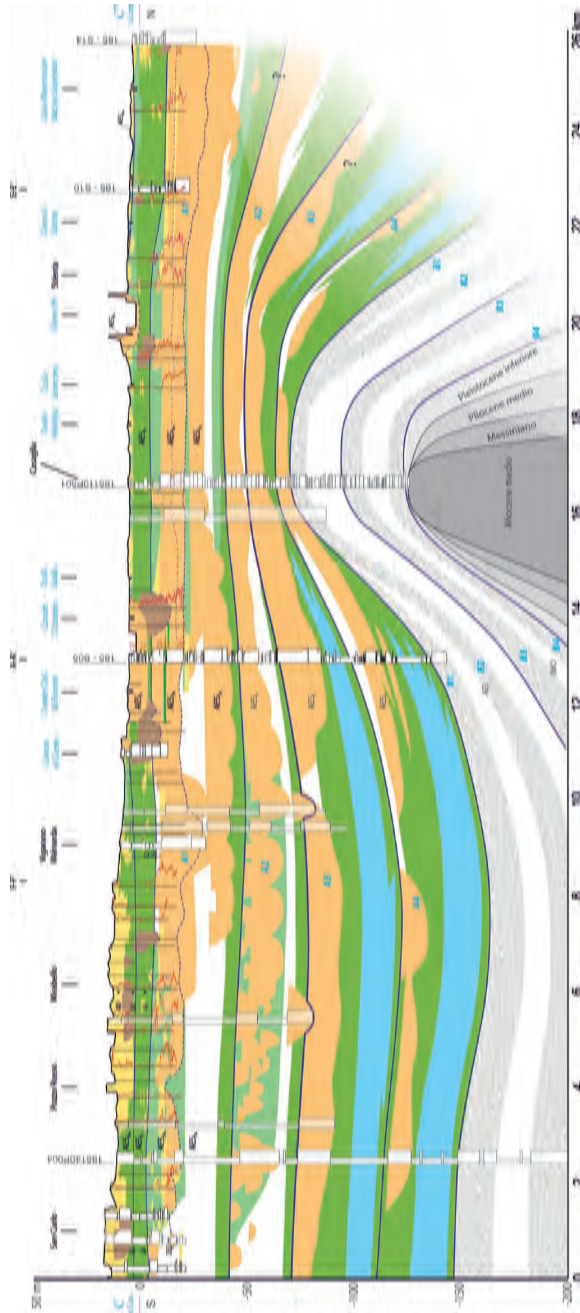


Fig. 11 - Stratigrafia del supersistema Emiliano-Romagnolo nell'area del Foglio ricostruita lungo il profilo C-C' all'incirca trasversale all'asse dell'Anticlinale di Casaglia. Per la traccia del profilo si veda Foglio di sottosuolo.

molto distanti tra loro. In letteratura, per la base di AE sono disponibili i seguenti valori di età: 0,87 Ma, ottenuto nell'area lombarda su base magnetostratigrafica (MUTTONI *et alii*, 2003); 0,78 Ma, età definita nella pianura romagnola, al margine del Bacino Padano, anche in questo caso avvalendosi di dati magnetostratigrafici (MUTTONI *et alii*, 2011); e, infine, 0,81 Ma, valore ottenuto attraverso lo studio integrato (biostratigrafia, magnetostratigrafia, radionuclidi cosmogenici e luminescenza stimolata otticamente) della successione quaternaria ben esposta lungo il Fiume Enza (GUNDERSON *et alii*, 2014).

Complessivamente, l'età del *supersintema Emiliano-Romagnolo* è attribuita al Pleistocene Medio-Olocene (~ 800.000 anni BP-Attuale).

2.1. - SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO INFERIORE (AEI)

Il *sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore* presenta uno spessore molto variabile all'interno del Bacino Padano, da un minimo di poche decine di metri fino ad un massimo di alcune centinaia di metri. L'unità affiora in modo estremamente discontinuo al margine appenninico (GUNDERSON *et alii*, 2014), mentre nel sottosuolo padano è generalmente sepolta a profondità non facilmente raggiungibili da sondaggi a carotaggio continuo; per questo motivo essa è scarsamente caratterizzata in termini di facies e viene generalmente rappresentata come una unità indifferenziata all'interno dei Fogli CARG.

Nell'area in esame, la geometria deposizionale di AEI è ricostruita tramite la sezione geologica di Fig. 11 e ricade in un quadro stratigrafico caratterizzato, alla scala dell'intero supersintema, dalla progradazione verso NE dei sistemi deposizionali, con facies principalmente deltizie e marino-marginali (AEI) sormontate da sistemi prevalentemente alluvionali (AES). La potenza e la profondità del tetto di AEI mostrano significative variazioni che riflettono l'andamento delle strutture profonde: nella zona dell'alto strutturale di Casaglia AEI è stato intercettato dal sondaggio 185110P501 a circa 70 m dal p.c. ed è stato attraversato per uno spessore complessivo di circa 30 m. Uno spessore di circa 110 m è riportato da RER (2012) per l'area depocentrale; tuttavia, questa stima risente di incertezze nella collocazione della base dell'unità, comprendendo depositi marini che potrebbero alternativamente essere interpretati come equivalenti distali delle sottostanti *sabbie di Imola* (IMO).

Il tetto di AEI si attesta a profondità superiori ai 200 m nell'area depocentrale. Nonostante l'assenza di dati dettagliati da sondaggi geognostici nella porzione nord-orientale del Foglio, è verosimile che AEI possa presentare una espansione stratigrafica a NE delle principali anticlinali. Il limite AEI/AES è stato, infine, intercettato dal sondaggio S05 ad una profondità di circa 140 m, in prossimità del fondo foro, la qual cosa non ha consentito la caratterizzazione stratigrafica di dettaglio dell'unità.

L'architettura stratigrafica di AEI appare maggiormente complessa rispetto alle porzioni di sottosuolo situate in aree limitrofe. Mentre nei Fogli

confinanti a sud, come il 203 (Poggio Renatico; CIBIN *et alii*, 2009) e il 204 (Portomaggiore; CALABRESE *et alii*, 2005), AEI è uniformemente costituito da facies di ambiente costiero e deltizio, nell'area del Foglio il sistema presenta una maggiore variabilità di facies a causa della rilevante interferenza delle strutture tettoniche sui *trend* deposizionali. In corrispondenza dell'alto strutturale di Casaglia, infatti, i depositi si presentano in facies alluvionale, ma allontanandosi dall'asse dell'anticlinale le facies divengono per lo più fluvio-deltizie, con sabbie di provenienza padana e sudalpina e depositi costieri. Nella sua parte sommitale, AEI è costituito da sabbie fini limose associabili ad apparati distributori del Po.

I depositi di AEI sono attribuibili al Pleistocene Medio e, in accordo con recenti studi (184 Mirandola, AMOROSI & BRUNO, 2024), per questa unità è suggerita un'età compresa tra 800.000 e 400.000 anni BP.

2.2. - SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE (AES)

Il *sintema Emiliano-Romagnolo Superiore* (AES) costituisce la porzione più recente del *supersintema Emiliano-Romagnolo*, comprendendo inoltre la totalità dei depositi affioranti all'interno del Foglio. La potenza di AES nell'area in studio varia da un minimo di 70 m in corrispondenza dell'alto strutturale di Casaglia fino ad un massimo di oltre 200 m nella zona depocentrale nord-orientale. Nella zona depocentrale meridionale lo spessore di AES è di circa 150 m (Fig. 11).

L'architettura stratigrafica di AES è caratterizzata dalla sovrapposizione di quattro cicli trasgressivo-regressivi di età pleistocenica (corrispondenti ai subsintemi AES₄-AES₇) di spessore pluri-decametrico, con prevalenza di sedimenti fini e corpi sabbiosi lenticolari di canale fluviale nella parte inferiore, cui si contrappongono corpi sedimentari amalgamati, spesso lateralmente continui per alcuni chilometri, di sabbie fluviali (*channel belt*) nella porzione superiore. Al di sopra di questi è presente un ciclo trasgressivo-regressivo incompleto, che costituisce l'insieme dei depositi successivi all'ultimo glaciale e sostanzialmente olocenici (AES₈).

Nel complesso, AES presenta una chiara tendenza *shallowing-upward*: la porzione inferiore (emiciclo trasgressivo) dei subsintemi AES₄ e AES₅ registra una sedimentazione in ambiente palustro-lagunare (estuarino), che riflette due distinte fasi di ingressione marina, tentativamente correlate agli stadi isotopici MIS 11 e MIS 9. In direzione dell'alto strutturale di Casaglia, gli orizzonti salmastri fanno transizione laterale a depositi francamente continentali. In AES₆, AES₇ e AES₈, invece, non sono presenti facies di ambiente paralico e la porzione inferiore dei sistemi è caratterizzata da argille e limi di palude o piana inondabile poco drenata, a indicare la progressiva migrazione verso mare della linea di costa durante la conclusione del Pleistocene Medio. L'alternanza ciclica di pacchi di materiale fine e grossolano che si evince dalla sezione geologica C-C' (Fig. 11) richiama quanto osservato in numerose aree della Pianura Padana centrale (AMOROSI *et alii*, 2008; BRUNO *et alii*, 2021).

I depositi di AES sono attribuibili all'intervallo che si estende tra il Pleistocene Medio e l'Olocene. In accordo con recenti studi (184 Mirandola, AMOROSI & BRUNO, 2024) per quest'unità è suggerita un'età più recente di 400.000 anni BP.

2.2.1. - *subsintema di Liano (AES₄)*

Le caratteristiche di facies di questo subsintema sono state definite su base paleoecologica (Fig. 12) in corrispondenza del sondaggio S05 (Appendice II), che ha attraversato interamente l'unità (Fig. 11). Al di sopra di sedimenti argilloso-limosi attribuiti ad un ambiente palustre con substrato fine e acque stagnanti è presente un intervallo caratterizzato da rari esemplari di *Cyprideis torosa* (JONES, 1850), *Ammonia tepida* (CUSHMAN, 1926) e *Ammonia parkinsoniana* (D'ORBIGNY, 1839).

Tra 134 e 131 m di profondità, queste specie divengono abbondanti, in associazione a subordinate *Haynesina germanica* (EHRENBERG, 1840) e *Aubignyna perlucida* (HERON-ALLEN & EARLAND, 1913). Nel complesso, l'associazione meiofaunistica è indicativa di un ambiente salmastro caratterizzato da una ridotta influenza marina, compatibile con la porzione più interna di un sistema estuarino sbarrato.

La parte superiore dell'unità registra una tendenza regressiva, con transizione ad ambienti prettamente dulcicoli (Fig. 12) e l'impostazione di ambienti ben drenati, soprattutto nelle porzioni paleo-topograficamente più elevate del sistema, dove si osserva il progressivo aumento in frequenza delle intercalazioni sabbiose, a formare livelli localmente potenti fino a 6 m (Fig. 11). Le analisi petrografiche suggeriscono la provenienza del sedimento da un unico corso d'acqua ed è possibile interpretare questi depositi come un sistema di canali distributori legati al Po.

Età: Pleistocene Medio.

2.2.2. - *subsintema di Torre Stagni (AES₅)*

Questo subsintema, come il sottostante, presenta una chiara organizzazione delle facies secondo un ciclo trasgressivo-regressivo, ben documentato in corrispondenza del sondaggio S05 (Appendice II), con una netta bipartizione in termini di associazioni di facies (Fig. 11).

La superficie di discontinuità alla base dell'unità è marcata da un paleosuolo, al di sopra del quale si registra una brusca variazione di facies da depositi alluvionali a facies palustri. L'intervallo sovrastante (Fig. 12) presenta un'ostracofauna composta quasi esclusivamente da *Cyprideis torosa* (JONES, 1850), mentre l'associazione a foraminiferi è dominata da *Ammonia tepida* (CUSHMAN, 1926) e *Ammonia parkinsoniana* (D'ORBIGNY, 1839). Tra 96 e 93 m di profondità la meiofauna è più ricca e si osservano anche altre specie, quali

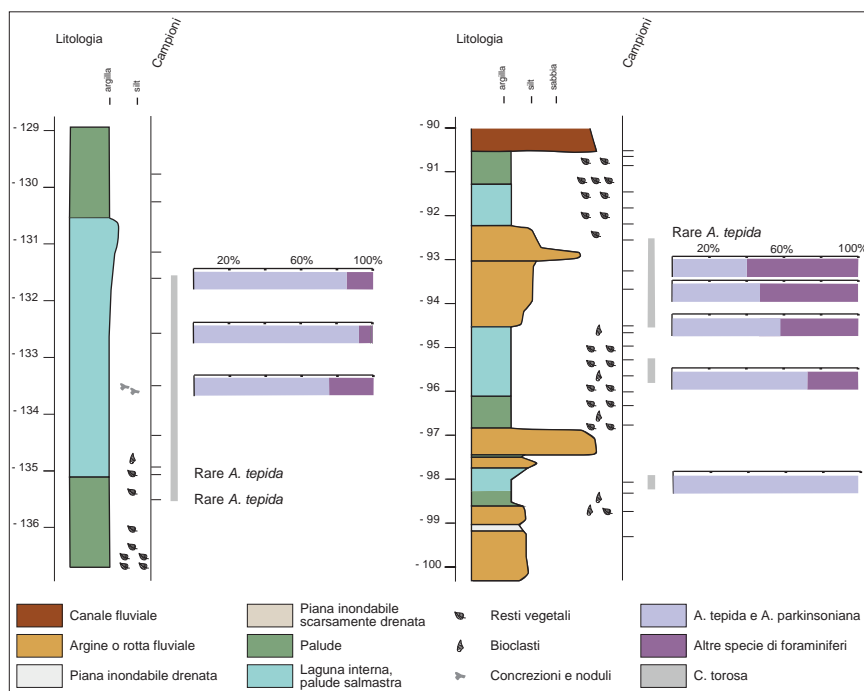


Fig. 12 - Stratigrafia e caratteristiche paleoambientali degli intervalli salmastri di AES₄ (sulla sinistra) e AES₅ (sulla destra) registrati nel sondaggio S05. L'ostracofauna è dominata da *Cyprideis torosa* (JONES, 1850), mentre fra i foraminiferi le specie dominanti sono *Ammonia tepida* (CUSHMAN, 1926) e *Ammonia parkinsoniana* (D'ORBIGNY, 1839). Le condizioni di maggiore influenza marina sono evidenziate dalla presenza di un'associazione maggiormente diversificata ("altre specie" in figura) che include significative concentrazioni di *Haynesina germanica* (EHRENBERG, 1840), *Aubignyna perlucida* (HERON-ALLEN & EARLAND, 1913), *Porosonion granosum* (D'ORBIGNY, 1846) e *Criboelphidium* spp.

Haynesina germanica (EHRENBERG, 1840), *Aubignyna perlucida* (HERON-ALLEN & EARLAND, 1913), *Porosonion granosum* (D'ORBIGNY, 1846), *Criboelphidium* spp. e rari esemplari di *Elphidium advena* (CUSHMAN, 1922), *Quinqueloculina seminulum*, *Asterigerinata mamilla* (WILLIAMSON, 1858) e *Rosalina bradyi* (CUSHMAN, 1915).

Come per AES₄, l'associazione meiofaunistica di AES₅ riflette un ambiente salmastro fortemente fluvio-influenzato, compatibile con la parte più interna di un sistema estuarino. Depositi di ambiente paralico appartenenti a questo subsistema sono stati riscontrati anche negli adiacenti Fogli 203 (Poggio Renatico, CIBIN *et alii*, 2009) e 204 (Portomaggiore, CALABRESE *et alii*, 2005), dove sono segnalati corpi sedimentari sabbiosi attribuiti a foci deltizie. La presenza di foraminiferi maggiormente diversificati nell'intervallo tra 96 e 93 m di profondità del sondaggio S05 (Fig. 12) suggerisce un aumento dell'influenza marina all'interno

dell'estuario, corrispondente a condizioni di minore confinamento e permette di definire la *maximum flooding zone* all'interno del ciclo trasgressivo-regressivo.

Il passaggio alla parte superiore del subsistema è marcato da una netta troncatura erosiva ad opera di canali fluviali, i cui depositi sabbiosi sono organizzati in estesi corpi di potenza superiore a 5 m. Verso l'alto, essi vanno ad amalgamarsi in un unico corpo pluri-decаметrico, corrispondente a una *channel belt* fluviale. I depositi fini all'interno della porzione regressiva del subsistema sono subordinati e, in genere, associati a limi e argille di piana inondabile drenata.

Lo spesso corpo di sabbie medio-grossolane sembra rastremarsi anche verso S, in accordo con quanto rilevato nei Fogli limitrofi meridionali 202 (San Giovanni in Persiceto; MOLINARI & PIZZIOLO, 2009) e 203 (Poggio Renatico; CIBIN & SEGADELLI, 2009). Qui le sabbie nella porzione regressiva del subsistema costituiscono corpi sedimentari isolati all'interno di materiale prevalentemente fine; essi sono interpretati come canali fluviali di origine appenninica, che confluiscono, appena all'interno del Foglio, in un'ampia *channel belt* del Po, legata ad una fase climatica fredda.

Anche in questo caso, la geometria del subsistema sembra essere condizionata dalle strutture anticlinaliche sepolte, con variazioni di spessore da poco più di 10 m, in corrispondenza dell'alto strutturale di Casaglia, a circa 45 m, nella zona depocentrale meridionale, e superiore ai 50 m nel settore nord-orientale.

Età: Pleistocene Medio.

2.2.3. - *subsistema di Bazzano (AES₆)*

Questo subsistema è stato intercettato da un numero relativamente elevato di sondaggi stratigrafici, a una profondità variabile tra circa 60 e 45 m dal p.c. (50 m nel sondaggio S05, Appendice II). Anche in questo caso è ben evidente un generale *trend* trasgressivo-regressivo, sebbene le facies salmastre siano assenti, in favore di depositi palustri prevalenti nella porzione basale dell'unità. Questi ultimi diminuiscono di spessore verso NE, fino a poggiare in *onlap* sull'anticlinale di Casaglia. Superiormente, e in particolare verso le zone di alto strutturale, i sedimenti argilloso-limosi sono attribuibili ad una piana inondabile drenata. Nel sondaggio S05, è presente all'interno di questo intervallo un orizzonte particolarmente ricco in concrezioni carbonatiche troncato, a 61 m dal p.c., da una superficie erosiva di un corpo sabbioso canalizzato. Quest'ultimo rappresenta la base della porzione regressiva, caratterizzata in gran parte del Foglio da estesi corpi lenticolari di sabbie medio-grossolane a base erosiva, sovrapposti a depositi di piana inondabile, da drenata a poco drenata.

I dati petrografici dal sondaggio S05 indicano una derivazione sudalpina del sedimento (Cap. VI), suggerendo un'importante riorganizzazione del reticolo idrografico rispetto al subsistema sottostante, coerente con la variazione generale delle facies registrata al passaggio da AES₅ e AES₆ (Fig. 11). Nel

settore meridionale del Foglio, il subsistema sembra invece caratterizzato da prevalenti sedimenti fini, con facies di piana inondabile che permangono anche nella porzione superiore, e lenti sabbiose isolate, potenti anche più di 10 m, a rappresentare corpi di canale fluviale.

L'unità presenta uno spessore variabile da poco più di 30 m, nell'area depocentrale meridionale, a circa 11 m, in corrispondenza dell'anticlinale di Casaglia, mentre potrebbe superare i 35 m nel settore nord-orientale, dove però non è intercettata da sondaggi stratigrafici di qualità.

Età: Pleistocene Medio.

2.2.4. - *subsistema di Villa Verrucchio (AES₇)*

Questo subsistema rappresenta il ciclo trasgressivo-regressivo compreso tra l'ultimo interglaciale (MIS 5e) e l'ultimo periodo glaciale (MIS 2). Il suo tetto viene intercettato nel sottosuolo a profondità generalmente inferiori a 20 m dal p.c., la qual cosa consente di ricostruirne l'architettura stratigrafica mediante correlazione di sondaggi relativamente superficiali (Cap. XI).

La base dell'unità è rappresentata da un orizzonte continuo di argille palustri intercettate nel sondaggio S05 alla profondità di 46-47 m. Superiormente sono presenti due spessi corpi di *channel belt* fluviale, lateralmente continui soprattutto nel settore centro-settentrionale e localmente amalgamati a formare un unico corpo sedimentario di potenza superiore a 30 m, riferibili rispettivamente ai MIS 5-4 (*unità di Niviano* o AES_{7a}) e ai MIS 3-2 (*unità di Vignola* o AES_{7b}). Dove AES_{7a} e AES_{7b} sono separati da sedimenti di piana inondabile ben drenata, un paleosuolo moderatamente sviluppato marca il passaggio ad AES_{7b}. Seguono, verso l'alto, corpi sabbiosi associabili a canali fluviali legati all'ultima fase glaciale, con interposizione di limi organici legati ad ambienti umidi, ma datati alla parte terminale del Pleistocene superiore.

Tre sezioni geologiche ad orientazione circa sud-nord (B-B', C-C' e D-D'; Figg. 11 e 13) e due ovest-est (A-A' e E-E'; Fig. 14), che utilizzano i dati dei 15 sondaggi CARG incrociando numerosi sondaggi geognostici preesistenti, consentono di apprezzare la stratigrafia della porzione sommitale di AES₇ (*unità di Niviano*) e i suoi rapporti stratigrafici con l'unità sovrastante (AES₈).

Dall'analisi della stratigrafia lungo le sezioni B-B', C-C' e D-D' ad orientamento sud-nord (Figg. 11 e 13) si evince come, all'estremità meridionale del Foglio in una fascia larga circa 3 km, AES₇ sia dominato da depositi limoso-argillosi di piana inondabile, più o meno drenata, ad alimentazione principalmente appenninica. Poco più a nord, i depositi fini sono bruscamente sostituiti da spessi corpi sabbiosi di canale fluviale di origine padana. Le singole lenti di canale sono costituite da sequenze *fining-upward* a base erosiva tipicamente amalgamate e impilate le une sulle altre, a formare uno spesso corpo di *channel belt* fluviale attribuito all'ultimo acme glaciale (AES_{7b}).



Fig. 13 - Stratigrafia di AES₇ e AES₈ ricostruita lungo le sezioni B-B' e D-D' orientate circa N-S, sostanzialmente trasversali all'asse dell'Antichità di Casaglia. Per la traccia dei profili si veda Foglio di sottosuolo.

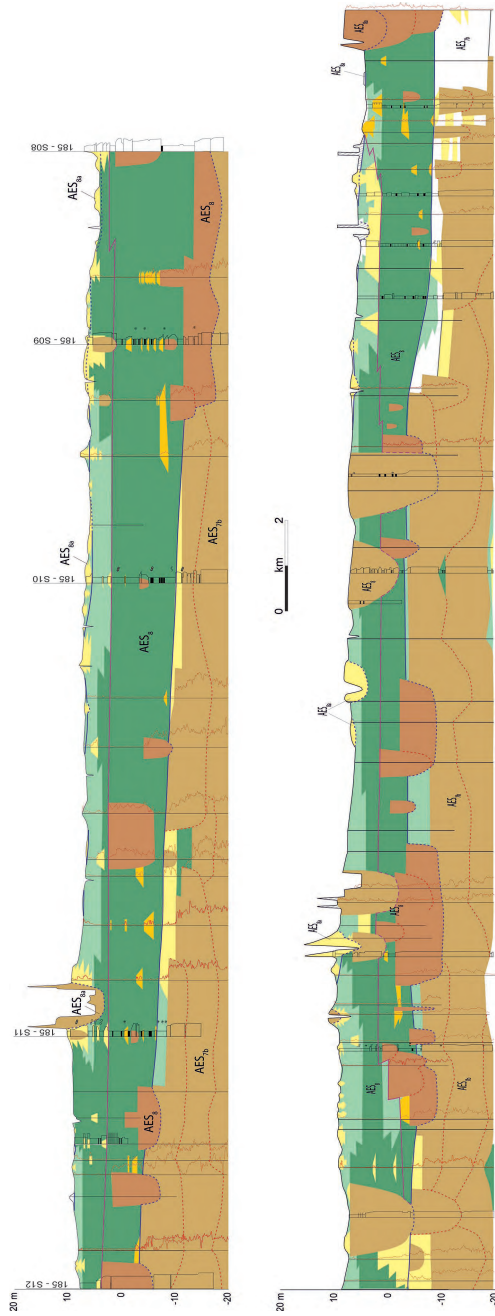


Fig. 14 - Straingrafia di AES7 e AES8 ricostruita lungo le sezioni E-E' e A-A' orientate circa E-O, sostanzialmente parallele all'asse dell'Anticlinale di Casaglia e della sinclinale a sud. Per la traccia dei profili si veda Foglio di sottosuolo.

All'interno della associazione di facies di piana inondabile sono riconoscibili alcuni orizzonti sovraconsolidati che presentano un buon grado di correlabilità; essi sono interpretati come paleosuoli geneticamente legati ai depositi coevi di canale fluviale presenti poco più a nord (sezione D-D', Fig. 13). Si tratta di paleosuoli relativamente poco evoluti (inceptisuoli) che in carota si caratterizzano per la presenza di un orizzonte superiore, scuro, con un elevato contenuto di materia organica e completamente decarbonatato e di un orizzonte sottostante, più chiaro, all'interno del quale il carbonato di calcio riprecipita sotto forma di plaghe, concrezioni e noduli carbonatici di dimensioni fino a centimetriche. I paleosuoli costituiscono *marker* stratigrafici che possono essere identificati e tracciati lateralmente sulla base dell'interpretazione di prove penetrometriche, in virtù di caratteristiche geotecniche peculiari (AMOROSI *et alii*, 2017b; CAMPO *et alii*, 2023; Fig. 15).

Età: Pleistocene Superiore.

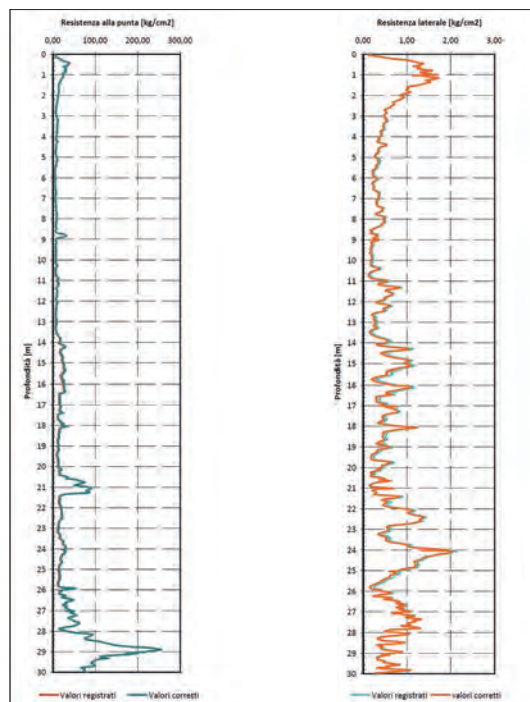


Fig. 15 - Identificazione di paleosuoli mediante interpretazione di prove penetrometriche. Il lieve incremento verso il basso della resistenza alla punta (profilo verde di sinistra), associato ad un marcato aumento della resistenza laterale (profilo arancione, sulla destra), alle profondità di 11, 14, 22 e 24 m, suggerisce la presenza di quattro paleosuoli distinti. Il paleosuolo a 14 m marca il limite tra AES₇ e AES₈. Prova CPTU 185160B003 della banca dati RER.

2.2.5. - subsistema di Ravenna (AES₈)

Il *subsistema di Ravenna* è l'unità più recente del *sistema Emiliano-Romagnolo Superiore* e comprende la totalità dei depositi affioranti nell'area del Foglio. Rappresenta il pacco di sedimenti accumulatosi in seguito alla fase olocenica di innalzamento eustatico e alla successiva fase, ancora in corso, di stazionamento alto del mare. Nell'area del Foglio, l'episodio di ingressione marina che si correla alla base del subsistema è registrato dal netto contrasto di facies sedimentarie tra i depositi alluvionali di età pleistocenica, che costituiscono la parte sommitale di AES₇, e i sovrastanti depositi olocenici di ambiente estuarino e successivamente deltizio, che compongono AES₈.

Su gran parte dell'area del Foglio, il limite tra AES₇ e AES₈ è inoltre caratterizzato da un paleosuolo, formatosi in concomitanza dell'evento freddo dello *Younger Dryas*, che marca il limite Pleistocene-Olocene (AMOROSI *et alii*, 2017a). Questo orizzonte sovraconsolidato, localmente correlato a corpi sabbiosi di canale fluviale di estensione limitata, può essere tracciato nel sottosuolo anche avvalendosi dell'interpretazione di prove penetrometriche (Fig. 15). Dalle sezioni di Figg. 11, 13 e 14 si può osservare come in corrispondenza dell'alto strutturale di Casaglia e nel settore immediatamente a nord la geometria del paleosuolo mima la piega anticlinale sottostante. Questo risulta in linea con quanto recentemente osservato nel limitrofo Foglio 184 (Mirandola; AMOROSI & BRUNO, 2024), nell'analogo contesto in corrispondenza dell'anticlinale di Mirandola: le geometrie convesse suggeriscono una deformazione recente, con sollevamento del limite Pleistocene-Olocene di alcuni metri.

Dal punto di vista stratigrafico, AES₈ presenta uno spessore variabile tra circa 10 m, nella zona dell'alto strutturale di Casaglia (si veda anche il sondaggio S05), e 20 m, ai limiti settentrionale e orientale del Foglio. L'unità si caratterizza per la presenza di uno spesso orizzonte di argille organiche e torbe interpretato, nella sua porzione inferiore, come l'espressione della retrogradazione di un sistema estuarino (BRUNO *et alii*, 2017), associato a corpi sabbiosi per lo più lenticolari (o a *channel belt* fluviali di dimensioni limitate) attribuite a canali distributori. Verso l'alto, la stessa associazione di facies corrisponde alla porzione più interna (piana deltizia) di un sistema deltizio, la cui progradazione ha avuto inizio nel corso della fase di stazionamento alto (AMOROSI *et alii*, 2017a). I depositi deltizi passano verso l'alto a sedimenti alluvionali recenti, dominati da facies di piana inondabile, più o meno drenata, con subordinati corpi sabbiosi nastriformi di origine fluviale. Nonostante la persistente subsidenza regionale, i sollevamenti 'locali' cosismici (CAPUTO *et alii*, 2016), ma soprattutto un tasso di sedimentazione estremamente elevato durante questa breve fase evolutiva del sistema alluvionale hanno permesso il passaggio di questo settore della pianura da quote prossime o inferiori allo 0 m s.l.m. a quote sistematicamente positive (+18,5 ÷ +2,5 m; Cap. 1).

2.2.6. - unità di Modena (AES_{8a})

Nella porzione superiore del Subsistema di Ravenna, è spesso possibile distinguere un'unità informale caratterizzata da depositi risalenti all'intervallo temporale che va dal VI secolo AD a oggi. Si tratta di facies di piana alluvionale o deltizia, con depositi di rotta e inondazioni più frequenti rispetto alla restante parte del subsistema, legate ad una fase di riorganizzazione del reticolo idrografico a carattere regionale, avvenuta a partire dall'alto Medioevo. Nell'area del Foglio, l'unità è ben documentata nel settore meridionale, indicativamente a sud di una direttrice congiungente Bondeno a Ferrara e sostanzialmente a sud della struttura anticlinale di Casaglia. L'unità è qui costituita prevalentemente da argille e limi di ambiente palustre o di piana inondabile mal drenata, con subordinate intercalazioni sabbioso-limose che diventano più frequenti nella parte medio-superiore, legate ad apporti degli apparati deltizi del Fiume Reno di età Medievale (Casumaro, Buonacompra) e Rinascimentale-Moderna (tra Vigarano Mainarda e Chiesuol del Fosso), e in misura minore del vecchio ramo del Panaro di età Moderna (oggi Canale Diversivo di Burana). Gli alvei principali sono identificabili in dossi sabbiosi di scarsa estensione laterale, localmente potenti fino oltre 8 m, come ad esempio il tratto tra San Carlo e Mirabello. Nelle porzioni terminali essi vanno ad assumere un andamento chiaramente distributivo, per passare lateralmente a depositi di argine e rotta fluviale, da sabbiosi a limosi (PAPATHANASSIOU *et alii*, 2015). Tra la zona di attuale affluenza del Panaro a Bondeno e da qui a Ferrara, l'unità è invece caratterizzata da prevalenti depositi sabbioso-limosi strettamente connessi all'attività del ramo del Po di età Medievale-Rinascimentale (Po di Ferrara).

Seppur in maniera discontinua, l'unità affiora anche nel settore centrale, a Valle di Ficarolo, mentre si espande spostandosi ad est e nel quadrante nordorientale del Foglio. I depositi sono qui prevalentemente legati alle rotte ed esondazioni del Fiume Po avvenute a partire dall'Età Bassomedievale, e ricoprono o rielaborano parzialmente sedimenti di Età Romana.

Dove presente, l'unità mostra uno spessore variabile da un massimo 13 m, nell'area meridionale, a un minimo di circa 1,5 m, nel quadrante nordorientale. Il limite inferiore è talvolta marcato da una superficie di erosione fluviale, talora identificabile in un paleosuolo parzialmente decarbonatato contenente resti archeologici di Età Romana, e segue solo localmente l'andamento della base del subsistema. Il limite superiore coincide col piano topografico ed è caratterizzato da suoli a bassissimo grado di alterazione.

Età: Olocene.

VI - PROVENIENZA DEI SEDIMENTI SABBIOSI

(L. Demurtas, D. Fontana, S. Lugli, L. Bruno)

La Pianura Padana è attraversata da ovest a est dal Fiume Po che durante il suo percorso di 652 km, dalle Alpi occidentali al Mar Adriatico, raccoglie le acque e i sedimenti di una fitta rete di affluenti. Nella Pianura Padana centro-orientale, dove è ubicato il Foglio 185, la composizione dei sedimenti superficiali riflette la deposizione da parte di corsi d'acqua drenanti bacini idrografici con importanti differenze litologiche. Il Fiume Po deposita sabbie ricche in quarzo, feldspati e litici metamorfici che derivano principalmente dall'erosione di rocce granitiche, metamorfiche e mafiche che affiorano estesamente nelle Alpi Occidentali (Fig. 16; DEMURTAS *et alii*, 2024). Gli affluenti settentrionali dei fiumi Po e Adige, con area sorgente nelle Alpi Meridionali, depositano sabbie con una significativa presenza di litici carbonatici e vulcanici, derivanti dall'erosione di carbonati mesozoici e di diversi gruppi e complessi vulcanici diffusi in tutta la fascia sudalpina (Figg. 16 e 17a,c,e). Gli affluenti meridionali del Po e il Fiume Reno depositano sabbie relativamente povere in quarzo e feldspati e ricche in litici sedimentari, sia carbonatici che silicoclastici, alimentate principalmente dai litotipi sedimentari appartenenti al dominio Ligure ed alle successioni Epiligure e Post-Evaporitica dell'Appennino Settentrionale (Figg. 16 e 17a,c,e). La composizione delle sabbie del Fiume Po lungo il suo percorso subisce piccole variazioni, influenzata dall'apporto sedimentario dei suoi affluenti (TENTORI *et alii*, 2021; DEMURTAS *et alii*, 2022, 2024).

Attualmente l'area del Foglio è attraversata da ovest ad est dai fiumi Po e Panaro. Quest'ultimo, dopo averne attraversato il settore centro-occidentale, confluisce nel Po a ovest di Ferrara.

