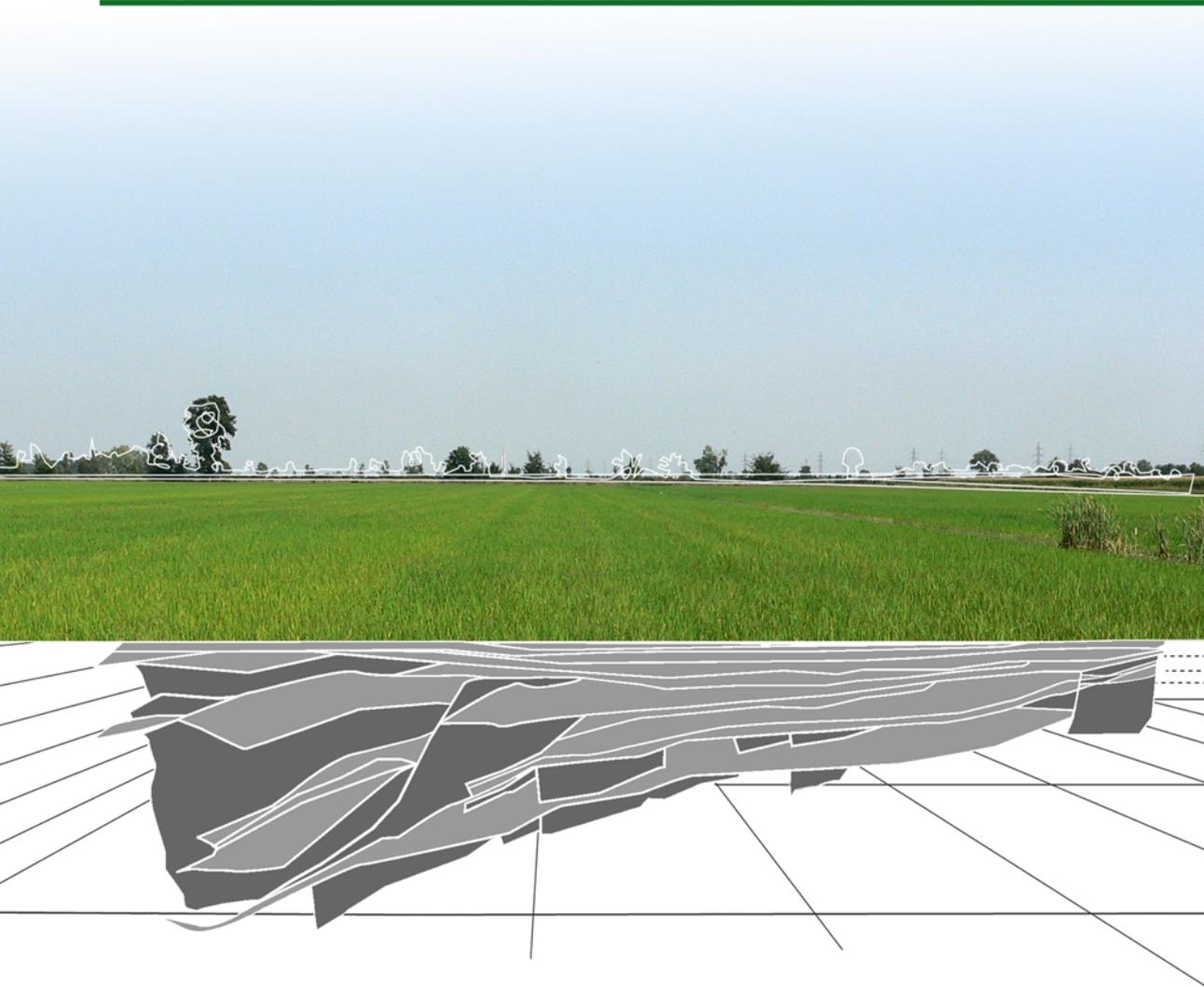




ISPRA
Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale

Modello geologico 3D e geopotenziali della Pianura Padana centrale (Progetto GeoMol)



RAPPORTI



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale

Modello geologico 3D e geopotenziali della Pianura Padana centrale (Progetto GeoMol)

Informazioni legali

L'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA) e le persone che agiscono per conto dell'Istituto non sono responsabili per l'uso che può essere fatto delle informazioni contenute in questo rapporto.

ISPRA - Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

Via Vitaliano Brancati, 48 – 00144 Roma

www.isprambiente.gov.it

ISPRA, Rapporti 234/2015

ISBN 978-88-448-0753-5

Riproduzione autorizzata citando la fonte

ISPRA (2015) - *Modello geologico 3D e geopotenziali della Pianura Padana centrale (Progetto GeoMol)*. Rapporti ISPRA, 234/2015, pp. 104 e Appendice.

Elaborazione grafica

ISPRA

Grafica di copertina: Alessia Marinelli

Foto di copertina: Paolo Orlandi

Coordinamento editoriale:

Daria Mazzella

ISPRA – Settore Editoria

Dicembre 2015

Autori

Chiara D'Ambrogi¹ (§3; 7; 10; Appendice 2), Fabio Carlo Molinari² (§5; 6; 8), Andrea Piccin³ (§1; 2; 4.3; 5; 6; Appendice 1), Francesco Emanuele Maesano¹ (§3; 5.2.1; 7; 10; Appendice 2), Giulio Torri² (§8)

con contributi di:

Pierfrancesco Burrato⁴ (§9), Alessandro Cagnoni³ (§4), Fernando Ferri¹ (§5.4), Alberto Martini² (§8), Edoardo Monesi⁵ (Appendice 1), Giancarlo Scardia⁵ (§2.2; 2.3, Appendice 1), Fabrizio Tremolada⁶ (Appendice 1)

¹ ISPRA – Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia

² Regione Emilia-Romagna – Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli

³ Regione Lombardia – DG Territorio, Urbanistica e Difesa del suolo

⁴ Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

⁵ CNR – Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria

⁶ Libero professionista

Ringraziamenti

Si ringraziano Anna Laura Cazzola e Claudio Cattaneo (ENI SpA) per la disponibilità e il supporto fornito allo svolgimento delle attività di data room; Fabrizio Berra (Università di Milano) e Dario Sciunnach (Regione Lombardia) per la revisione dei paragrafi 2.2.e 2.3.

Gruppo di Lavoro Area Pilota Italiana Progetto GeoMol

ISPRA - Chiara D'Ambrogi, Francesco Emanuele Maesano, Fernando Ferri, Maria Pia Congi, Gennaro Maria Monti, Marco Pantaloni, Luca Guerrieri, Maurizio D'Orefice

Regione Emilia Romagna - Fabio Carlo Molinari, Giulio Torri, Alberto Martini, Luca Martelli

Regione Lombardia – Andrea Piccin, Alessandro Cagnoni

Supporto Amministrativo Progetto GeoMol

ISPRA – Antonella Ceccarelli, Tiziana Del Monte, Andrea Fabbri, Salvatore Macchia

Regione Emilia Romagna – Sergio Stagni, Lisa Contarini

Regione Lombardia – Roberta Ferrario

INDICE

1. IL PROGETTO GEOMOL	1
1.1 Finalità e obiettivi.....	1
1.2 Aree di intervento.....	1
1.3 Il contesto geologico.....	2
1.4 Geopotenziali.....	3
1.5 Organizzazione del Progetto.....	5
1.6 Il team di Progetto Italiano.....	6
2. L'AREA PILOTA ITALIANA	8
2.1 Inquadramento geografico.....	8
2.2 Inquadramento geologico.....	9
2.3 Studi precedenti.....	10
3. APPROCCIO METODOLOGICO	14
3.1 Perché un modello geologico 3D.....	14
3.2 L'approccio transnazionale/transregionale e le implicazioni normative.....	15
4. PARTECIPAZIONE DEGLI STAKEHOLDER	16
4.1 Il processo partecipativo.....	16
4.2 Risultati dell'indagine sulle necessità degli utilizzatori.....	16
4.3 Workshop scientifico 2014.....	20
4.4 Seminario finale 2015.....	20
5. DATI ESISTENTI E LORO DISPONIBILITÀ	22
5.1 Dati ed elaborazioni di letteratura.....	22
5.2 Dati profondi ENI (sismica e pozzi).....	22
5.2.1 Banca Dati Pozzi ENI.....	23
5.3 Indagini geognostiche.....	27
5.4 Studio gravimetrico dell'Area Pilota.....	27
5.4.1 Anomalie di Bouguer.....	27
5.4.2 Anomalie gravimetriche regionali e locali.....	28
5.4.3 Mappa gravimetrica passa alto.....	29
5.4.4 Mappa di interpretazione gravimetrica.....	30
6. INTERPRETAZIONE DEI DATI	31
6.1 Linee sismiche.....	32
6.2 Profili di pozzo.....	34
7. IL MODELLO GEOLOGICO 3D	37
7.1 Il workflow.....	38
7.1.1 Acquisizione, interpretazione e armonizzazione dei dati.....	39
7.1.2 Elaborazione del modello 3D in tempi.....	39
7.1.3 Modello di velocità e Conversione tempi-profondità del modello 3D.....	40
7.1.4 Verifica di consistenza e affinamento in profondità.....	40
7.1.5 Costruzione del modello 3D finale e parametrizzazione.....	42
7.2 Modello di velocità e conversione tempi/profondità.....	45
7.2.1 Modello 3D di velocità istantanee.....	46
7.2.2 Conversione tempi profondità.....	50
7.3 Caratteristiche del modello, risultati geologici e output verso applicazioni tematiche.....	52
7.3.1 Descrizione delle unità stratigrafiche e dell'evoluzione del bacino.....	53
7.3.2 Caratterizzazione degli elementi strutturali.....	58
8. IL MODELLO DELLE TEMPERATURE SOTTERRANEE	61
8.1 Workflow.....	61
8.1.1 Dati di input.....	61
8.1.2 Creazione di gradienti.....	63
8.1.3 Regionalizzazione geostatistica dei gradienti.....	64
8.1.4 Match con il modello geologico 3D.....	64
8.1.5 Trattamento di aree con anomalie.....	65

8.1.6 Creazione degli output	65
8.2 Mappe tematiche	66
8.2.1 Mappe delle Isotherme	66
8.2.3 Mappe degli orizzonti	67
8.2.4 Mappe delle profondità	67
8.3 Conclusioni	69
9. CARATTERIZZAZIONE DELLE SORGENTI SISMOGENETICHE	71
9.1 Nuovi dati e loro utilizzo.....	71
9.2 Assetto sismotettonico e sorgenti sismogenetiche della Pianura Padana centrale	71
9.2.1 Gerarchizzazione delle faglie	72
9.2.2 Aggiornamento delle conoscenze sulle sorgenti sismogenetiche	75
10. DISTRIBUZIONE DEI RISULTATI.....	82
10.1 Visualizzatore 3D e prodotti on demand.....	83
10.2 Visualizzatore 2D, Search Catalogue e Web Map Services (WMS).....	84
10.3 Limitazioni e modalità di utilizzo	87
APPENDICE 1.....	89
Analisi biostratigrafica delle carote di pozzi ENI nell'intervallo Plio-Pleistocene.....	89
APPENDICE 2.....	94
Mappe e sezioni.....	94
BIBLIOGRAFIA.....	95

1. IL PROGETTO GEOMOL

Il Progetto GeoMol "*Assessing subsurface potentials of the Alpine Foreland Basins for sustainable planning and use of natural resources*" è stato avviato nel settembre del 2012, nell'ambito del Programma Europeo di Cooperazione Territoriale "Spazio Alpino" 2007-2013, IV Call, Priorità 3 "Ambiente e prevenzione dei rischi". Guidato dalla Regione Baviera, il Progetto ha visto la partecipazione di 14 Partner, provenienti da 6 Stati (Francia, Svizzera, Germania, Austria, Slovenia e Italia) e si è ufficialmente concluso il 30 giugno 2015, dopo 34 mesi di attività.

1.1 Finalità e obiettivi

Il Progetto GeoMol ha avuto come obiettivo la valutazione dei potenziali del sottosuolo nei bacini sedimentari perialpini, mettendo la conoscenza geologica a supporto di politiche di pianificazione del sottosuolo basate su un approccio maggiormente consapevole e un utilizzo sostenibile delle risorse naturali. Le politiche europee di riduzione della CO₂ in atmosfera richiedono, infatti, non solo di aumentare la produzione di energia da fonti rinnovabili, ma anche di renderla più efficiente e di sviluppare le capacità di accumulare l'energia in rete.

I bacini sedimentari che circondano le Alpi offrono significative potenzialità in questo senso, sia per la produzione di energia geotermica che per l'accumulo in sottosuolo dell'energia prodotta da altre fonti rinnovabili, quali le eoliche e solari, la cui produzione presenta andamenti fortemente irregolari e necessita quindi di "serbatoi", sufficientemente capaci e sicuri, per accumularla durante i periodi di produzione e da cui prelevarla per il consumo. La stessa necessità di stoccaggio in sottosuolo si presenta anche per la gestione del gas naturale, il cui approvvigionamento, prevalentemente da fornitori terzi, è soggetto a fluttuazioni di prezzo e ad incertezze legate alle vicende internazionali, raramente sincronizzate con la domanda di consumo. In prospettiva, almeno per l'Italia (in alcuni paesi, tra cui la Svizzera, essa è già una realtà), si pone anche la questione del deposito in sottosuolo dell'anidride carbonica, derivante soprattutto dai grandi processi industriali e "sequestrata" per evitare la sua immissione in atmosfera.

Questi utilizzi, reali o potenziali che siano, vanno ad aggiungersi e spesso ad interferire con gli utilizzi più tradizionali del sottosuolo, a partire dalle risorse idriche sotterranee, più o meno profonde, fino alle infrastrutture di trasporto: la pianificazione e la gestione del sottosuolo, inoltre, sono generalmente attuate tramite concessioni, spesso delimitate sulla base di limiti amministrativi, ed estese "*senza limiti di profondità*". Le risorse naturali e i processi che ne controllano la formazione, la migrazione e la conservazione, tuttavia, non rispettano i confini amministrativi e i limiti delle concessioni: piuttosto, seguono le strutture geologiche e i loro limiti, nelle tre dimensioni. Ecco perché è necessario che le autorità pubbliche dispongano di conoscenze approfondite ed aggiornate sul sottosuolo, in modo da poter pianificare correttamente il suo utilizzo e da poter valutare, con cognizione di causa, le istanze di concessione presentate dai potenziali operatori privati.

La principale finalità del Progetto è stata quindi quella di realizzare strumenti transregionali di conoscenza del sottosuolo e dei suoi geopotenziali, utilizzando modelli geologici digitali tridimensionali (3D) che mettessero a sistema le informazioni geologiche esistenti e disponibili, e che potessero diventare un supporto alla pianificazione sostenibile del sottosuolo e delle sue risorse.

1.2 Aree di intervento

Focalizzando l'attenzione sui due principali bacini sedimentari che circondano le Alpi - il Bacino della Molassa a nord (tra Francia e Austria, attraverso Svizzera e Germania) e il Bacino del Po a sud, nell'ambito del Progetto GeoMol sono state individuate 5 aree pilota (Fig. 1.1), scelte anche in funzione dei Partner di Progetto (per la maggior parte Servizi Geologici o equivalenti organizzazioni, a livello sia regionale che nazionale), in cui concentrare attività e risorse e di cui realizzare i modelli geologici del sottosuolo in 3D.

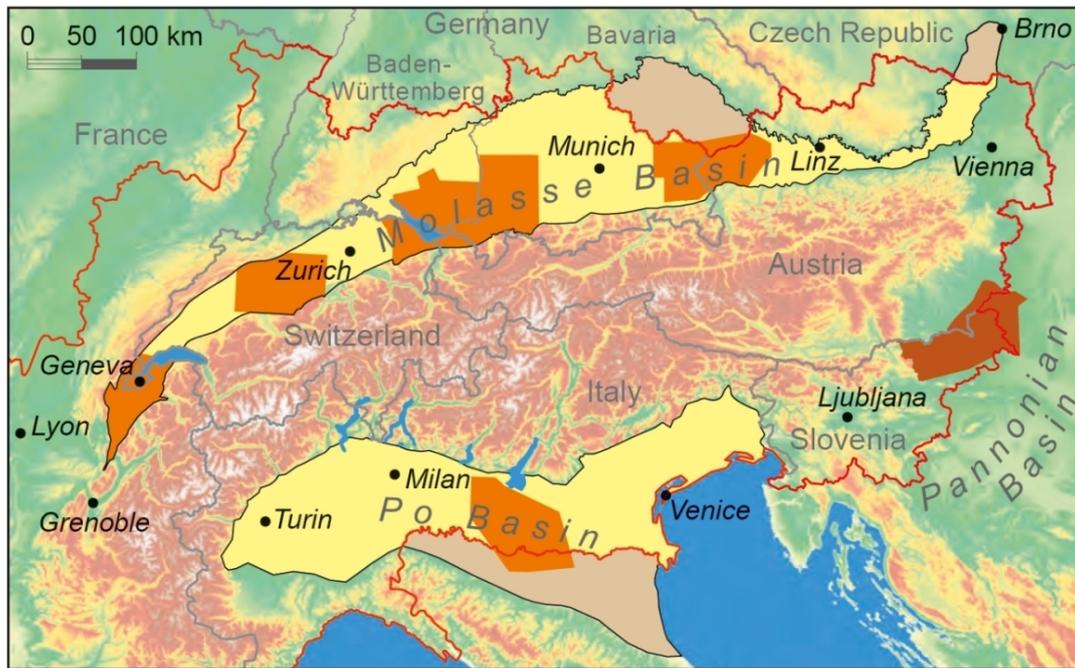


Figura 1.1 - Area di progetto (in giallo) e ubicazione delle aree pilota (in marrone). La linea rossa delimita l'area del Programma Europeo "Spazio Alpino".

Per quanto riguarda il Bacino della Molassa nordalpina, la prima area pilota è localizzata al confine tra Francia (Alta Savoia) e Svizzera (Cantone di Ginevra) e il relativo modello 3D è stato realizzato dal Servizio Geologico nazionale francese (BRGM) e dal Cantone di Ginevra (DETA).

La seconda area pilota si trova nella Svizzera centrale e il modello 3D è stato realizzato dall'Ufficio Federale di Topografia (Swisstopo) e dal corrispondente Ufficio Federale per l'Energia (SFOE), che hanno anche supervisionato le altre aree pilota in territorio svizzero.

La terza area è al confine tra Svizzera orientale, Germania, e Austria, intorno al Lago di Costanza (Bodensee); il modello 3D, che ha dovuto armonizzare dati geologici provenienti da ben 4 paesi, è stato realizzato dagli uffici federali svizzeri già citati, dal Servizio Geologico della regione (Land) Baden-Württemberg (LGRB) e da quello della Baviera (LFU).

La quarta area si trova invece al confine tra Baviera e Austria, con l'intervento del Servizio Geologico bavarese e di quello austriaco (GBA), con la collaborazione della Regione (Land) Öber Austria.

La quinta area è invece quella italiana oggetto di questo rapporto ed è ubicata in Pianura Padana centro-orientale, tra Lombardia, Emilia-Romagna e Veneto; le attività sono state realizzate dal Servizio Geologico d'Italia (ISPRA), con Regione Lombardia, Direzione Generale Territorio, Urbanistica e Difesa del suolo, e Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli.

Il partner Servizio Geologico sloveno (GeoZS) ha invece applicato l'approccio e le metodologie comuni messe a punto dal progetto in un'area esterna al dominio alpino, localizzata nel Bacino Pannonico (Slovenia orientale).

1.3 Il contesto geologico

I bacini sedimentari definiti di avampaese (*foreland*), si formano al fronte di una catena montuosa in fase di formazione e di strutturazione e sono generalmente caratterizzati da elevati spessori di sedimenti clastici (ghiaie, sabbie e limi) accumulati in tempi relativamente brevi, naturalmente rispetto al tempo geologico. Lo spazio a disposizione per la sedimentazione di questi materiali viene continuamente creato da fenomeni di subsidenza più o meno intensi, collegati al sollevamento della catena e il materiale che si deposita proviene direttamente dalla catena in progressiva erosione; la loro organizzazione stratigrafica (cioè l'architettura deposizionale) riflette più o meno direttamente le diverse fasi (tettoniche) di strutturazione della catena, effetto che si somma a quello dei mutamenti climatici, motore globale che governa la formazione delle rocce sedimentarie.

La Catena Alpina, che è strutturata in modo quasi simmetrico rispetto al suo asse longitudinale, ha di fatto due bacini di avampaese: uno verso nord (Bacino della Molassa nordalpina) e uno verso sud (Pianura Padana e Veneto-Friulana), quest'ultimo condiviso con la Catena Appenninica e, nella parte

più orientale, anche con quella Dinarica.

Questi bacini, per quanto diversificati sia dal punto di vista geometrico che della loro evoluzione geologica, condividono tuttavia una storia in buona parte comune e i potenziali che offrono sono sostanzialmente comparabili. La deposizione accelerata di potenti successioni clastiche con alternanze di unità grossolane e fini, su di un substrato pre-orogenico (cioè precedente alla strutturazione della catena) sostanzialmente caratterizzato da rocce carbonatiche alternate a rocce sedimentarie marine terrigene, ha infatti determinato la presenza nel sottosuolo di corpi geologici porosi e permeabili, capaci cioè di ospitare e rilasciare fluidi di vario genere (acqua, olio, gas) alternati a corpi sostanzialmente impermeabili, capaci cioè di isolare fisicamente i precedenti. Nei bacini di avampaese è quindi comune rinvenire nel sottosuolo, anche profondità relativamente limitate, piccoli giacimenti di idrocarburi (generalmente gas, ma talora anche olio), livelli acquiferi più o meno profondi e produttivi, talora considerabili come riserve strategiche di acqua dolce, risorse geotermiche a media temperatura (25-100°C), idonee per attività di teleriscaldamento e balneazione, nonché corpi geologici di origine marina, saturati in acqua salata, potenzialmente idonei al deposito in sottosuolo di anidride carbonica (CO₂) sottratta ai processi industriali. Alcune aree dei bacini di avampaese sono tuttavia ancora interessate dalla strutturazione della catena a cui sono geneticamente connesse ed esistono quindi nel sottosuolo, generalmente a profondità di qualche chilometro, strutture tettoniche (faglie e sovrascorrimenti) potenzialmente in grado di produrre terremoti. In tali aree, l'utilizzo del sottosuolo e delle sue risorse deve necessariamente confrontarsi con questo pericolo e, talora, può esserne significativamente limitato.

1.4 Geopotenziali

Le risorse naturali e gli usi possibili del sottosuolo sono stati definiti, nell'ambito del Progetto GeoMol, **geopotenziali**, cioè potenzialità che hanno a che fare con la struttura geologica del sottosuolo e che da questa sono condizionate, sia in senso positivo che negativo.

Tra questi geopotenziali, alcuni dei quali già citati nel paragrafo precedente, il Progetto GeoMol ha trattato in particolare quello geotermico e, più indirettamente, la possibilità di stoccare in sottosuolo gas naturale o di origine sintetica (cioè prodotto da fonti di energia rinnovabile, quali solare ed eolica) e anidride carbonica; nell'area pilota italiana, è stato inoltre affrontato il tema della pericolosità sismica di strutture tettoniche sepolte e, localmente, quello delle riserve idriche profonde.

Altri geopotenziali, pur presenti nelle aree considerate, non sono invece stati approfonditi: l'utilizzo del sottosuolo per la realizzazione di infrastrutture di comunicazione o di servizio, ad esempio, riguarda uno strato "pellicolare" del sottosuolo che, con i dati a disposizione del Progetto, non è descrivibile con sufficiente dettaglio; lo stesso vale per la risorsa geotermica con temperature tra i 10° e i 20°C adatta a sviluppare sistemi di riscaldamento e raffrescamento tramite l'utilizzo delle acque di falda nella porzione più superficiale del sottosuolo (qualche decina di metri). Risorse idriche più tradizionali (falde che si trovano indicativamente tra i 50 e i 300 m di profondità) sono già ampiamente studiate e, benché fortemente condizionate dalla struttura geologica, la loro gestione sostenibile richiede informazioni di dettaglio anche sugli aspetti qualitativi e di prelievo/ricarica che esulano dagli scopi del Progetto.

La situazione dei bacini di avampaese alpini per quanto riguarda l'estrazione di idrocarburi (olio e gas) è invece considerata "matura" già da diversi anni: i giacimenti più significativi ed economicamente sostenibili sono già stati individuati e in buona parte sfruttati, anche se in alcune aree è in corso una certa attività di esplorazione "residuale"; la scoperta di nuovi giacimenti importanti non è comunque ritenuta probabile. Quelli conosciuti e sfruttati sono però importanti come possibile riutilizzo per gli stoccaggi di gas in sottosuolo, in quanto la presenza del giacimento naturale garantisce le condizioni di confinamento e isolamento dei volumi, indispensabili per progettare attività di stoccaggio in sicurezza. Infine, la possibilità di depositare nel sottosuolo l'anidride carbonica "sequestrata" dai processi industriali per ridurre il livello di emissioni in atmosfera (una delle principali cause dell'effetto serra), anche se non specificamente trattata nell'ambito del Progetto, potrà giovare della conoscenza del sottosuolo sviluppata da GeoMol, una volta che saranno definiti in modo soddisfacente i parametri fisici e le condizioni geologiche per poter operare in sicurezza.

Di seguito vengono forniti alcuni dettagli sui diversi geopotenziali, con particolare riferimento alla Pianura Padana.

Geotermia: la presenza di calore nel sottosuolo è legata in massima parte al calore residuo derivante dalla formazione del pianeta Terra e, in parte, ai processi radioattivi esotermici che ancora avvengono

al suo interno. La temperatura aumenta mediamente di circa 3°C ogni 100 m di profondità (gradiente geotermico medio) anche se, nei bacini di avampaese alpini, questa media globale è generalmente da considerarsi come la situazione attesa più favorevole. Di conseguenza, temperature superiori ai 100°C, idonee alla produzione di energia elettrica, si possono rinvenire a profondità superiori ai 3 chilometri, vicine o superiori alla profondità limite perché un impianto del genere sia oggi economicamente sostenibile.

Anche se alcuni impianti per la **geotermia a medio/alta entalpia** ($T > 90^{\circ}\text{C}$) esistono in altre aree in Europa, il potenziale geotermico prevalente, soprattutto per quanto riguarda l'Area Pilota italiana, è quello legato alla **geotermia a bassa entalpia**, con temperature comprese tra 25°C e 90°C e adatta ad utilizzi di teleriscaldamento o termale (balneazione, wellness, SPA), settore peraltro in grande espansione nel corso degli ultimi decenni. Gli impianti attivi nell' Area Pilota italiana sono in realtà piuttosto pochi e concentrati soprattutto nel settore del Lago di Garda, dove vengono a giorno acque termali con temperature dell'ordine dei 40-50°C, verosimilmente risalenti lungo le faglie trascorrenti ad andamento SSE-NNO che raggiungono la superficie o sono sepolte a bassa profondità.

Nell'ambito del Progetto GeoMol è stato realizzato, a partire dai dati disponibili in letteratura e presso gli Enti Pubblici competenti, un modello delle temperature nel sottosuolo (Cap. 8) ed è stata avviata una campagna di misurazioni termometriche in pozzo, con la finalità di individuare eventuali anomalie termiche nella falda idrica che possano indicare “contaminazioni” della stessa da parte di acque calde risalenti lungo possibili faglie sepolte.

Una significativa eccezione nel quadro geotermico dell'Area Pilota è costituita dall'impianto denominato Rodigo, localizzato nel comune di Goito (MN), che utilizza acque a temperature di circa 60°C, debolmente mineralizzate, che sono state intercettate a circa 3.200 m di profondità dal pozzo esplorativo Agip “Rodigo 1”, peraltro risultato sterile per quanto riguarda gli idrocarburi; l'impianto è stato quindi riconvertito, a partire dal 1988, all'utilizzo geotermico in agricoltura (riscaldamento serre) e oggi alimenta anche un centro benessere (piscine termali).

Per quanto riguarda la **geotermia a media entalpia** ($T 90\text{-}150^{\circ}\text{C}$), in un settore emiliano limitrofo all' Area Pilota, è presente una centrale geotermica per il teleriscaldamento cittadino nell'area di Ferrara (Casaglia).

Stoccaggio di gas nel sottosuolo: il tema è diventato di stretta attualità negli ultimi anni, sia per quanto riguarda la costituzione di riserve strategiche di gas naturale, in grado di fornire una certa autonomia al Paese in caso di crisi negli approvvigionamenti dai fornitori esteri (prevalentemente Federazione Russa e Libia), sia per ottimizzare i processi di acquisizione e immissione sul mercato del gas naturale assorbendo le fluttuazioni del mercato e della domanda al consumo. In prospettiva, lo stoccaggio di combustibili gassosi in sottosuolo potrà essere applicato anche ai c.d. “combustibili sintetici”, prodotti industrialmente per accumulare l'energia derivante da fonti rinnovabili (fotovoltaica ed eolica) che presenta tipicamente picchi stagionali di produzione, spesso sfasati rispetto ai picchi di consumo. Il gas sintetico, prodotto utilizzando l'energia rinnovabile, potrà quindi essere accumulato in sottosuolo e riutilizzato quando necessario.

In Pianura Padana sono oggi attivi 11 impianti di stoccaggio di gas naturale in sottosuolo, utilizzando sempre giacimenti di gas depleti (cioè già completamente sfruttati nel passato) di cui si conoscono, grazie ai dati e all'esperienza acquisita durante le fasi di esplorazione prima e di coltivazione poi, le potenzialità e i parametri fisici necessari ad una loro gestione in sicurezza. In alcuni casi, sono stati progettati utilizzi di questi giacimenti in condizioni di sovrappressione (rispetto alle condizioni iniziali del giacimento naturale), allo scopo di aumentarne la capacità di stoccaggio: fino ad oggi, tuttavia, questo tipo di gestione non è mai stata autorizzata, fondamentalmente per ragioni di cautela rispetto a possibili effetti dannosi per l'ambiente e per l'uomo.

All'interno dell' Area Pilota italiana non sono attualmente attivi impianti di stoccaggio di gas in sottosuolo, anche se alcuni (in particolare nei settori Bresciano, Cremonese e Modenese) sono attualmente in fase di autorizzazione. Per questi ultimi, le informazioni geologico-strutturali acquisite dal Progetto GeoMol potranno essere di supporto agli Enti Pubblici responsabili delle valutazioni ambientali e dei procedimenti di concessione. Nel settore meridionale dell'area è invece attivo il campo pozzi di Cavone (MO) per l'estrazione di idrocarburi (olio e gas).

Pericolosità sismica: la sequenza sismica di maggio-giugno 2012 in Pianura Padana (Province di Modena, Reggio-Emilia, Mantova e Cremona, M_w max 6,1) ha certamente acuito la necessità di considerare attentamente la pericolosità sismica, almeno in un paese geologicamente attivo come l'Italia, non solo rispetto alla sicurezza della popolazione e delle infrastrutture, ma anche nell'utilizzo sostenibile e sicuro del sottosuolo e delle sue risorse. In questo senso, nell'ambito del Progetto GeoMol

è stato effettuato uno specifico approfondimento sulle strutture geologiche in grado di produrre terremoti di $M > 5.5$ ed una classificazione complessiva delle faglie modellate ai fini di possibili successive applicazioni relativamente alla pericolosità sismica.

I dati geologico-strutturali analizzati ed elaborati dal Progetto, in particolare relativi alla geometria di faglie e sovrascorrimenti e alla valutazione dei loro movimenti nel corso del tempo geologico (*slip rate*), hanno permesso di aggiornare e implementare significativamente il Database Italiano delle Sorgenti Sismogenetiche (DISS 3.2.0), grazie alla specifica collaborazione instaurata con l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) responsabile per la Banca Dati in questione (cfr. Cap. 9).

Una particolare attenzione è stata posta alle strutture limitrofe al campo pozzi di Cavone (MO), e il modello geologico 3D realizzato nell'ambito del Progetto GeoMol ha fornito un supporto all'omonimo Laboratorio, istituito a seguito del Rapporto ICHESE (2014), per verificare eventuali interferenze tra l'attività estrattiva a Cavone e il terremoto del 2012.

Riserve idriche strategiche: il tema delle riserve idriche strategiche nel sottosuolo della Pianura Padana, già approfonditamente studiato in Emilia-Romagna (Regione Emilia-Romagna & ENI - AGIP, 1998) e in Lombardia (Regione Lombardia & ENI Divisione AGIP, 2002) in collaborazione con ENI-Agip, è stato ulteriormente approfondito nell'ambito del Progetto GeoMol, in particolare per quanto riguarda i serbatoi di acqua dolce localizzati all'interno delle successioni marine plio-pleistoceniche al margine settentrionale dell'Area Pilota. In questo settore, infatti, il consistente accumulo di sedimenti grossolani (ghiaie e sabbie) in corrispondenza dello sbocco delle valli alpine e costituiti in prevalenza da depositi di delta sottomarino, ha permesso il successivo spiazzamento delle acque marine connate da parte dell'acqua dolce proveniente dall'area di ricarica alpina, favorito sia dall'elevato gradiente idraulico che dalla significativa permeabilità di questi corpi sedimentari.

Nello studio "Geologia degli Acquiferi Padani della Regione Lombardia" (Regione Lombardia & ENI Divisione AGIP, 2002) era infatti stato mappato l'andamento nel sottosuolo dell'interfaccia acqua dolce / acqua salata che, dal margine settentrionale della Pianura, dove si trova a profondità dell'ordine dei 600-700 m, risale rapidamente fino a profondità di 2-300 m procedendo verso sud, proprio in corrispondenza della chiusura sedimentaria meridionale di questi corpi grossolani.

Al fine di meglio delimitare questi potenziali acquiferi profondi, nell'ambito del Progetto GeoMol è stata effettuata una mappatura dei principali corpi grossolani all'interno della successione pliocenica e pleistocenica inferiore e media (Gruppo Acquifero D, sensu Regione Lombardia & ENI Divisione AGIP, 2002), utilizzando un criterio di "facies sismica" corroborato dai dati di pozzo disponibili. Le superfici di base e di tetto di questi corpi, essendo identificate su base litologica e non stratigrafica, possono in generale non coincidere o addirittura attraversare i limiti di unità geologica mappati nel sottosuolo in questo intervallo stratigrafico, generalmente basati su superfici stratigrafiche di discontinuità (*unconformity*), o corrispondenti superfici di continuità ad esse correlabili. Tuttavia, per passare dal concetto di "riserva idrica" a quello di "risorsa idrica", ancorché strategica, sarà ancora necessario valutare i parametri idrogeologici di questi corpi acquiferi profondi (permeabilità, modalità di ricarica, chimismo delle acque), per verificare la fattibilità e l'economicità del loro utilizzo ai fini idropotabili. Questi aspetti non sono stati approfonditi dal Progetto GeoMol, per mancanza di dati specifici al momento disponibili.

1.5 Organizzazione del Progetto

Al Progetto GeoMol hanno partecipato complessivamente 14 Partner (Fig. 1.2), provenienti da 6 Stati (Francia, Svizzera, Germania, Austria, Slovenia e Italia), guidati dal Capofila (*Lead Partner*), il Servizio Geologico della Regione Baviera (Bayerisches Landesamt für Umwelt, Geologischer Dienst - LfU).



Figura 1.2 - Composizione del partenariato del Progetto GeoMol.

Per la Francia ha partecipato il Servizio Geologico Nazionale (*Bureau de Recherches Géologiques et Minières - BRGM*); per la Svizzera, l'Ufficio Federale per la Topografia (*Schweizerisches Bundesamt für Landestopografie - swisstopo*), l'Ufficio Federale per l'Energia (*Schweizerisches Bundesamt für Energie - BfE*) e la Repubblica e Cantone di Ginevra (*Département de l'environnement, des transports et de l'agriculture - DETA*); per la Germania, oltre al Capofila Baviera, ha partecipato il Servizio Geologico della Regione Baden-Württemberg (*Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg - LGRB*), l'Associazione territoriale del Lago di Costanza – Svevia Superiore (*Regionalverband Bodensee-Oberschwaben - RVBO*) e l'Università di Friburgo (*Technische Universität Bergakademie Freiberg - TU BAF*); per l'Austria, oltre al Servizio Geologico Federale (*Geologische Bundesanstalt Österreich – GBA*), ha partecipato anche la Regione Austria Superiore (*Amt der Oberösterreichischen Landesregierung - LandOö*); per la Slovenia, il Servizio Geologico Nazionale (*Geološki zavod Slovenije – GeoZS*); per l'Italia, infine, il Servizio Geologico d'Italia (*Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale - ISPRA*), Regione Lombardia (*DG Territorio, Urbanistica e Difesa del Suolo - RLB*) e Regione Emilia Romagna (*Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli – RER-SGSS*).

Il Progetto si è articolato in 7 linee di azione (*Work Package - WP*), ciascuna guidata da uno specifico Partner:

- WP2: Gestione Amministrativa del Progetto - LfU, con la collaborazione di Bay-For e del Comitato di Pilotaggio (*Steering Committee*), costituito da un rappresentante per ciascun Partner di Progetto;
- WP3: Informazione e Comunicazione (sito web, workshop, convegni) – LfU;
- WP4: Richieste degli Utenti (questionario stakeholder) – BfE;
- WP5: Preparazione Dati (armonizzazione semantica e metodologica) – BRGM;
- WP6: Modellazione Geologica 3D e Valutazione Geopotenziali (metodologie di modellazione e principi per la valutazione dei Geopotenziali) – LGRB;
- WP7: Infrastruttura di visualizzazione 3D (standard di interoperabilità, Database, visualizzatore web 3D) – TU BAF;
- WP8: Attività test nelle aree pilota (coordinamento delle attività nelle 5 aree pilota) – GBA.

Maggiori approfondimenti sull'organizzazione del Progetto sono rinvenibili all'interno del sito web www.geomol.eu.

1.6 Il team di Progetto Italiano

Le attività tecnico-scientifiche nell'Area Pilota italiana sono state svolte principalmente dai tre partner Servizio Geologico d'Italia - ISPRA, Regione Lombardia e Regione Emilia-Romagna; inoltre, in modo coordinato, essi si sono avvalsi di collaborazioni con altri Enti di Ricerca, per lo sviluppo di approfondimenti tematici, e con altre Istituzioni e produttori di dati.

L'interpretazione dei dati sismici e stratigrafici è stata realizzata in collaborazione dai tre partner; successivamente a questa fase ciascuno dei partner ha seguito e realizzato specifiche attività.

Servizio Geologico d'Italia - ISPRA, ha curato la realizzazione del modello geologico 3D e l'analisi geologico-strutturale, la strutturazione della Banca Dati dei pozzi, la modellazione gravimetrica, la realizzazione e il mantenimento dei servizi WMS (Web Map Service) dell'Area Pilota.

Regione Lombardia – Direzione Generale Territorio, Urbanistica e Difesa del suolo ha seguito, nel suo ambito regionale, l'aggiornamento della Banca Dati geologici di sottosuolo e un approfondimento sulla microzonazione sismica del settore meridionale lombardo dell'Area Pilota.

Regione Emilia-Romagna – Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli ha invece realizzato il modello delle temperature e un approfondimento sulle potenzialità geotermiche dell'Area Pilota.

Il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA ha inoltre coinvolto nel Progetto l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) per il supporto scientifico alla caratterizzazione delle sorgenti sismogenetiche; Regione Lombardia ha coinvolto l'Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR-IGAG) per il supporto scientifico nell'interpretazione dei dati sismici e stratigrafici e per la caratterizzazione geologico-strutturale, nonché l'Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR-IDPA) per la caratterizzazione in chiave di microzonazione sismica della parte meridionale del settore lombardo dell'Area Pilota, insieme all'Università di Modena e Reggio Emilia - Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche e all'Università di Bologna - Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali e alle Amministrazioni Provinciali di Mantova e Cremona.

I tre Partner italiani hanno inoltre stipulato un accordo comune con ENI S.p.A., Exploration & Production, che ha permesso la consultazione e l'elaborazione in *dataroom* del notevolissimo patrimonio di dati sismici e stratigrafici ENI ricadenti nell'Area Pilota italiana.

Al Progetto hanno inoltre aderito, in qualità di Osservatori, i seguenti Enti italiani: Regione Friuli-Venezia Giulia, Direzione Centrale Ambiente ed Energia; Università di Pavia, Dipartimento di Scienze della Terra; Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto di Geoscienze e Georisorse (IGG); Provincia di Cremona, Settore Protezione Civile; Provincia di Mantova, Settore Ambiente; Comune di Bagnolo Mella (BS); Comune di Bordolano (CR); Comune di Sabbioneta (MN); Società Linea Com s.r.l. di Rovato (BS).

2. L'AREA PILOTA ITALIANA

L'Area Pilota italiana è ubicata nel settore centro-orientale della Pianura Padana, tra l'area di Brescia (Lombardia) a nord, e quella di Modena (Emilia-Romagna) a sud.

La scelta ha privilegiato un'area che fosse: 1) geograficamente ed amministrativamente condivisa dalle due Regioni, 2) rappresentativa dal punto di vista delle strutture geologiche presenti, e 3) significativa dal punto di vista ambientale e socio-economico (popolazione residente e attività produttive).

L'area presenta una forma approssimativamente romboidale e un'estensione di 5.480 km², di cui circa 3.800 km² in Lombardia, circa 1.000 km² in Emilia-Romagna e circa 680 km² in Veneto (Fig. 1.1). Quest'area ha permesso di studiare sia le strutture sepolte alpine, a vergenza generalmente meridionale, che quelle di pertinenza appenninica, a vergenza settentrionale, che si fronteggiano nel sottosuolo; l'area comprende inoltre le strutture appenniniche più esterne e recenti, corrispondenti all'arco delle pieghe ferraresi, in particolare nell'area di Mirandola.

La sua estensione a nord-est, verso il Veneto, è legata all'estensione e all'orientamento dei dati geologici di sottosuolo (in particolare sezioni sismiche) messi a disposizione gratuita del Progetto da ENI Spa, tramite l'accordo stipulato tra i tre Partner italiani e la Società stessa.

2.1 Inquadramento geografico

L'Area Pilota comprende tutta la porzione pianiziale della Provincia di Brescia, tra i fiumi Oglio (ad ovest) e Mincio (verso est) ed è solcata inoltre, sempre in senso meridiano, dai fiumi Mella e Chiese, oltre che da alcuni corsi d'acqua minori e da una fitta rete di canali artificiali, rogge ("seriole") e cavi, realizzata per l'irrigazione e la bonifica agricola (Fig. 2.1). A partire dal margine alpino, ai cui piedi si trova la città di Brescia, circa 80.000 abitanti e sede di numerosi insediamenti industriali soprattutto dedicati alla lavorazione dei metalli, l'area comprende una serie di rilievi isolati poco pronunciati, denominati "Colli dei Longobardi" (Ciliverghe, Castenedolo e Capriano del Colle-Monte Netto), che delimitano a sud ed a est il bacino di Brescia. A sud di questi rilievi, peraltro di grande interesse geologico (Par. 2.2), si apre la grande pianura irrigua bresciana, una delle realtà produttive agricole più importanti d'Italia. Da segnalare, nel settore nord-occidentale, la terminazione dell'anfiteatro glaciale del Lago d'Iseo (Franciacorta) mentre nel settore orientale, oltre il Fiume Chiese, troviamo l'Anfiteatro Morenico del Garda, l'apparato glaciale più esteso nel margine meridionale delle Alpi che si estende dalle colline della Valtenesi ad ovest (tra Fiume Chiese e Lago di Garda), all'area di Desenzano, Sirmione e Peschiera (sponda meridionale del lago), fino al Fiume Adige, in corrispondenza dell'area di Sommacampagna e Custoza, nel Veronese. Verso sud, i rilievi dell'anfiteatro prendono il nome di "Colline Moreniche Mantovane". L'Anfiteatro Morenico del Garda è sede di attività agricole di pregio (in particolare vitivinicole) e turistico-ricreative (agriturismi, parchi ricreativi e termali); il recente sviluppo di strutture termali si deve alla presenza di sorgenti a bassa entalpia (p.e. Sirmione, Lazise), utilizzate sia a scopo curativo che balneare.

La parte centrale dell'area (Bassa Pianura Bresciana, settore orientale della Pianura Cremonese e Pianura Mantovana) è attraversata dal basso corso dei fiumi Oglio e Mincio ed è caratterizzata da prevalente attività agricola, insediamenti industriali sparsi e da insediamenti storici di grande importanza, oggi Patrimonio dell'Umanità (Siti UNESCO), quali Mantova e Sabbioneta. In particolare la città di Mantova (circa 50.000 abitanti), che sorge sulla riva di tre laghi formati dal Fiume Mincio, costituisce fin dal Medioevo un centro di riferimento politico e culturale per tutta la Pianura Padana.

Il settore meridionale dell'Area Pilota si sviluppa a sud del Fiume Po, che la attraversa con andamento grossomodo ovest-est, e comprende la pianura di pertinenza appenninica, in cui scorrono i fiumi e torrenti affluenti di destra del Po (Taro, Parma, Enza, Secchia e Panaro). L'evidente flessione del corso del Po verso nord, tra Guastalla e Ficarolo, determina l'avanzata di Secchia e Panaro in quello che oggi è definito "Oltrepo Mantovano" che, insieme alla bassa pianura reggiana e modenese e alle cosiddette "Grandi Valli Veronesi", che si trovano nel settore più orientale dell'area in Provincia di Verona, sono zone caratterizzate da un'intensa attività di bonifica agraria nel secolo scorso.

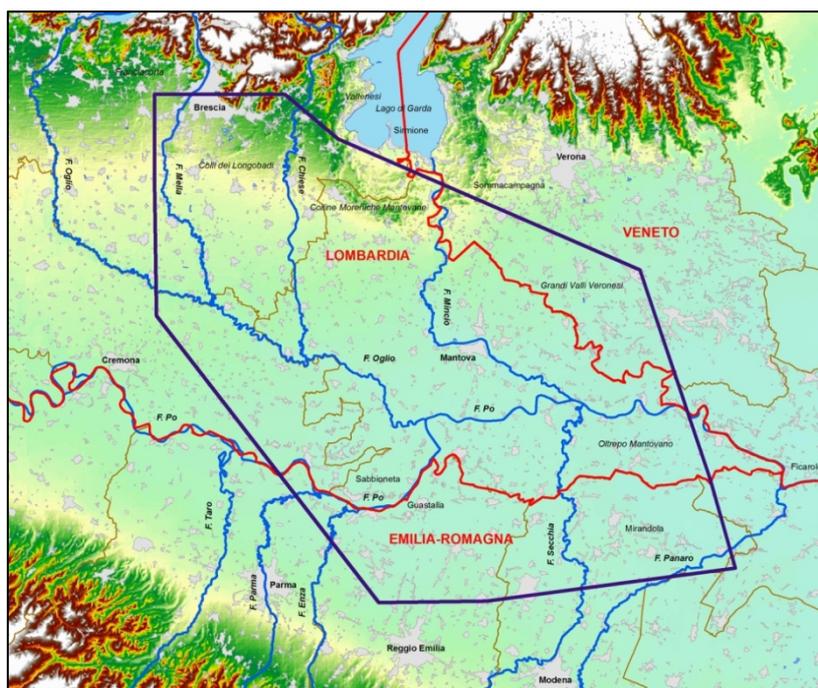


Figura 2.1 - Ubicazione, limiti e suddivisione amministrativa dell'Area Pilota italiana (in grigio le aree urbane).

2.2 Inquadramento geologico

L'evoluzione geologica dell'Area Pilota è correlabile con i suoi caratteri morfologici, precedentemente descritti, solo per gli avvenimenti della storia geologica più recente.

Dato che lo studio del sottosuolo realizzato dal Progetto GeoMol considera, nella sua porzione più profonda, successioni di età Triassica risalenti a circa 250-200 milioni di anni fa (Ma), la descrizione dell'evoluzione geologica del Bacino Padano deve necessariamente partire, seppure a grandi linee, da allora.

Durante il Triassico Medio (Anisico?-Ladinico) l'area è caratterizzata da articolate piattaforme carbonatiche di ambiente tropicale (simili a quelle delle odierne Isole Bahamas, nel Mar dei Caraibi); successivamente, un importante episodio di sedimentazione di mare basso ed emersione con presenza di paleosuoli, depositi continentali ed evaporiti, dà origine a un orizzonte litologico che assumerà grande importanza durante la successiva evoluzione strutturale.

Nel tardo Triassico si reimposta l'ambiente di piattaforma carbonatica con la Dolomia Principale (Fig. 2.2), unità litostratigrafica pressoché omogenea su un vastissimo areale, con solo alcune variazioni di spessore e articolazioni di facies, che si rinviene oggi in affioramento dal Friuli occidentale a tutta la Lombardia, con termini analoghi anche nelle Alpi Calcaree Settentrionali (Austria, Baviera e Svizzera). Questa piattaforma è interamente dolomitizzata, caratteristica che limita sensibilmente la sua suscettività all'alterazione di tipo carsico, ben sviluppata invece nelle soprastanti unità calcaree del Triassico Superiore e Giurassico Inferiore (ad es. Calcari Grigi e Medolo) (Fig. 2.2).

Successivamente si depositano unità carbonatiche e silicee di ambiente progressivamente più profondo, ben stratificate, di età Giurassico medio-superiore e Cretacico inferiore (Lumachella, Oolite di San Vigilio, Calcari a Posidonia, Formazione di Concesio, Rosso Ammonitico, Radiolariti, Calcari ad Aptici e Maiolica), non distinte nel modello geologico 3D di GeoMol, ma la cui sommità (top Maiolica) (Fig. 2.2) rappresenta un riflettore molto evidente nelle sezioni sismiche utilizzate nell'interpretazione del sottosuolo.

La sedimentazione delle unità triassico superiori e giurassiche è stata condizionata da un esteso fenomeno di *rifting*, assottigliamento crostale dovuto ad un regime tettonico distensivo, legato alla formazione del bacino oceanico Ligure-Piemontese, nel contesto più ampio della frammentazione di Pangea e dell'apertura dell'Oceano Atlantico centrale.

A partire dal Giurassico superiore, le attuali Pianura Padana e Prealpi costituivano il margine passivo settentrionale della placca africana, segmentato da una serie di faglie dirette, grossomodo parallele tra loro e con andamento all'incirca meridiano nel contesto geografico attuale, che delimitavano zone di alto strutturale relativo caratterizzate da sedimentazione condensata (cioè con spessori ridotti di

sedimento per un dato intervallo temporale) e zone di bacino, con fondale più profondo e sedimentazione più espansa. Le differenti caratteristiche dei sedimenti e i loro spessori relativi, con brusche variazioni proprio in corrispondenza di queste faglie dirette, avranno anch'essi notevole influenza sull'evoluzione strutturale del bacino padano.

All'inizio del Cretacico (ca. 145 Ma) prosegue l'annegamento totale del bacino, con la deposizione di calcari fini di mare profondo (Maiolica). Con questa unità si chiude il ciclo dei carbonati mesozoici legati al margine passivo africano. La successiva deposizione di sedimenti con un tenore terrigeno progressivamente dominante marca l'inizio dell'orogenesi alpina e registra quindi la deposizione, sempre in un contesto di mare profondo, di sedimenti marnosi seguiti da unità torbiditiche (Flysch Lombardi, 90-70 Ma, e unità correlate, p.e. Scaglia),

Il Paleogene, nell'area di studio, è caratterizzato dalla disattivazione dei sistemi torbiditici e dalla deposizione di unità prevalentemente marnose (Scaglia e Gruppo delle Marne di Gallare, Fig. 2.2) che, agendo successivamente come livello di scollamento tettonico preferenziale, condizioneranno l'assetto strutturale del bacino padano.

Nell'Eocene medio (ca. 45 Ma) avviene la collisione continentale tra Africa ed Europa, seguita da un'intensa strutturazione della catena alpina, tra 30 e 15 Ma circa (Oligocene-Miocene). Da questo momento, le fasi tettoniche alpine sono accompagnate dalla rotazione antioraria di Sardegna e Corsica, legata all'apertura del bacino oceanico Algerino-Provenzale ed alla conseguente strutturazione del prisma di accrezione appenninico. Così, mentre al margine settentrionale del bacino padano si deposita durante il Miocene il potente cuneo clastico sinorogenico della Gonfolite, caratterizzato da materiali anche molto grossolani derivanti dall'erosione della catena alpina in rapido sollevamento, nel resto del bacino si depositano potenti successioni marnoso-argillose (ad es. Marne di Gallare), con significativi episodi clastici grossolani (Ghiaie di Sergnano e Fusignano), importanti per lo sviluppo dei geopotenziali del bacino padano. Nel frattempo, la continua migrazione delle falde appenniniche verso nord produce la sovrapposizione di successioni di avanfossa (Macigno, Cervarola e Marnoso-Arenacea) giungendo nel Pliocene inferiore (ca. 4 Ma) ad interferire con le strutture alpine più meridionali e provocando il basculamento regionale verso sud dell'edificio alpino e la conseguente strutturazione del bacino padano nella sua configurazione attuale.

La successiva storia geologica quaternaria (da 2,5 Ma fino ad oggi) vede il progressivo colmamento del bacino pliocenico, da O verso E, con una successione sedimentaria complessivamente regressiva che porta alla formazione della Pianura Padana fino all'attuale linea di costa adriatica.

La successione quaternaria registra eventi tettonici e climatici, che permettono così di ricostruire con buon dettaglio l'evoluzione più recente del bacino: le geometrie e le facies della successione quaternaria sono in parte controllate dalla crescita delle strutture sepolte di pertinenza sia alpina che appenninica, nonché, a partire da circa 1 Ma, dall'alternanza dei cicli glaciali e interglaciali, unita al sollevamento isostatico in particolare della catena alpina, fattori che condizionano significativamente la disponibilità di sedimenti provenienti dalle due catene in erosione (Fig. 2.2).

2.3 Studi precedenti

Lo studio del sottosuolo padano trova la sua origine nell'esplorazione petrolifera avviata in modo sistematico da Agip negli anni '20. Nel secondo dopoguerra sono pubblicati i primi dati stratigrafici di sottosuolo (Perconig, 1956) e un primo schema stratigrafico-strutturale del bacino padano (AGIP, 1959). Risulta subito evidente all'ambiente della ricerca italiana l'impossibilità di comprendere la geometria e la stratigrafia del bacino padano a partire dalla sola geologia di superficie (Cita, 1955), ma collaborazioni sviluppate tra l'agenzia petrolifera italiana e i gruppi di ricerca scientifica portano nel decennio successivo solo ad un'unica significativa pubblicazione sulla natura tettonica dei rilievi isolati della Pianura Padana (Desio, 1965), a modeste rielaborazioni degli schemi proposti nel 1959 (ENI, 1962-1971; Ruggieri, 1973) e all'integrazione di alcune informazioni di sottosuolo nei fogli di pianura della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. In generale, per tutti gli anni '50 e '60 l'esplorazione del sottosuolo è limitata alle successioni porose del Messiniano-Pliocene (es. Sergnano, Caviaga), che, risultando produttive in gas e olio, furono obiettivi strategici di esplorazione con conseguente limitazione nella circolazione e disponibilità dei dati di sottosuolo.

La svolta nella conoscenza del bacino padano e nell'accessibilità delle informazioni arriva negli anni '70 con l'avvio dell'investigazione delle serie profonde nei carbonati mesozoici. La scoperta dell'importante giacimento di Malossa (Errico et al., 1979), seguita poi negli anni '80 da quella di Gaggiano (Bongiorni, 1987) e Villafortuna-Trecate (Bello & Fantoni, 2002) porta al progressivo abbandono di obiettivi strategici nelle serie plio-pleistoceniche padane e al rilascio progressivo di

informazioni sulla struttura e la stratigrafia superficiale del sottosuolo padano (es. AGIP, 1972, 1977, 1985).

	UNITA'	FORMAZIONI	ORIZZONTE
Pleistocene	PLCc		QC3
	PLCb		QC2
	PLCa		QC1
	PLMd		QM3
	PLMc		QM2
	PLMb		QM1
	PLMa		GEL
Pliocene	PL	Porto Corsini Porto Garibaldi Argille Santerno	PL
Miocene sup.	MESb	Sergnano Fusignano	ME3
	MESa	Gessoso-solfifera Marna di Gallare	ME1
Eocene	MIO	Marna di Gallare	MLW
			SCA
Cretac. inf.	K-PAL	Scaglia marna del Cerro breccie di Cavone Marna a fucoidi	MAI
			NOR
Giurassico med.	J-K	Maiolica Calcarei aptici Rosso ammonitico Calcarei posidonia Oolite S. Vigilio	TR-J
			TE
Permian	P-TR		

Figura 2.2 - Schema stratigrafico di sintesi adottato nell'Area Pilota italiana; le unità elencate costituiscono un riferimento sintetico alle principali unità note in letteratura.

Questo processo fu indubbiamente stimolato anche dal concomitante avvio di collaborazioni scientifiche nell'ambito del Progetto Finalizzato Geodinamica del CNR, (p.e. sottoprogetti Neotettonica e Modello Strutturale), del Progetto IGCP 96 "Messinian Correlations" e, in misura minore, nell'ambito degli studi ENEL finalizzati alla localizzazione di impianti nucleari in Pianura Padana (rimasti per la maggior parte inediti). Il prodotto di queste collaborazioni, straordinarie per quantità di dati resi disponibili e numero di ricercatori coinvolti, portò a pubblicazioni fondamentali tra la fine degli anni '70 e l'inizio degli anni '80, tra cui si ricordano Cita et al. (1978), Rizzini & Dondi (1978, 1979) e CNR (1983) sul Messiniano, Ricci Lucchi et al. (1982) sulla stratigrafia sequenziale del margine appenninico, Dondi et al. (1982 a-c) sulla stratigrafia regionale del sottosuolo, ma soprattutto la monografia di Pieri & Groppi (1981), lavoro esaustivo e completo di numerose sezioni geologiche sulla struttura del bacino padano riferita alla base del Pliocene. Questo momento scientificamente significativo per la geologia della Pianura Padana marcherà l'inizio di una lunga serie di studi e pubblicazioni sull'argomento che perdura tuttora nell'ambito di collaborazioni bilaterali o di analisi unilaterale dei dati disponibili.

Dopo queste importanti pubblicazioni, gli anni '80 proseguono con rielaborazioni sul tema da parte di Pieri (1983), Cassano et al. (1986) e Dondi & D'Andrea (1986), ma vedono soprattutto i lavori

innovativi di Ori & Friend (1984), che riconoscono nel sottosuolo padano una nuova categoria di bacini sedimentari, i *piggyback* (o *thrust-top*) *basins*, e di Rossi & Rogledi (1988), i quali, identificando le fasi deformative appenniniche messiniane e plioceniche nel sottosuolo e lungo il margine appenninico, traducono la suddivisione litostratigrafica classica del bacino padano nelle moderne sequenze stratigrafiche (ovvero volumi di roccia delimitati da superfici di discontinuità regionali), che integrano nella loro definizione eventi tettonici, variazioni nella geometria del bacino e stili deposizionali.

