



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale

**Modellazione tridimensionale di dati di sottosuolo: un'applicazione
nell'area della Pianura Padana**

Dr. Francesco Emanuele Maesano

Tutor: Dr.ssa Chiara D'Ambrogì

Data	Firma Stagista	Firma Tutor	Firma Responsabile Servizio

ABSTRACT

Il lavoro svolto nell'ambito dello stage ha portato alla costruzione di un database dei dati di sottosuolo riferiti ad un ampio settore della Pianura Padana, utilizzando le informazioni rese disponibili dal Ministero delle Attività produttive e relative alle perforazioni profonde eseguite dalla fine degli anni '50 agli anni '90.

Questi dati, insieme a quelli disponibili in letteratura ed alle sezioni geologiche fornite dal Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Pavia, hanno costituito il dataset elaborato attraverso il software Move 2009 (Midland Valley Exploration, Ltd.) al fine di ottenere un modello tridimensionale dell'area oggetto di studio.

I dati ottenuti consentono di ricostruire l'andamento dei rigetti lungo il fronte sepolto dei thrusts appenninici ed hanno portato ad una valutazione di massima degli slip-rate che hanno agito durante il Plio-Pleistocene.

PREFAZIONE

Il Servizio Geologico d'Italia/Dipartimento Difesa del Suolo dell'ISPRA è impegnato da diversi anni nella sperimentazione e applicazione di tecniche di modellazione geologica tridimensionale a partire dalle banche dati realizzate, sviluppate e mantenute in relazione ai suoi compiti istituzionali. La possibilità di disporre, a scala nazionale, di dati geologici e geofisici informatizzati ha consentito di sfruttare le potenzialità di visualizzazione e analisi dei software di modellazione tridimensionale, capaci di gestire e integrare grandi quantità di dati, pur se caratterizzati da una disomogenea distribuzione.

Le elaborazioni prodotte, a diverse scale e con diverse finalità, sono il risultato dell'integrazione di dati di superficie e sottosuolo utili alla definizione delle geometrie e delle relazioni reciproche di corpi geologici, anche a elevato grado di complessità. Le sperimentazioni condotte hanno interessato contesti geografici e geologici differenti, coinvolgendo aree strutturalmente complesse (Alpi e Appennino) e aree di pianura, aree a differente estensione e datasets caratterizzati da un differente grado di dettaglio.

I modelli ottenuti, spesso con finalità di ricerca, mostrano le potenzialità delle ricostruzioni geologiche tridimensionali soprattutto per le loro possibili ricadute applicative; esse costituiscono infatti un fondamentale strumento a supporto della conoscenza e comprensione delle strutture geologiche, uno strumento di analisi di geometrie e volumi e quindi un valido ausilio alle decisioni in fase di pianificazione.

Nella presente tesi di stage la sperimentazione è stata ampliata a datasets regionali acquisiti esternamente alle banche dati ISPRA, integrati con dati informatizzati specificamente per le finalità dello studio, in particolare le stratigrafie dei sondaggi profondi per la ricerca di idrocarburi pubblicamente disponibili. Obiettivo della ricerca è l'applicazione delle tecniche di modellazione e analisi 3D ai thrusts sepolti della Pianura Padana attraverso la ricostruzione di superfici stratigrafiche significative a scala regionale e dei principali elementi strutturali, a partire dai quali sono stati esaminati, attraverso diverse tecniche, i rigetti prodotti nell'intervallo di tempo Miocene-Pleistocene. Tale sperimentazione ha consentito di evidenziare, in particolar modo, gli aspetti problematici e le potenziali di utilizzo di tali metodologie nel calcolo degli slip-rate e nell'applicazione di tecniche di decompattazione.

INDICE

1 - Introduzione	1
1.1 - Inquadramento Geologico	2
2 Metodologia ed elaborazione dei dati.....	7
2.1 Raccolta dei dati.....	7
2.2 Modellazione tridimensionale.....	10
2.2.1 Costruzione delle superfici.....	10
2.2.2 Costruzione delle sezioni e calcolo dei rigetti.....	13
2.2.3 Decompattazione.....	14
3 - Analisi dei dati	17
3.1 Analisi del database dei pozzi.....	17
3.2 Analisi delle superfici	18
3.3 Analisi dei rigetti e calcolo degli slip-rate	21
3.4 Decompattazione	26
4 - Conclusioni	28
Bibliografia.....	31

1 - Introduzione

La modellazione tridimensionale dei dati di sottosuolo è uno strumento innovativo che trova larga applicazione in diversi settori delle Scienze della Terra, in particolare per quanto riguarda la ricerca di idrocarburi e lo studio delle strutture geologiche profonde, ma anche per studi di carattere applicativo alla scala locale (stabilità dei versanti, analisi delle fratture ecc.).

Lo scopo del presente lavoro è quello di effettuare una ricostruzione geologica tridimensionale a scala regionale delle strutture che caratterizzano un settore della Pianura Padana compreso tra Piacenza e Reggio Emilia. In particolare vengono analizzate le strutture a thrust sepolte che hanno avuto un ruolo chiave nella formazione dei bacini plio-pleistocenici che costituiscono l'avanfossa del sistema a pieghe e thrust dell'Appennino Settentrionale, cercando di determinare, in via preliminare, i possibili slip rate per l'intervallo Pliocene-Olocene.

L'analisi dei dati e la loro modellazione hanno costituito le due fasi principali del lavoro svolto: in una prima fase sono stati acquisiti e informatizzati i dati di sottosuolo (linee sismiche e sondaggi) disponibili dalle varie fonti, in un secondo momento, il database precedentemente acquisito è stato importato nel software di modellazione tridimensionale Move2009 (MVE, Midland Valley Exploration Ltd.), attraverso il quale sono state eseguite le operazioni che hanno portato alla costruzione del modello 3D dell'area. Infine sono state tentate varie operazioni di analisi strutturale ed interpretazione al fine di validare non solo il modello, ma anche testare le potenzialità del software nell'ambito della modellazione e analisi di sistemi a thrust e pieghe profondi.

Il database è costituito dalle sezioni geologiche, già informatizzate (rese disponibili da Dip. Scienze della Terra - Università degli Studi di Pavia), derivanti da linee sismiche interpretate (CASSANO *et alii*, 1986), e dai dati di pozzi per l'esplorazione petrolifera disponibili presso il Servizio Geologico d'Italia – Dipartimento Difesa del Suolo ISPRA, forniti dal Ministero dello Sviluppo Economico. Tali dati sono stati integrati con dataset, disponibili a scala regionale e derivanti da lavori pubblicati, rappresentativi dell'andamento di importanti superfici-limite di valore crono-stratigrafico. Questi ultimi dati, all'origine in formato raster, sono stati informatizzati, per la sola area di studio,

secondo uno schema adottato da ISPRA per l'intero set di pozzi resi disponibili dal Ministero dello Sviluppo Economico. Successivamente i dati sono stati rielaborati e resi omogenei per le finalità del presente lavoro e per successivi utilizzi, anche in ambiti diversi.

La scelta dell'area è stata determinata dalla buona disponibilità di dati e dalla loro omogenea distribuzione; essi consentono di distinguere, a scala regionale, un bacino sedimentario sintettonico plio-pleistocenico, e un insieme di scaglie tettoniche messe in posto anche in età precedenti, e successivamente coinvolte nelle ultime fasi deformative. L'insieme dei dati disponibili, benché riferibile a lavori svolti in un ampio arco temporale (dagli anni '50 ad oggi), risulta correlabile e confrontabile, per cui, in quest'area, a differenza di altre località italiane interessate da ricerca petrolifera, è stato agevole costruire un unico database dei dati di pozzo.

In secondo luogo, un fattore importante per la scelta dell'area di studio è stato la presenza di altri lavori, in settori adiacenti, in cui, con metodologie diverse, sono stati determinati gli slip rate che hanno interessato i bacini sintettonici plio-pleistocenici (SCROCCA *et alii*, 2007).

1.1 - Inquadramento Geologico

L'area studiata si colloca nella Pianura Padana che rappresenta un bacino di avampaese sia per le Alpi che per l'Appennino (Fig. 1). La geodinamica del sistema Alpi - Pianura Padana - Appennino settentrionale è il risultato dell'inversione del margine passivo Mesozoico e dei bracci interposti dell'oceano della Tetide che sono andati in subduzione a partire da 90 Ma.

Durante il Cretacico-Paleocene, la chiusura della Tetide è avvenuta a causa della subduzione, diretta verso SE, al di sotto della litosfera continentale Adriatica.

Circa 50 Ma fa è avvenuta la collisione tra le croste continentali Adriatica ed Europea. La subduzione della litosfera Europea al di sotto di quella Adriatica ha continuato ad essere attiva probabilmente fino all'Oligocene.

Nell'Oligocene superiore inizia la subduzione diretta verso W della placca Adriatica. Questo processo ha portato alla strutturazione dell'Appennino. La cerniera di subduzione appenninica è arretrata continuamente verso E e NE ed ha consumato la litosfera Adriatica riducendo la distanza tra la subduzione Alpina ed Appenninica per cui oggi la Pianura

Padana giace su un frammento residuo della placca Adriatica e la distanza tra le due zone di subduzione è ridotta a 300 Km o meno spostandosi verso W (CARMINATI *et alii*, 2005).



Figura 1 - Schema tettonico dell'Appennino Tosco-Emiliano (da CERRINA FERRONI et alii, 2002).

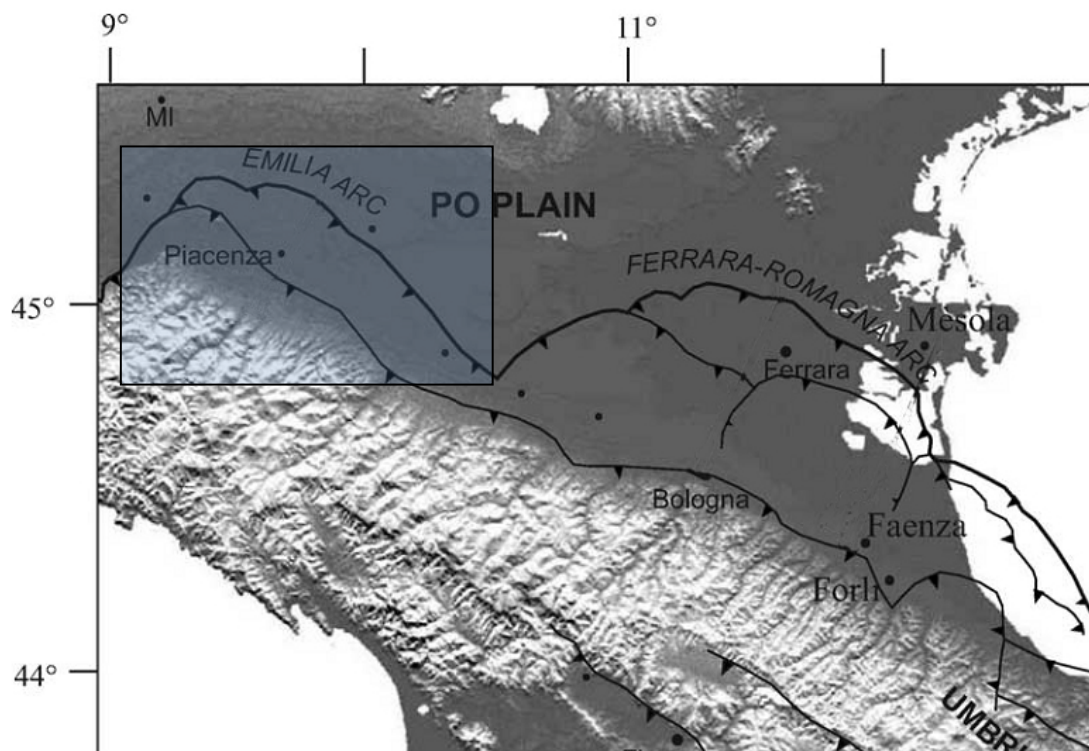


Figura 2 - Inquadramento dell'area di studio (evidenziata) in cui sono riportati i principali sistemi a thrust dell'Appennino Settentrionale (modificato da MASSOLI *et alii*, 2006).