La configurazione della rete idrografica del settore centro-orientale della Pianura Padana ha subito importanti cambiamenti durante l'Olocene dovuti

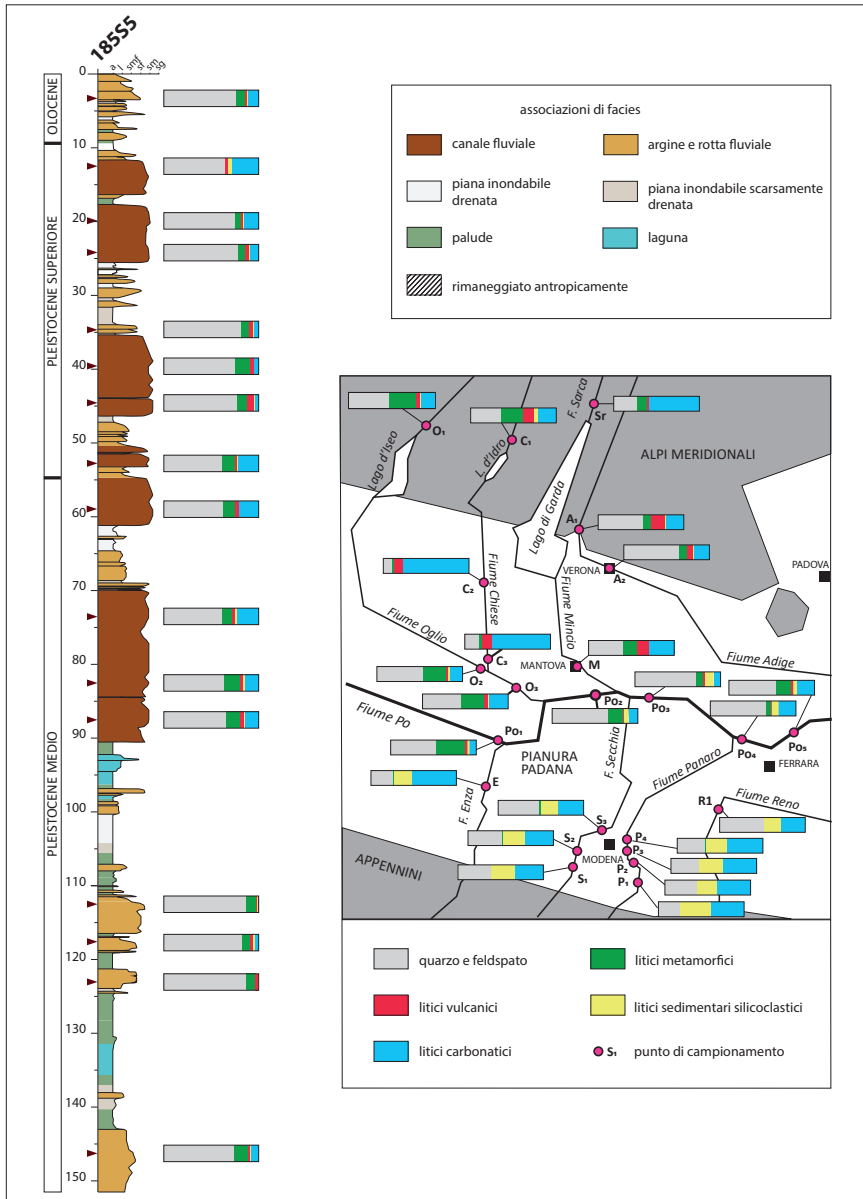


Fig. 16 - Composizione petrografica delle sabbie del sondaggio S05 (diagrammi a barre in corrispondenza dei punti di campionamento). La mappa raffigura il reticolo idrografico della porzione centro-orientale del bacino padano e la composizione delle sabbie dei fiumi che la attraversano riportata ai punti di campionamento (modificata da DEMURTAS et alii, 2024).

sia a fattori antropici che naturali (CASTIGLIONI *et alii*, 1997; BURRATO *et alii*, 2012; STEFANI & ZUPPIROLI, 2010; PRECISO *et alii*, 2012; NATALI & BIANCHINI, 2017; BALISTA, 2018; DEMURTAS *et alii*, 2022). Studi di provenienza svolti nelle aree degli adiacenti Fogli 184 e 203 e nel Foglio 181 hanno messo in evidenza importanti riorganizzazioni nella rete idrografica anche nel Pleistocene Medio e Superiore (CALABRESE, 2009; CIBIN & SEGADELLI, 2009; AMOROSI & SAMMARTINO, 2018; DEMURTAS *et alii*, 2024; AMOROSI & BRUNO, 2024). L'analisi composizionale dei nuovi carotaggi del Foglio offre l'opportunità di ricostruire i principali cambiamenti della rete idrografica dell'area investigata, e di aggiungere un ulteriore tassello nella comprensione dell'evoluzione paleo-idrografica della Pianura Padana centro-orientale a partire dal Pleistocene Medio. Le analisi petrografiche eseguite su 47 campioni sabbiosi prelevati dal sottosuolo dell'area del Foglio mostrano variazioni composizionali osservabili sia nei depositi del Pleistocene Medio e Superiore, sia in quelli olocenici.

Gli 8 campioni attribuibili al Pleistocene Medio provengono tutti dal sondaggio S05 e la loro composizione è caratterizzata da un elevato contenuto in quarzo e feldspato (>60%), con valori >80% nei campioni prelevati a 123,1, 117,7 e 112,5 m di profondità. Tra i frammenti litici la componente metamorfica risulta prevalente in 6 campioni (146,3, 123,1, 117,7, 112,5, 87,5 e 82,5 m; Fig. 16 e 17a,c,e). Nei campioni più superficiali (73,5 e 58,9 m) si osserva, invece, un maggior contenuto in carbonati (>20%) principalmente ad affinità sudalpina. I litici vulcanici risultano sempre subordinati con valori compresi tra il 2 e il 3%, e valori massimi di circa 4% (58,9 m; Fig. 16).

I quattro campioni più profondi, prelevati a 146,3, 123,1, 117,7 e 112,5 m da quattro diversi corpi di canale fluviale, mostrano una composizione molto simile tra loro riconducibile alla deposizione di uno stesso corso d'acqua. L'elevato contenuto in quarzo e feldspato rispetto alla componente litica suggerisce una deposizione associata ad un corso d'acqua molto evoluto (il Fiume Po) con uno scarso contributo sedimentario da parte di tributari sudalpini e appenninici nel tratto a monte di S05. È ipotizzabile che un fiume sudalpino e uno appenninico fungessero da collettori capaci di raccogliere le acque di altri fiumi provenienti dalle Alpi Meridionali e dall'Appennino Settentrionale e di convogliarle a valle di S05. Un'altra ipotesi è che i corpi sabbiosi campionati siano stati depositati da canali distributori del Po, isolati dai contributi sedimentari sudalpini e appenninici da altri canali distributori coevi, ubicati rispettivamente più a nord o più a sud. Quest'ultima ipotesi è supportata dall'esiguo spessore di questi corpi e dal loro passaggio verticale a depositi di palude, tipici di un ambiente deltizio-estuarino.

I campioni prelevati a 87,5, 82,5 e 73,5 m di profondità, appartengono ad un intervallo stratigrafico dominato da corpi di canale fluviale con spessore variabile da un minimo di 6 m ad un massimo di 14,5 m. La composizione di questi campioni e lo spessore dei depositi sabbiosi suggeriscono una deposizione da parte del Fiume Po, con un contributo crescente dalle Alpi Meridionali verso i depositi più superficiali.

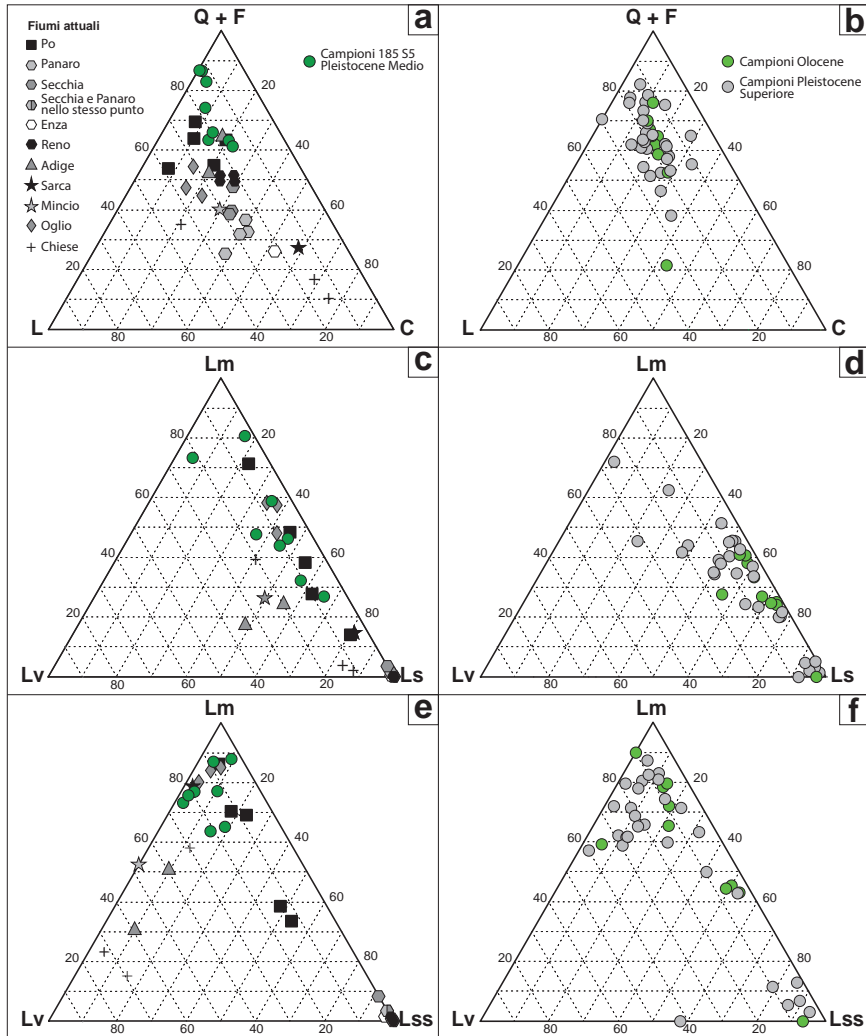


Fig. 17 - Diagrammi ternari raffiguranti la composizione delle sabbie campionate in S05 e quella dei fiumi che attualmente scorrono nell'area del Foglio e nelle aree limitrofe. a) diagramma composizionale Q+F-L-C (Q+F: quarzo e feldspati; L: litici silicoclastici; C: litici carbonatici) riportante le composizioni dei campioni attribuibili al Pleistocene Medio e le composizioni delle sabbie dei fiumi attuali; b) diagramma Q+F-L-C dei campioni riferibili al Pleistocene Superiore e all'Olocene; c) diagramma Lm-Lv-Ls (Lm: litici metamorfici, Lv: litici vulcanici, serpentiniti escluse; Ls: litici sedimentari) dei campioni medio pleistocenici e delle sabbie dei fiumi attuali; d) diagramma Lm-Lv-Ls dei campioni del Pleistocene Superiore e dell'Olocene; e) diagramma Lm-Lv-Lss (Lss: litici sedimentari silicoclastici) in cui sono riportati i campioni del Pleistocene Medio e i campioni dei fiumi attuali; f) diagramma Lm-Lv-Lss raffigurante la composizione dei campioni del Pleistocene Superiore e dell'Olocene. La composizione dei campioni dei fiumi attuali è presa da DEMURTAS et alii, 2024 e FONTANA et alii, 2015.

Il campione, prelevato a 58,9 m da un corpo di canale fluviale spesso 6,5 m rappresenta il campione più superficiale attribuito al Pleistocene Medio. Lo spessore del corpo di canale fluviale, una discreta quantità di litici vulcanici e la quantità e tipologia dei carbonati analizzati, con tessiture prevalenti di tipo *wackestone* e *packstone*, talvolta peloidali e sporadicamente con fossili e bioclasti inglobati nella matrice micritica, suggeriscono una forte influenza sudalpina. Non ci sono sufficienti elementi per distinguere una deposizione da parte di un fiume sudalpino, come ad esempio l'Adige, o del Po, in prossimità della confluenza con un affluente sudalpino.

L'analisi dei campioni provenienti da 11 sondaggi CARG (S01, S02, S04, S05, S06, S07, S09, S11, S13, S16 e S18; Fig. 10) permette di avere una maggiore copertura areale per i depositi riferibili al Pleistocene Superiore. Da questo intervallo stratigrafico provengono 28 campioni, 59,6% del totale. La maggior parte di questi campioni (18, ~64%) risultano ricchi in quarzo e feldspato (mediamente >60%) e caratterizzati da una componente litica composta principalmente da metamorfiti e carbonati, mentre i litici vulcanici e sedimentari silicoclastici risultano subordinati (Fig. 17b, d, f). La composizione di questi campioni, prelevati da corpi sabbiosi spessi anche oltre 15 m ed estesi per quasi l'intera area del Foglio (Figg. 11, 13 e 14), permettono di attribuire la deposizione di questi campioni al Fiume Po.

Sei campioni (~21%) provenienti dai sondaggi meridionali del Foglio (S01 a 22,5 m, S02 a 34,5 m, S05 a 12,4 m, S06 a 16,5 m, S18 a 14,5 m e S18 a 24,2 m), con l'eccezione di S05 a 12,4 m, mostrano una composizione caratterizzata da un contenuto relativamente basso in quarzo e feldspato (mediamente <58%) associato ad abbondanti litici sedimentari, sia carbonatici (>25%) che silicoclastici (>13%), mentre i litici vulcanici e metamorfici risultano assenti o molto rari (Fig. 17b, d, f). Questa composizione è compatibile con i sedimenti dei fiumi appenninici Enza, Secchia, Panaro e Reno (Figg. 16 e 17). Tra questi campioni, quello prelevato da S05 a 12,4 m, probabilmente deposto durante la fase tardoglaciale, mostra anch'esso una composizione compatibile con quella dei fiumi appenninici, ma con un contenuto in litici sedimentari silicoclastici più basso (~4%) e un contenuto relativamente alto in quarzo e feldspato (~65%; Fig. 16). Questa particolare composizione, già osservata in altri sedimenti coevi e più antichi a sud del Po (LUGLI *et alii*, 2007; CALABRESE & CIBIN, 2014; FONTANA *et alii*, 2015), potrebbe essere condizionata dalla fase climatica presente al momento della deposizione del sedimento e dalla posizione del campione, più distale rispetto ai punti di campionamento dei fiumi attuali analizzati, che potrebbero aver favorito la progressiva disgregazione di granuli facilmente erodibili come siltiti e peliti (LUGLI *et alii*, 2007). L'assenza di litici metamorfici in questo campione permette di escludere una possibile deposizione da parte del Fiume Po.

I rimanenti 4 campioni mostrano composizioni che non permettono di definire in maniera inequivocabile e precisa un'area di provenienza. Il campione più antico S05 a 52,8 m mostra una composizione simile al campione S05 a 58,9 m

descritto precedentemente, ma con un contenuto di litici vulcanici inferiore (Fig. 16). Anche in questo caso non è possibile distinguere una deposizione da parte del Po da una deposizione ad opera di un corso d'acqua sudalpino. Il campione S06 a 32,2 m prelevato da un corpo sabbioso spesso 2 m mostra una componente litica costituita esclusivamente da metamorfiti e vulcaniti (Figg. 13 e 14). Questa composizione non trova analogie nella composizione delle sabbie dei fiumi attuali analizzati. L'elevato contenuto in quarzo e feldspato e lo spessore limitato del corpo sabbioso potrebbero essere compatibili con un deposito di canale di rotta fluviale del Po. I campioni S16 a 29,4 e 21,9 m mostrano composizioni simili tra loro, con contenuto di quarzo e feldspato compreso tra il 55 e il 58% e una prevalenza di litici carbonatici (25-34%), molti dei quali con marcata affinità sudalpina. I litici metamorfici non superano il 10% mentre i litici vulcanici raggiungono il ~5% in S16 a 21,9 m. La composizione di questi due campioni suggerisce un importante contributo sedimentario dalle Alpi Meridionali mediante un corso d'acqua sudalpino o di un ramo settentrionale del Po in cui confluivano importanti affluenti sudalpini a monte della posizione del sondaggio S16.

Nel complesso la stratigrafia e la composizione dei campioni mettono in evidenza una tripartizione composizionale durante il Pleistocene Superiore (Figg. 11, 13 e 14). Il settore meridionale è dominato da sedimenti appenninici, che raggiungono la loro massima espansione verso nord solo durante la fase tardoglaciale, come testimoniato dai campioni S05 a 12,4 m e S06 a 16,5 m. La parte centro-settentrionale del Foglio risulta dominata dai corpi di canale amalgamati e lateralmente estesi depositi dal Po durante l'ultima fase glaciale (MIS 2). L'estremo settore settentrionale del Foglio registra un importante contributo sudalpino (S16 a 29,4 e 21,9 m).

I campioni olocenici sono 11 e rappresentano solo il 23,4% dei campioni totali (Fig. 17b,d,f) a causa della minor presenza di corpi di canale fluviale in questo intervallo stratigrafico. La maggior parte di questi campioni (~73%; S04 a 9,8 m, S05 a 3,2 m, S07 a 7,4 m, S09 a 3,6 m, S11 a 5,6 m, S11 a 13,1 m, S16 a 10,3 e 14,2 m) mostra una composizione affine a quella del Po attuale. Il campione S06 a 9,6 m è l'unico con una composizione appenninica, mentre il campione S13 a 10,8 m mostra caratteri tipicamente sudalpini (Figg. 16 e 13). Il campione S13 a 19,7 m mostra una composizione abbastanza simile ai campioni S16 a 29,4 e 21,9 m, e come nel loro caso, è possibile una deposizione da parte di un fiume sudalpino o del Po con apporti importanti dalle Alpi Meridionali.

VII - IDROGEOLOGIA

(D. Rapti)

Nell'ambito del Progetto CARG, sono state realizzate una serie di indagini idrogeologiche finalizzate all'ampliamento delle conoscenze della complessa architettura idrogeologica ferrarese per l'individuazione dei corpi acquiferi, la definizione delle loro caratteristiche geometriche, idrauliche e idrodinamiche; oltre la creazione del primo laboratorio didattico (*Water Education Living LabS* - WELLS) che mira all'aumento della consapevolezza sullo stato ambientale delle risorse idriche sotterranee e alla sensibilizzazione della Comunità, a tutti i livelli, dai cittadini a chi gestisce il territorio, sulla gestione sostenibile delle risorse idriche sotterranee.

In conseguenza dei cambiamenti climatici e dell'aumento della pressione antropica, lo sviluppo sostenibile⁽¹⁾ delle risorse idriche sotterranee mediante l'adozione di nuove strategie di *governance* mirate alla mitigazione e all'adattamento diventa una vera sfida. In linea con gli obiettivi (6 e 15) per lo sviluppo sostenibile dell'ONU (*Sustainable Development Goals*), una gestione sostenibile non può prescindere dalla individuazione degli acquiferi e le loro interazioni reciproche e con le risorse idriche superficiali.

A tal fine, le indagini geognostiche realizzate per il Foglio (Cap. III) sono state integrate con prove in foro (sondaggio S05) finalizzate alla determinazione dei parametri idraulici dei sistemi acquiferi, alla caratterizzazione granulometrica e mineralogica. Inoltre, due sondaggi (S06 e S02) sono stati 'trasformati' in pozzi

(1) Lo sviluppo sostenibile nel rapporto Brundtland (WORLD COMMISSION ON ENVIRONMENT AND DEVELOPMENT, 1987) viene definito come "sviluppo che risponde alle necessità del presente, senza compromettere la capacità delle generazioni future di soddisfare le proprie necessità".

di osservazione/monitoraggio idrogeologico. In particolare, nel sondaggio S02 è stato adottato un sistema di monitoraggio in continuo delle caratteristiche chimico-fisiche e idrodinamiche delle risorse idriche sotterranee con particolare focus al sistema acquifero A1, poiché maggiormente vulnerabile a fonti di inquinamento e fonte di approvvigionamento di acque potabile. Quest'ultima attività è stata svolta in stretta collaborazione tra l'Università di Ferrara e la Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli.

1. - ACQUIFERI

Le principali caratteristiche idrogeologiche dell'area sono descritte in lavori di carattere regionale, provinciale e locale (REGIONE EMILIA ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998; RAPT-CAPUTO, 2000, 2005; MOLINARI *et alii*, 2007; RAPT & MARTINELLI, 2009). A causa della complessa evoluzione geologica, tettonica e sedimentologica (Cap. II) i sedimenti pliocenici e pleistocenici, costituiti da strati siltoso-argillosi alternati con lenti sabbiose e talvolta ciottolose, si sono depositati in diversi ambienti (marino, deltaico, paludoso, alluvionale); mentre spessori e distribuzione spaziale sono fortemente variabili (Cap. XI).

Nella sezione idrostratigrafica rappresentata nel Foglio di sottosuolo (profilo C-C'; Fig. 11) è chiaramente riconoscibile il gruppo acquifero A, corrispondente al Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES; età <400.000 anni), e la parte superiore del gruppo acquifero B corrispondente al Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI; età 400.000-800.000 anni).

Il complesso acquifero A1 si sviluppa all'interno di AES₇ ed è costituito da sabbie di canale fluviale con uno spessore di circa 20 m nel settore centro-settentrionale, mentre verso sud si suddivide in due subcomplessi (A1a e A1b; ognuno di circa 12 m di spessore) per poi rastremarsi e chiudersi completamente all'altezza di San Carlo. L'età del limite inferiore del complesso acquifero A1 è di circa 125 ka (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998).

Nel sondaggio S05, nella parte superiore dell'acquifero A1a (profondità 12-25 m), tutti i campioni analizzati (n=13) ricadono nella frazione delle sabbie medie fini con il 73% di contenuto in quarzo e feldspato (n=3; Cap. VI) e coefficiente di variabilità (C.V.) di circa il 10%. Nella parte inferiore (A1b; 35-47 m), invece, l'analisi statistica (n=9 campioni) indica la prevalenza della frazione sabbiosa medio-grossolana (78%), seguita da sabbie medie (11%) e sabbie grossolane-medie (11%). I grani sono prevalentemente costituiti da quarzo e feldspato (n=3; 78.5%; C.V. del 4%). Sulla base delle prove Lefranc (Appendice II) realizzate nell'acquifero A1a (21-24 m dal p.c.) e A1b (40,5-42,5 m dal p.c.), i valori di conducibilità idraulica calcolati sono rispettivamente di $1,25 \cdot 10^{-4}$ e $1,5 \cdot 10^{-4}$ m/s, con valore medio di $1,35 \cdot 10^{-4}$ m/s e un valore di trasmissività pari a $1,75 \cdot 10^{-3}$ m²/s.

Da notare che, in corrispondenza del sondaggio S05, l'acquifero A1 è amalgamato con l'acquifero A0 sviluppato nel subsintema AES₈. In conseguenza

della diretta comunicazione idraulica e dell'elevata conducibilità, la vulnerabilità intrinseca dell'acquifero A1, a fonti di inquinamento superficiale risulterebbe elevata.

Il complesso acquifero A2, sviluppatosi all'interno del subsistema AES₆, è invece ben separato idraulicamente dall'acquifero A1 grazie ad uno strato prevalentemente limoso-argilloso di spessore >8 m e valori fino a 24 m nel settore meridionale. Da sud a nord, il tetto dell'A2 si approfondisce da circa -40 m s.l.m., a -50 m (sondaggio S05) per salire nuovamente a -40 m in corrispondenza dell'anticlinale di Casaglia. Sempre da sud a nord, lo spessore è massimo (~20 m) in corrispondenza della sinclinale tra la struttura di Finale Emilia e di Casaglia, per ridursi progressivamente lungo il fianco della piega (6 m; S05) e per poi amalgamarsi con il sottostante complesso acquifero A3 in cresta (185110P501), dove i due acquiferi mostrano uno spessore di ~18 m. Le sabbie dell'A2 hanno un contenuto medio in quarzo e feldspato più basso rispetto a quello degli acquiferi soprastanti (n=2; ~63%; C.V. 1,2%), mentre il contenuto in silicatici e litici metamorfici rappresenta il ~24,5% (C.V. 6%) e ~12,3% (C.V. 5%), rispettivamente.

Lo spessore del corpo acquifero A3, sviluppato all'interno del subsistema AES₅ è di 17-20 m nel settore della sinclinale (sondaggi 185140P004 e S05) dove risulta separato dall'A2 da uno strato a bassa permeabilità di spessore 7-9 m. Il 100% dei campioni analizzati (n=10) ricade nella frazione delle sabbie medie-fini con un contenuto in quarzo e feldspato del ~63% (n=3; C.V. 6%), in silicatici del ~17% (C.V. 27%) e in litici metamorfici del ~14% (C.V. 23%). Sulla base della prova Lefranc realizzata nell'intervallo 74,5-76,5 m, la conducibilità idraulica dell'acquifero è di $2,6 \cdot 10^{-4}$ m/s, mentre la trasmissività è di $5,5 \cdot 10^{-3}$ m²/s.

Uno strato a bassa conducibilità idraulica probabilmente depositato in un ambiente salmastro (Cap. IV) nel settore di sinclinale, separa il complesso acquifero A3 dal sottostante A4. La profondità massima del tetto di A4 si trova a circa -116 m s.l.m. per risalire a -105 e -65 m in corrispondenza dei sondaggi S05 e 185110P501. Anche lo spessore di tale strato mostra una certa variabilità passando dai 20-25 m nei settori di sinclinale ai circa 5 m in corrispondenza della cresta anticlinale. Il complesso acquifero A4 è costituito da sabbie medio-fini, seguendo lo stesso andamento geometrico, si assottiglia 'chiudendosi' in quanto non è presente in corrispondenza della struttura tettonica (sondaggio 185110P501). Le sabbie presentano un elevato contenuto in quarzo e feldspato (~85,5%; C.V. 2,5%).

All'interno del sottostante sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI), il tetto dei complessi acquiferi B1 e B2 si trova alla profondità di 162 e 194 m nella culminazione sinclinale; con spessori di circa 15 e 20 m rispettivamente. Lungo il fianco della struttura anticlinale, i due acquiferi si riducono in spessore e si amalgamano, mentre il tetto in cresta raggiunge una quota di -67 m s.l.m. Si tratta di un acquifero composto da sabbie fini (n=2) con un contenuto in quarzo e feldspato del ~74% (n=1), mentre tra i frammenti litici prevale la componente metamorfica (15%). La conducibilità idraulica calcolata nell'intervallo 144-147 m

mediante una prova Lefranc è di $3,8 \cdot 10^{-5}$ m/s che chiaramente riflette la tessitura dell'acquifero.

2. - WATER EDUCATION LIVING LABS (WELLS)

Il *Water Education Living LabS* (WELLS) è un'iniziativa inclusiva che, partendo dalla cartografia geologica e conoscenze idrogeologiche, integra la ricerca accademica e la scienza partecipativa (*citizen science*). Mira a promuovere 'la cultura dell'acqua' e a identificare le azioni integrate per la gestione delle risorse idriche sotterranee, in virtù dei cambiamenti climatici e della pressione antropica oltre ad accelerare la creazione di una società intelligente nell'uso dell'acqua (*water-smart society*), favorendo la co-creazione di valore e l'attività di terza missione. Tutte tali azioni sono coerenti con gli obiettivi di sviluppo sostenibile dell'Agenda ONU 2030, secondo cui è fondamentale garantire a tutti la disponibilità dell'acqua (*goal 6*) e l'accesso universale e inclusivo all'informazione (*goal 16*).

Nell'ambito del Progetto CARG, il *Water Education Living LabS* rappresenta il primo esempio di tale struttura, che permette di rendere visibile l'invisibile, anche mediante avanzati strumenti di monitoraggio, essendo un punto di connessione tra diverse componenti della società come l'università e altri centri di ricerca, gli attori pubblici con ruolo decisionale sull'utilizzo delle risorse idriche con una prospettiva a lungo termine (Regioni, Comuni, ARPA, ecc.), il settore privato (gestori della risorsa idrica, imprese, industria, ecc.) e gli utenti finali (cittadini, agricoltori, ecc.). Tutto ciò al fine di favorire la divulgazione delle informazioni, sviluppando una base di conoscenza solida e condivisa finalizzata alla gestione sostenibile del patrimonio idrico sotterraneo.

VIII - CARATTERIZZAZIONE GEOFISICA DEL SOTTOSUOLO

(L. Minarelli, G. Di Giulio, G. Tarabusi, M. Vassallo, C. Zei,
G. Milana, L. Martelli, A. Affatato, I. Dreossi, P. Taverna)

La caratterizzazione geofisica del sottosuolo nell'area del Foglio si è basata su numerosi dati di repertorio (ved. §III.3) che sono stati integrati in modo significativo con i risultati di numerose nuove misure realizzate *ad hoc* nel corso di diverse campagne di indagine (ved. §§III.4-5).

Le attività di caratterizzazione geofisica del territorio in esame hanno permesso in generale di approfondire le conoscenze del sottosuolo e consentito la realizzazione di due elaborati cartografici di sintesi alla scala 1:250.000 che rappresentano, rispettivamente, la distribuzione dei valori di v_{S30} (velocità media delle onde di taglio nei primi 30 m di sottosuolo) e i valori di frequenza di risonanza del terreno, f_0 . Tali prodotti sono di particolare utilità per i professionisti che si occupano della caratterizzazione sismo-stratigrafica del territorio oltre che ai fini della pianificazione urbanistica e della progettazione.

1. - CARTA DELLE v_{S30}

La mappa delle velocità delle onde di taglio dei primi 30 m di sottosuolo (v_{S30}) è un elaborato di sintesi di particolare interesse ingegneristico. La mappa consente, infatti, di avere dati di indirizzo per applicare le tabelle per la stima semplificata dell'amplificazione sismica secondo le procedure di microzonazione sismica di secondo livello previste dagli indirizzi regionali e, come previsto dalle Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC18), l'approccio semplificato basato sulle categorie di sottosuolo, per definire l'azione sismica di progetto. Va tuttavia ricordato che le stime dell'azione sismica basate su approcci semplificati, senza

considerare adeguatamente la profondità del *bedrock* sismico (ved. §VIII.2), in particolare in zone con forti spessori di sedimenti sciolti o poco addensati, possono risultare meno realistiche. In tali casi, per la stima dell'azione sismica sono sempre raccomandate specifiche analisi della risposta sismica locale.

L'elaborato cartografico è stato realizzato utilizzando dati geofisici di repertorio di diversa tipologia, la cui raccolta e catalogazione ha seguito percorsi distinti per quanto concerne il territorio ferrarese, che costituisce la parte centro-meridionale dell'area indagata, ed il territorio veneto e lombardo che formano invece la parte più settentrionale. La porzione di territorio ferrarese ha beneficiato di un numero elevato di dati geofisici, prodotti in seguito alla sequenza sismica del 2012, raccolti nell'ambito degli studi di microzonazione sismica e in larga parte contenuti nella banca dati geognostica della Regione Emilia-Romagna. Vista la grande abbondanza di dati provenienti da misure dirette di v_S , acquisite in foro mediante tecniche tipo *down-hole* (DH, SCPT, SDMT) e *cross-hole* (CH), per la redazione della mappa è stata utilizzata solo questa tipologia di dati, non considerando quelli derivanti da stime indirette.

Al contrario, per il territorio veneto e mantovano non esistono banche dati istituzionali da cui poter recuperare dati geofisici, anche in considerazione del fatto che, per queste aree, non sono disponibili, ad oggi, studi di microzonazione sismica. La raccolta dati è stata quindi effettuata presso i geologi liberi professionisti operanti sul territorio che hanno messo a disposizione i loro archivi, nel tentativo di colmare la mancanza di tali informazioni. A differenza del territorio ferrarese, la quasi totalità dei dati recuperati sono relativi a stime indirette della v_S , ottenute mediante analisi di onde di superficie (Rayleigh e Love) acquisite mediante prove di tipo *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW).

Nell'ambito di una convenzione tra il Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Ferrara e l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) sono inoltre stati realizzati 6 *array* bidimensionali con sensori velocimetrici ad alta risoluzione ed aperture non inferiori a 100 m, in modo da poter acquisire informazioni su profili di velocità e contrasti di impedenza anche a profondità maggiori di 30 m rispetto alla superficie topografica.

La mappa delle v_{S30} (Fig. 18) rappresenta la distribuzione dei valori di velocità media di propagazione delle onde di taglio nei primi 30 m di sottosuolo. I valori puntuali di v_{S30} sono stati discretizzati e riportati in mappa mediante scala cromatica, utilizzando 5 distinte classi con incrementi di 25 m/s. Con i toni del giallo sono rappresentate le classi che fanno riferimento a valori attribuibili alla categoria di sottosuolo D individuata dalle NTC18, mentre con il colore rosso, fucsia e viola sono classificati i valori riconducibili alla categoria di sottosuolo C delle NTC18.

Osservando la mappa è possibile notare come, nonostante una distribuzione non omogenea dei valori, sia possibile identificare aree caratterizzate da valori di v_{S30} tra loro congruenti. L'area occidentale del territorio ferrarese, a nord di Mirabello, è sostanzialmente rappresentata da terreni francamente appartenenti

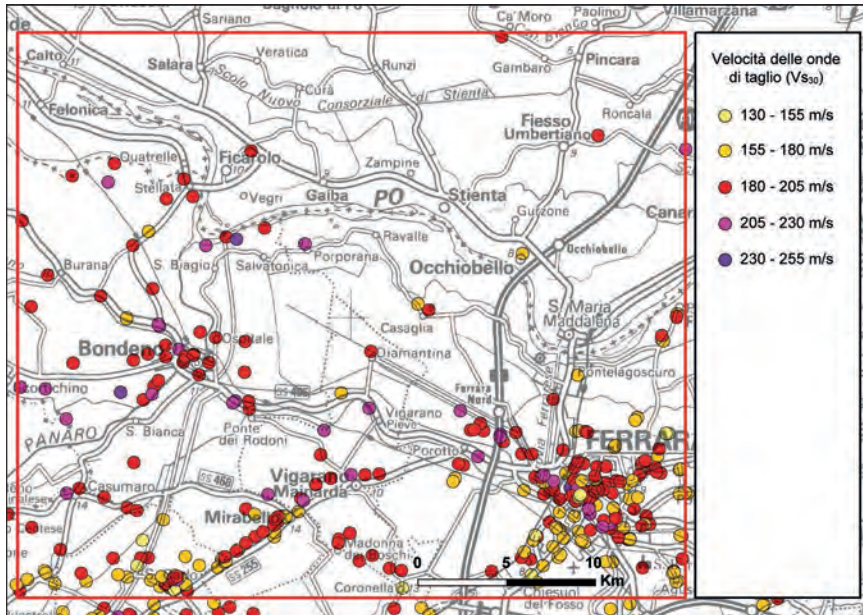


Fig. 18 - Mappa della distribuzione dei valori di velocità media di propagazione delle onde di taglio nei primi 30 m di sottosuolo (v_{S30}).

alla categoria di sottosuolo C, mentre ampie aree con terreni riconducibili alla categoria di sottosuolo D sono presenti a sud, ad est e a nord della città di Ferrara e nell'area del Comune di Terre del Reno. Le più scarse informazioni provenienti dalle indagini geofisiche dell'area veneta sembrano mostrare distribuzioni di terreni con valori di v_{S30} appartenenti alla categoria di sottosuolo C.

2. - FREQUENZE DI RISONANZA

Anche questa cartografia ha una rilevante importanza per la progettazione, sia per prevenire effetti di risonanza nell'interazione tra terreno e costruzioni in caso di sisma sia per la valutazione della profondità del substrato rigido (*bedrock* sismico). La carta delle frequenze di risonanza del terreno (Fig. 19) rappresenta i risultati di circa 300 misure di microtremore sismico. La maggior parte delle registrazioni sono state acquisite tra il 2022 e il 2024 *ad hoc* per la caratterizzazione geofisica del sottosuolo dell'area del Foglio, con strumentazione in dotazione all'INGV. Tali misure geofisiche sono state in larga parte eseguite con sistemi nodali a tre componenti composti da velocimetro geofonico a 4.5 Hz (GS-oneLF) e acquisitore digitale (GSB3 recorder) prodotti della Geospace

Technologies. Altre misure di calibrazione sono state eseguite con un diverso acquisitore (Reftek130) accoppiato a velocimetro a tre componenti da 5 secondi (modello Le3d5s, risposta piatta da 0,2 a 40 Hz), con elevate sensibilità e prestazioni anche alle basse frequenze. Il confronto tra misure realizzate con le diverse strumentazioni in alcuni siti di taratura ha evidenziato risultati molto simili sia in termini di rapporti spettrali HVSR (*Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio*) che in relazione alle frequenze fondamentali (f_0) nell'intervallo considerato (0,5-1,0 Hz).

Oltre ai nuovi dati acquisiti da INGV, per la realizzazione della mappa sono stati utilizzati i risultati di misure provenienti dagli studi di microzonazione sismica. Tra queste, non sono state incluse misure con rapporti spettrali HVSR di dubbia interpretazione, verosimilmente ottenuti mediante sensori non ad elevata sensibilità o da registrazioni di breve durata.

Tutti i dati utilizzati sono derivati da acquisizioni di microtremore di lunga durata, generalmente alcune ore di registrazione, in modo da garantire una buona rappresentatività statistica della curva HVSR ottenuta. In alcuni casi sono state previste acquisizioni diurne e notturne, che hanno portato a superare le 24 ore di registrazione. Le misure sono state realizzate e analizzate secondo le "Linee guida per le buone pratiche delle analisi delle onde di superficie. Un prodotto del progetto Interpacific" (2021) disponibili nel sito web del Centro

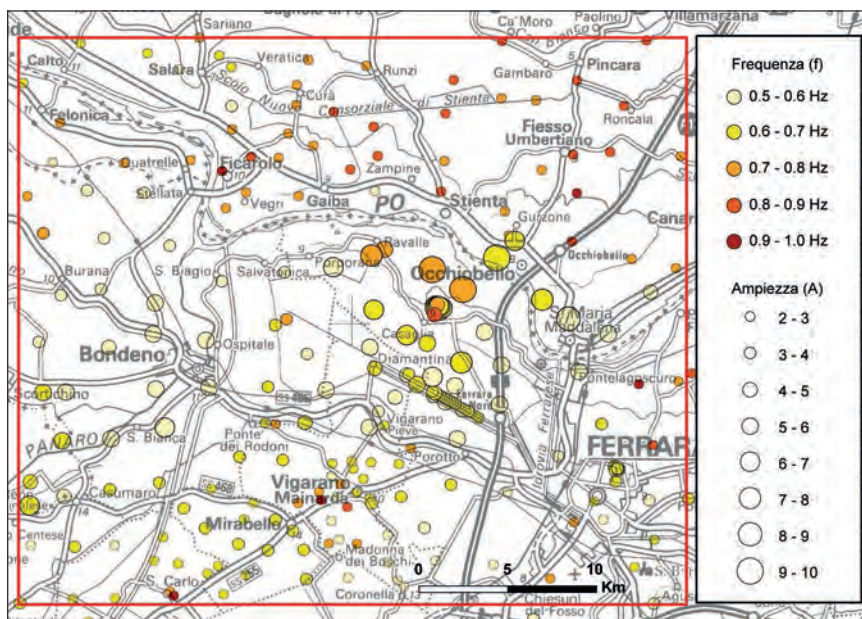


Fig. 19 - Mappa della distribuzione dei valori di frequenza di risonanza del terreno (f_0).

per la Microzonazione Sismica e le sue applicazioni del CNR (<https://www.centromicrozonazioneisismica.it/it/strumenti/>).

L'elaborazione delle registrazioni in termini di curve HVSR e stima della frequenza di risonanza (f_0) è avvenuta in maniera automatica utilizzando due *software open-source* che hanno restituito risultati molto simili. In primo luogo, i dati sono stati elaborati con il pacchetto Geopsy (WATHELET *et alii*, 2020), e successivamente con il pacchetto Python “hvsrpy” (VANTASSEL *et alii*, 2021), quest'ultimo *software* che consente anche un'elaborazione statistica del picco del rapporto spettrale. Successivamente per ognuna di queste elaborazioni è stato riconosciuto il picco rappresentativo di ampiezza maggiore di 2 nell'intervallo di frequenze di maggior interesse ingegneristico (0,5-1,0 Hz), considerando che nell'area non si registrano picchi significativi a frequenze superiori.

