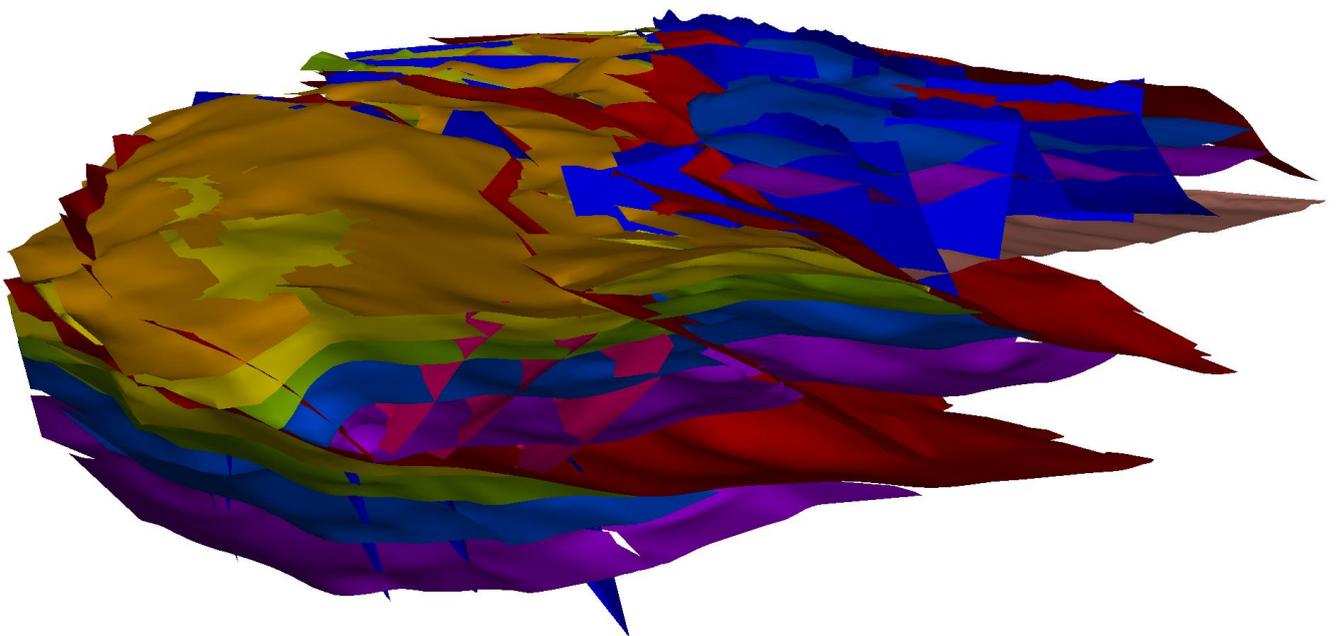


# RETRACE-3D

*centRal italy EarThquakes integRAted Crustal modEl*

Rapporto finale





## Progetto RETRACE-3D

### centRal italy EarThquakes integRAted Crustal modEI

#### - Rapporto Finale -

#### **Premessa**

Il progetto RETRACE-3D è stata un'occasione di lavoro multidisciplinare unica nel suo genere, alla quale hanno partecipato esperte ed esperti del Dipartimento della Protezione Civile e ricercatrici e ricercatori appartenenti a Istituti di ricerca che per compito istituzionale concorrono, come Centri di Competenza del Dipartimento stesso, al miglioramento delle conoscenze sui terremoti, contribuendo alla valutazione della pericolosità sismica del territorio italiano. I percorsi di lavoro seguiti e le collaborazioni sviluppate all'interno del progetto sono da considerarsi di valore confrontabile con i risultati scientifici ottenuti, e sono potenzialmente replicabili in ogni area tettonicamente attiva dove già esistano e possano essere integrate informazioni geologiche e geofisiche di sottosuolo e di superficie.

Al di là dei risultati scientifici, si intende pertanto sottolineare come esperienze positive e propositive come quelle che si sono realizzate in questo progetto possano costituire, in futuro, uno standard di azione e interazione tra i singoli ricercatori di diverse Istituzioni scientifiche e gli esperti del Dipartimento della Protezione Civile, anche al di fuori delle fasi emergenziali e post-emergenziali di una sequenza sismica.

#### **RETRACE-3D Working Group**

#### **Referenti delle attività per DPC, CNR, INGV, ISPRA**

*Daniela Di Bucci<sup>1</sup>, Davide Scrocca<sup>2</sup>, Mauro Buttinelli<sup>4</sup>, Chiara D'Ambrogi<sup>5</sup>.*

#### **Partecipanti**

- 1. Pierluigi Cara, Sergio Castenetto, Roberta Giuliani, Ilaria Salvi*
- 2. Sabina Bigi (associato; Univ. Sapienza Roma), Gian Paolo Cavinato, Michele Di Filippo (associato), Paolo Messina (associato), Lorenzo Petracchini*
- 3. Raffaele Castaldo, Vincenzo De Novellis, Susi Pepe, Giuseppe Solaro, Pietro Tizzani*
- 4. Marco Anzidei, Roberto Basili, Christian Bignami, Lorenzo Bonini (associato; Univ. Trieste), Pierfrancesco Burrato, Daniele Cheloni, Massimo Chiappini, Francesca Cinti, Pasquale De Gori, Paolo Marco De Martini, Roberto Devoti, Deborah Di Naccio, Maria Di Nezza, Emanuela Falcucci, Umberto Fracassi, Fabrizio Galadini, Stefano Gori, Luigi Improta, Vanja Kastelic, Francesco Maesano, Marco Marchetti, Maria Teresa Mariucci, Liliana Minelli, Paola Montone, Marco Moro, Daniela Pantosti, Alessandro Pignatelli, Vincenzo Sapia, Michele Saroli (associato; Univ. Cassino), Andrea Tertulliani, Mara Tiberti, Roberto Vallone, Paola Vannoli, Fabio Villani*
- 5. Roberto Bonomo, Stefano Calcaterra, Maria Pia Congi, Franco Capotorti, Pio Di Manna, Fernando Ferri, Piera Gambino, Maurizio Marino, Renato Ventura*

#### **Affiliazioni**

- 1. Dipartimento della Protezione Civile*
- 2. Consiglio Nazionale delle Ricerche – IGAG*
- 3. Consiglio Nazionale delle Ricerche – IREA*
- 4. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia*
- 5. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale - Servizio Geologico d'Italia*





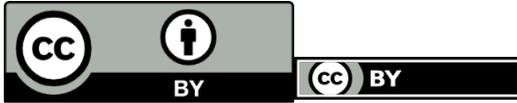
### ***Riconoscimenti***

Si ringraziano il Ministero dello Sviluppo Economico e le società Eni e Total per la disponibilità a fornire i propri dati e a contribuire allo sviluppo di una proficua collaborazione. A Carlo Doglioni va il riconoscimento per aver individuato la necessità di un modello geologico 3D dell'area che ospita la sequenza sismica dell'Appennino Centrale 2016-2017 e per aver avviato la collaborazione istituzionale e scientifica alla base di questo progetto. I Referenti ringraziano Daniela Pantosti per il suo prezioso contributo nel coordinamento delle prime fasi di attività.



## Licenza d'uso

La maggior parte dei dati, dei testi, delle immagini e delle elaborazioni riportati in questo documento sono soggetti a licenza d'uso Creative Commons Attribution 4.0 International Public License (CC BY 4.0, <https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/legalcode>)



Sotto questa licenza d'uso, si è liberi di (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>):

Condividere — riprodurre, distribuire, comunicare al pubblico, esporre in pubblico, rappresentare, eseguire e citare questo materiale con qualsiasi mezzo e formato

Modificare — trasformare il materiale e basarsi su di esso per le opere per qualsiasi fine, anche commerciale.

Il licenziante non può revocare questi diritti fintanto che tu rispetti i termini della licenza.

Alle seguenti condizioni:

Attribuzione — È necessario riconoscere una menzione di paternità adeguata, fornire un link alla licenza e indicare se sono state effettuate delle modifiche. È possibile fare ciò in qualsiasi maniera ragionevole possibile, ma non con modalità tali da suggerire che il licenziante avalli te o il tuo utilizzo del materiale.

Divieto di restrizioni aggiuntive — Non è possibile applicare termini legali o misure tecnologiche che impongano ad altri soggetti dei vincoli giuridici su quanto la licenza consente loro di fare.

Note:

Non si è tenuti a rispettare i termini della licenza per quelle componenti del materiale che siano di pubblico dominio o nei casi in cui l'utilizzo sia consentito da una eccezione o limitazione maggiore prevista dalla legge.

Non sono fornite garanzie. La licenza può non conferire tutte le autorizzazioni necessarie per il suo utilizzo. Ad esempio, diritti di terzi come i diritti all'immagine, alla riservatezza e i diritti morali potrebbero restringere gli usi prefissi sul materiale.

## Disclaimer, proprietà intellettuale

Il presente Rapporto finale è frutto dell'attività e dell'opinione degli autori. I contenuti non rappresentano necessariamente l'opinione generale delle istituzioni di cui i singoli autori fanno parte. La proprietà intellettuale dei risultati qui riportati è degli autori

## Citazione:

*RETRACE-3D Working Group, 2021. RETRACE-3D: centRal italy EarThquakes integRAted Crustal modEI. Rapporto finale. Eds. INGV, ISPRA, CNR-IGAG, DPC. Roma, pp. 100. DOI: 10.5281/zenodo.4604940*



## INDICE

1. INTRODUZIONE	5
<b>1.1 Organizzazione del progetto</b>	6
<b>1.2 Attività e prodotti</b>	6
2. AREA DI STUDIO	8
<b>2.1 Inquadramento geologico</b>	8
<b>2.2 Contesto sismotettonico</b>	11
3. APPROCCIO METODOLOGICO PER LO SVILUPPO DEL MODELLO 3D	14
<b>3.1 Preparazione dei dati</b>	15
<b>3.1.1 Dati di input</b>	16
<b>3.1.2 Dati di confronto</b>	19
<b>3.2 Modello crostale superficiale</b>	19
<b>3.2.1 Interpretazione integrata di profili sismici, pozzi e geologia di superficie</b>	19
<b>3.2.2 Elaborazione del modello 3D in tempi</b>	24
<b>3.2.3 Velocità sismiche e densità dai dati di pozzi profondi</b>	25
<b>3.2.4 Conversione tempi-profondità del modello 3D</b>	28
<b>3.3 Estensione del modello in profondità</b>	32
<b>3.3.1 Contributo dei dati gravimetrici e magnetici</b>	32
<b>3.3.1.1 I dati gravimetrici e la loro elaborazione</b>	32
<b>3.3.1.2 I dati magnetici e la loro elaborazione</b>	33
<b>3.3.1.3 Modelling gravimetrico e magnetico</b>	34
<b>3.3.2 LET e Tomografie regionali</b>	38
<b>3.3.3 Modello termo-reologico</b>	43
<b>3.4 Costruzione del modello 3D finale</b>	47
<b>3.4.1 Validazione geometrico-cinematica</b>	47
<b>3.4.2 Confronto e integrazione con altri dati indipendenti di deformazione cosismica</b>	53
<b>3.4.2.1 Deformazione al suolo osservata con tecniche In-SAR</b>	54
<b>3.4.2.2 Osservabili geodetici con tecniche GPS</b>	58
<b>3.4.2.3 Confronto con le osservazioni geologiche cosismiche di terreno</b>	65
<b>3.4.2.3 Confronto con la Geologia del Quaternario, la Geomorfologia e la Neotettonica</b>	69
<b>3.4.2.4 Confronto con la sismicità della sequenza</b>	73
4. IL MODELLO CROSTALE FINALE	79
<b>4.1 Descrizione delle principali superfici stratigrafiche</b>	81
<b>4.2 Caratteristiche dei principali elementi strutturali</b>	82
<b>4.3 Implicazioni sismotettoniche e possibili applicazioni</b>	85
5. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	87
6. BIBLIOGRAFIA	90



## 1. INTRODUZIONE

L'idea del progetto RETRACE-3D (*centRal italy EarThquakes integRAted Crustal model*; [www.retrace3d.it](http://www.retrace3d.it)) è nata subito dopo il terremoto di Amatrice del 24 agosto 2016 (Magnitudo momento Mw 6.0). L'iniziativa è stata promossa dal Presidente dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) nei primi giorni di emergenza, presso la Direzione di Comando e Controllo (DICOMAC) istituita a Rieti dal Dipartimento Nazionale della Protezione Civile (DPC) per la gestione dell'emergenza *in situ*.

Il sistema italiano di protezione civile vanta una lunga collaborazione con gli Istituti di ricerca e con il mondo accademico, stabilita per legge (L. 225/1992; D.Lgs. 1/2018). In particolare, il DPC ha al suo fianco i cosiddetti Centri di Competenza. Si tratta di istituzioni scientifiche (quali Istituti di ricerca, Consorzi accademici e Università) che forniscono conoscenze e prodotti scientifici, frutto della ricerca e dell'innovazione, che possono essere integrati nelle attività di protezione civile. Pertanto, la comunità scientifica è coinvolta in tutte le diverse fasi della gestione del rischio, essendo parte integrante del sistema (Dolce, 2008; Dolce e Di Bucci, 2015). Alcuni di questi Centri di Competenza sono solitamente presenti nella DICOMAC per garantire un supporto tecnico e scientifico 24/7 alla gestione delle emergenze. È stato così anche dopo il terremoto di Amatrice, il primo *mainshock* della sequenza sismica del Centro Italia del 2016-2017 (Dolce e Di Bucci, 2018; vedi **Tabella 1** per i parametri relativi alle scosse principali).

La proposta iniziale vedeva coinvolti, insieme al DPC, il Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria (CNR-IGAG), l'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale - Servizio Geologico d'Italia (ISPRA) e l'INGV, poichè questi Centri di Competenza hanno più di altri competenze in geologia e geologia del terremoto. Si è trattato essenzialmente di un invito a collaborare alla realizzazione di una caratterizzazione geologica e sismotettonica del volume crostale che ha ospitato la sequenza sismica. Successivamente, è stato coinvolto anche il Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto per il Rilevamento Elettromagnetico dell'Ambiente (CNR-IREA), per le sue competenze in interferometria satellitare e modellazione a elementi finiti.

Il DPC promuove e sostiene sistematicamente le collaborazioni tra i propri Centri di Competenza per finalità di protezione civile, ancor più durante le emergenze. In questo caso, il Dipartimento ha svolto un ruolo di coordinamento sia tra i Centri di Competenza che hanno partecipato al progetto, sia tra questi e il Ministero dello Sviluppo Economico, l'Eni e la Total, società di esplorazione e produzione di idrocarburi (E&P).

Vale la pena di sottolineare, infatti, che anche le imprese private, come le due appena citate, fanno parte del Servizio Nazionale della Protezione Civile, laddove siano funzionali al raggiungimento degli obiettivi di protezione civile (D.Lgs. 1/2018, art. 13). Pertanto, Eni e Total, che hanno operato nell'area di studio principalmente negli anni Settanta e Ottanta del secolo scorso, sono state invitate dal DPC e hanno accettato con slancio di contribuire al progetto, sia fornendo una considerevole quantità di dati, sia mettendo a disposizione il proprio *know-how*. I dati comprendevano profili sismici a riflessione, stratigrafie di pozzi profondi, dati gravimetrici e magnetici, rapporti scientifici e tecnici.

Tutti gli Istituti di ricerca coinvolti, inoltre, hanno messo a disposizione del progetto il contenuto delle proprie banche dati.



L'obiettivo principale del progetto RETRACE-3D è stato quello di costruire un modello geologico 3D del volume crostale interessato dalla sequenza sismica iniziata nel 2016 nel Centro Italia, con la migliore qualità e risoluzione possibile. Ulteriore finalità è stata quella di definire con accuratezza la distribuzione tridimensionale nel sottosuolo delle più rilevanti unità geologiche e delle faglie principali, comprese quelle sismogeniche.

Già dalle prime fasi di concepimento e progettazione, il modello 3D è stato immaginato per rappresentare il punto di partenza e allo stesso tempo un riferimento per ulteriori applicazioni, che includono, tra le altre: i) il possibile miglioramento dei modelli di velocità utilizzati per localizzare la sismicità nel volume crostale; ii) l'elaborazione di modelli dinamici delle faglie sismogeniche riconosciute, basati su un'ottimizzazione multiparametrica delle deformazioni superficiali ottenute dalle analisi di interferometria satellitare; e iii) la definizione dettagliata dell'assetto complessivo del sottosuolo fino alle profondità sismogeniche e delle relative velocità delle onde sismiche, a supporto della definizione degli *input* sismici per futuri studi di microzonazione.

## 1.1 Organizzazione del progetto

DPC, CNR-IGAG, CNR-IREA, INGV e ISPRA hanno formalizzato la loro collaborazione firmando un Accordo. Più di 50 ricercatori ed esperti, non solo appartenenti agli Istituti citati, ma anche a Istituti universitari associati, si sono resi disponibili per contribuire al progetto. Era quindi necessaria un'organizzazione ben strutturata per consentire un'adeguata collaborazione tra diversi gruppi di ricerca caratterizzati da un ampio spettro di competenze. L'intero progetto è stato realizzato su base volontaria: infatti, non sono stati stanziati fondi per finanziarlo, ma le Istituzioni partecipanti hanno impegnato le loro risorse umane, strumentali e di dati per raggiungere gli obiettivi stabiliti di comune accordo.

Esperti del DPC e scienziati, nominati dalle loro rispettive Istituzioni, hanno costituito il gruppo di lavoro, stabilendo *work package* (WP nel seguito; [Figura 1b](#)) e compiti in funzione delle rispettive competenze. È stato quindi elaborato un piano delle attività che comprendeva una serie di prodotti intermedi e finali. Il coordinamento generale è stato affidato a quattro referenti delle Istituzioni che hanno siglato l'Accordo.

## 1.2 Attività e prodotti

Le attività condotte hanno portato alla costruzione di un modello crostale 3D preliminare (WP1 e WP2, [Figura 1](#)), basato principalmente sull'intepretazione 3D dei profili sismici a riflessione e delle stratigrafie di pozzo, tenendo fortemente in considerazione i vincoli derivanti dalla geologia di superficie, nonché dai dati e dalla modellazione gravimetrica. Un ulteriore passo avanti è stato l'integrazione del modello preliminare con informazioni provenienti dalle tomografie regionali e locali, da dati termici e reologici, e dalla modellazione gravimetrica e magnetica crostale. In questo modo è stato possibile estendere a profondità sismogeniche il modello 3D (WP3, [Figura 1](#)).

Il passo finale è stato la validazione geometrica e cinematica (ad esempio mediante bilanciamento delle sezioni geologiche) e un confronto con altri dati indipendenti (ad esempio, *Synthetic Aperture Radar-SAR*, *Global Positioning System-GPS*, effetti superficiali cosismici, sismicità strumentale, geologia del Quaternario-geomorfologia-neotettonica, cataloghi sismici), non utilizzati di proposito durante le fasi di modellazione tridimensionale (WP4, [Figura 1](#)).

L'Accordo prevedeva alcuni prodotti finali: 1) un modello 3D del volume crostale che ospita il terremoto di Amatrice del 24 agosto 2016 e la relativa sequenza sismica, 2) mappe di deformazione e modelli dinamici delle



strutture sismogenetiche e 3) un rapporto esplicativo dei contenuti del modello e delle informazioni, vincoli e interpretazioni in base a cui è stato elaborato.

Le mappe di deformazione e i modelli dinamici saranno sviluppati a partire dal modello 3D definitivo e dai contenuti di questo rapporto, e pertanto saranno resi disponibili in una fase successiva rispetto a rilascio dei prodotti 1) e 3).

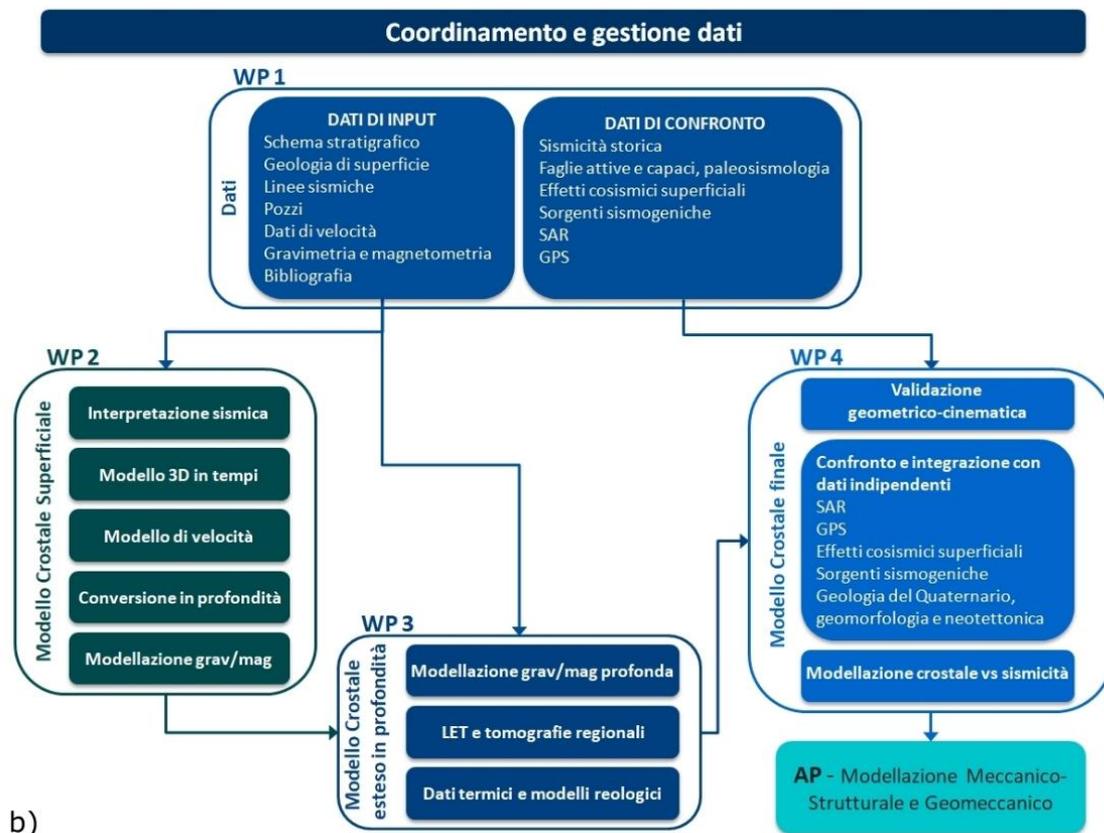
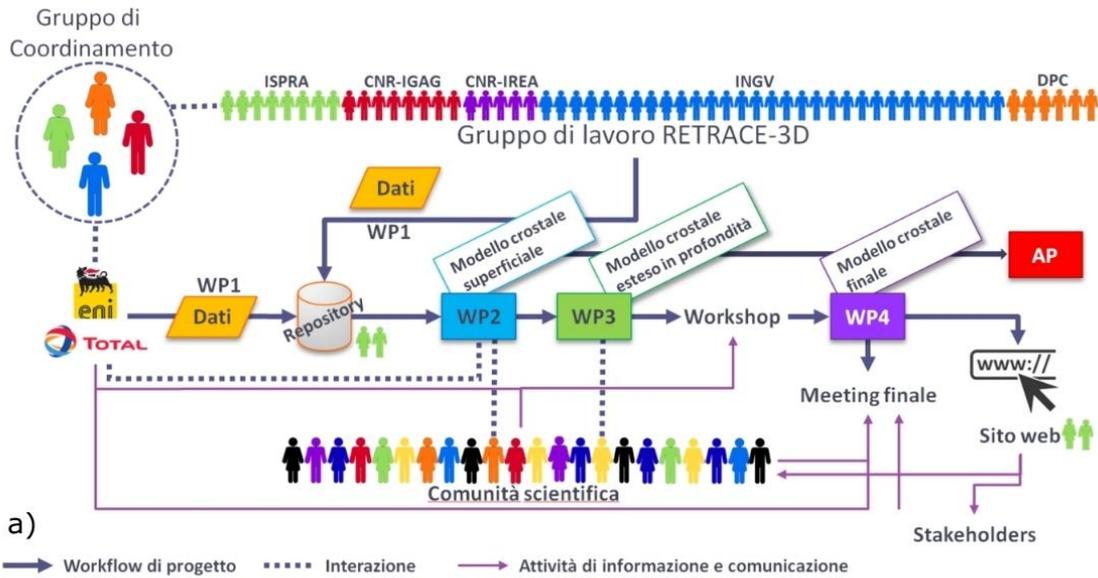


Figura 1: a) organizzazione del gruppo di lavoro RETRACE-3D; b) work package e attività.



## 2. AREA DI STUDIO

L'area di studio del progetto RETRACE-3D è situata in Italia, nell'Appennino Centrale, a cavallo tra le Regioni Lazio, Abruzzo, Umbria e Marche. In queste Regioni, una zona di circa 2.500 km<sup>2</sup> è stata interessata da una sequenza sismica di notevole intensità, caratterizzata da oltre 118.000 eventi sismici tra il 2016 e il 2019, di cui 1.182 hanno avuto magnitudo compresa tra 3 e 3.9, 66 tra 4 e 4.9, mentre 9 eventi hanno avuto magnitudo compresa tra 5 e 5.9 e 2 hanno superato magnitudo 6 (fonte INGV, [Figura 2](#)).

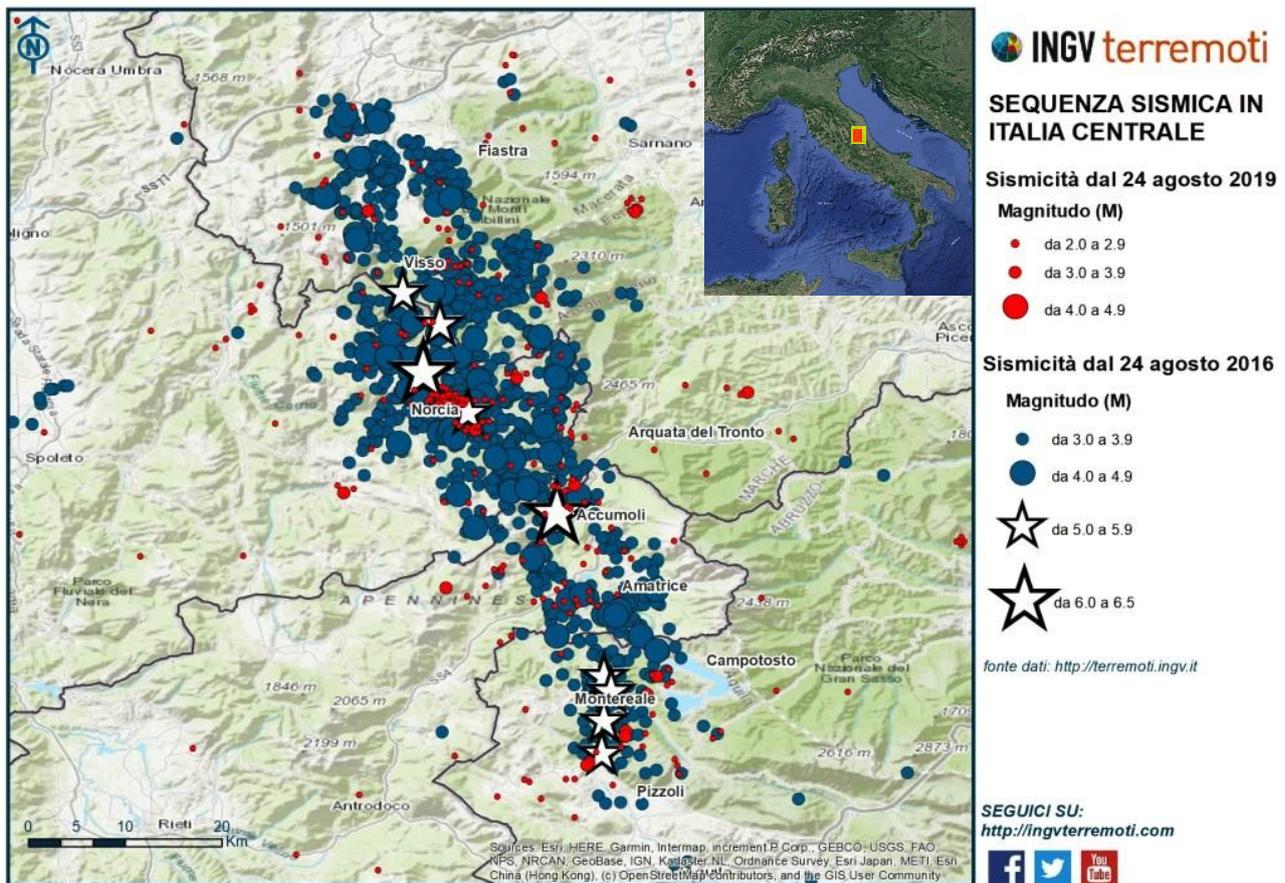


Figura 2: mappa della sismicità a partire dal 24 agosto 2016 (magnitudo pari o maggiore di 3.0) con la sismicità dal 24 agosto 2019 al 24 agosto 2020 in rosso (magnitudo pari o maggiore di 2.0; <https://ingvterremoti.com/2020/08/24/a-quattro-anni-dal-terremoto-del-24-agosto-2016-in-italia-centrale/>). Riquadro: posizionamento sul territorio dell'area interessata dalla sequenza sismica dell'Italia Centrale (rettangolo rosso) e area di studio del progetto RETRACE-3D (rettangolo giallo).

### 2.1 Inquadramento geologico

L'Appennino Centrale si trova in una zona della penisola italiana in cui la geologia di superficie mette in evidenza la giustapposizione tettonica di due domini paleogeografici che si sono sviluppati tra il Mesozoico e il Cenozoico, ovvero la Piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese (LAP) e il Bacino Umbro-Marchigiano (UMB) (Parotto e Pratlun, 1975; Cosentino et al., 2010), con il bacino di avanfossa della Laga (LAG) sviluppatosi successivamente, dal Messiniano al Pliocene (Centamore et al., 1992b; Cosentino et al., 2010). I depositi di



questo bacino risultano delimitati a ovest dal sovrascorrimento dei Sibillini, con andamento da N-S a NNE-SSO, e a sud dal sovrascorrimento del Gran Sasso, con andamento E-O (Figura 3).

Nell'area di progetto sono esposti in superficie, a ovest, le unità litostratigrafiche riferibili al dominio UMB, di età compresa tra il Giurassico e il Miocene superiore e, a est, i depositi silicoclastici messiniani dell'avampassa della Laga (Koopman 1983; Lavecchia, 1985; Bally et al., 1986; Centamore et al., 1992b; Cosentino et al., 2010; Bigi et al., 2011; Pierantoni et al., 2013). Il dominio UMB si è sviluppato contiguo al dominio LAP, le cui unità affiorano al confine meridionale dell'area di studio (Parotto e Praturlon, 1975; Vezzani et al., 1998; Cosentino et al., 2010). Il record stratigrafico nell'area di studio è il risultato di diverse fasi tettoniche che hanno interessato il margine Adria (Di Bucci e Angeloni, 2013, e riferimenti ivi contenuti) a partire dal tardo Paleozoico-Triassico. Questo margine passivo è generalmente considerato il risultato di uno stadio di *rifting* continentale, sviluppatosi a partire dal Triassico medio-superiore in seguito alla disgregazione del Gondwana (Ciarapica e Passeri, 2002; Stamfli e Borel, 2002). Nel settore più esterno, orientale, la fase estensionale del Triassico medio ha generato principalmente depocentri ad andamento NO-SE (Grandić et al., 2002) che, secondo Scisciani et al. (2014), sono riconoscibili, in profondità, al di sotto del dominio UMB.

Durante il tardo Triassico, si sono sviluppati una piattaforma evaporitica (Anidriti di Burano) e carbonatica (Dolomia Principale) insieme a bacini euxinici ristretti (Ciarapica e Passeri, 2005). Questi bacini sono stati smembrati a seguito di una fase tettonica estensionale, dell'inizio del Giurassico, che ha controllato la topografia del dominio UMB con la formazione di alti strutturali intra-bacinali (Piattaforme Carbonatiche Pelagiche, PCP, *sensu* Santantonio, 1993; 1994) e bacini profondi, caratterizzati da successioni del Giurassico *p.p.*-Cretacico inferiore con forti variazioni di spessore (poche decine di metri sulle PCP, da 500 a 1500 m nei bacini). Queste successioni sono costituite da grandi volumi di materiali detritici ri-sedimentati e olistoliti, derivanti dalle scarpate di faglia che bordavano le PCP, e da depositi bacinali che si appoggiano in *onlap* sulle paleo-scarpate. Tali caratteristiche sedimentarie sono state riconosciute sia in affioramento sia nel sottosuolo (Santantonio, 1994; Centamore et al., 2009; Santantonio et al., 2013).

Sebbene nell'intervallo Giurassico medio-Eocene le condizioni *post-rifting* siano state dominanti, diversi impulsi tettonici legati alla geodinamica regionale hanno causato la ripetuta riattivazione di alcune faglie normali del Giurassico inferiore. Ciò ha portato al ringiovanimento dei margini delle PCP e a processi di risedimentazione (caratterizzati da *slumping*, brecce e olistoliti, principalmente generati dal *back stepping* delle aree marginali della LAP; Santantonio, 1994; Centamore et al., 2009; Cipriani e Bottini, 2019). A causa dei ridotti rigetti, queste riattivazioni possono essere osservate solo in superficie, attraverso studi stratigrafici di grande dettaglio (Calamita et al., 2003, Di Domenica et al., 2012).

In accordo con Santantonio (1994), si ritiene che, a partire dal Cretacico inferiore, le faglie normali fossero sigillate e le differenze topografiche del dominio UMB fossero complessivamente livellate. Tuttavia, dal Giurassico inferiore al Miocene *p.p.*, UMB e LAP hanno entrambi preservato le loro diverse architetture come domini paleogeografici distinti.

A partire dal Miocene medio-superiore, l'area di studio è stata interessata dal processo di flessurazione dell'avampassa (Cosentino et al., 2010), con la formazione di nuove faglie normali e la riattivazione di quelle preesistenti, che hanno coinvolto il substrato carbonatico con rigetti fino a 2000 m.

Durante queste prime fasi di deformazione nel regime compressivo, queste faglie hanno controllato la distribuzione della facies sedimentarie nel bacino di avampassa e sono state sigillate dai successivi depositi sinorogenici, come evidenziato dall'*unconformity* sul substrato pre-orogenico (Centamore et al., 2002; Bigi et al., 2011; 2013).

Le strutture compressive si riconoscono chiaramente fino a profondità relativamente elevate (15-20 km), sia mediante l'interpretazione dei dati di esplorazione diretta del sottosuolo, come la sismica a riflessione, sia attraverso analisi indirette sismologiche, come la tomografia sismica (Bally et al., 1986; Barchi et al., 2012; Scisciani et al., 2014; Buttinelli et al., 2018; Chiarabba et al., 2018; 2020, tra gli altri).

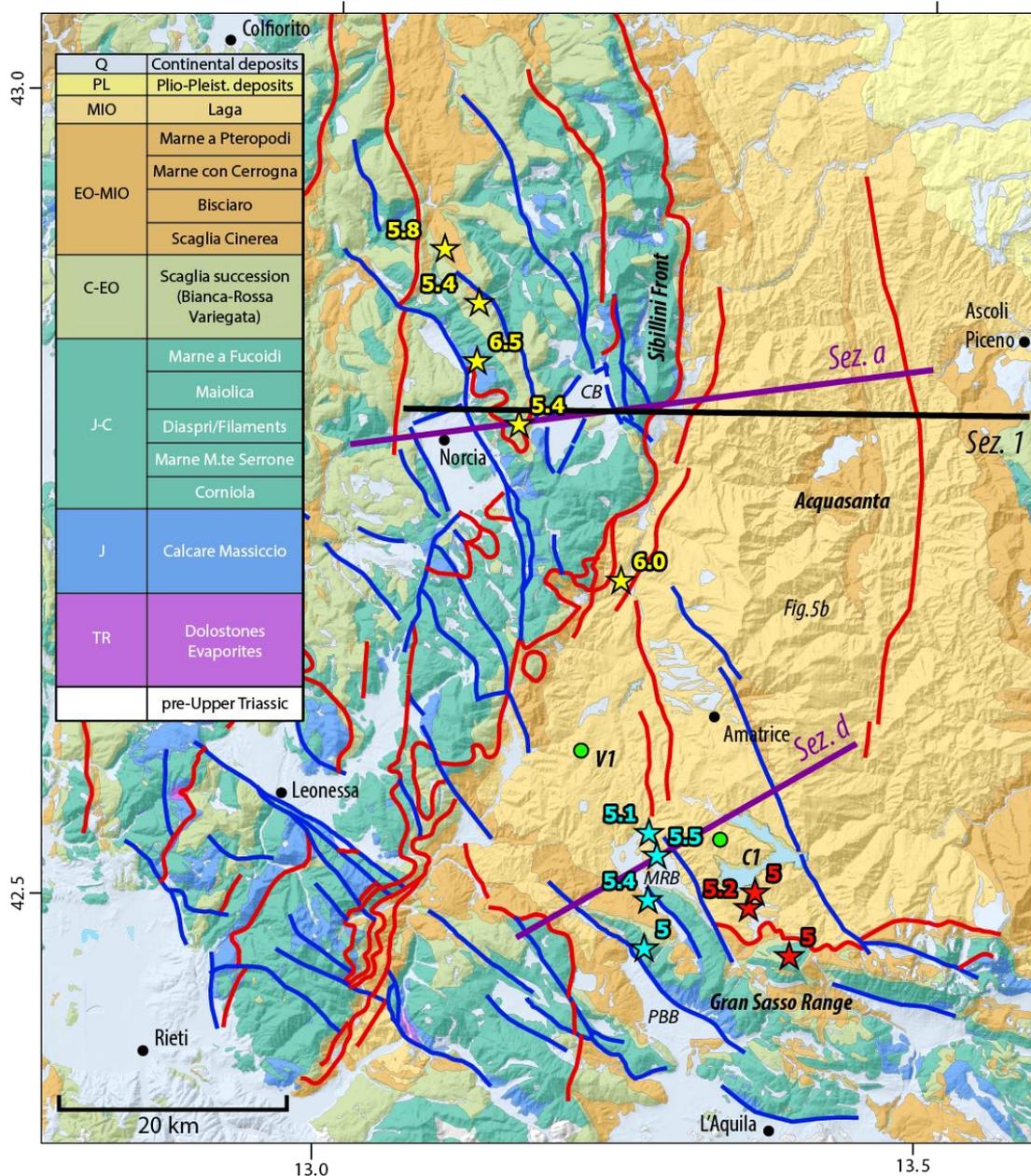


Figura 3: schema geologico dell'area di studio e principali unità stratigrafiche elaborate dalla Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000 (<http://www.isprambiente.gov.it/it/cartografia/carte-geologiche-e-geotematiche/carta-geologica-alla-scala-1-a-100000>). Sono mostrati i principali lineamenti tettonici (linee blu per le faglie normali, linee rosse per i sovrascorrimenti, linee grigie per le faglie minori; Servizio Geologico d'Italia, 2011). Stelle rosse: eventi sismici principali (magnitudo maggiore di 5) della sequenza sismica del 2009 in Abruzzo nella zona del lago di Campotosto. Stelle gialle: scosse principali della sequenza sismica del 2016 in Italia Centrale. Stelle azzurre: scosse della sequenza dell'Italia Centrale del 18 gennaio 2017 nell'area del lago di Campotosto.