L'analisi delle linee sismiche mostra che il fronte dell'Appennino settentrionale è costituito da un sistema di tre thrust arcuati (da Ovest verso Est: Archi di Monferrato, Emilia e Ferrara-Romagna, Fig. 2). Questi archi hanno orientazione media WNW-ESE, in accordo con la direzione di trasporto tettonico del sistema a thrust, verso NE (MASSOLI *et alii*, 2006).

Attualmente il fronte più esterno dei thrust nella catena dell'Appennino settentrionale è sepolto sotto una spessa copertura silicoclastica che riempie la pianura del Po ed è stato studiato attraverso l'interpretazione di sezioni sismiche (Fig. 3) e pozzi profondi per esplorazione petrolifera (PIERI & GROPPi, 1981). Questi dati mostrano un sistema di blind thrusts e pieghe vergenti a NE che controlla la deposizione di un cuneo sedimentario sintettonico molto spesso, con sequenze plio-pleistoceniche che raggiungono i 7-8 Km di spessore. L'attuale assetto geologico della Pianura Padana è il risultato dell'interazione di diversi parametri, come tasso di convergenza, uplift, tasso di sedimentazione e subsidenza (MASSOLI *et alii*, 2006).

Durante il Messiniano superiore – Pliocene inferiore, l'evoluzione dell'avanfossa è stata guidata da un thrust system che si propagava, con strutture tipo piggy-back, verso

l'avanpaese. Dal Pliocene medio in poi la flessurazione del margine dell'avanpaese è stata inibita dalle strutture ad opposta vergenza riferite al sistema Sud Alpino, con l'attivazione di strutture fuori sequenza (CASTELLARIN, 2001).

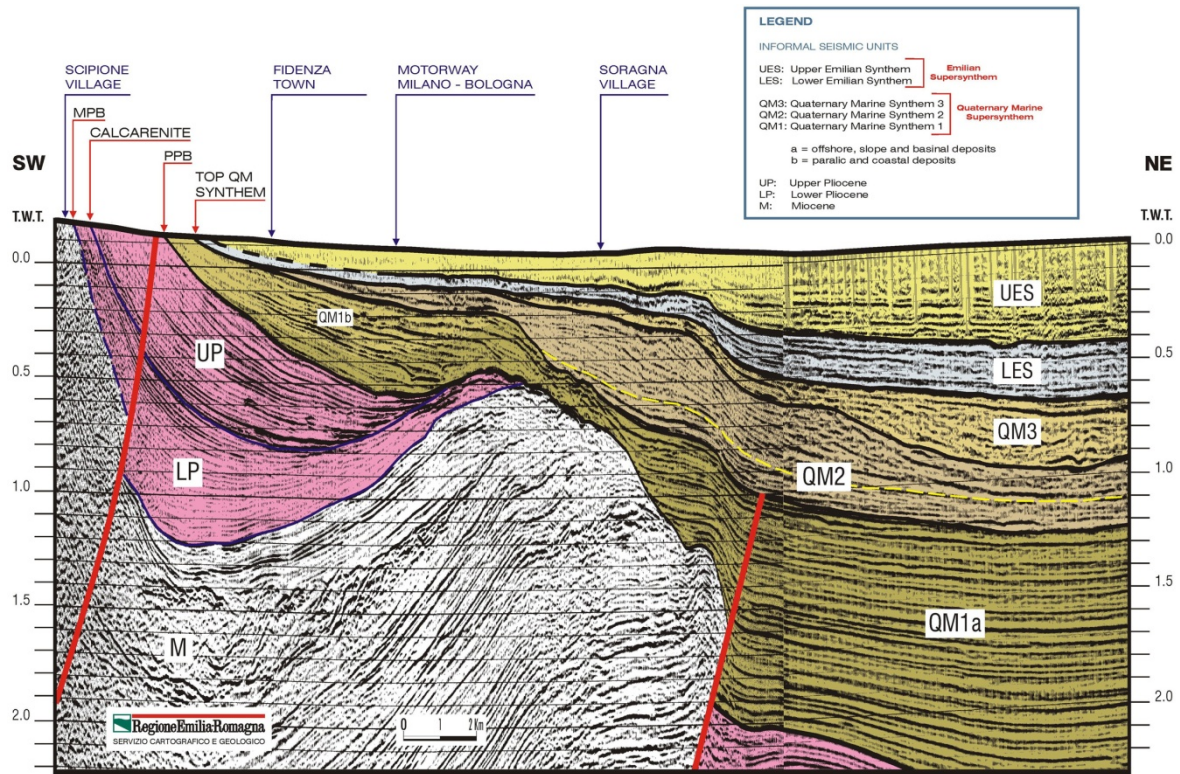


Figura 3 - Sezione sismica attraverso il fronte della catena nell'area di Bologna (da BOCCALETTI *et alii*, 2004).

Il campo di stress compressivo, orientato N-S, nella Pianura Padana è ancora attivo come indicato dai dati derivati da analisi strutturali (SORGI *et alii*, 1998; MARIUCCI *et alii*, 1999), da studi geofisici e da dati sismologici (CAGNETTI *et alii*, 1978; BOCCALETTI *et alii*, 1985, 2004).

La sismicità storica e strumentale mostra che la Pianura Padana è affetta da una sismicità da debole a moderata con magnitudo massime di 5.8 (CPTI Working Group 2004; CASTELLO *et alii*, 2006; DISS Working Group, 2007) caratterizzata da meccanismi focali compressivi. Il σ_{hmax} è orientato ortogonalmente alla direzione principale dei thrust sepolti (MONTONE *et alii*, 2004). I dati GPS suggeriscono un debole raccorciamento su direttrici SW-NE con tassi inferiori ad 1 mm/a (SERPELLONI *et alii*, 2005).

Dal confronto tra i dati elaborati e quelli presenti in letteratura si è cercato di ottenere un'indicazione sulla validità del modello elaborato e sulle metodologie usate, in modo da

poter eventualmente applicare il software ad altri contesti e per conoscerne soprattutto i limiti di utilizzo rispetto alla complessità dei problemi della realtà geologica di una data area.

2 Metodologia ed elaborazione dei dati

Il lavoro svolto nell'ambito dello stage può essere suddiviso in due fasi principali.

La prima fase è la costruzione di una banca dati, specifica per il progetto, costituita da dati di pozzo, linee sismiche interpretate, isobate della base dei depositi pliocenici e di alcuni orizzonti plio-pleistocenici disponibili a scala regionale.

La seconda fase è costituita dalla modellazione 3D delle principali strutture e dall'analisi strutturale delle stesse ai fini della loro caratterizzazione. I dati sono stati integrati e modellati utilizzando gli algoritmi disponibili in Move2009 (MVE Ltd.).

Move2009 è un pacchetto composto da diversi software (2DMove, 3DMove e 4DMove) che consente la modellazione dei dati in tre dimensioni, la loro analisi strutturale e la ricostruzione dell'evoluzione cinematica, attraverso la deformazione e retro-deformazione delle strutture.

2.1 Raccolta dei dati

I dati raccolti sono riferibili a diverse fonti e sono stati selezionati in funzione dello scopo del presente lavoro. In particolare alcuni dati come, ad esempio, le isobate della base dei depositi pliocenici (CNR-Structural Model of Italy, 1992) e il modello degli acquiferi della Pianura Padana (Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998; Regione Lombardia & ENI-AGIP, 2002), erano già disponibili nella letteratura geologica e sono stati rielaborati all'interno del software Move2009 ed integrati con gli altri dati disponibili. A questi vanno aggiunte le sezioni geologiche (CASSANO *et alii*, 1986) da linee sismiche che sono state elaborate da Dip. Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Pavia e sono state rese disponibili per il presente lavoro (Fig. 4).

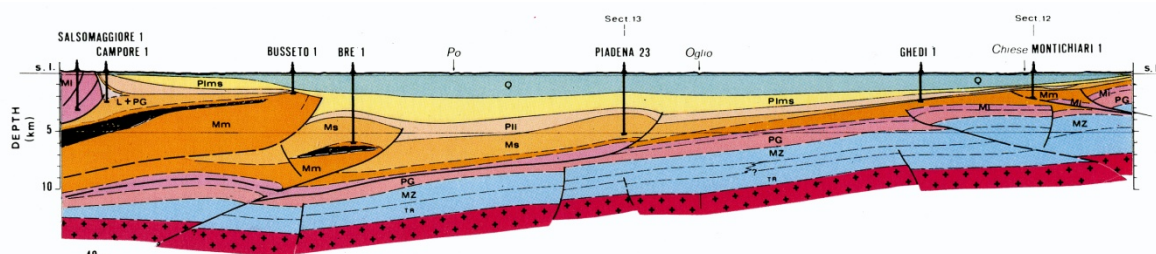


Figura 4 - Sezione geologica interpretata dai dati sismici e che attraversa i pozzi Bre 1 e Busseto 1, nell'area di Parma - Reggio Emilia. Si osserva come il sistema a thrust principale nei pressi del pozzo Bre 1 si raccordi ad una struttura a flat verso Nord il cui livello di scollamento si colloca nelle formazioni del Miocene inferiore - medio (da CASSANO *et alii*, 1986).

Un'altra importante fase nella raccolta dei dati è stata la costruzione del database dei dati di pozzo disponibili per l'area studiata. I dati dei sondaggi profondi sono essenzialmente riferibili alle diverse campagne di esplorazione petrolifera (eseguite prevalentemente dall'AGIP) che si sono susseguite, a partire dagli anni '50, e che sono rese disponibili dal Ministero dello Sviluppo Economico.

Il dato di partenza è costituito dalle immagini raster dei profili dei pozzi con le relative informazioni ricavate durante la perforazione.

I dati di ogni pozzo, non sempre omogenei e completi, sono stati riportati in una banca dati costruita in EXCEL in cui sono presenti diverse schede tematiche.

La scheda principale contiene i dati identificativi del pozzo: nome, coordinate geografiche, località, profondità totale, operatore, ecc..

