

MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO I e II DEL COMUNE DI FORLÌ

RELAZIONE GEOLOGICA

prof. Enzo Farabegoli

Indice

1. Introduzione
- 2. Inquadramento geologico - geomorfologico generale**
3. Geologia e geomorfologia del territorio del Comune di Forlì
 - 3.1 Inquadramento strutturale e stratigrafico**
 - 3.2 Mappe geologiche**
 - 3.3 Confronto fra le mappe geologiche e sismologiche**
4. Conclusioni

Unibo

Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali

Bologna, 30 gennaio 2012

1. INTRODUZIONE

Lo scopo di questa relazione è fornire una base conoscitiva dettagliata e precisa dell'assetto geologico e geomorfologico del territorio comunale di Forlì, tale da costituire un robusto sostegno alle scelte di Pianificazione sismica di livello I e II, come richiesto da questa Convenzione, e come esplicitato dalla Relazione geofisica, redatta dalla prof. Silvia Castellaro.

Questa relazione geologica deve essere volta, *in primis*, a descrivere: 1) geometria, natura e tessitura delle prime decine di metri dei terreni alluvionali della pianura; 2) quantità e tipologie del dissesto idrogeologico, attuale o prevedibili, nella collina forlivese.

La maggior parte dei dati utilizzati proviene da archivi pubblici (RER e Comune di Forlì), altri sono stati estratti da Relazioni tecniche redatte dal sottoscritto per la Provincia di Forlì-Cesena. Una parte (es. Sezioni geologiche), invece, sono rielaborazioni e reinterpretazione parziali dei dati, specifiche per questa relazione.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO - GEOMORFOLOGICO GENERALE

Il territorio del Comune di Forlì è ubicato lungo il margine appenninico-padano romagnolo. La corretta definizione degli aspetti fisici (geologici, geomorfologici e idrogeologici) di questo territorio costituisce una condizione essenziale per il raggiungimento degli obiettivi tecnici che formano l'oggetto del contratto stipulati fra la il Comune di Forlì e il Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali dell'Università degli Studi di Bologna.

L'assetto geologico - geomorfologico di questo settore appenninico-padano, così come descritto più volte nella letteratura degli ultimi 50 anni, è sintetizzato nello schema 3D della **Fig. 1**. In questo schema, l'area appenninico - padana è stato suddivisa in 7 categorie "concettuali", che permettono un percorso descrittivo sufficientemente lineare, consistente sia con la realtà del territorio che con i fini propri di questo lavoro.

Il rispetto di quest'ultima condizione permette infatti di chiarire, e superare ove possibile, alcune incongruenze che hanno afflitto vari studi pianificatori di settore. Anche se ciò non deve stupire, in quanto gli studi perseguivano dichiaratamente obiettivi e investivano aree diverse, così come diversi erano gli autori, il grado di dettaglio, le scale di lavoro, nonché i tempi di esecuzione, resta il fatto che molte delle ambiguità

sostanziali circa l'attribuzione categorica e la perimetrazione dei limiti, ma anche altre di tipo lessicale (non meno importanti), sono tuttora presenti in molti documenti tecnici e generano confusione, specie fra gli addetti ai lavori più giovani e/o meno esperti.

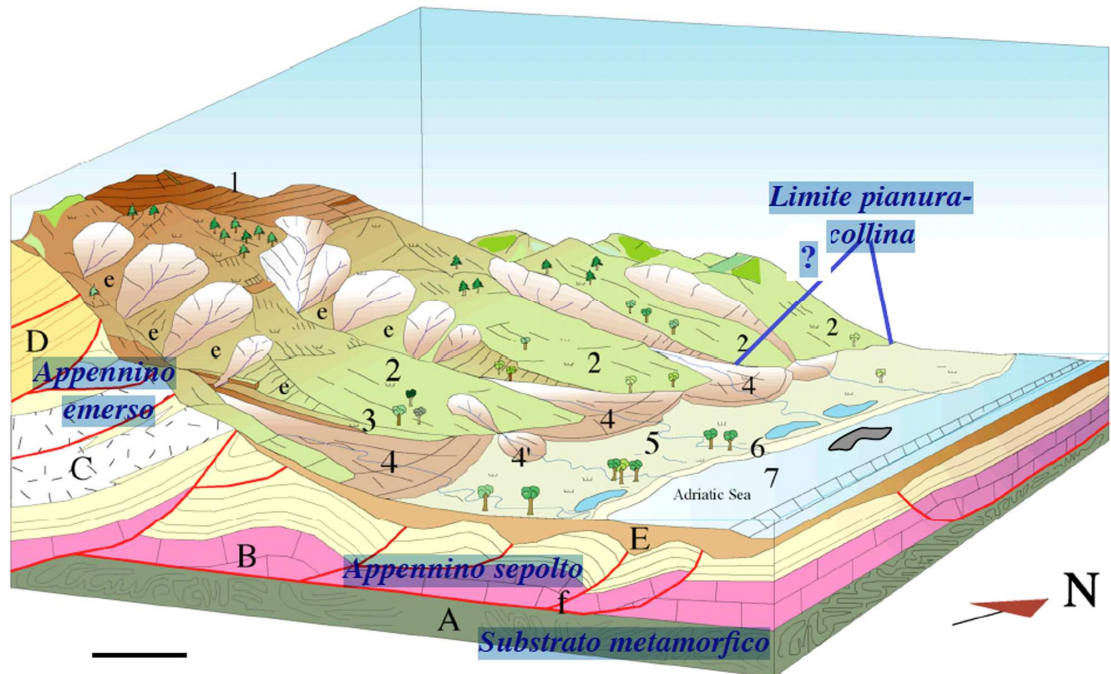


Fig. 1. Schema geologico-geomorfologico del margine appenninico padano (Farabegoli et al. 1997): 1- Aree di collina -montagna, 2- Aree triangolari intervallive, 3- Depositi alluvionali terrazzati intravallivi, 4- Le conoidi alluvionali, 5- Pianura alluvionale, 6- Spiagge e apparati costieri, 7- Area marina adriatica.

Le sette categorie sono descritte nel seguito, dalla più esterna a quella più interna. Le tre categorie presenti nel territorio comunale di Forlì (cat. 3, 4 e 5) vengono descritte in questa sede in maniera molto più estesa e dettagliata delle altre quattro, e verranno riprese ulteriormente nel Capitolo 3, che tratta specificamente dell'assetto geologico del Comune di Forlì.

7. La piattaforma marina dell'Adriatico settentrionale ricopre parte della Catena appenninica sepolta e parte dell'Avampaese adriatico.

6. Le spiagge, gli apparati costieri e i terrazzi marini recenti (*sin-post* trasgressione versiliana) si estendono a nord del territorio comunale di Forlì, lungo una fascia che si restringe rapidamente da NO verso SE. La posizione della linea di costa e la distribuzione di questa fascia di sedimenti recenti è stata in parte controllata dalla tettonica (cfr. Bondesan et al. 1986, Farabegoli e Onorevoli, 1989). Spessore e tessitura di questo corpo variano da NW a SE, così come la risposta sismica. Gli assetti idrologici e idrogeologici dei primi 10-30 m sono in gran parte indipendenti da quello della pianura alluvionale romagnola retrostante.

5. La Pianura alluvionale romagnola fa parte del grande complesso deposizionale della Pianura Padana ("Alluvioni Padane" *sensu* Dondi et al. 1982). Si distingue da questa per il fatto che i sedimenti sono stati trasportati quasi esclusivamente dai fiumi appenninici romagnoli. La geometria esterna del corpo deposizionale (circa prismatica, ma con lievi ondulazioni longitudinali e trasversali) è stata controllata in prevalenza dalla subsidenza sintettonica, mentre l'architettura interna risponde agli intricati rapporti fra questa, il costipamento differenziale, le ripetute oscillazioni verticali del livello del mare (fino a 130 m) e il clima (**Fig. 2**).

Gli elevati tassi di erosione della catena appenninica hanno fatto sì che nel Pleistocene medio - Olocene, l'elevato tasso di subsidenza (fino a 1,5 m/1000 anni) sia stato quasi ovunque compensato dalla sedimentazione dei materiali erosi dall'Appennino. La parte superiore del Pleistocene inf. e il Pleistocene medio-sup. sono rappresentati, nella stratigrafia interna Eni, che da circa 60 anni ha esplorato il sottosuolo con pozzi e sismica ad alta definizione, come Formazione di Ravenna (Ghielmi et al 2010). Nel settore più esterno, la successione è composta da numerose sequenze di deposizione in prevalenza continentale, intervallate da sottili intervalli marini e paralicci. Nel settore più interno (pianura alta) prevale invece una successione di sequenze deposizionali, ciascuna spessa varie decine di metri, del tipo superficie erosiva-ghiaie-sabbie-argille-suolo, corrispondente ad un intervallo glaciale-interglaciale o ad oscillazioni interglaciali minori. Le ghiaie-sabbie costituiscono in genere il riempimento dei paleocanali dei fiumi maggiori che divagavano nella pianura alluvionale, mentre sabbie e sabbie-limi corrispondono agli argini e ai ventagli di rotta. Limi e torbe colmavano invece le aree di intercanale.

Ancora più a monte, nella zona delle conoidi alluvionali maggiori, prevalgono le litozone ghiaioso-sabbiose. di queste parleremo più avanti.

L'architettura di questa spessa e complessa alternanza di sedimenti grossolani-argille in Romagna, è stata ripetutamente descritta e interpretata dagli AA. (Buli, 1935; Zangheri, 1961; Angeli, 1964; IdroSer, 1977; Antoniazzi, 1985; Francani, 1988; Francavilla e Ronca, 1986, 1990; Toni e Zaghini, 1988; Farabegoli e Onorevoli, 1989, Farabegoli et al. 1997; Agip-RER, 1998; Amorosi et. al. 1999), anche in ragione del fatto che contiene il più potente e importante acquifero multistrato italiano, intensamente sfruttato a fini idropotabili, irrigui e industriali. Nelle aree di pianura, gli acquiferi profondi sono in pressione (falde artesiane), e gli scambi naturali fra di loro sono praticamente nulli nel breve-medio periodo (**Fig. 2**).

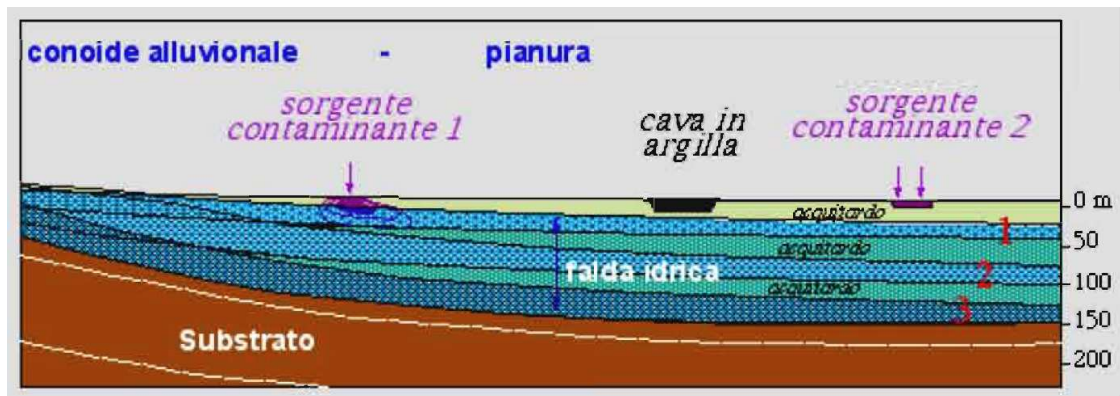


Fig. 2. In condizioni circa naturali i limi che separano gli acquiferi multistrato della pianura preservano quelli profondi dall'inquinamento superficiale (Farabegoli 2003).

Già dagli anni '30 era noto che, nel breve periodo, la ricarica di questo acquifero ad opera delle acque superficiali avveniva solo nell'area di transizione fra la valli appenniniche e la pianura alta (apice delle "conoidi alluvionali", v. dopo), dove i corpi sedimentari grossolani tendono a saldarsi e ad affiorare. Inoltre, a partire dagli anni '50 è aumentato rapidamente il prelievo di acqua dal sottosuolo, attraverso l'escavazione di migliaia di pozzi che attingevano anche alle falde profonde. Per minimizzare la spesa di esecuzione e ottenere la massima produzione, una larga parte dei pozzi è stata realizzata priva di adeguate finestrature, volte ad evitare la connessione collegamento fra le falde, specialmente quelle profonde con quella superficiale. Quest'ultima, infatti, risultava da sempre inquinata, in termini idrochimici e microbiologici, dalle attività agricole e zootecniche, da perdite dalla rete fognaria e da pozzi neri, e dallo spandimento sul suolo di reflui zootecnici. A partire dagli anni '60, l'aumento del prelievo di acqua, ha portato ad una accelerazione della subsidenza per la depressurizzazione degli acquiferi. Contemporaneamente, il rapido aumento dei prodotti chimici forniti al suolo per sostenere l'incremento della produzione ortofrutticola ha portato al rapido peggioramento della qualità delle acque superficiali e tale peggioramento si è trasmesso rapidamente in profondità. Nella pianura bassa, protetta invece da una spessa coltre di sedimenti a tessitura limosa, gli inquinanti hanno potuto migrare nelle falde profonde solo attraverso i pozzi, non o male finestrati, con modi e ritmi dettati dal prelievo eccessivo di acqua (Fig. 3).

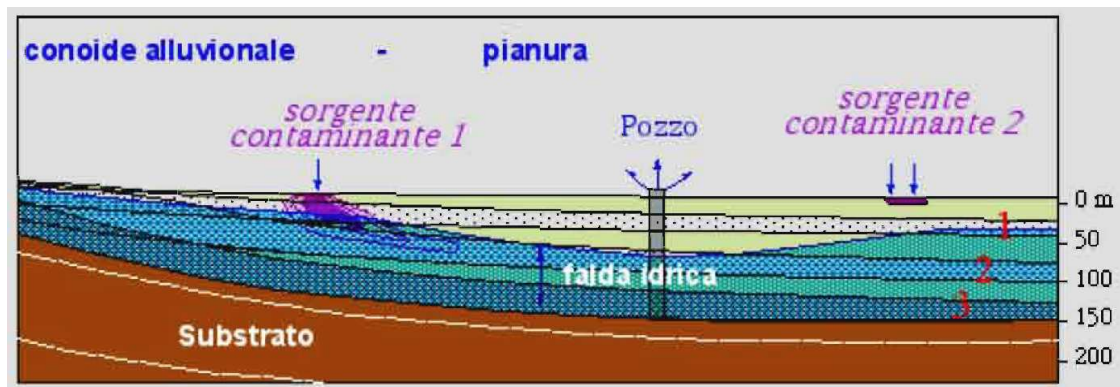


Fig. 3. Il cono di depressione creato dall'emungimento mette in comunicazione, attraverso il pozzo, la falda superficiale, inquinata, con quelle profonde (Farabegoli 2003).

Più avanti, accennerò ai possibili effetti di queste ripetute oscillazioni della superficie di falda in corrispondenza dei coni di depressione sulle caratteristiche litotecniche dei sedimenti.

4. Le conoidi alluvionali principali (4a) e quelle dei corsi d'acqua secondari (4b).

I depositi delle conoidi alluvionali dei corsi d'acqua principali (4a in Fig. 1), sono la naturale continuazione verso l'alta pianura dei depositi della bassa pianura alluvionale. L'assetto progradante, discontinuo e telescopico delle conoidi, con l'apice delle porzioni più giovani che incidono quelle più vecchie (Fig. 4), deriva in parte da normali processi erosivi di natura idraulica, riprodotti sperimentalmente già molti decenni fa alla scala decametrica (Hooke 1965). Inoltre, il sollevamento dell'Appennino (0,5 m/1000 anni) lungo la fascia di cerniera con la confinante pianura in forte subsidenza (tasso medio fino a 1m/1000anni) . ha certamente accentuato il processo erosivo. La durata dei singoli impulsi tettonici era di alcune decine di migliaia di anni, e la durata della deposizione è stato di circa 900.000 anni (v. Fig. 14). Le variazioni del livello marino hanno ulteriormente accentuato l'aspetto discontinuo della progradazione delle conoidi alluvionali a valle dei punti di intersezione (Fig. 4). Va notato che le evidenze geomorfologiche dirette delle conoidi più antiche sono state spesso mascherate in superficie. Ciò non deve stupire, se si considera che il livello di ghiaie più recente dei conoidi romagnoli (b3 = A1) può essere più vecchio di 30.000 anni. Considerando poi che alcune aree del margine sono state interessate da fasci di linee tettoniche trasversali, estremamente attive anche per singoli impulsi di durata inferiore ai 10.000 anni (come i fasci trasversali del rio Cosina,

Bertinoro, S. Sofia e F. Savio, Farabegoli e Onorevoli 1987; Farabegoli et al. 1992; Farabegoli et al. 1997), il livello di complicazione raggiunto localmente dall'architettura di queste conoidi è immaginabile solo per difetto.

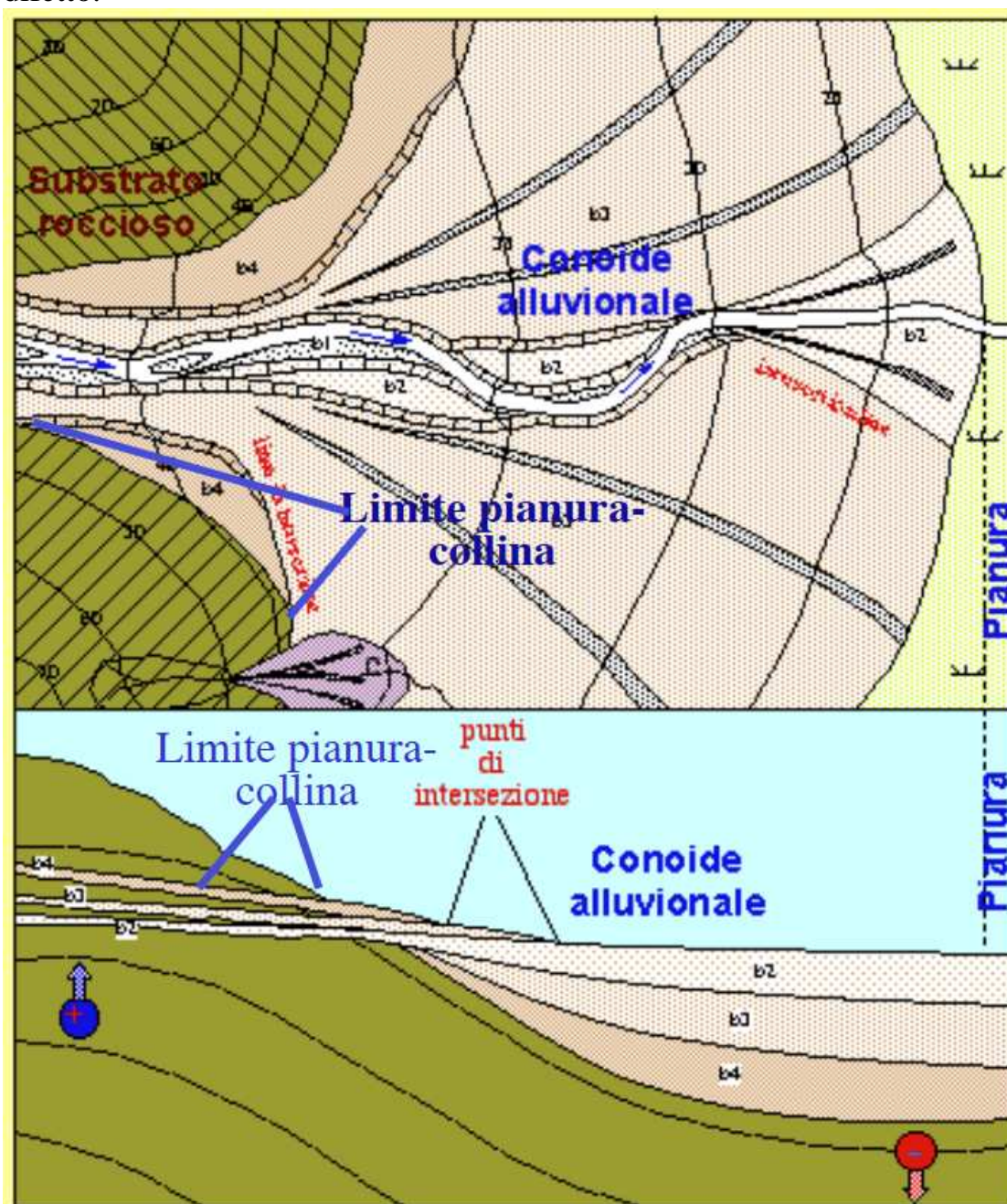


Fig. 4. Schema dei rapporti stratigrafici in pianta e in sezione dei rapporti fra depositi del sottosuolo della pianura, delle conoidi alluvionali e dei depositi terrazzati intravallivi. Le unità sono indicate come b2,...,n. (Farabegoli 2003).

I sedimenti limoso-sabbiosi delle conoidi dei corsi d'acqua minori (4b in Fig. 1; Fig. 5) non sono dotati, invece, di energia sufficiente per erodere i sedimenti più grossolani.

La tessitura di questi conoidi minori dipende, fra l'altro, dalla natura del substrato dei bacini imbriferi che li alimentano (es. arenarie-argille della Formazione marnoso-arenacea vs. Argille plio-plioceniche), mentre la tessitura e l'architettura determinano il contenuto in acqua e certe caratteristiche geomeccaniche. Le loro geoforme avrebbero dovuto conservarsi bene sia sulle superfici delle paleoconoidi principali, sia della pianura alluvionale antistante i conoidi, sia dei depositi della pianura alluvionale di interconoide. In realtà, in molti casi risultano in parte mascherati a causa dei frequenti fenomeni di avulsione e sovralluvionamento, avvenuti anche in epoca storica, anche per l'intervento dell'uomo.

