



SAPIENZA
UNIVERSITÀ DI ROMA

Università degli studi di Roma "Sapienza"
Facoltà di Ingegneria
Dipartimento Ingegneria Chimica Materiali Ambiente

Dottorato di ricerca in Ingegneria dei Materiali e delle Materie Prime
25° ciclo

Tesi di Dottorato

**Ricostruzione con metodi geostatistici di corpi alluvionali
sepolti per la valutazione delle pericolosità geologiche in
aree urbane**

Tutor: Raspa Giuseppe

Dottorando: Marconi Fabrizio

Matricola: 782760

Roma, 4 febbraio 2013

Prefazione

Questo studio si prefigge di sviluppare e sperimentare procedure per la ricostruzione dei corpi geologici alluvionali sepolti, per ottenere un modello stocastico del sottosuolo finalizzato alla valutazione delle pericolosità geologiche in aree urbane (susceptibilità ai cedimenti, risposta sismica locale).

La ricostruzione della forma e della geometria dei corpi alluvionali sepolti deve tener conto dell'incertezza derivante dalla frammentaria conoscenza della fenomenologia; per questa ragione la modellazione non può essere univoca, ma deve essere aleatoria: si generano cioè tante possibili ricostruzioni, ognuna compatibile con i dati e coerente con la fenomenologia.

Il modello, numerico e stocastico, viene realizzato utilizzando la simulazione geostatistica, vincolata con le informazioni disponibili (di tipo diretto ed indiretto).

Lo sviluppo delle suddette procedure richiede di disporre di un caso di studio reale, al fine di:

- mettere a punto e testare gli algoritmi;
- validare il modello, confrontando i risultati dell'applicazione con misure satellitari.

Desidero ringraziare il Prof. Giuseppe Raspa, per i suoi suggerimenti e il suo fondamentale aiuto.

Voglio ringraziare inoltre il dott. Massimiliano Moscatelli, geologo e ricercatore dell' IGAG-CNR, per il suo supporto nell'integrazione della conoscenza geologica in questo lavoro.

Ringrazio il dott. Alessandro Pagliaroli, ingegnere geotecnico e ricercatore dell' IGAG-CNR, per il suo contributo agli aspetti geotecnici inerenti il lavoro.

Infine ringrazio Francesco Pennica, ricercatore dell' IGAG-CNR per i suoi suggerimenti sugli strumenti di sviluppo delle procedure e degli algoritmi implementati nel corso dello studio.

Sommario

Introduzione	4
1 Stato dell'arte sui metodi di simulazione geostatistica.....	6
1.1 Metodi pixel-based.....	6
1.1.1 Simulazione sequenziale dell'indicatrice	7
1.1.2 Simulazione gaussiana troncata	8
1.1.3 Simulazione multiple-point.....	10
1.2 Metodi object-based	11
1.3 Nested simulations	12
2 La simulazione plurigaussiana troncata.....	13
2.1 Funzioni indicatrici	13
2.2 Parametri del modello	15
2.3 Proporzioni e regola dei litotipi.....	15
2.4 Variografia	17
2.5 Simulazione.....	19
3 Caso di studio.....	21
3.1 Sito di studio e dati.....	21
3.2 Modello geologico concettuale	26
3.2.1 Inquadramento geologico di Roma.....	26
3.2.2 Inquadramento stratigrafico e deposizionale dei depositi alluvionali.....	27
3.3 Simulazione del modello.....	28
3.3.1 Definizione dei litotipi da simulare.....	30
3.3.2 Preparazione e analisi dei dati.....	30
3.3.3 Analisi delle proporzioni dei litotipi	37
3.3.4 Definizione della regola dei litotipi	44
3.3.5 Inferenza dei parametri delle due FA stazionarie	44
3.3.6 Trasformazione gaussiana dei dati da onorare.....	47
3.3.7 Scelta del grid di simulazione	49
3.3.8 Simulazione non condizionata	51
3.3.9 Condizionamento della simulazione e troncatura dei gaussiani	52
3.4 Ricostruzione delle superfici che delimitano le alluvioni	53
3.4.1 Superficie di base dei depositi antropici	54

3.4.2	Superficie di base dei depositi alluvionali	56
3.4.3	Superficie di base del Tevere	57
3.5	Risultati della simulazione	58
3.5.1	Simulazione sul <i>grid</i> 40x40x05	58
3.5.2	Simulazione sul <i>grid</i> 2x2x05	66
4	Applicazione e validazione del modello stocastico 3D	70
4.1	Cedimenti	70
4.2	Indice di suscettibilità al cedimento	72
4.2.1	Espressione semplificata dell'indice	75
4.2.2	Rotazione relativa	75
4.3	Procedura per il calcolo della suscettibilità al cedimento	77
4.4	Dati geotecnici disponibili	79
4.5	Ricostruzione spaziale dei parametri geotecnici	87
4.6	Calcolo dell'indice di suscettibilità ai cedimenti	89
4.7	Dati interferometrici disponibili	95
4.7.1	Caratteristiche dei punti di misura	96
4.8	Validazione del modello	98
	Conclusioni	102
	Bibliografia	104

Introduzione

Nel campo della geologica e dell'ingegneria, si è sempre più consapevoli dell'importanza dell'eterogeneità geologica quale elemento non trascurabile quando si ha a che fare con la gestione di attività inerenti il sottosuolo, quali l'esplorazione e lo sfruttamento delle risorse minerarie (Riquelme et al. 2008) e petrolifere (Mijnssen, 1997), la gestione delle risorse naturali (Mariethoz et al. 2009) e la pianificazione di opere d'ingegneria civile, come ad esempio gallerie e metropolitane (Chilès et al., 1995; El Gonnouni et al., 2005; Marache et al., 2009). Nel caso specifico delle aree urbane, ubicate spesso su pianie alluvionali, la conoscenza delle geometrie dei corpi sedimentari sepolti risulta fondamentale anche per altre applicazioni, quali:

- la ricostruzione dei campi di permeabilità, per la valutazione e la gestione delle risorse idriche;
- la gestione della pericolosità geologica connessa alla subsidenza di formazioni argillose non consolidate;
- la valutazione della risposta sismica locale.

Una valida ricostruzione di questi corpi, costituisce un importante *input* per i modelli numerici (idrogeologici, geotecnici, etc.) impiegati nella gestione delle attività legate al sottosuolo.

Nei corpi sedimentari, la distribuzione spaziale delle litologie è legata alla loro eterogeneità geologica.

Le caratteristiche fisiche del sottosuolo, di tipo geomeccanico, idraulico, geofisico, etc., sono spesso legate alla litologia; tali parametri, nelle zone di transizione delle litologie, presentano variazioni nei valori a volte anche di ordini di grandezza.

Ecco quindi la necessità di disporre di un adeguato modello litologico che consenta di riprodurre l'eterogeneità geologica e di migliorare la ricostruzione spaziale delle caratteristiche fisiche che controllano le fenomenologie, con conseguente riduzione della loro incertezza.

Si tratta quindi di utilizzare un approccio a due passi, in cui nel primo sono modellizzate le litologie e nel secondo le si usa per ricostruire la variabilità spaziale dei parametri fisico-meccanici richiesti ai fini dell'applicazione (parametri idraulici, fisici, geomeccanici, etc.).

Le tecniche più diffuse per la modellazione delle litologie sono quelle di tipo stocastico (Falivene et al., 2007, de Marsily et al. 2005).

La ricostruzione della forma e della geometria dei corpi sepolti deve tener conto dell'incertezza derivante dalla frammentaria conoscenza della fenomenologia; per questa ragione la modellazione non può essere univoca, ma deve essere di tipo stocastico.

Un modello stocastico consente:

- di valutare l'impatto dell'eterogeneità geologica sulle caratteristiche fisiche che intervengono nell'applicazione di studio (permeabilità per i modelli idrogeologici, parametri fisico-meccanici per i modelli geotecnici, etc.) e che dipendono localmente dalle litologie;
- di generare diverse realizzazioni delle litologie, tutte consistenti con l'informazione disponibile, per alimentare, altrettante volte, il modello numerico di calcolo (idrogeologico, geotecnico, etc.), così da ottenere in ciascun punto uno spettro di valori delle variabili fisiche d'interesse ai fini dell'applicazione;
- di onorare le informazioni disponibili, anche complesse (sondaggi, log geofisici, immagini sismiche, modelli concettuali di deposizione, etc.)

La geostatistica fornisce diversi metodi per costruire modelli stocastici delle litologie. Si tratta dei metodi di simulazione messi a punto per la caratterizzazione dei *reservoirs* e che cominciano ad apparire in letteratura negli anni 80.

Dopo aver introdotto i vari metodi geostatistici proposti in letteratura per la modellazione stocastica delle litologie (Capitolo 1), nel Capitolo 2 viene descritto più in dettaglio il metodo plurigaussiano troncato, scelto come metodo di simulazione in questo lavoro.

Nel Capitolo 3 vengono descritte in modo approfondito le procedure definite per la ricostruzione di un modello stocastico delle litologie in un'area campione di Roma e implementate in codice c++ e python.

Infine, nel capitolo 4 si descrive un'applicazione del modello generato, ad una problematica inerente la pericolosità geologica in area urbana: la suscettibilità ai cedimenti. Nell'ambito di tale applicazione, le misure dei cedimenti ricavate da dati satellitari, vengono utilizzate per validare, in modo indiretto, il modello generato.

Capitolo 1

1 Stato dell'arte sui metodi di simulazione geostatistica

La geostatistica fornisce diversi metodi utili per la simulazione dei litotipi. L'esigenza di realizzare modelli geologici per i *reservoir* di idrocarburi, al fine di migliorare la valutazione delle risorse e lo sfruttamento delle riserve, ha dato grande impulso allo sviluppo di modelli stocastici basati sulla simulazione geostatistica.

La simulazione geostatistica è stata introdotta negli anni '70 per evitare l'effetto di smussamento tipico delle tecniche di stima, che altera la ricostruzione della struttura di variabilità spaziale del fenomeno. Infatti, in relazione alla fenomenologia, può accadere che il risultato del processo di calcolo sia influenzato, anche in modo determinante, dalla variabilità spaziale dei parametri e non solo dal loro valore (si pensi ad esempio ai campi di permeabilità); in questi casi, la riproduzione della variabilità è più importante della accuratezza locale.

Esistono diversi metodi di simulazione dei litotipi, che possono essere classificati in due categorie:

- metodi *pixel-based*;
- metodi *object-based* o booleani;

Di seguito verranno descritti alcuni tra i metodi di simulazione più diffusi.

1.1 Metodi pixel-based

I metodi pixel-based operano su griglie di celle, simulando un nodo alla volta (Figura 1.1).

Tra i vantaggi dei metodi di simulazione pixel-based vi sono la stabilità numerica e la semplicità di condizionamento sia agli *hard data* (dati ricavati da misure dirette, ad esempio sondaggi) che ai *soft data* (dati ricavati da misure indirette ad esempio dati geofisici). Tra i loro limiti, vi è il fatto che fanno uso del solo variogramma per catturare la struttura spaziale della geologia; la pratica ha infatti mostrato che il variogramma può non essere sufficiente per catturare le strutture curvilinee comuni a molti corpi geologici (canali fluviali, lobi torbidity, lenti sabbiose, etc.). Tali metodi non sono quindi indicati per riprodurre la specifica geometria dei corpi, ma ben si adattano a riprodurre l'eterogeneità interna ad essi.

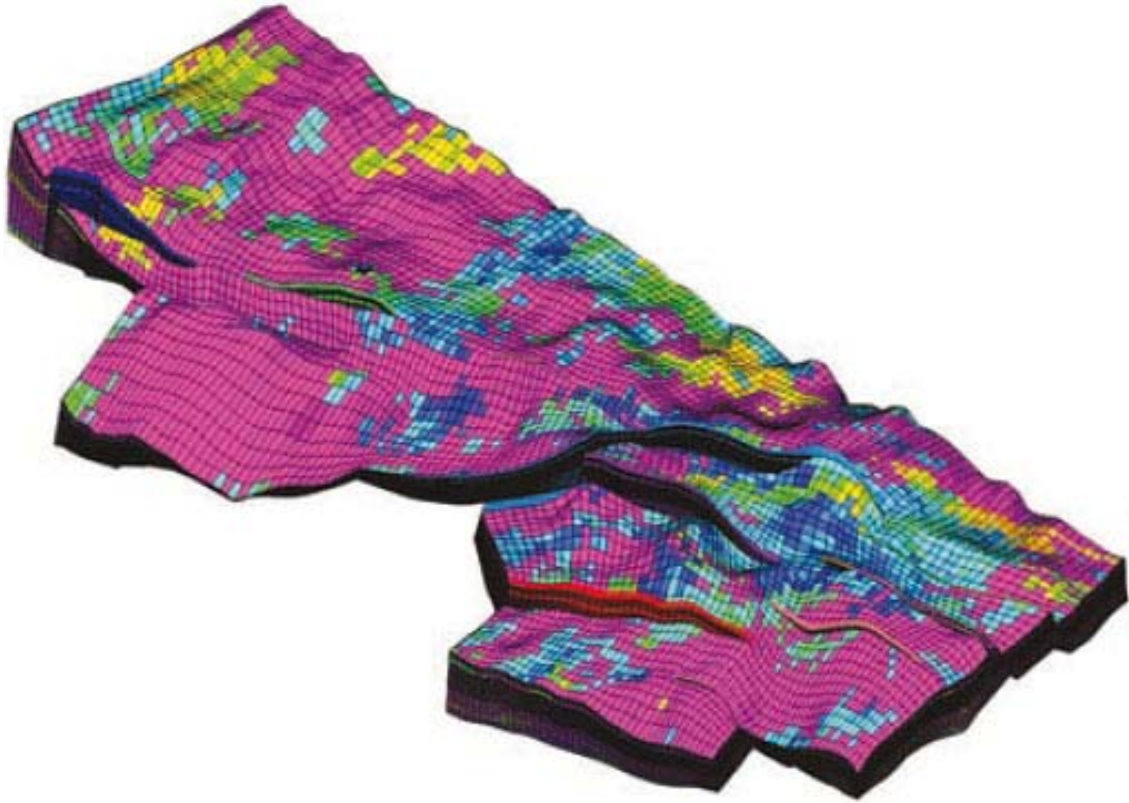


Figura 1.1 - Esempio di modellazione di corpi geologici fagliati mediante metodi pixel-based; i colori rappresentano i valori assunti da un parametro variabile all'interno del corpo (es. litologia, permeabilità, ecc.).

Tra i metodi più diffusi vi sono la simulazione sequenziale dell'indicatrice, la simulazione gaussiana troncata, con la sua estensione plurigaussiana troncata, e la simulazione *multiple-point*.

1.1.1 Simulazione sequenziale dell'indicatrice

Il *sequential indicator simulation* (SIS) introdotto da Alabert (1987) e Journel (1989), costituisce l'applicazione del metodo di simulazione sequenziale gaussiano a variabili categoriali rappresentate come variabili aleatorie (variabili indicatrici); una variabile indicatrice può essere infatti interpretata come la probabilità per una categoria di trovarsi in un punto: la probabilità è 1 se essa è presente, 0 in caso contrario.

Il metodo consiste nel generare sequenzialmente la variabile indicatrice (associata alla presenza/assenza) di un litotipo in un punto, campionando la sua funzione di distribuzione

condizionale, che in genere non è nota. Alabert e Journel propongono di sostituire la speranza condizionale dell'indicatrice, con il suo kriging semplice.

Il SIS è stato applicato in una varietà di ambienti deposizionali, quali:

fluviali (Langlais et al., 1993; Journel et al., 1998; Seifert and Jensen, 1999, 2000); deltizi (Cabello et al., 2007); eoliani (Sweet et al., 1996) e torbiditici (Journel and Gómez-Hernández, 1993).

Una siffatta simulazione restituisce del fenomeno unicamente la covarianza dell'indicatrice, insufficiente per riprodurre la forma dei corpi geologici. Per tale ragione, è stata proposta una variante del metodo che viene integrato con metodi adattativi, come il *simulating annealing*, introdotto nelle applicazioni geostatistiche da Deutsch and Cockerham (1994) e che iterativamente adatta una simulazione ottenuta con il metodo precedente, fin quando essa non verifica alcuni vincoli imposti. Questa variante, indicata come *transition probability geostatistics* (Carle and Fogg, 1996, 1997), tiene conto delle probabilità di transizione dei litotipi; esse sono definite come la probabilità per un litotipo di essere presente in un punto, data la presenza di un'altro litotipo in un altro punto. *La transition probability geostatistics* è basata sulle catene di Markov (Gingerich, 1969; Harbaugh and Bonham-Carter, 1970) ed è stata applicata anche per la modellizzazione di *fans* alluvionali (Fogg et al., 1998; Carle et al., 1998; Weissmann et al., 1999; Weissmann and Fogg, 1999; Weissmann et al., 2002).

1.1.2 Simulazione gaussiana troncata

Un altro metodo, che come il precedente risale alla seconda metà degli anni 80, è il gaussiano troncato (Matheron et al. 1987, 1988), introdotto da Matheron per simulare la distribuzione dei litotipi in *reservoir* petroliferi. In questo metodo i litotipi vengono generati mediante troncatura di una Funzione Aleatoria (FA) gaussiana sottogiacente, preventivamente simulata nel dominio.

La geometria dei corpi ottenuti dipende dalla struttura spaziale della FA gaussiana e dalla regola di troncatura, che è legata alle proporzioni dei litotipi. Le proporzioni consentono di quantificare l'evoluzione lungo la verticale dell'ammontare di ciascun litotipo, come una funzione della profondità. Tale funzione, denominata curva delle proporzioni, può presentare da una zona all'altra variazioni laterali importanti.

Le curve di proporzione si ricavano dalle stratigrafie misurate nei sondaggi e l'interpretazione del loro andamento tra un sondaggio e l'altro può essere facilitata dall'uso di dati geofisici e/o facendo ricorso al modello geologico concettuale.

Il metodo è stato applicato in diversi contesti: deltizi (Matheron et al., 1987; Rudikiewicz et al., 1990; Joseph et al., 1993), fluviali (Mathieu et al., 1993; Eschard et al., 1998), o riempimenti di canali torbidity (Felletti, 2004). Inoltre, in Gunning et al. (2007) è stato utilizzato per generare un modello geologico ai fini dell'inversione sismica; in Carrasco et al. (2007), è stato usato per lo studio di un corpo d'oro localizzato in una miniera di rame in Cile. In molti casi tale approccio può essere troppo restrittivo, poiché presuppone che i litotipi siano disposti in sequenza (ad esempio quando si ripetono cicli costituiti da ghiaia, sabbia e argilla). Per tale ragione è stato esteso a due o più FA gaussiane e la sua generalizzazione costituisce il plurigaussiano troncato (Galli et al., 1994; Le Loc'h and Galli, 1997; Armstrong et al. 2011).

La simulazione plurigaussiana è quindi una naturale estensione del gaussiano troncato e consente di riprodurre un più ampio spettro di configurazioni. Essa genera le facies geologiche simulando variabili aleatorie continue gaussiane e applicando ad esse delle soglie, definite sulla base delle proporzioni tra le facies stesse.

Il metodo ha trovato applicazioni in diversi contesti. In de Galard et al. (2005) è stato usato per lo studio di un *reservoir* carbonatico molto fratturato, situato in Iran, al fine di migliorare la produzione di petrolio.

In Albertao et al. (2005), è stato usato per la modellizzazione di un *reservoir offshore* in ambiente torbidity.

In Normando et al. (2005), è stato usato per simulare un *reservoir* al fine di studiare l'impatto della regola dei litotipi sulla eterogeneità delle facies.

In Fontaine e Beucher (2006), è stato usato per caratterizzare un deposito d'uranio in Kazakhstan.

In Xu e Dowd (2008), è stato usato nella simulazione di fratture in roccia.

In Riquelme et al. (2008), è stato usato per ricostruire un corpo d'oro e valutare l'incertezza sul volume d'oro estraibile.

In Mariethoz et al. (2009), è stato usato per valutare la migrazione di contaminanti in mezzi molto eterogenei.

Il metodo è adatto alla simulazione di configurazioni geologiche in cui le facies sono organizzate in strutture sedimentarie. Infatti, all'interno di una sequenza sedimentaria, i litotipi sono correlati sia verticalmente che orizzontalmente. In accordo con la legge di Walther, le successioni verticali di litotipi implicano anche una correlazione laterale tra essi.

Un altro vantaggio di tali metodi è il fatto che riescono a riprodurre in modo realistico l'interconnessione tra le facies.

1.1.3 Simulazione multiple-point

Un altro modo di generare un modello stocastico dei litotipi generalizzando il metodo SIS, è di rimpiazzare il *simple kriging* con una distribuzione condizionale dedotta da una *training image*. Questo metodo, noto come *multiple-points simulation* (MPS), è originariamente riconducibile a Guardiano e Srivastava (1993). Una panoramica del metodo e una discussione delle problematiche associate sono riportate da Ortiz (2008).

La MPS genera i valori nodo per nodo, condizionandoli alle statistiche multivariate ricavate dalla *training image* e ai dati esistenti (*hard data e soft data*). Tale metodo, che ad oggi costituisce un'area di ricerca molto attiva, consente di catturare la struttura spaziale di *pattern* complessi, a patto di definire opportunamente la *training image*, che determina l'eterogeneità riprodotta dalla simulazione.

La *training image* è un modello concettuale 2D o 3D, che riproduce l'eterogeneità spaziale delle strutture geologiche, catturando le loro forme e la loro distribuzione. Si tratta di un'immagine meramente concettuale che non deve essere condizionata a nessun dato locale e che può essere tracciata direttamente dal geologo, ricavata da affioramenti di formazioni analoghe o da simulazioni *process-based*, o più spesso derivata da simulazioni *object-based* non condizionate. Un limite all'applicazione di tale metodo è costituito proprio dalla difficoltà di disporre di *training image* in 3D, sebbene si vadano diffondendo librerie da cui ricavarle o *software* con cui generarle (Maharaja, 2008; Pyrcz et al., 2008; Comunian et al., 2012).

Le MPS possono essere facilmente vincolate a variabili ausiliari, quali proporzioni locali di litotipi, o densità locale e anisotropia di oggetti (Chugunova and Hu, 2008). In letteratura sono diverse le sue applicazioni.

In Huysmans M. et al. (2012), MPS viene utilizzata per la modellazione dell'eterogeneità di un acquifero di un sito Belga.

In Le Coz et al. (2011), MPS viene usata per la modellizzazione delle eterogeneità delle facies nella zona insatura della valle del fiume Komadugu-Yobe River in Nigeria.

In Cronkite-Ratliff et al. (2012) MPS viene applicata per la caratterizzazione dei depositi alluvionali sepolti di Yucca Flat (USA).

1.2 Metodi object-based

Una classe di modelli particolarmente utili per simulare eterogeneità a grande scale, è quella dei modelli booleani ottenuti come unione di oggetti centrati in punti piazzati nel dominio di lavoro in maniera *random*, da cui *object-based simulations*.

Tali metodi simulano oggetti stocastici distribuiti nello spazio, con forme e dimensioni definite in base al modello concettuale di deposizione (sistemi fluviali, deltizi, torbiditici in genere, etc.). Essi consentono di riprodurre forma e dimensione dei corpi geologici, le proporzioni tra i diversi corpi nello spazio e la loro disposizione reciproca (Figura 1.2).

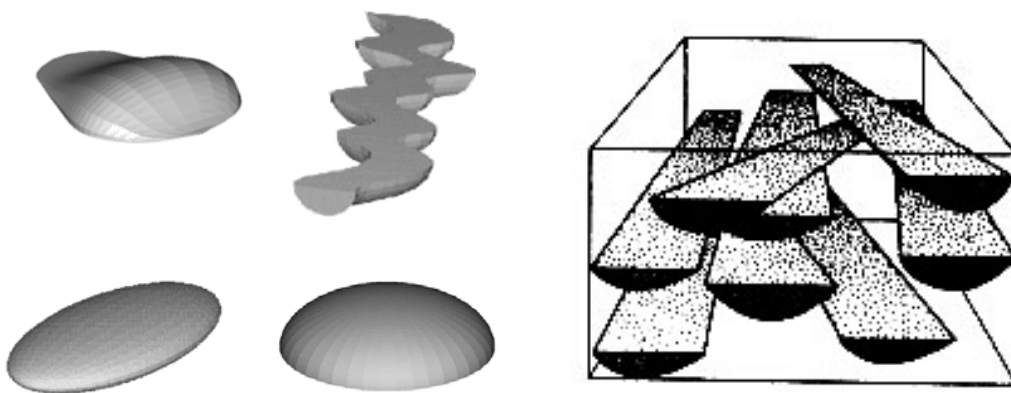


Figura 1.2 - Alcuni esempi di oggetti geologici modellati con i metodi *object-based*. A sinistra vengono riportati alcuni di essi; procedendo dall'alto, lobi (i cui parametri sono larghezza, altezza, lunghezza e direzione preferenziale), canali (i cui parametri sono larghezza, altezza, sinuosità e direzione preferenziale), lenti (i cui parametri sono dimensione degli assi e direzione preferenziale) e domi (i cui parametri sono le dimensioni degli assi). A destra è riportato un esempio di simulazione di canali sabbiosi.

Sebbene consentano di preservare l'architettura geologica associata al modello di deposizione definito, essi richiedono una conoscenza a priori della geologia molto approfondita, al fine di poter definire forma e parametri dei corpi da generare.

Le prime applicazioni delle tecniche *object-based* risalgono agli anni '80 (Haldorsen and Chang, 1986) e da allora sono stati applicati in diversi ambienti deposizionali, come depositi fluviali (Holden et al., 1998; Seifert and Jensen, 2000; Deutsch et al., 2002), depositi canalizzati (Larue et al., 2005), depositi torbiditici in genere (Viseur, 2004) e *reservoirs* fratturati (Cacas et al., 2001).

1.3 Nested simulations

I metodi misti o *nested simulations*, sono metodi che combinano i modelli *pixel-based* e quelli *object-based*. In genere, prima si generano i corpi con le forme scelte (oggetti) e poi si simula l'eterogeneità dei litotipi al loro interno, mediante simulazione *pixel-based*. Questo approccio è usato per simulare grandi corpi geologici, che presentano eterogeneità interne. Un tale approccio è stato impiegato in Damsleth et. al. (1992) per simulare l'eterogeneità di un *reservoir* nel Mare del Nord; in Hauge et. al. (2003) è stato usato per modellare *reservoir* torbiditici e in Cozzi et al. (2002) e Felletti (2004) per le torbiditi.

Capitolo 2

2 La simulazione plurigaussiana troncata

Di seguito viene descritto il metodo plurigaussiano troncato che consente di riprodurre i contatti tra i litotipi in buon accordo con l'interpretazione geologica. Il metodo si basa sulla simulazione in campo gaussiano di una o più Funzioni Aleatorie (FA) gaussiane ($Y_1(x)$, $Y_2(x), \dots, Y_n(x)$) da cui si ricava per troncatura una partizione dello spazio, che identifica le categorie di interesse (litotipi). La modalità di troncatura (detta regola dei litotipi) ripartisce il campo in tanti sottoinsiemi quanti sono i litotipi, con dimensioni legate alle proporzioni associate ai punti simulati (generalmente i nodi di un *grid* regolare).

2.1 Funzioni indicatrici

La simulazione plurigaussiana troncata opera su variabili categoriali spaziali (che nel contesto in esame sono i litotipi). Le variabili categoriali esprimono classi di appartenenza o modalità di essere; in campo spaziale una variabile categoriale $Z(x)$ (con $x \in \mathbb{R}^d$) che, in funzione della localizzazione del punto x assume k modalità, genera una suddivisione dello spazio in k parti. Se la modalità che la variabile categoriale assume nel generico punto x è aleatoria (nel senso che essa non è prevedibile a priori), la parte dello spazio che ad essa compete è chiamata insieme aleatorio o *random set* (RS). Un RS F_i può essere caratterizzato da una *funzione aleatoria indicatrice* così definita:

$$I_{F_i}(x) = \begin{cases} 1 & \text{se } x \in F_i \\ 0 & \text{se } \text{no} \end{cases}$$

Per cui, sempre riferendosi al caso di studio, possiamo indicare con F_1 l'insieme dei punti dello spazio \mathbb{R}^3 appartenenti al litotipo 1. F_1 viene modellizzato con una funzione indicatrice $I_{F_1}(x)$ che in un punto x_0 dello spazio assume valore 1 o 0 a seconda che sia presente o meno il litotipo 1. Il valore del litotipo 1 (ossia presente/assente) in un punto x_0 , è pensato come la realizzazione di una *funzione aleatoria indicatrice*, allo stesso modo in cui la misura di una variabile regionalizzata $z(x)$ in x_0 è pensata come realizzazione di una FA continua $Z(x)$.

Come per una FA, le proprietà statistiche di un RS, sono specificate dalla legge spaziale della sua funzione indicatrice:

$$F_{I_F(x_1), \dots, I_F(x_m), I_F(x_{m+1}), \dots, I_F(x_{m+n})}(1, \dots, 1, 0, \dots, 0) = Prob(x_1 \in F, \dots, x_m \in F, x_{m+1} \notin F, \dots, x_{m+n} \notin F)$$

Una partizione dello spazio in k parti è quindi caratterizzata da k funzioni indicatrici. Detto F_i un RS che modella un litotipo definito nel dominio D e $I_{F_i}(x)$ la sua funzione indicatrice, se $I_{F_i}(x)$ è stazionaria in D , si ha che:

$$E[I_{F_i}(x)] = Prob(x \in F_i) = P_{F_i}$$

con P_{F_i} si è indicata la proporzione dell'insieme F_i in D .

Risulta quindi che la media o speranza matematica della funzione indicatrice $I_{F_i}(x)$ è uguale alla probabilità che il punto x si trovi nel litotipo i ; ma quest'ultima, a sua volta, coincide con la proporzione di D occupata dal litotipo i , che è accessibile sperimentalmente (proporzioni calcolate sui sondaggi).

Inoltre, la sua varianza:

$$Var[I_{F_i}(x)] = P_{F_i}(1 - P_{F_i}) \leq 0.25$$

Allo stesso modo possono essere definite la covarianza non centrata tra i punti x e $x+h$:

$$C_{F_i}[x, x+h] = P[x \in F_i \& x+h \in F_i]$$

che misura la probabilità che entrambi i punti si trovino in F_i .

Il variogramma diretto:

$$\gamma_{F_i}[x, x+h] = \frac{1}{2} \left\{ E \left[\left(I_{F_i}(x) - I_{F_i}(x+h) \right)^2 \right] - \left(E \left[I_{F_i}(x) - I_{F_i}(x+h) \right] \right)^2 \right\}$$

dove, nel caso stazionario, il secondo termine è nullo.

Infine il variogramma incrociato tra due funzioni indicatrici $I_{F_i}(x)$ e $I_{F_j}(x)$:

$$\gamma_{F_i F_j}[x, x+h] = -\frac{1}{2} \left\{ E \left[I_{F_i}(x) I_{F_j}(x+h) \right] + E \left[I_{F_j}(x) I_{F_i}(x+h) \right] \right\}$$

2.2 Parametri del modello

Si consideri per semplicità un modello con due FA stazionarie gaussiane standardizzate, che corrisponde alla situazione più usuale nelle applicazioni, e m litotipi. In queste condizioni, il metodo consiste nell'effettuare nei nodi di un *grid* una simulazione condizionata delle due FA Y_1 e Y_2 , descritte da un definito modello spaziale; successivamente si assegna, a ciascuna coppia di valori gaussiani simulati (y_1, y_2) , un litotipo secondo una regola, detta regola dei litotipi. Quest'ultima si costruisce operando una partizione esaustiva del piano cartesiano $D = \mathbb{R} \times \mathbb{R}$ in m sottoinsiemi, generalmente rettangoli, F_1, \dots, F_m e associando a ciascuno di essi un litotipo.

Se le proporzioni variano da zona a zona dell'area di studio, come nel presente caso, le soglie che definiscono i rettangoli della regola dei litotipi variano in accordo con la variazione delle proporzioni.

Quindi il litotipo da assegnare alla coppia (y_1, y_2) è quello associato all'insieme cui appartiene il punto di coordinate cartesiane (y_1, y_2) .

Il modello spaziale delle FA Y_1 e Y_2 , consiste nelle rispettive funzioni covarianza $\rho_1(h)$, $\rho_2(h)$ e nel parametro $\rho = cov(Y_1, Y_2)$ nel caso la correlazione spaziale tra le due FA segua un modello lineare. Le FA Y_1 e Y_2 sono interne al modello, ossia non sono accessibili in modo diretto, e per tale ragione sono chiamate *sottogiacenti*, così come sottogiacenti sono chiamati i parametri del suddetto modello spaziale.

La troncatura delle FA Y_1 e Y_2 operata attraverso una data regola dei litotipi, genera nel campo un RS i cui variogrammi delle indicatrici $\gamma_{F_i F_j}(h)$ ($i, j = 1, \dots, m$) sono legati alla regola dei litotipi e al modello spaziale delle FA, da funzioni che possono essere risolte solo numericamente. Sono proprio questi legami che vengono sfruttati per la identificazione dei parametri del modello spaziale, che assieme alla regola dei litotipi, costituiscono i parametri del modello plurigaussiano.

2.3 Proporzioni e regola dei litotipi

Individuati n litotipi da modellizzare, essi sono rappresentati con delle partizioni del piano gaussiano; quindi, ogni litotipo F_i , con $i=1, \dots, m$, è associato ad un dominio gaussiano D_i :

$$x \in F_i \Leftrightarrow 1_{F_i}(x) = 1 \Leftrightarrow (Y_1(x), Y_2(x)) \in D_i$$

In genere la partizione del piano gaussiano viene effettuata suddividendolo in rettangoli con lati paralleli agli assi principali. Le proiezioni di questi rettangoli sugli assi gaussiani (**Figura 2.1**), definisce le soglie associate a ciascun litotipo e a ciascuna FA:

$$x \in F_i \Leftrightarrow \begin{cases} t_1^i \leq Y_1(x) \leq s_1^i \\ t_2^i \leq Y_2(x) \leq s_2^i \end{cases}$$

Per ciascun litotipo, le soglie $t_1^i, s_1^i, t_2^i, s_2^i$ sono legate alle proporzioni dei litotipi stessi, mediante la relazione:

$$P_{F_i}(x) = E[1_{F_i}(x)] = P[(Y_1(x), Y_2(x)) \in D_i] = \int_{t_1^i}^{s_1^i} \int_{t_2^i}^{s_2^i} g_{\Sigma}(u, v) du dv \quad (2.1)$$

dove:

$$g_{\Sigma}(u, v) = \frac{1}{2\pi\sigma_1\sigma_2\sqrt{1-\rho^2}} \exp\left[-\left(\frac{(x_1 - \mu_1)^2}{\sigma_1^2} - \frac{2\rho(x_1 - \mu_1)(x_2 - \mu_2)}{\sigma_1\sigma_2} + \frac{(x_2 - \mu_2)^2}{\sigma_2^2}\right) \cdot \frac{1}{2(1-\rho^2)}\right]$$

è la funzione densità di probabilità (pdf) normale bivariata con medie μ_1 e μ_2 nulle, varianze σ_1 e σ_2 unitarie e matrice di correlazione Σ :

$$\Sigma = \begin{pmatrix} \sigma_1^2 & \rho\sigma_1\sigma_2 \\ \rho\sigma_1\sigma_2 & \sigma_2^2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & \rho \\ \rho & 1 \end{pmatrix}$$

Quando la correlazione tra le due FA è nulla, l'equazione 2.1 può essere fattorizzata:

$$P_{F_i}(x) = \left(\int_{t_1^i}^{s_1^i} g(u) du \right) \cdot \left(\int_{t_2^i}^{s_2^i} g(v) dv \right) = (G(s_1^i) - G(t_1^i)) \cdot (G(s_2^i) - G(t_2^i)) \quad (2.2)$$

con $G(u)$ funzione di distribuzione cumulativa (cdf) gaussiana standard.

La regola dei litotipi di solito è individuata in base al modello geologico concettuale, ma i variogrammi sperimentali possono anche qui fornire utili indicazioni.

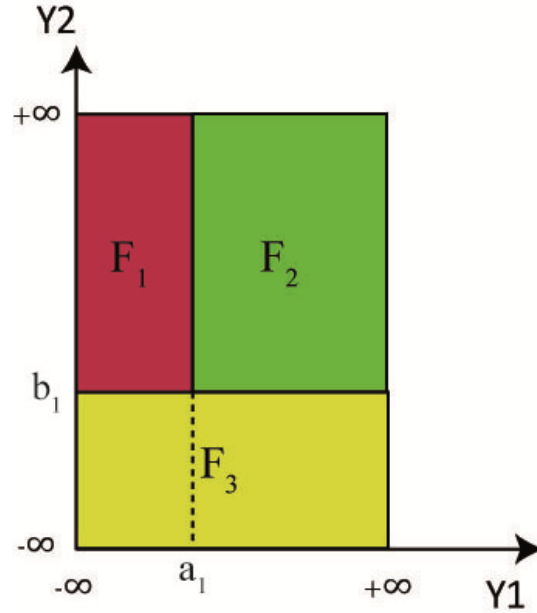


Figura 2.1 - Esempio di regola dei litotipi con tre litotipi; sugli assi cartesiani sono riportati i valori gaussiani delle due FA aleatorie impiegate nella simulazione. In ogni punto x , le soglie associate a ciascun litotipo dipendono, oltre che dalla disposizione reciproca dei tre litotipi, dalle loro proporzioni nel punto. In particolare:

$$P_{F_1}(x) = E[l_{F_1}(x)] = P[(Y_1(x), Y_2(x)) \in F_1] = \int_{a_1}^{\infty} \int_{b_1}^{\infty} g_{\Sigma}(u, v) du dv$$

$$P_{F_2}(x) = E[l_{F_2}(x)] = P[(Y_1(x), Y_2(x)) \in F_2] = \int_{-\infty}^{a_1} \int_{b_1}^{\infty} g_{\Sigma}(u, v) du dv$$

$$P_{F_3}(x) = E[l_{F_3}(x)] = P[(Y_1(x), Y_2(x)) \in F_3] = \int_{-\infty}^{a_1} \int_{-\infty}^{b_1} g_{\Sigma}(u, v) du dv$$

2.4 Variografia

Definita la regola dei litotipi ed il modello delle proporzioni, il modello spaziale delle FA Y_1 e Y_2 viene ricavato con procedura di tipo *trial and error*, in modo tale che i RS ottenuti possano essere assunti come realizzazioni del corpo oggetto di studio. La scelta del modello spaziale delle FA viene fatta confrontando, per ciascun tentativo, i variogrammi diretti ed incrociati delle funzioni indicatrici dei litotipi F_i , con quelli sperimentali.

Il variogramma sperimentale è dato dalla:

$$\gamma_{F_i}^*(x, x + \bar{h}) = \frac{1}{2N} \sum_{|x_\alpha - x_\beta| = \bar{h}} [1_{F_i}(x_\alpha) - 1_{F_i}(x_\beta)]^2 \quad (2.3)$$

dove N è il numero di coppie di punti (x_α, x_β) separate dal vettore \bar{h} (in genere con tolleranza sulla distanza e sulla direzione).

Il variogramma incrociato sperimentale per i litotipi F_i e F_j è invece:

$$\gamma_{F_i F_j}^*(x, x + \bar{h}) = \frac{1}{2N} \sum_{|x_\alpha - x_\beta| = \bar{h}} [1_{F_i}(x_\alpha) - 1_{F_i}(x_\beta)] [1_{F_j}(x_\alpha) - 1_{F_j}(x_\beta)] \quad (2.4)$$

Nel calcolo del variogramma sperimentale, per litotipi con distribuzioni stazionarie, la sommatoria è fatta su tutte le coppie di dati a passo h e N è il totale di coppie.

Nel caso non stazionario, invece, le espressioni precedenti non sarebbero valide; poiché, le FA gaussiane sottogiacenti sono stazionarie, le espressioni indicate possono continuare ad essere impiegate. In particolare, il variogramma sperimentale orizzontale viene calcolato livello per livello; non potendo, visto il tempo di computazione che richiederebbe, modellizzare i variogrammi calcolati per tutti i livelli, essi vengono mediati, ottenendo un variogramma sperimentale medio.

Il variogramma teorico diretto, nel caso di proporzioni non stazionarie, è espresso dalla:

$$\gamma_{F_i}(x, x + \bar{h}) = \frac{1}{2} \left[P_{F_i}(x) + P_{F_i}(x + \bar{h}) - 2 \int_{t_1^i(x)}^{s_1^i(x)} \int_{t_2^i(x)}^{s_2^i(x)} \int_{t_1^i(x+\bar{h})}^{s_1^i(x+\bar{h})} \int_{t_2^i(x+\bar{h})}^{s_2^i(x+\bar{h})} g_\Sigma(u_1, u_2, v_1, v_2) du_1 du_2 dv_1 dv_2 \right] \quad (2.5)$$

dove g è una pdf gaussiana quadrivariata con matrice di covarianza:

$$\Sigma = \begin{pmatrix} 1 & \rho & C_1(h) & \rho C_1(h) \\ \rho & 1 & \rho C_1(h) & C_2(h) \\ C_1(h) & \rho C_1(h) & 1 & \rho \\ \rho C_1(h) & C_2(h) & \rho & 1 \end{pmatrix}$$

Il variogramma teorico incrociato è invece:

$$\gamma_{F_i, F_j}(x, x + \bar{h}) = -\frac{1}{2} \left[\int_{t_1^i(x)}^{s_1^i(x)} \int_{t_2^i(x)}^{s_2^i(x)} \int_{t_1^j(x+\bar{h})}^{s_1^j(x+\bar{h})} \int_{t_2^j(x+\bar{h})}^{s_2^j(x+\bar{h})} g_\Sigma(u_1, u_2, v_1, v_2) du_1 du_2 dv_1 dv_2 + \int_{t_1^j(x+\bar{h})}^{s_1^j(x+\bar{h})} \int_{t_2^j(x+\bar{h})}^{s_2^j(x+\bar{h})} \int_{t_1^i(x)}^{s_1^i(x)} \int_{t_2^i(x)}^{s_2^i(x)} g_\Sigma(u_1, u_2, v_1, v_2) du_1 du_2 dv_1 dv_2 \right] \quad (2.6)$$

2.5 Simulazione

Ultima fase nel metodo plurigaussiano, è la simulazione delle due FA gaussiane Y_1 e Y_2 , fatta in modo tale da riprodurre la struttura di covarianza spaziale data e restituire i litotipi osservati nei punti noti (sondaggi).