Le altre schede scompongono l'insieme delle informazioni presenti nel profilo del pozzo in modo da renderle fruibili nel database. Si hanno così diverse schede che, in funzione dell'intervallo di profondità a cui vengono incontrati, descrivono livelli distinti per: nome formazionale, età geologica, litologia, biozona, mineralizzazione, ambiente deposizionale, discordanze (sia stratigrafiche che tettoniche), presenza o meno di indagini geofisiche in foro (resistività, sonic, misura del potenziale) e prelievo di carote (Fig. 5).

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M
1	Dati generali del sondaggio												
2	IDPozzo												
3	Nome pozzo	S. CRISTINA 001											
4	Latitudine	5000490,946											
5	Longitudine	530839,0655											
6	Profondità Totale	1175											
7	Ente Perforatore												
8	Titolo	BRONI											
9	Operatore	AGIP											
10	Anno												
11	Anno aggiornamento	1962											
12	Ubicazione	T											
13	Quota Campagna	63											
14	Quota Rotary	66,15											
15	Inizio Registrazione	10											
16	Status	sterile											
17	Comune												
18	Località												
19	Fogli IGM	59											
20	Tavoletta	II N.E.											
21	Raster File	S. Cristina_001											
	note	Il pozzo in oggetto è stato ubicato nella Pianura Lombarda meridionale, tra la struttura di S. Colombano ed il fiume Po, all'altezza del p.d.s. 147 della linea sismica PV.36, dove era noto da tempo il motivo di S. Cristina. Prima dell'esecuzione del recente dettaglio sismico, si pensava che tale motivo fosse in continuità con quello miocenico di Sordella. Ora invece la reinterpretazione di											

Figura 5 - Esempio di foglio del database per i dati di pozzo. Viene visualizzata la pagina principale, cui seguono (in basso) le pagine riferite alle diverse tipologie di dati.

Nonostante l'informatizzazione interessi l'intero set di dati disponibili per ogni sondaggio, in questo lavoro, ci si è soffermati solo sui dati che poi sarebbero stati inseriti nel modello tridimensionale, cioè l'età, il nome formazionale (ove presente), le litologie attraversate, le discordanze e le carote prelevate e gli eventuali valori di inclinazione di strato misurati nelle carote stesse.

In totale sono stati riportati nel database i dati di 32 pozzi per esplorazione petrolifera che ricadono tra le province di Piacenza, Cremona, Parma e Reggio Emilia.

Tutti i pozzi selezionati sono ubicati a cavallo del fronte dei thrust appenninici (Fig. 6) e sono stati scelti per poter valutare gli spessori dei depositi plio-pleistocenici attraversati all'hangingwall e al footwall delle strutture principali, la cui geometria era stata ipotizzata già durante le fasi di progettazione delle prime esplorazioni da parte dell'AGIP e i cui dati sono disponibili nelle Carte Geologiche del Pedepennino Padano (AGIP S.p.A., 1962).

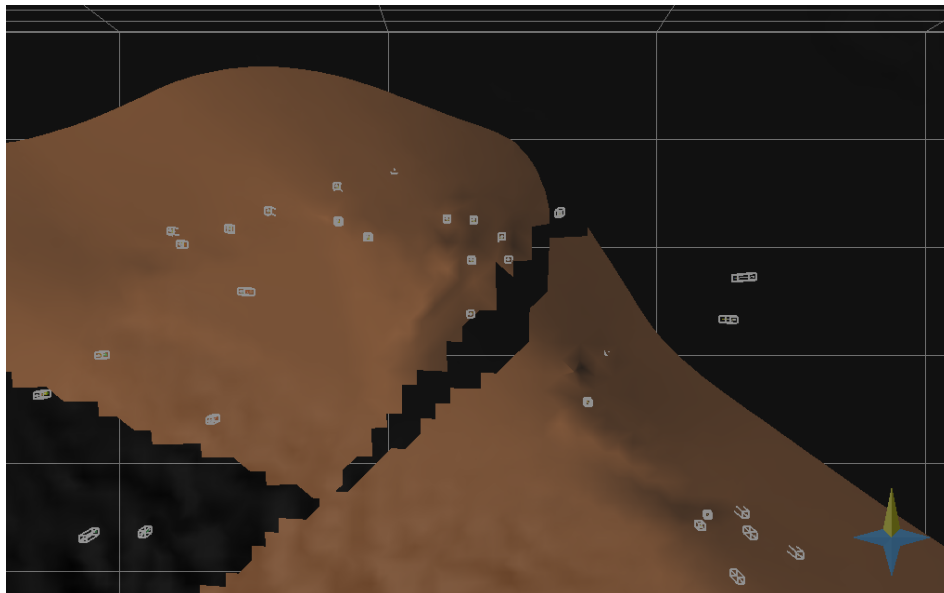


Figura 6 - Ubicazione dei pozzi studiati rispetto alle strutture principali analizzate nel modello tridimensionale.

I pozzi più antichi sono Cremona Sud 14 e Cremona Sud 15, perforati nel 1957, mentre il più recente, tra quelli disponibili, è Montacuto 1, perforato nel 1995.

Il pozzo che raggiunge la maggior profondità (7100 metri) è Solarolo 1, perforato nel 1986 dalla SIAPEM per conto dell'AGIP, esso attraversa l'intera successione mio-plio-pleistocenica per assestarsi su livelli carbonatici attribuiti al Norico. Rispetto al fronte dei thrust appenninici il sondaggio si colloca nel footwall (Fig. 6), fornendo un fondamentale

constraint per la ricostruzione dell'età e dell'entità della deformazione in questo settore della Pianura Padana.

2.2 Modellazione tridimensionale

L'elaborazione e l'analisi delle sezioni geologiche (da linee sismiche a riflessione interpretate) è stata eseguita utilizzando il modulo 2DMove, software specifico per il trattamento bidimensionale di dati geologici.

I dati dei pozzi sono stati estratti dal database ed importati all'interno del modulo 3DMove insieme ai dati delle isobate della base del Pliocene ed alle sezioni geologiche precedentemente elaborate (Fig. 7).

2.2.1 Costruzione delle superfici

Tutti i dati, integrati in 3DMove, sono stati elaborati al fine di ottenere delle superfici rappresentative dell'andamento della base del Pleistocene, del Pliocene e del Miocene superiore nonché dei principali elementi strutturali dell'area.

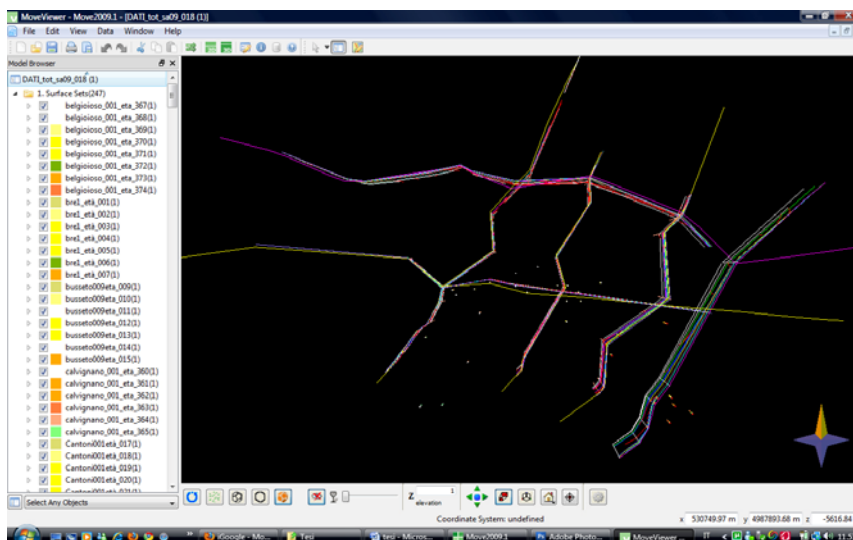


Figura 7 - Schermata di lavoro di Move2009 in cui sono presenti le sezioni geologiche digitalizzate ed il dataset dei pozzi.

Il modello tridimensionale è stato costruito ed analizzato utilizzando 3DMove, software interattivo di modellazione geologico-strutturale in tre dimensioni, che utilizza algoritmi capaci di rappresentare linee, superfici, volumi e interpolare deformazioni sia fragili, sia duttili (BORRACCINI *et alii*, 2004).

La modellazione delle superfici è realizzata attraverso diverse fasi al fine di ottenere un modello ben vincolato ai dati disponibili e rappresentativo della realtà.

Il software 3DMove dispone di 4 algoritmi diversi per la costruzione delle superfici: Tessellation, Square, Radius and Nearest Neighbour. L'algoritmo predefinito è il Tessellation.

Questo algoritmo viene utilizzato quando il modello deve essere costruito da un dataset misto. Un dataset può contenere sia dati densi che sparsi (come nel caso di linee 2D o log di pozzi). Questi possono essere utilizzati per costruire superfici stratigrafiche o modelli da dati digitalizzati in uno spazio tridimensionale. L'algoritmo rispetta esattamente tutti i punti noti inseriti e calcola delle connessioni triangolari tra questi (Delaunay Triangulation).

Questo tipo di triangolazione genera strutture convesse (convex hull) e forma indentazioni ai margini degli oggetti. Questi triangoli devono essere rimossi in un secondo momento o possono essere limitati grazie ai filtri di attenuazioni (Default tessellation filter) presenti nell'algoritmo. La densità dei triangoli creati è funzione della densità dei punti di partenza nel dataset originario.

L'algoritmo Square calcola la collocazione di ogni punto presente nel dataset all'interno di una griglia quadrata di campionamento ad esso associata. Successivamente assegna un valore di Z ad ognuno dei quattro vertici del quadrato, pesando i valori della Z in base a quanto vicino è il punto del dataset al vertice del quadrato. Quando 3 punti hanno assegnato i valori di Z ad un singolo quadrato, l'algoritmo costruisce il triangolo ad esso associato. Questo algoritmo funziona quando c'è una elevata densità di dati rispetto alla dimensione della griglia scelta.

L'algoritmo Radius applica un valore pesato di Z ad una griglia di punti entro un raggio di ricerca indicato.

L'algoritmo Nearest Neighbour usa un differente approccio ed ottiene i migliori risultati con i dataset estremamente sparsi come quelli costituiti esclusivamente da dati di pozzo. L'algoritmo, partendo da un dato punto in griglia, misura i valori di Z dei punti più vicini e successivamente usa una funzione di calcolo per il valore di Z dei punti circostanti.

I dati inseriti per il presente lavoro, presentano caratteristiche di densità e distribuzione miste per cui si è ritenuto opportuno utilizzare l'algoritmo Tessellation, correggendo gli errori di bordo manualmente.

Il livello per il quale si ha la massima disponibilità di dati è la base del Pliocene, del quale è stato ricavato un modello a partire dalle isobate disponibili, corretto e migliorato utilizzando i dati puntuali dei pozzi e quelli lineari delle sezioni geologiche (Fig. 8).