A partire dal tardo Pliocene-Pleistocene inferiore, successivamente alla fase compressiva, il settore assiale dell'Appennino Centrale è stato interessato da una fase tettonica estensionale (Patacca et al., 1990; Doglioni et al., 1991; Galadini, 1999), la quale ha causato la formazione di nuove faglie normali, che oggi controllano lo sviluppo dei bacini intermontani appenninici (Cavinato e De Celles, 1999). I tassi di deformazione estensionale, valutati sulla base dei dati geologici, sono in accordo con le misurazioni strumentali di deformazione della crosta (ad esempio, misure GPS; D'Agostino, 2014).

L'attuale assetto tettonico dell'Appennino Centrale può essere quindi spiegato come frutto della complessa interazione di diversi sistemi di faglie, queste ultime formatesi in differenti fasi tettoniche, con varia geometria e cinematica e talora caratterizzate da fenomeni di riattivazione.

Numerosi studi di letteratura hanno infatti messo in luce che l'eredità tettonica e strutturale, in particolare antecedente alla formazione della Catena Appenninica, ha svolto un ruolo importante durante l'evoluzione di quest'ultima (p.es., Scisciani et al., 2002; Tavarnelli et al., 2004; Di Domenica et al., 2012; Scisciani et al., 2014; Calamita et al., 2017). Le informazioni sull'attività recente delle faglie presenti in queste aree, ottenute mediante indagini geologiche di terreno (EMERGEO Working Group, 2016a; Falcucci et al., 2016; Pizzi et al., 2017; Civico et al., 2018; Villani et al., 2018; Brozzetti et al., 2019) e studi sismologici (p.es., DISS WG, 2018, Buttinelli et al., 2018, Chiarabba et al., 2020), hanno messo in luce la ripetuta attivazione di complessi sistemi di faglie durante lunghe sequenze sismiche, con eventi di magnitudo da moderata ad elevata.

## 2.2 Contesto sismotettonico

L'Appennino Centrale è stato storicamente interessato da numerose sequenze sismiche anche di notevole intensità. I cataloghi storici e strumentali, infatti, mettono in evidenza la distribuzione diffusa di sismicità di magnitudo anche maggiore di 5.5 lungo tutto l'asse centrale della catena, e di un minore numero di eventi anche verso i settori adriatici e tirrenici (Figura 4).

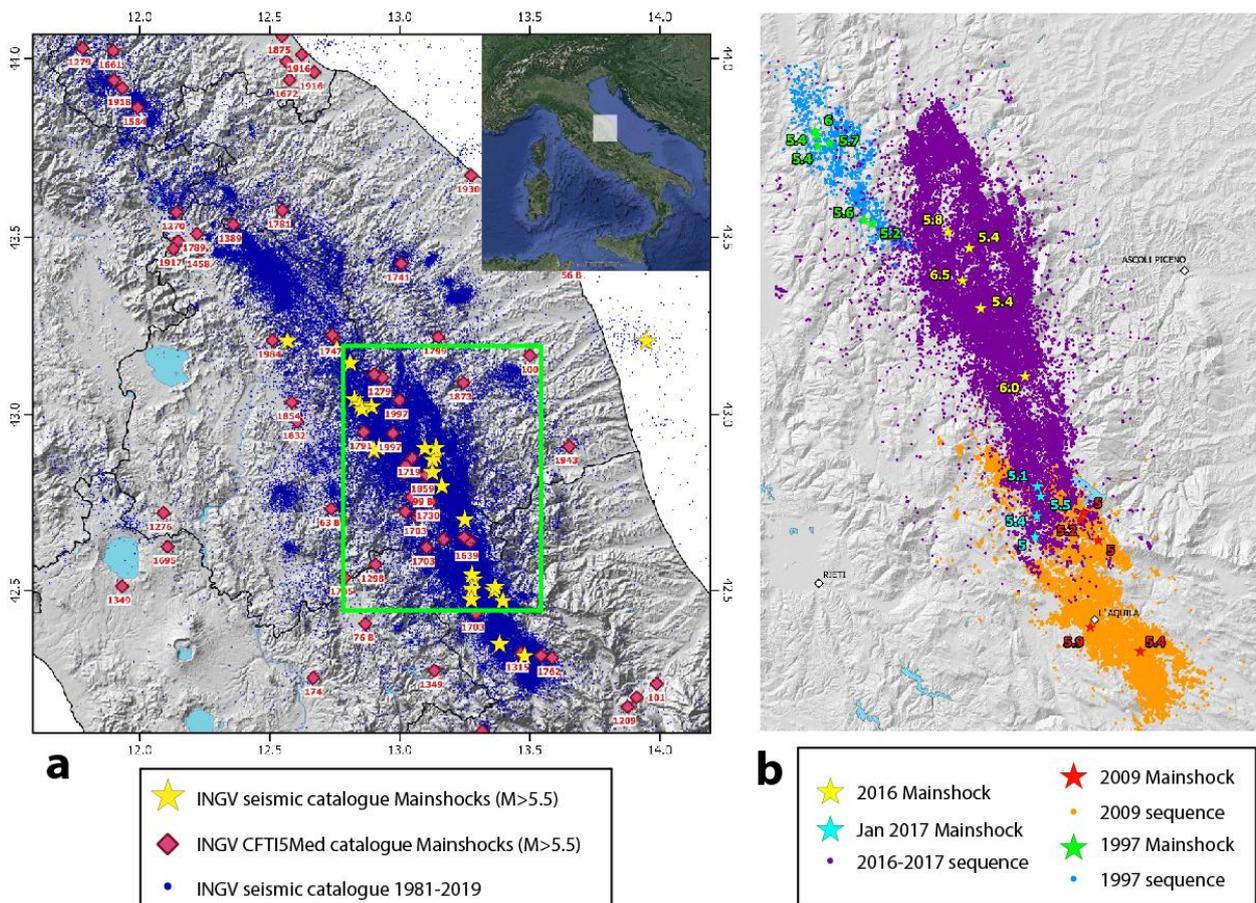


Figura 4: sismicità lungo l'Appennino Centrale. a) sismicità strumentale dal 1981 al 2019 (catalogo INGV, <http://terremoti.ingv.it/>, punti blu) e sismicità storica (eventi di magnitudo ricalcolata maggiore di 5.5) dal catalogo CFT15med (Guidoboni et al., 2019, quadrati rossi). b) area dell'Appennino Centrale interessata dalle ultime tre sequenze sismiche: Umbria-Marche 1997 (punti azzurri e stelle verdi per scosse principali, da Chiaraluca et al., 2003), Abruzzo 2009 (punti arancioni e stelle rosse per le scosse principali, da Valoroso et al., 2013), Italia Centrale 2016-2017 (punti viola per gli eventi minori da Michele et al., 2020, e stelle gialle per gli eventi principali del 2016; stelle azzurre per le scosse principali del 2017, da Improta et al., 2019 e <http://terremoti.ingv.it/>, rispettivamente).

Negli ultimi decenni, diversi terremoti di magnitudo anche maggiore di 5.5 hanno attivato porzioni contigue del sistema di faglie estensionali dell'Appennino Centrale. Tra questi eventi si ricordano le sequenze dell'Umbria-Marche del 1997, la sequenza dell'Abruzzo del 2009 e la sequenza dell'Italia Centrale, sviluppatasi principalmente tra il 2016 e il 2017 (Figura 4).

In particolare, la sequenza dell'Italia Centrale è iniziata il 24 agosto 2016 (p.es., Chiaraluca et al., 2017; Dolce e Di Bucci, 2018) e si è protratta con eventi di magnitudo maggiore di 5 fino ai primi mesi del 2017, per poi continuare con eventi di minore intensità fino al 2020 (Tabella 1).



Data	Ora (CET)	Mw	Zona	Profondità (km)	Latitudine	Longitudine
2016-08-24	03:36:32	6.0	1 km O Accumoli (RI)	8	42.70	13.23
2016-08-24	04:33:28	5.3	5 km E Norcia (PG)	8	42.79	13.15
2016-10-26	19:10:36	5.4	3 km SO Castelsantangelo sul Nera (MC)	9	42.88	13.13
2016-10-26	21:18:05	5.9	3 km NO Castelsantangelo sul Nera (MC)	8	42.91	13.13
2016-10-30	07:40:17	6.5	5 km NE Norcia (PG)	9	42.83	13.11
2017-01-18	10:25:40	5.1	3 km NO Capitignano (AQ)	10	42.55	13.28
2017-01-18	11:14:09	5.5	2 km NO Capitignano (AQ)	10	42.53	13.28
2017-01-18	11:25:23	5.4	3 km SO Capitignano (AQ)	9	42.50	13.28
2017-01-18	14:33:36	5.0	2 km N Barete (AQ)	10	42.47	13.28

Tabella 1: eventi sismici di magnitudo momento (Mw) maggiore di 5.0, localizzati dalla Rete Sismica Nazionale dell'INGV (dati estratti dal database INGV: <http://cnt.rm.ingv.it/>).

Questa sequenza si è sviluppata per una lunghezza totale di circa 70 km ed è stata caratterizzata da terremoti crostali poco profondi (tra 5 e 15 km di profondità), che hanno attivato diversi sistemi di faglie. Come già noto dalla vasta letteratura sismologica, anche la distribuzione della sismicità osservata durante questa sequenza ha evidenziato l'elevata complessità strutturale dell'Appennino Centrale.

Per spiegare la complessa distribuzione dei terremoti durante le sequenze sismiche più recenti, in letteratura è stata ipotizzata da più Autori (come, ad esempio, tra i lavori più recenti: Chiarabba e Amato, 2003, per Umbria-Marche 1997; Bigi et al., 2012, e Buttinelli et al., 2018, per l'Abruzzo 2009; Bonini et al., 2016, Bonini et al., 2019, e Chiarabba et al., 2020 per l'Italia Centrale 2016) un'articolata interazione tra le faglie attive sviluppatesi durante il regime estensionale attuale e le faglie più antiche, eredità di precedenti fasi tettoniche.

### 3. APPROCCIO METODOLOGICO PER LO SVILUPPO DEL MODELLO 3D

Il progetto RETRACE-3D è stato organizzato individuando diversi *work package*, a loro volta strutturati con diversi specifici *task* (Figura 5). Il flusso di lavoro risultante è descritto e discusso in dettaglio qui di seguito.

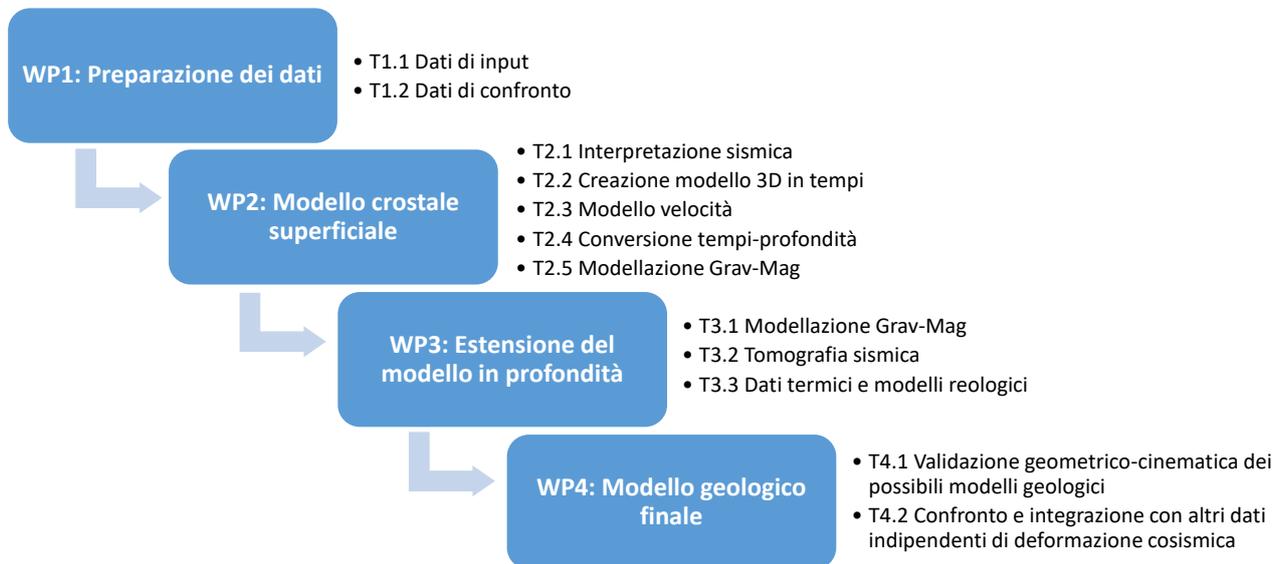


Figura 5: flusso di lavoro con indicati i *work package* (WP) e relativi *task* (T).

- WP1: Preparazione dei dati - La struttura del progetto ha incluso una fase di preparazione dei dati, per fornire ai partecipanti un *set* di dati comuni armonizzati e pronti per l'uso. I dati sono stati organizzati secondo due tipologie: dati di *input* e dati di confronto, utilizzati rispettivamente in WP2-WP3 e in WP4. Tutti i *dataset* disponibili sono stati condivisi attraverso un *repository* dedicato al progetto e un catalogo di metadati.
- WP2: Modello crostale superficiale - Questo WP è stato dedicato alla costruzione di un modello crostale 3D preliminare, basato principalmente sull'interpretazione integrata di profili di riflessione sismica, dati di pozzo e vincoli geologici di superficie.
- WP3: Estensione del modello alle profondità sismogeniche - Il modello 3D generato con il WP2 è stato poi esteso alle profondità sismogeniche integrandolo con ulteriori informazioni provenienti da analisi di *Local Earthquakes Tomography* (LET), dati termici e reologici, dati gravimetrici e modellazione magnetica della crosta.
- WP4: Modello geologico finale - Il passaggio finale è consistito in una validazione geometrica e cinematica (ad esempio, mediante tecniche di bilanciamento e di modellazione analogica) e in un confronto con *set* di dati indipendenti (tra cui: SAR, GPS, effetti cosismici superficiali, caratteristiche delle sorgenti sismogeniche, geologia/geomorfologia quaternaria, neotettonica, cataloghi sismici) non utilizzati durante le fasi di modellazione.

Il flusso di lavoro adottato è stato progettato per massimizzare le informazioni e i vincoli derivanti da *dataset* multidisciplinari e i benefici derivanti dall'interazione tra un gran numero di ricercatori esperti in diverse



discipline. Questo approccio richiede tempo, ma permette una migliore gestione dei punti deboli che generalmente si osservano nei comuni studi 2D o 3D non multidisciplinari.

Infine, come già anticipato, sono state delineate sin dall'inizio del progetto alcune possibili applicazioni future (per esempio, lo sviluppo di modelli a elementi finiti, o la rilocalizzazione in un semispazio caratterizzato in 3D degli ipocentri della sequenza sismica considerata), la cui realizzazione prende avvio dalla disponibilità del modello geologico definitivo. Il modello 3D finale potrà quindi servire come punto di partenza per successive simulazioni numeriche geomeccaniche, e sarà in grado di contribuire a dare risposte a molte e diverse problematiche geologiche e sismologiche.

### 3.1 Preparazione dei dati

Per la realizzazione del progetto, particolare cura e attenzione sono state poste alla raccolta, organizzazione e armonizzazione, gestione e condivisione dei dati, ritenendo fondamentale ottimizzarne l'utilizzo da parte di tutti i partecipanti attraverso un accesso quanto più ampio ed efficiente possibile. Per tale motivo, nella struttura del progetto è stato previsto un WP di "Gestione e preparazione dei dati", che ha seguito la realizzazione di tutte le fasi di lavoro e ha curato lo sviluppo e la gestione del sito web di progetto: [www.retrace3d.it](http://www.retrace3d.it).

I dati necessari alla realizzazione del progetto, sia provenienti da banche dati istituzionali di ISPRA e INGV, sia forniti da Eni e Total (**Figura 6**), dopo essere stati armonizzati e preparati per i successivi utilizzi, sono stati immagazzinati in un *repository*, sviluppato e ospitato da ISPRA, con accesso controllato per tutti i partecipanti al progetto, e gestiti attraverso un catalogo di metadati. Il *repository* ha organizzato e conservato anche documenti ufficiali, verbali delle riunioni e relazioni di attività.

Merita un cenno specifico la modalità con la quale sono stati gestiti i dati forniti da Eni e Total. Sulla base degli accordi di collaborazione siglati per il progetto, i dati resi disponibili da queste società (p.es., linee sismiche, *log* di pozzo, dati gravimetrici e magnetici, report interni) sono coperti da accordi di riservatezza, sottoscritti da ogni Istituto di ricerca partecipante. Solo i ricercatori citati in questi accordi sono stati autorizzati ad accedere alle cartelle del *repository* dove risiedevano questi dati.

Seguendo lo schema concettuale del progetto, come detto, i dati sono stati suddivisi in due gruppi: dati di *input*, utilizzati per l'elaborazione e la costruzione del modello 3D (WP2 e WP3), e dati di confronto, per verifiche di coerenza dei risultati ottenuti (WP4). Questa scelta metodologica di tenere nettamente separati i dati di *input* dai dati di confronto, ivi inclusa la sismicità, ha consentito di arrivare alla definizione di un modello geologico preliminare ottenuto dall'integrazione dell'interpretazione delle linee sismiche con i vincoli derivanti dai dati geologici di superficie, dalle informazioni geologiche e geofisiche disponibili per i pozzi esplorativi e dai risultati della modellazione dei dati gravimetrici e magnetici. In questo modello, pertanto, le strutture geologiche sono state individuate e modellate senza tenere conto della distribuzione della sismicità e delle deformazioni osservate in superficie relative alla sequenza sismica del Centro Italia. Questi ultimi elementi sono stati successivamente confrontati con il modello per verificarne la compatibilità.

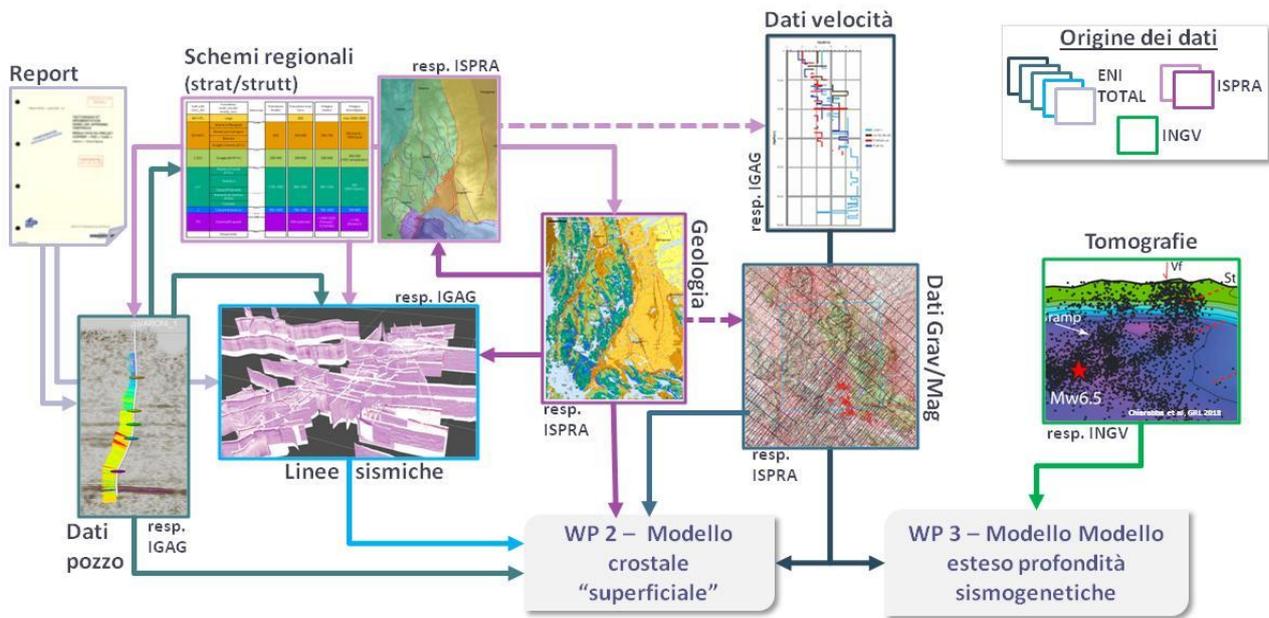


Figura 6: schema che illustra le tipologie di dati di *input* utilizzati, gli enti proprietari dei dati e l'ente che ha avuto, all'interno del progetto, la responsabilità della preparazione, gestione e analisi del *dataset*.

### 3.1.1 Dati di input

**Dati geologici di superficie.** I dati geologici di superficie utilizzati nel progetto derivano prevalentemente dalla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1941; 1955; 1959; 1963; 1967; 1968a; 1968b; 1969; 1970; 2011), da fogli geologici alla scala 1:50.000 in fase di completamento (Servizio Geologico d'Italia, in stampa, a; in stampa, b), e da carte geologiche disponibili in letteratura (Centamore et al., 1992a; Pierantoni et al., 2013; Stendardi et al., 2020). Questi dati sono stati il punto di partenza per la definizione di uno schema stratigrafico in cui sono state individuate le unità che descrivono i passaggi cruciali nell'evoluzione dell'area, necessarie per la caratterizzazione e gerarchizzazione dei principali sistemi di faglie e per la realizzazione di una carta geologica di sintesi, idonea alle specifiche finalità del progetto (Figura 7). Dove necessario, per una più completa definizione degli spessori, si è fatto ricorso alle informazioni derivanti dalle stratigrafie di pozzo.

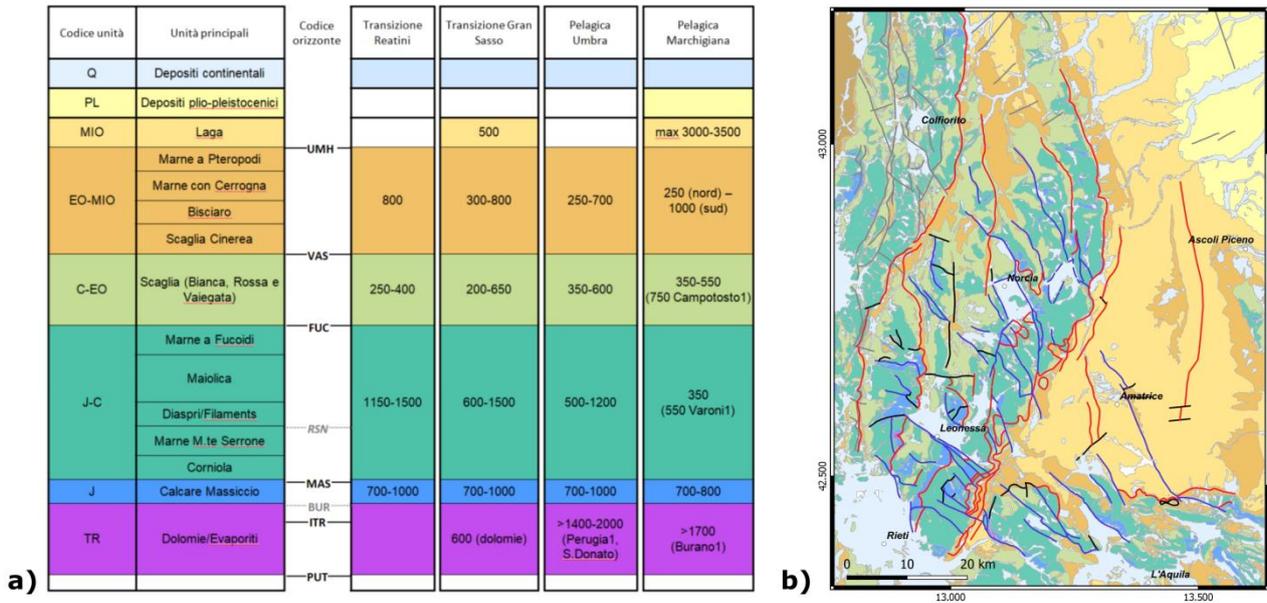
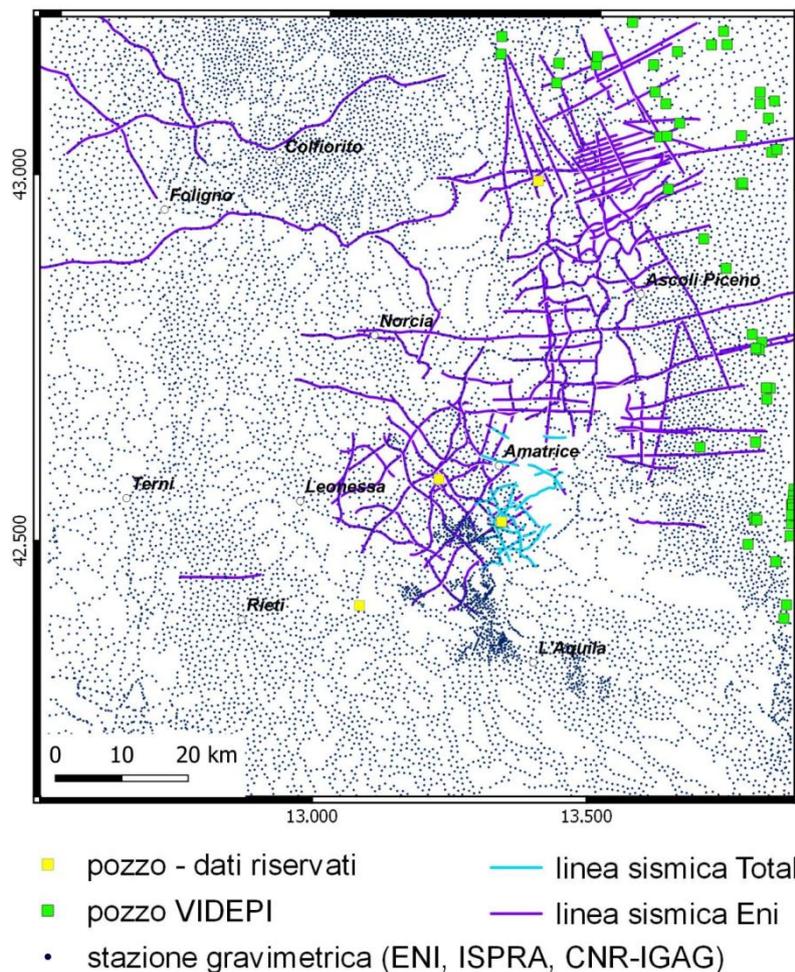


Figura 7: a) schema stratigrafico di riferimento per domini a successione omogenea: sono riportati i codici delle unità, le principali unità litostratigrafiche note in letteratura, i codici degli orizzonti, gli spessori in metri relativi alle diverse aree); b) carta geologica ottenuta dall'armonizzazione delle cartografie esistenti e codificata in accordo con lo schema stratigrafico di riferimento.

Lo schema stratigrafico ha rappresentato per tutti i partecipanti la chiave comune per correlare dati di superficie, stratigrafie di pozzo e facies sismiche, così come, ad esempio, per definire il modello di velocità e il modello gravimetrico.

**Dati di sottosuolo.** I dati di sottosuolo hanno rappresentato uno degli elementi fondanti del progetto. Essi sono costituiti in larga parte da dati inediti e riservati, forniti da Eni e Total per le specifiche finalità del progetto, e comprendono (**Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**):

- 179 linee sismiche a riflessione (pari a 2.800 km lineari), che includono linee *stack* e *time-migrated* (in formato SEG-Y), acquisite tra gli anni '70 e gli anni '90;
- 21 pozzi profondi, con *composite* e *sonic log*, insieme al profilo sismico verticale (VSP) dei pozzi Varoni-1 e Campotosto-1;
- *report* tecnici, sia confidenziali che pubblici, questi ultimi disponibili tramite la banca dati del progetto VIDEPI (Ministero dello Sviluppo Economico; <https://www.videpi.com/videpi/videpi.asp>).



**Figura 8: distribuzione dei dati di sottosuolo e delle stazioni gravimetriche.**

Le linee sismiche, provenienti da diverse società e acquisite con campagne temporalmente anche molto distanti, oltre che processate con differenti metodi, sono state oggetto di una rilevante attività di *quality check* e omogeneizzazione, preliminarmente alla loro interpretazione. Nello specifico: i) sono stati risolti problemi di coordinate in alcuni SEG-Y; ii) è stato applicato un *datum shift*, differente per diversi *dataset*, in modo da ricondurli tutti alla medesima quota di riferimento (*seismic reference datum*) adottata in questo progetto (1000 m s.l.m.); iii) sono stati corretti eventuali problemi di giunzione (*mis-ties*) all'intersezione tra linee riferibili a diverse campagne di acquisizione e a differenti metodi di pre- e post-processing.

**Dati gravimetrici e aeromagnetici.** I dati gravimetrici utilizzati sono stati principalmente estratti dalla Banca Dati Geofisici di ISPRA e consistono in stazioni gravimetriche di Eni e di ISPRA. A questi sono state aggiunte ulteriori misure fornite da CNR-IGAG. L'intero *dataset* (15.300 stazioni) è stato rielaborato a partire dai valori di gravità osservata utilizzando gli standard di elaborazione in uso presso ISPRA GEO-GFI - Area per l'applicazione dei metodi geofisici, in modo da ottenere un nuovo *grid* di dati anche qualitativamente omogenei.

I dati magnetici consistono invece in un *grid* fornito da Eni e derivato da rilievi aerei con spaziatura 5 km x 15 km e 2 km x 7,5 km.



Entrambi i *dataset*, oltre che per la modellazione a supporto della realizzazione del modello crostale, hanno anche permesso la realizzazione di mappe delle Anomalie di Bouguer e del Campo Totale Magnetico. Sono state inoltre prodotte mappe derivate tramite trasformazioni di campo e filtraggio.

### 3.1.2 Dati di confronto

Infine, come detto in precedenza, vari *dataset* provenienti da analisi indipendenti di tipo sia geologico sia geofisico, sviluppate parallelamente e in modo esterno alle attività del progetto RETRACE-3D, sono stati presi in considerazione per essere integrati con il modello geologico risultato dal progetto. Vale la pena ribadire che queste informazioni sono state utilizzate solo dopo il completamento del modello 3D, per evitare che influenzassero la costruzione del modello e per permettere poi un confronto quanto più oggettivo possibile.

L'analisi degli ulteriori vincoli che ogni diversa tecnica geologico-geofisica apporta nelle fasi di validazione del modello geologico tridimensionale è uno dei punti cardine del progetto. Attraverso i dati di confronto è stato possibile intervenire con puntuali modifiche al modello geologico, che hanno portato alla costruzione di un prodotto robusto e di maggiore consenso, capace di soddisfare contemporaneamente il maggior numero di vincoli esterni indipendenti.

Per il dettaglio delle analisi effettuate con i dati di confronto si rimanda ai capitoli successivi a esse dedicati.

## 3.2 Modello crostale superficiale

Le attività necessarie per lo sviluppo del modello crostale superficiale, relativo cioè ai primi 10-12 km di spessore crostale a partire dalla superficie, sono state organizzate con una serie di *task* concatenati.

### 3.2.1 Interpretazione integrata di profili sismici, pozzi e geologia di superficie

L'interpretazione dei profili sismici è stata vincolata con i dati dei pozzi esplorativi Varoni-1 e Campotosto-1, perforati nell'area (**Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**), nonché con i dati di superficie provenienti al rilevamento geologico effettuato dal Servizio Geologico d'Italia. I dati acquisiti durante le recenti indagini di terreno per la Carta Geologica d'Italia 1:50.000 (Foglio 348 Antrodoco, e Foglio 337 Norcia, Servizio Geologico d'Italia, in stampa), insieme a indagini *ad hoc* per specifici siti chiave, hanno consentito di vincolare cronologicamente le strutture superficiali attraverso analisi stratigrafiche e strutturali. Alle indagini *ad hoc* hanno partecipato geologi di tutti gli Istituti scientifici coinvolti nel progetto.

L'interpretazione integrata dell'insieme dei dati disponibili ha permesso di ricostruire in dettaglio le caratteristiche delle principali unità stratigrafiche, nonché la geometria delle principali superfici geologiche che le delimitano e dei principali sistemi di faglie che le dislocano.

La successione stratigrafica regionale comprende 7 unità delimitate da 6 superfici principali, corrispondenti agli orizzonti sismici riconosciuti durante l'interpretazione sismica, a cui vanno aggiunte le unità dei depositi plio-pleistocenici e dei depositi continentali (**Figura 9**). Queste unità raggruppano diverse formazioni, principalmente legate al dominio UMB. La descrizione delle unità stratigrafiche si basa principalmente su informazioni geologiche di superficie e sull'analisi delle stratigrafie dei pozzi Varoni-1 e Campotosto-1. Il pozzo Varoni-1 ha perforato quasi tutta la successione sedimentaria dell'area, dalla formazione pre-evaporitica della Laga



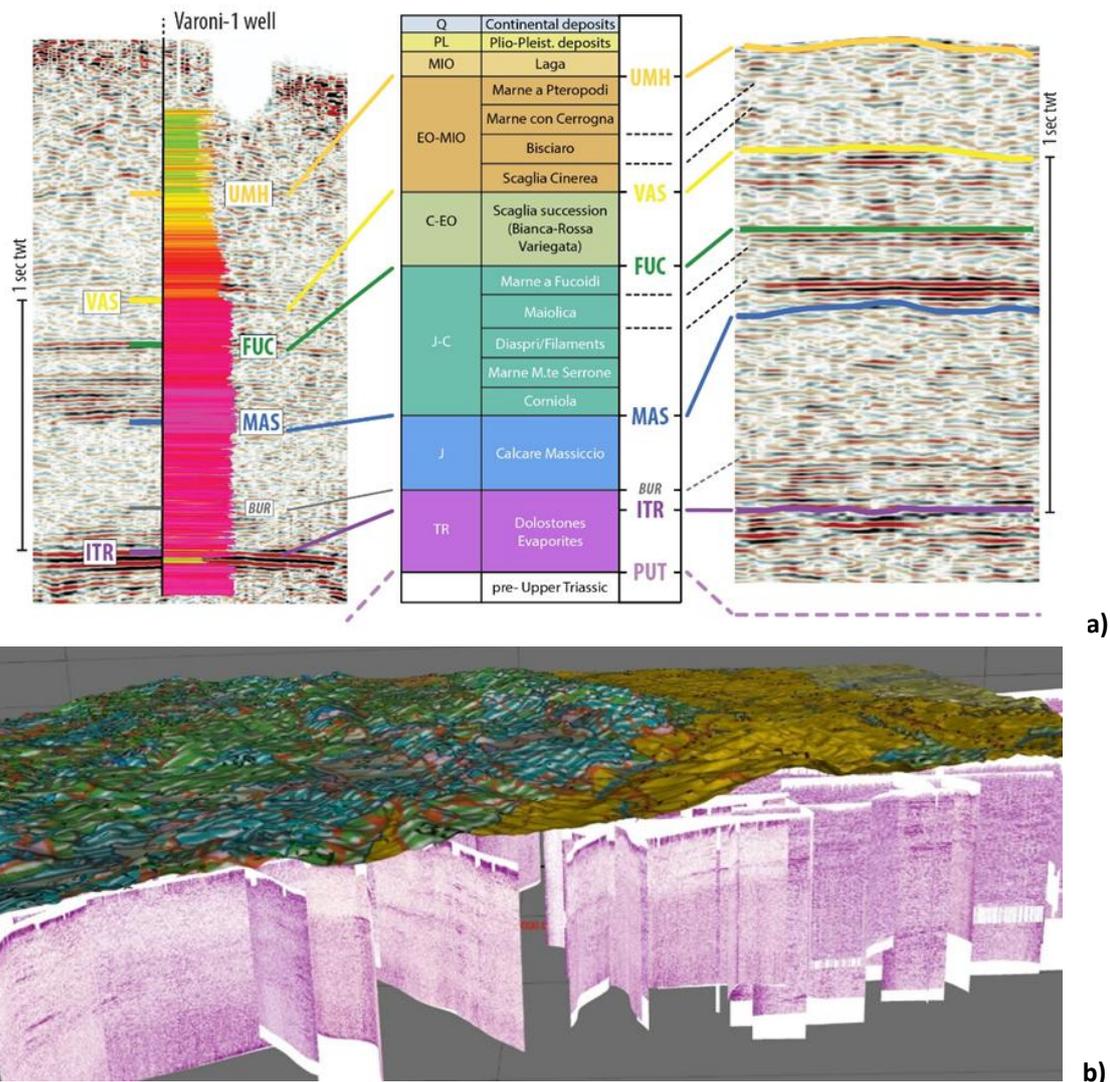
(Messiniano) fino alle evaporiti triassiche (Anidriti di Burano). Il pozzo Campotosto-1, invece, attraversa solo una parte della successione sedimentaria, dalla formazione della Laga fino alla Scaglia Rossa cretacea.