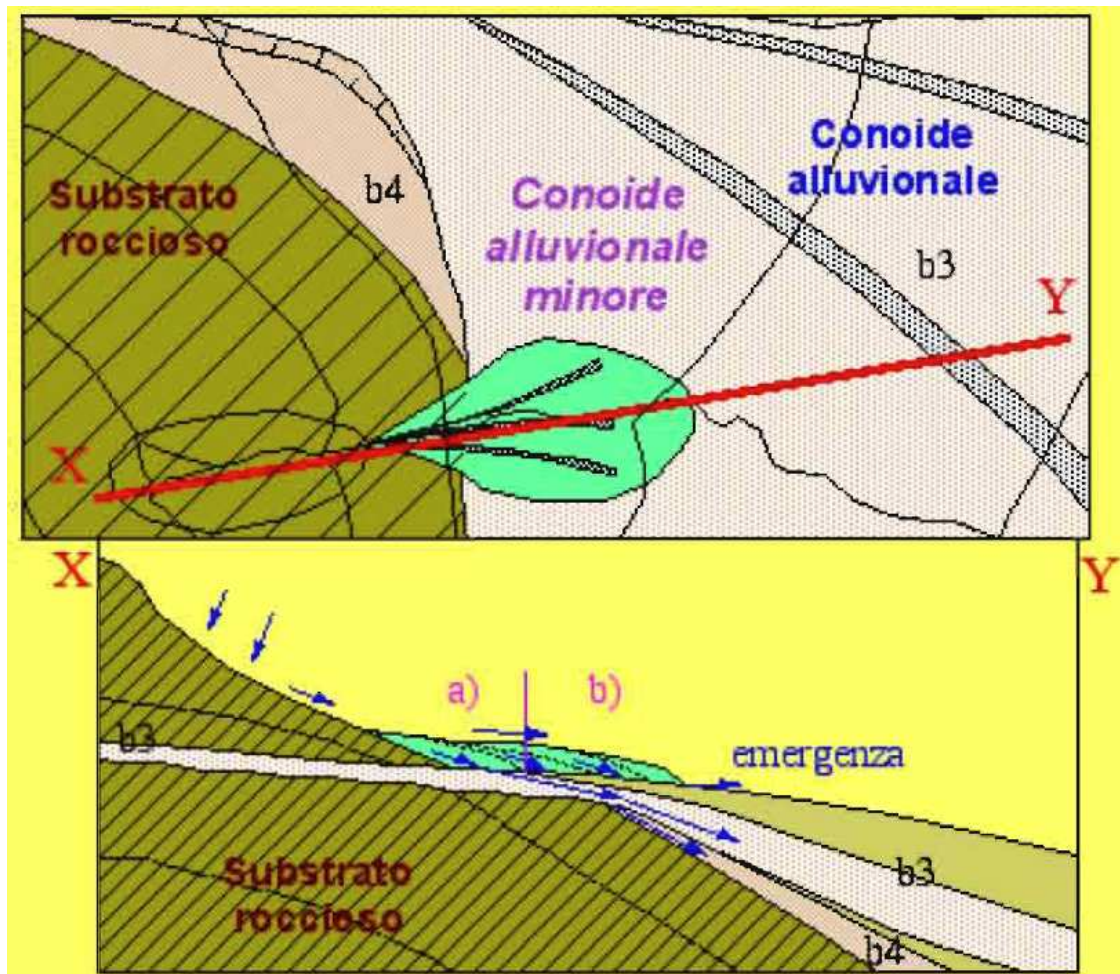


Fig. 5. Rapporti geometrici, idrologici e idrogeologici fra conoidi minori e maggiori (Farabegoli 2003).

L'oggettiva complessità delle conoidi, unita alle diverse finalità del loro studio, si è tradotta in una serie di pareri e mappe geologiche regionali discordanti. Ciò ha dei riflessi anche sulla classificazione e perimetrazione delle aree a monte, coi corpi ghiaioso-sabbiosi dei depositi terrazzati alluvionali intravallivi che costituiscono un importante tratto di ricarica naturale degli acquiferi.

Confrontando le diverse legende stratigrafiche prodotte negli ultimi decenni, emergono vari punti comuni fra quelle del sottosuolo (basate su profili sismici calibrati tramite sondaggi e alcuni dati geocronologici per le parti meno antiche), le stratigrafie degli apici delle conoidi alluvionali maggiori e quelle rilevate nelle aree intravallive e affioranti. Per quanto riguarda quest'ultimo settore, ritengo che S. Mamante sia, per quantità e qualità dei dati, la sezione di riferimento del settore forlivese-faentino. Emergono, tuttavia, anche molti punti di disaccordo, non solo di natura terminologica che, come vedremo, possono avere rilevanza nell'interpretazione del bedrock sismico. Nel Capitolo 4, riguardante la Geologia di Forlì, tornerò specificatamente sui problemi tecnici connessi con quello terminologico che emerge dalla lettura di mappe diverse, cercando di fornire un quadro anche lessicale integrato.

Il tentativo di superare tali problemi attraverso scelte “convenzionali” o di tipo urbanistico, svincolate cioè da definizioni su base fisica-genetica non ha risolto il problema (e non poteva farlo), ma lo ha aggravato. Queste discrasie investono, fra l'altro, anche definizioni apparentemente semplici, date da sempre per "scontate".

E' il caso del limite pianura-collina definito ai sensi della L.R. 27. XII. 1977, N. 984, Art. 15, aggiornata cartograficamente secondo i dettati della delibera 5 marzo 1980 n° 2641 dal Consiglio Regionale dell'Emilia Romagna - Assessorato Agricoltura e Alimentazione - Assessorato Programmazione, sulla base topografica delle Tavv. I.G.M. alla scala 1:25.000. Si tratta di un limite tracciato non secondo criteri idro-geomorfologici, ma seguendo grosso modo l'isoipsa di q. 100 m. Limitazioni oggettive per un uso generalizzato presenta anche il limite dell'Area dell'alta montagna (Idroser –RER, 1995), perimetrata ai fini dello spandimento dei liquami zootecnici, e che tiene conto principalmente del fatto che al di sopra dei 1200 m le coltivazioni agro-forestali non necessitano di pratiche di questo tipo.

Se si affronta il problema pianificatorio tramite le Unità di Paesaggio del PTPR – che utilizzano gli stessi termini che definiscono le unità fisiche (pianura, collina, ecc.) - alcune delle difficoltà maggiori sembrano scomparire. Ma questo effetto deriva dalla definizione iniziale, secondo la quale “l'Unità di paesaggio” (UdP)... *è un ambito territoriale globalmente omogeneo ovvero un sistema in equilibrio* (RER Del. G.R. n. 2141, 1990). Ma le aree perimetrare (costa sud, montagna romagnola, pianura romagnola, collina della Romagna centro-meridionale, dorsale appenninica) sono “omogenee e stabili” solo nelle mappe di riferimento. Basta infatti cambiare scala, o scopi del lavoro, per riuscire ad apprezzare limiti più rispondenti alla realtà del territorio. Inoltre, nella realtà, questi ambiti territoriali sono spesso in condizioni di disequilibrio sostanziale, sia di origine naturale che antropico, tali da determinare localmente

significativi cambiamenti in tempi più brevi della durata del PTPR. In pratica, le scelte che discendono dal PTPR e dal PTCP, che hanno ambiti pianificatori ben più ampi di quello settoriale in oggetto, non possono essere confuse con quelle ricavabili sul piano tecnico idro-geomorfologico, senza rischiare di trasmettere disinformazione attraverso l'uso acritico degli archivi informatizzati. Un chiaro esempio dei risultati prodotta da questa apparente libertà di scelta dei criteri per la zonazione, è il territorio provinciale di Forlì-Cesena, per il quale sono stati proposti finora 4 diversi limiti pianura/collina: un risultato difficilmente comprensibile dal comune cittadino.

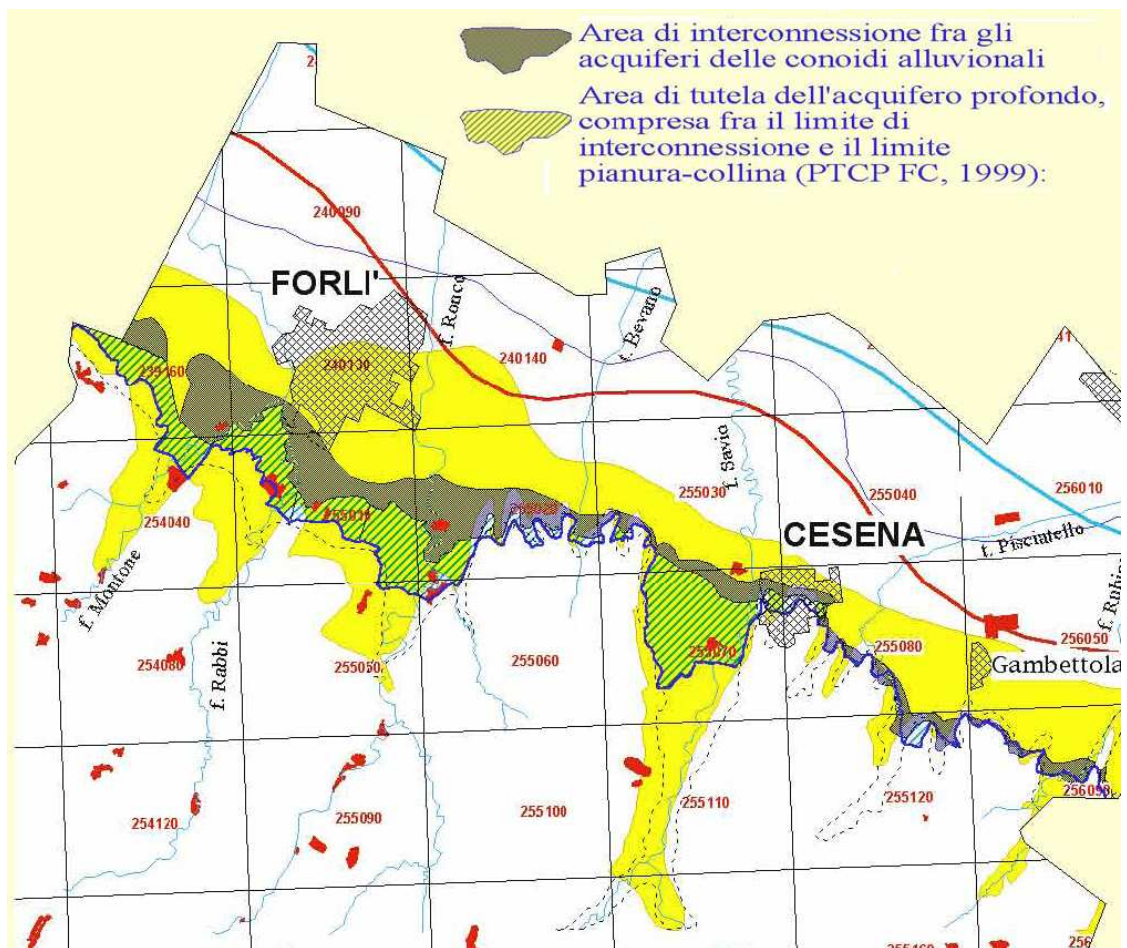


Fig. 6. Mappa di alcuni dei limiti geografici, idrologici e idrogeologici proposti negli ultimi 30 anni per la Provincia di Forlì-Cesena (Farabegoli 2003). La linea blu grossa è il limite pianura-collina (PTCP FC, 1999); le linee grosse rossa e azzurra sono rispettivamente il limite interno ed esterno (cautelativo) di protezione delle falde dallo spandimento delle deiezioni zootecniche (L. RER 1984); la linea sottile blu è il limite delle aree non vulnerabili di pianura, mentre il giallo è l'area a vulnerabilità alta ed elevata (IDRO Ser-RER 1995); la linea sottile nera a tratteggio è il limite fra il substrato roccioso (impermeabile) e i depositi alluvionali ghiaioso-sabbiosi (Agip-RER, 1998).

Queste contraddizioni a carattere formale e sostanziale non potevano che tradursi in incertezze maggiori dei rapporti idrologici- idrogeologici. A titolo di esempio, nella **Fig. 6** sono riportati alcuni dei limiti geomorfologici, idrologici e idrogeologici proposti e utilizzati nell'arco di circa 25 anni a fini pianificatori dalla Provincia di Forlì-Cesena.

Uno delle aree più critiche dal punto di vista stratigrafico ed applicato (es. le caratteristiche litotecniche dei depositi alluvionali) riguarda gli apici delle conoidi alluvionali maggiori, i corsi d'acqua e i depositi terrazzati intravallivi, e quelli fra conoidi maggiori e minori.

In corrispondenza dello sbocco delle vallate e degli apici delle conoidi alluvionali maggiori, i corsi d'acqua (b1) scorrono di solito per alcuni km incassati profondamente (da 4 a 10 m) nei materassi ghiaioso-sabbiosi (b2-b3) (**Fig. 7**). In molti casi, inoltre, i fiumi sono stati arginati o in corrispondenza del limite b2-b3, o al di sopra della superficie del terrazzo b3.

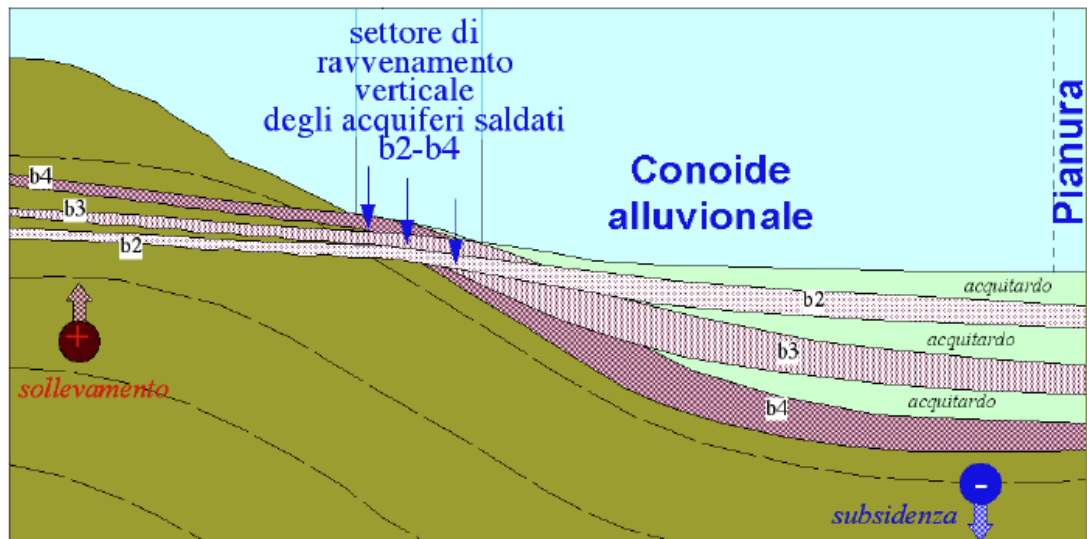


Fig. 7. Lo sezione schematica illustra chiaramente il settore di ravvenamento diretto delle falde profonde da parte delle acque superficiali in alveo e di quelle di deflusso ipodermico nei depositi alluvionali terrazzati (Farabegoli 2003).

Ne risulta che l'acqua che scorre nell'alveo di un fiume in corrispondenza dell'apice del conoide maggiore, anche considerando valori di infiltrabilità verticali non elevati per condizioni insature ($k=1 \cdot 10^{-1} - 1 \cdot 10^{-2}$ cm/sec) per una superficie utile di 50-150 ettari, costituisce necessariamente una delle fonti principali per il ravvenamento delle falde. Infiltrabilità e trasmissività più elevate (e realistiche) spiegano le secche estive che hanno sempre colpito questi tratti di fiume, documentati in periodi precedenti lo sfruttamento idrico del dopoguerra. Non si conosce invece il tasso di ricarica della falda freatica, fornito attraverso l'acquifero insaturo dalle acque di scorrimento superficiale

delle conoidi (precipitazioni, acque di scorrimento nella rete di scolo minore, acque di irrigazione, perdite dalla rete fognaria, apporti puntiformi, ecc.), in quando dipende da alcuni parametri fisici i cui valori sono difficili da misurare e stimare, quali i) la distribuzione areale dello spessore dei suoli limosi semimpermeabili rispetto alla profondità delle arature; ii) la percentuale areale delle coperture impermeabili civili e industriali (edifici, strade, ecc.); iii) la profondità e l'efficienza della rete scolante minore al fine del deflusso verso valle delle acque superficiali vs. l'infiltrazione nel sottosuolo; iv) gli effetti della rete fognaria; v) l'evapotraspirazione per le condizioni climatiche locali in rapido cambiamento; ecc. Valori stimati di infiltrazione intorno al 20% per aree simili del margine appenninico emiliano-romagnolo non hanno ricevuto conferme.

In generale, le acque superficiali sono ricche di composti chimici fra cui vari contaminanti, come rilevato già da Idroser (1977) e confermato da Idroser (1995). In condizioni di scarso apporto idrico naturale da monte lungo le aste fluviali, come avviene durante le stagioni secche, o in seguito a forte prelievo idrico superficiale, cresce sensibilmente il rischio di aumento dell'inquinamento delle falde apicali. Se poi le falde profonde vengono depresse da forti prelievi nei pozzi profondi locali, il processo di contaminazione procede ad una velocità simile a quella del prelievo (Francani, 1988). La soluzione per questo stato di avanzato degrado delle falde romagnole è stata cercata tramite quattro tipi di interventi: a) lo stoccaggio nel grande invaso artificiale di Ridracoli, a monte degli apporti inquinanti, di acque per uso idropotabile; b) la raccolta di acqua in piccoli laghetti collinari; c) la proibizione ad aspirare acqua per usi irrigui lungo il corso del fiume a monte delle conoidi; d) la cessazione del pompaggio di acqua per uso idropotabile dai campi pozzi di Forlì, Cesena, ecc. Le prime tre azioni, prelevando le acque a monte, non fanno altro che innalzare il tasso di inquinamento relativo delle acque fluviali durante i periodi critici. Per quanto riguarda lo stato delle falde della conoide del f. Ronco, questo quadro è supportato (e comunque non smentito) da indagini relativamente recenti, che hanno confermato che l'apporto della ricarica subverticale nel settore a valle della via Emilia è praticamente nullo (Frassinetti & Viel, 1999).

I rapporti fisici fra gli apici delle conoidi e i terrazzi alluvionali intravallivi, invece, possono essere esemplificati in due modi: a) Connessione fisica per intersezione erosiva e connessione idraulica diretta (**Fig. 8**). Il corpo sabbioso-ghiaioso permeabile del terrazzo è fisicamente connesso con l'equivalente del conoide. L'acqua della falda superficiale del terrazzo alimenta verso valle la falda equivalente del conoide. Questa geometria è più frequente per i terrazzi più recenti (b2 - b3, ma anche b4-b5), che sono caratterizzati da scarpate alte pochi metri. b) Connessione

indiretta, di intersezione erosiva, e connessione idraulica con emergenza idrica (**Fig. 9**). Lungo le scarpate che separano i terrazzi affiora il substrato roccioso impermeabile-semimpermeabile. Il caso è quasi la norma ove terrazzi antichi (b5 e più antichi) risultano adiacenti a terrazzi recenti o all'apice del conoide. Anche considerando il forte potere depurante delle fasce ripariali e i diversi percorsi possibili del flusso, sono stati elaborati finora solo modelli relativi a situazioni arealmente ridotte (Brusch e Nillson, 1993; Gilliam, 1994; Rossi Pisa et al., 1994, Rossi Pisa & Rossi, 1996; Daniels e Gilliam, 1996; Hill, 1996; Robinson et al., 1996).

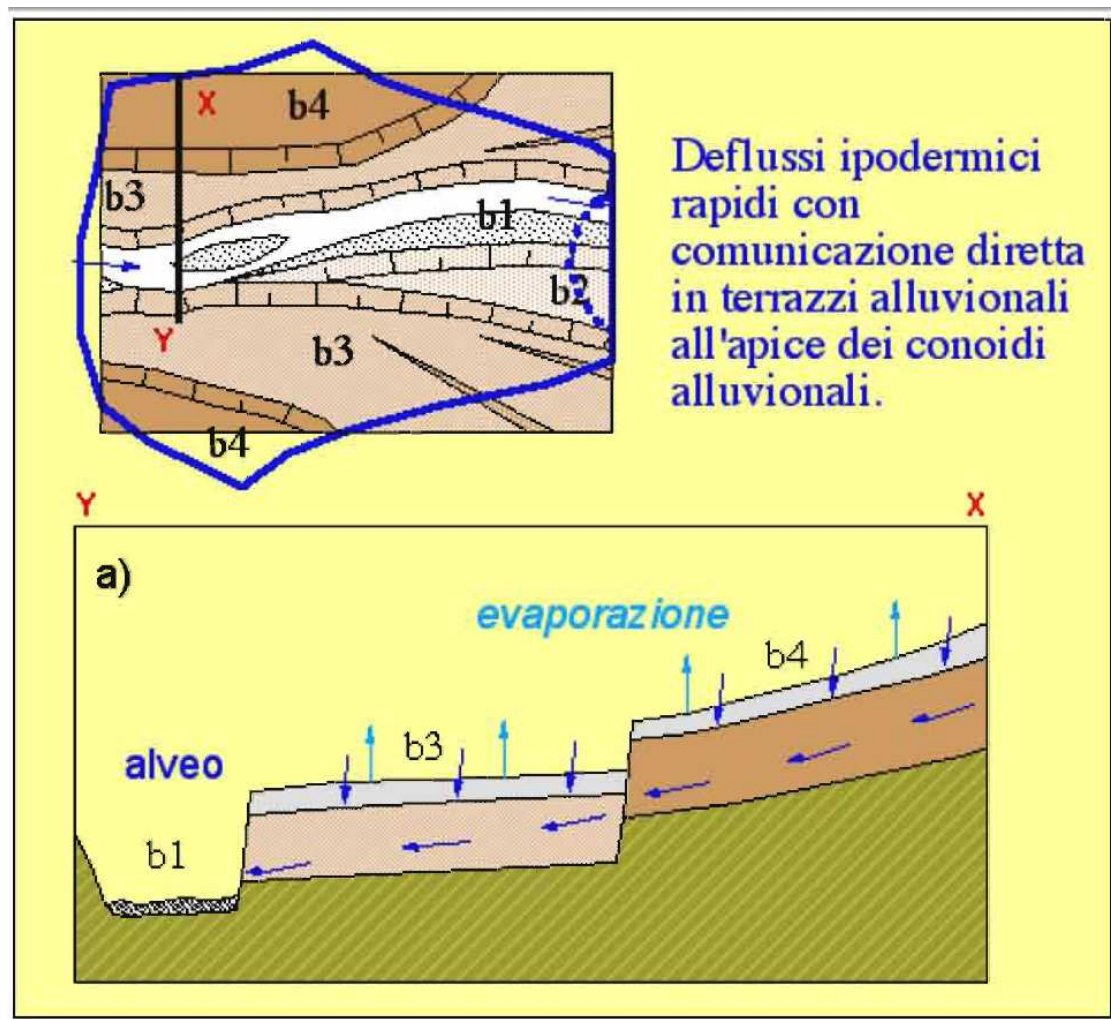


Fig. 8. Connessione fisica per intersezione erosiva e connessione idraulica diretta dei depositi terrazzati. Il corpo sabbioso-ghiaioso permeabile del terrazzo è fisicamente connesso con l'equivalente del conoide (Farabegoli 2003).