Il valore di frequenza rappresentativo di ogni misura è stato discretizzato e riportato in mappa utilizzando una scala cromatica suddivisa in 5 classi nell'intervallo 0,5-1,0 Hz, con passo 0,1 Hz, in grado di descrivere l'intero intervallo di frequenze considerato. La dimensione del simbolo grafico negli elaborati cartografici, invece, identifica l'entità dell'ampiezza massima del picco spettrale della curva HVSR rilevato per la classe di frequenza considerata. Simboli di piccole dimensioni indicano valori di ampiezza minori verosimilmente associati alla presenza di deboli contrasti di impedenza. Viceversa, simboli di grandi dimensioni indicano contrasti di impedenza nel sottosuolo molto più significativi.

Analizzando la mappa delle isofrequenze (Fig. 19) è possibile notare come valori di ampiezza maggiori di 6, correlati a contrasti di impedenza molto significativi, per frequenze generalmente comprese tra 0,6 e 0,8 Hz, sono stati rilevati nella zona nord-occidentale del Comune di Ferrara, compresa tra l'asse autostradale della A13 e le località di Casaglia, Ravalle e Porporana. Le conoscenze geologiche e geofisiche (PIERI & GROPPI, 1981; MANTOVANI *et alii*, 2019; MARTELLI, 2021; TARABUSI *et alii*, 2024) indicano, in quest'area, la presenza di un alto strutturale caratterizzato da una bassa profondità del substrato geologico e sismico. Tale substrato, che in aree di sinclinale si rinviene a varie centinaia di metri di profondità, in corrispondenza dell'alto strutturale di Casaglia si rinviene invece a profondità inferiori ai 150 m (ved. §VIII.3). Tali valori sono compatibili con le frequenze rilevate delle misure di microtremore sismico in quest'area (CASTELLARO *et alii*, 2005; PICOZZI & ALBARELLO, 2007; PAOLUCCI *et alii*, 2015; TARABUSI *et alii*, 2024).

La restante porzione del territorio ferrarese indagato appare invece generalmente caratterizzata da valori di frequenza minori, compresi tra 0,5 e 0,7 Hz, con associate ampiezze decisamente inferiori a quelle rilevate nell'area di Casaglia. Le conoscenze geologico-sismiche dell'area (MARTELLI, 2012; MINARELLI *et alii*, 2016; ved. §VIII.3) indicano che tali valori di frequenza sono possibilmente da correlare ad un modesto incremento di rigidità presente all'interno delle unità continentali che costituiscono la parte sommitale della successione stratigrafica del sottosuolo. In queste aree, il substrato sismico è

quindi da ricercare a frequenze inferiori e di conseguenza a profondità in genere maggiori di 200 m.

L'area più settentrionale del Foglio, costituita dal territorio delle provincie di Rovigo e Mantova, appare infine di norma caratterizzata da frequenze di risonanza più elevate. Ad eccezione dell'area rivierasca del Po, compresa tra Santa Maria Maddalena e Occhiobello, che mostra una risposta in frequenza ed ampiezza molto simile a quella dell'area di Casaglia, il restante territorio è contraddistinto da valori di frequenza compresi tra 0,7 e 1,0 Hz. A queste frequenze sono comunque associate ampiezze, e quindi contrasti di impedenza, decisamente modesti, che non possono certamente essere correlati al substrato sismico.

Queste semplici considerazioni, dedotte dalla distribuzione dei valori di frequenza e ampiezza ottenuti dall'analisi delle misure di microtremore processate tramite la tecnica HVSR, rappresentano, per la porzione del territorio rodigino e mantovano indagato, un elemento di novità, in quanto non risultano precedenti studi sull'andamento di questi parametri nell'area.

3. - DISTRIBUZIONE DELLE VELOCITÀ NELLE UNITÀ CONTINENTALI

La disponibilità di sondaggi profondi 150 m, sia pregressi (185070P501 a Casaglia) che di nuova realizzazione (Cava Diamantina, S05), opportunamente predisposti per indagini geofisiche in foro (con rivestimento interno in pvc cieco, cementato alle pareti del foro), ha offerto la possibilità di caratterizzare le unità stratigrafiche attraversate anche in termini di velocità di propagazione delle onde sismiche, sia di compressione (v_p) che di taglio (v_s). Queste conoscenze hanno anche importanti ricadute applicative, per la pianificazione urbanistica e la progettazione di opere, in quanto consentono di elaborare modelli sismo-stratigrafici più realistici e quindi la possibilità di una stima più accurata dell'azione sismica, grazie ad analisi di risposta sismica locale che tengano effettivamente conto delle caratteristiche del sottosuolo per le profondità solitamente d'interesse ingegneristico.

Nel 1995, su incarico della Regione, fu perforato un sondaggio a carotaggio continuo nell'ex scuola elementare di Casaglia (185070P501) allo scopo di indagare la successione continentale e i principali acquiferi. Il sondaggio fu interrotto alla profondità di 132,5 m, dopo avere attraversato 2 m di substrato, qui costituito da marne del Miocene superiore. Successivamente, vari Autori hanno effettuato indagini geofisiche in foro (non fino a fondo pozzo) e indirette nelle aree limitrofe, che hanno permesso di ricostruire profili di v_s fino al substrato (MARGHERITI *et alii*, 2000; COCCO *et alii*, 2001; PICOZZI & ALBARELLO, 2007; DI GIULIO *et alii*, 2024a). Nel 2011, nell'ambito di uno studio coordinato dall'Autorità di bacino del Fiume Po per la valutazione della stabilità in condizioni sismiche dell'argine maestro in destra Po, alla distanza di circa 200 m dall'ex scuola elementare, nell'area antistante il cimitero, furono perforati, e predisposti per indagini in foro, 2 nuovi sondaggi profondi 150 m. Nonostante il minore

dettaglio stratigrafico dovuto alla perforazione a distruzione, fu comunque rilevato il tetto del substrato alla profondità di 131 m. Il profilo di v_S derivato dall'indagine in foro, realizzata in modalità *cross-hole*, è stato pubblicato in LAURENZANO & PRIOLO (2013) e in MARTELLI *et alii* (2014).

In uno dei 2 sondaggi antistanti il cimitero, un'indagine in foro dalla superficie a fondo pozzo, con modalità *down-hole* (DH), è stata ripetuta nel gennaio 2025. I risultati della prova DH, confrontati con il *log* stratigrafico del sondaggio (Fig. 20), mostrano che nei primi 12 m dal piano campagna, costituiti da prevalenti argille e limi con intercalazioni di sabbie limose, attribuito all'unità AES₈, la v_S è sempre minore di 200 m/s (dell'ordine di 150÷180 m/s) mentre nei corpi sabbiosi grossolani presenti tra 15 e 37 m, parte alta dell'unità AES₇, la v_S aumenta fino a superare i 350 m/s. Tra 37 e 42 m, la v_S si mantiene circa costante per poi aumentare moderatamente, ma rimanendo comunque inferiore a 400 m/s, al passaggio con gli orizzonti grossolani riferibili alle unità AES₆ e AES₅. Oltre i 65 m, nella parte inferiore di AES₅, la v_S aumenta ancora di poco e dalla profondità di 70 m, in AES₄ e AEI si mantiene intorno a 400 m/s fino a 90 m. A profondità maggiori di 90 m, nella parte inferiore di AEI e nei depositi del Pleistocene inferiore, la v_S è costantemente maggiore di 400 m/s per poi aumentare repentinamente in corrispondenza del tetto delle marne mioceniche (131 m) e superare i 700 m/s fino a fondo pozzo. La v_P risulta inferiore a 1500 m/s fino alla profondità di 27÷28 m per poi superare i 1500 m/s nei corpi sabbiosi sommitali dell'unità AES₇, e mantenersi tra 1500 e 1800 m/s fino al tetto del substrato, con aumenti di piccola entità nella parte inferiore di AES (unità AES₅ e AES₄) e in corrispondenza del tetto di AEI. Nelle sottostanti marne mioceniche la v_P , misurata per circa 17 m, è sempre maggiore di 2100 m/s.

I grafici HVSr delle misure di rumore ambientale disponibili per il sito di Casaglia (ved. §VIII.2; CASTELLARO *et alii*, 2005; PICOZZI & ALBARELLO, 2007; PAOLUCCI *et alii*, 2015; DI GIULIO *et alii*, 2024a; TARABUSI *et alii*, 2024) indicano tutti un unico picco, molto pronunciato (ampiezza del rapporto spettrale H/V sempre maggiore di 4), nell'intervallo di frequenze tra 0,7 e 0,9 Hz. Considerate le v_S misurate, l'orizzonte risonante responsabile di tale picco H/V può essere ritenuto il tetto del substrato il quale, mostrando un comportamento nettamente più rigido della successione soprastante, può essere considerato il *bedrock* sismico locale.

Durante la realizzazione del Foglio, allo scopo di indagare e caratterizzare meglio le parti meno superficiali della successione continentale, è stato programmato un ulteriore sondaggio profondo 150 m, in un settore dove era atteso un maggiore sviluppo delle unità continentali (sul fianco dell'alto strutturale). Per una più completa caratterizzazione, è stata programmata anche l'esecuzione di un'indagine geofisica in foro (DH). Questo nuovo sondaggio è stato realizzato nell'area di pertinenza della cava di proprietà della società Padana Escavazione Inerti srl nei pressi di Diamantina.

La prova DH nella cava Diamantina (Fig. 20) ha rilevato valori di v_P e v_S della successione continentale analoghi a quelli misurati a Casaglia. Nella

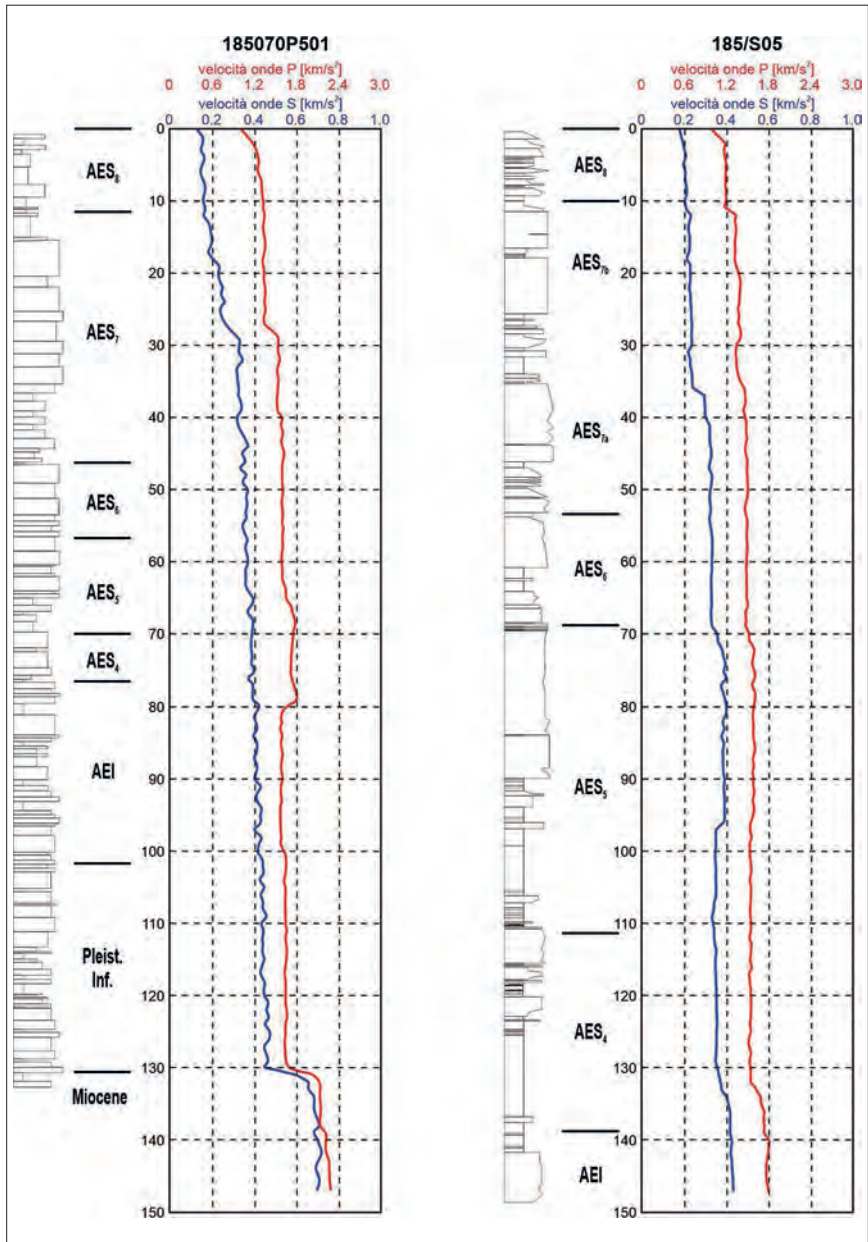


Fig. 20 - Velocità delle onde sismiche di taglio (curve rosse) e di compressione (curve blu) misurate mediante DH nei pozzi di Casaglia (185070P501) e Diamantina (S05).

parte più superficiale della successione, riferibile all'unità AES₈, qui costituita da prevalenti sabbie fini e limi con intercalazioni di argille fino alla profondità di circa 10÷11 m, i valori di v_S sono intorno a 200 m/s. La v_S aumenta, fino a 250 m/s, nei primi orizzonti più grossolani (sabbie medie) che caratterizzano la successione tra 12 e 26 m, attribuiti alla parte alta dell'unità AES₇ (AES_{7b}), per poi aumentare ulteriormente, superando i 300 m/s, negli orizzonti sabbiosi tra 35 e 70 m, nella parte inferiore dell'unità AES₇ (AES_{7a}) e nell'unità AES₆. La v_S raggiunge i 400 m/s negli orizzonti di sabbie presenti tra 70 e 90 m, attribuiti alla parte alta dell'unità AES₅, per poi ridiminuire a 350 m/s nei sottostanti depositi fini (prevalenti limi e argille con intercalazioni di orizzonti di sabbie fini), attribuiti alla parte inferiore dell'unità AES₅ e all'unità AES₄, che caratterizzano la successione dalla profondità di 95 m fino a 135 m. Alla profondità di 134÷135 m, al passaggio all'unità AEI, si osserva un rapido aumento di v_S , che supera i 400 m/s nel corpo sabbioso che caratterizza la parte sommitale di AEI e in cui termina il sondaggio.

Anche il profilo di v_P mostra incrementi di valori in corrispondenza del tetto dei primi orizzonti sabbiosi, alla profondità di 10-11 m, al passaggio dall'unità AES₈ all'unità AES₇, per poi aumentare ulteriormente, raggiungendo e superando i 1500 m/s, in corrispondenza del tetto degli orizzonti sabbiosi alla profondità di 35 m. Un ulteriore aumento si registra nei corpi sabbiosi presenti tra 70 e 95 m, al passaggio dall'unità AES₆ all'unità AES₅. Dalla profondità di 95 m, nei depositi fini attribuiti alla parte inferiore dell'unità AES₅ e all'unità AES₄, la v_P mostra un lieve decremento, pur rimanendo sempre maggiore di 1500 m/s. Infine, un rapido aumento si registra tra 132 e 140 m, al passaggio dall'unità AES₄ al corpo sabbioso sommitale di AEI, in cui la v_P è 1800 m/s.

I grafici HVSR delle misure di rumore ambientale effettuate nel sito della cava mostrano picchi dei rapporti spettrali H/V nell'intervallo di frequenza compreso tra 0,5 e 0,6 Hz, con ampiezza compresa tra 2 e 3, significativamente minore rispetto a quanto osservato a Casaglia (ved. §VIII.2 e Fig. 19). Considerati i valori di v_S misurati e i risultati delle misure di rumore ambientale, nel sito della cava Diamantina l'orizzonte responsabile del picco rilevato potrebbe essere il limite tra AES e AEI, individuato alla profondità di 135÷140 m o un'altra discontinuità poco più profonda; in ogni caso, si può ritenere che nell'area della cava il *bedrock* sismico sia senz'altro a maggiore profondità, in accordo con quanto concluso nel paragrafo precedente.

Sempre nell'ambito delle attività svolte per il Foglio, è stata realizzata una linea sismica a riflessione, in onde P, a ovest del polo industriale di Ferrara. L'indagine è stata effettuata dall'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale (OGS) di Trieste nel 2022 su incarico della Regione Emilia-Romagna.

Lo stendimento, di 835 m con spaziatura dei geofoni di 5 m, ha permesso di indagare il sottosuolo fino alla profondità di circa 350-400 m (Fig. 21) e correlare i principali orizzonti di riflessione con superfici di discontinuità stratigrafica. In particolare, sono stati identificati il tetto del substrato (caratterizzato da $v_P \geq$

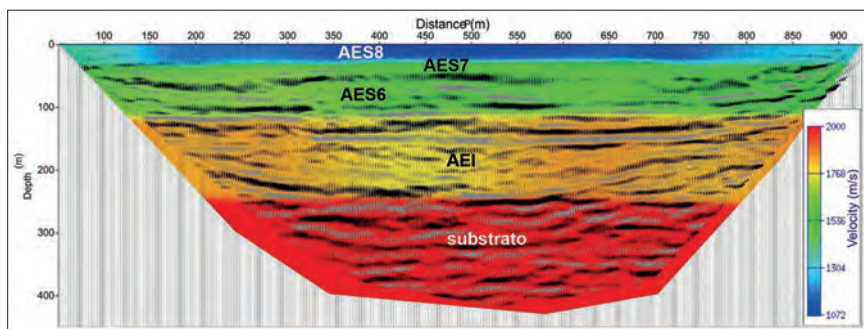


Fig. 21 - Profilo sismico a riflessione realizzato a ovest del polo industriale di Ferrara espresso in profondità con sovrapposto il campo di velocità tomografico degli eventi riflessi.

2000 m/s) alla profondità di circa 250 m e altri orizzonti riflettori ben correlabili con le superfici di discontinuità che delimitano le principali unità stratigrafiche e i corpi più grossolani della successione continentale.

Per completare il quadro delle conoscenze sulla caratterizzazione geofisica delle unità stratigrafiche del Foglio, vanno infine citati l'indagine DH profonda fino a 260 m (MINARELLI *et alii*, 2016) e le misure di rumore ambientale in modalità array associate ad una linea sismica a riflessione (DI GIULIO *et alii*, 2024b) effettuate tra i centri abitati di San Carlo e Mirabello (Comune di Terre del Reno) e i risultati delle indagini geofisiche profonde realizzate dal CNR-IGAG per lo studio di microzonazione sismica del Comune di Terre del Reno (studio disponibile in <https://geo.regione.emilia-romagna.it/schede/pnsrs/>). Queste indagini hanno evidenziato una buona correlazione tra le discontinuità di v_s e le principali superfici di discontinuità stratigrafica lungo il transetto tra Sant'Agostino e Mirabello, nel settore sud-ovest del Foglio, indicando il tetto del *bedrock* sismico (inteso come discontinuità al di sotto della quale $v_s \geq 800$ m/s) ad una profondità variabile tra 270 m e 300 m, ovvero tra la base della successione continentale e la parte alta della successione marina del Pleistocene Inferiore.

Ulteriori indicazioni sulla profondità del tetto del primo substrato rigido, inteso come superficie al di sotto della quale le unità stratigrafiche hanno comportamento più rigido di quelle sovrastanti, nel territorio ferrarese, sono disponibili nella cartografia di sintesi propedeutica per analisi della pericolosità sismica locale prodotta per il Piano Territoriale di Area Vasta della Provincia di Ferrara (CARLONI & MARTELLI, 2025), derivata dagli studi di microzonazione sismica e dallo studio a scala sovra-regionale di MASCANDOLA *et alii* (2019).

IX - LA SISMICITÀ STORICA

(G. Tarabusi, C. Ciuccarelli)

La porzione di territorio in esame è stata storicamente interessata dagli effetti, anche di danno, dei terremoti che hanno origine dal complesso sistema di strutture sepolte dell'Arco di Ferrara, una parte delle quali attraversa anche il sottosuolo dell'area del Foglio. I cataloghi riportano, inoltre, effetti in genere minori (dalla semplice percezione dello scuotimento, ai danni lievi), di numerosi altri terremoti verificatisi a maggiore distanza e in contesti geodinamici differenti.

In Fig. 22 sono riportate le localizzazioni dei terremoti che ricadono nell'area del Foglio o nelle sue immediate vicinanze e che, a partire dall'anno 1000, hanno causato effetti di danno. Nella stessa figura sono mappati i massimi effetti macrosismici noti nelle singole località. Come si può notare, un certo numero di localizzazioni si trova in corrispondenza della città di Ferrara e di Finale Emilia. In molti casi si tratta evidentemente di terremoti di alcuni secoli fa, per cui sono noti solo gli effetti in tali centri maggiori, per i quali non è stato possibile determinare un reale epicentro.

La distribuzione dei massimi effetti nelle località evidenzia invece come, eccetto il grado VIII di Ferrara (per il terremoto del 1570), l'area in esame sia stata storicamente interessata da effetti al massimo del grado VII della scala Mercalli Cancani Sieberg (MCS; SIEBERG, 1932). Si tratta in genere di danni moderati, ma diffusi, su edifici ben costruiti, con alcuni crolli di edifici mal costruiti.

I cataloghi, riferendosi a testi scritti che ne documentano gli effetti, riportano una lunga serie di oltre 100 terremoti accaduti, o comunque avvertiti, a Ferrara e nel suo territorio, a partire dal XII secolo. La maggior parte di questi non ha causato effetti particolarmente rilevanti, ma nel Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (ROVIDA *et alii*, 2022) sono riportati ben 24 terremoti con

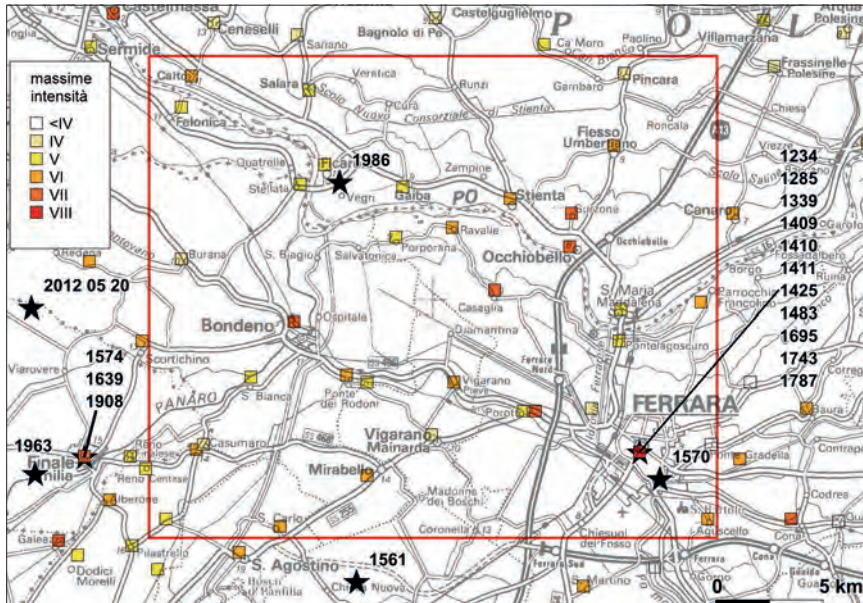


Fig. 22 - Mappa dell'area del Foglio (rettangolo rosso) su cui sono riportati: a) gli epicentri macrosismici (stelle) dei terremoti che hanno causato effetti di danno; b) i massimi effetti nelle singole località (quadrati colorati). I dati, a partire dall'anno 1000, sono tratti dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (ROVDA et alii, 2022) e dal Database Macrosismico Italiano (LOCATI et alii, 2022), versioni 4.0.

effetti di danno (intensità superiore al V grado della scala MCS). Nella più recente versione del Catalogo dei Forti Terremoti (GUIDOBONI *et alii*, 2018, 2019) sono presenti le descrizioni dettagliate degli effetti di molti di questi eventi, ricavate dalle fonti storiche. Le tipologie di danno più ricorrenti sono di media (cadute di cornicioni, cedimenti di solai, lesioni e qualche crollo di muri) o leggera entità (cadute di comignoli, crepe).

Diverso, e unico per l'area in esame, è il caso della lunghissima sequenza sismica iniziata nel novembre del 1570, che colpì gravemente l'edificato urbano di Ferrara ed ebbe un notevole impatto politico e sociale sulla città. Nove anni prima una sequenza sismica con la scossa più forte avvenuta il 24 novembre 1561 (ore 1:25 GMT) aveva colpito Ferrara, causando il crollo di qualche muro, la caduta di camini, merli e danni in un appartamento del palazzo Ducale, e Belriguardo, con lesioni alla residenza estense denominata "Delizia". Per questi due palazzi è documentata una riparazione frettolosa e non a regola d'arte, ma l'evento, oltre a determinare molto spavento, richiamò l'attenzione dei contemporanei sulla resistenza degli edifici: nessun provvedimento fu adottato per quelli esistenti, ma in città si cominciò ad apporre elementi metallici in fase di costruzione nelle case, per renderle più stabili.

1. - LA SEQUENZA SISMICA DEL 1570-1574

Le fonti storiche ricordano concordemente, che dopo quindici giorni di inquietanti e ripetute detonazioni, inspiegabili per i ferraresi dell'epoca, nelle prime ore del 17 novembre 1570 cominciò una serie di scosse, di cui quattro fortissime. La prima avvenuta alle ore 01:40 GMT ca. (9:30 italiane) causò il crollo di 5-600 elementi architettonici tra sommitali e aggettanti (merli, comignoli e terrazzini), che in molti casi sfondarono i tetti degli edifici, e il crollo di qualche casupola che era in cattive condizioni. Fra le numerose repliche susseguites nella nottata e nella mattinata successiva, due particolarmente forti causarono ulteriori leggeri danni e contribuirono a indebolire ulteriormente l'edificato: quella delle 12:10 GMT (20 italiane), causò leggere lesioni e sconessioni nelle murature degli edifici; quella delle ore 16:10 GMT ca. (24 italiane), fece crollare qualche altra casupola in cattive condizioni sotto le cui macerie morirono alcune persone, e causò lesioni, anche gravi, in moltissimi muri portanti e tramezzi di edifici monumentali e case, oltre alla caduta di altri comignoli e cornicioni. Nonostante le notevoli estensioni delle aree di risentimento, per queste prime tre scosse sono attestati danni solo a Ferrara. La scossa principale avvenne alle 19:10 GMT ca. (3 italiane), causò gli effetti più gravi colpendo edifici già notevolmente lesionati e instabili. Fu danneggiata soprattutto la parte medievale della città, dove alcuni edifici crollarono totalmente e quasi tutti gli altri subirono caduta di muri e tetti, lesioni e sconessioni di pareti, rendendo inagibili gran parte degli edifici pubblici e delle abitazioni private. I danni maggiori riguardarono le strutture sviluppate in altezza (chiese, campanili, palazzi con soffitti a volta) e quelle poste all'estremità delle vie, che non erano sostenute lateralmente da altre costruzioni. Fu profondamente colpito l'edificato monumentale, con danni molto gravi attestati a trenta chiese, tra cui la cattedrale di S. Giorgio, nove palazzi, tra cui il Castello Estense, e quasi tutti i campanili, alcuni dei quali crollarono parzialmente. Fu anche notevolmente colpita l'edilizia privata, con circa il 40% delle abitazioni danneggiate. Benché per l'area esterna alla città le informazioni fornite dalle fonti siano in generale più scarse e più generiche, gli effetti di danno causati da questa scossa sono attestati, spesso limitatamente agli edifici religiosi, per una trentina di località comprese in un raggio di circa 15-20 km. Il risentimento fu esteso a una vasta area delimitata da Milano, Padova e Venezia a nord e Pesaro a sud.

A queste prime fortissime scosse ne seguirono numerosissime di intensità progressivamente meno forte, che in alcuni casi causarono danni più gravi nel Ferrarese che in città. Tra quelle più rilevanti ricordate dalle fonti, ci sono le circa trenta scosse avvenute nella notte tra il 24 e il 25 novembre, che causarono crolli in una chiesa a 3 km dalla città e di una villa a Ficarolo. Gravi danni ancora a Ficarolo e in località Boschetto degli Ammorbatì (presso Porotto Cassana) ci furono per le oltre cinquanta scosse della notte tra il primo e il 2 dicembre 1570, che in città fecero cadere alcuni merli della cinta muraria. A Belriguardo ci furono consistenti danni per le scosse avvenute nella prime ore del 6 dicembre,

che a Ferrara fecero cadere alcuni camini, e per la scossa del 9 dicembre (ore 11:00 GMT), in città avvertita leggermente. Alcuni crolli e lesioni agli edifici si ebbero in città per la scossa del 14 dicembre (22:10 GMT), che a San Pietro in Casale causò diversi danni. Le scosse continuarono a essere percepite, a volte anche fortemente e con qualche lieve danno, per i successivi quattro anni. Una delle repliche più forti avvenne il 18 marzo 1574 (ore 4:30 GMT) e fece cadere una casa a Finale Emilia.

Le fonti storiche, oltre a quelli sull'edificato, riportano anche alcuni rilevanti effetti sull'ambiente naturale (GUIDOBONI *et alii*, 2018, 2019): effetti di liquefazione dei terreni si verificarono nell'area urbana di Ferrara e nelle immediate vicinanze, descritti come aperture di fessure con fuoriuscita di "schiuma nera" o di sabbie "bollenti"; presso Stellata le acque del Po subirono un temporaneo arresto del flusso, seguito da un innalzamento e un rapido abbassamento del livello che causò danni ai mulini. Evidenze di fenomeni di liquefazione associati alla sequenza del 1570 sono state riconosciute anche in una trincea effettuata a San Carlo (CAPUTO *et alii*, 2012, 2016).

2. - LA SEQUENZA SISMICA DEL 2012

Nel 2012 i due forti terremoti del 20 e 29 maggio e la loro sequenza di cosiddette repliche hanno interessato un'estesa porzione della Pianura Padana centrale. La sequenza sismica fu originata dall'attivazione di due segmenti ciechi dell'Arco Ferrarese, lunghi circa 20 km ciascuno, entrambi caratterizzati da cinematica puramente compressiva.

Alle 4:03 locali (2:03 UTC) del 20 maggio 2012 un terremoto di magnitudo $M_L = 5,9$ e $M_w = 6,1$ (PONDRELLI *et alii*, 2012), con epicentro localizzato dalla Rete Sismica Nazionale INGV a nord dell'abitato di Finale Emilia, al confine con il Comune di Mirandola, interessò un'ampia area con i maggiori effetti concentrati nelle province di Modena, Ferrara, Mantova, Bologna e Rovigo. Con tale scossa, anticipata poche ore prima da un primo evento di $M_L = 4,1$, ebbe inizio una lunga sequenza sismica, che diede luogo ad altre 7 scosse di $M_L > 5$, la più forte delle quali fu quella del 29 maggio, alle 7:00 UTC, di $M_L = 5,8$ e $M_w = 5,9$ (PONDRELLI *et alii*, 2012), nei primi 10 giorni, 14 scosse di $M_L > 5$ nei successivi 15 giorni e diverse centinaia di repliche di magnitudo inferiore.

I rilievi macrosismici eseguiti a partire dai primissimi giorni dopo l'inizio della sequenza produssero due distinti studi, uno che considera gli effetti della sola scossa del 20 e uno cumulativo degli effetti dell'intera sequenza (GALLI *et alii*, 2012; TERTULLIANI *et alii*, 2012).

I danni più rilevanti si concentrarono nei centri storici e sugli edifici monumentali. La maggior parte dei crolli, totali o quasi totali, interessarono fabbricati produttivi (capannoni industriali e artigianali), edifici monumentali e case coloniche, specie quelli in cattivo stato di manutenzione. L'edilizia residenziale, in particolare quella relativamente recente, ebbe invece un

danneggiamento in genere valutato da leggero a moderato. Come conseguenza, in molti siti gli edifici distrutti si inserivano in uno scenario di leggero danneggiamento. Per tali ragioni le stime finali portarono a valori di intensità moderati con intensità massima pari al grado VII-VIII, sia utilizzando la scala MCS (GALLI *et alii*, 2012), che utilizzando, come TERTULLIANI *et alii* (2012), la più recente EMS98 (GRÜNTAL, 1998).

Tenendo presenti queste criticità, fu successivamente realizzato uno studio specifico (GRAZIANI *et alii*, 2015) basato sull'analisi macrosismica degli effetti della sequenza limitata ai centri storici e quindi solo agli edifici monumentali (di cui in genere le fonti storiche trattano più diffusamente). Tale studio, di fatto condotto con un approccio storico del terremoto del 2012 come se fosse accaduto nel passato, ha permesso l'elaborazione di una mappa degli effetti della sequenza limitata ai centri storici (Fig. 23), con intensità massima pari al grado IX della scala MCS. La Fig. 23 mostra come l'area del Foglio sia collocata al margine nord-orientale dell'area dei maggiori effetti. In tale direzione il rilievo macrosismico si è purtroppo fermato alle sole località di Bondeno e Mirabello, a cui sono stati attribuiti effetti rispettivamente di grado VI e VII della scala MCS. Questo nonostante la sequenza del 2012, ed in particolare la scossa del 20

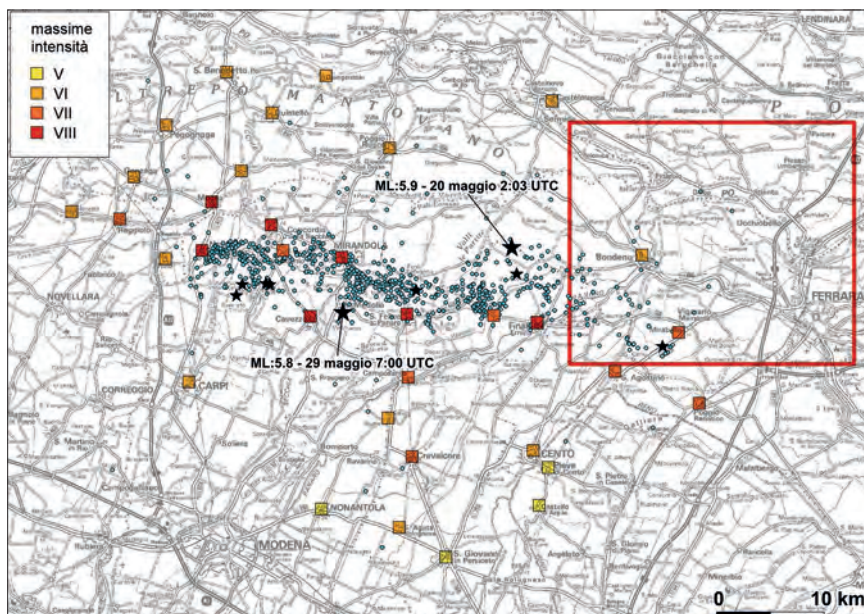


Fig. 23 - Mappa della distribuzione delle intensità cumulative dell'intera sequenza del 2012, attribuite alle singole località tenendo conto solamente degli effetti sui centri storici (dati da GRAZIANI *et alii*, 2015). Il rettangolo rosso rappresenta l'area del Foglio; le stelle nere gli epicentri delle scosse con M_L maggiore di 5 e con cerchi azzurri gli epicentri con M_L maggiore di 2,5.

maggio, abbia provocato un danneggiamento diffuso in almeno tutta la porzione occidentale della provincia di Ferrara e anche nel centro storico del capoluogo. A Ferrara, infatti, si verificarono diffuse lesioni a carico di numerosi edifici pubblici e privati, che in diversi casi portarono all'inagibilità, con diverse decine di milioni di euro di danni calcolati per il solo patrimonio storico e artistico.

A seguito della scossa del 20 maggio, diffusi effetti di liquefazione dei terreni interessarono un'estesa porzione del Foglio, in particolare della zona sud-occidentale, con effetti maggiori nel territorio dell'attuale comune di Terre del Reno, in corrispondenza degli abitati di San Carlo e Mirabello (CAPUTO & PAPATHANASSIOU, 2012; PAPATHANASSIOU *et alii*, 2012; RER, 2012; EMERGEO WORKING GROUP, 2013). Tali effetti locali, che si manifestarono in modo particolare in corrispondenza dei depositi sabbiosi sepolti del paleo-alveo del Reno e che certamente contribuirono ad aggravare il quadro del danneggiamento complessivo, appaiono del tutto simili a quanto riportato dalle cronache che descrivono gli effetti sui terreni avvenuti nel corso della sequenza sismica del 1570 (CAPUTO *et alii*, 2012, 2016).

X - IL FENOMENO DELLA SUBSIDENZA

(A. Pellegrinelli)

La subsidenza è la misura dell'abbassamento della superficie terrestre legato sia a cause naturali, quali la compattazione dei sedimenti e processi diagenetici, che antropiche, quali il prelievo di fluidi dal sottosuolo, in particolar modo lo sfruttamento delle risorse idriche sotterranee. Tutto il territorio della Pianura Padana è soggetto alla subsidenza, con valori numerici variabili in modo significativo sia spazialmente, sia temporalmente, e il fenomeno viene studiato da diversi decenni. Fra i primi c'è il lavoro di CALOI (1967) che, sulla base di ricerche condotte dal 1956 per un decennio, arrivò a consigliare "...l'immediata chiusura delle migliaia di pozzi di estrazione di acque metanifere, ai quali doveva attribuirsi la quasi totalità delle enormi flessioni del terreno, osservate nel Delta". Da allora decine di studi che si sono susseguiti (CAPUTO *et alii*, 1970; BONDESAN *et alii*, 1997; BITELLI *et alii*, 2014) hanno confermato la netta prevalenza della componente antropica rispetto alle cause naturali della subsidenza (non solo sfruttamento delle acque metanifere, ma anche l'emungimento delle acque di falda in misura superiore alla possibilità di ricarica delle stesse).