Di seguito sono descritte in dettaglio le 7 **unità litostratigrafiche** riconoscibili nei profili sismici, a partire da quella più antica (**Figura 9**).

- **Successione basale**, riferita a unità più antiche del Triassico superiore (riferibili a un generico Permo-Trias): purtroppo, nell'area di studio la natura e lo spessore di tale unità non possono essere definite in dettaglio, poiché le litologie a essa attribuite non sono state perforate da pozzi, né sono presenti in affioramento. Tuttavia, come già proposto in studi precedenti (p.es., Bally et al., 1986; Mirabella et al., 2008; Scisciani et al., 2014), la possibile presenza in profondità di unità del Paleozoico - Triassico medio-superiore (composte da filliti, arenarie e conglomerati), poggianti al di sopra di un basamento costituito da complessi ignei e depositi meta-sedimentari ercinici, come quello noto in Toscana, è suggerito da informazioni provenienti da pozzi profondi ubicati a ovest dell'area di studio (pozzi San Donato-1 e Perugia-2) e nel mare Adriatico (pozzo Alessandra-1).
- **Unità TR** (Triassico superiore: Carnico/Retico inferiore; p.es., Dolomia Principale, Anidriti di Burano Fm.): gesso-anidriti e dolomie, con alternanza di dolomie e *packstone-grainstone* nella parte superiore. Lo spessore medio è di circa 1.700 m.
- **Unità J** (Giurassico inferiore: Hettangiano/Sinemuriano; Calcare Massiccio Fm.): calcari peritidali massicci. Lo spessore varia da 700 a 1.000 m.
- **Unità J-C** (Giurassico inferiore-Cretacico inferiore: Sinemuriano/Albiano superiore *p.p.*; Corniola, Marne del Monte Serrone, Calcari diasprigni, Calcari e marne a filaments, Maiolica e Marne a Fucoidi Fm.): calcari pelagici, calcari selciferi e marne, che costituiscono la parte inferiore del multistrato carbonatico mesozoico. Lo spessore, a causa delle variazioni di facies nei diversi domini paleogeografici, varia da 500 a 1.500 m.
- **Unità C-EO** (Cretacico inferiore-Eocene medio: Albiano superiore *p.p.*/Bartoniano; Scaglia Bianca, Scaglia Rossa e Scaglia Variegata Fm.): calcari pelagici e calcarei marnosi con selce, localmente intervallati da depositi calcareo-clastici risedimentati, derivanti da domini di piattaforma carbonatica. Lo spessore varia da 250 a 650 m.
- **Unità EO-MIO** (Eocene medio-Miocene superiore: Bartoniano/Tortoniano): calcari marnosi, marne e marne argillose, con spessore compreso tra 250 e 1.000 m.
- **Unità MIO** (Miocene superiore: Messiniano): sedimenti silicoclastici di avanfossa della formazione della Laga. La letteratura geologica, sulla base di dati di pozzo, riporta la presenza in profondità della subunità pre-evaporitica della formazione della Laga nelle parti più interne (occidentali) dell'area di studio, mentre le subunità evaporitiche e post-evaporitiche affiorano ampiamente nelle parti più esterne (orientali) e settentrionali. Lo spessore varia da 500 a 3.500 m (Milli et al., 2013, tra gli altri).

Le unità sismostratigrafiche individuate nei profili sismici rispecchiano le differenze litostratigrafiche descritte e coincidono sostanzialmente con le unità definite nello schema. Tali unità sono caratterizzate da peculiari facies sismiche e da distintivi riflettori (**Figura 9**), con una firma sismostratigrafica quasi ovunque chiara. Le **unità sismostratigrafiche**, dal basso verso l'alto, sono caratterizzate come descritto qui di seguito (**Figura 9**).

- L'unità sismostratigrafica più bassa è riferita a depositi della Successione basale riconducibili al pre-Triassico superiore (delimitata verso l'alto dall'**orizzonte PUT**). Come detto, in questo rapporto si considera come riferibile al pre-Triassico superiore la successione che si trova al di sotto dell'unità TR. La parte alta dell'unità del pre-Triassico superiore è quasi ovunque caratterizzata da riflettori sismici continui di elevata ampiezza, con uno spessore fino a 500-700 ms, che mostrano una stratificazione coerente, simile a quella osservata per l'unità TR, specie nelle aree interne della catena. Tale unità è stata interpretata come parte di una successione sedimentaria permo-triassica.



a)

b)

Figura 9: esempi di dati utilizzati per l'elaborazione del modello crostale superficiale, rappresentati da profili sismici 2D, pozzi profondi perforati per ricerche di idrocarburi e vincoli forniti dalla geologia di superficie. a) da sinistra a destra: esempio di calibrazione di una linea sismica con i dati del pozzo Varoni-1 (è mostrato in colore il *log* delle velocità derivato dalla combinazione di un profilo sismico verticale -VSP- e un *check-shot*); diagramma stratigrafico con le principali unità stratigrafiche e relativi orizzonti sismici interpretati; esempio di facies sismiche associate alle diverse unità stratigrafiche. b) visualizzazione 3D di una parte dei profili sismici e dei dati di superficie.

- L'unità TR mostra nella sua parte superiore una serie di riflettori sismici di elevata ampiezza, generalmente stratificati e continui (marker sismico ITR all'interno dell'unità). Questi riflettori sismici sono generalmente ben riconoscibili nel *dataset* sismico, anche in caso di profili sismici di scarsa qualità.
- L'unità J (orizzonte sismico MAS nella parte alta) si presenta con una facies sismica trasparente, racchiusa tra i riflettori ITR, ad alta ampiezza, e le unità stratificate soprastanti. È distinguibile nei profili sismici per il contrasto con le unità sismostratigrafiche al di sopra e al di sotto.
- L'unità J-C è caratterizzata da riflettori continui, di ampiezza medio-alta e di media frequenza. La parte superiore dell'unità J-C, che corrisponde all'orizzonte sismico FUC, è ben vincolata da segnali sismici forti e



continui, con un alto coefficiente di riflessione. Questa firma sismica è una delle caratteristiche più riconoscibili dell'intera area, ed è dovuta alla presenza della formazione delle Marne a Fucoidi.

- L'unità C-EO è caratterizzata da un'alternanza di facies sismiche quasi trasparenti e di riflettori ad ampiezza medio-alta. La sommità dell'unità C-EO, corrispondente all'orizzonte sismico VAS, è contrassegnata da una serie di segnali sismici riconoscibili, generalmente continui, di ampiezza medio-alta. L'architettura interna di questa successione è chiara su profili sismici di alta qualità e corrisponde alle formazioni della Scaglia Bianca, Scaglia Rossa e Scaglia Variegata.
- L'unità EO-MIO è caratterizzata da una facies sismica tendenzialmente trasparente, ma con alcuni forti riflettori nella sua parte superiore (orizzonte sismico UMH nella parte alta).
- L'unità MIO, infine, è riconoscibile rispetto all'unità sottostante per i suoi riflettori sismici di ampiezza medio-alta e per la presenza di una facies sismica eterogenea, spesso caratterizzata da riflettori sismici forti e discontinui.

Sulla base del quadro lito- e sismostratigrafico descritto, è stato possibile condurre un'interpretazione integrata di tutti i dati disponibili, che ha permesso di definire le principali caratteristiche strutturali dell'area di studio. In particolare, è stato possibile ricostruire la geometria 3D dei principali sistemi di faglie, che includono: i) faglie estensionali mesozoiche, che hanno controllato la formazione di domini di bacino pelagico e di piattaforma carbonatica; ii) faglie estensionali mioceniche, formatesi durante la flessurazione dei domini di avampaese e il conseguente sviluppo di bacini di avanfossa (o ereditate da precedenti fasi tettoniche e riattivate in questa epoca); iii) sovrascorrimenti, responsabili della formazione dell'edificio della Catena Appenninica; e iv) faglie estensionali quaternarie, sia di nuova formazione, sia ereditate da precedenti regimi tettonici e riattivate in quello attuale.

Nell'approccio adottato nell'ambito del progetto RETRACE-3D, i *thrust-sheet* sono stati denominati con il nome del sovrascorrimento sottostante (ad esempio il *thrust-sheet* dei Sibillini si riferisce a tutta la successione sedimentaria presente al tetto del sovrascorrimento dei Sibillini), con la successione stratigrafica sopra descritta generalmente riconoscibile all'interno di ciascuno dei *thrust-sheet* identificati. Invece, le superfici di sovrascorrimento sono individuate da sigle (nel caso d'esempio, il sovrascorrimento dei Sibillini è individuato dalla sigla OAS). L'assetto strutturale del settore di studio è ben rappresentato dall'interpretazione della sezione sismica composita rappresentata in [Figura 10](#).

All'interno dell'area di studio, la struttura compressiva più interna (a ovest) e più superficiale è rappresentata dal sovrascorrimento dei Sibillini (OAS). OAS è una delle maggiori strutture geologiche dell'intero Appennino Centrale, ed è sostanzialmente costituito da una struttura di sovrascorrimento con una rampa a scala regionale, immergente verso ovest, che sovrasta nella sua parte anteriore i depositi pre-evaporitici della formazione della Laga ([Figura 10](#)).

L'interpretazione congiunta dei profili sismici e delle informazioni geologiche di superficie (Centamore et al. 1992a; Bigi et al., 2011; 2013; Pierantoni et al., 2013) ha permesso di identificare, all'interno del *thrust-sheet* dei Sibillini, la formazione del Calcare Massiccio (MAS) e il sottostante orizzonte intra-Triassico (ITR), non esposto in superficie nell'area in esame. La successione mesozoica al tetto di OAS è dislocata da faglie estensionali con immersione verso NE e SO (faglie NOR, CSN, VET nella [Figura 10](#)). Tutte queste faglie normali appaiono generalmente confinate all'interno del *thrust-sheet* dei Sibillini. Compatibilmente con la qualità del dato sismico, non sono state rilevate interazioni significative tra tali faglie estensionali e OAS, sebbene dislocazioni minori al limite della risoluzione dei profili sismici non possano essere escluse. Sotto i riflettori ITR, possono essere riconosciuti strati ad alta riflettività; questa caratteristica facies sismostratigrafica è stata attribuita a una spessa

successione sedimentaria che fa parte delle unità permo-triassiche. L'interpretazione dei profili sismici evidenzia il coinvolgimento di questa unità al tetto di OAS, nel *thrust-sheet* dei Sibillini (Figura 10).

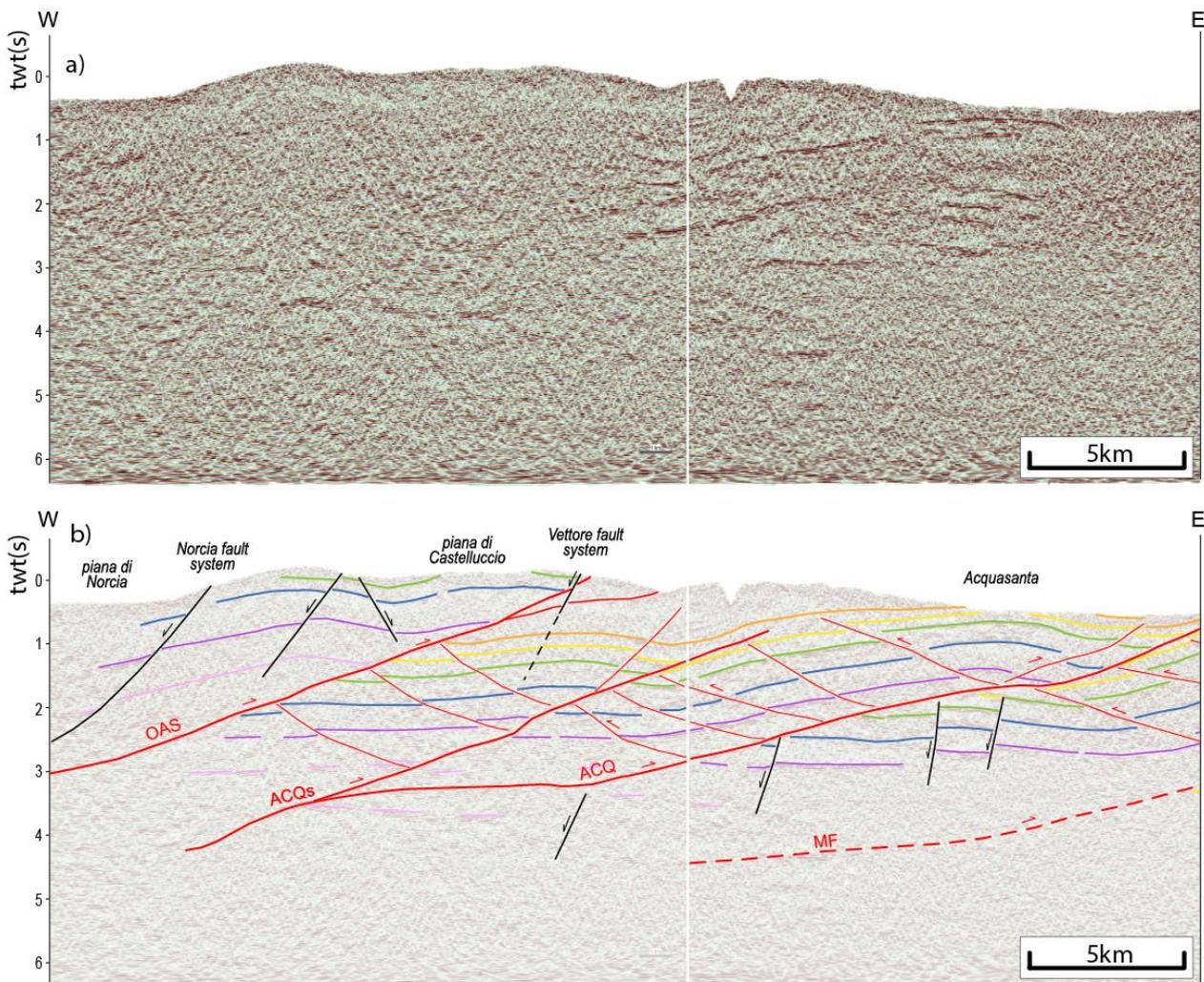


Figura 10: sezione sismica composta che attraversa l'area di studio da ovest ad est illustrandone efficacemente l'assetto strutturale (traccia della sezione: sez. 1 in Figura 3). a) sezione sismica non interpretata. b) sezione sismica interpretata (per identificare gli orizzonti sismici si veda il codice cromatico descritto in Figura 9). Le faglie principali descritte nel testo sono identificate dalle seguenti sigle: OAS – sovrascorrimento dei Sibillini; ACQ – sovrascorrimento dell'Acquasanta; VAR – *splay* interno del sovrascorrimento dell'Acquasanta; MF – sovrascorrimento della Montagna dei Fiori; NOR – sistema di faglie normali di Norcia; CSN – sistema di faglie normali di Castel Sant'Angelo sul Nera; VET – sistema di faglie normali del Monte Vettore.

Spostandosi ad est, al letto di OAS, il livello strutturale intermedio è rappresentato dal *thrust-sheet* dell'Acquasanta (sovrascorrimento ACQ), la cui successione stratigrafica va dalle unità permo-triassiche alla formazione della Laga (pre-evaporitica). Il *thrust-sheet* dell'Acquasanta è sovrascorso per diversi chilometri verso est sul più esterno *thrust-sheet* della Montagna dei Fiori (sovrascorrimento MF; Figura 10). All'interno del *thrust-sheet* dell'Acquasanta sono riconoscibili uno *splay* principale interno (VAR), uno *splay* frontale minore e diversi *backthrust*, che si dipartono da ACQ e contribuiscono ad accomodare il raccorciamento di questa struttura. L'espressione superficiale dello *splay* frontale minore è riportata nelle carte geologiche e mostra un rigetto limitato, dell'ordine di 1 km.

Nel *footwall* di ACQ (Figura 10), come già accennato, è ben riconoscibile anche il *thrust-sheet* della Montagna dei Fiori. In questo *thrust-sheet* si riconosce quasi tutta la successione sedimentaria, ed è ben conservato un sistema di faglie normali ereditate che tagliano la successione mesozoica. Anche nel *thrust-sheet* della Montagna dei Fiori è stato possibile riconoscere strati ad alta riflettività al di sotto del *marker* ITR, che sono stati interpretati come parte della successione permo-triassica presente al di sotto del Trias superiore.

### 3.2.2 Elaborazione del modello 3D in tempi

Le zone centro-meridionali dell'area considerata in questo studio sono coperte da una fitta griglia di profili sismici a riflessione (Figura 8). La disponibilità di tali dati ha permesso di ricostruire in grande dettaglio la configurazione strutturale 3D delle principali superfici geologiche e dei sistemi di faglie. In questa parte dell'area di studio, il modello 3D in tempi (*Two-way Travel Time*, TWT) è stato sviluppato come risultato diretto dell'interpolazione dell'interpretazione dei profili sismici 2D (Figura 11).

Al contrario, la zona nord-occidentale dell'area di studio, situata al tetto di OAS, è attraversata da un limitato numero di profili sismici (Figura 8). Per questo motivo, sebbene questi ultimi forniscano alcune informazioni chiave sulle relazioni tra faglie ad alto angolo e sovrascorrimenti in tale settore, le principali superfici geologiche sono state modellate in 3D principalmente sulla base di sezioni geologiche, e integrate nel modello successivamente alla conversione in profondità.

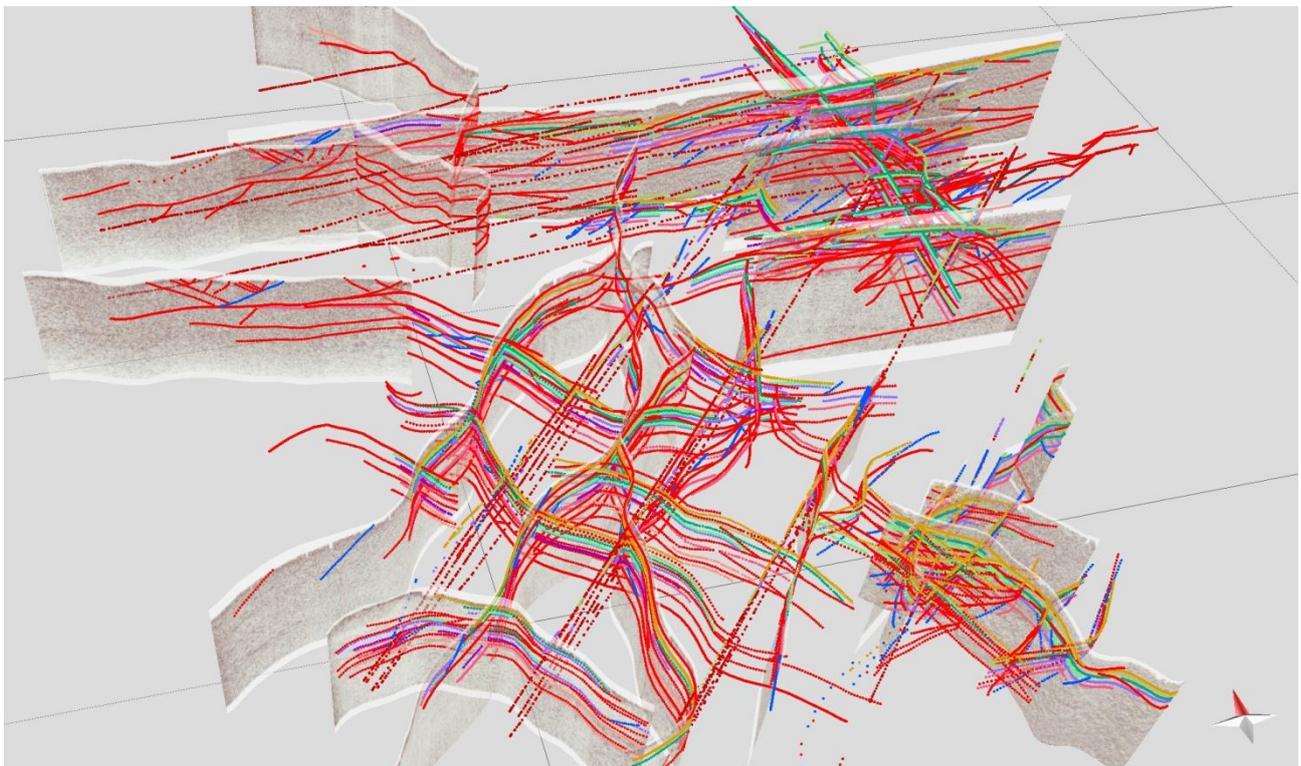


Figura 11: estensione in 3D dell'interpretazione sismica 2D, sviluppata su ogni singolo profilo disponibile, a tutto il *dataset* prima della fase di interpolazione delle superfici di orizzonti e faglie.

### 3.2.3 Velocità sismiche e densità dai dati di pozzi profondi

Per consentire la conversione del modello geologico dal dominio dei tempi a quello delle profondità e per ottenere le caratteristiche fisiche delle unità definite nel progetto, è stata effettuata un'analisi dettagliata di *log* sonici.

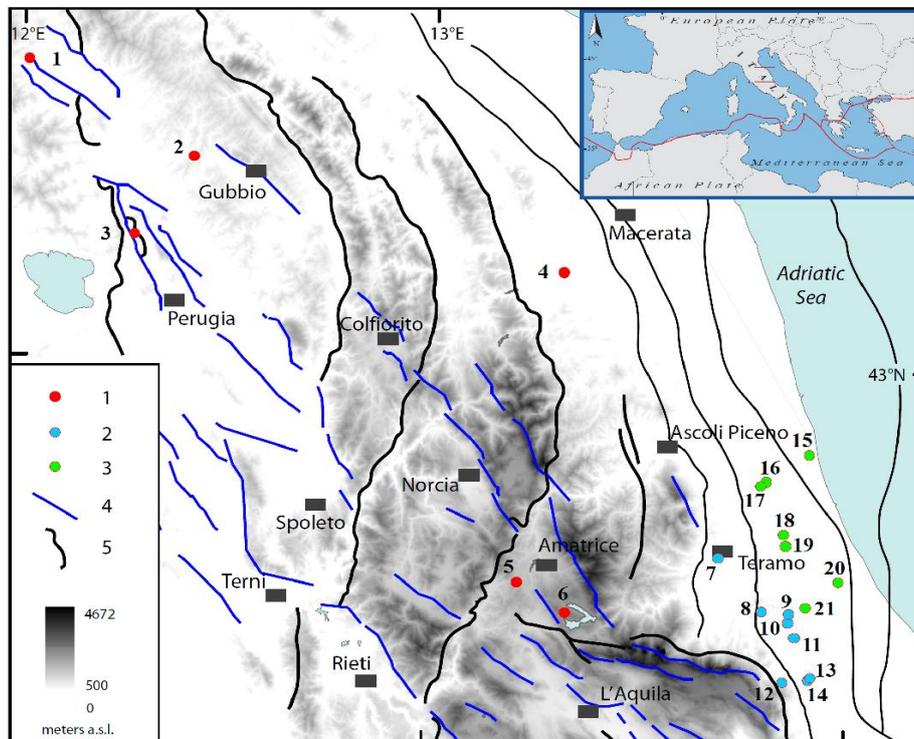
Nell'area di studio e nelle zone adiacenti, è stata effettuata una ricognizione dei pozzi profondi esistenti e sono stati selezionati quelli dotati di *log* sonico e che fossero reperibili: sono stati identificati 21 pozzi distribuiti tra la Catena Appenninica, il suo fronte esterno verso est e la zona di Avanfossa Adriatica (**Figura 12**).

Per ciascun pozzo, dall'analisi del *log* sonico, sono state identificate le "unità soniche", ovvero intervalli di profondità con valore omogeneo di velocità, e attribuito loro un valore di qualità. Successivamente tali unità sono state confrontate con il *log* stratigrafico e gli altri *log* geofisici disponibili, correlando i differenti parametri. Le velocità così ricavate sono state usate per stimare i valori di densità tramite una formula empirica, valida per le rocce sedimentarie (Gardner et al., 1974), usata comunemente nelle indagini petrofisiche quando non sono disponibili misure dirette di densità:

$$d = 0.23 V^{0.25}$$

dove  $d$  è la densità in  $g/cm^3$  e  $V$  è la velocità sismica in ft/s.

L'intervallo di profondità campionato va da 150 m a 6.800 m, e i valori di velocità ricavati vanno da un minimo di 2.2 km/s, nelle prime centinaia di metri nella zona di avanfossa, a 6.7 km/s in profondità, nella zona di catena (**Figura 13**).

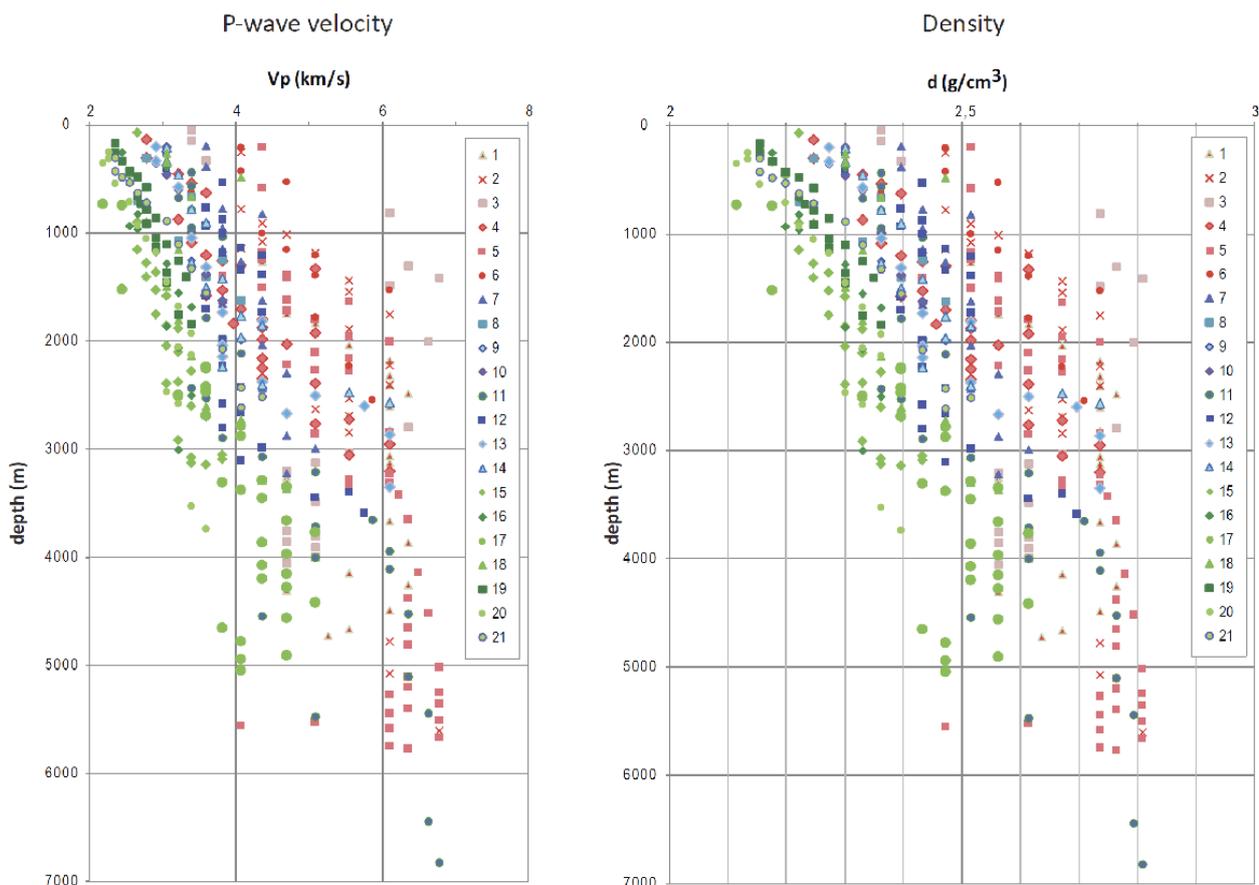


**Figura 12:** ubicazione dei pozzi profondi analizzati: 1) gruppo della Catena Appenninica interna; 2) gruppo del fronte esterno; 3) gruppo dell'Avanfossa Adriatica; 4) faglia normale; 5) sovrascorrimento (Montone e Mariucci, 2020).

I pozzi, raggruppati per le tre zone precedentemente indicate in base alla loro posizione geografica e strutturale, mostrano differenti andamenti della velocità (**Figura 14**), correlati principalmente alla stratigrafia attraversata, ma anche ad altri fattori che determinano una variabilità all'interno delle stesse unità. Un'analisi comparativa dell'intero *dataset* è stata effettuata confrontando le unità soniche con la stratigrafia del pozzo e ricavando valori di riferimento per gruppi specifici di pozzi.

Le formazioni sono state raggruppate in unità, seguendo lo schema stratigrafico adottato nel progetto (**Figura 9**) e tenendo conto delle proprietà meccaniche simili delle formazioni stesse. Alle unità previste nello schema sono state aggiunte la formazione Marnoso Arenacea (FMA) e la formazione del Verrucano (V), presenti in alcuni pozzi esterni all'area di studio.

Inoltre, per valutare le proprietà di specifici intervalli stratigrafici che spesso forniscono importanti riflettori sismici, è stata analizzata in dettaglio la successione del Giurassico-Cretacico (J-C), dividendola nelle formazioni che la costituiscono. Sono stati riscontrati alcuni valori inusuali di velocità delle onde P ( $V_p$ ), ad esempio basse velocità (rispetto ai valori circostanti) nelle formazioni delle Marne a Fucoidi (4.7 km/s), del Rosso Ammonitico (5.1 km/s) e degli Scisti ad Aptici *Auct.* (5.5 km/s). I valori più alti di  $V_p$  appartengono alle formazioni del Calcare Massiccio (J) e delle Anidriti di Burano (TR). Nel Triassico, intorno a 5.5 km di profondità, sono anche evidenti bassi valori di  $V_p$  (circa 4.1 e 5.1 km/s) che non sembrano correlati a cambi composizionali, almeno da quanto riportato nelle stratigrafie, quindi piuttosto a zone di frattura.



**Figura 13:** velocità delle onde P e densità nei pozzi studiati (profondità dal piano campagna). Valori proiettati alla profondità superiore dell'intervallo. Tonalità rosse: Catena Appenninica; tonalità blu: fronte della catena; tonalità verdi: Avanfossa Adriatica (Montone e Mariucci, 2020).

È stata calcolata la velocità media (e la densità) pesata per lunghezza nei *log* per ciascuna delle unità sopra definite. Per descrivere meglio la variabilità del risultato, è stata anche calcolata la distribuzione cumulativa, identificata la mediana come la miglior stima del parametro e considerato l'intervallo 10°-90° percentile per stimare la variabilità (Tabella 2, Figura 15). L'unità PL (Pliocene *p.p.*) è quella che presenta una maggiore variabilità nei valori, sia per la natura litologica delle formazioni che la compongono, sia perché la più rappresentata come lunghezza totale di *log* analizzati. Soprattutto nelle unità sedimentarie più recenti, quali quelle in Q (Quaternario) e in PL, il *trend* rispetto alla profondità suggerisce un'influenza degli effetti di compattazione. Le unità costituite da formazioni con litologie più competenti e omogenee presentano valori meno variabili, anche su intervalli di profondità molto diversi.

Specifici calcoli su gruppi di pozzi, omogenei per area e/o unità stratigrafiche, sono stati effettuati al fine di valutare al meglio i valori di velocità da utilizzare per particolari gruppi litologici o i valori medi per ampie aree, ove necessario.

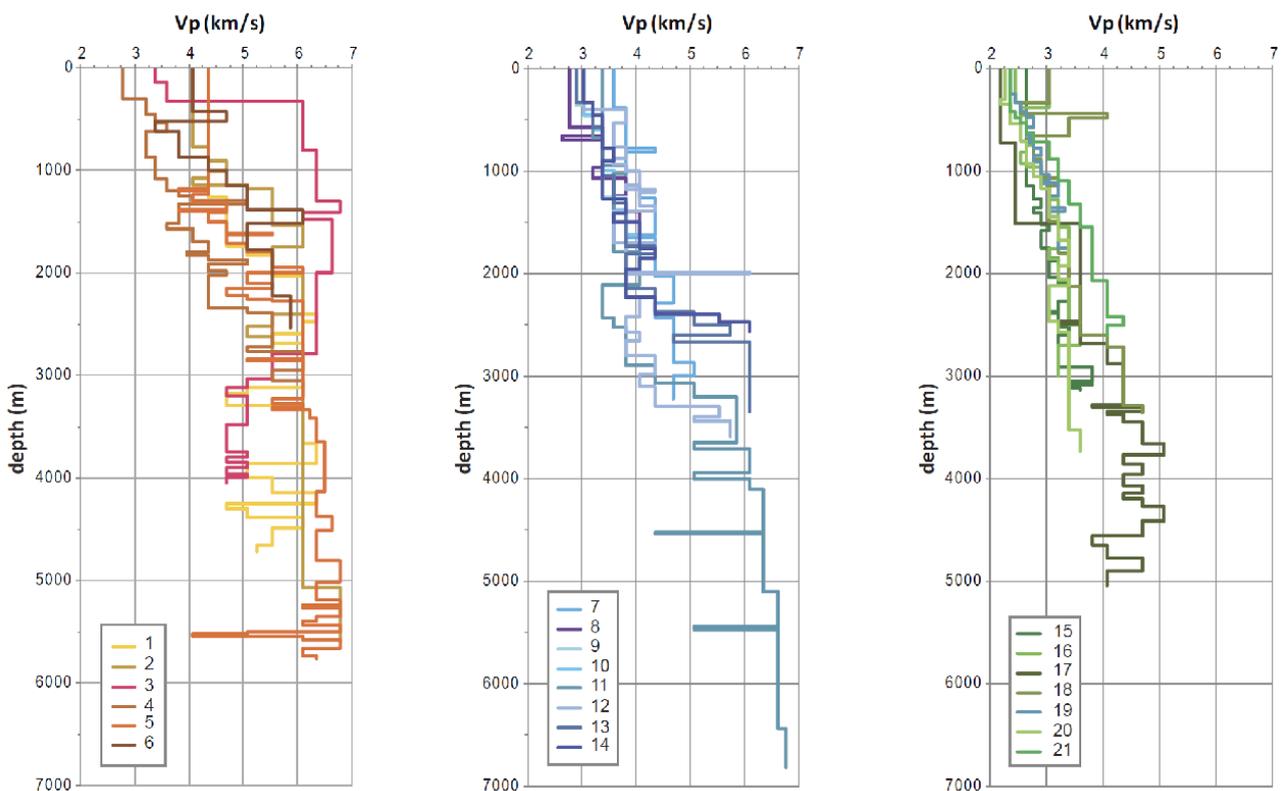


Figura 14: velocità delle onde P lungo i pozzi. Da sinistra: Catena Appenninica, pozzi 1-6; fronte della catena, pozzi 7-14; Avanfossa Adriatica, pozzi 15-21 (Montone e Mariucci, 2020).

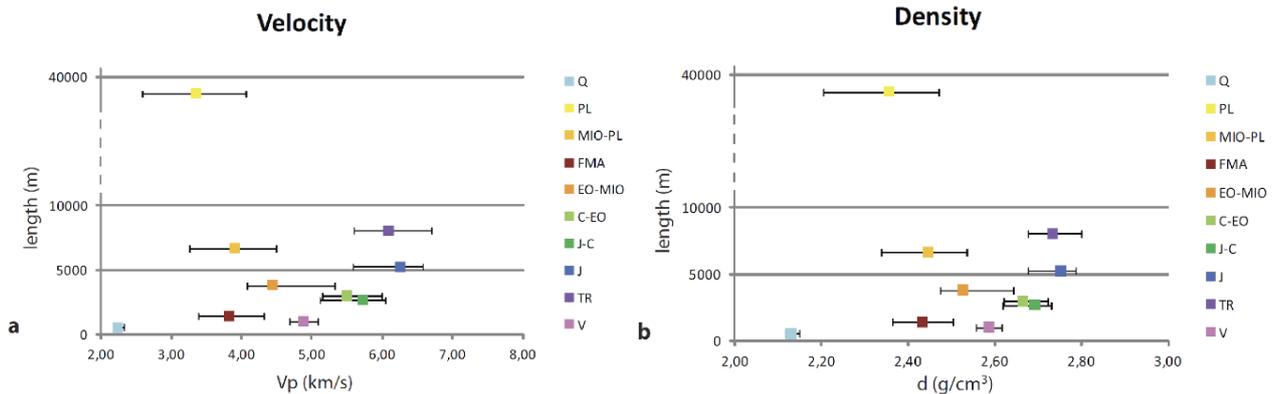


Figura 15: valore medio delle misure rispetto alla lunghezza totale degli intervalli analizzati per ciascuna unità litostratigrafica. a) velocità delle onde P; b) densità. Il valore riportato è la mediana (50° percentile) e la barra di errore è data dal 10° e 90° percentile della distribuzione cumulativa. I valori per FMA e V esprimono la media pesata rispetto alla lunghezza (Montone e Mariucci, 2020).

Unità	1	2
Q	2,2 (2,2-2,3)	2,2 ± 0,1
PL	3,4 (2,6-4,1)	3,4 ± 0,6
MIO-PL	4,0 (3,3-4,5)	4,0 ± 0,5
FMA		4,0 ± 0,3
EO-MIO	4,4 (4,1-5,3)	4,8 ± 0,5
C-EO	5,5 (5,1-6,0)	5,8 ± 0,3
J-C	5,7 (5,1-6,0)	5,9 ± 0,4
J	6,3 (5,6-6,6)	6,3 ± 0,4
TR	6,1 (5,6-6,7)	6,3 ± 0,3
V		4,9 ± 0,2*

Tabella 2: velocità (km/s) nelle principali unità (si veda il testo per la descrizione). 1- valore mediano della distribuzione cumulativa per lunghezza; tra parentesi è riportato l'intervallo 10°-90° percentile. 2- media pesata per lunghezza e deviazione standard. \* dati dal solo pozzo n. 3 (modificato da Montone e Mariucci, 2020).