La simulazione avviene in tre passi:

1. per prima cosa i dati di condizionamento vengono trasformati in due *set* di dati gaussiani che riproducono le covarianze definite per Y_1 e Y_2 e rispettano i vincoli di troncatura;
2. si effettua una simulazione non condizionata di Y_1 e Y_2 nei nodi di un *grid*;
3. si realizza il condizionamento dei dati simulati, ai litotipi osservati nei punti noti;
4. infine, per ciascun nodo del *grid* si convertono i due valori generati y_1 e y_2 , in litotipi, applicando le soglie di troncatura.

I dati di condizionamento (*hard data*) consistono in una conoscenza esatta dei litotipi che si trovano in posizioni note del corpo da simulare; essi sono codificati come variabili categoriali che indicano il codice del litotipo presente in un dato punto.

Per poter effettuare la simulazione condizionata, è necessario trasformare i litotipi osservati in valori gaussiani. Questa trasformazione è effettuata simulando una coppia di FA Y_1 e Y_2 stazionarie gaussiane in accordo col modello di covarianza individuato e tale che in ciascun punto campionato k , le coppie di valori $y_1(x)$ e $y_2(x)$ simulati appartengano agli intervalli specificati dalla regola dei litotipi identificata; quindi, se F_i è la litologia del k -esimo campione, il punto di coordinate $(y_1(k), y_2(k))$ deve appartenere al sottoinsieme F_i .

La simulazione di un vettore gaussiano troncato viene eseguita mediante un algoritmo iterativo basato sul Gibbs *sampler* (Freulon, 1992 e Freulon et al., 1993). Il principio del metodo è semplice: si parte da un *set* di valori gaussiani $y(x_\alpha)$ con $\alpha = 1, \dots, n$ indipendenti (senza struttura spaziale) ma che rispettano la regola dei litotipi, per poi modificarli iterativamente. Nella generica iterazione, il valore in un punto α viene rimpiazzato con un valore campionato dalla sua distribuzione condizionale (distribuzione gaussiana con media uguale al suo kriging semplice e varianza pari alla sua varianza di stima), dati i valori attuali negli altri punti. Se il nuovo valore generato non soddisfa i vincoli viene rifiutato. All'aumentare del numero di iterazioni il *set* di valori tende ad acquisire la struttura spaziale del modello. L'algoritmo converge ma i tempi computazionali possono essere molto lunghi.

In teoria esso richiede che vengano considerati tutti i dati contemporaneamente (*neighborhood* unico); questo vincolo diviene insormontabile quando il *set* di dati da onorare è troppo grande. Per superare questa difficoltà e ridurre i tempi di elaborazione, viene proposto (Isatis Technical References) di suddividere la procedura in due fasi: la prima per riprodurre la struttura verticale e la seconda per riprodurre la struttura complessiva.

La trattazione approfondita del Gibbs Sampler a questo problema, che include la prova della sua convergenza è illustrata in Armstrong et al.(2011).

Il secondo passo consiste in una simulazione non condizionata delle due FA che riproduca le covarianze per esse definite; tale operazione può essere effettuata con un qualsiasi algoritmo di simulazione (Lantuèjoul, 2002; Chilès et al., 2011).

Il terzo passo consiste nel condizionamento dei valori simulati ai dati trasformati nei punti di misura; questa operazione viene realizzata con un kriging di condizionamento.

Effettuata la simulazione condizionata delle FA Y_1 e Y_2 , non resta che convertire i due *set* di valori gaussiani generati nei nodi del *grid* (uno per Y_1 e l'altro per Y_2) in litotipi.

Riepilogando, si elencano di seguito i passi da seguire per effettuare una simulazione con il metodo plurigaussiano:

- definizione del modello delle proporzioni dei litotipi;
- definizione della regola dei litotipi;
- identificazione del modello spaziale delle due FA Y_1 e Y_2 ;
- trasformazione gaussiana dei dati nei punti noti, in accordo con le proporzioni, la regola dei litotipi e il modello di covarianza delle FA;
- simulazione condizionata dei gaussiani (simulazione non condizionata seguita da kriging di condizionamento);
- conversione dei valori gaussiani simulati in litotipi.

Capitolo 3

3 Caso di studio

In questo capitolo viene descritto il caso di studio su cui sono messe a punto le procedure per la modellazione stocastica delle litologie dei corpi alluvionali sepolti. Si tratta di un'area campione della città di Roma e, in particolare, di un tratto urbano della valle sepolta del Tevere.

Per poter scegliere le litologie da modellizzare, è fondamentale la conoscenza della geologia dell'area di studio. Per questo, il lavoro deve iniziare con un'analisi del sito, che consenta di giungere ad un valido inquadramento geologico.

Si passa poi alla ricerca ed acquisizione di tutti i dati superficie e di sottosuolo disponibili nell'area di studio.

Successivamente, tenendo conto dei dati raccolti (sondaggi), delle informazioni geologiche e delle finalità applicative del modello (valutazione delle pericolosità geologiche in area urbana) e con la collaborazione di un geologo, si arriva alla definizione di un modello geologico concettuale di riferimento; si tratta di un passo fondamentale, sulla base del quale le litologie vengono accorpate in tre litotipi.

A questo punto i sondaggi raccolti possono essere interpretati e codificati sulla base dei tre litotipi definiti; può avere quindi inizio la fase di analisi esplorativa dei dati, preliminare alla ricostruzione del modello stocastico.

Dal modello geologico concettuale e dall'analisi dei dati emerge la matrice 3D di proporzione dei litotipi, che consente di introdurre la conoscenza geologica maturata, nella generazione del modello stocastico.

A questo punto, si può procedere alla realizzazione del modello.

3.1 Sito di studio e dati

Il lavoro di modellizzazione viene realizzato su un'area campione di Roma (Figura 3.1 e Figura 3.2) situata in un tratto della valle alluvionale sepolta del Tevere. La scelta è ricaduta su questa area per diversi motivi. Il sito si trova in un'area urbana il cui inquadramento geologico è stato molto studiato nel corso degli anni e su cui sono disponibili numerosi lavori

in letteratura; questo consente di avere una valida e robusta informazione geologica da poter integrare nel modello.

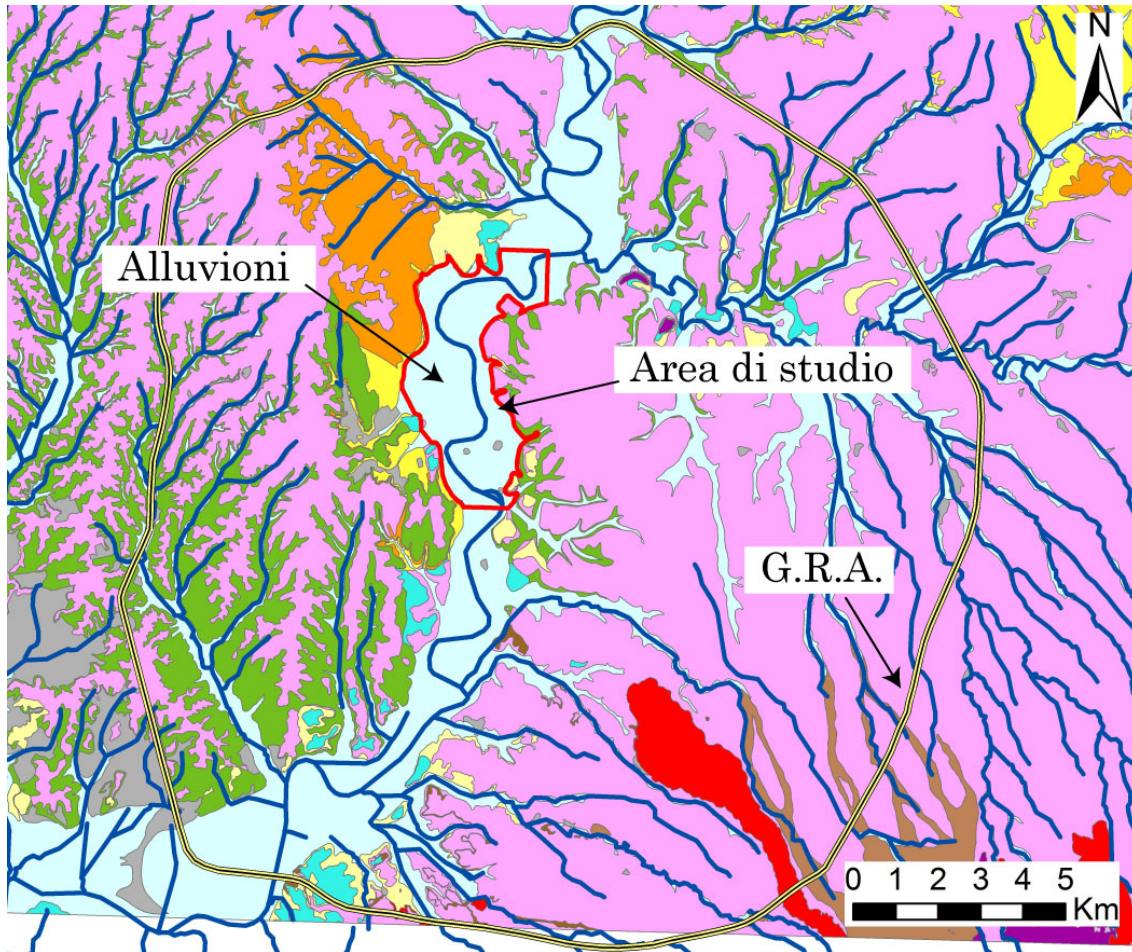


Figura 3.1 - Area di studio in cui è realizzata la modellazione stocastica delle alluvioni recenti del Tevere.

Inoltre, grazie alla disponibilità del CNR-IGAG, è possibile avere accesso alla corposa banca dati geologico-tecnica di Roma, sviluppata dall'istituto nel corso degli anni.

Infine, grazie alla disponibilità di dati satellitari (interferometria radar), è possibile utilizzare un'informazione indiretta per validare il modello elaborato, attraverso la mappatura dell'indice di suscettibilità ai cedimenti.

L'area campione, di dimensioni pari a circa 12 km² ed inscritta in un rettangolo di 6 x 3.5 km², è collocata sopra i depositi alluvionali della valle del Tevere.

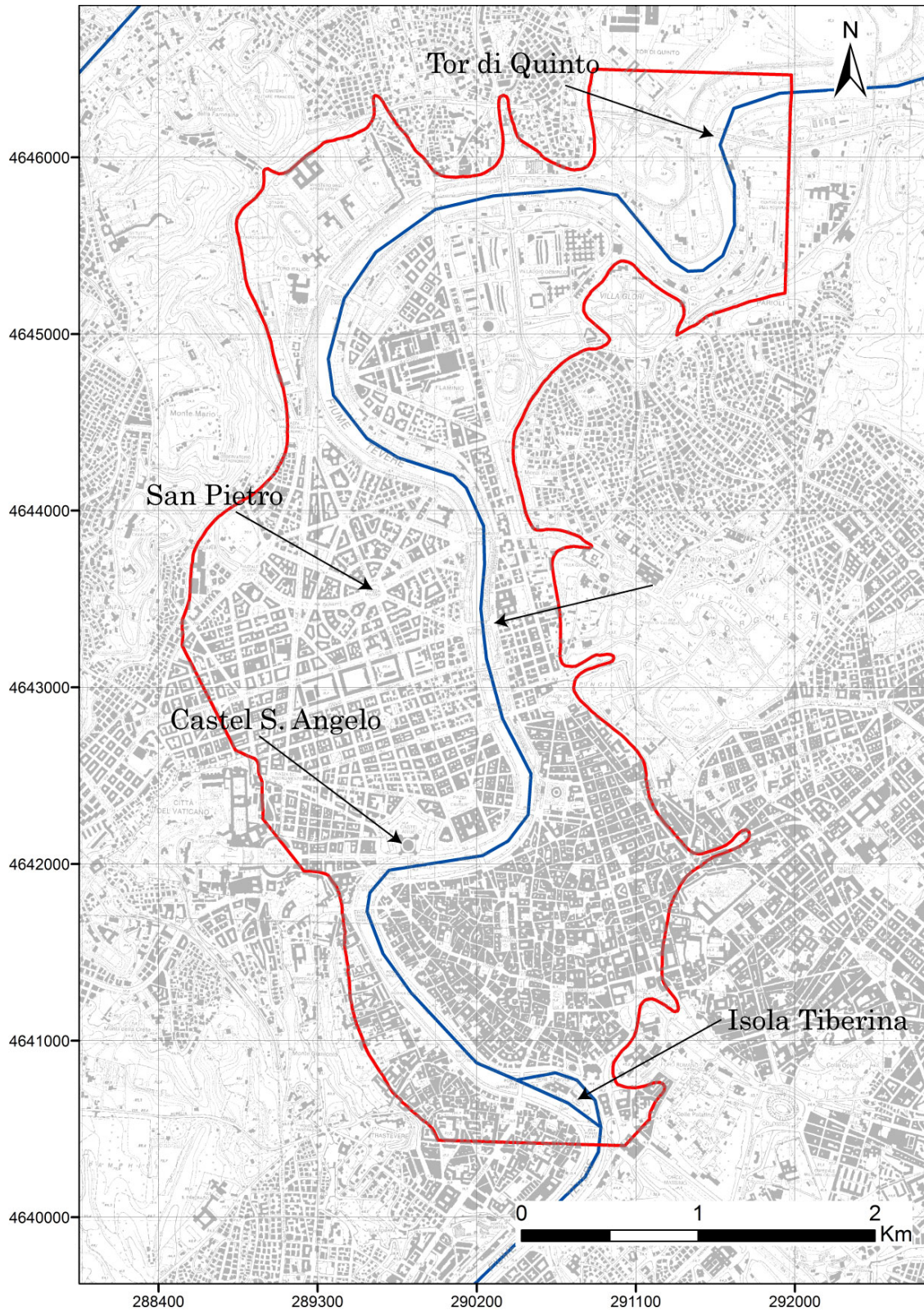


Figura 3.2 - L'area di studio va dalla zona Tor di Quinto a nord, fino all'Isola Tiberina a sud.

Al suo interno si hanno a disposizione i dati raccolti nella banca dati geologico tecnica del CNR-IGAG. Si tratta di 399 sondaggi a carotaggio continuo, provenienti da istituzioni pubbliche e compagnie private, a cui sono associate informazioni di vario tipo.

Per ciascun sondaggio, oltre alle coordinate cartografiche (espresse in WGS84-UTM33N) sono riportate la profondità raggiunta, la descrizione degli strati attraversati e, quando presenti, i valori dei parametri fisico-geomeccanici misurati su campioni di laboratorio prelevati dalle carote (Figura 3.3).

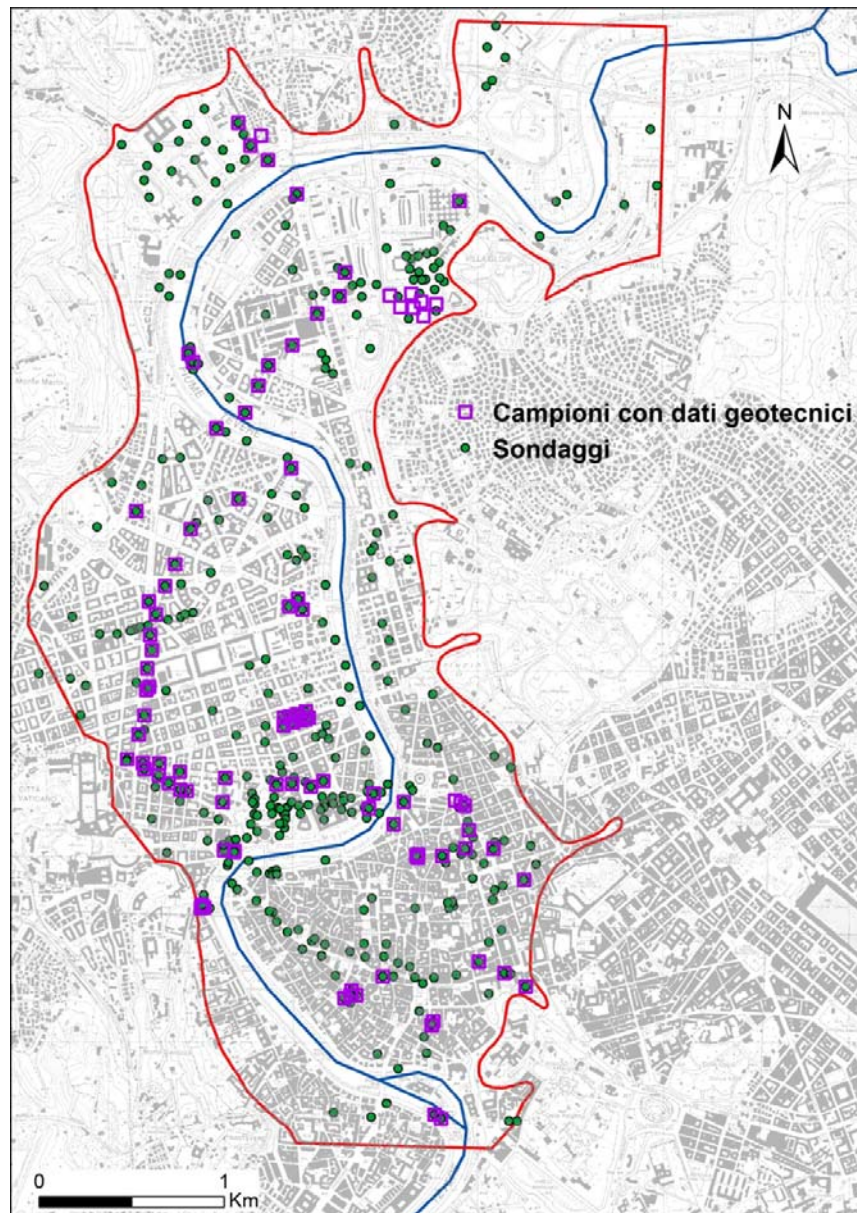


Figura 3.3 - Sondaggi raccolti nell'area di studio e campioni geotecnici con misure di laboratorio.

Per l'archiviazione e la gestione dei dati raccolti nell'area campione, si costruisce un *database*, la cui struttura è riportata in Figura 3.4.

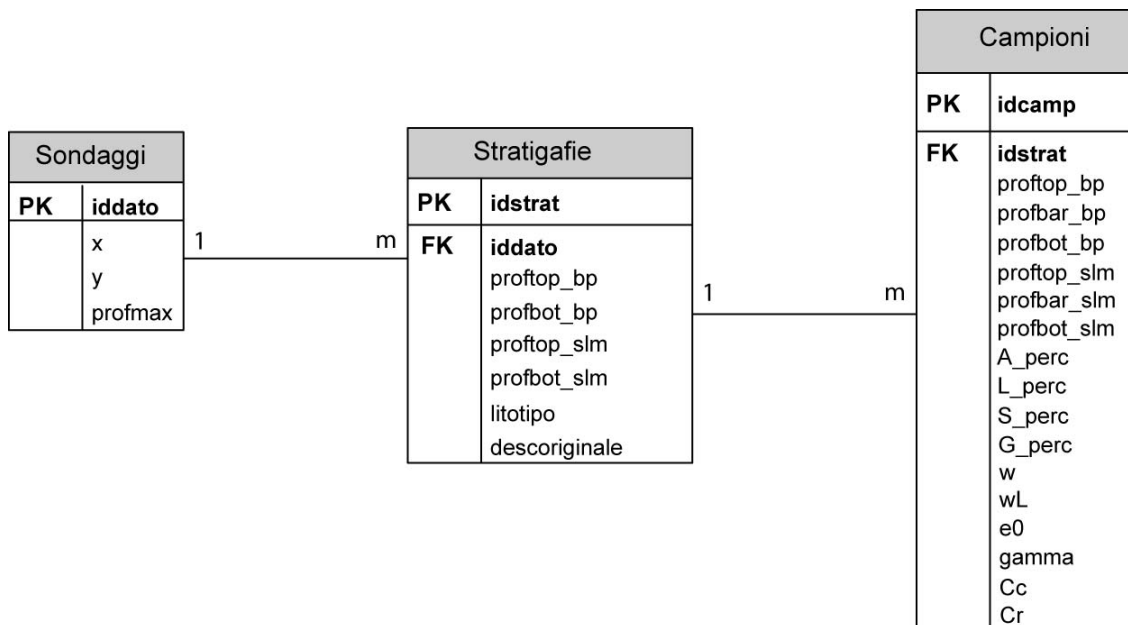


Figura 3.4 - Viene riportato il modello concettuale del *database* in cui sono archiviati i dati raccolti per l'area di studio. Si tratta di tre tabelle tra loro collegate con chiavi esterne (FK); nella tabella "Sondaggi" vi sono un codice numerico intero e univoco (chiave primaria), le coordinate del sondaggio, la quota a.m.s.l. ricavata dal DTM e la profondità massima raggiunta dal sondaggio. In "Stratigrafie", in relazione 1 a molti con "Sondaggi", sono contenute le informazioni sulle stratigrafie attraversate dal sondaggio; un codice numerico intero e univoco (chiave primaria), un codice intero per identificare il sondaggio (chiave esterna), le quote del *top* e del *bottom* dello strato, dal boccapozzo e a.m.s.l., il codice del litotipo di appartenenza e la descrizione originale fatta in campagna, in fase d'estrazione della carota.

Nella tabella "Campioni" sono contenute le informazioni sui campioni estratti dalle carote e analizzati in laboratorio; un codice numerico intero e univoco, un codice numerico per risalire alla stratigrafia d'appartenenza (chiave esterna), le quote del *top*, del centroide e del *bottom* dello strato, dal boccapozzo e a.m.s.l. e i parametri geotecnici misurati: percentuale di argilla (A_perc), limo (L_perc), sabbia (S_perc) e ghiaia (G_perc); contenuto d'acqua (w), limite liquido (wL), indice dei vuoti (e0), peso specifico (gamma), parametri di compressibilità (Cc e Cr).

I sondaggi attraversano i depositi alluvionali e hanno una profondità dal piano campagna che va da un minimo di 6 metri ad una massimo di 69 metri (Figura 3.5a), con una minima lunghezza del tratto di carota descritto pari a 0.5 m (Figura 3.5b). Inoltre, i dati includono 338 campioni geotecnici con misure sulle principali proprietà fisiche e geomeccaniche (granulometrie, contenuto d'acqua, limite liquido, indice dei vuoti, peso specifico, parametri di compressibilità, etc.).

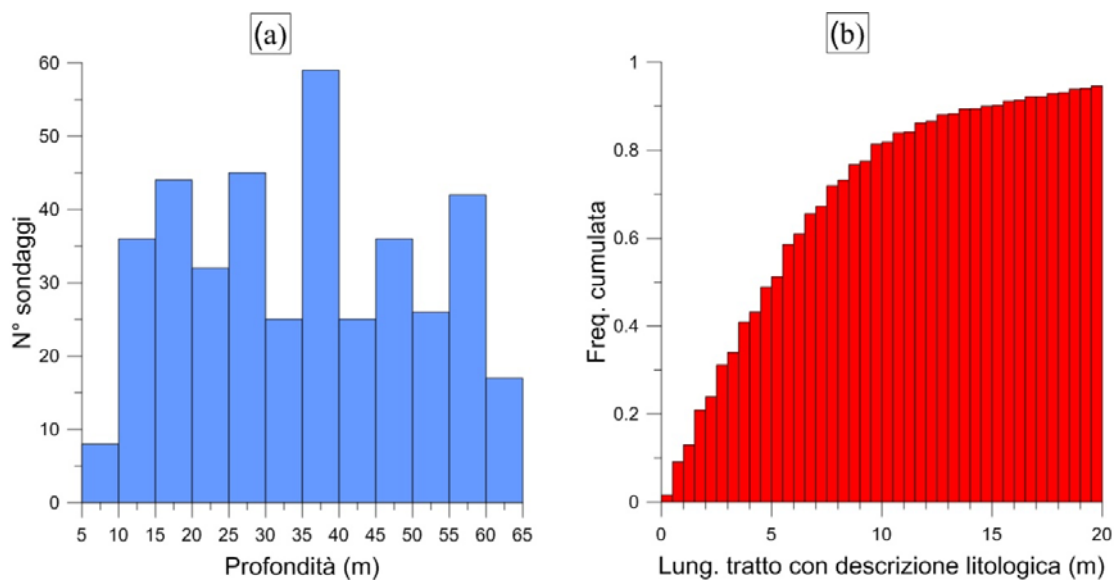


Figura 3.5 – Sono riportate alcune statistiche descrittive sui sondaggi. A sinistra si riporta l’istogramma della profondità dei sondaggi. A destra è riportato l’istogramma cumulato della lunghezza dei tratti di sondaggio con descrizione litologica; minore è la lunghezza del tratto e maggiore è la densità dell’informazione disponibile. I tratti più piccoli hanno una lunghezza di 0.5 metri.

3.2 Modello geologico concettuale

Un’analisi approfondita della geologia del sito è essenziale per costruire un valido modello concettuale di deposizione. Si tratta di un passo fondamentale per potere integrare l’informazione geologica agli *hard data* (sondaggi), che generalmente sono in numero insufficiente per permettere la ricostruzione dell’eterogeneità interna dei corpi.

Di seguito viene riportata una sintetica descrizione della geologia di Roma.

3.2.1 Inquadramento geologico di Roma

Roma si trova su un’area collinare localizzata nella regione pedemontana giacente ad ovest degli Appennini, in prossimità della costa tirrenica.

L’area è attraversata dai fiumi Tevere e Aniene, che scorrono rispettivamente in direzione N-S e E-W, e che sono circondati da strette piane alluvionali (con ampiezza fino a 1.5 Km e elevazione compresa tra 10 e 30 m a.m.s.l.). Sulla riva destra del fiume Tevere, il paesaggio è dominato da creste allungate in direzione NW-SE e N-S, con elevazione fino a 140 m a.m.s.l. e delimitato da valli strette e profonde. Sulla sponda sinistra, un ampio plateau di origine

vulcanica ha una quota media di 50-60 m a.m.s.l. ed è lateralmente in continuità con il settore di N-W del complesso vulcanico dei Colli Albani.

L'area di studio corrisponde approssimativamente ad un bacino estensionale, il bacino di Roma, formatosi durante il Pliocene-Pleistocene, in concomitanza con l'estensione del bacino di retroarco tirrenico (Faccenna et al., 1995).

Lo stile strutturale risultante è dominato da un'alternanza di *horst* e *graben* (principalmente allungati in direzione NW-SE), delimitati da faglie normali. Queste faglie disarticolano le successioni sin-estensionali e il substrato geologico regionale, costituito da successioni calcaree e sedimenti terrigeni (Mesozoico-Cenozoico). Le unità sin-estensionali sono costituite da argille e sabbie marine del Pliocene-Pleistocene inferiore (formazioni di Monte Vaticano e di Monte Mario) con spessore fino a 900 m.

Le coperture del tardo Quaternario sono costituite da un complesso vulcano-sedimentario che può essere schematizzato come di seguito.

- 1) Alla base si trovano i depositi marino-marginali e continentali dell'unità del Paleotevere (Pleistocene medio), composti principalmente da ghiaie fluviali alternate con peliti fluvio-lacustri ricche in materia organica, che riempiono i bassi strutturali (con spessore fino a 150 m) e drappeggiano le zone di alto intermedie (con spessore di 15-20 m).
- 2) Le unità del Paleotevere sono ricoperte da un'ampia e spessa copertura piroclastica del Pleistocene medio, localmente intercalata con lave e depositi sedimentari, che venne messa in posto tra 600 e 280 ka BP dai vicini monti Sabatini e Colli Albani.
- 3) Seguono le unità alluvionali recenti (Pleistocene superiore-Olocene), messe in posto dai fiumi Tevere e Aniene. Queste unità sono principalmente costituite da argille e limi di piana alluvionale, spesso ricchi in materia organica e torbe, alternate a sabbie e ghiaie di canale-argine. Tali unità costituiscono il riempimento di valli profonde e strette, che erano state in precedenza incise dai corsi d'acqua principali e dai loro affluenti, in risposta all'abbassamento relativo del livello marino e al successivo innalzamento, durante il tardo Quaternario.

3.2.2 Inquadramento stratigrafico e deposizionale dei depositi alluvionali

I depositi alluvionali recenti, oggetto di studio di questo lavoro, sono riconducibili all'ultimo ciclo glaciale-interglaciale di età post-Tirreniana (gli ultimi 100 ka BP) (Bellotti et al., 1994, 1995; Milli, 1997); in particolare, nell'area di studio essi sono più recenti di 18 ka BP (Bozzano et al., 2000).

Quattro principali associazioni di facies, AF 1-4, sono state riconosciute nei depositi alluvionali del fiume Tevere e dei suoi affluenti:

- AF 1, è costituita da ghiaie e ghiaie sabbiose di asse canale e di barra;
- AF 2, è costituita da sabbie di barra e di argine;
- AF 3, è costituita da peliti di piana alluvionale, intercalate con sabbie e sabbie limose di argine e di *crevasse splay*;
- AF 4, è costituita da peliti di piana alluvionale, ricche di materia organica.

In Figura 3.6 è schematizzato il modello deposizionale delle alluvioni recenti utilizzato in questo studio. I depositi alluvionali del Tevere possono essere inquadrati in un contesto deposizionale del tipo fluviale meandriforme, nel quale la deposizione della frazione clastica grossolana (sabbie e ghiaie) avviene per accrezione laterale di barre di meandro (associazioni di facies AF1 e AF2). La frazione fine (argille e limi), invece, viene depositata nelle zone di piana alluvionale durante le fasi di piena ed è localmente intercalata ai depositi clastici di argine e di *crevasse splay* (associazioni di facies AF2,3,4).

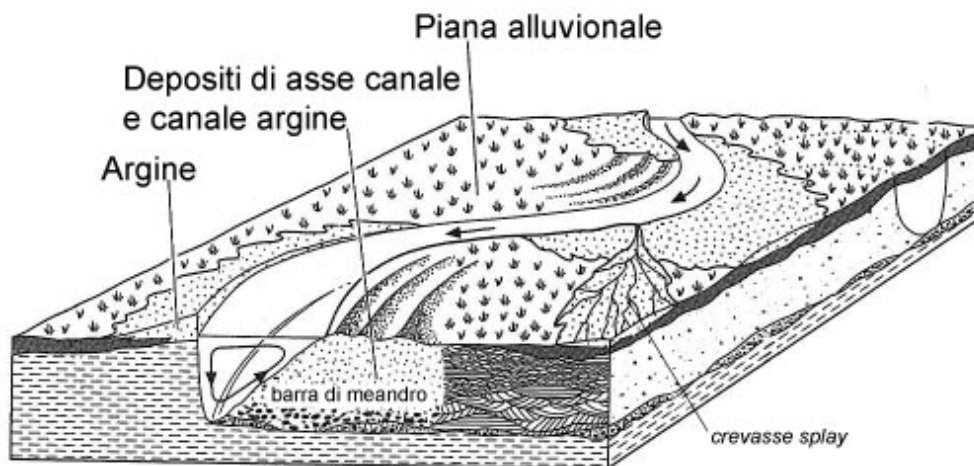


Figura 3.6 - Modello concettuale del sistema deposizionale fluviale meandriforme, utilizzato per codificare gli intervalli litologici descritti nelle stratigrafie dei sondaggi selezionati nell'area campione.

3.3 Simulazione del modello

Per la generazione del modello stocastico nell'area di studio, si è scelto di utilizzare la simulazione plurigaussiana troncata, per due principali motivi:

- necessità di vincolare il modello ad un numero elevato di dati (23343 campioni con litotipo associato);
- conoscenza geologica approfondita da integrare nel modello.

Sebbene nella simulazione plurigaussiana possa essere utilizzato un numero qualsiasi di FA, nella pratica, al fine di limitare la complessità computazionale del modello, il suo uso è ristretto a due FA. D'altra parte, l'impiego di due FA dà alla procedura una flessibilità tale da riprodurre anche situazioni assai complesse, come ampiamente dimostrato dalle sue applicazioni, riportate nel capitolo 1.

Il metodo è nato ed è stato messo a punto per lo studio dei giacimenti petroliferi, che in genere sono caratterizzati da:

- grandi bacini sedimentari (dell'ordine di migliaia di km²);
- sistemi deposizionali fossili (milioni di anni dal presente);
- scarsità dell'informazione disponibile (*hard data*), rispetto all'estensione dell'area di studio (traducibile nell'impossibilità di realizzare un modello di dettaglio);
- disponibilità di informazioni geofisiche (sismica a riflessione), anche di estremo dettaglio (*soft data*).

Il caso di studio preso in esame ha invece caratteristiche alquanto diverse:

- area di studio con superficie dell'ordine di qualche km²;
- sistema deposizionale recente (migliaia di anni) e ancora attivo;
- disponibilità di informazioni dettagliate (*hard data*);
- generale indisponibilità di informazioni geofisiche.

Da quanto risulta all'autore, non sembra che il suddetto metodo sia mai stato utilizzato nel contesto delle grandi aree urbane o comunque in contesti simili a quello affrontato in questo lavoro. Si tratta quindi di sfruttare a pieno la flessibilità del metodo, anche attraverso lo sviluppo di codice di calcolo, per adattarlo alle specificità del caso esaminato.

La procedura di simulazione plurigaussiana (in questo caso bigaussiana) troncata messa a punto, consta dei seguenti passi fondamentali:

1. definizione dei litotipi da simulare;
2. preparazione e analisi dei dati;
3. analisi delle proporzioni dei litotipi;

4. inferenza dei parametri delle due FA gaussiane (correlogrammi $\rho_1(h)$ e $\rho_2(h)$ e coefficiente di correlazione), sulla base del *fitting* tra i variogrammi teorici (sottogiacenti) e quelli sperimentali dei litotipi;
5. trasformazione dei dati nei punti di misura z_a in un *set* di dati y_a , aventi distribuzione gaussiana standard e che siano coerenti con le proporzioni nei punti;
6. scelta dei parametri del *grid* di simulazione;
7. simulazione non condizionata nel campo d'indagine delle due FA gaussiane;
8. condizionamento dei valori simulati ai dati misurati (trasformati) nei sondaggi e passaggio dai valori simulati ai litotipi, mediante l'applicazione delle soglie di troncatura (definite sulla base di proporzioni e regola dei litotipi).

3.3.1 Definizione dei litotipi da simulare

L'obiettivo dello studio non è quello di riprodurre in modo dettagliato le facies riconosciute nei depositi alluvioni recenti; del resto, la qualità dei dati disponibili non lo consentirebbe. Scopo della simulazione è quello di generare un modello dei litotipi da usare per riprodurre l'eterogeneità delle proprietà chiave dei depositi (parametri fisico-meccanici, quali peso specifico, coesione, angolo d'attrito, coefficiente di permeabilità, etc.), funzionalmente alle sue principali applicazioni in area urbana (valutazione della suscettibilità ai cedimenti, valutazione della risposta sismica locale, modellazione dei campi di permeabilità).

Sulle base del modello concettuale e delle finalità del modello stocastico, le *facies* geologiche presenti nell'area, vengono accorpate in tre litotipi:

- litotipo 1 - Depositi clastici sabbiosi e ghiaiosi di asse canale e di barra (corrispondente all'associazione di facies AF1);
- litotipo 2 - Depositi clastici sabbioso-limosi di barra, di argine e di *crevasse splay* (corrispondente alle associazioni di facies AF2 e AF3);
- litotipo 3 - Depositi pelitici e organici di piana alluvionale (corrispondente alle associazioni di facies AF3 e AF4).

3.3.2 Preparazione e analisi dei dati

Per prima cosa i sondaggi vengono codificati utilizzando i tre litotipi scelti (Figura 3.7).

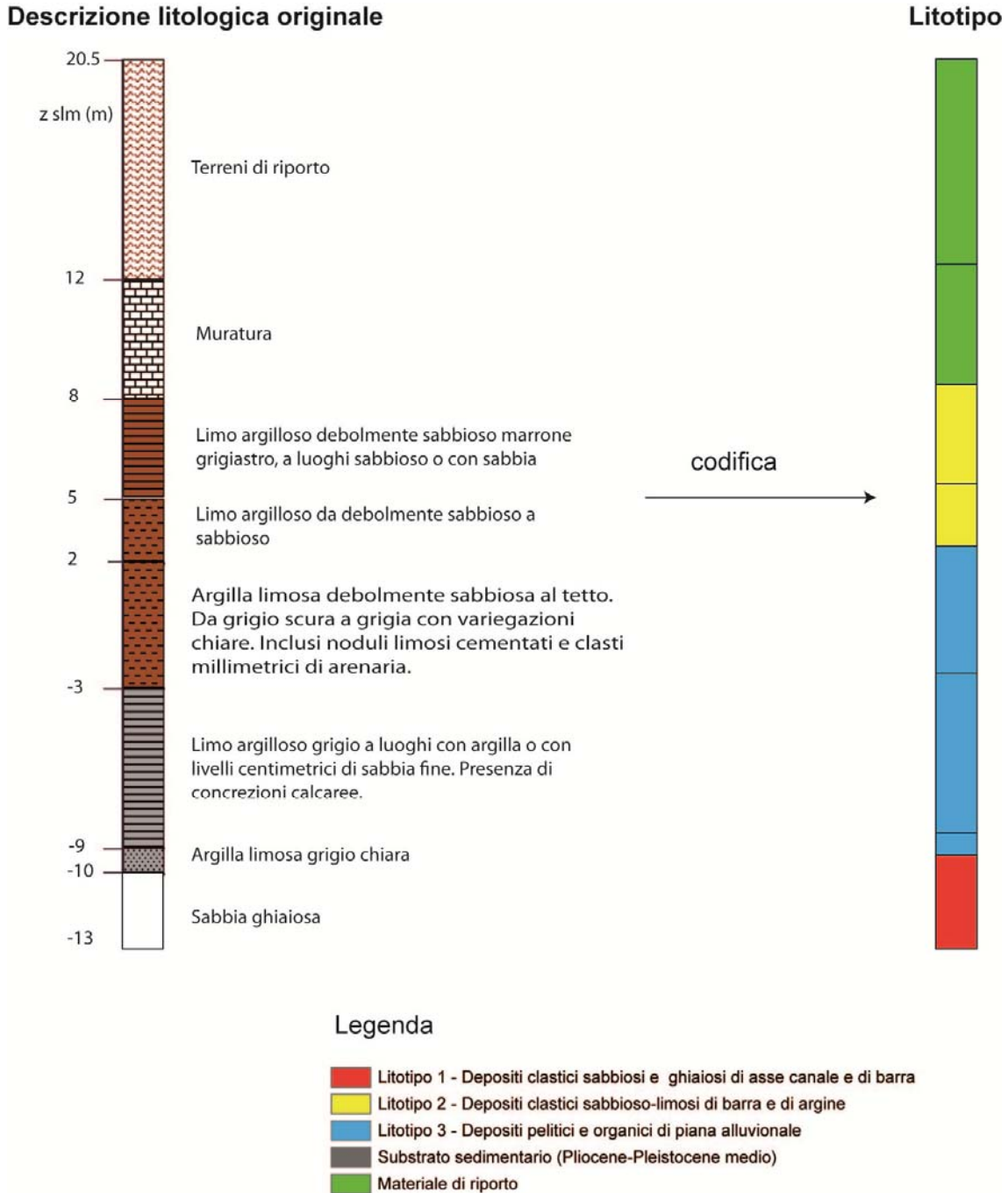


Figura 3.7 - Viene mostrato, a partire dalla stratigrafia del sondaggio, come si esegue l'accorpamento degli strati e la loro codifica nei tre litotipi individuati.

Si passa poi alla individuazione delle superfici di continuità dei corpi sedimentari (e quindi dei litotipi); si tratta delle superficie parallele a quella di deposizione. Ovviamente, non è detto che la superficie di deposizione dei corpi coincida con il piano orizzontale attuale,

dependendo questo dalle condizioni esistenti al momento della deposizione e da eventuali movimenti associati al verificarsi di deformazioni tettoniche. Prima di iniziare a studiare i dati e soprattutto la loro variabilità spaziale, è necessario definire il cosiddetto *reference level*, ovvero il livello che era orizzontale al momento della deposizione; se necessario, va ristabilita la geometria dei depositi al momento della deposizione e quindi la continuità orizzontale dei litotipi (Armstrong et al., 2011, pag. 67). Una volta identificato il *reference level*, il dominio di studio viene deformato (operazione detta *flattening* o spianamento) mediante trasformazioni geometriche delle coordinate, che facciano coincidere il *reference level* con l'attuale piano orizzontale (Figura 3.8).