In Pianura Padana i valori più significativi di abbassamento del terreno si sono avuti nel periodo 1950-70 nel Polesine con punte anche di 10 cm/anno. Valori importanti di 3-5 cm/anno si sono registrati nelle aree urbane di Venezia, Ravenna e Bologna e più in generale lungo tutta la fascia costiera (BONDESAN *et alii*, 1997). Dopo il 1970-80, con l'interruzione/regolamentazione dei prelievi di acque metanifere e dalle falde confinate, il fenomeno si è gradualmente attenuato, rimanendo comunque importante soprattutto nella zona a nord-ovest di Bologna e nella fascia costiera. Per l'area del Foglio, i valori della subsidenza si possono dedurre dai lavori che hanno confrontato le quote lungo linee di livellazione geometrica di precisione ripetute nel tempo e, a partire dall'anno

2000, dagli studi basati sull'interferometria satellitare SAR. BONDESAN *et alii* (1997), ad esempio, hanno confrontato i valori delle quote delle livellazioni IGM ripetute nel periodo 1950-1990, ottenendo valori massimi di abbassamento del suolo di circa 1 cm/anno, concentrati soprattutto attorno all'area urbana della città di Ferrara. Altre livellazioni importanti sono state realizzate dall'Agenzia Regionale Prevenzione e Ambiente (ARPA) dell'Emilia-Romagna (attuale ARPAE) a partire dal 1999 su linee di livellazione precedenti rilevate di vari Enti (BITELLI *et alii*, 1997). Le linee di livellazione che attraversano l'area del Foglio sono rappresentate in Fig. 24. Le prime analisi sono deducibili dai rapporti di subsidenza disponibili *on line* (ARPAE - REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 2002). In particolare, dall'analisi delle linee che interessano l'area in oggetto e per il periodo 1992-2000, si ricava una velocità di abbassamento del suolo di circa 5 mm/anno (BONSIGNORE *et alii*, 2002).

A partire dai primi anni 2000 la tecnica di monitoraggio satellitare basata sull'interferometria differenziale SAR (DInSAR, *Differential Interferometry Synthetic Aperture Radar*) è diventata sempre più utilizzabile, affidabile e

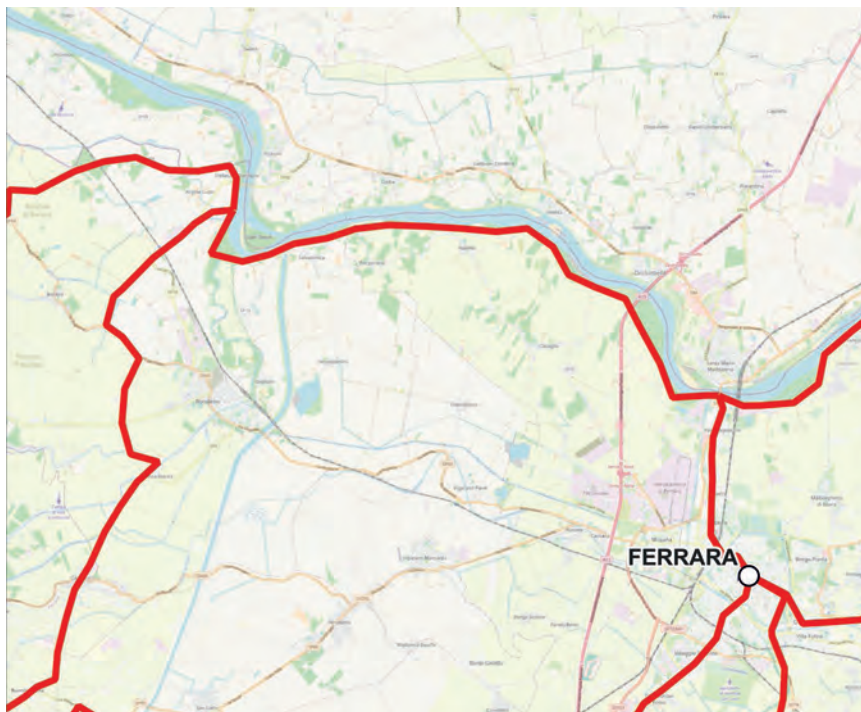


Fig. 24 - Linee di livellazione geometrica appartenenti alla Rete di controllo della subsidenza della Regione Emilia-Romagna (linee rosse).

soprattutto meno costosa a confronto con la ripetizione di migliaia di km di linee di livellazione di alta precisione. Inoltre, a differenza della livellazione che permette di ricavare una variazione di quota molto precisa, ma valida esclusivamente per il caposaldo rilevato, la tecnica DinSAR, soprattutto nelle più recenti versioni multi-interferometriche PSInSAR e SqueeSAR (FERRETTI *et alii*, 2001, 2011), permette la definizione in ogni immagine radar dei *Permanent Scatterers* (PS, riflettori permanenti): elementi al suolo che conservano la stessa risposta elettromagnetica in tutte le immagini radar nel tempo. La variazione della posizione relativa satellite-PS (lungo la LOS, *Line of Sight*, congiungente sensore-bersaglio) permette di monitorare le deformazioni del suolo con una densità anche di centinaia di PS/km² (soprattutto in corrispondenza di aree urbanizzate). Sulla base della distribuzione dei PS è possibile ricavare delle mappe di velocità di abbassamento del suolo. Questa analisi è stata fatta per la prima volta dalla Regione Emilia-Romagna utilizzando immagini radar che hanno coperto il periodo 2002-2005 (ARPAE - REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 2006). In tale periodo i dati mostrano valori di subsidenza fino a -5 mm/anno con un picco massimo di -7,5 mm/anno attorno a Ferrara.

Dopo queste prime esperienze, la RER ha deciso di continuare il monitoraggio della subsidenza anche per i periodi successivi sempre basandosi sulla interferometria satellitare PSInSAR. Nel sito di ARPAE - REGIONE EMILIA-ROMAGNA (2019-2021) è possibile consultare le mappe di velocità di abbassamento del suolo per i periodi 2006-2011, 2011-2016 e 2016-2021. La Fig. 25 riporta, per l'area del Foglio appartenente all'Emilia-Romagna, i dati dell'ultimo periodo 2016-2021. Si osserva che anche nell'ultimo periodo la subsidenza si mantiene sostanzialmente costante, con valori che variano da 0 a -5,0 mm/anno. Anche l'area urbana di Ferrara sembra allinearsi con i valori di subsidenza del resto del territorio del Foglio.

Relativamente al settore settentrionale del Foglio, è possibile avere analoghe informazioni collegandosi al sito di ARPA-REGIONE VENETO (2023). Da tale geoportale è possibile consultare e scaricare i dati di velocità direttamente dei PS a partire dal 2015 fino all'ultima acquisizione disponibile. Sono presenti i dati sia in geometria ascendente (orbita da sud verso nord) che discendente (da nord verso sud). In Fig. 25, sono anche rappresentati i PS da entrambe le geometrie ascendente e discendente, per il periodo 2015-2023. Ogni punto rappresenta la velocità media (in mm/anno) lungo la LOS. Come è possibile osservare, la quasi totalità dei PS ha una velocità che appartiene all'intervallo $-2,0 \div +2,0$ mm/anno, (colore verde, secondo la classificazione della Regione Veneto) quindi con una velocità di deformazione bassa, ovvero nell'intervallo di sensibilità della tecnica interferometrica definito sulla base della deviazione standard dei dati utilizzati (ARPA-REGIONE VENETO, 2023). Le analisi della Regione Veneto coprono in buona parte anche il territorio della Regione Lombardia presente nel Foglio.

Anche la Regione Lombardia offre un collegamento WMS che riporta la subsidenza tramite tecnica interferometrica di immagini satellitari. In una prima fase (1992-2008) sono state elaborate immagini dai satelliti ERS1/ERS2 e

ENVISAT su tutto il territorio nazionale. I prodotti sono stati successivamente aggiornati nel 2010-2011 dalla Regione Lombardia con dati SAR del satellite ENVISAT) mentre nel periodo 2013-2015 anche mediante l'elaborazione di 100 frame (40 x 40 km) di immagini del satellite COSMO SkyMed. I dati disponibili coincidono sostanzialmente con quelli prodotti dalla Regione Veneto e riportati in Fig. 25.

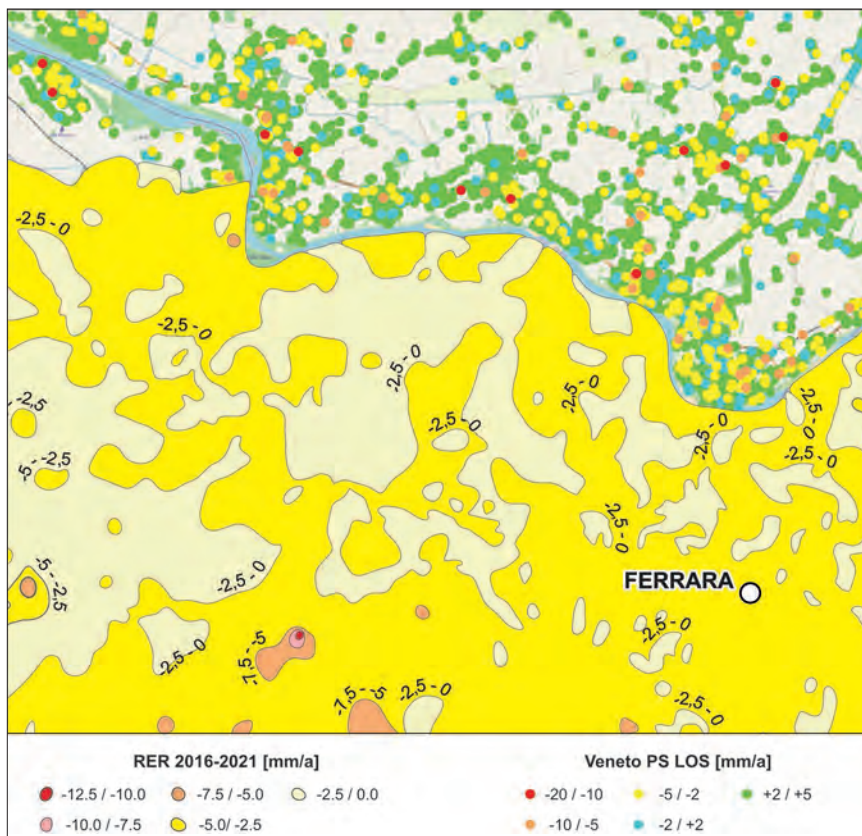


Fig. 25 - Mappa della subsidenza rappresentata mediante isocinetiche nel territorio della Regione Emilia-Romagna e mediante Permanent Scatter (PS) per la Regione Veneto e Lombardia. Nel primo caso, le velocità di movimento verticale del suolo sono relative al periodo 2016-2021 e sono state arealmente interpolate da dati di interferometria satellitare SAR. Nel secondo caso, i valori di deformazione relativi al periodo 2015-2023 (ultimo dato 23/02/2023) sono puntuali (PS). Tutti i valori sono in mm/anno.

XI - CARTOGRAFIA

(M. Caggiati, R. Caputo, A. Amorosi)

1. - GEOLOGIA DI SUPERFICIE

La Carta Geologica di Superficie è il prodotto di un complesso lavoro di analisi e interpretazione dei dati morfologici, ottenuti da telerilevamento tramite acquisizioni Lidar, ortofoto ed immagini satellitari, dati archeologici, storici, geopedologici e stratigrafici (ved. Cap. III). In particolare, questi ultimi derivano dall'integrazione della banca dati geognostici (Fig. 9) con i dati acquisiti specificatamente per il Progetto CARG (Fig. 10).

Le geoforme riconosciute in superficie sono state caratterizzate nel sottosuolo, per quanto concerne geometria e dimensioni, attraverso i dati stratigrafici. Le età attribuite ai corpi sedimentari individuati sono basate sull'integrazione dei dati archeologici con quelli delle analisi ¹⁴C.

La Carta Geologica di Superficie è caratterizzata dal solo *subsistema di Ravenna* (AES₈), all'interno del quale è stata distinta l'*unità di Modena* (AES_{8a}). Quest'ultima comprende i depositi olocenici affioranti di età post-Romana e vede la maggior parte degli affioramenti concentrati nel settore meridionale del Foglio, dove raggiunge i massimi spessori, e nel quadrante nord-orientale.

I depositi cartografati sono riconducibili per lo più al sistema alluvionale, fatta eccezione per una parte di quelli affioranti nel quadrante sudorientale, associabili invece ad un complesso di piana deltizia. Nel primo caso, sono state distinte tre associazioni di facies principali (ved. "Schema dei Sistemi Deposizionali" in carta): canale fluviale (comprendente anche i depositi di argine e rotta fluviale), piana inondabile e palude (ved. anche sezione A-A'). I canali a media e bassa sinuosità caratterizzano la maggior parte dell'area cartografata e consistono in corpi sedimentari di limitato spessore, fino a 6 m, di sabbie da medie a fini,

localmente limose, per lo più a base erosiva. La tendenza granulometrica è *fining-upward*, con rare intercalazioni limoso-argillose. Ai corpi sedimentari più grossolani se ne associano lateralmente altri di minor spessore, con sabbie fini e limi sabbiosi. Solo nel settore centrale del Foglio sono distinguibili corpi meandriiformi caratterizzati da strutture di accrezione con una litologia lievemente più grossolana, uno spessore che può superare i 10 m, e localmente corpi argillosi lenticolari (*clay plug*). In generale si osservano differenze granulometriche anche in funzione del sistema alimentatore, con i sedimenti di origine padana tendenzialmente più grossolani dei loro analoghi appenninici, alimentati dal Panaro o dal Reno. Dai canali fluviali principali si diparte talvolta un fitto reticolo di canali di rotta, caratterizzato da un andamento distributivo; questa caratteristica diventa frequente nel settore orientale del Foglio.

La transizione laterale ai depositi di piana inondabile avviene generalmente tramite alternanze di sabbie fini limose e limi argilloso-sabbiosi che caratterizzano i depositi di rotta fluviale. I depositi di tracimazione raggiungono spessori massimi inferiori alla decina di metri e sono costituiti da litologie fini in genere mediamente consolidate e variamente pedogenizzate, di colore variabile da marrone scuro a nocciola, fino a grigio-verdastro. Sono presenti talvolta patine rossastre da ossidazione, concrezioni carbonatiche e rari resti di radici.

Gli ambienti palustri sono caratterizzati da argille e limi poco consolidati, di colore variabile da grigio a grigio scuro, con abbondanti resti vegetali ed intercalazioni di torba. Questi depositi affiorano sia nella parte nordorientale del Foglio, dove sono riferibili al periodo preromano, sia nel settore orientale, dove diventano particolarmente frequenti e raggiungono i massimi spessori.

Il sistema alluvionale fa graduale transizione al sistema deltizio in prossimità dell'area urbana di Ferrara, dove iniziano a comparire i primi depositi associabili ad ambienti di piana deltizia superiore. I corpi fluviali principali mantengono per lo più le stesse caratteristiche in termini di litofacies, mentre i depositi di rotta mostrano una maggiore presenza di frammenti vegetali e di intraclasti argillosi.

Le associazioni di facies di intercanale risultano per lo più limitate ai settori prossimi ai canali distributori, mentre quelle di area interdistributrice sono più frequenti. Nei sedimenti fini, le intercalazioni di argille organiche e torbe diventano comuni spostandosi verso le zone più depresse, dove possono essere localmente preservate laminazioni piano-parallele. Le caratteristiche geochimiche evidenziano la prevalenza di ambienti dulcicoli.

Per i depositi cartografati è stato effettuato anche uno studio sulla provenienza del sedimento, integrando i dati sui metalli pesanti contenuti nella Carta Pedo-geochimica della Pianura Emiliana alla scala 1:250.000 (AMOROSI *et alii*, 2010) e le informazioni della Carta dei suoli della Provincia di Rovigo (RAGAZZI & POCATERRA, 2018) con le osservazioni scaturite dal telerilevamento e dall'analisi morfologica, tramite cui sono state individuate le principali direttrici di flusso. In Fig. 26, è evidente come i sedimenti ad affinità appenninica siano confinati nella porzione meridionale del Foglio, mentre la restante parte dei depositi affioranti mostri affinità padana, eccezion fatta per un piccolo lembo al limite nordorientale del Foglio, dove i sedimenti mostrano provenienza atesina.

Sono state riconosciute 14 unità morfostratigrafiche principali, che vengono di seguito descritte seguendo indicativamente un ordine di età, dalla più antica alla più recente (Fig. 26):

1. *Unità della Falconiera*. Si tratta di un'unità individuata nell'adiacente Foglio 184, marcata da un dosso poco pronunciato (da 0,5 m a 1 m rispetto alla pianura circostante) e a bassa sinuosità, che tende a biforcarsi in due stretti dossi con direzione SO-NE. Secondo AMOROSI & BRUNO (2024), l'unità è legata ad un paleoalveo del Po attivo dall'Età del Bronzo Antico all'Età del Bronzo Medio-Finale, coesistendo per gran parte della sua fase di attività con il Po di Adria (DE MURTAS *et alii*, 2022). A tetto del dosso sono presenti reperti di Età Tardoantica (~1667-1474 BP). Verso est, i depositi sono ricoperti dall'Unità 6. Sebbene nell'area del Foglio non siano presenti prove

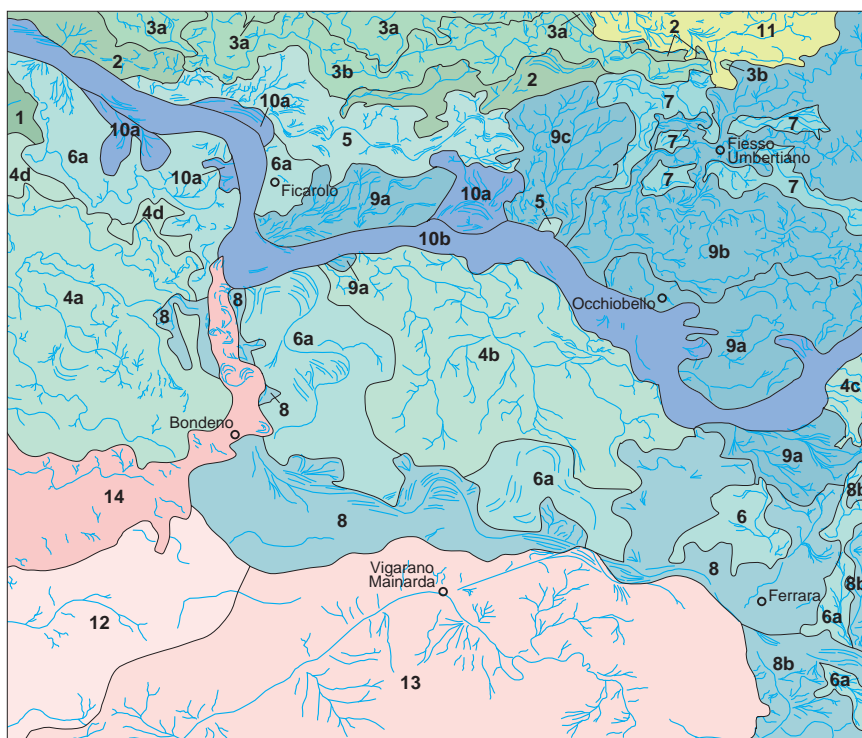


Fig. 26 - Unità morfostratigrafiche riconosciute nell'area del Foglio e relativa provenienza del sedimento (colori rosa: appenninica; colori da verde a blu: Padana; giallo: atesina). 1: U. della Falconiera; 2: U. del Pratone; 3: U. del Po di Adria e del Pestrina; 4: U. della Rotta di Sèrmide; 5: U. di Trento; 6: U. di Settepolesini; 7: U. di S. Donato; 8: U. di Ferrara; 9: U. di Ficarolo; 10: U. di Occhiobello; 11: U. del Tartaro; 12: U. del Reno Finalese; 13: U. del Reno Ferrarese; 14: U. di Finale Emilia. Le lettere indicano delle sottunità illustrate nel testo.

- che intercettano il canale principale, poco più ad ovest, AMOROSI & BRUNO (2024) riportano per esso una tessitura sabbiosa medio-grossolana.
2. *Unità del Pratone*. L'unità è caratterizzata da un dosso marcato da un rilievo variabile da 1 m a 1,5 m sulla piana circostante, ben affiorante nel settore settentrionale del Foglio, tra le località C. Macchione e Fiorentino. Il corpo è caratterizzato da sabbie medio-fini e un andamento a media sinuosità secondo una direttrice OSO-ENE. Al canale principale sono associati corpi secondari di limi e limi sabbiosi, aventi pressappoco la stessa direzione e un *pattern* distributivo (ad es. località Paludetto). I suoli mostrano generalmente un modesto contenuto calcareo (RAGAZZI & POCATERRA, 2018) e sono frequenti reperti affioranti di Età Tardoantica. Considerando anche i rapporti morfologici con le unità adiacenti, è verosimile che il dosso principale corrisponda ad un paleoalveo del Po dell'Età del Bronzo, colonizzato solo in Età Romana per via degli ambienti insalubri delle aree più depresse, occupate da paludi. Alla stessa unità sono stati associati alcuni canali di rotta affioranti ad est di Calto e non è escluso che essa possa costituire un prolungamento dell'Unità 1.
 3. *Unità del Po di Adria e del Pestrina*. L'unità è caratterizzata da depositi provenienti dal Po di Adria, attivo dal XII al I sec a.C. (UGGERI, 1975; BONDESAN, 1990; DE MURTAS *et alii*, 2022). Le rotte mostrano forme elevate fino a 2 m e allungate secondo una direzione variabile da NNO-SSE a NO-SE, con *pattern* distributivo, e sono marcate dal sovrapporsi di sabbie limose e limi sugli adiacenti sedimenti fini, spesso associabili ad ambiente palustre. I depositi presentano a tetto reperti di Età Tardoantica, ma è verosimile che risalcano per lo più al periodo di maggiore attività del Po di Adria nell'Età del Ferro, precedente alla Rotta di Sèrmide (BALISTA, 2018). Dal paleoalveo del Po di Adria diparte un dosso più elevato rispetto a quelli descritti in precedenza (fino a 3 m sulle aree circostanti), che dopo un breve tratto varia in orientazione, seguendo un andamento a media sinuosità secondo la direttrice O-E. Nel colmo il canale raggiunge localmente fino ad 8 m di spessore, mentre passa lateralmente in poche centinaia di metri a depositi palustri o di piana inondabile. Verso est, le sabbie limose diventano subordinate a limi e limi sabbiosi e nell'area a sud dell'abitato di Gambaro il corpo si apre in canali minori con *pattern* distributivo terminale. Si tratta di un canale noto come Pestrina (PRANDO, 2006), attivo in età Etrusco-Romana (BONDESAN, 1990), come testimoniato dai frequenti ritrovamenti di reperti di Età Romana Imperiale e Tardoantica, riutilizzato poi come scolo in Età Moderna. Non è escluso che il canale si sia impostato in parte su un precedente paleoalveo dell'Età del Bronzo. Verso est, i depositi sono sepolti dalle unità 7 e 12.
 4. *Unità della Rotta di Sèrmide*. Quest'unità è stata riconosciuta nell'adiacente Foglio 184 ed è costituita da una serie di dossi, localmente a *pattern* anastomizzato, che mantengono generalmente una direzione ONO-ESE, elevandosi di oltre 1 m sulla pianura circostante. I dossi corrispondono a

rami derivanti dall'avulsione di Sèrmide, avvenuta nel VI sec a.C (AMOROSI & BRUNO, 2024). I depositi sono caratterizzati da una stretta fascia centrale di sabbie limose e limi sabbiosi, che passano lateralmente, in poche decine di m, a litologie più fini, talora con depositi palustri nelle zone di intervalveo. I dossi e la piana circostante sono costellati di ritrovamenti dell'Età Romana Imperiale (~1981-1666 BP) e Tardoantica, nonché di Età Rinascimentale (V-VI sec). Parte dei corpi rilevati è stata riutilizzata in Età Medievale e Rinascimentale come canali di scolo (DANTI, 1580); in particolare, il Canale di Burana, importante opera di bonifica dell'area di Bondeno, risulta per lo più impostato su alcuni di questi dossi. L'unità, sepolta verso est dalle unità 6 e 8, riemerge tra gli abitati di Porporana e Casaglia, dove sono presenti dossi con rilievo ed orientazione simile, sebbene con morfologia che evidenzia un *pattern* distributivo verso sudest. Anche in questo caso, i dossi e la pianura circostante presentano affioramenti frequenti di Età Romana Imperiale e Tardoantica.

5. *Unità di Trento*. L'unità prende il nome da un dosso, ben evidente dalle foto aeree e satellitari e dal rilievo altimetrico, che dalla località Vallicella Bassa prosegue verso est, con andamento a sinuosità medio-alta, attraversando la località Trento, fino a C. Bonati (a nord di Argine Valle Ovest), dove è per lo più sepolto dalle unità 9 e 10. Si tratta di un corpo di sabbie medio-fini, spesso fino ad oltre 10 m nella sezione centrale, che talvolta sviluppa piccoli meandri. Si ritiene che esso corrisponda ad un paleoalveo di derivazione padana, originatosi con la Rotta di Sèrmide e probabilmente rimasto attivo come canale secondario fino all'Età Romana. Il dosso e le aree più elevate circostanti sono frequentemente sede di ritrovamenti dell'Età Tardoantica. Alla stessa unità sono stati associati, per considerazioni morfologiche ed archeologiche, alcuni depositi affioranti a nord del corso attuale del Po, tra Calto e località Coatti, interpretabili come canali di rotta con *pattern* distributivo verso NE.
6. *Unità di Settepolesini*. L'unità è costituita da depositi strettamente connessi con il paleoalveo del Po sviluppatosi tra la fine dell'Età del Ferro e l'età Etrusca (VI-II sec a.C.; BONDESAN, 1990). L'elemento principale è costituito da sequenze di paleomeandri ben affioranti tra l'attuale confluenza del Panaro nel Po e la cava di sabbia in località Settepolesini, e più a valle tra Vigarano Pieve e la Z.I. ad ovest di Ferrara (UGGERI, 2002). I corpi sono caratterizzati da sabbie medie e medio-fini, talora con intercalazioni di litologie più fini, con una profondità che raggiunge circa 10 m. Il paleoalveo sarà parzialmente riutilizzato dal Po di Ferrara nel periodo successivo, fino all'Età Rinascimentale, per cui i depositi originari risultano spesso coperti dall'Unità 8. A questa unità sono stati associati anche depositi di rotta e di tracimazioni affioranti nel settore nordoccidentale del Foglio, tra Calto, Felonica e Quatrelle, dove si sviluppano anche canali di rotta con *pattern* distributivo su aree palustri circostanti; l'unità comprende inoltre alcuni depositi fini individuati nell'area urbana centrale di Ferrara. In corrispondenza

della città vi è la transizione ad ambienti di piana deltizia superiore (si veda lo Schema dei Sistemi Deposizionali in carta), con lo sviluppo dal distributore principale di canali di rotta a chiaro *pattern* distributivo, che si spingono verso N-NE su sedimenti associabili ad ambienti di piana mal drenata o palustri. Anche in questo caso, le zone più rilevate costituiscono sede di ritrovamenti di reperti di Età Romana Imperiale.

7. *Unità di S. Donato.* A questa unità è attribuito un particolare e complesso reticolo di dossi, con rilievo variabile da 1,5 m a 3 m sulle aree pianeggianti adiacenti, che si dipartono dall'attuale corso del Po nei pressi di Stienta, proseguendo irregolarmente verso NE, spesso sepolti dall'Unità 9, fino a Fiesso Umbertiano, da dove assumono direzione variabile e *pattern* distributivo sia verso nord che verso est. I dossi e le relative rotte sono costituiti da sabbie limose e limi sabbiosi, che passano lateralmente a limi e sormontano sedimenti fini, talvolta anche torbosi, associabili ad ambienti umidi. I ritrovamenti archeologici, non molto frequenti, sono riferibili all'Età Tardoantica, mentre alcuni canali (es. Barzaglia) sono riportati in documenti storici medievali (RICCOBALDO DA FERRARA, 1317). In accordo con Autori precedenti (BONDESAN, 1990), si ritiene che il reticolo si sia sviluppato a partire dalla tarda Età del Ferro e sia rimasto attivo almeno fino all'Età Romana.
8. *Unità di Ferrara.* Quest'unità racchiude tutti i depositi legati al paleoalveo medievale e rinascimentale del Po di Ferrara. Il dosso principale è marcato da un rilievo morfologico che lo eleva di poco più di 1 m rispetto ai depositi sabbiosi dell'Unità 6 e fino a 2,5 m rispetto alle aree pianeggianti adiacenti. Il paleoalveo mostra una sinuosità medio-bassa, con rari meandri, tra i quali spicca la struttura d'accrezione arcuata sviluppata ad ovest di Vigarano Pieve. La sezione di centro canale del Po di Ferrara risulta ora ridotta e con maggiore componente limosa, se confrontata con quella dell'Unità 6. I depositi di rotta sono organizzati in forme allungate secondo la direzione del flusso principale e sono per lo più di limitate dimensioni fino ai pressi di Porotto, a valle del quale sono identificabili in sinistra idrografica, all'interno di un contesto fortemente urbanizzato, alcune morfologie a litologia sabbioso-limosa, che sono interpretate come depositi di rotta, con canali che possono spingersi verso nord per diversi chilometri. In alcuni casi è verosimile che gli stessi abbiano parzialmente ereditato paleocanali dell'Unità 6, come nel caso del dosso di via Borgoleoni a Ferrara (STEFANI & MINARELLI, 2018). Al IX secolo è attribuita l'avulsione del Po che diede origine al ramo di Primaro (BONDESAN, 1990), il cui paleoalveo è ben affiorante nel settore sudorientale del Foglio, marcato da un significativo rilievo. Il dosso costituisce, insieme al paleoalveo del Po di Volano, il sistema di canali distributori principali della piana deltizia medievale, da cui si dipartono canali minori con marcato *pattern* distributivo (es. canale Quacchio-Boara; STEFANI & MINARELLI, 2018), in parte seppellendo alcuni elementi più antichi dell'Unità 6. Sono presenti frequenti resti di età Medievale e Rinascimentale, mentre i reperti

riferibili all'Età Romana o Tardoantica risultano per lo più sepolti a qualche metro di profondità.

9. *Unità di Ficarolo*. In quest'unità sono compresi i depositi alluvionali medievali legati alla Rotta di Ficarolo, avvenuta nel XII sec (RICCOBALDO DA FERRARA, 1317; VEGGIANI, 1974) in sinistra idrografica: il Po, dopo essere rimasto disalveato per diversi decenni, finì per stabilizzarsi lungo quello che corrisponde grosso modo al corso attuale. È verosimile che la rotta principale sia stata preceduta da altri eventi in Età Altomedievale, e che abbia ripreso canali preesistenti orientati sempre in senso O-E (BONDESAN, 1990). Ne sono testimonianza alcuni depositi di rotta, limoso-sabbiosi e con *pattern* distributivo, affioranti a nord di Stienta (9c in Fig. 26), dove le nuove datazioni indicano un'età di $1290 \pm 0,1$ cal BP. A partire dalla località Tontola, a sud di Ficarolo, sono ben visibili dalle ortofoto stretti corpi limosi e limoso-sabbiosi allungati verso ENE, mentre poco più a sud è presente un corpo sabbioso di maggior rilievo, verosimilmente corrispondente al primo paleoalveo, che seppellisce a diversi metri di profondità dei reperti di Età Tardoantica, verosimilmente corrispondente al primo paleoalveo. Più a valle, i dossi sono caratterizzati da un modesto rilievo (~1,5 m) sul territorio pianeggiante e si aprono generalmente verso est, con *pattern* distributivo sulle aree palustri a settentrione di S. Maria Maddalena. Il nuovo flusso delle acque comportò contestualmente l'incanalamento e la riattivazione parziale di alcuni dossi preesistenti dell'Unità 7 (es. Bonello, Tessarolo; RICCOBALDO DA FERRARA, 1317), nonché lo sviluppo di nuovi canali, come il Poazzo (DANTI, 1580; PASI, 1580; MAGINI, 1620), che verranno utilizzati fino all'Età Moderna come scoli.
10. *Unità di Occhiobello*. Questa unità, che costituisce quasi un *continuum* con quella precedente, include i depositi di età Rinascimentale e Moderna strettamente legati al corso del Po attuale. Comprende alcuni ventagli di rotta in destra idrografica tra Felonica e Ficarolo e alcune strutture d'accrezione laterale, come quella a NO di Ficarolo (PASI, 1580) e quella dell'"Isola di Bonello", tra gli abitati di Gaiba e Stienta. A contraddistinguere lo sviluppo dei depositi di quest'unità è il significativo intervento dell'uomo, soprattutto in termini di regimazione idraulica ed interventi in argine, che hanno limitato l'espansione delle rotte e forzato talora incanalamenti. A questa Unità vengono ascritti anche i limitati residui delle rotte scatenate dall'alluvione del Polesine del 1951 (POLARIS IRPI-CNR), di cui rimane poca traccia in un territorio particolarmente antropizzato, se non per le opere di ricostruzione degli argini nei dintorni di Occhiobello.
11. *Unità del Tartaro*. Si tratta di depositi affioranti limitatamente all'estremo settore nordorientale del Foglio, nei pressi dell'attuale corso del Tartaro-Canal Bianco. Il dosso principale è impostato su un antico paleoalveo del Po di Adria attribuibile all'Età del Bronzo, ereditato dal Tartaro, verosimilmente in seguito agli eventi che sconvolsero l'idrografia del polesine veneto dal VI al VIII sec A.D. (CASAZZA, 2002). Tra la località Precona e l'abitato di Gambaro sono ben visibili nelle immagini aeree i depositi di rotta allungati secondo

un asse NO-SE. Si tratta di ventagli allungati a tessitura limoso-sabbiosa, di provenienza atesina in Età medievale. A sud di Gambaro è presente anche un gorgo, verosimilmente generato in maniera simile a quelli di Trecenta in Età Bassomedievale (BONDESAN, 1995).

12. *Unità del Reno Finalese*. Si tratta di un'unità riconosciuta anche nell'adiacente Foglio 184, individuata dai dossi sviluppati dall'apparato terminale deltizio del Reno in Età Altomedievale (STEFANI *et alii*, 2018). Il lobo principale, presso Casumaro, si eleva di oltre 3,5 m rispetto alle aree pianeggianti adiacenti ed è costituito in prevalenza da limi e limi sabbiosi, con le sabbie che rimangono subordinate. Gli apporti fluviali fini vanno talora a seppellire reperti di Età Romana (~3 m di profondità), mentre i coevi depositi palustri ricoprono spessori inferiori ai 6 m. A tetto dell'unità sono invece frequenti i ritrovamenti di Età Rinascimentale.
13. *Unità del Reno Ferrarese*. Si tratta dei depositi legati all'apparato terminale del Reno sviluppatosi tra il XV e il XVIII secolo. Il dosso principale è particolarmente rilevato (oltre 4 m rispetto alla piana adiacente), anche se il contributo antropico è talvolta importante. Il corpo centrale, esteso solo 100-200 m, è dato da sabbie limose e limi sabbiosi, che rapidamente sfumano a limi, limi sabbiosi e subordinate sabbie limose, che vanno a costituire ventagli di rotta ben rappresentati morfologicamente. L'apparato mostra una tendenza progradante al di sopra di sedimenti fini, spesso torbosi, associabili ad una piana mal drenata ed ambienti francamente palustri, che raggiungono spessori anche fino ad 8 m. Al fine di tentare di sanare gli ambienti insalubri, il Reno venne incanalato nel ramo del Po di Ferrara (avente ormai portata ridotta) tramite il Cavo Benedettino (1523-1530), che da Vigarano Mainarda porta a Vigarano Pieve. Il risultato fu però il completo insabbiamento del residuo corso del Po, con sviluppo di nuove rotte e tracimazioni (STEFANI & MINARELLI, 2018). L'apparato del Reno riprese dunque a progradare verso est, ricoprendo in parte ed ereditando corpi più antichi, come il dosso dato dal paleoalveo del Torrente Riolo (Borgo Scoline). Verso la fine del XVII sec A.D. il delta terminale era già migrato a sudest per oltre 12 km (STEFANI & MINARELLI, 2018), esaurendosi nelle aree al di fuori del Foglio. I forti apporti di sedimento, che colmarono gran parte delle zone palustri, diminuirono all'inizio del XVIII sec, quando si verificarono diverse avulsioni a monte, nei pressi di Sant'Agostino.
14. *Unità di Finale Emilia*. È caratterizzata a monte da due dossi principali legati al corso del Panaro: il "Ramo della Lunga", orientato circa O-E, ed il ramo artificiale, orientato SO-NE, corrispondente all'attuale alveo del Panaro. I due dossi si ricongiungono in località S. Bianca, da dove proseguono in un singolo alveo, significativamente regimato artificialmente, che nei pressi di Bondeno immette il Panaro sul vecchio paleoalveo del Po di Ferrara (Unità 8), con deflusso verso nord. La presenza dei sedimenti sabbiosi medievali favorisce lo sviluppo di meandri arcuati, fossili ed attuali, ben visibili in ortofoto, fino alla confluenza con il corso attuale del Po. I ventagli di rotta, per

lo più limosi, sono pochi e di dimensioni ridotte, mentre dai rilievi altimetrici è ben visibile l'effetto soglia per i sedimenti appenninici dato dal Ramo della Lunga, rimasto attivo fino al XIX sec. (CREMONINI, 1987).