Questo problema è stato "eluso" nello studio propedeutico alla pianificazione comunale di Frassinetti & Viel (1999) che ha tracciato il "fronte di ricarica dell'acquifero superficiale della pianura del f. Ronco" che passa, a ovest al tetto della scarpata, mentre a est è posto alla base

della stessa. Nel primo caso, a rigor di logica, il sistema dei terrazzi interconnessi andrebbe compreso nel sistema idrologico dell'apice del conoide alluvionale. Nel secondo caso, in presenza di fasce ripariali diffuse e in mancanza di dati certi, il sistema dei terrazzi e quello dell'apice della conoide andrebbero tenuti separati: il limite del secondo andrebbe posto alla base della scarpata sovrastante. Il problema ha poi una rilevanza maggiore per i terrazzi antichi, fortemente basculati (es. b7 in **Fig. 16**).

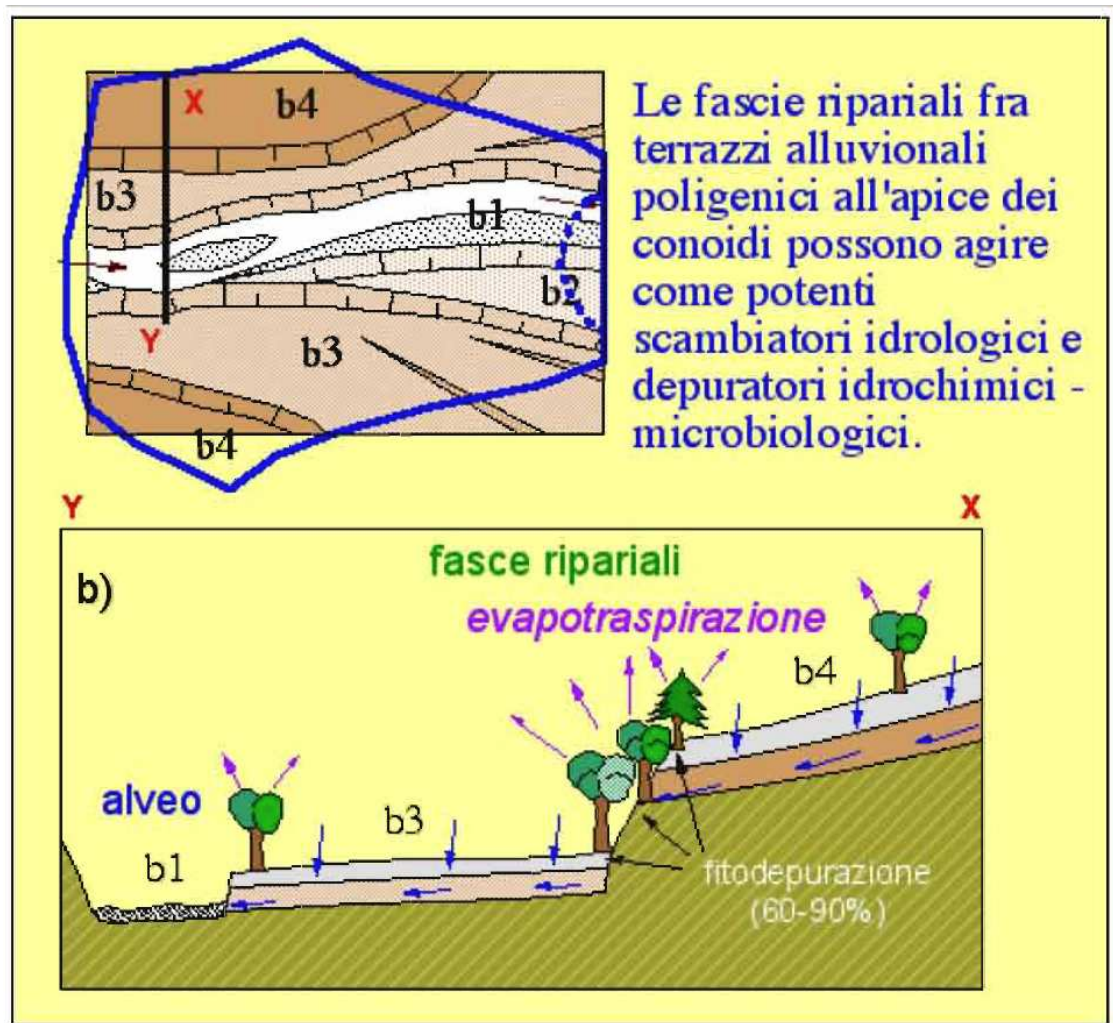


Fig. 9. Il flusso ipodermico che scorre sul substrato roccioso impermeabile-semimpermeabile affiora lungo le scarpate e viene fitodepurato dalla vegetazione ripariale (Farabegoli 2003).

Per concludere, in condizioni naturali, il sistema idrologico-idrogeologico è assimilabile a un sistema in stato stazionario a ricambio molto lento, ove la poca acqua che esce a valle è compensata in continuo da quella di ricarica a monte. Il discorso diviene molto più complesso e delicato se immediatamente a valle dell'area di interconnessione e/o del fronte di ricarica della falda sono attivi pozzi per l'emungimento dalle falde profonde. Emungimenti importanti di origine antropica, squilibrano rapidamente il sistema e lo rendono dinamicamente molto più complesso,

con frequenza stagionale e pluriennale. Infatti, oltre a innalzare notevolmente il tasso di trasferimento verso il basso degli inquinanti il cono di depressione può raggiungere falde profonde fossili ricche in sali. La profondità del cono determina il corpo acquifero più profondo coinvolto nel processo di inquinamento (Fig. 3), mentre l'area interessata corrisponde all'Area di Rispetto allargata in relazione alla vulnerabilità della risorsa acqua superficiali (DLGS 152/1999, art 6) e quindi le ricariche dirette dall'alto (Fig. 6).

Per quando riguarda i fini di questo lavoro ci si deve chiedere se, e come, le falde e i loro processi di ricarica possono aver influenzato e influenzano, le caratteristiche litotecniche e quindi la risposta sismica dei materiali. Un primo fattore è certamente la presenza della falda stessa la cui superficie, come abbiamo visto, può disporsi a quote anche molto diverse in seguito a diversi livelli di pressione naturale-antropica. Un secondo fattore, sono i fenomeni di subsidenza connessi all'estrazione, che possono modificare in maniera sensibile l'efficienza del sistema di drenaggio delle acque superficiali. Un terzo fattore, non sufficientemente esplorato nella letteratura regionale, sono gli effetti di coesività e micro-cementazione indotti dai complessi chimici veicolati nelle falde, che si realizzano all'interfaccia saturo-insaturo, una fascia che, a causa dei prelievi intensi effettuati negli ultimi decenni, deve avere interessato i sedimenti per uno spessore di molte decine di metri.

I corsi d'acqua minori che incidono il substrato roccioso pede-padano (e gli elementi triangolari nelle aree interposte fra le valli maggiori: v. dopo) e sboccano nelle pianura, formano delle conoidi minori (Figg. 1, 5) che poggiano in modo non erosivo sui sedimenti grossolani sottostanti delle conoidi principali, oppure sui limi e sabbie sovraconsolidati di interconoide. Si tratta anche in questo caso di corpi sedimentari a struttura progradazionale, di tipo "telescopico" su base stabile (*sensu* Hooke 1965), spessi localmente fino ad una decina di metri, che possono interessare aree di oltre 10 kmq, depositati in periodi non propriamente brevi. In alcuni casi, datazioni della loro base col metodo C14 hanno fornito età antiche fino a 10ka, mentre ritrovamenti archeologici hanno permesso di riferirli al Mesolitico e all'Età del bronzo. La geometria riflette le fasi erosive dei piccoli bacini idrologici a monte che, a parità della forma e litologia del substrato, a queste latitudini dipendono dal rapporto fra quantità di acqua durante le precipitazioni intense e l'impedenza esercitata dalle coperture vegetali. La tessitura di questi corpi sedimentari è prevalentemente limosa, con intercalate le lenti sabbiose dei canali distributori e degli argini, che diventano sedi di falde idriche, spesso effimere. L'acqua e gli inquinanti filtrano direttamente nel sottosuolo, ove raggiungono (con ritmo stagionale) la falda delle conoidi maggiori. In Romagna, queste conoidi e i piccoli bacini imbriferi retrostanti sono

spesso sede di coltivazioni ortofrutticole intensive e ospitano allevamenti zootecnici: non può quindi stupire se spesso proprio in questi corpi d'acqua superficiali e ipogei siano state rilevate le concentrazioni maggiori di nitrati (v. Francani, 1988).

3) Gli acmi di sollevamento tettonico delle catene inducono erosione accelerata (cfr. Veldkamp 1994), mentre le fasi tardo- postglaciali, temperato- umide, favoriscono il sovralluvionamento degli alvei fluviali; la pedogenesi altera la parte sommitale di questi depositi. Il risultato finale è costituito dai depositi terrazzati intravallivi. Sulle rocce più competenti dell'Appennino (arenacee, calcaree, ecc.) si sono conservati fino a 9 ordini di terrazzi (b_2 - b_{10}). I depositi più antichi risultano ripetutamente dislocati da faglie, localmente con basculamenti di alcuni gradi fra un ordine e il successivo. Le tessiture dei depositi sedimentari sono sostanzialmente due: a) ghiaie e sabbie dei canali fluviali (intrecciati o meandriiformi), b) peliti e subordinate torbe di colmamento dei canali abbandonati o, più raramente, di intercanale.

2) Lungo il margine pedecollinare, le valli principali isolano zone a geometria sub-triagonale piana (elementi E in **Fig. 1**, ovvero Aree triangolari intervallive), sottoposte a sedimentazione e/o erosione idrica modeste. Localmente, in queste aree sono stati scavati piccoli bacini imbriferi, che hanno originato le conoidi minori.

1) Nella collina romagnola, anche quella argillosa più degradata, gli affioramenti rocciosi rappresentano arealmente sempre meno del 10% del territorio. In queste zone sono del tutto prevalenti i fenomeni erosivi ad opera degli agenti esogeni, con il contributo fondamentale dell'acqua di precipitazione. Il risultato di breve-medio periodo è lo sviluppo di numerosi e ripetuti franamenti superficiali, che occupano anche più del 20% del territorio, mentre nel lungo periodo è l'ampliamento progressivo dei bacini idrografici. La vegetazione può esercitare un'azione protettiva importante, dimostrata sia nel breve periodo che alla scala secolare, rispetto a tutti e tre i principali tipi di erosione (diffusa, incanalata, in massa) permettendo localmente lo sviluppo di suoli anche su versanti che, per la pendenza elevata, ne dovrebbero essere privi.

3. GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DEL TERRITORIO DEL COMUNE DI FORLÌ

3.1 INQUADRAMENTO STRUTTURALE E STRATIGRAFICO

Il fronte delle Pieghe appenniniche (Pieri e Groppi, 1980) è un sovrascorrimento che si sviluppa da Nord con direzione ca. N120°E (**Fig. 10**), si riorienta verso NNW-SSE appena a NW del confine comunale di Forlì. A sud di Forlì, questo scorrimento interseca la chiusura periclinale settentrionale dell'anticlinale di Bertinoro e delle Pieghe di Cesena, limitata anch'essa al fronte da uno scorrimento. In corrispondenza dell'intersezione delle due strutture, si è sviluppata una piega sinclinalica, lacerata da una faglia diretta a direzione appenninica, che ha portato la base dei terreni Pliocenici ad una profondità di 5 km. Circa in corrispondenza del limite nordorientale del comune, si è in profondità sviluppata l'anticlinale frontale dello scorrimento delle "Pieghe romagnole" (Pieri e Groppi, 1980), che ha sollevato la base dei terreni pliocenici al di sopra dei 2 km di profondità (**Fig. 10**).

Questa attività tettonica, attiva dal Miocene sup., ha deformato anche i terreni del Pleistocene, che complessivamente possono raggiungere i 1000 m.

Per illustrare lo stile tettonico e la stratigrafia si possono usare, in primis, tre sezioni geologiche trasversali all'Appennino, fornite dal committente, riportate di seguito.

La Sezione 6 (**Fig. 11**) attraversa il settore settentrionale del Comune; verso monte la Sez. si collega alla Sez. V (Agip-RER, 1998). La Sez. 29 (RER, dic. 2011) segue lo stesso tracciato. La Sezione 6 raggiunge una profondità maggiore di 500 m dal p.d.c., e le unità sono distinte in tre Gruppi acquiferi (A, B e C), suddivisi a loro volta in Complessi acquiferi (es. A1,...,A4).

Il tracciato della Sezione 58 (**Fig. 12**) segue per un tratto un percorso circa parallelo alla Sez. 6, devia ca. in corrispondenza di Forlì e interseca la Sez. 6 quasi in corrispondenza del limite settentrionale del Comune. Questa sezione, raggiunge la profondità di 500 m tocca il substrato marino delle Sabbie Gialle di Imola (IMO). La medesima Sezione è stata presentata, pur con colori diversi, nella Tav. 1 del "Progetto integrato per la tutela dell'acquifero, la lotta alla subsidenza e all'erosione della costa" (RER-Arpa, 2004). Nel sottosuolo sono state distinti due sintemi sovrapposti: il Sintema Emiliano-Romagnolo inf. e il Sintema Emiliano-Romagnolo sup. La base di ciascun Sintema è tracciata localmente alla base di litofacies conglomeratiche, mentre altrove corrisponde al tetto di

corpi a tessitura grossolana. Il Sintema Emiliano-Romagnolo sup. è composto da tre Subsintemi sovrapposti (AES8, AES7 e AES6), più due intervalli inferiori mal indistinti e non denominati, riferibili, forse ad AES5 e AES4.

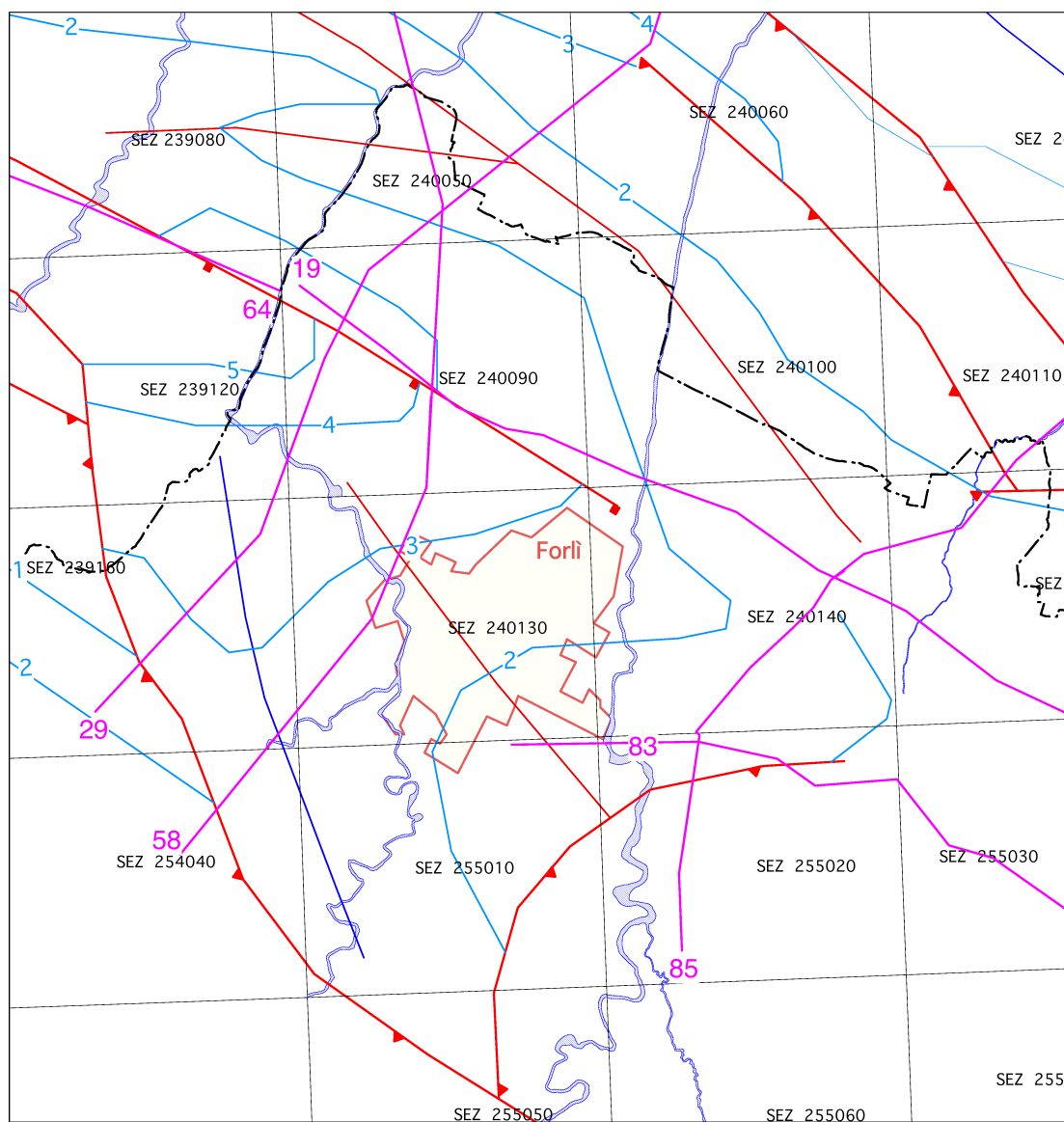


Fig. 10. Schema tettonico del margine appenninico (Pieri e Groppi, 1980). Col colore fucsia sono indicate le tracce delle sezioni geologiche RER fornite dal committente (dicembre 2011).

Va notato immediatamente che non vi può essere corrispondenza stratigrafica fra i quattro Complessi acquiferi (A1,...,A4) del Guppo acquifero superiore illustrato in **Fig. 11** e i cinque Subsintemi del Sintema Emiliano-Romagnolo.

Ciascun Subsintema comprende varie litofacies per lo più di deposizione continentale, mentre i fossili marini sono stati riconosciuti solo nell'estremità nordorientale della sezione, in prossimità della costa

attuale. I corpi grossolani dei vari Subsintemi si saldano all'apice della conoide alluvionale (complessa) del Montone-Ronco (**Fig. 12**).

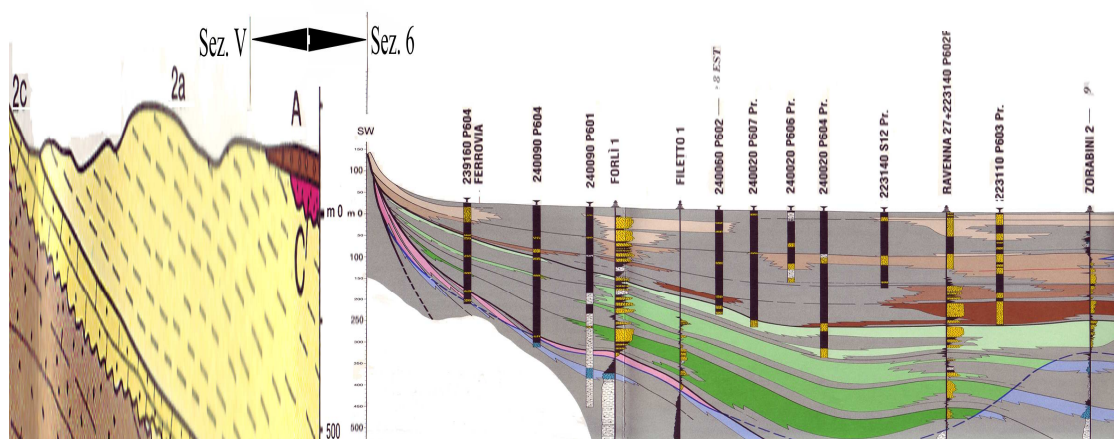


Fig. 11. Sezione geologica composita V-6 tracciata normalmente al margine appenninico, che illustra le litozone e i corpi acquiferi (Agip-RER, 1998).

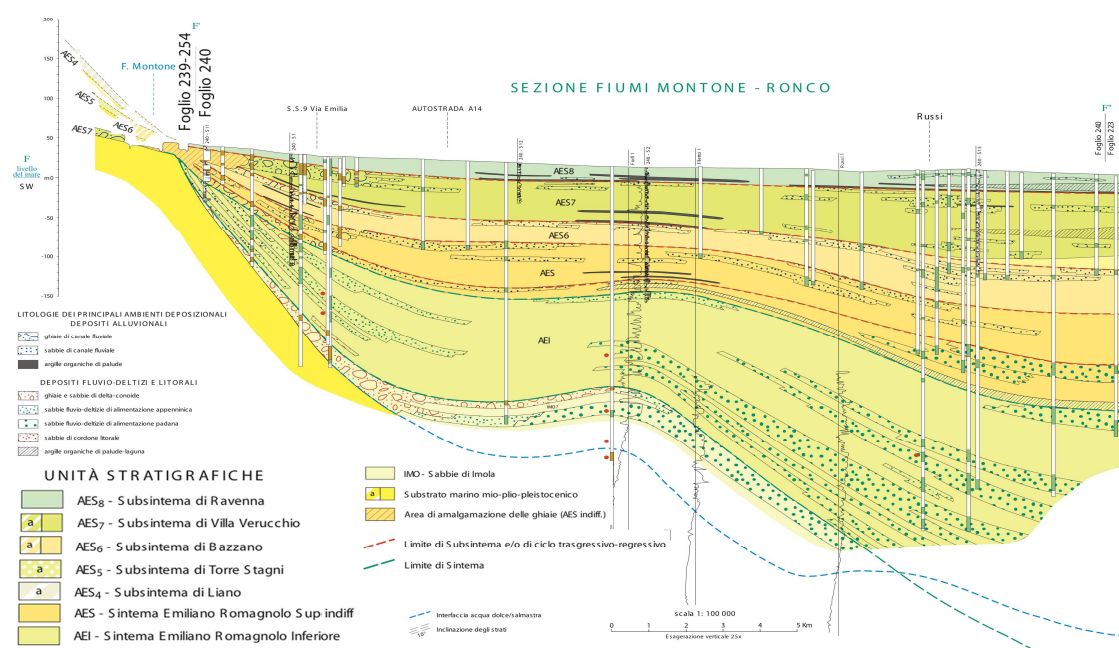


Fig. 12. Sezione geologica RER 58 (Montone - Ronco), fornita dal Committente, che propone alcune corrispondenze stratigrafiche fra i subsintemi rilevati nei pozzi e quelli affioranti nel pedeappennino forlivese.