Alla nuova stratigrafia sequenziale messiniano-pliocenica fanno seguito i lavori di Ori (1993) e Vittori & Ventura (1995) che invece trattano i sistemi deposizionali quaternari e l'influenza delle variazioni climatiche sulla loro architettura. Entrambi i lavori si basano prevalentemente sulla tessitura dei livelli stratigrafici più superficiali del bacino padano, ignorati da ENI per mancanza di obiettivi specifici, integrando per la prima volta dati molto eterogenei, costituiti da stratigrafie di pozzi per acqua, cave, e log geofisici (Ori, 1993), o l'eccezionale banca dati di sondaggi a carotaggio continuo e datazioni al radiocarbonio prodotta per gli studi ENEL sulle centrali nucleari padane (Vittori & Ventura, 1995). In particolare quest'ultimo studio ha il merito di suggerire l'esistenza di un'impronta climatica ciclica nella successione sedimentaria continentale della Pianura Padana, poi ribadita in studi successivi. A questi lavori si aggiunge quello di Carminati & Di Donato (1999), con successiva rielaborazione (Carminati & Martinelli, 2002), sulle componenti naturali e antropiche della subsidenza nella Pianura Padana centro-orientale, basato su una compilazione dei dati biostratigrafici AGIP, dati geodetici e modellazioni geofisiche.

Negli anni '90 si assiste anche allo sviluppo di due importanti programmi strategici a scala nazionale e regionale, che avranno un profondo impatto sulla conoscenza e lo studio del bacino padano.

Da un lato entra in piena fase attuativa il progetto CARG, la nuova cartografia geologica d'Italia a scala 1:50.000 che, specialmente nel caso dell'Emilia-Romagna, si rivelerà una sorgente straordinaria di dati di sottosuolo per numerose analisi successive; dall'altro sono promossi e sviluppati studi innovativi sugli acquiferi padani, ad opera di Regione Emilia-Romagna e Regione Lombardia in collaborazione con ENI, che integrano dati stratigrafici di pozzi per acqua con dati geofisici (sismica e log di pozzo) provenienti dall'esplorazione petrolifera. Entrambi questi programmi di ricerca, che potremmo definire "applicata", hanno il merito di aggregare e formare ricercatori di differenti discipline e hanno sviluppato un nuovo approccio allo studio del Quaternario in Pianura Padana (Di Dio et al., 1997 a,b; Di Dio, 1998), che non si limita alla geomorfologia, e più in generale alla sola geologia di superficie, ma favorisce un'idea di stratigrafia del Quaternario che trova il suo naturale sviluppo nel sottosuolo, dove le successioni sedimentarie hanno una maggiore probabilità di essere continue rispetto agli affioramenti di superficie, a causa della subsidenza del bacino. Da qui deriva l'uso e lo studio sistematico di sondaggi a carotaggio continuo e linee simiche, nonché lo sviluppo di modelli deposizionali teorici basati sulla stratigrafia sequenziale, per definire e caratterizzare nel sottosuolo unità stratigrafiche da correlare con affioramenti, pur discontinui, lungo i margini del bacino padano.

Lo studio degli acquiferi padani, svolto da geologi delle Regioni e geologi ENI, porta alla pubblicazione di due monografie (Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998; Regione Lombardia & ENI Divisione AGIP, 2002). Lo studio interdisciplinare dei sondaggi eseguiti nell'ambito dello studio degli acquiferi lombardi, offre inoltre l'opportunità di ridefinire lo schema stratigrafico del Quaternario padano, indentificando per la prima volta l'inizio delle glaciazioni alpine (Muttoni et al., 2003) e caratterizzando la variazione spaziale dei sistemi deposizionali nel tempo in risposta alle variazioni eustatiche (Gianolla et al., 2010) o al sollevamento isostatico dell'edificio alpino (Scardia et al., 2006; 2012). Inoltre, l'analisi petrografica dei sedimenti ha permesso di ricostruire l'evoluzione dei drenaggi nel bacino padano, tracciando nello spazio e nel tempo il contributo dei principali fiumi alpini al riempimento del bacino padano (Vezzoli & Garzanti, 2009; Garzanti et al., 2011).

Nella porzione centrale della Pianura Padana e a sud del Fiume Po, dove i tassi di subsidenza sono maggiori e i sondaggi a carotaggio continuo prodotti dal CARG permettono di accedere con dettaglio solo agli ultimi 150 ka, tra la fine degli anni '90 e la prima decade del nuovo millennio sono pubblicati una serie di lavori che affrontano il Pleistocene superiore in chiave sedimentologica e paleoambientale (Amorosi et al., 1999, 2004; Amorosi & Colalongo, 2005), studiando la variazione ciclica dei sistemi deposizionali fluviali in relazione alla variazione climatica e del livello del mare, con un approccio marcatamente stratigrafico-sequenziale. A questi studi segue una sintesi stratigrafica sugli acquiferi del bacino padano (Amorosi & Pavesi, 2010), che rielabora i dati prodotti nei precedenti lavori

enfaticamente la natura trasgressiva delle barriere impermeabili (sedimenti fini di piana inondabile) che delimitano gli acquiferi nel sottosuolo.

Ai numerosi studi sul Quaternario del sottosuolo padano si affianca, dalla fine degli anni '90, una quantità non minore di lavori a scala regionale sull'evoluzione strutturale del bacino padano, non più aggiornata dopo Pieri & Groppi (1981). Con il lavoro di Fantoni et al. (1999), viene proposto il primo modello strutturale completo della Pianura Padana che, oltre alle strutture più recenti, riporta per la prima volta anche i principali lineamenti tettonici nella successione carbonatica mesozoica e in quella terrigena cenozoica. A questo modello, che sarà ripreso, ampliato e modificato più volte (Fantoni et al., 2001; 2003; 2004; Bello & Fantoni, 2002), segue la pubblicazione di sezioni geologiche regionali (Fantoni & Franciosi, 2008; 2009; 2010), che illustrano gli stili deformativi all'interno delle successioni carbonatiche e terrigena, l'interazione nel sottosuolo tra le strutture appenniniche e quelle alpine, e la complessa evoluzione del bacino padano. Tali lavori regionali sono stati poi integrati da studi strutturali più specifici, che prendono in considerazione l'evoluzione recente di alcuni settori del bacino padano (Argnani et al., 1997; Picotti & Pazzaglia, 2008; Ponza et al., 2010; Toscani et al., 2006; 2009) e il loro stile deformativo (Ravaglia et al., 2006; Toscani et al., 2014).

Ai lavori di geologia strutturale regionale fa seguito una sintesi stratigrafica della successione sedimentaria dal Messiniano al Pleistocene, non più aggiornata dopo quella, ancora embrionale, proposta da Rossi & Rogledi (1988). Ghielmi et al. (2010; 2013) identificano 4 allogruppi dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore (*Early Messinian - EM*, *Late Messinian - LM*, *Early Pliocene - EP* e *Late Pliocene - LP*) delimitati da altrettante superfici di discontinuità controllate dall'attività tettonica. Ognuna di queste discontinuità corrisponde ad una fase tettonica che produce una modifica della geometria del bacino padano e la migrazione verso N del suo depocentro, influenzando l'architettura dei sistemi deposizionali.

Con il nuovo millennio cresce inoltre l'attenzione verso l'evoluzione recente della Pianura Padana, con l'obiettivo di valutarne il grado di attività tettonica in una prospettiva di rischio sismico. Studi in questa direzione affrontano il problema da un punto di vista geomorfologico (Burrato et al., 2003; Pellegrini, 2003), archeosismologico (Galli, 2005), stratigrafico (Scardia et al., 2012), strutturale (Livio et al., 2009 a,b; 2014; Boccaletti et al., 2011; Bresciani & Perotti, 2014; Maesano et al., 2015a; Scardia et al., 2015). L'integrazione tra dati stratigrafici e analisi delle deformazioni ha portato alle prime valutazioni dei tassi di movimento, durante il Quaternario, delle faglie sepolte stimati, a seconda dell'intervallo di tempo o della struttura considerati, variabili tra 0.1 e 1 mm/anno (per una revisione regionale si veda Maesano et al., 2015a).

Nel complesso, quindi, l'evoluzione degli studi relativi alla Pianura Padana si inquadra in diverse linee di ricerca, alcune delle quali sembrano essere giunte a una fase di sintesi, come la geologia strutturale e l'architettura stratigrafica (Ghielmi et al., 2013). Su un altro fronte, lo studio interdisciplinare dei sondaggi a carotaggio continuo realizzati in ambito CARG e nel contesto degli studi degli acquiferi padani ha permesso di rivoluzionare la conoscenza del sottosuolo più superficiale, arrivando all'elaborazione di modelli (idro)stratigrafici che, per il loro carattere solido e comprensivo, già mostrano una natura sintetica.

3. APPROCCIO METODOLOGICO

3.1 Perché un modello geologico 3D

Nel corso degli ultimi decenni i Servizi geologici, nazionali e regionali, sono stati chiamati a rispondere a un crescente bisogno di strumenti di conoscenza in grado di sostenere le scelte per un utilizzo sostenibile delle risorse di sottosuolo. Lo sviluppo di strumenti hardware e software capaci di integrare ed elaborare grandi quantità di dati, geologici e geofisici, caratterizzati da diverso grado di dettaglio e diversa distribuzione spaziale, ha reso possibile la diffusione di tecniche di modellazione geologica 3D, precedentemente usate solo dall'industria petrolifera.

Il passaggio alla costruzione di modelli geologici 3D ha rappresentato uno dei maggiori cambiamenti nella produzione e diffusione di informazione geologica da parte dei Servizi geologici (Thorleifson et al., 2010). Per quasi due secoli infatti (dal 1815, anno di pubblicazione della prima vera carta geologica realizzata da William Smith: Geological Map of “England and Wales with part of Scotland”) le carte geologiche sono state il più comune metodo di sintesi, e la forma di comunicazione più diffusa delle conoscenze relative alle georisorse, confrontandosi con la difficoltà di rendere leggibili e comprensibili le informazioni necessarie ai potenziali utilizzatori. Tale difficoltà è amplificata quando la mappa deve fornire indicazioni sul sottosuolo (es. spessore e volume dei corpi rocciosi, distribuzione delle loro proprietà fisiche, ecc.).

La produzione di modelli geologici 3D consente di superare in modo definitivo queste difficoltà fornendo una descrizione realistica della geologia, delle relazioni reciproche tra corpi geologici ed elementi strutturali e, attraverso le superfici e i volumi ricostruiti, la possibilità di quantificare in modo continuo gli spessori dei corpi e il loro volume. I modelli geologici 3D sono la migliore forma di sintesi di dati complessi, in grado di supportare l'analisi e il monitoraggio di strutture geologiche sia per i loro potenziali utilizzi, sia per il loro comportamento geodinamico e fisico (es. attività sismica, stato di fratturazione).

Le capacità di calcolo offerte dai software di modellazione 3D permettono di ottimizzare i vincoli forniti da set, anche molto consistenti, di dati diversi (de Kemp, 2000; De Donatis, 2001; Dhont et al., 2005; Fernandez et al., 2009; Jones et al., 2009), di verificare le eventuali incongruenze e di modificare velocemente l'elaborazione, ottenendo risultati più rigorosi e consistenti.

A partire dalla fine degli anni '90, numerosi Servizi Geologici hanno quindi cominciato a sviluppare progetti di modellazione geologica 3D multi-scala e multi-disciplinari, a partire dalle loro banche dati; per fare qualche esempio: il British Geological Survey – BGS (<http://www.bgs.ac.uk/services/3Dgeology/home.html>), il Bureau de Recherches Géologiques et Minières – BRGM (<http://www.brgm.fr/activites/geologie/referentiel-geologique-france>), Geoscience Australia (<http://www.ga.gov.au/data-pubs/interactive-3d-models>), il Bayerisches Landesamt für Umwelt - LfU (http://www.lfu.bayern.de/geologie/3d_modelle/index.htm).

Anche il Servizio Geologico d'Italia ha avviato, a partire dal 2000, progetti volti alla modellazione geologica 3D di aree di interesse del territorio nazionale per specifiche applicazioni (<http://www.isprambiente.gov.it/it/progetti/suolo-e-territorio-1/geoit3d-modellazione-e-visualizzazione-tridimensionali-dei-dati-geologici>).

Lavori pubblicati (Calcagno et al., 2004; Thorleifson et al., 2010, D'Ambrogi et al., 2010) illustrano i risultati ottenuti nell'ambito di questi progetti, le tecniche di elaborazione adottate, gli sviluppi futuri della modellazione geologica 3D.

Queste esperienze hanno dimostrato la maggiore efficacia dei modelli geologici 3D, rispetto alle tradizionali mappe geologiche: per la maggiore capacità di integrazione di tutti i dati disponibili, per la possibilità di rapido aggiornamento del modello all'acquisizione di nuovi dati, per la possibilità di interrogazione ed estrazione “in automatico” di informazioni dedicate a specifiche esigenze (es.: tagli geologici a profondità definite dall'utente, calcolo dei volumi di corpi geologici di interesse applicativo, mappe delle deformazioni su specifici orizzonti geologici, mappe degli spessori, ecc.), per la possibilità di fornire elaborazioni quantitative in tempo reale, per la maggiore efficacia nella comunicazione verso utenti non esperti ma ai quali sono richieste decisioni in termini di pianificazione e gestione sostenibile.

Questi aspetti sono particolarmente rilevanti in un ambito, quale quello della gestione delle risorse del sottosuolo, che necessita di una base di conoscenza solida (il modello geologico di sottosuolo), che possa essere integrata con dati provenienti da studi specialistici (es. dati di temperatura per la valutazione del potenziale geotermico, caratteristiche cinematiche di faglie attive), per ottenere un quadro generale in grado di supportare i decisori.

3.2 L'approccio transnazionale/transregionale e le implicazioni normative

Le strutture geologiche non rispettano i confini politici e gli impatti indotti dall'utilizzo delle risorse di sottosuolo possono interessare aree molto più ampie di quelle soggette a concessione.

Il Progetto GeoMol è partito da questi due assunti per proporre un approccio transnazionale, e transregionale (nel caso dell'Area Pilota italiana), al tema della caratterizzazione delle strutture geologiche e della valutazione e gestione sostenibile delle risorse del sottosuolo (geopotenziali); la produzione dei modelli geologici 3D è stata quindi basata su dati armonizzati, metodologie condivise, criteri di analisi ed elaborazione comuni tra tutti i partecipanti¹.

L'approccio transnazionale/transregionale ha assicurato che tutte le informazioni sul sottosuolo fossero armonizzate e consistenti, le metodologie di analisi coerenti, e quindi che i risultati ottenuti rappresentassero un supporto alla pianificazione, all'utilizzo sostenibile e alla definizione di priorità tra i diversi geopotenziali, pur nel rispetto dei regolamenti e delle leggi nazionali e regionali.

Lo sviluppo di attività coordinate, metodologie comuni e di infrastrutture paneuropee² è oggetto di numerosi progetti europei (es. EGDI-scope, EuroGeoSource, EMODnet, Mineral4EU) sviluppati negli ultimi anni dai servizi geologici nazionali per rispondere alla crescente necessità di informazioni geologiche armonizzate in accordo con la Direttiva 2007/2/EC.

Gli ostacoli incontrati nello sviluppo di un approccio transnazionale sono essenzialmente legati a due aspetti: la proprietà e accessibilità pubblica dei dati di sottosuolo e la gestione degli iter autorizzativi.

I dati utilizzati nella costruzione dei modelli geologici 3D provengono, quasi esclusivamente, dalle attività di ricerca ed esplorazione condotte per la produzione di idrocarburi e, più di recente, per lo sfruttamento delle risorse geotermiche. Tali dati (sismica e pozzi) hanno un rilevante valore economico per le compagnie che li hanno acquisiti e, in conformità con le leggi nazionali, sono solo parzialmente disponibili con modalità differenti a seconda della tipologia di dati. La possibilità di disporre e utilizzare le informazioni contenute in questi dati è strategica per la corretta comprensione delle strutture geologiche del sottosuolo, altrimenti non accessibili all'osservazione diretta.

Il confronto tra le normative nazionali dei paesi partecipanti al Progetto GeoMol ha evidenziato politiche molto diverse di accesso ai dati acquisiti per ricerca, esplorazione e produzione, con maggiori restrizioni per le linee sismiche rispetto ai dati di pozzo. Differenze, anche sostanziali, sono state riscontrate per:

- la durata del periodo di riservatezza e/o proprietà;
- la obbligatorietà alla consegna dei dati, parziali o nella loro interezza, a enti preposti alla gestione di database geologici nazionali (Servizi geologici e/o ministeri);
- la tipologia di informazione che viene resa disponibile una volta cessato il periodo di riservatezza;
- la possibilità di richiedere dati ancora riservati per fini di ricerca o specifici progetti.

A queste differenze, relative alla gestione e archiviazione dei dati di sottosuolo, si aggiungono differenze nella politica di gestione e sviluppo degli iter autorizzativi per l'utilizzo delle risorse di sottosuolo che in taluni casi, come per la Svizzera e l'Italia, sono regolate sia da leggi nazionali che da diverse normative cantonali/regionali.

Il complesso quadro normativo a livello europeo relativo ai dati soggetti a riservatezza, da una parte, e la necessità di garantire il libero accesso alle informazioni ambientali detenute da autorità pubbliche previsto dalla Direttiva 90/313/EEC, dall'altra, ha imposto una particolare attenzione alla condivisione dei dati soggetti a regole nazionali differenti e alla loro diffusione attraverso gli strumenti web (MapView, 3D-Explorer) sviluppati da GeoMol per la pubblicazione dei risultati.

Vengono quindi resi disponibili in forma libera tutti i risultati frutto di processi di elaborazione, analisi, modellazione realizzati nell'ambito del Progetto ma non i dati di base che sono stati utilizzati, per i quali viene fornita, dove consentito dalla legislazione nazionale, la sola ubicazione.

Poiché i risultati ottenuti sono ritenuti consistenti solo per scopi di inquadramento regionale delle risorse del sottosuolo, la loro visualizzazione, nel MapViewer, è limitata a uno zoom massimo (1:108.000), mentre la consultazione dei modelli 3D, tramite il 3D-Explorer, è vincolata alla lettura di condizioni e limitazioni di utilizzo attraverso un Disclaimer (vedi Cap. 10).

¹ Tale approccio è stato così sintetizzato dal Progetto GeoMol "a holistic approach to produce sound, coherent, and unbiased information on the geological structures and features of the subsurface as the imperative prerequisite for integrated planning and sustainable resources management avoiding usage conflicts and areas at risk".

² "Better coordination and integration means better results, giving policy-makers more accurate information as they draw up environmental legislation to protect society and nature" (EC policies per la ricerca ambientale).

4. PARTECIPAZIONE DEGLI STAKEHOLDER

Il percorso attraverso il quale si è sviluppato il progetto GeoMol (settembre 2012 – giugno 2015) ha visto il coinvolgimento dei principali stakeholder (portatori di interesse) del settore; la partecipazione dei portatori di interesse è stata finalizzata a indirizzare e condividere la scelta dei prodotti e dei risultati del progetto stesso.

I diversi soggetti potenzialmente interessati, coinvolti durante i circa tre anni della durata del progetto, che hanno contribuito sulla base delle relative competenze e professionalità a fornire indicazioni in merito ai risultati ottenuti, sono stati principalmente i seguenti: pubbliche amministrazioni (enti locali, province), enti di ricerca e sviluppo, società di servizi di pubblica utilità.

4.1 Il processo partecipativo

Il processo partecipativo ha visto il coinvolgimento degli stakeholder già nelle prime fasi del progetto: il 6 giugno 2013 si è tenuto a Milano presso Palazzo Lombardia, il Workshop «*L'informazione geologica a supporto della pianificazione e dell'utilizzo sostenibile delle risorse del sottosuolo*». Nel corso del workshop, al quale hanno partecipato circa 80 soggetti interessati (Enti di ricerca, Università, professionisti, società operanti nel settore, Enti locali ecc...), sono state illustrate le attività in corso nell'Area Pilota italiana (Pianura Padana: Province di Brescia, Mantova, Cremona, Modena e Ferrara) oltre che alcune esperienze di modellazione 3D del sottosuolo in altre aree di pianura.

Preliminarmente al workshop è stato predisposto e distribuito un breve questionario, denominato "Questionario Stakeholder", i cui risultati sono serviti ad indirizzare i prodotti di GeoMol per cercare di rispondere alle esigenze segnalate dai potenziali utilizzatori.

Il questionario, predisposto a livello di partenariato europeo e tradotto successivamente in italiano per un più pratico utilizzo, ha avuto lo scopo di raccogliere, dai potenziali utilizzatori, indicazioni circa le necessità di acquisizione dati e informazioni sul sottosuolo e sulle tipologie di prodotti ritenute funzionali, nonché di valutare caratteristiche e formati dei possibili futuri prodotti di GeoMol.

Il questionario è strutturato nel seguente modo:

- campi anagrafici: in cui vengono indicati i dati relativi al nome dell'Ente di appartenenza, inclusa la categoria (es. pubblica amministrazione, consulenza, progettazione) ed il settore di attività (amministrativo, ricerca, legislativo, assicurativo, comunicazione, ecc.);
- prodotti desiderati: sono stati indicati sia la tipologia che i formati (es. linee guida, banche dati digitali, modelli geologici digitali in 3D, mappe raster/statiche, vettoriali, ecc.);
- utilizzo dei geopotenziali: sono stati posti quesiti in merito agli aspetti normativi legati allo sfruttamento dei vari geopotenziali (eventuali esigenze normative, strategie nazionali, ecc.);
- campi liberi per suggerimenti/commenti o altre questioni relative alle tematiche trattate nel progetto GeoMol.

4.2 Risultati dell'indagine sulle necessità degli utilizzatori

L'analisi dell'indagine effettuata ha portato ai risultati che sono così sintetizzati: a fronte dei circa 80 soggetti che hanno partecipato al workshop, circa il 20% ha compilato il questionario stakeholder indicando le proprie necessità. Si tratta perlopiù di Pubbliche Amministrazioni (27%), consulenti/progettisti (27%) e Università e/o Enti di ricerca o sviluppo (20%). In misura minore sono rappresentate altre categorie di utenti (servizi di pubblica utilità /industria 6% e altre tipologie di associazioni 6%) (Fig. 4.1). Si tratta di enti che operano principalmente nel settore di attività riguardante le acque, la pianificazione territoriale e l'energia geotermica (Fig. 4.2).

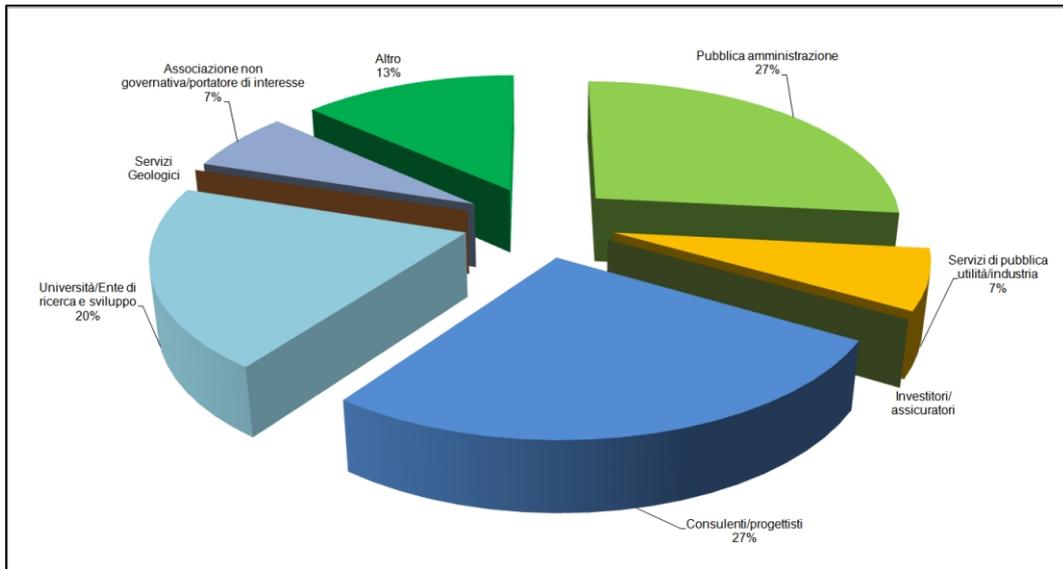


Figura 4.1 - *Categorie di utenti che hanno risposto ai questionari.*

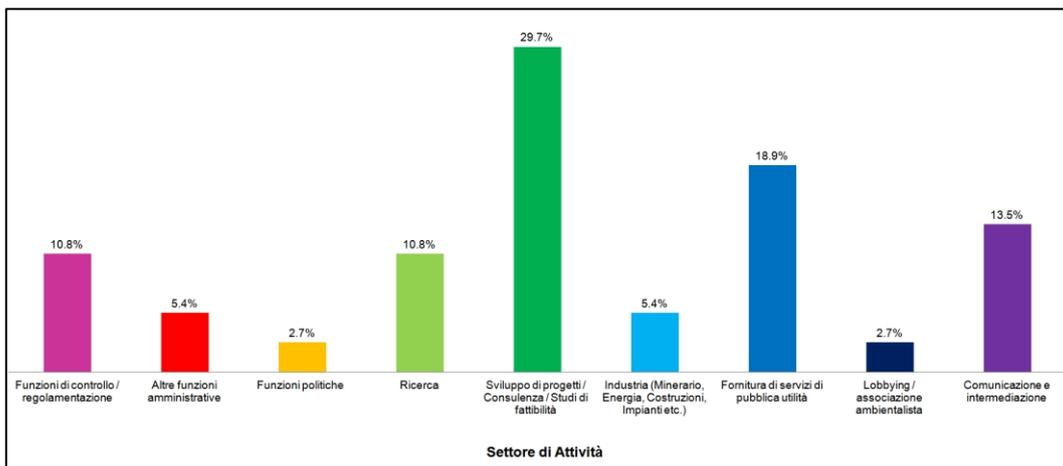


Figura 4.2 - *Settore di attività in cui opera l'ente*

Per quanto riguarda il settore di attività o interesse dei soggetti sopramenzionati, emerge dall'indagine una particolare attenzione verso i cosiddetti "geopotenziali", ovvero l'insieme delle risorse naturali del sottosuolo potenzialmente sfruttabili (indicata dalla totalità degli enti) ed in particolare il settore riguardante lo sfruttamento delle acque sotterranee e le risorse geotermiche, principalmente adatte a sviluppare sistemi di riscaldamento tramite l'utilizzo delle acque di falda nella porzione più superficiale del sottosuolo (Fig. 4.3 e 4.4).

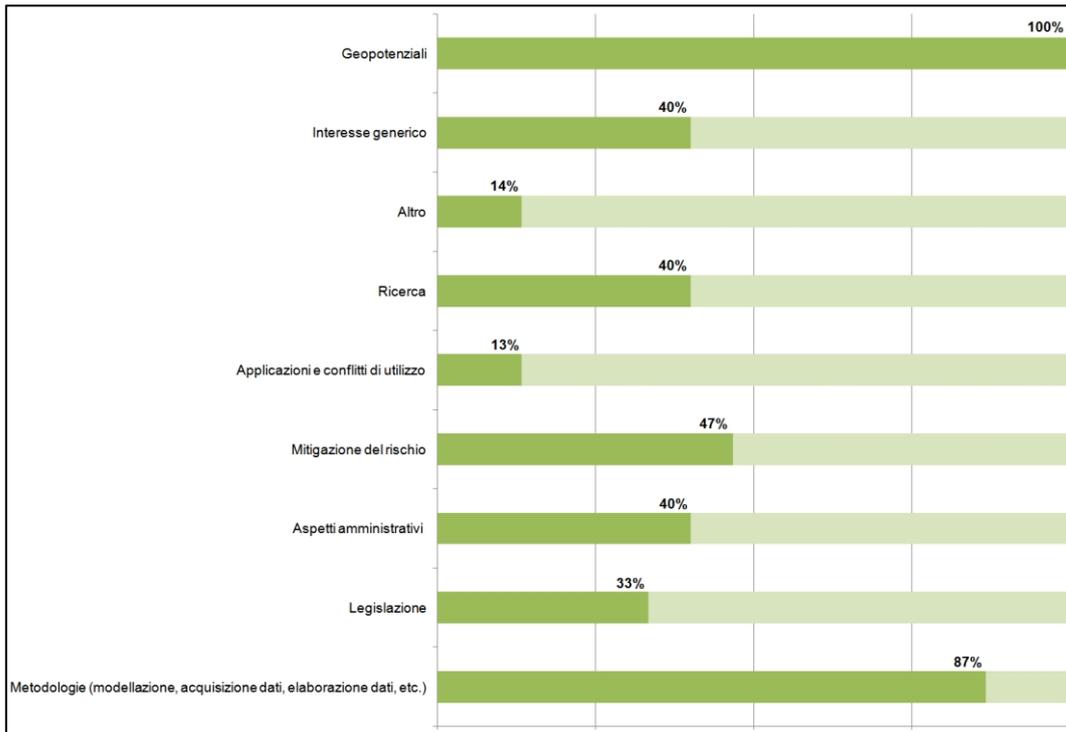


Figura 4.3 - Settore di attività o interesse dell'ente.

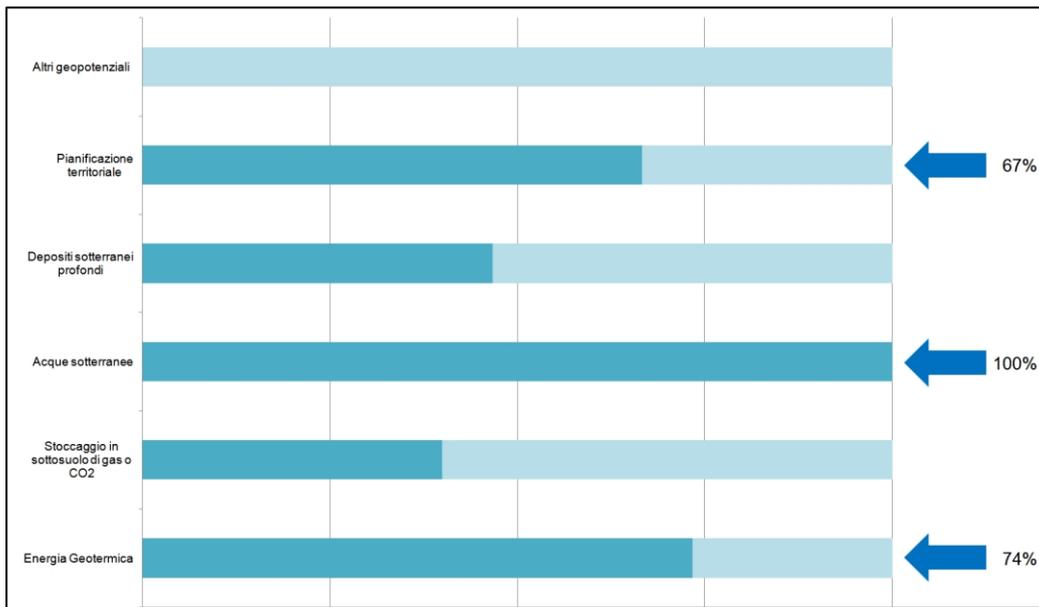


Figura 4.4 - Settore di attività o interesse dell'ente (nella categoria Geopotenziali).

I soggetti hanno mostrato un particolare interesse nei confronti di prodotti che possano essere utilizzati e facilmente editati quali prodotti geografici digitali (93%), banche dati digitali quali mappe e sezioni vettoriali (93%) e anche i più recenti e innovativi modelli digitali in 3D (60%). Contestualmente alla diffusione di tali dati, è comunque parallelamente richiesta la redazione di linee guida (87%) per fornire indicazioni in merito all'utilizzo dei geopotenziali, anche al fine di evitare gli eventuali "conflitti" tra lo sfruttamento di quest'ultime risorse e gli utilizzi tradizionali del sottosuolo (Fig. 4.5 e 4.6).

L'analisi riguardante l'importanza attribuita ai prodotti ha permesso di verificare la necessità, da parte dei vari potenziali utilizzatori, di avere a disposizione dati che illustrino delle conoscenze specifiche del sottosuolo sia dal punto di vista stratigrafico (principali unità stratigrafiche, sistemi di faglie, limiti strutturali...) che idrogeologico (superfici dei principali acquiferi) (Fig. 4.7).

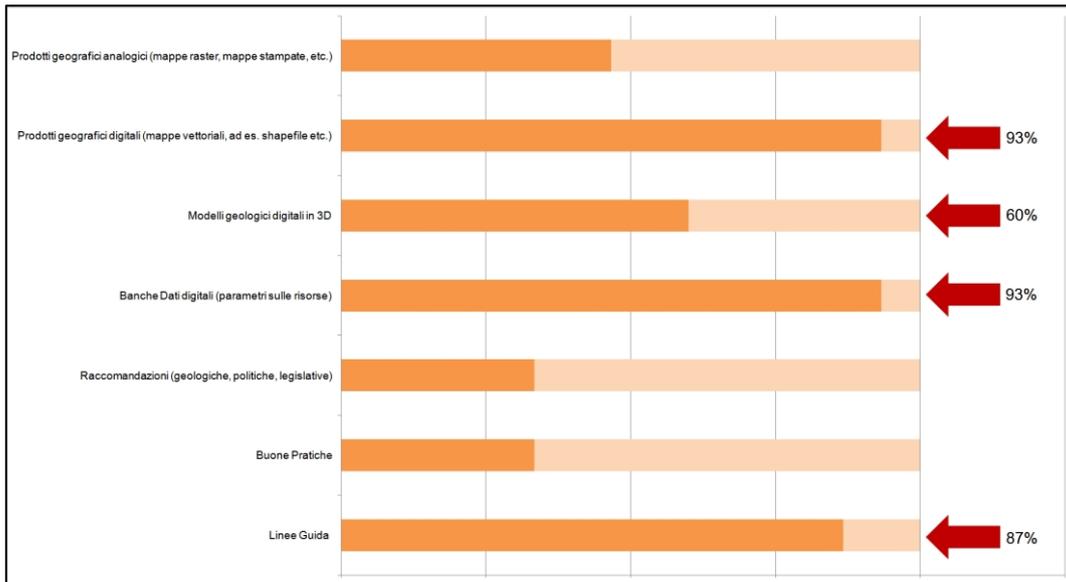


Figura 4.5 - Prodotti desiderati e loro caratteristiche.

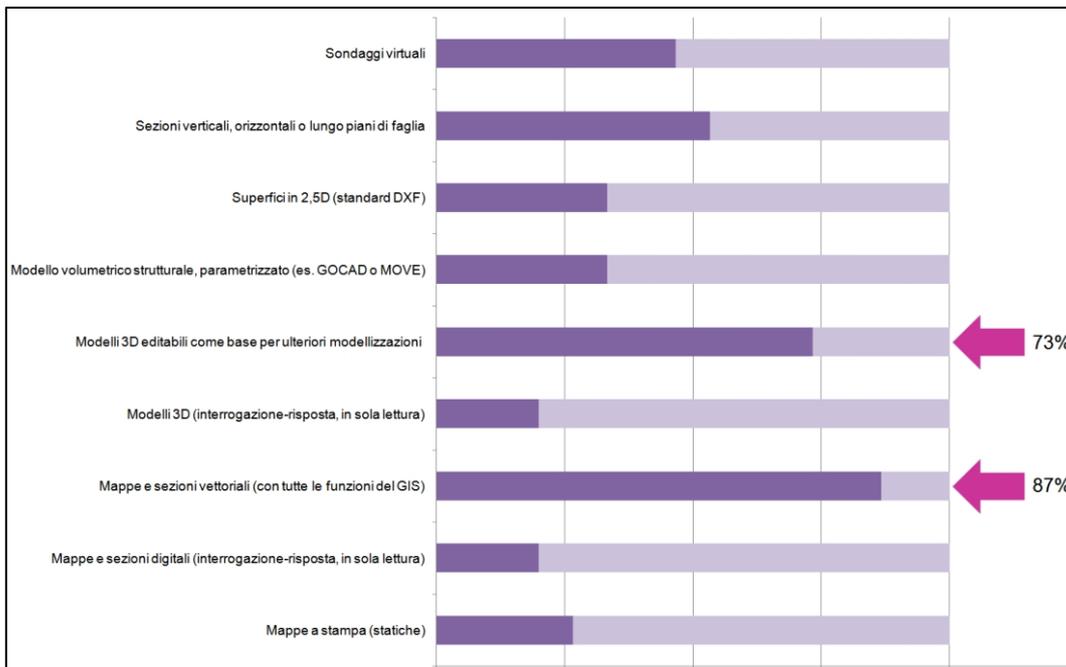


Figura 4.6 - Formati o caratteristiche dei prodotti desiderati

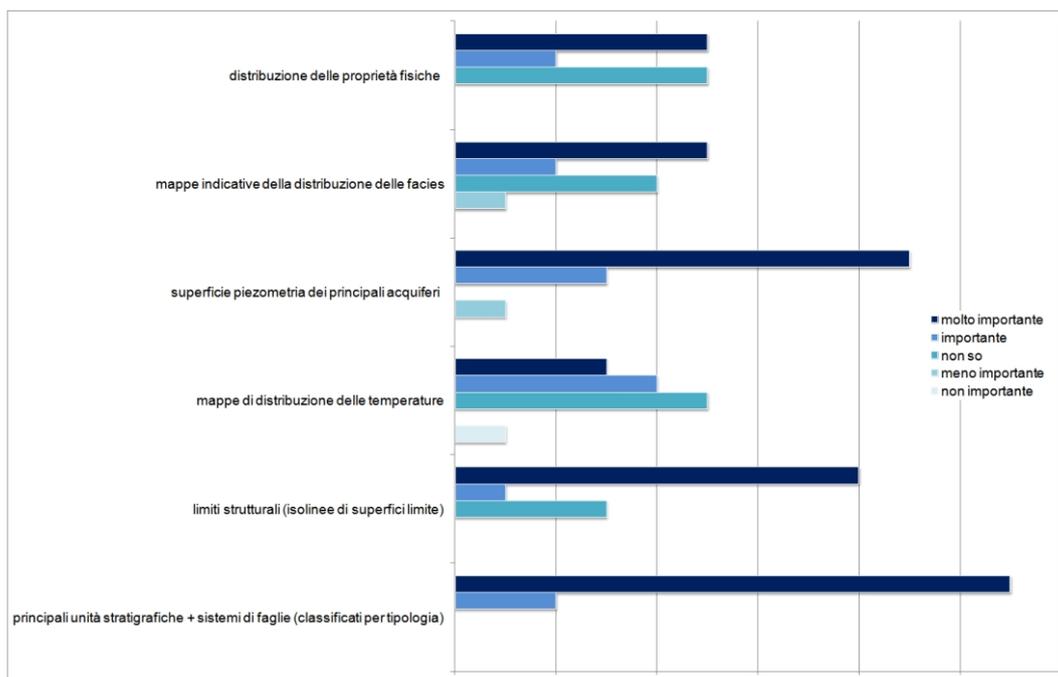


Figura 4.7 - Importanza dei prodotti.

4.3 Workshop scientifico 2014

Il 27 febbraio 2014 si è tenuto a Milano il Workshop “Geologia del sottosuolo della Pianura Padana: approcci e visioni a confronto”.

L'incontro ad invito, che ha visto la partecipazione di circa 100 persone, era finalizzato a fare il punto sullo stato dell'arte della ricerca geologica in Pianura Padana, mettendo a confronto approcci ed esperienze diverse nei settori della stratigrafia del Quaternario e del Pre-Quaternario, nonché dell'assetto strutturale e sismotettonico della Pianura. All'introduzione delle attività di progetto (Diepolder - LfU Baviera e D'Ambrogi - ISPRA), è seguito un inquadramento geodinamico del Bacino Padano (Doglioni - UniROMA) e una serie di interventi su diversi approcci allo studio della stratigrafia del Quaternario (Amorosi - UniBO, Di Dio - RER e Muttoni - UniMI); si è quindi passati ad affrontare la stratigrafia del pre-Quaternario, sia per la successione mesozoica (Berra - UniMI) che per quella Oligo-miocenica (Mosca - CNR-IGG). Successivamente sono stati trattati gli aspetti tettonici (Picotti - UniBO) e sismotettonici (Valensise - INGV) e presentati i primi risultati emersi dallo studio dell'Area Pilota italiana (Maesano - ISPRA), con approfondimenti sulle potenzialità geotermiche (Molinari - RER). Il dibattito seguito tra i partecipanti ha messo a fuoco alcuni aspetti, sia metodologici che di contenuto, che sono stati attentamente considerati per il prosieguo delle attività di progetto.

4.4 Seminario finale 2015

In fase di compimento del Progetto GeoMol, si è svolto a Milano, il 23 aprile 2015, il seminario conclusivo “Un occhio esperto nel sottosuolo della Pianura Padana” nel quale sono state illustrate le principali attività e i risultati del progetto stesso.

Nel corso dell'evento, al quale hanno partecipato circa 150 soggetti interessati, sono stati evidenziati gli aspetti generali relativi al Progetto, quali:

- la realizzazione di uno strumento transregionale per la pianificazione sostenibile del sottosuolo, utilizzando modelli geologici in tre dimensioni;
- la necessità di allinearsi alle politiche europee di riduzione delle emissioni di CO₂, attraverso l'aumento della produzione delle energie rinnovabili;
- l'attenzione all'individuare le potenziali criticità che potrebbero svilupparsi tra lo sviluppo dei nuovi geopotenziali con gli utilizzi tradizionali del sottosuolo;
- i potenziali rischi connessi con l'utilizzo del sottosuolo, con particolare riferimento agli aspetti sismici, legati alle strutture geologiche del sottosuolo;

-
- la nuova concezione di pianificazione in 3D, che considera pertanto anche il sottosuolo quale terza dimensione.

Sono state illustrate le metodologie di analisi e interpretazione dei dati strumentali disponibili (dati bibliografici di letteratura, stratigrafie di pozzi, profili sismici, ecc.) incrociate con l'interpretazione geologica delle sezioni sismiche messe a disposizione da ENI ai fini della modellazione 3D delle strutture geologiche.

Il seminario ha focalizzato l'attenzione sui risultati ottenuti, con riferimento al modello geologico in 3D. E' stata sottolineata in modo particolare:

- l'importanza di aver utilizzato metodologie di costruzione e analisi comuni a livello di partner europei;
- l'aver sviluppato conoscenze in merito alle strutture geologiche profonde per un miglior sviluppo delle potenziali risorse del sottosuolo, per lo sfruttamento delle risorse geotermiche e come supporto alle richieste di pianificazione nell'utilizzo dei geopotenziali;

È stato infine presentato il modello geologico 3D, insieme ai prodotti 2D da esso derivati.

5. DATI ESISTENTI E LORO DISPONIBILITÀ

Lo studio geologico del sottosuolo delle aree di pianura, a differenza di quelle a rilievo, montuose o collinari, si basa esclusivamente sull'esistenza e disponibilità di dati geognostici diretti (stratigrafie e campioni di pozzi e sondaggi) e indiretti (geofisici, sia log puntuali che sezioni).

Il Progetto GeoMol, sia per ragioni di budget che di specifiche del Programma di finanziamento, non prevedeva la realizzazione di nuove indagini, ma solamente l'acquisizione, sistematizzazione ed eventuale rielaborazione di quelle già esistenti, derivanti prevalentemente da esplorazione petrolifera o da ricostruzioni idrogeologiche.

5.1 Dati ed elaborazioni di letteratura

Nell'impostazione del lavoro si è tenuto conto dei dati e dei modelli geologici relativi al sottosuolo della Pianura Padana centro-orientale e già pubblicati (vedi Cap. 2.3), sia di taglio geologico-strutturale (relativi quindi alla parte medio-profonda del sottosuolo) che idrogeologico (limitati alla parte più superficiale).

I primi presentano generalmente ricostruzioni schematiche del sottosuolo lungo sezioni geologiche rappresentative, oppure ricostruzioni in mappe a piccola scala di determinati orizzonti di riferimento; questa tipologia di dati, seppure molto utile per definire un inquadramento geologico-strutturale dell'area in studio o come riferimento per verifiche puntuali, è tuttavia inadatta ad essere direttamente utilizzata per la realizzazione del modello 3D.

I secondi, indirizzati prevalentemente al primo sottosuolo (poche centinaia di metri di profondità) e basati sui dati derivanti da pozzi perforati a scopo idropotabile o irriguo, sono più abbondanti e articolati e riportano talvolta mappe in 2D di particolari orizzonti o addirittura tentativi di modellizzazione 3D, ma sono generalmente focalizzati più sulla distribuzione di parametri idrogeologici che sulle reali geometrie dei corpi geologici; più utili, ancorché limitati alla successione pleistocenica e olocenica del bacino, i due studi idrostratigrafici realizzati dalle Regioni Emilia-Romagna e Lombardia in collaborazione con ENI-Agip (1998 e 2002, rispettivamente), che ricostruiscono in 2D le geometrie dei cosiddetti "Gruppi Acquiferi", corrispondenti ad unità stratigrafiche delimitate da superfici a scala regionale.

Tutte le mappe e le sezioni geologiche pubblicate sono state comunque acquisite e georeferenziate, e quindi utilizzate come termine di paragone durante le fasi di interpretazione dei dati e di modellizzazione 3D.

5.2 Dati profondi ENI (sismica e pozzi)

La tipologia di dati fondamentale per la ricostruzione 3D del sottosuolo dell'Area Pilota italiana è senza dubbio rappresentata dalla griglia di sezioni sismiche a riflessione, acquisite ed elaborate da ENI in oltre 60 anni di esplorazione geologica a scopo petrolifero in Pianura Padana. L'utilizzo di questi dati è stato possibile grazie ad un accordo, a titolo non oneroso ma con vincolo di riservatezza, sottoscritto dai tre Partner Italiani del Progetto GeoMol con ENI S.p.A., la quale ha messo a disposizione del Progetto, su un arco di circa due anni, una dataroom dotata di workstation e software di interpretazione, con caricate tutte le 807 linee sismiche 2D disponibili nell'Area Pilota, per complessivi 12.200 Km di linee circa (Fig. 5.1). Ad esse si aggiungono i profili (*masterlog*) dei 126 principali pozzi esplorativi realizzati, sempre da ENI, all'interno dell'area e i dati di velocità sismica di intervallo, misurata in 36 pozzi.

ENI ha anche messo a disposizione le carote di alcuni pozzi esplorativi, a loro tempo campionate, per poter meglio precisare, attraverso una nuova analisi biostratigrafica basata sui nanofossili calcarei, la stratigrafia della successione plio-pleistocenica (vedi Appendice 1).

Sebbene alcune linee sismiche e, soprattutto, alcuni profili di pozzo siano stati recentemente pubblicati sul web a cura del Ministero dello Sviluppo Economico (UNMIG), solo la disponibilità integrale di tutti i dati esistenti ha permesso un'interpretazione coerente ed omogenea su tutta l'Area Pilota, con il grado di dettaglio e la qualità necessari per soddisfare le finalità del Progetto.

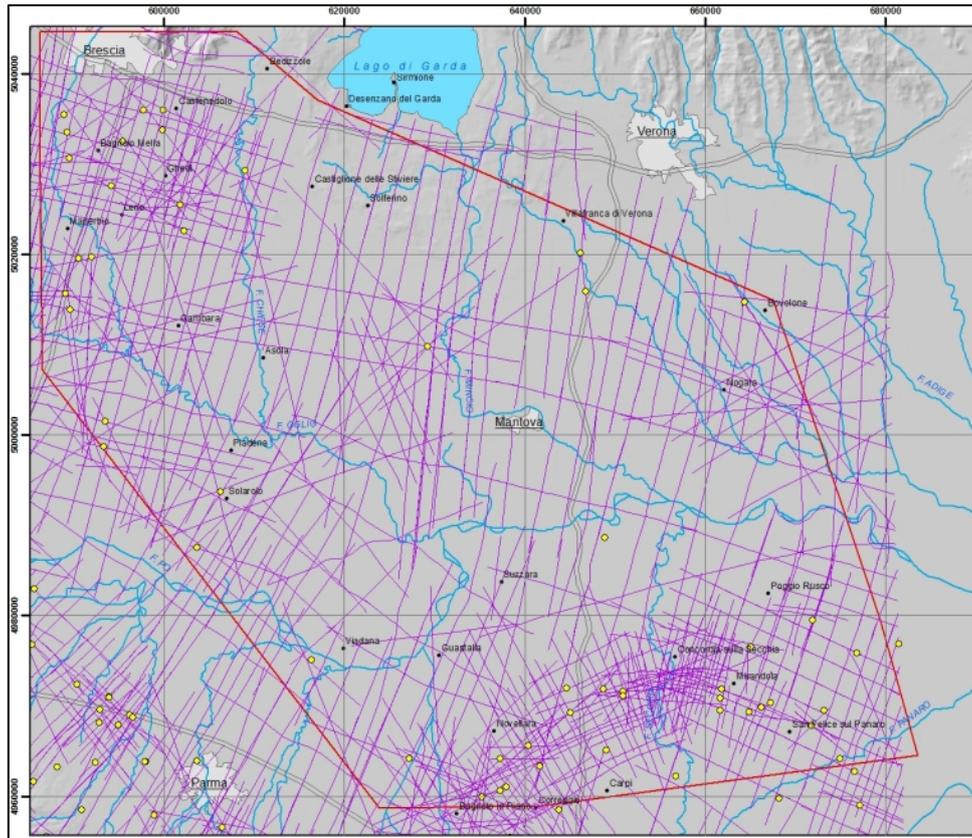


Figura 5.1 - Distribuzione dei dati nell'Area Pilota italiana: pozzi e linee sismiche.

5.2.1 Banca Dati Pozzi ENI

L'insieme dei dati relativi ai sondaggi profondi messi a disposizione da ENI S.p.A. è stato informatizzato ed inserito in una banca dati appositamente creata per il progetto GeoMol e ad uso ristretto per la parte relativa ai dati riservati.

La struttura della banca dati è stata progettata in modo da garantire la compatibilità e l'interscambio con la banca dati dei sondaggi profondi, gestita da ISPRA³ e contenente, in forma digitale, le informazioni di libero accesso ai dati di pozzo relativi alle concessioni di esplorazione pubblicate dal Ministero dello Sviluppo Economico.

La banca dati gestisce e mette in relazione, attraverso l'uso di apposite chiavi primarie, l'insieme delle informazioni reperite nei log di sondaggio: stratigrafia, età, litologia, ambiente, biozone, direzione/immersione degli strati, discordanze e faglie, mineralizzazione, temperatura, porosità, permeabilità, salinità, fluidi di circolazione ed assorbimenti, dati di velocità (Fig. 5.2).

La struttura della banca dati GeoMol è data dai seguenti gruppi di tabelle:

- Gruppo Generale (contiene le informazioni di base relative ai pozzi e sulla loro accessibilità)
- Gruppo Chiavi Primarie (contiene le codifiche di relazione tra le tabelle)
- Gruppo Litostratigrafia (contiene le informazioni relative alla litostratigrafia dei pozzi)
- Gruppo Petrofisica (contiene le informazioni sulle caratteristiche petrofisiche delle carote e sui fluidi di assorbimento)
- Gruppo Geofisica (contiene le informazioni relative alla velocità di propagazione delle onde acustiche all'interno dei pozzi).

A queste tabelle, in cui sono inseriti i dati primari direttamente ricavati dai log di pozzo, vanno aggiunte le interrogazioni (*query*) pre-impostate per l'estrazione combinata dei dati:

- Interrogazione della stratigrafia di sondaggio
- Interrogazione per codice formazionale.

³ <http://www.isprambiente.gov.it/it/banche-dati/suolo-e-territorio>

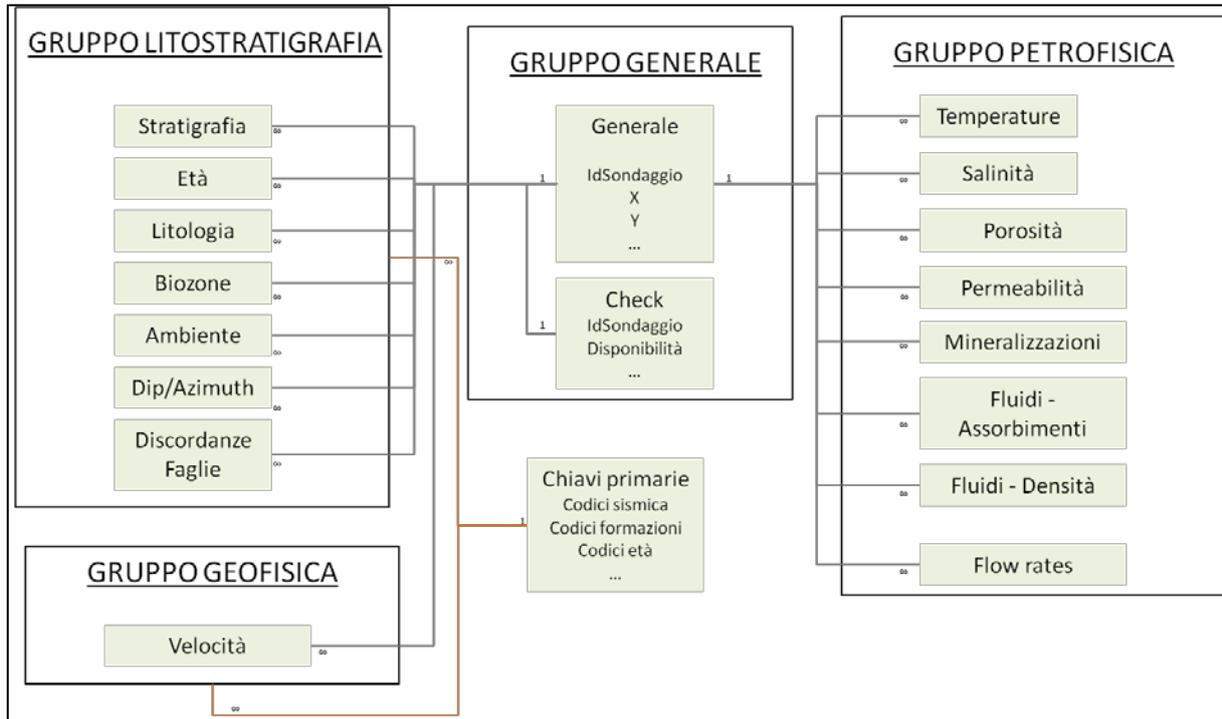


Figura 5.2 - Schema della Banca dati dei pozzi ENI realizzata per il Progetto GeoMol.

La struttura del database e delle *query* pre-impostate è stata resa accessibile attraverso un'interfaccia utente che richiama direttamente le tabelle principali (Fig. 5.3).

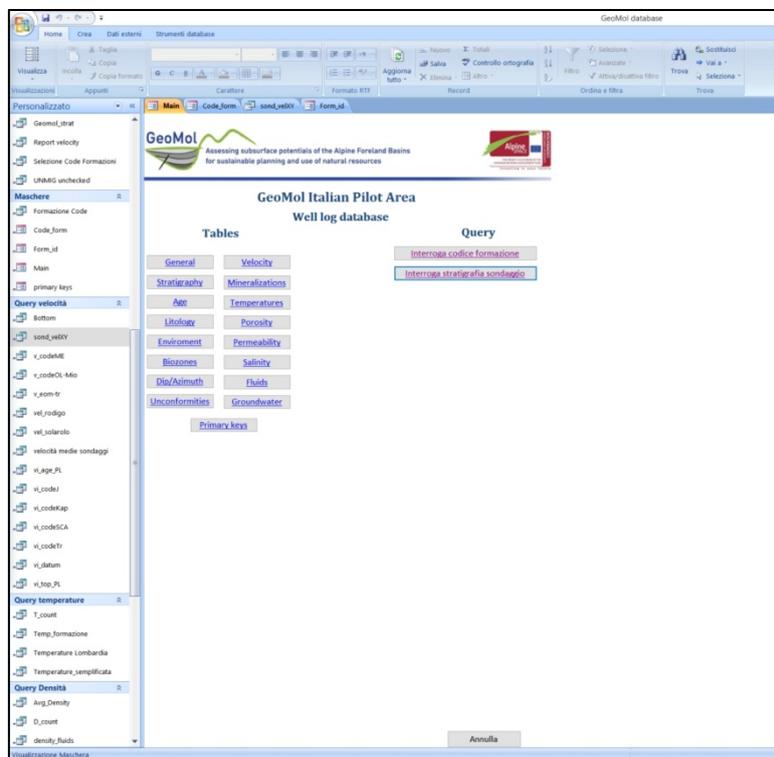


Figura 5.3 - Schermata dell'interfaccia utente della Banca dati dei pozzi ENI, in alto a destra le query.

Il **Gruppo Generale** è costituito da una tabella contenente la chiave primaria dell'intero database (*idsondaggio*), che permette di relazionare tutte le informazioni di base di ogni pozzo con le restanti tabelle del database, e da una tabella di controllo contenente le informazioni di accessibilità dei dati.

Le informazioni di base sono state immagazzinate secondo lo schema dei metadati condiviso con i partner internazionali di progetto e comprendono i seguenti campi:

- *idSondaggio* (nome univoco identificativo del pozzo, costituisce la chiave primaria principale del database).
- *Coordinata X* (valore in metri della longitudine nel sistema di riferimento UTM32, WGS84).
- *Coordinata Y* (valore in metri della latitudine nel sistema di riferimento UTM32, WGS84).
- *Profondità* (misurata lungo la lunghezza del pozzo, che può essere anche inclinato).
- *Profondità sulla verticale* (differenza di quota tra il piano campagna ed il fondo del pozzo).
- *Fonte* (detentore del dato originale).
- *Anno* (anno di perforazione).
- *Aggiornamento* (anno di aggiornamento delle informazioni litostratigrafiche e/o petrofisiche).
- *Quota pc* (quota del piano campagna).
- *Quota rotary* (quota della tavola rotary).

La tabella di controllo ha permesso di valutare il completamento progressivo delle varie fasi di inserimento dati per ogni pozzo nelle fasi preliminari della costruzione del database. In seguito è stata comparata con le informazioni già presenti nei portali nazionali sotto forma di dati raster (Ministero dello Sviluppo Economico, Progetto Videpi) e digitali (Portale del Servizio Geologico d'Italia, Banca dati Sondaggi Profondi), in modo da evidenziare per quali pozzi non sussistessero vincoli di riservatezza e per i quali è possibile rilasciare le informazioni disponibili.

Il **Gruppo Chiavi Primarie** contiene le corrispondenze univoche tra le codifiche alfanumeriche adottate nel corso del progetto e l'insieme di informazioni generali utilizzate nella banca dati (Età geologiche, nomi formazionali, tipologia di contatti geologici, corrispondenza con i riflettori sismici interpretati).

Il **Gruppo Litostratigrafia** contiene l'insieme delle informazioni strettamente geologiche ricavate dai pozzi.

Le tabelle principali sono: STRATIGRAFIA, LITOLOGIA ed ETÀ GEOLOGICA; a queste si affiancano le informazioni riguardanti: Biozone, Ambiente, Immersione ed inclinazione, Discordanze e faglie.

Le tabelle del gruppo sono strutturate in maniera simile tra loro e comprendono i seguenti campi:

- *IdSondaggio* (nome del sondaggio, come riportato nella chiave primaria della tabella Generale).
- *Da* (profondità minima in cui viene identificato l'oggetto descritto dal record).
- *A* (profondità massima in cui viene identificato l'oggetto descritto dal record).
- Campo caratteristico di ogni tabella (*Litologia, Nome formazionale, Ambiente, Direzione, Inclinazione, Tipo di discordanza*).