2. - CARTA DI SOTTOSUOLO

Il Foglio Geologia di Sottosuolo, allegato alla Carta Geologica, rappresenta l'organizzazione spaziale dei depositi alluvionali e deltizi appartenenti alle unità AES₇ ed AES₈. A tale scopo sono state disegnate due mappe alla scala 1:100.000, una dedicata alla distribuzione dei corpi sabbiosi olocenici, SUBSINTEMA DI RAVENNA (AES₈) - CORPI SABBIOSI SEPOLTI (carta A; Fig. 27), sepolti a diverse profondità a partire da circa 2 m rispetto al piano campagna; l'altra a ricostruire il tetto dei corpi sabbiosi del Pleistocene Superiore, SUBSINTEMA DI VILLA VERRUCCHIO (AES₇) - TETTO DEI CORPI SABBIOSI (carta B). In entrambi i casi, le quote sono espresse in metri sul livello del mare, nel primo caso come punti, nel secondo come isobate (semplici spaziate di 1 m e direttrici spaziate di 2 m).

Nello stesso Foglio di sottosuolo, sono anche rappresentate due mappe semplificate alla scala 1:200.000. Nella prima è stata ricostruita la superficie di tetto di AES₇ al limite Pleistocene-Olocene corredata di isobate semplici spaziate di 1 m e direttrici spaziate di 5 m: SUBSINTEMA DI VILLA VERRUCCHIO (AES₇) - RICOSTRUZIONE DELLA SUPERFICIE DI TETTO (carta C; Fig. 28). Nella seconda, invece, è rappresentato il tetto dei corpi sabbiosi pleistocenici, espresso in isobate semplici spaziate di 1 m e direttrici spaziate di 5 m, non riferito al livello del mare bensì rispetto al tetto di AES₇, assumendo che quest'ultima superficie fosse originariamente sostanzialmente suborizzontale e pianeggiante: SUBSINTEMA DI VILLA VERRUCCHIO (AES₇) - PALEO-PROFONDITÀ DEI CORPI SABBIOSI (carta D; Fig. 29).

Tutte le suddette mappe si basano sul quadro stratigrafico delineato nelle cinque sezioni mostrate in Figg. 11, 13 e 14 (Cap. V), integrato dall'insieme dei dati esterni alle sezioni, quali sondaggi a carotaggio continuo, CPTU o pozzi per acqua, presenti nella banca dati delle prove geognostiche (Cap. III).

Rispetto alla Carta Geologica di Superficie, le mappe che descrivono la geologia di sottosuolo presentano un minor livello di dettaglio. Il numero di prove geognostiche in grado, ad esempio, di intercettare AES₇ rappresenta una percentuale inferiore al 50% di tutte le prove disponibili. Anche la distribuzione delle prove geognostiche, fortemente disomogenea sul territorio del Foglio (Fig. 9), implica la presenza di zone in cui la mappatura ha un minor grado di rappresentatività rispetto ad altre zone dove invece l'informazione sul sottosuolo è più abbondante. Da qui, la scelta di raffigurare tali carte alla scala 1:100.000 e 1:200.000. Questa scelta editoriale ha anche il vantaggio di aumentare il numero di livelli di informazione visibili nel Foglio e di rappresentarli graficamente in modo separato, aumentandone così la leggibilità.

Nell'area del Foglio, i corpi sabbiosi sepolti di AES₈ (carta A; Fig. 27) presentano una scarsa estensione laterale, un andamento a media sinuosità e risultano spesso ‘imballati’ nel sedimento fine. Sebbene si sia tentata una modellazione tramite algoritmi d'interpolazione (ad esempio “*Spline*”) finanche distinti per fasce di profondità (utilizzo del metodo “*with barriers*”), la capacità predittiva di tali approcci statistici non è stata considerata soddisfacente e verosimile. Ciò è dovuto a) alla presenza di aree in cui il numero di dati puntuali è troppo esiguo (nonostante i raffittimenti di prove CARG; Fig. 10), b) al numero eccessivo di celle per le quali la singola informazione viene estrapolata, c) alla presenza di aree in cui i depositi sabbiosi olocenici di canale fluviale si presentano amalgamati rispetto a quelli sottostanti, costituendo corpi sedimentari unici, per cui determinare le quote dei paleoalvei introdurrebbe forti distorsioni dell'interpolazione. Lo stesso alveo del Po di età Moderna rielabora

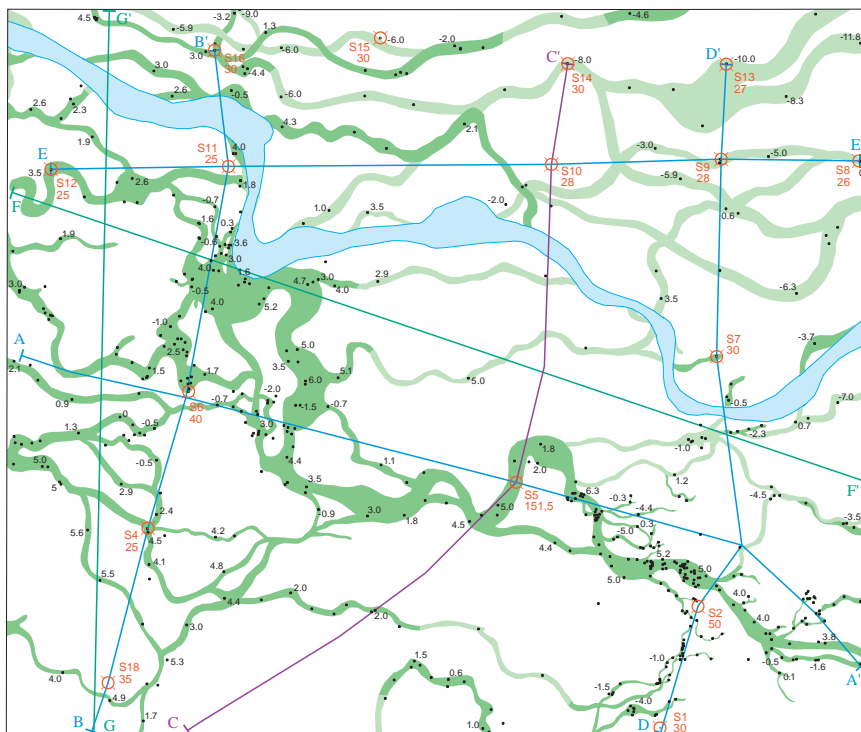


Fig. 27 - Distribuzione dei principali corpi sedimentari sabbiosi olocenici sepolti (in colore chiaro quando di tracciato più incerto), generalmente costituiti da sabbie da medio-grossolane a fini di canale fluviale o distributore, da poco a mediamente addensate. I corpi hanno base erosiva e possono risultare localmente amalgamati sulle sabbie di AES₇, con spessore compreso tra circa 4 e 14 m ed estensione laterale massima <6 km. In azzurro il corpo sedimentario corrispondente al Po moderno.”

parzialmente o completamente alcuni di questi paleoalvei olocenici, risultando in un unico ed indistinto corpo sabbioso. Si è preferito pertanto rappresentare i corpi sabbiosi individuati tramite elementi poligonali, indicando in mappa la quota significativa solo nei punti certi (metri rispetto al livello medio marino). Il grado di incertezza nella ricostruzione dei paleo-canali è evidenziato dal colore più chiaro.

La carta dei depositi sabbiosi sepolti di AES₈ (carta A; Fig. 27) mostra un reticolo di canali a limitata estensione laterale (quasi sempre inferiore al chilometro), di geometria nastriforme, con prevalente direzione O-E, ad indicare una generale e dominante alimentazione da parte del Po. I corpi sabbiosi sono disposti nella successione olocenica a diverse profondità, dai più antichi a carattere estuarino che raggiungono quote di -11 m s.l.m., ai più recenti che rasentano i +5 m s.l.m. (Figg. 11, 13 e 14). Da notare, il paleoalveo del Po di Ferrara di età etrusco-romana (sepolto a quote tra +6 e +4 m s.l.m. che, tra l'attuale affluenza del Panaro nel Po a Bondeno e da qui a Ferrara, si sovrappone a corpi sabbiosi più antichi (quote tra -2 e +0,5 m s.l.m.), rielaborandone parzialmente il contenuto.

La carta B alla scala 1:100.000 rappresenta la ricostruzione del tetto dei corpi sabbiosi appartenenti ad AES₇. Il dato puntuale utilizzato tiene generalmente conto del contatto stratigrafico netto tra i corpi sabbiosi fluviali pleistocenici (*channel belt*) e i depositi "trasgressivi", prevalentemente fini, di età olocenica. Le sabbie di AES₇ presentano una buona estensione laterale e grado di interconnessione. Successivamente, il dato è stato interpolato attraverso la procedura *Empirical Bayesian Kriging*. Si tratta di un metodo stocastico in cui i punti vicini tra loro vengono considerati più simili di quelli distanti; attraverso un variogramma viene descritto come la variabilità di un fenomeno cambia con la distanza. Sebbene l'elaborazione richieda parecchio tempo, molte delle decisioni normalmente prese dall'operatore sul settaggio dei vari parametri (ad es. trasformazioni, modelli, ecc.) vengono automatizzate. Inoltre, questo tipo di analisi geospaziale consente di maneggiare dati non stazionari (cioè, in cui la variabilità cambia nello spazio) e di stimare con accuratezza gli errori standard di previsione.

Da notare che il tetto dei depositi di AES₇ (carta B) mostra una morfologia strettamente connessa con le strutture tettoniche attive (Cap. III): la superficie, verosimilmente pianeggiante e suborizzontale al tempo della deposizione, evidenzia infatti fasce allungate in senso ONO-ESE più rilevate (quote da +2 a -2 m s.l.m.), come tra le località Bruciantina, Ponti di Spagna e Casaglia, o nei pressi di Casumaro all'estremità sudoccidentale del Foglio, o come a S di Ferrara, dove i rialzi sono meno significativi (quote da -4 a -8 m s.l.m.). La porzione nordorientale del Foglio è invece caratterizzata da una progressiva diminuzione delle quote, fino a oltrepassare i -18 m s.l.m.

Anche le mappe alla scala 1:200.000 sono dedicate al subsistema di Villa Verrucchio AES₇ e sono state realizzate, a partire dagli stessi dati puntuali disponibili, per meglio mostrare alcune peculiarità stratigrafiche e

paleogeografiche di questa unità. In diversi settori del Foglio, in particolare quello meridionale, il limite AES₇-AES₈ è definito dal passaggio da depositi fini di piana inondabile relativamente sovraconsolidati (e spesso con presenza di paleosuoli), a depositi fini palustri, generalmente molto più plastici. Altrove, il limite corrisponde invece alla netta sovrapposizione di depositi fini sulle sabbie tardiglaciali (il cui tetto è stato rappresentato nella carta B). Il tetto di AES₇ è stato modellato e rappresentato in Fig. 28 e, anche se non rigorosamente, riproduce la superficie topografica al passaggio Pleistocene-Olocene. Dalla superficie interpolata sono state mascherate quelle aree dei depositi pleistocenici in cui si ha evidenza di erosione in profondità da parte dei canali olocenici. In prima approssimazione per la scala utilizzata (1:200.000), è ragionevole ipotizzare che la suddetta paleo-topografia fosse sostanzialmente una superficie pianeggiante e suborizzontale, al massimo con un debolissimo gradiente verso est. La distribuzione delle isobate mostra chiaramente l'effetto cumulativo di numerosi terremoti morfogenici areali (CAPUTO, 2005) che hanno prodotto, e continuano a produrre (e.g., Fig. 1), la crescita delle strutture anticlinali con il conseguente sollevamento (o meglio, la minor subsidenza) dei settori in corrispondenza delle creste rappresentate in Fig. 28 (carta C).

Seguendo questa ipotesi e sulla base della ricostruzione del tetto dei corpi sabbiosi di AES₇ precedentemente descritta (carta B) è stato possibile stimare, per differenza di quote, la profondità dei corpi sabbiosi rispetto al paleo-piano campagna che esisteva al passaggio Pleistocene-Olocene (Fig. 29). Grazie a questo tipo di rappresentazione è possibile ricostruire la distribuzione dei corpi sabbiosi e delle relative aree interfluviali durante le fasi terminali del Pleistocene, mettendo così chiaramente in evidenza la presenza di due *channel belt* distinte, sviluppatasi a nord e a sud delle anticlinali di Casaglia-Poggio Rusco. A questo proposito, è da notare, infatti, che la rappresentazione del tetto delle sabbie di AES₇ espressa in metri s.l.m. (carta B) non permette di apprezzare tale caratteristica paleogeografica. In effetti, a differenza dell'adiacente Foglio 184 Mirandola dove i depositi di canale fluviale tardo-pleistocenici formano un unico corpo sabbioso di *channel belt* (AMOROSI & BRUNO, 2024), nel settore centrale del presente Foglio la porzione sommitale di AES_{7b} è caratterizzata da depositi tardiglaciali di interalveo, nettamente più fini. Il combinato disposto tra una persistente subsidenza regionale e il sollevamento 'locale' in corrispondenza dei crinali anticlinali, legati all'attività dei principali sovrascorrimenti, ha fatto sì che tale settore di pianura rimanesse certamente inondabile, mentre il suo progressivo sollevamento tettonico, anche se modesto nella dinamica di una pianura alluvionale, impediva la stabilizzazione di corsi d'acqua che preferivano zone più depresse (viz. sinclinali).

Durante le fasi finali dell'ultima fase glaciale (MIS 2), nell'area del Foglio si sono sviluppate quindi due fasce principali di *channel belt* ben distinte geograficamente, larghe tra 5 e 13 km, formatesi per migrazione laterale del Fiume Po.

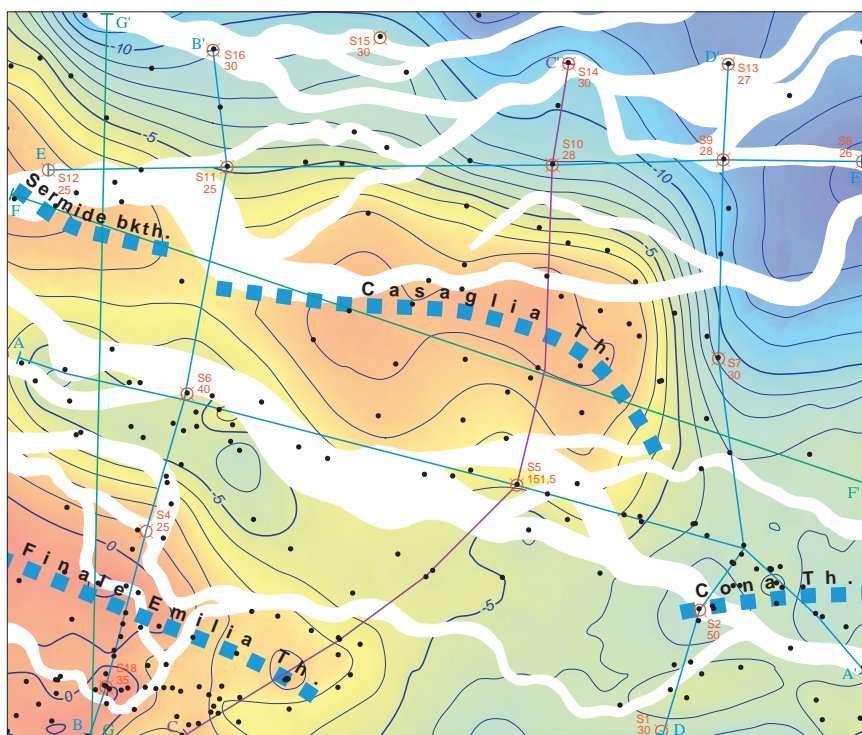


Fig. 28 - Ricostruzione della superficie topografica al limite Pleistocene-Olocene (in metri s.l.m.). Le parti in bianco indicano i settori erosi dai corpi fluviali di AES₈. Le linee tratteggiate indicano le creste di anticlinale in corrispondenza del tetto del Pleistocene associate ai maggiori sovraccorrimenti e retroscorrimenti presenti nel Foglio.

Le direttrici di flusso principali, tentativamente rappresentate in Fig. 29, hanno orientazione O-E e sono separate da una zona centrale a geometria irregolare. Possibili connessioni fra i due settori sono possibilmente da imputarsi alla segmentazione della struttura tettonica e/o alla sua riattivazione parziale negli ultimi 15-25 mila anni.

In quest'ottica, anche il settore sudoccidentale del Foglio, che si trova in corrispondenza della struttura tettonica causativa del terremoto del 20 maggio 2020, è prevalentemente caratterizzato da depositi fini al passaggio Pleistocene-Olocene.

I corpi sabbiosi minori che sono stati ricostruiti nella parte superiore di AES₇ (Fig. 29) formano canali di limitata estensione laterale e ad orientazione generalmente SSO-NNE; essi rappresentano paleoalvei di provenienza appenninica, all'epoca affluenti del ramo meridionale del Po.

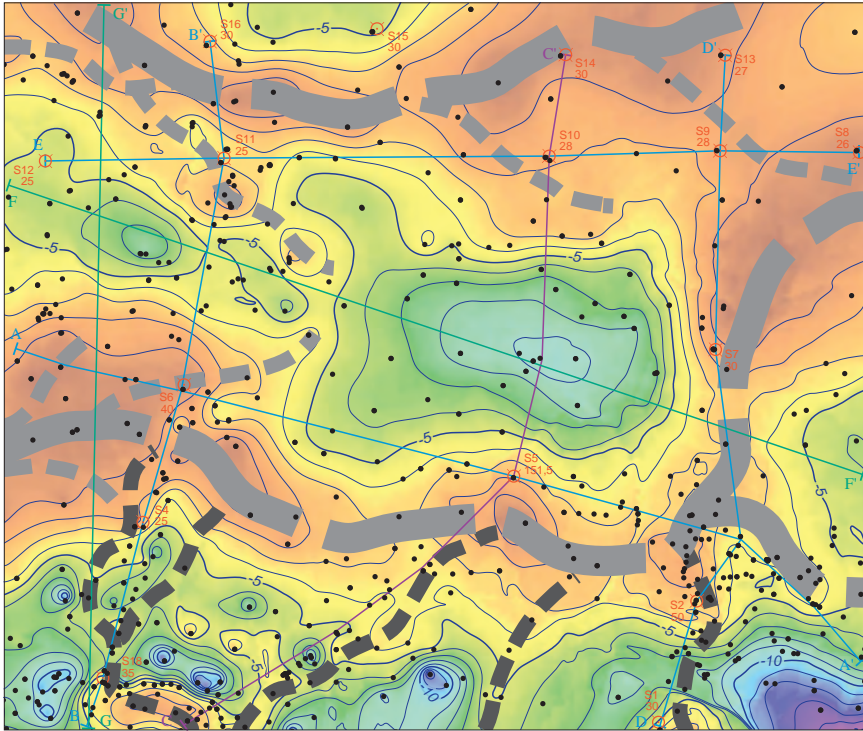


Fig. 29 - Profondità del tetto dei corpi sabbiosi appartenenti al Subsistema di Villa Verrucchio (AES₇) espresso in metri rispetto alla superficie topografica ricostruita in corrispondenza del limite Pleistocene-Olocene (paleo-piano campagna). Bassi valori di profondità (colori caldi) indicano corpi all'epoca affioranti o subaffioranti a chiusura dell'unità stratigrafica; i colori freddi, invece, corpi sabbiosi allora già sepolti da depositi interalveo più fini. Le linee tratteggiate grigio chiaro indicano le principali direttrici della channel belt e i corpi fluviali di origine alpina (Fiume Po), mentre quelle in grigio scuro le direttrici di origine appenninica.

XII - IL MODELLO GEOLOGICO 3D

(L. Calabrese, L. Martelli, A. Martini, F.C. Molinari, P. Severi)

La modellazione geologica tridimensionale è uno strumento molto potente di analisi e visualizzazione delle unità geologiche e delle strutture tettoniche sepolte. Lo studio di questi modelli, ora estesamente realizzati nel Progetto CARG, dopo una prima sperimentazione legata al Foglio 280 Fossombrone (PANTALONI *et alii*, 2017), permette, nel contesto del Foglio 185, di trarre importanti informazioni riguardo le caratteristiche dei bacini sedimentari e la loro storia deformativa.

La modellazione geologica tridimensionale per l'area del Foglio ha riguardato 10 superfici stratigrafiche sepolte che coprono un intervallo di tempo che va dal Triassico al Pleistocene. Insieme a queste superfici sono state modellate anche le principali discontinuità tettoniche che ne hanno causato la deformazione.

L'estensione dell'area modellata è pari a 585 km² mentre la profondità massima del modello è di circa 8.000 m dal piano campagna.

Il modello 3D del Foglio è disponibile in una apposita sezione del sito istituzionale di ISPRA.

1. - DATI E METODOLOGIA

La ricostruzione dell'andamento tridimensionale delle 10 superfici stratigrafiche si basa principalmente sull'utilizzo dei profili sismici e dei pozzi realizzati per la ricerca di idrocarburi resi disponibili *ad hoc* per il Progetto CARG tramite uno specifico accordo di riservatezza tra ISPRA e ENI.

Nella figura 30 è rappresentata la localizzazione dei pozzi per idrocarburi ricadenti nel Foglio. Le localizzazioni dei pozzi per idrocarburi sono riportate

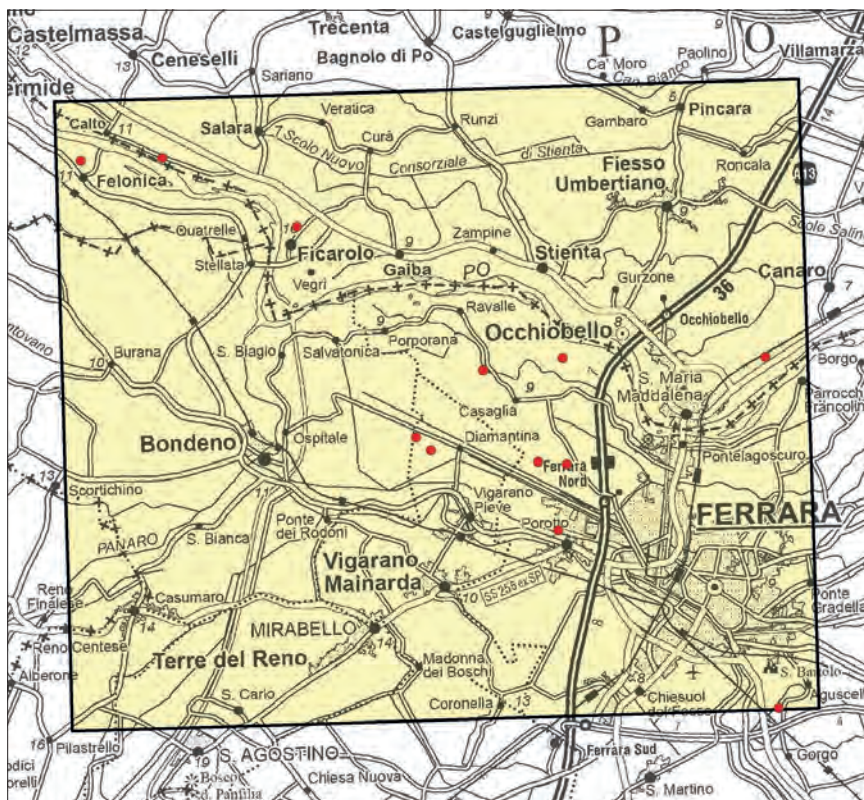


Fig. 30 - Pozzi per idrocarburi (punti rossi) ricadenti nel Foglio 185.

anche nelle carte di superficie e di sottosuolo; da tenere presente che la profondità, in m, associata ad ogni localizzazione in carta, è riferita alla tavola rotary. A questi dati si aggiungono le sezioni geologiche di letteratura le cui tracce ricadano nell'intorno del Foglio; in particolare, le sezioni geologiche realizzate per il presente Foglio, le sezioni geologiche della Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna (MARTELLI *et alii*, 2017), le sezioni dello studio "Risorse Idriche Sotterranee della Regione Emilia-Romagna" (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998) e quelle dello studio "Risorse idriche sotterranee della Provincia di Ferrara" (MOLINARI *et alii*, 2007).

Il modello geologico 3D è stato sviluppato tramite un software specifico (Leapfrog Works versione 2023.2.1 di Seequent), che ha consentito l'importazione e l'integrazione dei dati geologici e geofisici esistenti (mappe, sezioni, profili sismici e pozzi), l'editing in ambiente tridimensionale e l'elaborazione tridimensionale delle superfici stratigrafiche e delle faglie

attraverso interpolazione numerica basata su algoritmi di proprietà (FastRBF™, un algoritmo matematico sviluppato da reti di funzioni di base radiale).

Il modello è stato sviluppato attraverso le seguenti fasi di lavoro:

- **Analisi stratigrafica preliminare e riconoscimento delle superfici di interesse nei profili sismici di riferimento;** questa fase è stata sviluppata grazie all'utilizzo di pozzi di taratura e, per la porzione più superficiale della successione pleistocenica, delle sezioni geologiche CARG. Questa prima fase risulta determinante in quanto viene attribuita ad uno specifico riflettore sismico la connotazione stratigrafica desunta dai dati geognostici (pozzi e sondaggi) o da precedenti interpretazioni stratigrafiche (sezioni geologiche).
- **Interpretazione geologica/line drawing di profili sismici 2D in ambiente 3D e analisi pozzi;** in questa fase i riflettori, che rappresentano le superfici stratigrafiche selezionate, sono stati tracciati a partire dai profili sismici calibrati coi dati di pozzo in tutta l'area in esame, in continuità fisica, sfruttando gli incroci tra le linee sismiche disponibili. In particolare, l'analisi si è basata sullo studio delle "sismofacies", ossia delle caratteristiche di ampiezza (intensità) e continuità laterale dei riflettori nei profili sismici e sui loro rapporti geometrici. Inoltre, sono state analizzate le informazioni di pozzo quali facies, log, cutting, dati di velocità (VSP), queste ultime rilevate anche come velocità intervallari all'interno dei profili sismici 2D.
- **Conversione da tempi a profondità;** utilizzando il *line drawing*, le superfici e le discontinuità tettoniche sono state modellate in 3D nel dominio dei tempi; successivamente, gli oggetti tridimensionali sono stati convertiti in profondità. In questo modo è prevista una doppia fase di modellazione, sia in tempi che in profondità; questo consente di ottimizzare i vincoli disponibili, siano essi derivanti dall'interpretazione sismica, che offerti dai *marker* di pozzo, da mappe strutturali, e da mappe della distribuzione degli spessori. Il modello subisce così diverse fasi di controllo. La conversione da tempi a profondità è stata effettuata sulla base di una metodologia originale sviluppata internamente alla Regione Emilia-Romagna. È stato realizzato un modello di distribuzione delle velocità delle onde sismiche nel sottosuolo, sviluppato utilizzando i dati (sezioni sismiche e pozzi per la ricerca di idrocarburi) che ENI ha messo a disposizione sulla base dell'accordo con ISPRA. Ogni sezione sismica è corredata da schemi che riportano, su numerose verticali e a varie profondità, le velocità e i tempi doppi di ritorno delle onde prodotte durante la prospezione sismica, mentre per alcuni pozzi sono disponibili le misure di velocità delle onde sismiche a varie profondità. Questi dati hanno permesso di generare un modello di distribuzione delle velocità delle onde sismiche per tutto il volume di sottosuolo del territorio esaminato. Per ogni punto della maglia che rappresenta una superficie è stato pertanto determinato il valore in millisecondi dei tempi doppi di ritorno delle onde prodotte durante la prospezione sismica, e la velocità delle onde sismiche a quella profondità. Tali valori hanno permesso di calcolare la profondità in metri di tutti i punti della superficie nelle 3 dimensioni.

- **Correzioni e rifiniture del modello;** il modello in metri prodotto, applicando le formule di conversione, è stato quindi validato attraverso il confronto con i dati di pozzo, le sezioni geologiche e le mappe tematiche. In quest'ultima fase sono state effettuate modifiche del modello, al fine di rendere congruenti e armonizzati tutti i dati disponibili.

2. - SUPERFICI STRATIGRAFICHE MODELLATE

La tabella 2 riporta le 10 superfici modellate, unitamente ad alcune loro caratteristiche. Le righe con fondo rosa sono relative alle 5 superfici di età pleistocenica, quelle con fondo azzurro riguardano le 5 superfici di età pre-pleistocenica.

Nel prosieguo, a causa della marcata differenza nella deformazione tettonica che hanno subito, le superfici della successione pleistocenica e quelle della successione pre-pleistocenica vengono trattate separatamente. La porzione pre-pleistocenica ha subito una severa deformazione tettonica, mentre attività di faglie e sovrascorrimenti sono molto meno evidenti nella parte sovrastante. La successione pre-pleistocenica è inoltre caratterizzata da una grande variabilità litologica, come di seguito illustrato.

Tab. 2 - Caratteristiche delle superfici mappate nel modello 3D.

Sigla	Tipo	Nome	Età (Ma)	base/tetto	Descrizione
<i>bAES</i>	<i>unconformity-troncatura, toplap</i>	base AES	~0.40	base	originata dalle sezioni geologiche del Foglio 185
<i>bAEI</i>	<i>unconformity-troncatura, toplap</i>	base AEI	~0.80	base	calibrazione con sezioni CARG del margine appenninico e del Foglio 185 e sondaggi/interpretazione sismica
<i>bIMO</i>	<i>unconformity-troncatura, toplap</i>	base IMO	~0.95	base	calibrazione con sezioni CARG del margine appenninico e sondaggi/interpretazione sismica
<i>bQM</i>	<i>unconformity-troncatura, downlap</i>	base QM	~1.5	base	interpretazione sismica/dati di pozzo
<i>bPLS</i>	<i>unconformity-onlap</i>	base PLS	~2.6	base	interpretazione sismica/dati di pozzo
<i>PLu</i>	<i>unconformity</i>	base Pliocene	~5.30	base	interpretazione sismica/dati di pozzo
<i>ME3</i>	<i>unconformity</i>	base ME3	~5.60	base	interpretazione sismica/dati di pozzo
<i>SCA</i>	continuità stratigrafica	tetto Scaglia	Eocene inf. medio (~40-45 Ma)	tetto	interpretazione sismica/dati di pozzo
<i>tJINF</i>	continuità stratigrafica	tetto Fm Noriglio	Lias inf.-medio (~170-180 Ma)	tetto	interpretazione sismica/dati di pozzo
<i>TEu</i>	<i>unconformity</i>	base Fm Raibl - base Dolomia principale	Carnico (~227 Ma)	base	interpretazione sismica/dati di pozzo

2.1. - LE SUPERFICI PLEISTOCENICHE

Le superfici modellate registrano diverse fasi di cambiamento nella geometria del bacino sedimentario, del contesto paleogeografico e quindi della distribuzione dei sistemi deposizionali. Si tratta di cambiamenti minori rispetto a quelli che hanno interessato il margine e il fronte sepolto della catena appenninica fino al Pliocene ma che, nelle zone di alto strutturale e verso il margine appenninico, hanno generato superfici di *unconformity* che testimoniano la deposizione della successione pleistocenica in un ambiente ancora attivo dal punto di vista tettonico.

Le discontinuità associate alle superfici più recenti, inoltre, possono essere state accentuate dagli effetti dei cicli glacio-eustatici del Pleistocene Medio e Superiore.

Di seguito una breve descrizione delle 5 superfici modellate, procedendo dalla più recente verso le più antiche.

Base del sistema Emiliano-Romagnolo Superiore - bAES: superficie ricostruita sulla base delle correlazioni stratigrafiche e dell'architettura deposizionale illustrate nei Cap. IV e V. Profondità massima circa 200 m, a sud di Ferrara, minima circa 60 m, tra Casaglia e Occhiobello. Limita inferiormente una successione silico-clastica prevalentemente continentale, di piana alluvionale (unità AES). Età: Pleistocene Medio (circa 0,40 Ma, BRUNO *et alii*, 2024).

Base del sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore - bAEI: superficie individuata nelle sezioni geologiche del margine appenninico-padano (Carta Geologica d'Italia, Fogli 219, 220, 221, 222, 239) e nei sondaggi profondi prossimi al margine, quindi riconosciuta e tracciata nei profili sismici e correlata fino all'area di interesse. Nelle sezioni sismiche si identifica generalmente come superficie di troncatura e *top-lap*. Limita inferiormente una successione silico-clastica prevalentemente continentale di piana alluvionale, con, (alla base), subordinati depositi di ambiente marino-marginale (unità AEI). Profondità massima circa 450 m, nel margine nord-orientale del Foglio, minima circa 75 m, ad ovest di Bondeno. Spessore massimo dell'unità compresa tra bAES e bAEI: circa 290 m. Età: Pleistocene Medio (circa 0,8 Ma, MUTTONI *et alii*, 2011).

Base delle sabbie di Imola - bIMO: superficie individuata nelle sezioni geologiche del margine appenninico-padano (Carta Geologica d'Italia, Fogli 221, 222 e 239) e nei sondaggi profondi prossimi al margine, quindi riconosciuta e tracciata nei profili sismici e correlata fino all'area di interesse. Nelle sezioni sismiche si identifica generalmente come superficie di troncatura e *top-lap*. Limita alla base una successione di piattaforma marina (unità IMO). Profondità massima circa 650 m, nel margine nord-orientale del Foglio, minima circa 90 m, presso Bondeno. Spessore massimo dell'unità compresa tra bAEI e bIMO: circa 250 m. Età: Pleistocene Inferiore (circa 0,95 Ma, corrispondente

alla caduta eustatica dei MIS 24-22 (AMOROSI *et alii*, 1998; MUTTONI *et alii*, 2011). Possibile rapporto con la fase tettonica PS3 di AMADORI *et alii* (2019), datata a 0,87 Ma.

Base del “Quaternario Marino” - bQM: superficie ben evidente nei pozzi e marcata da una riconoscibile facies sismica, alla scala dell'intero settore di bacino analizzato (pianura emiliano-romagnola orientale), che corrisponde al contatto tra i depositi di piattaforma (unità Om, “Quaternario Marino” o “Sabbie di Asti” nella nomenclatura ENI-AGIP) e i sottostanti depositi bacinali torbiditici. Nelle sezioni sismiche si identifica generalmente come superficie di *downlap*. Individuata solo nel sottosuolo, non sono distinte e mappate superfici correlabili nelle sezioni geologiche CARG e in affioramento sul margine appenninico. Profondità massima circa 940 m, nel margine nord-orientale del Foglio, minima circa 100 m, presso Bondeno e Occhiobello. Spessore massimo dell'unità compresa tra bIMO e bQM: circa 400 m. Età: Pleistocene Inferiore; possibile rapporto con la fase tettonica PS2 di AMADORI *et alii* (2019), datata a 1,5 Ma.

Base della successione pleistocenica - bPLS: superficie individuata sulla base della attribuzione cronostratigrafica nei pozzi per idrocarburi (tetto del Pliocene / base del Pleistocene) e dei profili sismici (riflettore individuato in più punti di controllo attraverso operazione di taratura con i dati di pozzo). Nelle sezioni sismiche si identifica generalmente come superficie di *onlap*. Limita inferiormente la successione torbiditica pleistocenica e localmente i depositi di scarpata e piattaforma sovrastanti (unità PLS). Profondità massima circa 1200 m, nel margine nord-orientale del Foglio, minima circa 100 m, presso Bondeno e Occhiobello. Spessore massimo dell'unità compresa tra bQM e bPLS: circa 320 m. Possibile rapporto con la fase tettonica PS1 di AMADORI *et alii* (2019). Età: circa 2,6 Ma.

2.2. - LE SUPERFICI PRE-PLEISTOCENICHE

La successione sedimentaria pre-pleistocenica è caratterizzata da una porzione superiore silicoclastica che si sviluppa dall'Eocene superiore al Pliocene, al cui interno sono state individuate e modellate due superfici, e da una porzione inferiore carbonatica, al cui interno sono state individuate e modellate tre superfici (Tab. 2).

Il passaggio tra la successione silicoclastica e la successione carbonatica è individuato nella superficie di tetto della porzione calcarea della Scaglia s.l., che è contraddistinta dalla maggiore discontinuità riscontrata nella velocità di propagazione delle onde sismiche, da un chiaro cambio nelle facies *logs* (resistività e potenziale spontaneo) dei pozzi oltre che da una marcata diminuzione dei valori della *log* sonico (us/m).

Le superfici individuate permettono di suddividere la successione silico-clastica nelle unità dell'Eocene Superiore-Messiniano Medio (unità Eoc-Me), del Messiniano Superiore (unità ME3) e del Pliocene Inferiore (unità Plu), e la successione carbonatica nelle unità del Triassico Superiore - Giurassico Inferiore-Medio (unità TR-J) e del Giurassico Medio-Superiore - Eocene inferiore (unità J-Eoc). La parte inferiore del modello 3D, al di sotto della superficie più profonda (Triassico Superiore), è costituita dalla parte sommitale delle unità pre-carniche

Di seguito la descrizione, dall'alto verso il basso, delle superfici pre-pleistoceniche individuate e modellate e delle unità comprese. Per le unità è stata mantenuta la nomenclatura adottata nei *log* dei pozzi.

Base del Pliocene - Plu: superficie di base dei depositi pliocenici; corrisponde alla *unconformity* post-messiniana (GHIELMI *et alii*, 2010, 2013; GEOMOL TEAM, 2015; ISPRA, 2015).

Tra questa superficie (Plu) e quella di tetto (bPLS) la successione silico-clastica (unità Plu) è costituita dalle Argille Azzurre con facies prevalentemente fini, e dalle formazioni di Porto Corsini, del Pliocene inferiore, e di Porto Garibaldi, del Pliocene medio-superiore, con facies prevalentemente sabbiose-arenacee torbiditiche. Lo spessore complessivo varia da circa 1700÷1800 m nei settori depocentrali a poche decine di metri, fino ad essere completamente eliso dalle *unconformities* bPLS e/o bQM, nei settori di alto strutturale.

Unconformity intra-messiniana - ME3: superficie di base dei depositi del Messiniano superiore (GHIELMI *et alii*, 2010, 2013; GEOMOL TEAM, 2015).