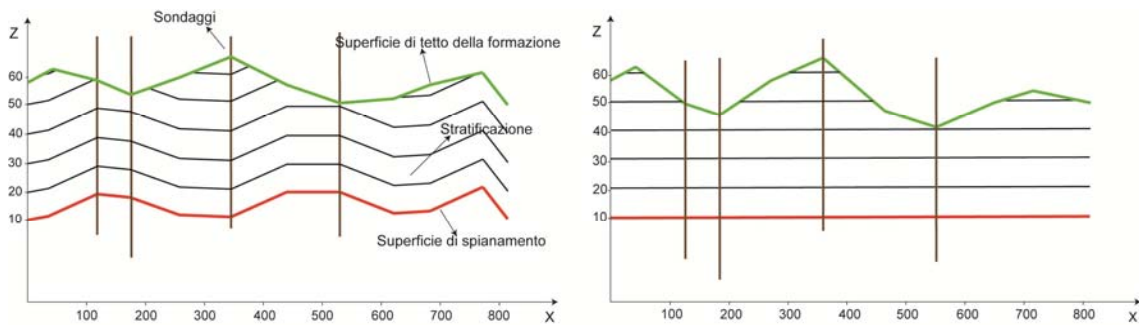


Figura 3.8 - Spianamento di un corpo geologico sedimentario, rispetto al livello di riferimento individuato. Il corpo viene deformato in modo che la sua stratificazione torni ad essere orizzontale, come al momento della deposizione.

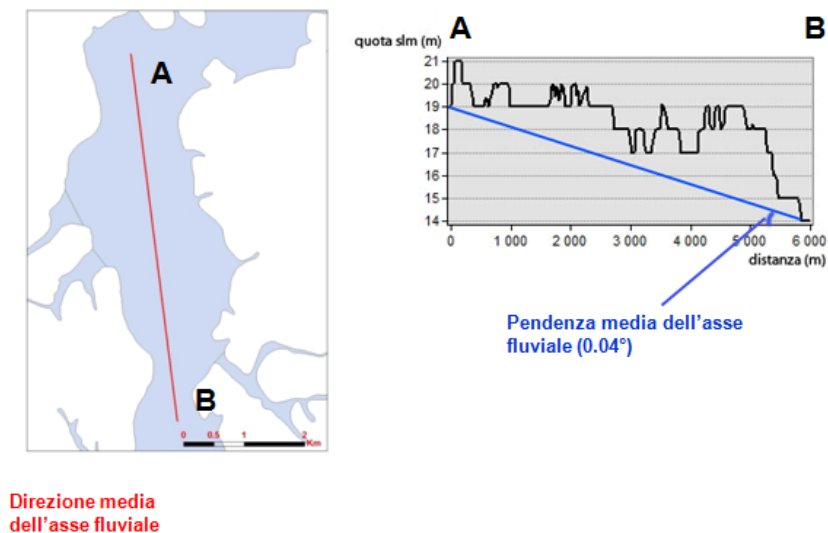


Figura 3.9 - Individuazione del *reference level* utilizzato per l'operazione di spianamento. Nella immagine a sinistra è riportata la direzione di massima pendenza lungo la quale è calcolata l'inclinazione del *reference level*. A destra è riportata la quota della base del Tevere in funzione della distanza lungo \overline{AB} ed il suo andamento medio, con pendenza di 0.043° rispetto all'asse orizzontale.

Nel caso di studio in esame, il *reference level* è essenzialmente legato all'assetto topografico dell'area; si tratta di una superficie di deposizione inclinata verso la valle del Tevere e con pendenza pari al gradiente medio dell'asse attuale del fiume (Figura 3.9). La geometria dei depositi è ripristinata trasformando le coordinate con una operazione di rotazione (Figura 3.10).

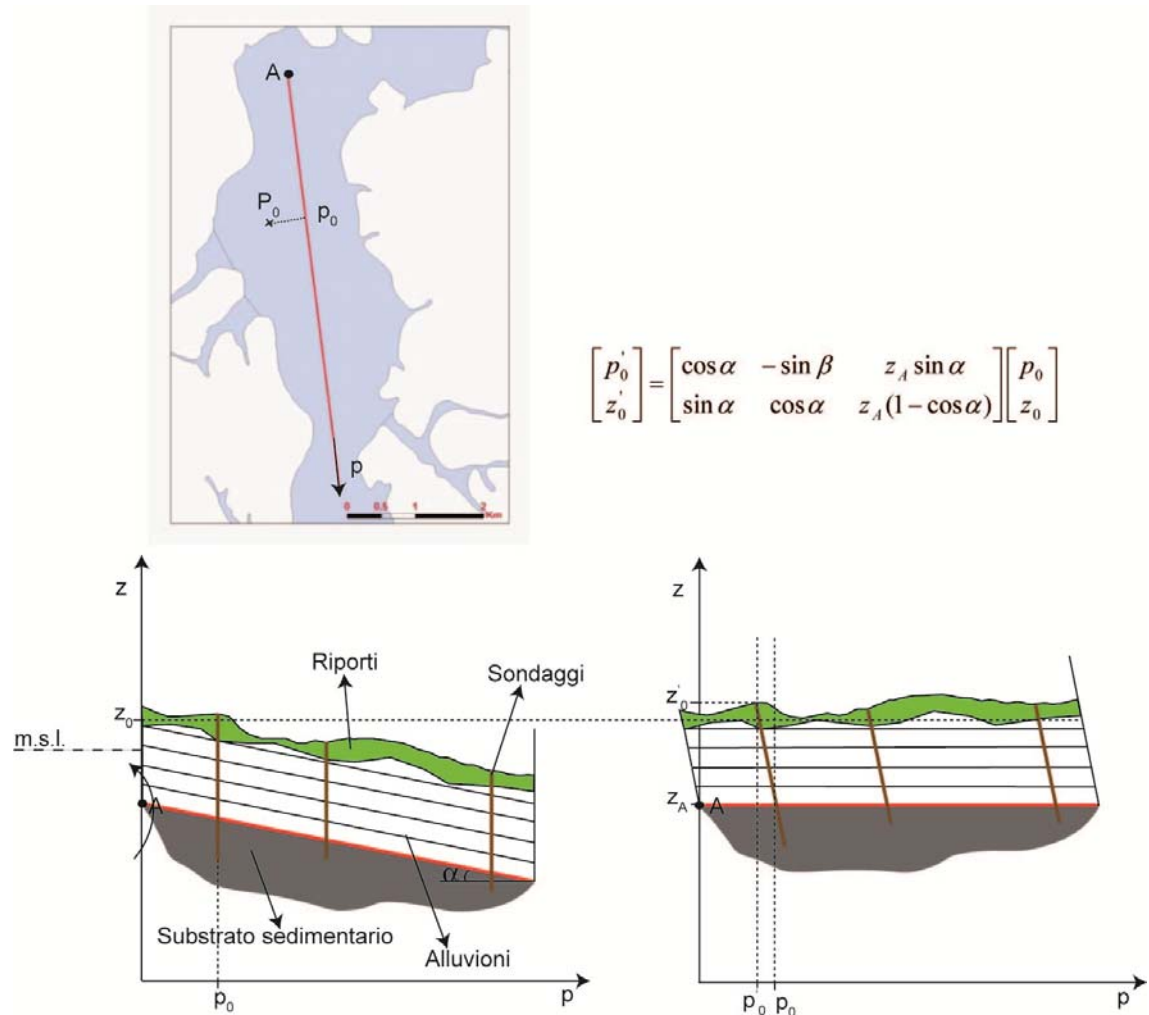


Figura 3.10- Spianamento della geometria dei corpi per rendere orizzontale il *reference level*. Nell'operazione anche i sondaggi ruotano attorno al punto A, sebbene in modo così modesto che il loro spostamento orizzontale è trascurabile; i sondaggi, quindi, subiscono solo una traslazione verticale e le loro coordinate cartesiane piane non variano. Ad esempio, un sondaggio a 3000 m dal vertice A (lungo \overline{AB}), subisce uno spostamento verticale positivo (verso l'alto) di circa 2 m ed uno orizzontale dell'ordine dei centimetri.

Ristabilita la continuità orizzontale dei litotipi, il passo successivo è la discretizzazione dei sondaggi, in modo da convertire l'informazione di partenza, in dati misurati su un supporto di

uguale dimensione (stessa lunghezza verticale). La scelta del passo deve essere fatta considerando sia la risoluzione verticale che si vuole ottenere per il modello di *output*, che quella disponibile per il dato di partenza. E' chiaro che una risoluzione molto bassa rispetto al campionamento dei sondaggi, comporta una perdita d'informazione e, viceversa, una risoluzione superiore a quella di campionamento non comporta nessun beneficio e anzi rende l'elaborazione molto più onerosa. Avendo a disposizione dei dati con una buona risoluzione verticale (Figura 3.5), si è scelto di lavorare con un passo di discretizzazione di 0.5 m. Ciascun sondaggio, in modo indipendente dagli altri, viene discretizzato in carote consecutive lunghe 0.5 metri (Figura 3.11).

In questo modo si ottengono 23343 campioni con litotipo associato.

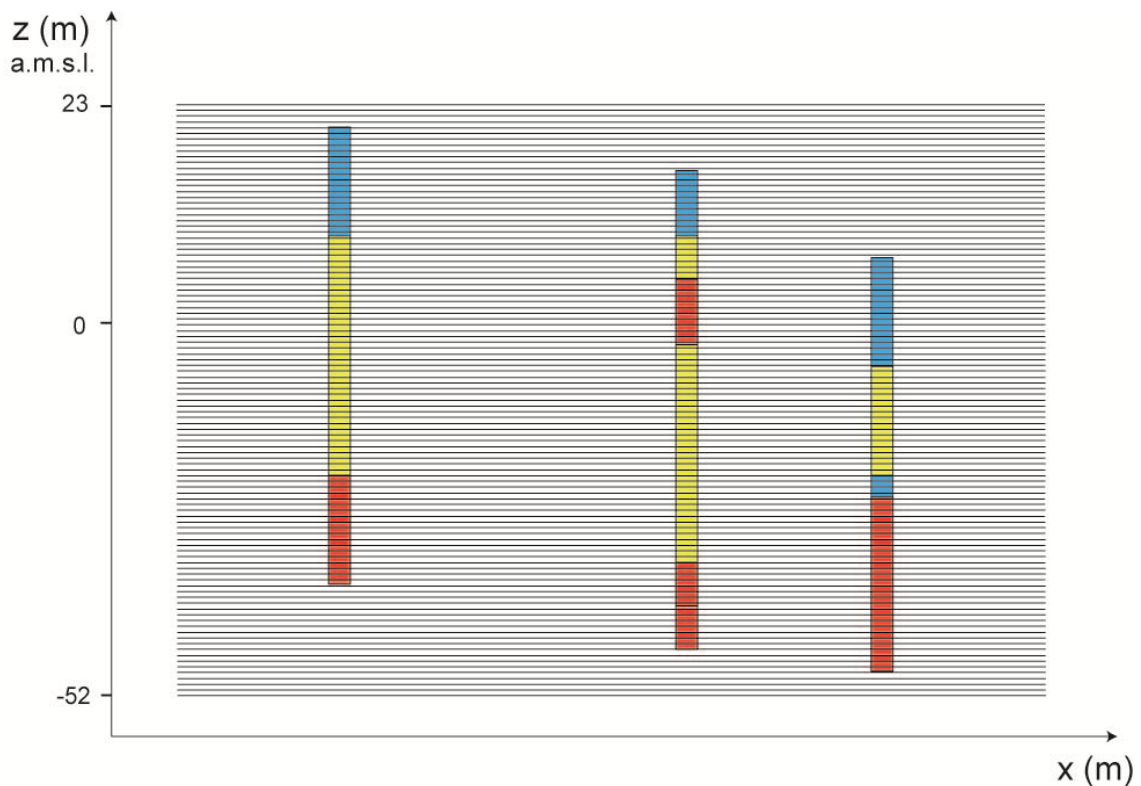


Figura 3.11- E' schematizzato il modo in cui viene effettuata la discretizzazione verticale dei sondaggi, con passo di 0.5 metri (pari alla dimensione delle celle di simulazione) a partire da quota 23 metri a.m.s.l., fino a -52 m.

Adesso i dati possono essere esplorati per analizzarne le caratteristiche principali; si comincia con lo studio delle variabili indicatrici associate ai litotipi. Per ogni campione discretizzato, in

cui è noto il valore della variabile litotipo (con valori 1, 2 o 3), vengono definite tre variabili indicatrici: lito1, lito2 e lito3; esse assumono valore 0 o 1 a seconda del litotipo presente nel campione stesso. L'analisi delle variabili indicatrici consente di ricavare informazioni sulla distribuzione delle proporzioni nell'area.

Per prima cosa si calcola il variogramma delle variabili indicatrici lungo le direzioni principali individuate: due nel piano orizzontale, più quella verticale. In orizzontale si prendono due direzioni tra loro ortogonali in cui è massima l'anisotropia del variogramma (Figura 3.12). Nelle Figura 3.13 e Figura 3.14 vengono riportati i variogrammi sperimentali delle tre variabili indicatrici calcolati lungo le tre direzioni principali.

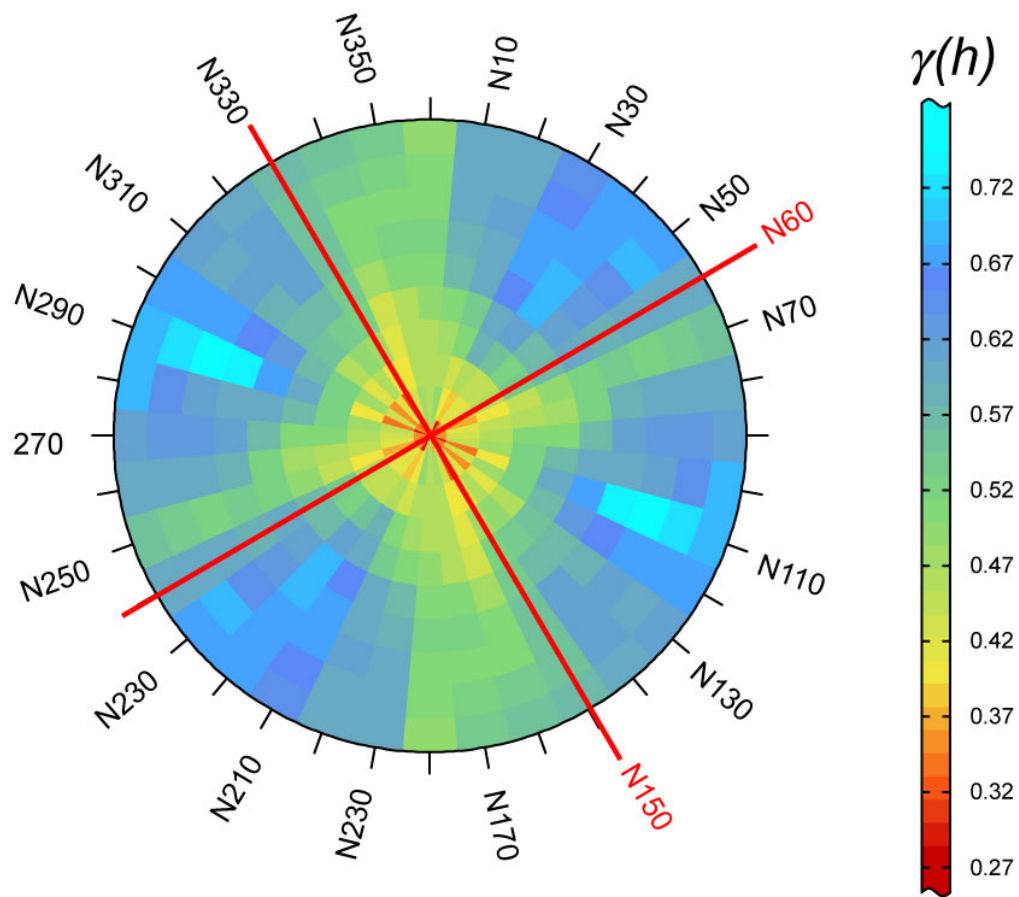


Figura 3.12 - E' riportata la mappa variografica della variabile categoriale litotipo (con valori 1 o 2 o 3), calcolata sul piano orizzontale con passo di 100 m e tolleranza di 50 m. Essa consente di analizzare la continuità spaziale della variabile in tutte le direzioni, consentendo di mettere in luce eventuali anisotropie. Dalla mappa vengono individuate le due direzioni ortogonali in cui sembra massima la anisotropia.

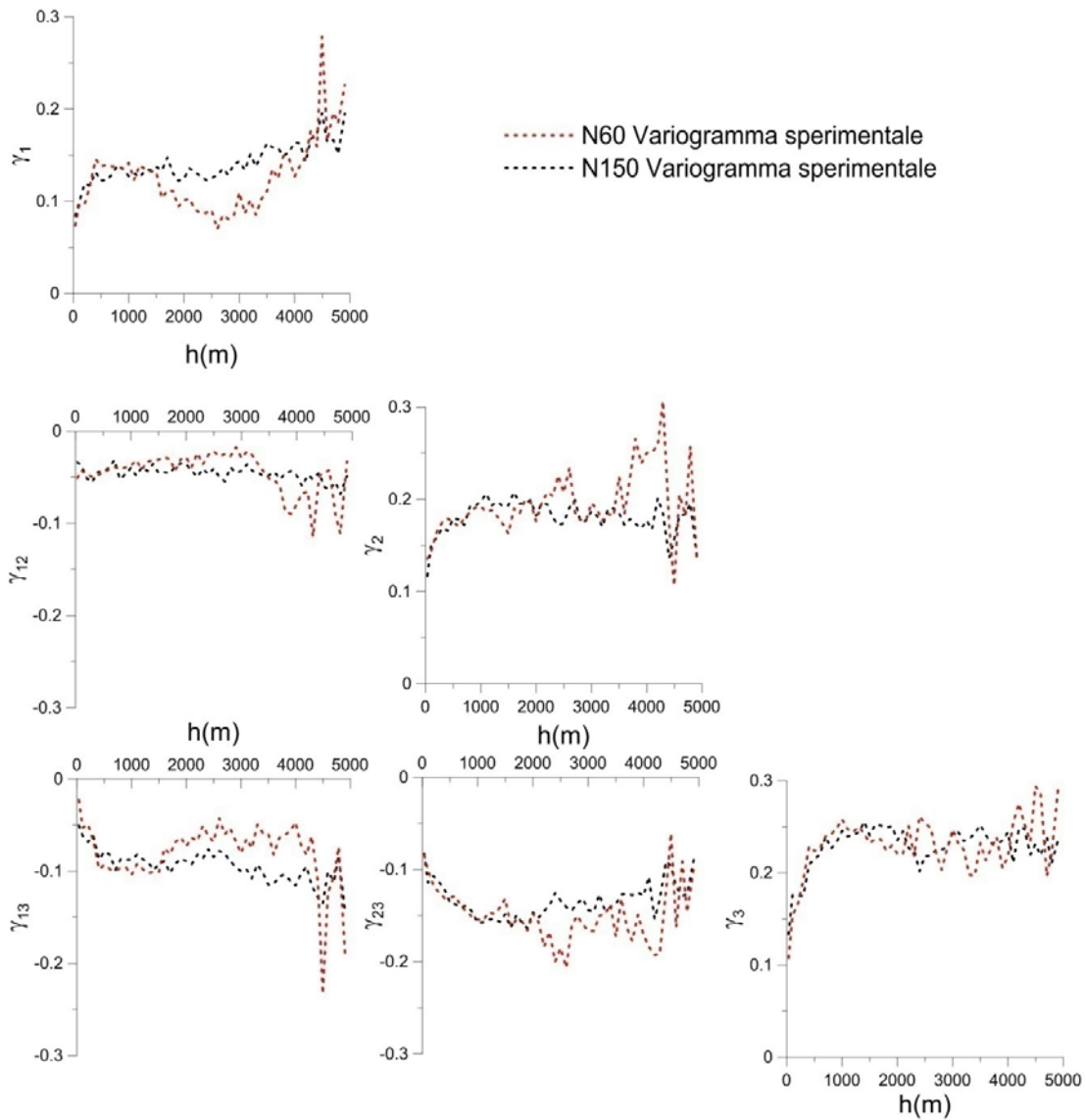


Figura 3.13- Sono riportati i variogrammi sperimentali nel piano orizzontale (sistema di coordinate spianate) delle tre variabili indicatrici considerate, calcolati con passo di 100 m, tolleranza sul passo di 50 m e tolleranza angolare di 45° . I variogrammi sono calcolati nelle due direzioni N60 e N150 e mostrano una variabilità delle distribuzioni spaziale delle litologie, soprattutto a media-grande; la non stazionarietà del fenomeno, resa più evidente dallo studio delle proporzioni fatto nel par. 3.3.3, è in parte mascherata dal fatto di avere mescolato aree con distribuzioni assai diverse.

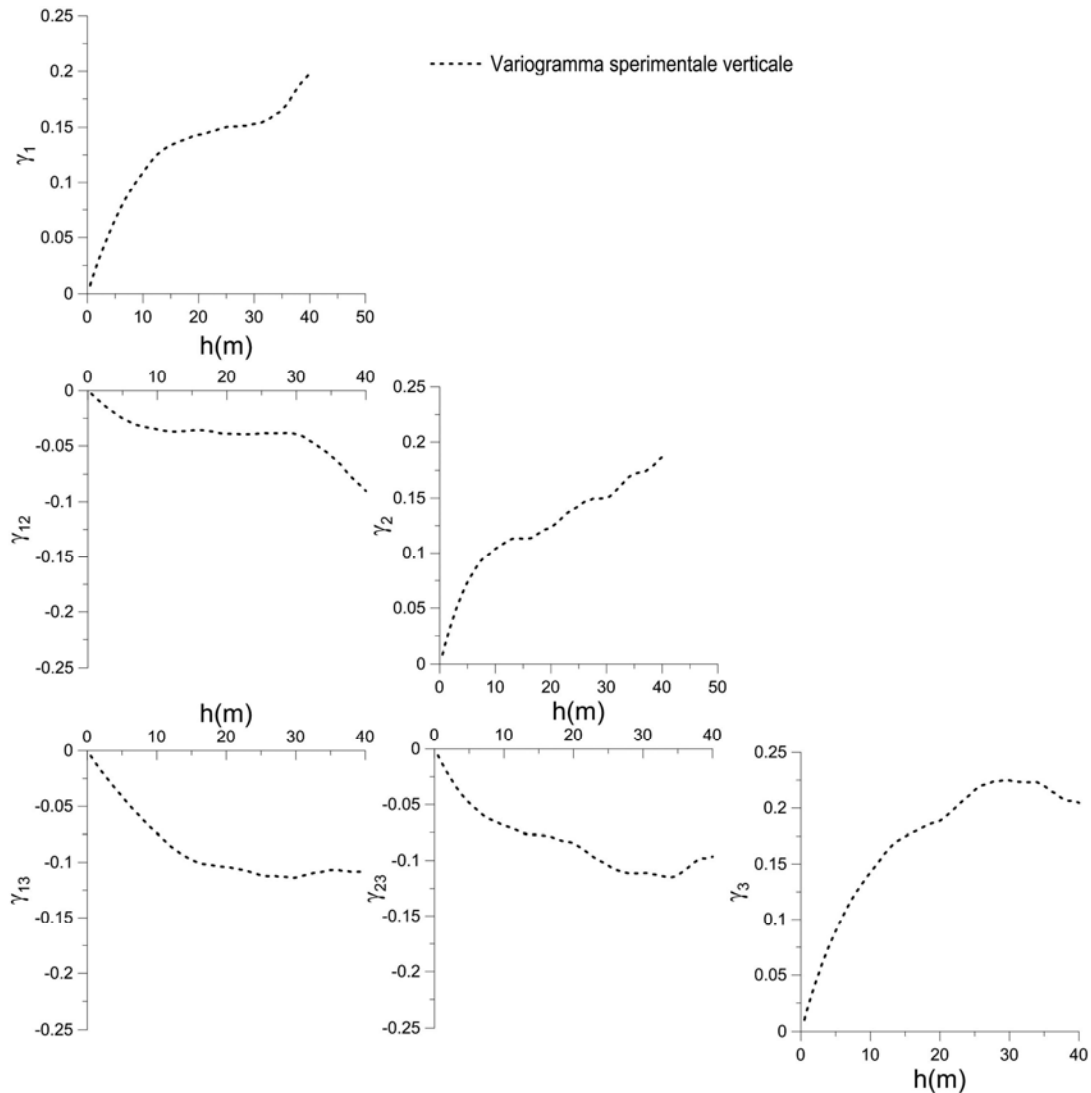


Figura 3.14 - Sono riportati i variogrammi sperimentali delle variabili indicatrici in direzione verticale, calcolati con passo di 0.5 m e tolleranza 0.25 m. Essi mettono evidenziato un comportamento stazionario fino a 10-15 metri.

3.3.3 Analisi delle proporzioni dei litotipi

Questa analisi viene realizzata mediante lo studio delle curve di proporzione dei litotipi, che consentono una valutazione quantitativa delle relazioni tra essi (Volpi et al., 1997).

Le curve di proporzione possono essere di due tipi:

- *Horizontal Proportion Curves* (HPC), rappresentano la proporzione dei litotipi in funzione della distanza misurata lungo una progressiva definita nel piano orizzontale;

- *Vertical Proportion Curves* (VPC), rappresentano la proporzione dei litotipi in funzione della profondità.

Vengono calcolate e analizzate le proporzioni orizzontali lungo nove sezioni (Figura 3.15) definite tenendo conto della geologia (asse canale del Tevere e degli affluenti). Attorno a ciascuna sezione è applicato un *buffer* nastriforme, all'interno del quale si selezionano i sondaggi con cui calcolare le proporzioni (*buffer* di 200 metri).

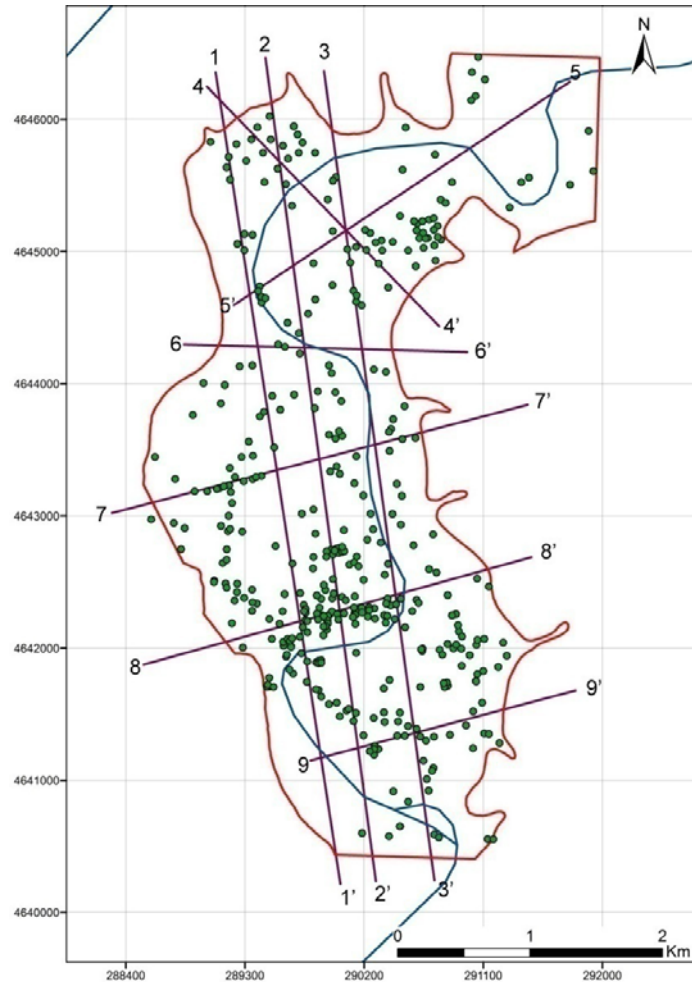


Figura 3.15 - Sezioni lungo le quali sono calcolate le proporzioni orizzontali dei litotipi nell'area di studio.

I risultati (Figura 3.16) mettono in evidenza la elevata variabilità della distribuzione dei litotipi in orizzontale, legata alla complessità dei processi deposizionali fluviali.

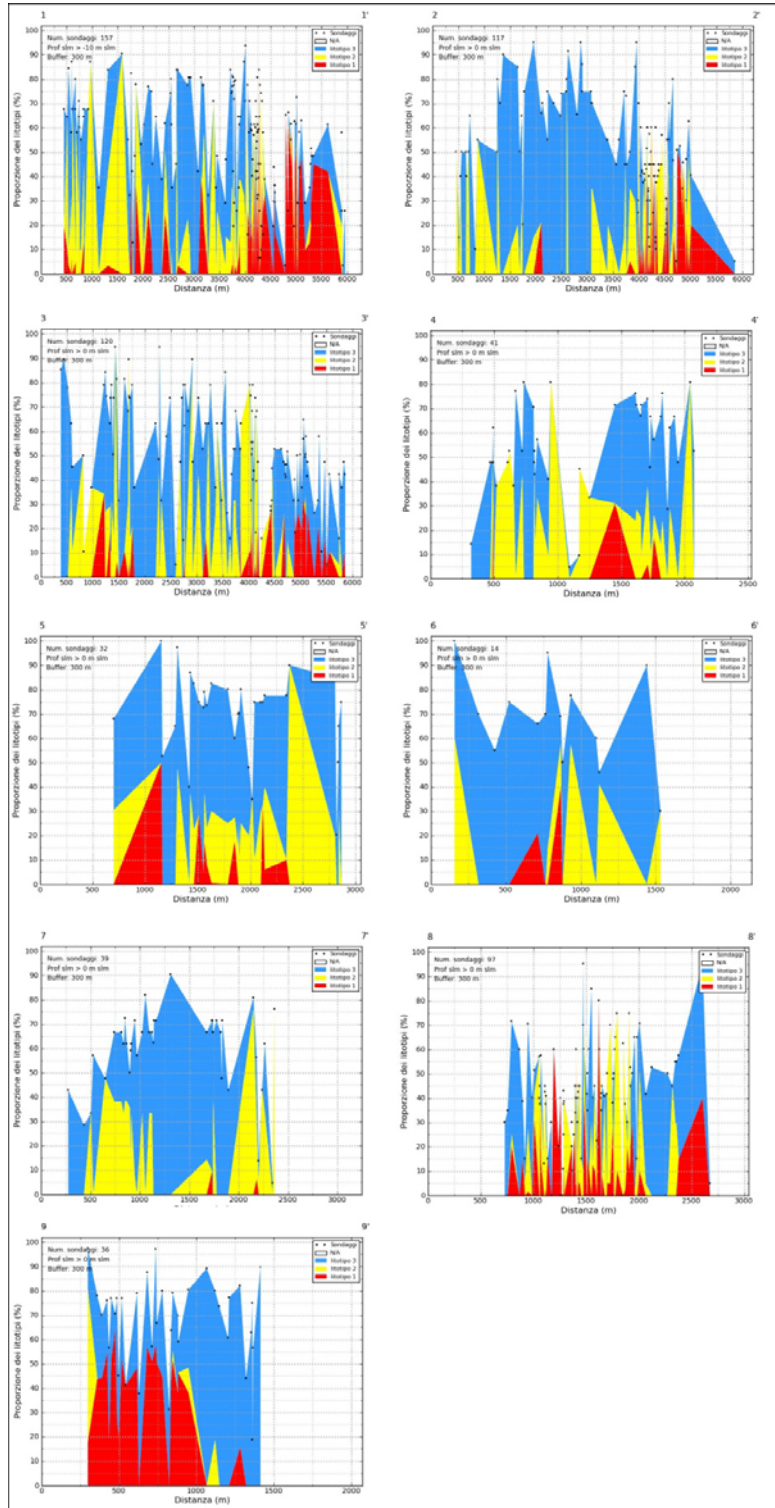


Figura 3.16 - Proporzioni orizzontali calcolate lungo le nove sezioni orizzontali.

Successivamente si procede al calcolo delle proporzioni verticali, suddividendo l'area di studio in celle di dimensioni pari a 500m x 500m (Figura 3.17 e Figura 3.18).

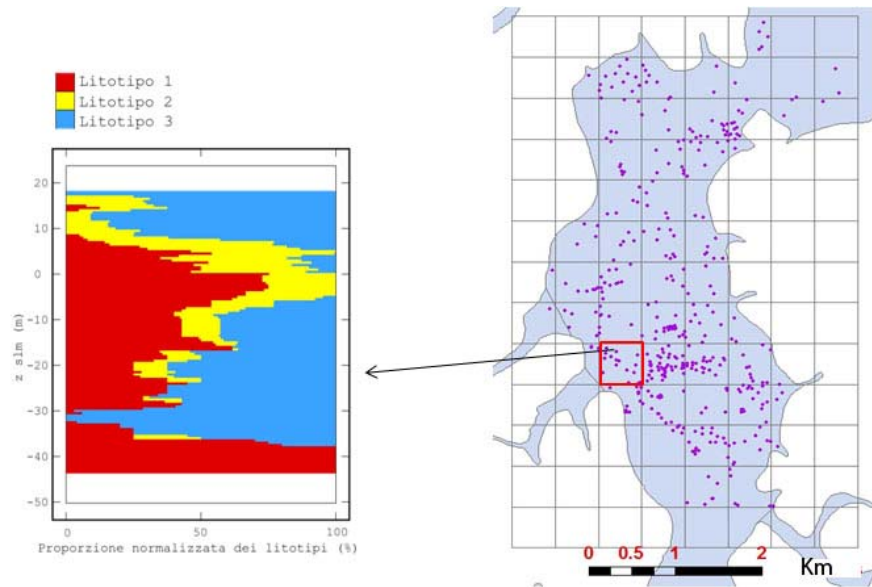


Figura 3.17 - Proporzioni verticali calcolate su celle di 500m x 500m.

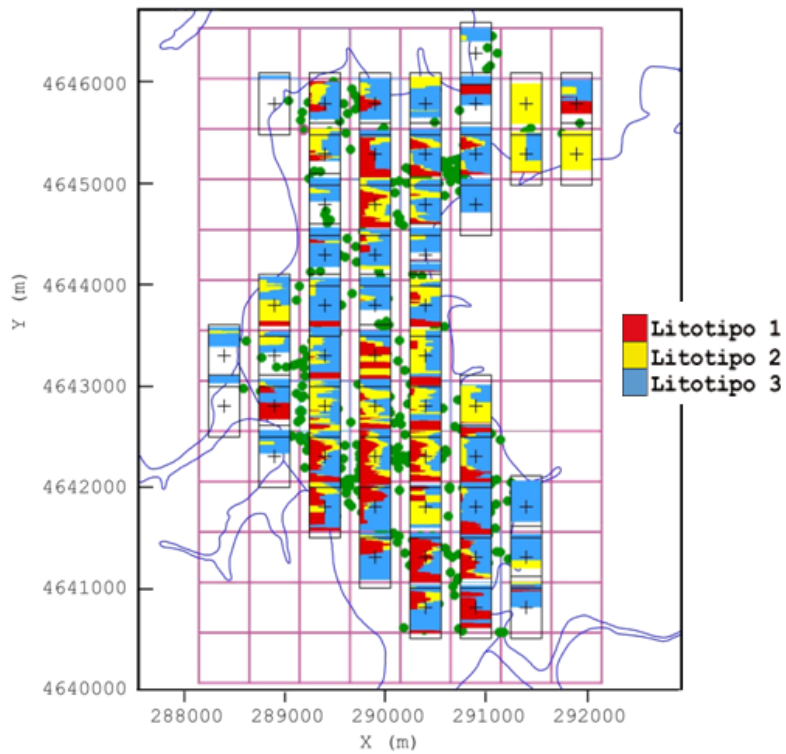


Figura 3.18 - Mappa della distribuzione delle proporzioni verticali su celle di 500m x 500m.

In verticale, i risultati mettono in evidenza una elevata variabilità a grande scale; al contrario, al di sotto dei 10-15 metri, il comportamento dei litotipi può essere considerato stazionario; questo risultato è anche confermato dall'andamento dei variogrammi sperimentali (**Figura 3.14**).

Un'analisi dettagliata delle proporzioni verticali permette di osservare diversi picchi nella distribuzione dei litotipi 1 e 2 (Figura 3.18), che possono essere messi in relazione con l'evoluzione stratigrafica e i meccanismi deposizionali dei depositi alluvionali del Tevere. Dallo studio di questi picchi, emerge la presenza ricorrente di un massimo di distribuzione dei litotipi 1 e 2 (spesso un massimo assoluto) ad una profondità variabile tra -10 m e 10 m a.m.s.l.. La correlazione tra profondità del picco e proporzione dei litotipi 1+2, può essere spiegata da due fenomeni di seguito brevemente descritti.

1. I picchi si collocano a profondità maggiori in corrispondenza dei meandri, e in particolare della loro parte "interna", dove si sviluppa la cosiddetta "barra di meandro". Nell'ambito della porzione interna del meandro, inoltre, sembra che più antica appaia la barra e maggiore sia la profondità del picco. Poiché la barra si accresce nel tempo sia attraverso una migrazione trasversale (verso la parte "esterna" del meandro), sia attraverso un'aggradazione verticale, la quota del picco potrebbe essere associata ai semplici meccanismi deposizionali del sistema fluviale.
2. La presenza della barra, associata all'età progressivamente più recente di imposizione dei carichi verso la parte esterna del meandro, può avere determinato il consolidamento delle argille organiche sottostanti il litosoma sabbioso, tanto maggiore quanto più antica sarà stata l'imposizione dei carichi.

Sebbene i suddetti picchi siano piuttosto evidenti in molti punti, non si riesce a ricostruire con continuità una superficie di spianamento nella sequenza, a causa dell'incertezza sul posizionamento della Maximum Flooding Surface (MFS), che è una superficie stratigrafica che corrisponde al massimo spostamento della linea di costa verso terra; si tratta di una superficie di carattere crono-stratigrafica che, più correttamente, avrebbe potuto essere utilizzata come *reference level* per lo spianamento.

In conclusione, sia le proporzioni orizzontali che quelli verticali hanno carattere non stazionario.

Poiché un fenomeno geologico ha sempre alcuni aspetti di non stazionarietà, che sono legati alla scala di indagine, il sito generalmente può essere suddiviso in aree omogenee, scelte sulla

base della geologia e della distribuzione delle proporzioni; al loro interno, la variabilità orizzontale delle proporzioni è ridotta e quindi compatibile con un modello stazionario.

La non stazionarietà del fenomeno può quindi essere trattata suddividendo il sito in zone omogenee e costruendo un *grid* 3D di proporzioni, o matrice delle proporzioni (Beucher et al. 1993; Doligez et al. 1999a,b,c; Braga et al. 2000), in cui, per ciascuna cella, le proporzioni sono calcolate sulla base delle aree omogenee definite.

Si tratta di un approccio molto flessibile che consente di riprodurre in modo realistico le variazioni laterali e verticali delle proporzioni.

In particolare, sulla base del modello concettuale, dell'analisi delle proporzioni e dei sondaggi, il sito di studio viene suddiviso in volumi omogenei. Nel sistema di riferimento spianato, a partire da 20 m e fino a 40 m a.m.s.l., sono tracciate 13 mappe (Figura 3.19); una ogni 5 metri di profondità. Ciascuna mappa può essere ritenuta valida uno spessore di 5 metri (2,5 m sopra e sotto la quota a cui essa è tracciata). In questo modo il sito viene partizionato in volumi omogenei di 5 metri di spessore e sezione costante (prismi retti a sezione poligonale non regolare e non convessa); la sezione di tali prismi è rappresentata dalle mappe tracciate alle diverse quote.

All'interno dei volumi che suddividono il sito, le proporzioni sperimentali, calcolate utilizzando i sondaggi al loro interno, possono essere considerate stazionarie, sia in orizzontale che in verticale.



Figura 3.19 - Nella figura è mostrata la suddivisione in aree omogenee, rispetto alla distribuzione dei tre litotipi definiti, tracciate da 20 m a -40 m a.m.s.l. Ciascuna mappa rappresentata, è valida per profondità che vanno 2.5 sopra e 2.5 m il baricentro di ciascun prisma.

3.3.4 Definizione della regola dei litotipi

Poiché i litotipi sono tutti e tre in contatto, la scelta della regola dei litotipi è limitata alle tre possibilità illustrate nella Figura 3.20. Essendo così poche, esse vengono valutate nella successiva fase di inferenza dei parametri e, se necessario, nella fase finale di simulazione.

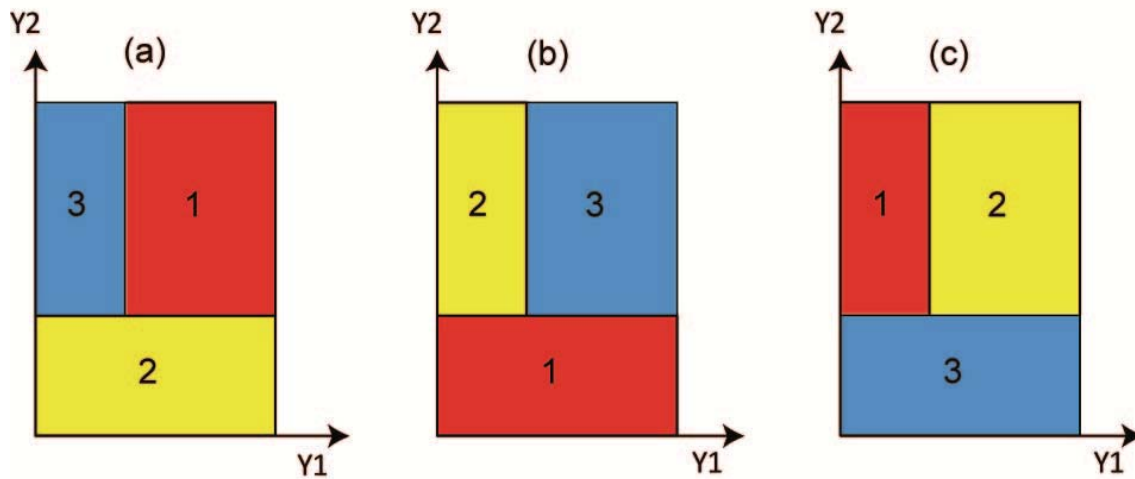


Figura 3.20 - Configurazioni possibile per la regola dei litotipi, con tre litotipi.