A monte dell'apice, i depositi del sottosuolo sono stati correlati con quelli dei terrazzi intravallivi e degli affioramenti (**Fig. 12**) utilizzando i metodi di intersezione proposti da Farabegoli e Onorevoli (1989) e Farabegoli et al. (1997) e illustrati nella Fig. 4 di questo lavoro. Alle unità

allostratigrafiche terrazzate sono state quindi attribuite le sigle AES7, AES6, AES5 e AES4, appartenenti al Sintema Emiliano-Romagnolo sup.

Tornerò più avanti sui criteri utilizzati per le correlazioni stratigrafiche, per definire l'età delle unità e sulle nomenclature utilizzate.

Va notata, innanzitutto, una vistosa incongruenza logica-fattuale: se la base dei subsintemi corrisponde sempre ad un tetto ghiaie-sabbie, per quale motivo la base del Sintema è stata posizionata in corrispondenza della base fortemente discordante di un livello di ghiaie-sabbie?

Inoltre, andrà verificato se e quanto vi è concordanza fra le linee di intersezione indicate nelle mappe ufficiali di Forlì e quelle pubblicate sulla medesima area, e quali i motivi per eventuali discordanze.

Il Sintema Emiliano-Romagnolo inferiore, invece, non è suddiviso in Subsintemi e le litofacies sono state depositate prevalentemente in ambiente marino.

La Sezione 85 (**Fig. 13**), tracciata trasversalmente all'Appennino, è ubicata nel settore meridionale della pianura romagnola forlivese e raggiunge a monte i depositi dell'apice della conoide. I sedimenti attraversati, spessi solo 75 m, comprendono facies continentali appartenenti ai due Subsintema AES8 e AES7 e alla parte sommitale del Subsintema AES6, che costituiscono la parte superiore del Sintema Emiliano-Romagnolo superiore. Il Subsintema AES8 è costituito da alternanze di sabbie, limi e argille. Il Subsintema AES7 comprende una litozona di sabbie, limi e argille alla base, seguita da una ghiaiosa di riempimento dei canali fluviali.

La base del Subsintema AES8 è più antica di 14.000 anni ka (12,5 ka 14C B.P. non calibrati), e postdata la fine dell'ultima glaciazione. L'età 14C delle ghiaie di tetto del Subsintema AES7 è più antica di 25,5 ka B.P. non calibrati, equivalenti a ca. 28 ka., e corrisponde ad un periodo indeterminato dello stage isotopico 3 del $\delta^{18}O$, durante una fase intermedia dell'ultima glaciazione. In base degli spessori, è verosimile che la base del Subsintema AES7-tetto del Subsintema AES6 sia riferibile a 40.000 anni fa (o più antica), ovvero un periodo interglaciale wurmiano.

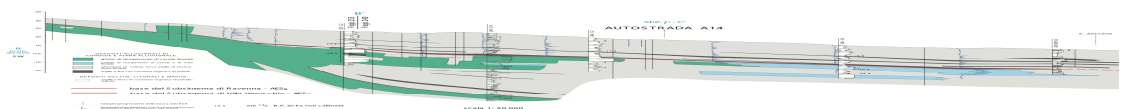


Fig. 13. La Sezione RER 85, tracciata trasversalmente all'Appennino nel settore meridionale della pianura romagnola forlivese, raggiunge a monte i depositi dell'apice della conoide.

Possiamo quindi concludere che, mentre le età dei Subsintemi AES8 e AES7 sono abbastanza sicure (le incertezze sono di alcune migliaia di anni), quelle dei subsintemi più antichi sono molto incerte. A conferma di ciò stanno le numerose e ripetute speculazioni interpretative.

Per vincolare le varie parti dello schema con gli indispensabili dati cronologici e/o di evento, sono necessari altri dati.

A titolo di esempio, nella **Fig. 14** è riportato il quadro stratigrafico e geomorfologico (semplificato) proposto da Farabegoli et al. 1997 per il pedeappennino fra Bologna e Rimini. Il quadro comprende la Sez. S. Mamante, ubicata pochi km a nord di Forlì (v. ubicazione in **Fig. 17**), nella quale sono state rilevate ben 20 delle ca. 25 unità litostratigrafiche a deposizione continentale riconosciute nel settore Bo-Rn. La più antica unità geologica affiorante nel settore pedecollinare (**Figg. 15, 16** e Sezione V, Agip- RER 1998, in **Fig. 11**) è rappresentata da marne e argille grigio-azzurre di scarpata sottomarina riferibili al Pliocene-Pleistocene inf. (Argille Azzurre, Argille e Marne di Riolo Terme), con intercalati strati e lenti arenacee torbidity, espressione laterali di unità meglio rappresentate in settori più interni della catena (es. Arenarie di Borello e Arenarie di Lardiano). Il contatto con le argille alternante a sabbie fini di mare meno profondo (bordo scarpata - piattaforma marina esterna) del Pleistocene inf., (ciclo marino P1-P2 di Ricci Lucchi *et al.*, 1982) è transizionale e per lo più queste litologie non sono state distinte da quelle sottostanti.

È invece decisamente netta, erosiva e discordante la transizione alla sovrastante unità sabbiosa di mare basso (Sabbie Gialle di Imola, Pleistocene inf.-medio), che affiora solo in una piccola area intorno a M. Poggiolo, ovvero al limite SW del territorio di Forlì. I depositi continentali (ghiaie, sabbie e limi) che sovrastano questa unità sono chiaramente terrazzati; i più antichi ricoprono i ripiani alti, che immergono debolmente verso la pianura.

Complessivamente, i depositi documentano i 2/3 degli ultimi 830.000 anni. La maggior parte di queste unità hanno limiti basali erosivi e discordanti, e costituiscono sequenze positive. Ben 12 unità terminano con suoli da bruno-rossastro a fersiallitico evoluto, indicativi di condizioni da temperate a calde, con una discreta disponibilità di pioggia stagionale che favoriva i processi di lisciviazione e accumulo. Fra questi, va segnalato il suolo fersiallitico dell'Unità Molino, corrispondente al famoso suolo di Cremaschi 1980 nel Parmense, che contiene i primi manufatti di tecnica achuleana, concordemente riferiti ad un intervallo fra 300.000 e 350.000 anni fa.

Delle età del substrato marino abbiamo parlato in precedenza. Più in alto, di assoluta importanza per fissare dei vincoli cronologici è il loess a pseudogley, depositato in ambiente freddo nell'intervallo glaciale Riss II,

compreso fra 190.000 e 150.000 anni fa, che contiene i famosi manufatti bifacciali di tecnica Levallois.

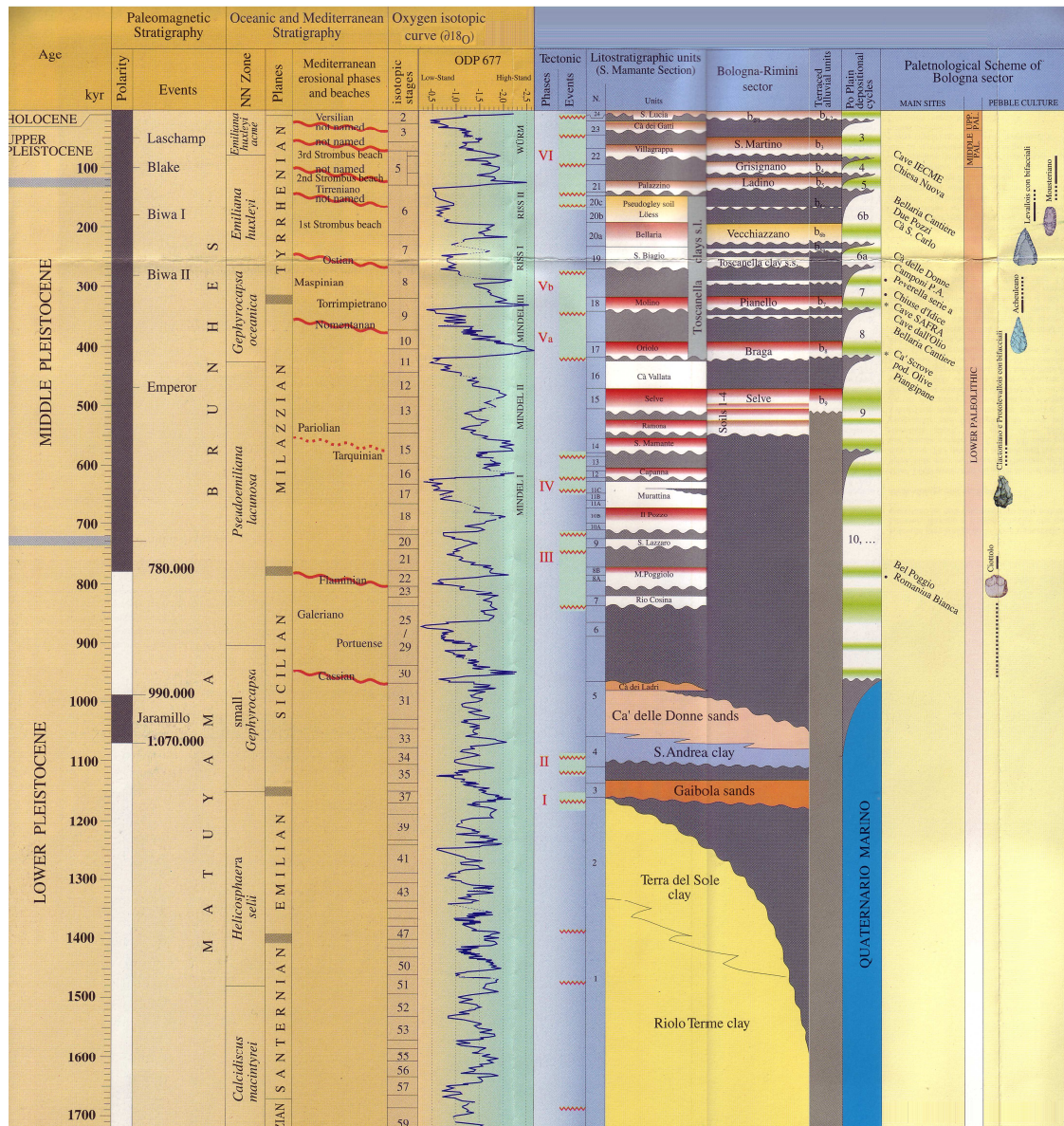


Fig. 14. Schema stratigrafico del margine appenninico romagnolo. Le unità litostratigrafiche rilevate in affioramento e quelle allostratigrafiche dei depositi terrazzati intravallivi e delle conoidi alluvionali sono vincolate dalla magnetostratigrafia, dai pollini e dai manufatti, e sono riferite alla variazioni climatiche registrate in carote dell'Oceano Pacifico. (Farabegoli et al. 1997).

L'unità di Palazzino, depositata in ambiente caldo-temperato, contiene invece i manufatti di tecnica Mousteriana, fra 130.000 e 100.000 anni fa. Il Paleolitico inf. termina con la base dell'Unità di Cà dei Gatti, mentre l'Unità di S. Lucia, basculata di oltre 4°, contiene reperti dell'età del Bronzo, di ca. 3.800 anni fa.

Questa stratigrafia misurata su sezioni in affioramento è parallelizzata nello schema a quella rilevata su base geomorfologica, consistente in ca. 9 ordini di terrazzi intravallivi, indicati come bn. A ciascuno di questi cicli tronchi (allo-unità), nel sottosuolo corrisponde necessariamente una, più o meno semplice e continua, unità litostratigrafica, indicata nella colonna dai numeri 3-10.

Ricordo qui, per inciso, che nelle legende delle CGI alla scala 1:100.000 (IV ed.) del margine appenninico-padano erano state cartografate solo quattro allo-unità continentali, ovvero meno della metà di quelle distinte negli ultimi decenni nelle Mappe Geologiche RER alla scala 1:10.000.

Utilizzando questi ulteriori dati, dovrebbe essere più agevole correlare le unità rilevate in superficie con quelle nel sottosuolo, così come redarre mappe geologiche del Quaternario dell'Appennino congiunte con mappe che rappresentano particolari livelli o litologie nel sottosuolo. Dallo schema appena presentato e dalle sezioni mostrate in precedenza, emerge che una unità-intervallo relativamente recente e idoneo a questo scopo è il b3, o U. di Villagrappa, di età compresa fra gli 80.000 e i 50.000 anni fa.

3.2 MAPPE GEOLOGICHE

La mappa Geologica RER alla scala 1:10.000 del Comune di Forlì, rappresentata schematicamente in **Fig. 14**, è basata sulla legenda geologica fornita dal Committente:

Legenda geologica Comune di Forlì'

Depositi quaternari continentali

Deposito di frana attiva (a1)

Deposito gravitativo con evidenze di movimenti in atto o recenti, costituito da litotipi eterogenei, raramente monogenici, ed eterometrici, più o meno caotici. La tessitura dei depositi è condizionata dalla litologia del substrato e dal tipo di movimento prevalente. La maggior parte dei depositi di frana del territorio appenninico è comunque di tipo complesso ed è il risultato di più tipi di movimento sovrapposti nello spazio e nel tempo (tipicamente scorrimenti/colamenti). La tessitura prevalente risulta costituita da clasti di dimensioni variabili immersi in una abbondante matrice pelitica e/o sabbiosa.

a1b: Deposito di frana per scivolamento

Deposito originato dal movimento verso la base del versante di una massa di terra o roccia, che avviene in gran parte lungo una superficie di rottura o entro una fascia, relativamente sottile, di intensa deformazione di taglio.

a1d: Deposito di frana per colamento lento

Deposito messo in posto da movimento distribuito in maniera continuata all'interno della massa spostata. Le superfici di taglio all'interno di questa sono multiple, temporanee e generalmente non vengono conservate. I materiali coinvolti sono per lo più coesivi. I depositi più frequenti sono costituiti in prevalenza da una matrice pelitica e/o pelitico-sabbiosa che include clasti di dimensioni variabili.

a1g: Deposito di frana complessa

Deposito messo in posto in seguito alla combinazione nello spazio e nel tempo di due o più tipi di movimento.

Deposito di frana quiescente (a2)

Deposito gravitativo senza evidenze di movimenti in atto o recenti ma con possibilità di riattivazione, costituito da litotipi eterogenei, raramente monogenici, ed eterometrici, più o meno caotici. La tessitura dei depositi è condizionata dalla litologia del substrato e dal tipo di movimento prevalente. La maggior parte dei depositi di frana del territorio appenninico è comunque di tipo complesso ed è il risultato di più tipi di movimento sovrapposti nello spazio e nel tempo (tipicamente scorrimenti/colamenti). La tessitura prevalente risulta costituita da clasti di dimensioni variabili immersi in una abbondante matrice pelitica e/o sabbiosa.

a2b: Deposito di frana per scivolamento

(descrizione analoga a a1b)

a2d: Deposito di frana per colamento lento

(descrizione analoga a a1d)

a2g: Deposito di frana complessa

(descrizione analoga a a1g)

a3 - Deposito di versante s.l.

Deposito costituito da litotipi eterogenei ed eterometrici più o meno caotici. Frequentemente l'accumulo si presenta con una tessitura costituita da clasti di dimensioni variabili immersi e sostenuti da una matrice pelitica e/o sabbiosa (che può essere alterata per ossidazione e pedogenesi), a luoghi stratificato e/o cementato. La genesi può essere dubitativamente gravitativa, da ruscellamento superficiale e/o da soliflusso.

b1 – Depositi alluvionali in evoluzione

Ghiaie, talora embriciate, sabbie e limi argillosi di origine fluviale, attualmente soggetti a variazioni dovute alla dinamica fluviale; detrito generalmente incoerente e caotico, costituito da clasti eterometrici ed eterogenei, talora arrotondati, in matrice sabbiosa, allo sbocco di impluvi e valli secondarie.

i1 – conoide torrentizia in evoluzione

Depositi alluvionali, prevalentemente ghiaiosi, a forma di ventaglio aperto verso valle, in corrispondenza dello sbocco di valli e vallette trasversali ai corsi d'acqua principali ove la diminuzione di pendenza provoca la sedimentazione del materiale trasportato dall'acqua, soggetti ad evoluzione dovuta alla dinamica torrentizia.

i2 - conoide torrentizia inattiva

Depositi alluvionali, prevalentemente ghiaiosi, a forma di ventaglio aperto verso valle, in corrispondenza dello sbocco di valli e vallette trasversali ai corsi d'acqua principali ove la diminuzione di pendenza provoca la sedimentazione del materiale trasportato dall'acqua, attualmente non soggetti ad evoluzione.

h3 - Cava

SUCCESSIONE NEOGENICO-QUATERNARIA DEL MARGINE APPENNINICO PADANO

SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE (AES)

Unità costituita da depositi alluvionali intravallivi, terrazzati, di conoide alluvionale ghiaiosa e di interconoide, passanti lateralmente a limi più o meno sabbiosi e argillosi di piana alluvionale. In affioramento comprende anche depositi litorali e marini. L'unità è suddivisa in subsintemi, sulla base dell'individuazione di deboli discordanze angolari o di scarpate erosive particolarmente ampie, e, nel sottosuolo della pianura, di bruschi contatti fra depositi trasgressivi marino-marginali e palustri su depositi di conoide e di piana alluvionale. Nel sottosuolo della pianura l'unità è costituita dall'alternanza di cicli trasgressivo-regressivi di depositi grossolani e fini, di ambiente alluvionale e subordinatamente di ambiente deltizio e litorale, nelle porzioni sommitali dei quali frequentemente si intercalano suoli. Il contatto di base è erosivo e discordante sul Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (in aree limitrofe) e sui depositi marini miopliocenici. Lo spessore massimo in pianura è di un centinaio di metri circa, quello nel sottosuolo circa 200 m. *Pleistocene Medio - Olocene*

AES8 - SUBSINTEMA DI RAVENNA

Ghiaie da molto grossolane a fini con matrice sabbiosa, sabbie e limi stratificati con copertura discontinua di limi argillosi, limi e limi sabbiosi, rispettivamente depositi di conoide ghiaiosa, intravallivi terrazzati e di interconoide. Argille, limi ed alternanze limoso-sabbiose di tracimazione fluviale (piana inondabile, argine, e tracimazioni indifferenziate). Il tetto dell'unità è rappresentato dalla superficie deposizionale, per gran parte relitta, corrispondente al piano topografico. A tetto suoli, variabili da non calcarei a calcarei, a basso grado di alterazione con fronte di alterazione potente meno di 150 cm, e a luoghi parziale decarbonatazione; orizzonti

superficiali di colore giallobruno. I suoli non calcarei e scarsamente calcarei hanno colore bruno scuro e bruno scuro giallastro, spessore dell'alterazione da 0,5 ad 1,5 m, contengono frequenti reperti archeologici di età del Bronzo, del Ferro e Romana. I suoli calcarei appartengono all'unità AES8a. *Nel sottosuolo della pianura:* depositi argillosi e limosi grigi e grigio scuri, arricchiti in sostanza organica, di piana inondabile non drenata, palude e laguna passanti, verso l'alto, a limi-sabbiosi, limi ed argille bruni e giallastri di piana alluvionale ben drenata con suoli calcarei e non calcarei al tetto; depositi deltizi, litorali e, localmente, marini. I depositi di piana alluvionale includono ghiaie di canale fluviale e geometria nastriforme; lungo la fascia costiera passano con contatto netto ed erosivo a sabbie litorali. Il contatto di base è discontinuo, spesso erosivo e discordante, sugli altri subsintemi e sulle unità più antiche. Lo spessore massimo dell'unità circa 28 metri. *Pleistocene superiore-Olocene*

AES8a - Unità di Modena

Ghiaie prevalenti e sabbie, ricoperte da una coltre limoso argillosa discontinua, talora organizzate in corpi a geometrie lenticolari, nastriformi, tabulari e cuneiformi. Depositati alluvionali intravallivi, terrazzati, deltizi, litorali, di conoide e, localmente, di piana inondabile. Limite superiore coincidente con il piano topografico dato da un suolo calcareo di colore bruno olivastro e bruno grigiastro. Il profilo di alterazione è di esiguo spessore (meno di 100 cm). Può ricoprire resti archeologici di età romana del VI secolo d.C.. Limite inferiore inconforme, marcato da una superficie di erosione fluviale lateralmente correlata a un suolo da decarbonatato a parzialmente carbonatato contenente resti archeologici di età dal Neolitico al Romano. Lo spessore massimo dell'unità è generalmente di alcuni metri, talora plurimetrico. *Olocene*

AES7 - SUBSINTEMA DI VILLA VERUCCHIO

Ghiaie, sabbie, limi ed argille di origine fluviale, piana intravalliva e conoide alluvionale. Depositati organizzati in diversi ordini di terrazzo. Il tetto dell'unità è generalmente rappresentato da suoli non calcarei molto evoluti di colore bruno scuro. Il limite inferiore è erosivo e discordante sui depositi sottostanti. *Nel sottosuolo di pianura* l'unità corrisponde ad un ciclo trasgressivo-regressivo costituito da una porzione basale, di pochi metri, di sabbie litorali (Tirreniano Auct.) e argille e limi palustri; una porzione intermedia contenente limi-sabbiosi, limi ed argille di argine, rotta fluviale e piana inondabile che include subordinati depositi ghiaiosi di canale fluviale (piana alluvionale); una porzione sommitale con prevalenti ghiaie e sabbie di canale ed argine fluviale (conoide e piana alluvionale). Il limite superiore nel sottosuolo è dato dal contatto netto dei

depositi grossolani di conoide e piana alluvionale sommitali con i sovrastanti depositi fini di tracimazione fluviale e palude. Lo spessore massimo è di 10 m circa. *Pleistocene medio-superiore*

AES6 - SUBSISTEMA DI BAZZANO

Depositi ghiaiosi, sabbiosi e limo-argillosi di terrazzo intravallivo e di conoide alluvionale. Al tetto suoli decarbonatati con fronte di alterazione fino a 5-7 m, colore variabile da rosso bruno a giallo bruno. Contatto inferiore in discontinuità su unità più antiche. Potenza inferiore ai 20 m in affioramento e circa 60 m nel sottosuolo della pianura. *Pleistocene medio*

AES5 - SUBSISTEMA DI TORRESTAGNI

Depositi ghiaioso-sabbiosi, limosi e limo argillosi di terrazzo intravallivo e conoide alluvionale; contengono diverse intercalazioni di suoli. Al tetto suoli decarbonatati di colore bruno giallastro o bruno scuro spesso con fronte di alterazione fino a 10 m, a luoghi rubefatti, al di sotto dei quali possono essere presenti diversi suoli non calcarei meno sviluppati. Contatto inferiore erosivo e in discontinuità su unità più antiche. Spessore massimo di circa 20 m. *Pleistocene medio*

AES4 - SUBSISTEMA DI LIANO

Ghiaie di conoide alluvionale, spesse sino ad una decina di metri, passanti ad alternanze di limi sabbiosi e limi argillosi; ghiaie sabbiose di terrazzo intravallivo. Al tetto è generalmente presente un suolo non calcareo, con fronte di alterazione <10m, di colore bruno giallastro; a tratti sono presenti suoli non calcarei di colore bruno rossastro, sviluppati direttamente sulle ghiaie. Il limite inferiore è erosivo e discordante sui sottostanti depositi marini. Spessore massimo di circa 30 m. *Pleistocene medio*

SABBIE DI IMOLA (IMO)

Arenarie e sabbie da medie a finissime, generalmente poco cementate, in strati spessi e molto spessi, mal definiti, frequentemente amalgamati fra loro, con livelli di ghiaia contenente abbondanti ciottoli silicei. Stratificazione incrociata ad alto e basso angolo, piano-parallela e con strutture tipo *hummocky*. Sono presenti rare intercalazioni, centimetriche e decimetriche, di peliti, talora fortemente bioturbate, con locali laminazioni ondulate tipo *ripples* da onda. Limite superiore erosivo discordante con AES. Depositi di ambiente litorale. Potenza massima affiorante circa 60 metri, superiore ai 150 m nel sottosuolo. *Pleistocene medio* (0,8-0,65 MA).