Tra questa superficie (ME3) e quella di tetto (PLu), nel settore sud-ovest del Foglio, sono presenti successioni prevalentemente fini argilloso-marnose deposte in ambiente lagunare-salmastro (Formazione a Colombacci), e depositi clastici grossolani (Formazione di Fusignano) (unità ME3). Lo spessore di questa unità è relativamente ridotto nel settore N-NE del Foglio, in quanto il contesto strutturale durante la deposizione era ancora di avampaese, mentre aumenta verso S-SO, fino a raggiungere circa 800÷900 m, per il maggiore tasso di subsidenza dovuto alla vicinanza al *foredeep* padano.

Come per l'Unità Plu, nei settori di alto strutturale, ed in particolare nelle zone dell'alto strutturale di Casaglia/Ferrara, le formazioni sopracitate hanno spessori molto ridotti, in genere poche decine di metri (30÷50 m), o addirittura sono mancanti, per *hiatus* erosivi delle *unconformities* bPLS e/o bQM.

Tetto della Scaglia (porzione calcarea) - SCA: *unconformity* che marca la chiusura della sottostante successione carbonatica; mette a contatto il tetto della porzione calcarea della Scaglia s.l. con i depositi marnosi-argillosi della Scaglia Cinerea e delle Marne di Gallare.

Tra questa *unconformity* (SCA) e quella di tetto (ME3) si sviluppa la successione terrigena che si estende dall'Eocene superiore fino al Messiniano inferiore-medio (unità Eoc-Me), comprendente depositi riferiti, nei *log* di pozzo,

alla Scaglia Cinerea e alle Marne di Gallare e al Gruppo Gessoso-Solfifera *Auct.* Le fasi deformative terziarie del prisma di accrezione sepolto dell'Appennino Settentrionale condizionano l'architettura deposizionale del sottosuolo del Foglio, a partire dal Miocene Inferiore, in particolare nel Burdigaliano e nel Langhiano, e fino a tutto il Pliocene. La migrazione dell'avanfossa padana verso N-NE, causata dall'attività delle Pieghe Ferraresi, ha provocato cambiamenti dei sistemi deposizionali, ad esempio con l'aggradazione della formazione delle Glauconie di Cavanella (Aquitaniense-Serravalliano) al di sopra delle Marne di Gallare con lo hiatus deposizionale del Burdigaliano (vedi pozzo Cascina Nuova Idir) oppure con l'aggradazione, sempre al di sopra delle Marne di Gallare oligoceniche, della Formazione Marnoso Arenacea e successivamente delle Marne di San Donà (Serravalliano-Tortoniano) (v. pozzo Ficarolo 1). Tali cambi dei sistemi deposizionali e litologici, riconoscibili sia in alcuni *log* dei pozzi che nelle facies sismiche, non sono stati modellati in 3D alla scala del Foglio soprattutto per la scarsa densità e risoluzione dei profili sismici a riflessione e per il contesto strutturale del Foglio.

Tetto dei Calcari Grigi di Noriglio - tJINF: l'analisi integrata dei Fogli 185 e 184 ha evidenziato che questa superficie costituisce, nel modello 3D, il limite formazionale più evidente e meglio riconoscibile alla scala dei due Fogli. Al di sopra di questa superficie si sviluppa l'unità del Giurassico Medio-Superiore - Eocene (unità J-Eoc).

La porzione Giurassico Superiore - Cretacico Inferiore è composta da un gran numero di unità a dominante carbonatica, con presenza di una certa componente silicea, sedimentate in vari ambienti deposizionali, quali bacini profondi (con successioni più spesse), alti morfo-strutturali (con successioni più sottili) e scarpata. Le formazioni che la costituiscono sono la Formazione di Fonzaso e la Formazione della Lumachella del Giurassico Medio, i Calcari ad Aptici del Giurassico Medio-Superiore, la Formazione del Rosso Ammonitico del Giurassico Superiore e le Breccie di Cavone e la Maiolica del Cretacico Inferiore.

I dati di pozzo evidenziano che la porzione compresa tra il Giurassico Medio e il Cretacico Inferiore è generalmente condensata nel settore centro-meridionale del Foglio (vedi pozzi Casaglia 1 e Casaglia 2), con spessori che vanno da circa 200 m fino a circa 400 m. Questi spessori esigui testimoniano la presenza di un alto strutturale fino al Cretacico Inferiore che riprende il dominio paleogeografico del *plateau* di Trento.

Nel settore centro-settentrionale del Foglio, in particolare prendendo come riferimento il pozzo Cascina Nuova Idir nella porzione orientale, si ha un aumento degli spessori della successione carbonatica: la Formazione di Fonzaso, che da sola raggiunge i 400 m di spessore, testimonia la transizione dal dominio del *plateau* di Trento a condizioni più bacinali.

La porzione Cretacico medio superiore-Eocene è costituita da unità carbonatiche e silicee sedimentate in ambienti bacinali abbastanza omogenei,

localmente in ambienti di scarpata o euxinici, riferibili alle formazioni delle Marne del Cerro (Cretacico Medio) e della Scaglia (Cretacico Superiore - Eocene Medio). Va sottolineato come le Marne del Cerro nei pozzi del Foglio non siano presenti mentre lo sono, seppur con spessori molto modesti (10-20 m), nel settore occidentale del Foglio 184.

Mediamente, in base ai dati di pozzo nel Foglio, gli spessori complessivi dell'unità J-Eoc sono variabili da circa 300÷500 m, nei settori intrabacinali, fino a circa 1.100÷1.300 m nei settori bacinali.

Unconformity carnica - (TEu): superficie che marca la base della Dolomia Principale o della Formazione di Raibl. Al di sopra di questa superficie si sviluppa l'unità del Triassico Superiore - Giurassico Inferiore-Medio (unità TR-J).

Questa unità appartiene al dominio paleogeografico del *plateau* di Trento che mostra l'evoluzione da una piattaforma carbonatica (Triassico Superiore - Giurassico Inferiore) ad un bacino pelagico. La successione del *plateau* di Trento è prossima alla superficie nella parte sommitale della monoclinale veneto-mantovana, diventa affiorante verso NE (Monti Lessini) e sempre più profonda verso sud (come anche in parte del presente Foglio), dove si colloca al di sotto dei sovrascorrimenti appenninici (GEOMOL TEAM, 2015; PROGETTO HOTLIME, 2020).

L'unità comprende la Formazione di Raibl e la Dolomia Principale, del Triassico Superiore, e i Calcari Grigi di Noriglio, del Giurassico Inferiore-Medio, depositati in ambienti di piattaforma carbonatica di acque poco profonde.

Solo nel settore centro-orientale, come già evidenziato in precedenza per l'unità J-Eoc (vedi pozzo Cascina Nuova 1dir), si ha la transizione dal dominio del *plateau* di Trento a condizioni più bacinali con il passaggio in eteropia di facies, nel Giurassico Inferiore, dai calcari di piattaforma di Noriglio ai calcari di scarpata/bacino, quali i Calcari di Soverzene e la Formazione di Igne.

Mediamente, in base ai dati di pozzo del Foglio, gli spessori dell'unità TR-J sono almeno di 1300÷1700 m, anche se la porzione basale dell'unità TR-J non viene intercettata dai pozzi presenti.

La parte sottostante la superficie TEu è costituita dalle unità pre-carniche del Permiano - Triassico Inferiore-Medio (unità PER-TR). Tali unità sono coinvolte nei *thrust* delle Pieghe Ferraresi, fino a sovrascorrere, localmente, le unità carbonatiche del Giurassico Superiore - Eocene.

La porzione superiore (Ladinico - Carnico) è contraddistinta da depositi di ambiente lagunare e continentale con presenza prevalente di marne dolomitizzate, siltiti quarzoso-micacee con abbondante matrice carbonatico-argillosa (vedi pozzo Legnaro 1dir, nel Foglio 147 Padova sud); in questa parte della successione possono essere presenti anche dolomie prevalenti (Formazione Sciliar eq., vedi pozzo Corte Vittoria 1, nel Foglio 186 Copparo). Nella parte basale della porzione superiore possono essere presenti marne dolomitico-anidritiche (anisico) di ambiente lagunare e/o evaporitico (vedi pozzo Legnaro 1dir).

Più in profondità, nell'intervallo scitico, sono sempre presenti in modo prevalente marne dolomitiche, siltiti ed arenarie quarzoso-micacee con possibili intercalazioni di intervalli maggiormente dolomitici e/o anidritici di ambiente lagunare.

Per quanto riguarda la successione permiana, nell'intervallo del Permiano superiore, sempre prendendo come riferimento il pozzo Legnaro 1dir, è stata intercettata la Formazione dei Calcari a Bellerophon composta, nella parte basale, da anidriti e dolomie grigio-scure prevalenti (membro evaporitico) e, nella parte superiore, da dolomie argillose prevalenti (membro dolomitico).

Infine, nell'intervallo di fondo pozzo del pozzo Legnaro 1dir è stata intercettata la Formazione delle Arenarie di Val Gardena (Permiano Medio) di ambiente continentale e composta da depositi prevalentemente argillosi ed alterati, argille verdi e rosse, e da depositi prevalentemente arenacei.

3. - DISCONTINUITÀ TETTONICHE MODELLATE

3.1. - PORZIONE PLEISTOCENICA

In genere, nei profili sismici si osserva la chiusura delle principali strutture tettoniche al di sotto della superficie bPLS. Sono altresì evidenti discontinuità meccaniche e dislocazioni che interessano tale superficie in corrispondenza degli alti strutturali ma, a causa della scarsa risoluzione delle linee sismiche e/o della mancanza di acquisizione, si ravvisa la difficoltà di ricostruire con continuità le superfici di faglia. Per questi motivi nella successione pleistocenica non sono mappati sistemi di faglia.

3.2. - PORZIONE PRE-PLEISTOCENICA

Le discontinuità tettoniche che interessano la successione pre-pleistocenica nel Foglio appartengono al sistema strutturale associato alle Pieghe Ferraresi e sono state mappate e classificate anche in base alla loro estensione regionale o locale ed alla loro tipologia (Tab. 3):

- faglie (*thrust*) principali o minori, riconoscibili dal toponimo e da un numero progressivo secondo la direzione di propagazione, da SSO verso NNE, del prisma di accrezione appenninico sepolto.
- faglie secondarie antitetetiche (*backthrust*), al cui nome della faglia principale è stata aggiunta la lettera "b" e, dove necessario, una numerazione progressiva dalla più antica alla più recente nel codice alfa-numerico.

La classificazione delle discontinuità tettoniche è stata armonizzata, anche ai fini della banca dati, con quella del Foglio 184. Nella tabella 3 sono indicate le strutture tettoniche presenti nel presente Foglio.

Tab. 3 - *Classificazione e codifica delle strutture tettoniche riportate nel modello 3D del Foglio 185.*

Tipologia	Gerarchia thrust	Toponimo	Codice alfanumerico	Nome faglia
<i>Thrust</i>	principale	Poggio Rusco	2	<i>Thrust</i> Poggio Rusco 2
<i>Backthrust</i>	minore	Poggio Rusco	2b1	<i>Backthrust</i> Poggio Rusco 2b1
<i>Backthrust</i>	minore	Poggio Rusco	2b2	<i>Backthrust</i> Poggio Rusco 2b2
<i>Thrust</i>	principale	Sèrmide	3	<i>Thrust</i> Sèrmide 3
<i>Backthrust</i>	minore	Sèrmide	3b	<i>Backthrust</i> Sèrmide 3b

4. - APPLICAZIONI

Il modello 3D del Foglio si colloca in un settore delle Pieghes Ferraresi e consente la visualizzazione e l'analisi della porzione triassico-pliocenica, intensamente deformata, e della sovrastante successione pleistocenica, il cui spessore risulta chiaramente influenzato dalle strutture tettoniche profonde (Fig. 31). La complessità del sottosuolo, emersa già negli studi precedenti (PIERI & GROPPI, 1981; TOSCANI *et alii*, 2009; FANTONI & FRANCIOSI, 2010; GHIELMI *et alii*, 2013; TURRINI *et alii*, 2014; MARTELLI *et alii*, 2017; LIVANI *et alii*, 2018; AMADORI *et alii*, 2019), a dispetto dell'assetto geologico di superficie piuttosto monotono, si arricchisce di dettagli tridimensionali che riguardano in particolare gli alti strutturali, evidenziandone l'articolazione in blocchi variamente deformati e dislocati.

La ricostruzione delle dieci superfici stratigrafiche e del loro andamento tridimensionale consente di evidenziare l'assetto stratigrafico e strutturale del sottosuolo del Foglio dal quale si possono trarre importanti informazioni riguardo le caratteristiche del bacino sedimentario. Si possono individuare i depocentri e gli alti strutturali, le variazioni di spessore delle unità geologiche comprese tra le superfici mappate e, in ultima analisi, è possibile ricostruire l'evoluzione sedimentaria e l'influenza che la deformazione tettonica ha avuto su di essa.

Le superfici pleistoceniche rivestono un particolare ruolo anche per quanto riguarda il tema della subsidenza, poiché esiste uno stretto legame tra le variazioni delle velocità verticali del movimento del suolo e le geometrie e gli spessori della successione sedimentaria. Le zone di sinclinale, dove gli spessori delle unità sono maggiori, coincidono con le aree in cui la subsidenza naturale è maggiore; il contrario avviene nelle zone di anticlinale. In quest'ottica, la zona del Foglio dove la subsidenza naturale è maggiore si colloca a sud e a nord delle Pieghes Ferraresi, verso i margini sud-occidentale e nord-orientale, dove le superfici pleistoceniche si approfondiscono. Di contro, nei settori di culminazione strutturale tra Bondeno e Occhiobello, dove le superfici tendono a risalire, si registra una subsidenza molto minore. I valori della subsidenza naturale sono in ogni caso molto bassi, dell'ordine di pochi millimetri all'anno, ben inferiori (fino a oltre un ordine di grandezza) ai valori di subsidenza causati da attività antropiche, come l'estrazione di fluidi dal sottosuolo. Nel presente Foglio, i dati

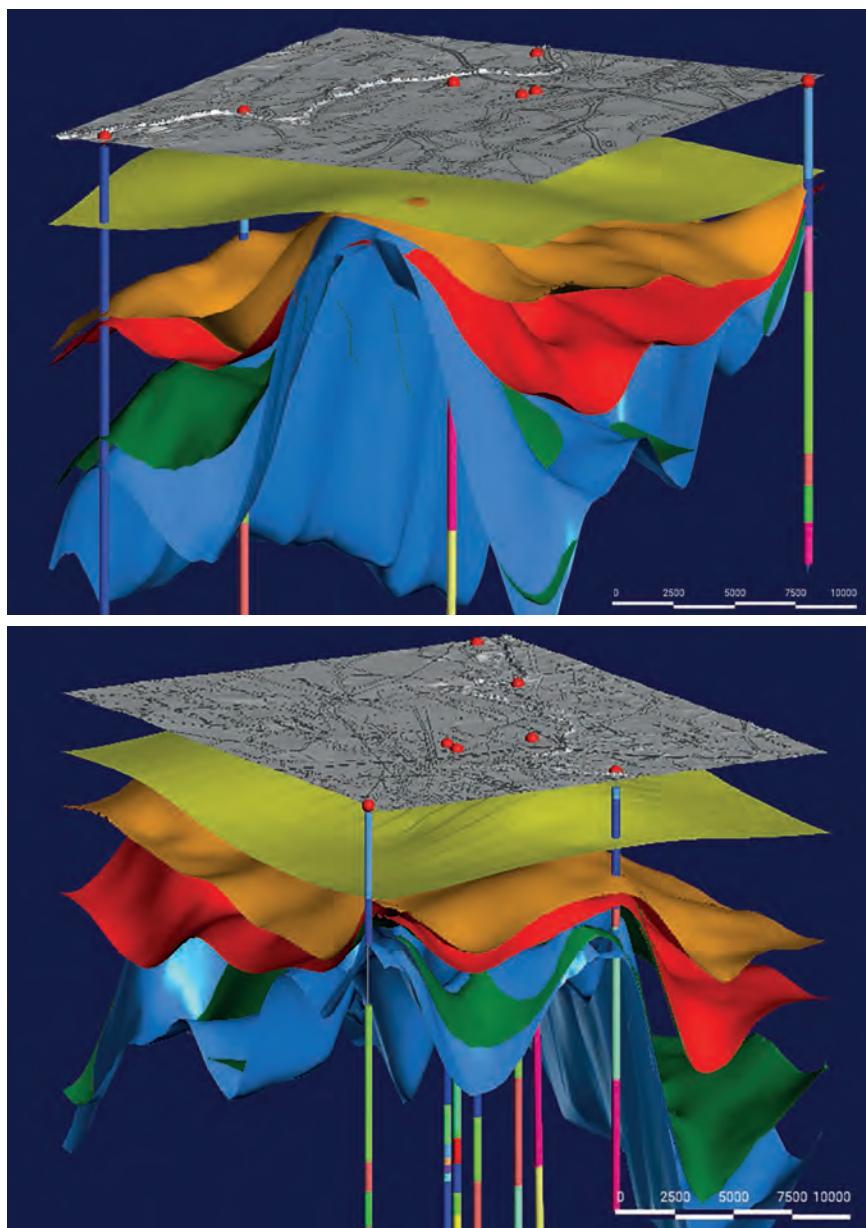


Fig. 31 - Viste prospettive 3D da SO (alto) e da SE (basso) della porzione pleistocenica del modello. Rappresentate a partire dall'alto le superfici bAES, bAEI, bIMO, bQM, bPLS. Visibili i pozzi per idrocarburi utilizzati e la loro proiezione in superficie (punti rossi).

più recenti disponibili indicano quasi ovunque una subsidenza molto bassa e vicina ai valori naturali (ARPAE, 2023).

Le superfici pleistoceniche, specialmente quelle più recenti, sono di grande utilizzo per la realizzazione di sezioni geologiche di sottosuolo che interessano le prime centinaia di metri, dove sono presenti gli acquiferi saturi di acque dolci. In questi casi l'andamento delle superfici mappate permette di guidare le correlazioni tra i pozzi, rendendole certamente più attendibili.

Nell'ambito della caratterizzazione sismica del sottosuolo, un aspetto di estremo interesse applicativo riguarda la correlazione tra le superfici mappate e gli orizzonti in cui si registrano aumenti particolarmente marcati della velocità delle onde sismiche di taglio (v_S). Questo che consentono il riconoscimento del substrato rigido d'interesse ingegneristico (*bedrock* sismico), elemento conoscitivo fondamentale ai fini della mitigazione del rischio sismico sia nelle fasi di programmazione territoriale e pianificazione urbanistica (es. per la microzonazione sismica) sia per la progettazione e realizzazione di opere. È stato evidenziato (MARTELLI, 2021) che in molti settori della pianura emiliano-romagnola si osservano importanti contrasti di v_S , il primo talora corrispondente alla base di AES₆, più spesso alla base di AES; il secondo generalmente corrispondente alla base di AEI (v. §VIII.3).

In particolare, per quanto riguarda il modello geologico pre-pleistocenico si possono evidenziare le seguenti principali applicazioni.

La valutazione dei geo-potenziali per le formazioni permeabili silicoclastiche e carbonatiche, quali il potenziale geotermico, lo stoccaggio di calore (*heat storage*) e la capacità di stoccaggio di gas (GEOMOL TEAM, 2015; PROGETTO HOTLIME, 2020). La valutazione del potenziale geotermico può essere applicata in particolare in riferimento alle formazioni carbonatiche aventi una buona permeabilità secondaria dovuta alla fratturazione e generalmente più facilmente raggiungibili, perché più vicino alla superficie, nei settori di alto strutturale. Un esempio di sistema geotermico a media entalpia ($90^{\circ}\text{C} < T < 150^{\circ}\text{C}$) è proprio quello presente a Casaglia, che contribuisce ad alimentare il teleriscaldamento della città di Ferrara da oltre 35 anni (v. anche Cap. II).

Il modello 3D risulta fondamentale anche per migliorare la caratterizzazione sismotettonica (SCROCCA *et alii*, 2007; TOSCANI *et alii*, 2009; BOCCALETTI *et alii*, 2011; BONINI *et alii*, 2014; GOVONI *et alii*, 2014; MAESANO *et alii*, 2015; MARTELLI *et alii*, 2017; DISS WORKING GROUP, 2021). I dati relativi alla mappatura delle principali faglie sepolte possono contribuire, assieme ad una revisione critica della letteratura, a migliorare la definizione dell'assetto sismo-tettonico nel settore di studio. Il modello fisico di sottosuolo ha permesso di studiare, alla scala locale, le geometrie delle faglie presenti, i loro rapporti geometrici e strutturali. Tutti questi dati, integrati con l'analisi della sismicità, possono migliorare il quadro conoscitivo delle principali faglie sismogeniche.



ABSTRACT

(M. Caggiati, R. Caputo)

The 185 - Ferrara Sheet is characterized by an almost flat topography (Fig. 2), with weak morphological variations mainly related to the occurrence of ancient and present river systems. However, the shallow subsurface already shows a significant lithological variability, basically due to the interplay of alluvial to deltaic systems and syn-sedimentary tectonics. Indeed, although in alluvial plains developed in subsiding foredeep basins tectonics alone is insufficient to significantly modify the morphology of the area due to the high rates of sedimentary infilling, the repeated reactivations of blind faults could still have a strong general impact on the overall sedimentary architecture (Fig. 3). The investigated area within the Po Plain actually lies in correspondence of the buried sector of the Northern Apennines fold-and-thrust belt, which recently manifested its activity with the 2012 seismic sequence (Fig. 1), but also in historical times (Fig. 22). Beyond tectonics, further players generating the complex existing stratigraphic architecture are the laterally variable sedimentary input and the relative sea-level changes characterized by repeated glaciations during the Quaternary. For these reasons, a detailed knowledge of the (shallow) subsoil within the mapped area was essential to edit this Sheet. Existing data were integrated with new evidence derived from multidisciplinary analyses.

Information from analyses of digital terrain models derived from aerial Lidar acquisition (1 m-cell resolution) was integrated with that provided by a remote sensing approach based on satellite and aerial images. The multi-scale geomorphologic analysis allowed identifying surface and shallow fluvial palaeo-riverbeds and related morfo-depositional elements, such as levees, crevasse splays and channels, point bars, and inter-riverine depressions. We could also take advantage of the rich geodatabase of Regione Emilia-Romagna containing a

large amount of subsoil investigations, like core drillings, cone penetration tests, water-well logs, geophysical investigations (Fig. 9). However, for the sectors of the Sheet where the subsoil information was poor, both in quality and density of the tests, new direct and indirect investigations were carried out consisting of 16 continuous core drillings (from 25 to 151 m-deep), 88 CPTU tests (30 m-deep; Fig. 10) and numerous hand-driven cores up to 2 m-deep. The retrieved cores were systematically analysed with a pocket penetrometer and scissometer (Appendix II). The integration of new and existing 1D log data allowed in general to identify sedimentary patterns and facies associations in the shallow subsurface, say the first 20-40 m, allowing also to recognize over-consolidated, pedogenized horizons (Fig. 15). Several different laboratory tests have been carried out on samples from the extracted cores: petrographic analyses on sandy intervals highlighted the compositional patterns (minerals and lithic fragments) and suggested the sedimentary provenance of the clasts (*e.g.*, Apennines *versus* Alpine hydrographic basins; Figs. 16 and 17). A palaeoecological study has been conducted on a 151 m-deep core, documenting the composition and variability of ostracods and foraminifers meiofauna (Fig. 12), thus providing new information on varying depositional environments.

The age of identified sedimentary elements was estimated by absolute dating and geometric-hierarchical stratigraphic relationships: 51 samples from core-drills were analysed for radiocarbon age (Appendix II). Also, archaeological data from an updated regional database (ArcheoDB; Fig. 7) and information from historical geographic maps (Figs. 6 and 8) have been used to better constrain the chronology of the late Holocene deposits.

All these data and interpretations allowed to define the complex stratigraphic architecture and the overall geological evolution of the last ca. 500 ka, while with a greater detail that of the Late Pleistocene to Holocene interval (Fig. 11).

The deep subsurface stratigraphic and structural framework was investigated by analysing and interpreting numerous seismic reflection profiles and well-logs data performed in the past decades for hydrocarbon exploration (Figs. 3 and 4). Additionally, a new high resolution seismic reflection profile was acquired for the Sheet (Fig. 21), as well as several geophysical investigations for constraining the subsoil (Figs. 18 and 19) and especially the waves velocity (Fig. 20), providing additional information on the main subsurface stratigraphic surfaces. The subsidence phenomenon has been also investigated based on available data, both from geometric levelling (Fig. 24) and satellites (Fig. 25).

The main underground geolithological architecture has been also characterised from hydrogeological point of view: in addition to existing data collected in available geodatabases, new in-hole tests were conducted (LeFranc tests) to characterize the hydraulic parameters of the aquifer systems down to a depth of 150 m (Appendix II). Furthermore, multiple grain size analyses were performed to determine the textural composition of the investigated aquifers (*e.g.*, sand, gravel, silt, clay). Finally, the Water Education Living Labs was established with the objective of increasing public awareness regarding environmental

issues related to the use and conservation of water resources, thereby making the invisible visible.

Based on a systematic, integrated and critical analysis of all available geomorphological, lithological and sedimentary information it was thus possible to recognize and characterize the different facies associations belonging to two dominant depositional systems, alternating repeatedly during the Pleistocene to Holocene timespan. Even nowadays, the Sheet area lies at the transition between the 'lower alluvial plain' and the 'upper delta plain' of the Po River (Fig. 26). The alluvial system consists of mainly sandy, fluvial channel deposits and adjacent, sandy to silty levee and crevasse deposits. The latter laterally pinch out to fine-grained (silty-to-clayey) overbank deposits, with different colour, organic content and consolidation degree, depending on drainage conditions of inter-fluvial depressions where they settled. Inceptisols have been identified within the well-drained, alluvial plain facies association, representing a useful tool for correlations over large distances. Swamp and marsh deposits are typically represented by dark laminated clays rich in organic matter, locally forming peaty horizons, bearing proxies of fresh-to-slightly brackish waters. Facies associations related to the deltaic/estuarine system currently crop out only in the southeastern sector of the Sheet, but they are particularly abundant in the subsoil Holocene succession (Figs. 13 and 14). Distributary channel deposits commonly consist of sandy to silty bodies with erosive base and a clear distributary pattern. They are interleaved with silty, ball clays and silts bearing a significant content of plant debris, and organic to peaty clays, representing sedimentation in a wet, ipohaline environment, like marshes of the upper delta plain or in the inner estuarine sector. Facies associations related to the outermost identified environment of the deltaic/estuarine system consist of bioturbated silty clays and ball clays with frequent thin, sandy intercalations, bearing fossils suggesting brackish environments such as a wave-dominated estuary or an inner lagoon of the lower delta plain.

The vertical and lateral distribution of the identified facies associations within the Middle Pleistocene to Holocene succession (Figs. 13 and 14) emphasizes the cyclic stratigraphic architecture of the Emiliano-Romagnolo supersynthem. The Lower Emiliano-Romagnolo synthem (AES), intercepted at a depth of 140 m in the S05 core-drilling (Appendix II), could not be properly detailed, but exhibits substantial thickness variations closely related to buried tectonic structures, such as the Casaglia Anticline where minimum values occur (Fig. 11). These tectonic structures also control the distribution of the facies associations within the Upper Emiliano-Romagnolo synthem characterized by 5 transgressive-regressive cycles corresponding to as many subsynthem. With the exception of the youngest, which is partly incomplete, the other four have been clearly recognized and described in detail. Overall, AES shows a clear shallowing upward trend, with the transition from predominantly estuarine-deltaic to fully alluvial environments. The lower, transgressive portion of AES₄ and AES₅ mainly consists of marsh to brackish lagoon (estuarine) facies associations, laterally transient to quite continental deposits on the palaeotopographic/

structural highs (Fig. 11). On the other hand, the lower portion of AES₆, AES₇ and AES₈ lacks paralic deposits and mainly consists of freshwater marsh and poorly-drained, alluvial plain facies associations, sporadically crosscut by lenticular channel deposits. The upper part of the cycles is instead characterized by common well-drained alluvial plain and fluvial channel facies associations, the latter often amalgamated to form continuous sand bodies, laterally extending over tens of kilometres. It is the case of the AES₇ subsynthem, whose upper portion has been intercepted by several geognostic tests and drillings forming two distinct sandy channel belts that occupy the central and northern sectors of the Sheet (Fig. 29). They mainly represent the deposition by the Po River during the Last Glacial Maximum. In the southern part of the Sheet, fine overbanks deposits instead prevail, with sand bodies limited to ribbon fluvial channels of Apennine origin and roughly meridian paths. The top of AES₇ and of sand bodies within the same subsynthem have been 3D-modelled by using available information and a network of purpose-built geological cross sections (Fig. 28): the modelled surfaces revealed a weighty contribution of tectonics to ruling the accommodation space even at the latest Pleistocene time, when the sandy channel belt was split in two main branches located northward and southward of the main Casaglia-Poggio Rusco anticlines (Fig. 29). Our reconstructions also show that the same late Pleistocene palaeotopography was later deformed in the Holocene, with the AES₇ top reaching deeper values in the northeastern sector of the Sheet (Fig. 28).

The opportunity to analyse a large amount of seismic reflection profiles, with a total length of hundreds of kilometres, also allowed to improve our knowledge on the deep subsurface and the buried structures belonging to the Northern Apennines (Fig. 4). Accordingly, shortenings related to main tectonic structures have been tentatively quantified (Fig. 5) and a deep 3D model of the Mesozoic to Quaternary succession has been developed (Fig. 30). These deliverables provide essential tools for understanding the geological evolution of the Po Plain sedimentary basin and for deciphering its deformative dynamics.

LEGEND**SURFICIAL GEOLOGICAL MAP****UBIQUITOUS DEPOSITS****Anthropogenic deposits**

Landfills and masonry and stone structures that make up the defensive system (walls and moat) of Ferrara built in the late medieval, Renaissance to modern period.

Landfill

Landfill deposits.

EMILIA-ROMAGNA SUPERSYNTHEM

Marginal marine, coastal, deltaic and continental deposits framed in a cyclic architecture at different scales. In the Apennines, at the borders of the Po Plain sedimentary basin, they unconformably lie on Miocene, Pliocene and Lower Pleistocene sediments. In the subsurface of the Sheet area, AE unconformably lies on the Lower Pleistocene succession (Sabbie di Imola). The upper boundary corresponds to the present ground surface. The thickness gradually decreases northwards, from 250 m near Mirabello to about 120 m on the Casaglia anticline area. From this point, the thickness increases northward up to 300 m in the depocenter, in the Veneto region.

MIDDLE PLEISTOCENE (-800 ka) - PRESENT

UPPER EMILIA-ROMAGNA SYNTHEM (AES)

The unit classically consists of coastal to alluvial deposits arranged in transgressive-regressive cycles (corresponding to as many subsynthem)

of glacio-eustatic origin. The base of the unit corresponds to a diachronic stratigraphic surface originated by the demise of fluvial systems at regional scale, which can be laterally correlated to a marine ingression surface. The upper boundary corresponds to the ground level. Minimum thickness of 100 m is recorded on the Casaglia anticline, maximum values occur in the depocenter, in the northern sector.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p. - PRESENT (~400 ka), MIS 11-MIS 1

Ravenna subsynthem (AES₈)

It is characterized by a transgressive-regressive cycle related to the eustatic sea-level rise following the latest glaciation and the subsequent, still ongoing, high standing stage. Outcrops mainly consists of fluvial channel-levee-crevasse deposits related to the present and ancient Po River, intervening floodplain, and swamp areas where fine sediment settled. Fossil riverbeds sometimes show large sinuosity, up to develop meandering channels with major point bars. Only the southeastern sector of the Sheet is different, outcrops showing sedimentary features related to distributary channels in the upper deltaic plain. The lower boundary is commonly sharp, given by poorly-drained alluvial plain and marsh deposits directly lying on coarse grained, Late Pleistocene fluvial sandstones. Where the upper portion of the Pleistocene consists of fine siliciclastics, the basal boundary is identifiable in a distinctive regional paleosol. The upper boundary corresponds to the present topographic surface, and on paleo-river bumps and in less subsiding areas it is characterized by the common occurrence of remains of Roman Age. Where deposits and remains are attributable to more recent times, the subsynthem corresponds to the Modena unit. Thickness ranges from 12 to 20 m.

HOLOCENE - PRESENT

Modena unit (AES_{8a})

The unit encompasses all alluvial sediments deposited after the Roman age, mostly related to changed sedimentary environments caused by a Medieval reorganization stage of the hydrographic network. In the southern part of the Sheet, overbank deposits and fluvial channels deriving from the Apennines prevail. Often, riverbeds show a distributive pattern in the terminal portion, splaying the sediment into wetlands. The latter are northward limited by silty and sandy sediments of the Po River and interposed floodplain, which cover the central and northern portion of the Sheet. This does not apply to the northeastern part of the Sheet, where alluvial plain sediments are mostly sourced by the Tartaro-Adige river system, and to the southeastern part where upper delta plain facies associations crop out.

The unit also contains infillings of artificial and drainage canals (*e.g.*, Burana and Travesagno di Pincara), and anthropic deposits related to the ancient defensive walls of Ferrara. The lower boundary is locally marked by overbank deposits lying on a Roman Age paleosol, showing a low degree of weathering.

The upper boundary corresponds to the present topographic surface, and it is mainly characterized by a good preservation of original depositional geometries. The maximum thickness is 10 m.

HOLOCENE (MEGHALAYAN) - PRESENT

DEPOSITIONAL SYSTEMS, FACIES ASSOCIATIONS AND LITHOLOGIES

ALLUVIAL PLAIN

Fluvial-channel, levee, and crevasse deposits

Medium to coarse, locally silty, sand bodies with erosive base and characteristic fining-upward trend. Few silty to clayey intercalations are sometimes present. Upwards, a gradual transition to silty clays is common, recording the final demise of the fluvial channel. Maximum thickness ranges between 4-8 m (Apennine-sourced rivers) and 8-12 m (Po and Southern Alps-sourced rivers). The sandy channels laterally grade to fine sand and silt, cm- to dm- thick alternations, or to m-thick, sand-to-silt, normally graded bodies. Reverse to normal grading may also occur in the distal part of the same bodies. Paleo-channels show middle-to-low sinuosity and cross-sections up to tens of metres width. Only in the central part of the Sheet, notably arched point-bar sequences highlight fluvial channels with high-sinuosity trend. Commonly, a network of thinner channels with a clear distributive pattern (crevasse channels) spread out from the major ones.

Floodplain deposits

Moderately consolidated clays and silty clays with clayey silt intercalations, dark to light brown, sometimes greyish in colour. Occasional evidence of pedogenesis and common bioturbation occur. Fine sediments form wide, tabular-shaped bodies deposited in interchannel topographic lows during flood events. Locally, reddish oxidation films are present, as well as calcareous concretions and rare root traces. Thickness <10 m.

Swamp deposits

Soft, grey to dark grey, silty clays and clayey silts with common plant debris and thin brownish, peat intercalations. Sometimes, organic matter accumulations may form organic clay horizons and horizontally laminated, up to decimetres-thick, peaty-intervals. Thickness < 5 m.

DELTAIC PLAIN

Distributary channel and crevasse deposits

Medium to fine grained, sometimes silty, sands laterally etheropic to dm- to cm-thick alternations of silt and silty clay, locally with fine grained sand intercalations. Beds with coarser grainsize commonly show a sharp base and

normal grading. Bioturbation and root traces often obliterate the original texture in fine sediment. Plant debris is locally abundant, clay intraclasts sometimes occur. These facies crop out only in the southeastern part of the Sheet and are mainly related to the Po River's Volano and Primaro distributary channels.

Interdistributary floodplain

Clays and silts with rare, organic clay and peat intercalations. Thin beds of sandy silt or silty sand are also present within the fine sediment. Bioturbation is common and frequently masks primary sedimentary structures. Sedimentation occurred in commonly poorly-drained topographic depressions, laterally bounded by distributary channels.

Interdistributary swamps and marshes

Dark grey to grey clays, silty clays, and clayey silts, commonly interbedded to organic clays and peat layers. Bioturbation and bioclasts are locally present. Elsewhere, planar lamination is common. Sediments form large tabular beds, with thickness up to 4 m. Deposits are mainly related to sedimentation in freshwater swamps located in the upper delta plain.

SUBSURFACE GEOLOGICAL MAP

BURIED SANDY BODIES: RAVENNA SUBSYNTHEM (AES₈)

Distribution of the main buried Holocene sandy sedimentary bodies (lighter colour when the outline is more uncertain). These are generally medium-coarse sands for river channel or distributary purposes, slightly to medium thickened. The bodies have an erosive base and may be locally amalgamated on the sands of AES₇, with a thickness between approximately 4 and 14 m and a maximum lateral extension is always lower than 6 km. The sedimentary body corresponding to the modern Po is represented in blue.

Age: *HOLOCENE*

Top AES₈ sand (m a.s.l.)

TOP OF SANDS: VILLA VERUCCHIO SUBSYNTHEM (AES₇)

Medium-coarse and fine river channel sands, medium to very thick, with a fining-upward grain size trend and rare silty-clayey intercalations. Sharp to gradual upper limit, with decimetric silty intervals and, sometimes, silty-clayey pockets with organic material. The sandy sedimentary bodies, a few meters-thick, are often vertically amalgamated to form a single body with a maximum thickness of about 35 m. In the northern and central-southern areas these bodies end up the Pleistocene sequence, while in the other sectors they are buried by floodplain and locally swamp deposits.

Age: *LATE PLEISTOCENE*

Top AES₇ sand (m a.s.l.)