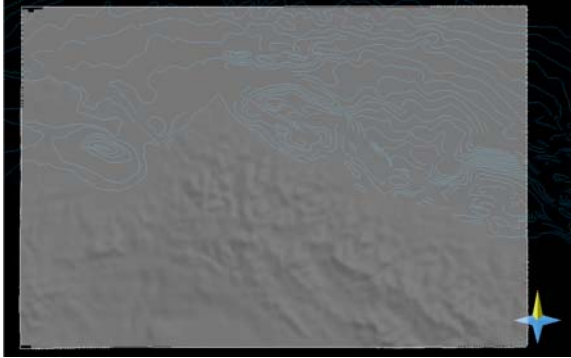


Figura 8 - Isobate della base del Pliocene per il settore di studio sovrapposte al modello digitale dell'area.

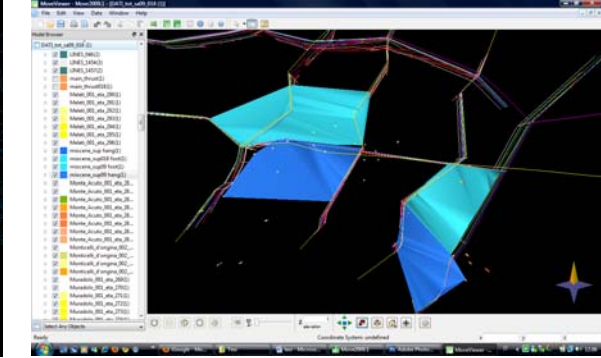


Figura 9 - Schermata di lavoro in cui sono state modellate, in prima approssimazione, le superfici del Miocene superiore nelle aree con un sufficiente numero di dati.

Le superfici del Pleistocene e del Miocene superiore sono state ricavate solo nelle vicinanze dei pozzi che intercettavano questi livelli ed in cui si avevano, quindi, sufficienti constraint per la modellazione (Fig. 9).

Le superfici rappresentative dell'andamento dei thrusts e delle principali strutture tettoniche sono state ricavate dall'interpolazione dei dati forniti dalle sezioni geologiche. In questo caso va sottolineato che, per ragioni di semplicità e per gli scopi del presente lavoro, si è scelto di non considerare le strutture secondarie legate alla tettonica a thrust, ma sono stati inseriti nel modello solo i thrusts principali, assumendo che su queste strutture si abbia il massimo della dislocazione complessiva.

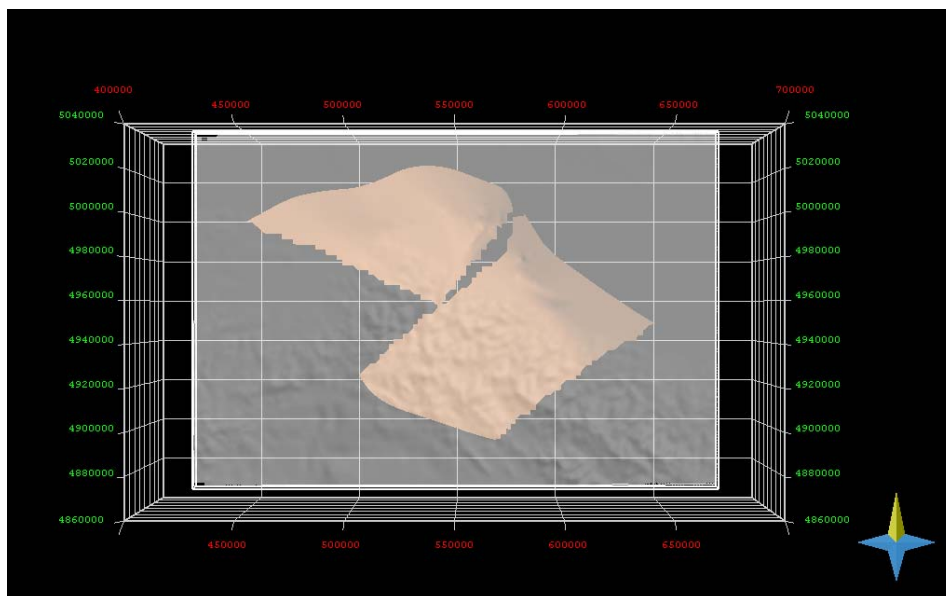


Figura 10 - Immagine dei due principali segmenti del fronte del thrust appenninico modellati nel presente lavoro.

Anche in questo caso l'algoritmo scelto per la creazione delle superfici è stato il Tessellation.

Una volta ricavate le superfici che rappresentano le principali strutture a thrust, sono state rielaborate le superfici stratigrafiche precedentemente ricostruite suddividendole in superfici di hanging wall e superfici di footwall.

Le strutture a thrust che sono state interpolate dalle sezioni sono due segmenti dell'arco emiliano, quello più nord occidentale, nell'area piacentina, con direzione media da E-W a ENE-WSW, immersione verso quadranti meridionale e vergenza settentrionale, l'altra, nell'area tra Parma e Reggio Emilia, con direzione WNW-ESE, immersione verso SW e vergenza settentrionale (Fig. 10).

2.2.2 Costruzione delle sezioni e calcolo dei rigetti

Dalle superfici così interpolate sono state estratte, attraverso lo strumento "Contour slicer" di 3DMove, alcune sezioni geologiche rappresentative dell'assetto strutturale e dei rapporti tra le principali strutture geologiche e i bacini sedimentari sintettonici. Queste sezioni sono state successivamente elaborate in 2DMove ed infine, insieme alle superfici sono state analizzate utilizzando i vari strumenti presenti nel pacchetto software Move2009.

Il dato fondamentale che si è ricavato dall'analisi sulle superfici ottenute è stato il rigetto sui thrusts principali lungo la loro intera lunghezza e riferito a tre distinti livelli stratigrafici: la base del Miocene superiore, la base del Pliocene e la base del Pleistocene.

I valori sono stati ottenuti utilizzando l'algoritmo di calcolo Allan Mapper.

L'Allan Mapper consente di mappare automaticamente sulla superficie di faglia, i cut-off al footwall ed all'hangingwall. Nel presente lavoro l'algoritmo è stato usato per ottenere una tabella con i valori dei rigetti lungo la faglia, ma può anche essere usato per le operazioni di restorazione lungo un piano di faglia avente rigetti variabili. I criteri secondo cui è possibile ottenere le Allan lines sono legati al tipo di propagazione delle superfici di riferimento rispetto alla struttura tettonica (geometrie a rampa o a flat).

Per avere un ulteriore vincolo ai valori ottenuti sono state estratte alcune sezioni rappresentative che sono state successivamente elaborate nel modulo 2DMove.

In 2DMove sono stati misurati manualmente i rigetti tra i punti di cut off interpolati, in questo caso, manualmente per ogni sezione. Anche in questo caso sono stati riportati i rigetti per i tre livelli stratigrafici presi come riferimento.

2.2.3 Decompattazione

Si è infine tentato l'utilizzo dell'algoritmo di decompattazione (Decompaction/Compaction Workflow) che consente di rimuovere l'effetto di cambiamento nel volume delle rocce legato alla riduzione di porosità dovuta ai processi diagenetici e al carico litostatico.

L'algoritmo di decompattazione è stato applicato sia alle superfici ottenute in 3DMove, sia alle sezioni estratte in 2DMove.

L'algoritmo di decompattazione/compattazione assume che la porosità di una roccia diminuisca all'aumentare del seppellimento, e viceversa, e può essere rappresentato da:

$$f = f_0(e^{-cy})$$

Dove:

f è la porosità attuale in profondità

f_0 è la porosità in superficie

c è il coefficiente di porosità-seppellimento (Km^{-1})

y è la profondità di seppellimento.

La funzione di decompattazione/compattazione è basata sul lavoro di SCALTER & CHRISTIE (1980)

Nella tabella (Tabella 1) sono indicati tipici valori di porosità in superficie (f_0), tasso di diminuzione della porosità con la profondità (C) e densità media di grani nel sedimento (ρ_{sg})

TABELLA 1 Valori medi di porosità in superficie (f_0), tasso di variazione della porosità col seppellimento (C) e densità dei grani (ρ_{sg}) da SCLATER & CHRISTIE (1980) e ALLEN & ALLEN (1990).

Lithology	Surface Porosity (f_0)	C (Km^{-1})	Sediment Grain Density (ρ_{sg})
Shale	0.63	0.51	2720
Sandstone	0.49	0.27	2650
Chalk	0.70	0.71	2710
Shaley Sandstone	0.56	0.39	2680

Lavori sperimentali (MAUKO *et alii*, 1996), hanno dimostrato che esiste una porosità critica (f_c) durante la sedimentazione che può essere approssimata alla porosità superficiale. Essa descrive lo stato del sedimento durante la sua deposizione, prima della compattazione e della diagenesi. Per valori inferiori a quello della porosità critica, la roccia è grano-sostenuta, mentre per valori inferiori si è ancora in presenza di una sospensione all'interno del fluido.

La tabella 2 riporta i valori di porosità critica per alcuni litotipi (MAUKO *et alii*, 1996).

Lithology	Surface Porosity (f_c)
Sandstone	0.4
Limestone	0.4
Dolomite	0.4
Pumice	0.8
Chalk	0.65
Rock Salt	0.4

TABELLA 2 Valori medi della porosità critica (f_c) per diversi litotipi, da MAUKO *et alii* (1996).

Il processo di decompattazione in 3DMove elimina un livello di sedimenti dal modello, consentendo alle rocce sottostanti di decompattarsi verticalmente come risultato della rimozione del carico litostatico sovrastante. L'algoritmo di decompattazione in 3DMove è basato sulla diminuzione esponenziale della porosità con l'incremento del seppellimento per un sistema misto con uguali percentuali di sabbie e argille (SCALTER & CHRISTIE, 1980).

L'algoritmo di decompattazione è stato utilizzato per calcolare valori di slip – rate non affetti dall'amplificazione dovuta al carico litostatico ed alla relativa compattazione dei sedimenti plio-pleistocenici, soprattutto nelle aree depocentrali dove tali carichi assumo valori notevoli. Si è cercato di fare quindi un confronto tra i valori dei rigetti dei livelli stratigrafici di riferimento, ottenuti in precedenza e quelli ricavati dopo la decompattazione e sono stati confrontati con lavori analoghi eseguiti, con altre metodologia, ma basandosi sugli stessi criteri, nell'area ferrarese (SCROCCA *et alii*, 2007), al fine di avere indicazioni sull'attendibilità dei risultati restituiti dal software quando utilizzato in un contesto di tettonica compressiva.

3 - Analisi dei dati

3.1 Analisi del database dei pozzi

La successione stratigrafica attraversata dai pozzi presenta caratteristiche comparabili dal punto di vista litologico, sia per i pozzi che si trovano al footwall rispetto alle principali strutture a thrust, sia per quelli che si collocano sull'hangingwall. Il dato che cambia sensibilmente è lo spessore dei livelli plio-pleistocenici e la profondità di seppellimento della successione meso-cenozoica alla base.

Il pozzo più profondo tra quelli considerati è il pozzo Solarolo 001, trivellato al footwall del sistema a thrust. Esso attraversa per intero sia i depositi clastici plio-pleistocenici, sia la successione meso-cenozoica sottostante, attestandosi a 7100 m sotto il piano campagna.