Fa eccezione la tabella ETÀ GEOLOGICA in cui viene riportata sia l'età riferita al tetto che al letto dell'intervallo compreso tra i valori dei campi *Da* e *A*.

Il **Gruppo Petrofisica** è composto da tabelle eterogenee, contenenti informazioni sulle caratteristiche fisiche delle rocce, ottenute prevalentemente da misure dirette durante la perforazione o dall'analisi delle carote prelevate.

La tabella TEMPERATURE contiene, laddove disponibili, le seguenti informazioni:

- *IdSondaggio* (nome del sondaggio, come riportato nella chiave primaria della tabella Generale).
- *Da* (profondità minima in cui è stata eseguita la misura di temperatura).
- *A* (profondità massima in cui è stata eseguita la misura di temperatura).
- *Durata* (tempo, in ore, in cui è stata eseguita la misura di temperatura).
- *Temperatura dopo la circolazione* (misura della temperatura dopo la circolazione dei fluidi).
- *Temperatura minima, massima, media* (valore della temperatura minima, massima e media misurata).

La tabella SALINITÀ contiene, laddove disponibili, le seguenti informazioni:

- *IdSondaggio* (nome del sondaggio, come riportato nella chiave primaria della tabella Generale).
- *Da* (profondità minima in cui è stata eseguita la misura di salinità).
- *A* (profondità massima in cui è stata eseguita la misura di salinità).
- *Salinità minima, massima, media* (valore della salinità minima, massima e media misurata in g/l).

La tabella POROSITÀ, laddove disponibili, le seguenti informazioni:

- *IdSondaggio* (nome del sondaggio, come riportato nella chiave primaria della tabella Generale).
- *Da* (profondità minima in cui è stata eseguita la misura di porosità).
- *A* (profondità massima in cui è stata eseguita la misura di porosità).

-
- *Porosità minima, massima, media* (valore della porosità minima, massima e media misurata in %).

La tabella PERMEABILITÀ contiene, laddove disponibili, le seguenti informazioni:

- *IdSondaggio* (nome del sondaggio, come riportato nella chiave primaria della tabella Generale).
- *Da* (profondità minima in cui è stata eseguita la misura di permeabilità).
- *A* (profondità massima in cui è stata eseguita la misura di permeabilità).
- *Permeabilità minima, massima, media* (valore della permeabilità minima, massima e media misurata in mD).

La tabella MINERALIZZAZIONI contiene, laddove disponibili, le seguenti informazioni:

- *IdSondaggio* (nome del sondaggio, come riportato nella chiave primaria della tabella Generale).
- *Da* (profondità minima a cui si riferisce il tipo di mineralizzazione).
- *A* (profondità massima a cui si riferisce il tipo di mineralizzazione).
- *Mineralizzazione* (tipo di mineralizzazione. Il campo può assumere i seguenti valori: AD, acqua dolce; AS acqua salata; Asalm, acqua salmastra; GAS, presenza di gas; OLIO, presenza di petrolio).

La tabella FLUIDI-ASSORBIMENTI contiene, laddove disponibili, le seguenti informazioni:

- *IdSondaggio* (nome del sondaggio, come riportato nella chiave primaria della tabella Generale).
- *Da* (profondità minima a cui si riferisce la misura di assorbimento).
- *A* (profondità massima a cui si riferisce la misura di assorbimento).
- *Volume* (volume di fluido assorbito in m³).
- *Note* (specifiche e commenti a margine, reperiti nel log originario)

La tabella FLUIDI-DENSITÀ contiene, laddove disponibili, le seguenti informazioni:

- *IdSondaggio* (nome del sondaggio, come riportato nella chiave primaria della tabella Generale).
- *Da* (profondità minima a cui si riferisce la misura di densità).
- *A* (profondità massima a cui si riferisce la misura di densità).
- *Densità* (densità dei fluidi di perforazione utilizzati durante l'esecuzione del pozzo, misurata in g/l)
- *Tipo* (tipologia di fluido utilizzato, secondo le sigle riportate nel log originale di pozzo)

La tabella FLUIDI contiene, laddove disponibili le seguenti informazioni:

- *IdSondaggio* (nome del sondaggio, come riportato nella chiave primaria della tabella Generale).
- *Da* (profondità minima a cui si riferisce la misura di flow-rate).
- *A* (profondità massima a cui si riferisce la misura di flow-rate).
- *Tipo di fluido* (tipologia di fluido a cui si riferisce la misura: gas, fango, ecc.)
- *Flow rate minimo, medio, massimo* (tasso di emissione minimo, medio, massimo, del fluido, misurato in m³/h)
- *Note* (specifiche e commenti a margine, reperiti nel log originario).

Il Gruppo Geofisica contiene la tabella con i dati di velocità ottenuti dai log di pozzo.

La tabella VELOCITÀ comprende le seguenti informazioni:

- *IdSondaggio* (nome del sondaggio, come riportato nella chiave primaria della tabella Generale).
- *twt* (tempo di percorrenza doppio delle onde sismiche, in millisecondi).
- *Vrms* (velocità quadratica media in m/s).
- *Vm* (velocità media in m/s)
- *Vint* (velocità intervallare in m/s)
- *Profondità* (profondità inferiore dell'intervallo di misura, corrispondente al twt, in metri)

La *query* di consultazione pre-impostata "Interroga stratigrafia sondaggio" permette di ottenere le informazioni principali sulla stratigrafia di ogni pozzo. In particolare, una volta scelto il nome del pozzo da consultare, la *query* restituisce i seguenti campi: *IdSondaggio*, *Coordinata X* *Coordinata Y*, *Da*, *A*, *Formazione*, *Codice*.

La *query* di consultazione pre-impostata "Interroga codice formazione" permette di ottenere i dati di tutti i sondaggi in cui è presente un raggruppamento di formazioni geologiche selezionate sulla base del loro codice identificativo. I campi restituiti dalla *query* sono: *IdSondaggio*, *Coordinata X*, *Coordinata Y*, *Da*, *A*, *Formazione*, *Codice*.

A queste *query* pre-impostate si aggiungono quelle eseguite di volta in volta per gli specifici scopi durante le varie fasi della costruzione del modello (Cap. 7). Ad esempio, l'estrazione combinata dei dati di velocità, posizione in tempi e profondità associati ad un insieme di formazioni geologiche per

la successiva analisi finalizzata alla costruzione del modello di velocità (Par. 7.2). Un altro esempio è l'estrazione dei dati di temperatura presenti nella banca dati e successivamente utilizzati nella modellazione geotermica (Cap. 8).

Il database dei sondaggi profondi è stato infine utilizzato per la validazione del modello tridimensionale, attraverso una *query* che ha restituito la profondità dei *marker* di pozzo corrispondenti agli orizzonti mappati in sismica; i risultati ottenuti sono stati utilizzati per la stima delle incertezze e per il raffinamento del modello tridimensionale (Cap. 7).

5.3 Indagini geognostiche

Anche se non direttamente utilizzate nella modellazione 3D, le indagini geognostiche più superficiali (stratigrafie di pozzi e sondaggi, penetrometrie, log geofisici in pozzo) esistenti nell'Area Pilota sono state raccolte e sistematizzate nell'ambito del Progetto GeoMol, allo scopo di implementare le Banche Dati Geologiche di sottosuolo regionali, in particolare per il settore lombardo dell'area.

I dati raccolti, provenienti dagli studi geologici dei Piani di Governo del Territorio comunali, dagli Uffici Tecnici Provinciali, dalla Banca Dati raccolta e informatizzata da ISPRA ai sensi della L. 464/84 nonché da Società di servizi e geologi professionisti che operano nell'area, sono stati informatizzati sia per quanto riguarda la posizione e le informazioni generali che per la codifica della descrizione litologico-stratigrafica (nel caso di pozzi e sondaggi) e pubblicati sul web (Geoportale della Lombardia/Banca Dati Geologica di Sottosuolo e Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli).

Per quanto riguarda la Lombardia, all'interno dell'Area Pilota sono presenti complessivamente 6.856 indagini (1.864 in Provincia di Brescia, 3.969 in Provincia di Mantova e 1.023 nel settore orientale della Provincia di Cremona), per una densità media di 1,8 indagini per km² e una profondità media di circa 80 m.

Per quanto riguarda l'Emilia Romagna, all'interno dell'Area Pilota sono invece presenti 2.216 indagini, con una densità media di 2,2 indagini per km² e una profondità media di 51 m.

Sono state inoltre studiate dal punto di vista geologico stratigrafico e dell'analisi di facies, anche con l'ausilio di datazioni radiometriche, le carote di sondaggi geognostici realizzati, durante il Progetto, da parte della Provincia di Mantova (peraltro Osservatore del Progetto GeoMol) e finalizzati al monitoraggio ambientale: tali informazioni hanno contribuito a meglio precisare l'evoluzione pleistocenica ed olocenica e le caratteristiche geologiche di alcuni settori dell'Area Pilota, in particolare dell'anfiteatro glaciale del Garda e dell'Oltrepo Mantovano.

5.4 Studio gravimetrico dell'Area Pilota

Al fine di integrare l'interpretazione sismica della parte profonda del modello geologico 3D, ovvero quella relativa alla serie carbonatica meso-cenozoica, è stata effettuata un'analisi qualitativa delle anomalie gravimetriche dell'Area Pilota, utilizzando una opportuna elaborazione delle Anomalie di Bouguer.

I dati utilizzati per questo studio consistono in 44.663 stazioni gravimetriche di terra di proprietà ENI, con una densità media risultante di 1 stazione/km², estratte per un'area estesa da 9,29° a 12,05° di longitudine Est e da 43,94° a 46,08° di latitudine Nord. Tali dati fanno parte della Banca Dati Geofisica del Servizio Geologico d'Italia, in quanto negli anni '80 esso fu incaricato di mantenere l'archivio dei dati gravimetrici originali utilizzati per la realizzazione della Carta Gravimetrica d'Italia alla scala 1:500.000 a corredo del Modello Strutturale d'Italia (Carrozzo et al., 1981, CNR 1991). Tale dataset era costituito prevalentemente da valori di gravità misurati tra il 1978 ed il 1983 (circa 217.000) e forniti da ENI – Agip (Cassano, 1983).

La pianura Padana è stata oggetto nel tempo di numerose campagne di misura gravimetriche ed aeromagnetiche effettuate da ENI – AGIP per la ricerca di idrocarburi. Un'importante sintesi dei risultati scientifici di tale attività è stata pubblicata dall'AGIP nel 1986 (Cassano et al., 1986), ove viene dato un rilevante contributo all'interpretazione geofisica integrata dell'assetto geologico strutturale del sottosuolo della pianura Padana.

5.4.1 Anomalie di Bouguer

Le anomalie di Bouguer (Fig. 5.4) sono state calcolate tramite la seguente procedura (APAT, 2005):

- valori di gravità osservata riferiti al sistema IGSN71 (Morelli et al., 1974),
- densità di calcolo costante di 2,67 g/cm³ (2670 kg/m³),

- uso della formula GRS80 per il calcolo della gravità normale (Moritz, 2000),
- correzione in Aria libera del secondo ordine,
- correzione di Bouguer effettuata calcolando l'effetto di una calotta sferica con raggio di 166,736 km dal punto stazione,
- correzione topografica estesa a 166,736 km dal punto stazione utilizzando un modello digitale del terreno con risoluzione di 7.5" in latitudine e 10" in longitudine,
- interpolazione su una griglia regolare con cella elementare quadrata di 1 Km di lato utilizzando un algoritmo di *kriging*.

Elementi dominanti della mappa delle Anomalie di Bouguer (Fig. 5.4) sono due anomalie a grande ampiezza e lunghezza d'onda: a NE il massimo gravimetrico dei Lessini-Euganei, legato ad un ampio alto strutturale con presenza di estesi corpi magmatici basaltici (Provincia Vulcanica Veneta), ed a SO l'anomalia negativa della "fossa pede-appenninica", situata sulla linea di separazione tra catena appenninica e pianura ove è massimo lo spessore dei sedimenti neogenici e quaternari. A tali effetti si somma l'andamento non lineare della Moho, che mostra un assottigliamento crostale nell'area Lessini – Euganei ed un approfondimento verso SO (Appennino settentrionale) ove raggiunge i circa 45 km di profondità (Spada et al., 2013).

Focalizzando l'attenzione sull'area italiana di GeoMol, risulta evidente come le possibili anomalie gravimetriche di interesse siano notevolmente mascherate dal risultante marcato gradiente regionale, con isoanomale orientate in direzione grosso modo NO-SE, che separa le due ampie anomalie di cui sopra con una escursione di valori che arriva a circa 120 mGal ($1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$).

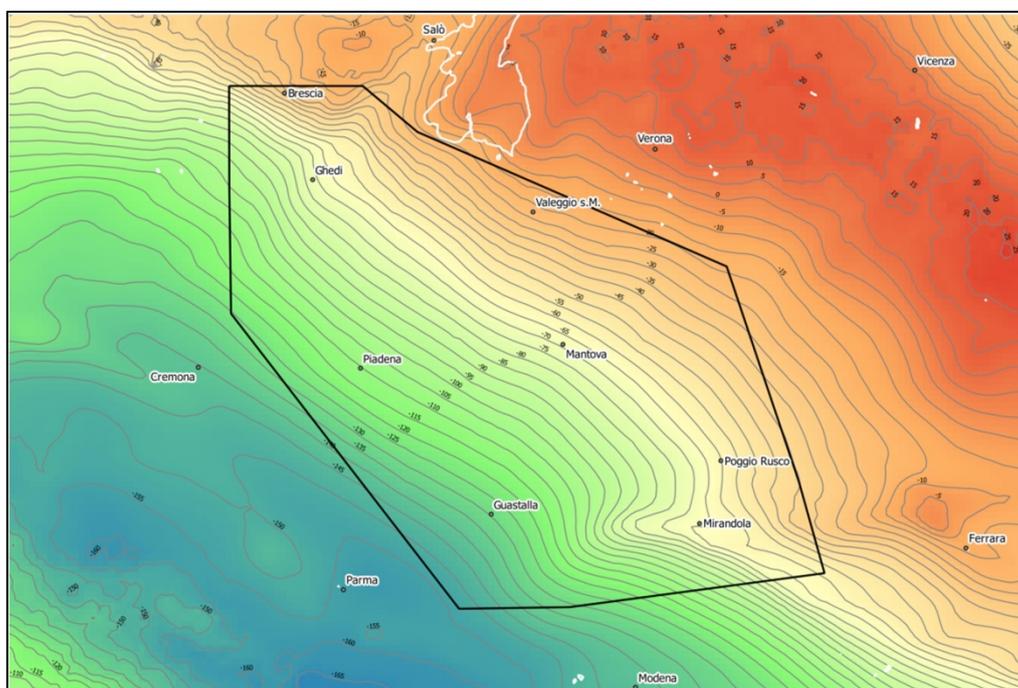


Figura 5.4 - Mappa delle Anomalie di Bouguer.

5.4.2 Anomalie gravimetriche regionali e locali

La mappa delle Anomalie di Bouguer è il risultato della sovrapposizione di anomalie di diversa origine ed entità: per un'interpretazione ottimale è quindi necessario cercare di separare la componente del campo gravimetrico regionale da quella locale. Il campo regionale è costituito da isoanomale a grande lunghezza d'onda, causate da eterogeneità di densità spesso di origine crostale profonda. Tali anomalie regionali si sovrappongono a quelle più irregolari a minore lunghezza d'onda che sono determinate dall'assetto strutturale locale e/o da variazioni laterali di densità nelle successioni sedimentarie.

Il contenuto in frequenza delle varie sorgenti causative del campo gravimetrico è legato alla loro profondità ed estensione; è quindi possibile separare a livello qualitativo i diversi contributi tramite tecniche di filtraggio 2D nel dominio delle frequenze. Per questo studio si è scelto questo approccio, utilizzando un filtro radiale passa alto di tipo Butterworth, la cui frequenza di taglio è stata definita tramite l'analisi dello spettro radiale di potenza delle Anomalie di Bouguer e successivi test.

5.4.3 Mappa gravimetrica passa alto

La mappa gravimetrica passa alto (Fig. 5.5) delle Anomalie di Bouguer è stata ricavata con un apposito filtro 2D con $\lambda_0 = 40$ km ed ordine 6. Allo scopo di meglio individuare le discontinuità gravimetriche, intese come zone con variazioni laterali di densità significative, è stato anche utilizzato, con vari azimuth di illuminazione, lo *shaded relief* della mappa filtrata e ne è stato calcolato il gradiente orizzontale.

Nella mappa, per quanto riguarda l'area interessata dal progetto GeoMol, si evidenziano due anomalie marcate: a nord l'anomalia negativa posta tra Brescia e Ghedi, ove sarebbero presenti i massimi spessori sedimentari al fronte dei *thrust* del Sudalpino; a sud l'anomalia positiva posta in corrispondenza del sistema di *thrust* delle "Pieghe ferraresi", in particolare l'arco di Mirandola.

La parte centrale dell'area in studio presenta alcune anomalie gravimetriche chiuse di bassa ampiezza e media lunghezza d'onda: alcune di esse appaiono essere causate principalmente da ispessimenti della copertura mio-plio-quadernaria, quali ad esempio l'area di minimo tra i sondaggi Montichiari 1 e Rodigo 1, dove è da considerare incerta una causa strutturale profonda. Analoga interpretazione si applica alla anomalia in direzione O-E posta presso Poggio Rusco, a nord del *thrust* di Mirandola.

Gli alti gravimetrici preso Ghedi e Piadena individuano le note strutture compressive, parte rispettivamente dei fronti avanzati sepolti del Sudalpino e dell'Arco Emiliano. L'alto gravimetrico di Piadena è limitato verso SO da un importante gradiente che potrebbe indicare un ribassamento della serie meso-cenozoica carbonatica a tergo della struttura.

Presso il sondaggio Rodigo 1 la mappa individua un massimo gravimetrico allungato in senso N-S, causato da un locale alto strutturale. E' opportuno ricordare che in tutta l'area compresa tra il sondaggio Rodigo 1 ed il Bovolone 1 sono presenti in profondità vulcaniti triassiche il cui spessore è stato valutato, dall'interpretazione dei dati aeromagnetici, superiore al migliaio di metri. Queste vulcaniti, incontrate nel sondaggio Rodigo1, sarebbero presenti anche più a sud e sud-ovest verso Piadena (profilo 8 in Cassano et al., 1986) e non è escluso che esse possano alterare il segnale gravimetrico derivante dal top della serie carbonatica meso-cenozoica.

Una fascia di isoanomale, in direzione NNE-SSO, borda il fianco orientale del massimo di Rodigo1 e si estende fino a Guastalla; oltre tale gradiente si evidenzia il generale ribassamento della serie carbonatica meso-cenozoica (monoclinale mantovana).

Tra Mantova ed il sondaggio Bovolone 1 il quadro gravimetrico mostra delle blande anomalie chiuse ed allungate in direzione anti-appenninica. Tali anomalie, limitate verso SO e NE da possibili elementi di discontinuità, potrebbero essere causate da variazioni di spessore della serie pliocenica; tuttavia va segnalato anche che in questo settore il DISS 3.2.0 (DISS Working Group, 2015) mappa una sorgente sismogenica legata ad una struttura compressiva a vergenza meridionale.

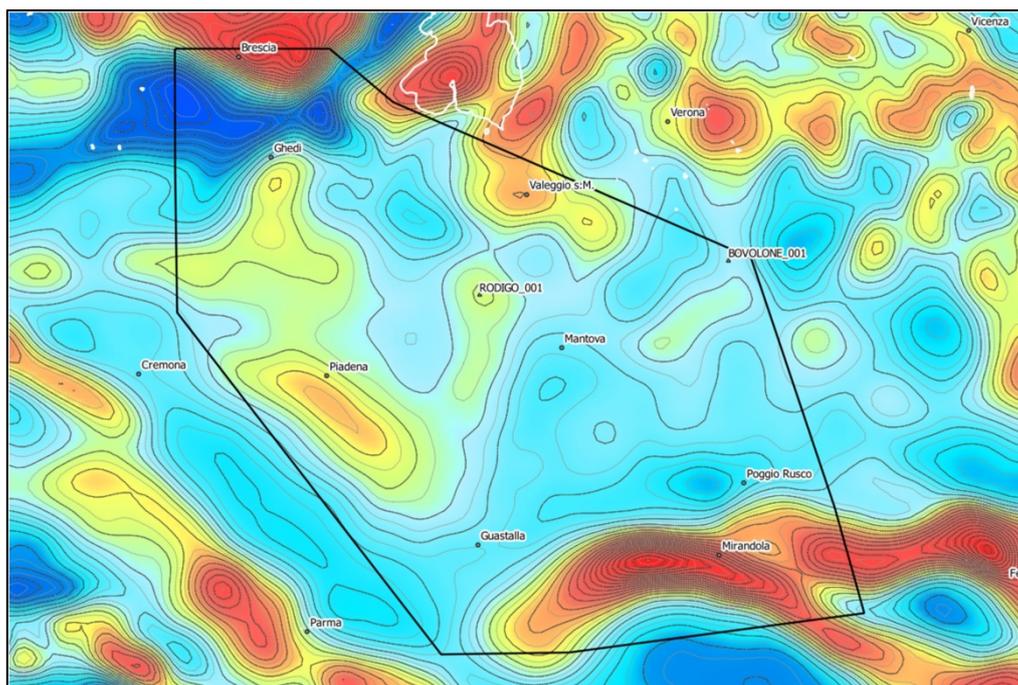


Figura 5.5 - Mappa gravimetrica passa alto delle Anomalie di Bouguer.

5.4.4 Mappa di interpretazione gravimetrica

In base alle considerazioni sopra descritte è stata realizzata una mappa interpretativa (Fig. 5.6) che include le discontinuità principali individuate (faglie), discontinuità secondarie, intese più generalmente come variazioni laterali di densità, e gli assi di massimo e minimo gravimetrico che delineano andamenti strutturali. Pur con le limitazioni derivate dalle incertezze sui valori effettivi dei contrasti di densità, dalla distribuzione dei dati misurati e dei punti di taratura, tale mappa è un utile contributo all'interpretazione strutturale dell'area e ha fornito, nell'ambito del Progetto, indicazioni utili specie nei casi di bassa qualità delle sezioni sismiche e conseguenti dubbi interpretativi (es. strutture sudalpine nell'area del Garda). L'andamento delle anomalie ha contribuito inoltre a definire in maniera efficace l'estensione laterale di alcune strutture profonde rilevanti ai fini dello studio sismotettonico dell'area, quali il *thrust* di Piadena.

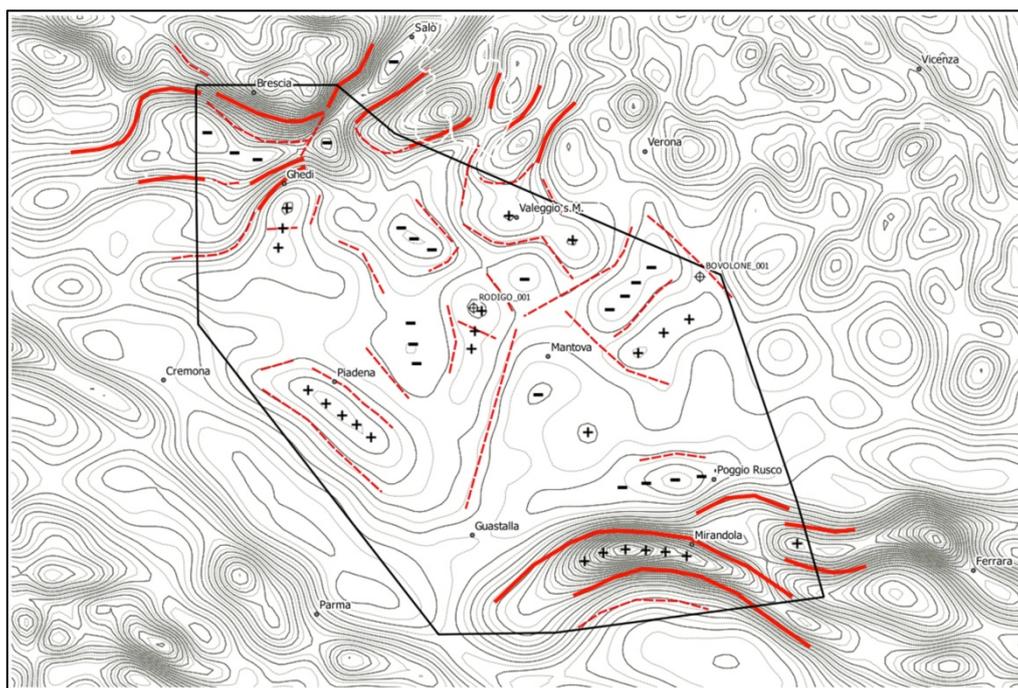


Figura 5.6 - Mappa interpretativa: discontinuità principali (linea rossa continua), discontinuità secondarie (linea rossa tratteggiata), massimi (+) e minimi (-) gravimetrici.

6. INTERPRETAZIONE DEI DATI

L'interpretazione geologica dei dati messi a disposizione del Progetto da ENI (vedi Par. 5.2) si è svolta in una *dataroom* dedicata presso gli Uffici ENI di San Donato Milanese, nell'arco di 10 sessioni settimanali, tra febbraio 2013 e febbraio 2015.

La *dataroom* era dotata di 5 workstation a doppio monitor (Fig. 6.1), fornite di software specifico per la visualizzazione e l'interpretazione a video delle linee sismiche 2D, oltre alla visualizzazione dei masterlog dei pozzi ENI di riferimento. La presenza di doppi monitor consente, da una parte la visualizzazione della mappa con la griglia delle tracce di sezione e della profondità dell'orizzonte in corso di interpretazione/mappatura (con un'appropriata scala di colore), dall'altra la visualizzazione della sezione (o della sequenza di spezzoni di sezione) in corso di interpretazione, con gli orizzonti interpretati e i *tic* relativi alle profondità degli stessi sulle sezioni incrocianti. La possibilità di incrociare le sezioni presenti nella griglia, e la rapidità di visualizzazione degli spezzoni di sezione combinati, permette di effettuare facilmente percorsi interpretativi ad anello (*loop*), fondamentali per la verifica di coerenza interna dell'interpretazione, in particolare in prossimità di strutture tettoniche che spesso rendono complicata la lettura delle geometrie dei riflettori.

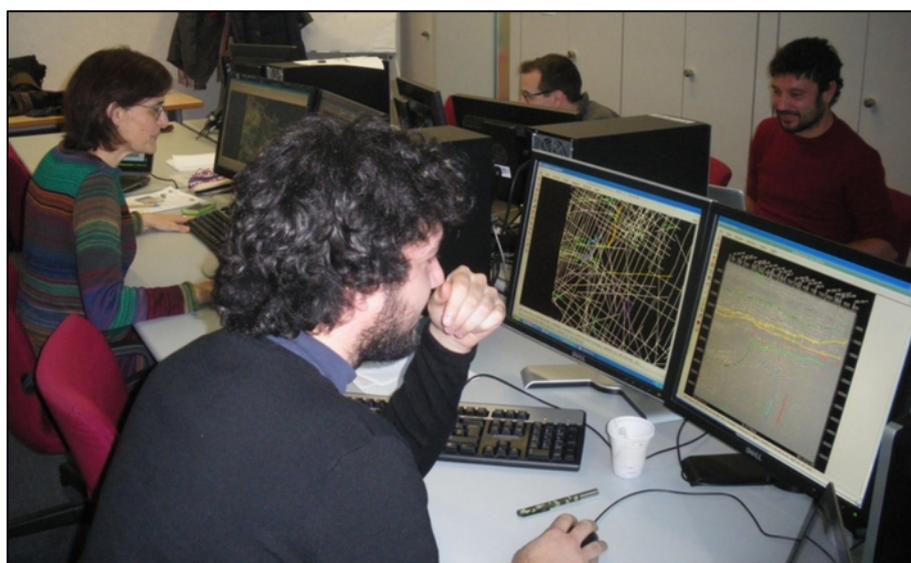


Figura 6.1 - *Dataroom GeoMol presso ENI e modalità operative per l'interpretazione delle sezioni sismiche.*

E' inoltre possibile proiettare sulle sezioni la traccia dei pozzi (Fig. 6.2) presenti nel Database ENI, per un confronto diretto tra *masterlog* del pozzo e facies sismiche presenti sulla linea.

Occorre tuttavia tenere ben presente che, mentre sui *masterlog* dei pozzi sono indicate le profondità in metri dal piano campagna o, più spesso, dalla tavola rotary dell'impianto di perforazione (solitamente posta alcuni metri al di sopra del piano campagna), la scala verticale delle sezioni sismiche è in tempi doppi (TWT - *two travel time*), cioè il tempo impiegato dall'onda sonora immessa nel sottosuolo dalla sorgente di energizzazione (*shotpoint*), posta sul piano campagna o poco sotto ad esso (massa vibrante o carica esplosiva all'interno di un sondaggio), per raggiungere la superficie nel sottosuolo capace di rifletterla (per un sufficiente contrasto di impedenza acustica tra due livelli di terreno contigui) e per ritornare in superficie in modo da essere registrata dai geofoni (sensori di vibrazione) disposti lungo la linea (CDP) (Fig. 6.2).

Per confrontare quindi pozzo e linea sismica, occorre considerare la velocità (in m al secondo) di tutti gli intervalli attraversati dall'onda riflessa. Anche se questi valori sono disponibili per alcuni pozzi e per alcuni macrointervalli, in quanto direttamente misurati durante le operazioni di perforazione, la correlazione tra pozzo e sismica sconta un certo grado di approssimazione, che spesso supera il margine di errore intrinseco al dato sismico che, nel caso delle linee sismiche industriali, quali quelle realizzate da ENI, è dell'ordine di qualche decina di metri (risoluzione verticale della linea), in funzione della profondità dell'orizzonte considerato.

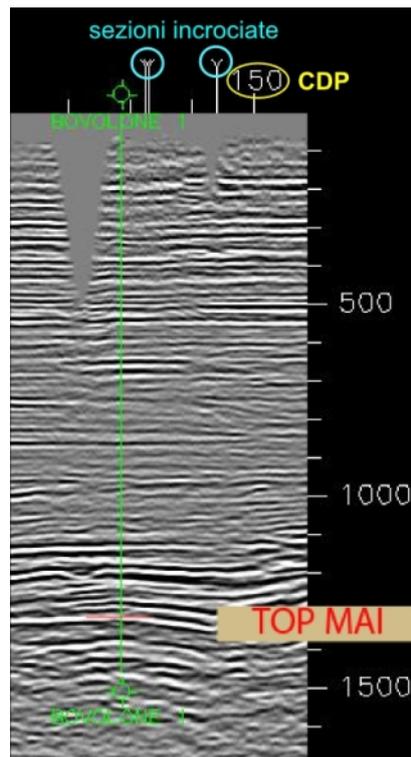


Figura 6.2 - Esempio di sezione sismica ENI: scala orizzontale con shotpoint e intersezione con altre sezioni; scala verticale in millisecondi (twt). E' evidenziato il riflettore top Maiolica (MAI) in sezione sismica e in pozzo.

6.1 Linee sismiche

Come accennato, le linee sismiche rappresentano superfici nel sottosuolo in cui le onde sonore prodotte in superficie vengono, almeno in parte, riflesse e reindirizzate verso la superficie, dove vengono registrate dai geofoni. Perché avvenga il fenomeno della riflessione, generalmente accompagnato dalla rifrazione dell'onda che consente il proseguimento di parte della sua energia più in profondità, occorre che tra due orizzonti di terreno o roccia contigui vi sia un sufficiente contrasto di densità, solitamente indicata con la grandezza "impedenza acustica". Se la densità, come avviene solitamente, aumenta con la profondità e con essa aumenta anche la velocità dell'onda sonora, al passaggio tra due orizzonti con sufficiente contrasto di impedenza acustica, parte dell'onda viene riflessa e torna verso la superficie, mentre la parte rimanente viene rifratta (cioè cambia leggermente direzione, con assorbimento di parte della sua energia) e prosegue verso il basso, ad incontrare altri orizzonti riflettenti. Il contrasto di impedenza necessario a causare la riflessione dipende dalle caratteristiche dell'onda (soprattutto dalla sua frequenza, inversamente proporzionale alla lunghezza d'onda) e queste a loro volta dipendono dal tipo di sorgente di energia impiegata per la prospezione, calibrata, insieme alla geometria complessiva del sistema di acquisizione, in funzione dell'obiettivo di prospezione da raggiungere, in questo caso posto a qualche chilometro di profondità.

La massima risoluzione verticale della linea sismica, cioè lo spessore minimo di un intervallo geologico (strato) individuabile nella sezione, è determinata dall'insieme di questi fattori: nel caso in esame, come già detto, la risoluzione massima varia da un massimo di circa 10 m ad un minimo di 30-50 m e diminuisce con la profondità. Per ottenere risoluzioni maggiori, occorre utilizzare tecniche e schemi di acquisizione appropriati, utilizzati in genere per investigare in dettaglio la parte più superficiale del sottosuolo.

Il vantaggio delle sezioni sismiche, a prescindere dalla loro risoluzione, è comunque quello di evidenziare la geometria in sottosuolo di superfici geologiche primarie (superfici di strato, cioè di deposizione del sedimento) o secondarie (fratture e faglie) e permetterne la rapida mappatura lungo la linea stessa e su aree estese, grazie all'incrocio più o meno ortogonale di diverse sezioni.

Come già illustrato, l'intensità e la continuità laterale di un certo orizzonte dipende, oltre che dalla sua reale continuità nel sottosuolo, dal contrasto di impedenza con l'orizzonte soprastante: nel caso della Pianura Padana, e dell'Area Pilota in particolare, un orizzonte molto evidente e con buona continuità laterale (a meno della sua segmentazione operata dalle faglie) è il tetto (top) della Maiolica, unità

carbonatica del Cretacico inferiore (vedi Cap. 2.2) sormontata da unità marnose, decisamente più lente in termini di velocità delle onde sonore. La mappatura di questo orizzonte (Fig. 6.2), chiaramente riconoscibile anche nei profili dei pozzi ENI, è risultata molto utile per la ricostruzione strutturale della porzione più profonda dell'Area Pilota, in quanto la sua segmentazione ha aiutato ad individuare faglie e sovrascorrimenti che hanno disseccato la successione triassico-paleogenica.

Per quanto riguarda invece la successione neogenico-quadernaria, di particolare importanza è il riconoscimento, in sezione sismica, delle superfici di discontinuità, generate da fenomeni erosivi o di basculamento della successione, indotti da eventi tettonici o climatici (o da entrambi, se associati). Gli orizzonti che rappresentano in sismica i sedimenti successivi a tali eventi, si dispongono su queste superfici con geometrie caratteristiche e ben riconoscibili, tra cui *l'onlap*, nel caso di riempimento di depressioni prodotte dall'erosione (canyon o paleovalli) o di appoggio su pendii sottomarini prodotti dal basculamento tettonico (Fig. 6.3), oppure *downlap*, nel caso di progradazione verso il bacino di delta o sistemi di piattaforma che avanzano appoggiandosi su di una superficie preesistente (Fig. 6.4).

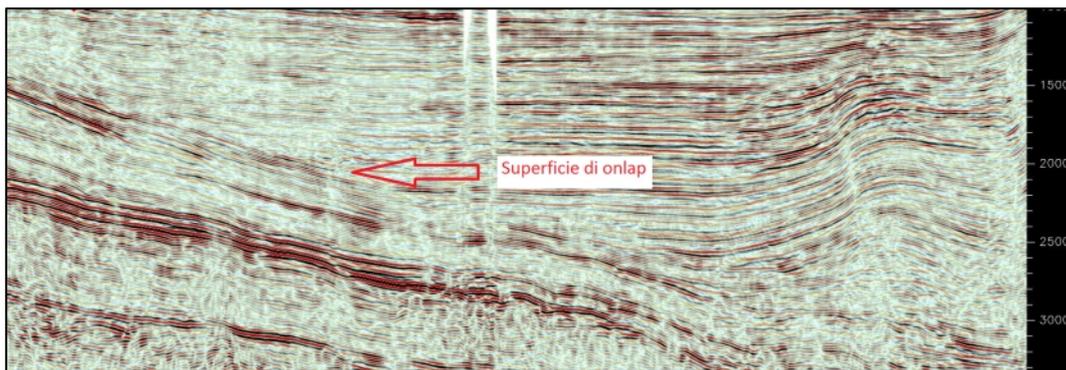


Figura 6.3 - Esempio di appoggio in onlap di sedimenti su di una superficie basculata.

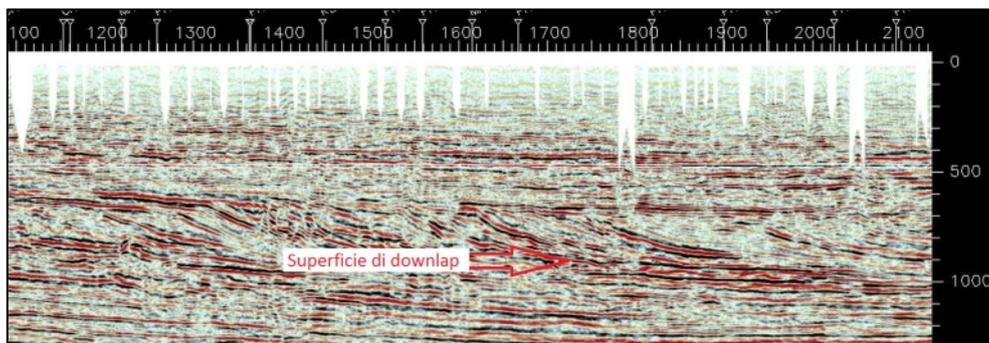


Figura 6.4 - Esempio di appoggio in downlap di un prisma sedimentario in veloce pro gradazione.

Il riconoscimento di queste superfici di discontinuità, almeno di quelle sviluppatesi a scala regionale, è fondamentale non solo per individuare i principali corpi geologici da esse sottesi, ma anche per ricostruire le principali fasi di evoluzione, tettonico-climatica, del bacino. Non a caso, la maggior parte delle unità geologiche neogenico-quadernarie, individuate e mappate nel modello 3D, sono delimitate da superfici di discontinuità (vedi Cap. 2.2).

Analizzando anche la “sismofacies”, cioè le caratteristiche di ampiezza (intensità) e continuità laterale dei riflettori di una linea sismica, meglio se corroborata da informazioni dirette ricavate dai *masterlog* di pozzo, è possibile anche individuare e mappare corpi geologici particolarmente interessanti ai fini dei geopotenziali, come ad esempio i delta sottomarini ghiaioso-sabbiosi del Plio-Pleistocene che progradano dal margine alpino verso il bacino, soprattutto in corrispondenza dello sbocco delle principali valli (o paleovalli) sudalpine (ad esempio paleovalli dell'Oglio-Sebino e dell'Adige-Garda): tali corpi, che possono ospitare falde idriche profonde mineralizzate ad acqua dolce, grazie allo spiazzamento dell'acqua salata connata ad opera del forte gradiente idraulico (fenomeno detto di “flussaggio”), sono stati individuati a diversi livelli stratigrafici e inseriti, seppure senza la pretesa di un grande dettaglio, nel modello 3D e nelle mappe da esso derivate (Fig. 6.5).

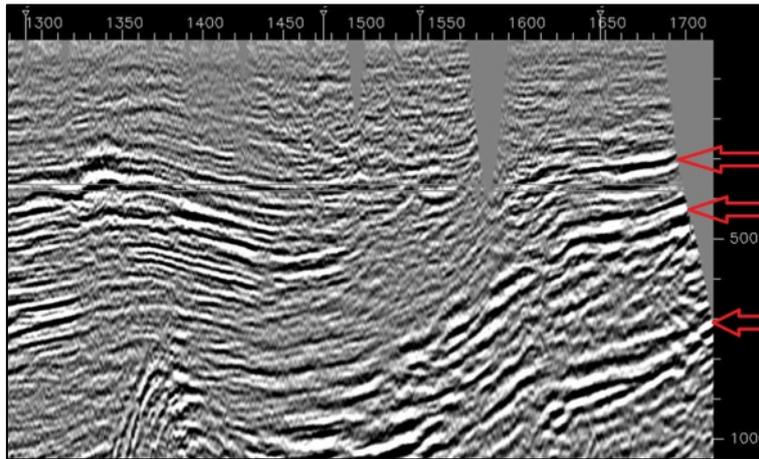


Figura 6.5 - Esempio di corpi grossolani (delta sottomarini), progradanti dal margine nel bacino.

6.2 Profili di pozzo

Tra gli strumenti analitici più importanti che sono stati utilizzati per la comprensione e lo studio del sottosuolo vi sono i profili dei pozzi esplorativi per la ricerca di idrocarburi. In questi profili sono contenute diverse informazioni di carattere petrofisico e stratigrafico.

I dati principali, così come mostrato in Figura 6.6, sono i log elettrici a foro scoperto quali resistività ($\text{ohm}\cdot\text{m}$) e potenziale spontaneo (mV), le informazioni a carattere litologico (*cuttings* e colonna litologica), le prove di strato o di formazione e le osservazioni minerarie.

Tutte queste informazioni devono essere opportunamente interpretate e armonizzate al fine di avere una lettura dell'evoluzione dei sistemi deposizionali e delle principali unità geologiche lungo la verticale del pozzo e per la caratterizzazione preliminare dei principali serbatoi o sistemi acquiferi profondi.

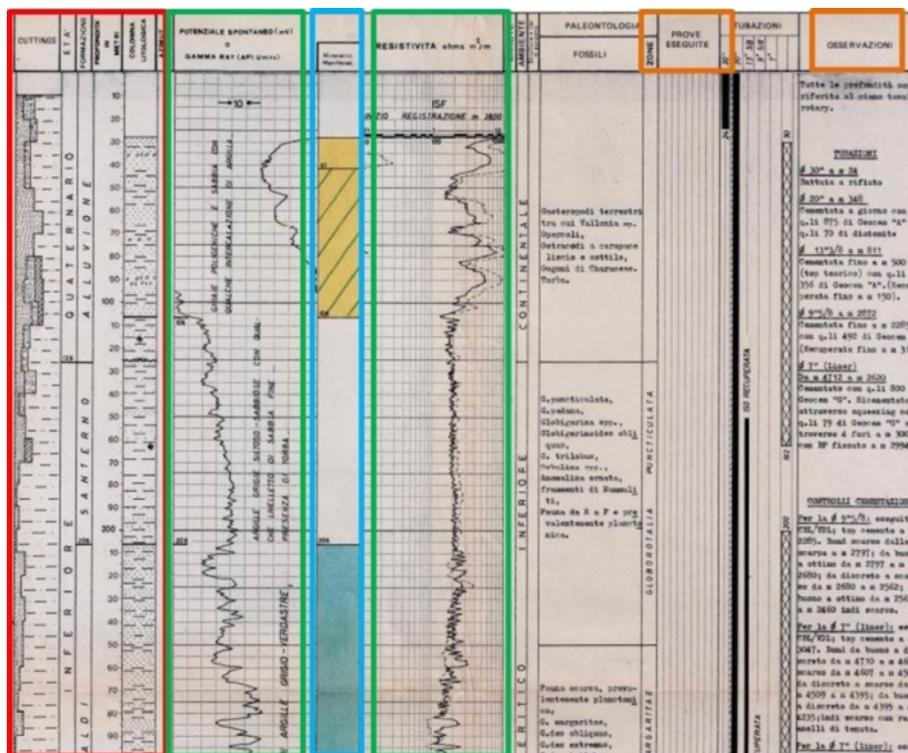


Figura 6.6 - Esempio di profilo di pozzo.

Analizzando in particolare i valori e l'andamento dei log di resistività ($\text{ohm}\cdot\text{m}$) e potenziale spontaneo, è possibile distinguere e caratterizzare delle "facies log"; esse coincidono con i diversi sistemi deposizionali e quindi consentono di interpretare l'evoluzione stratigrafica degli stessi nel

sottosuolo e di distinguere evoluzioni trasgressive (*deepening upward*) o regressive (*shallowing upward*). Ad esempio, attraverso l'analisi delle "facies log" è possibile riconoscere il passaggio tra depositi di piattaforma esterna/*slope* e l'aggradazione di depositi marino marginali e continentali; oppure riconoscere il passaggio tra depositi appartenenti a sistemi torbiditici e depositi di scarpata/*slope*. L'andamento delle "facies log" consente anche di riconoscere improvvisi cambi nello *stacking pattern* (impilamento) della successione sedimentaria e quindi, anche in una situazione di continuità deposizionale, di poter correlare le principali superfici di discontinuità presenti sul margine e sui "top strutturali" sepolti alle rispettive superfici di continuità presenti in bacino.

In taluni casi, associando l'informazione cronostratigrafica presente in pozzo ai cambi repentini delle "facies log", è possibile interpretare e riconoscere possibili superfici di discontinuità corrispondenti a lacune stratigrafiche e poterle tarare e correlare con i profili sismici a riflessione.

In relazione alla caratterizzazione dei geopotenziali è possibile avvalersi delle "facies log" per caratterizzare meglio gli spessori e lo *stacking pattern* dei principali serbatoi o sistemi acquiferi profondi.

Un altro aspetto importante è come la "facies log" possa essere correlata con la facies sismica; questa correlazione consente una taratura tra i dati di pozzo e i dati dei profili sismici a riflessione e quindi una lettura d'insieme che permette di dettagliare e affinare l'interpretazione geologica nel sottosuolo.

Passaggi repentini all'interno delle "facies log" consentono anche di affinare l'interpretazione degli andamenti dei riflettori sismici, dando quindi una lettura in chiave stratigrafico-deposizionale dei riflettori maggiormente distinguibili anche a notevoli profondità che corrispondono anche ai maggiori contrasti di impedenza acustica.

Un esempio è il passaggio della successione relativa alle Marne di Gallare con la formazione della Scaglia; infatti le Marne di Gallare sono caratterizzate da valori di resistività di 1-3 ohm*m con un *pattern* verticale molto regolare mentre la Scaglia è caratterizzata da valori di resistività variabili da 10-20 ohm*m fino a 90-100 ohm*m con un *pattern* verticale irregolare. Questo passaggio nella sismica a riflessione è contraddistinto da un riflettore molto marcato, a causa del notevole contrasto di impedenza acustica.

Al fine di comprendere meglio l'evoluzione stratigrafica e tettonica nel settore dell'Area Pilota, oltre alla consultazione dei principali studi e ricerche svolte in passato nel settore di studio (Ghielmi et al., 2013), è stato necessario creare dei transetti cronostratigrafici di sintesi, come quello riportato in Figura 6.7.

Il transetto, con andamento nord-sud, tiene conto delle principali informazioni cronostratigrafiche e formazionali derivanti dai profili di pozzo per l'esplorazione degli idrocarburi; attraverso l'interpretazione e i dati presenti è stato possibile riconoscere le superfici fisiche che delimitano le principali sequenze deposizionali presenti nel bacino padano.

I limiti di sequenza rappresentano superfici erosive e/o non deposizionali nei settori di alto strutturale sepolto, passanti a superfici deposizionali verso i settori depocentrali del bacino; all'interno dei transetti sono quindi evidenziate anche le principali lacune stratigrafiche e/o hiatus deposizionali.

Le principali sequenze deposizionali delimitate da queste superfici si sviluppano e sono state riconosciute nell'intero settore dell'Area Pilota.

Le superfici erosive e/o non deposizionali si formavano durante le fasi di parossismo tettonico nei settori di alto strutturale sepolto. Queste fasi di parossismo tettonico e quindi di principale deformazione sono state responsabili delle migrazioni dei depocentri o verso sud-sud/est, per quanto riguarda le strutture sepolte sudalpine, o verso nord-nord/est per quanto riguarda le strutture del prisma appenninico sepolto.

La fine delle principali fasi deformative e di migrazione dei depocentri è marcata da superfici tempo-trasgressive che si traducono in geometrie di *onlap* ben visibili sui profili sismici a riflessione; queste superfici trasgressive registrano il ritorno della sedimentazione anche nei settori di alto strutturale e delimitano la base delle nuove sequenze deposizionali che si sviluppano alla scala di bacino.

Un esempio della migrazione dei depocentri, all'interno dell'Area Pilota, è ben visibile in Figura 6.8 in cui è rappresentato un transetto stratigrafico derivante dai dati di profili di pozzo. In questa figura si nota come, ad esempio dopo la fase tettonica intra-messiniana, si abbia un marcato riassetto della geometria del bacino con una migrazione del depocentro verso sud. Nei pozzi del settore centro-meridionale dell'Area Pilota è infatti registrata l'aggradazione di notevoli spessori della Formazione di Fusignano (fino a 1.000-1.500 m), mentre nel settore settentrionale, corrispondente al bacino sudalpino, la stessa formazione non è presente (pozzi Chiari 1, Belvedere 1 e Malpaga 1). Al contrario, si può notare come nel pozzo Malpaga 1 siano presenti spessori del Gruppo della Gonfolite di circa 1.500-2.000 metri, depositati principalmente durante il Tortoniano/Messiniano, mentre nei pozzi più a

sud la stessa unità non sia presente e vi sia invece una importante lacuna stratigrafica collegata alle fasi serravalliana e tortoniana.

Queste evidenze stratigrafiche mostrano come nel settore dell'Area Pilota la tettonica abbia avuto un ruolo fondamentale nella formazione e migrazione dei bacini, governando i tassi di aggradazione sedimentaria.

Il lavoro di sintesi e interpretazione svolto è stato quindi fondamentale per comprendere meglio le dinamiche stratigrafico-sequenziali alla scala di bacino, dando una chiave di lettura per l'interpretazione dei profili sismici a riflessione al fine di individuare le principali sequenze deposizionali e le superfici fisiche che le delimitano.

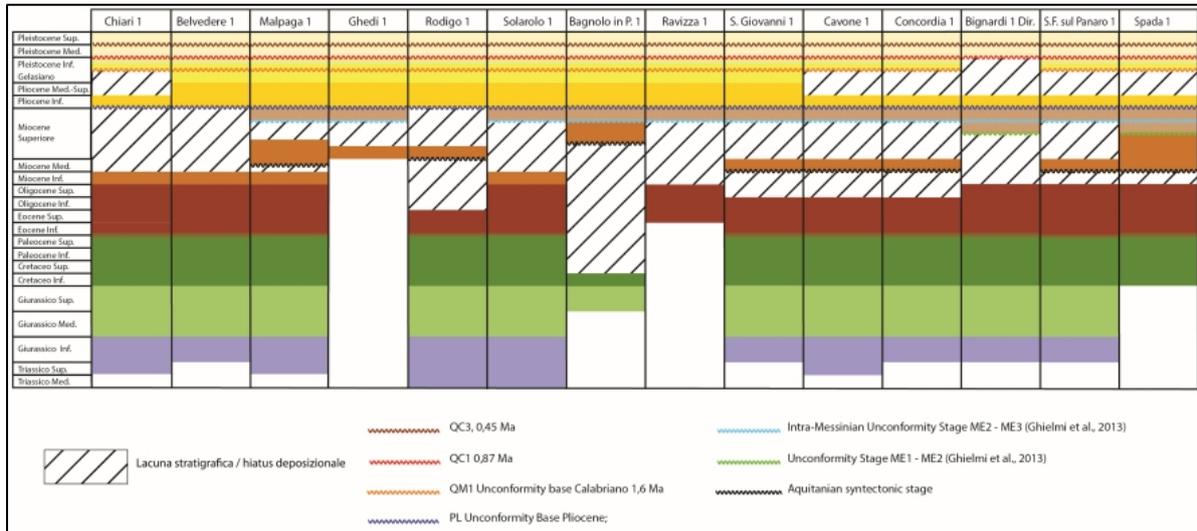


Figura 6.7 – *Transetto nord-sud; per i colori si faccia riferimento allo schema di Fig. 2.2.*

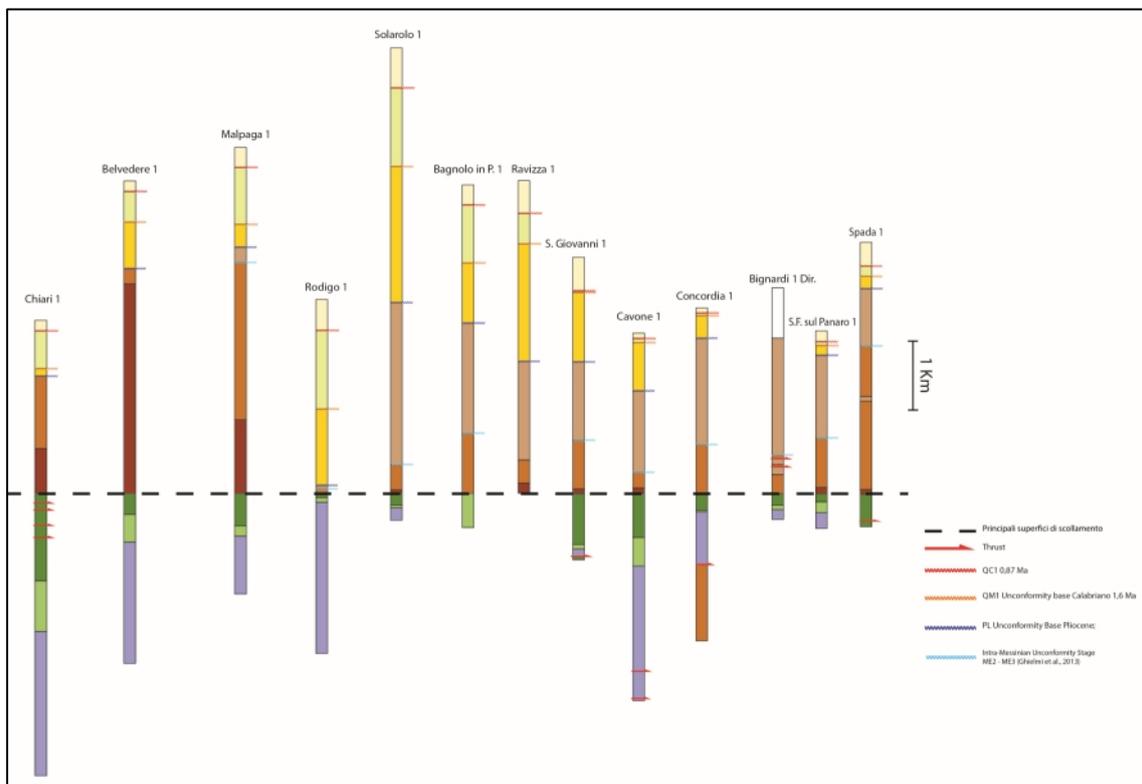


Figura 6.8 – *Transetto di correlazione tra pozzi che consente l'analisi della migrazione del depocentro del bacino e la valutazione degli spessori. Il livello di riferimento è il top Scaglia. Per i colori si faccia riferimento allo schema di Fig. 2.2*

7. IL MODELLO GEOLOGICO 3D

I modelli geologici tridimensionali delle aree pilota del Progetto GeoMol sono stati ottenuti seguendo *workflow* sviluppati e testati dai diversi servizi geologici nazionali o regionali, tenendo conto delle caratteristiche dei dati disponibili e di quelle dei *software* di modellazione in uso.

Le caratteristiche tecniche dei software, e le scelte operative che ne conseguono, determinano differenze nel percorso seguito per giungere alla realizzazione del modello geologico tridimensionale, sebbene i dati di partenza (linee sismiche e pozzi) e alcune fasi di lavoro risultino comuni a tutti i *workflow*. Le maggiori differenze sono legate alla scelta della fase in cui si effettua la conversione tempi/profondità, nonché al dominio (tempi o profondità) nel quale avviene la modellazione 3D dei corpi geologici.

I percorsi adottati possono essere sintetizzati in tre tipologie (Fig. 7.1):

- **Workflow 1:** l'interpretazione della sismica e la modellazione 3D sono completamente separate. I dati, in tempi, ottenuti dall'interpretazione vengono convertiti in profondità e solo successivamente modellati in 3D. La calibrazione e il confronto tra il modello 3D e altri dati di *input*, quali i *marker* ottenuti dai pozzi, possono avvenire solo successivamente alla conversione in profondità. Tale modalità di lavoro rende particolarmente onerose, se non impossibili, eventuali modifiche dell'interpretazione, che si rendessero necessarie dopo la calibrazione e il confronto con i dati in profondità, dovute a errato *picking* dell'orizzonte o errata posizione e geometria dei segmenti di faglia. Questo *workflow* è stato adottato per le aree pilota di Francia e Austria.
- **Workflow 2:** l'interpretazione della sismica e la successiva costruzione del modello 3D avvengono nel dominio dei tempi rendendo possibile la continua e costante interazione tra dati interpretati in tempi e il modello, e consentendo l'iterativo miglioramento dell'interpretazione sismica; per contro in questa fase è molto difficile il confronto con dati nel dominio delle profondità. Inoltre, in considerazione della variabilità non lineare dell'asse verticale, risulta non possibile anche il solo confronto degli spessori delle unità nel dominio dei tempi, essi infatti variano in funzione della densità e della profondità dell'unità geologica e non sono quindi confrontabili in aree diverse del modello. Successivamente il modello 3D viene convertito in profondità. Questo *workflow* è stato adottato dalla Svizzera.
- **Workflow 3:** questo *workflow* sintetizza i due precedentemente descritti. Tutti gli orizzonti e le faglie sono interpretati e modellati in 3D nel dominio dei tempi, successivamente gli oggetti tridimensionali sono convertiti in profondità. In questo caso, a differenza di quanto avviene nei *workflow* 1 e 2, è prevista una doppia fase di modellazione, sia in tempi che in profondità; questo consente di ottimizzare i vincoli disponibili, siano essi derivanti dall'interpretazione sismica, che offerti dai marker di pozzo, da mappe strutturali, e da mappe della distribuzione degli spessori. Il modello subisce così diverse fasi di controllo, modifica e raffinamento. Quest'ultimo *workflow* è quello adottato per la realizzazione del modello tridimensionale dell'Area Pilota italiana, oltre che dalla Baviera.

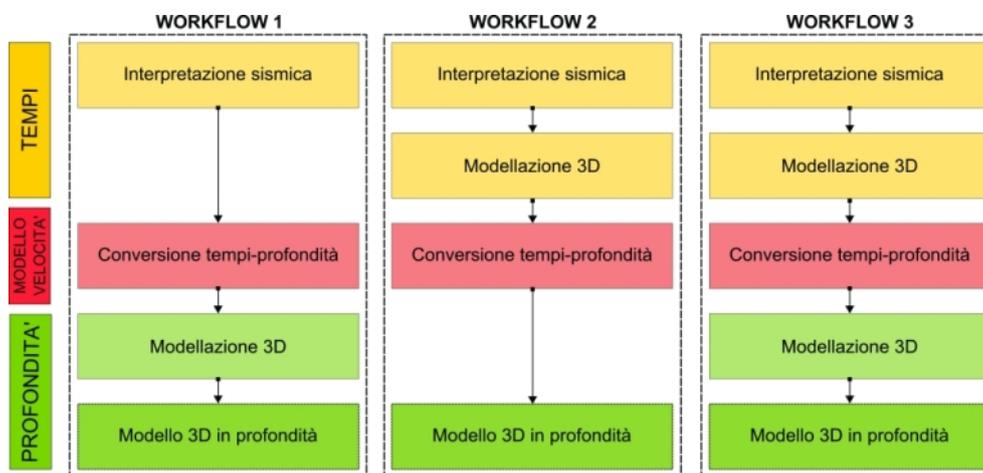


Figura 7.1 - Confronto tra i diversi workflow di modellazione tridimensionale adottati nel Progetto GeoMol.