In conclusione, l'analisi dei *log* sonici ha permesso di migliorare la caratterizzazione delle velocità delle onde P nei primi chilometri di crosta, sia negli intervalli stratigrafici definiti nel progetto, sia in specifiche formazioni geologiche di interesse. In particolare, è stata valutata l'incertezza di ogni valore, che si ritiene debba essere considerata per assicurare un uso proprio dei dati e per valutare i modelli da essi derivati.

### 3.2.4 Conversione tempi-profondità del modello 3D

Per trasformare il parametro sull'asse z del modello 3D da tempi doppi (TWT) a profondità, è stato adottato il modello di velocità derivato dall'analisi dei *log* di pozzo all'interno dell'area di studio e della regione circostante (si veda paragrafo precedente). In particolare, sono state adottate velocità intervallari omogenee per le diverse unità, come riportato in

Tabella 3.

Modello di velocità adottato per la conversione da tempi a profondità

Unità lito-stratigrafica	Vp (m/s)	Descrizione
MIO	4.000	Unità silicoclastiche
EO-MIO	4.800	Calcari marnosi, marne e marne argillose
C-EO	5.800	Calcari pelagici, calcari marnosi con selce
J-C	5.900	Calcari pelagici, calcari con selce e marne
J	6.400	Calcari peritidali massivi
TR - PUT	6.500	Dolomie e alternanza di dolomite ed evaporiti

Tabella 3: modello di velocità utilizzato per la conversione in profondità dell'interpretazione sismica, sviluppato sulla base dell'analisi di tutti i dati di pozzo disponibili all'interno dell'area di studio e nella regione circostante.

Il modello di velocità non è stato applicato alla successione presente al tetto di OAS, in quanto il *thrust sheet* dei Sibillini è stato modellato prevalentemente attraverso l'analisi della geologia di superficie. OAS è uno degli elementi più chiaramente visibili in diverse linee sismiche; la sua conversione in profondità è stata effettuata adottando una velocità media di 6000 m/s per tutto il *thrust sheet* dei Sibillini.

Il metodo adottato per la conversione in profondità del modello 3D ha seguito diverse fasi di lavoro. Innanzi tutto, il modello 3D con asse z in tempi, costituito dalle superfici grezze interpolate a partire dai punti del *picking* dell'interpretazione delle linee sismiche, è stato attraversato da 26 sezioni orientate E-O e NE-SO, con una spaziatura regolare di 5 km (Figura 16). Le sezioni sono state revisionate per eliminare artefatti legati all'interpolazione. Inoltre, durante la revisione è stato tenuto conto della consistenza interna delle intersezioni tra le varie sezioni e dei vincoli legati all'intersezione con il dato di sismica a riflessione (Figura 17). Questa procedura è stata seguita al fine di ottenere un modello consistente dal punto di vista topologico, una volta eseguita la conversione in profondità.

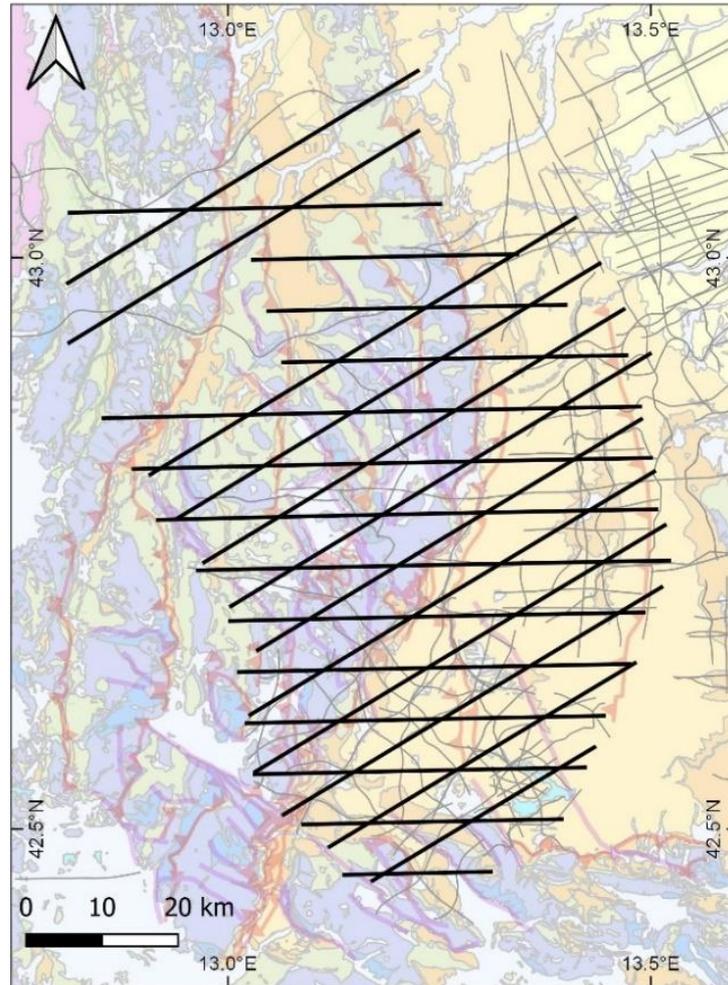


Figura 16: mappa delle sezioni (linee in nero) estratte dal modello in tempi ai fini della conversione in profondità. Le linee in grigio rappresentano la traccia del dataset dei profili sismici a riflessione utilizzato per la costruzione del modello.

Ultimata la revisione, sono stati creati i poligoni che delimitano le unità lito-stratigrafiche corrispondenti al modello di velocità utilizzato, e le singole sezioni sono state convertite in profondità e riportate alla quota di riferimento.

Gli orizzonti e le faglie lungo le sezioni convertite in profondità, insieme a quelli presenti nelle sezioni geologiche realizzate al tetto di OAS, sono stati utilizzati come *input* per interpolare nuovamente le superfici stratigrafiche e le faglie, al fine di ottenere il modello 3D finale (Figura 18).

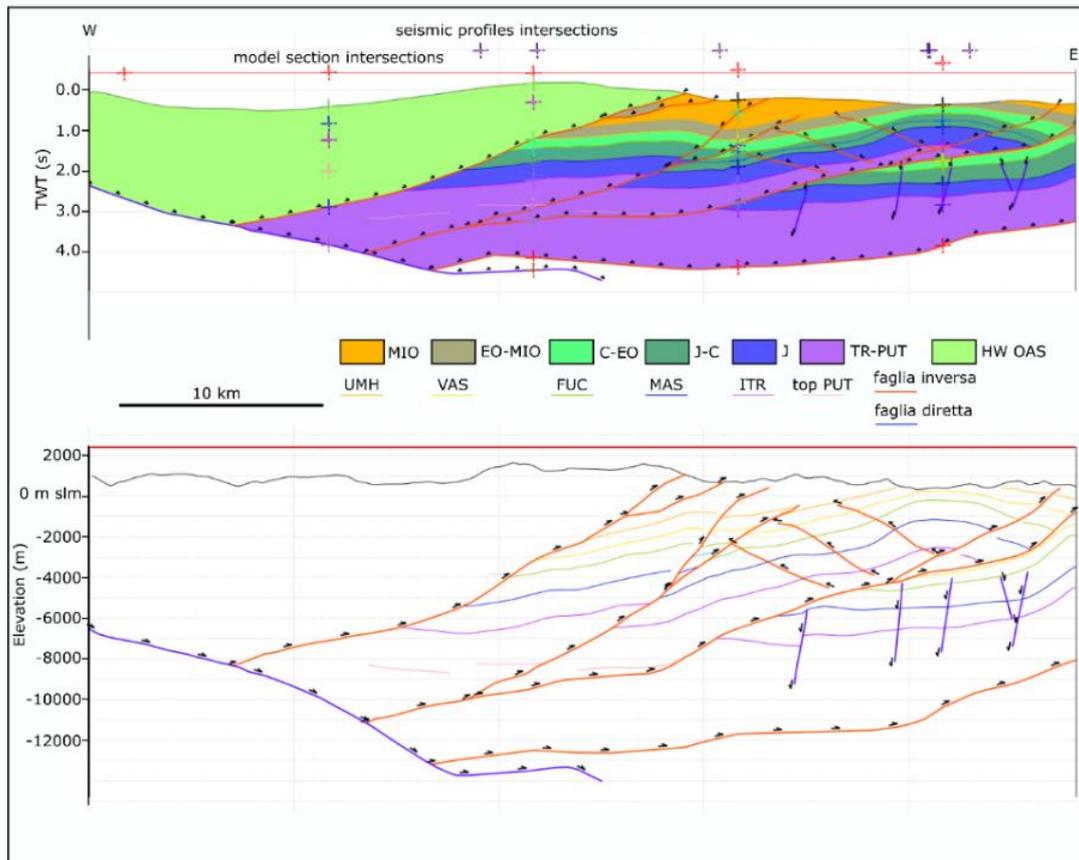


Figura 17: sopra) esempio di sezione in tempi estratta dal modello preliminare; sono evidenziate le intersezioni con le linee sismiche (*marker* neri) e le intersezioni con le altre sezioni usate per la conversione in profondità (*marker* colorati). Sotto) versione convertita in profondità della stessa sezione.

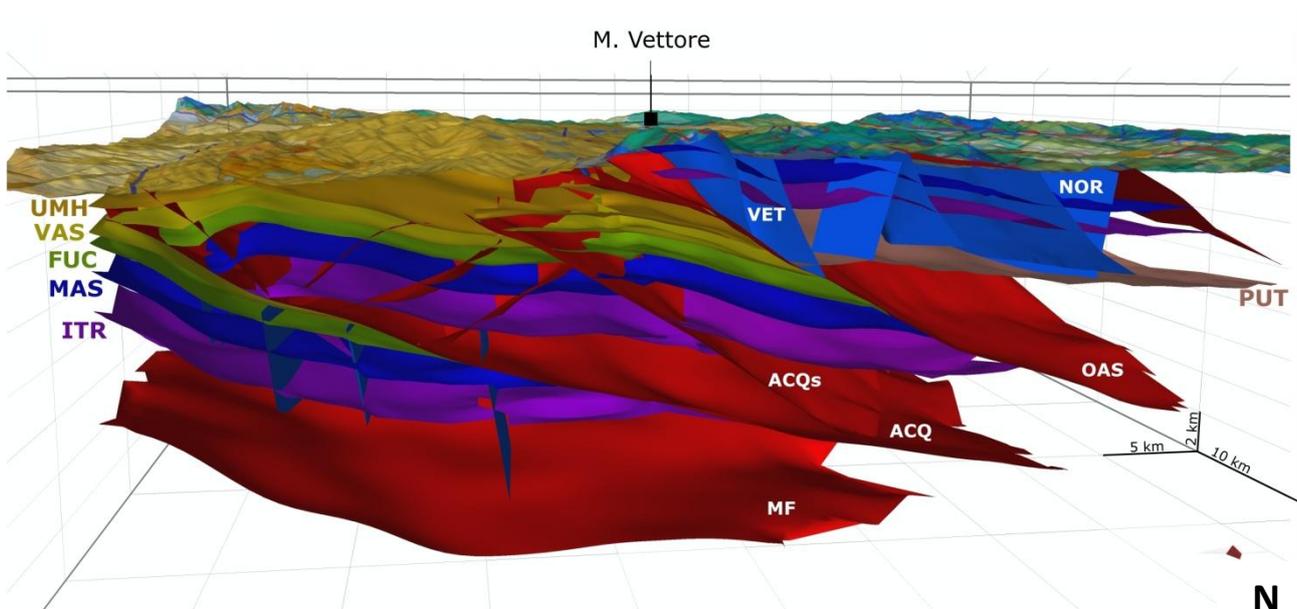


Figura 18: modello 3D finale ottenuto dalla interpolazione delle sezioni convertite in profondità e delle sezioni geologiche realizzate nel *thrust sheet* dei Sibillini. Vista da Nord (Di Bucci et al., 2021).





### 3.3 Estensione del modello in profondità

Il modello 3D generato con il WP2 è stato esteso alle profondità sismogeniche integrando il modello con le informazioni provenienti dall'analisi di dati gravimetrici e modellazione magnetica della crosta, *Local Earthquakes Tomography* (LET), dati termici e reologici.

#### 3.3.1 Contributo dei dati gravimetrici e magnetici

Il flusso di lavoro adottato nel progetto (Figura 5) ha individuato l'elaborazione e il *modelling* dei dati gravimetrici e magnetici come attività necessaria sia per verificare la consistenza e validità del modello geologico superficiale, preliminarmente ottenuto sulla base dei dati di superficie e dell'interpretazione delle linee sismiche (WP2), sia per fornire indicazioni utili all'estensione del modello alle profondità sismogeniche (WP3). Il contributo dei dati gravimetrici e magnetici viene descritto come un unico, facendo riferimento alle diverse fasi di lavoro che lo hanno caratterizzato.

##### 3.3.1.1 I dati gravimetrici e la loro elaborazione

L'area di estrazione dei dati gravimetrici è stata ampliata con un *buffer* di 25 km rispetto all'area di progetto, al fine di consentire l'accurato *gridding* delle Anomalie di Bouguer e ulteriori elaborazioni della mappa di base.

Per il calcolo delle Anomalie di Bouguer si è proceduto con il seguente flusso di elaborazione dei dati: è stata utilizzata la formula di Somigliana in forma chiusa (Somigliana, 1930) per ottenere i valori della gravità teorica sull'ellissoide GRS80 (Moritz, 1980); una formula di approssimazione del secondo ordine (Heiskanen e Moritz, 1969) è stata utilizzata per correggere la gravità teorica per l'altezza relativa all'ellissoide; è stata applicata la correzione atmosferica a tutte le stazioni (Hinze et al., 2005); infine, per la correzione di Bouguer è stato calcolato l'effetto di gravità di una calotta sferica con raggio di 166,7 km (LaFehr, 1991) utilizzando una densità di  $2.670 \text{ kg/m}^3$ .

Per tutte le stazioni la correzione topografica, estesa a 166,7 km, è stata calcolata in due fasi utilizzando la formula di Hammer (Hammer, 1939) e una densità di  $2.670 \text{ kg/m}^3$ ; per la zona interna dell'area, a occidente, fino a 15 km dalla stazione si è utilizzato un modello digitale del terreno (DTM) a 10 m (Tarquini et al., 2007, 2012) e per la correzione della zona esterna dell'area, a oriente, da 15 km a 166,7 km, il DTM del territorio italiano a 250 m.

La mappa delle Anomalie di Bouguer (Figura 19) è stata prodotta utilizzando un interpolatore Kriging standard e una spaziatura delle celle di 500 m. Il controllo di qualità è consistito principalmente nell'individuazione dei valori anomali utilizzando tecniche GIS.

Per la modellazione a livello crostale, è stata utilizzato il *grid* di Anomalie di Bouguer dell'Italia già disponibile e prodotto da ISPRA (Ferri et al., 2008).

Ai fini dell'interpretazione qualitativa del campo gravimetrico, sono state prodotte mappe passa alto e di gradiente della mappa di Bouguer. Queste mappe hanno permesso rispettivamente di evidenziare meglio il contributo delle sorgenti di interesse relative alla crosta superiore e la presenza ed andamento delle principali discontinuità. Inoltre, queste elaborazioni hanno supportato la fase di *modelling*, permettendo utili correlazioni e verifiche degli andamenti e delle estensioni delle anomalie principali.

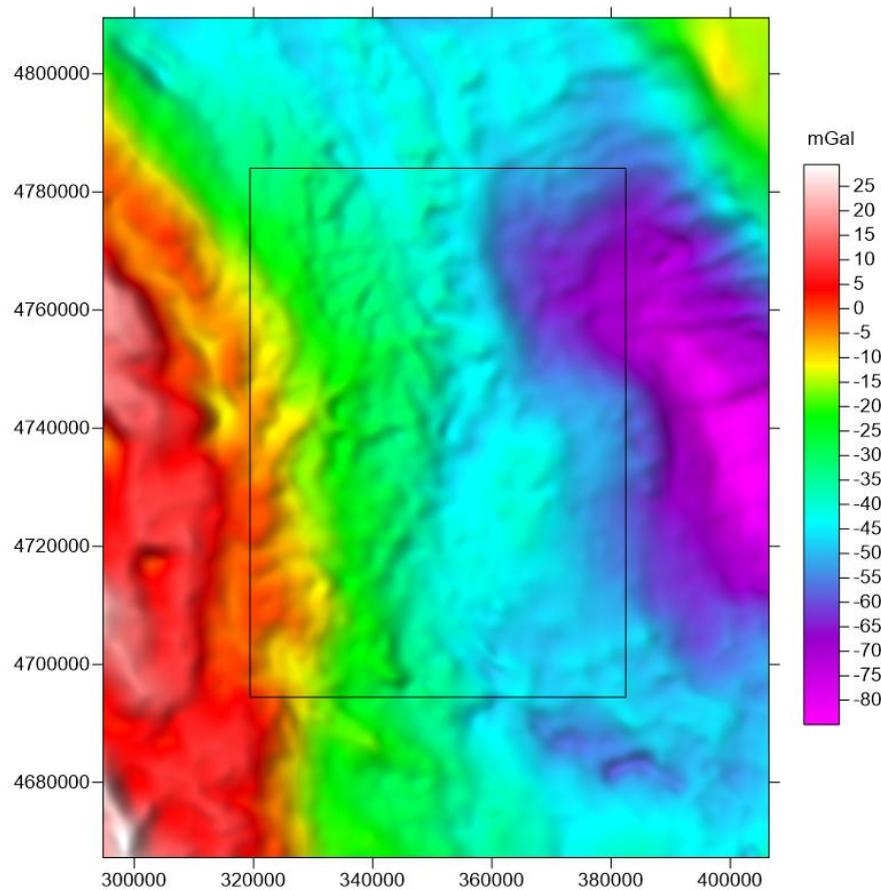


Figura 19: mappa delle Anomalie di Bouguer a densità  $2,67 \text{ g/cm}^3$ . Il rettangolo nero mostra l'area del progetto RETRACE-3D.

### 3.3.1.2 I dati magnetici e la loro elaborazione

All'interno del progetto RETRACE-3D sono stati utilizzati, ai fini della modellazione crostale, i *grid* di dati magnetici forniti da Eni; in particolare, sono stati oggetto di analisi e interpretazione il *grid* di anomalia magnetica e il *grid* ridotto al polo (Figura 20).

Il campo di anomalia magnetica crostale è il risultato della somma dei contributi di tutte le sorgenti magnetiche presenti dalla superficie sino alla profondità nella crosta a cui si raggiunge la temperatura di Curie ( $T \sim 600^\circ\text{C}$ ). Sui *grid* magnetici sono state effettuate operazioni di filtraggio, passa alto e passa basso, per separare i contributi delle sorgenti profonde, localizzate nella crosta intermedia e/o inferiore e caratterizzate da grandi lunghezze d'onda, dai contributi relativi alle sorgenti più superficiali, situate nei primi chilometri di crosta e caratterizzate da più alte frequenze.

In particolare, è stata effettuata un'analisi spettrale per separare i contributi in frequenza delle diverse sorgenti magnetiche. Tale analisi ha permesso di determinare una profondità di almeno 20 km per la localizzazione della sorgente magnetica più profonda. Questa informazione è stata utilizzata come vincolo per la modellazione regionale 2D.

Applicando un filtro passa alto è stato invece possibile osservare le anomalie associate alle sorgenti più superficiali. La risoluzione del *grid* non ha permesso modellazioni di maggiore dettaglio, ma è stato possibile osservare una corrispondenza tra deboli anomalie positive e i depositi terrigeni mio-pliocenici.

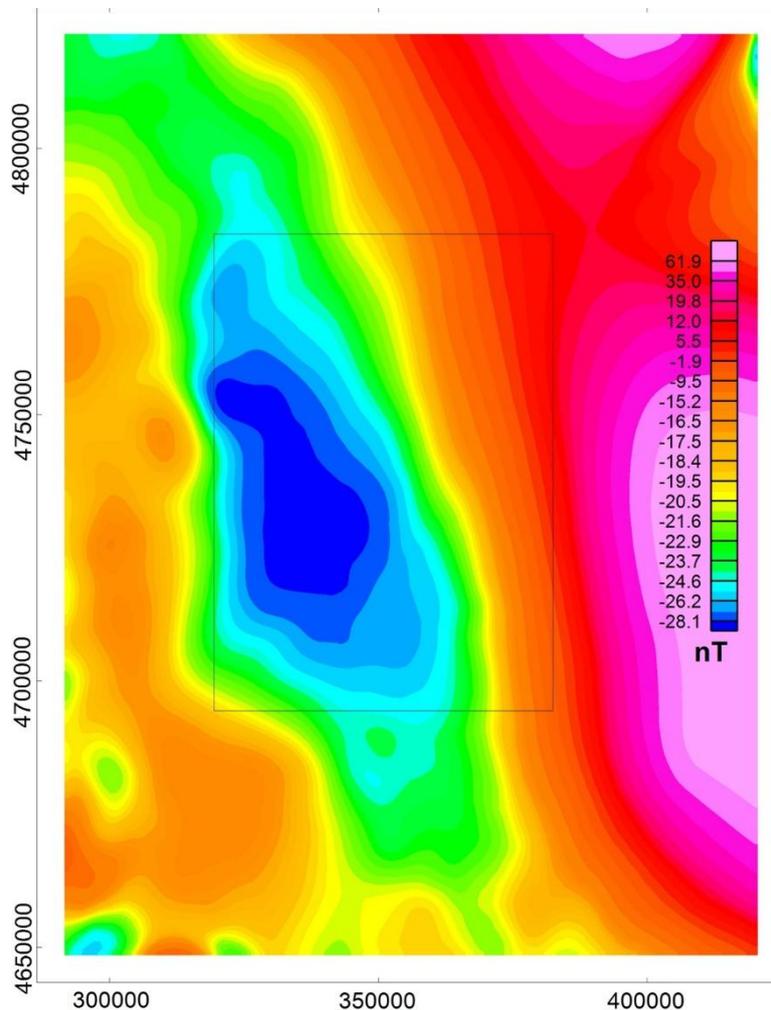


Figura 20: mappa dell'anomalia magnetica ridotta al polo. Il rettangolo nero mostra l'area del progetto RETRACE-3D.

### 3.3.1.3 Modelling gravimetrico e magnetico

L'interpretazione dei dati sismici viene spesso associata all'analisi di dati gravimetrici, che forniscono vincoli indipendenti per il modello.

Le Anomalie di Bouguer sono un ottimo strumento per lo studio delle geometrie e delle densità crostali, a patto che siano disponibili sufficienti vincoli. Tuttavia, esse contengono tutti gli effetti delle variazioni laterali di densità all'interno e al di sotto della crosta terrestre; perciò, per poter meglio effettuare una modellazione accurata dei livelli crostali più superficiali, è necessario prima rimuovere gli effetti delle discontinuità maggiori, come ad esempio la Moho. Questo può essere effettuato tramite filtri matematici, oppure calcolando direttamente l'effetto delle singole discontinuità. Dal momento che era disponibile un buon set di dati relativi alla struttura della crosta inferiore e alla profondità della Moho, in questa fase del progetto si è optato per la seconda tecnica. A tal fine è stato realizzato un transetto regionale esteso dal Tirreno all'Adriatico, dunque ben oltre l'area di

studio del progetto, in quanto per esplorare le variazioni di densità al livello della Moho è necessario analizzare l'andamento delle anomalie gravimetriche a scala regionale e non solo locale (Figura 21).

Le discontinuità crostali più profonde sono state modellate lungo tutto il transetto, mentre per i livelli crostali più superficiali le strutture sono state dettagliate solo nell'area di interesse per il progetto e negli immediati dintorni. Per vincolare il modello profondo sono stati utilizzati tutti i dati provenienti dalle elaborazioni effettuate nell'ambito dei WP2 e WP3 (nuove interpretazioni di linee sismiche, analisi critica di dati di sezioni sismiche pubblicate, distribuzioni di velocità derivanti da tomografie locali e nuove analisi ed elaborazioni di dati di densità).

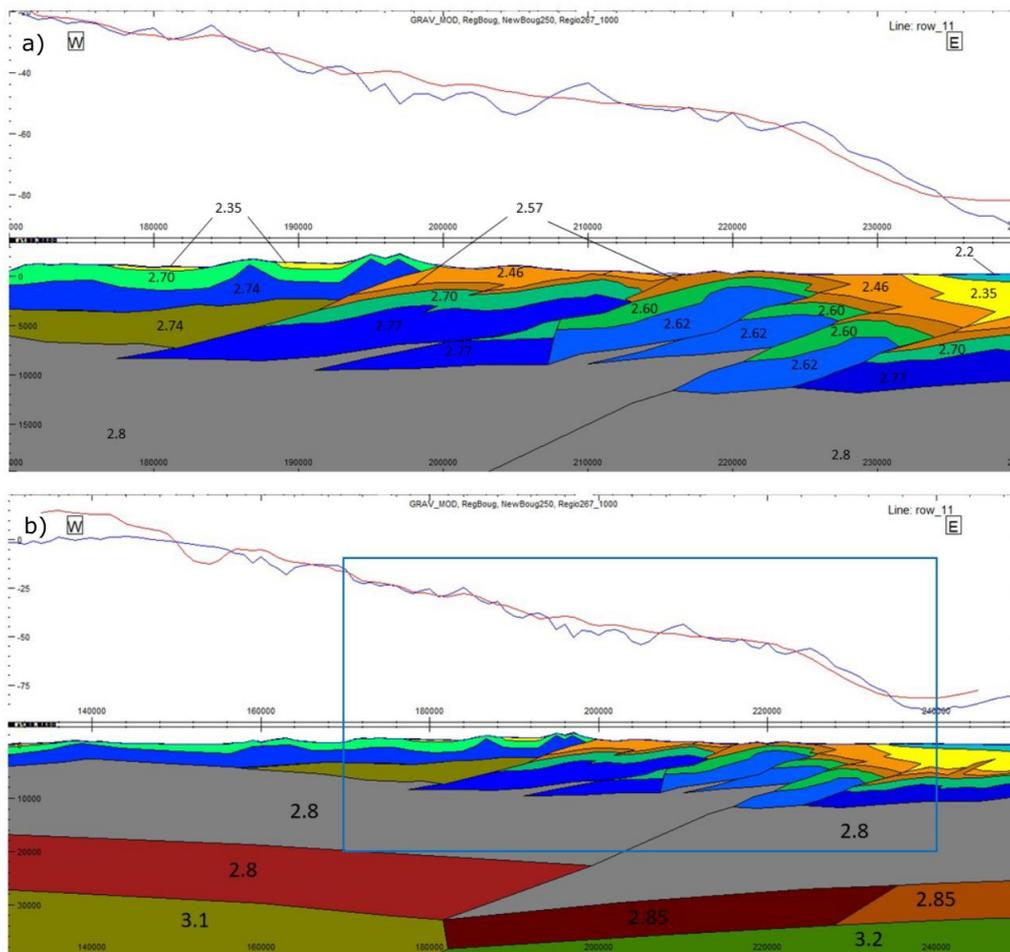


Figura 21: modello gravimetrico 2D: a) dettaglio sull'area di interesse, estratto da b) sezione crostale.

**Metodo.** I dati di Anomalia di Bouguer sono stati estratti lungo un transetto regionale con i seguenti estremi di coordinate metriche (UTM fuso 33): X1: 161500 - X2: 496500 - Y1: 4732500 - Y2: 4746500.

Il modello è stato elaborato fino a una profondità di 150 km, oltre la quale contrasti di densità inferiori a  $1 \text{ g/cm}^3$  non sono apprezzabili. La curva dell'anomalia gravimetrica calcolata dal modello è stata traslata di 1.500 mGal per compensare il mancato calcolo dell'effetto gravimetrico nella parte inferiore del modello, dove i valori di densità sono sconosciuti. Nel calcolo dell'effetto gravimetrico, ogni corpo è stato idealmente esteso per 200 km in entrambe le direzioni trasversalmente alla traccia del transetto.



**Dati di densità.** Per vincolare le densità nella porzione più profonda (mantello e crosta inferiore) del modello sono stati utilizzati i valori presenti in Morelli (1998). Per la crosta superiore sono stati invece utilizzati i dati di densità ottenuti, nell'ambito lavoro delle attività del WP2, dalla conversione dei dati di velocità dei pozzi per la ricerca di idrocarburi presenti in zona; i valori sono stati comunque confrontati con i dati noti in letteratura. Si osserva che l'area di studio presenta un marcato incremento delle densità rispetto alle aree circostanti (Montone e Mariucci, 2020). Inoltre, la tomografia locale è un prodotto del WP3 che ha fornito indicazioni sulla variazione di velocità a profondità maggiori di quelle investigate dalla sismica a riflessione. Le variazioni di velocità sono correlabili a variazioni di densità.

**Vincoli geometrici.** Con riguardo ai vincoli geometrici, sono disponibili in letteratura diverse ricostruzioni della Moho. Nel corso di questo lavoro sono state considerate solo quelle ottenute da dati indipendenti rispetto alle anomalie di gravità, ovvero profili di sismica a riflessione (linee del progetto CROP, Scrocca et al., 2003), profili sismici a rifrazione (DSS, *Deep Seismic Soundings*) e profondità della Moho ottenute da analisi delle *receiver function*.

Le linee CROP che interessano l'Italia centrale sono la CROP03 e la CROP11. Solamente la CROP03 (Barchi, 1998) può essere utilizzata per vincolare la porzione più occidentale del modello, relativamente a crosta inferiore e Moho; la linea CROP11 rimane troppo distante.

I profili DSS n. 7 e n. 8 dello studio di Cassinis et al. (2003) forniscono vincoli, rispettivamente per la porzione occidentale e orientale del modello, relativamente alla profondità della Moho e delle principali discontinuità crostali, unitamente a indicazioni sulla velocità dei singoli strati.

Per quanto riguarda, infine, la profondità della Moho da *receiver function*, i risultati di Piana Agostinetti et al. (2002) e di Mele e Sandvol (2003), che presentano valori in accordo con i vincoli precedentemente illustrati, possono essere utilizzati per la porzione occidentale del transetto. Le analisi presentate in Mele et al. (2006) e Di Luzio et al. (2009) sono invece troppo distanti. Più vicino all'area di studio sono disponibili i valori e le interpolazioni forniti da Piana Agostinetti e Amato (2009) e da Di Stefano et al. (2011). Le maggiori differenze fra i due lavori si riscontrano nell'area di sovrapposizione tra la Moho tirrenica e la Moho adriatica. Per vincolare il modello è stata utilizzata la ricostruzione della Moho proposta da Di Stefano et al. (2011).

Per il *modelling* della crosta superiore, il transetto regionale è stato completato con le geometrie ricavate dall'interpretazione e interpolazione delle linee sismiche condotta nell'ambito del WP2 del progetto. Il WP2 ha fornito anche l'estensione del modello oltre l'area di studio del progetto lungo il transetto regionale, attraverso una revisione critica di sezioni sismiche pubblicate, per poter effettuare il confronto con le Anomalie di Bouguer in maniera efficace, minimizzando gli effetti laterali.

**Modelling magnetico.** Per quanto riguarda il *modelling* del dato magnetico, esso ha evidenziato la presenza di un corpo magnetico anomalo localizzato nella crosta inferiore, caratterizzato da una suscettività magnetica di 0,005 (SI). Tale valore di suscettività magnetica utilizzato è superiore al valore medio attribuito alla crosta inferiore, pari a 0,001 (SI). Valori di quest'ordine di grandezza sono comunque compatibili con quelli delle principali litologie presenti nella crosta inferiore. Si sottolinea che non è stato utilizzato un valore specifico di densità per il corpo magnetico, che quindi non crea alcun effetto sul segnale gravimetrico.

**Risultato e conclusioni.** La realizzazione di un modello grav/mag 2D lungo un transetto regionale ha permesso di vincolare meglio la profondità delle maggiori discontinuità crostali, in modo da costituire una base di riferimento



comune per le varie attività del progetto. Ha inoltre permesso di definire con maggiore accuratezza le geometrie crostali nell'area di studio, risolvendo alcune criticità e integrando i risultati dell'analisi della sismica a riflessione e delle tomografie locali. Il prodotto finale, unitamente alle densità utilizzate, è riportato in [Figura 21](#).

### 3.3.2 LET e Tomografie regionali

Gli studi di tomografia sismica (p.es., *Local Earthquakes Tomography*, LET) sono realizzati sfruttando le registrazioni degli eventi sismici effettuate dalle stazioni di reti sismometriche posizionate sulla superficie della Terra in modo più o meno denso. Questi studi permettono di comprendere il modo in cui le onde sismiche si propagano nel sottosuolo a causa delle disomogeneità laterali e verticali, e le velocità delle onde sismiche nella crosta, individuando eventuali anomalie dove la velocità è superiore o inferiore a dei valori di riferimento. La velocità delle onde sismiche è diretta espressione della distribuzione tridimensionale delle diverse litologie presenti nella crosta, così come dello stato fisico delle rocce e del contenuto in fluidi. La possibilità di interpretare insieme la distribuzione delle velocità delle onde sismiche P e S ( $V_p$ ,  $V_s$ ,  $V_p/V_s$ ) permette di definire le caratteristiche fisiche del sottosuolo e il legame con i processi sismogenetici.

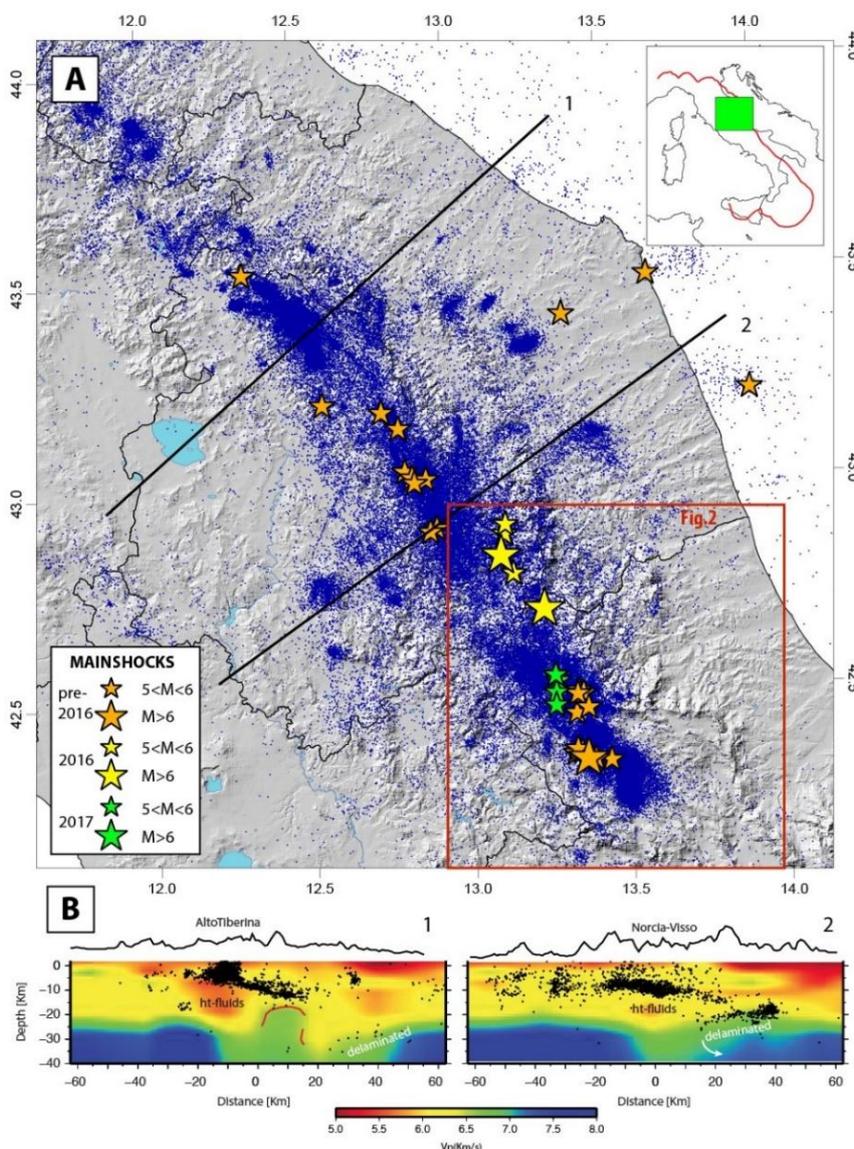
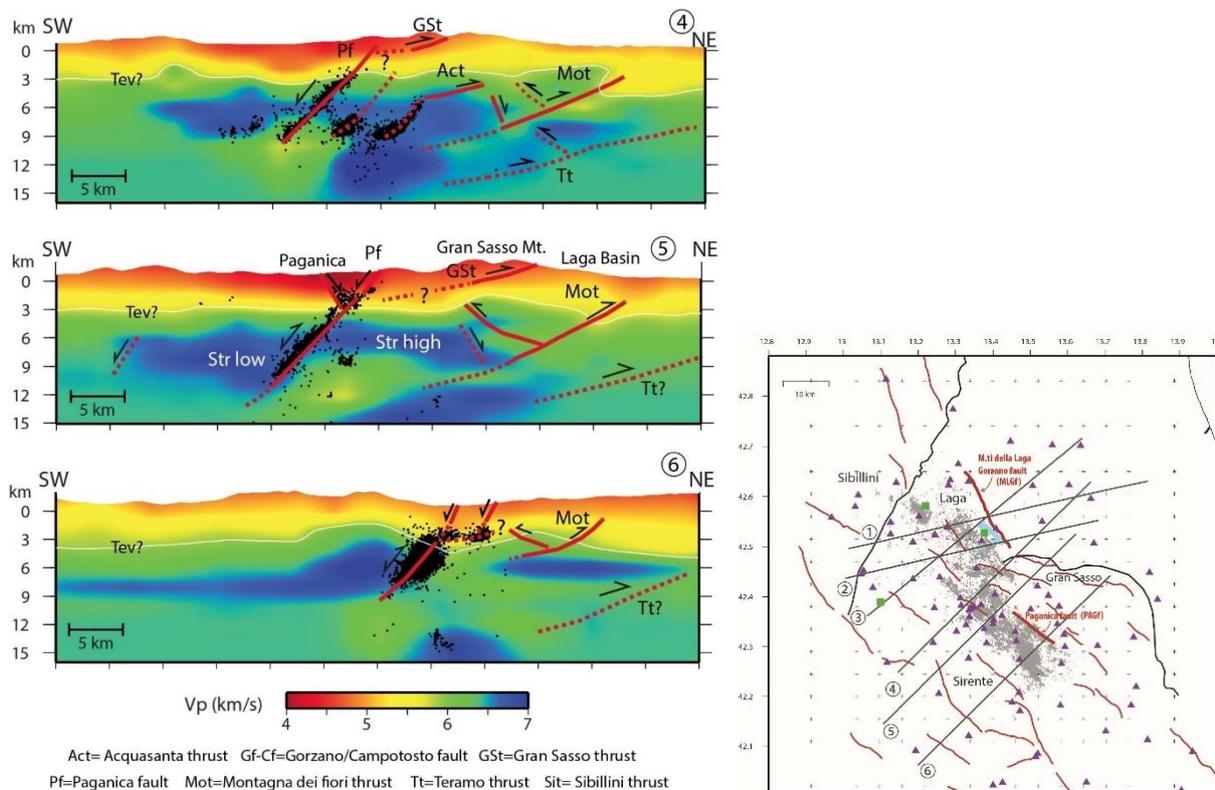


Figura 22: A) sismicità dell'Appennino Centrale negli ultimi decenni (modificata da Chiarabba et al., 2015 e Buttinelli et al., 2018). Le stelle colorate fanno riferimento agli eventi di magnitudo maggiore registrati. In blu tutti gli eventi del catalogo INGV dal 1981 a oggi (<http://terremoti.ingv.it/>). B) distribuzione della sismicità e immagini tomografiche a larga scala lungo due transetti che attraversano l'Appennino Centrale (modificato da Carannante et al., 2013).