3.3.5 Inferenza dei parametri delle due FA stazionarie

Dopo l'analisi delle proporzioni, il passo successivo consiste nell'inferenza dei rimanenti parametri del modello plurigaussiano, ossia i correlogrammi $\rho_1(h)$ e $\rho_2(h)$ delle due FA e il loro coefficiente di correlazione ρ . Si è deciso di utilizzare due FA indipendenti ($\rho=0$); questo consente di ridurre drasticamente i tempi di elaborazione necessari alla risoluzione degli integrali (che da quadrupli diventano doppi) e comunque non inficia in modo negativo sul risultato, poiché il modello mantiene comunque una notevole flessibilità, grazie ai rimanenti parametri.

La scelta dei correlogrammi delle FA viene fatta in modo indiretto; si assegnano dei valori ai parametri e quindi si calcolano i variogrammi teorici (diretti ed incrociati) delle funzioni indicatrici dei tre litotipi (formule 2.5 e 2.6, relative a proporzioni non stazionarie) e li si confrontano con quelli sperimentali. I parametri di *input* vengono variati fin quando non si ottiene un buon aggiustamento dei variogrammi sperimentali.

I parametri di *input* che si vanno a variare sono:

1. numero di strutture;
2. modello di ciascuna struttura;
3. parametri di ciascun modello (anisotropia, *sill* e *range*);
4. regola dei litotipi

Il *fitting* dei variogrammi (Figura 3.21 e Figura 3.22) ha portato alla scelta della regola dei litotipi riportata in Fig. 3.18 b e alla definizione dei modelli di covarianza¹ di seguito riportati:

a) Covarianza della FA Y_1

$$C(h_o) = \text{Nugget}(0.03) + \text{Gauss}_{iso}(250,0.82) + \text{Gauss}_{iso}(1000,0.15)$$

$$C(h_v) = \text{Gauss}_{iso}(12,0.3) + \text{Gauss}_{iso}(65,0.7)$$

b) Covarianza della FA Y_2

$$C(h_o) = \text{Nugget}(0.3) + \text{Gauss}_{iso}(600,0.7)$$

$$C(h_v) = \text{Gauss}_{iso}(12,0.4) + \text{Gauss}_{iso}(65,0.6)$$

dove:

per il pedice iso (struttura isotropa), il primo valore indica il range ed il secondo il sill;

per il pedice aniso (struttura anisotropa), i primi due valori indicano il *range* massimo e quello minimo, mentre il terzo valore indica il *sill*;

¹ La funzione covarianza $C(h)$ è legata al correlogramma $\rho(h)$ dalla: $\rho(h) = \frac{C(h)}{C(0)}$

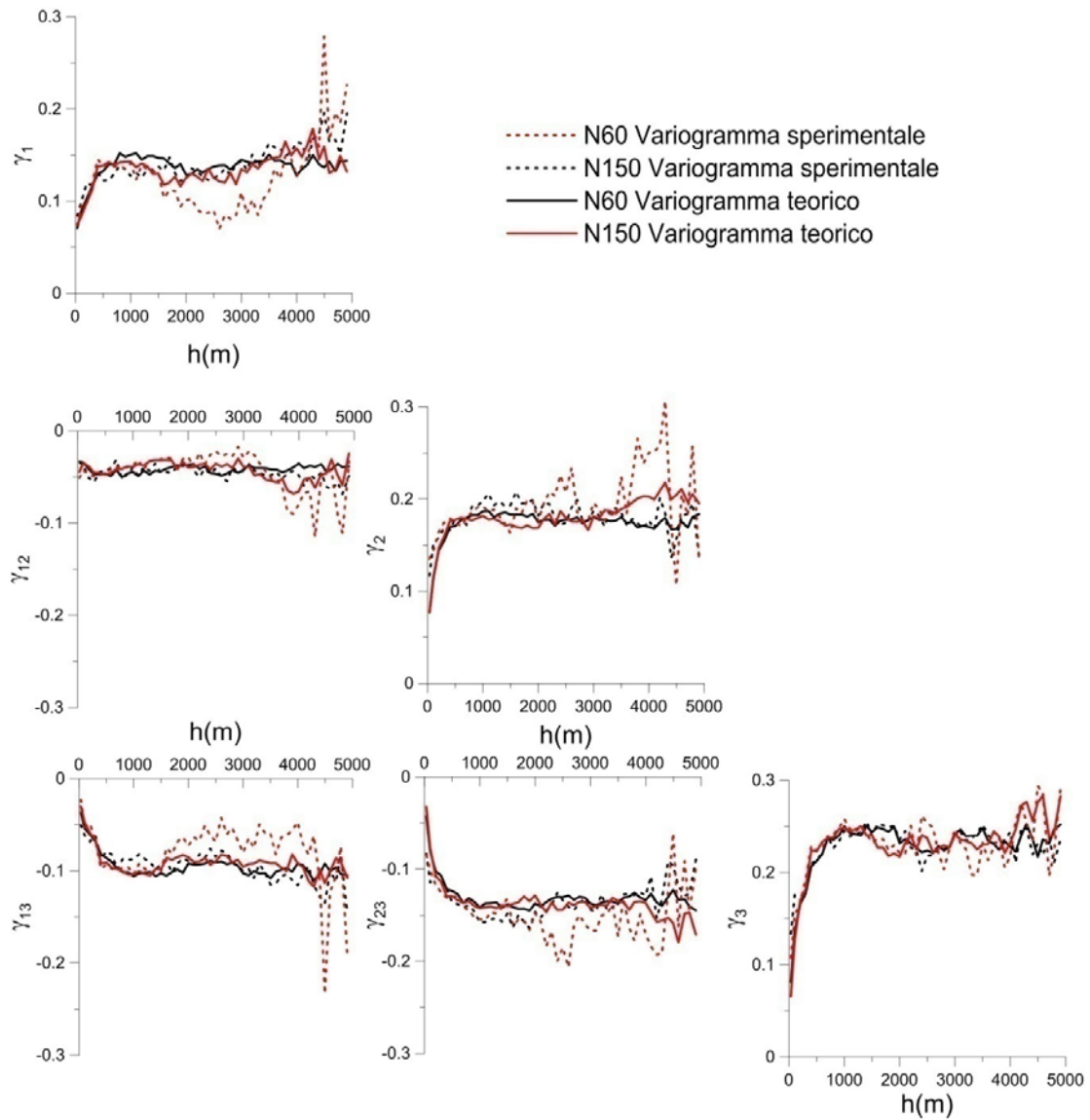


Figura 3.21 - Sono messi a confronto, per ciascun litotipo, il variogramma sperimentale con quello teorico, calcolati nel piano orizzontale (sistema spianato) nelle direzioni N60 e N150.

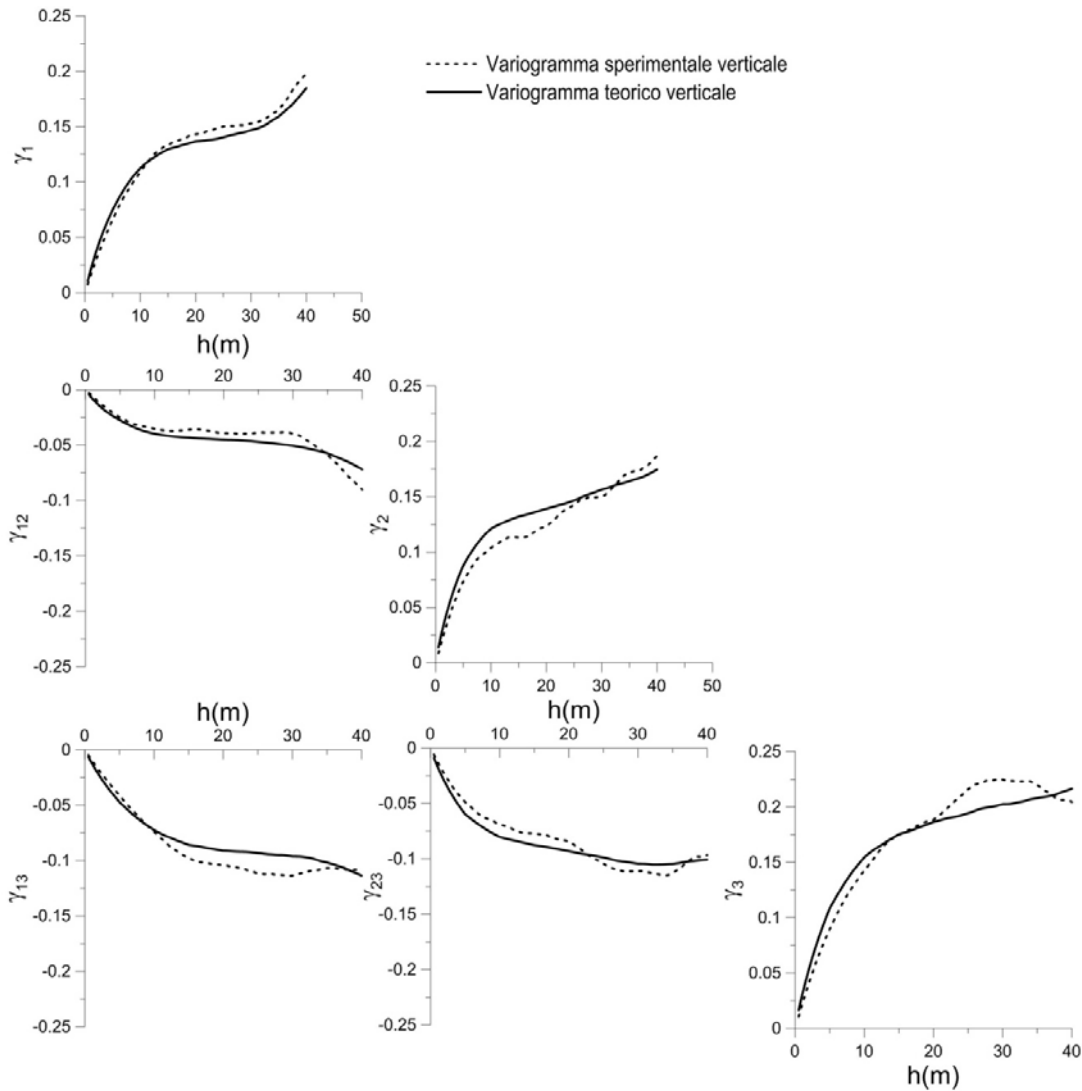


Figura 3.22 - Sono messi a confronto, per ciascun litotipo, il variogramma sperimentale con quello teorico, calcolati in direzione verticale.

3.3.6 Trasformazione gaussiana dei dati da onorare

In questa fase, i dati dei sondaggi codificati con i tre litotipi scelti, vengono trasformati in due *set* di dati con distribuzione gaussiana standard. Tale trasformazione, che prende il nome di anamorfosi gaussiana, deve essere realizzata in modo tale che i due *set* generati:

1. abbiano una distribuzione spaziale che riproduca le covarianze teoriche delle due FA ricavate;
2. il loro valore si trovi all'interno d'intervalli ricavati con le soglie di troncatura nei punti noti. Tali intervalli dipendono dalle proporzioni e dalla regola dei litotipi.

Come descritto nel capitolo 2, la trasformazione viene realizzata mediante una tecnica iterativa nota con il nome di *Gibbs Sampler*, che ad ogni passo aggiorna i dati gaussiani, fino a quando essi non riproducano il modello di covarianza stabilito e non rispettino i vincoli imposti.

Il metodo consta di due fasi:

1. la procedura iterativa è applicata in modo indipendente a ciascun sondaggio, consentendo di generare valori gaussiani che riproducano l'andamento della covarianza in direzione verticale;
2. a partire dai valori gaussiani ottenuti al termine della precedente fase, la procedura iterativa viene applicata a tutti i sondaggi in modo simultaneo; in questo modo essa consente di riprodurre il modello di covarianza in tutte le direzioni dello spazio.

Nella prima fase si usa un *neighborhood* di stima di forma circolare con raggio di 30 metri; nella seconda si usa un *neighborhood* ellissoidico, con semiasse orizzontale di 1500 m e semiasse verticale di 30 m.

Nell'applicazione della procedura al caso di studio, si sono riscontrati diversi problemi causati dalla difficoltà di aggiustare i modelli di covarianza scelti per le due FA. Questa difficoltà nasce dal modello delle proporzioni scelto, che mostra forti discontinuità, sia orizzontali che verticali, nel passaggio da un prisma a quelli adiacenti; queste discontinuità sono in contrasto con la continuità a piccola scala che caratterizza il modello gaussiano di covarianza scelto per le due FA. Queste difficoltà possono essere superate applicando la procedura iterativa del Gibbs sampler in più fasi, procedendo in modo graduale da proporzioni smussate verso quelle scelte per la simulazione. Lo *smoothing* delle proporzioni riduce le discontinuità in prossimità dei bordi, consentendo in questo modo al Gibbs sampler di convergere verso la soluzione che dà un buon *fitting* dei variogrammi.

Si inizia facendo girare la procedura con proporzioni molto smussate; quindi i valori gaussiani ottenuti vengono usati come *input* per far girare la procedura una seconda volta, con proporzioni meno smussate. La stessa cosa si fa con i nuovi dati gaussiani generati che si usano per la terza ed ultima iterazione del Gibbs sampler, con proporzioni non smussate. In Figura 3.23 vengono riportati i risultati ottenuti dall'anamorforesi dei dati applicata sui sondaggi all'interno dell'area di studio.

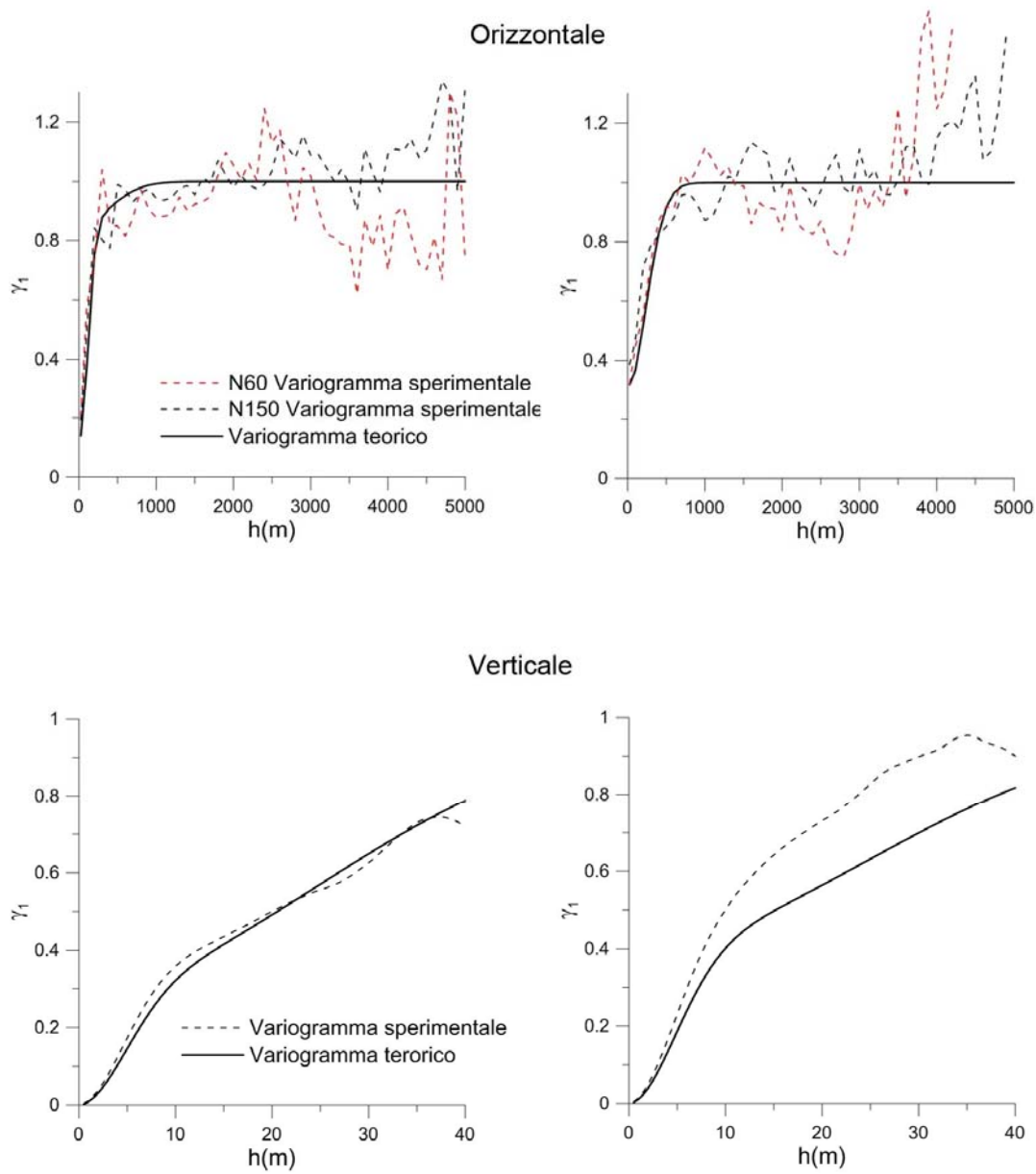


Figura 3.23 - Sono riportati il variogramma sperimentale calcolato sui dati dei sondaggi trasformati in valori gaussiani con il Gibbs sampler e il variogramma teorico, per ciascuna delle due FA Y_1 e Y_2 . A sinistra sono riportati i variogrammi relativi a Y_1 e a destra quelli di Y_2 .

3.3.7 Scelta del grid di simulazione

Come risulta evidente dalla Figura 3.3, la distribuzione dei dati nell'area di studio è molto irregolare, andando da zone con una densità di campionamento di 0.0000135 sondaggi al m^2

ad aree con una densità 10 volte superiore. Per adeguare la risoluzione del modello ai dati disponibili, vengono definiti due *grid* di simulazione (Figura 3.24); uno che copre l'intera area di studio con celle di $40 \times 40 \times 0.5 \text{ m}^3$; l'altro, con celle di $2 \times 2 \times 0.5 \text{ m}^3$ e un'area di circa 140000 m^2 .

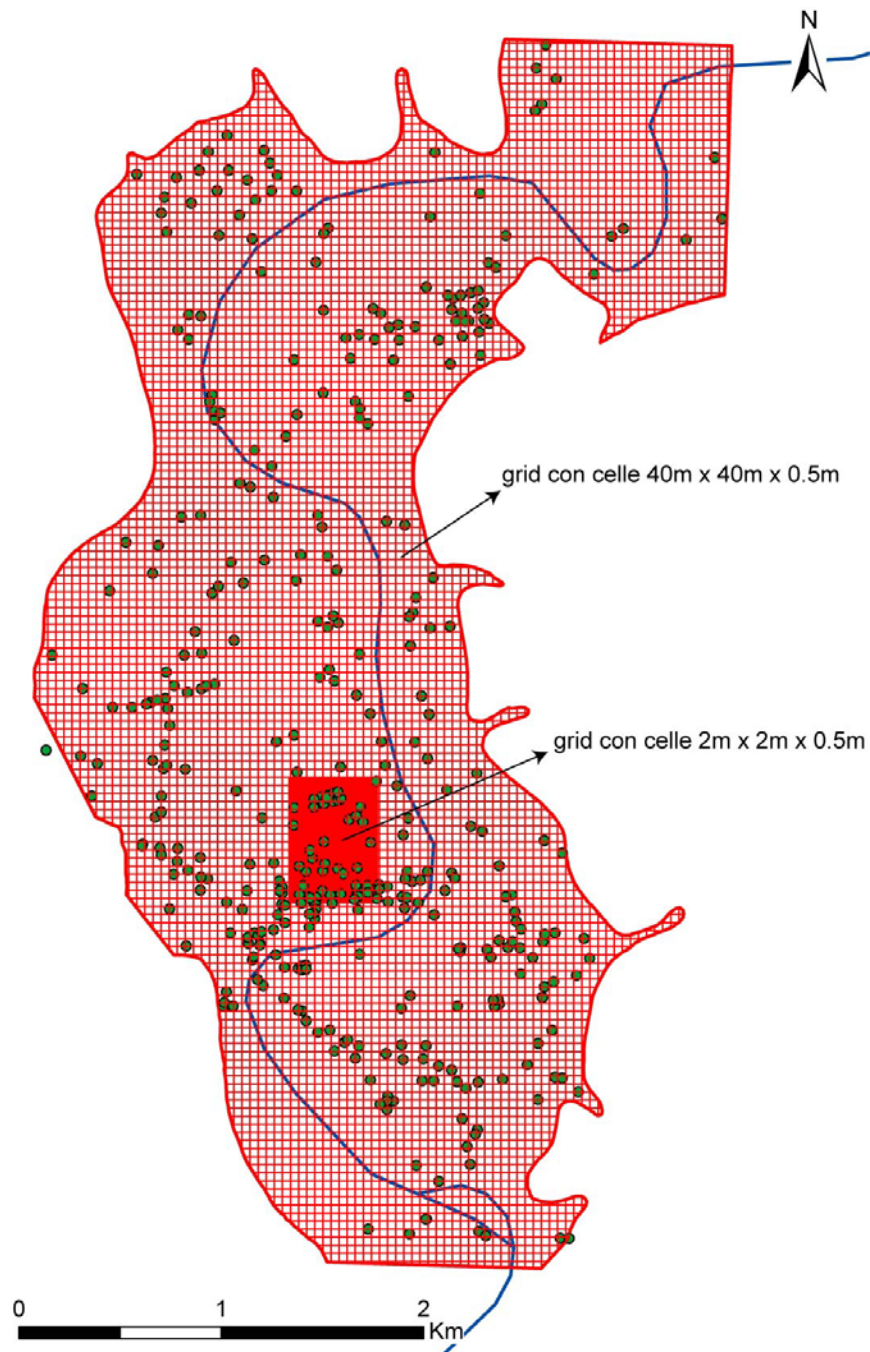


Figura 3.24 - E' riportata l'area di studio, su cui sono sovrapposti i due grid di simulazione.

I due *grid* sono definiti nel sistema di riferimento cartografico (non spianato e la simulazione di ciascun nodo prevede:

- trasformazione delle coordinate del nodo nel sistema di riferimento spianato;
- simulazione del nodo nel sistema spianato;
- trasformazione inversa delle coordinate.

Le simulazioni nei due *grid* devono ovviamente essere tra loro consistenti (nei nodi comuni ai due *grid*, i litotipi simulati devono coincidere). Tale coerenza deve essere garantita anche qualora, in futuro, si decidesse di estendere il modello alle alluvioni del Tevere che si trovano al di fuori dell'area di studio.

3.3.8 Simulazione non condizionata

La simulazione spettrale continua (Shinozuka and Jan, 1972; Mejia and Rodriguez-Iturbe, 1974) sembra essere il metodo più appropriato per tenere conto delle necessità sopra indicate. Il metodo non è vincolato all'applicazione su di un *grid* regolare ed inoltre, archiviando le frequenze usate, esso consente di generare, in ogni punto ed in ogni istante, simulazioni tra loro coerenti.

Il metodo è molto efficiente ed è particolarmente adeguato a FA con covarianza gaussiana, quali sono quelle scelte in questa applicazione.

Di seguito si descrive brevemente l'algoritmo per la simulazione di una FA stazionaria con covarianza $C(h)$; il metodo richiede la conoscenza della funzione di distribuzione spettrale $F(\Omega)$ della covarianza $C(h)$.

La FA da simulare nello spazio n-dimensionale, è una oscillazione aleatoria reale che ha la seguente forma (Shinozuka and Jan, 1972; Yaglom, 1987):

$$Y(x) = \sqrt{2} A \cos(\langle \Omega, x \rangle + \Theta)$$

dove A, Ω, Θ sono variabili aleatorie indipendenti che rappresentano rispettivamente l'ampiezza dell'oscillazione, il vettore delle frequenze angolari lungo gli assi coordinati e la fase. Queste variabili hanno le seguenti caratteristiche:

- A ha varianza σ^2 ;
- il vettore Ω ha funzione di partizione cdf $F(\Omega)/\sigma^2$;
- Θ varia uniformemente nell'intervallo $[0, 2\pi[$.

La variabile A può essere sostituita con una costante uguale alla sua deviazione standard.

Il vettore x specifica le coordinate del generico punto.

L'algoritmo consente di ottenere il valore simulato nel punto x , sovrapponendo n realizzazioni indipendenti della FA $Y(x)$, ciascuna con peso $1/\sqrt{n}$:

$$y_s(x) = \frac{\sigma\sqrt{2}}{\sqrt{n}} \sum_{k=1}^n \cos(\langle \omega_k, x \rangle + \theta_k)$$

La covarianza simulata è:

$$\rho_s(h) = \sigma^2 \sum_{k=1}^n \cos(\langle \omega_k, h \rangle)$$

che tende a $\rho(h)$ per $n \rightarrow \infty$.

Dal momento che in pratica il numero di armoniche non può che essere limitato, la covarianza ottenuta si avvicina tanto più al modello, quanto maggiore è il numero di realizzazioni e più stretto è lo spettro della covarianza. A tale proposito va evidenziato che covarianze come quella gaussiana, presentando uno spettro concentrato in una banda ristretta, sono ben riprodotte da tale metodo.

3.3.9 Condizionamento della simulazione e troncatura dei gaussiani

La simulazione non condizionata delle due FA, deve essere condizionata ai dati gaussiani generati nei punti noti; vale a dire che nei punti noti, il gaussiano simulato deve coincidere con il dato misurato (trasformato in valore gaussiano mediante anamorfosi) nei sondaggi. Questa operazione viene realizzata attraverso un kriging di condizionamento; in ciascuno nodo del *grid*, il valore gaussiano condizionato viene stimato mediante un kriging semplice (media nulla), fatto con i dati dei sondaggi che si trovano all'interno del *neighborhood* di stima (Figura 3.25). Dopo il condizionamento, i valori gaussiani ottenuti vengono trasformati in litotipi, mediante l'applicazione delle soglie di troncatura, definite sulla base delle proporzioni di ciascun nodo del grid e della regola dei litotipi.

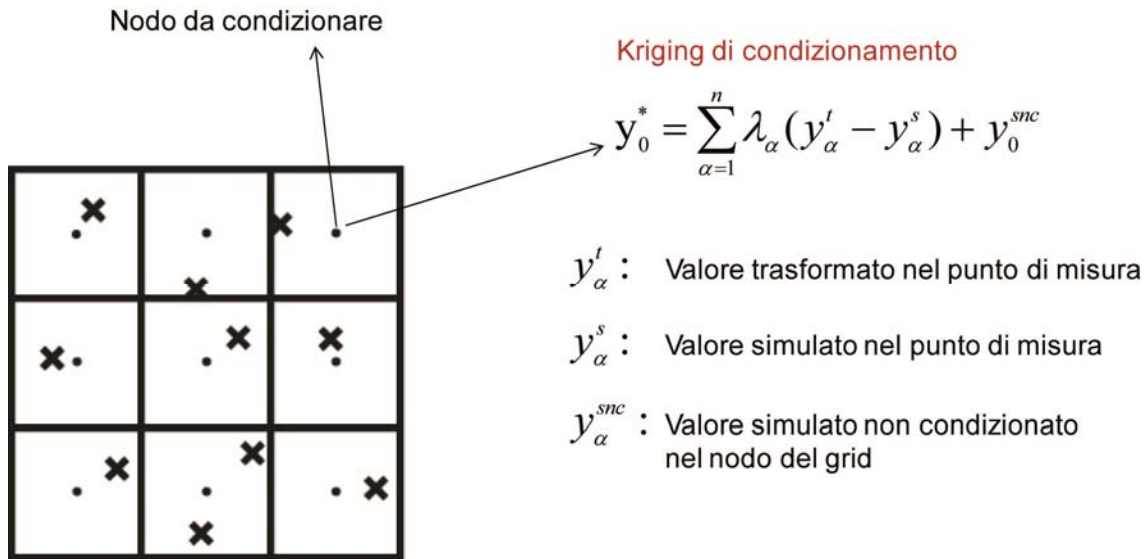


Figura 3.25 - Kriging di condizionamento della simulazione.

3.4 Ricostruzione delle superfici che delimitano le alluvioni

I depositi alluvionali da ricostruire, come risulta dall'inquadramento geologico dell'area (par. 3.2.1), sono delimiti sia lateralmente che verticalmente:

- in basso e lateralmente si trova un substrato sedimentario compatto del Pliocene-Pleistocene medio (Marne Vaticane);
- in alto vi sono i depositi antropici (riporti) accumulatisi nel corso di centinaia d'anni come risultato dell'attività dell'uomo; là dove i depositi alluvionali affiorano, il limite è definito dalla topografia dell'area;
- in corrispondenza del Tevere, i corpi sono incisi dal fiume e quindi delimitati superiormente dalla base dell'alveo.

Il modello 3D simulato deve essere quindi tagliato con le seguenti superfici:

- la superficie topografica;
- la superficie di base dei depositi antropici;
- la superficie di base dei depositi alluvionali;
- la superficie di base del Tevere.

La superficie topografica nell'area di studio, viene ricavata dal modello digitale del terreno (DTM) prodotto dall' Istituto Geografico Militare (IGM) con risoluzione di 20 metri. Le

coordinate del DTM, originariamente disponibili in ED50-UTM32N, sono state riproiettate nel sistema di riferimento adottato per tutto il progetto, ossia WGS84-UTM32N.

Di seguito vengono descritte le procedure adottate per la ricostruzione delle altre superfici che delimitano nello spazio i corpi alluvionali.

3.4.1 Superficie di base dei depositi antropici

Per la ricostruzione della superficie di base dei depositi antropici (riporti), l'informazione a disposizione è costituita dai sondaggi e dal dtm. I sondaggi costituiscono degli *hard data*, che danno una misura piuttosto precisa della profondità a cui arrivano i riporti; di contro, essi sono in numero ridotto e soprattutto distribuiti in modo non omogeneo nell'area di studio. Il dtm, invece, è costituito da una notevole mole di celle che coprono l'intera area e fornisce il valore della quota a.m.s.l. del terreno; quest'ultima è correlata in modo lineare alla profondità dei riporti e quindi ne dà una misura, sebbene di accuratezza inferiore a quella dei sondaggi.

In questo caso, è possibile integrare le due informazioni, mediante l'impiego della tecnica d'interpolazione nota col termine di kriging con deriva esterna.

Impiegando tale metodo si ottiene il risultato riportato in Figura 3.26.

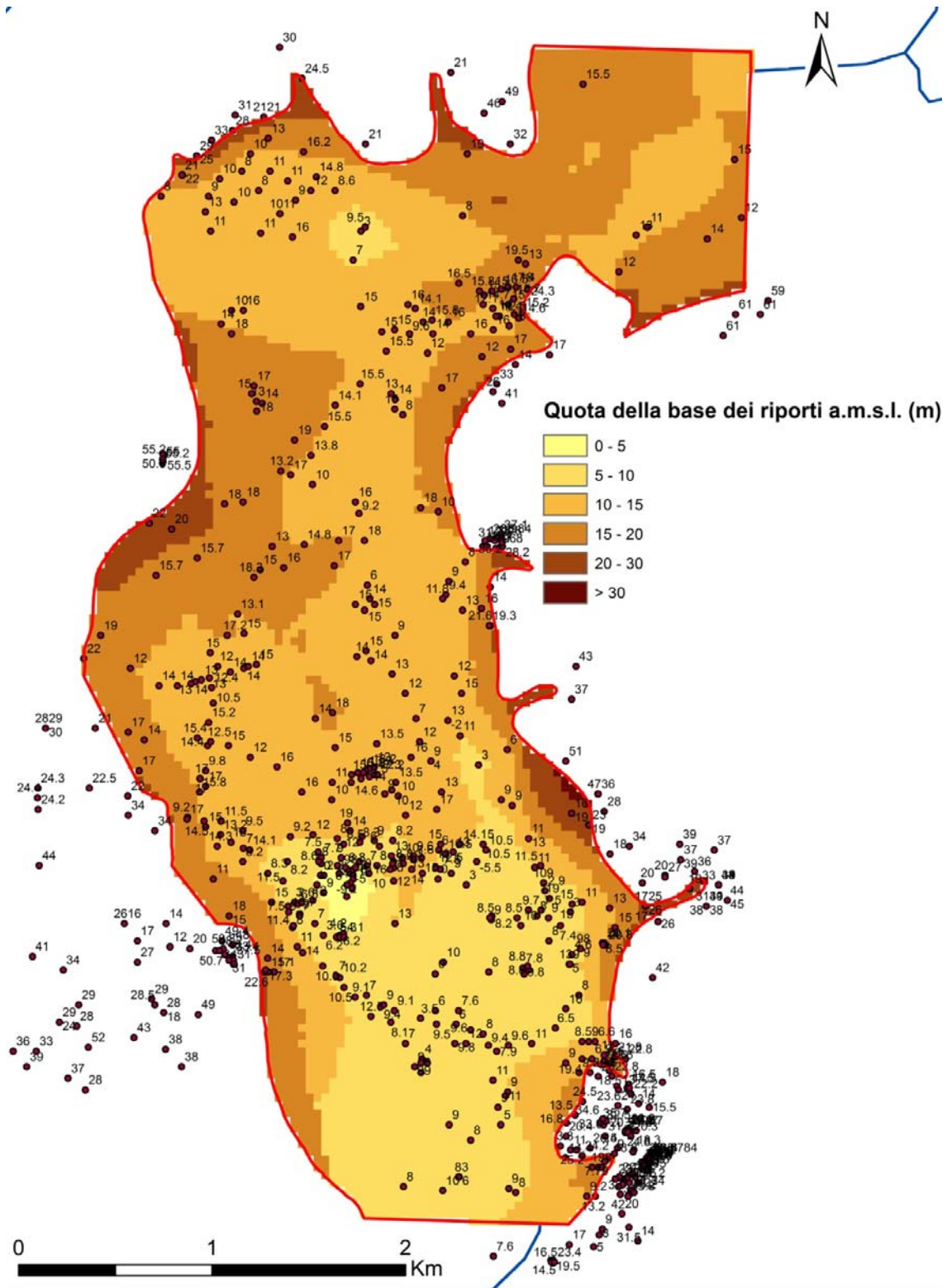


Figura 3.26 - Mappa della base dei riporti, stimata col kriging con deriva esterna. Nella stima è usata la profondità misurata nei sondaggi e, come informazione ausiliaria, il dtm.

3.4.2 Superficie di base dei depositi alluvionali

Per la ricostruzione della superficie di base dei depositi alluvionali, l'informazione di base è costituita dai sondaggi. Essa viene integrata con una mappa tracciata dal sedimentologo, sulla base del modello geologico concettuale e utilizzata come informazione ausiliaria in un kriging con deriva esterna. In Figura 3.27 è riportata la superficie ricostruita.

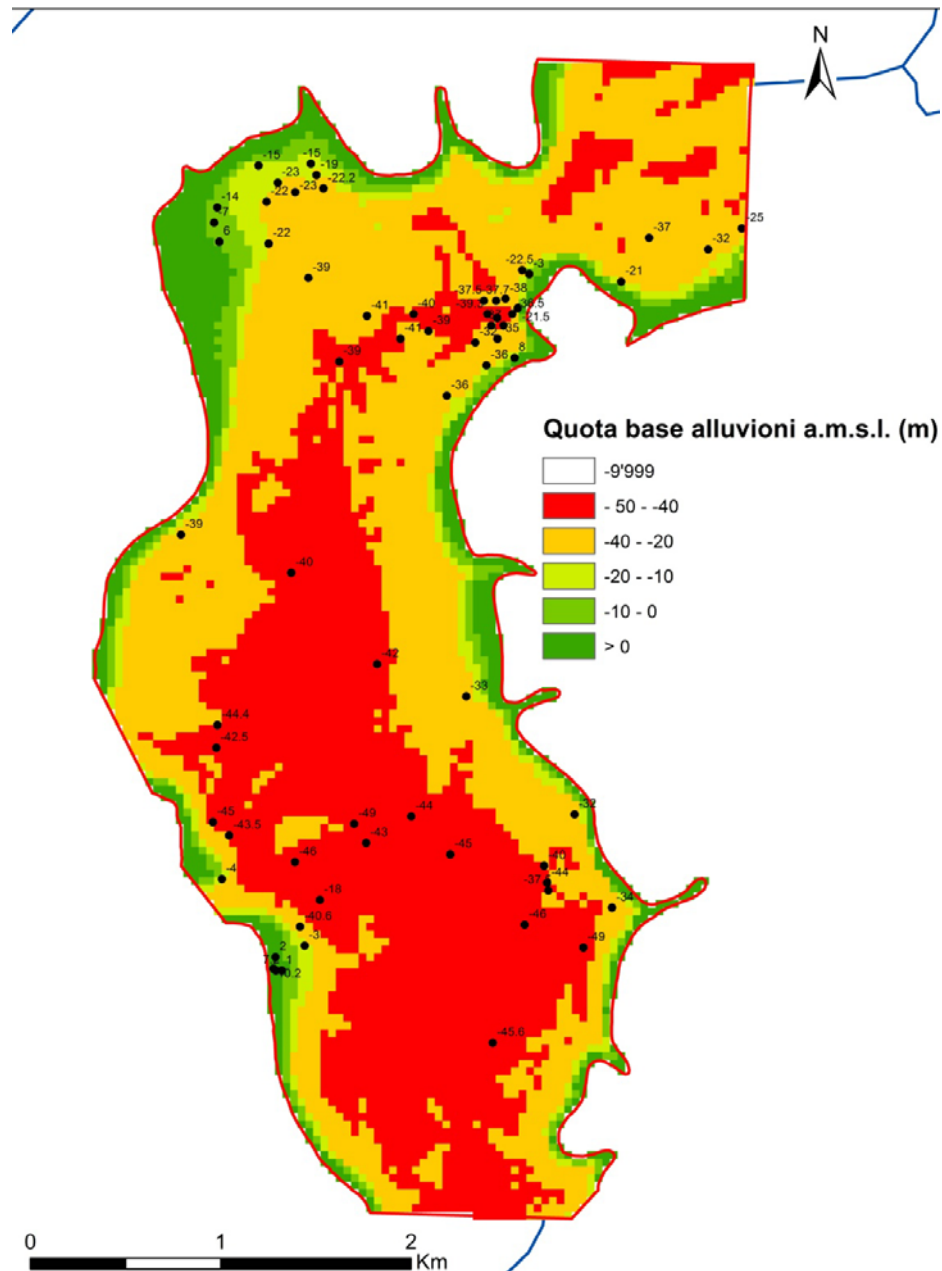


Figura 3.27 - Mappa della base dei depositi alluvionali, stimata col kriging con deriva esterna. Nella stima è usata la profondità misurata nei sondaggi e, come informazione ausiliaria, una mappa tracciata dal sedimentologo.

3.4.3 Superficie di base del Tevere

In questo caso, si ha disposizione un'informazione di elevatissimo dettaglio proveniente da misure geofisiche. Si tratta di misure batimetriche effettuate con tecnologia *multibeam* ad alta risoluzione (Bernabini et al. 2006, 2007, 2008). Vista l'elevata risoluzione della misura, la mappa della base del Tevere può essere realizzata con una tecnica d'interpolazione qualsiasi, in questo caso inverso del quadrato delle distanze (Figura 3.28).

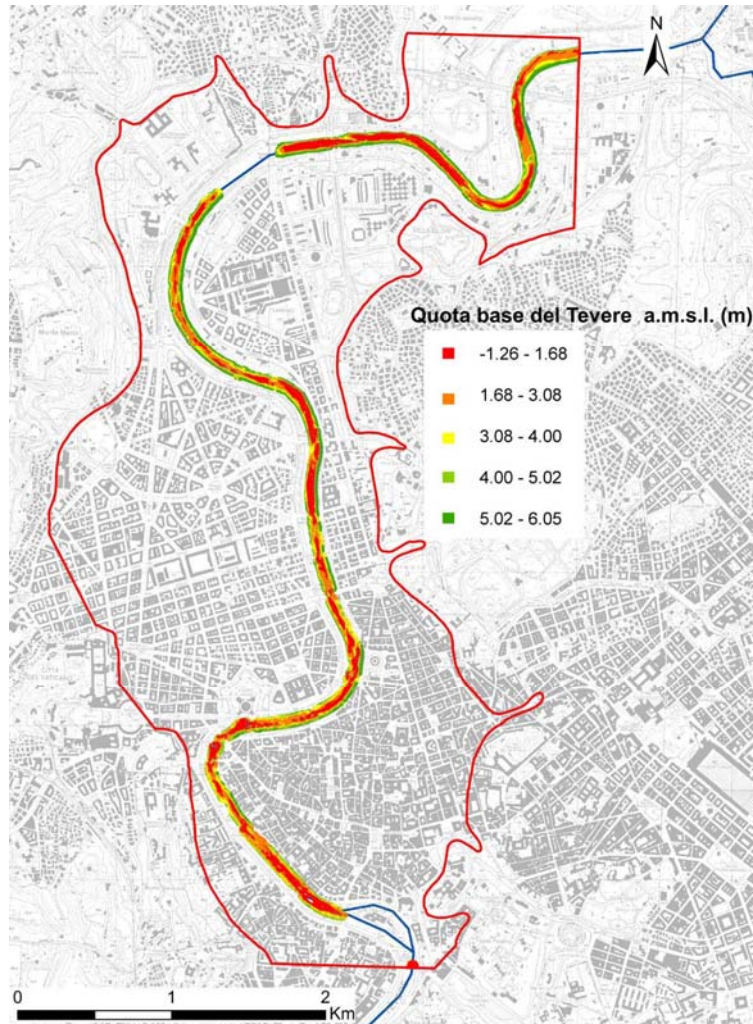


Figura 3.28 - Mappa della base del Tevere ricostruita con dati ottenuti dalla batimetria ad alta risoluzione ricavata con *multibeam*.