7.1 Il workflow

Il *workflow* utilizzato per la realizzazione del modello geologico tridimensionale dell'Area Pilota Brescia-Mantova-Mirandola (Fig. 7.2) è stato sviluppato da ISPRA integrando metodologie già adottate nell'ambito della realizzazione di modelli geologici tridimensionali, seppur sviluppate in aree a maggiore rilievo, e in contesti caratterizzati da prevalente disponibilità di dati nel dominio delle profondità (De Donatis et al., 2002; D'Ambrogi & Doglioni, 2008; D'Ambrogi et al., 2010; Chiarini et al., 2014).

Le specificità dell'Area Pilota italiana del Progetto GeoMol, ubicata in una zona completamente pianeggiante e priva di affioramenti, e l'enorme mole di dati di sottosuolo (linee sismiche e pozzi) hanno imposto l'adozione di metodologie di analisi ed elaborazione più complesse. Si è quindi resa necessaria l'integrazione delle metodologie precedentemente sviluppate con una fase di modellazione tridimensionale anche nel dominio dei tempi e con l'elaborazione di un modello di velocità che consentisse la conversione tempi-profondità del modello preliminarmente ottenuto. Le scelte adottate per la creazione del modello di velocità sono risultate determinanti per le ricadute sul livello di incertezza del modello finale (Maesano & D'Ambrogi, 2015b) e in generale sulla sua congruenza rispetto all'intero set di dati disponibili.

Il *workflow* adottato (Maesano et al., 2014) si sviluppa in due domini differenti, per le caratteristiche della terza dimensione (tempi e profondità), all'interno dei quali vengono analizzati ed elaborati i dati disponibili. I due domini, pur rimanendo distinti, sono connessi da controlli incrociati, nelle fasi iniziali di analisi ed elaborazione, e si integrano completamente successivamente alla conversione in profondità del modello tridimensionale prodotto in tempi.

Vengono di seguito descritte le fasi principali del *workflow*:

- acquisizione, interpretazione e armonizzazione dei dati;
- elaborazione del modello 3D in tempi;
- modello di velocità;
- conversione tempi-profondità del modello 3D;
- verifica di consistenza e raffinamento in profondità;
- costruzione del modello 3D finale e parametrizzazione.

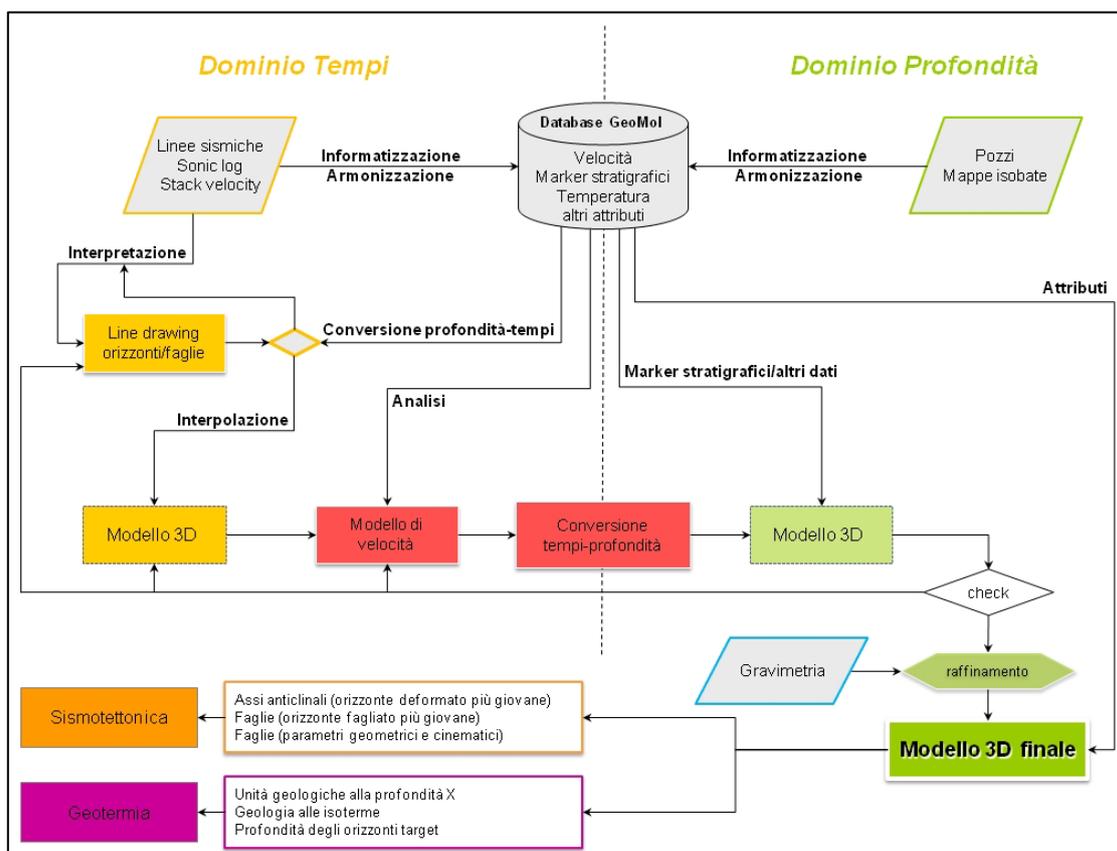


Figura 7.2 - Workflow di modellazione tridimensionale adottato nell'Area Pilota italiana.

7.1.1 Acquisizione, interpretazione e armonizzazione dei dati

I dati utilizzati per la costruzione del modello geologico tridimensionale e la sua successiva caratterizzazione sono stati: linee sismiche, dati di velocità in pozzo, velocità *stack*⁴ lungo alcune linee sismiche, dati di pozzo, mappe delle isobate.

Database

Tutti i dati acquisiti, ad eccezione del *line drawing* delle linee sismiche, sono stati informatizzati nel database creato per le specifiche finalità del Progetto (Par. 5.2.1); ha fatto seguito una fase di armonizzazione e codifica che consentisse di adottare chiavi di lettura sintetiche (es. unità, età) utili ai fini della correlazione dei dati di pozzo con gli orizzonti definiti nell'interpretazione delle linee sismiche, in accordo con lo schema stratigrafico di sintesi regionale costruito per le specifiche finalità del Progetto (Fig. 2.2).

Line drawing

Le linee sismiche sono state interpretate sulla base dello schema stratigrafico di sintesi; i principali riflettori sismici e le superfici stratigrafiche di discontinuità (*unconformity*), corrispondenti a orizzonti di significato regionale, sono stati interpretati in tutte le linee sismiche in cui è stato possibile riconoscerli (Cap. 6).

Durante questa fase è stata effettuata una verifica di congruenza dell'interpretazione adottata basandosi sui punti di controllo offerti dai *marker* nei log di pozzo, attraverso una conversione speditiva profondità-tempi (Fig. 7.2). Il controllo svolto durante la fase di interpretazione delle linee sismiche ha consentito di modificare eventuali errori di *picking*⁵ e di raffinare l'interpretazione stessa sulla base dei vincoli, anche cronologici, offerti dai dati dei pozzi.

Per le faglie, dove possibile, è stata effettuata una prima correlazione attraverso l'attribuzione di nomi provvisori a discontinuità ritenute appartenenti alla stessa superficie di faglia; tale correlazione e la verifica della congruenza geometrica sono state effettuate con l'ausilio di strumenti di interpolazione speditiva disponibili in SeisWorksTM.

Particolare attenzione è stata posta, durante l'interpretazione, alla definizione della posizione del *tip* (bordo) superiore delle faglie; tale dato costituisce infatti un elemento determinante per la corretta definizione dell'età di attivazione della faglia, definita come l'età (minima e massima) del primo livello stratigrafico con evidenze di tettonica sinsedimentaria (es. orizzonti basculati o fagliati, strati di crescita).

Nei casi in cui la posizione del *tip* superiore della faglia non fosse inequivocabilmente posizionabile, si è scelto di limitarlo al primo orizzonte senza evidenze significative di dislocazione: l'orizzonte SCA, per le faglie normali mesozoiche; l'orizzonte PL, per i *thrust* del Sudalpino; l'orizzonte QM1, per i *thrust* dell'Appennino settentrionale.

7.1.2 Elaborazione del modello 3D in tempi

I dati ottenuti dalla precedente fase di interpretazione e armonizzazione sono stati importati nel *software* di modellazione MOVETM per la costruzione del modello 3D in tempi.

Questa fase del *workflow* è centrata sulla interpolazione dei dati acquisiti durante l'interpretazione delle linee sismiche. L'insieme dei punti ottenuti dal *picking*, distinti per ciascun orizzonte (*top* o *unconformity*), è stato usato come dato di *input* per la costruzione delle superfici, ottenute utilizzando la triangolazione di Delaunay. La scelta di questo algoritmo di interpolazione per la creazione del modello preliminare in tempi è dettata dalle sue caratteristiche: onora tutti i punti del *dataset* senza aggiungerne di nuovi; rispetta la regola che il cerchio circoscritto a ciascun triangolo contiene solo ed esclusivamente i punti vertici di quel triangolo (Fig. 7.3A); massimizza il minimo angolo interno dei triangoli (Fig. 7.3B). Queste caratteristiche, che ottimizzano la geometria dei triangoli, insieme al rispetto della relazione *nearest neighbor*, rendono la triangolazione di Delaunay il miglior tipo di interpolazione per punti molto sparsi. I punti totali trattati sono in numero superiore a 2.500.000.

⁴ La velocità *stack* è il valore di velocità sismica ottenuto dal miglior fit della travel time curve (twc) con una iperbole.

⁵ Il *picking* è l'azione di selezione dell'orizzonte sulla linea sismica, durante l'interpretazione.

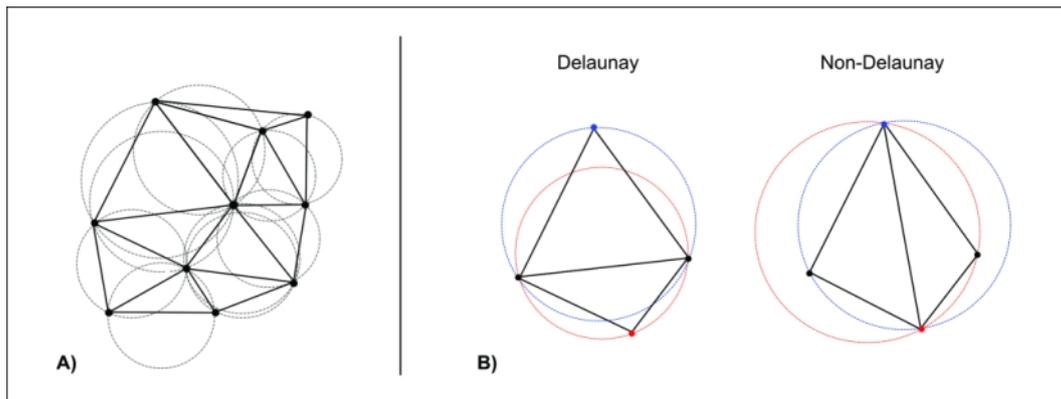


Figura 7.3 - Triangolazione di Delaunay.

Per la ricostruzione degli elementi tettonici sono stati correlati, in via preliminare, i segmenti attribuiti alla stessa faglia, secondo la classificazione provvisoria eseguita durante l'interpretazione delle linee sismiche. Aggiustamenti successivi e nuove correlazioni sono state effettuate direttamente nell'ambiente di modellazione 3D.

Il modello geologico 3D in tempi così ottenuto è costituito da 13 orizzonti e da 134 faglie; si tratta di superfici costituite da triangoli di dimensioni variabili, aventi per vertici i punti ottenuti dal *picking*. Le singole superfici sono state ricampionate su griglie, con un passo di 500 metri, adatte all'orientazione e inclinazione media di ciascuna superficie (Fig. 7.4). I punti così ottenuti, per ciascuna superficie (orizzonti e faglie), sono stati esportati per poter essere elaborati nelle successive fasi di conversione tempi-profondità del modello.

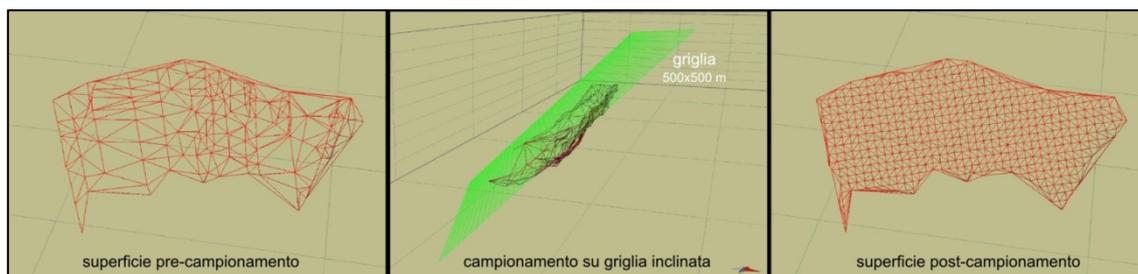


Figura 7.4 - Ricampionamento delle superfici su piano inclinato.

7.1.3 Modello di velocità e Conversione tempi-profondità del modello 3D

I dati di velocità messi a disposizione da ENI SpA per le specifiche finalità del Progetto GeoMol sono stati utilizzati per la costruzione di un modello di velocità 3D necessario per la conversione, da tempi a profondità, del modello geologico.

Il modello di velocità costruito e la successiva fase di conversione rappresentano due fasi critiche del *workflow* di modellazione; data la complessità della procedura adottata si rimanda al Paragrafo 7.2 per una descrizione completa e dettagliata di questi due fasi di lavoro.

7.1.4 Verifica di consistenza e raffinamento in profondità

I punti ottenuti dalla conversione tempi-profondità sono stati nuovamente importati in MOVE™ e interpolati, con la triangolazione di Delaunay, per ottenere un modello 3D preliminare di orizzonti e faglie in profondità.

Il modello così ottenuto è stato sottoposto a verifiche di congruenza (es. profondità, posizione strutturale) con i vincoli geometrici ricavati prevalentemente dai dati di pozzo (Fig. 7.5).

Questa fase ha consentito di evidenziare e correggere eventuali inconsistenze (es. errata profondità, taglio della topografia, incrocio tra orizzonti) derivanti dal modello di velocità adottato per la conversione tempi-profondità e/o da errata interpretazione delle linee sismiche.

Le criticità emerse sono state trattate attraverso: un raffinamento del modello di velocità e la reiterazione della conversione tempi-profondità; una re-interpretazione delle linee sismiche nelle aree

caratterizzate dalle maggiori differenze tra modello e vincoli geometrici. In questa fase, sono stati inoltre aggiunti al modello 3D due orizzonti (MAI e NOR) costruiti sulla base degli spessori derivati dall'analisi delle stratigrafie di pozzo (rispetto al top della Scaglia calcarea, SCA).

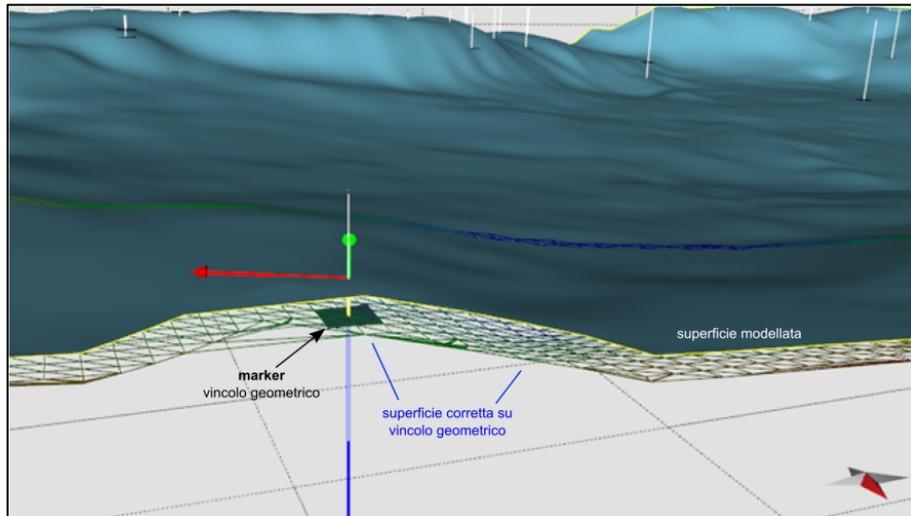


Figura 7.5 - Verifica di congruenza e affinamento dell'andamento delle superfici modellate.

Una volta ottenuta una soddisfacente corrispondenza tra modello 3D e vincoli geometrici si è passati a una fase di affinamento della modellazione degli orizzonti e delle faglie, che può essere così sintetizzata:

- verifica di congruenza e correzione della posizione delle superfici stratigrafiche rispetto ai *marker* di pozzo (Fig. 7.5);
- verifica della corretta definizione dei rapporti gerarchici tra i diversi sistemi di faglie, supportata anche dall'interpretazione dei dati delle anomalie gravimetriche (Fig 5.5 e 5.6) (vedi Cap. 5.4);
- integrazione e affinamento dell'andamento geometrico delle faglie normali mesozoiche riconosciute in sismica (Fig. 7.6);
- integrazione dei sistemi di faglie riconosciuti in sismica, con faglie sub-verticali (distinte come "inferred - ipotizzate") trasversali rispetto al sistema a *thrust* dell'Appennino settentrionale (Fig. 7.7A, C);
- verifica della congruenza tra rigetti e cinematica delle faglie;
- verifica della congruenza dei rapporti stratigrafici, in particolare per le superfici stratigrafiche di discontinuità.

Le fasi c) e d) si sono rese necessarie per superare le difficoltà di riconoscimento in sismica di faglie ad alto angolo e/o con orientazione non favorevole rispetto alle linee sismiche. La disponibilità di un modello 3D ha consentito di raffinare l'interpretazione strutturale basandosi su anomalie geometriche delle superfici stratigrafiche e su repentini cambi di direzione dei piani di faglia (Fig. 7.7).

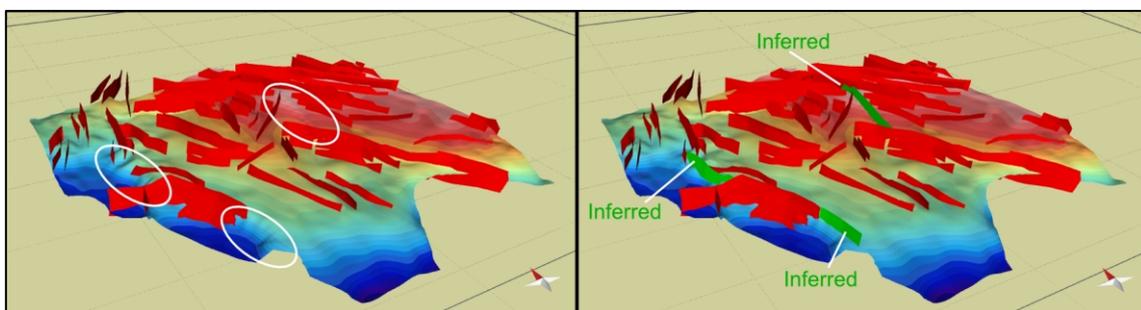


Figura 7.6 - L'analisi delle discontinuità topografiche nelle superfici stratigrafiche modellate (figura a sinistra) consente l'implementazione del modello, ottenuto dalla sola interpretazione della sismica, con nuove faglie (*inferred*: verdi) (figura a destra).

L'analisi di questi due elementi ha reso possibile il riconoscimento:

- dell'errata correlazione di segmenti di faglie normali mesozoiche, che sono state quindi rimodellate;
- della segmentazione dei piani di *thrust*, in particolar modo dell'Appennino settentrionale.

In quest'ultimo caso sono stati aggiunti piani di faglia che risolvessero la segmentazione dei *thrust* e giustificassero le repentine differenze di quota di porzioni di superfici stratigrafiche (Fig. 7.7).

Al termine del lavoro di raffinamento e integrazione, è stata effettuata un'operazione di pulitura delle intersezioni tra superfici stratigrafiche e faglie (*cut off*) e tra superfici di faglia, in funzione del loro rapporto gerarchico.

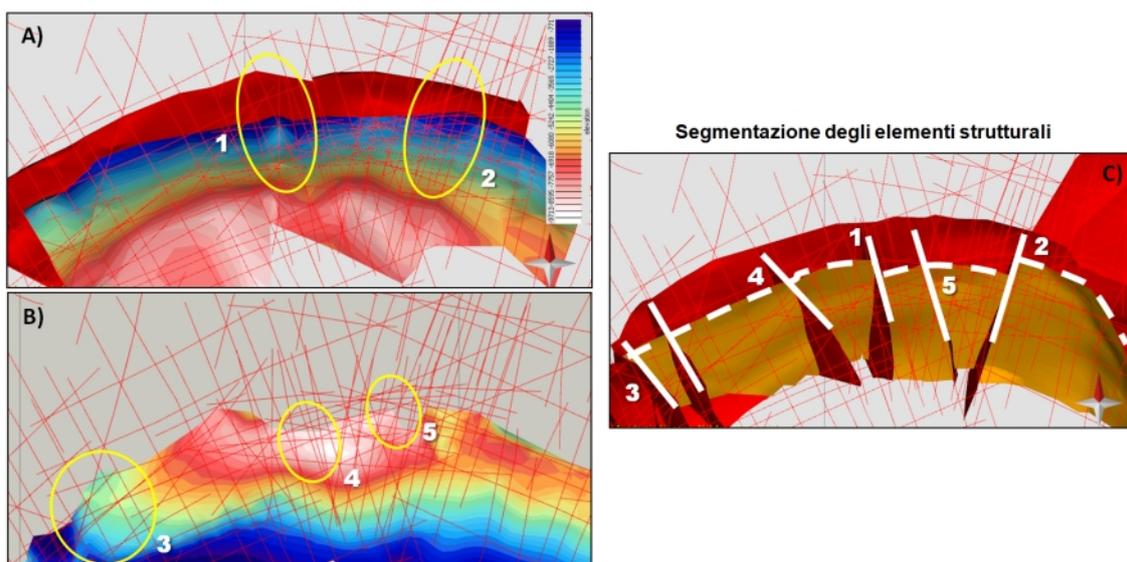


Figura 7.7 – Raffinamento elementi strutturali. A) anomalie geometriche nelle faglie; B) anomalie geometriche negli orizzonti; C) segmentazione degli elementi strutturali desunta da A) e B).

7.1.5 Costruzione del modello 3D finale e parametrizzazione

Tutte le superfici del modello 3D preliminare, opportunamente raffinato e integrato, sono state ricampionate su griglie, con un passo di 500 metri, adatte all'orientazione e inclinazione media di ciascuna superficie, al fine di ottenere superfici meno spigolose di quelle iniziali (analogamente a quanto fatto con il modello 3D in tempi, Fig. 7.4). Le nuove superfici contengono punti regolarmente distribuiti ma non coincidenti con i punti originari ottenuti dal picking; esse sono utili ai fini delle successive analisi che possono essere effettuate a partire dal modello geologico 3D, ivi compresa la parametrizzazione dei corpi geologici (Cap. 8).

Le superfici che costituiscono il modello 3D finale sono state classificate in due gruppi: **Orizzonti** e **Faglie**. Ciascuna superficie appartenente al gruppo **Orizzonti** è stata denominata attraverso una sigla, in accordo con lo schema stratigrafico di sintesi (Fig 2.2), in modo da consentirne l'immediato riconoscimento.

Per le superfici appartenenti al gruppo **Faglie**, è stato adottato un criterio più complesso, differenziato per faglie dirette e *thrust*.

Per le faglie dirette (Fig. 7.8) sono stati definiti dei "sistemi" (Syst) sulla base della loro ubicazione ed orientazione, caratterizzati da un toponimo (es. Nogara-Syst); per ciascun sistema è stata definita la faglia principale, riconoscibile per la ripetizione del toponimo (es. Nogara-Syst_Nogara), le faglie sintetiche associate contraddistinte da un numero progressivo (es. Nogara-Syst_01, Nogara-Syst_02, ecc.) e, analogamente, le faglie antitetiche (Nogara-Syst_antith_01) (Fig. 7.9). Le faglie ipotizzate sono invece contraddistinte dalla dicitura *Inferred*.

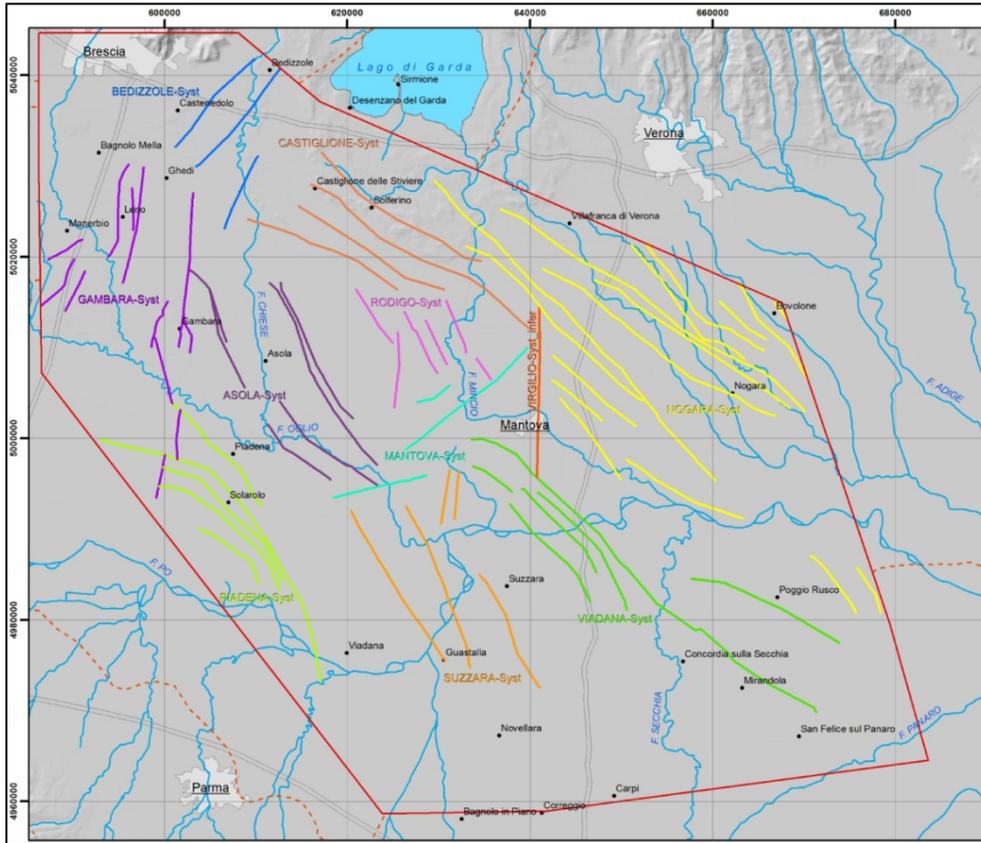


Figura 7.8 - Sistemi di faglie dirette definiti nell'Area Pilota italiana.

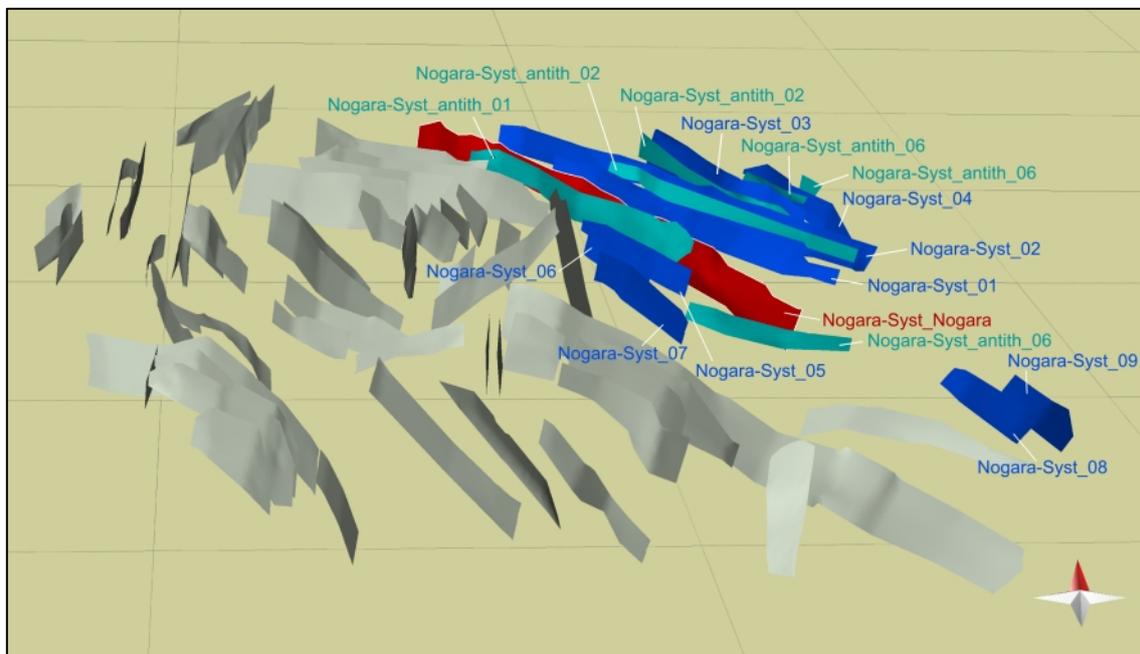


Figura 7.9 - Esempio di classificazione e nomenclatura delle faglie dirette: Sistema di Nogara.

I *Thrust* sono stati classificati sulla base dei seguenti criteri (Tab. 7.1 e Fig. 7.10 e 7.11):

1. appartenenti al Sudalpino (SA) o all'Appennino settentrionale (NA);
2. posizione del livello di scollamento: L1 – scollamento in TR-J, L2 – scollamento in EO-OL (Fig. 2.2);
3. distinzione in *thrust* principali o secondari (*minor*) identificati da toponimi e numeri progressivi;

4. caratterizzazione di *splay* e *backthrust*.

Per l'Appennino settentrionale sono state distinte come *TR-NA_toponimo_nr* le faglie trasversali che segmentano i *thrust*, il cui riconoscimento è stato descritto nel paragrafo precedente (Fig. 7.7).

	Alpi/ Appennino	Livello Scollamento	Gerarchia thrust	Nome	Tipo/ Numero	Nome faglia
Thrust_	SA-	L1_		Brescia		Thrust_SA-L1_Brescia
Thrust_	SA-	L1_		Brescia_	splay01	Thrust_SA-L1_Brescia_splay01
Thrust_	SA-	L2_	minor_	SGervasio-	back	Thrust_SA-L2_SGervasio-back
Thrust_	NA-	L1_		PoggioRusco	02	Thrust_NA-L1_PoggioRusco02
Thrust_	NA-	L2_		PoggioRusco	04	Thrust_NA-L2_PoggioRusco04
Thrust_	NA-	L1_	minor_	SFelice-	back02	Thrust_NA-L1_minor_SFelice-back02
Thrust_	NA-	L2_		Cavone_	splay01	Thrust_NA-L2_Cavone_splay01

Tabella 7.1 – Criterio di classificazione e codifica dei *thrust*.

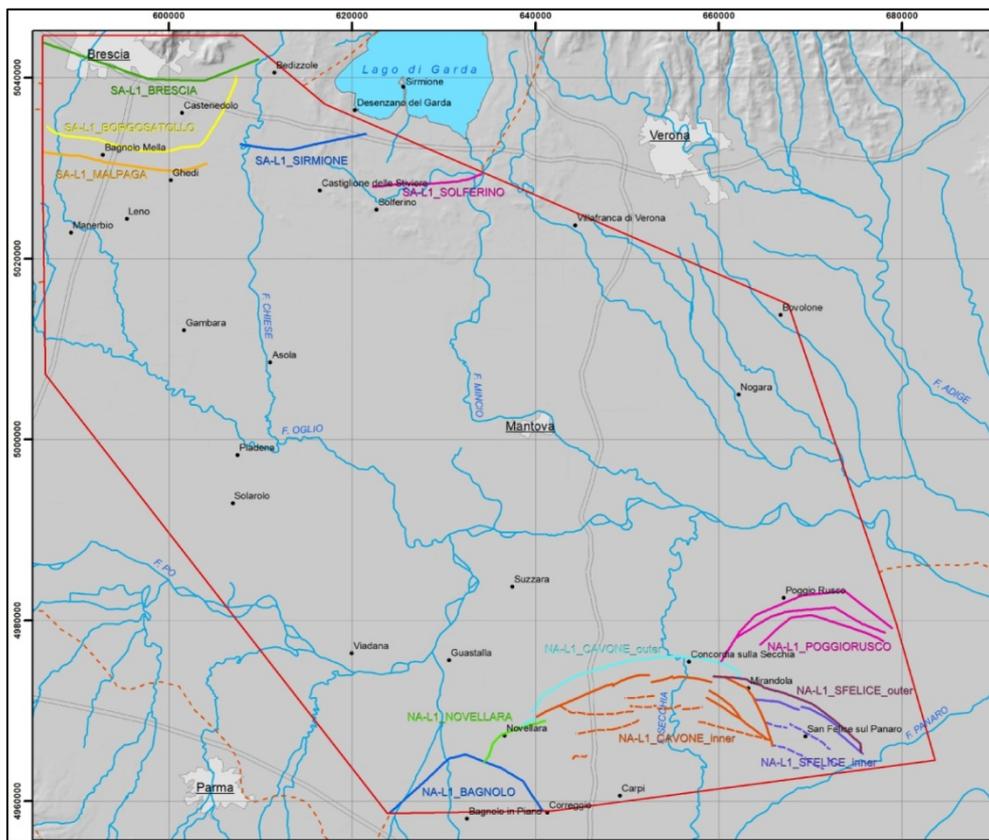


Figura 7.10 - Sistemi di *thrust* con livello di scollamento L1 nell'Area Pilota italiana.

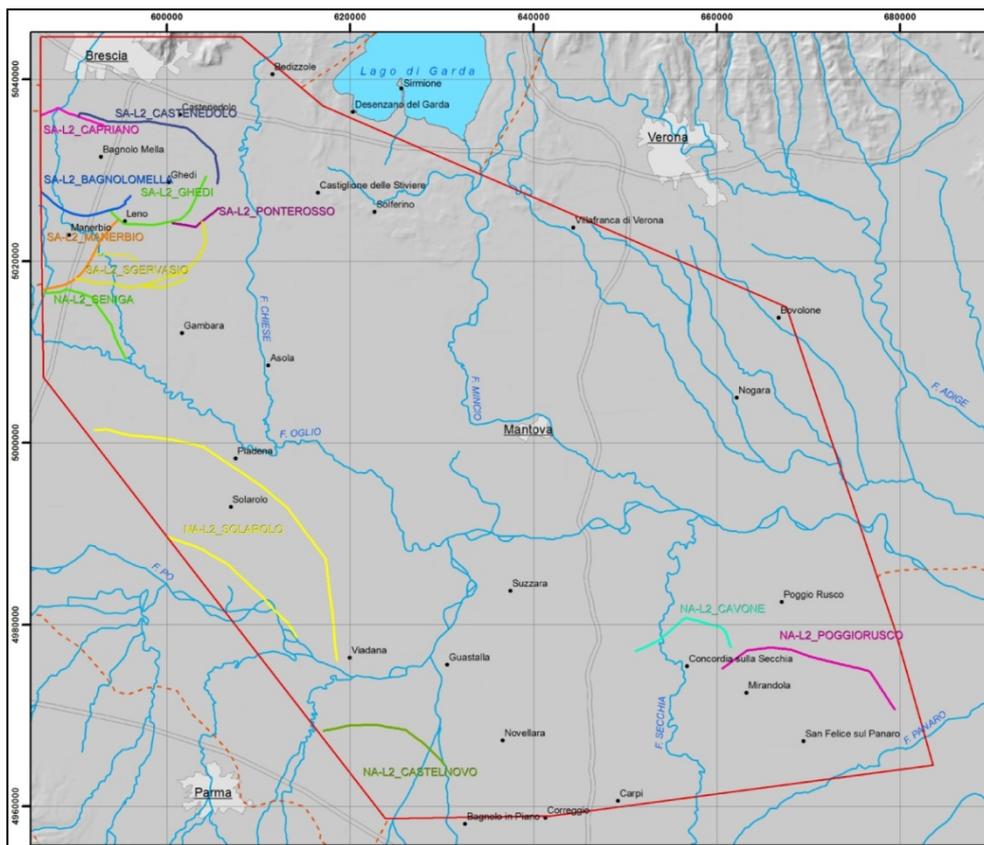


Figura 7.11 - Sistemi di thrust con livello di scollamento L2 nell'Area Pilota italiana.

In conclusione, il modello 3D finale risulta composto dalle superfici relative a 15 orizzonti (*top* e *unconformity*), con estensione e distribuzione variabile sull'Area Pilota, nonché da 178 faglie, ciascuna di lunghezza superiore ai 1.000 metri. Il modello si estende dalla superficie topografica fino a una profondità variabile, dai circa 5.000 metri nel settore orientale (Bovolone) ai quasi 13.000 metri nel settore occidentale (direttrice Bagnolo in Piano – Vescovato). Tutte le superfici sono costituite da punti con una spaziatura regolare di 500 m.

7.2 Modello di velocità e conversione tempi/profondità

La conversione in profondità del modello 3D in tempi è un passaggio chiave per la produzione finale del modello tridimensionale dell'Area Pilota. Nell'ambito del progetto GeoMol, sia per quanto riguarda il modello generale del Bacino della Molassa sia per quanto riguarda le singole aree pilote, le strategie utilizzate per la conversione tempi/profondità dipendono dai dati di partenza e dalla procedura con cui si è deciso di elaborarli per arrivare al prodotto finale (Par. 7.1).

Il requisito necessario per la conversione tempi/profondità è la disponibilità di un modello di velocità da applicare agli oggetti nel dominio dei tempi.

I diversi partner del progetto hanno optato per diverse soluzioni nella costruzione del modello di velocità in funzione sia delle caratteristiche geologiche sia della disponibilità di dati di velocità all'interno delle diverse aree di studio.

Le principali strategie utilizzate dai Partner del Progetto per la costruzione dei modelli del velocità sono state:

- *Velocità intervallari medie calcolate dai pozzi*
In questo caso, applicato per l'area pilota Ginevra-Savoia, è stato utilizzato un singolo valore di velocità intervallare media (o due nel caso di significative variazioni laterali) per la conversione di ogni orizzonte.
- *Griglia di velocità intervallari e velocità stack*
Questo metodo, utilizzato per il territorio svizzero del Bacino della Molassa è basato sulla produzione di una griglia di velocità intervallari a partire da curve Tempo-Profondità e, in assenza

di queste, sulla base degli andamenti generali della velocità ricavate da sismogrammi sintetici e profili sismici verticali.

- *3d-grid con doppio modello di velocità*

Questo metodo, utilizzato per la regione del Baden-Württemberg, si basa sulla costruzione di due modelli di velocità all'interno di griglie tridimensionali basate sulle misure dei *check-shot*⁶. La prima griglia, meno dettagliata, viene utilizzata per la conversione in tempi del dataset esistente, la seconda per riportare da tempi a profondità il modello.

- *3d-grid con velocità medie*

Il metodo utilizzato per la regione Baviera si basa sull'utilizzo di velocità intervallari e velocità medie per la costruzione di una griglia tridimensionale 500m x 500m x 50ms. Le velocità intervallari vengono convertite in velocità medie per assicurarne l'incremento con la profondità; viene calcolato inoltre un fattore di correzione, applicato a scala regionale dopo la conversione in profondità.

- *Modello di velocità 3D da velocità intervallari*

Il metodo usato nei settori austriaci del Bacino della Molassa prevede un modello di velocità tridimensionale basato su velocità intervallari e RMS *velocity* costruito per 7 orizzonti con una risoluzione orizzontale di 250 x 250 m o 500 x 500 m in base al settore analizzato.

- *Modello 3D di velocità istantanee*

È il metodo utilizzato per l'Area Pilota italiana, di seguito descritto in dettaglio.

7.2.1 Modello 3D di velocità istantanee

La scelta tra le diverse possibili strategie per la conversione del modello da tempi a profondità deve soddisfare alcuni requisiti di base: i) deve essere un metodo geologicamente consistente, ii) deve essere ottimizzato per il livello di dettaglio e le caratteristiche dell'area studiata, iii) deve includere tutti i tipi di velocità disponibili, pesandoli ed armonizzandoli in modo da renderli comparabili.

Nel caso dell'Area Pilota italiana, per rispondere a questi tre requisiti, si è scelto di adottare un modello di velocità istantanee applicato all'intero modello tridimensionale in tempi.

I modelli di velocità istantanee tengono conto della variazioni della velocità con la profondità. Le velocità medie tendono ad aumentare con l'incremento della profondità a causa della compattazione legata al carico dei corpi litologici sovrastanti, ma all'interno dei singoli corpi geologici tale incremento ha andamenti diversi, e talvolta possono verificarsi delle inversioni con un locale decremento della velocità all'aumentare della profondità.

In questi casi è preferibile disporre di un modello che tenga conto delle relazioni fisiche che correlano la velocità alla posizione in ogni punto di un dato corpo geologico (Etris et al., 2001). Il modo più semplice per descrivere il comportamento delle velocità all'interno di un corpo geologico è modellare la velocità come una funzione lineare della profondità (Fig 7.12):

$$(1) \quad v(z) = v_0 + kZ$$

dove $v(z)$ è la velocità istantanea alla profondità Z e v_0 e k sono rispettivamente l'intercetta e la pendenza della retta.

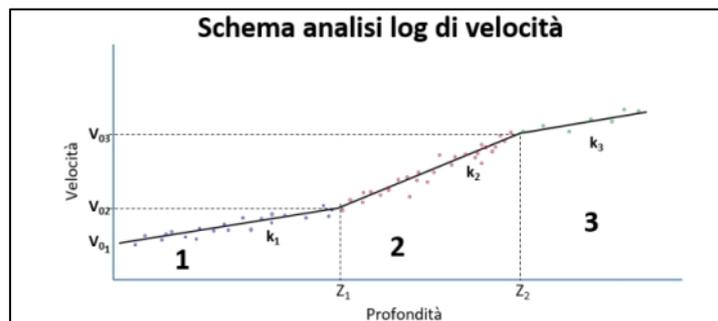


Figura 7.12 - Esempio di analisi delle velocità in un log di pozzo.

⁶ Misura del tempo di percorrenza (*travel time*) delle onde sismiche in pozzo.

Per ottenere questo modello è necessario quindi ricavare il valore della velocità iniziale v_0 (velocità al top del corpo geologico di interesse) ed il gradiente k con cui la velocità subisce incrementi (o decrementi) con la profondità (Ravve & Koren, 2006) dall'analisi dei dati di velocità disponibili (profili di velocità verticali, velocità stack). Numerose altre funzioni di velocità sono state proposte (Al-Chalabi, 1997; Alamiokuma & Ugbor, 2010), si è scelto tuttavia di utilizzare il modello lineare in quanto costituisce la più semplice tra le correlazioni e quella che meglio si adatta alla distribuzione dei dati.

Nel caso specifico del progetto GeoMol sono stati individuati 3 orizzonti di riferimento che delimitano 4 strati (vedi *Analisi dei dati di velocità e scelta dei livelli chiave*).

La profondità di ogni punto all'interno del modello multi-strato viene derivata dalle seguenti equazioni (Marsden, 1992):

$$(2) \quad Z_n = Z_{n-1} + v_{0n}(e^{k_n t_n} - 1)/k_n$$

con

$$(3) \quad t_n = \frac{twt_n - twt_{n-1}}{2000}$$

Nel caso di un punto che si trovi in una posizione intermedia all'interno del modello multi-strato l'equazione viene applicata a partire dallo strato immediatamente sovrastante (Fig. 7.13).

Ad esempio, la profondità del punto A in Fig. 7.13 sarà:

$$Z_A = Z_1 + v_{02}(e^{k_2 t_A} - 1)/k_2 \quad \text{con} \quad t_A = \frac{twt_A - twt_1}{2000}$$

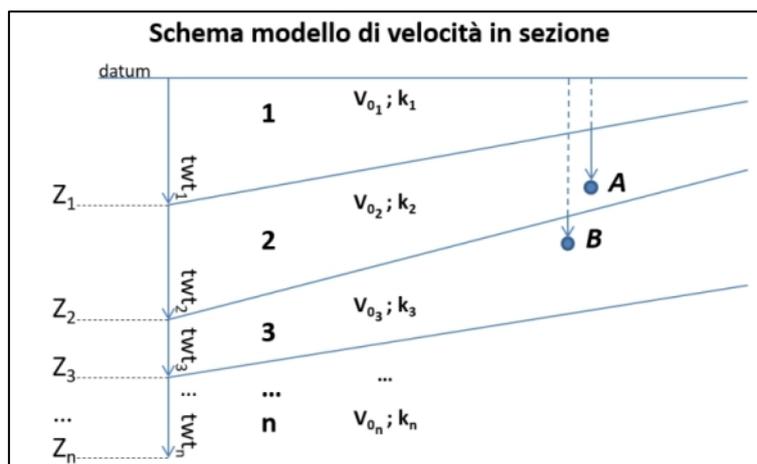


Figura 7.13 - Schema in sezione dei parametri del modello di velocità multi-strato.

Questo tipo di approccio è stato considerato quello più idoneo per la costruzione del modello di velocità nell'Area Pilota italiana in quanto permette: a) di tenere conto degli spessori di depositi silicoclastici plio-pleistocenici soggetti a compattazione differenziale e, quindi, a significative variazioni di velocità lungo l'asse verticale; b) di tenere conto che sia i depositi plio-pleistocenici che i depositi oligo-miocenici all'intero dell'Area Pilota sono soggetti ad importanti variazioni laterali di spessore, e di conseguenza, ad importanti variazioni della velocità media al loro interno; c) di tenere conto delle variazioni laterali di velocità associate alle eteropie di facies.

La costruzione del modello di velocità è sintetizzabile in tre fasi principali (Fig. 7.14):

- 1) analisi dei dati di velocità e scelta dei livelli chiave;
- 2) interpolazione dei parametri;
- 3) modello velocità 3D.

Alla costruzione del modello di velocità segue la conversione in profondità ed il calcolo delle incertezze.

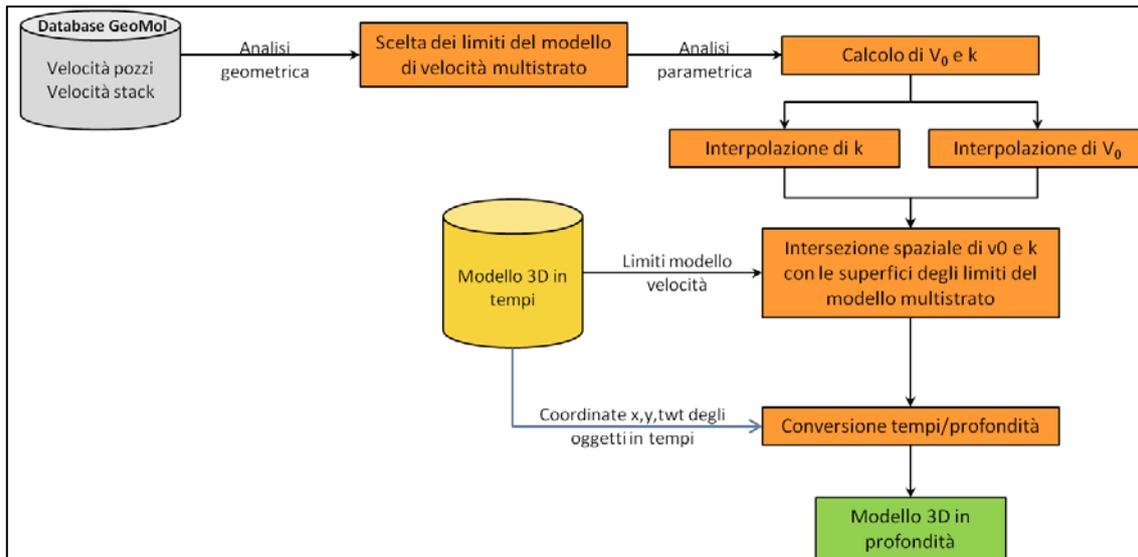


Figura 7.14 - Workflow per la costruzione del modello di velocità istantanee e per la conversione tempi-profondità.

1) Analisi dei dati di velocità e scelta dei livelli chiave

Il database del progetto GeoMol (vedi Capitoli 5 e 6) include il log di velocità di 36 pozzi (Fig. 7.15); di questi 6 hanno il fondo pozzo all'interno della successione silicoclastica plio-pleistocenica, 19 la attraversano e si fermano all'interno dei livelli oligo-miocenici mentre i restanti 11 hanno il fondo pozzo posto all'interno della successione carbonatica mesozoica.

I dati dei 36 pozzi derivano dall'interpretazione dei *sonic log* e sono stati forniti sotto forma di velocità intervallari misurate ad intervalli di circa 50-100 m lungo il pozzo.

A questi dati si aggiungono le velocità stack fornite da ENI S.p.A., elaborate dalla stessa azienda nelle fasi di processing delle linee sismiche; si tratta dei dati di velocità di 479 *shotpoint* che forniscono i valori usati per la migrazione delle linee sismiche fino ad 8.000 ms (twt), con una maggiore densità di dati nei primi 5 secondi. I dati degli *shotpoint* sono stati utilizzati nelle aree meno coperte dai dati di *sonic log* e sono stati trasformati in pozzi fittizi (trasformando il tempo di percorrenza in profondità per ogni velocità intervallare) in modo da avere un dataset omogeneo con i dati di pozzo.

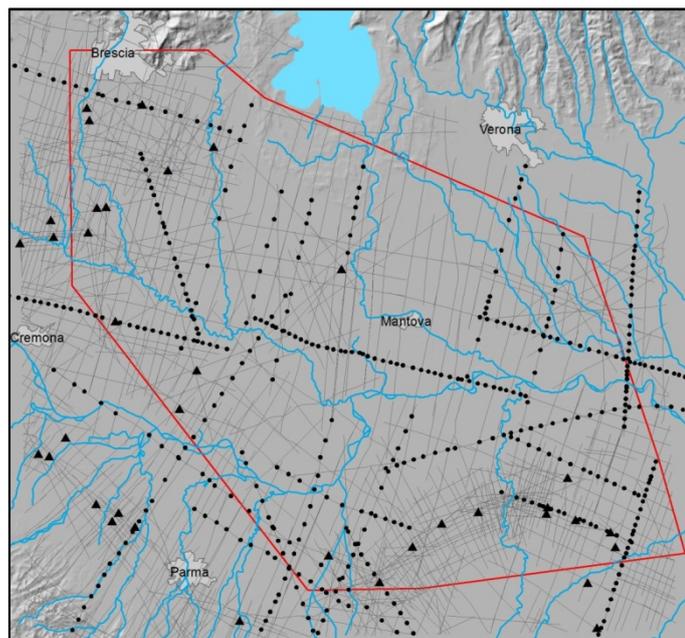


Figura 7.15 - Dati disponibili per il modello di velocità.

*I triangoli rappresentano i pozzi (non per tutti è disponibile il log di velocità).
I punti neri rappresentano gli shotpoint per i quali sono disponibili le velocità stack.*

La scelta dei livelli geologici di riferimento da usare per la costruzione del modello di velocità ha tenuto conto dei seguenti elementi: i) presenza ed interpretazione dell'orizzonte su un areale ampio, preferibilmente sull'intera Area Pilota; ii) spessori abbastanza sviluppati da permettere di avere un numero sufficiente di velocità intervallari per poter eseguire l'analisi statistica del loro andamento.

Gli orizzonti scelti come riferimento sono stati: base QM1, base PL, top SCA; i livelli compresi tra questi orizzonti costituiscono dunque un modello di velocità a 4 strati (Fig. 7.16):

Strato 1: dal livello del mare⁷ alla base di QM1.

Strato 2: da base QM1 a base PL.

Strato 3: da base PL a top SCA.

Strato 4: da top SCA a top TE.

I quattro strati sono stati identificati nei singoli pozzi e per ciascuno è stata eseguita una analisi di regressione lineare. Da questa analisi sono stati ottenuti i valori della velocità iniziale v_0 (velocità di propagazione delle onde sismiche al tetto dello strato) ed il gradiente k che rappresenta l'incremento (o il decremento, nel caso di valori negativi) della velocità all'aumentare della profondità all'interno dello strato.

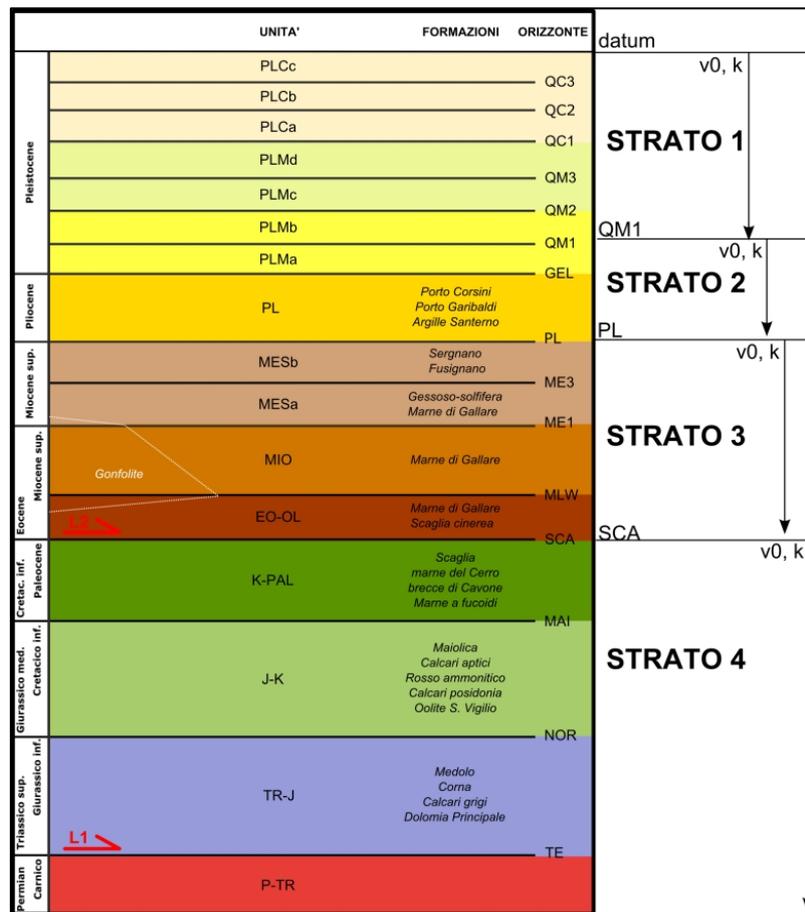


Figura 7.16 - Orizzonti chiave e livelli del modello di velocità multi-strato utilizzato nell'Area Pilota.

2) Interpolazione dei parametri

Una volta ottenuti i parametri di base per ogni pozzo o pozzo fittizio e per i quattro strati di riferimento del modello di velocità (se presenti nel pozzo), sono state costruite le mappe di v_0 e k per ogni strato estese a tutta l'Area Pilota.

⁷ Il livello del mare è stato assunto come riferimento poiché nelle linee sismiche analizzate è usato come datum - 0 ms.

La costruzione delle quattro mappe di v_0 e delle corrispondenti mappe di gradiente k (Fig. 7.17) sono state ottenute dall'interpolazione delle analisi viste in precedenza, gerarchizzate sulla base del loro peso statistico (valore di correlazione lineare, numero di valori da cui sono stati ottenuti i parametri). Sono stati testati diversi algoritmi di interpolazione ottenendo i migliori risultati, in base al numero di dati disponibili, utilizzando lo "Spline with barriers" (che ha permesso di tenere conto delle repentine variazioni di velocità iniziale negli strati coinvolti nelle deformazioni compressive, utilizzando come barriere di interpolazione la traccia, in pianta, dei principali lineamenti tettonici) e l'inverso della distanza (IDW).

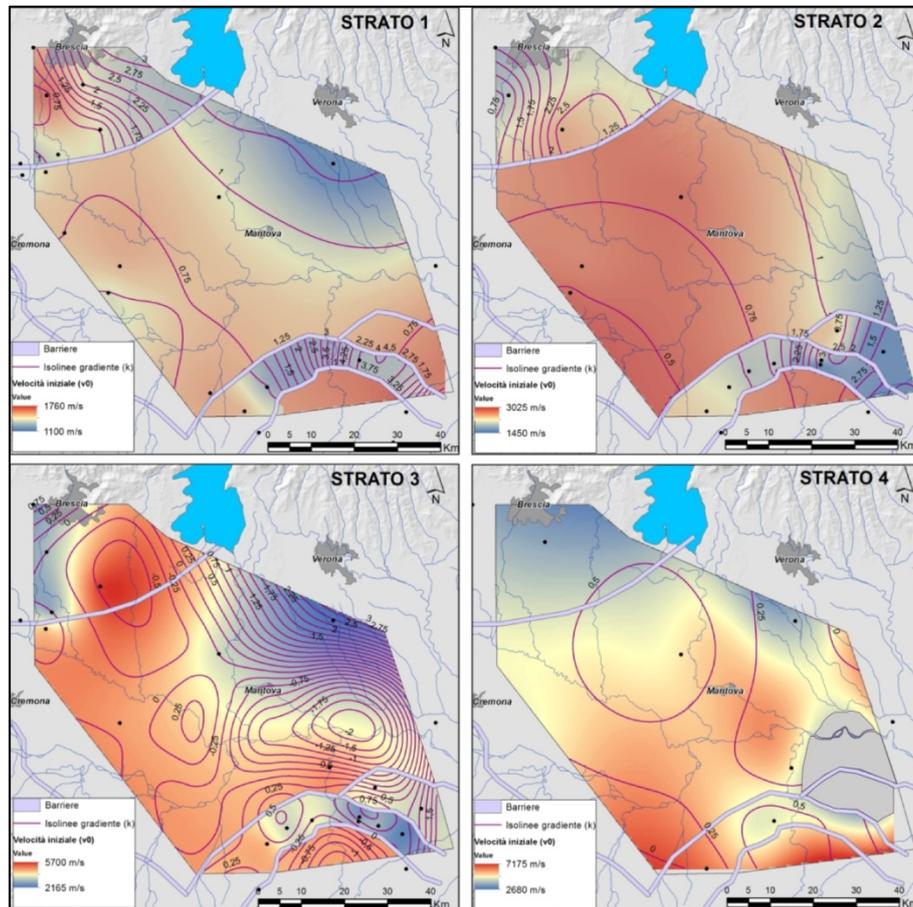


Figura 7.17 - Mappe delle velocità iniziali (v_0) e dei gradienti (k) del modello di velocità istantanee.