L'Appennino Centrale è stato oggetto di numerosi studi tomografici a varie scale, basati sia su grandi *dataset* di terremoti registrati sull'intera catena per lunghi periodi di tempo (p.es., Di Stefano et al., 2010; Carannante et al., 2013, [Figura 22](#)), sia sui terremoti delle singole sequenze sismiche avvenute negli ultimi decenni, ovvero le sequenze di Umbria-Marche del 1997, Abruzzo del 2009 ([Figura 23](#)) e Italia Centrale del 2016 ([Figura 24](#)).

Questi differenti approcci sono stati orientati sia all'investigazione dell'assetto crostale alla scala dell'intera catena, fino ad elevate profondità (50 km), sia l'assetto delle porzioni più superficiali della crosta (5-20 km), a volte avendo la capacità di riconoscere con maggiore dettaglio le faglie che si sono attivate durante specifiche sequenze sismiche.

Questi studi mettono in luce come l'eredità delle fasi tettoniche antecedenti alla formazione della Catena Appenninica ancora svolga ancora un ruolo importante per la sismogenesi, in quanto si osserva la ripetuta attivazione di sistemi complessi di faglie durante le lunghe sequenze degli ultimi decenni, così come la riattivazione in estensione delle strutture compressive nell'attuale campo di sforzi.



**Figura 23: sezioni che mostrano l'anomalia tomografica (distribuzione delle velocità  $V_p$  in km/s) nel settore interessato dalla sequenza sismica dell'Abruzzo del 2009 (da Buttinelli et al., 2018).**

Le analisi del rapporto  $V_p/V_s$  associate alla rappresentazione della distribuzione delle velocità nel sottosuolo, oltre a vincolare ancora meglio la presenza e le geometrie delle faglie riconosciute in profondità, permettono anche di avere informazioni sul ruolo dei fluidi contenuti nei volumi di roccia analizzati attraverso queste tecniche ([Figura 24](#)). Numerosi studi di letteratura, infatti, hanno evidenziato un movimento di fluidi nel sottosuolo nelle fasi precedenti e successive alla generazione degli eventi principali delle sequenze sismiche dell'Appennino Centrale, così come il loro potenziale ruolo nell'innesco di forti terremoti (ad esempio Savage et al., 2010; Malagnini et al., 2012. Chiarabba et al., 2018, 2020)

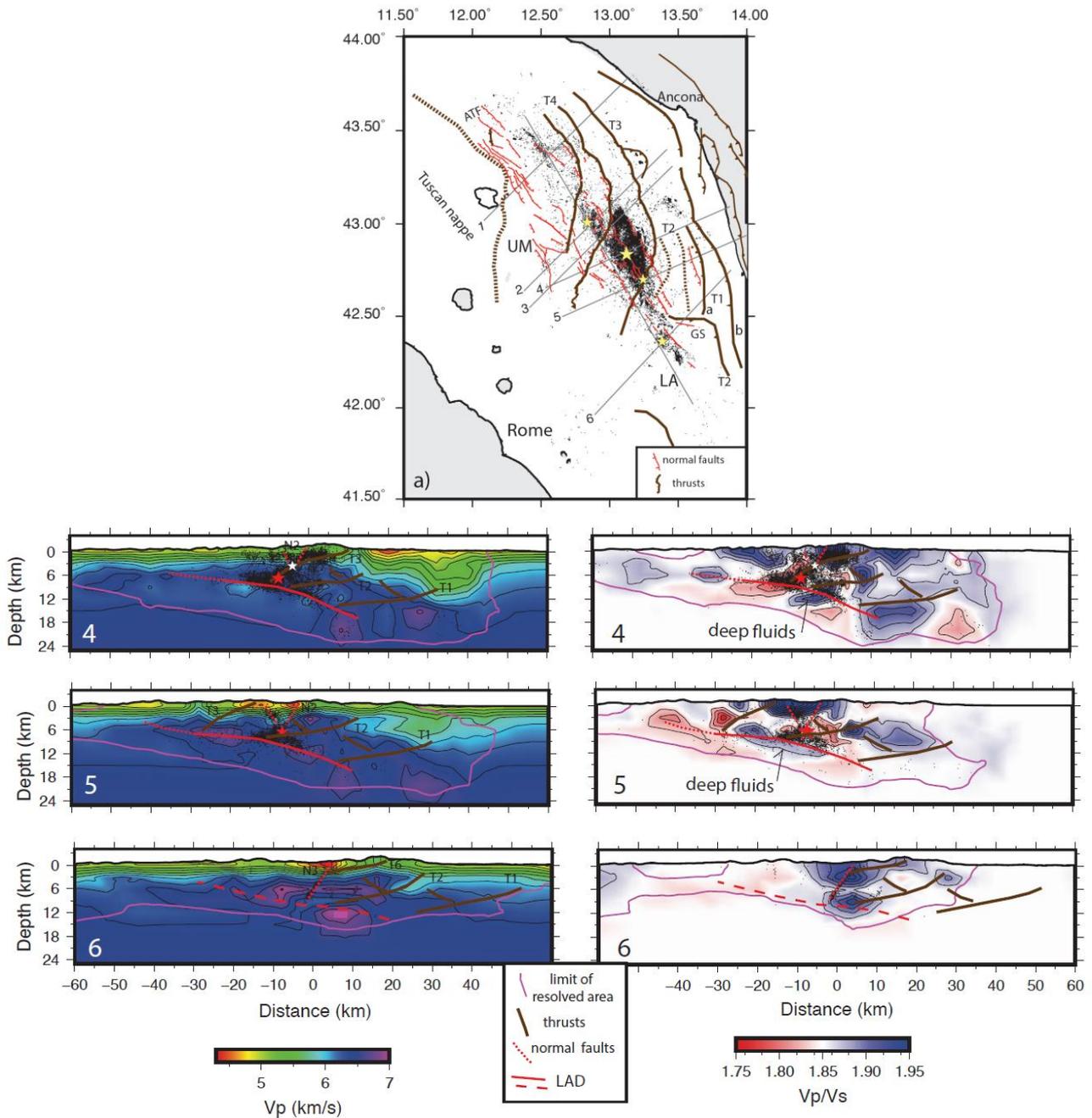


Figura 24: sezioni che mostrano l'anomalia tomografica (distribuzione delle velocità  $V_p$  in km/s a sinistra e distribuzione del rapporto  $V_p/V_s$  a destra, dove i colori blu e rossi indicano, rispettivamente, anomalie positive e negative del rapporto  $V_p/V_s$ .) nel settore interessato dalla sequenza sismica dell'Italia Centrale del 2016-2017 (da Chiarabba et al., 2020).

Gli eventi principali della sequenza dell'Italia Centrale sono avvenuti in volumi di roccia che delimitano aree con valore di  $V_p/V_s$  sostanzialmente diverso (Chiarabba et al., 2020; Figura 24). In questi volumi di roccia è quindi anche avvenuto lo spostamento (*slip*) maggiore sui piani di faglia durante gli eventi sismici più forti.

Le zone con alto valore di  $V_p/V_s$  vengono interpretate come volumi cristallini contenenti fluidi in sovrappressione (Chiarabba et al., 2018; 2020) fattore che sembra favorire la sismogenesi. Un'altra interpretazione può essere legata alla diversa litologia presente tra la zona dei Monti Sibillini e quella dei Monti della Laga. La separazione tra gli alti e bassi rapporti  $V_p/V_s$  coincide infatti anche con il passaggio attraverso il limite tettonico, di valenza



crostale, del sovrascorrimento dei Sibillini (OAS), suggerendo differenti condizioni di saturazione in fluidi tra le diverse litologie che vengono a contatto.

Le analisi tomografiche condotte nell'ambito del progetto RETRACE-3D si sono incentrate sulla rielaborazione di tutto il *dataset* dei terremoti registrati durante la sequenza dell'Italia Centrale (a partire dal catalogo pubblicato da Chiarabba et al., 2018), per produrre un *database* di sezioni seriate di anomalie di velocità Vp nel sottosuolo nell'area interessata dalla sequenza sismica, dove è stato ricostruito il modello geologico di sottosuolo (Figura 25).

La distribuzione delle velocità nel sottosuolo di quest'area, se comparata alle geometrie delle strutture geologiche modellate attraverso l'interpretazione dei profili sismici e la costruzione del modello geologico 3D di sottosuolo, conferma una struttura crostale compatibile con una catena a pieghe e sovrascorrimenti, le cui radici raggiungono anche 15-20 km di profondità.

Nei settori più interni di catena, dove in superficie affiorano le strutture associate a OAS, già a basse profondità si rinvencono elevate Vp (anche maggiori di 6 km/s; Figura 25), a testimonianza dell'impilamento dell'intera successione carbonatica meso-cenozoica (caratterizzata da elevate velocità di propagazione delle onde sismiche) e di un probabile coinvolgimento in catena anche delle porzioni più profonde pre-triassiche, che in questi settori vanno a costituire un "basamento" in senso lato. Si nota inoltre, associato ad alte velocità, uno spessore elevato, anche superiore a 10 km (con piccoli intervalli a velocità inferiore) che fa ragionevolmente ipotizzare, considerando lo spessore totale della successione carbonatica conosciuto in letteratura come pari a 4-6 km, una ripetizione sulla verticale dell'intera successione sedimentaria, causata dall'impilamento di più *thrust sheet* dovuto all'azione prolungata dei principali sovrascorrimenti, con una considerevole entità di trasporto orizzontale. Le anomalie di velocità fortemente negative (anche minori di 4,5 km/s) che si rinvencono in superficie, fino a profondità minori di 1 km, si collegano invece alla presenza e alla geometria dei bacini intramontani (come il bacino di Norcia), sviluppatasi nel periodo più recente a causa dell'attuale regime estensionale che interessa l'Appennino Centrale.

Nei settori centrali delle sezioni tomografiche si osservano strutture caratterizzate da velocità elevate, compatibili con i nuclei delle anticlinali di rampa associabili ai *thrust sheet* dell'Acquasanta e della Montagna dei Fiori, sovrastate da spessori a velocità più basse, la cui geometria è compatibile con l'affioramento dei depositi silicoclastici delle unità del bacino di avanfossa della Laga.

Nei settori più esterni, a est, le analisi tomografiche mostrano invece delle velocità relativamente più basse (fino a un massimo di circa 5,5-6,0 km/s) fino a profondità di 4-6 km. In particolare, è evidente una geometria asimmetrica, a cuneo, compatibile con l'assetto delle unità plio-pleistoceniche che si rinvencono in affioramento fino alla costa Adriatica.

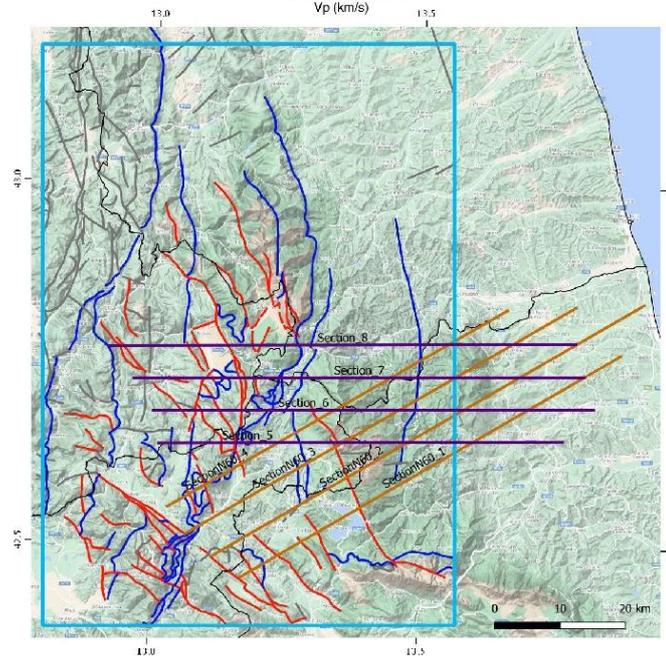
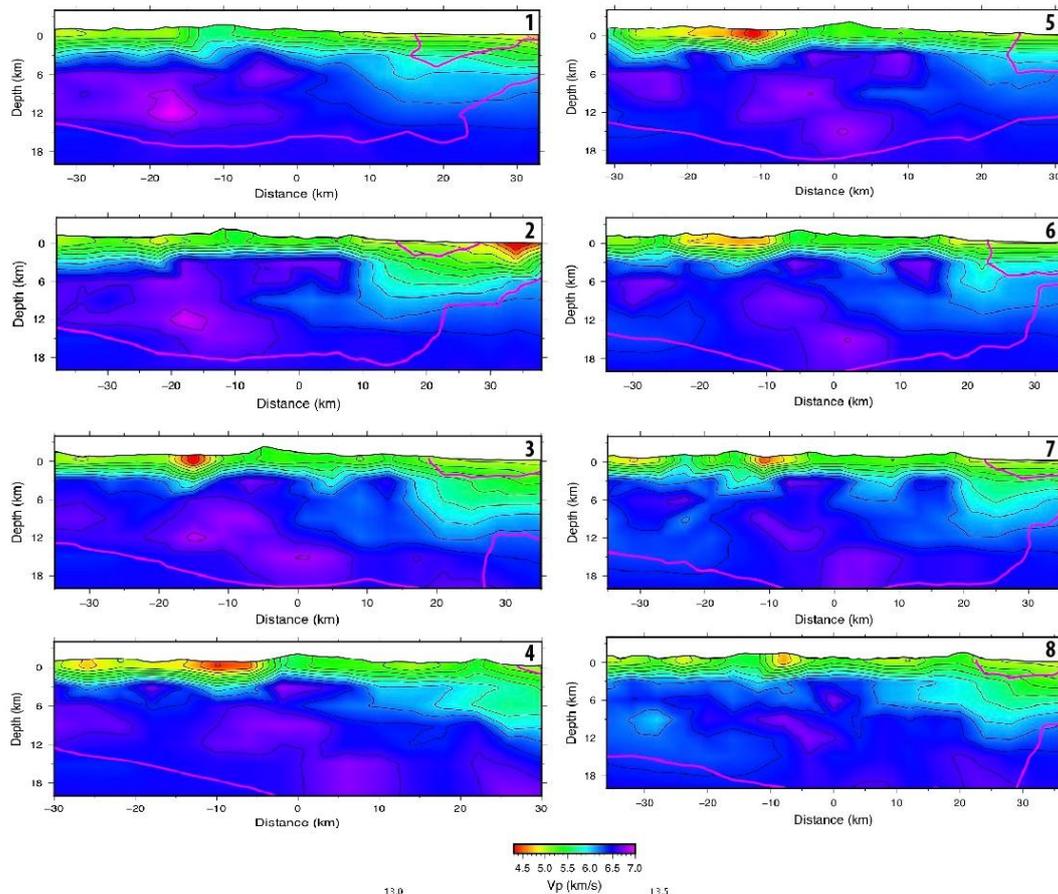
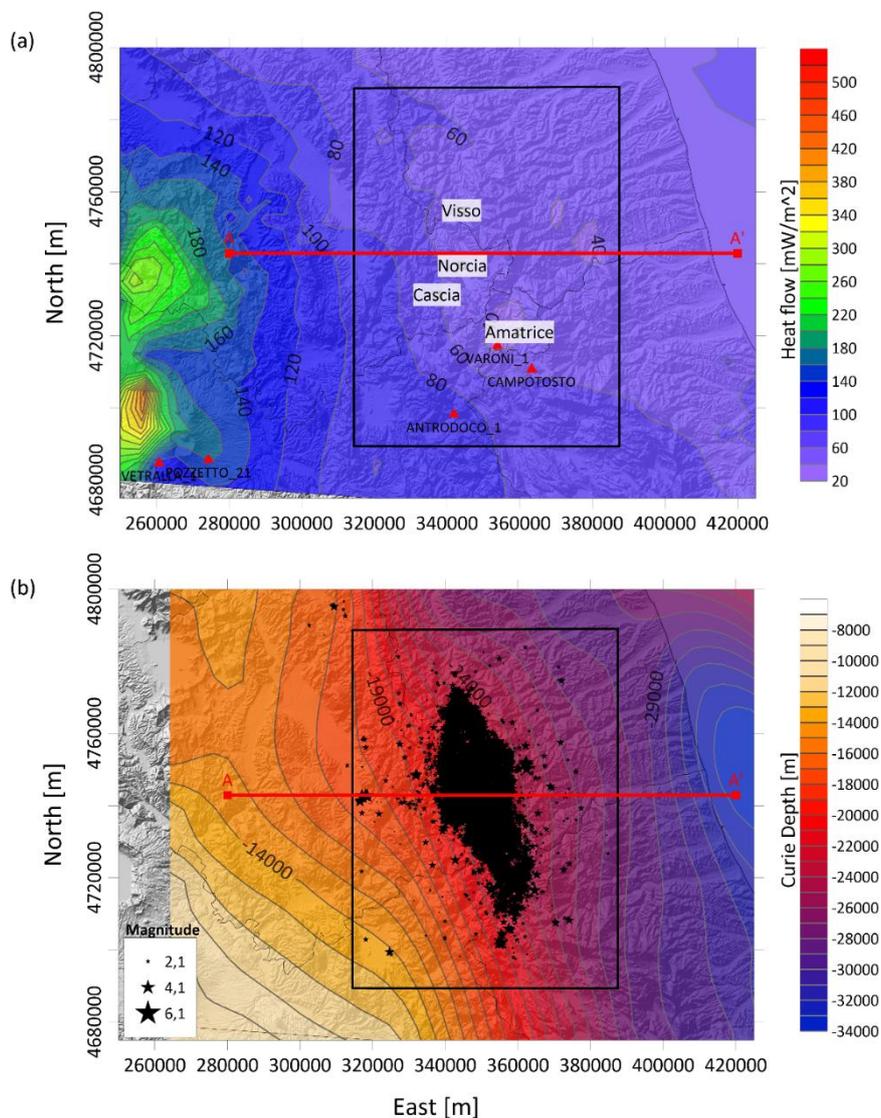


Figura 25: sezioni tomografiche con le anomalie di velocità delle onde P ( $V_p$ ), sviluppate nell'area del progetto RETRACE-3D (rettangolo azzurro), nel settore interessato dalla sequenza sismica del 2016-2017 dell'Italia Centrale, in particolare nell'area di progetto in cui è stato ricostruito modello di sottosuolo con maggiore dettaglio. Blu, rosso e grigio: tracce in superficie dei principali lineamenti tettonici: sovrascorrimenti, faglie normali e faglie secondarie (si veda Figura 3 per ulteriori dettagli).

### 3.3.3 Modello termo-reologico

Con riferimento all'area oggetto di studio del progetto RETRACE-3D, è stato sviluppato un modello termo-reologico numerico agli elementi finiti (FEM), bidimensionale. Il modello è lungo 140 km circa, raggiunge una profondità di 40 km (sotto il livello del mare) e si sviluppa in direzione E-O lungo la traccia A-A', riportata in **Figura 26**.

La prima fase dello studio è consistita nel collezionare i dati utili a vincolare il modello FEM, come il flusso di calore in superficie (**Figura 26a**), ripreso dallo studio di Pauselli et al. (2019), e la mappa della superficie della temperatura di Curie, gentilmente fornita da Eni (**Figura 26b**). Quest'ultima risulta particolarmente interessante, poiché permette di individuare la profondità alla quale le rocce perdono le loro proprietà magnetiche in virtù dell'elevata temperatura (pari a 560-580°C; Speranza et al., 2016), fornendo in tal modo, insieme alla distribuzione della sismicità, indicazioni fondamentali per la ricostruzione del modello termo-reologico.



**Figura 26:** dati di input. (a) *contour map* del flusso di calore (Pauselli et al., 2019). I triangoli rossi indicano i pozzi con misure di temperatura. (b) *contour map* della profondità della superficie di Curie (dati Eni). Le stelle nere rappresentano la sequenza sismica verificatasi tra il 24 agosto 2019 e il 29 novembre 2016 (terremoti con  $M > 2$ ). Il rettangolo nero indica l'area di studio del progetto RETRACE-3D, mentre il profilo A-A' indica la traccia in superficie della sezione 2D modellata (Figura 27).

Successivamente, è stato implementato il modello crostale profondo, risultato delle attività del *task* 3.1 (Figura 21). Il modello geologico bidimensionale è stato importato e diviso per semplicità in 6 unità principali (Figura 27a), le cui caratteristiche termiche sono riportate in Tabella 4. Si è proceduto seguendo 3 *step*: (1) sono state fissate le condizioni a contorno, quali la geometria dei domini e le loro proprietà termiche, la temperatura sulla superficie topografica e alla base della crosta, sia continentale (Crosta inferiore - Unità 5) che oceanica (Crosta inferiore - Unità 6); tali parametri rappresentano gli input della modellazione; (2) è stata effettuata una simulazione in regime conduttivo della distribuzione della temperatura lungo la sezione analizzata, risolvendo le equazioni del trasferimento di calore in un mezzo eterogeneo; (3) è stato condotto un processo di ottimizzazione del modello FEM, il quale ha consentito di individuare la profondità della base della crosta al fine di ottenere un'isoterma della temperatura di Curie (560°C, ovvero 833°K – linea verde in Figura 27b) sovrapponibile a quella fornita da Eni (puntini neri nella stessa figura).

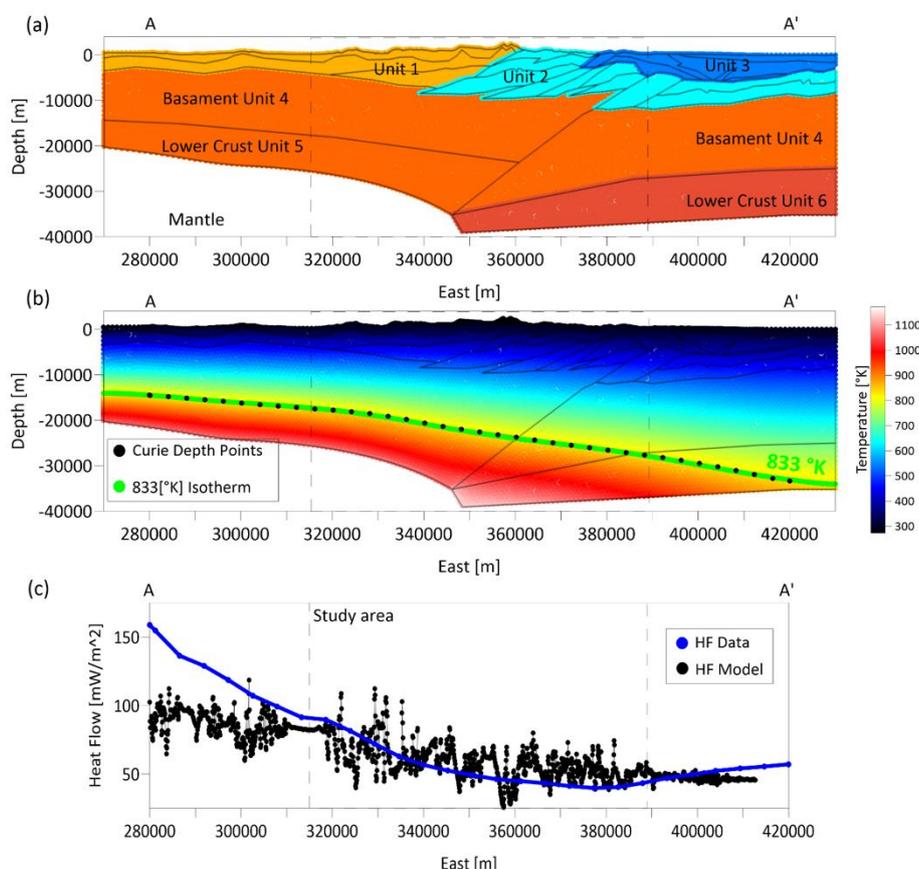


Figura 27: modello termico 2D agli elementi finiti. (a) geometria e struttura del modello bidimensionale (si veda la Figura 21b) relativo alla traccia A-A' indicata in Figura 26. I colori individuano domini di calcolo caratterizzati da differenti parametri geologici (vedi Tabella 4). (b) distribuzione bidimensionale della temperatura lungo la sezione A-A', risultato dell'analisi agli elementi finiti. I punti neri indicano la profondità della superficie di Curie, mentre la linea verde l'isoterma di 560°C modellata. (c) confronto tra i dati del flusso di calore estrapolati lungo la traccia A-A' (linea blu) in Figura 26 e il flusso in superficie modellato (punti neri). Il rettangolo tratteggiato indica i limiti dell'area oggetto di studio del progetto RETRACE-3D.

Inoltre, il flusso di calore modellato è stato confrontato con i dati estrapolati dalla mappa (Figura 26a) e i cui risultati sono riportati in Figura 27c. È possibile notare come, all'interno dell'area di studio del progetto RETRACE-3D, indicata con le linee verticali tratteggiate, i risultati siano soddisfacenti. Nella parte più occidentale della sezione, invece, i dati di flusso di calore rilevano un valore anomalo (superiore ai 100 mW/m<sup>2</sup>),

probabilmente associato alla regione geotermica presente nella zona settentrionale del Lazio, che non è stata considerata nel modello in quanto al di fuori dell'area studio.

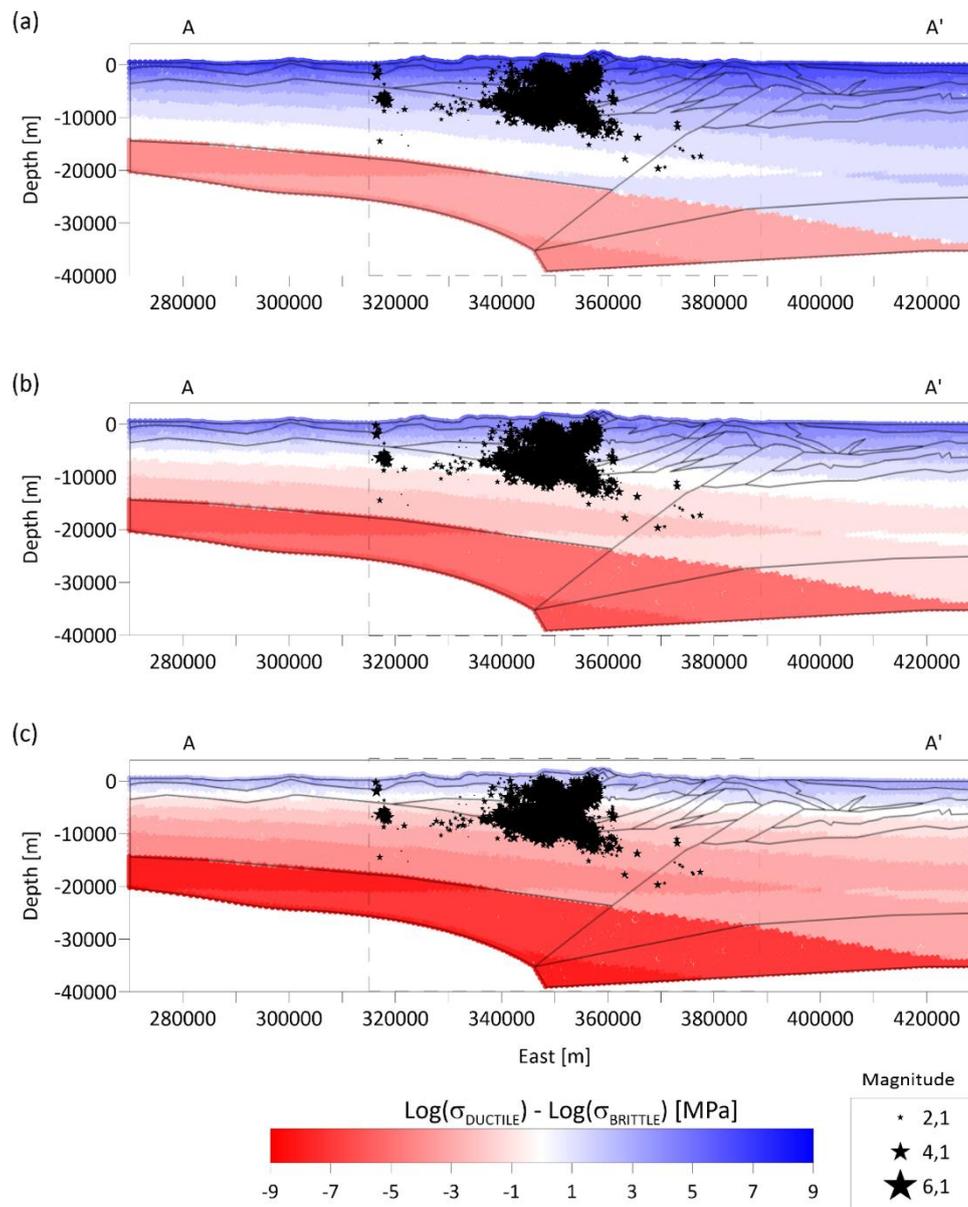


Figura 28: modello reologico 2D, calcolato lungo la sezione A-A' di Figura 26 per tre differenti valori di *strain rate*:  $10^{-9} \text{ s}^{-1}$  in (a),  $10^{-11} \text{ s}^{-1}$  in (b) e  $10^{-13} \text{ s}^{-1}$  in (c). Le stelle nere rappresentano la proiezione ( $\pm 5000 \text{ m}$ ) lungo la sezione A-A' della sequenza sismica verificatasi tra il 24 agosto 2019 e il 29 novembre 2016 (terremoti con  $M > 2$ ). Il rettangolo tratteggiato indica i limiti dell'area oggetto di studio del progetto RETRACE-3D.

A partire dal modello bidimensionale di distribuzione della temperatura, sono stati sviluppati tre diversi modelli reologici caratterizzati da diversi valori di *strain rate*, seguendo l'approccio presentato da Solaro et al. (2007) e Castaldo et al. (2019).

In particolare, i modelli concepiti sono caratterizzati da due domini, crosta superiore e crosta inferiore, le cui proprietà reologiche sono riportate in Tabella 5. Per calcolare la transizione fragile/duttile, e quindi la stratificazione reologica della sezione considerata, vengono combinate le equazioni di Sibson (Sibson, 1974), che



descrive il comportamento fragile delle rocce, e quella di Kirby (Kirby, 1983), per la rappresentazione del comportamento di tipo *creep* in una condizione di alta temperatura. Il regime tettonico considerato è quello estensionale, con  $\beta = 0.75$ .

I risultati dell'analisi termo-reologica sono riportati nella **Figura 28**. Come si evince dalla figura, la profondità della transizione fragile/duttile, a parità di temperatura e parametri reologici, varia al variare dello *strain rate* considerato. Il modello reologico calcolato con uno *strain rate* pari a  $10^{-9}$  [s<sup>-1</sup>] restituisce una transizione a circa 11-12 km di profondità (**Figura 28**), che è in accordo con il *cut-off* della sismicità verificatasi nell'area analizzata. Infatti, oltre il 95% dei terremoti relativi alla sequenza sismica dell'Italia Centrale si colloca nella regione a comportamento fragile. Questo risultato permette di individuare la porzione crostale potenzialmente sismogenetica e di fare delle considerazioni sulle magnitudo massime attese nell'area di studio.

	$C_p$ [Jkg <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> ]	$k$ [Wm <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> ]	$\rho$ [kg/m <sup>3</sup> ]
<b>Unità 1</b>	800	2,5	2.700
<b>Unità 2</b>	850	2,5	2.600
<b>Unità 3</b>	800	2,2	2.400
<b>Basamento - Unità 4</b>	950	2,7	2.800
<b>Crosta inferiore - Unità 5</b>	1.000	3,5	2.800
<b>Crosta inferiore - Unità 6</b>	1.050	4	2.850

Tabella 4: parametri termici (Verdoya et al., 2019).

	$A$ [MPa <sup>-n</sup> s <sup>-1</sup> ]	$n$ [-]	$E$ [kJ mol <sup>-1</sup> ]	$\rho$ [kg/m <sup>3</sup> ]
<b>Crosta superiore</b>	$3,2 \cdot 10^{-2}$	2,3	154	2.600
<b>Crosta inferiore</b>	$1 \cdot 10^4$	3,2	244	2.800

Tabella 5: parametri reologici (Solaro et al., 2007; Pauselli et al., 2010).



### 3.4 Costruzione del modello 3D finale

Le attività di ricostruzione del modello geologico relativo alla parte più superficiale della crosta, basate sull'interpretazione e interpolazione dei dati di sismica a riflessione, e la sua successiva estensione verso il basso, fino alle profondità sismogenetiche, sfruttando le informazioni provenienti da dati geofisici indipendenti precedentemente descritti, hanno portato alla finalizzazione di un modello geologico tridimensionale di consenso. La definizione di questo modello finale ha dovuto necessariamente superare una fase di validazione, ovvero di verifica della consistenza delle geometrie 3D di orizzonti e faglie ricostruiti, e della loro coerenza con l'assetto strutturale generale della Catena Appenninica, con la sua dinamica di costruzione nelle fasi compressiva prima ed estensionale poi, con la geologia di superficie attualmente osservabile, e infine con la sismicità e le deformazioni osservate durante le principali sequenze sismiche recenti.

#### 3.4.1 Validazione geometrico-cinematica

La validazione geometrico-cinematica del modello geologico 3D è consistita nell'analisi dei rapporti geometrici tra orizzonti e strutture tettoniche e della loro consistenza rispetto a modelli cinematici di sviluppo delle strutture tettoniche noti in letteratura.

La fase preliminare di validazione si è svolta contestualmente all'interpretazione delle linee sismiche e alla costruzione del modello 3D tenendo conto, durante tali fasi, dei criteri generali per poter procedere alla validazione vera e propria (consistenza dei rigetti, mantenimento degli spessori o, laddove necessario, giustificazione delle variazioni osservate).

La validazione del modello geologico è stata effettuata lungo 4 sezioni geologiche ([Figura 28](#)), opportunamente scelte.

Le sezioni scelte per la retrodeformazione rispondono ai seguenti criteri:

1. avere un'orientazione compatibile con la direzione di trasporto delle strutture da retrodeformare. Si tenga conto che non tutte le strutture intercettate da una data sezione possono rispettare tale criterio in un settore di catena complesso e con variazioni di trasporto tettonico significative come l'area studiata nel progetto RETRACE-3D;
2. essere localizzate nelle aree di massima deformazione cosismica osservata durante la sequenza sismica dell'Italia Centrale. Questa scelta è stata fatta al fine di poter trasferire le sezioni validate ai successivi *task* di modellazione geo-meccanica.

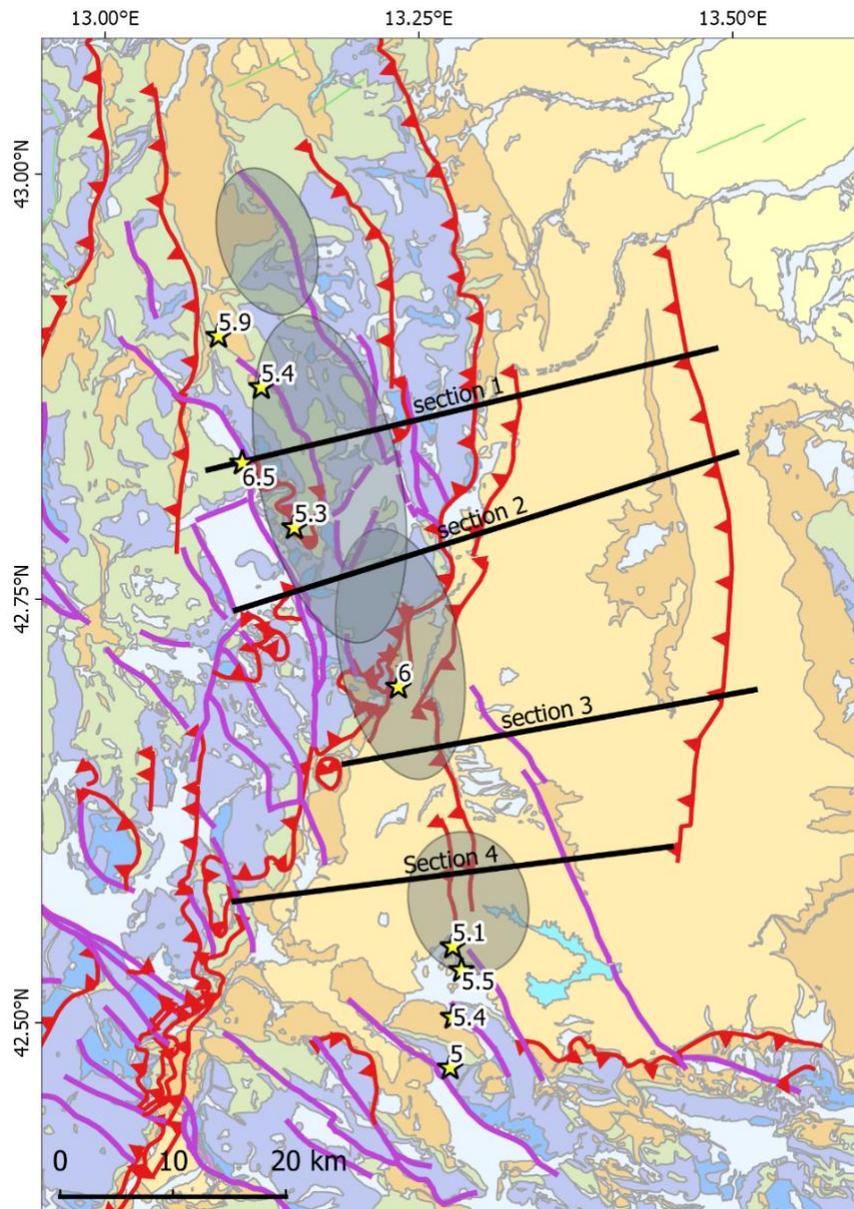


Figura 29: ubicazione delle sezioni estratte dal modello geologico 3D ai fini della validazione. Le stelle rappresentano gli epicentri dei principali terremoti della sequenza sismica dell'Italia Centrale del 2016. Le aree in grigio rappresentano l'involuppo dei settori di massima subsidenza cosismica da dati SAR.