3.5 Risultati della simulazione

Per tenere conto dell'incertezza associata alla ricostruzione dei litotipi, sono realizzate 300 simulazioni per ciascuno dei due *grid* definiti, tutte compatibili con i dati e coerenti con fenomenologia. Di seguito si riportano i risultati relativi ad una delle simulazioni.

3.5.1 Simulazione sul *grid* 40x40x05

In Figura 3.29 è riportata una vista prospettica del modello 3D dei litotipi, tagliato con le superfici che delimitano i corpi alluvionali.

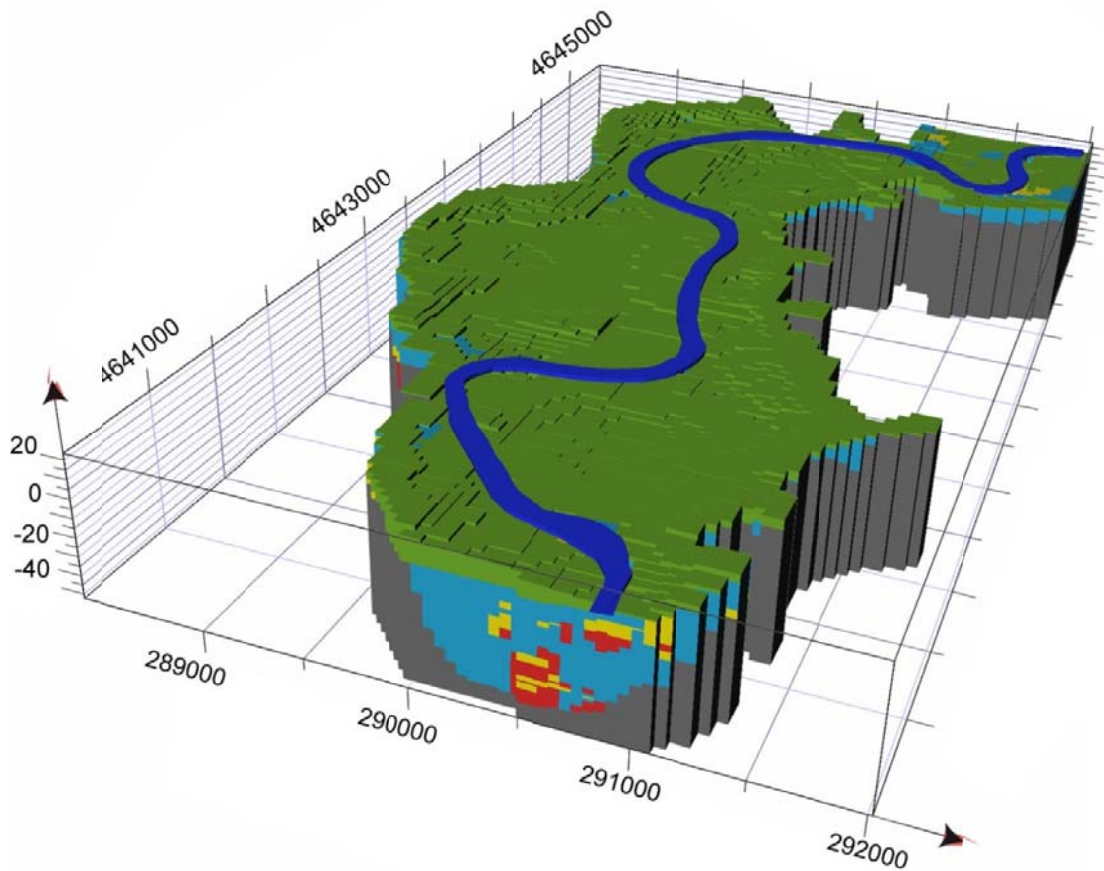


Figura 3.29 – Modello 3D dei litotipi generato nell'area di studio.

- Litotipo 1 - Depositi clastici sabbiosi e ghiaiosi di asse canale e di barra
- Litotipo 2 - Depositi clastici sabbioso-limosi di barra e di argine
- Litotipo 3 - Depositi pelitici e organici di piana alluvionale
- Substrato sedimentario (Pliocene-Pleistocene medio)
- Materiale di riporto

Figura 3.30 – Legenda delle mappe.

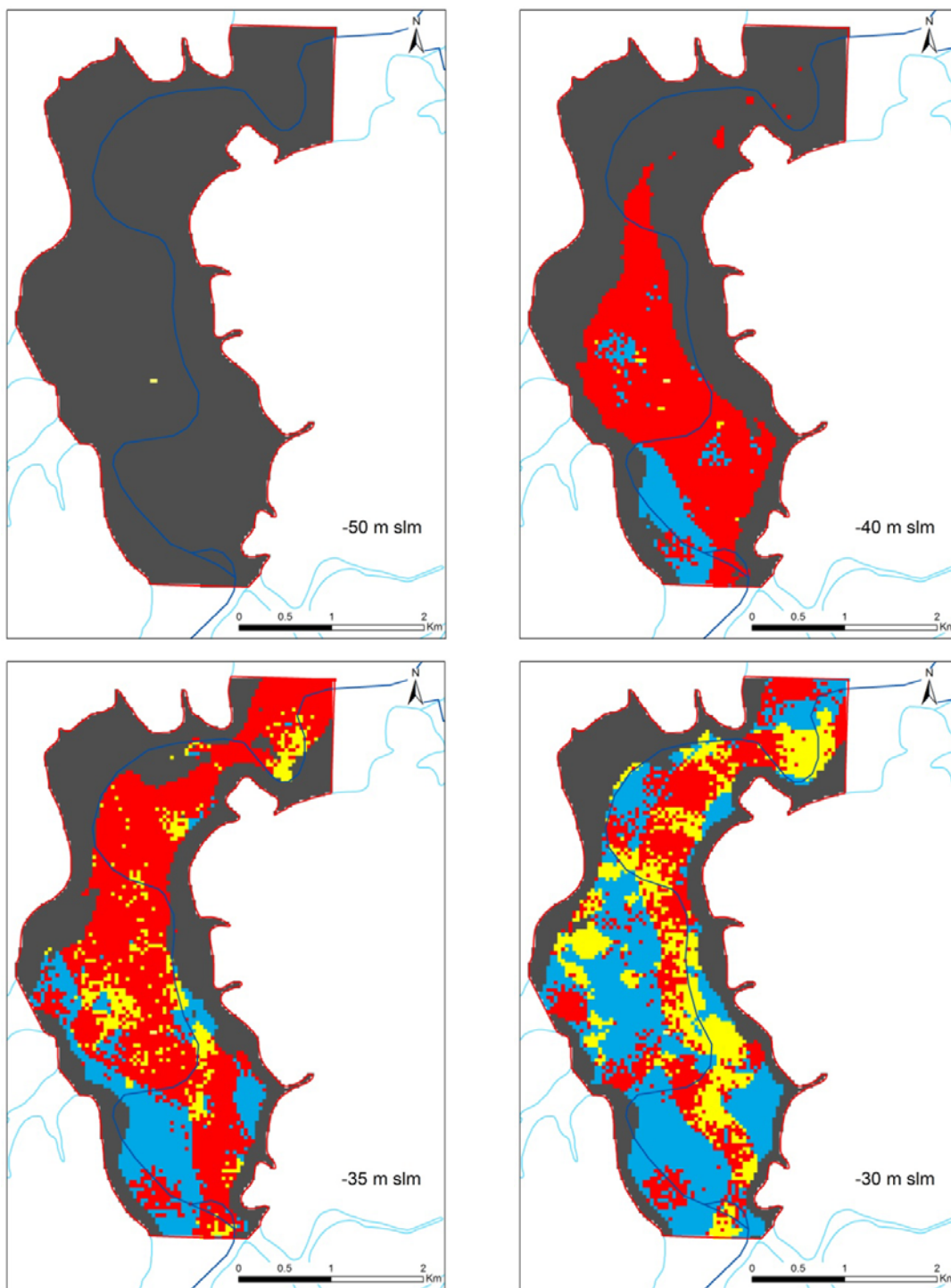


Figura 3.31 – Sezioni orizzontali del modello 3D, a quota -50, -45, -40 e -30 metri a.m.s.l.

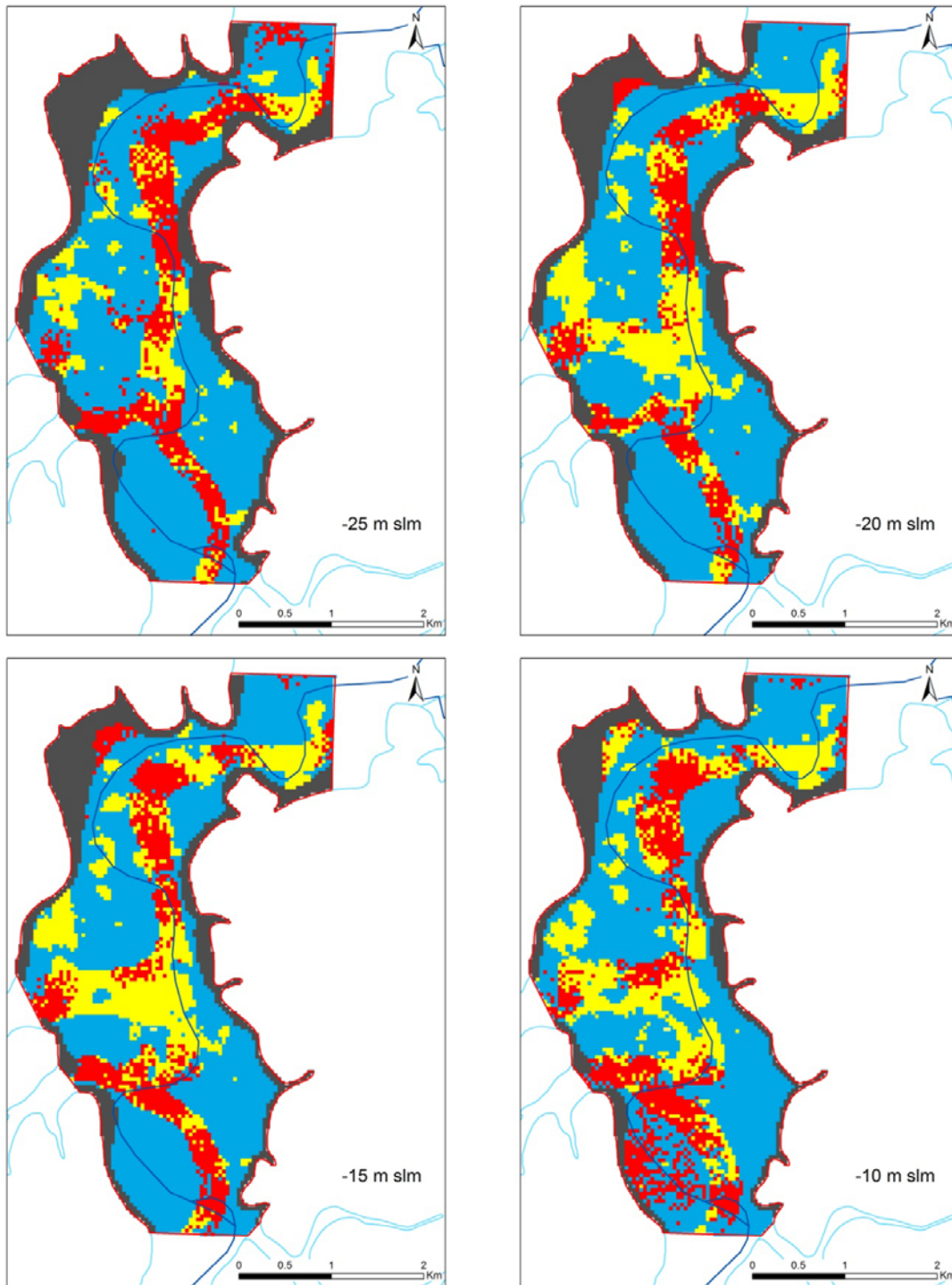


Figura 3.32 – Sezioni orizzontali del modello 3D, a quota -25, -20, -15 e -10 metri a.m.s.l.

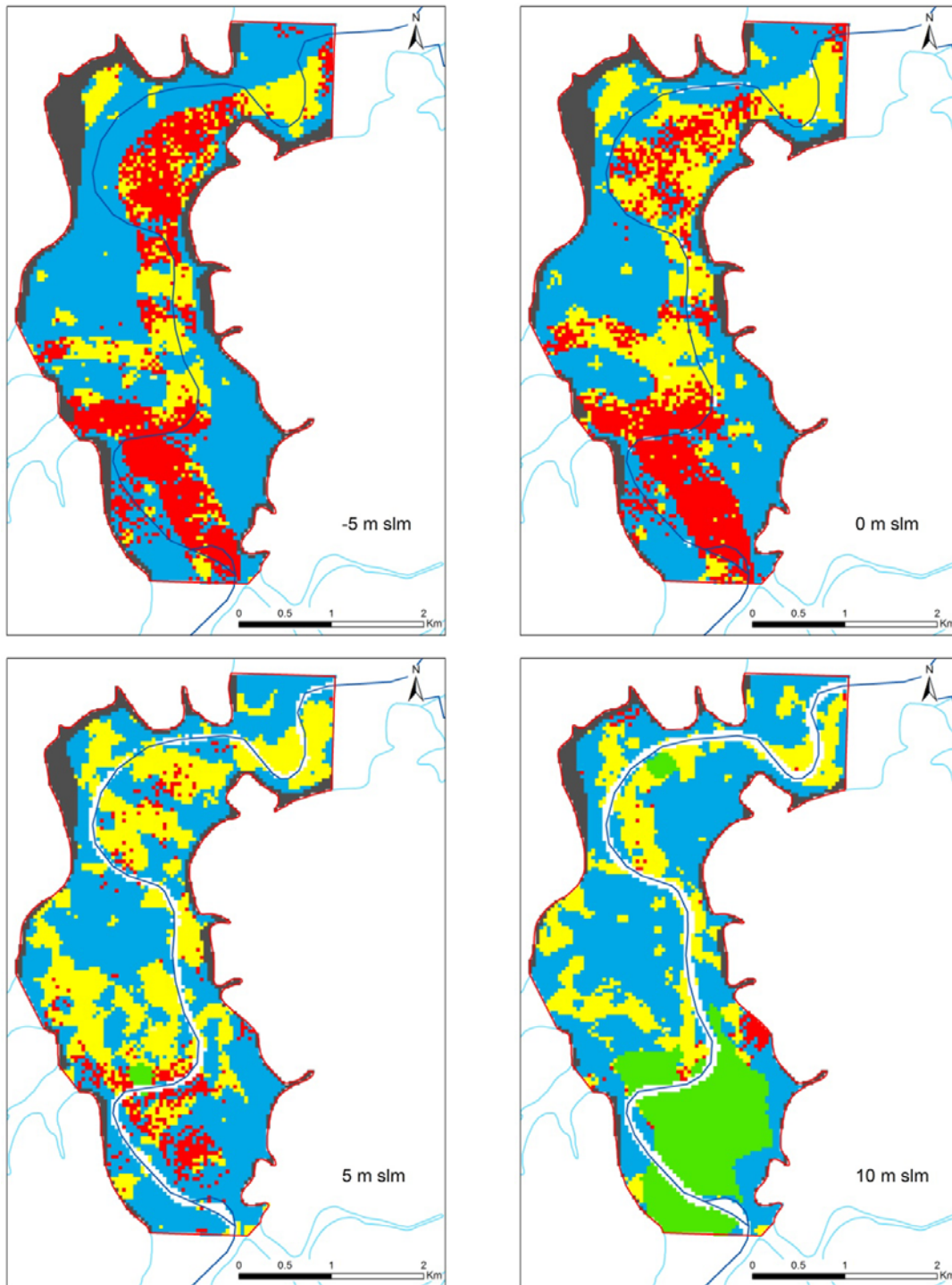


Figura 3.33– Sezioni orizzontali del modello 3D, a quota -5, 0, 5 e 10 metri a.m.s.l.

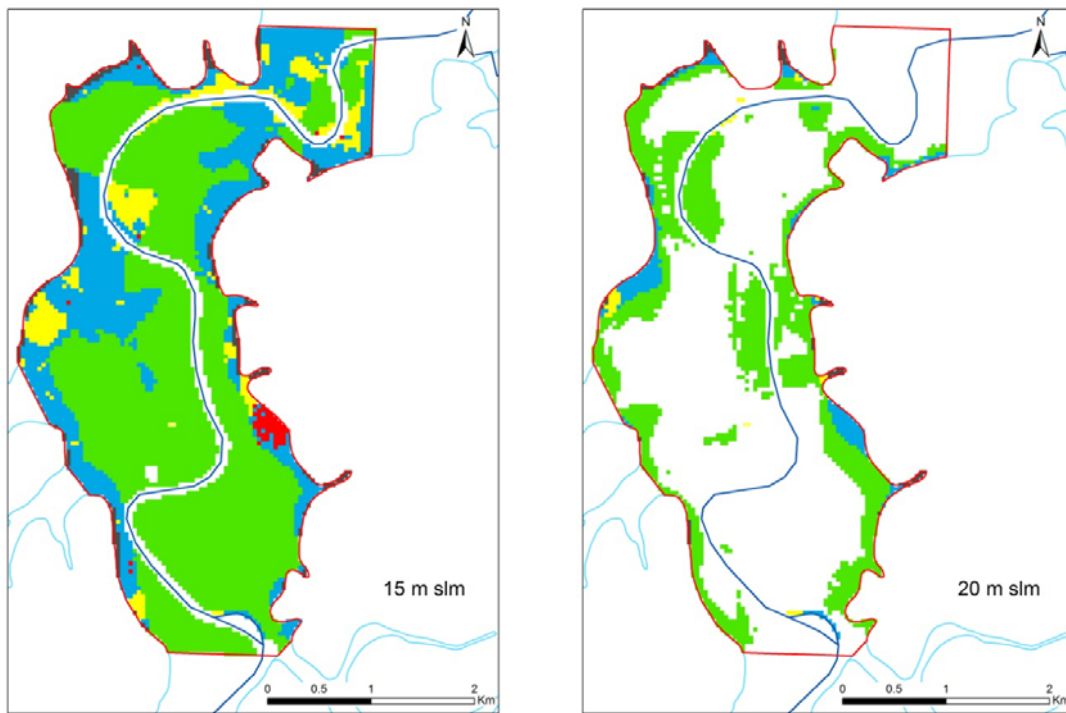


Figura 3.34 – Sezioni orizzontali del modello 3D, a quota 15 e 20 metri a.m.s.l.

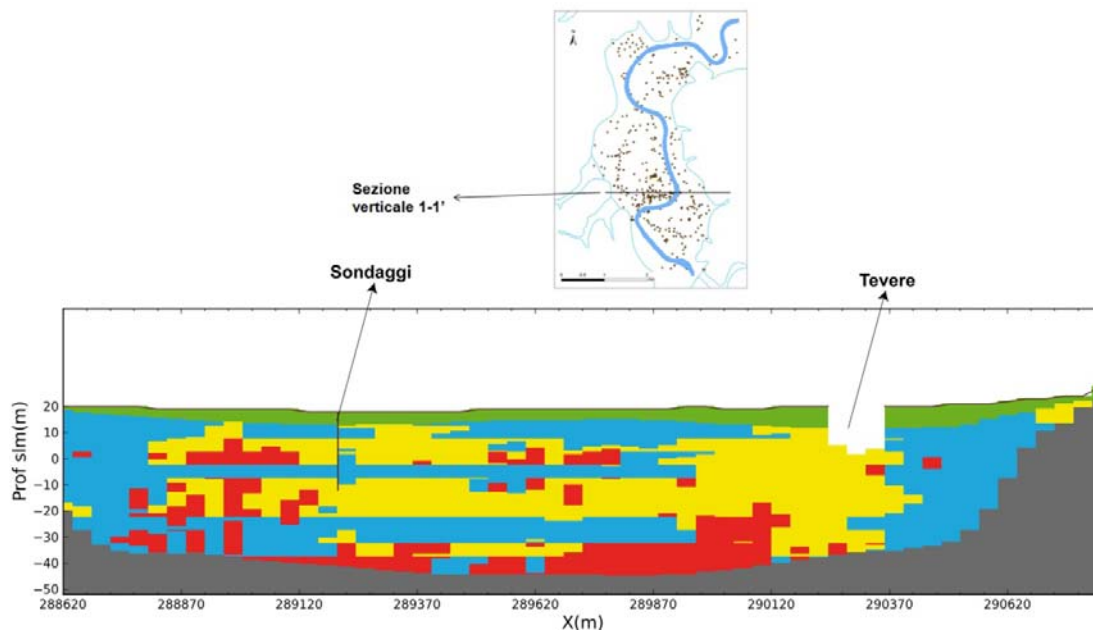


Figura 3.35 – Sezione verticale 1-1' del modello 3D a $y=4643100$ m.

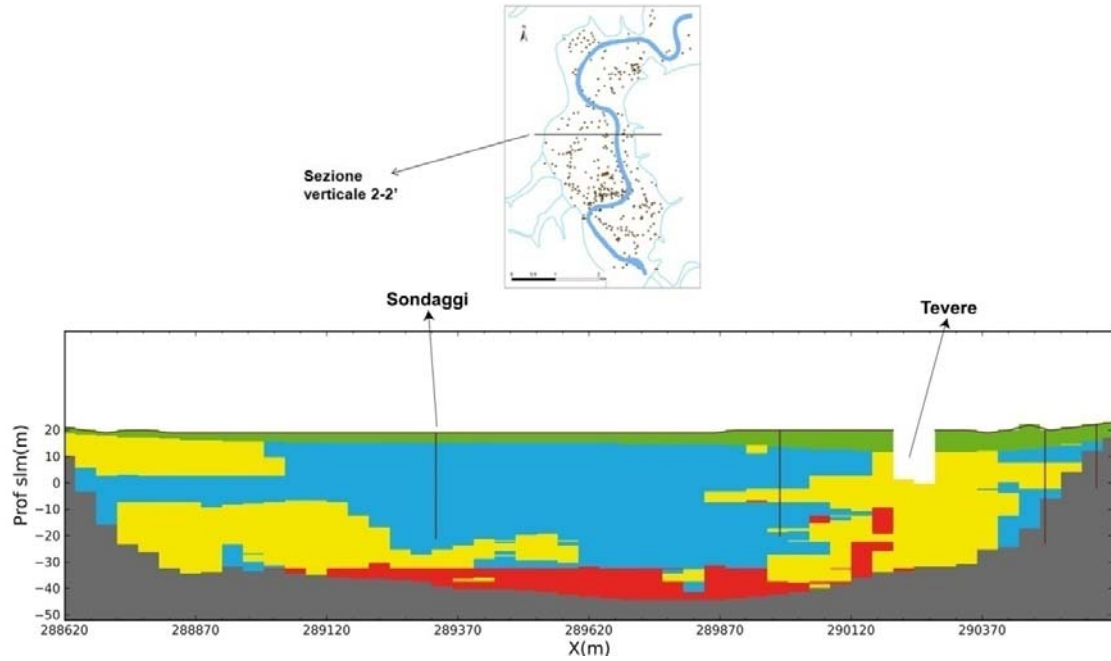


Figura 3.36 – Sezione verticale 2-2' del modello 3D a $y=4643580$ m.

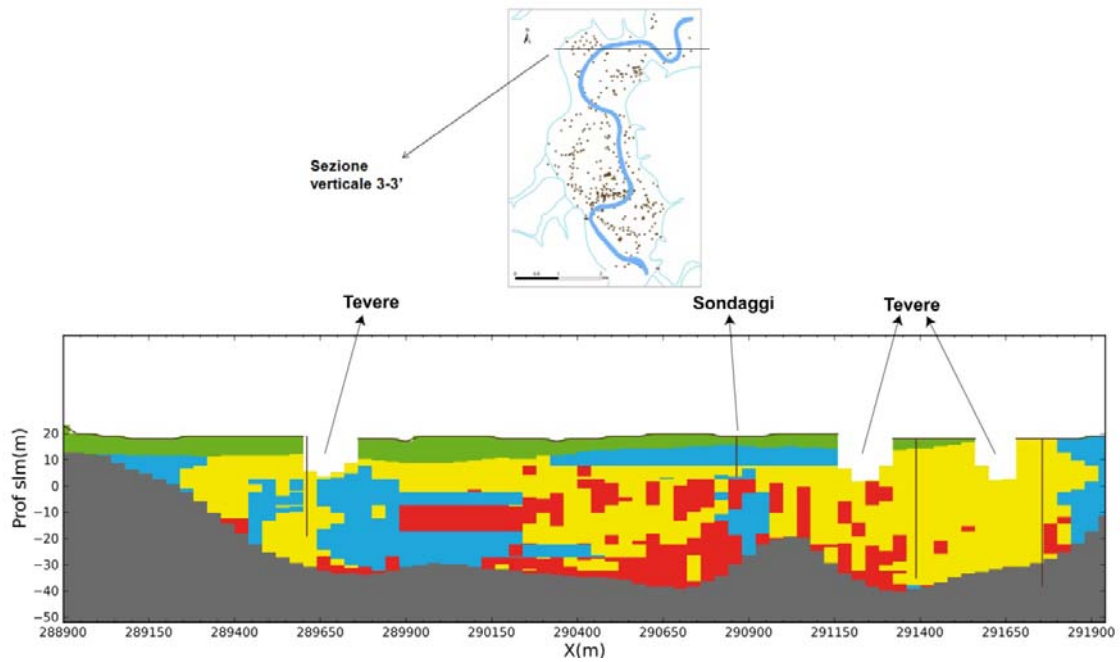


Figura 3.37 – Sezione verticale 2-2' del modello 3D a $y=4645500$ m.

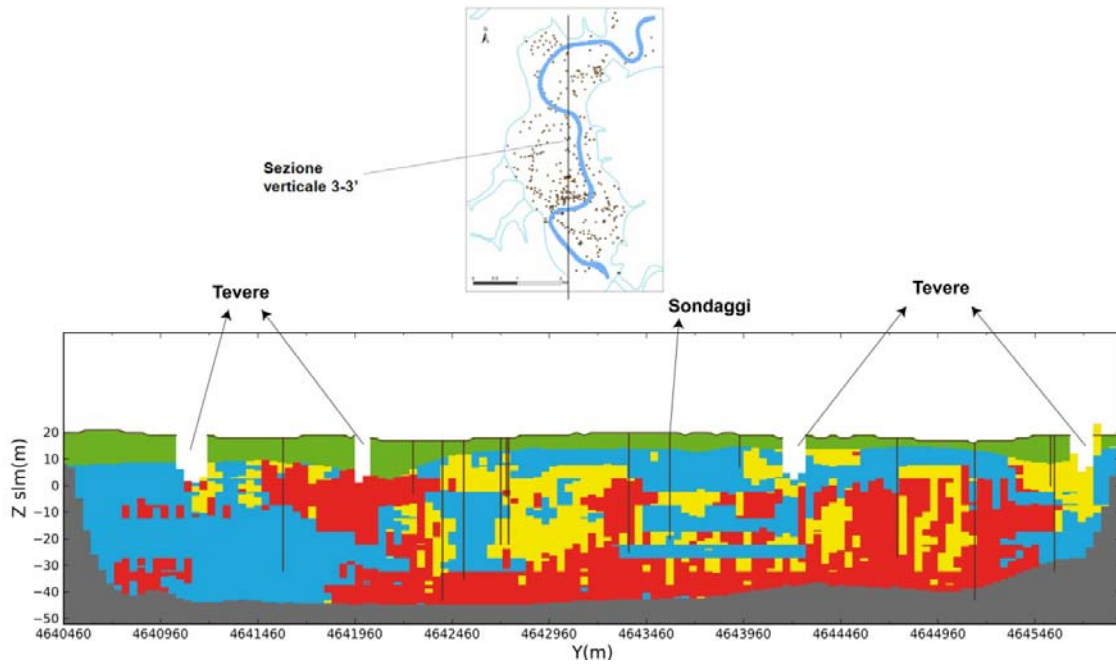


Figura 3.38 – Sezione verticale 3-3' del modello 3D a $x=289980$ m.

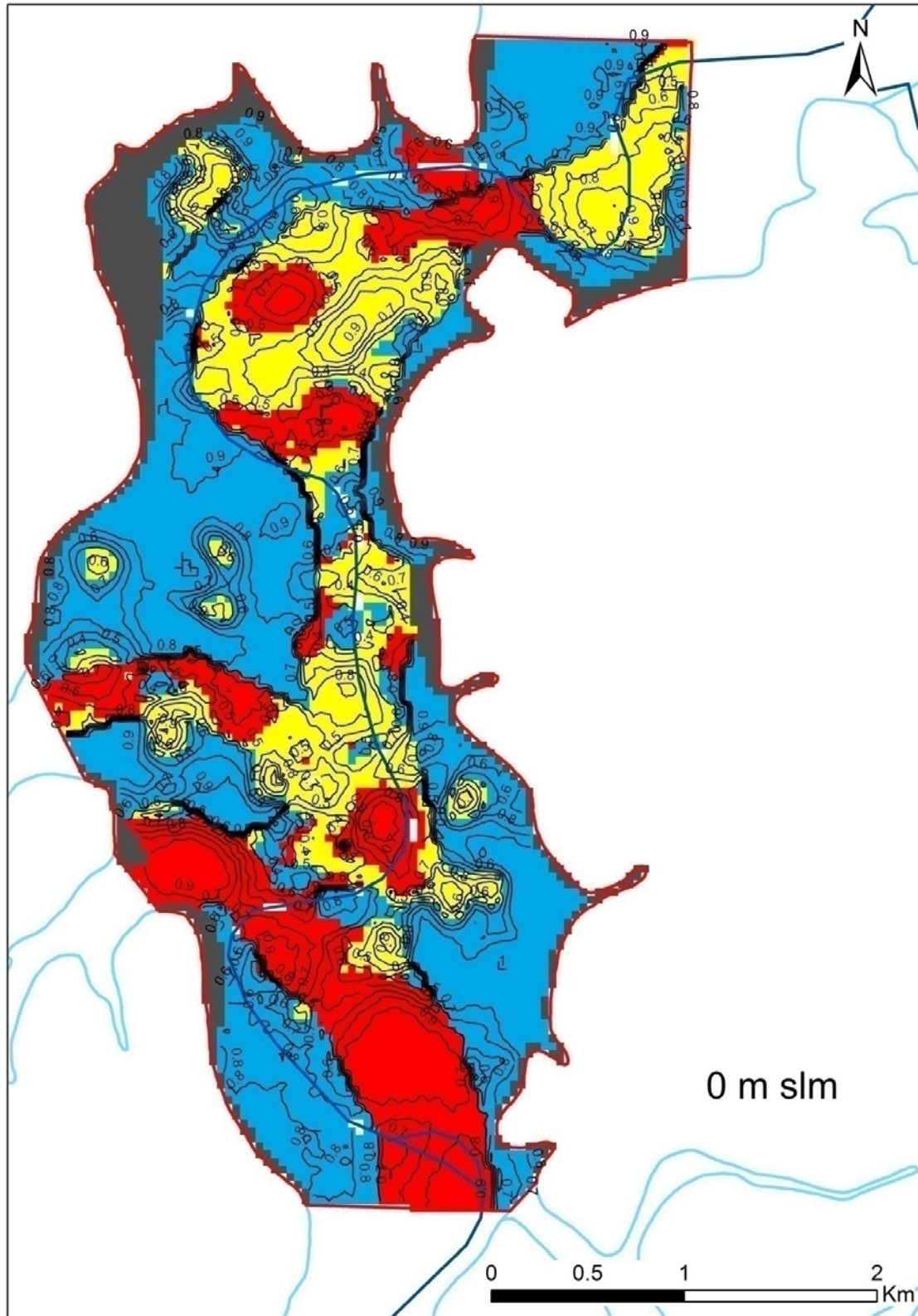


Figura 3.39 – Mappa di sintesi delle 300 simulazioni fatta a 0 metri a.m.s.l.; alla mappa del litotipo più frequente, sono sovrapposte le curve di isofrequenza.

3.5.2 Simulazione sul *grid* 2x2x0.5

Di seguito vengono riportate alcune sezioni orizzontali ricavate dal modello dei litotipi simulato sul *grid* 2 m x 2m x 0.5 m.

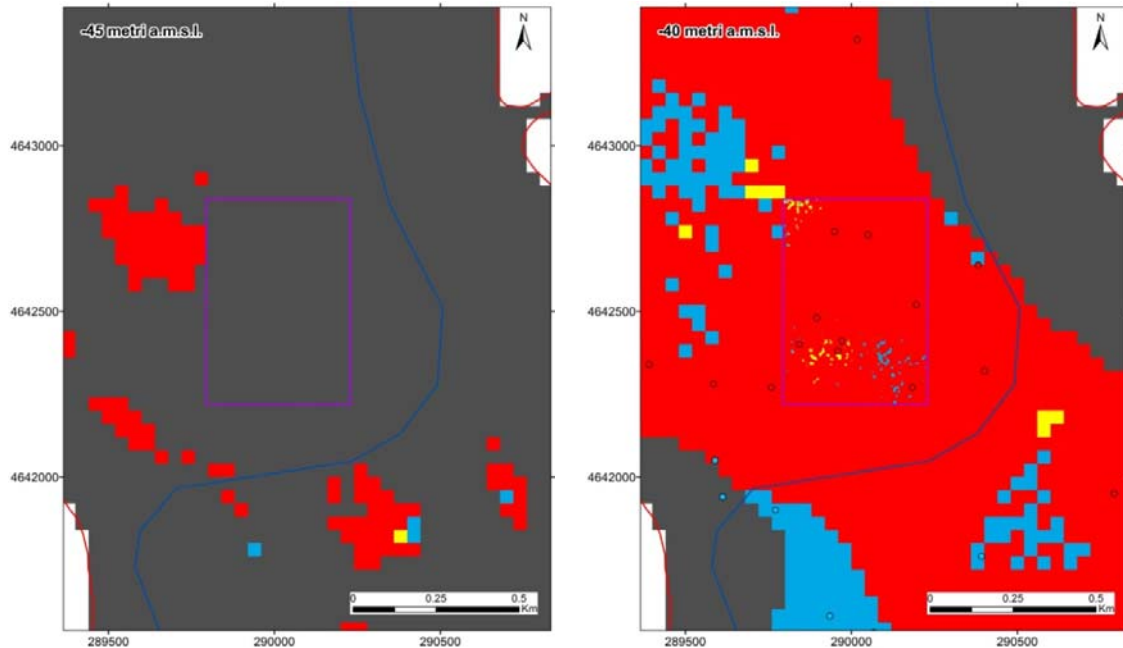


Figura 3.40 – Sezioni orizzontali del modello 3D, a quota -45 e -40 metri a.m.s.l.. All'interno del rettangolo viola, il *grid* di simulazione è di 2x2x0.5 m³.

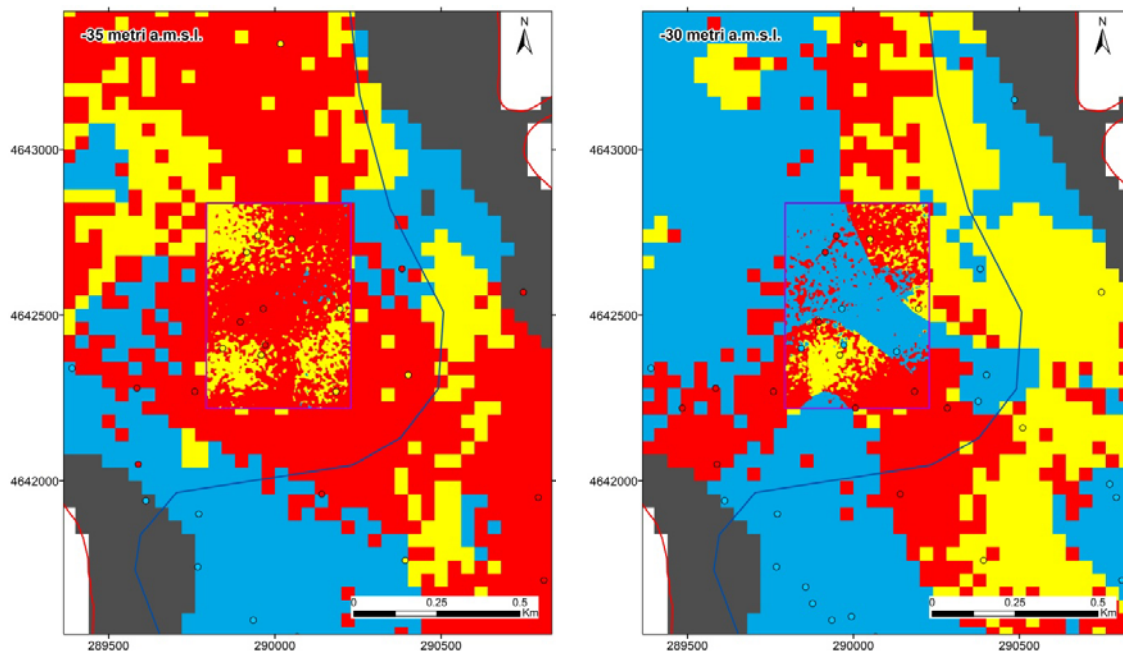


Figura 3.41 – Sezioni orizzontali del modello 3D, a quota -35 e -30 metri a.m.s.l..

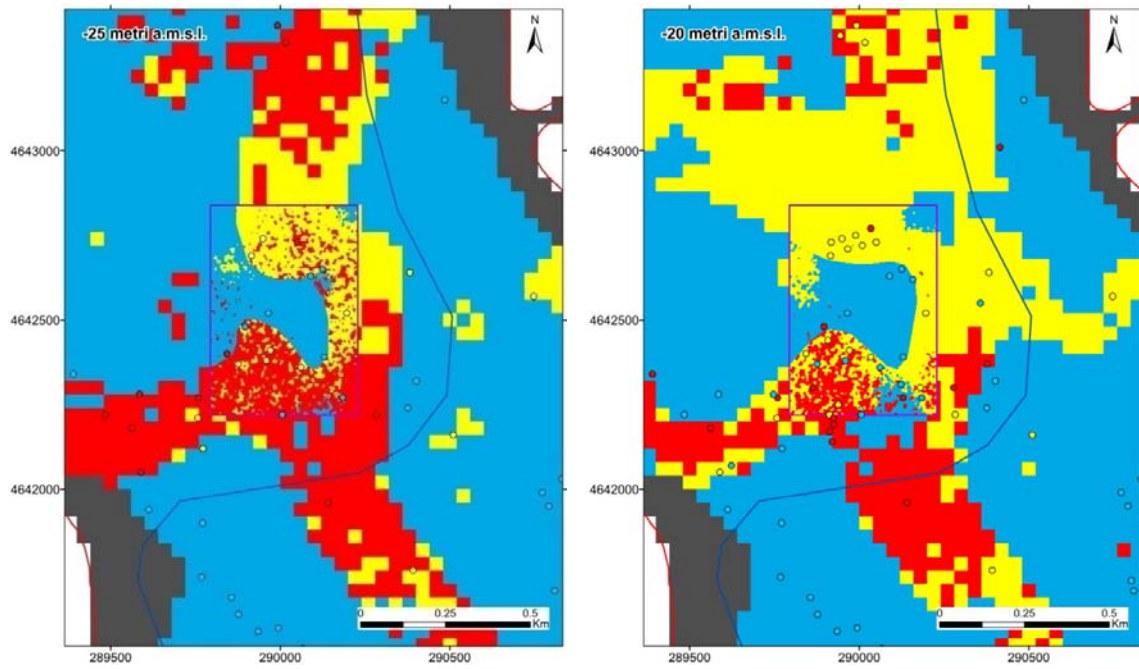


Figura 3.42 – Sezioni orizzontali del modello 3D, a quota -25 e -20 metri a.m.s.l..

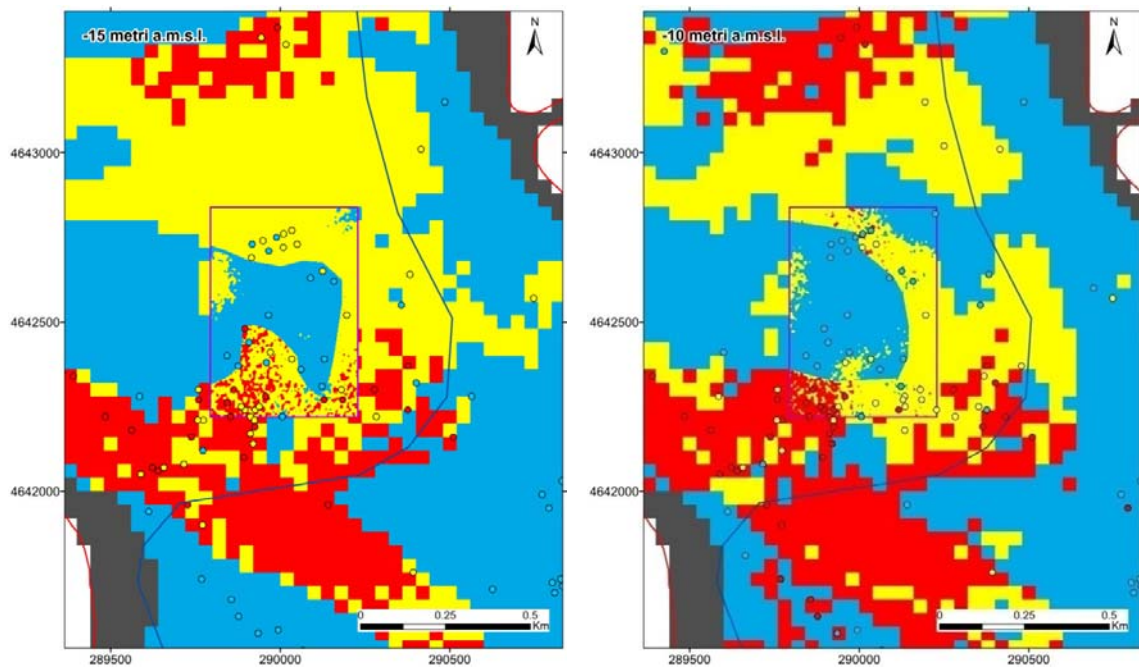


Figura 3.43 – Sezioni orizzontali del modello 3D, a quota -15 e -10 m a.m.s.l..