3) Modello velocità 3D

Per ottenere il modello di velocità 3D, tutte le superfici che costituiscono gli orizzonti chiave (base QM1, base PL e top SCA) sono state estratte dal modello 3D in tempi e la loro complessità, legata alle discontinuità tettoniche, è stata ridotta al fine di ottenere tre superfici continue. Le tre superfici così ottenute sono state convertite in griglie di punti alla risoluzione di 500x500 metri.

Partendo dalla griglia di punti relativa all'orizzonte più giovane (base QM1) è stato effettuato un overlay spaziale con la mappa delle velocità iniziali e quella dei gradienti per poter ottenere, per ciascun punto della griglia, il valore di z (in profondità) secondo le equazioni viste in precedenza. Tale procedura è stata ripetuta, per step successivi, per le griglie degli orizzonti via via più profondi fino ad ottenere un insieme di punti che descrive sia le caratteristiche geometriche dei tre orizzonti chiave, sia le variazioni di velocità all'interno dei quattro strati del modello, attraverso gli attributi di ciascun punto: x , y , twt , v_0 , k , z (griglie del modello di velocità).

7.2.2 Conversione tempi profondità

La conversione in profondità dell'intero modello 3D in tempi è stata effettuata attraverso un algoritmo logico di intersezione tra i parametri delle griglie del modello di velocità e la posizione delle singole superfici costituenti il modello in tempi.

La procedura ha previsto tre passaggi principali:

- i) preparazione dati di input;
- ii) intersezione logica con il modello di velocità;
- iii) estrazione degli output.

I dati di input vengono inseriti nel modello di velocità sotto forma di tabelle aventi come campi: Nome superficie origine, X, Y, twt. Le tabelle di punti così ottenute sono state intersecate, attraverso operatori logici, con le griglie del modello di velocità in modo da determinare univocamente la posizione di ogni punto all'interno del modello multistrato.

La conversione in profondità viene quindi eseguita applicando l'equazione (2) usando i parametri di V_{0n} , k , t_n e Z_{n-1} relativi alla posizione del punto nel modello di velocità.

Questo tipo di approccio permette di convertire velocemente sia gli orizzonti intermedi tra gli strati di riferimento del modello di velocità, sia gli oggetti che attraversano trasversalmente il modello stesso, come le faglie. In questo caso ogni punto del piano di faglia verrà univocamente identificato e convertito in profondità sulla base della posizione all'interno del modello di velocità.

I dati così convertiti presentano le stesse coordinate X e Y delle superfici di partenza, e la coordinata Z trasformata in profondità.

Nel caso specifico dell'Area Pilota italiana, considerando la morfologia pianeggiante dell'intero areale studiato e la variazione delle quote molto limitata, si è deciso di utilizzare come dato di riferimento il livello del mare (0 m) e di traslare successivamente le superfici in profondità di un valore pari all'elevazione media dell'Area Pilota (+ 40 m), tale operazione semplifica la procedura di conversione in profondità e introduce un errore comunque confrontabile con la risoluzione dei dati di partenza (linee sismiche), in considerazione del fatto che le quote topografiche variano da 0 a 100 metri.

La conversione in profondità eseguita con il modello di velocità istantanee produce un risultato finale che rispecchia l'andamento geometrico delle superfici in tre dimensioni ma in cui si possono osservare margini di scostamento lungo la verticale dei pozzi. Per valutare l'incertezza associata alla conversione in profondità è stato eseguito uno studio di sensitività rispetto ai parametri utilizzati nella conversione ed alla differenza nei risultati ottenuti utilizzando solo i parametri dall'analisi dei pozzi o solo i dati delle velocità stack (Maesano & D'Ambrogi, 2015b). La valutazione dell'errore è stata fatta usando come punti di controllo i marker dei pozzi che non presentavano dati di velocità, e che quindi non facevano parte del dataset usato per la costruzione del modello di velocità istantaneo, e secondariamente i dati dei pozzi con dati di velocità. L'analisi delle incertezze ha rappresentato un utile strumento di controllo dei marker di pozzo presenti nella banca dati e dell'interpretazione degli orizzonti nelle linee sismiche, in quanto, la presenza di errori relativi particolarmente alti, può indicare un problema interpretativo o un inserimento erroneo nei campi del database. Complessivamente gli scostamenti risultanti dal confronto tra modello in profondità e marker di pozzo risultano consistenti con un utilizzo a scala regionale del modello geologico 3D ottenuto (Par. 10.3).

I principali limiti della metodologia utilizzata sono legati innanzitutto alla disomogenea distribuzione dei dati di velocità da inserire nel modello, tale limitazione è stata solo parzialmente compensata dall'utilizzo delle velocità stack (che presentano in ogni caso delle limitazioni nella risoluzione dei gradienti per la parte profonda della successione stratigrafica a causa del numero decrescente di dati). Una distribuzione spaziale omogenea dei dati di velocità permette di migliorare l'interpolazione geostatistica dei parametri del modello e, se il numero dei dati è sufficiente, di calcolare un variogramma che permetta un miglior controllo delle incertezze del modello fin dalle prime fasi dell'analisi.

Un altro limite che è stato riscontrato riguarda l'estrapolazione dei valori di gradiente a profondità maggiori del fondo pozzo. In alcuni casi, l'ultima parte della successione attraversata da un sonic log permette di descrivere l'andamento del gradiente nella parte più superficiale di uno strato del modello di velocità, ma non tiene conto delle variazioni che lo stesso può subire nella parte più profonda della successione, non interessata dal sondaggio. L'utilizzo del gradiente applicato all'intero strato può generare delle alterazioni geometriche delle superfici rispetto all'interpretazione in tempi.

Le strutture tettoniche compressive con i maggiori rigetti possono sovrapporre corpi a velocità molto diversa e provocare delle anomalie importanti tra il tetto del il letto della faglia. In questi casi il modello di velocità deve tenere conto della ripetizione tettonica degli orizzonti chiave. Questa procedura non è stata implementata nell'algoritmo principale e necessita di essere eseguita manualmente nelle aree critiche.

7.3 Caratteristiche del modello, risultati geologici e output verso applicazioni tematiche

Il modello geologico 3D dell'area Brescia-Mantova-Mirandola costituisce una base di conoscenza completa della porzione centrale della Pianura Padana, basato su un dataset di sottosuolo consistente e armonizzato.

Una complessiva valutazione della consistenza e della qualità del modello è possibile attraverso l'analisi delle mappe di distribuzione dei dati (ubicazione pozzi e ubicazione linee sismiche) (Fig. 5.1); una valutazione più approfondita è invece possibile attraverso le mappe di densità dei dati del *picking* elaborate per ciascun orizzonte, e riportate in Appendice 2⁸ (Mappe 1-15). Tali mappe sono state ottenute attraverso l'algoritmo *kernel density estimation*⁹ in un raggio di 1.500 m. I massimi valori di densità sono concentrati nelle zone di intersezione delle linee sismiche, e in particolare dove la loro spaziatura tende a diminuire. La porzione centrale dell'Area Pilota presenta generalmente i valori minimi di densità a causa del minor numero di linee e della loro maggiore spaziatura.

Il gran numero di superfici stratigrafiche, 15 di età compresa tra il top del Permiano-Carnico e il Pleistocene medio, e il grande dettaglio nella definizione della geometria delle superfici di faglia hanno contribuito alla descrizione dell'evoluzione geologica dell'area e fornito i necessari dati di input verso applicazioni specifiche, quali la caratterizzazione sismotettonica dell'area e la valutazione del potenziale geotermico, che costituiscono parte integrante dei risultati del Progetto (Capitoli 8 e 9).

Di seguito vengono descritte le principali caratteristiche stratigrafiche e strutturali dell'area, basate sulle osservazioni e le analisi derivate dal modello geologico 3D, presentate attraverso l'ausilio di mappe delle isobate prodotte per ciascun orizzonte, a partire dalle superfici modellate.

La descrizione procede per gruppi di orizzonti, dai più antichi verso i più recenti, e include la descrizione del ruolo dei principali sistemi di faglie. Maggiori dettagli sulle singole superfici e sulle unità geologiche tra esse comprese sono riportati nelle relative mappe (Mappe 1-15).

Nelle mappe è stata adottata un'unica scala di colori per la rappresentazione della quota, in modo da rendere immediatamente comparabile l'andamento delle singole superfici. Sono mostrate inoltre le aree non modellate e di non occorrenza dell'orizzonte. Le aree marcate come "non modellate" sono quelle per le quali non si disponeva di dati relativi a quello specifico orizzonte o i dati presenti non erano sufficienti a consentirne la modellazione. Le aree contraddistinte come "non occorrenza" sono quelle dove l'orizzonte non è presente in quanto non formatosi e/o eroso.

Al fine di preservare la tridimensionalità delle superfici, nei limiti consentiti da una rappresentazione bidimensionale, si è scelto di rappresentare le faglie, distinte sulla base della loro cinematica prevalente, come la vista in pianta della porzione di piano compresa tra il *tip* superiore della faglia e l'*hangingwall cut off* dell'orizzonte rappresentato (Fig. 7.18). Questo tipo di visualizzazione bidimensionale chiaramente non consente di rappresentare i *footwall cut off*, e inoltre, in aree caratterizzate da una notevole complessità strutturale, la vista in pianta del piano di faglia strutturalmente più "alto" esclude dalla mappatura le porzioni dell'orizzonte e delle eventuali strutture più profonde.

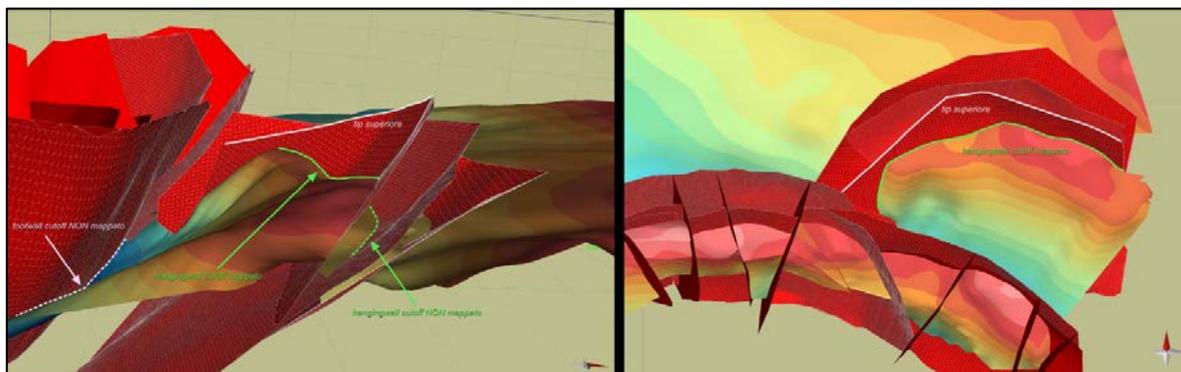


Figura 7.18 - Individuazione nel modello 3D (figura a sinistra) dei *tip* e degli *hangingwall cut off* rappresentabili in mappa (figura a destra).

⁸ Tutte le mappe di Appendice 2 possono essere consultate sul MapViewer di GeoMol all'indirizzo <http://maps.geomol.eu/>

⁹ La *kernel density estimation* (KDE) è un metodo non parametrico che consente di stimare la funzione di densità di probabilità di una variabile casuale.

7.3.1 Descrizione delle unità stratigrafiche e dell'evoluzione del bacino

Triassico-Paleocene

Gli orizzonti più profondi modellati sono quelli relativi alla successione carbonatica mesozoica, compresa tra l'orizzonte TE (Permiano-Carnico) e l'orizzonte SCA (Paleocene) (Mappe 1-4). L'andamento complessivo delle 4 superfici è quello di una monoclinale immergente verso sud-ovest, dissecata da sistemi di faglie dirette con orientazioni prevalenti NO-SE e N-S.

Il top della successione permo-carnica (TE) è l'orizzonte più profondo tra quelli mappati (Mappa 1), si approfondisce da -3.000 m al margine orientale dell'Area Pilota (zona di Bovolone), a -12.000 m nel settore sud-occidentale (tra Bagnolo in Piano e la zona a SO di Solarolo). Nel modello 3D la superficie relativa all'orizzonte TE mostra un salto morfologico, con pendenze accentuate, lungo il margine SO dell'Area Pilota, dove la superficie passa da circa -8.000 m (lungo la direttrice Viadana - Solarolo - Gambara - Manerbio) a -10.500 m in circa 5 Km. Questo salto morfologico è controllato da faglie dirette appartenenti al sistema di Gambara (Fig. 7.8) (nella terminazione settentrionale dell'Area Pilota), con orientazione da NNE-SSO a N-S, e al sistema di Piadena, con orientazione NO-SE. L'andamento della monoclinale, complessivamente regolare, lungo la superficie relativa all'orizzonte TE, è interrotto da un alto relativo ad andamento circa N-S, anch'esso controllato da sistemi di faglie normali, riconoscibile nel settore centrale nei pressi del pozzo Rodigo 1 (O di Mantova) dove la successione carbonatica mesozoica risulta condensata, con uno spessore totale tra top Calcari grigi e top Scaglia poco superiore a 100 metri (Fig. 7.19).

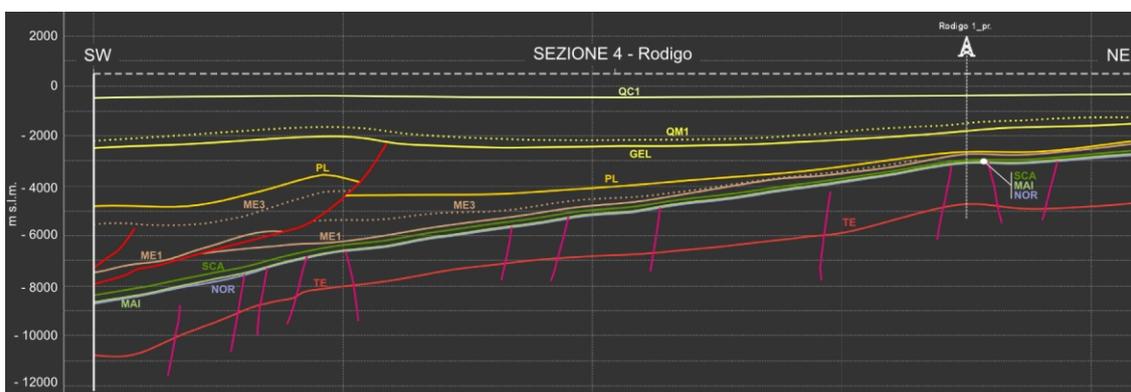


Figura 7.19 - Sezione geologica estratta dal modello 3D.

L'andamento dell'orizzonte TE viene mantenuto dagli orizzonti più recenti (Mappe 2-4): top Calcari Grigi (NOR), top Maiolica (MAI) e top Scaglia (SCA), ma diventa via via più regolare; le superfici sono interessate da rigetti delle faglie normali progressivamente decrescenti, fino ad annullarsi. Indicazioni sull'attività delle faglie normali possono essere ricavate dalla Mappa degli elementi strutturali (Mappa 16) che fornisce, per ciascuna faglia, l'età dell'orizzonte fagliato più giovane.

La fascia a pendenze elevate, ben distinguibile nell'orizzonte TE, e il suo raccordo con la porzione orientale dell'area di studio, rappresenta la zona di scarpata-transizione al bacino che separa la piattaforma di Trento dal bacino Lombardo, tale fascia tende a perdere di risalto morfologico negli orizzonti più recenti per effetto del colmamento.

Gli orizzonti NOR, MAI, SCA sono interessati anche dalle strutture compressive dei fronti esterni delle due catene, il Sudalpino e l'Appennino Settentrionale.

Le strutture compressive che interessano la successione carbonatica mesozoica sono state classificate, all'interno del modello tridimensionale, con la sigla L1 per distinguerle dalle strutture compressive che si enucleano in un livello di scollamento localizzato all'interno della successione oligo-miocenica (L2). Dal punto di vista geometrico e strutturale, le strutture compressive classificate come L1 presentano alcune differenze nelle due catene: in particolare, le strutture L1 sudalpine coinvolgono l'intera successione carbonatica (Appendice 2, Sezione A-A') e dislocano il top della successione permo-carnica (TE), come evidenziato dai *thrust* Malpaga, Sirmione e Solferino nella parte settentrionale dell'Area Pilota (Mappa 1 e Fig. 7.10), mostrando geometrie riferibili ad una tettonica *thick-skinned*. Viceversa, le strutture L1 del fronte esterno dell'Appennino Settentrionale sono caratterizzate, almeno nei settori che ricadono all'interno dell'Area Pilota, dalla presenza di un livello di scollamento al top della successione permo-carnica (tettonica di tipo *thin-skinned*). Tali strutture dislocano in modo significativo gli orizzonti NOR, MAI e SCA (Mappa 2-4).

Oligocene-Miocene

La successione oligo-miocenica è caratterizzata da depositi silicoclastici che hanno registrato gli eventi tettonici connessi alla strutturazione della catena Sudalpina, prima, e dell'Appennino Settentrionale, in seguito. Le superfici MLW, ME1 ed ME3 (Mappe 5-7) del modello 3D corrispondono a 3 principali superfici stratigrafiche di discontinuità (*unconformity*) riconosciute all'interno di questa successione.

La *unconformity* MLW (Mappa 5) è stata riconosciuta all'interno del Gruppo della Gonfolite Lombarda (Fig. 7.20), il deposito di avanfossa della catena Sudalpina; essa è stata riconosciuta e mappata solo nella parte nord-occidentale dell'Area Pilota, dove l'avanfossa presentava la sua terminazione orientale. La superficie MLW è dislocata dalle strutture compressive dei fronti esterni della catena Sudalpina, scollati al di sopra dell'orizzonte SCA (tipo L2). Gli spessori maggiori della Gonfolite Lombarda sono registrati, nell'Area Pilota, lungo una direttrice E-O tra i *thrust* di Bagnolo Mella e Ghedi, a sud, e i *backthrust* di Capriano del Colle e Castenedolo, a nord (area tra Bagnolo Mella e Ghedi in Appendice 2: Mappa 5, Sezione A-A'; Fig. 7.11). La *unconformity* è riconoscibile anche nelle Marne di Gallare (Fig. 7.20), che rappresentano le facies più distali, interessate anch'esse dalle strutture compressive più esterne della catena Sudalpina.

Le *unconformity* denominate ME1 e ME3 (Mappe 6-7) nell'ambito del Progetto GeoMol, sono state riconosciute in precedenza da Ghielmi et al. (2013) come *Latest Tortonian* (EM) e *Intra-Messinian unconformity* (LM), rispettivamente; si tratta delle *unconformity* che hanno registrato le ultime fasi tettoniche importanti nella strutturazione del fronte sudalpino e le prime fasi compressive nord-appenniniche nel settore studiato (Mappe 6-7).

All'interno della successione messiniana (tra le superfici ME3 e PL) sono state riconosciute in pozzo, e mappate nel modello tridimensionale, le facies continentali delle Ghiaie del Sergnano (Fig. 7.20), localizzate al tetto dei sistemi a *thrust* sudalpini. La mappatura di queste facies ghiaiose della parte alta del Messiniano è stata seguita con particolare attenzione per la caratterizzazione dei geopotenziali; tali depositi grossolani infatti sono noti come *reservoir* di giacimenti a gas, sigillati dalle sovrastanti argille plioceniche, e sono stati oggetto, nell'ambito del Progetto GeoMol, di una specifica elaborazione per la stima del potenziale geotermico (Cap. 8).

	NOME UNITA'	NOME ORIZZONTE
Miocene superiore	MESb Sergnano Fusignano	ME3
	MESa Gessoso-solfifera Marna di Gallare	ME1
Miocene superiore	Gonfolite MIO Marna di Gallare	MLW
	EO-OL Marna di Gallare Scaglia cinerea	SCA
Eocene		
Paleocene		
Cretacico inferiore	K-PAL Scaglia marna del Cerro breccie di Cavone Marna a fuocoidi	

Figura 7.20 - Dettaglio sulla porzione Oligo-Miocenica dello schema stratigrafico (Fig. 2.2).

Pliocene-Pleistocene

L'orizzonte PL (Mappa 8) corrisponde alla *unconformity intra-Zanclean* (EP) di Ghielmi et al. (2013). La superficie è correlabile con la base del Pliocene mappata nel Modello Strutturale d'Italia (Bigi et al., 1990), rispetto alla quale si scosta talora anche sensibilmente. Le maggiori differenze (ordine dei 2.000 metri) si riconoscono all'*hangingwall* del sistema a *thrust* dell'arco ferrarese, dove il modello di velocità utilizzato nel Progetto GeoMol ha restituito l'*unconformity* zancleana a una quota minima di - 5.000 m, contro i -7.000 m nello stesso settore riportati in precedenza dal Modello Strutturale; tale differenza non è irrilevante, in quanto incide nella ricostruzione delle geometrie delle strutture a pieghe dell'arco ferrarese. In generale, le differenze nella posizione della base del Pliocene si riscontrano in aree dove il modello 3D del Progetto GeoMol ha potuto beneficiare di dati acquisiti in tempi successivi alla pubblicazione del Modello Strutturale.

All'interno della successione pliocenica, analogamente a quanto fatto per la mappatura delle Ghiaie del Sergnano, sono stati distinti due principali volumi di materiale sabbioso-arenaceo, che sono stati correlati attraverso l'analisi dei dati disponibili nel database dei pozzi profondi (Cap 5.2.1) e delle facies sismiche. Tali corpi geologici, denominati CGP1 e CGP2, sono lobi sabbiosi torbiditici, rispettivamente di provenienza assiale e sudalpina, all'interno di una successione prevalentemente

pelitica. La mappatura delle facies sabbioso-arenacee è stata utilizzata per la stima del potenziale geotermico (Cap. 8).

L'orizzonte GEL (Mappa 9) corrisponde alla *unconformity intra-Gelasian* (LP) riconosciuta da Ghielmi et al. (2013). Tale *unconformity* è particolarmente evidente nell'area dell'arco ferrarese ed è riferibile alle principali fasi di strutturazione dei fronti nord-appenninici esterni. In particolare la successione gelasiana risulta essere prevalentemente erosa lungo l'asse principale dell'arco ferrarese ed è contraddistinta, lungo i fianchi delle pieghe, dall'apertura di corpi deposizionali sin-tettonici.

Pleistocene

All'interno della successione pleistocenica si riconoscono altre 6 *unconformity* principali, oltre all'*unconformity* intra-gelasiana (GEL), riferibili sia all'attività tettonica dei fronti esterni dell'Appennino Settentrionale, sia a processi deposizionali e alla loro interazione con i cicli climatici durante il riempimento del bacino padano. Anche all'interno di questa successione sono stati mappati, e caratterizzati dal punto di vista geotermico (Cap. 8), corpi sabbioso-arenacei confinati all'interno di depositi prevalentemente argillosi.

Gli orizzonti da QM1 a QC3 (Mappe 10-15) corrispondono con alcune delle *unconformity* individuate da Ghielmi et al. (2013), ma presentano una più fitta scansione temporale per la parte alta della successione pleistocenica, la cui suddivisione segue quelle proposte in Regione Emilia Romana & ENI (1998) e Regione Lombardia & ENI Divisione AGIP (2002). Le età attribuite alle *unconformity*, anche tenendo conto della loro diacronicità lungo il fronte nord-appenninico, con età progressivamente più giovani da ovest verso est, sono basate su modelli stratigrafici e vincoli cronologici proposti, per quest'area, nei lavori di Muttoni et al. (2003), Garzanti et al. (2011), Scardia et al. (2012), Gunderson et al. (2014), supportati da analisi biostratigrafiche, magnetostratigrafiche, luminescenza ottica stimolata e valutazione del seppellimento sulla base della datazione dei radionuclidi cosmogenici.

Uno schema di sintesi, con le correlazioni ai *Marine Isotope Stage* (MIS), è stato proposto in Maesano & D'Ambrogi (2015a) ed è riportato in Figura 7.21.

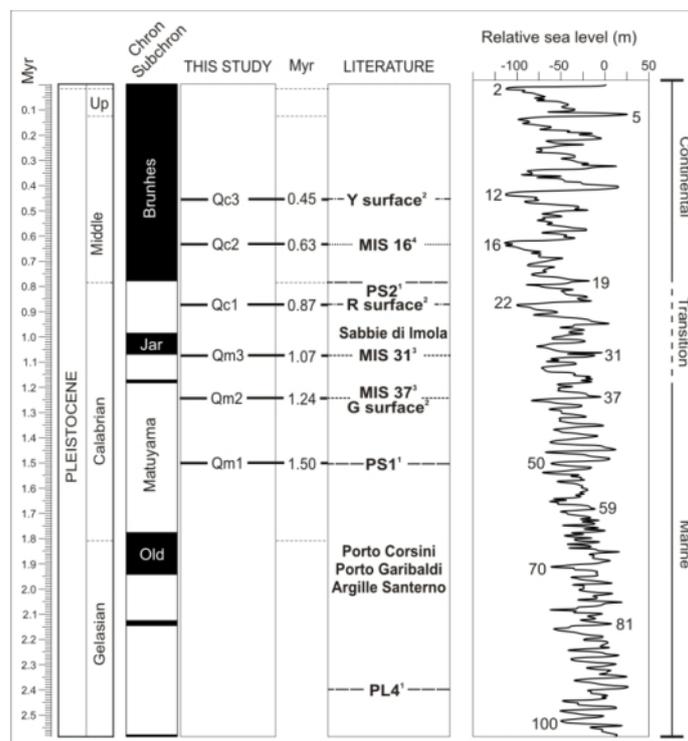


Figura 7.21 - Schema di sintesi dei dati cronostatigrafici relativi alle *unconformity* pleistoceniche (da Maesano & D'Ambrogi, 2015a).

Per poter descrivere meglio l'evoluzione del bacino durante il Pleistocene, le superfici del modello tridimensionale, da QM1 a QC3, sono state oggetto di un *workflow* di retrodeformazione che ha consentito di ottenere un'immagine più realistica dell'andamento topografico delle superfici stesse (Fig. 7.22A) attraverso l'eliminazione progressiva degli effetti prodotti nel tempo dalla compattazione differenziale dei sedimenti e dalle deformazioni tettoniche (Maesano & D'Ambrogi, 2015a). Le superfici così ottenute sono state utilizzate per l'analisi della distribuzione dello spessore dei sedimenti

(Fig. 7.22B) nei diversi intervalli di tempo, supportando una ricostruzione dell'evoluzione del riempimento della porzione di bacino padano studiato durante il Pleistocene. Si rimanda al lavoro per ulteriori approfondimenti sul metodo di retrodeformazione e sui risultati raggiunti.

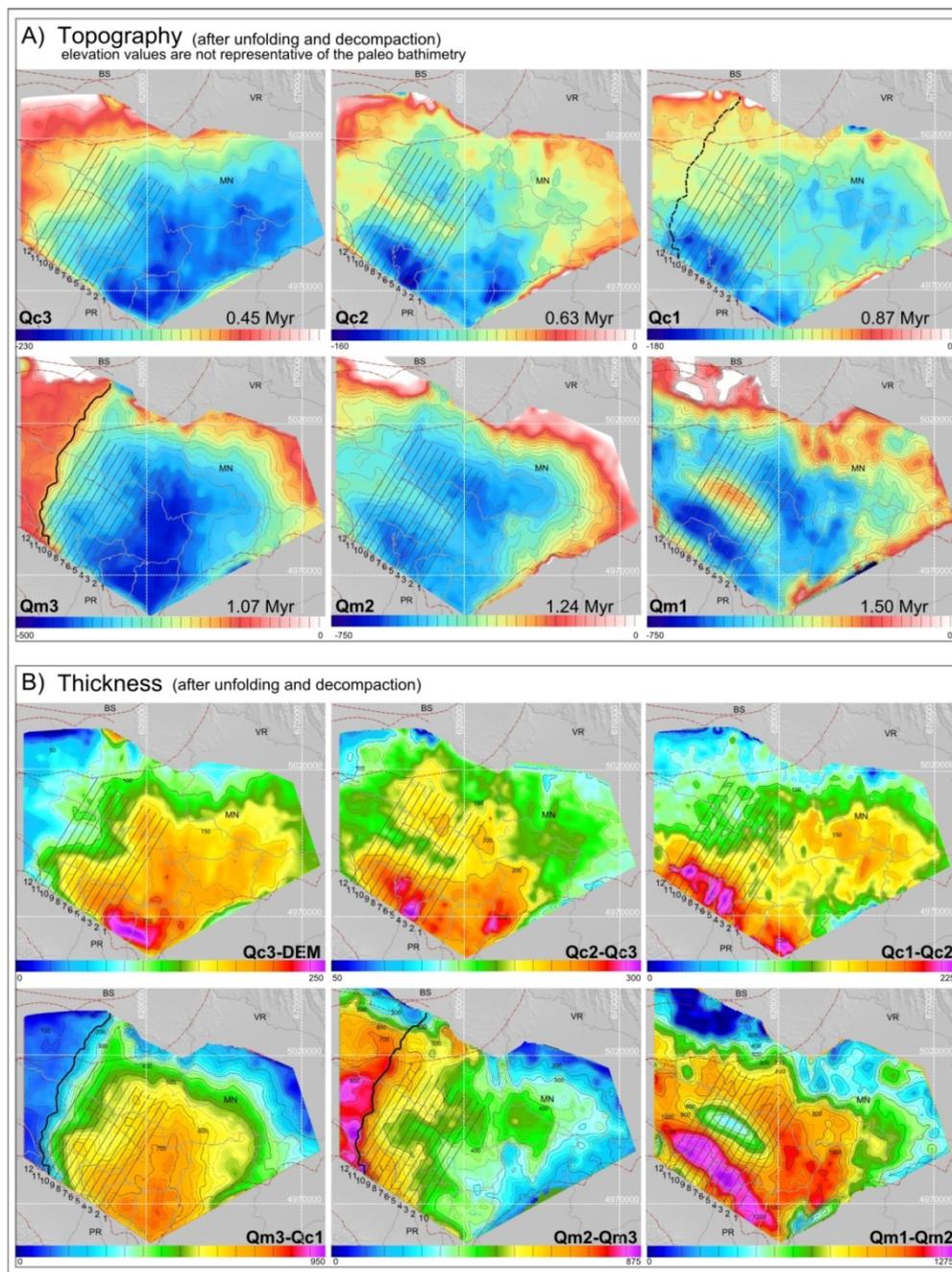


Figura 7.22 - Mappe della paleotopografia del bacino durante il Pleistocene (A) e degli spessori delle unità pleistoceniche (B) (da Maesano & D'Ambrogi, 2015a).

Le tre *unconformity* più profonde (QM1, QM2, QM3) sono riconosciute all'interno di successioni di ambiente da marino a transizionale. Gli orizzonti QM1 e QM2 sono interpretabili come superfici di discontinuità legate a eustatismo e a variazioni climatiche e sono correlabili con la *unconformity* PS1 di Ghielmi et al. (2010) e con il MIS 37 (Muttoni et al., 2003). Entrambe le superfici sono caratterizzate da geometrie di *on-lap* nei settori marginali del bacino e dalle relative superfici di continuità nelle porzioni distali. La *unconformity* QM1 è caratterizzata da un elemento morfologico molto evidente e delimitato, lungo il bordo occidentale dell'area studiata: l'anticlinale di Piadena, connessa all'attività del *thrust* NA-L2_Solarolo (Fig. 7.11, Fig. 7.22A).

La superficie QM3 segna un'importante fase di differenziazione all'interno del bacino. La porzione occidentale dell'area studiata (zona Manerbio-Ghedi) rappresenta un alto topografico relativo, caratterizzato da un basso gradiente e separato dal settore orientale attraverso una scarpata (Fig. 7.22A). Tale scarpata è stata interpretata (Maesano & D'Ambrogi, 2015a) come la posizione del margine della piattaforma continentale durante la formazione della *unconformity* QM3 (1.07 Ma). La porzione occidentale coincide con la zona di avanzamento dei fronti deltizi, mentre il settore orientale continua ad essere oggetto di sedimentazione in ambiente bacinale. Questa ricostruzione paleogeografica è in accordo con la posizione della paleolina di costa proposta in Garzanti et al. (2011) (Fig. 7.23).

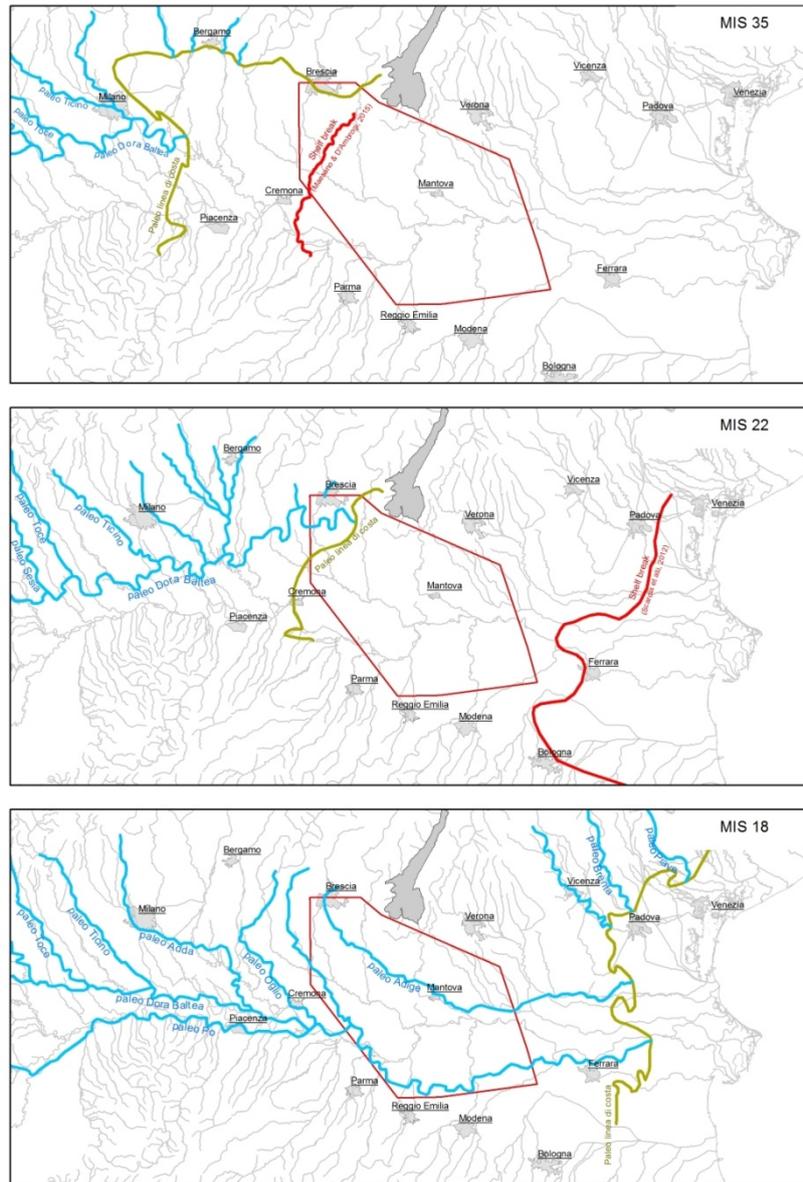


Figura 7.23 - Posizione del reticolo idrografico e della linea di costa (linea verde) durante il Pleistocene (da Garzanti et al., 2011). La linea rossa rappresenta la posizione dello shelf break da Maesano & D'Ambrogi (2015a)- MIS 35 e Scardia et al. (2012) – MIS 22.

I processi aggradazione e progradazione sulla *unconformity* QM3 hanno successivamente prodotto il graduale riempimento di questa porzione del bacino padano; riempimento che può essere considerato completo al tempo della *unconformity* QC1.

La superficie QC1 può essere correlata con la *unconformity* PS2 di Ghielmi et al. (2010) e con la superficie "R" (Regione Lombardia & ENI Divisione AGIP, 2002; Muttoni et al., 2003). Questa superficie marca, in un ampio settore del bacino padano, la transizione da una sedimentazione marina a una continentale. Nelle interpretazioni proposte (Scardia et al., 2012; Maesano & D'Ambrogi, 2015a) il settore studiato, al tempo della superficie QC1, doveva rappresentare una piattaforma

continentale. La ricostruzione della posizione della linea di costa (Fig. 7.23) proposta da Garzanti et al. (2011) confermerebbe che solo la porzione più occidentale dell'area di studio costituiva un ambiente costiero e/o continentale. Al tempo della *unconformity* QC1 la posizione del margine della piattaforma continentale doveva trovarsi, in accordo con Scardia et al. (2012), ad est della città di Ferrara (Fig. 7.23).

Le tre *unconformity* più recenti (QC1, QC2, QC3) si sono formate all'interno di un ambiente, da transizionale a continentale, con morfologie a gradiente topografico basso, generalmente controllate dalle paleolinee di drenaggio. La *unconformity* QC1 è rappresentata, nelle linee sismiche, da un riflettore *top-lap* interpretato come la transizione da depositi di mare basso a continentali. Le *unconformity* QC2 e QC3 sono maggiormente evidenti lungo i margini del bacino, in particolare nella parte esterna dell'arco ferrarese dove hanno registrato le fasi tettoniche più recenti dell'evoluzione del sistema a pieghe e *thrust*.

7.3.2 Caratterizzazione degli elementi strutturali

La Mappa 16 mostra una visione d'insieme delle strutture tettoniche (pieghe anticlinali e faglie) presenti nel modello 3D.

Vista la morfologia pianeggiante dell'area di studio e la presenza di spessi depositi alluvionali del Pleistocene superiore e dell'Olocene, le strutture tettoniche risultano generalmente sepolte e, salvo rare eccezioni (rilievi collinari di Capriano del Colle e Castenedolo), non presentano evidenze in superficie.

L'assenza di evidenze di superficie per molti degli elementi strutturali riconosciuti nel modello 3D non è direttamente collegata al loro stato di attività, come dimostra la sismicità presente nell'area. Lo studio della geometria delle strutture tettoniche modellate e la loro caratterizzazione hanno fornito parte dei dati di input necessari per l'analisi sismotettonica che verrà descritta in dettaglio nel Capitolo 9.

Vengono qui di seguito descritte le caratteristiche principali dei sistemi di faglie modellati nell'Area Pilota e delle pieghe anticlinali, legate all'attività dei *thrust*.

Faglie

Le faglie, sia dirette che inverse, sono state riportate nella Mappa 16 indicando la traccia del loro tip superiore. Le faglie sono state classificate sulla base dell'orizzonte più giovane dislocato dalla faglia. I piani di faglia hanno una geometria tridimensionale e approssimandosi alle chiusure laterali tendono a ridurre il loro rigetto. Ne consegue che l'orizzonte più giovane dislocato dalla faglia si collocherà nell'area dove è massimo il rigetto della stessa per poi interessare orizzonti via via più antichi al diminuire del rigetto.

Strutture dirette

Le faglie dirette sono state mappate in prevalenza all'interno della successione carbonatica mesozoica e, tranne poche eccezioni, sono sature dai depositi tardo cretacico-eocenici della Scaglia (SCA); esse registrano i massimi rigetti in corrispondenza dell'orizzonte TE, e via via decrescenti verso la parte alta della successione carbonatica. Qualche locale evidenza di dislocazione dell'orizzonte SCA è stata evidenziata nel sistema di faglie di Nogara, nella parte orientale dell'Area Pilota (Nogara-Syst in Fig. 7.8).

Le strutture normali (Fig. 7.8) hanno un trend prevalente NO-SE all'interno dell'area con immersione prevalente verso i quadranti meridionali e presentano inclinazioni prevalenti comprese tra i 70° ed i 90° (vedi plot Distribuzione delle orientazioni delle faglie in Mappa 16).

Alle strutture principali (per lunghezza e rigetto) di ogni sistema di faglie sono associate strutture secondarie, sintetiche ed antitetiche, a delimitare *horst* e *graben*. Nel complesso i sistemi di faglie dirette risultano tiltati verso SO, in modo solidale con la monoclinale di avampaese, a causa delle deformazioni successive connesse all'attivazione delle strutture compressive.

Le strutture dirette si collocano a profondità crescenti spostandosi dal margine NE a quello SO dell'Area Pilota, raggiungendo le profondità massime nell'area di Solarolo-Piadena, questo dato implica un maggior carico verticale (stress verticale) sulle strutture più profonde e influisce sul campo di sforzi attuale al quale esse sono sottoposte (maggiori approfondimenti nel Capitolo 9).

Strutture thrust L1

Le strutture compressive indicate con la sigla L1 (Fig. 7.10) comprendono i sistemi a *thrust* con livello di scollamento collocato al tetto dell'orizzonte TE o più profondo.

Questi *thrust* coinvolgono nella deformazione la successione carbonatica e sono presenti sia nella catena Sudalpina (SA) sia nell'Appennino Settentrionale (NA), ma con importanti differenze geometriche e nella posizione del tip. La loro orientazione è variabile con prevalenza delle direzioni comprese tra N60° e N120° (vedi plot Distribuzione delle orientazioni delle faglie in Mappa 16). L'inclinazione dei piani è prevalentemente compresa tra 30° e 50°.

I *thrust* SA-L1 sono caratterizzati da una tettonica di tipo *thick skinned*, evidenziata dal coinvolgimento nella deformazione dell'orizzonte TE (*thrust* Malpaga, Sirmione e Solferino in Fig. 7.10). I piani di faglia non si propagano all'interno della successione oligo-miocenica, restando confinati al di sotto del livello di scollamento L2, dove sembra trasferirsi la deformazione ad essi connessa.

I *thrust* NA-L1 costituiscono la parte occidentale dell'arco ferrarese, il loro livello di scollamento principale si colloca al tetto dell'orizzonte TE, che generalmente non è coinvolto nella deformazione compressiva, sono quindi caratterizzati da una tettonica di tipo *thin skinned*. La geometria di queste strutture (angolo di dip) ed il loro rigetto hanno portato ad una sovrapposizione delle unità carbonatiche mesozoiche, all'*hangingwall*, sulle successioni marnose oligo-mioceniche (esempio pozzo Concordia), al *footwall*. L'analisi delle linee sismiche e, successivamente, del modello 3D, permette di assegnare l'età di inizio dell'attività di queste strutture al Gelasiano. La posizione del loro tip superiore è tra l'orizzonte PL e l'orizzonte QM1. Le incertezze sull'età dell'orizzonte più giovane dislocato sono prevalentemente legate all'erosione degli orizzonti plio-pleistocenici al tetto del sistema a *thrust*.

Ai *thrust* NA-L1 sono spesso associati *backthrust*, che a loro volta coinvolgono la successione carbonatica. Le strutture dell'arco ferrarese presentano una segmentazione laterale imputabile alla presenza di zone di svincolo sub verticali. La presenza di tali strutture, difficilmente riconoscibili nelle linee sismiche, è stata ipotizzata sulla base dei marker di pozzo e delle anomalie geometriche dei piani di *thrust* principali.

È possibile ipotizzare che, almeno una parte di questi lineamenti trasversali, possa essere dato da discontinuità pre-esistenti nella successione mesozoica, correlate alle strutture dirette descritte in precedenza, e successivamente coinvolte nella tettonica a *thrust* e rimobilizzate.

Strutture *thrust* L2

Le strutture compressive indicate con la sigla L2 (Fig. 7.11) sono rappresentate da *thrust* con livello di scollamento entro la successione oligo-miocenica. L'analisi della distribuzione delle orientazioni restituisce per questi sistemi direzioni prevalenti comprese tra N90° e N150° e inclinazioni comprese tra 10° e 40° (vedi plot Distribuzione delle orientazioni delle faglie in Mappa 16).

I *thrust* Sudalpini con livello di scollamento L2 (SA-L2) sono scollati al top della Scaglia e coinvolgono i depositi di avanfossa del Gruppo della Gonfolite Lombarda. La loro orientazione prevalente varia da N80° a N140°, e presentano generalmente angoli di dip compresi tra 10° e 30°. I *thrust* SA-L2 vergenti a sud controllano la morfologia dei depocentri miocenici (*thrust top basin*, vedi sez. A-A', Appendice 2) la cui continuità è limitata da rampe laterali ad orientazione NNE-SSO. La deformazione associata a questi elementi strutturali viene riconosciuta fino all'orizzonte PL. I *backthrust* associati a queste strutture (Capriano del Colle e Castenedolo) presentano evidenze di attività durante tutto il Pliocene ed il Pleistocene evidenziate da un sistema di pieghe, descritto di seguito.

I *thrust* dell'Appennino Settentrionale (NA-L2) sono scollati all'interno del Gruppo delle Marne di Gallare e della successione messiniana. L'orientazione delle strutture NA-L2 varia da N100° a N135° con dip variabili tra 10° e 40°. La principale struttura appartenente ai *thrust* NA-L2 è il *thrust* di Solarolo (NA-L2_Solarolo, Fig. 7.11) che presenta una rampa orientata NO-SE con inclinazione di 40° e un *flat* sub-orizzontale che la riconnette, probabilmente, ai fronti esterni dell'arco emiliano compreso tra Parma e Fidenza (fuori dall'Area Pilota). La struttura di Solarolo presenta le prime evidenze di attività durante il Pliocene e il suo tip superiore disloca l'orizzonte GEL e si ferma all'interno della successione pleistocenica; le evidenze di attività di tale struttura proseguono durante il Pleistocene inferiore e medio come evidenziato da Maesano & D'Ambrogi (2015a) sulla base dell'analisi dell'anticlinale associata (vedi paragrafo successivo). All'*hangingwall* della struttura di Solarolo viene riconosciuta una rampa minore (posta a SO) che si raccorda al medesimo livello di scollamento con deformazioni meno evidenti e limitate alla successione pliocenica. Una situazione analoga è stata riconosciuta al passaggio tra l'arco emiliano e l'arco ferrarese (struttura di Castelnuovo). Nell'arco ferrarese i *thrust* NA-L2 sono rappresentati da splay del sistema a *thrust* appenninico (NA-L1) e sono localizzati lungo le strutture di Cavone e Poggio Rusco.

Pieghe

La mappatura degli assi delle anticlinali riveste un ruolo di importanza primaria per discriminare la presenza di strutture attive nell'area, infatti le pieghe più superficiali possono registrare le deformazioni connesse ai *thrust* a cui sono associate anche quando il tipo di tali strutture si colloca a profondità maggiori (*fault-propagation folds*).

La traccia degli assi delle anticlinali presenti nel modello è stata mappata basandosi sulla geometria dell'orizzonte più antico piegato, laddove la geometria della piega risulta più chiaramente identificabile. Spostandosi verso livelli stratigrafici più recenti la definizione geometrica della piega tende a ridursi, pur restando chiara la sua presenza; l'orizzonte stratigrafico più recente in cui la geometria della piega è ancora riconoscibile è stato utilizzato come riferimento per la classificazione ai fini della valutazione dello stato di attività della piega stessa e del *thrust* ad essa associato e la sigla di tale orizzonte è stata riportata nella Mappa 16.

In alcuni casi l'assegnazione dell'orizzonte più giovane in cui viene riconosciuto il piegamento risente dei limiti nella continuità di alcune superfici del modello. Ad esempio, l'anticlinale associata al *thrust* SA-L1_Sirmione viene riconosciuta fino all'orizzonte SCA a causa della mancanza di dati sugli orizzonti sovrastanti; in altri casi, come lungo l'asse del fronte appenninico, l'erosione o la non deposizione degli orizzonti più recenti impedisce di valutarne l'eventuale piegamento, in tal caso l'attribuzione cronologica va considerata come una valutazione per difetto.

Le pieghe mappate lungo il fronte del Sudalpino presentano orientazioni prevalenti degli assi ONO-ESE e circa NE-SO, queste ultime vengono generalmente riconosciute lungo le terminazioni laterali dei *thrust*.

L'orizzonte più recente che presenta chiare evidenze di piegamento nell'area sudalpina è la base del Pliocene (PL), con l'importante eccezione delle pieghe associate alle strutture compressive di Capriano del Colle e Castenedolo (Mappa 16 e Fig. 7.11), a sud di Brescia, dove il modello 3D mostra evidenze di piegamento almeno fino all'orizzonte QM1. Tali pieghe sono anche le uniche associate ad una evidenza di deformazione superficiale nota in letteratura (Desio 1965, Livio et al., 2009a, 2009b).

La geometria delle strutture a pieghe dell'Appennino Settentrionale è ben mappata utilizzando l'orizzonte PL, lungo il quale è possibile seguire con continuità il loro andamento. Le anticlinali risultano evidenti su tutti gli orizzonti sovrastanti, laddove presenti, ed in particolare fino all'orizzonte QC1.

L'anticlinale più esterna legata alla catena appenninica è quella di Seniga (a sud della località Manerbio) (*thrust* NA-L2_Seniga in Fig. 7.11), riconosciuta nella sua terminazione orientale e ubicata in prossimità dei fronti più esterni della catena Sudalpina. Lungo il margine sud-occidentale dell'Area Pilota è stata riconosciuta un'anticlinale lunga circa 30 km con orientazione NO-SE lungo la direttrice Piadena – Viadana. L'evoluzione di questa piega, del *thrust* che la controlla (NA-L2_Solarolo in Fig. 7.11) e i tassi di sollevamento associati sono stati oggetti di uno studio di dettaglio (Maesano & D'Ambrogi, 2015a) che ha misurato la graduale diminuzione dell'attività della struttura durante il Pleistocene e ha ipotizzato una residua attività durante il Pleistocene medio e superiore (orizzonti QC2 e QC3) pur se al limite della risoluzione del modello geologico e della metodologia usata.

Le anticlinali dell'arco ferrarese, nell'area da compresa tra Bagnolo in Piano e Concordia sulla Secchia, Mirandola e, più a nord, Poggio Rusco, rappresentano la parte più sviluppata e con la maggiore evidenza morfologica del fronte sepolto della catena appenninica. Gli assi di piegamento di queste strutture hanno orientazioni variabili da NE-SO nella parte occidentale ad E-O e NO-SE nella parte centrale ed orientale rispettivamente e sono riconoscibili almeno fino all'orizzonte QC1.

Le strutture presenti nell'area di Poggio Rusco rappresentano la chiusura verso ovest delle pieghe ferraresi orientali.

8. IL MODELLO DELLE TEMPERATURE SOTTERRANEE

In questo capitolo vengono presentati i risultati riguardanti il modello delle temperature nel sottosuolo dell' Area Pilota italiana.

Il principale obiettivo di questo studio è stata la creazione di un modello delle temperature selezionando, analizzando e validando i dati di temperatura presenti nei profili di pozzo forniti da ENI S.p.A.; l'extrapolazione di questi dati nello spazio infine è stata fatta basandosi sul modello geologico 3D (Cap. 7).

I principali prodotti derivati dal modello delle temperature sono mappe tematiche con le temperature presenti ai diversi livelli di profondità, mappe delle isoterme e mappe delle temperature relative al *top* delle principali formazioni geologiche; in alcune di queste mappe è stato possibile classificare il potenziale utilizzo della risorsa geotermica.

8.1 Workflow

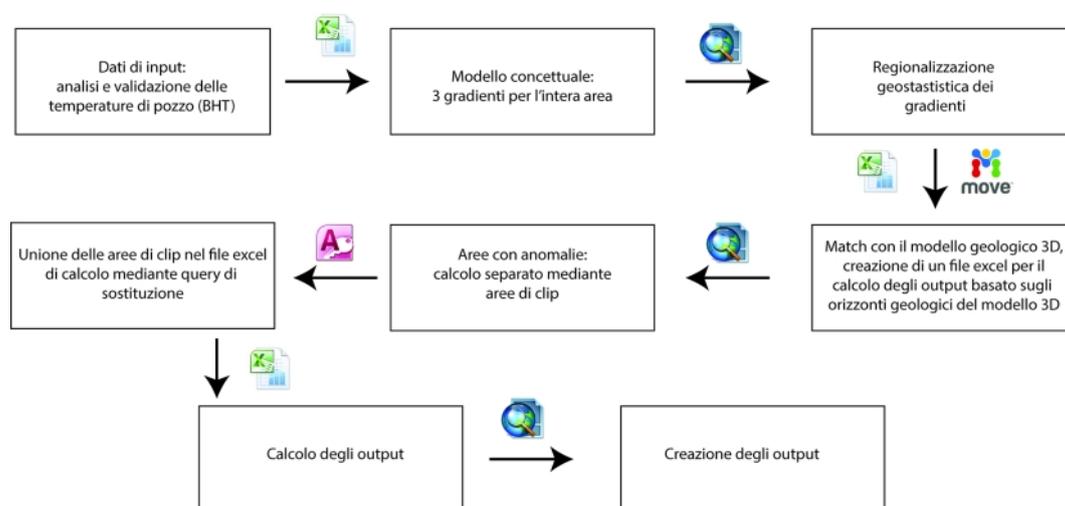


Figura 8.1 - Flusso di lavoro seguito per sviluppare il modello delle temperature sotterranee.

8.1.1 Dati di input

Per l'elaborazione del modello delle temperature sotterranee si è proceduto, in primo luogo, alla raccolta di tutti i dati disponibili di temperature di sottosuolo, provenienti dalle misure di temperatura in pozzo effettuate durante le campagne di esplorazione petrolifera condotte in passato da ENI-AGIP. Le fonti utilizzate sono: AGIP (1977) Temperature sotterranee; Barbier et al. (1998) "Banca Nazionale Dati Geotermici" – CNR; ENI-AGIP profili dei pozzi perforati per la ricerca di idrocarburi. In totale sono stati analizzati 39 pozzi, 35 dei quali utilizzati all'interno del modello di calcolo delle temperature sotterranee (Fig. 8.2).

I dati si riferiscono alle cosiddette BHT (*bottom hole temperature*), cioè misure di temperatura non stabilizzate effettuate in foro. Per risalire alla temperatura della roccia (T_{∞}) nella quale è stata registrata la misura, le BHT devono essere corrette mediante determinati algoritmi, i quali permettono di ricavare la temperatura di formazione della roccia interessata dal sondaggio.

È noto infatti che, durante la perforazione di un pozzo, i fluidi di circolazione utilizzati durante lo scavo influenzano la temperatura in foro, poiché risultano più freddi delle rocce circostanti.

Per effettuare la correzione è dunque necessario possedere dati relativi ai fanghi di circolazione, come il tempo di circolazione del fango, solitamente indicato con t e il tempo intercorso tra lo stop della circolazione e la misura effettuata, indicato come dt .

Uno fra i metodi più conosciuti e utilizzati nel mondo è il "metodo di Horner" (Horner, 1951), inizialmente sviluppato per il calcolo delle pressioni all'interno dei giacimenti. È un metodo grafico, che utilizza i valori di serie temporali dei fanghi di perforazione all'interno del medesimo intervallo per restituire un valore di temperatura stabilizzata. Affinché sia possibile il calcolo, il metodo richiede due o più misure di temperatura alla stessa profondità, stesso valore di tempo di circolazione (t) e diversi valori di tempo di stop (dt).

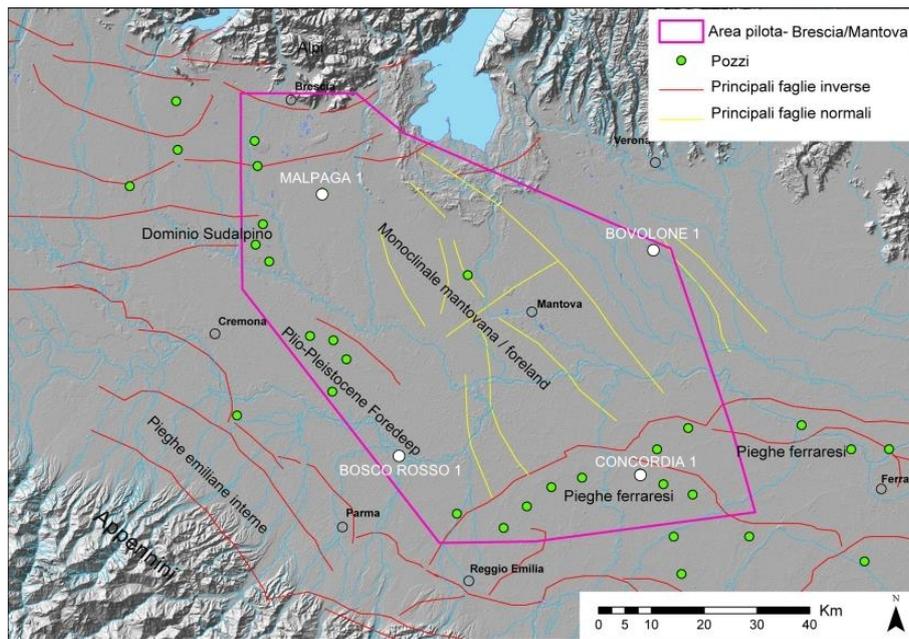


Figura 8.2 - Ubicazione dei pozzi utilizzati per il modello e strutture tettoniche principali.

Nei pozzi in cui le serie temporali dei fanghi alla medesima profondità non erano presenti, è stato considerato un altro metodo di correzione (Zschocke, 2005), utilizzando l'equazione proposta da Pasquale et al. (2012). Questo algoritmo permette di risalire alla temperatura di formazione utilizzando un singolo valore di BHT, secondo la seguente equazione:

$$T_{\infty} = \text{BHT} + \frac{Q}{4\pi K_{in}} \left[E_1 \left(\frac{r_b^2}{4k_{in}t_e} \right) - E_1 \left(\frac{r_b^2}{4k_{in}(t_c + t_e)} \right) \right]$$

dove:

Q : storia termica del pozzo, ricavata dal Q di Kutasov (Kutasov, 1999);

K_{in} : conducibilità termica delle rocce;

r_b^2 : raggio del pozzo;

k_{in} : diffusività termica delle rocce;

t_e : tempo di stop del fango (dt);

t_c : tempo di circolazione del fango (t);

E_1 : integrale esponenziale;

L'equazione prende in considerazione numerosi fattori, tra cui i parametri fisico-termici del pozzo, le caratteristiche termiche delle rocce circostanti e i tempi di circolazione e stop del fango di perforazione. Per i valori di conducibilità termica e diffusività termica è stato fatto riferimento a valori di letteratura (Robertson, 1988; Viganò et al., 2011).

Nei database consultati viene solitamente fornito il valore di stop del fango (dt) e quasi mai il valore del tempo di circolazione (t) del fango. Per ovviare al problema, è stata utilizzata la seguente equazione, proposta da Pasquale et al. (2008):

$$t_c = 1.7 + 0.05z + 0.10z^2$$

dove z è la profondità (m).

Infine, nei pozzi dove il raggio del pozzo non era noto, è stato applicato il metodo di correzione proposto da Pasquale et al. (2008):

$$T_{\infty\text{PPH}} = \text{BHT} + (18.9z - 2.7^2) \ln \left(1 + \frac{t_c}{t_e} \right)$$

$$T_{\infty ABA} = BHT + (16.3z - 2.1^2) \ln \left(1 + \frac{t_c}{t_e} \right)$$

dove:

t_e : tempo di stop del fango (dt);

t_c : tempo di circolazione del fango (t);

z: profondità (m);

PPH: *South Piedmont Basin–Pedalpine homocline*;

ABA: *Appenninic Buried Arc*.

Oltre ai valori di BHT, sono stati utilizzati dati di temperature di 3 *pool* di giacimenti per validare il modello.