IMO1 - Membro di Monte Castellaccio

Sabbie ed arenarie poco cementate fini finissime e subordinatamente medie e grossolane di colore giallo in strati amalgamati con rari livelli di

ghiaie fini frequentemente silicee. Queste sabbie passano verso l'alto ad alternanze in strati medi e spessi di ghiaie poligeniche spesso caratterizzate da colori di alterazione bruno-violacei con diametro massimo fino a 12 centimetri e subordinate sabbie. Ambiente di sedimentazione di spiaggia e delta conoide. Contatto inferiore erosivo e discordante. Spessore massimo di 20 metri circa.

FAA - ARGILLE AZZURRE

Argille, argille marnose, localmente siltose, marne argillose e siltose, grigie e grigio-azzurre, talora grigio plumbeo, a stratificazione mal distinguibile per bioturbazione; locali intercalazioni di sabbie fini in strati sottili o medi. Nella parte inferiore della formazione localmente sono presenti sottili livelli discontinui di biocalcareni fini e siltiti giallo, o ocre se alterate, sottilmente laminate. Frequenti microfossili; variabile la concentrazione di malacofaune a Gasteropodi e Lamellibranchi, sia come biosomi che come bioclasti. L'ambiente di sedimentazione varia da piattaforma, localmente litorale, a scarpata. Foraminiferi planctonici appartenenti nei vari livelli alle zone a *Globorotalia margaritae*, *G. puncticulata*, *G. bononiensis*, *G. crassaformis*, *G. inflata* e *Hyalinea baltica* (?). Contatto inferiore graduale rapido su CEA, paraconcordante o marcato da una lieve discordanza angolare su FCO, discordante su unità più antiche. Potenza fino a 1000 m circa.

Pliocene inferiore - Pleistocene inferiore

FAAla - litofacies delle arenarie e argille di Lardiano

Strati e pacchi di strati arenaceo-argillosi, con A/P da 3/1 a 5/1. Arenarie medio-fini e fini, grigie, talora nettamente gradate, poco cementate, in strati da sottili a spessi, con abbondanti frustoli carboniosi, biosomi, bioclasti e inclusi pelitici. Argille marnose, a volte laminate, in strati da molto sottili a medi, passanti talora ad argille sabbiose e siltose. Siltiti fittamente laminate, in letti sottili e molto sottili, con spalmature di materiale organogeno (diatomee, frustoli, ecc). Passano lateralmente a prevalenti argille e marne argillose con subordinati letti sottili e molto sottili di arenaria fine. Foraminiferi planctonici delle zone a *Globorotalia bononiensis*, *G. aemiliana* e *G. crassaformis*. Potenza 0- 200 m.

Pliocene medio - sup.

FAAps - litofacies pelitico-sabbiosa

Alternanza di: arenarie e siltiti, in strati da molto sottili a medi; argille siltoso-sabbiose, argille marnose, marne argillose grigio-verdastre, in strati sottili e molto sottili, lenticolari, con laminazione piano-parallela, ondulata e incrociata (vi compaiono livelli di concentrazione di biosomi, bioclasti e frustoli carboniosi); arenarie e siltiti con alta componente argilloso-siltosa; argille e siltiti, con subordinate sabbie e siltiti argillose, mal stratificate; argille grigio-scure, un po' sabbiose, in lenti di potenza metrica; arenarie in lenti di potenza metrica. Vi si intercalano lenti

decimetriche di argille massive (FAA). Microfossili scarsi, con Foraminiferi planctonici forse appartenenti nella parte alta alla zona a *Hyalinea balthica*. Talora costituisce la parte superiore della formazione. Potenza affiorante oltre 600 m.

Le Argille azzurre (FAA) e, per una piccola area, le Sabbie di Imola (IMO), costituiscono il substrato roccioso dell'area collinare. Le Argille azzurre subiscono una degradazione elevata da parte degli agenti atmosferici, che producono sia una elevata erosione incanalata sia frequenti fenomeni di franamento superficiale.

Farabegoli et al. (1997), sulla base del riconoscimento al suo interno del subchron Jaramillo a polarità normale 1,070-0,990 Ma fa) attribuiscono alle Sabbie di Imola (IMO) un'età (1,150-0,960 Ma fa). Agip-RER 1998 attribuisce alla stessa alle Sabbie di Imola un'età decisamente più giovane, compresa fra 0,80 - 0,65 Ma fa. Muttoni et al. (2011) hanno confermato sostanzialmente la prima datazione, in quanto hanno attribuito alle Sabbie di Imola un'età maggiore di 0,85 Ma.

Nelle aree pedecollinari sono state cartografati i Subsintemi di del Sintema Emiliano-Romagnolo superiore (AES): Subsintema di Ravenna (AES8, comprendente l'Unità di Modena, AES8a), Villa Verucchio (AES7), Bazzano (AES6), Torrestagni (AES5) e Liano (AES4).

Muttoni et al. (2011) hanno riferito a 0,73 Ma fa la base dell'Unità AES attraversata nel Sondaggio 239-S1 (cfr. Benini et al. 2009), riferita invece a 0,65 Ma fa nella legenda geologica del Comune di Forlì.

Tenendo conto delle differenze fra la stratigrafia rilevata in affioramento (**Fig. 16**) e quella RER del sottosuolo, nonché dei dati geocronologici spesso diversi, lo scrivente ritiene opportuno procedere innanzitutto al confronto delle mappe geologiche di dettaglio disponibili. Sarà così possibile verificare se e dove fra le mappe esiste un accordo.

Si tratta di un problema che occorre superare perchè, per quanto sottolineato più volte in precedenza, la ricostruzione dettagliata dell'architettura superficiale, almeno fino a profondità di un centinaio di metri, è un requisito importante, richiesto specificamente per soddisfare gli scopi di questo lavoro. E a tale profondità, come visto, i dati geocronologici certi mancano, e occorre necessariamente procedere sulla base di correlazioni litostratigrafiche-geomorfologiche. Dal momento che la correlazione deve procedere dai livelli più recenti, diventa di fondamentale importanza controllare quali linee di intersezione sono state utilizzate.

Per quanto riguarda il margine collinare del Comune di Forlì, vengono quindi confrontati di seguito punti e aree chiave rappresentate nelle mappe

di dettaglio RER forniteci dal Committente (**Fig. 15**), con quelle pubblicate o comunque disponibili allo scrivente (**Fig. 16**).

Convieni innanzitutto descrivere le soluzioni cartografiche adottate nelle due mappe (1. Farabegoli et al. 1997; 2. Mappa geologica RER alla scala 1:10.000), in corrispondenza delle tre sezioni trasversali RER (29, 58 e 85), procedendo da monte verso valle.

Sezione 29 (Tab. 1), tracciata trasversalmente ad un Elemento triangolare frontale. I depositi del terrazzo b8 corrispondono bene al Subsintema AES4; i depositi del terrazzo b7 corrispondono p.p. al Subsintema AES6; i depositi del terrazzo b6 corrispondono al Subsintema AES6 p.p. e al Subsintema AES7 p.p.; i depositi del terrazzo b4 corrispondono p.p. al Subsintema AES8, così come i depositi del terrazzo b3 (conoide telescopica interna); i depositi del terrazzo b2 (conoide telescopica esterna) corrispondono al Subsintema AES8a.

Sezione 58 (Tab. 1), tracciata lungo il fianco destro del Montone, a valle di Castrocara terme. I depositi del terrazzo b5 corrispondono bene localmente al Subsintema AES8, ma anche quelli del terrazzo b3 sono stati attribuiti al Subsintema AES8; i depositi del terrazzo b2 corrispondono al Subsintema AES8a, sia terrazzato intravallivo che di conoide telescopica esterna.

Sezione 85 (Tab. 1), tracciata lungo il fianco destro del Montone i depositi del terrazzo b4 corrispondono Subsintema AES8, ma anche quelli del terrazzo b3 sono stati attribuiti al Subsintema AES8; i depositi del terrazzo b2 corrispondono al Subsintema AES8a.

Sezione 29	Sezione 53	Sezione 85	Sezione 1	Sezione 2
			b9 AES6	b9 AES4
b8 AES4			b8 AES8	b8 AES6-AES7
b7 AES6				
b6 AES6-AES8				
	b5 AES8		b5 AES8	b5 AES7
b4 AES8		b4 AES8	b4 AES8	b4 AES8
b3	b3 AES8	b3	b3	b3
b2 AES8a	b2 AES8a	b2 AES8a		

Tab. 1 - Quadro sinottico delle corrispondenze fra i depositi terrazzati intravallivi e delle conoidi alluvionali che emergono, in corrispondenza delle Sezioni RER n. 29, 58 e 85, dalla sovrapposizione dello Schema geologico di Farabegoli et al. (1997)(bn) sulla Carta Geologica RER (2011) (AES) alla scala 1:10.000.

Il quadro in **Tab. 1** fornisce solo una idea parziale in quanto, per esempio, non vi sono rappresentati il b9 o una sua corrispondenza. L'unica corrispondenza biunivoca è b2 vs AES8a. In tutti gli altri casi non emergono corrispondenze biunivoche certe, cosicchè il quadro delle corrispondenze risulta al limite del caotico.

Dal momento che le unità bn sono separate da scarpate di erosione, per lo più riportate con un apposito simbolo sulle CTR, e sono in numero maggiore delle AES (6 vs 4) le discrasie evidenziate dalla Tab. 1 potrebbero essere imputate, oltre che ad errori casuali in entrambe le mappe, alla volontà RER di produrre un quadro stratigrafico AES semplificato. Questa ipotesi trova ampia conferma, per esempio, nel caso dell'unità AES8, che corrisponde in siti diversi alle unità b3, b4, b5 o b6 p.p..

Senza discutere preliminarmente delle ragioni che hanno portato a questa scelta, ci si deve porre innanzitutto la domanda se tale semplificazione per accorpamento dei dati di terreno permette di descrivere e interpretare meglio la realtà geologica dal margine appenninico e del sottosuolo padano antistante. La risposta è certamente negativa, dal momento che, come abbiamo visto in Fig. 5, l'intervallo b3-b6 p.p. copre un intervallo di ca. 100.000 anni, a cavallo fra il Pleistocene medio e quello superiore, che comprende variazioni globali estreme del livello marino e vari impulsi tettonici lungo il margine appenninico.

Ci si deve porre anche la domanda se tale semplificazione ha una rilevanza pratica, nel senso che aiuta a capire meglio il quadro idrogeologico, quello estrattivo o, tema di questo studio, aspetti importanti della risposta sismica dei suoli. Per quanto riguarda i primi due casi, la risposta è negativa. Per quanto ampiamente illustrato in precedenza nel Cap. 1, la comprensione piena di questi due aspetti, parzialmente correlati, necessita infatti di riferimenti stratigrafici e geomorfologici anche molto dettagliati.

Anche per quanto riguarda il terzo aspetto, la risposta sismica dei suoli, le considerazioni tecniche elementari esposte in precedenza portano a preferire un dettaglio maggiore di questo intervallo che, nel sottosuolo si può spingere ben oltre i 100 di profondità considerati dalle norme per la zonizzazione di I e II livello. Questo aspetto verrà trattato nelle conclusioni, a fronte delle risultanze delle indagini strumentali.

Possiamo completare la disanima delle possibili corrispondenze fra le due stratigrafie utilizzate per la redazione delle due mappe geologiche, prendendo in considerazione l'elemento triangolare compreso fra i fiumi Montone e Ronco. Il quadro delle corrispondenze stratigrafiche, rilevate

lungo due tracce che si incrociano a basso angolo, sono riassunte nella quarta e quinta colonna della **Tab. 1** è il seguente:

Sezione 1 (Tab. 1), attraversa l'Elemento triangolare frontale compreso fra i fiumi Montone e Ronco. I depositi del terrazzo b9 corrispondono al Subsistema AES6; i depositi del terrazzo b8 corrispondono p.p. al Subsistema AES8; i depositi del terrazzo b5 corrispondono p.p. al Subsistema AES8; i depositi del terrazzo b4 corrispondono p.p. al Subsistema AES8; i depositi del terrazzo b3 (conoide telescopica interna) corrispondono p.p. al Subsistema AES8; i depositi del terrazzo b2 (conoide telescopica esterna) corrispondono al Subsistema AES8a.

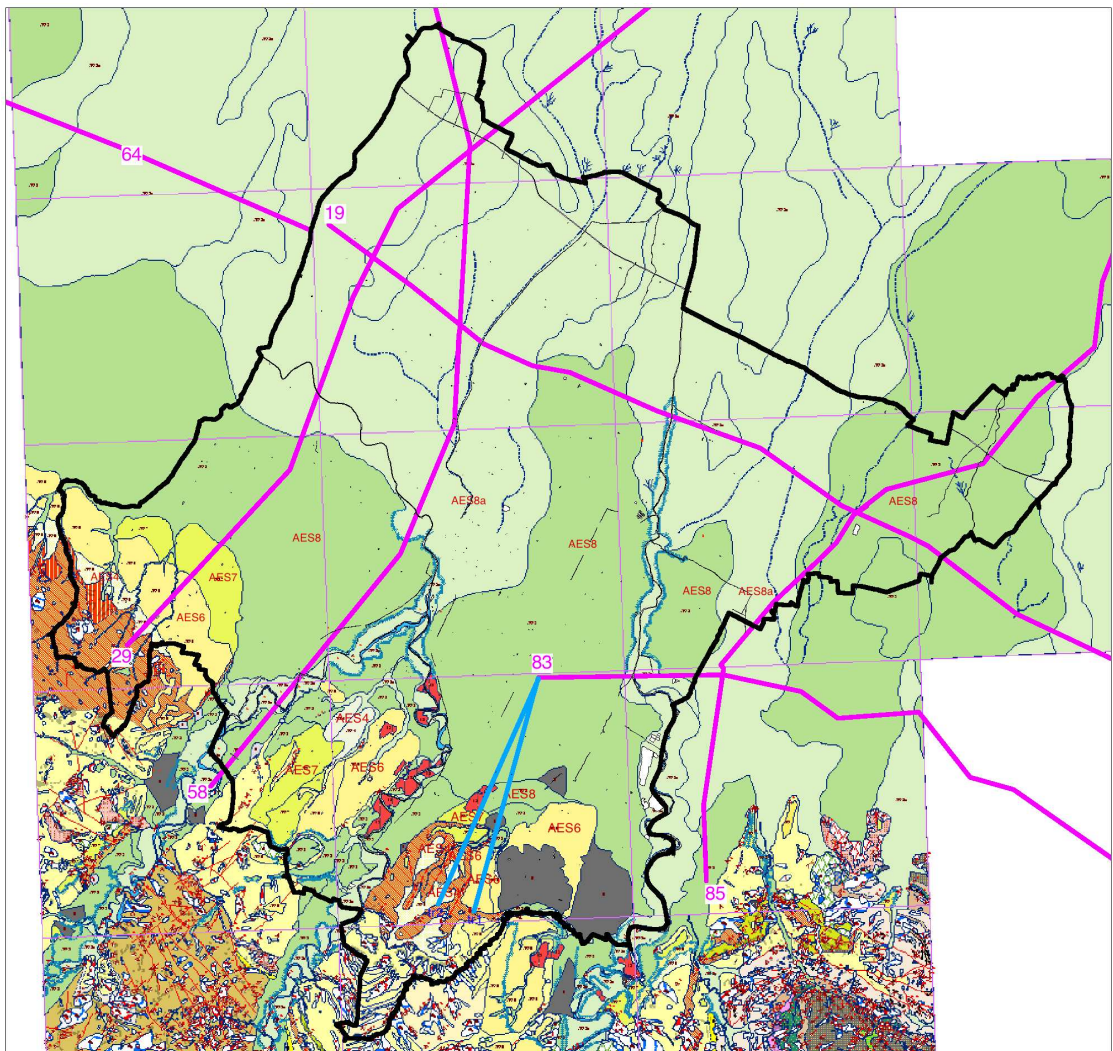


Fig. 15. Mappa geologica semplificata RER, fornita dal Committente. Il colore fucsia indica le tracce delle sezioni RER. Col colore azzurro sono indicate le tracce delle sezioni supplementari tr1 e tr2 descritte nel testo.

Sezione 2 (Tab. 1), attraversa l'Elemento triangolare frontale compreso fra i fiumi Montone e Ronco. I depositi del terrazzo b9

corrispondono ai Subsintema AES4; i depositi del terrazzo b8 corrispondono ai Subsintemi AES6 e AES7 p.p.; i depositi del terrazzo b5 corrispondono al Subsintema AES7 p.p.; i depositi del terrazzo b4 corrispondono al Subsintema AES8 p.p.; i depositi del terrazzo b3 (conoide telescopica interna) corrispondono al Subsintema AES8 p.p.; i depositi del terrazzo b2 (conoide telescopica esterna) corrispondono al Subsintema AES8a.

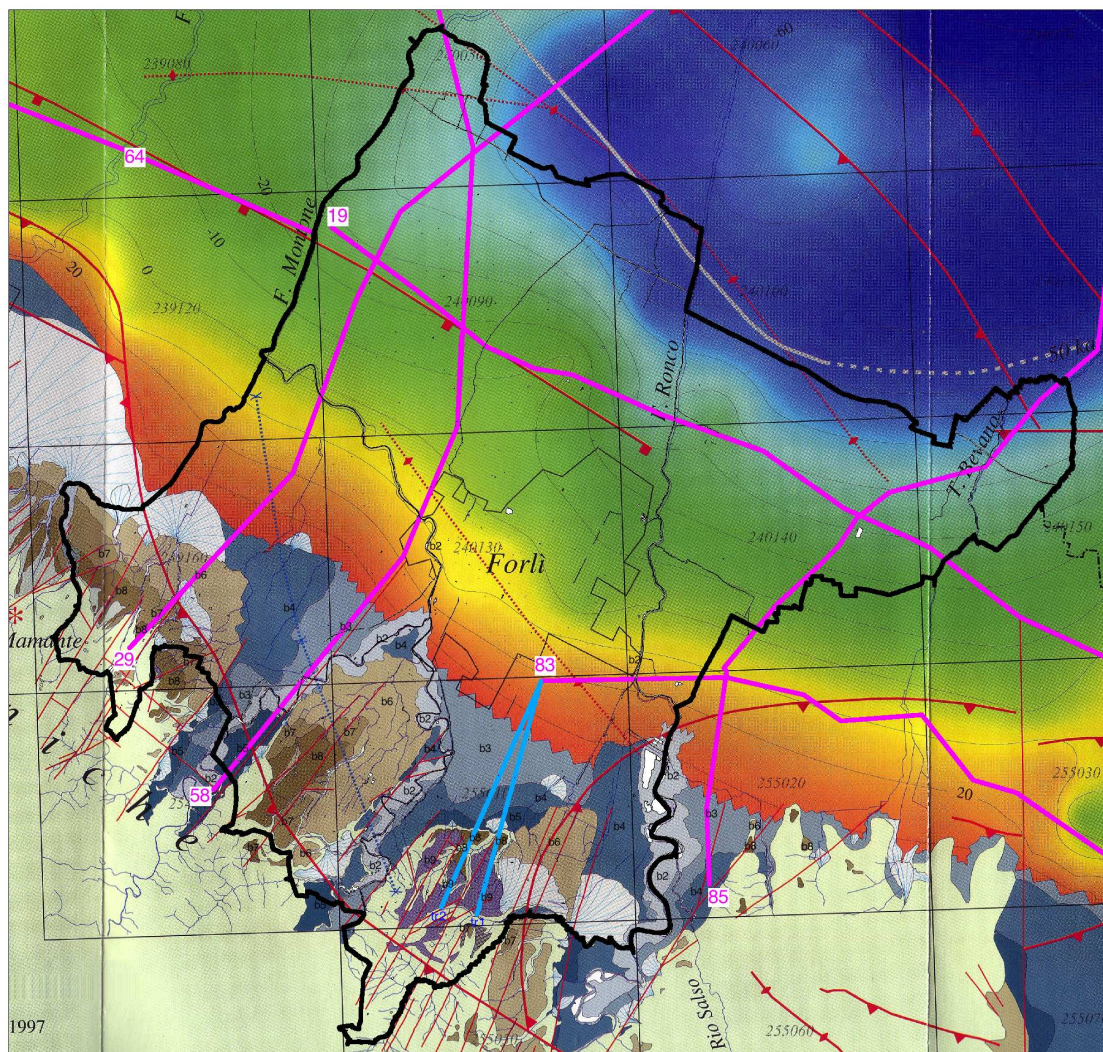


Fig. 16. Mappa geologica della collina del Comune di Forlì (Farabegoli et. at. 1997). Con le gradazioni di colore dall'arancio al blu della pianura è indicato lo spessore depositi b3 (i.e. la profondità dal p.d.c.). Le tracce delle sezioni RER sono in fucsia. Col colore azzurro sono indicate le tracce delle sezioni supplementari tr1 e tr2 descritte nel testo.