Il dato che emerge da questo log è lo spessore di circa 4000 m riferibile a sedimenti clastici che riempiono l'avanfossa plio-pleistocenica. Gli altri pozzi collocati con certezza al footwall del thrust frontale (Castiglione d'Adda 1 e Cremona Nord 2) attraversano rispettivamente 2161 m e 3050 metri di successione clastica plio-pleistocenica senza incontrarne la base stratigrafica.

La successione è costituita prevalentemente da banchi di sabbia da fine a grossolana, con intercalazioni di argille grigie e grigio scure, passanti a marne brune e argille e marne grigie e grigio verdastre.

La stessa successione si presenta discontinua e con spessori minori nei pozzi che sono riferibili all'hangingwall del sistema a thrust, soprattutto in prossimità della struttura stessa, dove evidentemente si colloca l'asse dell'anticlinale profonda. In queste aree gli spessori della successione variano da un minimo di 270 m (Pozzo Collecchio 1) ad un massimo di circa 2000 m per il pozzo Parma 2, ma in alcuni casi si osserva la completa mancanza di alcuni livelli stratigrafici, come nel caso dei pozzi Collecchio 3 e San Colombano 4 in cui i livelli pleistocenici poggiano direttamente al di sopra dei livelli del Miocene superiore. Nel complesso, lo spessore medio della successione plio-pleistocenica all'hangingwall del sistema a thrust è di 830 m.

I dati dei pozzi confermano sostanzialmente quello che emerge dall'osservazione delle sezioni geologiche e dalle isobate della base del Pliocene. Si ha cioè la presenza di un alto

strutturale a scala regionale che ha influenzato, durante tutto il Pliocene ed il Pleistocene, la deposizione delle successioni terrigene che oggi riempiono la Pianura Padana.

3.2 Analisi delle superfici

Le superfici modellate utilizzando i dati disponibili rendono più evidente l'assetto strutturale appena esposto.

Le superfici interpolate sono, come già visto, quella del Pliocene, che è anche quella con l'estensione areale maggiore grazie alla presenza di un maggior numero di dati, e quelle del Pleistocene (limitata solo alle aree in cui si disponeva di un numero di dati significativo per l'interpolazione) e del Miocene inferiore.

Osservando in particolare la superficie riferita alla base del Pliocene (Fig. 11 e Fig. 12) si nota la presenza di un depocentro principale a footwall del sistema a thrust con orientazione NW-SE che, in prossimità della struttura principale, tende a piegarsi formando un'ampia sinclinale di consenso. Sempre al footwall si osserva la presenza di alcune culminazioni strutturali en-echelon orientate circa E-W e da riferire a sistemi a thrust secondari e, nella parte più settentrionale, ai sistemi a thrust della catena Sud Alpina.

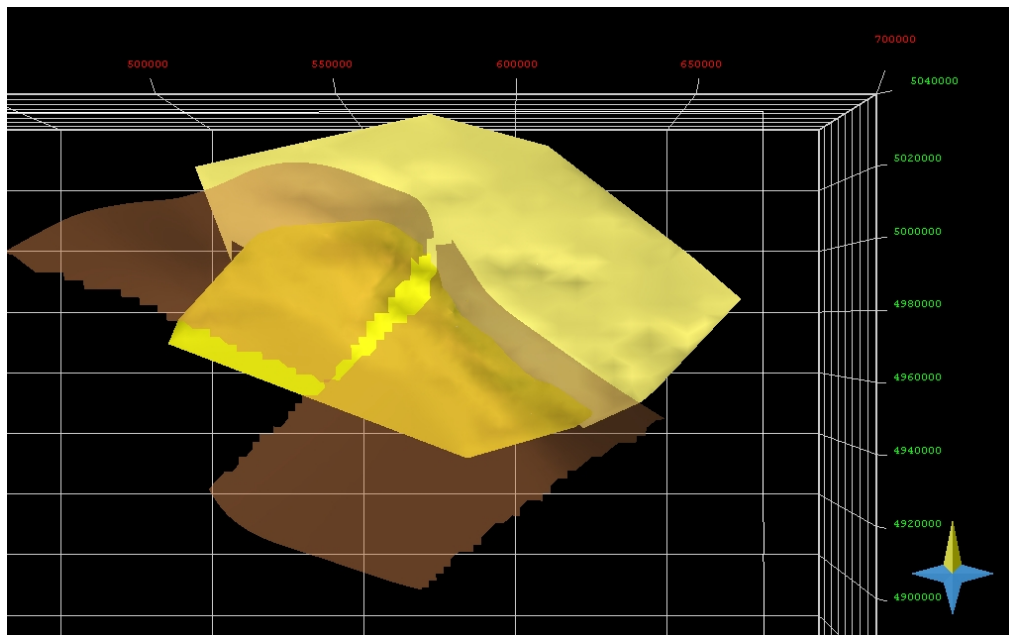


Figura 11 - Superfici della base del Pliocene ottenute nel modello tridimensionale. Si osserva la presenza una estesa culminazione anticlinalica subparallela al sistema a thrust, al footwall si nota la presenza di un ampio depocentro in cui si riconoscono le culminazioni anticlinaliche legate al sistema sud alpino.

All'hangingwall si osserva una estesa culminazione anticlinale con orientazioni parallele a quelle delle strutture principali (NW-SE ed E-W) che si raccorda, poco più a nord, ad un nuovo depocentro sinclinalico.

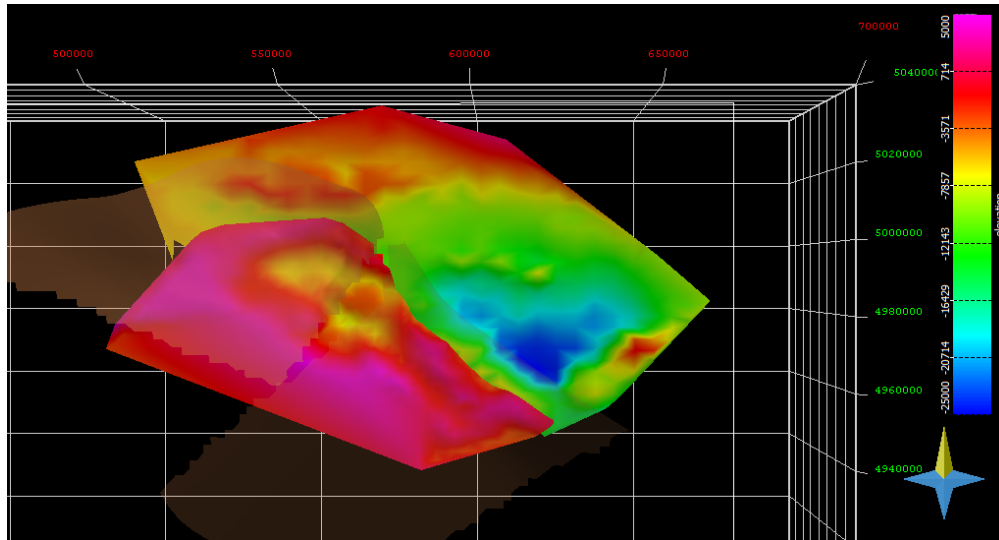


Figura 12 - Visualizzazione cromatica delle superfici del Pliocene in funzione della profondità. Vengono messe bene in evidenza le aree depocentrali al footwall (area blu). Le culminazioni anticlinliche presenti all'hangingwall evidenziano al retro nuovi depocentri, suggerendo un possibile piegamento con lunghezze d'onda inferiori rispetto alle deformazioni al footwall.

Le geometrie descritte per la superficie basale del Pliocene, possono essere estese, con un ampio margine di approssimazione, a quelle del Miocene superiore (Fig. 13) e del Pleistocene (fig. 14).

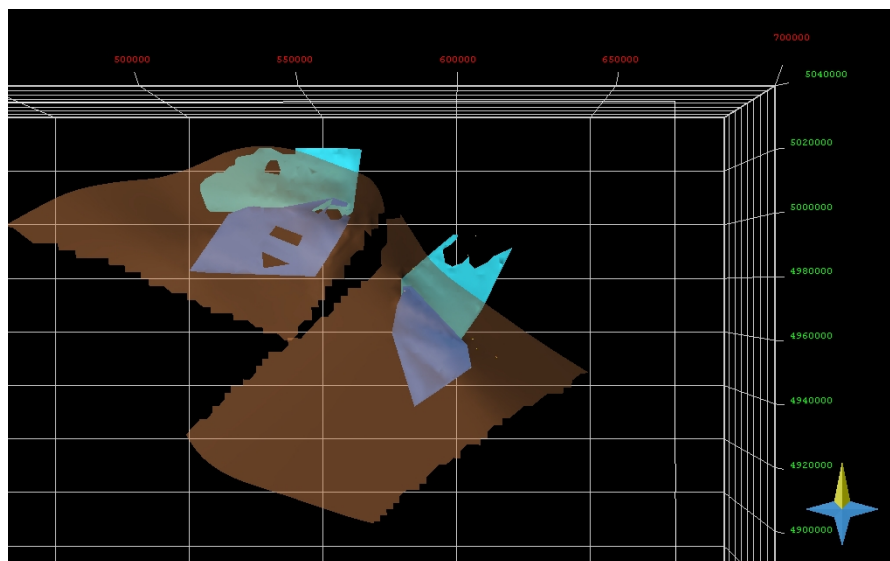


Figura 13 - Superfici modellate per la base del Miocene superiore. La modellazione è stata ristretta ai settori con maggiore disponibilità di dati al footwall ed all'hangingwall.

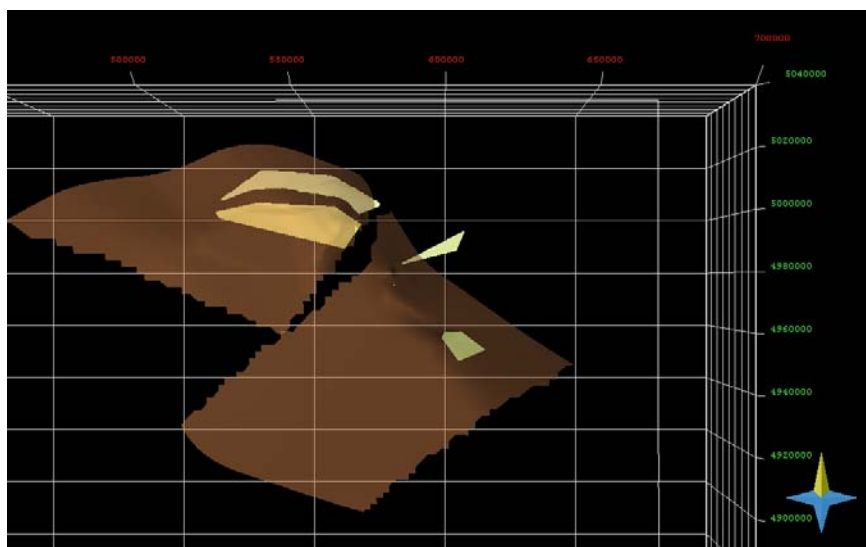


Figura 14 - Superfici della base del Pleistocene, la scarsa presenza di dati consente di ottenere superfici corrispondenti tra footwall ed hangingwall solo nel settore occidentale dell'area studiata.