Le sezioni estratte dal modello sono state editate ai fini della retrodeformazione. Sono stati eliminati gli elementi strutturali con *offset* non misurabili nel modello 3D. Inoltre, gli orizzonti e le faglie sono stati ricampionati a passo omogeneo (250 m) e sono stati agganciati i *cut-off* tra orizzonti e faglie, laddove necessario.

Durante i successivi passaggi di retrodeformazione, sono via via state annotate ed evidenziate alcune criticità locali, che sono state analizzate in rapporto al modello geologico e alla distribuzione delle linee sismiche di partenza. Laddove necessario, i settori non coperti da linee sismiche e le aree di bordo, più soggetti ad artefatti di interpolazione, sono stati editati ai fini della validazione, e la comparazione tra la linea originale e quella editata è stata prodotta alla fine del processo di validazione.



Le tecniche di validazione geometrico-cinematica possono essere usate, con diversi obiettivi, sia per produrre modelli predittivi delle geometrie (*forward modelling*) che per recuperare le deformazioni effettivamente osservate nel modello geologico (retrodeformazione).

I modelli predittivi (*forward modelling*) sono stati utilizzati in una fase preliminare per simulare lungo sezioni 2D, da un punto di vista teorico, quale meccanismo cinematico potesse spiegare meglio le deformazioni osservate. Le deformazioni osservate all'interno del modello geologico sono legate a: dislocazione di orizzonti prodotta da faglie normali, dislocazione di orizzonti prodotte da faglie inverse, piegamento degli orizzonti durante le fasi tettoniche compressive.

Il recupero del piegamento (*unfolding*) permette di riportare gli orizzonti geologici allo stato pre-deformativo, rappresentato da un *datum* di riferimento o da un *target* regionale. L'algoritmo utilizzato, denominato *Flexural Slip* (Geoff Tanner, 1989), si utilizza generalmente nei casi di studio riguardanti pieghe concentriche costituite da livelli subparalleli tra loro. L'algoritmo assume che durante il piegamento si abbia uno sforzo di taglio parallelamente alle interfacce tra gli orizzonti. L'applicazione del *Flexural Slip* consente di: mantenere la lunghezza delle linee dell'orizzonte *target* nella direzione di retrodeformazione; mantenere gli spessori ortogonalmente all'orizzonte *target* per tutti gli oggetti nella sezione; mantenere invariate le aree; mantenere invariate le lunghezze.

Per il recupero della dislocazione lungo le faglie è stato utilizzato l'algoritmo denominato *Fault Parallel Flow*. (Ziesch et al., 2014). Tale algoritmo è stato sviluppato per la retrodeformazione dell'*hangingwall* dei sistemi a pieghe e sovrascorrimenti anche con geometrie complesse, superando le limitazioni imposte dalla formulazione analitica del *Fault Bend Fold* (Suppe, 1983).

L'applicazione dell'algoritmo *Fault Parallel Flow* consente: la conservazione delle aree nella parte frontale delle pieghe associate a faglie inverse; la conservazione della lunghezza delle linee; di lasciare indeformato il blocco di letto. La conservazione delle aree nell'intera sezione richiede di applicare uno sforzo di taglio al fine di recuperare il piegamento associato alla faglia.

La retrodeformazione è stata eseguita utilizzando come orizzonte di riferimento finale il *top* della Scaglia Variegata (VAS). Questa scelta dipende dal fatto che tale orizzonte è successivo alla fine della fase tettonica estensionale mesozoica e precede l'inizio dell'attività delle strutture compressive. Alla fine della retrodeformazione, è stata calcolata per ogni sezione la variazione di lunghezze e di aree e la percentuale rispetto alle dimensioni iniziali (stato deformato).

Le sezioni sono state ricampionate dopo ogni operazione intermedia con il passo costante di 250 m lungo la lunghezza delle linee; operazioni minori di *editing* sono state eseguite al fine di mantenere i rapporti topologici tra i blocchi di tetto e letto delle faglie. Queste operazioni possono causare una variazione dei valori di lunghezze e aree che è stata tenuta in conto per ciascuna sezione a ogni passaggio.

Tutte le quattro sezioni estratte per la validazione presentano come elemento strutturale principale la struttura ad anticlinale dell'Acquasanta, sovrascorsa lungo l'omonimo *thrust* (ACQ) al di sopra del *thrust sheet* della Montagna dei Fiori (Figura 30). La sezione 1 è l'unica ad attraversare anche il *thrust* dei Sibillini (OAS) con una orientazione abbastanza favorevole per la validazione, mentre la sezione 2 attraversa lo stesso *thrust* in posizione di rampa laterale (si veda l'ubicazione delle sezioni in Figura 29), per cui tale parte della sezione non è stata retrodeformata. Le sezioni 3 e 4 attraversano la parte meridionale dell'anticlinale dell'Acquasanta nel settore dei Monti della Laga – Campotosto e, obliquamente, il sistema di *splay* del *thrust* ACQ, denominato ACQs (ACQsa e ACQsb), e la parte esterna del sistema di *thrust* del Gran Sasso (GRS). Queste due sezioni sono più corte delle precedenti e sono state utilizzate per validare localmente la geometria del *thrust* ACQ e la posizione delle strutture estensionali al tetto e al letto dello stesso.

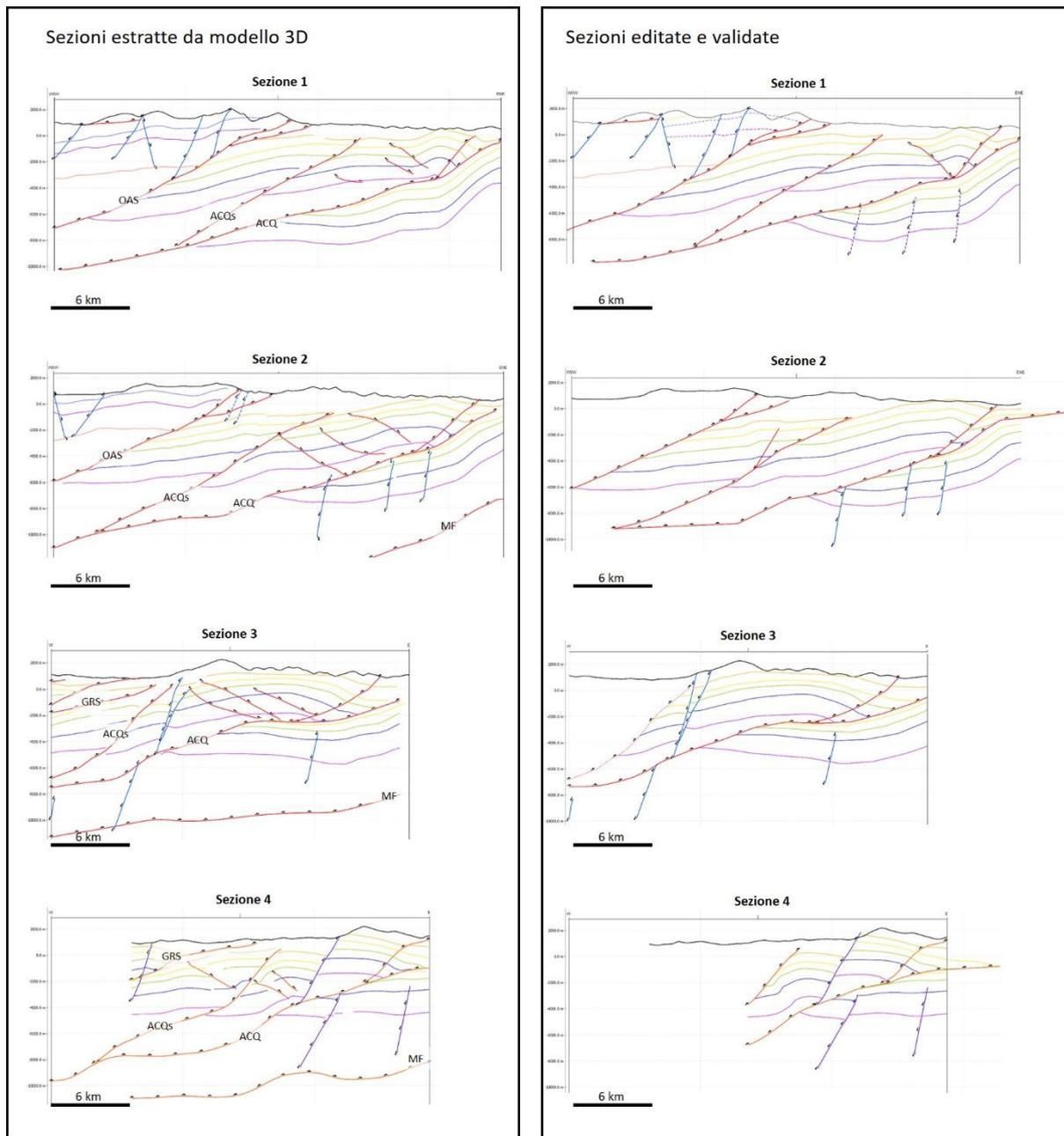


Figura 30: confronto tra le sezioni estratte dal modello (a sinistra) e le corrispondenti editate e validate (a destra).

La **Figura 30** mostra il confronto tra le sezioni nella loro versione di base, così come estratte dal modello, e le corrispondenti editate e validate. La **Tabella 6** riassume i parametri principali della validazione.

La sezione 1 di base presenta anomalie degli spessori nella sua terminazione orientale, al letto di ACQ, legate a un effetto di bordo del modello; inoltre, le sezioni 1 e 2 presentano una mappatura dell'orizzonte ITR al letto di ACQ in una posizione molto interna, che non è compatibile con i rigetti osservati per gli altri orizzonti. Tale anomalia si manifesta in zone non coperte da linee sismiche ed è da imputare a un effetto di interpolazione in aree con carenza di dati.

La sezione 1 risulta essere la più rappresentativa per l'assetto generale del modello geologico; tutti i passaggi di retrodeformazione di tale sezione vengono mostrati in [Figura 31](#).

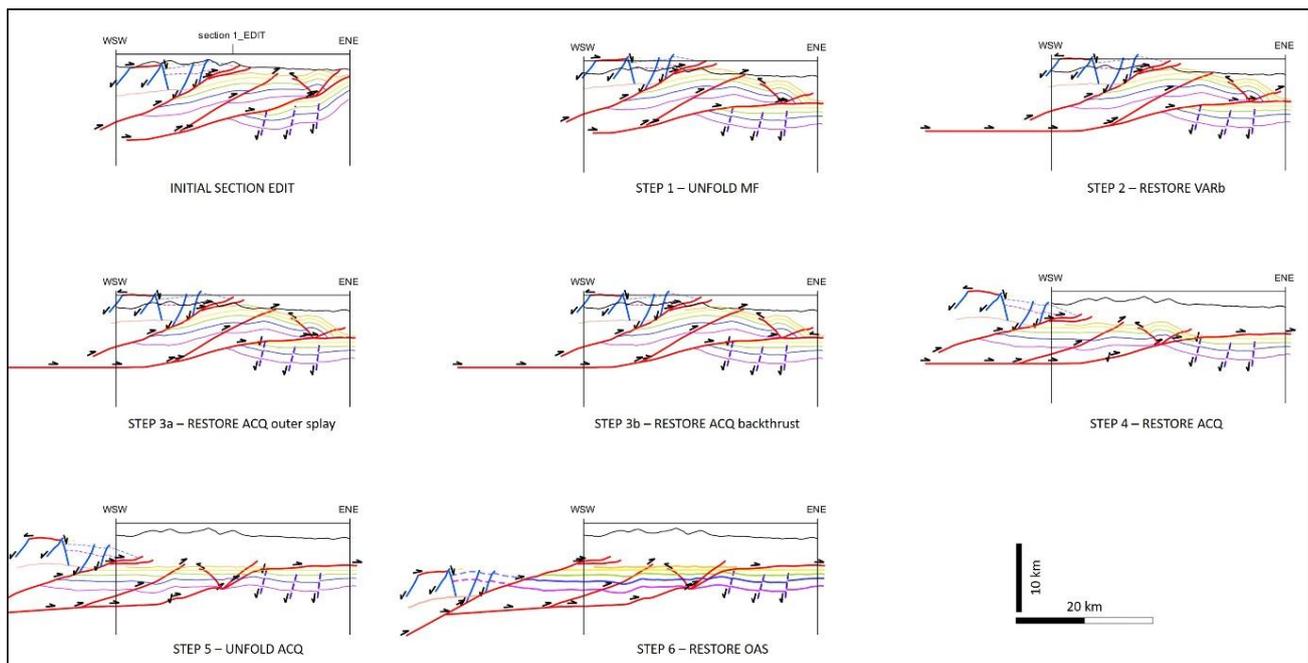
Il primo passaggio è consistito nel recupero del piegamento nei settori esterni al letto di ACQ. Tale piegamento è legato allo sviluppo delle strutture più esterne (*thrust* MF), che non sono visibili all'interno dell'area studiata. Per tale ragione ci si è limitati a riportare in posizione orizzontale la sequenza al letto di ACQ, verificando che la risultante geometria del *thrust* ACQ fosse accettabile dal punto di vista strutturale e cinematico.

Il secondo passaggio ha riguardato il recupero dei rigetti osservati in uno degli *splay* interni del *thrust* ACQ (denominato VARb nel modello geologico) successivo alla strutturazione dell'anticlinale principale.

Il terzo passaggio, laddove possibile, è stato il recupero del rigetto nello *splay* frontale del *thrust* ACQ e, nel caso della sezione 1, anche del *backthrust* presente nella culminazione dell'anticlinale (step 3a e 3b in [Tabella 6](#)).

Il quarto passaggio ha portato al recupero del rigetto lungo ACQ che, a questo punto della retrodeformazione, ha assunto una chiara geometria *flat-ramp-flat*.

Il quinto passaggio ha portato al recupero del piegamento residuo registrato a cavallo di ACQ. Infine, solo per la sezione 1, è stato possibile recuperare il rigetto ascrivibile alla struttura più interna, rappresentata dal *thrust* OAS. Poiché la successione affiorante al tetto di tale *thrust* preserva solo localmente gli orizzonti della Scaglia Variegata (VAS) e delle Marne a Fucoidi (FUC), si è scelto di valutare l'entità del rigetto considerando l'orizzonte del *top* del Calcare Massiccio (MAS).



**Figura 31: passaggi della retrodeformazione per la sezione 1 (si veda il testo e la Tabella 6 per i dettagli).**

Tutte le sezioni, nella loro versione editata, possono definirsi bilanciate, in quanto le variazioni di aree e lunghezze sono molto limitate (massimo 3.1% di variazione delle lunghezze e 5,5% di variazione delle aree) e in larga parte giustificabili dalle operazioni di ricampionamento ([Tabella 6](#)). In particolare, la geometria delle faglie non ha dovuto subire nessun *editing* significativo ai fini della validazione e può quindi essere considerata molto robusta dal punto di vista geometrico e cinematico. La procedura di validazione ha messo in luce aspetti interpretativi che possono essere ulteriormente sviluppati, ma che esulano dallo scopo della validazione in senso stretto.



	Algoritmo	Orizzonte	Datum profondità (m)	Rigetto (m)	Area totale (km <sup>2</sup> )	Lunghezza totale (km)
<b>Sezione 1</b>						
Punto di partenza			4.070		241,5	220,2
Step1 - unfold MF	FS	VAS			241,7	226,1
Step2 - restore ACQsb	FPF	VAS		591	239,0	225,2
Step3a - restore splay outer ACQ	FPF	VAS		184	234,7	225,2
Step3b - restore ACQ back	FPF	FUC		286	231,1	224,5
Step4 - restore ACQ	FPF	VAS		13.085	231,2	223,8
Step5 - unfold ACQ	FS	VAS	4.070		229,0	225,0
Step6 - restore OAS	FPF	MAS		12.622	233,6	223,2
<b>delta</b>					-8,0	3,0
<b>%</b>					-3,3	1,4
<b>Sezione 2</b>						
Punto di partenza					198,1	197,9
Step1 - unfold MF	FS	VAS	3.800		197,3	201,4
Step2 - restore ACQsb	FPF	VAS		1.234	192,6	201,8
Step3 - restore splay outer ACQ	FPF	VAS		460	191,2	201,9
Step4 - restore ACQ	FPF	VAS		10.507	186,9	203,0
Step5 - unfold ACQ	FS	VAS	3.800		187,3	204,0
<b>delta</b>					-10,8	6,1
<b>%</b>					-5,5	3,1
<b>Sezione 3</b>						
Punto di partenza					127,3	148,7
Step1 - unfold MF	FS	VAS	2.710		127,3	149,5
Step2 - restore ACQ	FPF	VAS		10.654	122,4	147,6
Step3 - unfold ACQ	FS	VAS			121,9	148,4
<b>delta</b>					-5,4	-0,4
<b>%</b>					-4,2	-0,2
<b>Sezione 4</b>						
Punto di partenza					79,8	93,6
step 1 - restore ACQ	FPF	FUC		6.885	79,9	91,0
step 2 - unfold ACQ	FS	VAS	1.250		79,9	90,5
<b>delta</b>					0,2	-3,1
<b>%</b>					0,2	-3,3
<i>FPF: Fault Parallel Flow; FS: Flexural Slip; delta: differenza tra aree e lunghezze iniziali e finali; %: variazione percentuale di lunghezze e aree rispetto alla sezione iniziale</i>						

Tabella 6: parametri principali della validazione geometrico-cinematica.

### 3.4.2 Confronto e integrazione con altri dati indipendenti di deformazione cosismica

Il modello geologico tridimensionale risultato delle attività del progetto RETRACE-3D ha confermato un'elevata complessità strutturale nell'architettura generale della catena dell'Appennino Centrale, soprattutto a causa dei diversi *thrust sheet*, sovrapposti tra loro, che trasportano passivamente al proprio interno faglie ereditate dalle fasi tettoniche precedenti alla costruzione della catena stessa (Figura 10). La conseguenza di questa peculiarità è che, come si è potuto osservare in modo piuttosto sistematico, non tutte le faglie normali che hanno attualmente espressione superficiale sembrano avere una chiara continuità con le strutture ricostruite in profondità, in quanto trasportate nei *thrust sheet* più superficiali durante la costruzione di questa parte di Appennino).

Allo stesso tempo, alcune strutture tettoniche ereditate, che si rinvengono tuttora all'interno dei *thrust sheet* più profondi e sono state riconosciute e ricostruite nel modello, non hanno una chiara o diretta relazione con le strutture rilevabili in superficie.

Come si è visto, lo schema deformativo ed evolutivo è stato confermato tramite tecniche di validazione geometrico-cinematica (Figura 31), e la complessità strutturale ricostruita sembra avere anche una profonda relazione con la sismogenicità dell'area, con la complessità nella distribuzione delle anomalie di velocità nel sottosuolo e con la distribuzione di sismicità osservata sia durante la sequenza dell'Abruzzo del 2009 sia dell'Italia Centrale del 2016-2017 (Figura 23, Figura 24).

A questo punto, si è ritenuto importante effettuare un confronto con altri dati indipendenti di deformazione cosismica. In particolare, le analisi discusse in questo capitolo sono state sviluppate in parallelo rispetto alla ricostruzione del modello geologico tridimensionale del progetto RETRACE-3D proprio per evitare un reciproco condizionamento e permettere, quindi, un confronto quanto più oggettivo possibile.

L'interpretazione indipendente di questi dati ha prodotto quasi sempre, tra i risultati delle analisi, l'elaborazione di proposte di modelli di faglia compatibili con il fenomeno cosismico osservato. Questi modelli, nella maggior parte dei casi, sono riconducibili a schemi relativamente semplici di sorgente sismogenica (p.es., superfici di faglia planari, connessione diretta tra la profondità ipocentrale e la superficie). Questa caratteristica dipende non solo dalla visione dei ricercatori sull'attuale stile deformativo della Catena Appenninica in Italia Centrale, ma anche dalla natura degli algoritmi di modellazione usati e dal fatto che fino a oggi, in letteratura, non erano disponibili modelli geologici 3D in grado di restituire la complessità catturata e descritta nel progetto RETRACE-3D.

È dunque chiaro che le faglie sismogeniche ricostruite in parallelo non possono corrispondere a quelle identificate in questo progetto. Pertanto, ciò che si rileva da questo confronto è soprattutto la compatibilità dei fenomeni cosismici osservati con il modello proposto. Come tipicamente accade in ambito modellistico, se tali fenomeni sono compatibili con due modelli sostanzialmente diversi e distanti tra loro, vuole dire che i dati considerati non sono sensibili rispetto ai diversi modelli. In questo contesto, uno degli impegni del progetto RETRACE-3D risiede proprio nella volontà di attivare un confronto scientifico nel momento in cui la modellazione di sorgenti sismogeniche frutto di attività parallele e indipendenti e quella proposta nel modello ottenuto in questo progetto non sono tra loro compatibili. L'analisi dei vincoli a priori che ogni diversa tecnica impone nelle fasi di modellazione di queste sorgenti è anch'esso un punto di discussione scientifica molto interessante, che non può essere trascurato in vista delle applicazioni successive alla conclusione del progetto.

### 3.4.2.1 Deformazione al suolo osservata con tecniche In-SAR

La crescente disponibilità di dati di telerilevamento multiplatforma, come quelli derivati dall'Interferometria Radar ad Apertura Sintetica Differenziale (DInSAR), ha permesso di studiare in dettaglio l'evoluzione spaziale e temporale della deformazione del suolo correlata alla sequenza sismica dell'Appennino Centrale. In questo quadro, sono state raccolte tutte le immagini SAR multiplatforma disponibili per fornire un'immagine coerente del modello di deformazione del suolo co-sismica che ha caratterizzato le sequenze sismiche 2016-2017 relativamente all'area di studio (Valerio et al., 2019).

#### Misurazioni di interferometria radar ad apertura sintetica differenziale (DInSAR)

È stata sfruttata la tecnica dell'interferometria SAR differenziale (DInSAR; Massonnet et al., 1993), che consente l'analisi dei fenomeni di spostamento della superficie, fornendo una misura della proiezione della deformazione del suolo lungo la linea di vista radar (LOS). In particolare, sono stati sfruttati i risultati DInSAR relativi alle sequenze sismiche selezionate dell'Appennino Centrale. Per fare ciò, è stata applicata la tecnica DInSAR alle immagini radar ad apertura sintetica (SAR) acquisite da diversi sensori satellitari lungo orbite ascendenti e discendenti (**Tabella 7**).

Earthquake	sensor	InSAR Pair	orbit	Wavelength (cm)	Perpendicular Baseline (m)	Track	Look Angle (deg)
Amatrice	SENTINEL-1	15082016-27082016	ASC	5,56	32	117	39
	SENTINEL-1	21082016-27082016	DESC	5,56	79	22	39
Norcia	SENTINEL-1	26102016-01112016	ASC	5,56	60	117	36,6
	SENTINEL-1	26102016-01112016	DESC	5,56	80	22	39
Campotosto	SENTINEL-1	12012017-24012017	ASC	5,56	16	117	39
	ALOS-2	02112016-25012017	ASC	24,2	-59	197	36,6
	ALOS-2	09112016-15022017	DESC	24,2	-387	92	32,8

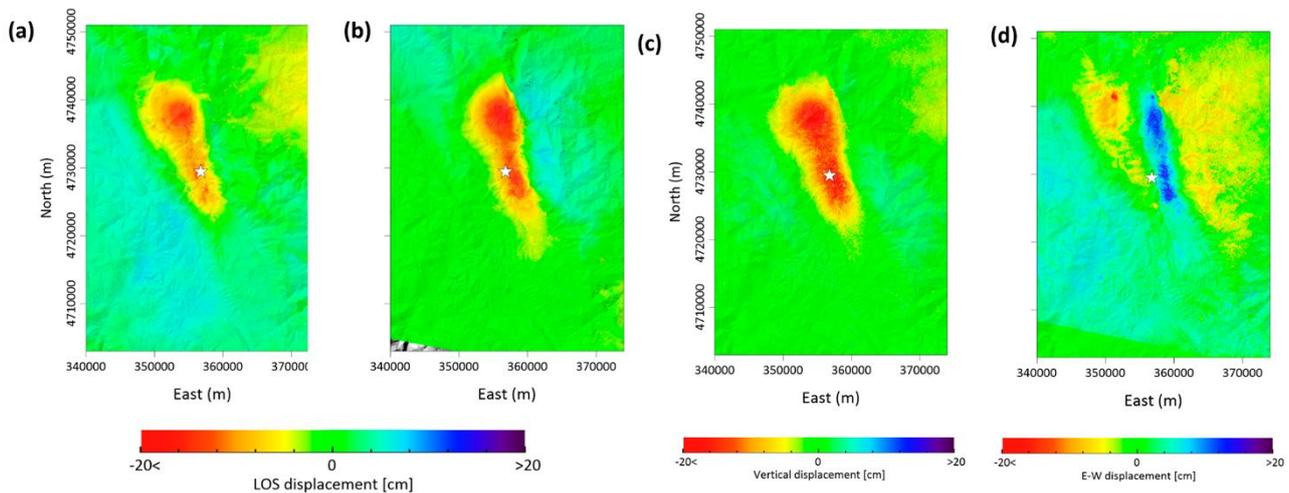
**Tabella 7: coppie interferometriche cosismiche impiegate per l'analisi di Interferometria Radar ad Apertura Sintetica Differenziale (DInSAR) delle sequenze sismiche considerate.**

Sono stati quindi generati interferogrammi differenziali cosismici delle aree investigate (Bamler, 1999) e, successivamente, le loro corrispondenti mappe di spostamento LOS (Costantini, 1998). Si sottolinea che, quando erano disponibili le acquisizioni SAR ascendenti e discendenti, sono state discriminate sia le componenti Verticale che Est-Ovest degli spostamenti osservati, combinando correttamente le mappe di deformazione LOS determinate a partire dalle orbite ascendente e discendente su pixel comuni ad entrambe le mappe. In particolare, la somma della deformazione superficiale rilevata lungo le orbite ascendente e discendente permette di ottenere un'immagine rappresentativa del moto verticale; al contrario, la differenza tra le mappe di spostamento ascendente e discendente fornisce una stima della deformazione della superficie in direzione Est-Ovest. Infine, vale la pena notare che non è possibile ottenere risultati affidabili su possibili componenti di

deformazione Nord-Sud dai dati DInSAR, perché essi non contribuiscono alla componente di spostamento LOS misurata a causa della direzione polare delle orbite del sensore (Stramondo et al., 1999).

### La sequenza sismica di Amatrice

Il modello di deformazione del suolo prodotta dal terremoto Mw 6.0 di Amatrice (24 agosto 2016) è stato ottenuto mediante misure DInSAR acquisite dalla costellazione Sentinel -1 (S1) da orbite ascendenti e discendenti (**Figura 32**). La **Figura 32a, b** mostra le mappe di deformazione ascendente e discendente selezionate, relative alle acquisizioni rispettivamente del 21 e 27 agosto 2016 e del 15 e 27 agosto 2016. L'analisi di queste mappe DInSAR cosismiche ha rivelato una geometria a forma di cucchiaio del modello di deformazione superficiale rilevato (**Figura 32**), caratterizzato da due lobi distintivi principali lungo le direzioni NNO – SSE. Le mappe DInSAR ascendente e discendente sono state opportunamente combinate per recuperare le componenti di spostamento verticale e Est-Ovest, che sono riportate nella **Figura 32c, d**. L'analisi della mappa di deformazione verticale evidenzia un abbassamento massimo di circa 20 cm; in termini di meccanismo di fagliazione, questo è coerente con la deformazione all'*hangingwall* di un meccanismo di scorrimento normale.

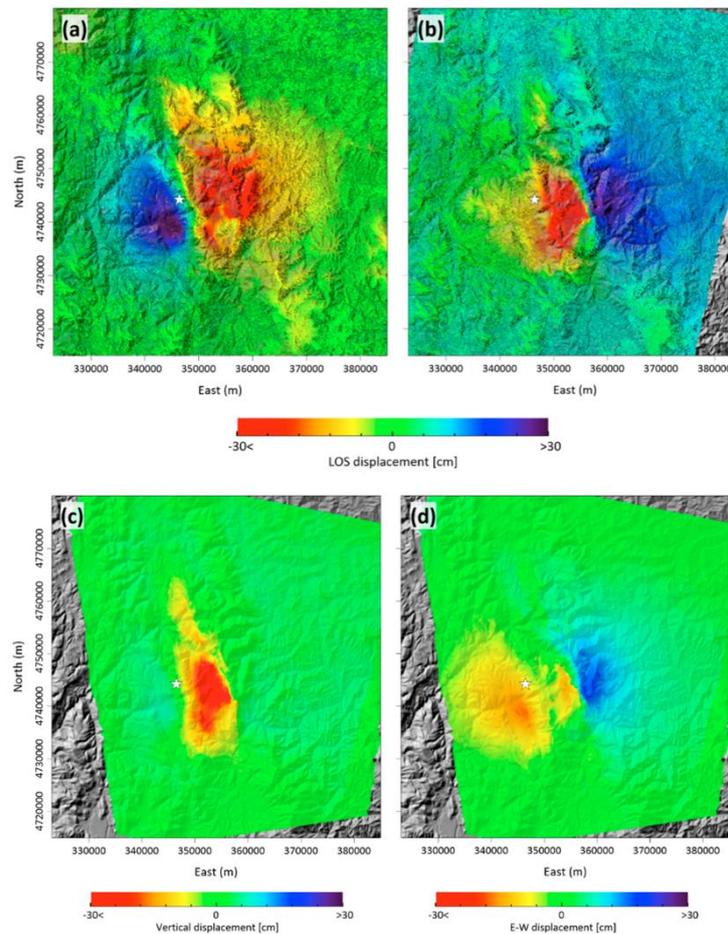


**Figura 32:** misure DInSAR della sequenza sismica di Amatrice del 2016. (a, b) Mappe degli spostamenti DInSAR in LOS, calcolate utilizzando le immagini Sentinel 1 (S1) acquisite rispettivamente lungo le orbite ascendenti e discendenti. (c, d) Mappe degli spostamenti verticali ed orizzontali rispettivamente calcolate lungo le orbite ascendenti e discendenti del pannello (a, b). La stella bianca rappresenta l'epicentro dell'evento sismico di Mw 6.0 di Amatrice.

### La sequenza sismica di Norcia

Gli spostamenti del suolo associati al terremoto di Mw 6.5 di Norcia (30 ottobre 2016) sono stati esaminati tramite misurazioni DInSAR acquisite dalla costellazione S1 sia lungo l'orbita ascendente che discendente (**Figura 33**). Ci si è concentrati sui dati SAR S1 relativi al periodo di tempo tra il 26 ottobre e il 1° novembre 2016, acquisiti lungo orbite ascendenti e discendenti (**Figura 33a, b**). L'analisi di queste misurazioni DInSAR cosismiche ha rivelato due lobi principali, che si sviluppano lungo la direzione NNO – SSE. Inoltre, le mappe DInSAR ascendenti e discendenti calcolate sono state anche combinate per ottenere le mappe delle componenti di spostamento verticale ed Est-Ovest, che sono riportate nella **Figura 33 (c, d)**. La mappa della deformazione verticale ha rivelato un abbassamento massimo di circa 70 cm e un sollevamento massimo di circa 10 cm adiacente (**Figura 33c**). Si tratta delle più grandi deformazioni del suolo mai misurate in Italia con la tecnica DInSAR e provocate da un terremoto. In termini di meccanismo di faglia, gli spostamenti del terreno misurati

sono coerenti, anche in questo caso, con la deformazione all'*hangingwall* e al *footwall*, rispettivamente, di un meccanismo di scorrimento normale.



**Figura 33:** misure DInSAR della sequenza sismica di Norcia del 2016. (a, b) Mappe degli spostamenti DInSAR in LOS, calcolate utilizzando le immagini Sentinel 1 (S1) acquisite rispettivamente lungo le orbite ascendenti e discendenti. (c, d) Mappe degli spostamenti verticali ed orizzontali rispettivamente calcolate lungo le orbite ascendenti e discendenti del pannello (a, b). La stella bianca rappresenta l'epicentro dell'evento sismico di Mw 6.5 di Norcia.

### La sequenza sismica di Campotosto

La deformazione del terreno relativa al terremoto Mw 5.5 di Campotosto (18 gennaio 2017) è stata analizzata mediante misure DInSAR acquisite dal satellite ALOS-2 lungo orbite ascendenti e discendenti, e dalla costellazione S1 lungo orbite ascendenti (Figura 34). Le immagini ALOS-2 sono state acquisite il 2 novembre 2016 e il 25 gennaio 2017, e il 9 novembre 2016 e il 15 febbraio 2017, rispettivamente lungo orbite ascendenti e discendenti (Figura 34a, b), e le immagini S1 sono state acquisite il 12 gennaio e il 24 gennaio 2017 lungo l'orbita ascendente (Figura 34c). Le mappe ascendente e discendente sono state anche integrate per recuperare le componenti di spostamento verticale ed Est-Ovest, che sono riportate nella Figura 34 (c, d). In particolare, la mappa di deformazione verticale ha rivelato un abbassamento massimo di circa 15 cm che, in termini di meccanismo di faglia, risulta coerente con la deformazione all'*hangingwall* di un meccanismo di scorrimento normale (Figura 34d).

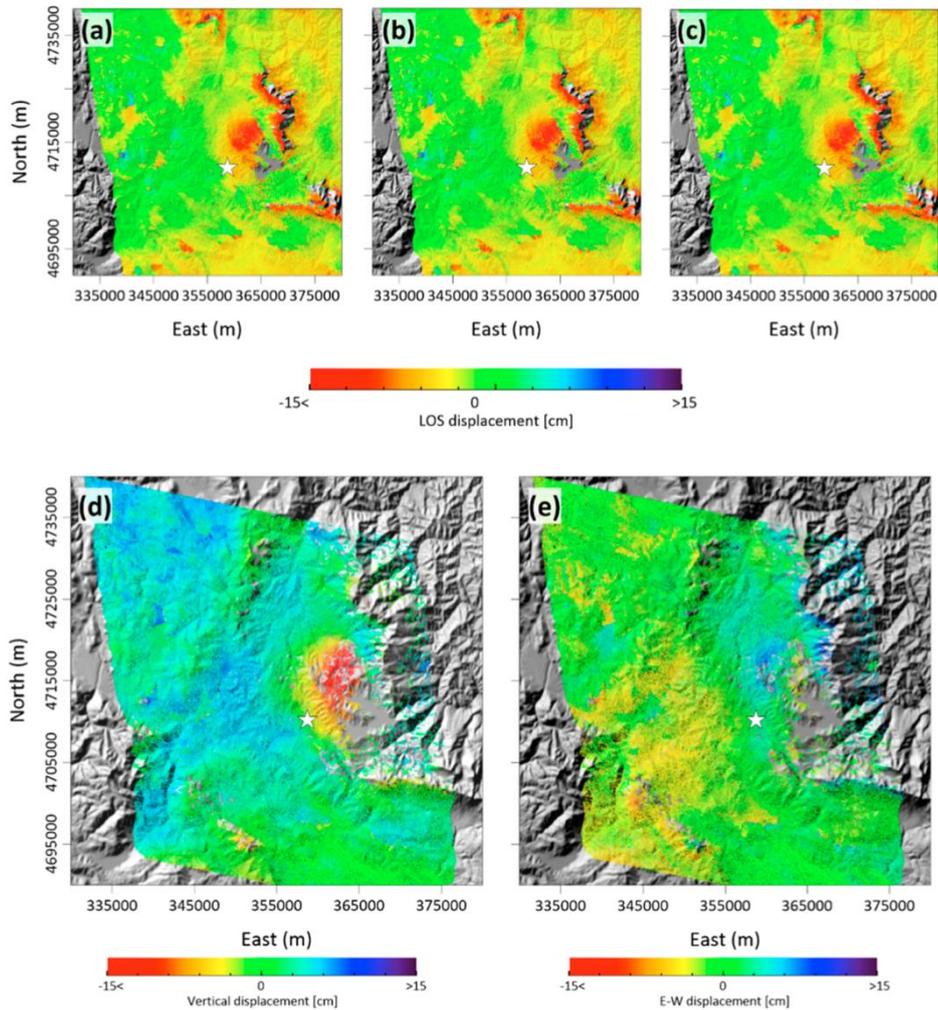


Figura 34: misure DInSAR della sequenza sismica di Campotosto del 2017. (a, b) Mappe degli spostamenti DInSAR in LOS, calcolate utilizzando le immagini ALOS-2. (c) Mappa degli spostamenti DInSAR in LOS, calcolata utilizzando le immagini Sentinel 1 (S1) acquisite lungo le orbite ascendenti. (d, e) Mappe degli spostamenti verticali e orizzontali, calcolate utilizzando le immagini ALOS-2 e S1. La stella bianca rappresenta l'epicentro dell'evento sismico di Mw 5.5 di Campotosto.