Anche utilizzando queste ulteriori informazioni, l'incertezza dei rapporti stratigrafici non diminuisce sostanzialmente. Se da un lato viene confermata la corrispondenza del terrazzo b2 col Subsintema AES8a,

dall'altro emerge chiaramente che il Subsistema AES8 corrisponde, nei diversi siti, a unità diverse: b3, b4, b5 o b6 p.p.

Trova conferma, in definitiva, che il Subsistema AES8 è una unità composita, e come tale sostanzialmente inadatta a rappresentare in dettaglio, nelle aree intravallive e negli apici delle conoidi alluvionali, la realtà fisica rappresentata dall'alternanza lateralo-verticale dei depositi alluvionali dei terrazzi e delle scarpate. A sostegno di questa conclusione, basta osservare che nella Sezione 83 RER fornita dal Committente i depositi terrazzati della conoide del f. Ronco (oltre a quelli AES8a posti nell'alveo incassato) appartengono a due ordini di terrazzi con le cui superfici giacciono a quote diverse 4-5 m, mentre sono rappresentati da un unico Subsistema AES8 (**Fig. 17**).

Per gli stessi motivi, il Subsistema AES8 costituisce solo una rappresentazione grossolana delle litofacies, presenti nei primi 100 metri del sottosuolo, da considerarsi ai fini della microzonazione sismica di I e II livello.

Le medesime limitazioni nell'uso per la microzonazione sismica valgono, a maggior ragione, per il Ciclo Sedimentario 3 di Farabegoli et al., 1997 (i.e. base b3 nell'area intravalliva) la cui base, corrispondente alla base delle ghiaie che sottostanno al Subsistema AES8 (i.e. base ghiaie di tetto del Subsistema AES7), nel tratto della Sezione 83 rappresentato in **Fig. 17**, passa verso est da -12 m a -35m dal p.d.c.

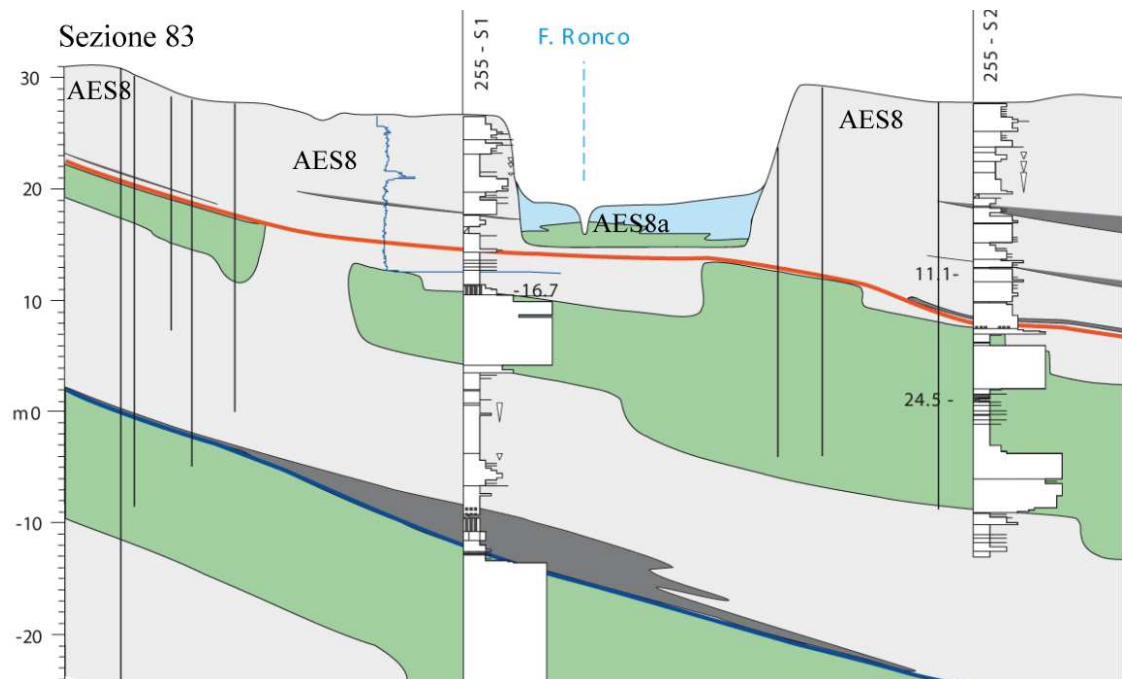


Fig. 17. La sezione 83 RER evidenzia la non congruenza fra il Subsistema AES8 e l'assetto geomorfologico dell'apice della conoide del F. Ronco, oggetto chiaramente di un terrazzamento.

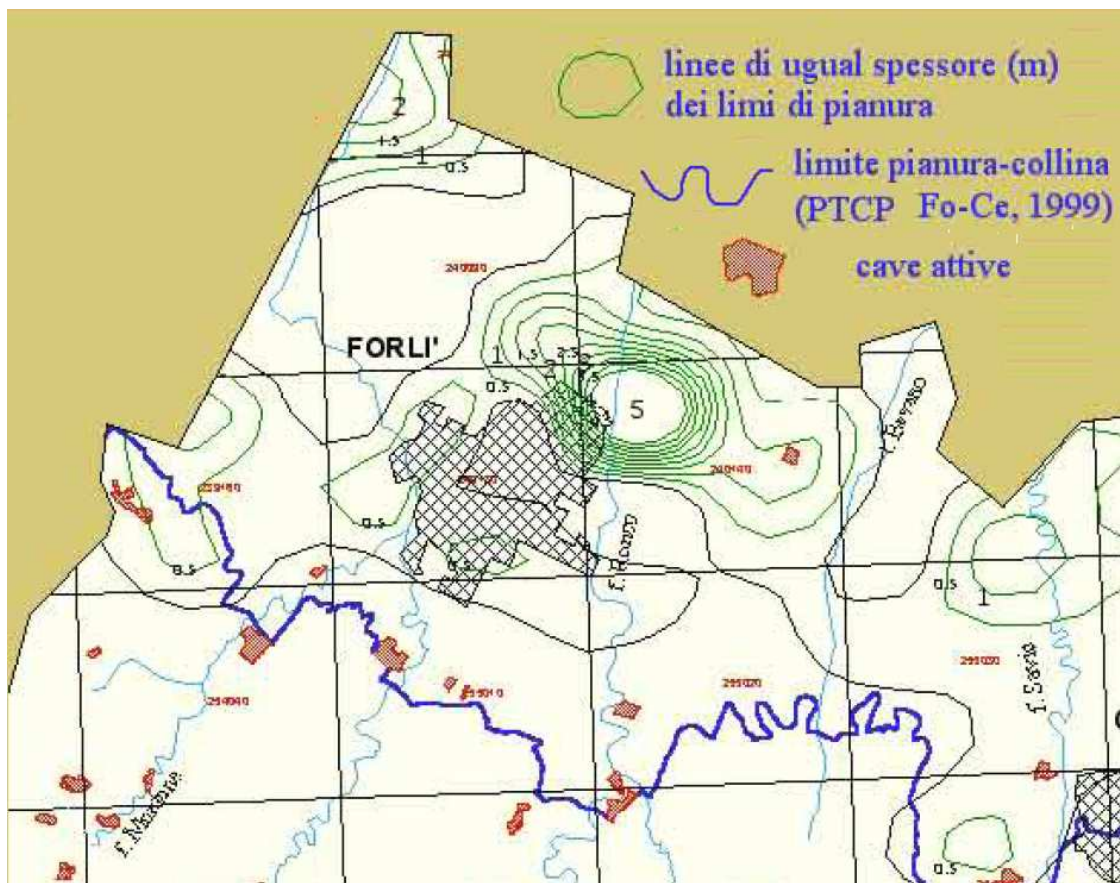
Incrociando poi i dati del sottosuolo lungo la Sezione F. Montone-Ronco (Sez. 58 RER, v. **Fig. 12**) con quelli dei depositi terrazzati intravallivi, emerge chiaramente che la base del Ciclo 3 (cioè la base ghiaie di tetto del Subsistema AES7 nel sottosuolo) è correlabile perfettamente con la base del terrazzo intravallivo b3 (indicato come AES7 nella sezione RER). Utilizzando lo stesso metodo di correlazione, la base del terrazzo intravallivo b4 corrisponde alla base ghiaie di tetto del Subsistema AES6, che giace a -50 m dal p.d.c in corrispondenza della via Emilia e si approfondisce a -80 m dal p.d.c in corrispondenza dell'Autostrada A14. La base del terrazzo b5 corrisponde alla base delle ghiaie di tetto del Subsistema AES5, che giace a -90 m dal p.d.c in corrispondenza della via Emilia e si approfondisce a -110 m dal p.d.c in corrispondenza dell'Autostrada A14.

Si può pertanto affermare che lungo la Sezione 58 le facies del sottosuolo di interesse ai fini della microzonazione sismica di I e II livello sono riferibili ai Subsistemi AES8, AES7 AES6 e AES5 (tetto) che risultano correlabili al meglio coi depositi terrazzati b2,b3,b4 e b5 dell'area collinare.

Lungo la Sezione 85, le ghiaie di tetto del Subsistema AES8 sono divise in due litozone, separate localmente da peliti. La base della litozona ghiaiosa superiore giace a -27 m dal p.d.c in corrispondenza della via Emilia e a -29 m dal p.d.c in corrispondenza dell'Autostrada A14. La base della litozona ghiaiosa inferiore giace a -37 m dal p.d.c in corrispondenza della via Emilia e a -36 m dal p.d.c in corrispondenza dell'Autostrada A14. Sembra quindi che la base della litozona ghiaiosa inferiore corrisponda meglio alla base del Ciclo 3 illustrato nella mappa di **Fig. 16**. In realtà, limitatamente alla posizione più interna della conoide alluvionale, è stata attraversata una ulteriore litozona ghiaiosa, più profonda, forse equivalente alla base Ciclo 4. La base delle ghiaie di tetto del Subsistema AES7, forse equivalente alla base Ciclo 5, giace a -66 m dal p.d.c in corrispondenza della via Emilia e, approssimativamente, a -102 m dal p.d.c in corrispondenza dell'Autostrada A14.

In definitiva, la distribuzione verticale delle facies ghiaiose nel sottosuolo lungo la Sezione 85 non sembra sufficientemente distinta e questo, unito alla correlazione incerta coi depositi terrazzati intravallivi del margine (b4 e b3 nella mappa di **Fig. 17**) rende complicata la correlazione fra queste unità di natura diversa. Se si assume valida la correlazione proposta (base Ciclo 5 equivalente alla base delle ghiaie di tetto del Subsistema AES7), allora l'intervallo di ca. 100 m da considerare ai fini della microzonazione sismica di I e II livello comprende vari Subsistemi, da AES5 o AES6 a AES7 e AES8.

Per completare la descrizione delle unità litostratigrafiche e delle facies della pianura forlivese, occorre notare che l'unità AES8a è caratterizzata localmente da depositi di natura argillosa-limosa, spessi anche alcuni metri; la loro distribuzione spaziale e gli spessori ricostruiti sono illustrati nella **Fig. 18**. Il corpo più spesso (oltre 5 m) è ubicato in corrispondenza del corso attuale del f. Ronco. Come vedremo più avanti, la distribuzione areale del corpo di argille più spesso, sembra avere una certa corrispondenza con alcune caratteristiche sismologiche rilevate strumentalmente dalla prof. Castellaro, specialmente Fi e, subordinatamente, FaPGA0, ICMS.



invece le isobate del tetto delle ghiaie del Subsistema AES7 con la mappa della base del Ciclo 3 si osserva che, nonostante la seconda mappa derivi da un minor numero di dati e sia stata ottenuta attraverso un procedimento di kriging che ha prodotto isolinee fortemente smussate, è possibile rilevare ancora una certa similitudine negli andamenti dei trend. Inoltre, le differenze di quota tetto ghiaie - base ciclo lungo la verticale sono positive e variano intorno alla decina di metri. Il che potrebbe confermare la correlazione descritta nella Sez. 58, ovvero base ciclo 3 equivalente per lo più alla base delle ghiaie di tetto del Subsistema AES7. Tuttavia, data la successione localmente molto intricata delle litozone ghiaiose all'interno del Subsistema AES7, anche per via della tettonica sinsedimentaria, il problema resta aperto.

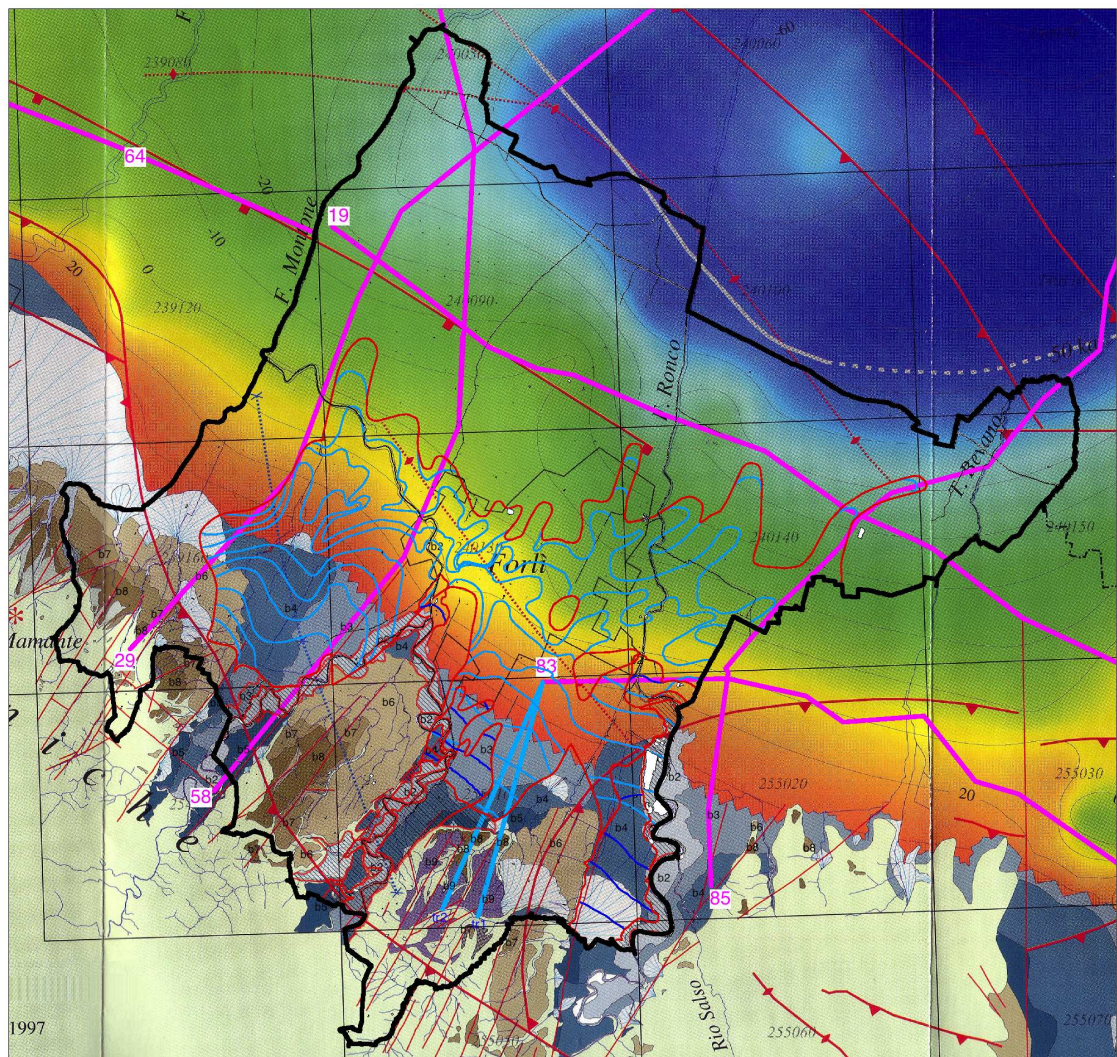


Fig. 19. Sulla mappa geologica-geomorfologica di Farabegoli et. al 1997, sono state riportate le aree delle ghiaie affioranti (perimetro rosso, barrato nero obliquo), le isobate del tetto delle ghiaie del Subsistema AES8 (perimetro rosso, isolinee blu) e le isobate del tetto delle ghiaie del Subsistema AES7 (perimetro rosso, isolinee azzurre).

3.3 CONFRONTO FRA LE MAPPE GEOLOGICHE E SISMOLOGICHE

In questo capitolo vedremo, attraverso la sovrapposizione di tematismi geologici con mappe di distribuzione di diversi parametri sismologici ricavati strumentalmente, che esiste fra loro solo una corrispondenza parziale, tante e tali sono le anomalie rilevate. In altri termini, come ipotizzato nel Cap. 2, escludendo errori strumentali o di interpretazione locale, una buona correlazione fra quanto rilevato dagli strumenti e la realtà fisica del sottosuolo, particolarmente della pianura, potrebbe essere raggiunta solo con dati di natura diversa (falda, etc.), raccolti possibilmente in contemporanea con quelli sismologici.

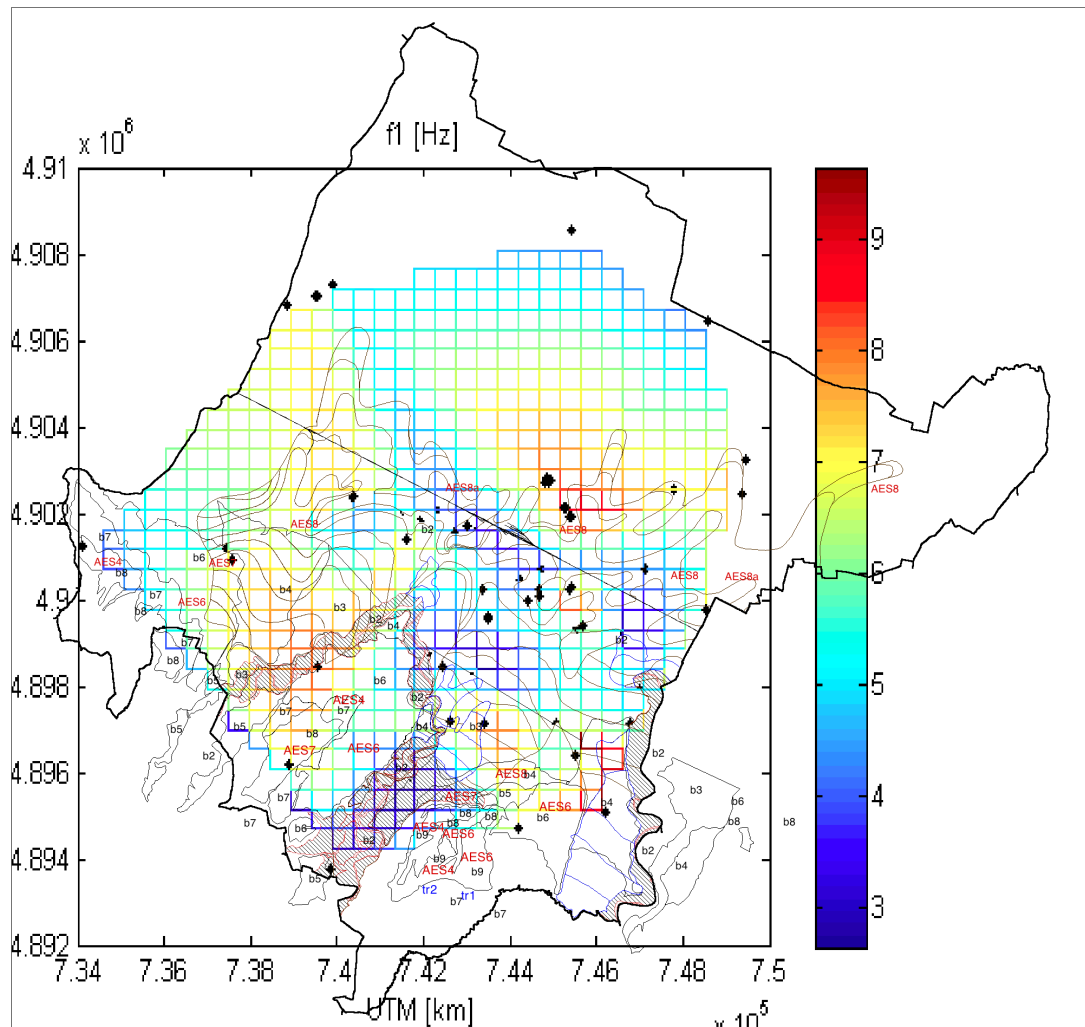


Fig. 20a. La Mappa f1 elaborata dalla Dott.sa S. Castellaro è sovrapposta ai terrazzi alti e alle tre mappe: ghiaie affioranti, isobate tetto ghiaie AES8, isobate tetto ghiaie AES7.

Per esempio, dalla sovrapposizione della mappa della F1 sui tematismi geologici (**Fig. 20a**) emerge un quadro contrastante. Le ghiaie affioranti dei depositi terrazzati intravallivi sono caratterizzate sia da frequenze elevate (8-9 Hz) che basse (3 Hz); i depositi dei terrazzi alti hanno frequenze da 7 a 5 Hz. Le aree caratterizzate dalle ghiaie delle conoidi alte hanno frequenze alte, in prevalenza intorno a 7 Hz (o più basse). Frequenze intorno ai 7 Hz caratterizzano anche la zona centrale del comune, immediatamente a nord della ferrovia; va notato che quest'area corrisponde al corpo più spesso delle argille superficiali, identificato durante la stesura del PIAE di Fo-Ce (**Fig. 20b**). Bassi valori di frequenza (<3 Hz) caratterizzano, invece, alcune aree ristrette della bassa pianura settentrionale, prive di ghiaie AES7, ma anche alcune piccole aree con ghiaie AES7.