Per quanto riguarda le superfici dei thrust principali che sono stati modellati, si osserva che la struttura orientata NW-SE presenta una tipica geometria a ramp nella parte settentrionale, permettendo lo sviluppo delle strutture di crescita a pieghe, mentre, verso sud si raccorda ad un esteso flat suborizzontale che fa da livello di scollamento interno essenzialmente ai livelli stratigrafici del Miocene medio (Fig. 15).

I dati disponibili per la struttura compressiva più occidentale, orientata mediamente E-W, consentono di ricostruire solamente la porzione settentrionale del sistema a thrust, in cui si evidenzia, come nel caso precedente, una geometria a ramp ad alto angolo che coinvolge tutti i livelli stratigrafici dal Miocene superiore fino alla base del Pleistocene, ma è probabile che anche in questo caso la struttura si raccordi in profondità ad un livello di scollamento interno ai livelli medio-tardo miocenici, come si deduce dalle sezioni geologiche rese disponibili per il presente studio.

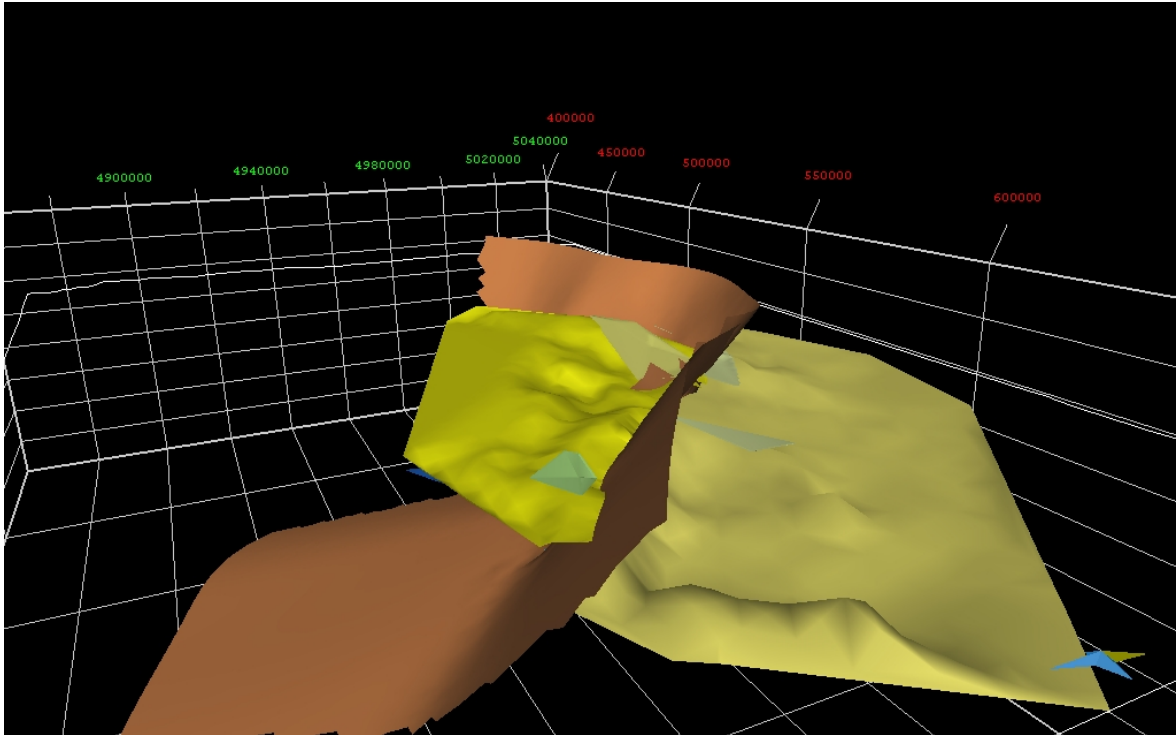


Figura 15 - Geometrie tridimensionali delle strutture tettoniche e dei livelli stratigrafici di riferimento, il punto di osservazione si colloca sul margine sud orientale dell'area modellata ed è diretto parallelamente alla struttura tettonica con orientazione NW-SE.

3.3 Analisi dei rigetti e calcolo degli slip-rate

Dalla geometria delle superfici stratigrafiche di riferimento è possibile ricavare la dislocazione da queste subita lungo le principali strutture tettoniche.

Come visto nel capitolo precedente, sono stati adottati due diversi metodi per la misura dei rigetti. Il primo sfrutta un algoritmo presente nel pacchetto Move e che permette di proiettare sul piano di faglia i cut-off delle superfici stratigrafiche, all'hangingwall ed al footwall e, in seguito, di misurare i rigetti corrispondenti (Allan Lines, Fig. 16)

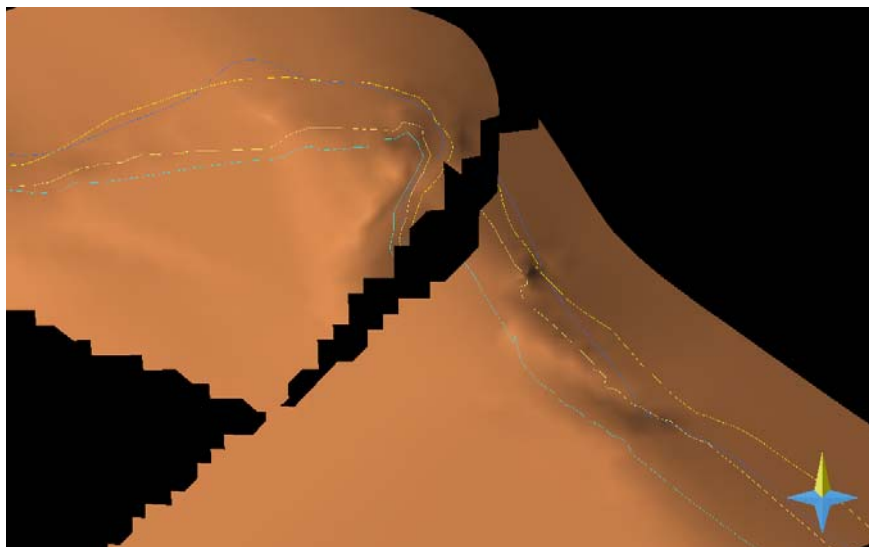


Figura 16 - Allan lines ottenute utilizzando lo strumento Allan Mapper di 3DMove, si osservano le proiezioni dei cut-off di tetto e di letto per i livelli stratigrafici di interesse.

Il metodo di controllo utilizzato prevede invece l'estrapolazione di 5 sezioni geologiche dal modello (utilizzando lo strumento Contour Slicer) e la misura manuale dei rigetti in 2DMove (Fig.17). Il segmento della struttura tettonica esaminata è quello nord occidentale con orientazione media E-W, l'asse delle ordinate presenta il valore della longitudine di inizio sezione a Nord e lo sviluppo della sezione stessa è da intendersi ortogonale alla struttura tettonica considerata.

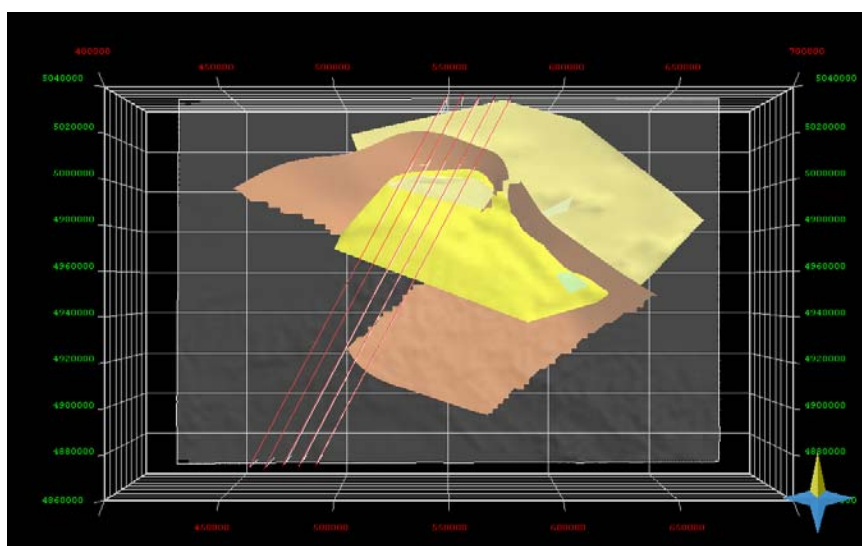


Figura 17 - Proiezione delle sezioni geologiche ottenute con lo strumento Contour Slicer, per il calcolo manuale, in 2DMove, dei rigetti lungo i piani di faglia.

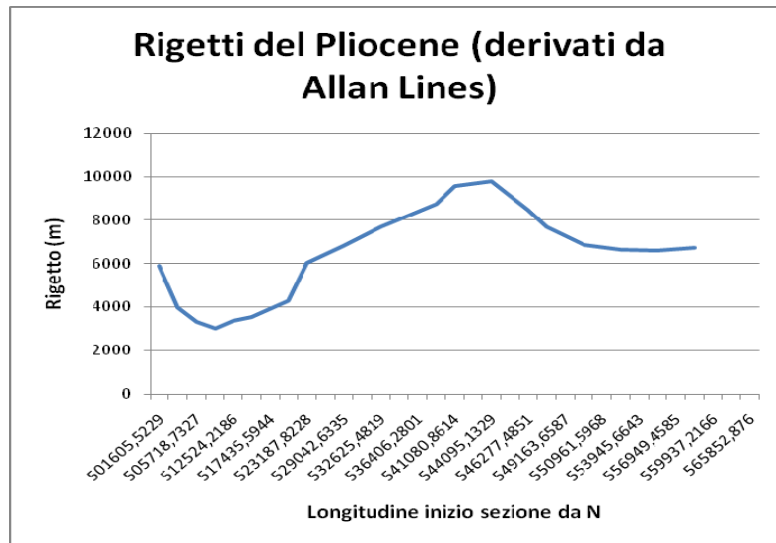


Figura 18 – Rigetti, misurati attraverso le Allan Lines, riferiti alla base del Pliocene.

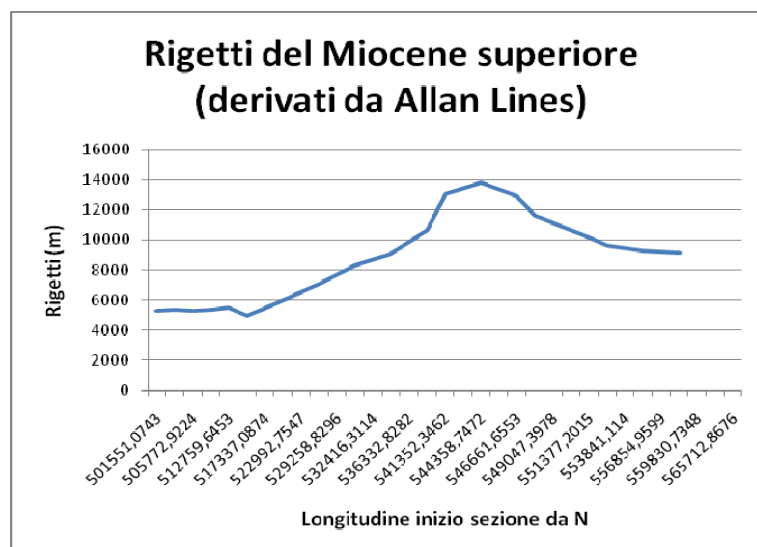


Figura 19 – Rigetti, ottenuti dalle Allan lines, per il Miocene superiore.