### 3.4.2.2 Osservabili geodetici con tecniche GPS

Questa attività aveva l'obiettivo di fornire tutti gli osservabili geodetici con tecniche GPS dell'area sede della sequenza sismica dell'Italia Centrale iniziata il 24 agosto 2016 con il terremoto di Magnitudo 6.0 di Amatrice.

A questo scopo è stata effettuata l'analisi di tutti i dati GPS (Figura 35) per le stazioni permanenti (cGPS) e non permanenti disponibili nell'area epicentrale. La sequenza sismica dell'Italia Centrale ricade infatti all'interno di una parte della rete nazionale permanente INGV-RING (Avallone et al., 2010), di parte della rete non permanente INGV-CA-GeoNet (Anzidei et al., 2008; Galvani et al., 2012) e di altri capisaldi geodetici appartenenti alla rete geodetica nazionale dell'IGMI (Istituto Geografico Militare Italiano), e alle reti geodetiche gestite da DPC (Dipartimento della Protezione Civile) e ISPRA (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale). Inoltre, sono state considerate anche le misure derivanti da una rete non permanente GPS locale, distribuita attraverso la traccia della faglia principale del Monte Vettore-Bove (De Guidi et al., 2017).

Gli osservabili GPS sono stati quindi analizzati attraverso i centri di analisi dati GPS dell'INGV utilizzando diverse procedure e, successivamente, sono stati combinati per ottenere dei campi di spostamento di "consenso", con lo scopo di ridurre gli errori associati con le singole strategie di analisi del dato.

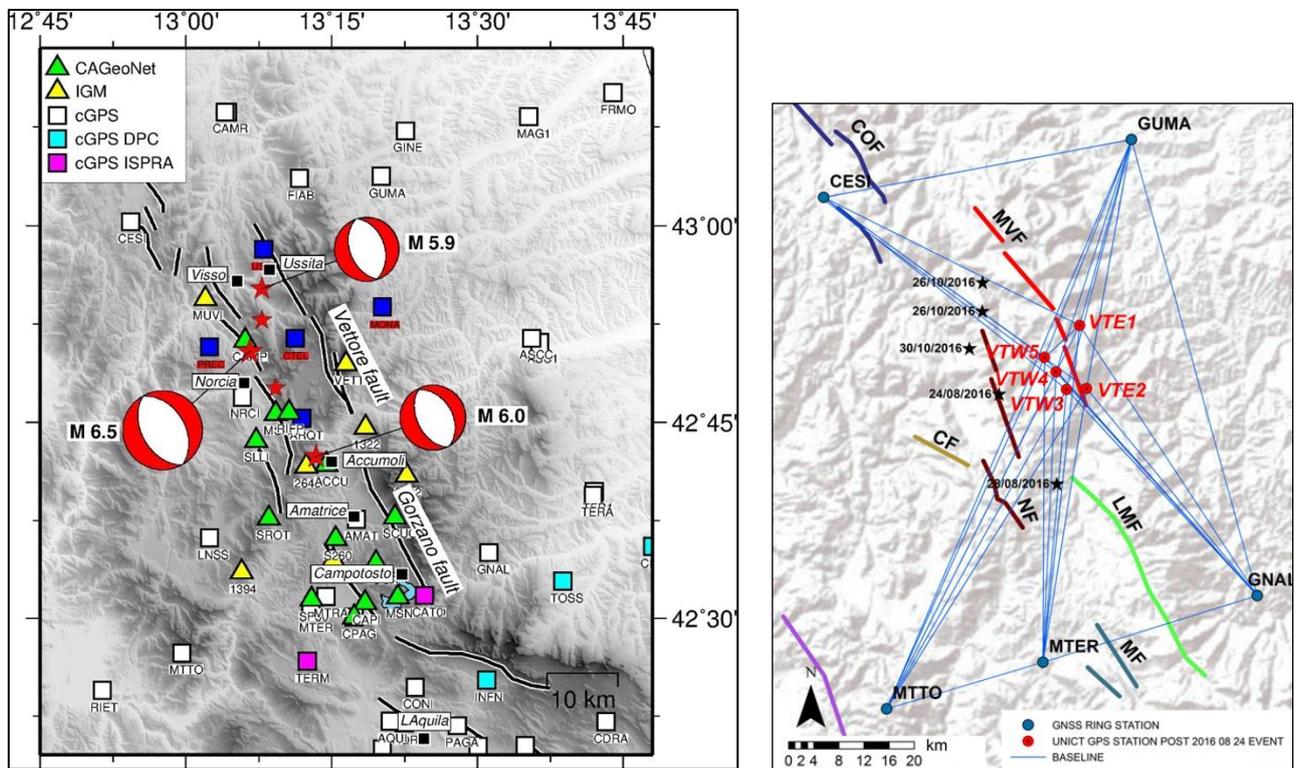


Figura 35: (a sinistra) distribuzione dei capisaldi delle diverse reti GPS permanenti e non permanenti nell'area affetta dalla sequenza sismica dell'Italia Centrale; (a destra) distribuzione dei capisaldi (pallini rossi) della rete GPS locale distribuita attraverso la traccia (schematizzata con delle linee rosse) della faglia principale del Monte Vettore-Bove (tratta da De Guidi et al., 2017).

I prodotti ottenuti consistono in campi di spostamento co-sismici di consenso relativi alle tre scosse principali della sequenza sismica (24 agosto, 26 ottobre e 30 ottobre 2016) e ai quattro eventi di magnitudo  $M > 5$  avvenuti il 18 gennaio 2017 nell'area di Campotosto.



### *Spostamenti misurati*

Per quanto riguarda l'evento sismico di Amatrice del 24 agosto 2016 di magnitudo Mw 6.0, i massimi spostamenti orizzontali osservati sono dell'ordine di 5-7 cm (stazioni ACCU, 1322, RIFP e MSAN; [Figura 36](#)), mentre quelli verticali sono di circa 10-17 cm di abbassamento (stazioni ACCU, RIFP e MSAN).

Gli spostamenti registrati a seguito dell'evento di Visso del 26 ottobre 2016 di magnitudo Mw 5.9 sono mostrati in [Figura 36](#). In questo caso, i massimi spostamenti orizzontali sono di circa 2-3 cm (stazioni FIAB e CAMP), mentre quelli verticali non superano il centimetro (stazioni SLLI e MSAN).

Per quanto riguarda l'evento sismico principale della sequenza, il terremoto di magnitudo Mw 6.5 del 30 ottobre 2016, i massimi spostamenti orizzontali registrati sono stati di circa 30-40 cm (stazioni RIFP e VETT), mentre quelli verticali dell'ordine di 20-40 cm di abbassamento (stazioni RIFP, MSAN e ARQT; [Figura 36](#), [Figura 37](#)).

Infine, a seguito dei quattro eventi di magnitudo Mw>5 circa, avvenuti nell'arco di poche ore il 18 gennaio 2017 nell'area di Campotosto, le reti GPS presenti nell'area hanno registrato gli spostamenti cumulati ([Figura 38](#)). In questo caso, i massimi spostamenti sono stati di circa 3-3,5 cm di subsidenza vicino Amatrice e Campotosto (stazioni AMAT e CTOS), e di circa 2,8 cm di spostamento orizzontale verso Sud-Est e verso Nord-Ovest, alle stazioni di AMAT e CTOS, rispettivamente.

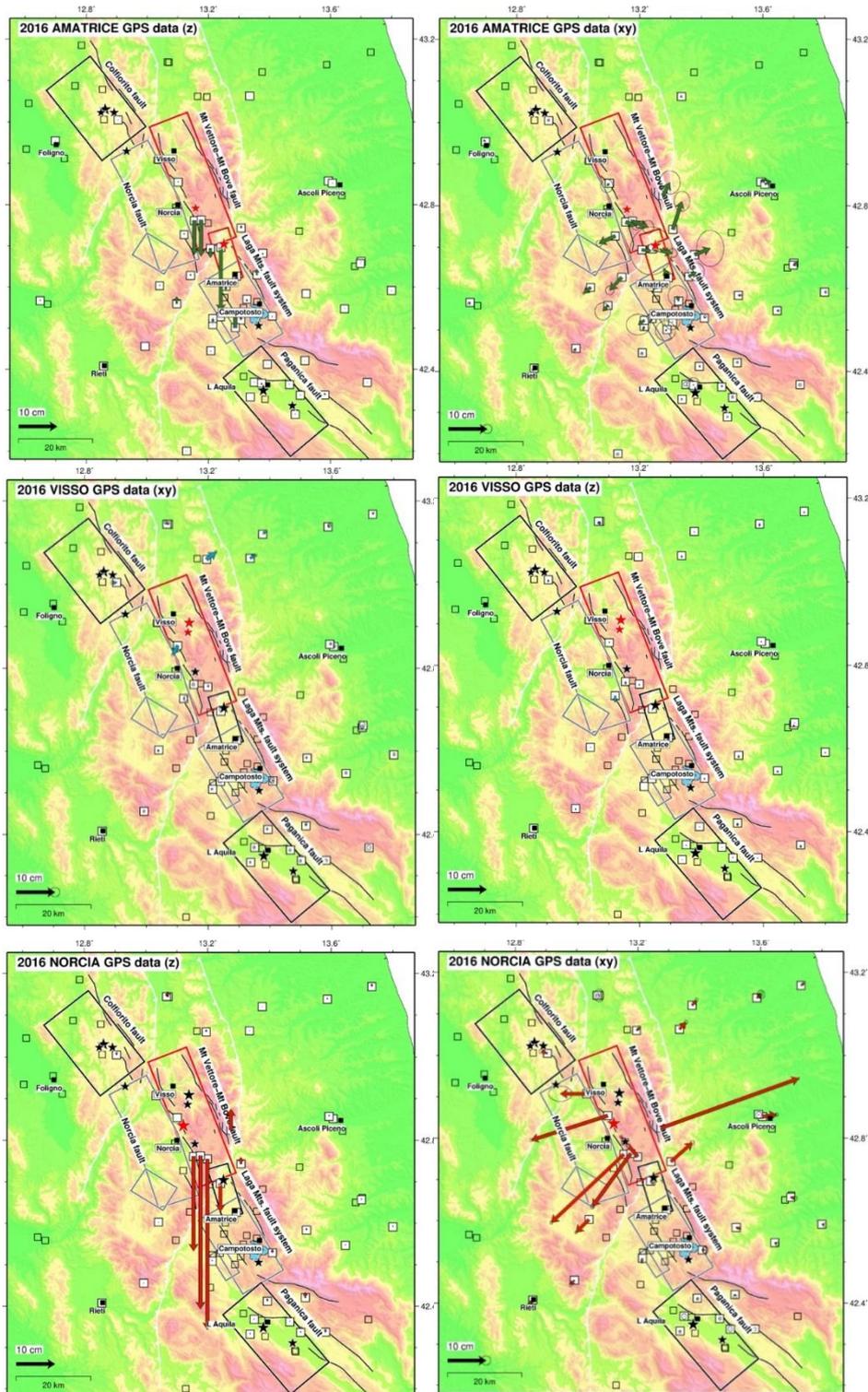


Figura 36: campi di spostamento (frecche rosse) verticale (pannelli a sinistra) e orizzontale (pannelli a destra) del terremoto di Amatrice del 24 agosto 2016, di Visso del 26 ottobre 2016 e di Norcia del 30 ottobre 2016. Le stelle rosse rappresentano gli epicentri dei tre terremoti principali (stelle più grandi) e dei principali *foreshock* e *aftershock*; le stelle nere rappresentano, in ogni pannello, gli altri eventi sismici principali ( $M > 5$ ) avvenuti nell'Italia Centrale a partire dalla sequenza dell'Umbria-Marche del 1997 (per gli altri simboli seguire la legenda di Figura 35; tratta da De Guidi et al., 2017).

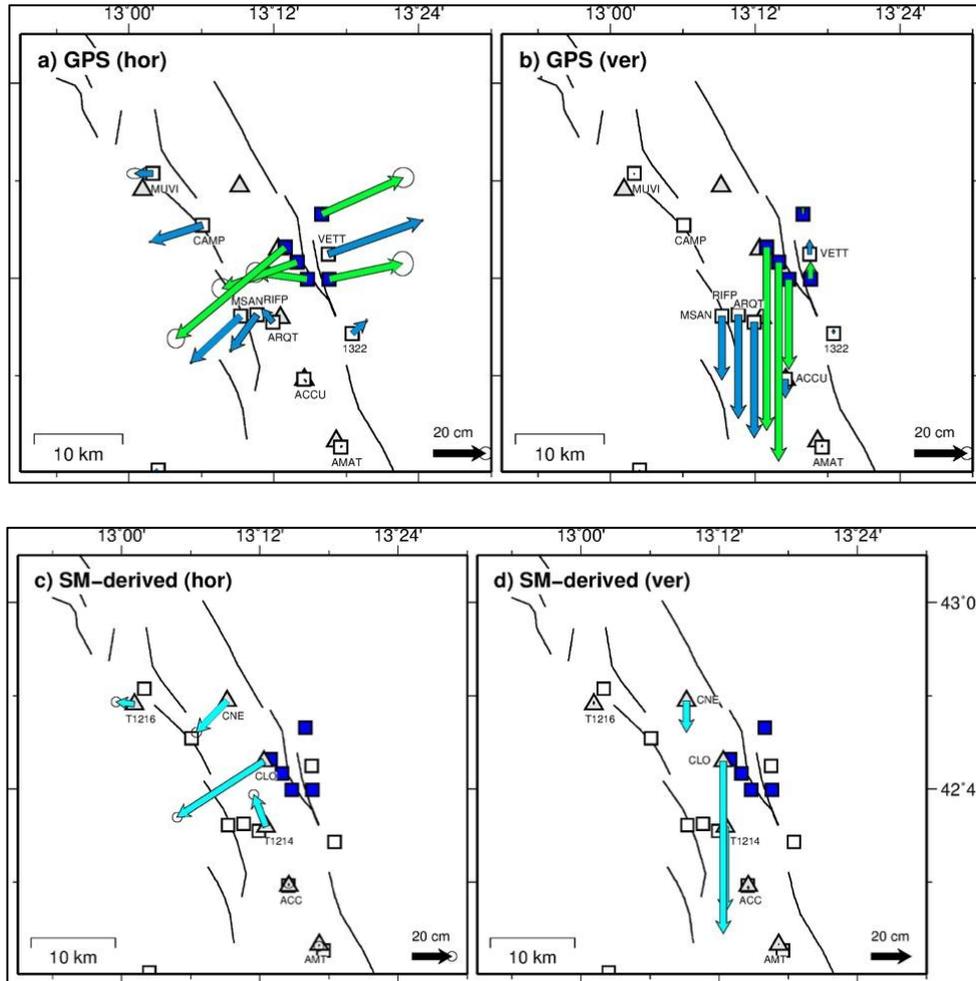


Figura 37: campi di spostamento orizzontale (pannelli a sinistra) e verticale (pannelli a destra) del terremoto di Norcia del 30 Ottobre 2016, derivanti dalle misurazioni della rete geodetica locale descritta da De Guidi et al. (2017) -pannelli in alto, frecce verdi- e da dati di *strong-motion* -pannelli in basso, frecce celesti- (Zimmaro et al., 2018), utilizzati per integrare i dati INGV-RING e CA-Geo Net -pannelli in alto, frecce blu-.

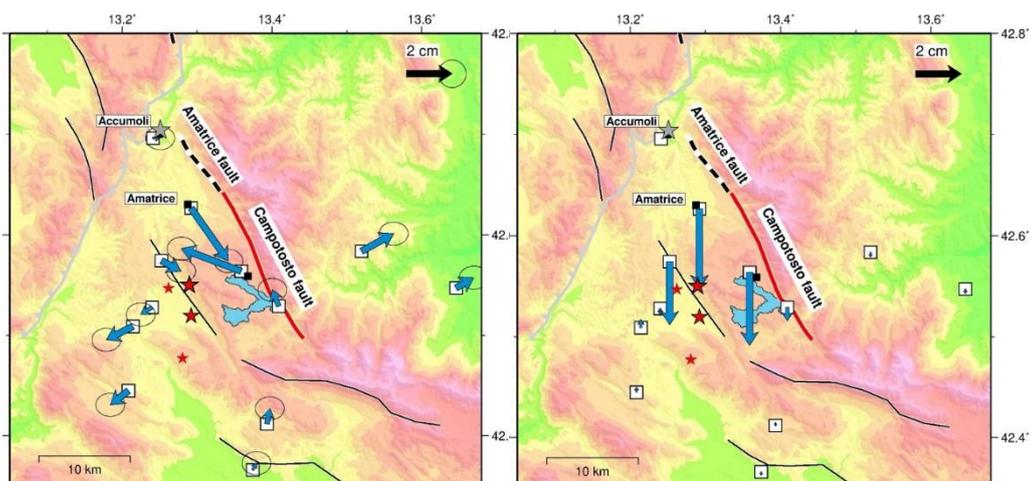


Figura 38: campi di spostamento orizzontale (pannello a sinistra) e verticale (pannello a destra) dei terremoti nell'area di Campotosto del 18 gennaio 2017. Le stelle rosse rappresentano i quattro eventi sismici  $M_w > 5$  avvenuti il 18 gennaio; in particolare, le stelle più grandi rappresentano gli eventi di  $M_w 5.5$  e  $M_w 5.4$ . La stella grigia rappresenta il terremoto di Amatrice del 24 agosto 2016.

### Modellazione

Le deformazioni cosismiche calcolate alle stazioni permanenti e non permanenti hanno permesso di stimare, anche attraverso l'integrazione con dati interferometrici SAR, dati sismologici e geologici, modelli di sorgente per tutti gli eventi principali della sequenza sismica dell'Italia centrale (24 agosto 2016 Amatrice, Mw 6.0; 26 ottobre 2016 Visso, Mw 5.9; 30 ottobre 2016 Norcia, Mw 6.5; 18 gennaio 2017 Campotosto, Mw>5). Per la stima dei modelli di sorgente, i dati geodetici di deformazione sono stati invertiti secondo la modellazione di dislocazione rettangolare in un semi-spazio elastico, omogeneo e isotropo (Okada, 1985). Di seguito vengono riportati i risultati più importanti pubblicati.

**Terremoto di Amatrice del 24 agosto 2016.** Il modello di *best-fit* del terremoto di Amatrice del 24 agosto 2016 consiste in due distinti piani di faglia normale, immergenti verso Sud-Ovest. In particolare, il segmento di faglia più meridionale è caratterizzato da una pendenza (*fault dip*) del piano di faglia di circa 50°, mentre quello localizzato più a nord ha una pendenza di circa 40° (Cheloni et al., 2017). I massimi spostamenti stimati sui piani di faglia sono dell'ordine di 1,0 e 1,4 m, rispettivamente, per il segmento meridionale e quello settentrionale. Il momento sismico totale stimato è invece di  $2.12 \times 10^{18}$  Nm, corrispondente a un terremoto di magnitudo  $M_w$  6.2. I dati di spostamento geodetici sembrerebbero quindi compatibili con la rottura di due distinti segmenti di faglia: il primo, quello immergente di circa 50° verso Sud-Ovest, corrisponderebbe alla parte settentrionale della faglia che borda il Monte Gorzano e il bacino di Amatrice (faglia di Amatrice); il secondo, immergente di circa 40° verso Sud-Ovest, alla parte più meridionale della faglia del Monte Vettore-Bove (Figura 39).

**Terremoti di Visso e Norcia del 26 e 30 ottobre 2016.** Il modello di *best-fit* dei terremoti del 26 (Mw 5.9) e 30 (Mw 6.5) ottobre 2016 mostra come l'evento del 26 ottobre sia avvenuto in corrispondenza della parte più settentrionale della faglia del Monte Vettore-Bove, mentre l'evento maggiore del 30 ottobre corrisponde alla parte centrale della faglia, andando a riempire il *gap* sismico che si era creato dopo la rottura del 24 agosto (che interessò la parte più meridionale del piano di faglia) e del 26 ottobre (Figura 40).

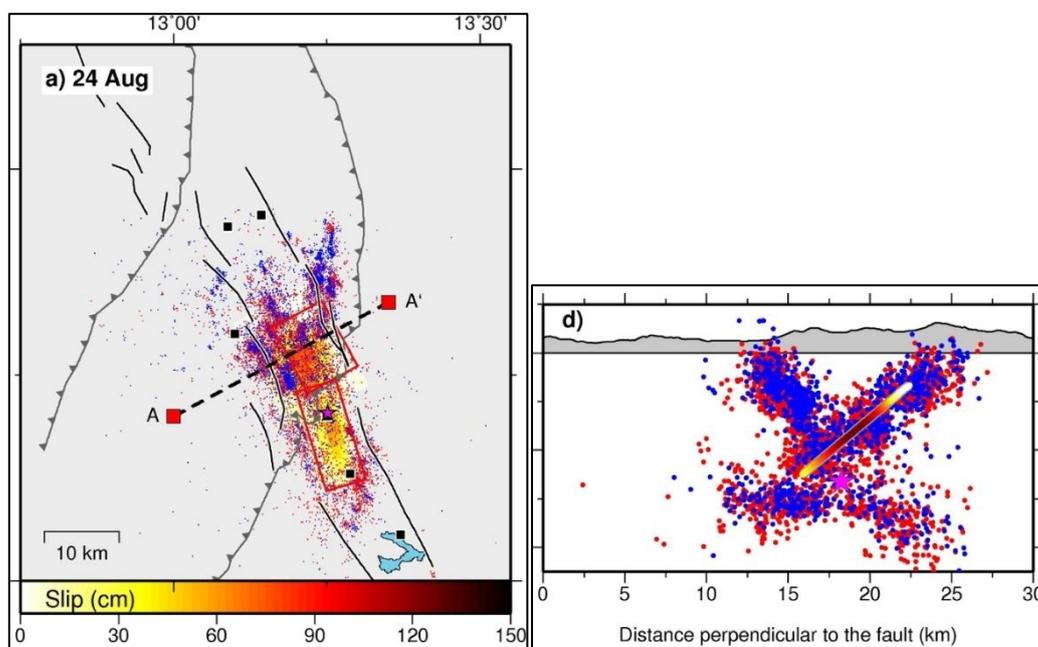


Figura 39: modello geodetico del terremoto di Amatrice del 24 agosto 2016 proposto da Cheloni et al. (2017).

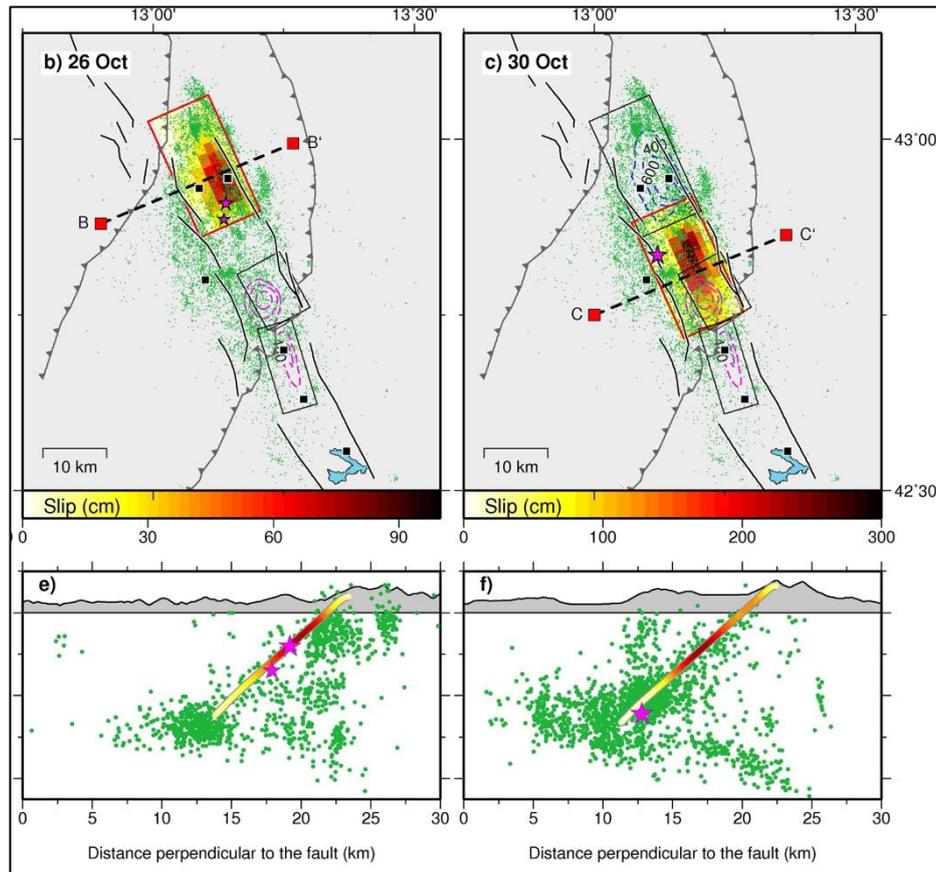


Figura 40: modello geodetico dei terremoti di Visso e Norcia del 26 e 30 ottobre 2016 proposto da Cheloni et al. (2017).

Inoltre, i dati geodetici hanno evidenziato che per riprodurre in modo appropriato il complesso campo di deformazione associato al terremoto principale della sequenza sismica (Mw 6.5) e, in particolar modo, per riprodurre le deformazioni osservate nell'area di Norcia e nella parte meridionale della piana di Castelluccio, il solo movimento (*slip*) lungo la faglia principale del Monte Vettore-Bove non è sufficiente. Per questo motivo, nella modellazione dei dati geodetici si è provato ad introdurre ulteriori piani di faglia, corrispondenti a strutture note o presunte, nell'area in esame.

In particolare, si è provato a riprodurre la complessità del campo di deformazione osservato esplorando diverse ipotesi (Cheloni et al., 2017 e 2019a; Galli et al., 2018), ovvero la possibile attivazione di (1) una o più faglie antitetiche (ovvero immergenti nella direzione opposta rispetto alla faglia principale del Monte Vettore-Bove); o (2) di una struttura trasversale al sistema di faglia principale, che corrisponderebbe a un segmento di una struttura pre-esistente (di tipo compressivo) nota come Olevano-Antrodoco Sibillini *thrust* (OAS in altre parti del testo), la cui traccia superficiale si posiziona in modo obliquo tra la parte meridionale della faglia del Monte Vettore-Bove e la faglia di Amatrice (Figura 40).

Questo tipo di analisi ha suggerito che probabilmente non sono necessari modelli di rottura particolarmente complessi, che richiedono cioè l'attivazione primaria di strutture oblique, per modellare le deformazioni superficiali osservate durante il terremoto di magnitudo M6.5 del 30 ottobre 2016. Piuttosto, il contributo al modello di rottura di una o più faglie antitetiche sembra riuscire completamente a spiegare le caratteristiche del campo di deformazione, sia nel campo lontano (*far field*) che in quello vicino (*near field*; Cheloni et al., 2017 e 2019a; Galli et al., 2018; Figura 41).

**Terremoti di Campotosto del 18 gennaio 2017.** I dati geodetici relativi ai quattro eventi sismici di magnitudo Mw>5 avvenuti il 18 gennaio 2017 nell'area di Campotosto (Figura 38) hanno infine permesso di stimare la

geometria e la distribuzione di movimento (*slip*) della faglia responsabile di tali eventi sismici (Cheloni et al., 2019b). In particolare, l'inversione dei dati geodetici ha suggerito che tali eventi sismici possano essere avvenuti lungo il segmento meridionale del sistema di faglie normali che bordano il Monte Gorzano e il bacino di Amatrice (sistema di faglia dei Monti della Laga). Tale segmento di faglia, denominato faglia di Campotosto e immergente di circa 50° verso Sud-Ovest, mostrerebbe una distribuzione di movimento continua (*slip*) sul piano di faglia da profondità ipocentrali fino a profondità molto superficiali, compatibile quindi con un segmento di faglia continuo, la cui estensione superficiale (traccia della faglia) sarebbe in accordo con l'espressione superficiale del piano di faglia esposto, che borda il versante occidentale del Monte Gorzano (

Figura 42). Al contrario, i dati geodetici sarebbero invece incompatibili con sorgenti di movimento profonde non collegate con la traccia superficiale della faglia.

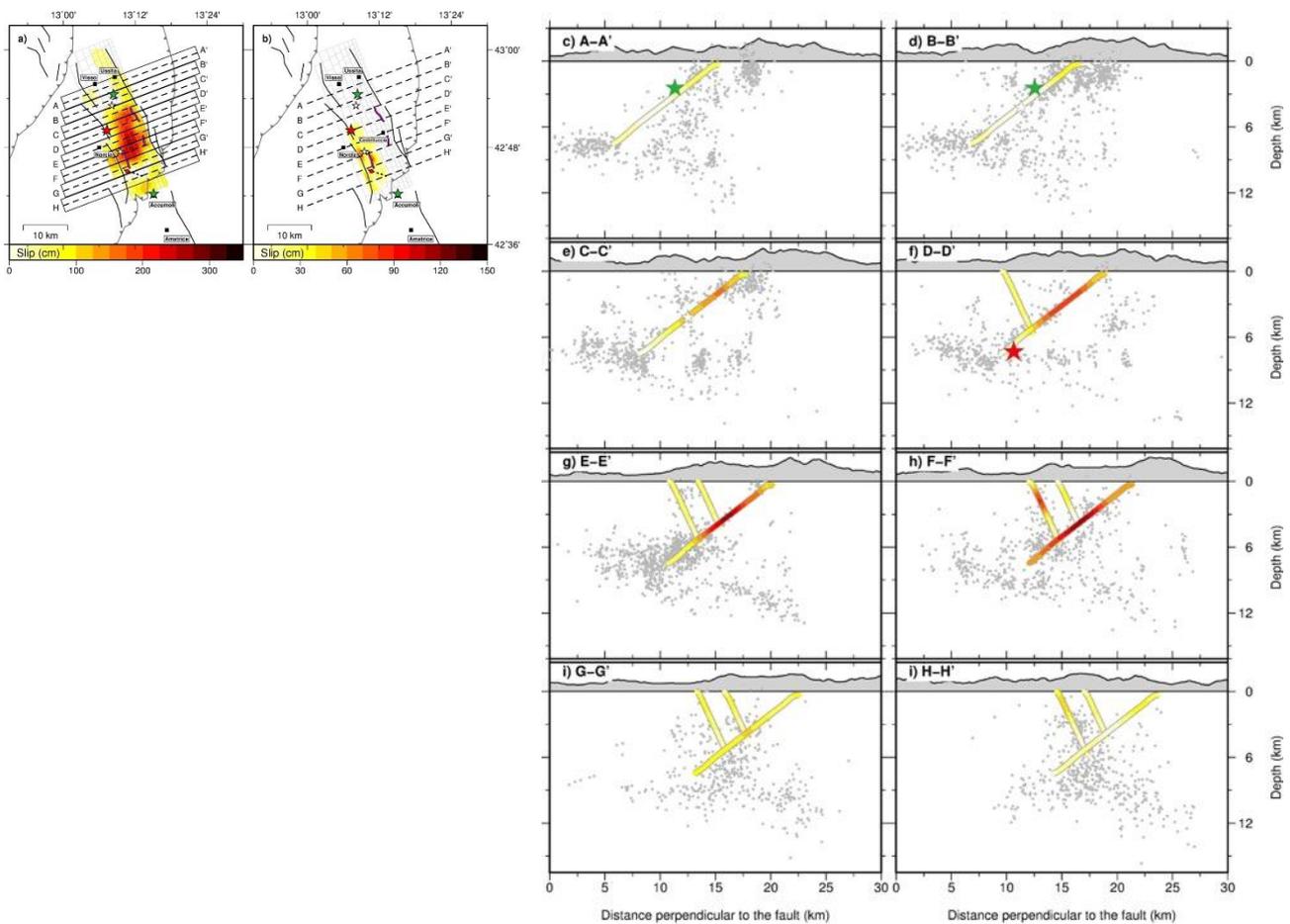


Figura 41: modello geodetico del terremoto di Norcia del 30 ottobre 2016, che include anche l'attivazione di faglie antitetiche alla faglia principale (da Cheloni et al., 2019a).

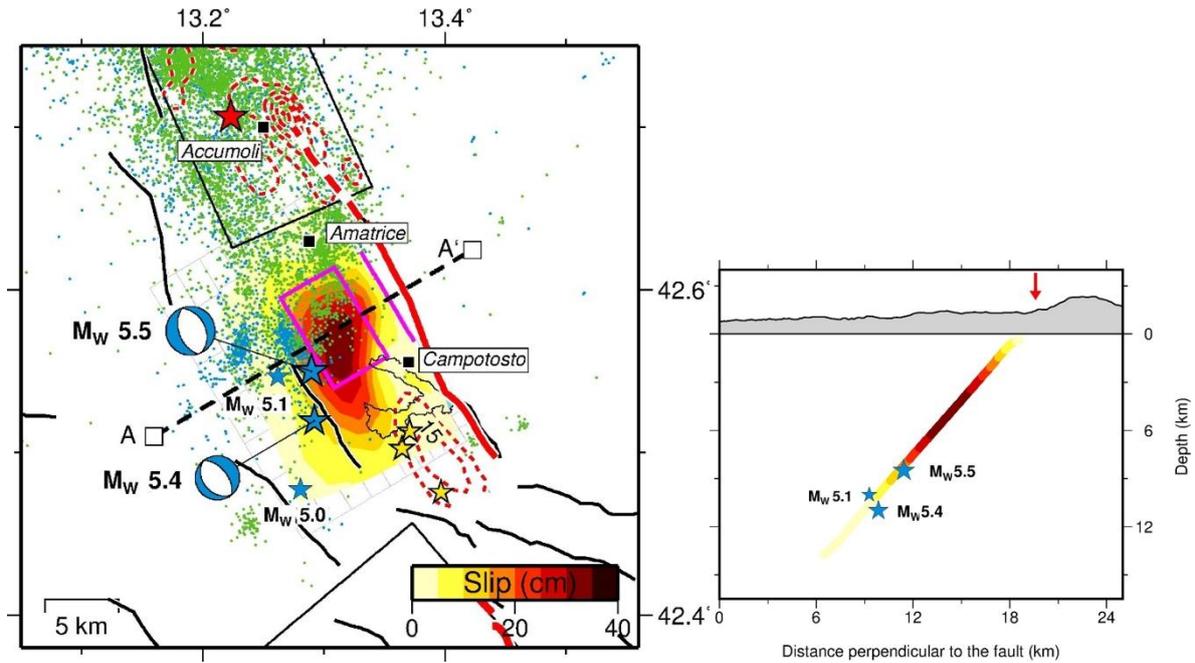


Figura 42: Modello geodetico degli eventi sismici di  $M_w > 5$  del 18 gennaio 2017 di Campotosto (da Cheloni et al., 2019b).

### 3.4.2.3 Confronto con le osservazioni geologiche cosismiche di terreno

Il gruppo di lavoro relativo a queste attività si è organizzato sin dall'inizio del progetto RETRACE-3D per fornire il migliore supporto scientifico possibile relativamente agli effetti cosismici di superficie. L'attività si è principalmente concentrata nel mettere a disposizione del progetto dati di *input* e di confronto con il modello geologico tridimensionale ricostruito.

Nella prima fase sono stati forniti i rapporti preliminari dei maggiori gruppi di ricerca coinvolti, afferenti a INGV e ISPRA, con due documenti riguardanti gli effetti cosismici superficiali relativi al terremoto di Amatrice del 24 agosto 2016 (AA.VV., 2016; EMERGEO Working Group, 2016; Figura 43).

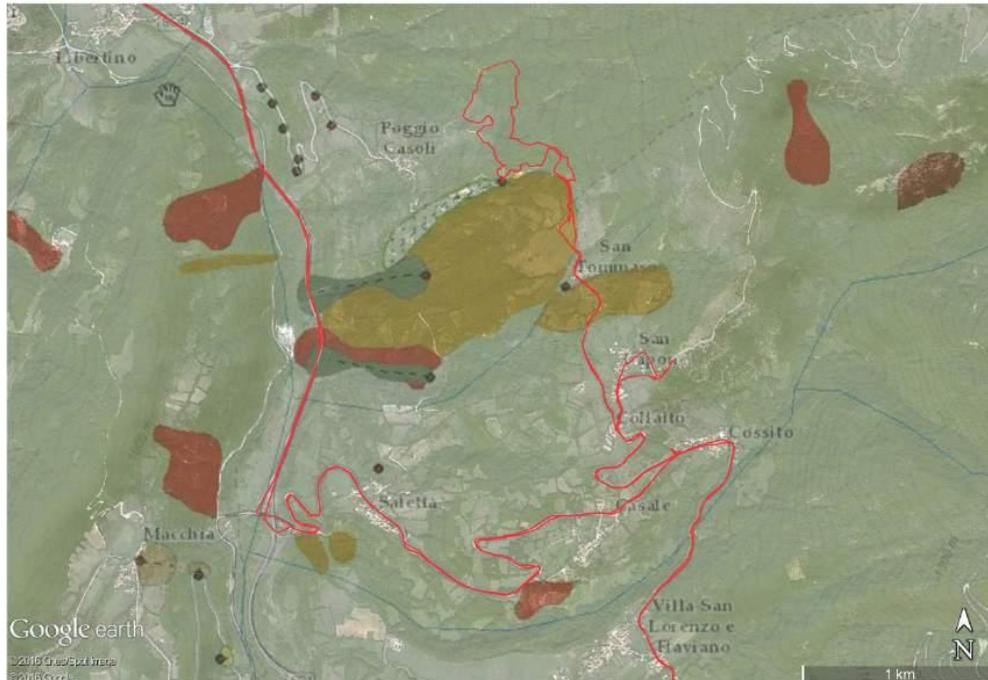


Figura 43: fenomeni di instabilità (zone di colore bruno e giallastro) che interessano la porzione di versante orientale della Valle del Tronto compresa tra Poggio Casoli, Saletta e Villa San Lorenzo e Flaviano. I movimenti sono classificati in base al tipo di movimento e attività. Fonte e legenda nei database PAI - Piano di Assetto Idrogeologico e progetto IFFI (Inventory of Landslide Phenomena in Italy; <http://www.isprambiente.gov.it/en/projects/soil-and-territory/iffi-project/default>).