8.1.2 Creazione di gradienti

Attraverso i dati di BHT, sono stati calcolati dei valori di gradiente geotermico all'interno dei pozzi. Data la complessità geologico-strutturale di alcune zone dell'area di studio, sono stati definiti tre gradienti geotermici in funzione delle unità geologiche attraversate, indicati nella seguente tabella.

Gradiente	Orizzonti Geologici	Codice superfici modello 3D
K0	Piano campagna – Base QM	QM1
K1	Base QM – Top Scaglia	QM1 - SCA
K2	Successione Carbonatica	SCA – base modello 3D

Si può notare come in primi due gradienti (K0, K1) siano riferiti ad un dominio prevalentemente silicoclastico, mentre il gradiente K2 è riferito esclusivamente al dominio della successione carbonatica. La scelta di dividere in due gradienti la parte silicoclastica si è resa necessaria per meglio modellare le aree di alto strutturale, come ad esempio le pieghe ferraresi.

I limiti dei gradienti sono orizzonti geologici, mappati nelle sezioni sismiche ed elaborati nel modello geologico 3D.

Questo approccio analitico, ovviamente, considera il trasporto di calore solo per componente conduttiva, secondo la legge di Fourier, non contemplando trasporti di tipo convettivo.

Per ogni pozzo sono stati dunque calcolati i 3 gradienti, oppure solo 2 nel caso in cui il pozzo non abbia raggiunto la successione carbonatica.

I pozzi Malpaga 1 e Bosco Rosso 1 (Fig. 8.3) mostrano un gradiente lineare, basso, in relazione alla loro posizione, ascrivibile ai domini di *foredeep* (avanfossa). Il pozzo Concordia 1, ottimo esempio dell'area delle pieghe ferraresi, mostra invece delle discontinuità significative all'interno del gradiente geotermico (Fig. 8.3). Infine, il pozzo Bovolone 1, posizionato nel settore della monoclinale mantovana, mostra un dato di temperatura anomalo all'interno della successione carbonatica, che porta il gradiente geotermico ad invertirsi (Fig. 8.3).

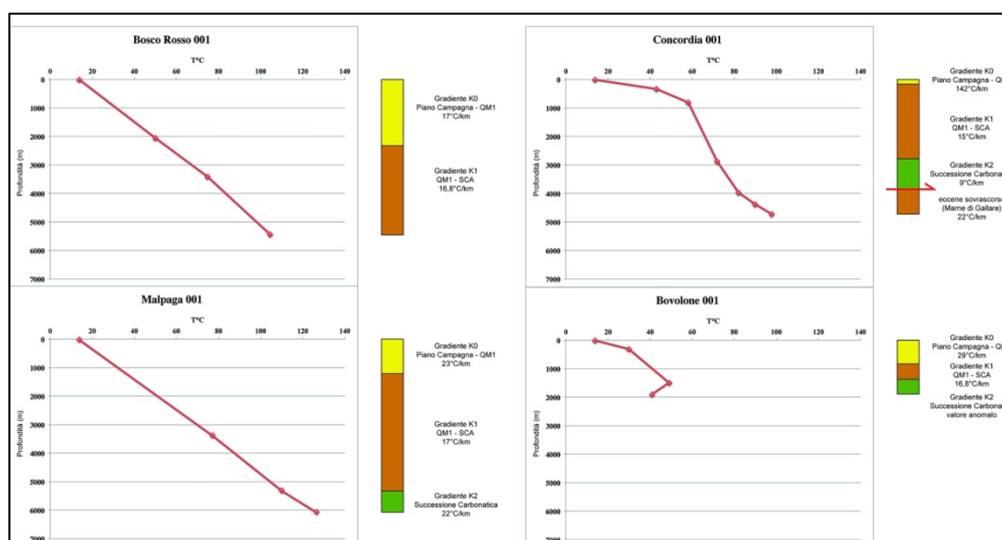


Figura 8.3 - Esempi di gradienti geotermici dell'area di studio, la posizione dei pozzi è mostrata in Fig. 8.2.

8.1.3 Regionalizzazione geostatistica dei gradienti

Attraverso i valori di gradiente calcolati puntualmente nei pozzi, sono stati creati 3 diversi *shapefile*, uno per ogni gradiente (K0, K1, K2), dove il valore di gradiente è stato aggiunto come attributo al pozzo. Questo ha permesso una regionalizzazione dei gradienti attraverso la geostatistica (Fig. 8.4): il metodo di interpolazione utilizzato è stato *Inverse Distance Weighting* (IDW) del software ArcGis™. L'interpolazione è stata fatta utilizzando un fattore di anisotropia, per meglio assecondare le strutture sepolte, seguendo le geometrie del modello geologico 3D.

Nella parte meridionale dell'area di studio, ovvero nel settore delle pieghe ferraresi, i valori di K0 risultano molto elevati e la loro interpolazione geostatistica è risultata problematica. Per ovviare a questo problema, è stato necessario creare alcuni punti fittizi per meglio confinare l'area di anomalia. I punti sono stati posizionati sulla base dell'analisi del modello geologico 3D e il valore di K0 è stato ricalcolato utilizzando i dati di profondità della superficie QM1 e le misure di temperatura dai pozzi più vicini. Per questo passaggio è stata usata la funzione "Weight" dell'interpolatore IDW: ai pozzi reali è stato assegnato un peso 1, mentre ai punti fittizi è stato assegnato un valore di 0,5.

L'elaborazione geostatistica ha quindi fornito tre raster, uno per ogni gradiente, dai quali sono state estratte 3 griglie di circa 22.000 punti ciascuna, con celle da 500 x 500 metri.

Le griglie sono state infine riunite in una univoca avente i seguenti campi:

- POINT_ID univoco;
- Coordinate x y univoche;
- Valori di K0, K1, K2

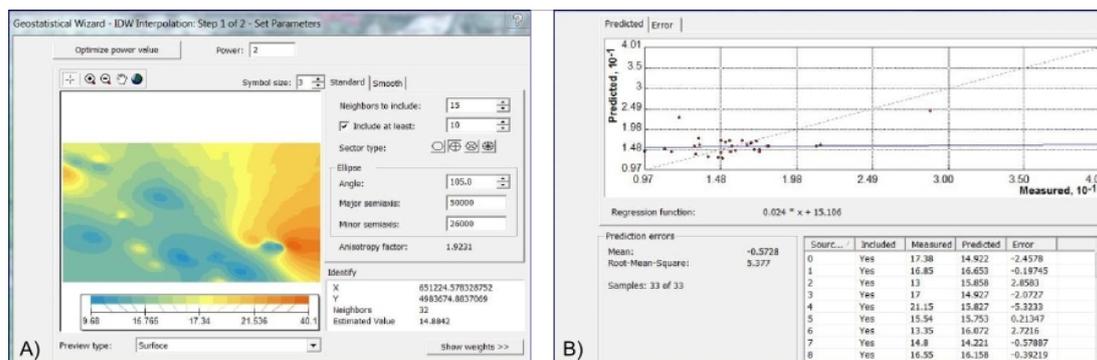


Figura 8.4 – A) Maschera con i principali parametri di analisi geostatistica utilizzati per l'interpolazione spaziale; B) esempio di "cross validation" del dato puntuale per l'estrapolazione nello spazio del valore del gradiente geotermico denominato "K1".

8.1.4 Match con il modello geologico 3D

In questa fase, i due orizzonti geologici di interesse per il modello delle temperature, base Quaternario Marino (QM1) e top Scaglia (SCA), sono stati esportati sulla griglia dei gradienti.

In questa maniera ogni punto della griglia contiene, oltre ai valori di POINT_ID, coordinate x y, gradienti K0, K1, K2, anche i valori in profondità (metri dal piano campagna) dei due orizzonti geologici di riferimento (QM1 – SCA).

Il piano campagna è riferito alla quota media del DEM dell'area di studio utilizzato per lo sviluppo del modello geologico tridimensionale, all'incirca 40 metri s.l.m..

Questo intreccio fra valori di gradiente e dati relativi alle profondità degli orizzonti geologici è stato importato in un foglio elettronico, creato ad hoc per calcolare gli output sulla base delle profondità dei due orizzonti di riferimento e dei valori di gradiente. Ad esempio, se in un punto la profondità della superficie QM1 è 750 metri, il foglio elettronico calcolerà la temperatura a 500 m di profondità utilizzando il solo gradiente K0 e sommando la temperatura del suolo (è stata utilizzata la temperatura fissa di 14°C). Se invece la superficie QM1 si trova a 300 m, il foglio elettronico calcolerà la temperatura a 500m di profondità utilizzando per i primi 300 m il valore di K0 e per i restanti 200 m il valore di K1. Sotto alla superficie SCA, ovviamente, il modello utilizzerà il gradiente K2.

Il foglio elettronico è stato inoltre impostato per il calcolo degli output richiesti: mappe delle profondità, mappe delle isoterme e mappe degli orizzonti.

Per quest'ultimo passaggio, è stata necessaria l'esportazione sulla griglia dei gradienti di ulteriori superfici geologiche, anche non presenti nel modello geologico 3D finale, ovvero le superfici al cui top era richiesto il calcolo della temperatura:

- Top Pleistocene grossolano (CGQ);
- Top Pliocene grossolano 1 e 2 (CGP1, CGP2);
- Top Sergnano;
- Top Gonfolite;
- Top Maiolica (MAI).

8.1.5 *Trattamento di aree con anomalie*

La non linearità del gradiente in alcune zone ha costretto ad un'ulteriore operazione di calcolo separato. Come mostrato dal profilo del pozzo Concordia 1 in figura 8.3, il gradiente nell'area delle pieghe ferraresi, in questo caso K0 e parte di K1, presenta significative discontinuità: il gradiente K1 nel pozzo Concordia 1 aumenta infatti di pochissimi gradi da 1.000 metri a circa 3.000 metri di profondità, mentre aumenta rapidamente nei primi 800 metri.

Per meglio calcolare gli output più superficiali (temperatura a 500 e 1.000 m sotto la superficie e profondità dell'isoterma 60°C) di quest'area, è stato quindi calcolato un ulteriore gradiente K1: dalla base QM1 fino al valore di circa 60°C, registrato a circa 800 m di profondità.

La stessa cosa è stata fatta per gli altri pozzi presenti sull'arco delle pieghe ferraresi che presentano lo stesso andamento di gradiente. Questi nuovi valori di K1 sono stati regionalizzati geostatisticamente all'interno di un'area di *clip* definita sulla zona di alto strutturale delle pieghe ferraresi, basandosi sul modello geologico 3D.

Come evidenziato in precedenza, essendo i *point_id* e le *coordinate x y* univoche, sono stati sostituiti i valori di K1 nei soli punti appartenenti all'area di *clip* mediante una *query* di aggiornamento dei *point_id* mediante il software AccessTM. In questo modo è stato possibile calcolare in maniera realistica gli output più superficiali, andando ad evidenziare l'anomalia che sussiste in quest'area.

Un'altra *clip* è stata creata per trattare la zona della Monoclinale mantovana: come mostrato dal pozzo Bovolone 1 in figura 8.3, il gradiente all'interno della successione carbonatica presenta un'inversione e per quest'area è stato quindi deciso di prolungare il gradiente K1 dal *top* Scaglia (SCA) fino al *top* Maiolica (MAI), in maniera da poter calcolare la temperatura al *top* di quest'ultimo orizzonte geologico (MAI), che rappresenta uno degli *output* principali del modello.

8.1.6 *Creazione degli output*

Gli *output* calcolati con il foglio elettronico sono stati generati come file *raster* utilizzando il software ArcGisTM, al fine di ottenere una serie di mappe tematiche¹⁰. Di seguito sono elencati gli elaborati prodotti.

Mappe delle profondità:

- Temperatura alle profondità di 500, 1.000, 1.500, 2.000, 3.000, 4.000 e 5.000 metri dalla superficie;
- Stima del potenziale geotermico, sulla base della distribuzione delle temperature alle profondità di 500, 1.000, 1.500, 2.000, 3.000, 4.000 e 5.000 m sotto la superficie.

Mappe delle isoterme:

- Profondità delle isoterme 60°C, 100°C e 150°C sotto la superficie;

Mappe degli orizzonti:

- Temperatura al top della successione pleistocenica grossolana CGQ;
- Stima del potenziale geotermico basato sulla distribuzione delle temperature al top della successione pleistocenica grossolana CGQ;
- Temperatura al top della successione pliocenica grossolana CGP1;
- Stima del potenziale geotermico basato sulla distribuzione delle temperature al top della successione pliocenica grossolana CGP1;
- Temperatura al top della successione pliocenica grossolana CGP2;
- Stima del potenziale geotermico basato sulla distribuzione delle temperature al top della successione pliocenica grossolana CGP2;
- Temperatura al top della F.ne delle Ghiaie di Sergnano (SER);

¹⁰ Tutte le mappe possono essere consultate sul MapViewer di GeoMol all'indirizzo <http://maps.geomol.eu/>

- Stima del potenziale geotermico basato sulla distribuzione delle temperature al top della F.ne delle Ghiaie di Sergnano (SER);
- Temperatura al top della della Gonfolite Lombarda;
- Stima del potenziale geotermico basato sulla distribuzione delle temperature al top della Gonfolite Lombarda;
- Temperatura al top della Maiolica (MAI);
- Stima del potenziale geotermico basato sulla distribuzione delle temperature al top della Maiolica (MAI).

8.2 Mappe tematiche

L'estrapolazione del dato di temperatura nello spazio ha consentito l'elaborazione di mappe tematiche, di cui a seguire sono mostrati alcuni esempi, che hanno come obiettivo quello di caratterizzare il potenziale geotermico alla scala dell'Area Pilota. In alcune mappe sono tuttavia presenti aree di "non modellazione", che rappresentano settori dell'Area Pilota dove non si è confidenti con l'estrapolazione del dato di temperatura nello spazio, a causa dell'assenza del dato di temperatura misurata in pozzo e/o per l'eccessiva distanza dai pozzi stessi o ancora per peculiarità geologico-strutturali, che non permettono la modellazione della temperatura nel sottosuolo. In ogni caso, l'utilizzo di queste mappe consente un inquadramento di base del modello geotermico di sottosuolo, al fine di eventuali approfondimenti specifici alla scala locale.

8.2.1 Mappe delle Isoterme

Un esempio significativo sono le mappe relative alle isoterme, in quanto individuano settori all'interno dell'Area Pilota con anomalie geotermiche positive o negative. In Figura 8.5 si nota come nel settore meridionale, coincidente con la presenza delle pieghe ferraresi, la profondità dell'isoterma 60°C è variabile dai circa 600 fino a circa 1.000 metri di profondità; nel prospiciente settore di *foredeep*, invece, la stessa isoterma è presente a profondità molto maggiori, variabili dai circa 2.400 metri fino a circa 3.200 metri. Anche il settore coincidente con la Monoclinale mantovana mostra l'isoterma 60°C a profondità molto elevate.

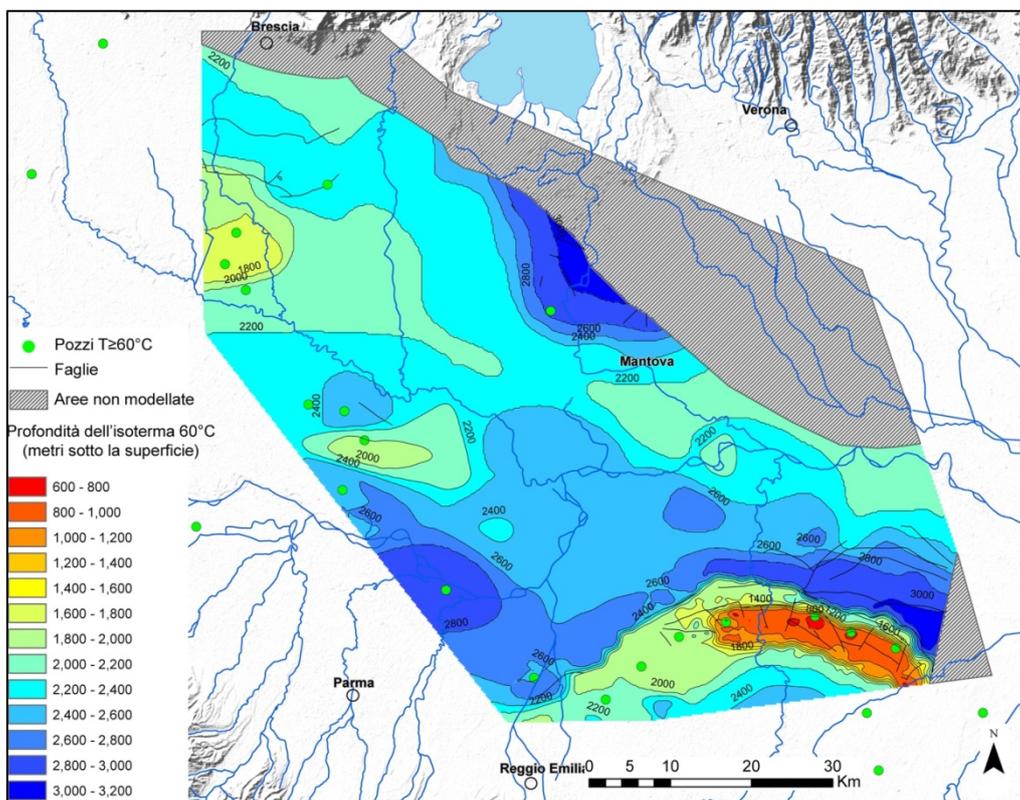


Figura 8.5 – Mappa della profondità (in metri) dell'isoterma 60°C sotto la superficie. Sono indicate le aree non modellate. L'accuratezza del modello è mostrata dalla mappa di distribuzione dei punti di misura utilizzati, ovvero i pozzi che hanno raggiunto i 60°C.

8.2.3 Mappe degli orizzonti

Un secondo esempio di mappa tematica è presente in Figura 8.6A, che rappresenta la distribuzione della temperatura al top della Maiolica (MAI). Le isolinee rappresentano in questo caso la profondità in metri del top dell'unità.

L'accuratezza del modello è ricavabile dalla mappa di distribuzione dei punti di misura utilizzati, ovvero dei pozzi che hanno raggiunto l'orizzonte, sia all'interno che all'esterno dell'Area Pilota. Sempre dalla Figura 8.6A si nota come la temperatura vari da circa 25°-35°C nel settore nord-orientale dell'Area Pilota, in cui il top dell'unità è a circa 1.500 metri di profondità, fino ad arrivare a temperature di circa 140°C-160°C nel settore occidentale, dove il tetto dell'unità è a profondità molto elevate (> 6.000 metri).

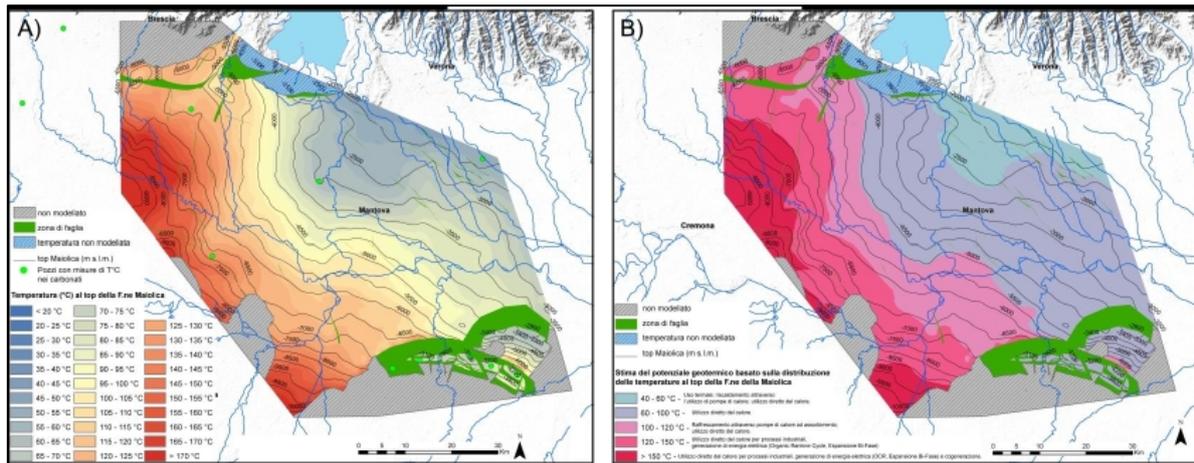


Figura 8.6 – A) distribuzione delle temperature al top della Maiolica. Sono indicate le aree di non modellazione geologica, le aree di non modellazione della temperatura e le faglie intersecate dal top della formazione; B) classi di utilizzo della risorsa geotermica mappate al top della Maiolica.

In Figura 8.6B, invece, i valori di temperatura presenti al top della Maiolica sono stati suddivisi in classi di utilizzo della potenziale risorsa geotermica. Queste classi di utilizzo vogliono dare un'indicazione, alla scala dello studio, delle potenziali applicazioni della risorsa geotermica; queste applicazioni possono riguardare sia aspetti applicativi legati al riscaldamento, sia diretto che indiretto (tramite l'ausilio di pompe di calore), o al raffrescamento, sia la produzione di energia elettrica.

8.2.4 Mappe delle profondità

Nelle figure seguenti sono rappresentate le distribuzioni delle temperature per diversi tagli di profondità, in particolare a 500 m, a 1.000 m e a 3.000 m. Partendo dalla mappa a 500 m (Fig. 8.7), si nota come le temperature siano variabili dai 20°-25°C fino ai 45°-50°C; in particolare, si nota come sia presente una forte anomalia geotermica positiva nel settore delle pieghe ferraresi.

In Figura 8.8 sono rappresentate le temperature presenti a 1.000 m di profondità. Si nota come le temperature siano variabili dai 30°-35°C fino ai 65°-70°C; in particolare si nota come sia presente una forte anomalia geotermica positiva, sempre nel settore delle pieghe ferraresi.

In Figura 8.9 sono rappresentate le temperature presenti a 3.000 m di profondità. Si nota come le temperature siano variabili dai 55°-60°C fino ai 85°-90°C; in particolare si nota come in questo caso diminuisca l'anomalia geotermica positiva nel settore delle pieghe ferraresi e si manifesti un'anomalia positiva nel settore nord-occidentale dell'Area Pilota, legata alla presenza dei thrust sepolti sudalpini.

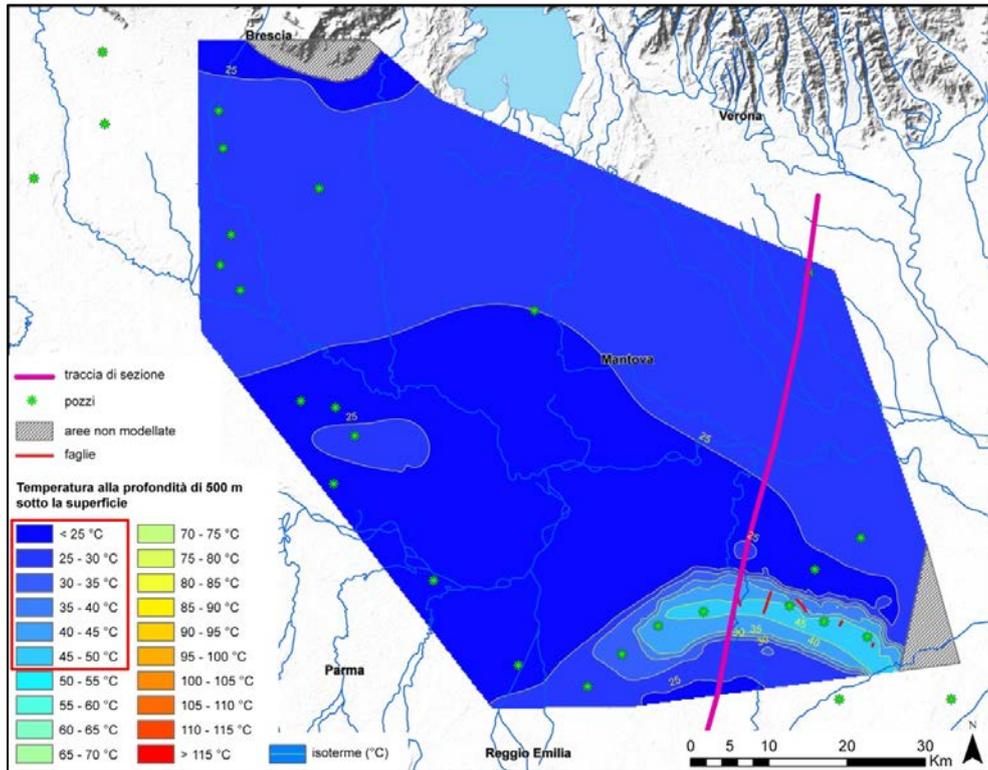


Figura 8.7 - Mappa della distribuzione delle temperature alla profondità di 500 metri. Sono indicate le aree non modellate. L'accuratezza del modello è mostrata dalla mappa di distribuzione dei punti di misura utilizzati, ovvero le temperature misurate in pozzi che hanno raggiunto i 500 metri di profondità; sono rappresentate le faglie intersecate alla profondità di 500 m e la traccia di sezione presente in Fig. 8.10.

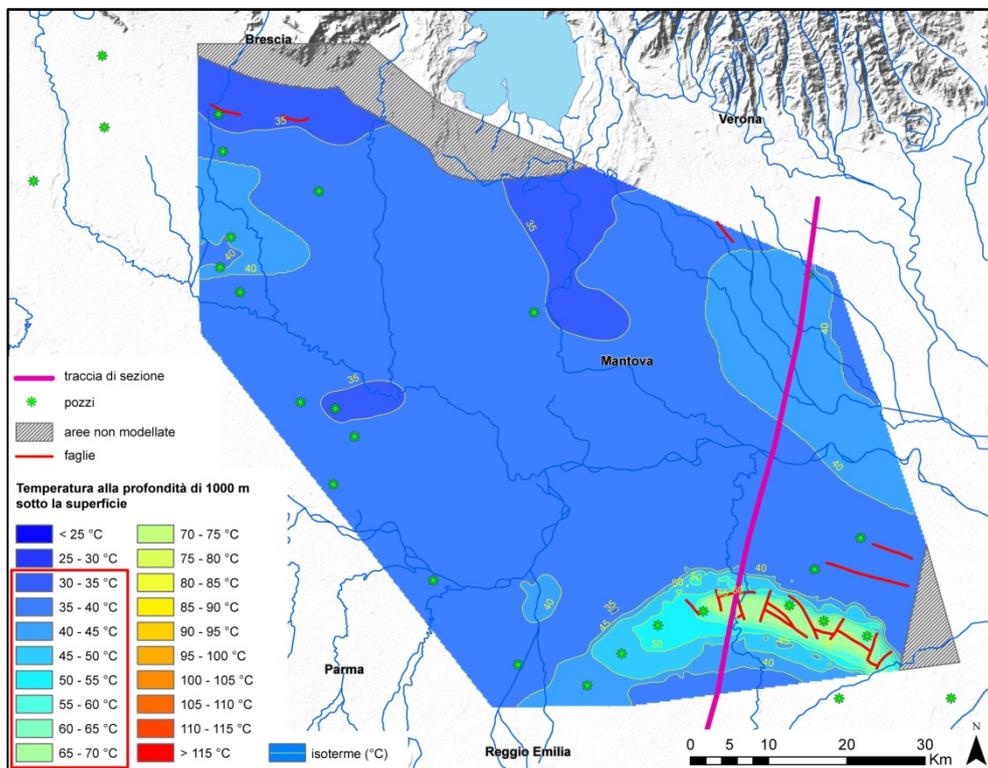


Figura 8.8 - Mappa della distribuzione delle temperature alla profondità di 1.000 metri. Sono indicate le aree non modellate. L'accuratezza del modello è mostrata dalla mappa di distribuzione dei punti di misura utilizzati, ovvero le temperature misurate in pozzi che hanno raggiunto i 1.000 metri di profondità; sono rappresentate le faglie intersecate alla profondità di 1.000 m e la traccia di sezione presente in Fig. 8.10.

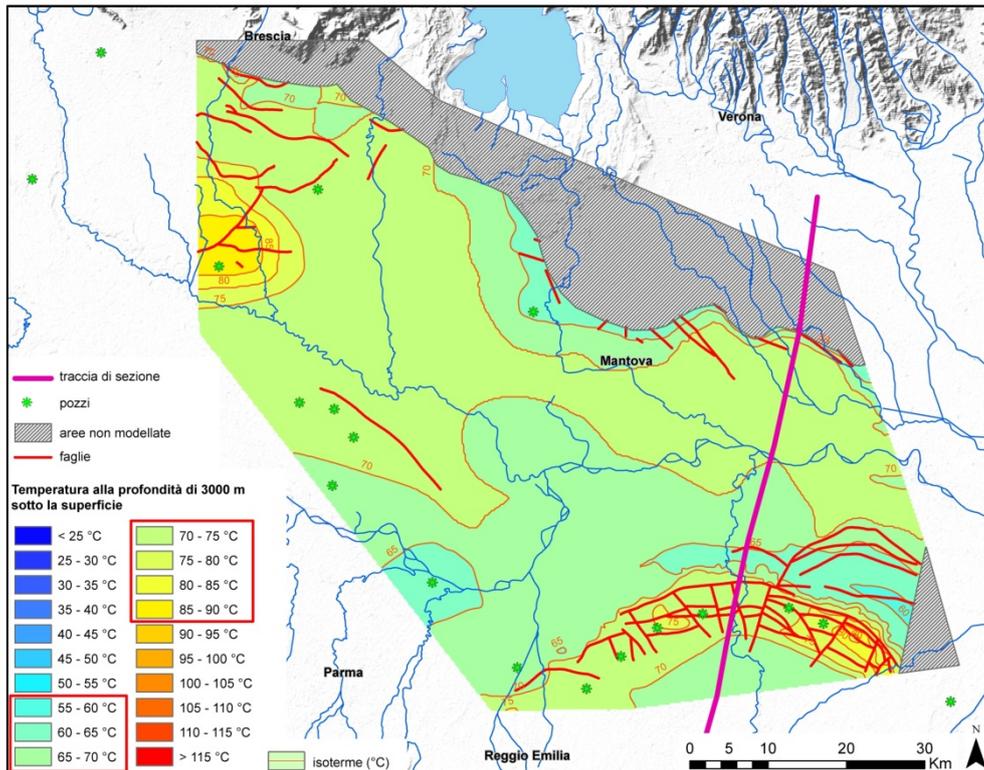


Figura 8.9 - Mappa della distribuzione delle temperature alla profondità di 3.000 metri. Sono indicate le aree non modellate. L'accuratezza del modello è mostrata dalla mappa di distribuzione dei punti di misura utilizzati, ovvero le temperature misurate in pozzi che hanno raggiunto i 3.000 metri di profondità; sono rappresentate le faglie intersecate alla profondità di 3.000 m e la traccia di sezione presente in Fig. 8.10.

In Figura 8.10 è invece presente uno stralcio di sezione geologica, estratta dal modello geologico 3D, in cui sono rappresentate le principali superfici stratigrafiche e le principali discontinuità tettoniche.

Come si può notare, in sezione sono stati evidenziati anche i diversi tagli in profondità, in parte commentati in questo paragrafo.

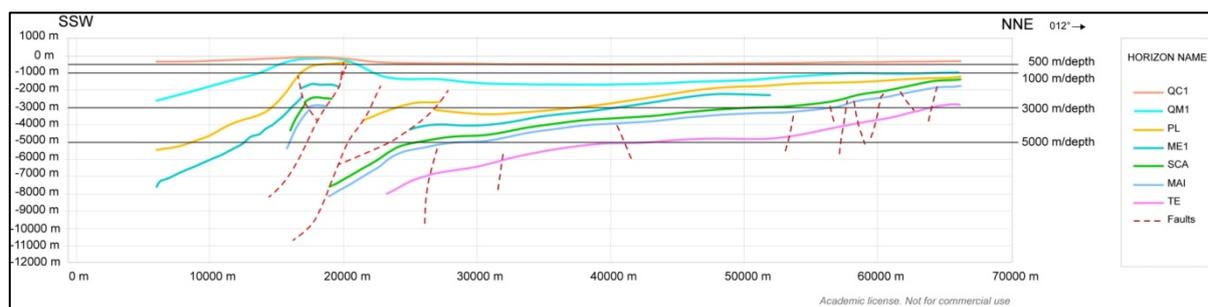


Figura 8.10 - Sezione geologica estratta dal modello geologico 3D; sono visibili i tagli a profondità definite.

8.3 Conclusioni

Questo approfondimento ha permesso di caratterizzare la distribuzione delle temperature nel sottosuolo dell'Area Pilota e di evidenziare come questa distribuzione sia sostanzialmente funzione dell'evoluzione geodinamica di questo settore del bacino di *foreland* padano.

A titolo di esempio, già citato in precedenza, la distribuzione delle temperature a diverse profondità (Figg. 8.7, 8.8 e 8.9) mette bene in evidenza come nel settore delle pieghe ferraresi sia presente una forte anomalia geotermica positiva in corrispondenza degli alti strutturali sepolti e come questa anomalia decresca in profondità. Infatti, in questo settore il substrato mio-pliocenico è situato a profondità di poche centinaia di metri, mentre nel settore di *foredeep* prospiciente lo stesso substrato è situato a profondità di diverse migliaia di metri. Le principali dislocazioni tettoniche nelle pieghe

ferraresi si sono succedute dal Pliocene medio-superiore fino all'attuale e le anomalie termiche positive sembrano correlabili sia alla magnitudo che all'età delle principali dislocazioni tettoniche (vedi Fig.8.10). Infatti, la dinamica recente di accrezione del prisma appenninico sepolto sembra aver permesso in parte la preservazione, in corrispondenza degli alti strutturali sepolti, delle temperature presenti nella successione mio-pliocenica prima delle principali dislocazioni tettoniche, creando delle strutture "paleo-termiche" e quindi importanti discontinuità nella distribuzione delle temperature rispetto ai limitrofi settori di *foredeep*.

Per un corretto utilizzo delle elaborazioni presentate, è tuttavia necessario evidenziare i seguenti limiti del modello delle temperature:

- 1) il dato utilizzato è di tipo discontinuo, ogni pozzo possiede misure di temperatura a diversa profondità e non si hanno a disposizione registrazioni di temperatura in continuo; il confronto con gli altri partner europei del progetto GeoMol ha messo in evidenza i limiti derivanti dall'utilizzo di questa tipologia di dato e merita osservare che alcune aree pilota oltralpe possiedono registrazioni di log di temperatura in pozzo, con registrazione continua del gradiente termico. L'uso del dato discontinuo (BHT) rappresenta dunque un limite, perché non può evidenziare alcune eventuali peculiarità o discontinuità nell'andamento delle temperature negli intervalli non registrati.
- 2) il solo utilizzo di valori di temperatura provenienti dalle campagne di ricerca per idrocarburi pone un limite circa l'elaborazione di output vicini alla superficie. Purtroppo i pozzi esplorativi possiedono misure di temperatura a profondità di diverse centinaia di metri. Oltretutto, in questo modello non sono stati considerati dati di temperatura relativi a pozzi per acqua o a sondaggi nei primi 100-200 metri di profondità e quindi le relative elaborazioni hanno un'affidabilità e risoluzione sufficiente per profondità maggiori di 250/300 metri.
- 3) le interpretazioni ed elaborazioni fatte hanno tenuto conto, per quanto possibile alla scala dell'Area Pilota, delle caratteristiche geologiche e strutturali. In alcuni settori però, proprio a causa della geometria molto articolata del substrato mio-pliocenico e delle forti dislocazioni tettoniche, le interpolazioni spaziali del dato di temperatura possono avere un'affidabilità minore rispetto a settori di bacino più indisturbati.

Tenuto conto di queste limitazioni, i risultati di questo studio permettono comunque un inquadramento del potenziale geotermico e dei principali serbatoi geotermici dell'Area Pilota alla scala regionale e in alcuni casi, in funzione della densità del dato e dell'accuratezza del modello geologico 3D, anche alla scala locale. Questo studio può quindi fungere da quadro conoscitivo di base per ricerche applicate all'esplorazione e allo sfruttamento della risorsa geotermica.

9. CARATTERIZZAZIONE DELLE SORGENTI SISMOGENETICHE

9.1 Nuovi dati e loro utilizzo

I nuovi dati di geologia e geofisica del sottosuolo raccolti nell'ambito del Progetto GeoMol hanno contribuito, assieme ad una revisione critica della letteratura recente, a migliorare la definizione dell'assetto sismotettonico del settore centrale della Pianura Padana, permettendo di studiare in dettaglio le geometrie delle faglie presenti, i loro rapporti geometrici e strutturali e, in alcuni casi, di definirne i tassi di attività di lungo termine (utilizzando l'orizzonte PL, corrispondente alla base del Pliocene di 5.3 Ma, vedi Par. 7.3).

In particolare, importanti informazioni necessarie per una migliore caratterizzazione delle faglie e delle strutture anticlinali sono state ricavate dal modello geologico 3D che, grazie all'elevata capacità di descrizione della geometria complessiva e delle relazioni tra strutture, ha contribuito in modo significativo al miglioramento delle conoscenze.

I dati forniti dal modello sono:

- caratteri geometrici delle faglie modellate (azimuth, dip, estensione e profondità);
- andamento dell'orizzonte fagliato più giovane (per le faglie) e relativa età;
- andamento dell'orizzonte deformato più giovane (per le anticlinali) e relativa età.

I risultati ottenuti da questo studio sono confluiti nell'aggiornamento del *database* delle sorgenti sismogenetiche DISS (<http://diss.rm.ingv.it/diss/>) la cui nuova versione è stata pubblicata a giugno 2015 (DISS Working Group, 2015).

9.2 Assetto sismotettonico e sorgenti sismogenetiche della Pianura Padana centrale

Il settore di pianura oggetto dello studio è caratterizzato, dal punto di vista strutturale, dalla presenza nella parte nord dei fronti esterni della catena del Sudalpino e, nella parte sud, dei fronti esterni della catena dell'Appennino Settentrionale (Capitolo 2). Queste due catene, che con la loro parte esposta limitano anche morfologicamente la pianura, si sono sviluppate a partire dal Cretacico nell'ambito della convergenza tra le placche Africana ed Europea e sono caratterizzate da vergenza contrapposta oltre che da differenti geometrie, tempi di attivazione e messa in posto degli elementi strutturali (Par. 2.2; Carminati e Doglioni, 2012). La continua convergenza tra le placche Africana ed Europea, con velocità di alcuni mm/a (Serpelloni et al., 2007) si riflette nell'area centro padana in tassi di raccorciamento di circa 1 mm/a (Devoti et al., 2011; Bennet et al., 2012) e nella sismicità storica e strumentale che ha caratterizzato questo settore di pianura. I fronti esterni delle due catene, sepolti al di sotto della coltre dei depositi plio-quadernari e non coincidenti con il limite morfologico della pianura, ospitano infatti le faglie responsabili di questi terremoti, inclusi quelli della sequenza sismica del 2012. A conferma del carattere compressivo della deformazione attiva, la maggior parte degli eventi sismici sono caratterizzati da meccanismi focali di tipo inverso o trascorrente (Pondrelli et al., 2006; 2012) e il campo di stress attivo, definito dall'orientazione del massimo sforzo orizzontale (SH_{max}), mostra un'orientazione all'incirca N-S, diretta perpendicolarmente all'andamento medio dei fronti sepolti (Montone et al., 2004, 2012; Heidbach et al., 2008; Carafa & Barba, 2013). Il settore non deformato, compreso tra i due fronti esterni, rappresenta l'avampaese comune delle due catene e ospita spessori notevoli di depositi silicoclastici, sedimentatisi a seguito del sollevamento ed erosione delle due catene (Par. 7.3). Questi depositi, che hanno registrato l'evoluzione sedimentaria del bacino nello spazio e nel tempo, sono stati progressivamente coinvolti nella deformazione prodotta dalle strutture delle due catene consentendo di conoscerne i tassi di deformazione recente (Ghielmi et al., 2010; Maesano et al., 2015a). Ad uno sguardo regionale, per quanto riguarda le strutture dell'Appennino Settentrionale, i tassi di attività misurati per via geologica sono diminuiti nel corso del tempo e, per l'intervallo temporale più recente disponibile, sono maggiori nel settore orientale (Arco Ferrarese-Romagnolo) rispetto a quello occidentale (Arco Emiliano) (Maesano et al., 2015a), con un trend comparabile alle velocità di raccorciamento misurate tramite GPS (Devoti et al., 2011; Michetti et al., 2012) e al rilascio di momento sismico (ISIDe Working Group, 2015; Rovida et al., 2011).

Al di sotto delle strutture compressive appartenenti alle due catene sono presenti dei sistemi di faglie di tipo diretto (Par. 7.3); mentre le prime sono meglio descritte e studiate dal punto di vista sismotettonico, in quanto più recenti e superficiali, grazie ai dati geologici e geofisici raccolti

prevalentemente durante l'esplorazione petrolifera, lo studio delle seconde è stato affrontato solo più di recente (Scardia et al., 2015). Esse sono state estensivamente mappate nell'ambito del Progetto GeoMol all'interno della successione carbonatica mesozoica, essendo suturate dai depositi tardo cretacico-eocenici della Scaglia (SCA), sono da considerare in prima approssimazione come strutture non più attive. Nonostante ciò, anche questi sistemi di faglie "ereditate" sono stati oggetto di studio nel corso del progetto per capirne la possibile interazione con i sistemi compressivi e per valutare il loro potenziale di riattivazione e di generare terremoti. Questo interesse nasce dall'osservazione che la storia sismica della Pianura Padana include alcuni terremoti che, per la loro localizzazione o per il tipo di risentimento associato, potrebbero essere stati generati da faglie non appartenenti ai sistemi compressivi neogenici (Vannoli et al., 2015). Un evento sismico che possiede tali caratteristiche è il terremoto del 3 gennaio 1117 di M_w 6.7 del Veronese (Rovida et al., 2011), per il quale esistono diverse ipotesi riguardanti la sorgente sismogenetica responsabile: il *database* DISS include una soluzione rappresentata da una faglia inversa appartenente al sistema del Sudalpino (DISS Working Group, 2010; Vannoli et al., 2015), mentre esso è stato recentemente associato alla riattivazione con cinematica trascorrente di una delle faglie ereditate (Scardia et al., 2015).

In sintesi, gli obiettivi dello studio dell'assetto sismotettonico della Pianura Padana centrale e la caratterizzazione delle sorgenti sismogenetiche, oltre all'inclusione dei risultati nel MapViewer di GeoMol (<http://maps.geomol.eu/>) e, ove possibile, nel database DISS (<http://diss.rm.ingv.it/diss/>), sono relativi a tre tematiche principali, spesso interagenti tra di loro:

Gerarchizzazione delle faglie

- classificazione delle faglie sulla base di a) gerarchia strutturale, b) attività e c) potenziale sismogenetico.

Interazione tra sistemi di faglie

- studiare l'interazione tra i sistemi a *thrust* e le strutture ereditate del basamento sedimentario;
- studiare il potenziale di riattivazione delle strutture ereditate.

Sorgenti Sismogenetiche

- migliorare le conoscenze sulla geometria delle sorgenti sismogenetiche note;
- identificare nuove sorgenti sismogenetiche.

I dati utilizzati includono informazioni contenute nel modello geologico 3D del sottosuolo della Pianura Padana ottenuto nell'ambito del Progetto GeoMol, così come dati provenienti da altre banche dati pubbliche:

- a) dati di sottosuolo derivanti da stratigrafie di pozzo e interpretazione di linee sismiche (GeoMol);
- b) principali orizzonti stratigrafici interpretati (GeoMol);
- c) piani di faglia interpretati (GeoMol);
- d) età dei sedimenti coinvolti nella deformazione/fagliazione (GeoMol);
- e) banca dati Sorgenti Sismogenetiche DISS (<http://diss.rm.ingv.it/diss/>);
- f) banche dati sismologiche e di deformazione attiva (CPTI11, sismicità storica, Rovida et al., 2011; ISIDe, sismicità strumentale, ISIDe Working Group, 2015; World Stress map, dati di *stress* attivo, Heidbach et al., 2008).

9.2.1 Gerarchizzazione delle faglie

Uno dei primi passi per caratterizzare il modello sismogenetico di una zona è quello di definire la gerarchia degli elementi strutturali identificati sulla base del loro stato di attività (definito dall'età degli orizzonti fagliati o deformati), del loro potenziale sismogenetico e dei loro rapporti geometrici.

Gli elementi strutturali presenti in un'area studio sono potenzialmente classificabili sulla base delle loro caratteristiche nelle seguenti cinque categorie:

1. faglie attive primarie: attivatesi nel presente regime tettonico e in grado di generare terremoti di magnitudo elevata (strutture di interesse DISS perché potenziali sorgenti sismogenetiche);
2. faglie attive secondarie: attivatesi nel presente regime tettonico e in grado di generare solamente terremoti di bassa magnitudo;
3. faglie ereditate attive primarie: formatesi in regimi tettonici non più attivi e riattivate nel presente regime tettonico, in grado di generare terremoti di elevata magnitudo (strutture di interesse DISS perché potenziali sorgenti sismogenetiche);
4. faglie ereditate attive secondarie: formatesi in regimi tettonici non più attivi e riattivate nel presente regime tettonico, in grado di generare solamente terremoti di bassa magnitudo;

5. faglie ereditate primarie e secondarie non attive: formatesi in regimi tettonici non più attivi e non riattivate nel presente regime tettonico, potrebbero generare sismicità di bassa magnitudo o essere riattivate passivamente.

Tutti questi elementi strutturali sono utili per la definizione del modello di sorgenti sismogenetiche di una regione, in quanto anche quelli non attivi e geometricamente minori potrebbero giocare un ruolo passivo o secondario controllando per esempio la geometria dei sistemi di faglie attive e sismogenetiche.

Le faglie studiate durante il progetto sono state classificate nei seguenti tipi anche sulla base della loro presenza o meno come sorgenti sismogenetiche all'interno del *database* DISS:

Inizio attività	Attivo	Sismogenetico	Gerarchia	Potenziale sismogenetico	Presente in DISS	Tipo
Regime tettonico attivo	SI	SI	Strutture primarie	Terremoti di M almeno 5.5	SI	SS
Regime tettonico attivo	SI	SI	Strutture primarie	Terremoti di M almeno 5.5	NO	PSS
Ereditata, riattivata	SI	SI	Strutture primarie	Terremoti di M almeno 5.5	NO	PSS
Regime tettonico attivo	SI	NO	Faglia secondaria connessa ad un elemento strutturale primario	Terremoti di bassa magnitudo/asismica	NO	AFa/AFo
Ereditata, riattivata	SI	NO	Faglia secondaria connessa ad un elemento strutturale primario	Terremoti di bassa magnitudo/asismica	NO	AFa/AFo
Ereditata, non riattivata	NO	NO	Faglie primarie e secondarie non orientate in maniera favorevole per essere riattivate, potrebbero essere riattivate passivamente	Asismica/ Terremoti di bassa magnitudo /sismicità indotta	NO	BDF
Sconosciuta, probabilmente ereditata	Sconosciuto	Sconosciuto	Faglie primarie e secondarie, mancanza di informazioni dettagliate	Sconosciuto	NO	UKN

Solamente le faglie primarie, sia quelle formatesi nel regime tettonico attivo al giorno d'oggi che quelle ereditate e riattivate sono di interesse per essere eventualmente incluse nel *database* DISS, in quanto potenzialmente in grado di generare terremoti di magnitudo elevata (almeno superiore a 5.5). Per quanto riguarda una classificazione generale delle faglie appartenenti ai differenti sistemi, quelle ereditate sono state classificate come UKN in quanto mancano informazioni di dettaglio per definirne la loro attività recente. Le strutture minori appartenenti al Sudalpino (SA) e all'Appennino Settentrionale (NA), a causa della loro piccola dimensione che si traduce in uno scarso potenziale sismogenetico sono state classificate come AFa/AFo. Invece, per quanto riguarda i *thrust* principali delle due catene su di cui si sono ottenute informazioni nel corso del progetto sono stati classificati nella maniera seguente:

Nome	Tipo	Presente in DISS v. 3.1.1	ID sorgente GeoMol	ID sorgente DISS v. 3.2.0	Note
Thrust_NA-L1_Bagnolo	SS	SI	ITCS708	ITCS049*	<i>thrust</i> profondo
Thrust_NA-L1_Cavone_outer	SS	SI	ITCS707	ITCS051*	<i>thrust</i> profondo
Thrust_NA-L1_SFelice_outer	SS	SI	ITCS707	ITCS051*	<i>thrust</i> profondo
Thrust_NA-L1_Poggio Rusco 01	SS	SI	ITCS050	ITCS050	<i>thrust</i> profondo
Thrust_NA-L1_Poggio Rusco 02	AFa/AFo	NO	----	----	<i>splay</i>
Thrust_NA-L1_Poggio Rusco 03	AFa/AFo	NO	----	----	<i>splay</i>
Thrust_NA-L1_Novellara	AFa/AFo	SI	----	----	<i>splay</i>
Thrust_NA-L1_Cavone_inner	AFa/AFo	NO	----	----	<i>splay</i>
Thrust_NA-L1_SFelice_inner	AFa/AFo	NO	----	----	<i>splay</i>

Thrust_NA-L2_Solarolo	PSS	NO	ITCS700	ITCS112*	<i>thrust</i> superficiale; struttura esterna ed isolata
Thrust_NA-L2_Castelnovo	AFa/AFo	NO	----	----	<i>thrust</i> superficiale
Thrust_NA-L2_Cavone_splay01	AFa/AFo?	NO	----	----	<i>thrust</i> superficiale
Thrust_NA-L2_Poggio Rusco 04	AFa/AFo?	NO	----	----	<i>splay</i> superficiale
Thrust_NA-L2_Seniga	UKN	NO	----	----	<i>thrust</i> superficiale; struttura esterna ed isolata
Thrust_SA-L1_Brescia	SS	SI	ITCS010	ITCS010	<i>thrust</i> profondo
Thrust_SA-L1_Borgosatollo	AFa/AFo?	NO	----	----	<i>thrust</i> profondo
Thrust_SA-L1_Malpaga	PSS	NO	ITCS701	ITCS002*	<i>thrust</i> profondo
Thrust_SA-L1_Sirmione	PSS	NO	ITCS702	ITCS113*	<i>thrust</i> profondo
Thrust_SA-L1_Solferino	PSS	NO	ITCS703	ITCS114*	<i>thrust</i> profondo
Thrust_SA-L2_Manerbio	SS	SI	ITCS705	ITCS116*	<i>thrust</i> superficiale
Thrust_SA-L2_San Gervasio	SS	SI	ITCS705	ITCS116*	<i>thrust</i> superficiale
Thrust_SA-L2_Castenedolo	SS	SI	ITCS709	ITCS072*	<i>back-thrust</i>
Thrust_SA-L2_Capriano	SS	SI	ITCS709	ITCS072*	<i>back-thrust</i>
Thrust_SA-L2_Ghedi	AFa/AFo?	NO	----	----	<i>splay</i> superficiale
Thrust_SA-L2_BagnoloMella	AFa/AFo?	NO	----	----	<i>splay</i> superficiale
Thrust_SA-L2_minor_Ponterosso	AFa/AFo?	NO	----	----	<i>splay</i> superficiale

Nella tabella, quando la struttura è classificata come Afa/AFo con il punto interrogativo significa che sono strutture secondarie connesse ad un *thrust* attivo primario e potrebbero condividerne lo stile di attività, oppure sono delle strutture primarie di cui mancano evidenze geologiche o geofisiche per provarne l'attività. Con l'asterisco sono indicate le sorgenti nuove o modificate rispetto alla v. 3.1.1 del *database* DISS.

9.2.2 Aggiornamento delle conoscenze sulle sorgenti sismogenetiche

Il dato iniziale da cui si è partiti per l'aggiornamento è stata la versione 3.1.1 del DISS (disponibile per il *download* da <http://diss.rm.ingv.it/diss/index.php/21-downloads/12-downloads>; DISS Working Group, 2010) che era, all'inizio del progetto, la versione più recente disponibile del *database*. La nuova configurazione delle sorgenti sismogenetiche conseguita al termine del progetto, che comprende sia cambiamenti alle geometrie di sorgenti pre-esistenti che l'inserimento di nuove sorgenti, è stata inclusa nella versione 3.2.0 del DISS, recentemente pubblicata e disponibile dal sito del *database* (DISS Working Group, 2015), a cui si rimanda per approfondimenti di dettaglio sulle singole sorgenti. Il DISS è un *database* georiferito di sorgenti sismogenetiche, cioè di faglie attive che si ipotizzano essere in grado di generare terremoti almeno di $M \geq 5.5$. Esso include quattro tipologie di sorgenti, utilizzabili con diverse metodologie per i calcoli di pericolosità sismica alla scala locale, nazionale e regionale. Le quattro tipologie di sorgenti sono:

- 1) sorgenti individuali, segmenti di faglia individuali responsabili di uno specifico terremoto;
- 2) sorgenti composite, sistemi di faglia non segmentati e ospitanti una o più sorgenti individuali;
- 3) sorgenti dibattute, faglie attive proposte in letteratura come potenziali sorgenti di specifici terremoti non incluse ancora nel *database*;
- 4) zone di subduzione.

Ogni sorgente è pienamente parametrizzata, geometricamente e cinematicamente, e rappresenta le faglie nella loro estensione tridimensionale. Inoltre, ad ogni sorgente è associata una scheda contenente un testo di commenti, figure e bibliografia. I dati contenuti nel *database* sono scaricabili in vari formati GIS dal sito del *database* stesso. Per una descrizione dettagliata del *database* si legga la pagina web <http://diss.rm.ingv.it/diss/index.php/help/14-knowledge-base> e il lavoro Basili et al. (2009).

Nel corso del Progetto GeoMol si è lavorato esclusivamente all'aggiornamento delle sorgenti sismogenetiche composite, ricadenti all'interno dell'area in studio. Inoltre, per un criterio di contiguità, sono state aggiornate alcune sorgenti presenti nelle zone adiacenti. In particolare, per il dominio del Sudalpino, sono state analizzate le sorgenti della porzione meridionale del Sistema delle Giudicarie, nella zona a sud del Lago di Garda, ed il fronte esterno presente nel sottosuolo della pianura dalla zona di Manerbio verso ovest. Per l'Appennino Settentrionale sono state oggetto della revisione le sorgenti appartenenti all'Arco di Ferrara e alcune strutture esterne della porzione orientale dell'Arco Emiliano (Fig. 9.1).

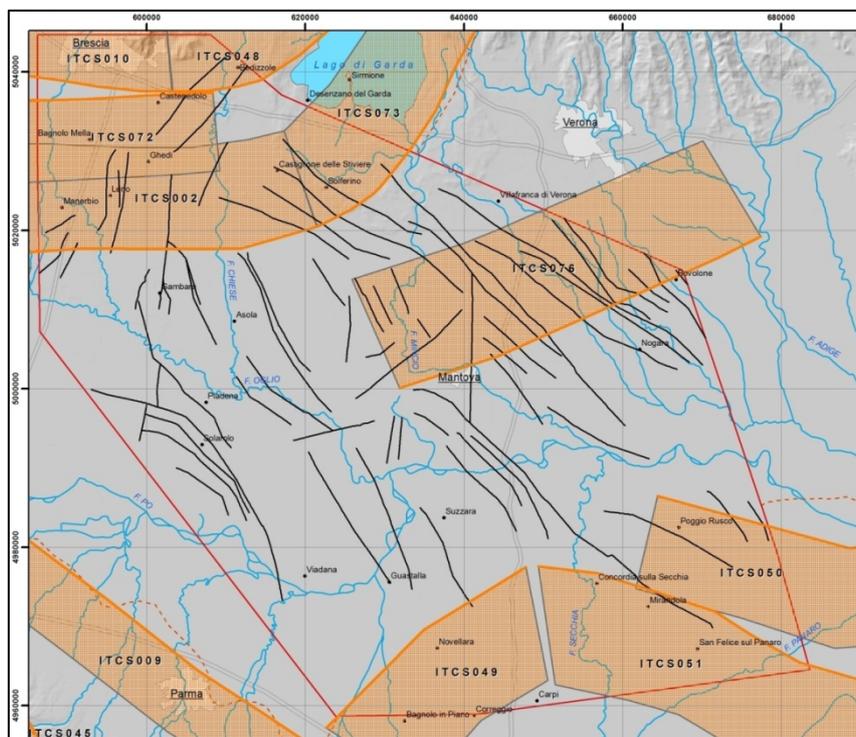


Figura 9.1 - Sorgenti sismogenetiche presenti nel DISS 3.1.1, in nero sono riportate le faglie dirette estratte dal modello geologico 3D di GeoMol.

La geometria iniziale delle sorgenti sismogenetiche DISS è stata confrontata all'interno del modello geologico 3D, prodotto nell'ambito del progetto, con la geometria delle strutture compressive (*thrust*) e con la posizione e geometria delle faglie ereditate presenti nel basamento sedimentario, derivate dall'interpretazione dei dati geofisici e geologici di sottosuolo. Questa analisi ha mostrato che i due sistemi hanno interagito, con le faglie ereditate che hanno controllato geometria e posizione dei fronti compressivi (si veda anche, ad esempio, Bonini et al., 2014). In generale, l'assetto paleogeografico definito da alti strutturali e bacini marini profondi, delimitati dalle faglie ereditate e formati durante il *rift* del Mesozoico (Bertotti et al., 1993), è stato uno dei principali fattori di controllo sull'andamento geometrico dei fronti compressivi delle due catene (Ravaglia et al., 2006; Vannoli et al., 2015). Nella nuova interpretazione, inoltre, si è tenuto conto della presenza di diversi livelli di scollamento all'interno della successione stratigrafica interessata dai sistemi compressivi, il che ha permesso di classificarli in strutture di tipo L1 ed L2, a seconda della profondità del livello di scollamento stesso (cfr. Par. 7.2).

Sorgenti sismogenetiche del Sudalpino

Queste sorgenti appartengono ai sistemi compressivi esterni del settore centrale del Sudalpino, presenti nel sottosuolo padano a nord del Fiume Po, nella zona compresa tra i fiumi Adda e Mincio, e includono la porzione meridionale del Sistema delle Giudicarie (Castellarin & Cantelli, 2000).

I fronti esterni del Sudalpino e il Sistema delle Giudicarie formano un ampio arco e hanno la zona di giunzione nel settore di pianura a sud del Lago di Garda. I dati di sottosuolo disponibili mostrano che, proprio in questo settore, sono presenti anche i sistemi di faglie dirette ereditate, che localmente hanno andamento ortogonale ai fronti compressivi stessi (Mappa 16 in Appendice 2) e raggiungono profondità comparabili con quelle dei *thrust*. Il basamento sedimentario in cui sono radicati, formato dalla successione carbonatica mesozoica compresa tra gli orizzonti TE e SCA (Par. 7.3), descrive infatti una superficie immergente verso S-O che definisce la Monoclinale di Mantova (Castellarin & Vai, 1986; Mariotti & Doglioni, 2000; Ghielmi et al., 2010). Nel settore a sud del Lago di Garda essa è presente a profondità comprese tra i 2.000 e 4.000 m circa (Fig. 9.2 e Mappe 3-4 in Appendice 2). I *tip* superiori delle faglie dirette ereditate, essendo suturati a livello dell'orizzonte SCA, ne seguono l'andamento monoclinale, approfondendosi verso S-O.