**RECONSTRUCTED TOP SURFACE: VILLA VERUCCHIO
SUBSYNTHEM (AES₇)**

Reconstruction of the topographic surface at the Pleistocene-Holocene boundary characterized, in the northern and central-southern band, by medium-coarse and fine river channel sands, medium to very thick. The river bodies are often interconnected and amalgamated and represent the final phases of the lateral migration of the Po River during the last glacial phase (MIS 2). In the southern and partly central sectors, this surface is instead characterized by well-consolidated silty clays associated with well-drained floodplain environments and, to a lesser extent, weakly organic clays, associated with floodable plain environments with a prevalence of humid environments. The parts in white indicate the sectors eroded by the river bodies of AES₈.

Age: *PLEISTOCENE-HOLOCENE boundary*

Top AES₇ sand (m a.s.l.)

**PALAEO-DEPTH OF SANDY BODIES: VILLA VERUCCHIO
SUBSYNTHEM (AES₇)**

Depth of the roof of the sandy bodies belonging to the Villa Verrucchio Subsynthem (AES₇) expressed in meters compared to the topographic surface reconstructed at the Pleistocene-Holocene boundary (paleo-country level). Low depth values indicate bodies that were outcropping or sub-outcropping at the time to close the stratigraphic unit. The distribution of the coarse clastic sediments shows the presence of two main sandy bands, respectively south and north of the Casaglia pop-up and the backthrust of Sèrmiide, both oriented approximately W-E and linked to the course of the Po. In the southern sector of the Sheet there are also minor bodies with a ribbon-like geometry, with a maximum thickness of about 10 m and approximately S-N trend, consisting of sands with abundant siliciclastic and carbonate sedimentary lithics documenting the Apennines clastic contribution to the channel belt.

Age: *LATE PLEISTOCENE*

Top AES₇ sand (m below palaeotopography)

BIBLIOGRAFIA

- AGIP SPA (1982) - *Lessico delle Formazioni del bacino padano orientale*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (Eds.): Guida alla geologia del margine appenninico-padano. Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., 205-246, 9 figg., Bologna.
- AMADORI C., TOSCANI G., DI GIULIO A., MAESANO F.E., D'AMBROGI C., GHIELMI M. & FANTONI R. (2019) - *From cylindrical to non-cylindrical foreland basin: Pliocene-Pleistocene evolution of the Po Plain-Northern Adriatic basin (Italy)*. Bas. Res., **31**: 991-1015.
- AMOROSI A. & BRUNO L. (2024) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 184, Mirandola*. ISPRA - Servizio Geologico d'Italia, Roma, pp. 156, doi: 10.15161/oar.it/211808.
- AMOROSI A. & SAMMARTINO I. (2018) - *Shifts in sediment provenance across a hierarchy of bounding surfaces: A sequence-stratigraphic perspective from bulk-sediment geochemistry*. Sediment. Geol., **375**: 145-156.
- AMOROSI A., BARBIERI M., CASTORINA F., COLALONGO M.L., PASINI G. & VAIANI S.C. (1998) - *Sedimentology, micropaleontology, and strontium-isotope dating of a lower-middle Pleistocene marine succession ("Argille Azzurre") in the Romagna Apennines, Northern Italy*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 789-806.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L., FIORINI F., FUSCO F., PASINI G., VAIANI S.C. & SARTI G. (2004) - *Palaeogeographic and palaeoclimatic evolution of the Po Plain from 150-ky core records*. Glob. Planet. Change, **40**: 55-78.
- AMOROSI A., PAVESI M., RICCI LUCCHI M., SARTI G. & PICCIN A. (2008) - *Climatic signature of cyclic fluvial architecture from the Quaternary of the central Po plain, Italy*. Sediment. Geol., **209**: 58-68.
- AMOROSI A., GUERMANDI M., MARCHI N. & SAMMARTINO I. (2010) - *Note Illustrative alla Carta Pedo-geochimica di Cr, Ni, Zn, Pb, Cu della Pianura Emiliana alla scala 1:250.000*. pp. 23.
- AMOROSI A., ROSSI V., SCARPONI D., VAIANI S.C. & GHOSH A. (2014) - *Biosedimentary record of postglacial coastal dynamics: high-resolution sequence stratigraphy from the northern Tuscan coast (Italy)*. Boreas, **43**: 939-954.
- AMOROSI A., BRUNO L., CAMPO B., ROSSI V., SCARPONI D., HONG W., BOHACS K.M. & DREXLER T.M. (2017a) - *Global sea-level control on local parasequence architecture from the Holocene record of the Po Plain, Italy*. Mar. Petrol. Geol., **87**: 99-111.
- AMOROSI A., BRUNO L., CLEVELAND D.M., MORELLI A. & HONG W. (2017b) - *Paleosols and associated channel-belt sand bodies from a continuously subsiding late Quaternary system (Po Basin, Italy): New insights into continental sequence stratigraphy*. Geol. Soc. Am. Bull., **129**: 449-463.
- ARPAE - REGIONE EMILIA-ROMAGNA (2002) - *Attività relative alla rete regionale di controllo della subsidenza*. https://www.arpae.it/it/temi-ambientali/suolo/rapporti/rapporti-subsidenza/altre_attivita_di_monitoraggio_subsidanza-1997_2003/view (ultima visita 23/04/2025).
- ARPAE (2006) - *Rilievo della subsidenza nella pianura emiliano-romagnola. II° Stralcio di attività finalizzate alla misura di una rete di livellazione a supporto dell'analisi interferometrica*. <https://www.arpae.it/it/temi-ambientali/suolo/rapporti/rapporti-subsidenza/rilievo-subsidenza-nella-pianura-emiliano-romagnola-rete-livellazione-supperto-analisi-interferometrica/view> (ultima visita 23/04/2025).
- ARPAE (2019-2021) - *La rete regionale di monitoraggio della subsidenza*. <https://www.arpae.it/it/temi-ambientali/suolo/subsidanza/la-rete-regionale-di-monitoraggio-della-subsidenza/rete-regionale-monitoraggio-subsidenza> (ultima visita 23/04/2025).
- ARPA - REGIONE DEL VENETO (2023) - *Monitoraggio satellitare continuo delle deformazioni del terreno della Regione del Veneto*. <https://www.regione.veneto.it/web/ambiente-e-territorio/monitoraggiops> (ultima visita 23/04/2025).

- ATHERSUCH J., HORNE D.J. & WHITTAKER J.E. (1989) - *Marine and Brackish Water Ostracods*. In: KERMAK D.M. & BARNES R.S.K. (Eds.), *Synopses of the British Fauna*, Brill, Leiden/New York/Kopenhagen/Koln.
- BALISTA C. (2018) - *The Po di Adria, Frattresina and the Po Delta between the Middle-Recent Bronze Age and the Early Iron Age*. *IpoTESI di Preistoria*, **10**: 143-198.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **35**(2): 257-310.
- BARBIERI G. & VAIANI S.C. (2018) - *Benthic foraminifera or Ostracoda? Comparing the accuracy of palaeoenvironmental indicators from a Pleistocene lagoon of the Romagna coastal plain (Italy)*. *J. Micropalaeont.*, **37**: 203-230.
- BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D. & CASTELLARIN A. (1993) - *From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous*. *Sediment. Geol.*, **86**(1-2): 53-76.
- BIGI G., CASTELLARIN A., COLI M., DAL PIAZ G.V. & VAI G.B. (1990) - *Structural model of Italy. Scale 1:500.000*. C.N.R. Quaderni Ricerca scientifica, 114.
- BITELLI G., BONSIGNORE F. & UNGUENDOLI M. (1997) - *Progetto di una rete per il controllo della subsidenza nella Regione Emilia-Romagna*. I° Conferenza Nazionale ASITA, Parma 1997.
- BITELLI G., BONSIGNORE F., DEL CONTE S., NOVALI F., PELLEGRINO I. & VITTUARI L. (2014) - *Integrated Use of Advanced InSAR and GPS Data for Subsidence Monitoring*. *Eng. Geol. Soc. Territ.*, **5**: 147-150, doi: 10.1007/978-3-319-09048-1_29.
- BOCCALETTI M., CORTI G. & MARTELLI L. (2011) - *Recent and active tectonics of the external zone of the Northern Apennines (Italy)*. *Int. J. Earth Sci.*, **100**: 1331-1348.
- 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°, 9-48.
- BONDESAN M. (1995) - *Osservazioni sui gorghi e su altre cavità di erosione nel territorio di Rovigo e Ferrara - ipotesi sulla loro origine*. *Atti dell'Accademia delle Scienze di Ferrara*, 28 pp.
- BONDESAN M., GATTI M. & RUSSO P. (1997) - *Movimenti verticali del suolo nella Pianura Padana orientale desumibili dai dati I.G.M. fino a tutto il 1990*. *Boll. Geod. Sci. Affini*, **LVI**, 2.
- BONINI L., TOSCANI G. & SENO S. (2014) - *Three-dimensional segmentation and different rupture behavior during the 2012 Emilia seismic sequence (Northern Italy)*. *Tectonophys.*, **630**: 33-42.
- BONSIGNORE F., PRETI M., UNGUENDOLI M., BITELLI G., RUSSO P. & PERFETTI N. (2002) - *Misura della rete regionale di controllo della subsidenza, misura di linee della rete costiera non comprese nella rete regionale, rilievi batimetrici, relazione finale*. *Rapporti di subsidenza Regione Emilia-Romagna*.
- BRUNO L., AMOROSI A., SEVERI P. & COSTAGLI B. (2017) - *Late Quaternary aggradation rates and stratigraphic architecture of the southern Po Plain, Italy*. *Bas. Res.*, **29**: 234-248.
- BRUNO L., AMOROSI A., LUGLI S., SAMMARTINO I. & FONTANA D. (2021) - *Trunk river and tributary interactions recorded in the Pleistocene-Holocene stratigraphy of the Po Plain (northern Italy)*. *Sedimentology*, **68**: 2918-2943.
- BRUNO L., CAMPO B., HAJDAS I., HONG W. & AMOROSI A. (2022) - *Timing and mechanisms of sediment accumulation and pedogenesis. Insights from the Po Plain (Northern Italy)*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **591**, doi: 10.1016/j.palaeo.2022.110881.
- BRUNO L., DEMURIAS L., MAGRI D., MICHELANGELI F., RITTENOUR T., HONG W., ROSSI V., VAIANI S.C., VECCHI A. & AMOROSI A. (2024) - *Sedimentary response of the Po Basin to Mid-Late Pleistocene glacio-eustatic oscillations*. *Quat. Sci. Rev.*, **344**: 109005, doi: 10.1016/j.quascirev.2024.109005.
- BURRATO P., VANNOLI P., FRACASSI U., BASILI R. & VALENSISE G. (2012) - *Is blind faulting truly invisible? Tectonic-controlled drainage evolution in the epicentral area of the May 2012, Emilia-Romagna earthquake sequence (northern Italy)*. *Ann. Geophys.*, **55**(4): 525-531, doi: 10.4401/ag-6182.

- CALABRESE L. (2009) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 181, Parma Nord*. ISPRA - Servizio Geologico d'Italia, Roma, pp. 76.
- CALABRESE L., CENTINEO M.C. & CIBIN U. (2005) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 204, Portomaggiore*. ISPRA - Servizio Geologico d'Italia, Roma, pp. 99.
- CALABRESE L. & CIBIN U. (2014) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 222, Lugo*. ISPRA - Serv. Geol. d'It., Roma.
- CALOI P. (1967) - *Sui fenomeni di anormale abbassamento del suolo, con particolare riguardo al Delta Padano*. Annali di Geofisica, **XX**: 4.
- CAMPO B., BRUNO L. & AMOROSI A. (2023) - *Sedimentary facies characterization through CPTU profiles: an effective tool for subsurface investigation of modern alluvial and coastal plains*. Sediment., **70**: 1302-1327, doi: 10.1111/sed.13079.
- CANTATORE M.F.A., DI COCCO I., MOINE C., PODINI M. & SERICOLA M. (2023) - *ArcheoDB, a new geodatabase of archaeological findings for conservation and research in the Emilia-Romagna Region (Italy): the case of the Soprintendenza di Parma and Piacenza*. Groma, **8**.
- CAPUTO M., PIERI L. & UNGUENDOLI M. (1970) - *Geometric investigation of the subsidence in the Po Delta (1970)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **13**(47): 187-207.
- CAPUTO R. (2012) - *Ground effects of large morphogenic earthquakes*. J. Geodyn., **40**(2-3): 113-118, doi: 10.1016/j.jog.2005.07.001.
- CAPUTO R. & PAPATHANASIOU G. (2012) - *Ground failure and liquefaction phenomena triggered by the 20 May, 2012 Emilia-Romagna (Northern Italy) earthquake: case study of Sant'Agostino - San Carlo - Mirabello zone*. Nat. Haz. Earth Syst. Sci., **12**(11): 3177-3180, doi: 10.5194/nhess-12-3177-2012.
- CAPUTO R. & TARABUSI G. (2016) - *Il complesso sistema di sorgenti sismogeniche nell'area ferrarese e i loro effetti nella storia*. Accademia delle Scienze di Ferrara, Atti, **93**: 166-177, ISSN 0365-0464.
- CAPUTO R., IORDANIDOU K., MINARELLI L., PAPATHANASSIOU G., POLI M.E., RAPTI-CAPUTO D., SBORAS S., STEFANI M. & ZANFERRARI A. (2012) - *Geological evidence of pre-2012 seismic events, Emilia-Romagna, Italy*. Ann. Geophys., **55**(4): 743-749, doi: 10.4401/ag-6148.
- CAPUTO R., PELLEGRINELLI A., BIGNAMI C., BONDESAN A., MANTOVANI A., STRAMONDO S. & RUSSO P. (2015) - *High-precision levelling, DInSAR and geomorphological effects in the Emilia 2012 epicentral area*. Geomorphology, **235**: 106-117, doi: 10.1016/j.geomorph.2015.02.002.
- CAPUTO R., POLI M.E., MINARELLI L., RAPTI D., SBORAS S., STEFANI M. & ZANFERRARI A. (2016) - *Palaeoseismological evidence for the 1570 Ferrara earthquake, Italy*. Tectonics, **35**: 1423-1445, doi: 10.1002/2016TC004238.
- CARLONI G. & MARTELLI L. (2025) - *Local seismic hazard analysis for the new territorial plan of the Province of Ferrara*. Atti 43° Convegno GNGTS, Bologna 11-14/02/2025, sess. 2.2.
- CARMINATI E. & DOGLIONI C. (2012) - *Alps vs. Apennines: the paradigm of a tectonically asymmetric earth*. Earth-Sci. Rev., **112**, 67E96.
- CARMINATI E. & DI DONATO G. (1999) - *Separating natural and anthropogenic vertical movements in fast subsidence areas: the Po plain (N. Italy) case*. Geophys. Res. Letts., **26**, 2291-4.
- CARMINATI E., LUSTRINO M. & DOGLIONI C. (2012) - *Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean tectonics vs. igneous petrology constraints*. Tectonophysics., **579**: 173-192.
- CASAZZA L. (2002) - *Mutamenti insediativi e sfruttamento del suolo nel Polesine meridionale dalla tarda antichità al mille e Camillo Corrain. Il territorio polesano fino al '400. Le bonifiche estensi nel XV secolo*. In: La bonifica tra Canalbianco e Po, vicende del comprensorio padano polesano, Consorzio di Bonifica Padana Polesana.
- CASTELLARO S., MULARGIA F. & BIANCONI L. (2005) - *Passive Seismic Stratigraphy: A new efficient, fast and economic technique*. Geol. Tecnica & Amb., **3**: 76-102.
- CASTIGLIONI G.B., AJASSA R., BARONI C., BIANCOTTI A., BONDESAN A., BRANCUCCI G., CASTALDINI D., CASTELLACCIO E., CAVALLIN A., CORTEMIGLIA F., et alii (1997) - *Geomorphological Map of Po Plain, 3 Sheets, Scale 1:250.000*. MURST-S.El.Ca. Firenze, Italy.

- CHAPUIS R.P. (1998) - *Overdamped slug test in monitoring wells: Review of interpretation methods with mathematical, physical, and numerical analysis of storativity influence*. *Can. Geotech. J.*, **5**: 697-719.
- CIBIN U. & SEGADELLI S. (2009) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000, Foglio 203, Poggio Renatico*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia, Roma, pp. 104.
- CIBIN U., DI GIULIO A. & MARTELLI L. (2003) - *Oligocene-Early Miocene tectonic evolution of the northern Apennines (northwestern Italy) traced through provenance of piggy-back basin fill successions*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **208**: 269-287.
- COCCIONI R. (2000) - *Benthic foraminifera as bioindicators of heavy metal pollution - A case study from the Goro Lagoon (Italy)*. In: MARTIN R.E. (Ed.), *Environmental Micropaleontology: The Application of Microfossils to Environmental Geology*, Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, 71-103.
- COCCO M., ARDIZZONI F., AZZARA R.M., DALL'OLIO L., DELLADIO A., DI BONA M., MALAGNINI L., MARGHERITI L. & NARDI A. (2001) - *Broadband waveforms and site effects at a borehole seismometer in the Po alluvial basin (Italy)*. *Ann. Geofis.*, **44**: 137-154.
- CREMONINI S. (1987) - *Morfodinamica dell'Oltrepò Mantovano. Spunti geomorfologici per uno studio delle dinamiche morfogenetiche parafluviali*. In: *Il Po Mantovano*, Museo Civico, San Benedetto Po, 251-273.
- DANTI E. (1582) - *Ferrariae Ducatus, carta del Ducato di Ferrara*.
- CUFFARO M., RIGUZZI F., SCROCCA D., ANTONIOLO F., CARMINATI E., LIVANI M., DOGLIONI C. (2010) - *On the geodynamics of the northern Adriatic plate*. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, **21**(Suppl 1): S253-S279.
- DEBENAY J.P., GUILLOU J.J., REDOIS F. & GELSIN E. (2000) - *Distribution trends of foraminiferal assemblages in paralic environments: A base for using foraminifera as bioindicators*. In: MARTIN R.E. (Ed.), *Environmental Micropaleontology: The Application of Microfossils to Environmental Geology*, Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, 39-67.
- DEMURTAS L., BRUNO L., LUGLI S. & FONTANA D. (2022) - *Evolution of the Po Alpine River System during the Last 45 Ky Inferred from Stratigraphic and Compositional Evidence (Ostiglia, Northern Italy)*. *Geosciences*, **12**: 342.
- DEMURTAS L., BRUNO L., LUGLI S. & BRUNO L. (2024) - *Multi-source detrital contributions in the Po alluvial basin (northern Italy) since the Middle Pleistocene. Insights into sediment accumulation in intermediate sinks*. *Bas. Res.*, **36**(1): e12858.
- DI GIULIO G., MINARELLI L., MILANA G., TARABUSI G., VASSALLO M. & STEFANI M. (2024a) - *Comparing various seismic equipment for H/V and dispersion measurements in three sites near Ferrara (Po Plain, Italy)*. *Atti 42° Convegno GNGTS, Ferrara 13-16/02/2024, sess. 3.2*, 847-850.
- DI GIULIO G., MINARELLI L., STEFANI M., MILANA G., TARABUSI G., VASSALLO M., AMOROSO S., AFFATATO A., BARADELLO L. & PETRONIO L. (2024b) - *Combining active and passive methods to understand the seismic velocity distribution in a thick Quaternary succession of the Po Plain (Terre del Reno, Ferrara, Italy)*. *Atti 42° Convegno GNGTS, Ferrara 13-16/02/2024, sess. 3.2*, 837-841.
- DISS WORKING GROUP (2021) - *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.3.0: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/diss3.3.0> (ultima visita 23/04/2025).
- DOGLIONI C. (1991) - *A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions - Possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system*. *Terra Nova*, **3**(4): 423-434, doi: 10.1111/J.1365-3121.1991.tb00172.x.
- ELLIS B.F. & MESSINA A.R. (1940) - *Catalogue of Foraminifera*. Micropaleontology Press, New York.
- ELLIS B.F. & MESSINA A.R. (1952) - *Catalogue of Ostracoda*. American Museum of Natural History Special Publications, New York.

- EMERGOE WORKING GROUP (2013) - *Liquefaction phenomena associated with the Emilia earthquake sequence of May-June 2012 (Northern Italy)*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., **13**(4): 935-947, doi: 10.5194/nhess-13-935-2013.
- FACCENNA C., JOLIVET L., PIROMALLO C. & MORELLI A. (2003) - *Subduction and the depth of convection in the Mediterranean mantle*. J. Geophys. Res., **108**(B2): 2099.
- FALORNI P., PETTI F.M. & D'AMBROGI C. (2007) - *Argille Azzurre*. In: CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (Eds.), Carta Geologica d'Italia 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2), Quad. Serv. Geol. d'Italia, serie III, **7**(VII), Roma, 318-330.
- FANTONI R. & FRANCIOSI R. (2010) - *Tectono-sedimentary setting of the Po Plain and Adriatic foreland*. Rend. Fis. Acc. Lincei, **21**(1): S197-S209.
- FERRETTI A., FUMAGALLI A., NOVALI F., PRATI C., ROCCA F. & RUCCI A. (2011) - *A new Algorithm for processing Interferometric Data-Stacks: SqueeSAR*. IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, **49**: 9.
- FERRETTI A., PRATI C. & ROCCA F. (2001) - *Permanent scatterers in SAR interferometry*. IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, **39**, 1.
- FONTANA D. (1991) - *Detrital carbonate grains as provenance indicators in the Upper Cretaceous Pietraforte Formation (northern Apennines)*. Sediment., **38**: 1085-1095.
- FONTANA D., LUGLI S., DORI S.M., CAPUTO R. & STEFANI M. (2015) - *Sedimentology and composition of sands injected during the seismic crisis of May 2012 (Emilia, Italy): clues for source layer identification and liquefaction regime*. Sediment. Geol., **325**: 158-167.
- GALLI P., CASTENETTO S. & PERONACE E. (2012) - *The MCS macroseismic survey of the Emilia 2012 earthquakes*. Ann. Geophys., **55**(4): 663-672, doi: 10.4401/ag-6163.
- GARZANTI E., ANDO S. & VEZZOLI G. (2008) - *Settling equivalence of detrital minerals and grain-size dependence of sediment composition*. Earth Planet. Sci. Letts., **273**: 138-151.
- GEO MOL TEAM (2015) - *GeoMol - assessing subsurface potentials of the Alpine Foreland Basins for sustainable planning and use of natural resources. Project report*. Augsburg: Bavarian Environment Agency.
- GHIELMI M., MINERVINI M., NINI C., ROGLEDI S., ROSSI M. & VIGNOLO A. (2010) - *Sedimentary and tectonic evolution in the eastern Po-Plain and northern Adriatic Sea area from Messinian to Middle Pleistocene (Italy)*. Rend. Lincei Sci. Fis. Nat., **21**: 131-166.
- GHIELMI M., MINERVINI M., NINI C., ROGLEDI S. & ROSSI M. (2013) - *Late Miocene-Middle Pleistocene sequences in the Po Plain - Northern Adriatic Sea (Italy): The stratigraphic record of modification phases affecting a complex foreland basin*. Mar. Petrol. Geol., **42**: 50-81.
- GOVONI A., MARCHETTI A., DE GORI P., DI BONA M., LUCENTE F.P., IMPROTA L., CHIARABBA C., NARDI A., MARGHERITI L., PIANA AGOSTINETTI N., DI GIOVAMBATTISTA R., LATORRE D., ANSELMI M., CIACCIO M.G., MORETTI M., CASTELLANO C. & PICCININI D. (2014) - *The 2012 Emilia seismic sequence (Northern Italy): Imaging the thrust fault system by accurate aftershock location*. Tectonophysics., **622**: 44-55.
- GRAZIANI L., BERNARDINI F., CASTELLANO C., DEL MESE S., ERCOLANI E., ROSSI A., TERTULLIANI A. & VECCHI M. (2015) - *The 2012 Emilia (Northern Italy) earthquake sequence: an attempt of historical reading*. J. Seismol., **19**: 371-387, doi: 10.1007/s10950-014-9471-y.
- GRÜNTAL G. (1998) - *European Macroseismic Scale 1998(EMS-98)*. European Seismological Commission, subcommission on Engineering Seismology, working Group Macroseismic Scales. Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, **15**, Luxembourg.
- GRUPPO DI LAVORO (2021) - *Linee guida per le buone pratiche dell'analisi delle onde superficiali, un prodotto del progetto Interpacific*. 135 pp., CNR Edizioni.

- GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., COMASTRI A., TARABUSI G., SGATTONI G. & VALENSISE G. (2018) - *CFT15Med, Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (461 a.C.-1997) e nell'area Mediterranea (760 a.C.-1500)*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), <https://doi.org/10.6092/ingv.it-cfti5> (ultima visita 23/04/2025).
- GUIDOBONI E., FERRARI G., TARABUSI G., SGATTONI G., COMASTRI A., MARIOTTI D., CIUCCARELLI C., BIANCHI M.G. & SGATTONI G. (2019) - *CFT15Med, the new release of the catalogue of strong earthquakes in Italy and in the Mediterranean area*. Scientific Data 6, Article number: 80 (2019), <https://doi.org/10.1038/s41597-019-0091-9>.
- GUNDERSON K.L., PAZZAGLIA J.J., PICOTTI V., ANASTASIO D.A., KODAMA K.P., RITTENOUR T., FRANKEL K.F., PONZA A., BERTI C., NEGRI A. & SABBATINI A. (2014) - *Unraveling tectonic and climatic controls on synorogenic growth strata (Northern Apennines, Italy)*. Geol. Soc. Am. Bull., **126**: 532-552.
- HENDERSON P.A. (1990) - *Freshwater ostracods*. In: KERMACK D.M. & BARNES R.S.K. (Eds.). Synopses of the British Fauna (New Series), **42**, Brill E.J., Leiden.
- IBS-VON SEHT M. & WOHLNBERG J. (1999) - *Microtremor Measurements Used to Map Thickness of Soft Sediments*. Bull. Seism. Soc. Am, **89**(1): 250-259.
- ISPRA - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2015) - *Modello geologico 3D e geopotenziali della Pianura Padana centrale (Progetto GeoMol)*. Rapporti ISPRA, 234, 104.
- ISPRA - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2016) - *Foglio 280 - Fossombrone, Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*.
- JORISSEN F.J. (1988) - *Benthic Foraminifera from the Adriatic Sea; principles of phenotypic variation*. Utrecht Micropaleontological Bulletins, **37**: 1-176.
- LAURENZANO G. & PRIOLO E. (2013) - *Studio sismologico per la caratterizzazione della risposta sismica di sito ai fini della microzonazione sismica di alcuni comuni della Regione Emilia-Romagna*. OGS-CRS. Allegato 1.8 alla "Microzonazione sismica e analisi della condizione limite per l'emergenza delle aree epicentrali dei terremoti della pianura emiliana di maggio-giugno 2012 (Ordinanza del Commissario delegato - Presidente della Regione Emilia-Romagna n. 70/2012)", pp. 82, <https://ambiente.regione.emilia-romagna.it/it/geologia/sismica/speciale-terremoto/sisma-2012-ordinanza-70-13-11-2012-cartografia>.
- LEFRANC E. (1936) - *Procédé de mesure de la perméabilité des sols dans les nappes aquifères et application au calcul du débit des puits*. Le Génie Civ., **109**: 306-308.
- LEFRANC E. (1937) - *La théorie des poches absorbantes et son application à la détermination du coefficient de perméabilité en place et au calcul du débit des nappes d'eau*. Le Génie Civ., **111**: 409-413.
- LIVANI M., SCROCCA D., ARECCO P. & DOGLIONI C. (2018) - *Structural and stratigraphic control on salient and recess development along a thrust belt front: The Northern Apennines (Po Plain, Italy)*. J. Geophys. Res., **123**: 4360-4387.
- LOCATI M., CAMASSI R., ROVIDA A., ERCOLANI E., BERNARDINI F., CASTELLI V., CARACCILO C.H., TERTULLIANI A., ROSSI A., AZZARO R., D'AMICO S. & ANTONUCCI A. (2022) - *Database Macrosismico Italiano (DBMI15), versione 4.0 [Data set]*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), <https://doi.org/10.13127/dbmi/dbmi15.4>.
- LUGLI S., MARCHETTI DORI S. & FONTANA D. (2007) - *Alluvial sand composition as a tool to unravel the Late Quaternary sedimentation of the Modena plain, northern Italy*. In: ARRIBAS J., CRITELLI S. & JOHNSON M.J. (Eds): Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. Geological Society of America, Special Paper, **420**: 57-72.
- LUGLI S., MARCHETTI DORI S., FONTANA D. & PANINI F. (2004) - *Composition of sands in cores along the high-speed rail (TAV): preliminary indications on the sedimentary evolution of the Modena plain*. Alp. & Medit. Quat., **17**: 379-389.

- MAESANO F.E., D'AMBROGI C., BURRATO P. & TOSCANI G. (2015) - *Slip-rates of blind thrusts in slow deforming areas: Examples from the Po Plain (Italy)*. *Tectonophys.*, **643**: 8-25.
- MAGINI A. (1620) - *Carta del Ducato di Ferrara*. https://archive.org/details/dr_ducato-di-ferrara-10688055.
- MAINO M., DECARLIS A., FELLETTI F. & SENO S. (2013) - *Tectono-sedimentary evolution of the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy) within the Oligo-Miocene central Mediterranean geodynamics*. *Tectonics*, **32**(3): 593-619.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. *Tectonics*, **5**: 227-245.
- MANTOVANI A., ABU ZEID N., BIGNARDI S., TARABUSI G., SANTARATO G. & CAPUTO R. (2019) - *Seismic noise-based strategies for emphasizing recent tectonic activity and local site effects: the Ferrara Arc, Northern Italy, case study*. *Pure Appl. Geophys.*, **176**(6): 2321-2347, doi: 10.1007/s00024-019-02120-8.
- MARCHI M., BERTOLONI I., GOTTARDI G., AMOROSI A. & BRUNO L. (2019) - *From geological and historical data to the geotechnical model of the Two Towers in Bologna (Italy)*. Proc. XVII ECSMGE-2019, Reykjavik 1-6 settembre 2019, doi: 10.32075/17ECSMGE-2019-0269.
- MARGHERITI L., AZZARA R.M., COCCO M., DELLADIO A. & NARDI A. (2000) - *Analysis of borehole broadband recordings: test site in the Po Basin, Northern Italy*. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**(6): 1454-1463.
- MARTELLI L. (2021) - *Assessment of Seismic Bedrock in Deep Alluvial Plains. Case Studies from the Emilia-Romagna Plain*. *Geosciences*, **11**(7): 297, doi: 10.3390/geosciences11070297.
- MARTELLI L., SEVERI P., BIAVATI G., ROSSELLI S., CAMASSI R., ERCOLANI E., MARCELLINI A., TENTO A., GEROSA D., ALBARELLO D., GUERRINI F., LUNEDI E., PILEGGI D., PERGALANI F., COMPAGNONI M., FIORAVANTE V. & GIRETTI D. (2014) - *Analysis of the local seismic hazard for the stability tests of the main bank of the Po river (Northern Italy)*. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, **55**: 119-134, doi: 10.4430/bgta0094.
- MARTELLI L., BONINI M., CALABRESE L., CORTI G., ERCOLESSI G., MOLINARI F.C., PICCARDI L., PONDRELLI S., SANI F. & SEVERI P. (2017) - *Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna ed aree limitrofe*. Regione Emilia-Romagna - SGSS, CNR - IGG, INGV, Università degli Studi di Firenze - DST, DREAM Italia, 2017, pp. 93, 1 Tav., 1 DVD.
- MASCANDOLA C., MASSA M., BARANI S., ALBARELLO D., LOVATI S., MARTELLI L. & POGGI V. (2019) - *Mapping the Seismic Bedrock in the Po-Plain (Italy) through ambient vibration monitoring*. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **109**(1): 164-177, doi: 10.1785/0120180193.
- MASETTI D., FANTONI R., ROMANO R., SARTORIO D. & TREVISANI E. (2012) - *Tectonostratigraphic evolution of the Jurassic extensional basins of the eastern southern Alps and Adriatic foreland based on an integrated study of surface and subsurface data*. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **96**(11): 2065-2089, doi: 10.1306/03091211087.
- MAZZINI I., ROSSI V., DA PRATO S. & RUSCITO V. (2017) - *Ostracods in archaeological sites along the Mediterranean coastlines: Three case studies from the Italian peninsula*. In: WILLIAMS M., HILL T., BOOMER I. & WILKINSON I.P. (Eds.), *The Archaeological and Forensic Applications of Microfossils: A Deeper Understanding of Human History*, The Micropalaeontological Society Special Publications, Geological Society, London, 121-142.
- MEISCH C. (2000) - *Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe (Süsswasserfauna von Mitteleuropa)*. Spektrum Akademischer Verlag: Heidelberg, Germany.
- MINARELLI L., AMOROSO S., TARABUSI G., STEFANI M. & PULELLI G. (2016) - *Down-hole geophysical characterization of middle-upper Quaternary sequences in the Apennine Foredeep, Mirabello, Italy*. *Ann. Geophys.*, **59**(5), doi: 10.4401/ag-7114.
- MOLINARI F.C. & PIZZIOLLO M. (2009) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 202, San Giovanni in Persiceto*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia, Roma, pp. 104.

- MOLINARI F., SEVERI P., BOLDRINI G., DUGONI G., RAPTÌ CAPUTO D., MARTINELLI G., COLOMBANI N., GARGINI A., MASTROCICCO M. & MESSINA A. (2007) - *Risorse idriche sotterranee della Provincia di Ferrara*. Regione Emilia-Romagna-Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Provincia di Ferrara-Servizio Politiche della Sostenibilità e Cooperazione Internazionale, Università degli Studi di Ferrara-Dipartimento di Scienze della Terra. DB Map, Firenze. 80 pp., 2 Tavv. 1 CD.
- MURRAY J.W. (2006) - *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 426.
- MUTTONI G., CARCANO C., GARZANTI E., GHIELMI M., PICCIN A., PINI R., ROGLEDI S. & SCIUNNACH D. (2003) - *Onset of major Pleistocene glaciations in the Alps*. *Geology*, **31**: 989-992, doi: 10.1130/G19445.1.
- MUTTONI G., SCARDIA G., KENT D.V., MORSIANI E., TREMOLADA F., CREMASCHI M. & PERETTO C. (2011) - *First dated human occupation of Italy at ~0.85Ma during the late Early Pleistocene climate transition*. *Earth Planet. Sci. Letts.*, **307**: 241-252.
- NATALI C. & BIANCHINI G. (2017) - *Geochemical proxies of sediment provenance in alluvial plains with interfering fluvial systems: A study case from NE Italy*. *Catena*, **157**: 67-74.
- NTC18 (2018) - *Aggiornamento delle "Norme tecniche per le costruzioni"*. Ministero delle Infrastrutture e dei Trasporti, Decreto 17 gennaio 2018.
- PANTALONI M., PICHEZZI R.M., D'AMBROGI C., PAMPALONI M.L. & ROSSI M. (2017) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 280, Fossombrone*. ISPRA - Servizio Geologico d'Italia, Roma, pp. 133.
- PAOLUCCI E., ALBARELLO D., D'AMICO S., LUNEDI E., MARTELLI L., MUCCIARELLI M. & PILEGGI D. (2015) - *A large scale ambient vibration survey in the area damaged by May-June 2012 seismic sequence in Emilia-Romagna, Italy*. *Bull. Earthq. Eng.*, **13**(11): 3187-3206, doi: 10.1007/s10518-015-9767-5.
- PAPATHANASSIOU G., CAPUTO R. & RAPTÌ-CAPUTO D. (2012) - *Liquefaction phenomena along the paleo-Reno River caused by the May 20, 2012, Emilia (northern Italy) earthquake*. *Ann. Geophysics*, **55**(4): 735-742, doi: 10.4401/ag-6147.
- PAPATHANASSIOU G., MANTOVANI A., TARABUSI G., RAPTÌ D. & CAPUTO R. (2015) - *Assessment of liquefaction potential for two liquefaction prone area considering the May 20, 2012 Emilia (Italy) earthquake*. *Eng. Geol.*, **189**: 1-16, doi: 10.1016/j.enggeo.2015.02.002.
- PASI M.A. (1580) - *Carta dei Ducati Estensi*. <https://edl.cultura.gov.it/item/dwj6xmkj2y> (ultima visita 23/04/2025).
- PICOZZI M. & ALBARELLO D. (2007) - *Combining genetic and linearized algorithms for a two-step joint inversion of Rayleigh wave dispersion and H/V spectral ratio curves*. *Geophys. J. Int.*, **169**: 189-200.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl., **414**: 1-13
- POLARIS IRPI-CNR (2021) - *14 novembre 1951: l'alluvione del Polesine*. <https://polaris.irpi.cnr.it/14-novembre-1951-lalluvione-del-polesine/> (ultima visita 23/04/2025).
- PONDRELLI S., SALIMBENI S., PERFETTI P. & DANECEK P. (2012) - *Quick regional centroid moment tensor solutions for the Emilia 2012 (Northern Italy) seismic sequence*. *Ann. Geophys.*, **55**(4): 615-621, doi: 10.4401/ag-6146.
- PRANDO M.C. (2006) - *Pincara e la sua storia*. Tipolitografia Nike Kai Dike Fiesse Umbertiano (Ro), pp. 194.
- PRECISO E., SALEMI E. & BILLI P. (2012) - *Land use changes, torrent control works and sediment mining: effects on channel morphology and sediment flux, case study of the Reno River (Northern Italy)*. *Hydrological Processes*, **26**(8): 1134-1148.
- PROGETTO HOTLIME (2020) - *HotLime - Mapping and Assessment of Geothermal Plays in Deep Carbonate Rocks*. A cura di DIEPOLDER G.W., BOROVIĆ S., HERMS I. & HOTLIME TEAM. Proceedings World Geothermal Congress 2020, Reykjavik, Iceland, April 26 - May 2, 2020. <http://geoera.eu/projects/hotlime6/>.