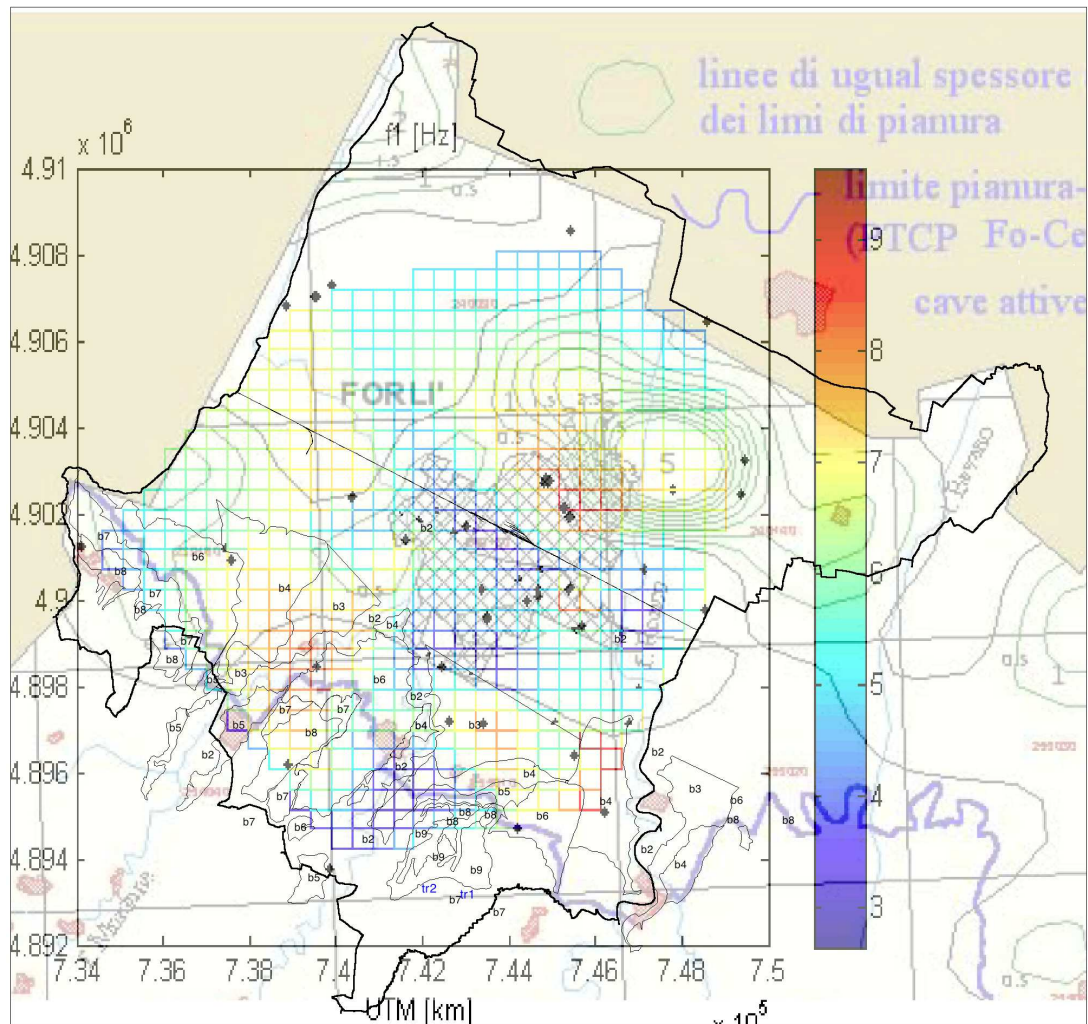


Fig. 20b. La Mappa f1 elaborata dalla Dott.sa S. Castellaro è sovrapposta ai terrazzi alti, alle tre mappe (ghiaie affioranti, isobate tetto ghiaie AES8, isobate tetto ghiaie AES7) e, infine alla mappa delle isopache delle argille-limi superficiali (Farabegoli, 2003).

Nella **Fig. 21** sono riportate le tre mappe (ghiaie affioranti, isobate tetto ghiaie AES8 e isobate tetto AES7) sovrapposte ai terrazzi alluvionali e alla Mappa VS30 elaborata dalla Dott.sa S. Castellaro (questa Convenzione). Per quanto riguarda l'area intravalliva, si nota una buona corrispondenza fra le aree delle ghiaie affioranti e quelle del Subsistema AES8 con le aree caratterizzate da VS30 medio (270-300 m/sec). Sono caratterizzati da VS30 medio anche le aree con le ghiaie AES7 delle conoidi alluvionali, localmente fino a nord della ferrovia. Gli stessi valori di VS30, tuttavia, caratterizzano anche un'area apparentemente priva di ghiaie, ubicata immediatamente a nord della ferrovia, a ridosso del confine occidentale del comune. Al contrario, aree nord-orientali della pianura sono caratterizzate da ghiaie AES7 e da valori di VS30 minori di 240 m/sec.

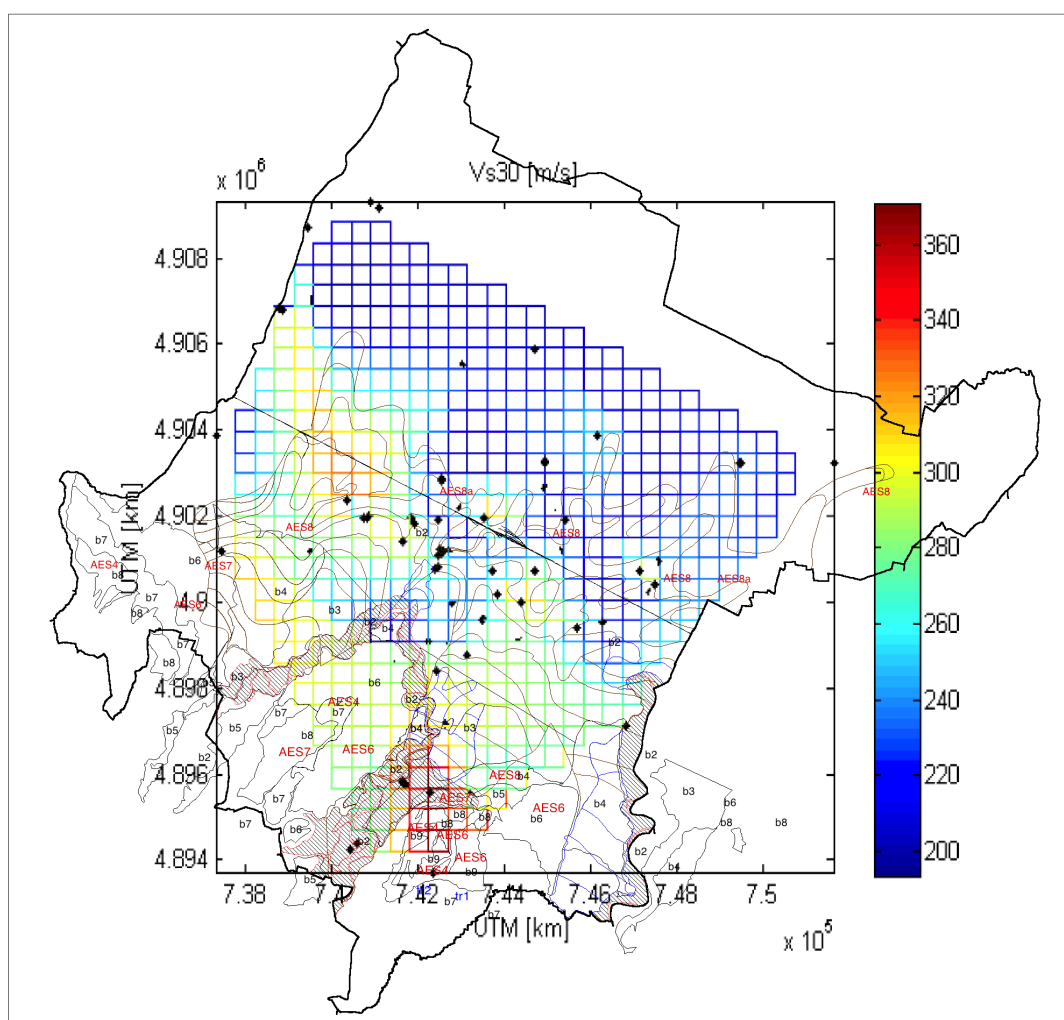


Fig. 21. La Mappa VS30 elaborata dalla Dott.sa S. Castellaro è sovrapposta ai terrazzi alti e alle tre mappe: ghiaie affioranti, isobate tetto ghiaie AES8, isobate tetto ghiaie AES7.

La sovrapposizione della mappa della FaPGA (ICMS) sui tematismi geologici (**Fig. 22**) mostra una discreta corrispondenza fra la presenza

delle ghiaie affioranti, i terrazzi alti (b4,...,b9) e quelle AES7 e AES8 nel sottosuolo e valori di $Fa > 1,3$. Fanno eccezione, in questo caso, due aree prive di ghiaie, ubicate rispettivamente immediatamente a nord della ferrovia a ridosso del confine occidentale del comune, e nella zona centrale a nord della ferrovia. Complessivamente, l'area settentrionale della pianura, a cavallo della Sezione 19, è caratterizzata invece da valori di $Fa < 1,2$.

Dalla sovrapposizione della mappa della FaPGA (RER) sui tematismi geologici (**Fig. 23**) emerge invece un quadro decisamente più semplice. L'area dei terrazzi alti occidentali è caratterizzata da valori di $FaPGA > 1,65$, mentre il settore equivalente, a sud del Ronco, mostra valori bassi, $< 1,55$. Le aree rimanenti sono caratterizzate da bassi valori di $FaPGA$ compresi fra 1,55 e 1,4.

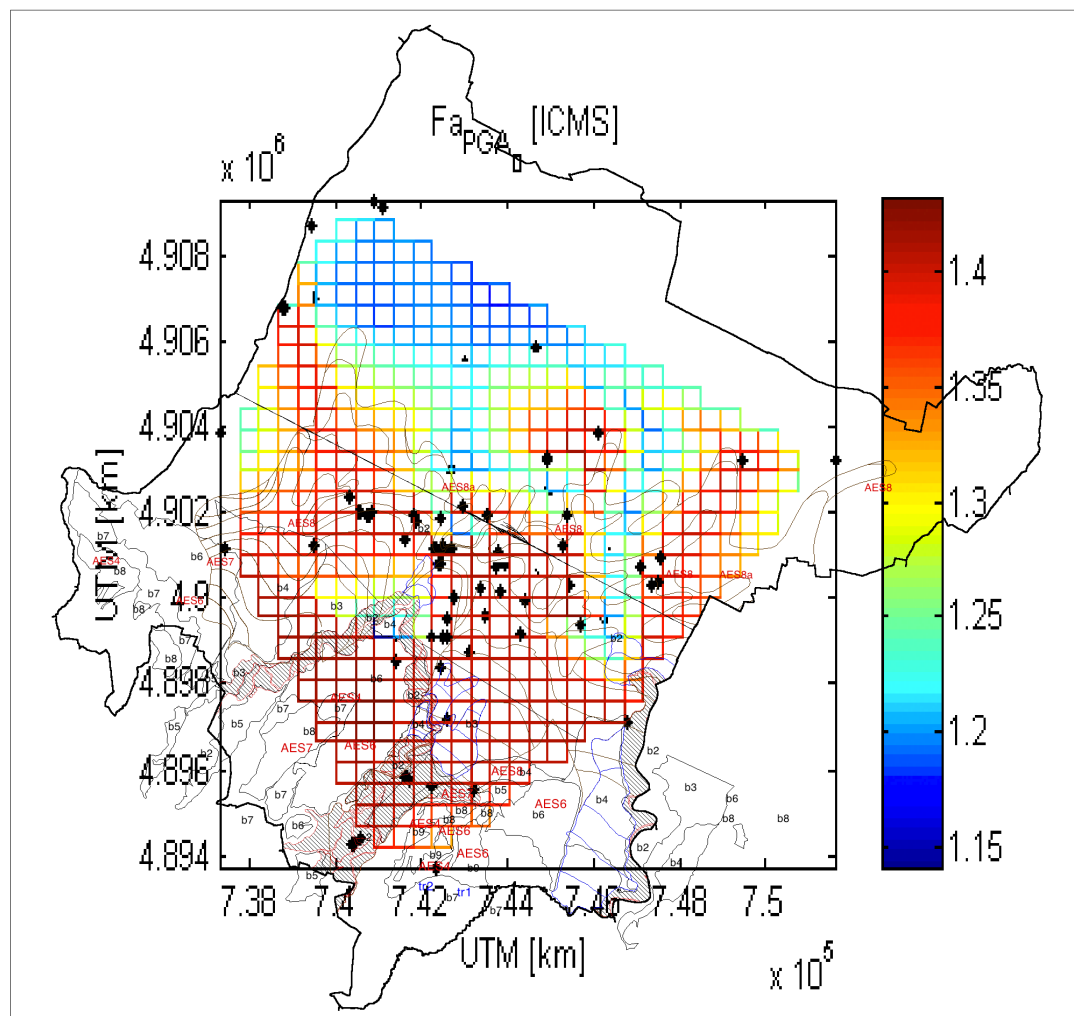


Fig. 22. La Mappa FaPGA (ICMS) elaborata dalla Dott.sa S. Castellaro è sovrapposta ai terrazzi alti e alle tre mappe: ghiaie affioranti, isobate tetto ghiaie AES8, isobate tetto ghiaie AES7.

Dalla sovrapposizione della mappa Fv (ICMS) sui tematismi geologici (**Fig. 24**) emergono valori medio-bassi (1,75-1,85) in collina e sui terrazzi alti, e valori medi e alti nel settore esterno della pianura. Fa eccezione una piccola area a cavallo del tratto occidentale della ferrovia, con valori bassi (1,7-1,75).

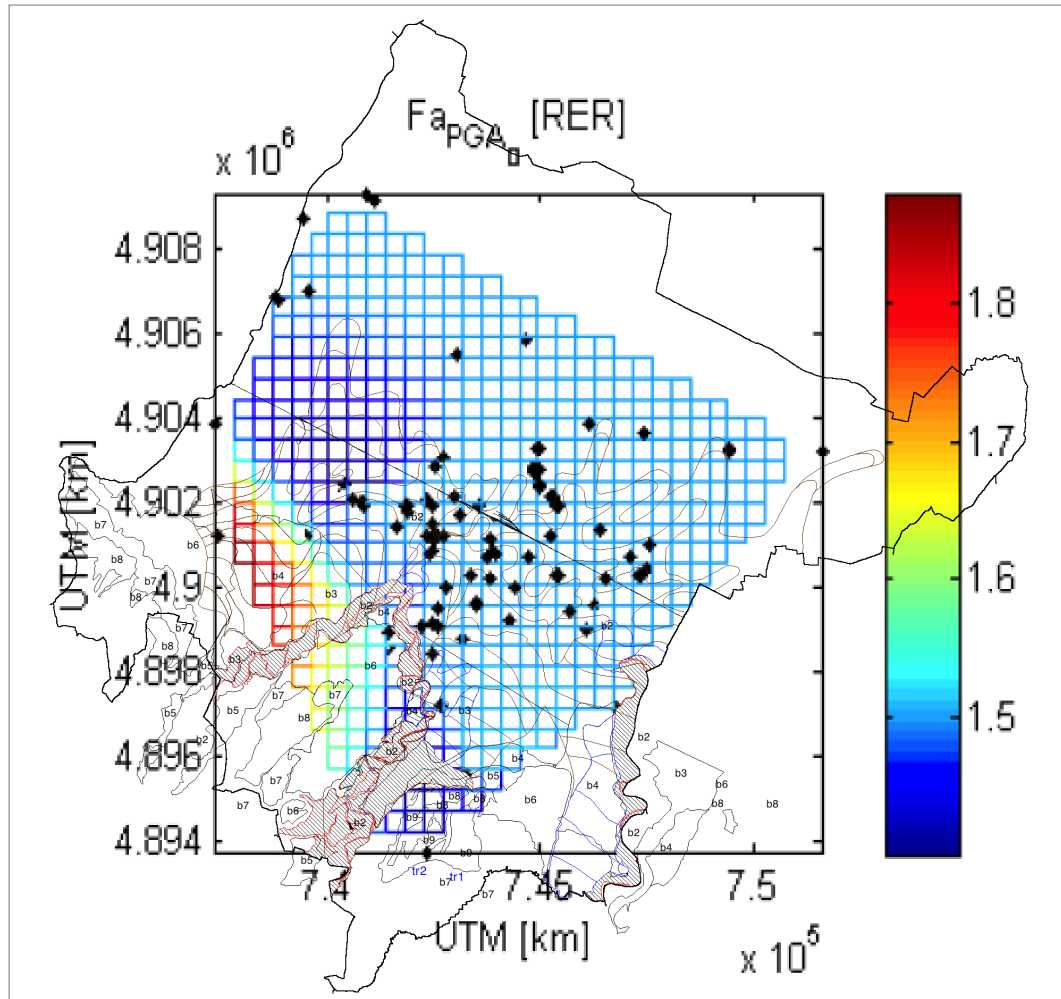


Fig. 23. La Mappa FaPGA (RER) elaborata dalla Dott.sa S. Castellaro è sovrapposta ai terrazzi alti e alle tre mappe: ghiaie affioranti, isobate tetto ghiaie AES8, isobate tetto ghiaie AES7.

Dalla sovrapposizione della mappa della Fa 0.1, 0.5s (RER) sui tematismi geologici (**Fig. 25**) emerge una certa simmetria. Il margine pedecollinare della pianura è caratterizzato da valori medio-alti (1,80-1,85s). Nella fascia centrale prevalgono invece valori bassi, intorno a 1,7s, con l'eccezione dell'apice della conoide alluvionale dei fiumi Rabbi e Montone, che mostra valori medi. Anche la fascia esterna è caratterizzata da valori medi.

Dalla sovrapposizione della mappa della Fa 0.5, 1.0s (RER) sui tematismi geologici (**Fig. 26**) emerge invece un quadro diverso. Il margine pedecollinare della pianura è caratterizzato da valori medi (1,7-2,05s). Nella fascia centrale prevalgono invece valori medio-alti, intorno a 2,25s, con l'eccezione di una piccola area sub-circolare con valori medi, centrata sul tratto occidentale della ferrovia, in corrispondenza di un lobo di ghiaie sepolte AES7. La fascia esterna mostra ovunque valori alti, 2,3-2,5s.

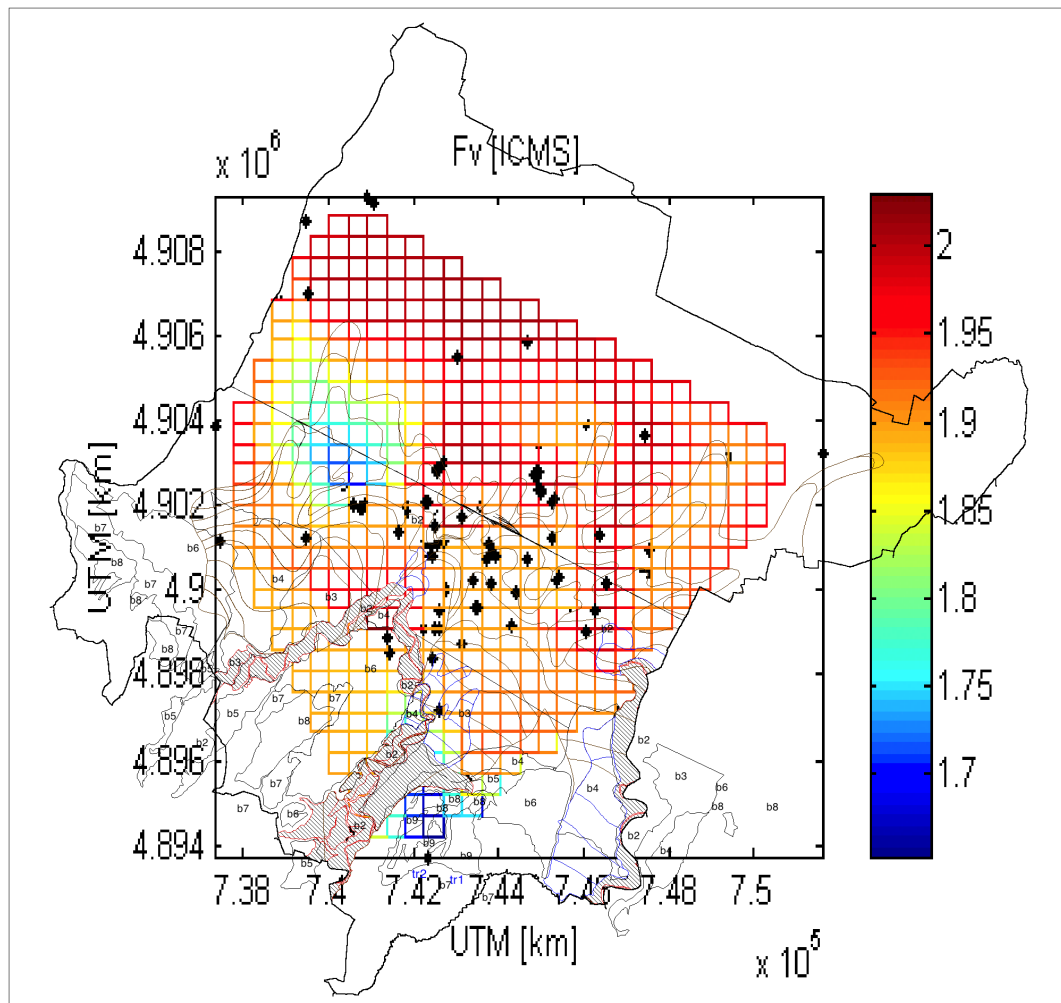


Fig. 24. La mappa Fv (ICMS) elaborata dalla Dott.sa S. Castellaro è sovrapposta ai terrazzi alti e alle tre mappe: ghiaie affioranti, isobate tetto ghiaie AES8, isobate tetto ghiaie AES7.

L'analisi comparata per sovrapposizione delle mappe sismologiche e dei tematismi geologici presentati in precedenza permette di formulare alcune considerazioni che, è bene ricordare, sono puramente basate su evidenze circostanziali:

1. La distribuzione spaziale delle F1 rilevata è diversa per i vari apparati ghiaiosi di conoide alluvionale, e varia da valori medi a valori

medio-bassi. Si nota anche un fenomeno di convergenza, in quanto valori medi di F_1 sono stati rilevati in un'area distale priva di ghiaie, ma caratterizzata da una spessa copertura superficiale argilloso-limosa (>5m), impermeabile e quindi priva di acqua e, probabilmente, sovraconsolidata per disseccamento.