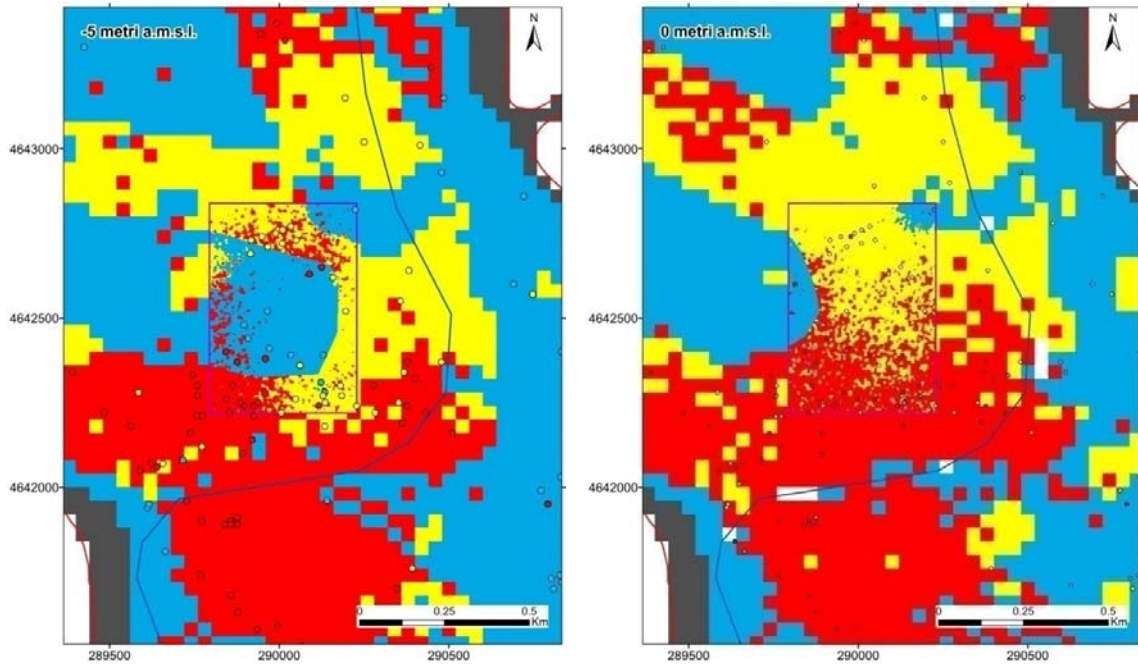


Figura 3.44 – Sezioni orizzontali del modello 3D, a quota -5 e 0 m a.m.s.l..

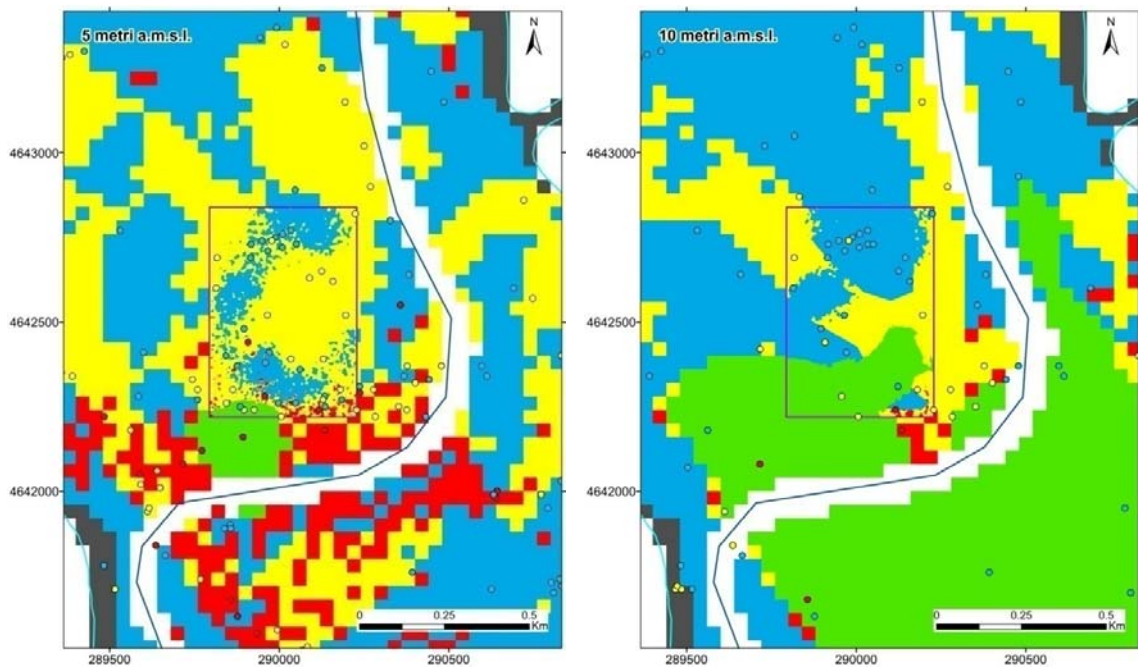


Figura 3.45 – Sezioni orizzontali del modello 3D, a quota 5 e 10 m a.m.s.l..

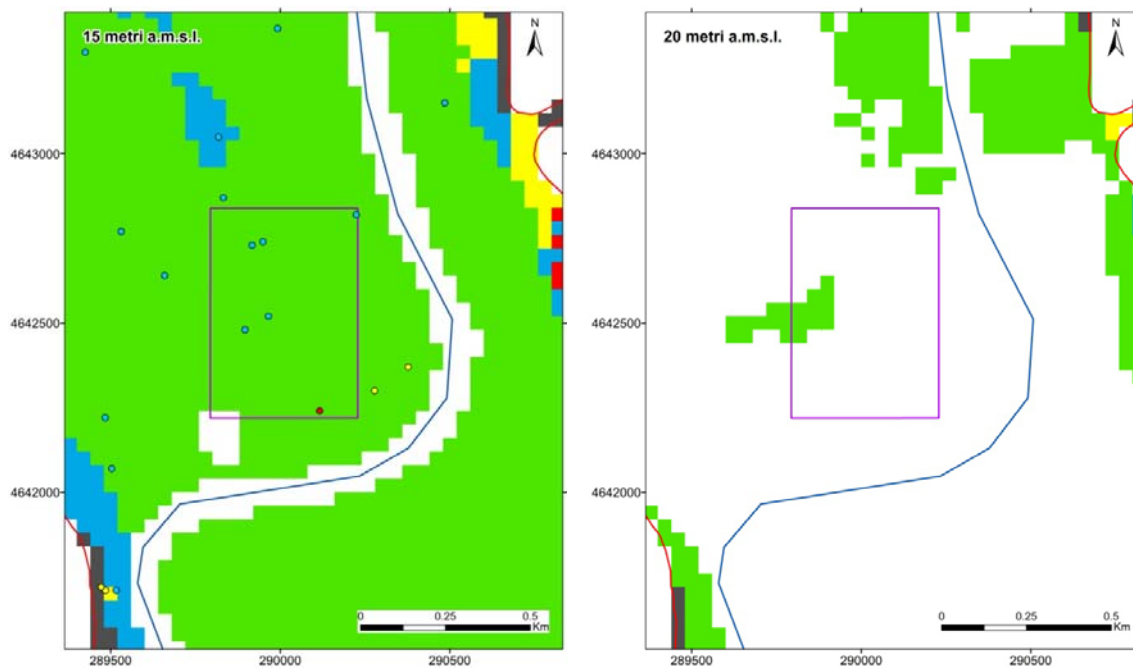


Figura 3.46 – Sezioni orizzontali del modello 3D, a quota 15 e 20 m a.m.s.l..

Capitolo 4

4 Applicazione e validazione del modello stocastico 3D

Il modello stocastico 3D dei corpi alluvionali realizzato e descritto nel capitolo 3, è finalizzato alla valutazione delle pericolosità geologiche o *geohazard*.

La trattazione del *geohazard* in ambiente urbano ha come obiettivo la produzione di cartografica tematica, finalizzata a:

1. individuare singoli elementi di criticità e di pericolosità insistenti su un'area prescelta;
2. suddividere il territorio urbano in aree a diverso grado di pericolosità (zonazione), relativamente ad uno specifico tematismo, quale, ad esempio, la presenza di cavità, di sprofondamenti, di frane e l'individuazione di aree soggette ad alluvionamento, a cedimento, a subsidenza.

In questo lavoro, il modello 3D viene utilizzato per la realizzazione di una mappa di suscettibilità al dissesto causato dai cedimenti. E' illustrato un criterio per la definizione di un indice di suscettibilità al cedimento utilizzabile per depositi di piana alluvionale; questo indice, messo a punto in collaborazione con un ingegnere geotecnico del CNR-IGAG, tiene conto dello spessore e delle caratteristiche fisico-meccaniche dei terreni.

La mappa di suscettibilità viene poi messa a confronto con dati telerilevati da satellite, al fine di individuare eventuali discrepanze e quindi valutare, in modo indiretto, la bontà del modello 3D realizzato.

4.1 Cedimenti

Si definisce cedimento la componente verticale dello spostamento del piano di posa di una struttura di fondazione. In generale si indica con cedimento *assoluto* l'abbassamento di un punto del piano di posa riferito ad un caposaldo fisso, mentre cedimento *differenziale* indica la differenza dei cedimenti assoluti di due punti del piano di posa di una fondazione. La valutazione della suscettibilità al cedimento rappresenta un problema particolarmente sentito in area urbana. Infatti, nel caso di sottosuolo formato da terreni compressibili ed eterogenei, l'elemento che condiziona il progetto della struttura dal punto di vista geotecnico, è generalmente rappresentato proprio dall'entità e dal tipo (assoluto o differenziale) dei cedimenti che il piano di posa (e quindi la struttura in elevazione) può subire.

Le cause dei cedimenti di una fondazione superficiale possono essere molteplici; quelle più comuni sono: deformazioni del terreno sotto l'azione dei carichi trasmessi dalla fondazione; riduzione di volume del terreno di fondazione dovuta a processi di consolidazione indotti dall'abbassamento della superficie libera della falda idrica, ad esempio in seguito a intensi emungimenti (subsidenza); deformazioni del terreno di fondazione conseguenti a scavi all'aperto o in sotterraneo effettuati nei pressi dell'opera; addensamento di terreni incoerenti sciolti a seguito di vibrazioni indotte dal traffico, da macchine vibranti, da terremoti. In questo lavoro si considera unicamente il caso di cedimenti assoluti causati dall'incremento tensionale dovuto all'applicazione di carichi in superficie attraverso la fondazione stessa.

La distribuzione spaziale dei cedimenti, ovvero se essi sono *uniformi* (cedimento assoluto uguale in ogni punto del piano di posa) o *disuniformi* (cioè differenziali) dipende poi da molteplici fattori legati all'eterogeneità delle caratteristiche meccaniche dei terreni di fondazione, alla distribuzione del carico sul piano di posa (che a sua volta può essere uniforme o meno a seconda della regolarità del corpo della struttura in elevazione), alle caratteristiche strutturali della fondazione (principalmente la sua rigidità). Nel presente lavoro di tesi, si prescinde dalle caratteristiche tanto della fondazione quanto della sovrastruttura e si fa riferimento unicamente a cedimenti differenziali legati all'eterogeneità dei terreni di fondazione. Tale assunzione corrisponde a considerare una fondazione infinitamente flessibile e un carico applicato in maniera uniforme alla superficie del suolo.

Dal punto di vista dell'arco temporale nel quale si sviluppano i cedimenti, si distinguono cedimenti *immediati* e di *consolidazione*. Nel caso di sottosuolo formato da terreni permeabili o molto permeabili (ghiaie, sabbie), sia in assenza che in presenza di falda idrica, i cedimenti delle fondazioni si verificano subito dopo l'applicazione dei carichi (cedimenti immediati). A meno che non si abbia a che fare con depositi di sabbie sciolte, il problema della valutazione dei cedimenti immediati di depositi di terreni grossolani, generalmente piuttosto rigidi, è poco sentito: i cedimenti, infatti, sono di grandezza trascurabile nel caso di edifici ordinari. Nel caso di sottosuolo formato da terreni coesivi saturi, i cedimenti delle fondazioni si verificano in parte subito dopo l'applicazione dei carichi (cedimenti immediati, dovuti a deformazioni del terreno in condizioni non drenate) ed in parte nel tempo (cedimenti dovuti alla consolidazione del terreno). Nel caso di questi ultimi cedimenti, oltre al valore finale al termine del processo di consolidazione, va previsto il "decorso nel tempo", cioè il modo in cui i cedimenti gradualmente si manifestano. In questo lavoro, i cedimenti sono associati unicamente ai depositi coesivi (litotipo 3), generalmente più compressibili, mentre vengono

trascurati quelli associati ai litotipi grossolani (litotipi 1 e 2), quali sabbie e ghiaie. Inoltre, viene calcolato unicamente il cedimento di consolidazione finale (a tempo infinito) dei depositi coesivi, trascurando il cedimento immediato, e prescindendo dal decorso temporale del cedimento di consolidazione.

4.2 Indice di suscettibilità al cedimento

La suscettibilità al dissesto causato dai cedimenti dipende direttamente dalla natura dei terreni di fondazione. In linea generale, maggiore è lo spessore dei terreni compressibili e più scadenti sono le caratteristiche di rigidezza di tali terreni, maggiore è l'entità dei cedimenti attesi. I terreni compressibili, generalmente litotipi limoso-argillosi, sono tipici delle zone di piana alluvionale.

Nel seguito è illustrato un indice di suscettibilità al cedimento da applicare a depositi di piana alluvionale, che tiene conto dello spessore e delle caratteristiche fisico-meccaniche dei terreni. Esso fa riferimento ai cedimenti causati dall'applicazione di un carico uniformemente ripartito in superficie e tiene adeguatamente in conto la riduzione dell'incremento dello stato tensionale con la profondità.

Tale indice fornisce un'indicazione quantitativa dei cedimenti attesi in un punto, ma può essere utilizzato anche per mappare arealmente la suscettibilità al cedimento.

L'indice di suscettibilità (Moscatelli et al., 2009) è definito in accordo al metodo monodimensionale (o edometrico) per il calcolo dei cedimenti di consolidazione di fondazioni superficiali su terreni coesivi (ad es. Lancellotta, 1993). Si assume che i cedimenti siano associati esclusivamente alla presenza di litotipi argillosi-limosi, mentre sono considerati incompressibili i litotipi costituiti da terreni a grana grossa (limi sabbiosi, sabbie e ghiaie).

L'indice proposto è fornito dalla seguente espressione che rappresenta il cedimento di consolidazione dovuto all'applicazione in superficie di un carico uniformemente ripartito q :

$$I_{\delta} = \left(\sum_{i=1}^n \frac{H_{0,i}}{1 + e_{0,i}} \right) \cdot C \cdot \ln \frac{\sigma'_{v0,i} + \Delta\sigma'_{v,i}}{\sigma'_{v0,i}} \quad (4.1)$$

Il significato dei simboli che compaiono nella relazione precedente è illustrato di seguito:

- n è il numero di strati nell'ambito del volume significativo; per simulare il cedimento associato all'imposizione di carico dovuta ad un edificio, tipo palazzina, si può considerare una impronta di carico quadrata pari a $B=25$ m. In tal caso la profondità

significativa su cui calcolare l'indice può essere posta pari a $2B=50$ m. Al di sotto di tale profondità l'incremento dello stato tensionale efficace è inferiore al 10% del carico applicato in superficie e quindi può essere considerato trascurabile ai fini del cedimento prodotto. Nel caso in cui l'indice sia applicato ai sondaggi, si considerano solo quelli di lunghezza di almeno 30 m; al di sotto di tale profondità l'incremento tensionale è inferiore al 25% del carico applicato in superficie.

- $H_{0,i}$ è lo spessore iniziale del generico strato i incontrato nell'ambito del volume significativo.
- $e_{0,i}$ è l'indice dei vuoti iniziale del terreno costituente lo strato i -esimo; ciascun litotipo può essere caratterizzato da un valore medio oppure, nel caso sia evidente una riduzione dell'indice dei vuoti con la profondità, attraverso una relazione $e_0(z)$ dedotta dalla regressione dei dati geotecnici.
- C è un coefficiente che misura la compressibilità del terreno costituente il generico strato; esso è pari all'indice di compressibilità (C_c) per incrementi di tensione verticale efficace che interessano valori superiori alla tensione di preconsolidazione; è invece pari all'indice di ricomprensione (C_r) per incrementi che producono valori di tensione verticale inferiori alla tensione di preconsolidazione. Per tutte le unità a grana grossa considerate incompressibili si pone $C=0$.
- $\sigma'_{v0,i}$ è la tensione verticale efficace prima dell'applicazione del carico valutata nel punto medio dello strato generico i ; essa può essere calcolata a partire dalla stratigrafia della verticale di calcolo dell'indice, nota la profondità del punto medio dello strato al di sotto della superficie piezometrica (z_i) (Figura 4.1):

$$\sigma'_{v0,i} = \left(\sum_{j=1}^{i-1} \gamma_j H_{0,j} \right) + \gamma_i \frac{H_{0,i}}{2} - u_i \quad (4.2)$$

essendo u_i la pressione interstiziale nel punto medio dello strato, $H_{0,j}$ lo spessore del generico strato sovrastante quello considerato e γ_j il corrispondente peso dell'unità di volume.

La pressione interstiziale u_i , è posta pari a zero al di sopra della falda mentre al di sotto si fa riferimento a condizioni idrostatiche:

$$u_i = \gamma_w z_{w,i}$$

essendo $\gamma_w = 10 \text{ kN/m}^3$; la quantità $z_{w,i}$ rappresenta la profondità del punto medio dello strato considerato al di sotto del livello di falda (Figura 4.1). Si pone quindi:

$$z_{w,i} = z_{i,pc} - z_{falda}$$

dove $z_{i,pc}$ è la profondità del punto medio dello strato considerato valutata dal piano campagna e z_{falda} la profondità della falda sempre valutata dal piano campagna. La posizione della falda è ricavata da misure di livello piezometrico disponibili ovvero dall'andamento delle isopieziche nell'area, desunte dal modello idrogeologico eventualmente disponibile.

- $\Delta\sigma'_{v,i}$ è l'incremento di tensione verticale efficace nel punto medio dello strato generico i , situato a profondità $z_{i,pc}$ dal piano campagna, dovuto ad un carico uniformemente ripartito q applicato in superficie, valutato attraverso la teoria dell'elasticità. Pertanto si ha $\Delta\sigma'_{v0,i} = 0.9q$ per $z_{i,pc} < B/3 \approx 8 \text{ m}$ (essendo $B=25 \text{ m}$ la larghezza dell'impronta di carico), mentre per $z_{i,pc} \geq B/3 \approx 8 \text{ m}$ si ha (Viggiani, 1999):

$$\Delta\sigma'_{v,i} = \frac{q}{\pi} \left(\frac{2M^2\sqrt{V}}{V+V_1} \cdot \frac{V+1}{V} + \left| \arctan\left(\frac{2M^2\sqrt{V}}{V-V_1}\right) \right| \right) \quad (4.3)$$

dove:

$$M = B/(2z_{i,pc})$$

$$V = 2M^2 + 1$$

$$V_1 = M^4$$

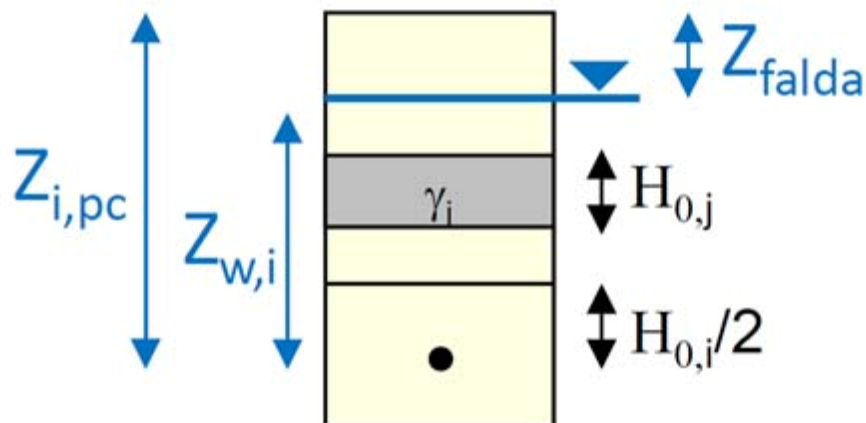


Figura 4.1 - Schematizzazione usata per la definizione dell'indice di suscettibilità al cedimento.

4.2.1 Espressione semplificata dell'indice

Per valutazioni di suscettibilità al cedimento caratterizzate da un minor livello di approfondimento si può tralasciare la caratterizzazione geotecnica dei litotipi e portare in conto unicamente lo spessore dei terreni compressibili (litotipi limoso-argillosi). In tal caso l'indice assume la seguente forma:

$$I_{\delta,S} = \left(\sum_{i=1}^n H_{0,i} \cdot \frac{\Delta\sigma'_{v,i}}{q} \right) \quad (4.4)$$

in cui $H_{0,i}$ viene posto a zero per i litotipi considerati incompressibili. Nell'espressione proposta gli strati compressibili vengono pesati tanto più quanto questi sono posti vicino alla superficie del piano campagna, dove l'incremento dello stato tensionale dovuto all'applicazione del carico è maggiore. L'indice semplificato proposto, rappresenta una sorta di misura dello spessore "pesato" dei litotipi compressibili.

4.2.2 Rotazione relativa

Per valutare la distribuzione dei cedimenti differenziali e il loro possibile effetto sulle strutture, viene calcolato, a partire dall'indice di suscettibilità al cedimento, il parametro rotazione relativa β (Lancellotta, 1993). Considerati due punti A e B distanti L_{AB} e in corrispondenza dei quali l'indice di suscettibilità assume rispettivamente i valori $I_{\delta A}$ e $I_{\delta B}$, la rotazione relativa è definita dal rapporto:

$$\beta \cong \frac{|I_{\delta A} - I_{\delta B}|}{L_{AB}} \quad (4.5)$$

e rappresenta la rotazione subita da una fondazione superficiale rigida avente per vertici i punti A e B (Figura 4.2).

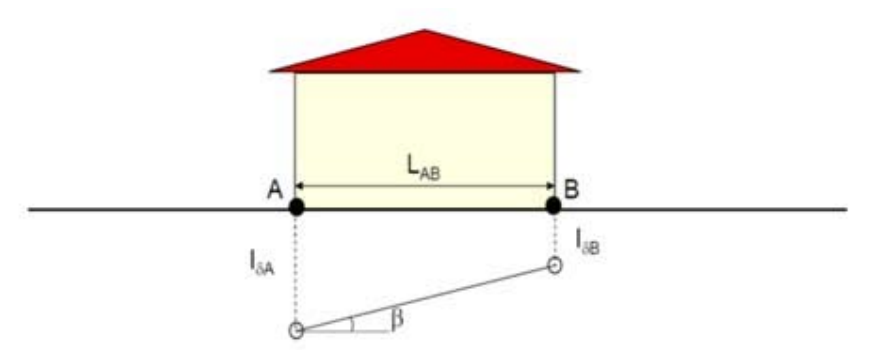


Figura 4.2 - Definizione del parametro rotazione relativa β .

I valori di β possono poi essere correlati al danneggiamento strutturale di un edificio con area di imposta delimitata dai punti A e B . Per telai in cemento armato con tamponature possono essere individuati i seguenti valori limite (Lancellotta, 1993):

- 1/300: danno lieve (danni agli elementi non strutturali ad es. le tamponature)
- 1/150: danno severo (danno alle strutture portanti).

La mappa di rotazione relativa misura il rateo di cambiamento dell'indice di suscettibilità al cedimento, nella direzione di massima variabilità. Tale parametro può essere ottenuto a partire dalla mappa *raster* dei cedimenti, utilizzando lo stesso algoritmo utilizzato per il calcolo della pendenza fatta a partire da un DTM; infatti, la pendenza associata ad una cella del DTM, è una misura del rateo di cambiamento della quota nella direzione di massima variabilità.

In letteratura sono stati proposti diversi metodi (più di una decina) per calcolare la pendenza; tra i metodi più diffusi vi sono quelli basati sulle tecniche alle differenze finite (Sharpnack and Akin, 1969; Horn, 1981; Ritter, 1987).

Nei *software* GIS più comuni, viene implementato il metodo proposto da Horn (1981); si tratta di un metodo alle differenze finite del terzo ordine, che utilizza un *neighborhood* di otto celle attorno alla cella di cui viene calcolata la rotazione relativa (Figura 4.3). Con tale metodo la rotazione relativa della generica cella x_0 è ricavata dalla relazione:

$$\beta = \sqrt{(\beta_{WE})^2 + (\beta_{SN})^2}$$

dove:

$$\beta_{WE} = \frac{(I_{\delta x_7} + 2 \cdot I_{\delta x_3} + I_{\delta x_6}) - (I_{\delta x_8} + 2 \cdot I_{\delta x_1} + I_{\delta x_5})}{8 \cdot \Delta x}$$

$$\beta_{SN} = \frac{(I_{\delta x_6} + 2 \cdot I_{\delta x_2} + I_{\delta x_5}) - (I_{\delta x_7} + 2 \cdot I_{\delta x_4} + I_{\delta x_8})}{8 \cdot \Delta x}$$

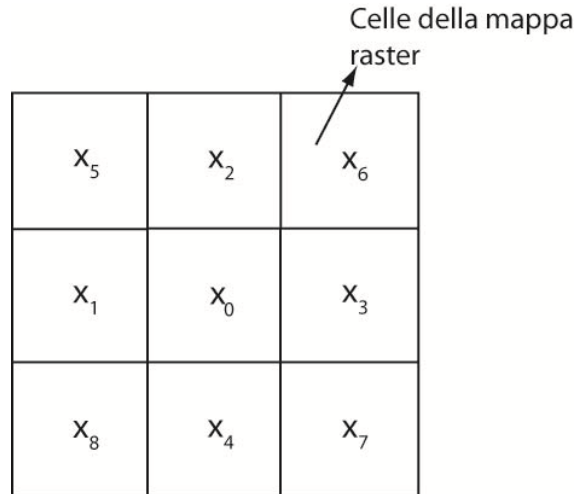


Figura 4.3 - *Neighborhood* usato nel metodo Horn, per il calcolo della pendenza relativa alla cella x_0 .

4.3 Procedura per il calcolo della suscettibilità al cedimento

Il calcolo dell'indice di suscettibilità al cedimento richiede dati topografici, geologici, idrogeologici e geotecnici; in particolare:

- dati *raster*:
 - Modello digitale del terreno.
 - Modello geologico 3D.
- dati vettoriali:
 - Limite geologico dei depositi alluvionali.
 - Informazioni litologiche desunte dai sondaggi geognostici o dal modello 3D dei litotipi.
 - Parametri geotecnici desunti da prove di laboratorio (validate) su campioni indisturbati.
 - Livello piezometrico nei depositi alluvionali.

Nel caso si abbiano a disposizione tutti i dati di *input* indicati, è possibile calcolare l'indice con la formula (4.1); invece, se l'informazione disponibile è incompleta si può utilizzare l'espressione semplificata (4.4).

La suscettibilità al cedimento può quindi essere valutata secondo tre livelli caratterizzati da complessità crescente:

livello 1 - calcolo dell'indice di suscettibilità semplificato ovvero dello spessore "pesato" dei litotipi compressibili

Sono richiesti unicamente i dati topografici e litologici, mentre non occorrono dati geotecnici per la caratterizzazione fisico-meccanica dei litotipi. In altre parole, in prima approssimazione, ai fini della suscettibilità al cedimento si considera solo lo spessore dei terreni compressibili e non le loro caratteristiche di rigidità. Lo spessore "pesato" viene calcolato in corrispondenza dei sondaggi di lunghezza minima 30 m e quindi mediante interpolazione, è possibile ricavare la mappa stimata dello spessore pesato.

Se disponibile il modello 3D dei litotipi, la mappa di suscettibilità viene ricavata applicando la formula semplificata a ciascuna pila del *grid*.

livello 2 - calcolo dell'indice puntuale di suscettibilità al cedimento

L'indice viene calcolato su sondaggi di lunghezza minima pari a 30 m. A differenza del livello 1, viene utilizzata l'espressione completa dell'indice; entrano in gioco non solo i dati stratigrafici e litologici ma anche i parametri fisico-meccanici e in particolare la compressibilità dei terreni. Analogamente al livello 1, tramite interpolazione è poi possibile ricavare la mappa stimata e, attraverso successiva elaborazione, la mappa delle rotazioni relative.

livello 3 - applicazione dell'indice di suscettibilità al cedimento al modello dei litotipi 3D

L'indice di suscettibilità completo (dati geologici e geotecnici) viene calcolato su ciascuna pila del modello dei litotipi 3D. Il risultato è la mappa dell'indice di suscettibilità, dalla quale è poi possibile ottenere quella delle rotazioni relative.

La procedura per il calcolo della suscettibilità al cedimento è riportata nel diagramma di Figura 4.4. Nella parte sinistra sono indicati i dati di *input*. È opportuno sottolineare che tutti i dati devono essere sottoposti ad una procedura di valutazione (validazione) che accerti la qualità degli stessi e rigetti quelli ritenuti non idonei (es. dati geotecnici desunti da prove di laboratorio eseguite con procedure errate o comunque non standard).

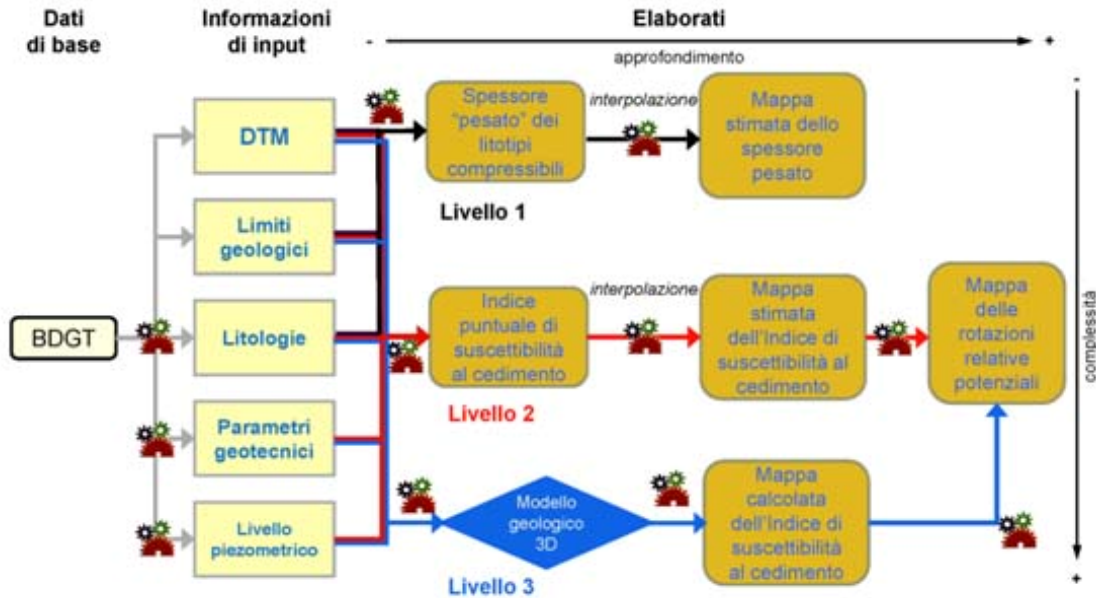


Figura 4.4 - Schema di flusso della procedura per il calcolo della suscettibilità al cedimento.

4.4 Dati geotecnici disponibili

Nell'area di studio sono disponibili circa 90 sondaggi con prove di laboratorio (Figura 4.5), derivanti essenzialmente dalle campagne di indagine geognostica condotte per la progettazione della metro C. In totale sono stati raccolti circa 340 campioni indisturbati, per i quali sono disponibili le principali proprietà fisiche e meccaniche di interesse: composizione granulometrica, contenuto d'acqua, limite di liquidità, indice di plasticità, peso dell'unità di volume, indice dei vuoti, indice di consistenza, peso specifico dei granuli solidi, tensione di preconsolidazione, grado di sovraconsolidazione, indici di compressione e ricomprensione, modulo edometrico, resistenza al taglio non drenata, coesione e angolo di attrito in tensioni efficaci.

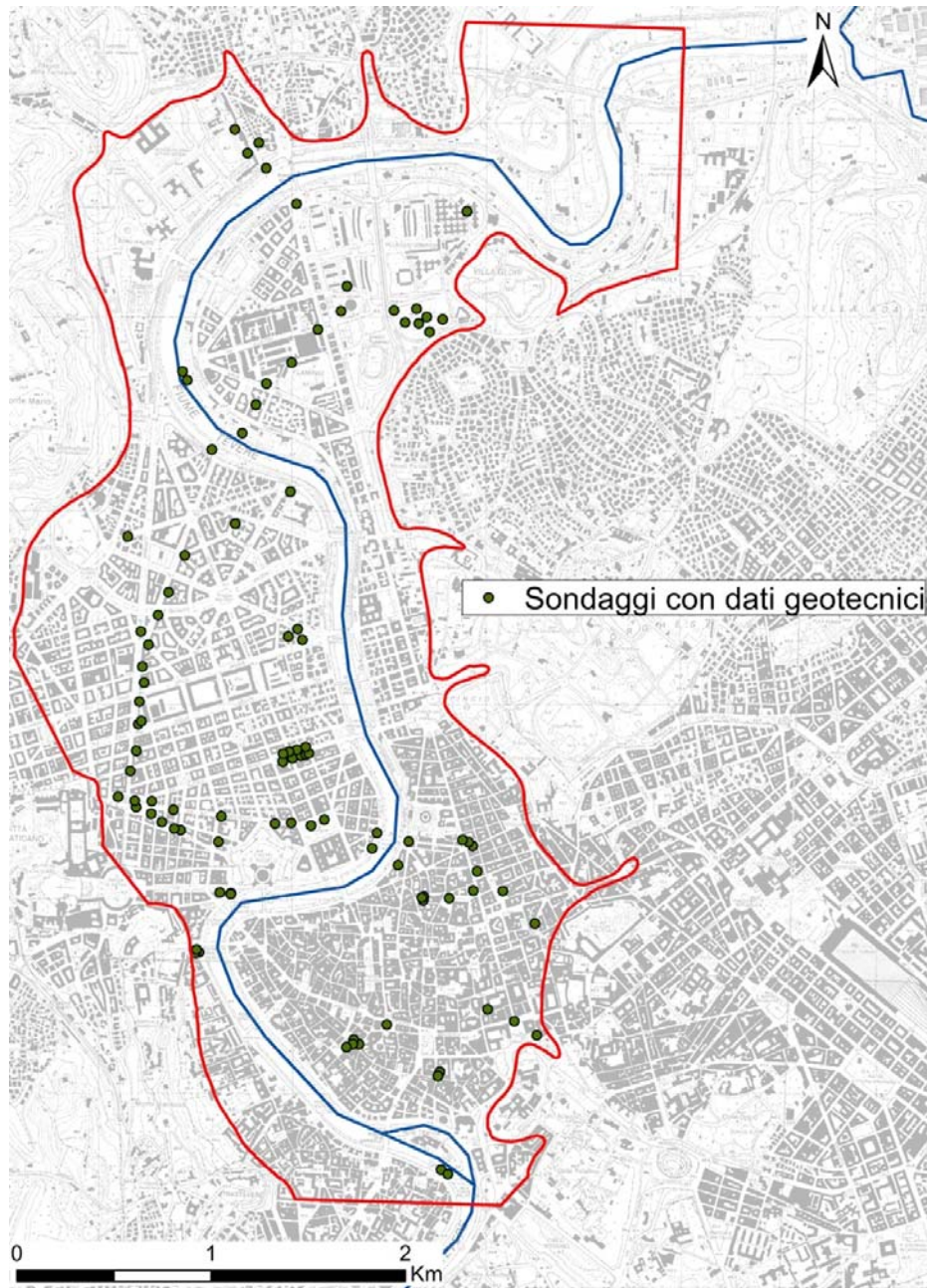


Figura 4.5 - Ubicazione dei sondaggi in cui sono stati prelevati campioni su cui eseguire misure di laboratorio dei dati geotecnici.

Sulla base dei valori delle proprietà fisiche e meccaniche misurate sui campioni, sono state individuate, nell'ambito dei depositi alluvionali, le seguenti unità omogenee, ottenute raggruppando litotipi caratterizzati da comportamento meccanico omogeneo:

AS: alluvioni recenti situate essenzialmente al di sopra di 4 m a.m.s.l. e costituite per lo più da limi ed argille di colore da avana a verdastro, da moderatamente consistenti a consistenti, sovraconsolidate (“alluvioni sovraconsolidate”).

AR: alluvioni recenti situate al di sotto di 4 m a.m.s.l. fino al contatto con le sottostanti argille della formazione di Monte Vaticano (basamento dell’area romana), costituite da argille, limi e sabbie limose da poco consistenti a consistenti, normalmente consolidate. Questa unità viene suddivisa ulteriormente in:

AR_a: argille e limi da poco a mediamente consistenti, a struttura aperta (elevato indice dei vuoti) e compressibili;

AR_c: argille e limi da mediamente a molto consistenti, a struttura chiusa (indice dei vuoti medio-basso) e poco compressibili;

AR_o: argille e limi ad abbondante contenuto di materiale organico, di elevata plasticità, elevato contenuto d’acqua ed indice dei vuoti, molto compressibili;

AR_s: alluvioni con abbondante contenuto in sabbia e quindi dotate di elevata rigidità rispetto alle unità precedenti.

Di particolare utilità si è rivelato l’indice dei vuoti iniziale normalizzato I_{v0} , definito in accordo a Burland (1990), dalla seguente espressione:

$$I_{v0} = \frac{e_0 - e_{100}^*}{C_c^*}$$

Nell’espressione precedente, e_0 è l’indice dei vuoti iniziale del materiale nel suo stato naturale (sotto la tensione efficace geostatica agente nel punto di prelievo), C_c^* e e_{100}^* sono invece delle costanti di compressibilità intrinseca, relative cioè al materiale ricostituito, funzione quindi unicamente delle sue caratteristiche di plasticità e indipendenti dal suo stato naturale. In particolare C_c^* è l’indice di compressibilità intrinseco del materiale, determinabile su campione ricostituito o attraverso la relazione empirica proposta da Burland (1990):

$$C_c^* = 0.256e_L - 0.04$$

essendo e_L l'indice dei vuoti del materiale ricostituito al limite liquido $e_L = \frac{\gamma_s}{\gamma_w * w_L}$. Il

parametro e_{100}^* rappresenta invece l'indice dei vuoti del materiale ricostituito ad una tensione verticale efficace di 100 kPa. Anch'esso può essere misurato direttamente o ricavato attraverso la seguente relazione empirica:

$$e_{100}^* = 0.109 + 0.679e_L - 0.089e_L^2 + 0.016e_L^3$$

Burland (1990) ha mostrato che le curve di compressibilità dei terreni ricostituiti normalizzate attraverso la:

$$I_v = \frac{e_L - e_{100}^*}{C_c^*}$$

danno luogo, in un piano I_v - $\log \sigma'_v$, ad un'unica retta definita curva di compressibilità intrinseca (ICL, *Intrinsic Compression Line*). La distanza dell'indice I_{v0} dalla ICL rappresenta quindi l'influenza della struttura posseduta dal terreno nella sede naturale, intendendo per struttura la combinazione dell'arrangiamento delle particelle costituenti lo scheletro solido e i legami esistenti tra le particelle stesse (Mitchell, 1976). La distanza dell'indice I_{v0} dalla ICL si rivela quindi particolarmente interessante in quanto direttamente correlabile all'ambiente deposizionale dei terreni e a processi geologici come cementazione, diagenesi incipiente, oscillazione del livello di falda.

L'andamento dell'indice dei vuoti iniziale normalizzato I_{v0} nel piano I_{v0} - $\log \sigma'_v$ con riferimento alla curva di compressibilità intrinseca ICL è mostrato in Figura 4.6 per le unità geotecniche AR_a, AR_c e AR_o. La tensione verticale efficace geostatica nel punto di prelievo del campione è calcolata sulla base delle informazioni disponibili sulla stratigrafia, sui pesi dell'unità di volume e sulla posizione della superficie piezometrica.

Le argille AR_o presentano un elevato scostamento dalla ICL, essendo caratterizzate da una struttura piuttosto aperta tipica di una sedimentazione in un ambiente a bassa energia e con velocità di sedimentazione bassa. Le argille AR_a e AR_c sono state suddivise proprio sulla base della distanza dalla ICL utilizzando arbitrariamente come separazione la linee tratteggiate di Figura 4.6 ottenuta traslando di 0.25 verso l'alto la ICL. Le argille AR_a sono caratterizzate da una struttura più aperta di quella associata alle argille AR_c, le quali si collocano sostanzialmente sulla ICL. E' probabile che i valori di I_{v0} relativi alle due unità siano influenzati, dall'ambiente deposizionale e dalla velocità di sedimentazione, da ulteriori processi geologici come una diagenesi incipiente o l'oscillazione del livello di falda. Questi

ultimi potrebbero infatti condurre ad una cementazione e ad una struttura più chiusa senza necessariamente essere chiaramente visibili in termini di sovraconsolidazione meccanica. Entrambe le unità sono infatti caratterizzate da OCR praticamente unitario.