- RAGAZZI F. & POCATERRA F. (2018) - *Note Illustrative della Carta dei suoli della Provincia di Rovigo*. ARPAV, 210 pp.
- RAPTI D. & CAPUTO R. (2021) - *Environmental and energetic implications of the geothermal anomalies in the eastern Po plain*. It. J. Eng. Geol. Envir., **1**: 195-207, doi: 10.4408/IJEGE.2021-01.S-18.
- RAPTI-CAPUTO D. (2000) - *Risorse idriche sotterranee a est di Ferrara: indagini sul comportamento idrogeologico e idrochimico*. Proposte per una gestione ottimale. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Ferrara, pp. 215.
- RAPTI-CAPUTO D. (2005) - *Evoluzione geochimica e modalità di gestione di un acquifero alluvionale*. Giornale Geol. Appl., **2**: 369-376, doi: 10.1474/GGA.2006-04.0-01.0129.
- RAPTI-CAPUTO D. & MARTINELLI G. (2009) - *The geochemical and isotopic composition of aquifer systems in the deltaic region of the Po River plain (northern Italy)*. Hydrogeol. J., **17**: 467-480, doi: 10.1007/s10040-008-0370-6.
- RAVAGLIA A., SENO S., TOSCANI G. & FANTONI R. (2006) - *Mesozoic extension controlling the Southern Alps thrust front geometry under the Po Plain, Italy: insights from sandbox models, in tectonic inversion and structural inheritance in mountain belts*. In: BUTLER R.W.H., TAVARNELLI E. & GRASSO M. (Eds.). J. Struct. Geol., **28**(11): 2084-2096.
- RAZUM I., LUŽAR-OBERTER B., ZACCARINI F., BABIĆ L., MIKO S., HASAN O., ILJANIĆ N., BEQIRAJ E. & PAWLOWSKY-GLAHN V. (2021) - *New sediment provenance approach based on orthonormal log ratio transformation of geochemical and heavy mineral data: Sources of eolian sands from the southeastern Adriatic archipelago*. Chem. Geol., **583**: 120451.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA (2012) - *Cartografia Sisma 2012. Studi sismici e carta degli effetti di liquefazione dopo i terremoti del 20 e 29 maggio 2012*. <https://ambiente.regione.emilia-romagna.it/it/geologia/servizi-e-strumenti/cartografia/cartografia-sisma-2012>.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) - *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna*. Di Dio G. (Ed.), S.El.Ca., Firenze, pp. 120.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.F., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico-padano*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (Eds.): Guida alla geologia del margine appenninico-padano, Guide Geologiche Regionali Soc. Geol. It., 17-46.
- RICCOBALDO DA FERRARA (~1317) - *Chronica parva Ferrariensis*. In: MURATORI L.A. (1726), *Rerum italicarum Scriptores*.
- RIZZINI A. & DONDI L. (1979) - *Messinian Evolution of the Po Basin and its Economic Implications (Hydrocarbon)*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **29**: 41-74.
- ROSSI V., AMOROSI A., BARBIERI G., VAIANI S.C., GERMANO M. & CAMPO B. (2021) - *A Long-Term Record of Quaternary Facies Patterns and Palaeoenvironmental Trends from the Po Plain (NE Italy) as Revealed by Bio-Sedimentary Data*. Geosciences, **11**: 401.
- ROVERI M. & MANZI V. (2007) - *Gessoso-Solfifera*. In: CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (Eds.), Carta Geologica d'Italia 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2), Quad. Serv. Geol. d'Italia, serie III, 7(VII), Roma, 303-310.
- ROVIDA A., LOCATI M., CAMASSI R., LOLLI B. & GASPERINI P. (2020) - *The Italian earthquake catalogue CPTI15*. Bull. Earthq. Eng., **18**(7): 2953-2984, doi: 10.1007/s10518-020-00818-y.
- ROVIDA A., LOCATI M., CAMASSI R., LOLLI B., GASPERINI P. & ANTONUCCI A. (2022) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), versione 4.0 [Data set]*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), <https://doi.org/10.13127/cpti/cpti15.4>.
- SACCO F. (1935) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Fogli di Torino, Vercelli, Mortara, Carmagnola, Asti, Alessandria, Cuneo, Ceva, Genova N. e Voghera O. costituenti il bacino terziario del Piemonte*. Min. Corp. R. Uff. Geol. Roma, pp. 85.

- SCROCCA D., CARMINATI E., DOGLIONI C. & MARCANTONI D. (2007) - *Slab retreat and active shortening along the central-northern Apennines*. In: LACOMBE O., LAVÉ J., ROURE F. & VERGÉS J. (Eds): Thrust Belts and Foreland Basins. From Fold Kinematics to Hydrocarbon Systems. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, Germany, 471-487.
- SELLI R. (1960) - *Il Messiniano Mayer-Eymar 1867. Proposta di un neostratotipo*. Giornale di Geologia, **28**, Bologna.
- SERANDEI R., ALBANI A. & BONARDI M. (2004) - *Ancient and modern salt marshes in the Lagoon of Venice*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **202**: 229-244.
- SIEBERG A. (1932) - *Der Erdbeben*. Handbuch der Geophysik, **4**: 550-555.
- STEFANI M. & MINARELLI L. (2018) - *Note Illustrative della Carta Geologica del Comune di Ferrara*. Comune di Ferrara, pp. 102.
- 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*. Alp. Medit. Quat., **23**(2 bis): 355-372.
- STEFANI M., MINARELLI L., FONTANA A. & HAJDAS I. (2018) - *Regional deformation of late Quaternary fluvial sediments in the Apennines foreland basin (Emilia, Italy)*. Int. J. Earth Sci., **107**: 2433-2447.
- TARABUSI G., SGATTONI G. & CAPUTO R. (2024) - *Imaging buried anticlines in the Po Plain, northern Italy, based on HVSR frequency and amplitude analyses*. Int. J. Earth Sci., **113**: 1457-1473, doi: 10.1007/s00531-024-02448-0.
- TENTORI D., AMOROSI A., MILLI S. & MARSAGLIA K.M. (2021) - *Sediment dispersal pathways in the Po coastal plain since the Last Glacial Maximum: Provenance signals of autogenic and eustatic forcing*. Bas. Res., **33**: 1407-1428.
- 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. & VECCHI M. (2012) - *The Emilia 2012 sequence: A macroseismic survey*. Ann. Geophys., **55**(4): 679-687, doi: 10.4401/ag-6140.
- 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*. It. J. Geosci., **128**: 605-613.
- TURRINI C., LACOMBE O. & ROURE F. (2014) - *Present-day 3D structural model of the Po Valley basin, Northern Italy*. Mar. Petrol. Geol., **56**: 266-289.
- TURRINI C., TOSCANI G., LACOMBE O. & ROURE F. (2016) - *Influence of structural inheritance on foreland-foredeep system evolution: an example from the Po Valley region (Northern Italy)*. Mar. Petrol. Geol., **77**: 376-398.
- VANTASSEL J.P., COX B.R. & BRANNON D.M. (2021) - *HVSRweb: An Open-Source, Web-Based Application for Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio Processing*. In: IFCEE 2021 (pp. 42-52).
- VANOSI M., CORTESOGNO L., GALBIATI B., MESSIGA B., PICCARDO G. & VANNUCCI R. (1984) - *Geologia delle Alpi Liguri: dati, problemi, ipotesi*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 5-75.
- UGGERI G. (1975) - *La romanizzazione nell'antico Delta Padano*. In: Atti e Memorie della Deputazione Provinciale Ferrarese di Storia Patria, Ferrara.
- VEGGIANI A. (1974) - *Le variazioni idrografiche del basso corso del Fiume Po negli ultimi 3000 anni*. Padusa, **1-2**: 39-60.
- WATHELET M., CHATELAIN J.L., CORNOU C., DI GIULIO G., GUILLIER B., OHRNBERGER M. & SAVVAIDIS A. (2020) - *Geopsy: A user-friendly open-source tool set for ambient vibration processing*. Seismol. Res. Letts., **91**(3): 1878-1889.
- WELTJE G.J. (2004) - *A quantitative approach to capturing the compositional variability of modern sands*. Sediment. Geol., **171**: 59-77.
- WENTWORTH C.K. (1922) - *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. J. Geol., **30**: 377-392.

- WORLD COMMISSION ON ENVIRONMENT AND DEVELOPMENT (1987) - *Our Common Future*. Oxford University Press: Oxford, MI, USA, 1987, pp. 247.
- ZHANG X., LIN C.M., DALRYMPLE R.W., GAO S. & CANAS D.T. (2018) - *Use of the Cone Penetration Testing (CPT) method to interpret late Quaternary tide-dominated successions: A case study from the eastern China coastal plain*. *Cont. Shelf Res.*, **161**: 49-57.
- ZUFFA G.G. (1985) - *Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results*. In: ZUFFA G.G. (Ed.): *Provenance of Arenites*. Dordrecht, Netherlands, D. Reidel, NATO Advanced Study Institute, **148**: 165-189.

APPENDICE I
ELENCO DEI CAMPIONI ANALIZZATI

Tab. A1-1 - Risultati ottenuti dalle analisi con il metodo del radiocarbonio mediante la tecnica della spettrometria di massa ad alta risoluzione (AMS).

Sondaggio CARG	Laboratorio	Materiale	Prof. (m)	Età ¹⁴ C	Età calibrata	Codice laboratorio
185S01	CEDAD	argille grige con piccoli residui vegetali	6.4	2195±40	2290.5±118 (94.4%) 2150±6 (1.0%)	LTL33062
185S01	CEDAD	argille con orizzonte organico	19.7	16123±120	19828±70 (7.3%) 19470±264 (88.1%)	LTL33063
185S01	CEDAD	argille scure	23.9	28607±200	32909±760 (95.4%)	LTL33064
185S02	CEDAD	residui vegetali	5.5	1380±40	1382±48 (85.5%) 1267±17 (9.9%)	LTL33066
185S02	CEDAD	materiale con residui vegetali	16.3	6204±40	7300±25 (10.9%) 7153±95 (84.5%)	LTL33067
185S02	CEDAD	argille con piccoli residui vegetali	18.2	12166±100	14832±42 (3.7%) 14188±321 (91.7%)	LTL33068
185S02	CEDAD	legno	37.8	>50000		LTL33069
185S04	CEDAD	sabbia con livelli a fogliame	13.6	22841±120	27226±216 (94.3%) 26730±27 (1.1%)	LTL31972
185S04	CEDAD	materiale legnoso-torboso	3.4	1916±40	1903±103 (95.4%)	LTL31971
185S05	CEDAD	residui vegetali	3.7	1878±40	1871±92 (95.4%)	LTL33351
185S05	CEDAD	argilla organica con fogliame	7.7	4211±40	4894.5±34.5 (31%) 4766±76 (63.2%) 4665±6 (1.2%)	LTL33352
185S05	CEDAD	limi argillosi con tasche mm di materiale torboso	16.5	18631±110	22702±271 (95.4%)	LTL33353
185S05	CEDAD	materiale con fogliame e frammenti legnosi	17.8	18733±120	22752±260 (95.4%)	LTL33354
185S05	CEDAD	argille con piccole chiazze di sostanza organica	25.7	>45000		LTL33355
185S06	CEDAD	argilla con residui organici	14.6	8059±55	8998±203 (95.4%)	LTL31969
185S06	CEDAD	residui vegetali	19.0	16538±100	20006±316 (95.4%)	LTL33070
185S06	CEDAD	argilla organica	30.2	22976±130	27426±266 (95.4%)	LTL31970
185S07	CEDAD	frammenti legnosi	7.4	2613±40	2906±14 (3.1%) 2819±44 (87.9%) 2699±8 (2.0%) 2626±12 (2.4%)	LTL33071
185S07	CEDAD	argille torbose	11.9	6511±40	7489±92 (95.4%)	LTL33072
185S07	CEDAD	foglia e conchiglia	15.7	8382±45	9592±8 (1.8%) 9462±105.5 (93.6%)	LTL33074
185S07	CEDAD	residui carboniosi	26.1	26966±120	31179±122 (95.4%)	LTL33073
185S08	CEDAD	stelo	3.2	1121±45	1243±7 (3.6%) 1102±98 (91.8%)	LTL33075
185S08	CEDAD	argille scure con frustoli carboniosi	4.9	1148±35 1148±35	1243±9 (7.1%) 1118±86 (88.3%)	LTL33076
185S08	CEDAD	argille organiche con frustoli carboniosi	14.5	6369±40	7476±21 (14.2%) 7378±58 (68.1%) 7264±21 (13.1%)	LTL33077
185S08	CEDAD	residui vegetali	20.5	8827±45	10178±49 (19.5%) 10090±34 (10.5%) 9904±139 (65.5%)	LTL33078

Sondaggio CARG	Laboratorio	Materiale	Prof. (m)	Età 14C	Età calibrata	Codice laboratorio
185S09	CEDAD	argilla organica	6.40	2686±40	2876.5±58.5 (95.4%)	LTL33079
185S09	CEDAD	laminazioni organiche	17.8	8273±45	9349±152 (94.1%) 9116±7 (1.3%)	LTL33080
185S09	CEDAD	residui vegetali	19.8	8752±50	10175±10 (1.2%) 9803±181 (94.2%)	LTL33081
185S09	CEDAD	frammento legnoso	23.1	8866±65	10020±240 (95.4%)	LTL33082
185S10	CEDAD	frustoli vegetali/radice	2.2	1401±45	1398.5±57 (92.8%) 1272±7 (2.6%)	LTL33083
185S10	CEDAD	frustoli vegetali e frammenti legnosi	5.7	2955±40	3387±27 (6.2%) 3177±169 (89.2%)	LTL33084
185S10	CEDAD	sabbie con frammenti legnosi	18.5	9092±80	10387±192 (92.2%) 10125±13 (1.3%) 10050±15 (1.8%)	LTL33085
185S11	CEDAD	argilla con residui legnosi	7.6	2562±40	27965±38 (48.9%) 2703±17 (12.3%) 2621±52 (34.2%)	LTL31967
185S11	CEDAD	argilla torbosa	15.4	6785±35	7702±49 (95.4%)	LTL31968
185S13	CEDAD	limo organico	14.2	7613±45	8507±87 (95.4%)	LTL33089
185S13	CEDAD	torba	21.1	23346±120	27618±218 (95.4%)	LTL33090
185S13	CEDAD	torba	23.9	25762±120	30148±188 (95.4%)	LTL33091
185S14	CEDAD	frustoli carboniosi	8.8	5795±40	6790±10 (2.2%) 6657±93 (93.2%)	LTL33092
185S14	CEDAD	argilla organica	12.2	7398±45	8327±91 (81.8%) 8201±11 (2.1%) 8146±34 (11.5%)	LTL33093
185S14	CEDAD	argilla organica	23.3	25783±100	30152±157 (95.4%)	LTL33094
185S15	CEDAD	argilla organica	2.9	2620±40	2903.5±18.5 (5.3%) 2822±43 (88%) 2699±6 (1.0%) 2624.5±7 (1.1%)	LTL33095
185S15	CEDAD	argilla organica	11.4	7750±40	8585±84 (95.4%)	LTL33096
185S15	CEDAD	argilla torbosa laminata	19.5	26212±200	30573±420 (95.4%)	LTL33097
185S16	CEDAD	argilla organica, torbosa	11.5	6248±40	7281±54 (60.9%) 7144.5±585 (34.5%)	LTL31965
185S16	CEDAD	sabbia con intercalazioni torbose e fogliame	16.9	8519±45	9578.5±42.5 (95.4%)	LTL33356
185S16	CEDAD	limo organico	23.6	22881±120	27254±227 (95.4%)	LTL31966
185S16	CEDAD	argilla organica	4.3	2733±40	2988±16 (6.2%) 2896±66 (89.2%)	LTL33098
185S18	CEDAD	argilla con residui organici e frustoli vegetali	10.2	4576±45	5490±34 (16.3%) 5346±58 (38.3%) 5197±73 (40.8%)	LTL31963
185S18	CEDAD	argilla con residui vegetali	16.4	20768±120	25046±339 (95.4%)	LTL31962
185S18	CEDAD	argilla con residui di materiale organico	18.6	24918±120	29509±49 (2%) 29138±273 (93.4%)	LTL33357
182S18	CEDAD	argilla con bioclasti	27.1	25239±120	29618±340 (95.4%)	LTL31964

Sondaggio CARG	Laboratorio	Prof. (m)	Età ¹⁴ C	Età calibrata	Codice laboratorio
185010P501	ENEA	20.3	5980±50	4880	F185 S50FL C1
185010P501	ENEA	23.2	7260±50	6128	F185 S50FI C2
185020P501	ENEA	19.8	1490±40	-590	F185 S57Bn C1
185020P501	ENEA	19.8	1600±50	-455	F185 S57Bn C1
185020P501	ENEA	22.9	7290±50	6145	F185 S57Bn C2
185070P507	ENEA	6.3	1240±50	-780	F185 S73Fe C1
185070P507	ENEA	12.4	7030±80	5885	F185 S73Fe C2
185120P505	ENEA	5.6	3015±45		F185 S78Fe C1
185120P505	ENEA	11.6	6360±50	5380	F185 S78Fe C2
185120P505	ENEA	20.0	>45000		F185 S78Fe C3

Tab. A1-2 - Elenco campioni analizzati.

Sondaggio CARG	Identif. RER	Prof. (m)	Campioni			
			¹⁴ C	Meiofauna	Petro	Granulometria
S1	185160P501	30	3		1	
S2	185160P502	50	4		4	
S4	185090P505	25	2		3	
S5	185110P494	150	5	175	16	34
S6		40	3		6	6
S7	185080P502	30	4		3	
S8	185NE_P501	26	4			
S9	185NE_P502	28	4		2	
S10	185NE_P503	28	3			
S11	185020P503	25	2		3	
S12	185010P507	25	2			
S13	185NE_P504	27	3		3	
S14	185NE_P505	30	3			
S15	185020P504	30	3			
S16	185010P508	35	4		4	
S18	185130P445	30	4		2	

APPENDICE II

STRATIGRAFIA DEI SONDAGGI

In questa Appendice sono riportate le stratigrafie descrittive dei 16 sondaggi a carotaggio continuo eseguiti appositamente per la realizzazione della Carta Geologica (sondaggi del Progetto CARG).

Nelle stratigrafie presenti in Appendice sono riportati:





- il profilo granulometrico, in termini di contenuto di argilla, limo, sabbia e ghiaia;
- il contenuto in sostanza organica;
- la presenza di paleosuoli;
- la presenza di costituenti particolari (es. fossili, legni, concrezioni carbonatiche);
- la presenza di strutture sedimentarie;
- la posizione delle prove Lefranc;
- l'età rilevata al ^{14}C ;
- la composizione petrografica dei corpi sabbiosi;
- le misure e i valori della resistenza all'infissione del penetrometro e dello scissometro tascabili;
- le unità stratigrafiche a cui viene riferito il singolo intervallo;
- le associazioni di facies attribuite ai diversi intervalli attraversati.

Legenda

Associazioni di facies

	canale fluviale
	argine e rotta fluviale
	piana inondabile drenata
	piana inondabile poco drenata
	palude
	laguna interna
	canale estuarino

Elementi accessori






	concrezioni carbonatiche
	frammenti di legno
	fossili continentali
	fossili lagunari

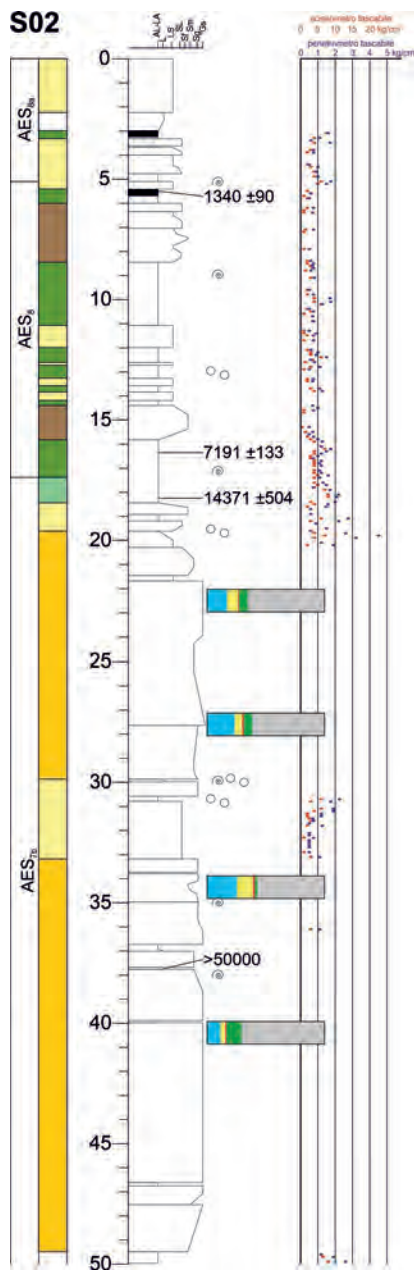
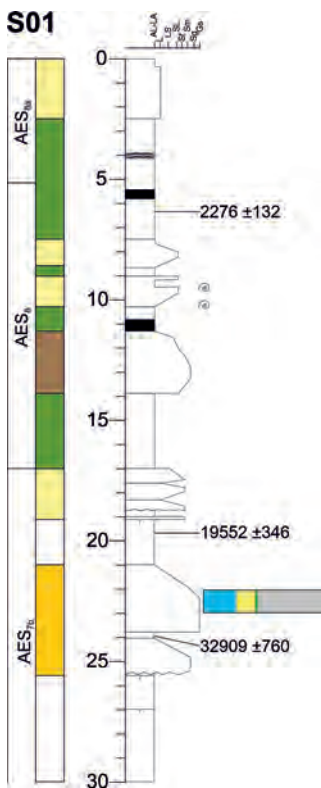
Scala granulometrica

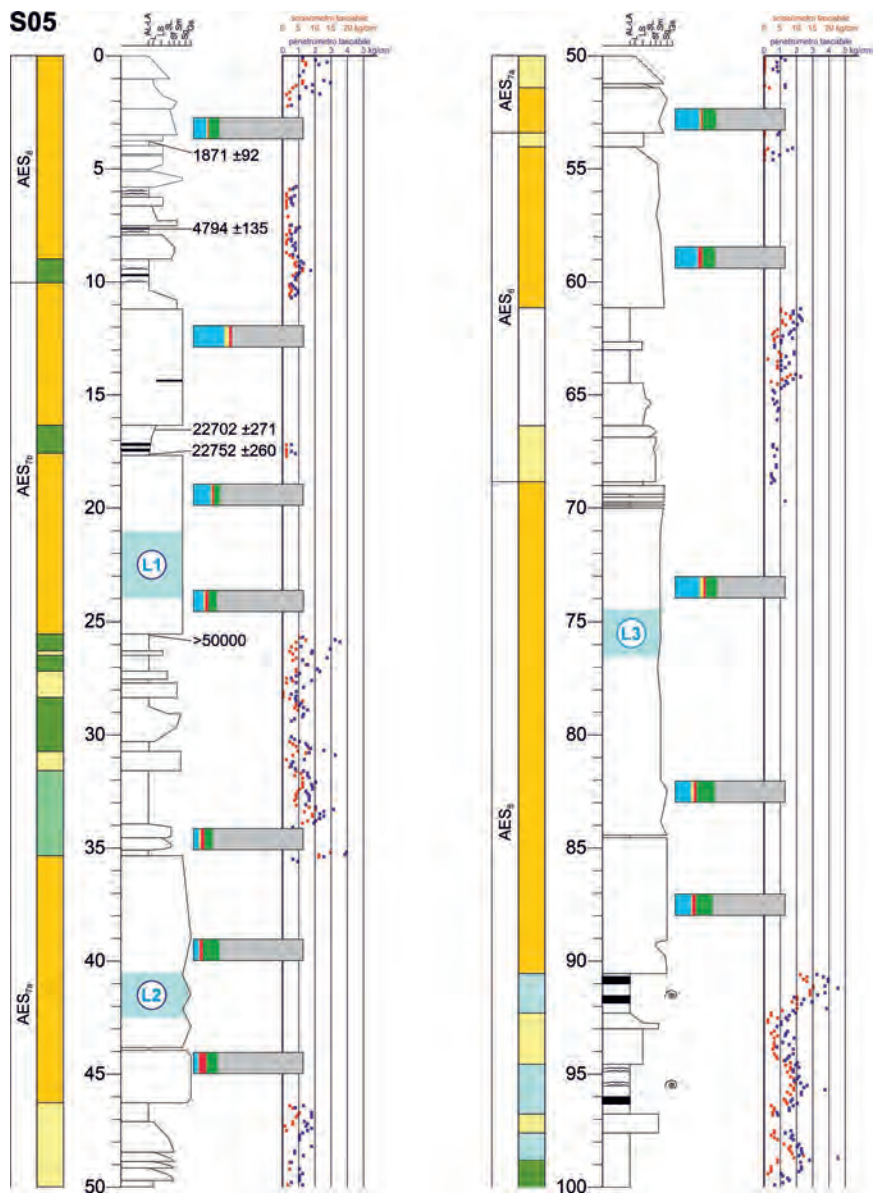


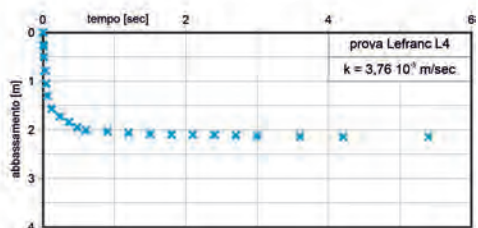
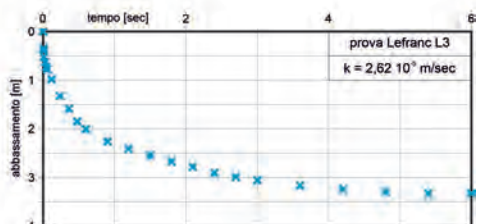
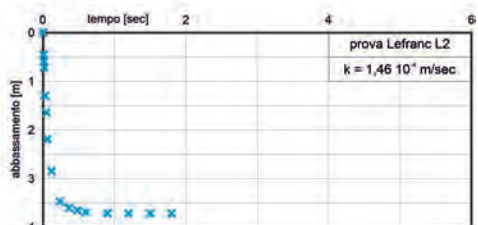
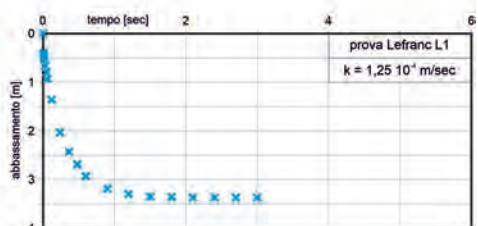
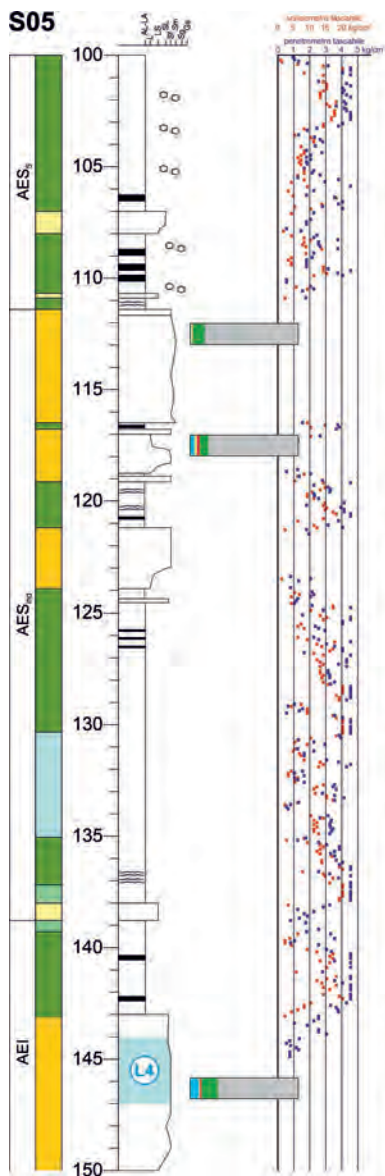
argilla limosa - limo argilloso
 argilla limosa - limo argilloso con materia organica indecomposta
 argilla torbosa
 torba
 sabbia limosa
 sabbia fine - media
 sabbia grossolana - ghiaia

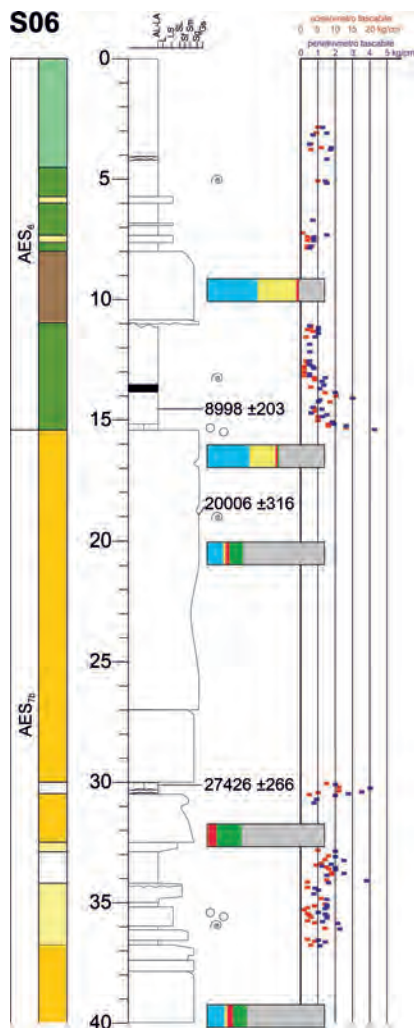
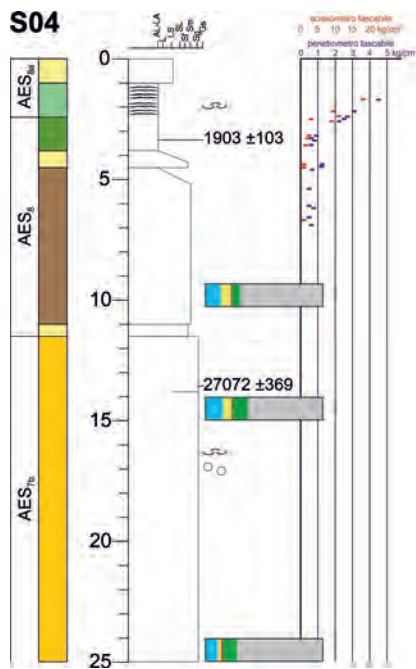
Barre composizionali

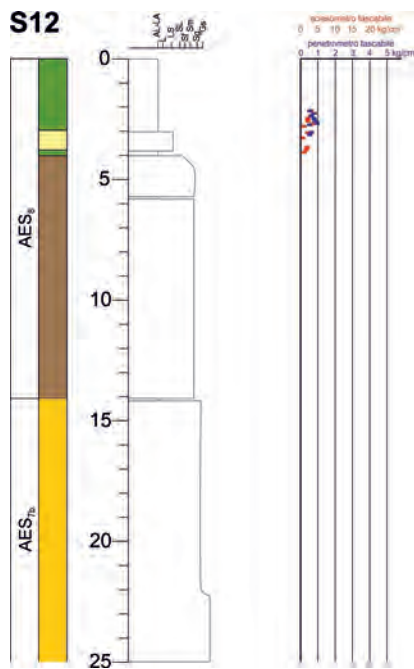
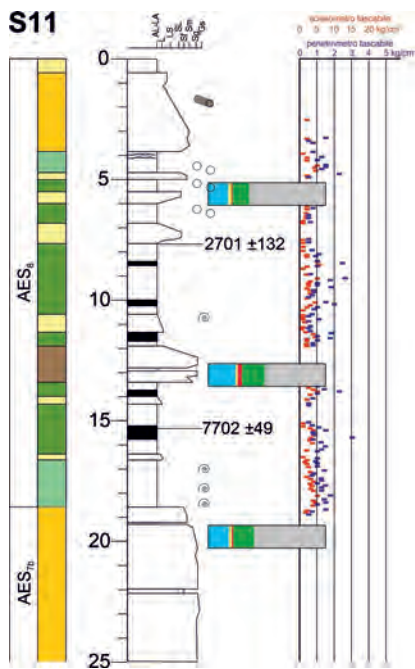
	quarzo e feldspato
	litici metamorci
	litici vulcanici
	litici sedimentari silicoclastici
	litici carbonatici

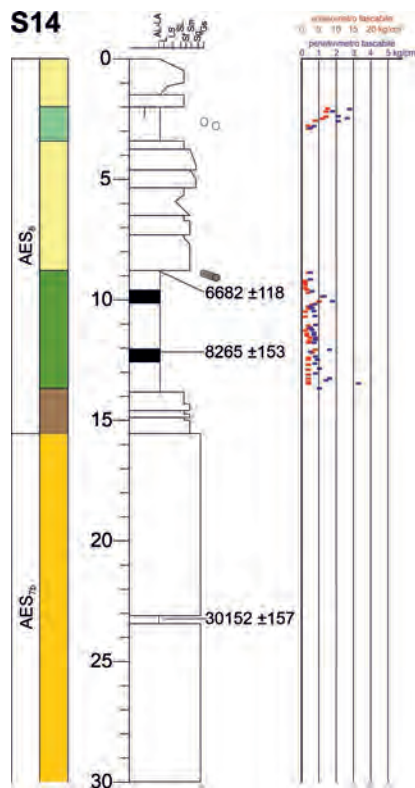
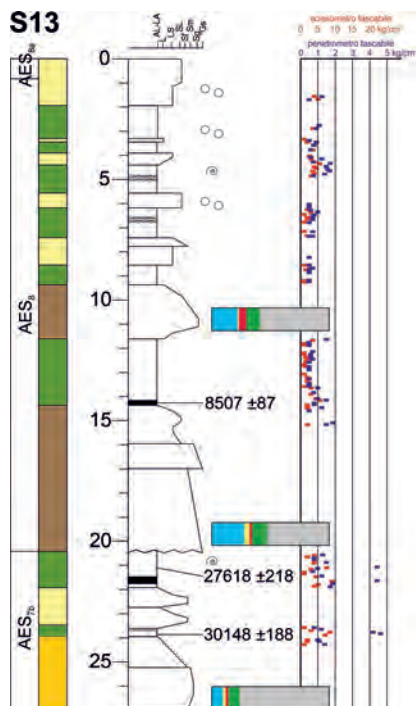


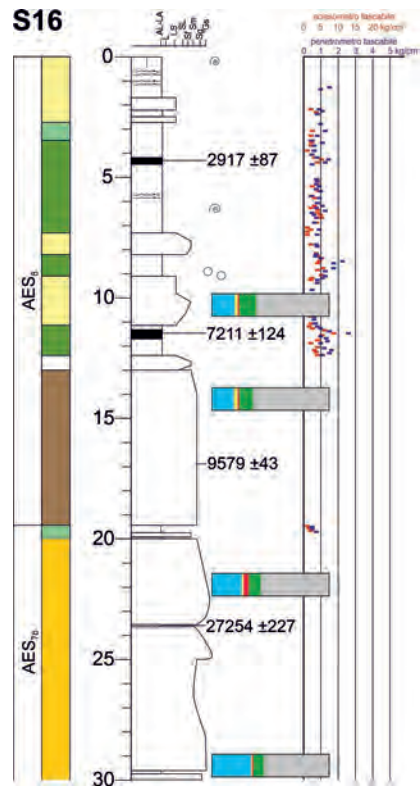
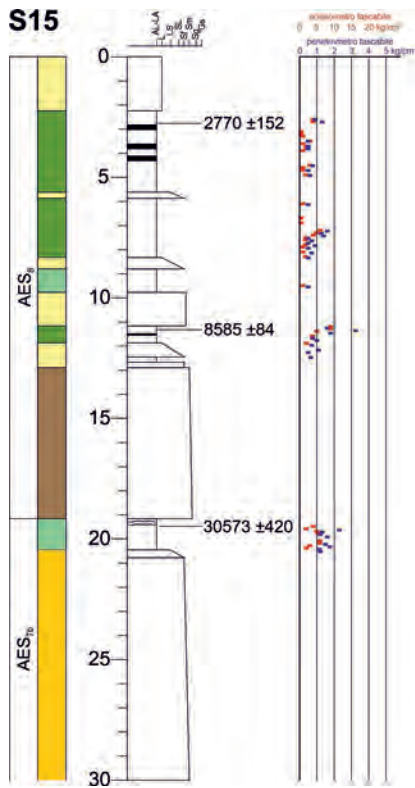


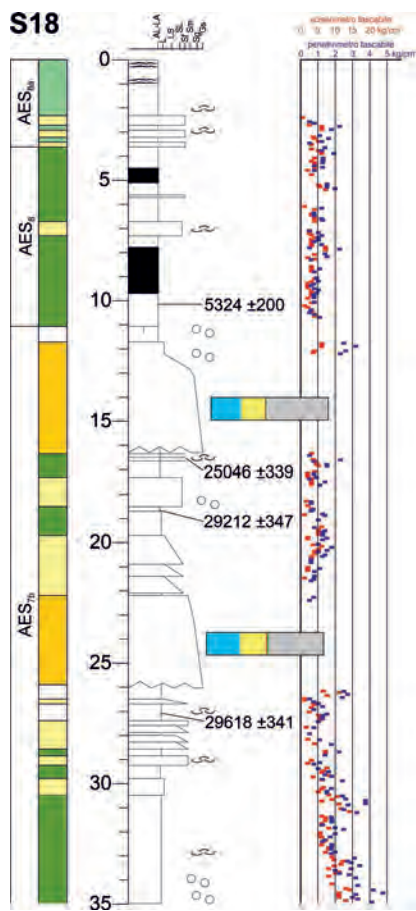












RINGRAZIAMENTI

*Eni per la fornitura dei dati geologici e geofisici utilizzati
per la ricostruzione del modello geologico tridimensionale del sottosuolo*