2. La distribuzione spaziale delle V_{s30} è relativamente più coerente con i tematismi geologici, se non altro per il fatto che tutti gli apparati ghiaiosi di conoide alluvionale interna-intermedia sono caratterizzati da valori simili, da 280 a 300 m/s; invece, come atteso, le aree distali, prive di ghiaie sepolte, sono caratterizzate da valori inferiori, intorno a 200 m/s.

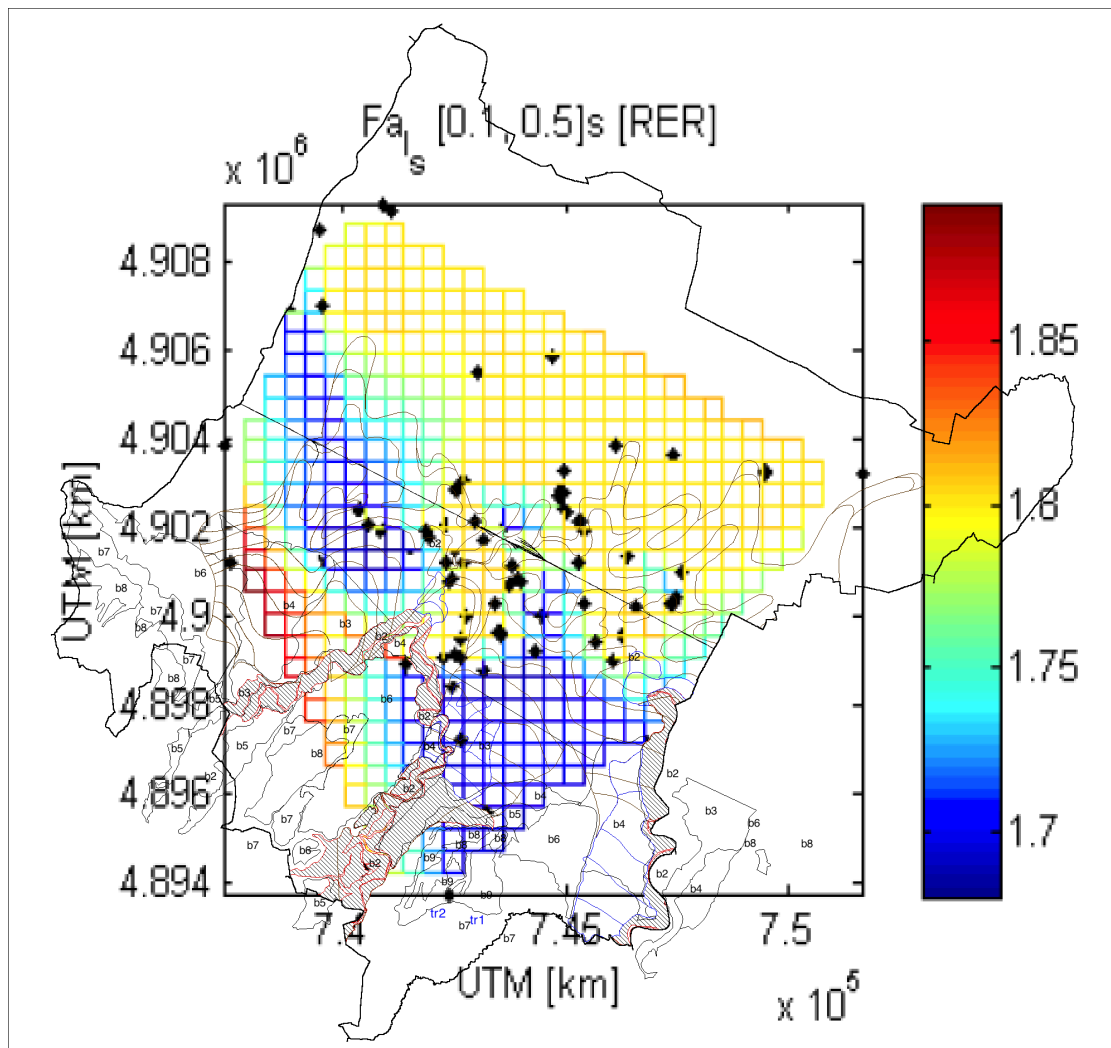


Fig. 25. La mappa F_a 0.1, 0.5s (RER) elaborata dalla Dott.ssa S. Castellaro è sovrapposta ai terrazzi alti e alle tre mappe: ghiaie affioranti, isobate tetto ghiaie AES8, isobate tetto ghiaie AES7.

3. La distribuzione spaziale delle F_a PGA (ICMS) è abbastanza coerente con i tematismi geologici: valori medi e alti caratterizzano

tutte le aree delle conoidi alluvionali con un substrato ghiaioso, e valori bassi sono tipici delle aree distali prive di ghiaie; fa eccezione un'area centrale, a nord della ferrovia priva di ghiaie ma caratterizzata da valori elevati. La distribuzione spaziale delle FaPGA (RER) è poco coerente con i tematismi geologici, perchè valori medio-bassi caratterizzano sia le conoidi ghiaiose (ma con differenze significative) che la pianura distale, priva di ghiaie sepolte.

4. La distribuzione spaziale delle Fv (ICMS) è solo in parte coerente con i tematismi geologici, in quanto è pur vero che valori medio-alti caratterizzano le conoidi alluvionali con un substrato ghiaioso (mentre valori alti sono tipici delle aree distali prive di ghiaie), mentre un'area centrale di conoide, a cavallo della ferrovia mostra valori decisamente bassi.

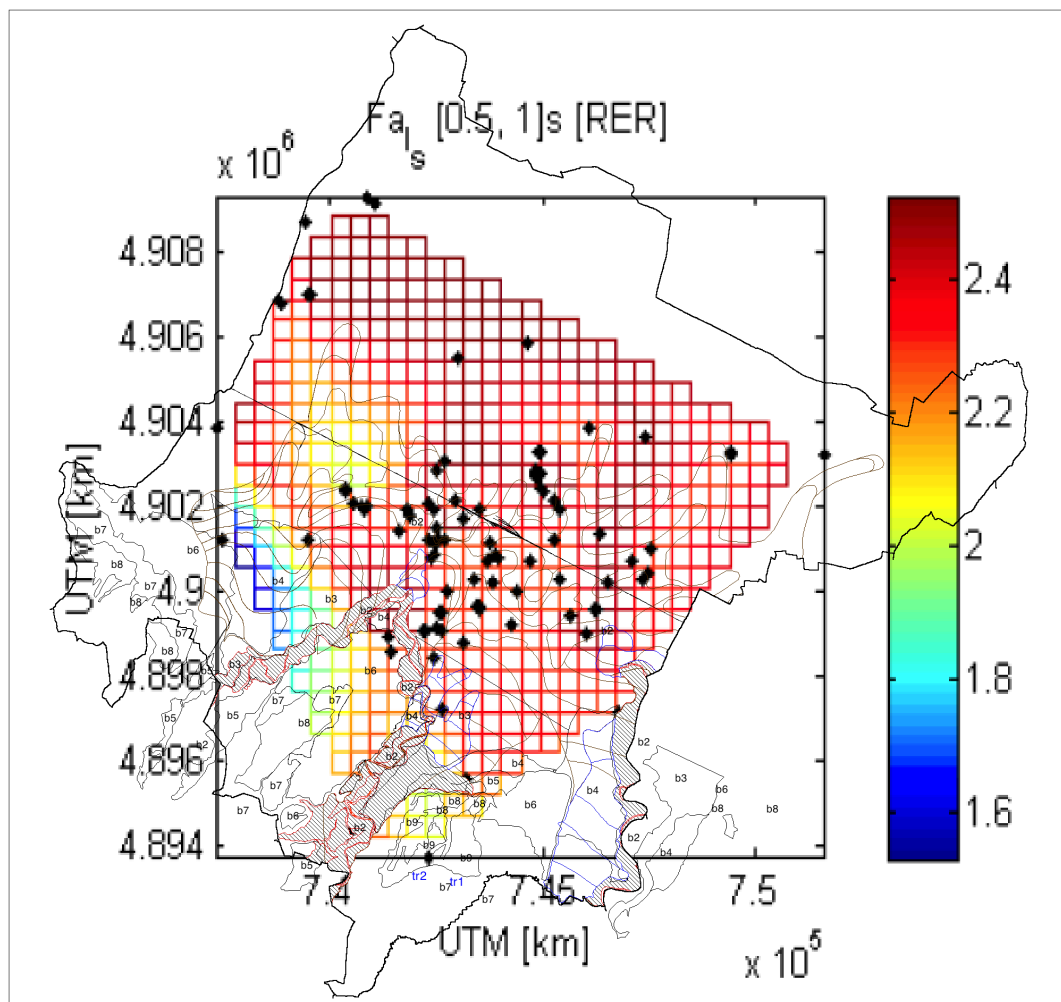


Fig. 26. La mappa Fa 0.5, 1.0s (RER) elaborata dalla Dott.sa S. Castellaro è sovrapposta ai terrazzi alti e alle tre mappe: ghiaie affioranti, isobate tetto ghiaie AES8, isobate tetto ghiaie AES7.

4. Sia la distribuzione spaziale delle FAI 0.1,0.5 (RER) che delle FAI 0.5, 1 (RER) mostrano diverse zone di scarsa corrispondenza con i tematismi geologici: in particolare i valori medi (anzichè bassi) delle FAI 0.1, 0.5 (RER) dell'apice conoide Rabbi-Montone, e i valori medi anzichè alti delle FAI 0.5, 1 (RER) in corrispondenza di un lobo di ghiaie a cavallo della ferrovia e a nord dell'apice conoide Montone.

Dal momento che la seconda anomalia insiste sulla stessa area caratterizzata dalle anomalie F1, Vs30, FaPGA (RER) e Fv (ICMS), ci si deve porre alcune domande, per esempio: **quale fattore fisico può avere influito su tutte le risposte sismologiche? questo fattore potrebbe essere il contenuto in acqua, o sono intervenuti anche processi di microcementazione/dissoluzione?**

L'area della prima anomalia, invece, sembra trovare una certa corrispondenza solo in quella della Vs30. La domanda conseguente è: **quale fattore fisico può avere influito diversamente sulla risposta alla bassa frequenza di risonanza?**

Tutte le risposte richieste dipendono ovviamente dalla natura e dalla posizione del bedrock sismico.

La conclusione alternativa è che si tratti di errori geologici o strumentali casuali; ma ciò al momento appare molto meno probabile, oltre che decisamente meno stimolante della prima.

Per cercare di precisare meglio il quesito circa la natura e la posizione del bedrock sismico, o trovare risposte alternative, ho chiesto al Committente di elaborare la mappa della soggiacenza del tetto delle ghiaie AES8 e AES7 rispetto alla superficie topografica, nell'ipotesi che anche lo spessore delle alluvioni di copertura, oltre che la loro natura, abbia un certo impatto nello stabilire l'efficacia del bedrock sismico.

Dal confronto per sovrapposizione di quest'ultima mappa con quelle a carattere sismologico si evince:

1. F1, significativamente più bassa in un'area con profondità delle ghiaie elevata (25-30 m dal p.d.c.), ma non in altre simili.

2. V30, significativamente più bassa in un'area a profondità elevata delle ghiaie, ma con valori simili in aree con profondità minore, e comunque diverse.

3. FaPGA (ICMS), solo localmente diminuisce con l'aumentare della profondità delle ghiaie.

4. FaPGA (RER), valori simili in aree a profondità molto diversa (0-20 m) e valori diversi in aree a pari profondità delle ghiaie.

5. Fv (ICMS), valori simili per diverse profondità e diversi a pari profondità delle ghiaie (15-20 m).

6. Fa 0.1, 0.5, valori simili per diverse profondità e diversi a pari profondità delle ghiaie.

7. Fa 0.5, 1, valori simili per diverse profondità e diversi a pari profondità delle ghiaie.

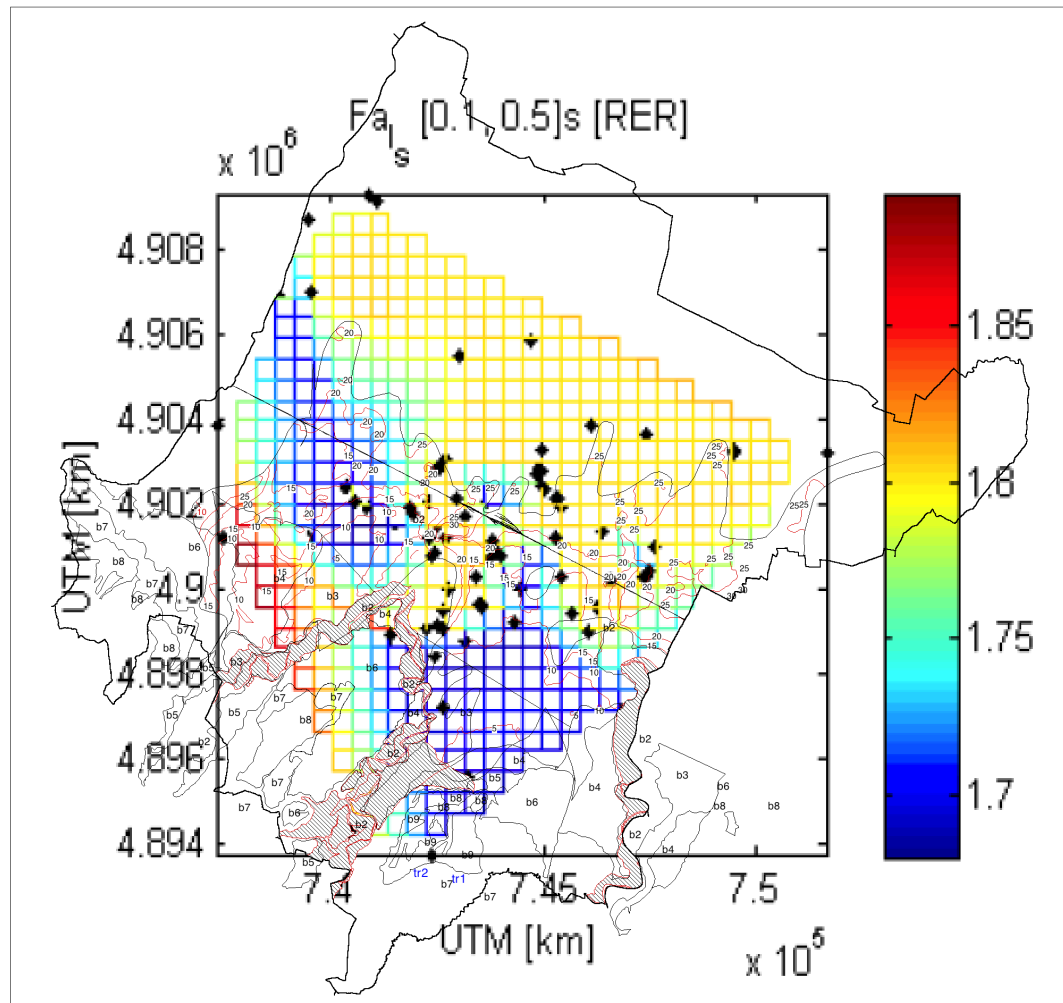


Fig. 27. La mappa Fa 0.1, 0.5s (RER) elaborata dalla Dott.sa S. Castellaro è sovrapposta ai terrazzi alti, alla mappa delle ghiaie affioranti e a quella della soggiacenza del tetto delle ghiaie AES7 e AES8 alla superficie di campagna.

La **Fig. 27** mostra che la distribuzione spaziale delle FAI 0.1,0.5 (RER) è caratterizzata da valori medi nella zona distale esterna, priva di ghiaie, da valori per lo più bassi nella zona centrale, corrispondente agli apici delle conoidi, e da valori da medi a alti nella zona dei terrazzi alti. Tuttavia, la fascia degli apici delle conoidi mostra due zone fortemente

anomale, con valori medi (anzichè bassi) in corrispondenza dell'apice della conoide del Rabbi-Montone e della fascia intermedia-alta della conoide del F. Ronco. Inoltre, le due aree fra Rabbi e Ronco prive di ghiaie hanno valori medi e bassi.

La **Fig. 28** mostra che la distribuzione spaziale delle FAI 0.5, 1 (RER) nell'area della pianura è caratterizzata da valori per lo più elevati, mentre nell'area dei terrazzi alti prevalgono valori medi e, localmente, bassi. La più vistosa eccezione è rappresentata dall'area con valori medi (e non alti) localizzata in corrispondenza di un lobo di ghiaie a cavallo della ferrovia, a nord dell'apice conoide Montone. Costituisce una anomalia anche la persistenza di valori alti nelle due aree prive di ghiaie nell'interconoide Rabbi-Ronco.

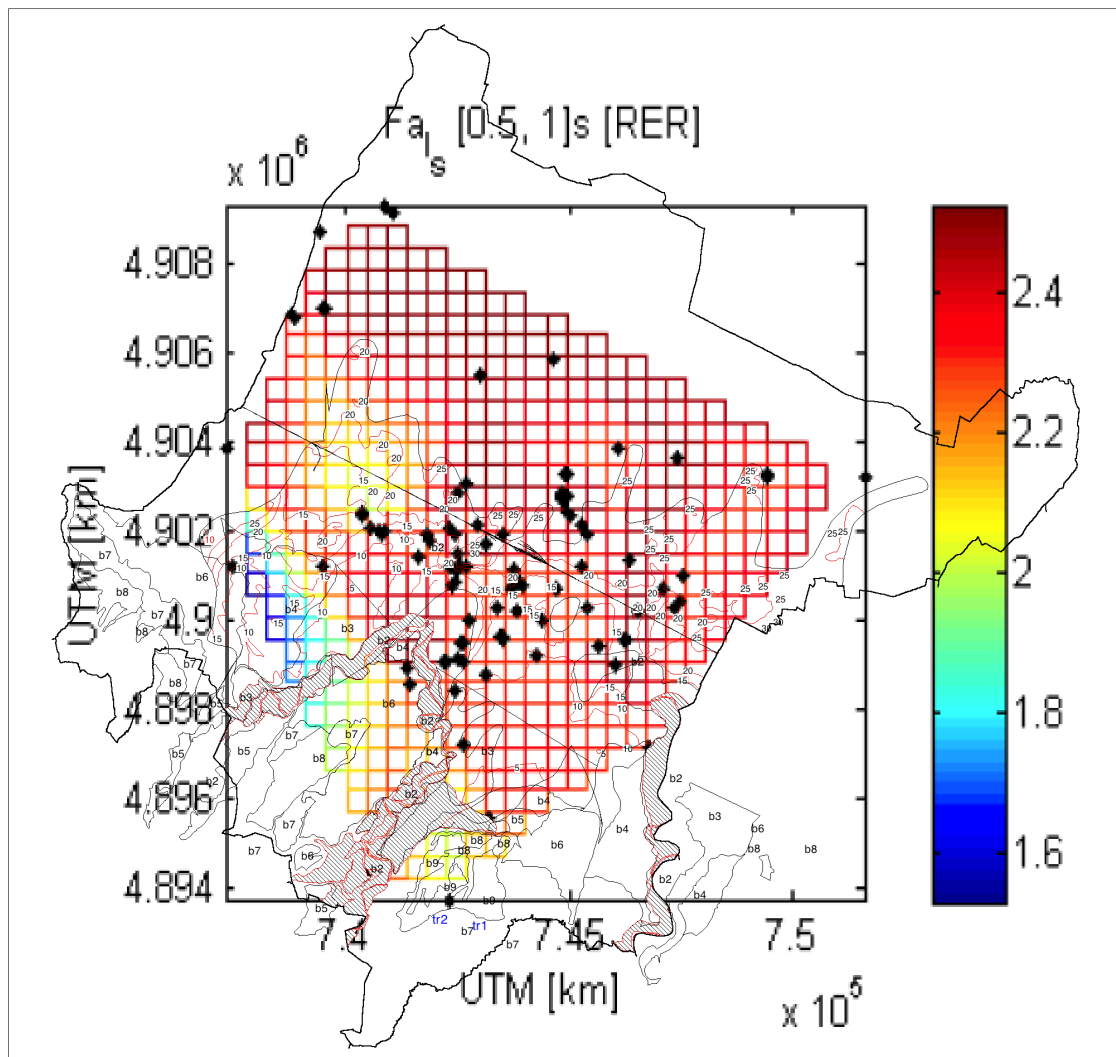


Fig. 28. La mappa Fa 0.5, 1.0s (RER) elaborata dalla Dott.sa S. Castellaro è sovrapposta ai terrazzi alti, alla mappa delle ghiaie affioranti e a quella della soggiacenza del tetto delle ghiaie AES7 e AES8 alla superficie di campagna.

Le domande che sorgono utilizzando per il confronto la mappa della soggiacenza del tetto ghiaie sono pertanto le medesime poste in precedenza (alle quali rimandiamo).

4. Conclusioni

La distribuzione delle ghiaie nel territorio, illustrata dalle mappe fornite dal Committente (sia quelle delle isobate che quelle della soggiacenza alla superficie topografica) mostra una corrispondenza solo parziale con le mappe a carattere sismologico elaborate a partire da dati ricavati strumentalmente.

Infatti, tante sono le anomalie di queste ultime, e di natura diversa rispetto al modello geologico, che è necessario ipotizzare che il bedrock sismico sia la risultante di fattori diversi, sicchè la sua profondità non coincide necessariamente ovunque con il tetto di una facies ghiaiosa rilevate nei sondaggi geognostici.

Viene qui ipotizzato che le anomalie rilevate possano dipendere dalla falda idrica, da fenomeni di microcementazione o di dissoluzione, ma sembra plausibile anche che lo spessore (minimo) della facies ghiaiosa, e non solo la profondità del tetto della medesima, possa giocare un ruolo importante al fine della sua efficacia quale bedrock sismico, così come si è visto che un certo ruolo viene esercitato anche dalla presenza di corpi argillosi superficiali.

Bibliografia

Giovanni Muttoni [a](#), [□](#), Giancarlo Scardia [b](#), Dennis V. Kent [c,d](#), Enrico Morsiani [a](#), Fabrizio Tremolada [e](#), Mauro Cremaschi [a](#), Carlo Peretto [f](#)
First dated human occupation of Italy at ~0.85 Ma during the late Early Pleistocene climate transition [Earth and Planetary Science Letters Volume 307, Issues 3–4](#), 15 July 2011, Pages 241–252