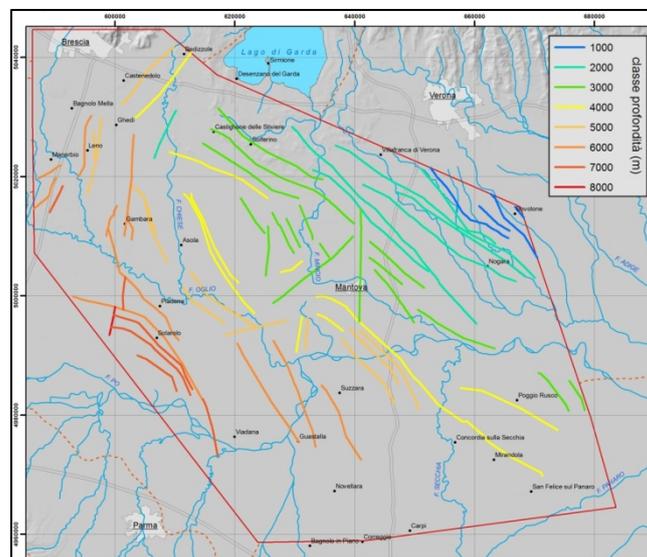


Figura 9.2 - Posizione e profondità del *tip* superiore delle faglie dirette.

Rispetto alle interpretazioni presenti in letteratura, che mostrano nella zona di giunzione una contiguità tra il fronte esterno ad andamento E-O del Sudalpino e il Sistema delle Giudicarie ad andamento NE-SO (interpretazione utilizzata nel DISS v. 3.1.1), i dati elaborati nell'ambito del progetto mettono in evidenza che in realtà i due sistemi non sono fisicamente contigui; essi infatti si connettono tramite due strutture, posizionate a ridosso della parte meridionale del Lago di Garda: il *thrust* di Sirmione e il *thrust* di Solferino (Fig. 7.10; si veda anche Scardia et al., 2015). Questi due *thrust*, di tipo L1, si trovano ben più a nord rispetto alla posizione mostrata nelle interpretazioni strutturali di letteratura e lasciano spazio ai sistemi delle faglie ereditate (Mappa 16 in Appendice 2). In questa interpretazione, questi ultimi hanno quindi segmentato il fronte esterno del settore centrale del Sudalpino, non

permettendone la propagazione verso sud e fungendo da confinamento strutturale. L'andamento e l'estensione laterale delle anticlinali associate ai *thrust* di Sirmione e Solferino sono stati messi in evidenza anche tramite lo studio delle anomalie gravimetriche di Bouguer, che mostrano la presenza di due anomalie positive subito a sud della dorsale del Monte Baldo, caratterizzate da una orientazione NE-SO e da un arrangiamento ad *en-echelon* destro (Fig. 5.5).

Nella nuova interpretazione delle sorgenti sismogenetiche, inclusa nel modello geologico prodotto nell'ambito del Progetto GeoMol e pubblicata nel DISS v.3.2.0 (DISS Working Group, 2015), tali strutture fungono quindi da svincolo strutturale tra la sorgente sismogenetica del Monte Baldo (ITCS073; numero identificativo utilizzato nel *database* DISS), che è limitata alla sola estensione morfologica della dorsale montuosa, con il fronte esterno del Sudalpino (ITCS002) sepolto in pianura (Fig. 9.3).

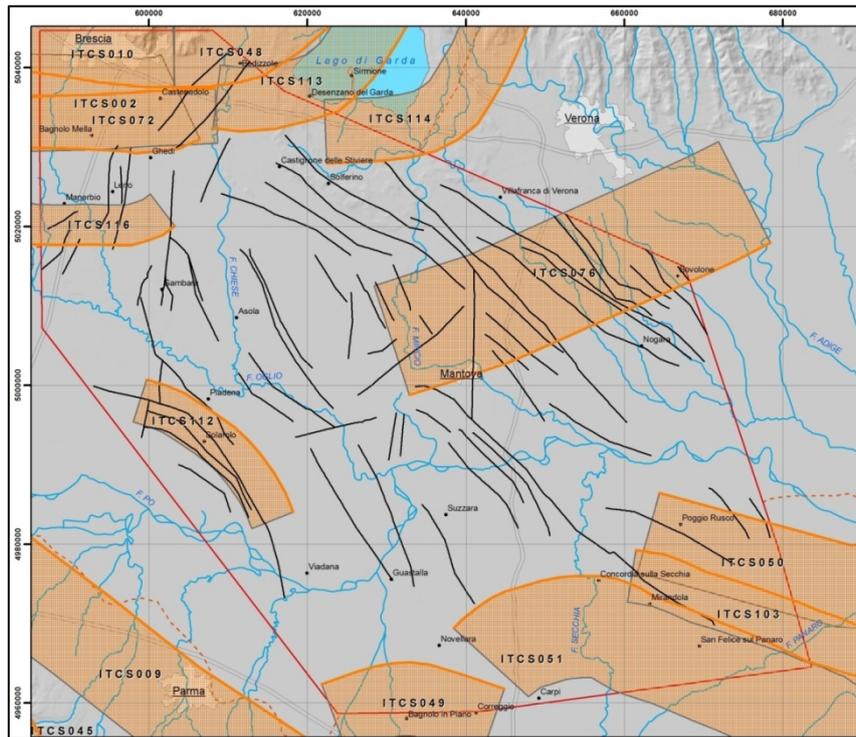


Figura 9.3 - Sorgenti sismogenetiche presenti nel DISS 3.2.0, in nero sono riportate le faglie dirette estratte dal modello geologico 3D

A sua volta, la geometria del fronte esterno del Sudalpino (ITCS002) è stata modificata tenendo in considerazione la presenza dei due scollamenti principali che caratterizzano la sequenza stratigrafica, i quali hanno determinato lo sviluppo dei sistemi compressivi con stili strutturali di tipo *thick-* (L1) e *thin-skinned* (L2) (Par. 7.3). La sorgente sismogenetica ITCS002, che nella versione 3.1.1 del DISS non era stata segmentata in profondità ma era rappresentata da un unico piano che andava da 2 a 9 km di profondità, è stata suddivisa in due porzioni: una superficiale, con livello di scollamento all'interno della successione oligo-miocenica (scollamento L2) ed una profonda, con livello di scollamento al di sotto dell'orizzonte TE, base della successione carbonatica mesozoica (scollamento L1). La sorgente profonda (ITCS002) ha un andamento laterale continuo e taglia per intero la successione carbonatica, rimanendo confinata al di sotto dello scollamento L2 (Par. 7.3). Al contrario, la porzione più superficiale del fronte è stata suddivisa in due sorgenti, formanti due piccoli archi (ITCS115 e ITCS116; Fig. 9.3) aventi estensione in profondità differente. Questa scelta è stata fatta per tenere conto dell'approfondimento verso ovest della base dei depositi oligo-miocenici, al cui interno si situa l'orizzonte di scollamento utilizzato da tali strutture. Questa nuova interpretazione della geometria delle sorgenti sismogenetiche è stata estesa anche al di fuori dell'area di studio del Progetto GeoMol, grazie alla rielaborazione di dati di sottosuolo pubblicati in lavori recenti (ad esempio Fantoni & Franciosi, 2010).

La sorgente sismogenetica del terremoto del 1117 del Veronese

Il terremoto del Veronese del 1117 di M_w 6.7 (Catalogo CPTI11, Rovida et al., 2011) è il più forte evento sismico ad aver colpito il settore centrale della Pianura Padana. Esso è caratterizzato da un'area

di danneggiamento e risentimento molto estesa, incentrata nella zona di pianura a sud di Verona ed inclusa all'interno dell'area di studio del Progetto GeoMol (DBMI11, Locati et al., 2011; Galadini & Galli, 2001; Guidoboni et al., 2005). In letteratura sono presenti diverse ipotesi riguardanti la faglia causativa del terremoto e molte di queste propongono una sorgente sismogenetica posizionata almeno 30-50 km di distanza dall'area di massimo danneggiamento, la quale è stata da sempre considerata una porzione indeformata dell'avanpaese comune delle due catene. Le soluzioni proposte includono strutture appartenenti ai sistemi del Sudalpino, come il *thrust* del Monte Baldo, il *thrust* dei Monti Lessini, ed il *thrust* di Thiene-Bassano (Galadini & Galli, 2001; Galadini et al., 2005) e dell'Appennino Settentrionale come il *thrust* di Piadena (Galli, 2005). Il *database* DISS, al contrario, ha privilegiato una soluzione basata su uno studio di dettaglio di anomalie idrografiche di sospetta origine tettonica e di dati di sottosuolo, incentrato nel settore di pianura ospitante l'area epicentrale del terremoto (DISS Working Group, 2010; Vannoli et al., 2015). Infine, recentemente, il terremoto del 1117 è stato attribuito ad una delle faglie del sistema delle strutture dirette ereditate presenti nel sottosuolo della pianura a sud di Verona, la Faglia di Nogara o la Faglia di S. Ambrogio (Scardia et al., 2015).

Queste faglie dirette ereditate, sono state confrontate geometricamente nel modello geologico 3D con la sorgente sismogenetica del *database* DISS (ITCS076). Esse mostrano in pianta un andamento quasi ortogonale alla sorgente DISS (Fig. 9.1), ma se viste in sezione occupano un intervallo di profondità molto superficiale, essendo state mappate solamente tra 2 e 4 km di profondità circa e non intersecando il piano della sorgente sismogenetica DISS, se non nella sua porzione superiore (Sez A-A', Appendice 2). Questo è dovuto ad una mancanza di informazione al di sotto della profondità di 4-5 km causata dalla scarsa qualità delle linee sismiche al di sotto dei carbonati mesozoici. Mancando informazioni sulla geometria profonda di queste strutture e, soprattutto, mancando informazioni definitive sulla loro attività recente (le linee sismiche a tal riguardo non mostrano orizzonti recenti chiaramente dislocati), nell'ambito del progetto si è scelto di mantenere la soluzione proposta dal *database* DISS, lievemente modificata solamente per quanto riguarda gli intervalli di profondità (Fig. 9.3; DISS Working Group, 2015).

Sorgenti sismogenetiche dell'Appennino settentrionale

L'area studio del Progetto GeoMol include, nella sua porzione meridionale, le strutture sepolte più esterne della catena dell'Appennino Settentrionale, presenti nel settore di pianura a sud del Fiume Po (Fig. 9.1 e Mappa 16, Appendice 2). La ricostruzione strutturale, messa a punto nel corso dello studio, ha permesso di ridefinire l'andamento geometrico delle sorgenti sismogenetiche appartenenti alla terminazione occidentale dell'Arco di Ferrara (ITCS049 e ITCS051; Fig. 9.1 e Fig. 9.3), coincidenti con i *thrust* di tipo L1 di Bagnolo, Novellara e Cavone (Fig. 7.10) e di identificare una nuova sorgente sismogenetica, coincidente con il *thrust* di tipo L2 di Solarolo (Fig. 7.11).

La soluzione contenuta nel *database* DISS v. 3.1.1 si basava principalmente sui dati contenuti nel Modello Strutturale d'Italia (Bigi et al., 1990), i quali mostrano una continuità laterale delle strutture della terminazione occidentale dell'Arco di Ferrara. Su tali basi, le sorgenti sismogenetiche ITCS049 e ITCS051 erano state definite come due sorgenti sismogenetiche contigue: la prima coincidente con la rampa laterale dell'arco strutturale e la seconda includente le strutture frontali dello stesso. La ITCS051 include la sorgente sismogenetica individuale responsabile del terremoto di M_w 5.9 del 29 maggio 2012 (*thrust* di Mirandola; Burrato et al., 2012): la nuova ricostruzione strutturale utilizzata per la revisione ha messo in evidenza che, in realtà, il *thrust* di Bagnolo, coincidente con la sorgente ITCS049, è una struttura ad andamento all'incirca E-O e che solamente i *thrust* di Novellara e Cavone, coincidenti con la ITCS051, possono essere considerati tra loro contigui (Fig. 7.10). La nuova interpretazione delle sorgenti sismogenetiche tiene conto di queste evidenze (Fig. 9.3).

I nuovi dati analizzati nel corso del progetto hanno anche permesso di caratterizzare una nuova sorgente sismogenetica, coincidente con il *thrust* di Solarolo (ITCS112). Questo *thrust* è una struttura isolata, localizzata poco a sud del Fiume Po, che deforma la parte meridionale della Monoclinale di Mantova (Mappa 16, Appendice 2). In uno studio che ha analizzato l'interazione tra processi tettonici e sedimentari nell'area centro-padana (Fig. 7.22), Maesano & D'Ambrogi (2015a) hanno mostrato che l'anticlinale collegata al *thrust* si è attivata durante il Gelasiano ed ha continuato ad essere attiva anche nell'intervallo temporale compreso tra 450 ka ed il presente, sebbene con tassi ridotti per il periodo più recente. La struttura è stata definita geometricamente grazie all'utilizzo congiunto dell'interpretazione di una serie di linee sismiche e delle evidenze fornite dalla mappa delle anomalie di Bouguer (Fig. 5.5). A partire dai tassi di sollevamento dell'anticlinale e utilizzando la geometria del piano di faglia, è stato possibile calcolare i tassi di movimento del *thrust* (*slip rate*), un parametro utile per definire la capacità di generare terremoti da parte di una faglia: nell'intervallo temporale più recente, compreso

tra 450 ka ed il presente, esso è di $0,23 \pm 0,03$ mm/a. Tuttavia, sebbene le evidenze geologiche indichino che il *thrust* di Solarolo sia attivo, non esiste alcun terremoto, contenuto nei cataloghi storici e strumentali, che possa essere associato ad esso (per una descrizione particolareggiata di questa sorgente sismogenetica si visiti il sito del *database* DISS, <http://diss.rm.ingv.it/diss/>).

Infine, per numerosi *thrust* presenti nell'area, è stato possibile calcolare gli *slip rate* di lungo termine, utilizzando la mappa dell'orizzonte PL di 5,3 Ma (Mappa 8, Appendice 2) che ne mostra la dislocazione in corrispondenza di tali strutture. Questi tassi di deformazione, che variano tra un minimo di $0,07 \pm 0,02$ mm/a ed un massimo di $0,57 \pm 0,07$ mm/a, vanno ad integrare un *database* di *slip rate* recentemente sviluppato da Maesano et al. (2015a). Essi, utilizzando un approccio che prevede la creazione di modelli geologici 3D attorno alle faglie per poter tenere conto di eventuali effetti dovuti a processi di compattazione differenziale, simile a quello utilizzato in Maesano & D'Ambrogi (2015a), hanno calcolato gli *slip rate* per diversi intervalli temporali a partire dall'orizzonte PL, su numerose strutture appartenenti ai fronti compressivi esterni dell'Appennino Settentrionale.

Faglie dirette ereditate

Il sistema delle faglie dirette ereditate è stato mappato, tramite l'interpretazione di linee sismiche nell'area di studio, all'interno della successione carbonatica mesozoica. Esse si estendono nel sottosuolo dell'intera area padana (Scardia et al., 2015) e si sono formate durante l'apertura mesozoica della Tetide, prima che iniziasse la convergenza tra le placche Africana ed Europea che ha portato alla formazione delle due catene degli Appennini e delle Alpi. Esse separavano alti strutturali e bacini marini profondi corrispondenti, nel settore centro padano, rispettivamente alla Piattaforma Veneta e al Bacino Lombardo (Ravaglia et al., 2006) e caratterizzati da successioni sedimentarie differenti (Masetti et al., 2012). Quasi tutte queste strutture mostrano rigetti decrescenti a partire dall'orizzonte TE e appaiono sature dall'orizzonte SCA (Par. 7.3). In letteratura sono riportate poche evidenze di una loro possibile attività anche in tempi recenti. Tra queste, Scardia et al. (2015) hanno mappato alcune faglie fino alla base dell'orizzonte Y di 450 ka (corrispondente al QC3 del progetto) ed associano alla loro attività la deformazione di depositi del Pliocene superiore/Pleistocene medio affioranti nella zona meridionale del Lago di Garda. Questi Autori inoltre ipotizzano che la sorgente sismogenetica del terremoto del 1117 possa corrispondere con una di queste faglie, riattivata nel regime di *stress* attuale. Le faglie dirette ereditate, essendo radicate nel basamento sedimentario che si immerge verso SO al di sotto dei fronti esterni dell'Appennino Settentrionale formando la Monoclinale di Mantova hanno profondità crescenti nella direzione di immersione della monoclinale (Fig. 9.2). Di conseguenza, a differenza dei *thrust* appartenenti alle catene degli Appennini e del Sudalpino che sono più superficiali, esse non hanno nessuna evidenza morfologica in pianura che possa essere utilizzata per inferirne la loro attività recente.

Al fine di capire quale sia il potenziale di riattivazione delle strutture ereditate e quindi, in prima approssimazione, se esse possano rappresentare una nuova classe di sorgenti sismogenetiche nell'area padana (si legga a tal riguardo Vannoli et al., 2015), la loro geometria è stata confrontata in una fase iniziale con la sismicità storica e strumentale (Fig. 9.4). Da questo confronto si evince che, almeno all'interno dell'area in studio, nessun terremoto significativo può essere attribuito all'attivazione di una di queste faglie. Solamente alcuni eventi strumentali, localizzati nella parte meridionale dell'area in studio, sono stati caratterizzati da profondità ipocentrali tali da ricadere al di sotto dei *thrust* e quindi, potenzialmente, nel dominio delle faglie ereditate. Tuttavia, molti di questi terremoti hanno avuto magnitudo basse e le profondità ipocentrali sono state anche di decine di km, ponendoli probabilmente al di sotto delle faglie ereditate.

Allargando però l'analisi all'intera Pianura Padana, esistono alcuni eventi che, per le loro caratteristiche di risentimento molto ampio, potrebbero esser stati generati da sorgenti localizzate in profondità, al di sotto dello scollamento basale dei sistemi a *thrust*. Ne sono esempio i terremoti di M_w 5.4 e 4.5 del 15 e 16 maggio 1951 del Lodigiano (Caciagli et al., 2015; Vannoli et al., 2015), l'evento del 22 ottobre 1796 dell'Emilia orientale di M_w 5.6 e quello del 13 gennaio 1909 di M_w 5.5 della Bassa Padana (Toscani et al., 2009). Inoltre, più recentemente, tre scosse con M_{max} 5.4 avvenute nel gennaio 2012 in sequenza da nord a sud tra i Monti Lessini e l'area di Parma (ISIDe Working Group, 2015), sono state localizzate a profondità comprese tra i 10 e i 60 km, ben al di sotto di quella dei *thrust*, a testimonianza del potenziale sismogenetico di strutture non appartenenti ai sistemi compressivi (la scossa più a nord, la più superficiale, è stata localizzata nei Monti Lessini al di fuori dei sistemi alpini), ma anche probabilmente di processi profondi collegati al sistema della subduzione.

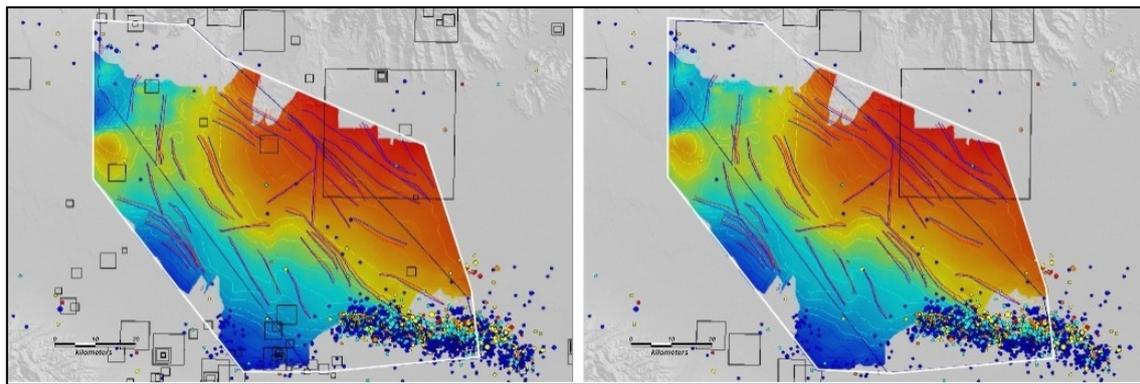


Figura 9.4 - Sismicità storica e strumentale della Pianura Padana centrale e faglie ereditate del basamento carbonatico. I terremoti storici (Catalogo CPT11, Rovida et al., 2011) sono rappresentati da quadrati di dimensioni proporzionali alla magnitudo; la sismicità strumentale nell'intervallo 2005-2014 (Catalogo INGV ISIDe, ISIDe Working Group, 2015) è rappresentata da cerchi di dimensioni proporzionali alla magnitudo colorati in base alla profondità (rosso: terremoti superficiali, blu profondi). La mappa a sinistra mostra tutti i terremoti storici, mentre quella a destra solo quelli di magnitudo superiore a 5.5. La superficie colorata (rosso: terremoti superficiali, blu profondi) rappresenta il top della Formazione della Scaglia (SCA) con isobate ogni 200 m. Faglie ereditate: linea rossa - tip superiore, linea blu - tip inferiore.

Il passo successivo dell'analisi è consistito nel confrontare la geometria del sistema delle faglie ereditate con l'orientazione del campo di sforzi attivo dedotta dall'orientamento dell' SH_{max} , utilizzando in via preliminare il software ReActiva (Alaniz-Alvarez et al., 2000), per capire se almeno qualitativamente esse possano essere riattivate in quanto favorevolmente orientate. L'orientazione relativa tra il campo di sforzi e l'andamento delle faglie è infatti uno dei parametri principali che governano il potenziale di riattivazione di faglie ereditate (Di Domenico et al., 2015). Inoltre, occupando le faglie ereditate un intervallo di profondità molto ampio, compreso per i loro *tip* superiori tra 2 e 8 km circa, dato che seguono l'approfondimento verso SO della Monoclinale di Mantova, e poiché il carico litostatico è un altro dei parametri che può controllare il potenziale di riattivazione di una faglia, prima di iniziare l'analisi esse sono state suddivise in un gruppo di faglie "superficiali" (con profondità minime dei *tip* inferiori a 5 km), ed in un gruppo di "profonde" (con profondità minime superiori a 5 km) (Fig. 9.2). Nell'area in studio, le faglie ereditate sono generalmente orientate in direzione NO-SE e, subordinatamente, in direzione N-S o NE-SE (Mappa 16, Appendice2; Fig. 9.5).

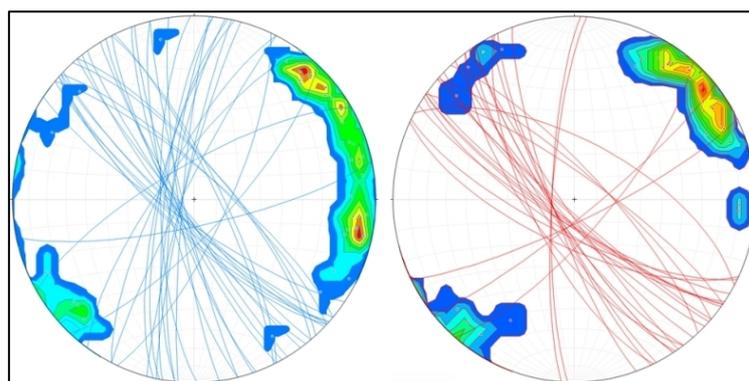


Figura 9.5 - Diagrammi stereonet (emisfero inferiore) mostranti la geometria in termini di strike e dip delle faglie ereditate del basamento carbonatico; il diagramma a sinistra mostra le faglie profonde, caratterizzate da una profondità del *tip* superiore inferiore di 5 km, quello di destra le faglie superficiali. I diagrammi realizzati con Stereonet 8 (Allmendinger, 2013).

Il campo di sforzi attivo definito dall'orientazione del massimo sforzo orizzontale (SH_{max}), localmente derivato principalmente da meccanismi focali e misure di *breakout* in perforazioni petrolifere (Montone & Mariucci, 1999; Montone et al., 2012), è stato interpolato su di una griglia con passo di 0.1° , usando il software SHINE (<http://shine.rm.ingv.it/>; Carafa & Barba, 2013; Carafa et al., 2014). L'orientazione media dell' SH_{max} risulta essere compresa tra N-S e N10E (Fig. 9.6), estremi che sono

stati utilizzati nei calcoli per tenere conto dell'incertezza nell'orientazione reale. I risultati dei *test* effettuati (Fig. 9.7) mostrano che anche questa piccola variabilità ha un grande impatto sul numero di faglie riattivabili e che l'orientazione N10E è quella in grado di riattivarne il maggior numero. Questa analisi preliminare è stata seguita da un raffinamento che ha previsto il calcolo del valore assoluto degli sforzi principali in profondità a partire da una inversione del campo di sforzi regionale derivato dai meccanismi focali della sequenza sismica del 2012, e la valutazione della tendenza alla riattivazione alle diverse profondità delle faglie e della loro eventuale cinematica utilizzando uno strumento di analisi dello stress incluso nel software MOVE™ (Maesano et al., 2015b). Per quanto riguarda la cinematica, a causa dell'orientazione relativa tra faglie e campo di sforzi attivo, esse presentano possibilità di riattivazione con movimento trascorrente o transpressivo destro, mentre nessuna faglia generalmente è riattivabile con cinematica trascorrente sinistra, inversa o diretta. Le faglie profonde sono quelle più facilmente riattivabili, confermando che la profondità è un parametro di controllo importante. Verificato il potenziale di riattivazione delle faglie, ovviamente poco si può dire sul loro potenziale sismogenetico, che dipende in gran parte dalle proprietà reologiche delle rocce presenti alle profondità di interesse, questione che richiederà ulteriori approfondimenti.

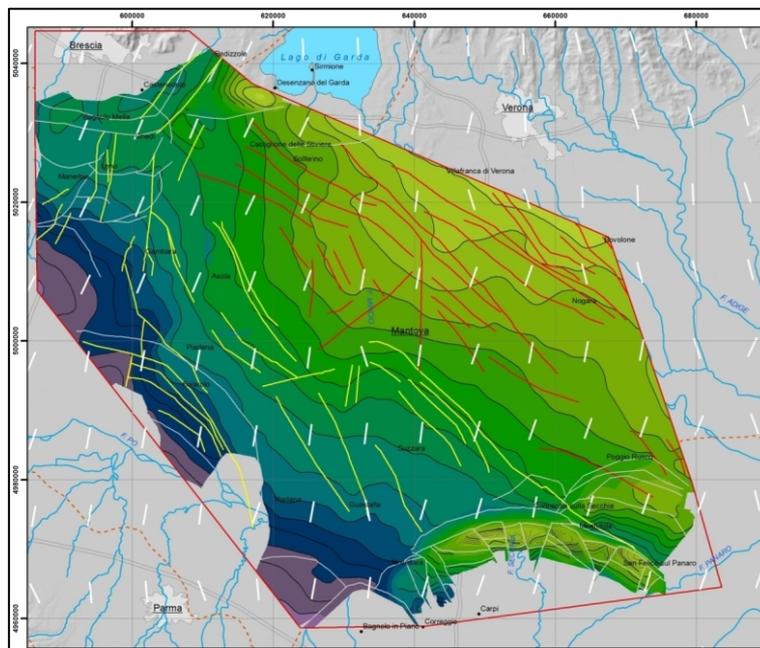


Figura 9.6 - Mappa del top della Scaglia e orientazione del massimo sforzo orizzontale (SH_{max}). Le faglie ereditate sono suddivise in due macro-classi in funzione della profondità del tip superiore.

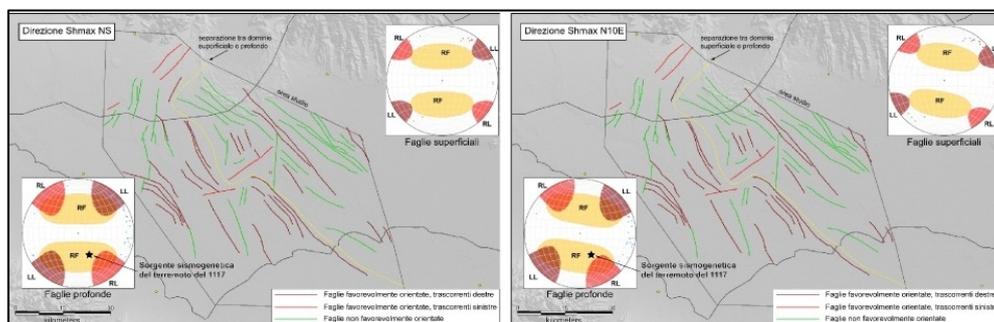


Figura 9.7 - Mappe mostranti il potenziale di riattivazione delle faglie ereditate ottenuta con un Sh_{max} orientato N-S (sinistra) e N10E (destra). Le faglie sono rappresentate con colori diversi a seconda della loro cinematica potenziale. I due diagrammi in basso a sinistra e alto a destra mostrano i campi dove a causa della loro geometria il potenziale di riattivazione delle faglie è massimo e la loro cinematica. La geometria delle faglie è rappresentata come poli. RL, campo di riattivazione in trascorrenza destra; LL, campo di riattivazione in trascorrenza sinistra; RF, campo di riattivazione come faglie inverse.

10. DISTRIBUZIONE DEI RISULTATI

I risultati e i prodotti finali del Progetto GeoMol sono disponibili su Internet, raggiungibili attraverso la *homepage* www.geomol.eu. Il sito è stato attivato fin dalle fasi iniziali del Progetto, nel Novembre del 2012, per garantire, in accordo con le regole del programma Spazio Alpino, la massima informazione e pubblicità sulle attività in corso; il suo aggiornamento continuo ha garantito la diffusione delle notizie relative agli eventi pubblici (Kick-off, Conferenze, Eventi Nazionali e/o Regionali).

Il sito web consente attualmente di accedere ai differenti prodotti finali realizzati, destinati ai diversi *stakeholder* e volti a sensibilizzare ed informare un pubblico ampio.

La *homepage* rappresenta un *hub* per l'accesso alle diverse applicazioni web realizzate, oltre che il luogo dove reperire il Report Finale. Le applicazioni web sono:

- il **3D-Explorer**, uno strumento web di visualizzazione e analisi dei modelli geologici 3D;
- il **MapView**, uno strumento web di visualizzazione di mappe tematiche, derivate dai modelli. Le mappe sono state realizzate per garantire l'utilizzo immediato dei risultati tenendo conto delle indicazioni ricavate, nelle prime fasi del Progetto, dal questionario sulle necessità degli *stakeholder* (Cap. 4);
- il **SearchCatalogue** (accessibile dal MapViewer), uno strumento web che fornisce informazioni sulla disponibilità e le caratteristiche dei dati spaziali, l'accesso ai servizi Web Map Services (WMS) per l'utilizzo delle mappe tematiche in Desktop GIS o in altre applicazioni web, nonché le eventuali restrizioni di utilizzo;
- Inoltre, tramite il sito web, è possibile reperire i Rapporti conclusivi specifici per ciascuna area pilota (Capar et al., 2015; GBA, 2015; GeoMol Projektteam LCA, 2015; Šram et al., 2015); ivi incluso questo volume.

Il sito web di GeoMol (www.geomol.eu) è organizzato in sezioni, i cui contenuti sono disponibili sia in lingua inglese che in tutte le lingue nazionali dei Partner partecipanti: tedesco, italiano, francese, sloveno; solo alcune sottosezioni, di seguito elencate, sono redatte esclusivamente in lingua inglese (Fig. 10.1):

- **Progetto** - informazioni sulle aree di studio, sull'organizzazione e sulle tecniche/tecnologie adottate, con possibilità di visualizzare e scaricare le pubblicazioni scientifiche relative alle attività svolte;
- **Geopotenziali** - descrizione dei diversi tipi di potenziali utilizzi del sottosuolo;
- **Eventi** - presentazioni svolte nel corso degli eventi pubblici;
- **Prodotti** - *link* alle applicazioni web del **MapView** e del **3D-Explorer** e pagina per il *download* del Report Finale (in lingua inglese) e dei Rapporti delle diverse aree pilota (in lingua nazionale).



Figura 10.1 - Homepage del sito www.geomol.eu

10.1 Visualizzatore 3D e prodotti on demand

Il software GST

La costruzione di un'infrastruttura tecnologica, non dipendente da *software* specifici, in grado di consentire la raccolta, la messa in comune e la distribuzione di informazioni multi-dimensionali provenienti da fonti diverse, rappresenta uno degli obiettivi strategici del Progetto GeoMol.

Tale infrastruttura è basata sul *software* GST, *Geo sciences in Space and Time* (Gabriel et al., 2011), il cui sviluppo da parte della TU Bergakademie di Freiberg è iniziato nell'ambito del Progetto ProMine (<http://promine.gtk.fi>), e successivamente sviluppato e adattato per rispondere a specifiche esigenze dei partner di GeoMol e delle loro infrastrutture tecnologiche. Dettagli tecnici sono riportati in Diepolder (2011) e Gabriel et al. (2011) e in Le et al. (2013) per quanto riguarda i fondamenti dell'*object-relational data model*. L'obiettivo principale di GST è di consentire l'accesso, la visualizzazione e l'organizzazione di geo-object usando open standard, volti alla produzione di geo-model che usano informazioni tematiche a varie scale, inclusi parametri geologici, geofisici e geochimici. Inoltre GST rende possibile la gestione di modelli molto ampi e la mosaicatura di modelli di più piccole dimensioni a maggiore risoluzione.

Tali caratteristiche hanno reso possibile la piena interoperabilità tra i partner di Progetto, necessaria in particolar modo per l'armonizzazione dei modelli 3D nelle zone di confine, rendendo possibile la messa in comune, visualizzazione e interrogazione dei modelli elaborati da ciascun partner.

3D-Explorer e prodotti on-demand

Il **3D-Explorer** (<http://geomol.eu/3dexplorer>) è stato presentato e rilasciato in versione beta in occasione della "Mid-term Conference" di Progetto, nel mese di maggio 2014. Questo strumento consente l'esplorazione di modelli geologici 3D attraverso comuni web *browser*, senza l'installazione di *plug-in*; tuttavia, l'utilizzo da parte dell'applicazione della tecnologia WebGL (*Web Graphics Library*, <https://www.khronos.org/webgl/>) richiede web *browser* capaci di gestire contenuti WebGL (es. Firefox, Chrome, Opera o Safari).

In funzione della tipologia di dati, il **3D-Explorer** consente un *login* pubblico per accedere a tutte le informazioni libere, e un *login* per accesso riservato che consente di accedere anche a quelle informazioni classificate come riservate, in accordo con le norme delle singole nazioni e con le regole di accesso dei diversi Servizi Geologici. Tale accesso riservato rende possibile all'utente (es. i partner del Progetto GeoMol): *upload* e *download* dei dati, modifica delle informazioni relative all'area di propria competenza e definizione delle regole di accesso ai diversi set di dati o modelli.

Le informazioni che vengono rese visibili nel **3D-Explorer** sono recuperate dinamicamente dal *database* di GST e convertite *on the fly* nel sistema spaziale di riferimento preferito, attraverso una trasformazione di coordinate.

Il **3D-Explorer** mette a disposizione dell'utente due sezioni: *3D Geology* e *2D Geology*, per consentire la massima interazione con i modelli 3D.

La sezione *3D Geology* (Fig. 10.2a) consente: la visualizzazione dei modelli 3D; la loro esplorazione attraverso strumenti di movimento, rotazione e zoom; la possibilità di modificare la scala verticale di visualizzazione, per una più facile esplorazione delle unità a ridotto spessore; la possibilità di produrre tagli del modello attraverso lo strumento "Slicer" (Fig. 10.2b); la possibilità di caricare mappe di sfondo, anche attraverso servizi WMS offerti da fonti esterne; di modificare le modalità di visualizzazione delle superfici. È inoltre possibile visualizzare le coordinate del cursore e il sistema spaziale di riferimento usato.

Lateralmente alla finestra di visualizzazione del modello, un elenco di contenuti consente di rendere visibili/non visibili le singole superfici.

La sezione *2D Geology* offre degli strumenti di interrogazione dei modelli 3D che includono la possibilità di produrre pozzi virtuali, sezioni geologiche (Fig. 10.2c) e tagli orizzontali in posizioni e a profondità definite dall'utente (ubicazione del pozzo, inizio/fine della sezione e del taglio, profondità del taglio orizzontale) mediante il puntatore o l'inserimento manuale delle coordinate. Infine è possibile estrarre una porzione limitata del modello 3D.

I risultati vengono restituiti in formato *raster* (Fig. 10.2d).

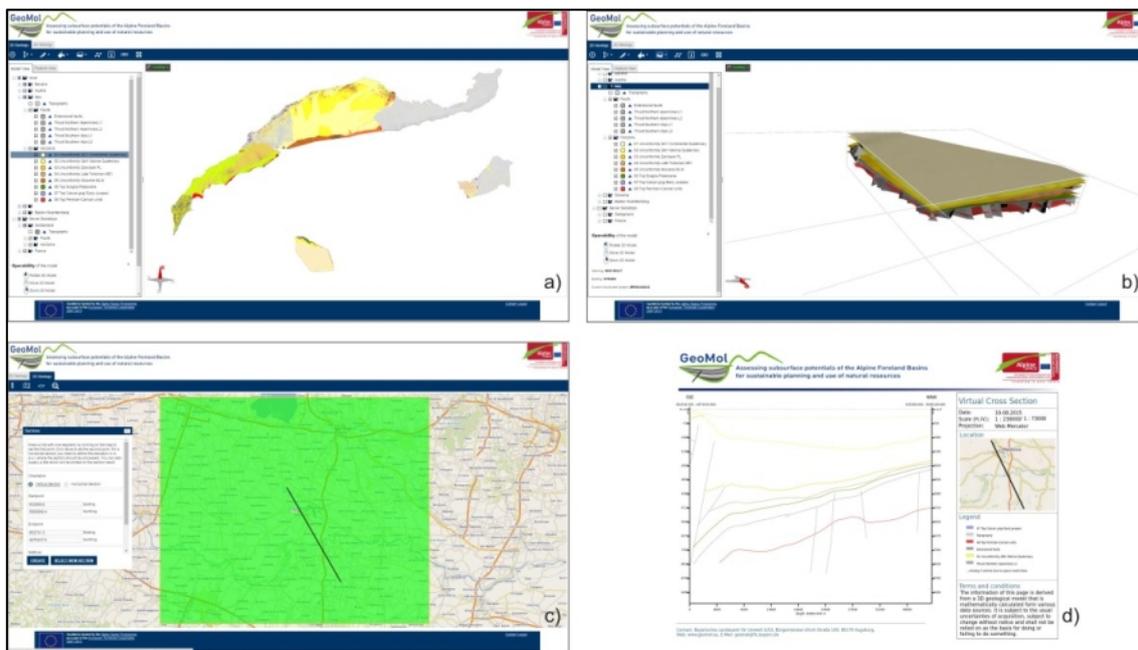


Figura 10.2 - Sezione 3D Geology del 3D-Explorer: a) gli strumenti per il movimento del modello sono mostrati in basso a sinistra, gli strumenti per modificare la scala verticale, per la realizzazione di tagli, l'inserimento di mappe, ecc. sono lungo la barra orizzontale in alto; b) esempio di tagli per la migliore visualizzazione di strutture interne al modello; Sezione 2D Geology del 3D-Explorer: c) strumento per la realizzazione di sezioni verticali.; d) sezione geologica estratta dal modello 3D.

10.2 Visualizzatore 2D, Search Catalogue e Web Map Services (WMS)

MapViewer

Il **MapViewer** (Visualizzatore 2D) è un'applicazione web che consente agli utenti di selezionare, analizzare, salvare e stampare mappe tematiche 2D delle aree di studio del Progetto GeoMol.

Il **MapViewer** è accessibile dal sito web di Progetto o direttamente all'indirizzo <http://maps.geomol.eu>. Selezionando un'area sulla mappa nella *home page* del **MapViewer**, l'utente è indirizzato direttamente alle mappe tematiche 2D disponibili per quella particolare area di interesse, dalle quali potrà comunque passare ad altre aree (Fig. 10.3a).



Figura 10.3 - a) Homepage del MapViewer; la mappa interattiva consente di selezionare l'area di interesse e accedere alle relative mappe tematiche; b) interfaccia grafica del MapViewer.

L'applicazione è progettata per la navigazione sia su *desktop* che su dispositivi mobili. L'interfaccia grafica è disponibile in inglese, tedesco, francese e italiano. I titoli delle mappe, le legende e le informazioni correlate agli oggetti, sono in inglese per il *framework model* del Bacino della Molassa e nelle lingue nazionali dei Servizi geologici che forniscono i WMS per le rispettive aree pilota.

Le mappe sono state distinte nei seguenti gruppi tematici e categorie nell'indice dei contenuti del **MapViewer** (Fig. 10.3b):

Dati di base; include mappe che mostrano:

- il perimetro delle aree modellate
- la posizione delle linee sismiche e dei pozzi

Mappe delle isobate (*Spatial extent of geological units*); include le mappe che mostrano la posizione in profondità e l'occorrenza degli orizzonti stratigrafici (15 mappe per l'Area Pilota italiana), derivate/estratte dal modello geologico 3D. Sono mappate:

- isobate (equidistanza 25, 50, 100 e 500 metri, in funzione della massima e minima profondità dell'orizzonte mappato)
- zone di faglia (rappresentate tramite il loro bordo superiore e la parte visibile in mappa del piano di faglia)
- aree non modellate, o di non occorrenza dell'orizzonte.

Mappe dei geopotenziali. Tali mappe si differenziano per le diverse aree pilota.

Per l'Area Pilota italiana sono disponibili:

- Mappe Temperatura – Profondità: rappresentano la distribuzione della temperatura a profondità definite (500, 1.000, 1.500, 2.000, 3.000, 4.000 e 5.000 metri) e, alle stesse profondità, la classificazione dei possibili utilizzi della risorsa geotermica
- Mappe Isoterme: rappresentano la profondità delle isoterme 60°C, 100°C e 150°C e la geologia alla profondità dell'isoterma
- Mappe Temperatura – Orizzonte: rappresentano la distribuzione della temperatura al tetto di orizzonti target e la relativa classificazione dei possibili utilizzi della risorsa geotermica
- Faglie attive e sorgenti sismogenetiche: contenente una mappa strutturale estratta dal modello 3D, con la classificazione delle anticlinali e delle faglie in funzione dell'orizzonte più giovane piegato/fagliato; una mappa della sismicità e del campo di stress; una mappa delle faglie attive e sorgenti sismogenetiche; una mappa delle faglie ereditate e una mappa gravimetrica.

Si rimanda ai capitoli dedicati per i relativi approfondimenti sul contenuto delle mappe.

La base topografica può essere visualizzata o disattivata, anche con possibilità di aggiunta del rilievo. Le coordinate della posizione del cursore possono essere visualizzate con coordinate geografiche (WGS84) nel sistema Europeo ETRS89 UTM e in tutti i sistemi di riferimento specifici per le diverse nazioni (Tab. 10.1).

La barra degli strumenti di navigazione consente di disporre di funzioni per un facile movimento e localizzazione nella finestra della mappa quali: *zoom in/out*, *zoom* su uno specifico rettangolo disegnato sulla mappa, *pan* e ridimensionamento allo *zoom* precedente o a tutta mappa. La barra degli strumenti delle informazioni restituisce informazioni su oggetti interrogabili e relativi attributi.

Lo strumento "Trova una località" consente di posizionare la mappa su luoghi specifici. L'indice dei contenuti consente l'attivazione/disattivazione, la possibilità di scegliere il livello di trasparenza, e l'attivazione della legenda di ciascun *layer*. Mentre l'indice dei contenuti è fisso, l'ordine delle mappe attive può essere modificato attraverso lo strumento "La mia selezione" dove è possibile caricare solo alcune mappe e poi modificarne la posizione.

SearchCatalogue

Il **SearchCatalogue** consente la ricerca di mappe tematiche 2D e dei WMS del Progetto GeoMol sulla base delle descrizioni fornite dai metadati. Il **SearchCatalogue**, con interfaccia grafica in inglese, tedesco, francese e italiano, è accessibile dal **MapViewer** o direttamente all'indirizzo <http://meta.geomol.eu>. La ricerca può essere effettuata sulla base di parole chiave, titoli di mappe, *abstract* o può essere ristretta a categorie di mappe, sono inoltre disponibili funzioni di ricerca avanzata.

I risultati della ricerca possono essere espansi per vedere l'intera descrizione del metadato che, oltre a fornire informazioni su contenuto ed estensione spaziale della mappa, include anche le informazioni su chi contattare per ulteriori approfondimenti sui dati ed eventuali indicazioni sulle restrizioni di utilizzo.

I metadati sono basati sullo standard EN ISO 19115 e 19119, sono conformi ai requisiti della direttiva EU INSPIRE (INSPIRE, 2007) e delle infrastrutture dati regionali (GDI-DE <http://www.geoportal.de/DE/GDI-DE/>) e nazionali (E-GEO.CH <http://www.e-geo.ch/>).

L'implementazione tecnica del **SearchCatalogue** si basa sullo standard CSW 2.0.2 dell'*Open Geospatial Consortium standard* (OGC, 2007), modificato per rispondere ai requisiti previsti dalla direttiva INSPIRE per i *Discovery Services* (INSPIRE, 2011). L'utente può facilmente passare dall'applicazione del **SearchCatalogue** al **MapViewer**; le mappe trovate dalla ricerca possono essere aperte direttamente nel **MapViewer** usando lo strumento "*Map Preview*"; viceversa dal **MapViewer**, selezionando "Mostra i metadati", si apre una finestra dalla quale è possibile passare alla descrizione completa attraverso il *link* "Mostra tutti i metadati".

GeoMol Area	Data Provider	Web Service Provider	Lingua	Gruppi tematici	Sistema coordinate (EPSG Code)
NAFB Framework Model	BRGM GBA LFU LGRB swisstopo	LGRB	Inglese	Dati di base	WGS 84 (4326) Web Mercator (3857) ETRS89 UTM 31N (25831) ETRS89 UTM 32N (25832) ETRS89 UTM 33N (25833)
Geneva-Savoy	BRGM swisstopo	Etat de Genève	Francese	Dati di base Mappe delle isobate Potenziale geotermico	WGS 84 (4326) Web Mercator (3857) ETRS89 UTM 31N (25831) ETRS89 UTM 32N (25832) CH 1903+ / LV95 (2056) Lambert 93 (2154)
Lake Constance – Allgäu	GBA LfU LGRB swisstopo	LGRB	Tedesco	Dati di base Mappe delle isobate Potenziale geotermico	WGS 84 (4326) Web Mercator (3857) ETRS89 UTM 32N (25832) DHDN GK 3 (31467) DHDN GK 4 (31468) CH 1903+ / LV95 (2056) MGI Austria GK M28 (31257)
Brescia - Mantova - Mirandola	ISPRA	ISPRA	Italiano	Dati di base Mappe delle isobate Mappe dei geopotenziali: Temperatura – Profondità Isoterme Temperatura - Orizzonte Faglie attive e sorgenti sismogenetiche	WGS 84 (4326) Web Mercator (3857) ETRS89 UTM 32N (25832) WGS 84 UTM Zone 32 (32632)
Swiss Midlands	swisstopo	swisstopo	Tedesco	Sequestro CO ₂	WGS 84 (4326) Web Mercator (3857) ETRS89 UTM 32N (25832) CH 1903+ / LV95 (2056)
Upper Austria – Upper Bavaria	GBA LfU	LfU	Tedesco	Dati di base Mappe delle isobate Potenziale geotermico Stoccaggio gas	WGS 84 (4326) Web Mercator (3857) ETRS89 UTM 32N (25832) ETRS89 UTM 33N (25833) DHDN GK 4 (31468) MGI Austria GK M31 (31258)

Tabella 10.1 - Tabella riassuntiva dei Web Map Services di GeoMol (modificata da GeoMol Team, 2015).

Web Map Services (WMS)

I dati spaziali derivanti dai modelli 3D del Progetto GeoMol sono stati usati per produrre mappe tematiche 2D, rese disponibili attraverso *Web Map Services* (WMS), protocolli standard per la messa a disposizione via Internet di mappe *raster* georiferite. Le mappe distribuite attraverso i WMS possono essere integrate nei più comuni Sistemi Informativi Geografici (GIS) e in altre applicazioni di *web mapping* e quindi combinate e integrate con dati spaziali provenienti da fonti diverse.

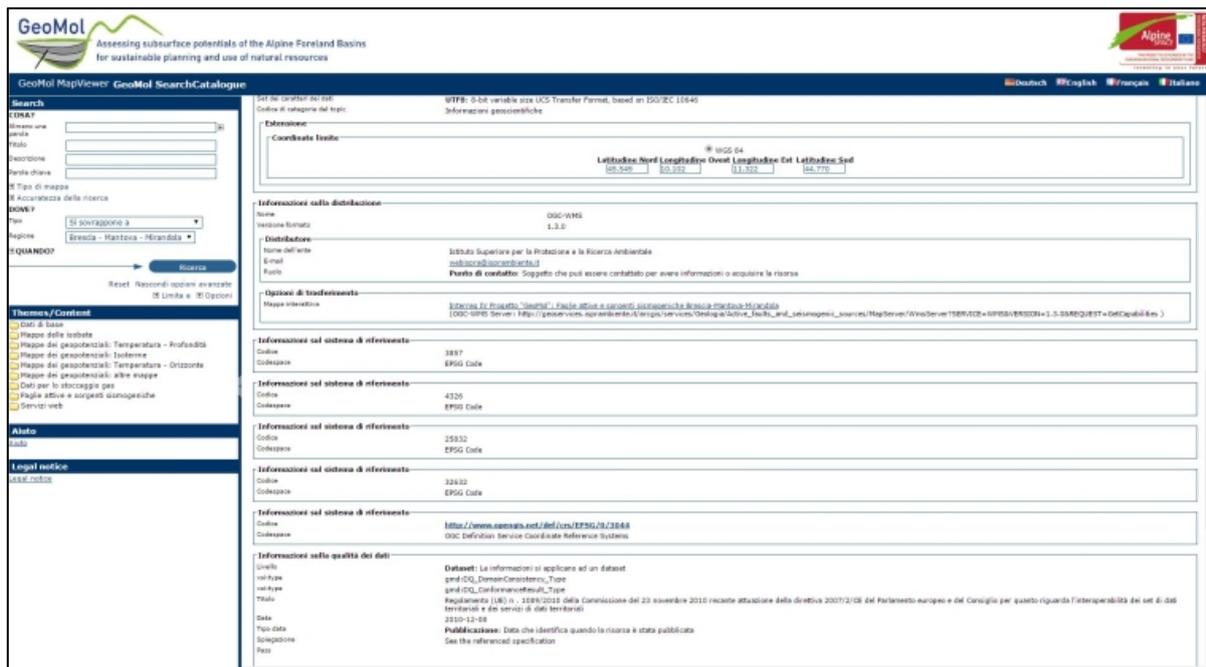


Figura 10.4 - SearchCatalogue: sulla sinistra è visibile lo strumento di ricerca; sulla destra un esempio di metadato con le informazioni sul GetCapabilities del Web Map service relativo.

Per poter utilizzare i WMS prodotti dal Progetto GeoMol in un'applicazione web esterna o in un GIS, l'utente deve far riferimento al *GetCapabilities* fornito nella descrizione completa dei metadati nella sezione "Informazioni sulla distribuzione – Opzioni di trasferimento" (Fig. 10.4). Ciascun *GetCapabilities* fornisce indicazioni quali: *provider*, formati supportati, versioni compatibili, *layer* disponibili, estensione spaziale, sistemi di riferimento delle coordinate supportati, e *URI (Unique Resource Identifier)* dei dati. I WMS di GeoMol supportano anche la richiesta *GetFeatureInfo*, che consente di ottenere informazioni sugli attributi degli oggetti interrogabili.

L'implementazione dei WMS di GeoMol si basa sullo standard WMS v. 1.1.1 (OGC, 2002) e v. 1.3 (OGC, 2004) dell' Open Geospatial Consortium (OGC).

I WMS di GeoMol sono predisposti e mantenuti da diverse istituzioni (una per ciascuna area pilota), in grado di garantire il mantenimento e l'aggiornamento efficiente dei servizi. Tale sistema di risorse distribuite è sintetizzato nella Tabella 10.1.

10.3 Limitazioni e modalità di utilizzo

I modelli geologici 3D sono rappresentazioni virtuali di porzioni di sottosuolo, basate su dati geologici e geofisici, sulla loro interpretazione da parte di esperti e su fasi di elaborazione ed interpolazione. Tali rappresentazioni sono inoltre caratterizzate da un livello di semplificazione della complessità geologica dipendente dalla quantità e dalla qualità dei dati disponibili, dal livello complessivo di conoscenza dell'architettura geologica dell'area modellata e dal tipo di interpolazione scelta.

L'accuratezza del modello è, di conseguenza, fortemente dipendente dalla densità dei dati, dal livello di comprensione e conoscenza dell'assetto geologico dell'area modellata nel momento in cui esso viene realizzato, nonché dal livello di complessità che si vuole rappresentare.

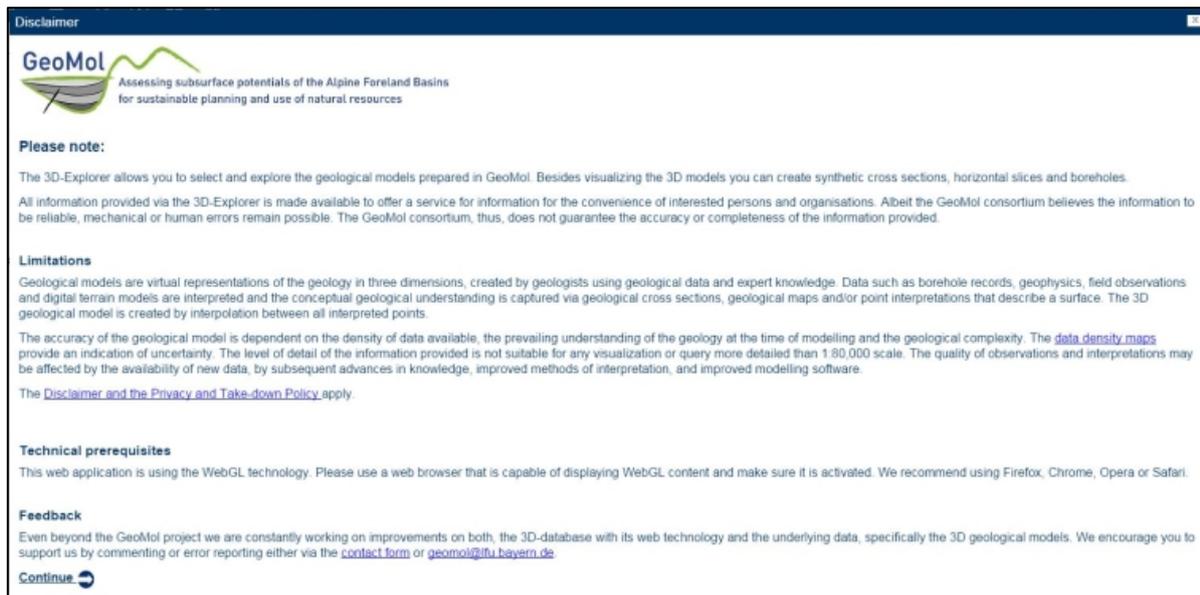
La comunicazione delle informazioni relative alla distribuzione dei dati di partenza risulta quindi un elemento di grande importanza, ai fini di una valutazione preliminare e qualitativa sull'incertezza del modello.

Si ricorda inoltre che la maggior parte dei dati (linee sismiche e pozzi) utilizzati per la costruzione dei modelli sono soggetti alla relativa legislazione nazionale (vedi Par. 3.2). La diffusione di alcune informazioni basate su dati confidenziali è quindi soggetta a restrizioni, in accordo con le norme nazionali sulla riservatezza, per evitare di poter risalire ai dati originari.

Poiché i prodotti di GeoMol vengono forniti attraverso il **MapViewer** e il **3D-Explorer**, che dispongono di funzioni di zoom e strumenti di *query* avanzati, la cui combinazione può consentire di risalire ai dati di base, sono state adottate soluzioni che consentissero di rispettare da una parte le leggi sulla riservatezza dei dati e, dall'altra, l'obbligo alla diffusione pubblica delle informazioni ambientali (Direttiva 90/313/EEC; Direttiva 2007/2/CE; Decreto legislativo 32/2010).

Al fine di garantire un corretto utilizzo dei modelli geologici 3D, si è ritenuto necessario introdurre un *disclaimer* nel **3D-Explorer** (Fig. 10.5) che fornisce all'utente indicazioni sulla scala massima di utilizzo e ricorda che i modelli possono essere affetti da errori. È stata definita una scala massima di zoom pari a 1:80.000, superata la quale non si ritiene che i modelli 3D prodotti possano, complessivamente, fornire indicazioni sufficientemente affidabili, complete e accurate, nonostante per alcune aree la densità dei dati consentirebbe anche un dettaglio maggiore. L'ubicazione dei dati di partenza, utile ai fini della valutazione della qualità del modello, è mostrata lì dove non sussistano vincoli di riservatezza, regolati dalle normative nazionali, su tale informazione.

Figura 10.5 - *Disclaimer recante le indicazioni circa le limitazioni di utilizzo. Per poter accedere al 3D-*



Explorer è necessario leggere e accettare le condizioni tramite il tasto “Continue”.

In conclusione, occorre sottolineare che i risultati forniti dal Progetto GeoMol sono la base di conoscenza indispensabile per supportare una pianificazione preliminare a scala regionale ma non possono essere utilizzati *tout court* per valutazioni di dettaglio e sito-specifiche, per le quali sono necessari modelli di maggiore dettaglio, supportati da approfondimenti su aspetti specifici (fig. 10.6).

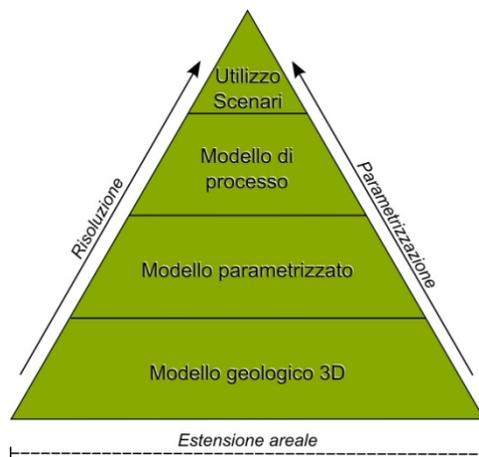


Figura 10.6 - *Schema esemplificativo delle relazioni tra tipologia di modello e grado di dettaglio; i modelli geologici “regionali” realizzati nell’ambito di GeoMol si trovano alla base della piramide.*

APPENDICE 1

Analisi biostratigrafica delle carote di pozzi ENI nell'intervallo Plio-Pleistocene

Per verificare il modello stratigrafico e la consistenza della conversione tempi/profondità, in particolare per quanto riguarda l'intervallo del Plio-Pleistocene, è stato effettuato uno studio biostratigrafico di dettaglio mediante la determinazione dei nannofossili calcarei in campioni prelevati dalle carote ENI di alcuni pozzi significativi dell'Area Pilota (Fig. 1.App).