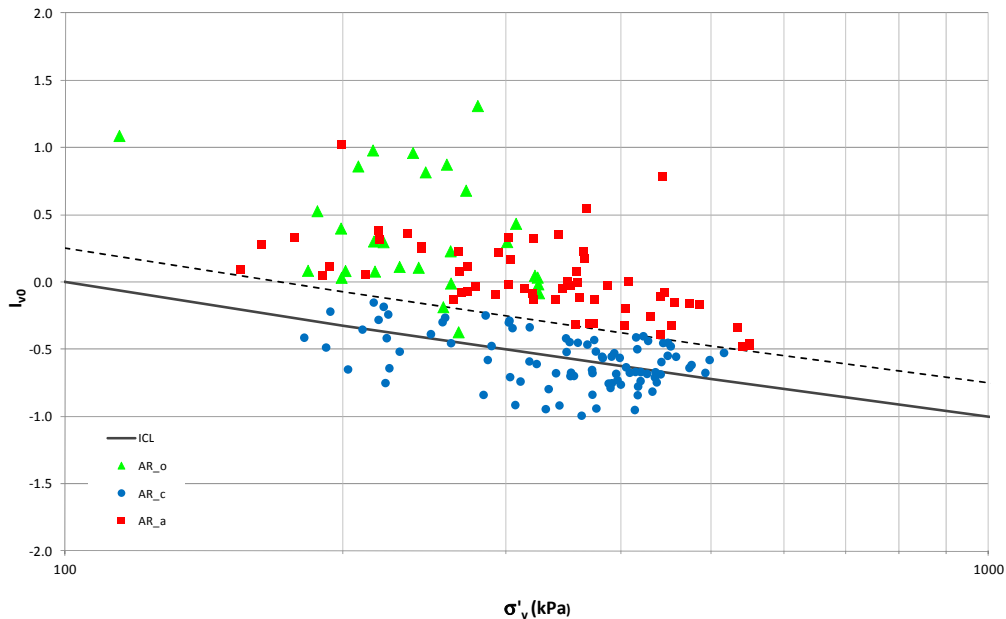


Figura 4.6 - Indice dei vuoti iniziale normalizzato I_{v0} in funzione della tensione verticale efficace geostatica per le unità geotecniche AR_a, AR_c, AR_o.

L'andamento dell'indice dei vuoti iniziale con la profondità, espressa rispetto al livello medio marino, è riportata in Figura 4.7 per le varie unità individuate. Nel grafico sono riportate anche le unità AS, i cui campioni come detto si ritrovano a quote superiori a 4 m a.m.s.l., e AR_s, i quali si concentrano essenzialmente tra -10 e 5 m a.m.s.l.. In quest'ultima fascia si osserva che anche le argille organiche (AR_o) presentano un picco di concentrazione, mentre le argille a struttura chiusa (AR_c) presentano un minimo. Dalla figura è altresì possibile osservare che, mentre le argille "aperte" AR_a mostrano un indice dei vuoti piuttosto disperso che mediamente si riduce con la profondità e quindi al crescere della tensione verticale efficace, le argille "chiuse" AR_c evidenziano un indice dei vuoti meno disperso e con andamento più costante con la profondità. Le rette di regressione $e-z$ (con z espressa in m a.m.s.l.) dedotte per le unità AR_a e AR_c e per queste due unità considerate insieme (AR_a+c) sono riportate in Figura 4.6.

L'andamento del peso dell'unità di volume con la profondità, espressa rispetto al livello medio marino, è riportata in **Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.** per le varie unità individuate. Sia per le argille aperte che per quelle chiuse si osserva un aumento sensibile del peso dell'unità di volume al crescere della profondità che riflette la diminuzione dell'indice dei vuoti mostrata nella figura precedente. Anche per il peso dell'unità di volume sono state calcolate le rette di regressione (con z espressa in m a.m.s.l.) dedotte per le unità AR_a e AR_c e per queste due unità considerate insieme (AR_a+c) (Figura 4.7)

In **Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.** è infine riportato l'andamento dell'indice di compressibilità (C_c) in funzione del limite liquido w_L per le unità geotecniche AR_a, AR_c, AR_o e AS. Per confronto la figura mostra anche la ben nota relazione proposta da Terzaghi e Peck (1967). Si osserva che le argille AR_a e AR_c presentano valori differenti di compressibilità nonostante siano caratterizzate da composizione granulometriche del tutto simile e da ugual campo di variazione delle caratteristiche di plasticità. I punti si collocano infatti su due rette di regressione distinte, essendo le argille AR_a caratterizzate da valori più elevati dell'indice di compressibilità. I valori della relazione di Terzaghi e Peck (1967) si collocano all'estremo superiore dei valori delle alluvioni con eccezione dei terreni organici (AR_o). Si osservi infine che i valori di C_c della alluvioni AS si collocano in corrispondenza della retta di regressione relativa alle argille AR_c. La differenza nelle caratteristiche di compressibilità riscontrata tra le argille AR_a e AR_c può essere imputata a differenze nella struttura dei terreni che non vengono eliminate neanche allorché il materiale è portato ad elevati valori del carico lungo la curva di compressione vergine.

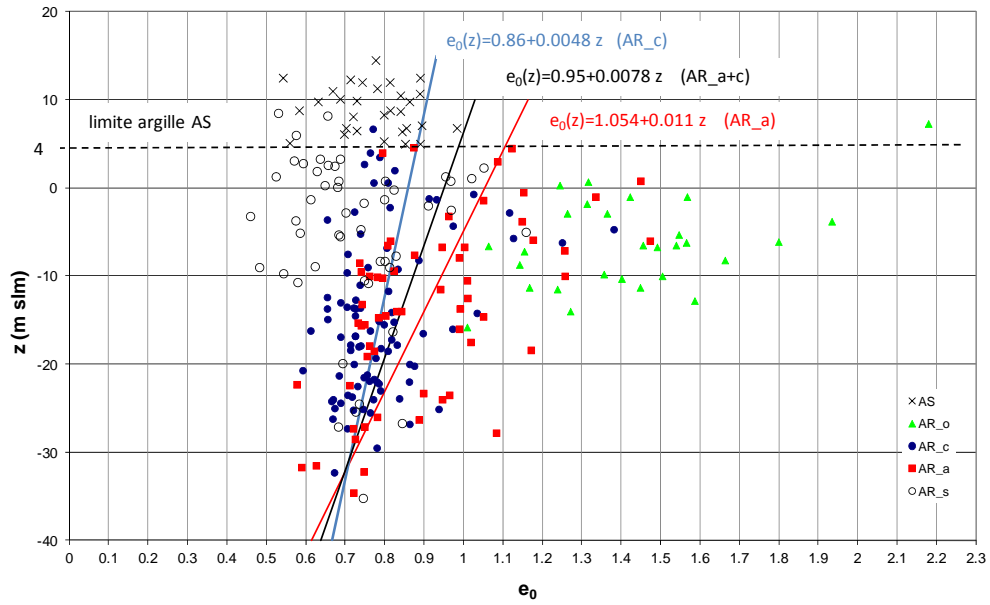


Figura 4.7 - Indice dei vuoti iniziale in funzione della profondità per le varie unità geotecniche identificate nelle alluvioni del Tevere.

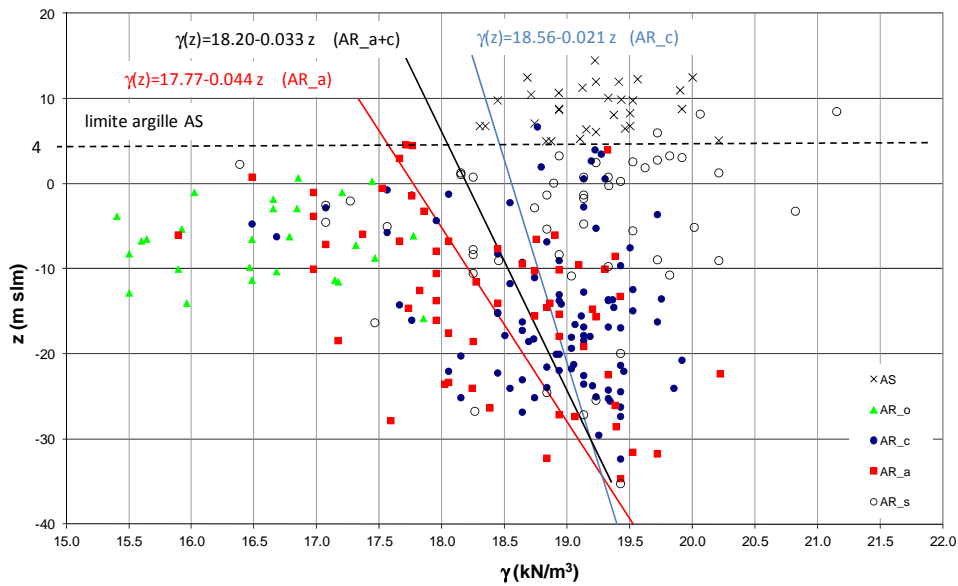


Figura 4.8 - Peso dell'unità di volume in funzione della profondità per le varie unità geotecniche identificate nei depositi alluvionali del Tevere.

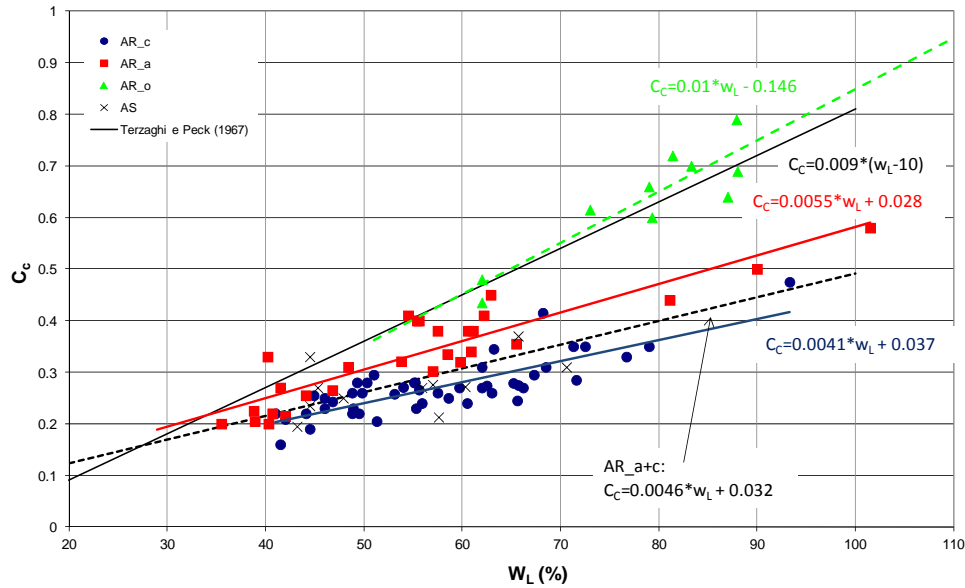


Figura 4.9 - Andamento dell'indice di compressibilità con il limite di liquidità per le unità AS, AR_a, AR_c e AR_o.

I valori medi delle principali proprietà fisiche e meccaniche sono riportati in Tabella 4.1 per le varie unità geotecniche individuate. Si osservi che sono stati altresì calcolati i valori medi accorpando le argille AR_a e AR_c (AR2_a+c).

Unità	n	A (%)	L (%)	S (%)	G (%)	w _L (%)	I _p	I _c	e ₀	γ (kN/m ³)	R _p (kPa)	I ₀	OCR	C _c	C _r
AS	30	51	41	8	0	54	25	1.01	0.771	19.2	250	-0.85	3.5	0.272	0.052
AR_s	51	12	26	61	1	-	-	-	0.724	19.0	-	-	-	-	-
AR_a	61	41	51	8	0	51	24	0.73	0.910	18.4	90	0.02	1	0.323	0.072
AR_c	88	47	47	5	0	58	28	0.99	0.789	18.9	140	-0.58	1	0.279	0.070
AR_a+c	149	45	49	6	0	55	27	0.88	0.838	18.7	125	-0.34	1	0.295	0.071
AR_o	28	53	41	5	1	78	41	0.59	1.429	16.5	79	0.36	1	0.633	0.131

LEGENDA

n= numerosità del campione analizzato; A= argilla; L=limo; S=sabbia; G=ghiaia; w_L=limite di liquidità; I_p = indice di plasticità; I_c=indice di consistenza; e₀=indice dei vuoti iniziale; γ = peso dell'unità di volume; R_p= resistenza al penetrometro tascabile eseguito sul campione; e₀=indice dei vuoti normalizzato (Burland, 1990); OCR=grado di sovra consolidazione; C_c=indice di compressibilità; C_r=indice di ricomprensione/rigonfiamento.

Tabella 4.1 - Valori medi delle principali proprietà fisiche e meccaniche relative alle unità omogenee individuate nell'area campione.

Come indicato in precedenza, i cedimenti sono associati unicamente ai litotipi limoso-argillosi (unità AS, AR_a, AR_c, AR_o), mentre sono considerate incompressibili le AR_s e le altre unità costituite da terreni a grana grossa (limi sabbiosi, sabbie e ghiaie). Essi intervengono nell'indice, unicamente per il calcolo dello stato tensionale, attraverso il loro peso dell'unità di volume.

La corrispondenza tra i codici dei litotipi scelti per la modellazione stocastica e quelli adottati nella descrizione delle unità geotecniche è la seguente:

AR_a+c \Leftrightarrow litotipo 3 al di sotto di 4 m a.m.s.l.

AS \Leftrightarrow litotipo 3 al di sopra di 4 m a.m.s.l.

AR_o \Leftrightarrow litotipo 3

AR_s \Leftrightarrow litotipo 2

Si vede che il litotipo 3 ingloba dati con parametri geotecnici diversi; vale a dire, argille poco e mediamente compressibili e argille molto compressibili (con elevato contenuto di materiale organico). La distinzione tra le due tipologie di argilla non può essere fatta con la sola descrizione lito-stratigrafica, visto che essa è basata su un'analisi visiva delle carote, senza misure dirette. Ne segue che i parametri geotecnici necessari al calcolo dell'indice, non possono essere ricavati direttamente dai litotipi, ma vanno ricostruiti spazialmente a partire dai campioni disponibili.

4.5 Ricostruzione spaziale dei parametri geotecnici

La ricostruzione dei parametri geotecnici necessari al calcolo dell'indice di suscettibilità ai cedimenti, viene fatta a partire dai dati disponibili, mediante co-simulazione condizionata; si tratta di simulare contemporaneamente tutte le variabili, usando per la variabilità spaziale un modello lineare di correngionalizzazione (Wackernagel, 2003).

Le variabili che vengono ricostruite (co-simulate) sono: limite liquido (wL), indice dei vuoti ($e0$), peso dell'unità di volume (γ), indice di compressibilità (Cc), indice di ricomprensione/rigonfiamento (Cr); nella procedura si usano come variabili ausiliarie quelle granulometriche, ovvero percentuale di sabbia + ghiaia ($S+A$) e percentuale di argilla (A), che sono fortemente correlate ai parametri geotecnici da simulare e sono misurate in tutti i campioni.

Ovviamente, il *grid* scelto per la co-simulazione ha gli stessi parametri di quello usato per la simulazione dei litotipi sull'intera area di studio.

Di seguito, a titolo di esempio, si riportano le mappe dei parametri ottenute a quota 0 m a.m.s.l..

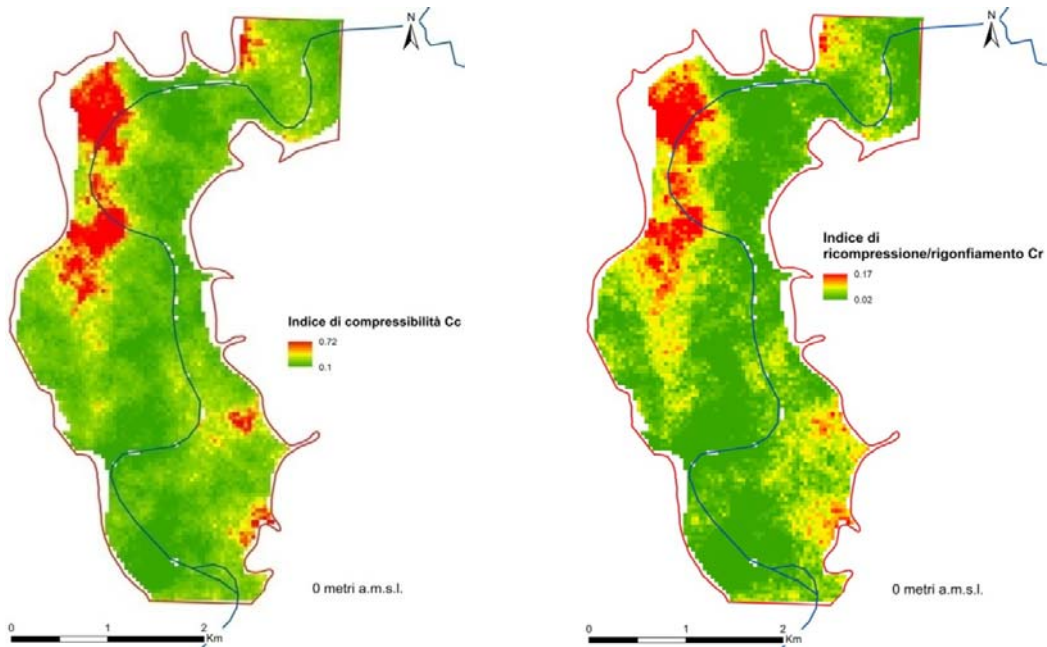


Figura 4.10 - Mappa degli indici C_c e C_r simulati, a quota 0 metri a.m.s.l.

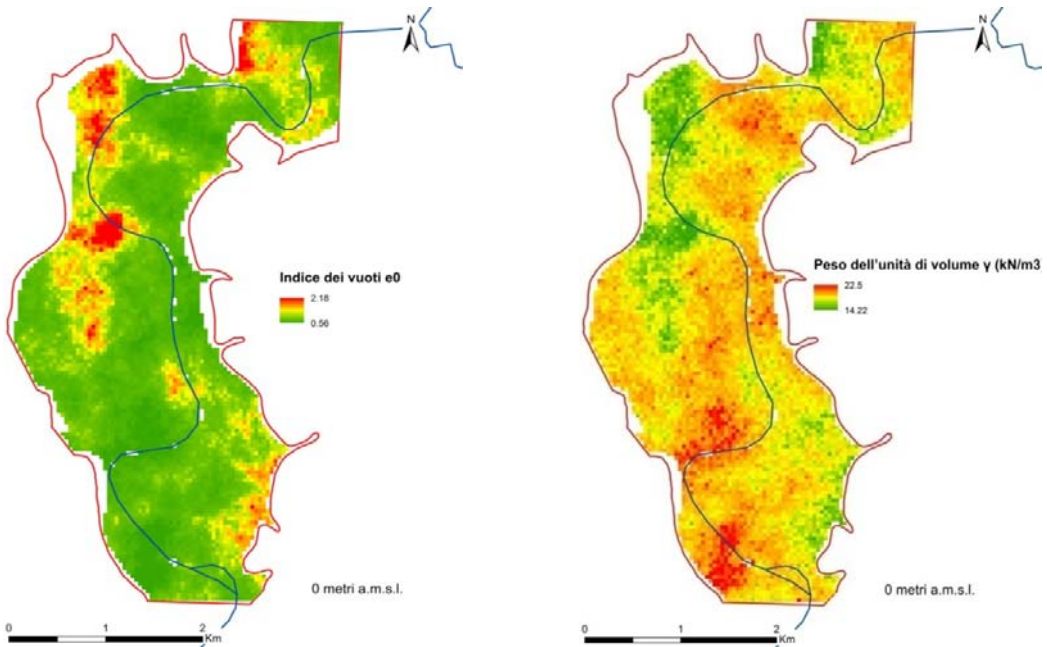


Figura 4.11 - Mappa dell'indice dei vuoti (e_0) e del peso specifico (γ) simulati, a quota 0 metri a.m.s.l.

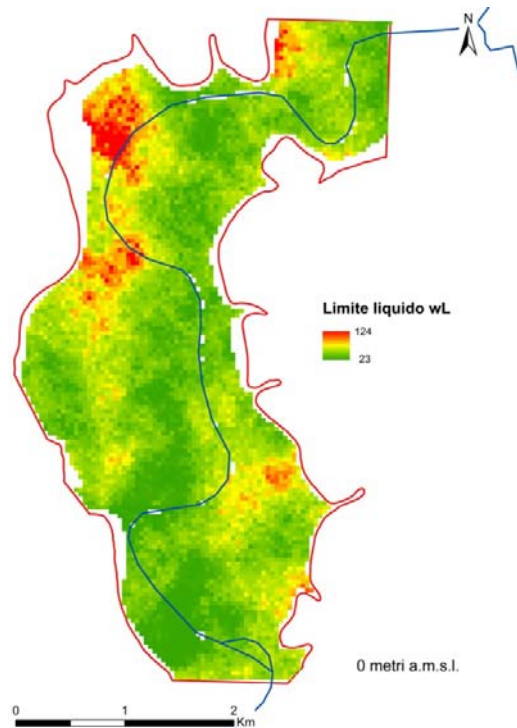


Figura 4.12 - Mappa dell'indice wL simulato, a quota 0 metri a.m.s.l.

4.6 Calcolo dell'indice di suscettibilità ai cedimenti

Per i parametri che entrano nella definizione dell'indice si adottano le seguenti assunzioni.

- $H_{0,i}$: spessore iniziale del generico strato i incontrato nell'ambito del volume significativo. Nel calcolo dell'indice si pone $H_{0,i} = 50$ cm.
- $e_{0,i}$: indice dei vuoti iniziale del terreno costituente lo strato i -esimo; viene ricavato dal *grid* ricostruito.
- C : coefficiente che misura la compressibilità del terreno costituente il generico strato. Per i litotipi 1 e 2 (terreni incompressibili) si pone $C=0$, mentre per il litotipo 3 al di sopra di 4 m a.m.s.l. (terreni sovraconsolidati), considerando l'entità degli incrementi applicati, si assume $C=C_r$; per il litotipo 3 al di sotto di 4 m a.m.s.l. (terreni normalmente consolidati), si pone $C=C_c$.

- $\sigma'_{v0,i}$: tensione verticale efficace prima dell'applicazione del carico, valutata nel punto medio dello strato generico i ; essa può essere calcolata a partire dalla stratigrafia della verticale di calcolo dell'indice, nota la profondità del punto medio dello stato al di sotto della superficie piezometrica (z_i) e noti i pesi dell'unità di volume (γ) dei terreni sovrastanti il punto di calcolo.
Per il calcolo della pressione interstiziale u_i , in prima approssimazione, nell'area oggetto di studio si può porre per la profondità della falda dal piano campagna $z_{falda}=7.5$ m.
- $\Delta\sigma'_{v,i}$: incremento di tensione verticale efficace nel punto medio dello strato generico i , a profondità $z_{i,pc}$ dal piano campagna, dovuto ad un carico uniformemente ripartito q applicato in superficie, valutato attraverso la teoria dell'elasticità. Per il calcolo dell'indice si può porre $q=100$ kPa corrispondente al carico associato ad un edificio di 8-10 piani.

Nel seguito si riportano i risultati ottenuti nel calcolo della suscettibilità al cedimento dei depositi alluvionali del Tevere dell'area campione.

L'indice di suscettibilità al cedimento semplificato (livello 1), calcolato utilizzando le 300 simulazioni del modello dei litotipi (Figura 3.39) è riportato in Figura 4.14.

La mappa indica che le aree con valore dell'indice più alto, sono quelle in cui maggiore è lo spessore delle formazioni compressibili (litotipo 3); l'incertezza sul valore medio dell'indice, è maggiore nelle aree in cui vi sono più sondaggi che si discostano dalle proporzioni associate agli stessi con la matrice delle proporzioni ricostruita, ovvero là dove è maggiore l'eterogeneità geologica.

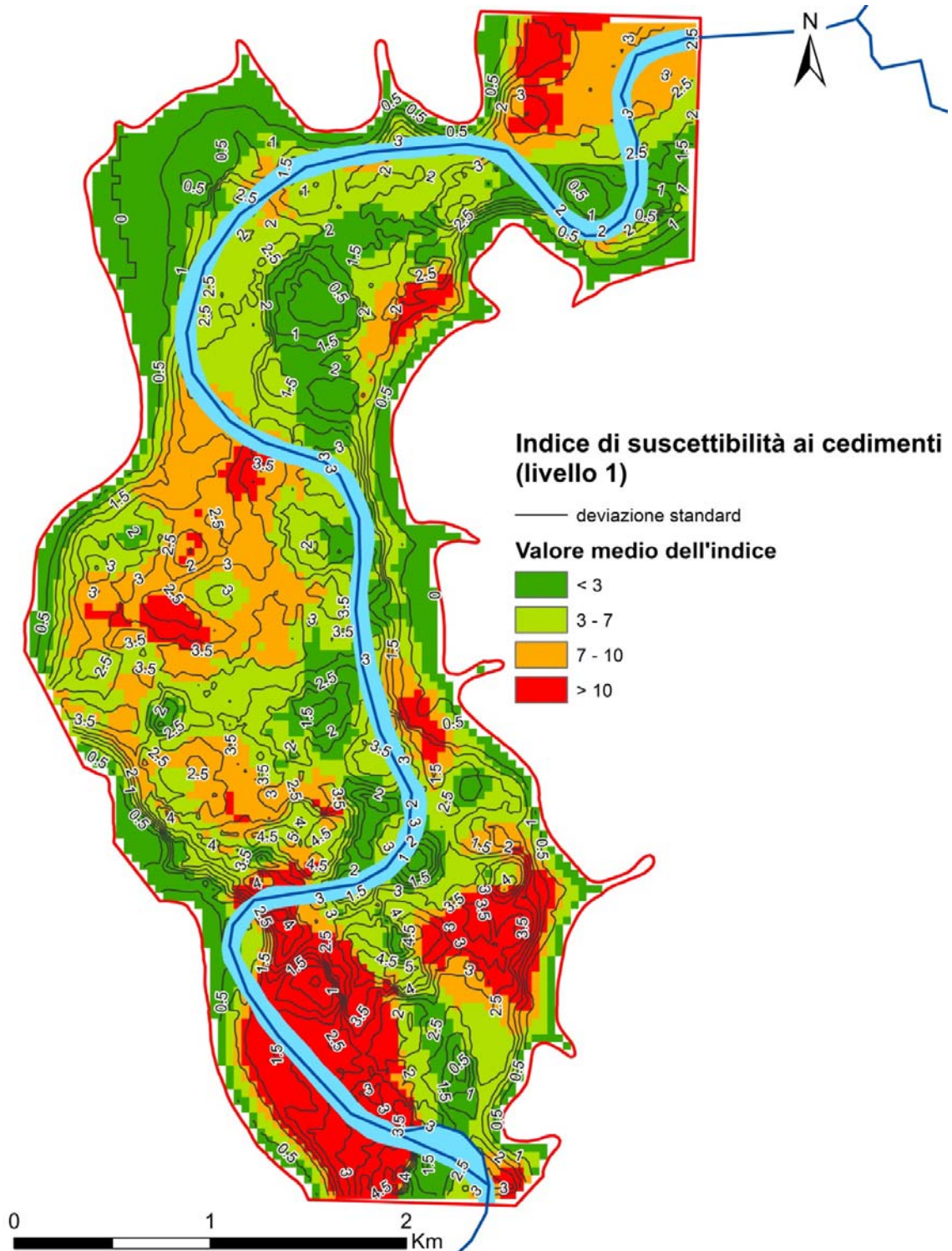


Figura 4.13 - Mappa dell'indice di suscettibilità ai cedimenti di livello 1 (formula semplificata), calcolata utilizzando le 300 simulazioni dei litotipi. Per ogni cella del *grid* è riportato il valore medio dell'indice; alla media dell'indice è sovrapposta una mappa ad isolinee che indica la sua deviazione standard determinata sulle 300 simulazioni.

L'indice puntuale di suscettibilità al cedimento calcolato in corrispondenza dei sondaggi disponibili (livello 2) è riportato in Figura 4.14.

La mappa mostra che le aree in cui la suscettibilità è elevata o molto elevata sono quelle caratterizzate da rilevanti spessori di terreni compressibili e da elevati valori dell'indice di compressibilità, come l'area di piazza Mazzini.

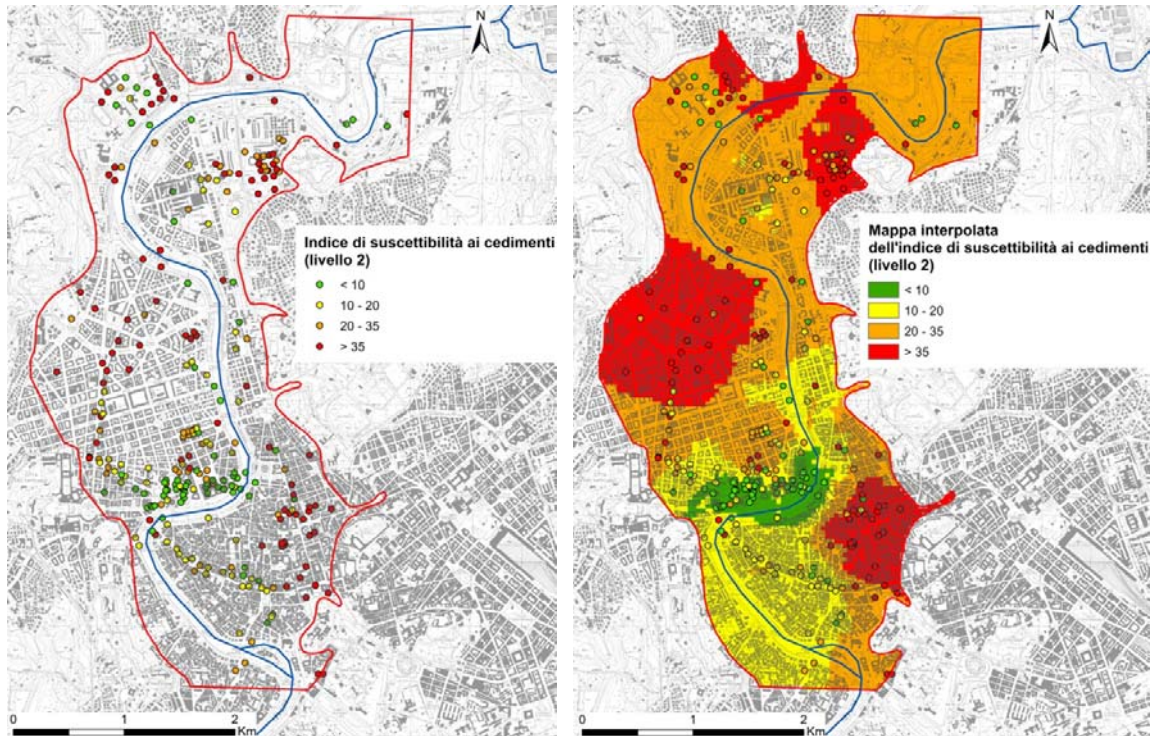


Figura 4.14 - Indice di suscettibilità al cedimento di livello 2. A sinistra l'indice è calcolato sui sondaggi; la mappa a destra è ottenuta con interpolazione lineare (kriging) dei dati sui sondaggi.

In Figura 4.15 è mostrata la mappa delle rotazioni relative dedotta da quella stimata dell'indice di suscettibilità. Il campo di variazione del parametro rotazione relativo è stato suddiviso in tre intervalli: $\beta < 1/300 = 0.0033$ suscettibilità al danno trascurabile; $\beta = 1/300 \div 1/150 = 0.0033 \div 0.0066$ suscettibilità al danno lieve (possibili danni agli elementi non strutturali); $\beta > 1/150 = 0.0066$ suscettibilità al danno severa (possibili danni agli elementi strutturali). La mappa mostra elevati valori delle rotazioni relative in corrispondenza delle aree caratterizzate da una rapida variazione spaziale dell'indice di suscettibilità al cedimento per effetto di un repentino cambiamento dello spessore dei terreni compressibili e/o delle caratteristiche meccaniche dei terreni.

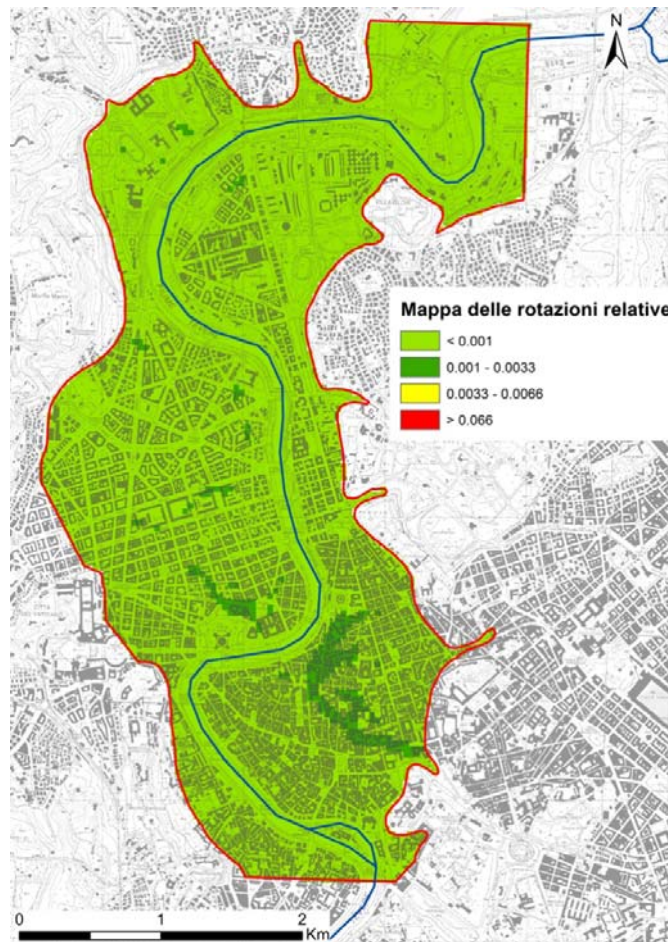


Figura 4.15 - Mappa delle rotazioni relative potenziali.

In **Figura 4.16** è riportato lo stesso indice, calcolato partendo dal modello dei litotipi simulato (livello 3). Nella figura, in linea di massima, le aree più critiche corrispondono a quelle di Figura 4.14. Si nota la maggiore continuità delle aree in Figura 4.14 legata all'effetto di smussamento tipico dell' interpolazione lineare.

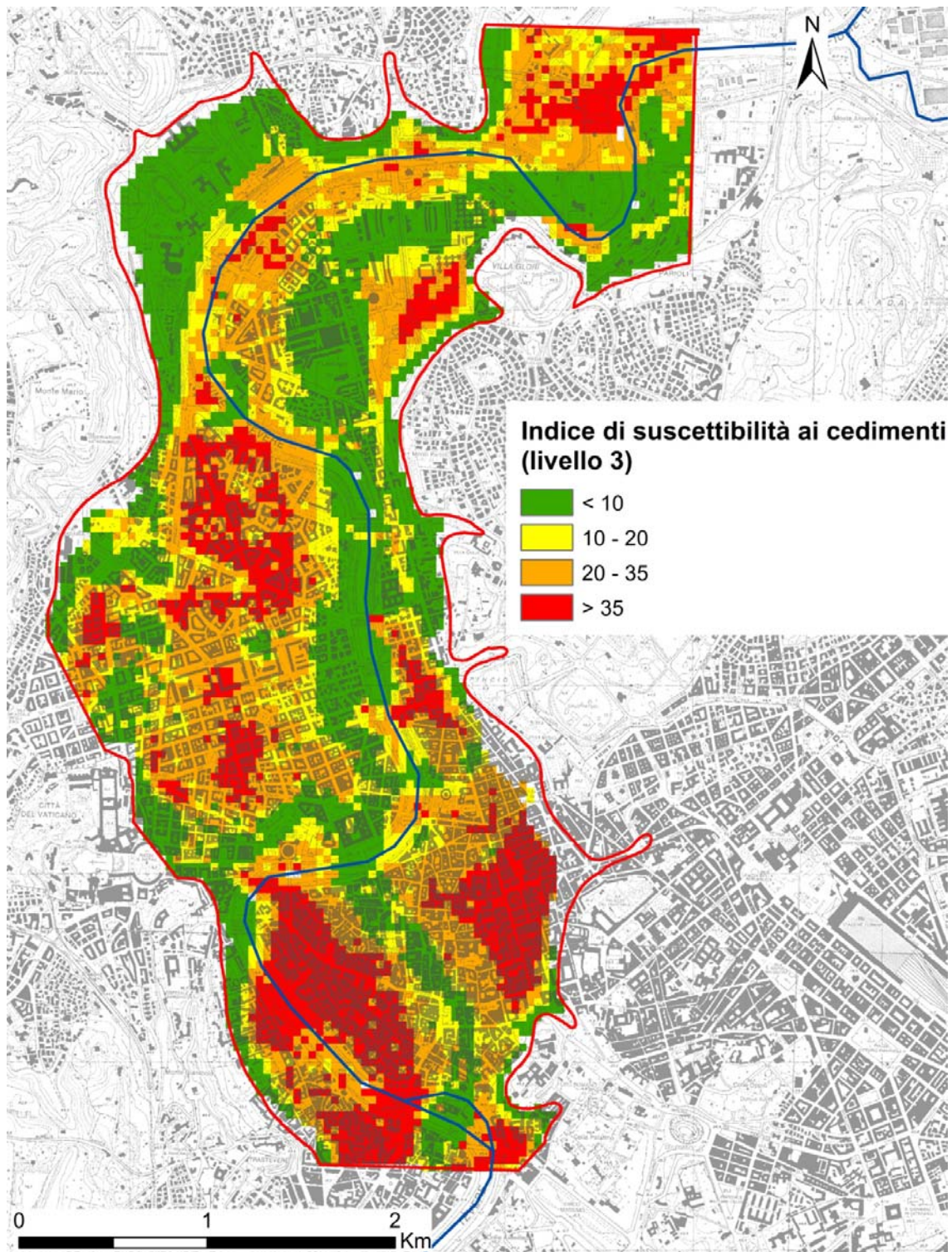


Figura 4.16- Indice di suscettibilità ai cedimenti di livello 3, calcolato su celle 40x40 m², utilizzando il modello simulato dei litotipi.

4.7 Dati interferometrici disponibili

I valori dell'indice di suscettibilità al cedimento calcolati, possono essere messi a confronto con i movimenti superficiali misurati attraverso i dati telerilevati.

A questo fine, si usano i dati telerilevati da satellite ed elaborati con tecnica interferometrica; l'analisi è effettuata utilizzando i dati dei satelliti ERS1/2 (periodo 1992-2000). L'elaborazione satellitare interferometrica è realizzata mediante la tecnica dei *Permanent Scatterers*. Si tratta di una tecnica di elaborazione estremamente efficace per il monitoraggio con accuratezza millimetrica di fenomeni di deformazione della superficie terrestre, basata sull'impiego di serie temporali di immagini radar satellitari (Ferretti et al., 2000, 2004, 2005; Colesanti et al., 2003). Tale tecnica, detta PSInSAR™, assume che, alcuni punti, detti bersagli radar o diffusori permanenti (*Permanent Scatterers*, PS), siano immuni agli effetti di decorrelazione; questi punti sono rappresentati solitamente da edifici, strutture metalliche, rocce esposte, comunque elementi già presenti al suolo, per i quali le caratteristiche elettromagnetiche non variano sensibilmente da un'acquisizione all'altra; la loro densità è in genere molto elevata in corrispondenza dei centri urbani e di aree rocciose, mentre è praticamente nulla nelle zone vegetate o perennemente innevate. I PS, pur col variare della geometria di acquisizione e delle condizioni climatiche, preservano l'informazione di fase nel tempo, mantengono cioè la stessa "firma elettromagnetica".

L'insieme dei PS sul territorio va in questo modo a costituire una rete naturale di "capisaldi radar", concettualmente analoga ad una rete di stazioni GPS (Global Positioning System) permanente; la loro densità su scala regionale è tuttavia di ordini di grandezza superiore a quella delle reti geodetiche convenzionali, fornendo un quadro d'insieme a costi decisamente più bassi rispetto a queste, dato che il sensore rileva punti di misura che non richiedono alcun intervento di installazione e manutenzione, in quanto si trovano già sul terreno.

Di basilare importanza è la capacità di stimare correttamente e di compensare il disturbo atmosferico, svolgendo un'analisi dettagliata solo sui bersagli radar; è così possibile eliminare i termini spuri dalla fase interferometrica ed isolare il termine che descrive la variazione di cammino ottico dell'onda elettromagnetica nelle varie acquisizioni, cioè descrivere concretamente i movimenti che ha subito il bersaglio durante tutto il tempo intercorso tra il primo e l'ultimo dato disponibile.

Per calcolare in maniera accurata l'entità dei disturbi atmosferici è necessario che la densità spaziale dei diffusori permanenti sia sufficientemente elevata, in genere maggiore di 5-10 punti per km²; cosa che si verifica sempre nelle aree urbane. I diffusori permanenti vengono

correttamente posizionati nella cella di risoluzione al suolo e in corrispondenza di ciascuno di essi viene effettuata una misura di deformazione per ogni acquisizione disponibile, con un'accuratezza che arriva sino a 1-2 mm per ogni singola misura (per i punti migliori); si è pertanto in grado di ricostruire il *trend* medio di deformazione annua, con una precisione che varia tra 0.1 e 1 mm all'anno. L'accuratezza è funzione del numero di immagini e della qualità del diffusore stesso, cioè di quanto l'informazione di fase è immune ai fenomeni di disturbo.