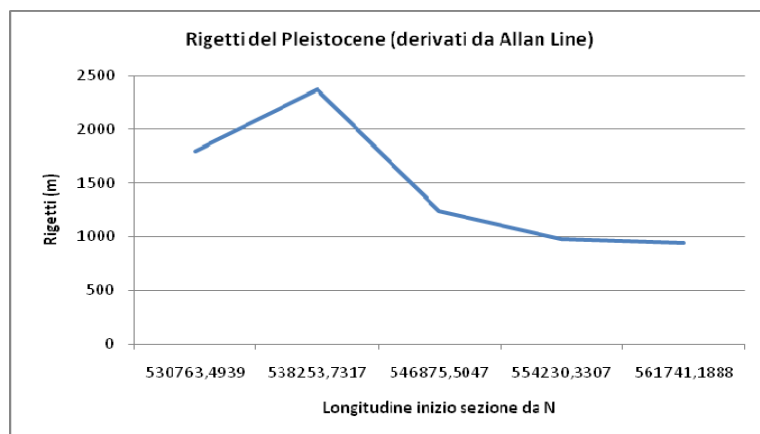


Figura 20 – Rigetti, ottenuti dalle Allan lines, per il Pleistocene inferiore.

I rigetti misurati con le Allan lines coprono intervalli spaziali diversi in funzione della presenza o meno della superficie di misura, in particolare il grafico con i rigetti del Pleistocene è quello che presenta il minor numero di dati a causa della minore estensione della superficie nel modello.

Il dato che emerge da tutti e tre i grafici, è che la struttura presa in considerazione presenta i massimi rigetti in corrispondenza di uno stesso intervallo di longitudine (tra 530.000 e 550.000 – ED50 UTM32).

In questo intervallo si osserva una massima dislocazione di circa 14.000 m lungo i livelli del Miocene superiore (Fig. 19), nel quale giace la superficie di scollamento considerata, e di circa 10.000 m per il Pliocene (Fig. 18). I rigetti della base del Pleistocene sono più contenuti e presentano valori massimi di 2.300 m (Fig. 20).

Allontanandosi da questa area, nella quale si manifestano i massimi rigetti, si osserva una diminuzione gaussiana degli stessi man mano che ci si avvicina ai presunti tip della struttura a thrust, con i minimi nella terminazione occidentale in cui si hanno valori di dislocazione pari a 5.300 m per il Miocene superiore e 3000 m per il Pliocene. La risalita dei valori dei rigetti per il Pliocene verso ovest è da collegare alla particolare geometria della struttura tettonica in quel settore (che si comporta come rampa laterale di raccordo alle strutture più ad Ovest) ed alla mancanza di dati interpolabili dal modello.

Verso Est, la diminuzione dei rigetti è meno marcata in quanto tende a raccordarsi alla prosecuzione verso Est della struttura vista nel modello, con orientazioni NW-SE.

In questo caso i rigetti medi hanno valori di 937 m per il Pleistocene inferiore, 6.700 m per il Pliocene inferiore e 9.000 m per il Miocene superiore.

I rigetti misurati sulle sezioni estrapolate ed elaborate in 2DMove (Fig. 21) evidenziano un quadro comparabile a quello precedentemente ottenuto con l'Allan Mapper. L'ordine di grandezza della dislocazione nel settore considerato dalle 5 sezioni prese in esame è, infatti, lo stesso di quelle viste in precedenza, con i rigetti massimi per il Miocene superiore pari a 14.100 m, per il Pliocene 10.900 m e per il Pleistocene 2.000 m, e con un andamento gaussiano che evidenzia una diminuzione andando verso i tip delle strutture (benché in questo caso il settore esaminato sia sensibilmente più ristretto e meno rappresentativo dell'intera struttura).

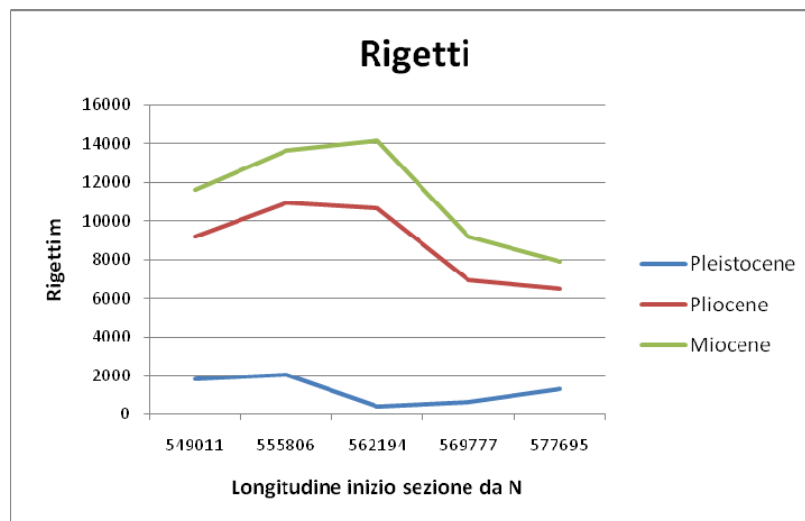


Figura 21 - Rigetti misurati manualmente sulle sezioni estrapolate ed elaborate in 2DMove.

Dai dati così ottenuti è possibile tentare una valutazione di massima degli slip-rate per i diversi intervalli temporali considerati in questo settore del fronte orogenico appenninico.

È stato tentato il calcolo dei valori di slip-rate massimi e medi sullo stesso segmento della struttura usando i dati delle Allan Lines. Per il calcolo degli slip-rate dal Miocene superiore si considera l'intervallo cronologico che parte dalla base del Tortoniano, in quanto si ipotizza che le superfici di scollamento dei thrust si raccordino al di sotto di tale livello stratigrafico, come emerge dalle sezione geologiche utilizzate nel presente lavoro.

I risultati ottenuti per il Miocene superiore indicano uno slip-rate medio di 0,74 mm/a con un massimo di 1,19 mm/a.

Per il Pliocene si osservano valori sensibilmente più alti sia nella media che nei picchi, con, in particolare, un massimo di 1,83 mm/a ed un valore medio di 1,18 mm/a.

Infine per il Pleistocene si osserva una nuova diminuzione dei valori medi, che si assestano su 0,81 mm/a con un massimo di 1,31 mm/a.

La validità di questi dati è chiaramente limitata dal fatto che si è costruito un modello estremamente semplificato delle strutture a thrust che coinvolgono il settore in esame, ciononostante i valori ottenuti risultano compatibili con quelli indicati in letteratura e ricavati sulla base di analisi molto più dettagliate (SCROCCA *et alii*, 2007). Il risultato interessante che emerge è che la massima attività delle strutture compressive che coinvolgono il sistema a thrust del fronte appenninico si è avuta durante il Pliocene, per poi subire una graduale diminuzione nel Pleistocene inferiore.

3.4 Decompattazione

Si è inoltre tentato di applicare l'algoritmo di decompattazione sia in 3D, alle superfici ricostruite, sia in 2D, alle sezioni da esse estrapolate, per valutare la differenza negli slip-rate calcolati in questo caso, con quelli ottenuti in precedenza.

I risultati del tentativo di misurazione basandosi sui cut-off lungo il piano di faglia ha dato risultati inattesi, in quanto i rigetti calcolati dopo la decompattazione risultavano sensibilmente più grandi di quelli visti in precedenza. Al contrario è ragionevole aspettarsi che i rigetti tendano a diminuire, in quanto si ha l'annullamento della costipazione del pacco di strati al footwall dove si ha uno spessore molto maggiore delle serie silicoclastiche rispetto a quello dell'hangingwall.

Questa anomalia è spiegabile con gli effetti di distorsione nella ricostruzioni delle superfici dopo la decompattazione in prossimità del piano di faglia; si è visto infatti come, in queste condizioni, il cut-off della superficie stratigrafica all'hangingwall subisca distorsioni considerevoli rispetto a quella al footwall, tali da non rendere attendibile l'applicazione dell'algoritmo con il numero di dati a disposizione in questo caso.

Si è cercato quindi di fare una valutazione diversa della percentuale in cui incide il fattore di decompattazione, sfruttando le differenze dei rigetti nei depocentri massimi presenti rispettivamente all'hangingwall ed al footwall del sistema a thrust. Questa procedura è stata applicata solo ai livelli pliocenici per i quali si aveva una sufficiente continuità laterale sia al footwall che all'hangingwall (Fig. 22).

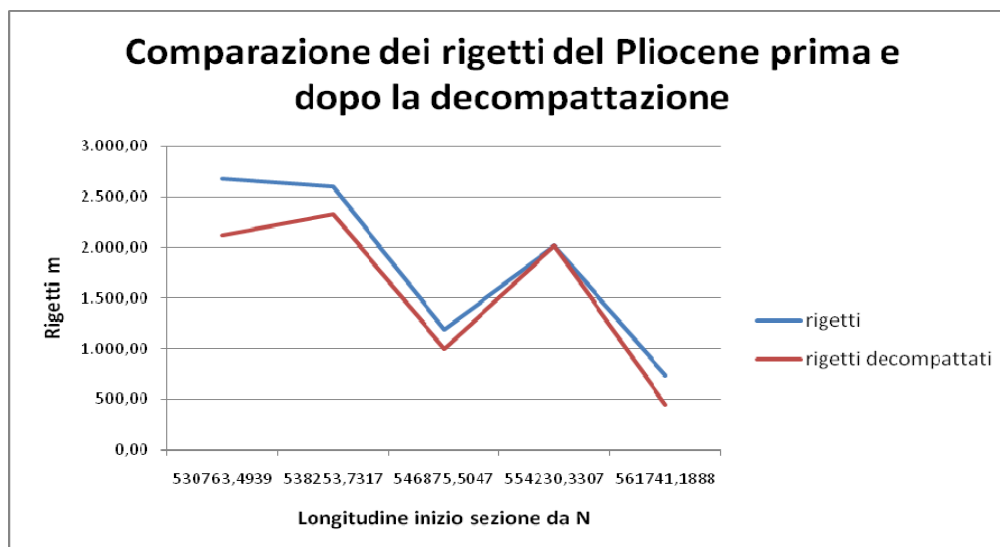


Figura 22 - Comparazione dei rigetti prima e dopo la decompattazione riferita alla base del Pliocene e misurata in aree depocentrali.

I valori ottenuti indicano, per il Pliocene, un'incidenza media della decompattazione sulla valutazione dei rigetti del 17,5%.

Data l'uniformità litologica dei terreni interessati, si è tentato di estendere questo risultato all'intera successione, ricalcolando gli slip-rate in base a questo fattore di decompattazione.