Le carote campionate provengono dai seguenti pozzi ENI:

- Bovolone 1 e Nogarole Rocca 1, situati nella porzione orientale dell'Area Pilota, tra la provincia di Verona e quella di Mantova;
- Poggio Rusco 1 e Novellara 1, situati nella porzione meridionale dell'Area Pilota, rispettivamente nelle provincie di Mantova e Reggio Emilia;
- Cremona Nord 2, situato in provincia di Cremona, poco oltre il limite occidentale dell'Area Pilota;
- Verolanuova 1 e Cigole 1 in provincia di Brescia, situati nella porzione nord-occidentale dell'Area Pilota;
- Castenedolo 1, Maclodio 1 e Montirone 1, situati nella porzione settentrionale dell'Area.

Sono stati prelevati e analizzati complessivamente quarantasei campioni (*smear slides*) e, come riferimento per l'interpretazione, è stata utilizzata la scala cronostratigrafica elaborata da Gradstein et al. (2004) e Lourens et al. (2005). Le *smear slides* sono state preparate seguendo il metodo standard descritto da Bown & Young (1998) e lo schema biozonale adottato è quello di Martini (1971), con alcune modifiche da Young (1998).

Di seguito si forniscono i dettagli di campionamento, mentre i risultati dell'analisi per ciascun pozzo sono riassunti in Tabella 1.

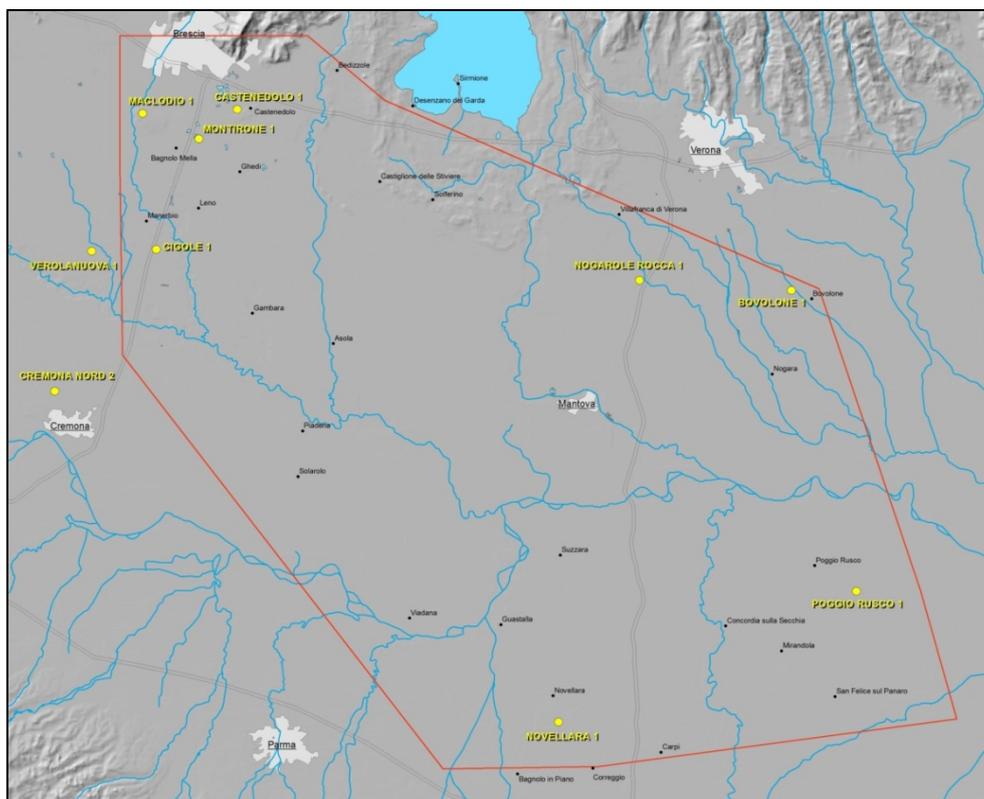


Figura 1.App - Mappa di ubicazione dei pozzi ENI.

1.1 – Bovolone 1

Sono stati analizzati sette campioni, prelevati rispettivamente alle profondità di 405, 605, 704, 881, 1.007, 1.104 e 1.185,5 m (dal piano della tavola rotary).

I tre campioni più superficiali sono risultati sterili e, di conseguenza, non è stato possibile riconoscere alcuna biozona. I campioni prelevati alla profondità di 881 m e 1.007 m sono stati attribuiti alle biozone NN18 e NN19b definendo un'età al limite fra Piacenziano e Gelasiano. Il campione a 1.104 m è attribuito alle biozone NN16-NN18 (Piacenziano), mentre il campione più profondo, a 1.185,5 m, alla biozona NN15 (Zancleano). Nell'area del pozzo, la superficie QM1 è mappata a poco meno di 900 m di profondità; quella intra-gelasiana (GEL) non è stata mappata mentre quella alla base del Pliocene (PL) è stata mappata fra i 1.000 m e i 1.500 m di profondità. Si conferma per quest'area una buona corrispondenza fra i risultati dell'analisi biostratigrafica e il modello in profondità.

1.2 – Nogarole Rocca 1

Dalle carote del pozzo Nogarole Rocca 1 sono stati prelevati e analizzati quattro campioni, raccolti alle profondità di 1.001 m, 1.154 m, 1.306 m e 1.456,5 m.

I due campioni più superficiali sono stati attribuiti alle biozone NN16-18 (Piacenziano), mentre i due campioni più profondi sono stati attribuiti alla biozona NN15 (Zancleano). La superficie QM1 è mappata nell'area del pozzo fra i 900 m e i 1.000 m di profondità; quella intra-gelasiana non è invece stata mappata ma, interpolandola dalle aree limitrofe, dovrebbe trovarsi poco oltre i 1.000 m di profondità; la superficie base del Pliocene (PL) è mappata poco oltre i 1.500 m di profondità. Anche in questo caso, quindi, si ottiene una buona correlazione fra analisi biostratigrafica e modello.

1.3 – Poggio Rusco 1

Dal pozzo Poggio Rusco 1 sono stati raccolti dieci campioni, provenienti dalle profondità di 359 m, 402 m, 448,5 m, 512 m, 513 m, 557 m, 558,5 m, 702 m, 858 m e 860 m.

I due campioni più superficiali sono risultati sterili. Il campione a 448,5 m di profondità è stato attribuito alle biozone NN19c-d (Calabriano). I campioni a 512 m e 513 m di profondità sono stati entrambi attribuiti alla biozona NN19a, ossia al limite Gelasiano-Calabriano. I campioni provenienti da 557 m e 558,5 m di profondità sono stati attribuiti alle biozone NN16-18 (Gelasiano) e i due campioni più profondi sono stati attribuiti rispettivamente alle biozone NN15 e NN14 (Zancleano).

Il pozzo si trova al culmine di una struttura, ove la superficie QM2 non è stata mappata ed è difficilmente traguadabile dalle località limitrofe; la superficie QM1 è stata mappata a 400 m di profondità, validando la concordanza fra il modello e l'analisi biostratigrafica per quanto riguarda il campione prelevato a 448,5 m di profondità. La superficie intra-gelasiana non è mappata nell'area ma è ipotizzabile a circa 500 m di profondità, confermando la concordanza anche per quanto riguarda i campioni prelevati a 512 m e 513 m. La superficie base del Pliocene (PL) è mappata nell'area fra 800 m e 900 m di profondità, validando il modello anche per quanto riguarda i campioni più profondi.

1.4 – Novellara 1

Dal pozzo Novellara 1 sono stati prelevati quattro campioni, alle profondità di 1.106 m, 1.158 m, 1.220 m e 1.263,5 m.

Il campione più profondo è risultato sterile e negli altri tre campioni sono stati trovati rari nannofossili riferibili all'intervallo fra Piacenziano e Gelasiano, senza però la possibilità di attribuirli ad alcuna biozona. In quest'area la superficie stratigrafica di discontinuità QM1 è mappata a circa 1.100 m di profondità, mentre la base del Pliocene (PL) a poco meno di 3.000 m di profondità; in prima approssimazione si può assumere una concordanza fra il modello e la biostratigrafia anche in quest'area.

1.5 – Cremona Nord 2

Sono stati prelevati tre campioni, rispettivamente alle profondità di 2.295 m, 2.448,5 m e 2.679 m.

Il campione più superficiale è attribuito alle biozone NN16-18, con un'età Piacenziano-Gelasiano. I due campioni più profondi sono stati attribuiti rispettivamente alle biozone NN15 e NN14, corrispondenti allo Zancleano. Poiché il pozzo Cremona Nord 2 è esterno all'Area Pilota, è necessario estrapolare gli orizzonti plio-pleistocenici mappati fino all'ubicazione del pozzo. La superficie QM1 dovrebbe trovarsi in quest'area fra i 1.700 m e i 1.800 m di profondità, l'intra-gelasiana prossima ai 1.900 m di profondità e la base del Pliocene (PL) fra i 3.000 m e i 3.500 m di profondità. Questo quadro, seppure

approssimato, è coerente con i risultati dell'analisi biostratigrafica.

1.6 – Verolanuova 1

Il pozzo Verolanuova 1 ha fornito quattro campioni, provenienti dalle profondità di 1.654 m, 1.771,5 m, 1.851,8 m e 1.946 m.

Il campione a 1.654 m è attribuito alla biozona NN18 (Gelasiano). I tre campioni più profondi sono stati tutti attribuiti alle biozone NN16-17, di età Piacenziano. La superficie QM1 è tracciata nell'area del pozzo ad una profondità compresa fra i 1.400 m e i 1.500 m, la intra-gelasiana ad una profondità di poco inferiore ai 1.600 m e la base del Pliocene (PL) ad una profondità compresa fra i 2.000 m e i 2.500 m. Anche in questo caso si registra una buona corrispondenza fra il modello e l'analisi biostratigrafica.

1.7 – Cigole 1

Il pozzo Cigole 1 ha fornito cinque campioni, provenienti dalle profondità di 1.379,5 m, 1.592 m, 1.785,5 m, 1.999,4 m e 2.206,5 m.

I due campioni più superficiali sono entrambi attribuiti alle biozone NN16-19 (Piacenziano-Gelasiano); i tre campioni più profondi sono invece tutti attribuiti allo Zancleano, in quanto i due superiori sono riferiti alla biozona NN15, mentre il più profondo alla biozona NN14. La superficie QM2 in quest'area è mappata fra 900 m e 950 m di profondità, la QM1 fra 1.500 m e 1.600 m, la intra-gelasiana (GEL) fra 1.700 m e 1.800 m e la base del Pliocene (PL) è compresa fra 2.000 m e 2.500 m.

In questo caso l'attribuzione biostratigrafica è poco definita per i campioni più superficiali e non permette di valutare effettive concordanze.

1.8 – Castenedolo 1

Il pozzo Castenedolo 1 è stato analizzato in maggior dettaglio, con il prelievo di 28 campioni, tra le profondità di 48,10 m e 949 m. L'intervallo tra 48,10 m e 52 m è risultato sostanzialmente sterile, con solo alcune forme rimaneggiate del Cretacico e Paleogene. L'intervallo 201-205 m è attribuito alla biozona NN19 (Calabriano); l'intervallo 464-466 m è attribuito alla biozona NN18 (Gelasiano), mentre l'intervallo 564-566 m è attribuito alle biozone NN16b-17 (Gelasiano). L'intervallo 755-757 m è riferibile almeno alla biozona NN15 (Zancleano), se non più giovane, mentre l'intervallo 847-849 m è chiaramente riferibile alla biozona NN14 (Zancleano). La carota più profonda, campionata a 949 m, presenta invece una fauna tipica del Paleocene superiore (Thanetiano), riferibile alla biozona NP8/7.

Il pozzo si trova al culmine della omonima struttura, attiva almeno fino al Pleistocene superiore: la superficie QM1 è mappata intorno ai 400 m di profondità, la superficie intra-gelasiana (GEL) non è mappata in quest'area, così come la base del Pliocene (PL), anche se quest'ultima può essere estrapolata intorno agli 800-900 m di profondità: l'analisi biostratigrafica è quindi sostanzialmente coerente con il modello.

1.9 – Maclodio 1

Dalle carote del pozzo Maclodio 1 sono stati prelevati sei campioni, provenienti dalle profondità di 357 m, 454,5 m, 551,5 m, 558 m, 748 m e 855 m.

Il campione più superficiale è sterile. Il campione a 454,5 m di profondità è attribuito alle biozone NN19c-d, con un'età Calabriana. Il campione a 551,5 m è attribuito alle biozone NN18-19b, tra il Gelasiano e il Calabriano; il campione a 558 m è attribuito alle biozone NN17-18 (Gelasiano); il campione a 748 m di profondità è attribuito alla biozona NN16 (Piacenziano) ed infine il campione più profondo (855 m) è attribuito alla biozona NN15 (Zancleano). La superficie QM2 è mappata in quest'area ad una profondità fra 200 m e 250 m e la QM1 ad una profondità di poco superiore a 300 m. La superficie intra-gelasiana non è mappata nell'area ma è ipotizzabile ad una profondità compresa fra 400 m e 500 m; la base del Pliocene (PL) è mappata ad una profondità di poco superiore ai 1.000 m.

La parte alta del pozzo presenta un leggera discordanza con gli orizzonti mappati: il campione prelevato a 454,5 m di profondità (corrispondenti a - 330 m s.l.m.) e attribuito all'unità PLMb, si troverebbe infatti posizionato fra le superfici QM1 (mappata intorno ai -300 m s.l.m.) e l'intra Gelasiana (GEL), quando invece dovrebbe posizionarsi tra la QM1 e la QM2. La concordanza fra il modello e la biostratigrafia è confermata invece per i campioni più profondi.

La discrepanza osservata nel campione a 454,5 m di profondità è tuttavia facilmente spiegabile, considerando il fatto che il pozzo è ubicato sul rilievo tettonico di Montenetto dove, in un'area molto circoscritta, gli orizzonti mappati sono stati sollevati con un rigetto dell'ordine dei 50 m, situazione non

facilmente risolvibile con il dato sismico a disposizione.

1.10 – Montirone 1

Del pozzo Montirone 1 sono stati analizzati tre campioni, raccolti alle profondità di 708,5 m, 805,5 m e 904 m.

Tutti e tre i campioni sono attribuiti all'intervallo NN18-19b, con una conseguente età Gelasiano-Calabriano inferiore. La superficie QM1 nell'area è mappata ad una profondità di circa 450 m, l'intra-gelasiana (GEL) non è mappata nell'area ma è ipotizzabile ad una profondità di circa 550 m e la base del Pliocene (PL) è tracciata ad una profondità superiore a 1.000 m. I dati biostratigrafici non sono in contraddizione con le profondità del modello, anche se apparentemente il Piacenziano risulta essere molto condensato.

In conclusione, il confronto tra l'analisi biostratigrafica dei pozzi ENI e l'interpretazione sismica convertita in profondità mostra un'ottima corrispondenza a scala regionale, con l'eccezione di un caso isolato, l'alto strutturale di Monte Netto, ubicato in un contesto di tettonica attiva, nel quale la risoluzione sismica disponibile non consente di tracciare adeguatamente i riflettori più superficiali, in presenza di successioni stratigrafiche verosimilmente condensate.

Tabella 1

Pozzo/Profondità campione	Biozona a Nannoplancton	Unità_GeoMol
Bovolone_1 (rif. 27,6 m s.l.m.)		
405	ND	ND
605	ND	ND
704	ND	ND
881	NN18-19b	PLMa
1.007	NN18-19b	PLMa
1.104	NN16-18	PL-PLMa
1.185,5	NN15	PL
Nogarole_Rocca_1 (rif. 37,5 m s.l.m.)		
1.001	NN16-18	PL-PLMa
1.154	NN16-18	PL-PLMa
1.306	NN15	PL
1.456,5	NN15	PL
Poggio_Rusco_1 (rif. 14,3 m s.l.m.)		
359	ND	ND
402	ND	ND
448,5	NN19d	PLMc
512-513	NN19a	PLMa
557-558,5	NN16-18	PL-PLMa
702,5	NN15	PL
858-860	NN14	PL
Novellara_1 (rif. 30,4 m s.l.m.)		
1.106	Pliocene Sup. ?	PL?
1.158	Pliocene Sup. ?	PL?
1.220	Pliocene Sup. ?	PL?
1.263,5	ND	ND
Cremona_Nord_2 (rif. 52 m s.l.m.)		
2.295	NN16-18 ?	PL-PLMa

2.448,5	NN15	PL
2.679	NN14	PL
Verolanuona_1 (rif. 64 m s.l.m.)		
1.654	NN18	PLMa
1.771,5	NN16-17	PL-PLMa
1.851,8	NN16-17	PL-PLMa
1.946	NN16-17	PL-PLMa
Cigole_1 (rif. 66,3 m s.l.m.)		
1.379,5	ND	ND
1.592	ND	ND
1.785,5	NN15	PL
1.999,5	NN15	PL
2.206,5	NN14	PL
Castenedolo_1 (rif. 126,5 m s.l.m.)		
48,1-52	ND	ND
201,1-205	NN19	PLMb-d
464-467	NN18	PLMa
564-566	NN16b-17	PL-PLMa
755-757	NN15	PL
847-849	NN14	PL
949	NP8-7	K-PAL
Maclodio_1 (rif. 124 m s.l.m.)		
357	ND	ND
454,5	NN19d	PLMb
551,5	NN18-19b	PLMa
558	NN17-18	PLMa
748	NN16	PL
855	NN15	PL
Montirone_1 (rif. 97,4 m s.l.m.)		
708,5	NN18-19b	PLMa-PLMb
805,5	NN18-19b	PLMa-PLMb
904	NN18-19b	PLMa-PLMb

APPENDICE 2

Mappe e sezioni

Appendice 2 – Mappe e sezioni (file Appendice 2_R234_15_GeoMol)

BIBLIOGRAFIA

AGIP (1959) - *Campi gassiferi padani*. Atti del Convegno "I Giacimenti Gassiferi dell'Europa occidentale". Accad. Naz. Lincei, Vol. 2, Roma, 45-497.

AGIP (1972) - *Acque dolci sotterranee*. Vol. 1, pp. 914.

AGIP (1977) - *Temperature sotterranee*. Ed. Agip, pp. 1390.

AGIP (1985) - *Acque dolci sotterranee*. Vol. 2, pp. 515.

Al-Chalabi M. (1997) - *Time-Depth Relationships for multiplayer depth conversion*. Geophysical Prospecting, **45**, 715-720. [DOI:10.1046/j.1365-2478.1997.520293.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-2478.1997.520293.x)

Alaminiokuma G.I. & Ugbor C.C. (2010) - *Analytical Velocity Model for Depth Conversion in the Subsurface Facies of Agbada Formation in the Niger Delta, Nigeria*. The Pacific Journal of Science and Technology, **11**, (1), 563-575.

Alaniz-Alvarez S., Tolson G. & Nieto-Samaniego A.F. (2000) - *Assessing fault reactivation with the ReActiva Program*. Journal of Geoscience Education, **48**, 651-657.

Allmendinger R. (2013) - *Stereonet 8*.
www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet.html

Amorosi A. & Colalongo M.L. (2005) - *The linkage between alluvial and coeval nearshore marine successions: evidence from the Late Quaternary record of the Po River Plain, Italy*. In: M.D. Blum, S.B. Marriott & S.F. Leclair (Eds.), *Fluvial Sedimentology VII*. IAS Spec. Publ., **35**, 257-275.

Amorosi A. & Pavesi M. (2010) - *Aquifer stratigraphy from the middle-late Pleistocene succession of the Po Basin*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **90**, 7-20.

Amorosi A., Colalongo M.L., Fusco F., Pasini G. & Fiorini F. (1999) - *Glacio-eustatic control of continental-shallow marine cyclicity from late quaternary deposits of the southeastern Po Plain, northern Italy*. Quaternary Research, **52** (1), 1-13. [DOI:10.1006/qres.1999.2049](https://doi.org/10.1006/qres.1999.2049)

Amorosi A., Colalongo M.L., Fiorini F., Fusco F., Pasini G., Vaiani S.C. & Sarti G. (2004) - *Palaeogeographic and palaeoclimatic evolution of the Po Plain from 150-ky core records*. Global and Planetary Change, **40**, 55-78. [DOI:10.1016/S0921-8181\(03\)00098-5](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00098-5)

APAT (2005) - *Carta Gravimetrica d'Italia 1:1.250.000*. Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia.

Argnani A., Bernini M., Di Dio G.M., Papani G. & Rogledi S. (1997) - *Stratigraphic record of crustal-scale tectonics in the Quaternary of the Northern Apennines*. Il Quaternario, **10** (2), 595-602.

Barbier E., Musmeci F. & Saracco L. (1998) - *Banca nazionale dati geotermici*. Istituto internazionale per le ricerche geotermiche-CNR, Pisa.

Basili R., Kastelic V., Valensise G. & DISS Working Group 2009 (2009) - *DISS3 tutorial series: Guidelines for compiling records of the Database of Individual Seismogenic Sources, version 3*. Rapporti Tecnici INGV, **108**, pp. 20. <http://istituto.ingv.it/1-ingv/produzione-scientifica/rapporti-tecnici-ingv/archivio/rapporti-tecnici-2009/2009-09-14.0676009478>

Bello M. & Fantoni R. (2002) - *Deep oil plays in Po Valley: deformation and hydrocarbon generation in a deformed foreland*. AAPG Hedberg Conference, 1-5.

Bennett R.A., Serpelloni E., Hreinsdóttir S., Brandon M.T., Buble G., Basic T., Casale G., Cavaliere A., Anzidei M., Marjonovic M., Minelli G., Molli G. & Montanari A. (2012) - *Syn-convergent*

extension observed using the RETREAT GPS network, northern Apennines, Italy. *J. Geoph. Res.*, **117**, [DOI:10.1029/2011JB008744](https://doi.org/10.1029/2011JB008744)

Bertotti G., Picotti V., Bernoulli D. & Castellarin A. (1993) - *From rifting to drifting: tectonic evolution of the Southalpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous*. *Sediment. Geol.*, **86**, 1-2, 53–76, [DOI:10.1016/0037-0738\(93\)90133-P](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90133-P)

Bigi G., Cosentino D., Parotto M., Sartori R. & Scandone P. (1990) - *Structural Model of Italy and Gravity Map, 1:500,000*. *Quad. Ric. Scientifica*, **114**, 3. S.EL.CA Florence.

Boccaletti M., Corti G. & Martelli L. (2011) - *Recent and active tectonics of the external zone of the Northern Apennines (Italy)*. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)* **100**, 1331–1348. dx.doi.org/10.1007/s00531-010-0545-y

Bongiorni D. (1987) - *La ricerca di idrocarburi negli alti strutturali mesozoici della Pianura padana: l'esempio di Gaggiano*. *Atti Tic. S. Terra*, **31**, 125-141.

Bonini L., Toscani G. & Seno S. (2014) - *Three-dimensional segmentation and different rupture behavior during the 2012 Emilia seismic sequence (Northern Italy)*. *Tectonophysics*, **630**, 33–42, [DOI:10.1016/j.tecto.2014.05.006](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.006)

Bown P.R. & Young J.R. (1998) - *Techniques*. In Bown P.R. (Ed.): *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Kluwer Academic Publ., 16–28. Dordrecht, The Netherlands.

Bresciani I. & Perotti C. R. (2014) - *An active deformation structure in the Po Plain (N Italy): The Romanengo anticline*. *Tectonics*, **33**(10), 2059–2076. [DOI:10.1002/2013TC003422](https://doi.org/10.1002/2013TC003422)

Burrato P., Ciucci F. & Valensise G. (2003) - *An inventory of river anomalies in the Po Plain, Northern Italy: evidence for active blind thrust faulting*. *Annals of Geophysics*, **46** (5), 865–882.

Burrato P., Vannoli P., Fracassi U., Basili R. & Valensise G. (2012) - *Is blind faulting truly invisible? Tectonic-controlled drainage evolution in the epicentral area of the May 2012, Emilia-Romagna earthquake sequence (northern Italy)*. *Ann. Geophys.*, **55**, 4, [DOI:10.4401/ag-6182](https://doi.org/10.4401/ag-6182)

Caciagli M., Camassi R., Danesi S., Pondrelli S. & Salimbeni S. (2015) - *Can we consider the 1951 Caviaga (Northern Italy) earthquakes as non induced events?* *Seismological Research Letters*, **86**, 5, [DOI:10.1785/0220150001](https://doi.org/10.1785/0220150001)

Calcagno P., Courrioux G., Guillen A. & Sue C. (2004) - *How 3D implicit geometric modelling helps to understand geology: experience from BRGM (France)*. *GeoMod2004*, Emmetten, 9-11/06/2004. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*.

Capar L., Couëffé R., Brenot A., Courrioux G., Dezayes C., Gabalda S., Lopez S., Marc S., Rambourg D., Siméon Y., Andenmatten N., Clerc N., Meyer M. & Rusillon E. (2015) - *GeoMol – Évaluation des ressources naturelles dans les bassins d'avant-chaîne alpins pour une utilisation et une gestion durable du sous-sol – Zone Pilote Genève-Savoie*. [Rapport BRGM 64744-FR](#) (Orléans, BRGM).

Carafa M.M.C. & Barba S. (2013) - *The stress field in Europe: optimal orientations with confidence limits*. *Geophys. J. Int.*, **193**, 2, 531–548, [DOI:10.1093/gji/ggt024](https://doi.org/10.1093/gji/ggt024)

Carafa M.M.C., Tarabusi G. & Kastelic V. (2014) - *SHINE: Web application for determining the horizontal stress orientation*. *Computers & Geosciences*, **74**, 39-49, [DOI:10.1016/j.cageo.2014.10.001](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.10.001)

Carminati E. & Di Donato G. (1999) - *Separating natural and anthropogenic vertical movements in fast subsiding areas: the Po plain (N. Italy) case*. *Geophysical Research Letters*, **26** (15), 2291–2294.

Carminati E. & Doglioni C. (2012) - *Alps vs. Apennines: the paradigm of tectonically asymmetric Earth*. *Earth-Science Reviews*, **112**, 67–96, [DOI:10.1016/j.earscirev.2012.02.004](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.02.004)

Carminati E. & Martinelli G. (2002) - *Subsidence rates in the Po Plain, northern Italy: the relative impact of natural and anthropogenic causation*. Engineering Geology, **66** (3-4), 241–255.

Carrozzo M.T., Chirenti A., Giada M., Luzio D., Margiotta C., Quarta T. & Zuanni F. (1981) - *Carta Gravimetrica d'Italia: Tecniche automatiche per la sua realizzazione*. Atti I Convegno GNGTS.

Cassano E. (1983) - *Contributo AGIP alla carta gravimetrica d'Italia*. Atti II convegno GNGTS.

Cassano E., Anelli A., Fichera R. & Cappelli V. (1986) - *Pianura Padana: interpretazione integrata di dati geologici e geofisici*. Proceedings of the 73^o Meeting of the Società Geologica Italiana, September 29-October 4, 1986, Rome, Italy, pp. 27.

Castellarin A. & Cantelli L. (2000) - *Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps*. J. Geodyn., **30**, 251–274.

Castellarin A. & Vai G.B. (1986) - *Southalpine versus Po Plain appenninic arcs*. In: F.C. Wezel (Ed.), *The Origin of the Arcs, Development in Geotectonics*, **21**, Elsevier, Amsterdam, 253–280.

Chiarini E., La Posta E., Cifelli F., D'Ambrogi C., Eulilli V., Ferri F., Marino M., Mattei M. & Puzilli L.M. (2014) - *A multidisciplinary approach to the study of the Montereale Basin (Central Apennines, Italy)*. Rend. Fis. Acc. Lincei, **25** (2), 177-188. [DOI: 10.1007/s12210-014-0311-3](https://doi.org/10.1007/s12210-014-0311-3)

Cita M. B. (1955) - *Paleogeografia del Terziario nella regione Gardesana*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **61** (3), 137–161.

Cita M. B., Follieri M., Longinelli A., Mazzei R., D'Onofrio S. & Bossio A. (1978) - *Revisione di alcuni pozzi profondi della Pianura Padana nel quadro del significato geodinamico della crisi di salinità del Messiniano*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **97**, 297–316.

CNR (1983) - *Messiniano: banca dati, logs e carte varie sul Messiniano dell'Italia*. CNR, Prog. Fin. Geodinamica, pubbl. **514**, pp. 467.

CNR (1991) - *Structural model of Italy and gravity map*. CNR, Prog. Fin. Geodinamica, Quaderni della Ricerca Scientifica, n. **114**, vol. 3.

D'Ambrogi C. & Doglioni C. (2008) - *Struttura delle Vette Feltrine*. Rendiconti Online Soc. Geol. It., **4**, 37-40.

D'Ambrogi C., Scrocca D., Pantaloni M., Valeri V. & Doglioni C. (2010) - *Exploring Italian geological data in 3D*. In: Beltrando M., Peccerillo A., Mattei M., Conticelli S. & Doglioni C. (Eds.): *The Geology of Italy, Journal of the Virtual Explorer*, ISSN 1441-8142, vol. **36**, paper 33, [doi: 10.3809/jvirtex.2010.00256](https://doi.org/10.3809/jvirtex.2010.00256)

De Donatis M. (2001) - *Three-dimensional visualisation of the Neogene structures of an external sector of the northern Apennines, Italy*. AAPG Bulletin, **95** (3), 419-431.

De Donatis M., Jones S., Pantaloni M., Bonora M., Borraccini F. & D'Ambrogi C. (2002) - *A National Project on Three-Dimensional Geology of Italy: Sheet 280 - Fossombrone in 3D*. Episodes, **25** (1), 29-32.

de Kemp E. (2000) - *3D visualization of structural field data: Examples from the Archean Caopatina Formation, Abitibi greenstone belt, Québec, Canada*. Computers & Geosciences, **26**, 509-530. [DOI:10.1016/S0098-3004\(99\)00142-9](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(99)00142-9)

Desio A. (1965) - *I rilievi isolati della pianura lombarda ed i movimenti tettonici del Quaternario*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., **99** (4), 881–894.

Devoti R., Esposito A., Pietrantonio G., Pisani A.R. & Riguzzi F. (2011) - *Evidence of large scale deformation patterns from GPS data in the Italian subduction boundary*. Earth and Planetary Science Letters, **311**, 3–4, 230–241, [DOI:10.1016/j.epsl.2011.09.034](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.034)

Dhont D., Luxey P. & Chorowicz J. (2005) - *3-D modeling of geologic maps from surface data*. AAPG Bulletin, **89** (11), 1465-1474. [DOI: 10.1306/06270504108](https://doi.org/10.1306/06270504108).

Di Dio G.M. (1998) - *Applicazione di concetti e metodi della stratigrafia fisica alla ricerca di risorse idriche nel sottosuolo: l'idrostratigrafia sequenziale del bacino idrogeologico della pianura emiliano-romagnola*. Giornale di Geologia, 3 serie, v. **60**, 35-39.

Di Dio G.M., Lasagna S., Preti D. & Sagne M. (1997a) - *Stratigrafia dei depositi quaternari della Provincia di Parma*. Boll. Soc. Paleont. Ital., **35**, 181-189.

Di Dio G.M., Lasagna S., Preti D. & Sagne M. (1997b) - *Carta geologica dei depositi quaternari della Provincia di Parma*. Il Quaternario, **10** (2), 443-450.

Di Domenica A., Petricca P., Trippetta F., Carminati E. & Calamita F. (2015) – *Investigating fault reactivation during multiple tectonic inversions through mechanical and numerical modelling: an application to the Central-Northern Apennines of Italy*. J. Struct. Geology, **67**, 167–185, [DOI:10.1016/j.jsg.2014.07.018](https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.07.018)

Diepolder G. W. (2011) - *3D modelling at the Bavarian State Geological Survey – examples for cooperation towards 3D standards*. In: Three-Dimensional Geological Mapping, Workshop Extended Abstracts, Minneapolis, Minnesota – October 8, 2011, Geol. Survey Canada, Open File 6998, 17–21.

DIRECTIVE 2007/2/EC of the European Parliament and of the Council of 14 March 2007 establishing an Infrastructure for Spatial Information in the European Community (INSPIRE) 14.03.2007.

DISS Working Group (2010) - *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, © INGV 2010 - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - All rights reserved. [DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.1.1](https://doi.org/10.6092/INGV.IT-DISS3.1.1)

DISS Working Group (2015) - *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.0: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, © INGV 2015 - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - All rights reserved. [DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.2.0](https://doi.org/10.6092/INGV.IT-DISS3.2.0)

Dondi L. & D'Andrea M. G. (1986) - *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene*. Giornale Di Geologia, **48** (1-2), 197–225.

Dondi L., Mostardini F. & Rizzini A. (1982a) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nella Pianura Padana*. In: Guida alla geologia del margine appenninico padano, a cura di G.Cremonini & F.Ricci Lucchi., Soc. Geol. It., Guide Reg., Bologna, 47-58.

Dondi L., Mostardini F. & Rizzini A. (1982b) - *Lessico delle formazioni del bacino padano orientale*. In: Guida alla geologia del margine appenninico padano, a cura di G.Cremonini & F.Ricci Lucchi., Soc. Geol. It., Guide Reg., Bologna, 205-228.

Dondi L., Mostardini F. & Rizzini A. (1982c) - *Stratigrafia dei pozzi del bacino padano orientale*. In: Guida alla geologia del margine appenninico padano, a cura di G.Cremonini & F.Ricci Lucchi., Soc. Geol. It., Guide Reg., Bologna, 237-246.

ENI (1962–1971) *Enciclopedia del petrolio e del gas naturale*. 8 volumi, Editore Carlo Colombo, Roma.

Errico G., Groppi G., Savelli S. & Vaghi G.C. (1979) - *Malossa Field, deep discovery in Po Valley*. In: Giant Oil and Gas Field of the decade 1968-1978, AAPG Mem., **30**, 525-538.

Etris E.L., Crabtree N.J. & Dewar J. (2001) - *True depth conversion: more than a pretty picture*. Recorder, **26** (11), 11-22.

Fantoni R. & Franciosi R. (2008) - *8 geological sections crossing Po Plain and Adriatic foreland*. Rendiconti Online Della Società Geologica Italiana, **3**, 365–368.

Fantoni R. & Franciosi R. (2009) - *Mesozoic extension and Cenozoic compression in Po Plain and Adriatic foreland*. Rendiconti Online Della Società Geologica Italiana, **9**, 28–31.

Fantoni R. & Franciosi R. (2010) - *Tectono-sedimentary setting of the Po Plain and Adriatic Foreland*. Rend. Fis. Acc. Lincei, **21**, 1, 197–209. [DOI:10.1007/s12210-010-0102-4](https://doi.org/10.1007/s12210-010-0102-4)

Fantoni R., Bersezio R., Forcella F., Gorla L., Mosconi S. & Picotti V. (1999) - *New datings of the tertiary magmatic products of the central Southern Alps, bearings on the interpretation of the alpine tectonic history*. Mem. Sc. Geol., **51** (1), 47-61.

Fantoni R., Massari F., Minervini M., Rogledi S. & Rossi M. (2001) - *Il Messiniano del margine sudalpino-padano: relazioni tra contesto strutturale e stratigrafico-deposizionale*. Geologia Insubrica, **6** (1), 95–108.

Fantoni R., Decarlis A. & Fantoni E. (2003) - *L'estensione mesozoica al margine occidentale delle Alpi Meridionali (Piemonte settentrionale, Italia)*. Atti Ticinesi Di Scienze Della Terra, **44**, 97–110.

Fantoni R., Bersezio R. & Forcella F. (2004) - *Alpine structure and deformation chronology at the Southern Alps-Po Plain border in Lombardy*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **123** (3), 463–476.

Fernandez O., Jones S., Armstrong N., Johnson G., Ravaglia A. & Munoz J.A. (2009) - *Automated tools within workflows for 3D structural construction from surface and subsurface data*. Geoinformatica, **13**, 291-304. [DOI:10.1007/s10707-008-0059-y](https://doi.org/10.1007/s10707-008-0059-y)

Gabriel P., Gietzel J., Le H. H. & Schaeben H. (2011) - *A network based datastore for geoscience data and its implementation*. Proceedings of the 31st Gocad Meeting, Nancy, <http://tu-freiberg.de/fakult3/IS4GEO/gOcad2011.pdf>

Galadini F. & Galli P. (2001) - *Archaeoseismology in Italy: case studies and implications on long-term seismicity*. J. Earthquake Engineering, **5**, 1, 35–68, [DOI:10.1080/13632460109350385](https://doi.org/10.1080/13632460109350385)

Galadini F., Poli M.E. & Zanferrari A. (2005) - *Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with $M \geq 6$ in the eastern Southern Alps (Thiene-Udine sector, NE Italy)*. Geophys. J. Int., **161**, 739–762, [DOI:10.1111/j.1365-246X.2005.02571.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02571.x)

Galli P. (2005) - *I terremoti del Gennaio 1117. Ipotesi di un epicentro nel cremonese*. Il Quaternario, **18** (2), 87–100.

Garzanti E., Vezzoli G. & Andò S. (2011) - *Paleogeographic and paleodrainage changes during Pleistocene glaciations (Po Plain, Northern Italy)*. Earth-Science Rev., **105**, 25–48. [doi:10.1016/j.earscirev.2010.11.004](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.11.004)

GBA - Geologische Bundesanstalt (ed.) (2015) - *GeoMol – Geologische 3D Modellierung des oberösterreichischen - oberbayerischen Molassebeckens und Anwendungen in der Hydrogeologie und Geothermie im Grenzgebiet Oberösterreich / Oberbayern*. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt (Wien, GBA), in prep.

GeoMol Projektteam LCA (2015) - *GeoMol – Geopotenziale für die nachhaltige Nutzung des tieferen Untergrunds in den alpinen Vorlandbecken. Abschlussbericht für das Pilotgebiet Bodensee – Allgäu*. LGRB-Informationen 30, in prep.

GeoMol Team (2015) – *GeoMol – Assessing subsurface potentials of the Alpine Foreland Basins for sustainable planning and use of natural resources* – [Project Report](#), pp. 188.

Ghielmi M., Minervini M., Nini C., Rogledi S., Rossi M. & Vignolo A. (2010) - *Sedimentary and tectonic evolution in the eastern Po-Plain and northern Adriatic Sea area from Messinian to Middle Pleistocene (Italy)*. Rend. Fis. Acc. Lincei, **21**, 1, 131–166. [DOI:10.1007/s12210-010-0101-5](https://doi.org/10.1007/s12210-010-0101-5)

Ghielmi M., Minervini M., Nini C., Rogledi S. & Rossi M. (2013) - *Late Miocene-Middle Pleistocene sequences in the Po Plain - Northern Adriatic Sea (Italy): The stratigraphic record of modification phases affecting a complex foreland basin*. Mar. Petr. Geol., **42**, 50–81. [doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.11.007](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.11.007)

Gianolla D., Negri M., Basso D. & Sciunnach D. (2010) - *Malacological response to Pleistocene sea-level change in the northern Po Plain, N. Italy: detailed palaeoenvironmental reconstructions from two Lombardian cores*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **116** (1), 79–101.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Agterberg F.P., Bleeker W., Cooper R.A., Davydov V., Gibbard P., Hinnov L.A., House M.R., Lourens L., Luterbacher H-P., McArthur J., Melchin M.J., Robb L.J., Sadler P.M., Shergold J., Villeneuve M., Wardlaw B.R., Ali J., Brinkhuis H., Hilgen F.J., Hooker J., Howarth R.J., Knoll A.H., Laskar J., Monechi S., Powell J., Plumb K.A., Raffi I., Röhl U., Sanfilippo A., Schmitz B., Shackleton N.J., Shields G.A., Strauss H., Van Dam J., Veizer J., Van Kolfshoten Th. & Wilson D. (2004). *Geologic Time Scale 2004*. pp. 589. Cambridge University Press.

Guidoboni E., Comastri A. & Boschi E. (2005) - *The “exceptional” earthquake of 3 January 1117 in the Verona area (northern Italy): a critical time review and detection of two lost earthquakes (lower Germany and Tuscany)*. J. Geophys. Res., **110**, B12309. [DOI:10.1029/2005JB003683](https://doi.org/10.1029/2005JB003683)

Gunderson K.L., Pazzaglia F.J., Picotti V., Anastasio D.A., Kodama K.P., Rittenour T., Frankel K.F., Ponza A., Berti C., Negri A. & Sabbatini A. (2014) - *Unraveling tectonic and climatic controls on synorogenic growth strata (Northern Apennines, Italy)*. Geol. Soc. Am. Bull., **126**, (3–4), 532–552. [doi:10.1130/B30902.1](https://doi.org/10.1130/B30902.1)

Heidbach, O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfeß D. & Müller B. (2008) - *The World Stress Map database release 2008*. www.world-stress-map.org/, [DOI:10.1594/GFZ.WSM.Rel2008](https://doi.org/10.1594/GFZ.WSM.Rel2008)

Horner D. R. (1951) - *Pressure build-up in wells*. Proceedings of the Third World Petroleum Congress, **2**, 924–931.

ICHESE - International Commission on Hydrocarbon Exploration and Seismicity in the Emilia region (2014) - *Report on the Hydrocarbon Exploration and Seismicity in Emilia Region*. pp. 213. http://mappegis.regione.emilia-romagna.it/gstatico/documenti/ICHESE/ICHESE_Report.pdf

INSPIRE - Infrastructure for Spatial Information in Europe (2007) - [INSPIRE Metadata Implementing Rules: Technical Guidelines based on EN ISO 19115 and EN ISO 19119](#)

INSPIRE - Infrastructure for Spatial Information in Europe (2011) - [Technical Guidance for the implementation of INSPIRE Discovery Services](#)

ISIDE Working Group INGV (2015). - *Italian Seismological Instrumental and parametric database*. <http://iside.rm.ingv.it>

Jones R.R., McCaffrey K.J.W., Clegg P., Wilson R.W., Holliman N.S., Holdsworth R.E., Imber J. & Waggott S. (2009) - *Integration of regional to outcrop digital data: 3D visualisation of multi-scale geological models*. Computers & Geosciences, **35** (1), 4-18. [DOI:10.1016/j.cageo.2007.09.007](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.09.007)

Kutasov I. M. (1999) - *Applied Geothermics for Petroleum Engineers* (Amsterdam: Elsevier).

Le H. H., Gabriel P., Gietzel J. & Schaeben H. (2013) - *An object-relational spatio-temporal geoscience data model*. Computer & Geosciences, **57**, 104–117. [DOI:10.1016/j.cageo.2013.04.014](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.04.014)

Livio F.A., Berlusconi A., Michetti A.M., Sileo G., Zerboni A., Trombino L., Cremaschi M., Mueller K., Vittori E., Carcano C. & Rogledi S. (2009a) - *Active fault-related folding in the epicentral area of the December 25, 1222 (Io=IX MCS) Brescia earthquake (Northern Italy): Seismotectonic implications*. Tectonophysics, **476** (1–2), 320–335. [doi:10.1016/j.tecto.2009.03.019](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.03.019)

Livio F., Michetti A.M., Sileo G., Carcano C., Mueller K., Rogledi S., Serva L., Vittori E. & Berlusconi A. (2009b) - *Quaternary capable folds and seismic hazard in Lombardia (Northern Italy): the Castenedolo structure near Brescia*. Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.), **128** (1), 191–200.

Livio F. A., Berlusconi A., Zerboni A., Trombino L., Sileo G., Michetti A. M., Rodnight H. & Spötl C. (2014) - *Progressive offset and surface deformation along a seismogenic blind thrust in the Po Plain foredeep (Southern Alps, Northern Italy)*. Journal of Geophysical Research, **119** (10), 7701–7721. [DOI:10.1002/2014JB011112](https://doi.org/10.1002/2014JB011112)

Locati M., Camassi R. & Stucchi M. (a cura di) (2011) - *DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano*. Milano, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>. [DOI:10.6092/INGV.IT-DBMI11](https://doi.org/10.6092/INGV.IT-DBMI11)

Lourens L., Hilgen F., Shackleton N.J., Laskar J. & Wilson D. (2005) - *The Neogene Period*. In F.M. Gradstein, J.G.Ogg & A.G. Smith (eds.): *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, 409–440.

Maesano F.E. & D'Ambrogi C. (2015a) - *Coupling sedimentation and tectonic control: Pleistocene evolution of the central Po Basin*. Italian Journal of Geosciences. [DOI:10.3301/IJG.2015.17](https://doi.org/10.3301/IJG.2015.17)

Maesano F.E. & D'Ambrogi (2015b) – *Uncertainty assessment of 3D instantaneous velocity model from stack velocities*. Geophysical Research Abstracts, **17**, [EGU2015-11362](https://doi.org/10.1029/2015EGU11362)

Maesano F.E. & the Italian GeoMol Team (2014) - *Integrating data sources for 3D modeling: the Italian activity in the GeoMol Project*. Rend. Online Soc. Geol. It., Vol. **30** (2014), 28–32. [doi:10.3301/ROL.2014.07](https://doi.org/10.3301/ROL.2014.07)

Maesano F.E., D'Ambrogi C., Burrato P. & Toscani G. (2015a) - *Slip-rates of blind thrusts in slow deforming areas: Examples from the Po Plain (Italy)*. Tectonophysics, **643**, 8–25. [DOI:10.1016/j.tecto.2014.12.007](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.007)

Maesano F.E., D'Ambrogi C., Toscani G., Bonini L. & Burrato P. (2015b) - *Influence of inherited normal faults on active thrust-and-fold systems in the Po Plain*. Rend. Online Soc. Geol. It., **36**, 1, 49. [doi:10.3301/ROL.2015.161](https://doi.org/10.3301/ROL.2015.161)

Mariotti G. & Doglioni C. (2000) - *The dip of the foreland monocline in the Alps and Apennines*. Earth Planet. Sc. Lett., **181**, 191–202. [DOI:10.1016/S0012-821X\(00\)00192-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00192-8)

Marsden D. (1992) - *V0-K Method for depth conversion*. Leading Edge **11**, (8), 53–54.

Martini E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In Farinacci A. (Ed.): *Proc. 2nd Int. Conf. Planktonic Microfossils Roma*. Vol. 2, 739–785. Rome, Ed. Tecnosci.

Masetti D., Fantoni R., Romano R., Sartorio D. & Trevisani E. (2012) - *Tectonostratigraphic evolution of the Jurassic extensional basins of the eastern southern Alps and Adriatic foreland based on an integrated study of surface and subsurface data*. AAPG Bulletin, **96**, 11, 2065–2089. [DOI:10.1306/03091211087](https://doi.org/10.1306/03091211087)

Michetti A.M., Giardina F., Livio F., Mueller K., Serva L., Sileo G., Vittori E., Devoti R., Riguzzi F., Carcano C., Rogledi S., Bonadeo L., Brunamonte F. & Fioraso G. (2012) - *Active compressional*

tectonics, Quaternary capable faults, and the seismic landscape of the Po Plain (northern Italy). Ann. Geophys., **55**, 5, 969–1001. [doi:10.4401/ag-5462](https://doi.org/10.4401/ag-5462)

Montone P & Mariucci M.T. (1999) - *Active stress along the NE external margin of the Apennines: the Ferrara arc, northern Italy*. J. Geodynamics, **28**, 251–265. [DOI:10.1016/S0264-3707\(98\)00041-6](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(98)00041-6)

Montone P, Mariucci M.T., Pondrelli S. & Amato A. (2004) - *An improved stress map for Italy and surrounding regions (central Mediterranean)*. J. Geophys Res, **109**, B10410. [DOI:10.1029/2003JB002703](https://doi.org/10.1029/2003JB002703)

Montone P, Mariucci M.T. & Pierdominici S. (2012) - *The Italian present-day stress map*. Geophys. J. Int., **189**, 705–716. [DOI:10.1111/j.1365-246X.2012.05391.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05391.x)

Morelli C., Gantar C., Honkasalo T., McConnell R.K., Tanner J.G., Szabo B., Uotila U. & Whalen C.T. (1974) - *The International Gravity Standardization Net 1971 (IGSN 71)*. International Association of Geodesy, Spec. Publ. No. 4, Paris.

Moritz H. (2000) - *Geodetic Reference System 1980*. J. Geod., **74** (1), 128-133. [DOI:10.1007/s001900050278](https://doi.org/10.1007/s001900050278)

MOVE™ Software Suite 2015 - Midland Valley Exploration Ltd.

Muttoni G., Carcano C., Garzanti E., Ghielmi M., Piccin A., Pini R., Rogledi S. & Sciunnach D. (2003) - *Onset of major Pleistocene glaciations in the Alps*. Geology, **31** (11), 989-992. [doi:10.1130/G19445.1](https://doi.org/10.1130/G19445.1)

OGC - Open Geospatial Consortium Inc. (2002) - *Web Map Service Implementation Specification. OGC 01-068r3, v. 1.1.1*. http://portal.opengeospatial.org/files/?artifact_id=1081

OGC - Open Geospatial Consortium Inc. (2004) - *Web Map Service Implementation Specification. OGC 06-042, v. 1.3.0*. http://portal.opengeospatial.org/files/?artifact_id=14416

OGC - Open Geospatial Consortium Inc. (2007) - *OpenGIS® Catalogue Services Specification. OGC 07-006r1, v. 2.0.2*. http://portal.opengeospatial.org/files/?artifact_id=20555

Ori G. G. (1993) - *Continental depositional systems of the Quaternary of the Po Plain (northern Italy)*. Sedimentary Geology, **83** (1-2), 1–14.

Ori G.G. & Friend P. (1984) - *Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets*. Geology, **12** (8), 475–478.

Pasquale V., Chiozzi P., Gola G. & Verdoya M. (2008) - *Depth–time correction of petroleum bottom-hole temperatures in the Po Plain, Italy*. Geophysics, **73**, 187–196. [DOI:10.1190/1.2976629](https://doi.org/10.1190/1.2976629)

Pasquale V., Chiozzi P., Verdoya M. & Gola G. (2012) - *Heat flow in the Western Po Basin and the surrounding orogenic belts*. Geophys. J. Int., **190**, 8–22. [DOI:10.1111/j.1365-246X.2012.05486.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05486.x)

Pellegrini L. (2003) - *Aspetti geomorfologici*. In: P. Tozzi (a cura di), Storia di Cremona. L'Età Antica, Banca Cremonese Credito Cooperativo, 17-34.

Perconig E. (1956) - *Il Quaternario della Pianura Padana*. Actes du IV Congrès INQUA (Rome-Pise, 1953), Roma, 481-524.

Picotti V. & Pazzaglia F.J. (2008) - *A new active tectonic model for the construction of the Northern Apennines mountain front near Bologna (Italy)*. J. Geophys. Res., **113**, B08412. [DOI:10.1029/2007JB005307](https://doi.org/10.1029/2007JB005307)

Pieri M. (1983) - *Three seismic profiles through the Po Plain (Italy)*. In: Bally A.W. (Ed.), *Seismic Expression of Structural Styles: A picture and Work Atlas*. AAPG Studies in Geology, Series 15, Vol. 3, pp. 8–26.

Pieri M. & Groppi G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain (Italy)*. CNR, Prog. Fin. Geodin., pubbl. 414, pp. 13.

Pondrelli S., Salimbeni S., Ekstrom G., Morelli A., Gasperini P. & Vannucci G. (2006) - *The Italian CMT dataset from 1977 to the present*. *Phys. Earth Planet. Int.*, **159**, 3-4, 286-303. [DOI:10.1016/j.pepi.2006.07.008](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2006.07.008)

Pondrelli S., Salimbeni S., Perfetti P. & Danecek P. (2012) - *Quick regional centroid moment tensor solutions for the Emilia 2012 (northern Italy) seismic sequence*. *Ann. Geophys.-Italy*, **55**, 4. [DOI:10.4401/ag-6146](https://doi.org/10.4401/ag-6146)

Ponza A., Pazzaglia F.J. & Picotti V. (2010) - *Thrust-fold activity at the mountain front of the Northern Apennines (Italy) from quantitative landscape analysis*. *Geomorphology*, **123** (3–4), 211–231. [DOI:10.1016/j.geomorph.2010.06.008](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.06.008)

Ravaglia A., Seno S. Toscani G. & Fantoni R. (2006) - *Mesozoic extension controlling the Southern Alps thrust front geometry under the Po Plain, Italy: insights from sand-box models*. *J. Struct. Geol.*, **28**, 2084–2096. [DOI:10.1016/j.jsg.2006.07.011](https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.07.011)

Ravve I. & Koren Z. (2006) - *Exponential asymptotically bounded velocity model: Part I – Effective models and velocity transformations*. *Geophysics*, **71**, (3), 53-65. [DOI:10.1190/1.2196033](https://doi.org/10.1190/1.2196033)

Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP (1998) - *Riserve idriche sotterranee nella Regione Emilia-Romagna*. Di Dio G. (a cura di), pp.119. S.EL.CA., Firenze.

Regione Lombardia & ENI Divisione AGIP (2002) - *Geologia degli Acquiferi Padani della Regione Lombardia*. Carcano C. & Piccin A. (a cura di), pp. 132. S.EL.CA., Firenze.

Ricci Lucchi F., Colalongo M.L., Cremonini G., Gasperi G., Iaccarino S., Papani G., Raffi S. & Rio D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. In: Guida alla geologia del margine appenninico padano, a cura di G.Cremonini & F.Ricci Lucchi., Soc. Geol. It., Guide Reg., Bologna, 17-46.

Rizzini A. & Dondi L. (1978) - *Erosional surface of Messinian age in the subsurface of the Lombardian plain (Italy)*. *Marine Geology*, **27** (3-4), 303–325.

Rizzini A. & Dondi L. (1979) - *Messinian evolution of the Po basin and its economic implications (hydrocarbons)*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **29** (1-2), 41–74.

Robertson E. C. (1988) - *Thermal properties of rocks*. USGS Open-File Report 88-441.

Rossi M.E. & Rogledi S. (1988) - *Relative sea-level changes, local tectonic settings and basin margin sedimentation in the interference zone between two orogenic belts: seismic stratigraphic examples from Padan foreland basin, northern Italy*. In: W. Nemeč & R.J. Steel (Editors), *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. Blakie and Son, 368-384.

Rovida A., Camassi R., Gasperini P. & Stucchi M. (a cura di) (2011) - *CPTIII, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Milano, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>. [DOI:10.6092/INGV.IT-CPTI11](https://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI11)

Ruggieri G. (1973) - *Sottosuolo padano-veneto*. In: A. Desio (Editor), *Geologia dell'Italia*. UTET, Torino, pp. 647-651.

Scardia G., Muttoni G. & Sciunnach D. (2006) - *Subsurface magnetostratigraphy of Pleistocene sediments from the Po Plain (Italy): Constraints on rates of sedimentation and rock uplift*. *Geological Society of America Bulletin*, **118** (11-12), 1299–1312. [DOI:10.1130/B25869.1](https://doi.org/10.1130/B25869.1)

Scardia G., De Franco R., Muttoni G., Rogledi S., Caielli G., Carcano C., Sciunnach D. & Piccin A. (2012) - *Stratigraphic evidence of a Middle Pleistocene climate-driven flexural uplift in the Alps*. *Tectonics*, **31**, TC6004. [DOI:10.1029/2012TC003108](https://doi.org/10.1029/2012TC003108)

Scardia G., Festa A., Monegato G., Pini R., Rogledi S., Tremolada F. & Galadini F. (2015) - *Evidence for late Alpine tectonics in the Lake Garda area (northern Italy) and seismogenic implications*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **127**, 1-2, 113–130. [DOI:10.1130/B30990.1](https://doi.org/10.1130/B30990.1)

Serpelloni E., Vannucci G., Pondrelli S., Argnani A., Casula G., Anzidei M., Baldi P. & Gasperini P. (2007) - *Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data*. *Geophys. J. Int.*, **169**, 1180–1200. [DOI:10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x)

Spada M., Bianchi I., Kissling E., Piana Agostinetti N. & Wiemer S. (2013) - *Combining controlled-source seismology and receiver function information to derive 3-D Moho topography for Italy*. *Geophysical Journal International*, **194** (2), 1050–1068. [DOI:10.1093/gji/ggt148](https://doi.org/10.1093/gji/ggt148)

Šram D., Rman N., Lapanje A., Rižnar I., Rajver D. & Koren K. (2015) - *Razvoj trodimenzionalnega geološkega modela Mursko Zalskega bazena / Development of 3D geological model of the Mura-Zala basin*. *Geologija* 58/2, in prep.

Thorleifson H., Berg R.C. & Russell H.A.J. (2010) - *Geological mapping goes 3-D in response to societal needs*. *GSA Today*, **20**, no. 8. [doi:10.1130/GSATG86GW.1](https://doi.org/10.1130/GSATG86GW.1)

Toscani G., Seno S., Fantoni R. & Rogledi S. (2006) - *Geometry and timing of deformation inside a structural arc; the case of the western Emilian folds (Northern Apennine front, Italy)*. *Italian Journal of Geosciences*, **125** (1), 59–65.

Toscani G., Burrato P., Di Bucci D., Seno S. & Valensise G. (2009) - *Plio-Quaternary tectonic evolution of the Northern Apennines thrust fronts (Bologna-Ferrara section, Italy): seismotectonic implications*. *Ital. J. Geosci.*, **128**, 2, 605–613. [DOI:10.3301/IJG.2009.128.2.605](https://doi.org/10.3301/IJG.2009.128.2.605)

Toscani G., Bonini L., Ahmad M. I., Di Bucci D., Di Giulio A., Seno S. & Galuppo C. (2014) - *Opposite verging chains sharing the same foreland: kinematics and interactions through analogue models (Central Po Plain, Italy)*. *Tectonophysics*, 1–15. [DOI:10.1016/j.tecto.2014.07.019](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.07.019)

Vannoli P., Burrato P. & Valensise G. (2015) - *The seismotectonics of the Po Plain (northern Italy): tectonic diversity in a blind faulting domain*. *Pure and Applied Geophysics*, **172**, 5, 1105–1142. [DOI:10.1007/s00024-014-0873-0](https://doi.org/10.1007/s00024-014-0873-0)

Vezzoli G. & Garzanti E. (2009) - *Tracking paleodrainage in Pleistocene Foreland Basins*. *Journal of Geology*, **117** (4), 445–454. [DOI:10.1086/598946](https://doi.org/10.1086/598946)

Viganò A., Della Vedova B., Ranalli G., Martin S. & Scafidi D. (2011) - *Geothermal and rheological regime in the Po Plain sector of Adria (Northern Italy)*. *Italian Journal of Geosciences*, **131** (2), 228–240. [DOI:10.3301/IJG.2012.09](https://doi.org/10.3301/IJG.2012.09)

Vittori E. & Ventura G. (1995) - *Grain size of fluvial deposits and late Quaternary climate: A case study in the Po River valley (Italy)*. *Geology*, **23** (8), 735–738.

Young J.R. (1998) - *Neogene*. In Bown P.R. (Ed.): *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Kluwer Academic Publ., 225–265. . Dordrecht, The Netherlands.

Zschocke A. (2005) - *Correction of non-equilibrated temperature logs and implications for geothermal investigations*. *J. Geophys. Eng.*, **2** (4), 364–371. [DOI:10.1088/1742-2132/2/4/S10](https://doi.org/10.1088/1742-2132/2/4/S10)