4.7.1 Caratteristiche dei punti di misura

Il risultato di un'elaborazione interferometrica multi-immagine è un *set* di punti di misura (PS), che coprono l'area d'interesse, in corrispondenza dei quali è memorizzato il valore di deformazione misurato nell'intervallo di tempo coperto dalle acquisizioni.

A ciascun bersaglio radar sono associati più parametri:

- la posizione del bersaglio;
- la velocità media di deformazione registrata nel periodo coperto dalle acquisizioni;
- un parametro di qualità (generalmente la deviazione standard associata alla stima della velocità media annua);
- la serie temporale di deformazione con frequenza di misura pari a quella del tempo di rivisitazione del satellite impiegato.

Le informazioni dei bersagli radar possono essere utilizzate in maniera diversa a seconda del tipo di indagine svolta: per applicazioni a larga scala generalmente vengono sfruttate le informazioni sulla velocità media di deformazione registrate sull'area di interesse, mentre, al contrario, per le applicazioni a scala locale, è consigliabile l'analisi approfondita delle serie storiche di deformazione dei singoli bersagli radar, in modo da mettere in luce, oltre ai *trend* deformativi medi, anche eventuali accelerazioni o variazioni del tasso di deformazione.

Tutte le misure di deformazione sono rilevate lungo la congiungente sensore-bersaglio (LOS, *Line of Sight*), e sono di tipo relativo sia nello spazio che nel tempo. Le deformazioni vengono calcolate rispetto alla posizione di un punto di riferimento a terra di coordinate note (detto anche *reference point*), supposto fermo o espressamente indicato da misure GPS o di livellazione ottica, e rispetto ad un'immagine di riferimento scelta all'interno del *dataset* impiegato per l'analisi. Lo spostamento misurato ad ogni lettura (acquisizione SAR)

rappresenta quindi la differenza, lungo la linea di vista del sensore, tra la posizione dell'oggetto osservato in corrispondenza della lettura e quella al tempo dell'acquisizione di riferimento (spostamento zero).

E' di fondamentale importanza che il *reference point* rappresenti un elemento di stabilità relativa del terreno rispetto al quale possa venire fatta la misura dello spostamento dell'area circostante (Figura 4.17).

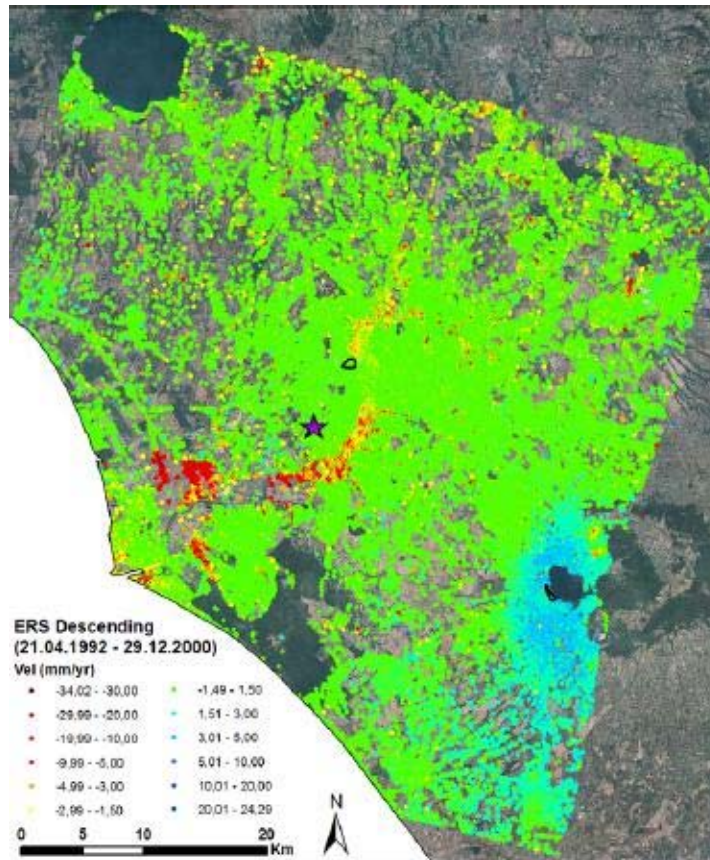


Figura 4.17 – Velocità di spostamento medie lungo la LOS dei PS, ricavate dai dati dei satelliti ERS (1992-2000) nell'area urbana del Tevere e dintorni. La stella viola indica il *reference point*.

I satelliti ERS hanno utilizzato la banda C ($\lambda = 5,66$ cm), cioè una lunghezza d'onda bassa, e questo ha permesso di effettuare misure di deformazione molto accurate lungo la linea di vista del satellite (LOS). Se il movimento del terreno non avviene lungo la LOS, la velocità misurata è sottostimata rispetto a quella reale, specialmente nel caso in cui la componente orizzontale del movimento sia rilevante.

Bisogna inoltre rilevare che, nel caso di fenomeni di deformazione caratterizzati da evoluzione particolarmente rapida (bersaglio soggetto a velocità di spostamento maggiori di 4 cm all'anno) e nel caso in cui non siano disponibili informazioni a priori sul comportamento dei punti, l'interpretazione dei risultati viene resa più difficoltosa dal problema dell'equivocazione di fase: infatti, se il bersaglio è soggetto a un movimento lungo la LOS che si avvicina a $\lambda/4 = 1,4$ cm tra due acquisizioni successive, le misure possono essere ambigue (*aliased*) e la stima di questo movimento può non corrispondere alla realtà; quindi, in generale, più lento è il movimento, più bassa è la probabilità che si abbiano errori.

Questo limite dell'interferometria satellitare di riuscire a stimare le deformazioni soltanto lungo la direzione della LOS si è in certi casi dimostrato determinante; in particolar modo è maggiormente evidente nello studio di fenomeni franosi, in contrapposizione a quelli di subsidenza urbana, in quanto questi ultimi sono generalmente caratterizzati da movimenti solo verticali e quindi ben visibili dalla linea di vista del satellite.

Numerosi studi, progetti ed analisi sono stati effettuati, sia in ambito commerciale che nel contesto di attività di ricerca, per stabilire quale fosse l'accuratezza che è possibile ottenere utilizzando le tecniche multi-interferogramma: queste validazioni sono giunte alla conclusione che la tecnica è in grado di fornire risultati di alta qualità e consistenza, ma che questa non può quasi mai sussistere come unico strumento di indagine; infatti, tale tecnica, in occasione dello studio dei dissesti, deve essere utilizzata in maniera complementare a dati di supporto (carte geologiche, carte topografiche, carte dell'uso del suolo, DTM, ecc.), alle foto aeree, alle immagini ottiche e ai metodi di monitoraggio convenzionali e più conosciuti, quali per esempio GPS e livellazione topografica, che servono a costituire la base di partenza indispensabile per identificare possibili morfologie e caratteristiche del terreno connesse ai movimenti deformativi ed estendere così spazialmente l'informazione puntuale fornita dai dati satellitari; soltanto in alcuni casi ne costituiscono un'alternativa sufficientemente valida e precisa (Canuti et al., 2005).

4.8 Validazione del modello

Prima di procedere con il confronto tra i dati interferometrici e la mappa di suscettibilità alla subsidenza ricostruita, va sottolineato che:

- i dati interferometrici mostrano le velocità di deformazione attualmente osservate al suolo quale risultato di carichi applicati in tempi diversi. In altre parole, le varie zone dell'area campione si trovano in diversi momenti del processo di consolidazione, durante il quale la velocità di cedimento si riduce progressivamente man mano che ci si allontana dall'istante di applicazione del carico;
- l'indice di suscettibilità al cedimento rappresenta il cedimento finale del processo di consolidazione (a tempo infinito);
- i carichi applicati nella realtà variano da zona a zona nell'area campione, differendo dal valore costante e pari a 100 kPa utilizzato per il calcolo dell'indice di suscettibilità.

L'analisi dei dati ERS nell'area di interesse mostra chiaramente che molti dei PS che si trovano in corrispondenza dei depositi alluvionali del Tevere, sono caratterizzati, in generale, da velocità negative (i bersagli radar si allontanano dal satellite lungo la LOS); in particolare questo vale per la zona di Piazza Mazzini (facente parte del quartiere Prati) e per la zona immediatamente a Nord/Nord-Est dello stadio Flaminio (zona auditorium), con velocità spostamento solitamente comprese fra 2 e 5 mm/anno, con picchi nell'ordine degli 8 mm/anno.

La mappa di suscettibilità ai cedimenti, mostra un sostanziale accordo con i dati interferometrici (Figura 4.18), fatta eccezione per l'area del centro storico (l'area più antica della città), in corrispondenza del Colosseo e del Pantheon, che risulta quasi del tutto stabile nei dati satellitari e altamente instabile nella carta di suscettibilità.

Questa discrepanza si può spiegare se si considera che in tale zona i depositi del Tevere hanno già subito un assestamento di 70-130 cm nell'arco degli ultimi 2000 anni (Campolunghi et al., 2006): questi sedimenti sono stati soggetti al carico di edifici storici per migliaia di anni e pertanto il loro processo di consolidazione è già terminato, non causando in tal modo altri fenomeni recenti di subsidenza.

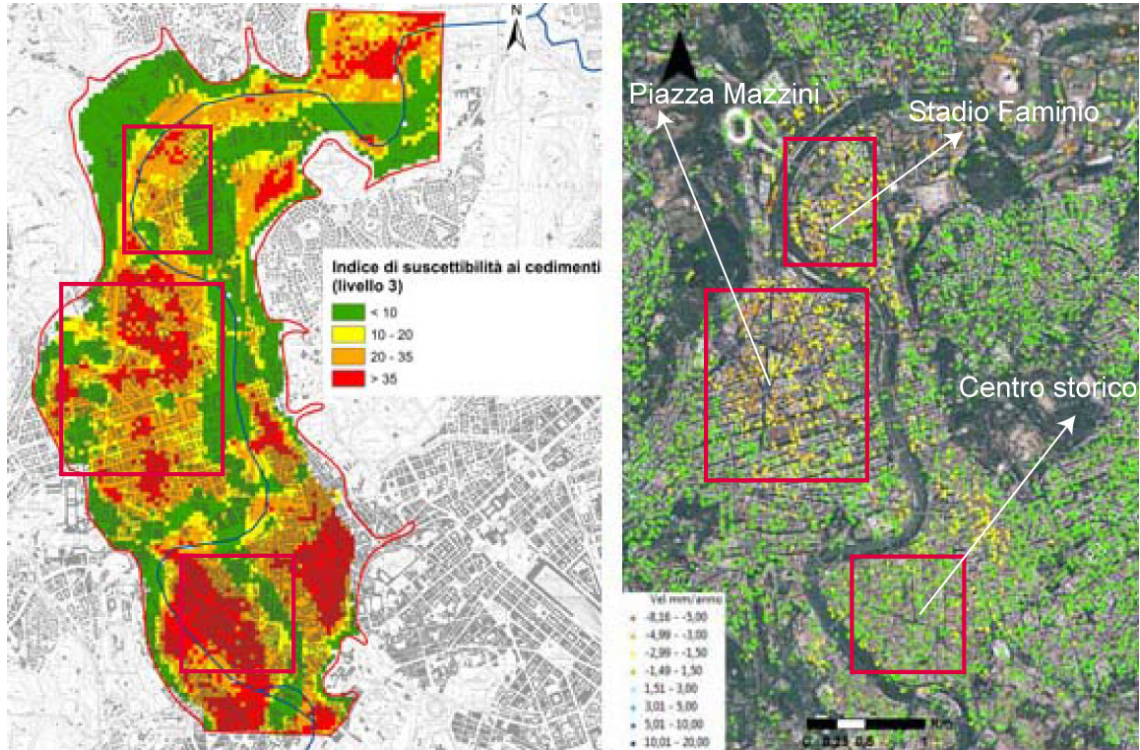


Figura 4.18 – Confronto fra la mappa di suscettibilità ai cedimenti (a sinistra) e i dati ERS: l’unica discrepanza di un certo rilievo è quella del centro storico, nel rettangolo rosso.

Al contrario, i fenomeni di subsidenza rilevati possono essere attribuiti ad un processo di urbanizzazione relativamente più recente rispetto alla città storica, come rilevato dall’esame delle carte storiche (Figura 4.19); in particolare, per quanto riguarda la zona di Piazza Mazzini, la costruzione di questo settore del quartiere Prati è iniziata intorno al 1915 ed è terminata intorno al 1930, come testimoniato dal confronto tra le carte geologiche storiche di Tellini (1893) e Verri (1915). Questi dati sono in accordo con il fatto che il cedimento dei terreni decresce in funzione del tempo, perciò le aree di più antica urbanizzazione risultano essere le più stabili.

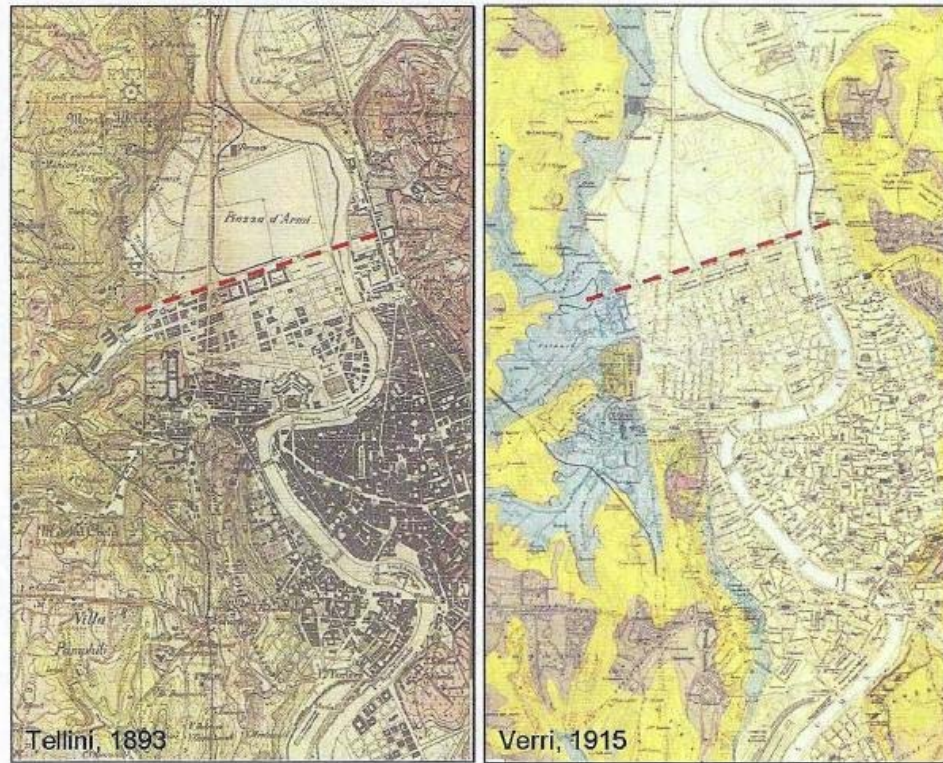


Figura 4.19 - Carte geologiche storiche (a sinistra: Tellini, 1893; a destra: Verri, 1915) del centro storico di Roma. La linea tratteggiata separa l'area del Quartiere Prati dove i PS registrano le maggiori deformazioni da quella dove si registra una sostanziale stabilità: risulta evidente come l'area di Piazza Mazzini e la zona immediatamente a Nord dell'attuale Stadio Flaminio non avessero ancora subito il processo di urbanizzazione.

In conclusione, le zone in subsidenza identificate dai dati interferometrici coincidono per la maggior parte con la carta di suscettibilità costruita a partire dal modello stocastico 3D dei litotipi; l'area di Piazza Mazzini e il settore immediatamente a Nord/Nord-Est dello Stadio Flaminio risultano in subsidenza.

L'unica discrepanza si rileva in corrispondenza del centro storico, anch'esso segnalato come zona a rischio nella mappa di suscettibilità, mentre dai dati interferometrici risulta essere stabile; qui i depositi del Tevere sono stati soggetti al carico degli edifici di epoca storica per migliaia di anni e quindi il loro processo di consolidazione è terminato, non causando in tal modo altri recenti fenomeni di subsidenza. Al contrario, nei settori della città citati in precedenza, l'urbanizzazione è cominciata molto più recentemente, intorno al 1915; questo fatto è quindi in accordo con le misure di subsidenza rilevate.

Conclusioni

In questo lavoro sono state presentate e sviluppate delle procedure per la modellazione stocastica di corpi geologici alluvionali sepolti in area urbana. Esse si basano sulla simulazione plurigaussiana troncata, un metodo di simulazione geostatistica che consente di generare distribuzioni di facies nello spazio, vincolate ai dati disponibili e all'informazione geologica.

Le procedure sono state messe a punto su un'area di Roma in cui si disponeva di circa 400 sondaggi. La necessità di dover condizionare la simulazione ad un elevato numero di dati (23343 campioni con associata l'informazione sul litotipo presente), ha richiesto un notevole sforzo per sviluppare algoritmi ottimizzati che rendessero realizzabili in tempi ragionevoli le elaborazioni. Questo ha portato alla implementazione di una serie di moduli *software*, scritti in codice c++ e python, che consentono di realizzare tutti i passi previsti dalle procedure: dall'analisi variografica e costruzione della matrice delle proporzioni, fino alla realizzazione di un numero qualsiasi di simulazioni condizionate, i cui risultati vengono salvati su file ascii. Le procedure sviluppate hanno consentito di generare un modello stocastico, che consta di 300 simulazioni dei litotipi associati ai nodi di un *grid* con celle di $40 \times 40 \times 0.5 \text{ m}^3$, finalizzato alla valutazione delle pericolosità geologiche in aree urbane. In particolare esso è stato utilizzato per calcolare delle mappe di suscettibilità ai cedimenti, basate sul calcolo di un indice definito in accordo al metodo monodimensionale (o edometrico) per il calcolo dei cedimenti di consolidazione di fondazioni superficiali su terreni coesivi.

L'elaborazione di tali mappe, per il livello più avanzato, ha richiesto la ricostruzione nello spazio dei parametri geotecnici necessari al calcolo dell'indice. In futuro, l'elaborazione di tali mappe potrà essere ulteriormente raffinata integrando nel calcolo dell'indice l'andamento delle isopieziche nell'area, ricavate da un modello di flusso idrogeologico che usi come *input* il modello dei litotipi generato, per tenere conto dell'eterogeneità del mezzo.

Oltre al modello generato sul *grid* $40 \times 40 \times 0.5 \text{ m}^3$ che copre tutta l'area di studio, è stato elaborato un altro modello stocastico che consta di 300 simulazioni dei litotipi associati ai nodi di un *grid* a maglia $2 \times 2 \times 0.5 \text{ m}^3$. Esso è stato generato in modo da essere compatibile col primo, nel senso che nei nodi coincidenti il valore simulato nelle due realizzazioni è coincidente.

Il modello stocastico generato sul *grid* a maglia $2 \times 2 \times 0.5 \text{ m}^3$, grazie alla collaborazione instaurata con l'Istituto Geotecnico dell'università di Stoccarda, verrà utilizzato come *input*

di un modello numerico geotecnico, al fine di valutare l'influenza dell'eterogeneità dei terreni di fondazione sui cedimenti di fondazioni superficiali di strutture civili.

Bibliografia

Alabert F. (1987). *Stochastic Imaging of Spatial Distributions Using Hard and Soft Information*. M.Sc. thesis, Stanford University, California.

Albertao G.A., Grell A.P., Badolato D., dos Santos L.R. (2005). *3D geological modeling in a turbidite system with complex stratigraphic-structural framework – an example from Campos Basin, Brazil*. SPE 95612, presented at the 2005 SPE Annual technical conference & exhibition held in Dallas, Texas, 9–12 Oct, 2005.

Armstrong M., Galli A., Beucher H., Loc'h G., Renard D., Doligez B., Eschard R., Geffroy F. (2011). *Plurigaussian Simulations in Geosciences*, 2nd ed. Springer.

Bellotti P., Chiocchini U., Castorina F., Tolomeo L. (1994). *Le unità clastiche pliopleistoceniche tra Monte Mario (città d Roma) e la costa tirrenica presso Focene: alcune osservazioni sulla stratigrafia sequenziale*. Bollettino del Servizio Geologico Italiano 113, 3–24.

Bellotti P., Milli S., Tortora P., Valeri P. (1995). *Physical stratigraphy and sedimentology of the late Pleistocene–Holocene Tiber Delta depositional sequence*. *Sedimentology* 42 (4), pag. 617–634.

Bernabini M., Bosman A., Chiocci F.L., Macelloni L., Orlando L. (2006). *First MultiBeam and High Resolution Reflection Seismics Survey on the Tiber River Lower Course*. European Association of Geoscientists & Engineers Near Surface 2006, 12th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics. 4-6 September 2006, Helsinki, Finland.

Bernabini M., Bosman A., Chiocci F.L., Macelloni L., Mazzoni A., Orlando L. (2007). *Multibeam and High-resolution seismic reflection on the Tiber River*. *Geoitalia - Sesto Forum Italiano di Scienze della Terra*. Rimini, 12-14 settembre 2007. Vol 2, 2007 ISSN 1972-1552 pag.

Bernabini M., Bosman A., Orlando L. (2008). *Indagini in acqua*. Geofisica per l'archeologia possibilità e limiti. Atti del convegno Roma, 10 dicembre 2008, Palazzo Massimo, pag. 57-66.

Beucher H., Galli A., Le Loc'h G., Ravenne C.. 1993. *Including a regional trend in reservoir modelling using the truncated Gaussian method*. In: Soares A (ed) Geostat Troia '92, vol 1. Kluwer, Dordrecht, pag. 555–566.

Bozzano F., Andreucci A., Gaeta M., Salucci R. (2000). *A geological model of the buried Tiber River valley beneath the historical centre of Rome*. Bull. Eng. Geol. Environ., 59, 1 – 21, doi:10.1007/s100640000051.

Burland J. B. (1990). *On the compressibility and shear strength of natural clays*. Geotechnique, 40(3): 329-378.

Cabello P., Cuevas J.L., Ramos E. (2007). *3D modelling of grain size distribution in quaternary in deltaic plain deposits (Llobregat Delta, NE Spain)*. Geologica Acta, 5(3), pag. 231-244.

Cacas M.C, Daniel J.M. and Letouzey (2001). *Nested geological modelling of naturally fractured reservoirs*. Petroleum Geoscience, Vol.7, pag.S43-S52.

Campolunghi M.P. et al. (2006). *Geotechnical studies for foundation settlement in Holocene alluvial deposits in the City of Rome (Italy)*. Engineering geology, 89, pag. 9-35.

Canuti P. et al. (2005). *Landslide hazard mapping at a basin scale using remote-sensing data and neural networks*. 4th International Symposium on Landslide Risk Mitigation and Protection of Cultural and Natural Heritage, Kyoto (Japan), 15-16 January 2005. International Consortium on Landslides (ICL).

Carle S.F., Fogg G.E. (1996). *Transition probability based indicator geostatistics*. Mathematical Geology, 28, pag. 453-476.

Carle, S.F., Fogg G.E. (1997). *Modeling spatial variability with one and multidimensional continuous-lag Markov chains*. *Mathematical Geology*, 29, pag. 891-917.

Carle S.F., Labolle E.M., Weissmann G.S., Van Brocklin D., Gogg G.E. (1998). *Conditional Simulation of Hydrofacies Architecture: A Transition Probability/Markov Approach*. In: Fraser, G.S., Davis, J.M. (eds.). *Hydrogeologic models of sedimentary aquifers*, SEPM Special Publication, Concepts in Hydrogeology and Environmental Geology, pag. 147-170.

Carrasco P., Ibarra F., Rojas R., Le Loc'h G., Seguret S. (2007). *Application of the Truncated Gaussian Simulation Method to a Porphyry Copper Deposit*. In: Magri Ed., APCOM 2007, 33rd International Symposium on Application of Computers and Operations research in the Mineral industry, pag. 31–39.

Chilès J.P., Blanchin R. (1995). *Contribution of geostatistics to the control of the geological risk in civil-engineering projects: the example of the Channel Tunnel*. In: Applications of Statistics and Probability - Civil Engineering Reliability and Risk Analysis, M. Lemaire, J.L. Favre, & A. Mébarki (Eds.), A.A. Balkema, Rotterdam, vol. 2, pag. 1213-1219.

Chilès J.P., Delfiner P. (2011). *Geostatistics: Modeling spatial Uncertainty* 2nd ed., John Wiley and Son, New York, 731 pag.

Comunian A., Renard P., Straubhaar J.. (2012). *3D multiple-point statistics simulation using 2Dt raining images*. *Computers & Geosciences* 40, pag. 49–65.

Cozzi M., Roncarolo F., Balossino P., Bersezio R., Felletti F., Rossi M. (2002). *Combining facies analysis, log interpretation and geostatistical simulation to characterise heterogeneity of a turbiditic reservoir*. In: IAMG'02 Proceeding of the 8th Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology, Berlino (eds. U. Bayer, H. Burger, W. Skala).

Cronkite-Ratcliff C., Phelps G.A., and Boucher A. (2012). *A Multiple-Point Geostatistical Method for Characterizing Uncertainty of Subsurface Alluvial Units and Its Effects on Flow and Transport*. USGS, Open-File Report 2012–1065.

Chugunova T.L., Hu L.Y. (2008). *Multiple-point simulations constrained by continuous auxiliary data*. Mathematical Geosciences 40 (2), pag. 133–146.

Colesanti C. et al. (2003). *SAR monitoring of progressive and seasonal ground deformation using the Permanent Scatterers technique*. IEEE Trans. Geosci. and Remote Sens., 41 (7), pag. 1685-1701.

Damsleth E., Tjølsen C.B., Omre H., Haldorsen H.H. (1992). *A two-stage stochastic model applied to a North Sea reservoir*. Journal of Petroleum Technology, 44(4), 402.

de Galard J.H., Zoormand G.H., Ghanizadeh M., Daltaban S., Camus D. (2005). *A case study on redevelopment of a giant highly fractured carbonate reservoir in Iran based on integrated reservoir characterization and 3D modeling studies*. SPE 93760 presented at the 14th SPE Middle East oil & gas show & conference, held in Bahrain, 12–15 Mar 2005.

de Marsily, G., Delay, F., Gonçalves, J., Renard, P., Teles, V., Violette, S.. 2005. *Dealing with spatial heterogeneity*. Hydrogeology Journal, 13, p. 161-183.

Deutsch C.V. and Cockerham P. W. (1994). *Practical considerations in the application of simulated annealing to stochastic simulation*. Mathematical Geology, 26(1), pag. 67-82.

Deutsch C.V., Tran T.T. (2002). *FLUVISIM: a program for object-based stochastic modeling of fluvial depositional systems*. Computers and Geosciences, 28, pag. 525-535.

Doligez, B., Beucher, H., Geffroy, F., Eschard, R.. 1999a. *Integrated reservoir characterisation: improvement in heterogeneous stochastic reservoir modeling by integration of additional external constraints*. In: Schatzinger R, Jordans J (eds) Reservoir characterization – recent advances, vol 71, AAPG Memoir., pp 333–342

Doligez B., Granjeon D., Joseph P., Eschard R., Beucher H.. 1999b. *How can stratigraphic information help constrain geostatistical reservoir simulations? In: Numerical experiments in stratigraphic and sedimentologic computer simulations*. SPEM Special Publications N. 62, pp 239–244.

Doligez B., Eschard R., Joseph P., Beucher H.. 1999c. *Une méthodologie intégrée pour l'estimation des volumes en place dans les réservoirs et la quantification de leurs incertitudes*. *Pe't Tech* 422:50–54

El Gonnouni M., Riou Y., Hicher P.Y.. 2005. *Geostatistical method for analysing soil displacement from underground urban construction*. *Géotechnique*, Volume 55, Issue 2, 01 March 2005, p. 171 –182

Eschard R., Lemouzy P., Bacchiana C., Desaubliaux G., Parpant J., Smart B. (1998) *Combining sequence stratigraphy, geostatistical simulations, and production data for modeling a fluvial reservoir in the Chaunoy field (Triassic, France)*. *AAPG Bulletin*, Vol. 82, No. 4, April 1998, pag. 545–658.

Faccenna C., Funicello R., Marra F. (1995). *Inquadramento geologico strutturale dell'area romana*. *Memorie descrittive della carta geologica d'Italia*, volume 1: La geologia di Roma - Il centro storico. Servizio Geologico Nazionale.

Falivene O., Cabrera L., Muñoz J.A., Arbués P., Fernández O., Sáez A.. 2007. *Statistical grid-based facies reconstruction and modelling for sedimentary bodies. Alluvial-palustrine and turbiditic examples*. *Geologica acta: an international earth science journal*, año/vol. 5, número 003. Ministerio de Educación y Ciencia, Barcelona, España.
p. 199- 230

Felletti F. (2004). *Statistical modelling and validation of correlation in turbidites: an example from the Tertiary Piedmont Basin (Castagnola Fm., North Italy)*. *Marine Petroleum Geology*, Vol. 21, pag. 23–39.

Ferretti A. et al (2000). *Measuring subsidence with SAR Interferometry: applications of the Permanent Scatterers technique*. *Proceedings of the Sixth International Symposium on Land Subsidence*, Vol. II, SISOLS2000, 24-29 Settembre 2000, Ravenna, pag. 67-69.

Ferretti A. et al. (2004). *Possibile utilizzo dei dati radar satellitari per individuazione e monitoraggio di fenomeni di sinkholes*. 1° seminario sullo stato dell'arte dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio. Roma, 20-21 Maggio 2004, pag. 415-424.

Ferretti A., Prati C., Rocca F., Casagli N., Farina P., Young B. (2005). *Permanent Scatterers technology: a powerful state of the art tool for historic and future monitoring of landslides and other terrain instability phenomena*. Proc. of 2005 International Conference on Landslide Risk Management, Vancouver, Canada.

Fogg G.E., Noyes C.D., Carle S.F. (1998). *Geologically-based model of heterogeneous hydraulic conductivity in an alluvial setting*. Hydrogeology Journal, 6, pag. 131-143.

Fontaine L., Beucher H. (2006). *Simulation of the Muyumkum uranium roll front deposit by using truncated plurigaussian method*. In: Proceedings of the 6th international mining geology conference, Darwin, NT Australia, 21–23 Aug 2006.

Freulon X. (1992). *Conditionnement du mode`le gaussien par des ine'galite's ou des randomisèes*. Thèse de Docteur en Géostatistique, ENSMP. 168 pag.

Freulon X., de Fouquet C. (1993). *Conditioning a Gaussian model with inequalities*. In: Soares A. (ed) Geostat Troia '92, vol 1. Kluwer, Dordrecht, pag. 201–212.

Galli A., Beucher H., Le Loc'h G., Doligez B. (1994). *The pros and cons of the truncated Gaussian method*. In: Armstrong M et al (eds) Geostatistical simulations. Kluwer, Dordrecht, pag. 217–233.

Gingerich P.D. (1969). *Markov Analysis of cyclic alluvial sediments*. Journal of Sedimentary Petrology, 39, pag. 330-332.

Guardiano F. B. and R. M. Srivastava (1993). *Multivariate geostatistics: Beyond bivariate moments*. In Geostatistics Troia '92, Vol. 1, A. Soares, ed. Kluwer, Dordrecht, pag. 133-144.

Gunning J., Glinsky M., White C. (2007). *Delivery Messenger: a tool for propagating seismic*

inversion information to reservoir models. Computer Geosciences 33:630–648.

Haldorsen H.H., Chang D.M. (1986). *Notes on stochastic shales - from outcrop to simulation model*. In: Lake, L.W., Carroll, H.B. (eds.). Reservoir Characterization. Orlando, Academic Press, pag. 445-485.

Harbaugh J.W., Bonham-Carter G. (1970). *Computer simulation in geology*. New York, Willey and Sons, 575 pag..

Hauge R., Syversveen A.R. and MacDonald A.C. (2003). *Modeling facies bodies and petrophysical trends in turbidite reservoirs*. SPE 84053, 2003, 7 pag.

Holden L., Hauge R., Skare O., Skorstad A. (1998). *Modeling of fluvial reservoirs with object models*. Mathematical Geology, 30, 473-496.

Horn B.K.P., 1981 - Hill shading and the reflectance map. Proceedings of IEEE, 69(1): pag. 14–47.

Huysmans M., Dassargues A. (2012). *Modeling the effect of clay drapes on pumping test response in a cross-bedded aquifer using multiple-point geostatistics*. Journal of Hydrology 450–45, pag. 159–167.

Joseph P., Hu L.Y., Dubrule O., Claude D., Crumeyrolle P., Lesseur J.L., Soudet H.J., (1993). *The Roda deltaic complex (Spain): From sedimentology to reservoir stochastic modelling*. In: Eschard, R., Doliguez, B. (eds.). Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations. Paris, Editions Technip, pag. 97-109.

Journel A. G. (1989). *Imaging of spatial uncertainty: A non-Gaussian approach*. In Geostatistical, Sensitivity, and Uncertainty Methods for Ground-Water Flow and Radionuclide Transport Modeling, B. E. Buxton, ed. Battelle Press, Columbus, OH pag. 585-599.

Journel A.G., Gómez-Hernández J.J. (1993). *Stochastic Imaging of the Wilmington Clastic Sequence*. Society of Petroleum Engineers Formation Evaluation March, pag. 33-40.

Journel A.G., Gunderso R., Gringarten E., Yao T. (1998). *Stochastic modelling of a fluvial reservoir: a comparative review of algorithms*. Journal of Petroleum Science and Engineering, 21, pag. 95-121.

Lancellotta R. (1993). *Geotecnica*. Seconda edizione. Zanichelli.

Langlais V. and Doyle J. (1993). *Comparison of several methods of lithofacies simulation on the fluvial gypsy sandstone of Oklahoma*. In Geostatistics Trôia '92, Vol. 1, A. Soares, ed. Kluwer, Dordrecht, pag. 299-310.

Lantuèjoul C. (2002). *Geostatistical simulation: models and algorithms*. Springer, Berlin, 250 pag.

Larue D., Friedmann F. (2005). *The controversy concerning stratigraphic architecture of channelized reservoirs and recovery by waterflooding*. Petroleum Geoscience, 11, pag. 131-146.

Le Coz M., Genthon P., Adler P.M. (2011). *Multiple-Point Statistics for Modeling Facies Heterogeneities in a Porous Medium: The Komadugu-Yobe Alluvium, Lake Chad Basin*. Mathematical Geosciences 43, pag.861–878.

Le Loc'h G., Galli A. (1997). *Truncated plurigaussian method: theoretical points of view*. In: Baafi E. et al (eds) Geostatistics Wollongong '96, vol 1. Kluwer, Dordrecht, pag. 211–222.

Maharaja A. (2008). *TiGenerator: Object-based training image generator*. Computers & Geosciences 34, pag. 1753– 1761.

Marache A., Breysse D., Piette C., Thierry P. (2009). *Geotechnical modeling at the city scale using statistical and geostatistical tools: The Pessac case (France)*. Engineering Geology 107, 3-4 (2009) pag. 67-76.

Mariethoz G., Renard P., Cornaton F., Jaquet O. (2009). *Truncated plurigaussian simulations of aquifer heterogeneity*. Ground Water 47(1):13–24.

Matheron G., Beucher H., de Fouquet C., Galli A., Gue'rillot D., Ravenne C. (1987). *Conditional simulation of the geometry of fluvio-deltaic reservoirs*. SPE 1987 Annual Technical conference and exhibition, Dallas, Texas, pag. 591–599. SPE 16753.

Matheron G., Beucher H., de Fouquet C., Galli A., Ravenne C. (1988). *Simulation conditionnelle à trois facies dans une falaise de la formation du Brent*. Sci Terre Inf 8:213–249.

Mathieu Y., Verdier F., Houel P., Delmas J., Beucher H. (1993). *Reservoir heterogeneity in fluvatile Keuper facies: a subsurface and outcrop study*. In: Eschard R, Doligez B (eds) Subsurface reservoir characterization from outcrop observations. Editions Technip, Paris, pag. 145–160.

Mejia J. M. and Rodriguez-Iturbe I. (1974). *On the synthesis of random field sampling from the spectrum: An application to the generation of hydrologic spatial processes*. Water Resources Research, 10(4), pag. 705-711.

Milli S. (1997). *Depositional settings and high-frequency sequence stratigraphy of the middle-upper pleistocene to Holocene deposits of the Roman basin*. Geologica Romana 33, pag. 99–136.

Mijnssen F.C.J. (1997). *Modelling of sandbody connectivity in the Schooner Field*. In: Ziegler, K., Turner, P., Daines, S.R. (eds.). Petroleum geology of the southern North Sea: future potential. Geological Society Special Publication, 123, 169-180.

Mitchell J. K. (1976). *Fundamentals of soil behaviour*. Wiley, New York.

Moscatelli M., Pagliaroli A., Marconi F., Raspa G., Folle D., Stigliano F., Di Salvo C., Cavinato G.P., Cavarra L., Leone F. (2009). *Definizione di un indice di suscettibilità al cedimento delle alluvioni pleistocenico-oloceniche del Tevere nell'area di Roma - Risultati*

preliminari. Atti del 3° Congresso Nazionale AIGA, San Giovanni Valdarno (AR), 25-27 febbraio 2009.

Normando N.M., Remacre A.Z., Sancevero S.S. (2005). *The study of plurigaussian simulations' lithotype rule in reservoir characterization process*. SPE 94949, presented at the SPE Latin American & Caribbean petroleum engineering conference, held in Rio de Janeiro, Brazil, 20–23 June 2005.

Ortiz J.M. (2008). *An overview of the challenges of multiple-point geostatistics*. Proceedings of the eighth international geostatistics congress, Ortiz J.M. and Emery X. (eds), Volume 1, Santiago, Chile, pag. 11-20.

Pyrcz M.J., Boisvert J.B., Deutsch C.V. (2008). *A library of training images for fluvial and deepwater reservoirs and associated code*. Computers & Geosciences Volume 34, Issue 5, pag. 542–560.

Riquelme R., Le Loc'h G., Carrasco P. (2008). *Truncated gaussian & plurigaussian simulations of lithological units in Mansa Mina Deposit*. In: Ortiz JM, Emery X (eds) Geostats 2008. Proceedings of the 8th international geostats conference, held in Santiago, Chile, 1–5 Dec 2008.

Ritter P. (1987). *A vector-based slope and aspect generation algorithm*. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 53, pag. 1109–1111.

Rudkiewicz J.L., Guèrillot D., Galli A. (1990). *An integrated software for stochastic modeling of reservoir lithology and properties with an example from the Yorkshire middle Jurassic*. In: North Sea Oil and Gas Reservoirs II. The Norwegian Institute of Technology, Graham and Trotman, pag. 399–406.

Seifert D., Jensen J.L. (1999). *Using Sequential Indicator Simulation as a tool in reservoir description: Issues and Uncertainties*. *Mathematical Geology*, 31, pag. 527-550.

Seifert D. and Jensen J. L. (2000). *Object and Pixel-Based Reservoir Modeling of a Braided Fluvial Reservoir*. Mathematical Geology, Vol. 32, No. 5, pag. 581-603.

Sharpnack D.A. and Akin G. (1969). An algorithm for computing slope and aspect from elevations. Photogrammetric Survey, 35: pag. 247–248.

Shinozuka M. and Jan C-M. 1972. *Digital Simulation of Random Processes and its Applications*. Journal of Sound and Vibration, Vol. 25, No.1, pp. 111-128, (1972).

Sweet M.L., Blewden C.J., Carter A.M., Mills C.A. (1996). *Modeling heterogeneity in a low permeability gas reservoir using geostatistical techniques, Hyde Field*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 80, pag. 1719-1735.

Terzaghi K. and Peck R. B. (1967). *Soil Mechanics in Engineering Practice*. A Wiley International Edition, 729 pag.

Viggiani C. (1999). *Fondazioni*. Hevelius edizioni.

Viseur S. (2004). *Turbidite reservoir characterization : object-based stochastic simulation meandering channels*. Bulletin de la Societe Geologique de France, January 2004, v. 175, pag. 11-20.

Volpi B., Galli A., Ravenne C.. 1997. *Vertical proportion curves: a qualitative and quantitative tool for reservoir characterization*. Memorias del I Congreso Latinoamericano de Sedimentologia, Tomo 1, Soc. Venezolana de Geól.

Wackernagel, H. (2003). *Multivariate geostatistics: an introduction with applications*, 2nd ed. Springer-Verlag.

Weissmann G.S., Fogg G.E. (1999). *Multi-scale alluvial fan heterogeneity modeled with transition probability geostatistics in a sequence stratigraphic framework*. Journal of Hydrology 226, pag. 48-65.

Weissmann G.S., Carle S.F., Fogg G.E. (1999). *Three-dimensional hydrofacies modeling based on soil surveys and transition probability geostatistics*. Water Resources Research, 35, pag. 1761-1770.

Weissmann G.S., Zhang Y., Labolle E.M., Fogg G.E. (2002). *Dispersion of groundwater ge in an alluvial aquifer system*. Water Resources Research 38, pag. 1198-1211.

Xu C., Dowd P.A. (2008). *Plurigaussian simulation of rock fractures*. In: Ortiz JM, Emery X (eds) Proceedings of the Eighth international geostatistics congress. vol 1, pp 41–50 pub. Gecamin, Santiago, ISBN 978-956-8504-17-5.

Yaglom A.M. (1987). *Correlation Theory of Stationary and Related Random Functions*, Vol.I: Basic Results; Vol. II: Supplementary Notes and References. Springer, New York.