Si ottengono quindi valori di slip-rate più bassi rispetto a quelli precedentemente ottenuti, in particolare per il Pliocene si hanno valori di poco inferiori al mm/a (0,97 mm/a), 0,61 mm/a per il Miocene e 0,67 mm/a per il Pleistocene.

Questi risultati sono da intendersi come un tentativo di applicazione del software di modellazione al calcolo degli slip-rate, che, in tal senso, ha dimostrato una buona funzionalità che potrà essere utile per ulteriori approfondimenti. La validità del dato che emerge è invece fortemente condizionata dalle condizioni di estrema semplificazione del modello di partenza (in cui è stata esclusa la componente legata alle strutture associate a quella principale) ed all'approssimazione che evidentemente si compie scegliendo di misurare i rigetti non lungo il piano di faglia, ma all'interno dei depocentri sedimentari all'hangingwall e al footwall.

4 - Conclusioni

Il lavoro svolto nell'ambito dello stage ha portato alla ricostruzione di un modello tridimensionale schematico di un ampio tratto del fronte orogenico appenninico tra le province di Piacenza e Reggio Emilia.

I dati resi disponibili da diverse fonti, integrati con quelli elaborati nell'ambito dello stage (log dei pozzi profondi - Ministero dello Sviluppo Economico), hanno permesso di ricostruire l'andamento delle superfici stratigrafiche della base del Miocene superiore, del Pliocene ed, in alcuni tratti, del Pleistocene, a cavallo del fronte orogenico.

Lo studio dei dati dei pozzi, che sono stati inseriti in una banca dati predisposta dall'ISPRA, ha permesso di caratterizzare dal punto di vista stratigrafico le successioni attraversate e le variazioni di spessore che queste subiscono al footwall ed all'hangingwall del thrust principale. In particolare si può desumere l'esistenza di una grossa struttura di crescita a scala regionale che ha avuto la sua massima attività durante il Pliocene, infatti si osserva come la successione pliocenica, spessa fino a 2000 m al footwall, è occasionalmente assente all'hangingwall dove si riconosce un'estesa superficie di discordanza.

La geometria della struttura a thrust e pieghe è stata meglio evidenziata dall'elaborazione di un modello tridimensionale semplificato per l'area oggetto di studio tramite l'utilizzo del software Move.

Emerge un andamento delle anticlinali di rampa e delle relative sinclinali al footwall, sostanzialmente parallelo alle principali direttrici strutturali, che in questo settore hanno andamento E-W nei settori occidentali e NW-SE in quelli orientali. Nei settori più settentrionali si osservano gli effetti della deformazione legata all'attività delle strutture sud-alpine.

Una volta ottenuto il modello delle superfici di interesse si è tentato di testare il software Move nelle operazioni di analisi usando gli strumenti da esso messi a disposizione. In particolare sono stati determinati gli slip-rate teorici lungo le strutture principali per gli intervalli temporali del Miocene superiore, del Pliocene e del Pleistocene basandosi sul modello semplificato precedentemente elaborato.

I valori di slip-rate ottenuti con metodologie semi-automatiche (Allan line) o con metodi manuali (estrazione di sezioni geologiche e misura dei rigetti ai cut-off) ha evidenziato, dal

punto di vista qualitativo, la presenza di una maggiore attività delle strutture durante il Pliocene, come era già stato dedotto dall'analisi dei dati puntuali dei pozzi.

Dal punto di vista quantitativo, i risultati ottenuti non possono essere considerati rappresentativi della dinamica della regione a causa dell'estrema semplificazione subita dal modello, ma consentono ugualmente di valutare come efficace l'algoritmo di modellazione dei rigetti del software Move, che può quindi essere usato in contesti di maggiore dettaglio, permettendo sia la ricostruzione dei rigetti e degli slip rate, sia la restorazione di sezioni geologiche anche complesse.

In particolare gli slip rate medi ottenuti con questo metodo sono di 0,74 mm/a per il Miocene superiore, 1,18 mm/a per il Pliocene e 0,81mm/a per il Pleistocene inferiore, confermando la massima attività delle strutture durante il Pliocene.

I valori ottenuti risultano superiori a quelli indicati in letteratura ed imputabili al sollevamento tettonico (0,53 mm/a per gli ultimi 1,4 Ma per l'area ferrarese, secondo Scrocca et al, 2007). Il dato prodotto dagli Autori per il sistema a thrust e pieghe di Mirandola includeva il fattore di decompattazione applicato ai sedimenti Pleistocenici.

Si è tentato, quindi, di ottenere una valutazione dell'incidenza della compattazione legata al carico litostatico, sui livelli stratigrafici considerati, e quindi la percentuale in cui questa influisce sul calcolo dei rigetti lungo le strutture tettoniche.

L'algoritmo per le operazioni di compattazione/decompattazione utilizzato è implementato nel pacchetto software Move, ma nel caso specifico ha mostrato diversi limiti legati alla ricostruzione della geometria delle superfici dopo l'eliminazione del carico litostatico, soprattutto in prossimità delle discontinuità tettoniche, per cui il calcolo dei rigetti viene fortemente falsato da queste distorsioni.

La percentuale di decompattazione che subiscono i sedimenti è stata calcolata ugualmente basandosi sulla differenza di rigetto che esiste tra le aree depocentrali a footwall ed all'hangingwall del sistema a thrust, in questo caso il dato ottenuto per il Pliocene inferiore è una variazione del 17,5% dei rigetti calcolati in seguito all'eliminazione del carico litostatico rappresentato dai livelli pPleistocenici. L'approssimazione con la quale è stato ottenuto questo dato e la sua applicabilità solo ai livelli pliocenici non consente di poter fare un valido confronto con i dati pubblicati da SCROCCA *et alii* (2007), per cui la validazione del modello di decompattazione col software Move richiede ulteriori

approfondimenti ed un'applicazione a settori più ristretti in cui si disponga in un maggior numero di dati.

Bibliografia

AGIP S.p.A. Direzione Mineraria, 1962, Contributo alle conoscenze geologiche del pedeappennino padano. Settore Vogherese Piacentino: Alberielli L., Mazzei R.. Boll. Soc. Geol. It., 81 fasc. IV, 1962.

AGIP S.p.A. Direzione Mineraria, 1962, Contributo alle conoscenze geologiche del pedeappennino padano. Settore Parmense-Modenese: Thieme R.. Boll. Soc. Geol. It., 81 fasc. IV, 1962.

Allen, P.A. & Allen, J.R. 1990. Basin Analysis Principles & Applications, (Blackwell Science), pp.451.

Baldwin, B. and Butler, C.O. 1985. Compaction curves. The American Association of Petroleum geologists Bulletin, 69, 622-626.

Boccaletti M., Coli, M., Eva C., Ferrari G., Giglia G., Lazzaretto A., Merlanti F., Nicholic R., Papani G., Postpischl D., 1985. Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines. Tectonophysics 117, 7-38

Boccaletti M., Bonini M., Corti G., Gasperini P., Martelli L., Piccardi L., Severi P., Vannucci G., 2004, Note Illustrative alla Carta sismotettonica della Regione Emilia Romagna, scala 1:250.000, Regione Emilia Romagna, SELCA.

Borraccini F., De Donatis M., D'Ambrogi C., Pantaloni M., 2004, Il foglio 280 – Fossombrone 3D: un progetto pilota per la cartografia geologica nazionale alla scala 1:50.000 in tre dimensioni. Boll. Soc. Geol. It., 123, 319-331

Cagnetti V., Pasquale V., Polinari S., 1978, Fault-plane solutions and stress regime in Italy and adjacent regions. Tectonophysics 46, 239-250

Cerrina Feroni A, Martinelli P., Ottria G., 2002, Schema tettonico dell'Appennino settentrionale – in Carta geologico-strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo, Selca 2002

Cassano E., Anelli L., Fichera R. & Cappelli L., 1986, Pianura Padana: interpretazione di dati geofisici e geologici. 73° Congresso Soc. Geol. It., 1-27.

Castellarin A., 2001, Alps-Apennines and Po Plain frontal Apennines relations. In: Vai G.B., Martini I.P. (Eds), *Anatomy of an Orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins*. Kluwer Academic Publishers, pp.177-196.

Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C., Amato A., 2006, CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1. INGV-CNT, Roma <http://www.ingv.it/CSI/>

CPTI Working Group [2004] Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (versione 2004, CPTI04), Internet website INGV Sezione di Milano, <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/> (last revision 27 May 2004)

Dickinson, G. 1953. Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast Louisiana. *The American Association of Petroleum geologists Bulletin*, 37, 410-432.

DISS Working Group; 2007: Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.0.4: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. <http://www.ingv.it/DISS/>, © INGV 2007.

Falvey, D.A. and Middleton, M.F. 1981. Passive continental margins: evidence for a pre-breakup deep crustal metamorphic subsidence mechanism. In: *Colloquium on Geology of continental margins* (C3, Paris, 7-17 July 1980), *Oceanologica Acta*, 4 (supplement), 103-114.

Mariucci M.T., Amato A., Montone P., 1999, Recent tectonic evolution and present stress in the Northern Apennines. *Tectonics* 18, 108-118.

Massoli D., Koyi H.A., Barchi M.R., 2006, Structural evolution of a fold and thrust belt generated by multiple decollements: analogue models and natural examples from the Northern Apennines (Italy), *Journ. Struct. Geol.*, 28, 185-199

Mauko, G., Mukerji, T. and Dvorkia, J. 1996. *Rock Physics Handbook*. Stanford Physics Laboratory, Stanford University, p241-244.

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.

Pieri M., Groppi G., 1981, Subsurface geological structure of the Po Plain (Italy), *Pubbl. PFG-CNR*, 414, 1-23.

Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998, *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna*. Di Dio G. (Eds.), S.EL.CA., Firenze.

Regione Lombardia & ENI-AGIP, 2002, *Geologia degli acquiferi padani della Regione Lombardia*. Carcano C. & Piccin A. (Eds.), S.EL.CA., Firenze.

Slater, J.G. & Christie, P.A.F. 1980. Continental stretching: an explanation of the post-Mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. *Journal of Geophysical Research*, v.85, No. B7. Pp. 3711-3739.

Schmoker, J.W. and Halley, R.B. Carbonate porosity versus depth: a predictive relation for South Florida. *The American Association of Petroleum geologists Bulletin*, 66, 2651-2570.

Scrocca D., Carminati E., Doglioni C. & Marcantoni D., 2007, Slab retreat and active shortening along the central-northern Apennines. In: *Thrust belts and Foreland Basins: From Fold Kinematics to Hydrocarbon Systems*, Lacombe O., Lavé J., Roure R. & Verges J. (Eds.). *Frontiers in Earth Sciences*, Springer, 471-487.

Serpelloni E., Anzidei M., Baldi P., Casula G., Galvani A., 2005, Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: new results from the analysis of permanent and non-permanent GPS network, *Geophys. J. Int.*, 161, 861-880.

Sorgi C., Delfontaines B., Hippolyte J.C., Cadet J.P., 1998, An integrated analysis of transverse structures in the Northern Apennines, Italy. *Geomorphology* 25, 193-206.