Numerosi dati e informazioni sono stati estratti anche dai successivi lavori scientifici pubblicati (Livio et al., 2016; Pucci et al., 2016; Pucci et al., 2017). Sia i rapporti preliminari che questi primi lavori scientifici si riferivano principalmente all'evento di Amatrice di magnitudo Mw 6.0 del 24 agosto 2016, e segnalavano sia la chiara presenza di rotture cosismiche lungo la ben nota faglia normale del Monte Vettore, sia la presenza di rotture secondarie e l'attivazione di fenomeni franosi.

Successivamente, l'attenzione è stata rivolta alla creazione e pubblicazione di *dataset* omogenei, che includessero i dati raccolti sia sul terreno sia grazie all'acquisizione di migliaia di fotografie da terra e anche da elicottero ed *helikite*. Un grande lavoro di omogeneizzazione e di raccolta (Open EMERGE Working Group, coordinato dall'INGV), con il coinvolgimento e la collaborazione di oltre 130 ricercatori appartenenti a 26 tra Enti di Ricerca e Università sia italiane che straniere (Civico et al., 2018; Villani et al., 2018a e relativa nota a piè di pagina) ha portato alla pubblicazione di una mappa di dettaglio alla scala 1:25.000 delle rotture cosismiche successive all'evento di Mw 6.5 del 30 ottobre 2016 di Norcia, in cui sono rappresentate la geometria e la cinematica delle rotture cosismiche individuate lungo 28 km del sistema di faglia del Monte Vettore-Bove, con l'attivazione di *splay* di faglia, anche paralleli e subparalleli, sia sintetici che antitetici, per una lunghezza totale delle rotture pari a 46 km (Civico et al., 2018; Figura 44).

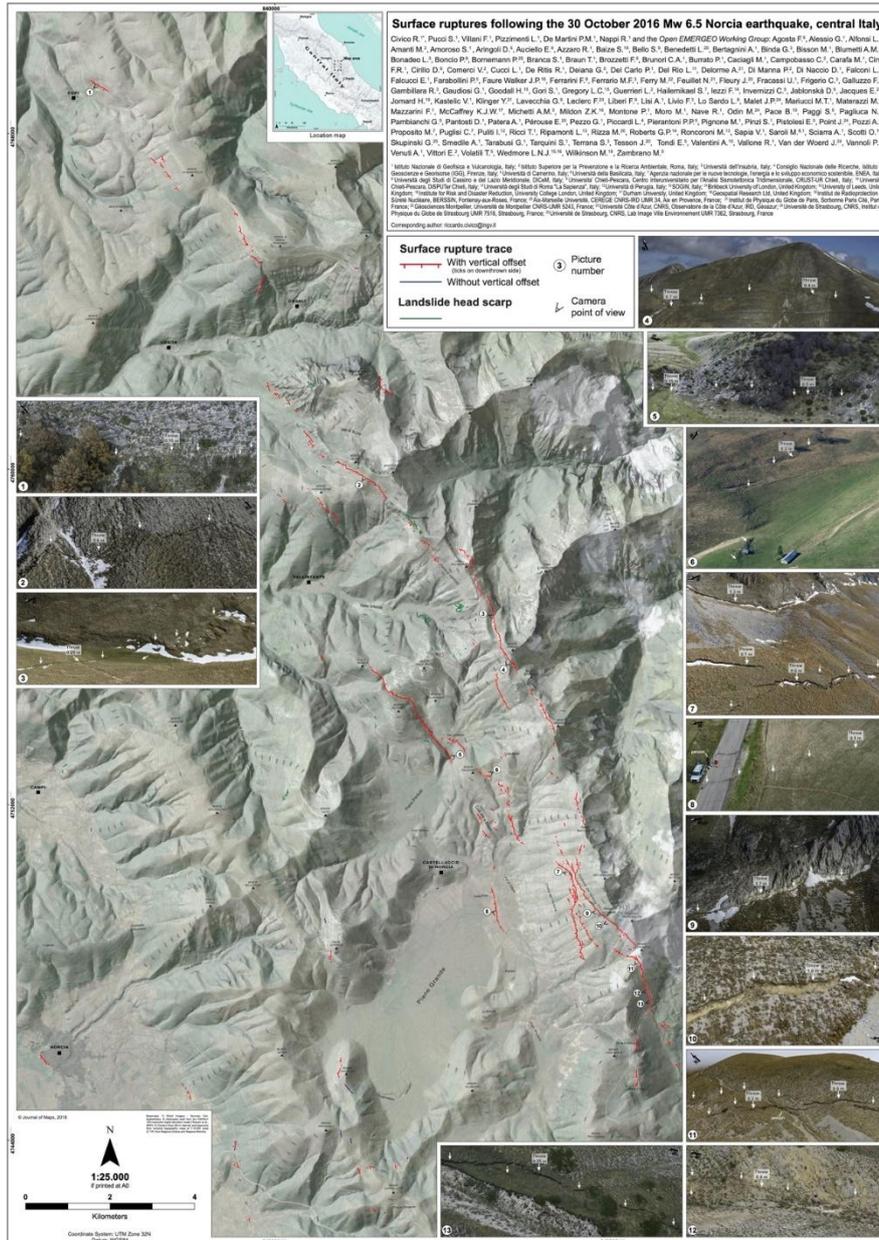


Figura 44: carta delle rotture di superficie relative all'evento sismico di magnitudo 6.5 del 30 ottobre 2016 nell'Italia Centrale (Civico et al., 2018).

Alla mappa è seguita la realizzazione (sempre ad opera dell'Open EMERGEO Working Group) di un database omogeneo geo-referenziato degli effetti geologici di superficie, contenente oltre 7300 punti di osservazione, distribuiti su un'area di oltre 400 km<sup>2</sup>, le cui caratteristiche (geometria, cinematica, lunghezza, tipologia e entità della deformazione, etc.) sono presentate in 18 campi sia numerici che di testo (Villani et al., 2018a; Figura 45).

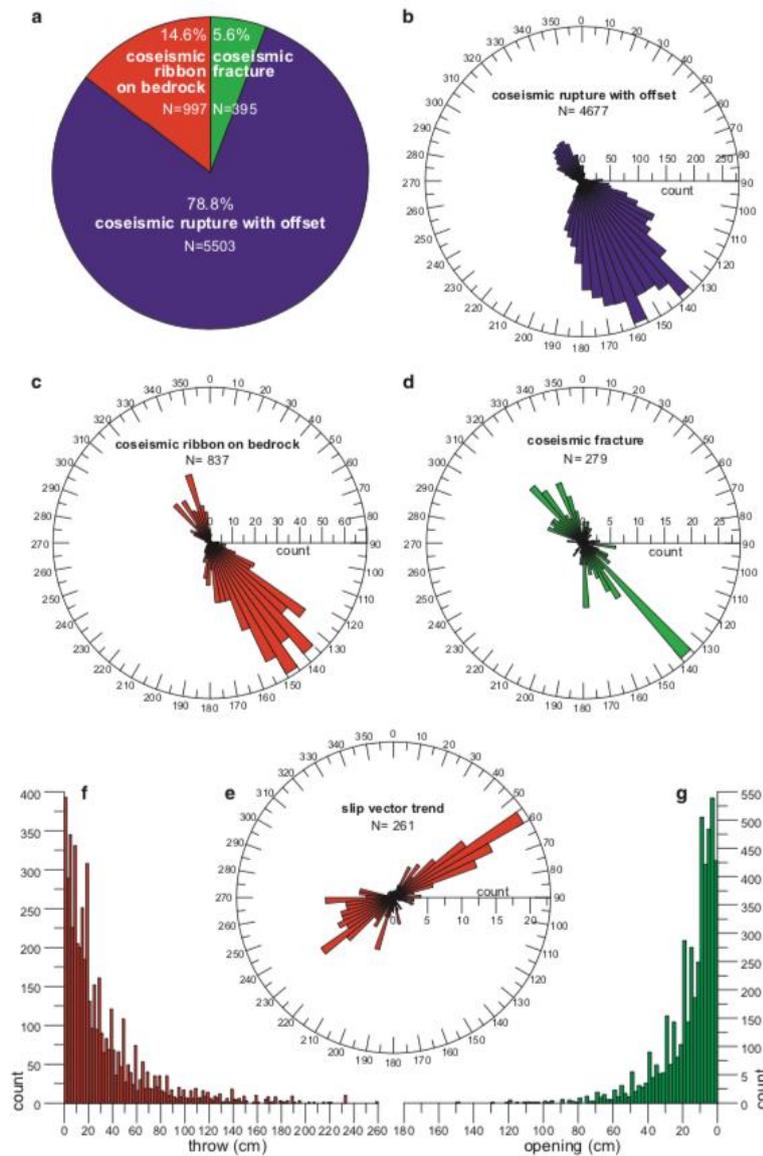


Figura 45: proprietà statistiche delle rotture cosismiche superficiali rilevate nell'area della sequenza dell'Italia Centrale (da Villani et al., 2018). a) diagramma a torta che indica la proporzione relativa dei principali tipi di rotture cosismiche misurate; b) diagramma a rosa delle rotture cosismiche con *offset* (ogni 5°); c) diagramma a rosa dei "nastrini" cosismici su *bedrock strike* (ogni 5°); d) diagramma a rosa della direzione delle fratture cosismiche (ogni 5°); e) diagramma a rosa dell'andamento dei vettori cosismici di scorrimento; (f) istogramma del diagramma di frequenza del *throw* superficiale cosismico (ogni 2 cm); g) istogramma del diagramma di frequenza dell'apertura della superficie cosismica (asse x capovolto, ogni 2 cm; si noti che gli assi orizzontale e verticale nei pannelli f e g sono scalati in modo diverso).

Anche questi dati sono stati messi a disposizione del Progetto RETRACE-3D come dati di *input* relativamente alle deformazioni cosismiche di superficie.

Nei mesi-anni successivi, il gruppo di lavoro si è impegnato nella validazione dei dati e nel confronto con altri dati di superficie, riconoscendo la complessità delle rotture cosismiche e proponendo diverse interpretazioni sulla loro origine primaria, secondaria e/o gravitativa, come presentato in numerose pubblicazioni scientifiche (Villani et al. 2018b; Di Naccio et al. 2019; Huayong et al., 2019).



### 3.4.2.3 Confronto con la Geologia del Quaternario, la Geomorfologia e la Neotettonica

La sequenza sismica del 2016-2017 ha interessato un settore della Catena Appenninica centrale e ha evidenziato che gli eventi sismici principali sono stati generati da sistemi di faglie estensionali attive, orientate parallelamente alla catena e immergenti verso SO, la cui estensione in superficie, definita geologicamente già prima della sequenza sismica, suggeriva che potessero essere potenziali sorgenti di terremoti di elevata magnitudo, dell'ordine di quella che poi ha effettivamente caratterizzato le scosse principali.

Le informazioni geologiche e neotettoniche (sensu Bosi, 1992) lette in chiave sismotettonica sono di seguito sinteticamente confrontate con quanto emerso dalla sequenza sismica, facendo riferimento agli eventi principali di questa.

**Terremoto del 24 agosto 2016.** È il primo dei tre eventi sismici principali del 2016. Gli osservati sismologico-geodetici (p.es., Lavecchia et al., 2016; Tinti et al., 2016; Cheloni et al., 2017; Chiaraluce et al., 2017) relativi alla scossa mostrano un terremoto che sostanzialmente rompe due asperità contigue ma strutturalmente separate, che corrispondono con la parte meridionale della cosiddetta faglia normale attiva del Monte Vettore-Bove e con la faglia di Amatrice, che a sua volta corrisponde al settore settentrionale del set di faglie normali che interessa il fianco occidentale dei Monti della Laga (p.es. Galadini e Messina, 2001). Il quadro sismologico è in buona sostanza comparabile con quanto emerge dal quadro neotettonico che, sulla base delle evidenze geologiche di superficie, definisce due faglie aventi storia cinematica e comportamento sismogenetico distinti. In particolare, la faglia del Monte Vettore-Bove era considerata, già prima della sequenza, come una faglia attiva e sismogenetica, potenzialmente responsabile di terremoti di magnitudo 6.5-7. Questa faglia, mappata in diversi lavori scientifici e cartografie geologiche prodotti nel corso dei passati decenni (p.es., Galadini e Galli, 2000, 2003; Pizzi et al., 2002; Pizzi e Galadini, 2009; Pierantoni et al., 2013), è composta da diversi rami e segmenti lungo i quali, come definito da indagini geologiche e paleosismologiche (p.es., Galadini e Galli, 2003), era attesa l'occorrenza di fagliazione di superficie, per propagazione della rottura sismica dalla profondità ipocentrale fino alla superficie. Tale ipotesi è stata verificata dalla scossa del 24 agosto 2016, e ancor di più da quella del 30 ottobre 2016, come si vedrà di seguito. Infatti, l'evento sismico ha effettivamente coinvolto la faglia del Monte Vettore-Bove; l'occorrenza di fagliazione di superficie (rigetto massimo in superficie dell'ordine dei 10-20 cm; p.es. Emergeo WG, 2016) è stata identificata lungo almeno uno dei rami principali della faglia, comunemente noto come "Cordone del Vettore".

Per ciò che attiene alla faglia di Amatrice, il quadro neotettonico definito prima della sequenza sismica (Galadini e Messina, 2001), basato principalmente sulla scansione temporale quaternaria dell'attività ed evoluzione geologica di lungo periodo (durante tutto il Quaternario) delle strutture tettoniche che interessano il settore del bacino di Amatrice e dell'altopiano di Campotosto, consentiva di ipotizzare che questa struttura avesse ridotto sostanzialmente la propria attività durante almeno il tardo Quaternario e non fosse, in effetti, più in grado di generare eventi sismici tali da determinare fagliazione di superficie (che in Appennino Centrale è definita per terremoti con soglia di magnitudo maggiore di 5.5-6; p.es., Michetti et al., 2000; Falcucci et al., 2016). La scossa del 24 agosto 2016 ha effettivamente coinvolto la faglia di Amatrice, con la rottura dell'asperità meridionale delle due coinvolte dal terremoto (p.es., Tinti et al., 2016), ma non è stata osservata l'occorrenza di fagliazione capace lungo la scarpata di faglia, in accordo con il quadro neotettonico definito precedentemente alla sequenza sismica. Inoltre, il momento sismico rilasciato dalla rottura dell'asperità lungo la faglia di Amatrice è stato



effettivamente compatibile con quanto “geologicamente atteso” dall’attivazione di questa struttura tettonica, ovvero compatibile con un terremoto non superiore a Mw 5.5-6.

La questione principale che la scossa del 24 agosto 2016 lascia aperta dal punto di vista sismotettonico riguarda come la rottura si sia propagata su due faglie adiacenti distinte, separate da una zona di quasi nulla deformazione cosismica (p.es., Cheloni et al., 2017), e il ruolo della struttura tettonica regionale nota come “sovrascorrimento Olevano-AnTRODoco” (o “Linea Ancona-Anzio”; p.es., Castellarin et al., 1978; Cosentino et al., 2010) nel processo sismogenetico e nella segmentazione delle faglie attive che si dispongono da un lato e l’altro di questo elemento tettonico regionale, caratterizzato da una storia cinematica polifasica che inizia a partire dal Mesozoico (si veda anche il Capitolo 2).

**Terremoto del 26 ottobre 2016.** È il secondo dei tre eventi sismici principali della sequenza del 2016. Gli osservati sismologico-geodetici (p.es., Cheloni et al., 2017) mostrano un terremoto che da un punto di vista sismotettonico può essere definito più “semplice” rispetto a quello del 24 agosto 2016. La scossa ha in effetti determinato la rottura di una asperità con caratteristiche cinematico-geometriche consistenti con una faglia che rappresenta la porzione settentrionale di quella del Monte Vettore-Bove, già almeno in parte nota nella letteratura scientifica (p.es., Calamita et al., 1992). In occasione di questo evento si è verificata una rottura di superficie lungo un segmento di faglia ubicato fra gli abitati di Frontignano e Cupi (rigetto massimo in superficie dell’ordine dei 5-10 cm; Emergeo WG, 2016).

**Terremoto del 30 ottobre 2016.** È il terzo, in ordine cronologico di occorrenza, e maggiore evento della sequenza del 2016. I dati sismologici, geodetici e geologici hanno mostrato che tale evento ha attivato pressoché tutta la faglia del Monte Vettore- Bove (p.es., Cheloni et al., 2017; 2019; Chiaraluce et al., 2017; Pizzi et al., 2017; Scognamiglio et al., 2018). Il quadro sismologico-geodetico che è emerso dall’attivazione cosismica della faglia e dalla successiva sequenza di *aftershock* ha confermato, sia in termini geometrico-cinematici che in termini di massima magnitudo attesa, quanto era stato proposto in alcuni lavori geologici effettuati prima della sequenza sismica (p.es., Galadini e Galli, 2003).

La rottura cosismica ha coinvolto la parte della faglia che non era stata interessata dai due eventi precedenti, nonché diverse porzioni del piano che erano già state attivate dalle scosse del 24 agosto e del 26 ottobre 2016. L’evento ha determinato fagliazione di superficie lungo quasi tutti i rami di faglia già mappati precedentemente alla sequenza sismica, sia lungo i rami sintetici principali sia lungo alcuni rami antitetici. I massimi rigetti in superficie (circa compresi fra 1,5 m e 2 m; p.es., Civico et al., 2018; Villani et al., 2018) si sono verificati lungo il succitato “Cordone del Vettore”, che era stato già interessato da fagliazione di superficie il 24 agosto 2016, con un incremento del rigetto in superficie chiaramente visibile nei rilievi di terreno effettuati successivamente alla scossa del 30 ottobre (p.es., Gori et al., 2018). Così come un netto incremento del rigetto in superficie ha interessato la parte settentrionale della faglia del Monte Vettore-Bove, attivatasi con la scossa del 26 ottobre 2016, lungo la quale quella del 30 ottobre ha determinato uno spostamento verticale dell’ordine di 50-60 cm (p.es., Civico et al., 2018; Villani et al., 2018).

Fagliazione di superficie si è verificata anche lungo il ramo della faglia che interessa la piana di Castelluccio di Norcia, oggetto di indagini geologiche e paleosismologiche all’inizio degli anni 2000 (Galadini e Galli, 2003) che avevano permesso di valutare il potenziale sismogenetico della faglia del Monte Vettore-Bove. Tali studi, infatti, sulla base dei rigetti che interessano depositi del Pleistocene Superiore-Olocene, delle evidenze paleosismologiche e dell’estensione in superficie della faglia del Monte Vettore-Bove avevano consentito di



ipotizzare una massima magnitudo attesa dalla struttura tettonica dell'ordine di  $M_w \sim 6.5$ . Ipotesi che è stata poi effettivamente confermata dalla scossa del 30 ottobre 2016.

Alcuni modelli basati sull'inversione di dati sismologici e geodetici cosismici hanno proposto che, oltre alla faglia del Monte Vettore-Bove, in occasione del terremoto del 30 ottobre 2016 si sia attivata anche una struttura disposta quasi ortogonalmente alla faglia principale, ubicata alla terminazione meridionale della faglia, che sarebbe il risultato dell'inversione tettonica in senso estensionale della rampa laterale del succitato fronte di sovrascorrimento "Olevano-AnTRODoco" (p.es., Scognamiglio et al., 2018; Bonini et al., 2019). Secondo questi modelli, alla rottura lungo questa faglia trasversale sarebbe da riferire il rilascio di una significativa parte dell'energia complessiva generata dal terremoto. Altri modelli, invece, non prevedono l'attivazione di tale struttura, ma il rigetto cosismico sarebbe stato accomodato dall'attivazione della faglia principale e da almeno una faglia sintetica a questa (p.es., Cheloni et al., 2019).

In quest'ottica, va considerato che le caratteristiche geologico-geomorfologiche e l'evoluzione quaternaria della porzione meridionale della piana di Castelluccio di Norcia, lungo la quale dovrebbe essere presente tale struttura trasversale, non mostrano un controllo tettonico nell'evoluzione geologica di questo settore riconducibile alla menzionata struttura trasversale, cosa che invece sarebbe attesa nel caso di una faglia in connessione con quella del Monte Vettore-Bove che si sia attivata ripetute volte nel corso del Quaternario, accomodando significative aliquote di dislocazione cosismica. Di un tale assetto strutturale-sismotettonico dovrebbero infatti individuarsi le "tracce" geologiche di lungo periodo, risultato delle ripetute attivazioni della faglia trasversale. Cosa che è invece evidente per la faglia del Monte Vettore-Bove ma non, appunto, per quella trasversale.

Il ruolo di questa struttura tettonica trasversale, coincidente con il fronte di sovrascorrimento Olevano-AnTRODoco, che di fatto si colloca nella stessa zona dove la scossa del 24 agosto 2016 ha mostrato la separazione dei due settori di massima dislocazione cosismica, è forse il principale aspetto da definire in modo conclusivo nel quadro sismotettonico del terremoto del 30 ottobre 2016. Considerando che il suddetto fronte di sovrascorrimento attraversa tutta la Catena Appenninica centrale, chiarire il ruolo di tale struttura nella tettonica attiva e sismogenesi risulta aspetto di grande rilevanza.

**Terremoti del 18 gennaio 2017.** Il 18 gennaio 2017 quattro terremoti di magnitudo compresa fra  $M_w 5.0$  e  $5.5$  hanno interessato il settore meridionale dei Monti della Laga, nella zona compresa fra l'altopiano di Campotosto e il bacino di Capitignano. Indagini geologiche e geodetiche hanno mostrato come questi quattro eventi principali si siano verificati lungo una faglia geometricamente e strutturalmente compatibile con la faglia normale attiva di Campotosto (p.es., Boncio et al., 2004; Falcucci et al., 2018), che costituisce la più meridionale del set che interessa il fianco occidentale dei Monti della Laga. Secondo Falcucci et al. (2018), i quattro eventi avrebbero attivato solo una porzione dell'intero piano di faglia, che si era già parzialmente attivato in occasione della sequenza sismica dell'Aquila del 2009 (p.es., Cheloni et al., 2014), con due eventi di  $M_w$  intorno a 5. Le informazioni geologiche disponibili per la faglia di Campotosto mostrano una struttura interessata da evidente attività nel tardo Quaternario, testimoniata da dislocazioni di depositi e morfologie relative al Pleistocene Superiore-Olocene. Cosa che invece non è osservabile lungo la sua prosecuzione verso Nord, coincidente con la succitata faglia di Amatrice (Galadini e Messina, 2001). Questa evidenza ha permesso di distinguere strutturalmente e cinematicamente le due strutture tettoniche e associare a queste delle stime di massima magnitudo attese molto diverse, ovvero dell'ordine di  $M_w 5.5-6$  per la faglia di Amatrice (come già detto in precedenza) e dell'ordine di  $M_w 6.5-6.6$  per la faglia di Campotosto (Galadini e Galli., 2003; Galderisi et al., 2017).



In quest'ottica, dunque, gli eventi del 2009 e del 18 gennaio 2017 avrebbero solo parzialmente attivato la struttura tettonica, che conserverebbe ancora molto del suo massimo potenziale sismogenetico (Falcucci et al., 2018).

Secondo altri Autori, invece, la porzione superficiale della faglia di Campotosto sarebbe scollegata dalla faglia in superficie per la presenza di un piano di sovrascorrimento che, di fatto, separerebbe le due zone di faglia (p.es., Buttinelli et al., 2018). In base a questo modello, la porzione profonda della faglia di Campotosto avrebbe un potenziale sismogenetico più limitato rispetto a quanto proposto nella letteratura geologica sopramenzionata.

Secondo altri modelli, invece, le rotture associate alla sequenza sismica del 2017 lungo la faglia di Campotosto mostrerebbero una continuità strutturale fra la porzione profonda e la porzione superficiale della faglia di Campotosto (Cheloni et al., 2019), che indicherebbero la presenza di una struttura sismogenetica maggiore, non limitata verticalmente da una struttura tettonica interposta fra le due parti (il succitato piano di sovrascorrimento; Buttinelli et al., 2018). Il piano risultante dalla modellazione della rottura associata alle scosse del 18 gennaio 2017 sarebbe compatibile con un piano di faglia unico, che dalla profondità di circa 10 km arriva fino alla superficie, attraversando ininterrotto la zona di ipotizzata separazione fra le due porzioni della faglia.

In termini neotettonici, la scansione temporale dell'evoluzione della zona dell'altopiano di Campotosto e l'analisi dei rigetti che interessano le sequenze sedimentarie tardo-quadernarie lungo la zona di faglia sono compatibili con una dislocazione che aumenta all'aumentare dell'età dei depositi stessi, confermando una dislocazione progressiva nel tempo relativa ad una faglia che raggiunge profondità compatibili con la sua estensione superficiale, dell'ordine di 20-25 km (p.es., Galadini e Messina, 2001; Falcucci et al., 2018).

L'analisi del rapporto fra la faglia in profondità e la sua manifestazione in superficie rappresenta ad oggi elemento rilevante per chiarire il quadro sismotettonico della zona compresa fra le sequenze sismiche del 2009 e del 2016-2017.

### 3.4.2.4 Confronto con la sismicità della sequenza

Sulla base dei dati indipendenti disponibili, si è ritenuto di effettuare il confronto del modello geologico 3D con il *dataset* costituito dalle localizzazioni ipocentrali più aggiornate della sequenza sismica, pubblicate nel lavoro di Michele et al. (2020). Questo *dataset* contiene 33.982 eventi, localizzati con la tecnica delle doppie differenze, a partire da quello del 24/08/2016, ore 1:36, fino all'evento del 17/01/2018, ore 12:02. I valori della magnitudo dichiarati corrispondono a quelli ottenuti dagli Autori al momento del *download* delle fasi dal *database* dell'INGV. Considerando le pratiche comuni adottate presso la sala di monitoraggio dell'INGV, in questa analisi è stato assunto che tutti questi valori corrispondano a determinazioni di magnitudo locale ( $M_L$ ) e ai fini dei calcoli successivi sono stati convertiti in magnitudo momento ( $M_w$ ) secondo la relazione

$$M_w = (1.066 \pm 0.031)M_L - (0.164 \pm 0.127)$$

di Gasperini et al. (2013) realizzata per il catalogo ISIDE, considerato essere il più simile alle determinazioni degli eventi contenuti nel *dataset* utilizzato. Sono stati considerati solo i terremoti di  $M_w < 5$ .

Il momento sismico ( $M_0$  in Nm) corrispondente è stato ottenuto attraverso la relazione

$$M_0 = 10^{1.5(M_w + 6.07)}$$

(Kanamori e Brodsky, 2001).

Per ottenere il valore di spostamento (*slip*) medio ( $S$ ) dalla magnitudo momento è stata utilizzata la versione invertita della relazione di scala per faglie *dip-slip* (che include normali e inverse) in ambiente interplacca

$$\log_{10}(S) = -3.42 + 0.5M_w$$

(Leonard, 2014).

L'analisi è stata condotta sulle quattro sezioni geologiche riportate in **Figura 29**. Per ogni sezione è stata selezionata la sismicità ricadente all'interno di un *buffer* simmetrico di 2 km di larghezza, e sono state calcolate le coordinate cartesiane (in metri) della proiezione ortogonale degli eventi sulla traccia della sezione stessa, con origine posizionata sull'estremo sudoccidentale. Ogni selezione è stata inoltre suddivisa in due periodi: 1) dal primo evento del *dataset* fino all'evento precedente all'evento principale della sequenza di  $M_w$  6.5, del 30/10/2016, ore 6:40:18 (identificato dal codice 8863681 nel *dataset* originale); 2) dall'evento successivo all'evento principale fino all'ultimo evento del *dataset*.

Per ogni sezione è stata costruita una griglia verticale costituita da celle quadrate di 1 km di lato. La dimensione della cella è stata determinata in funzione della dimensione della rottura cosismica dei terremoti oggetto di analisi. La **Figura 46** mostra l'andamento di diverse determinazioni possibili della dimensione della rottura cosismica in funzione della magnitudo momento. Le alternative considerate corrispondono alla lunghezza, alla larghezza e al diametro della rottura, supposta circolare. Il grafico mostra che solo i pochi eventi di  $M_w > 4$  (10 in totale nelle selezioni considerate) potrebbero aver avuto una rottura di dimensioni che eccedono la dimensione diagonale della cella.

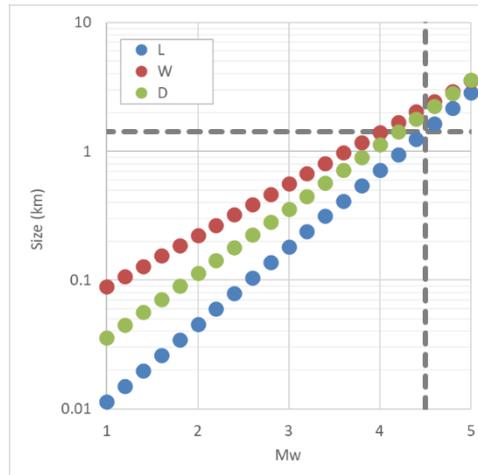


Figura 46: dimensione della rottura cosismica (*Size*) in funzione della magnitudo momento ( $M_w$ ) secondo le relazioni di scala di Leonard (2014) per meccanismi *dip-slip* in ambiente interplacca. L = lunghezza, W = larghezza, D = diametro dell'area di rottura, considerata circolare. Le linee grigie tratteggiate indicano la dimensione diagonale della cella e il valore massimo della magnitudo momento riscontrato in tutte le sezioni oggetto di analisi, pari a  $M_w=4.5$ .

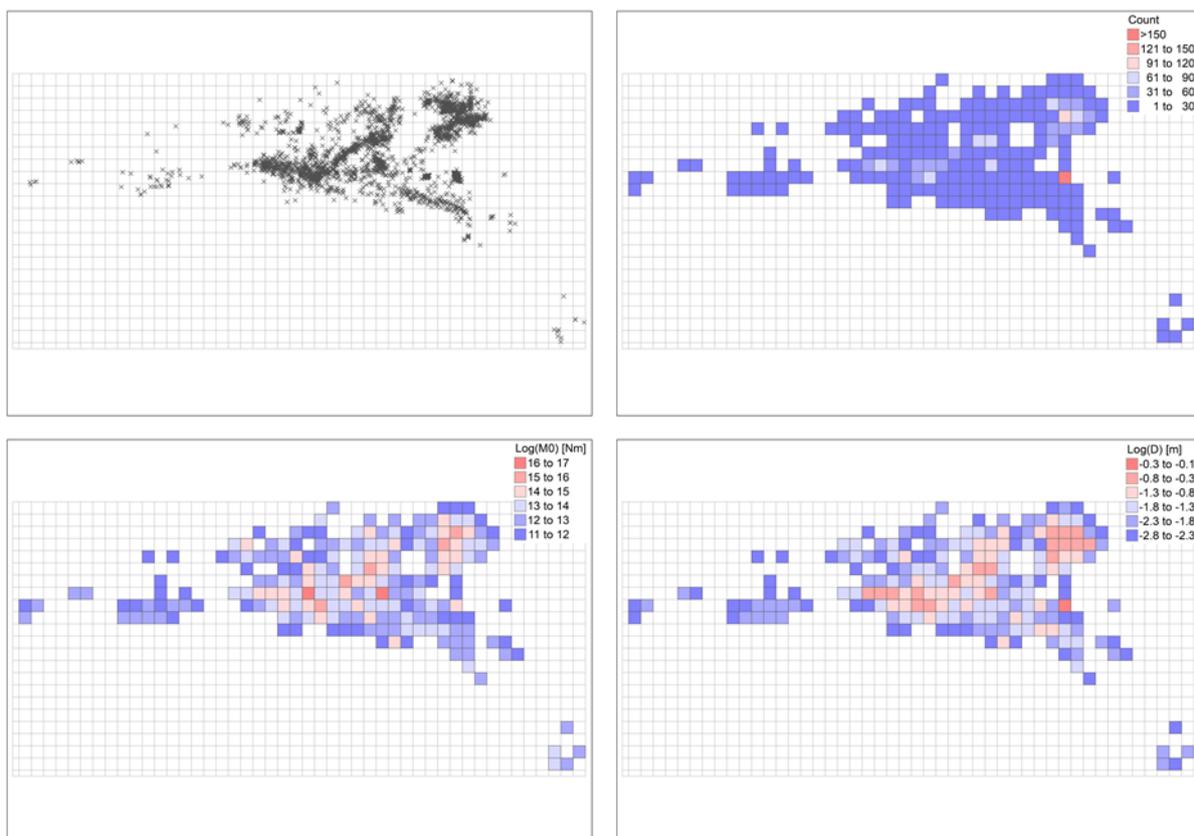


Figura 47: esempio della procedura adottata. Nel pannello in alto a sinistra è mostrata la distribuzione degli ipocentri degli eventi ricadenti all'interno del *buffer* di 2 km attorno alla traccia della sezione 1 di Figura 29; la griglia di calcolo è costituita da celle di 1 km x 1 km. Nel pannello in alto a destra è mostrato il risultato in termini di numero di eventi per cella. In basso a sinistra è mostrato il risultato in termini di momento sismico e nel pannello in basso a destra è mostrato il risultato in termini di quantità di spostamento totale equivalente.

Per ogni cella è stato calcolato il numero di eventi che cadono al suo interno, la sommatoria del momento sismico e la sommatoria dello spostamento equivalente (Figura 47). Confrontando fra loro le immagini di Figura 47 si evidenzia come la quantificazione della sismicità in termini di momento sismico o spostamento rappresenti in modo più efficace l'attività sismica rispetto alla semplice, e comunemente adottata, visualizzazione della distribuzione spaziale degli ipocentri o della loro numerosità o densità. Si noti in particolare la presenza di una cella con una concentrazione di eventi particolarmente elevata, l'unica che contiene oltre 150 eventi (244 nel caso specifico), e che in proporzione contribuisce relativamente poco al rilascio di momento sismico rispetto a celle con numero di eventi molto minore. Nel prosieguo verranno analizzati solo i risultati dell'analisi espressi in termini di momento sismico.

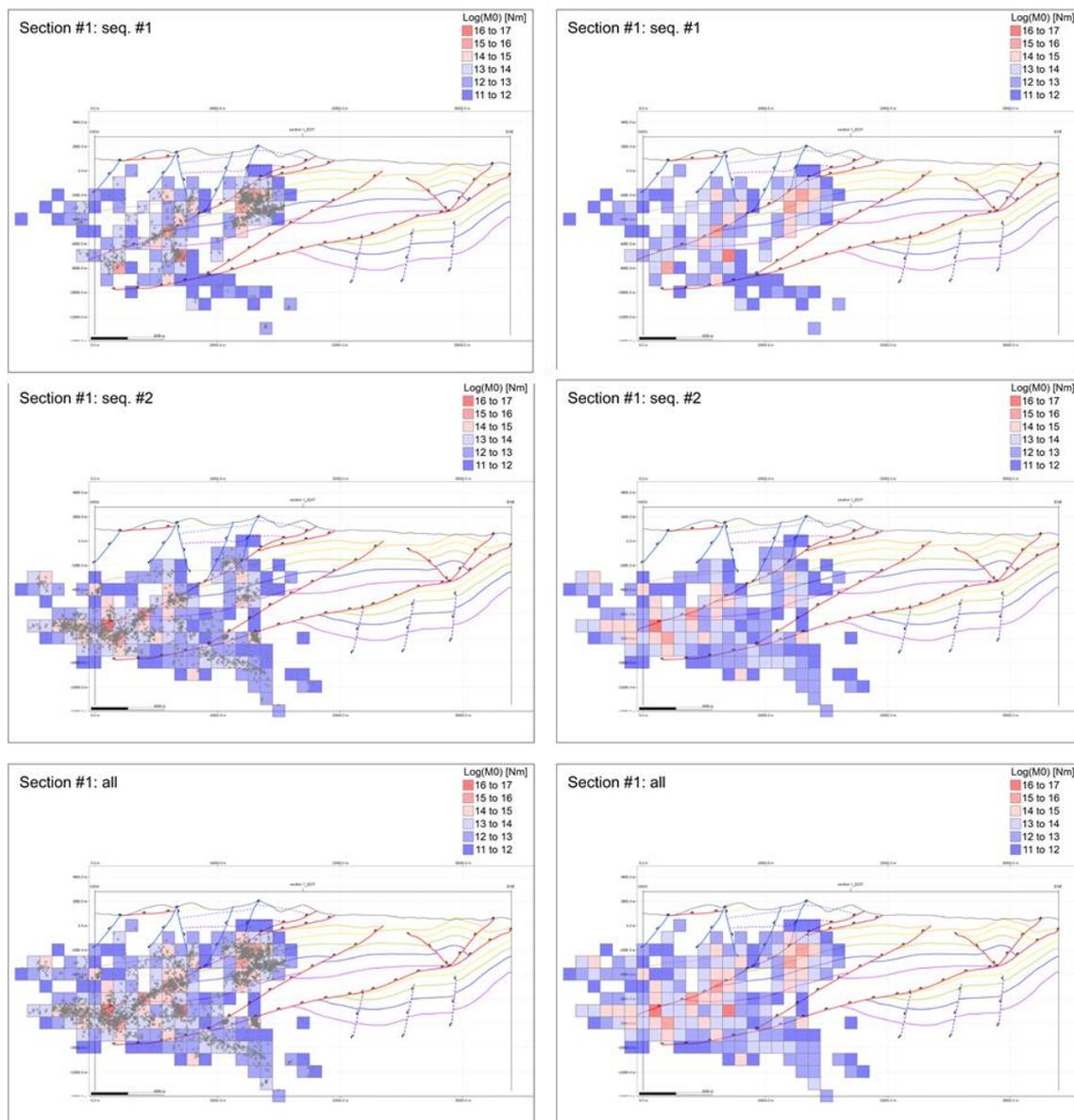
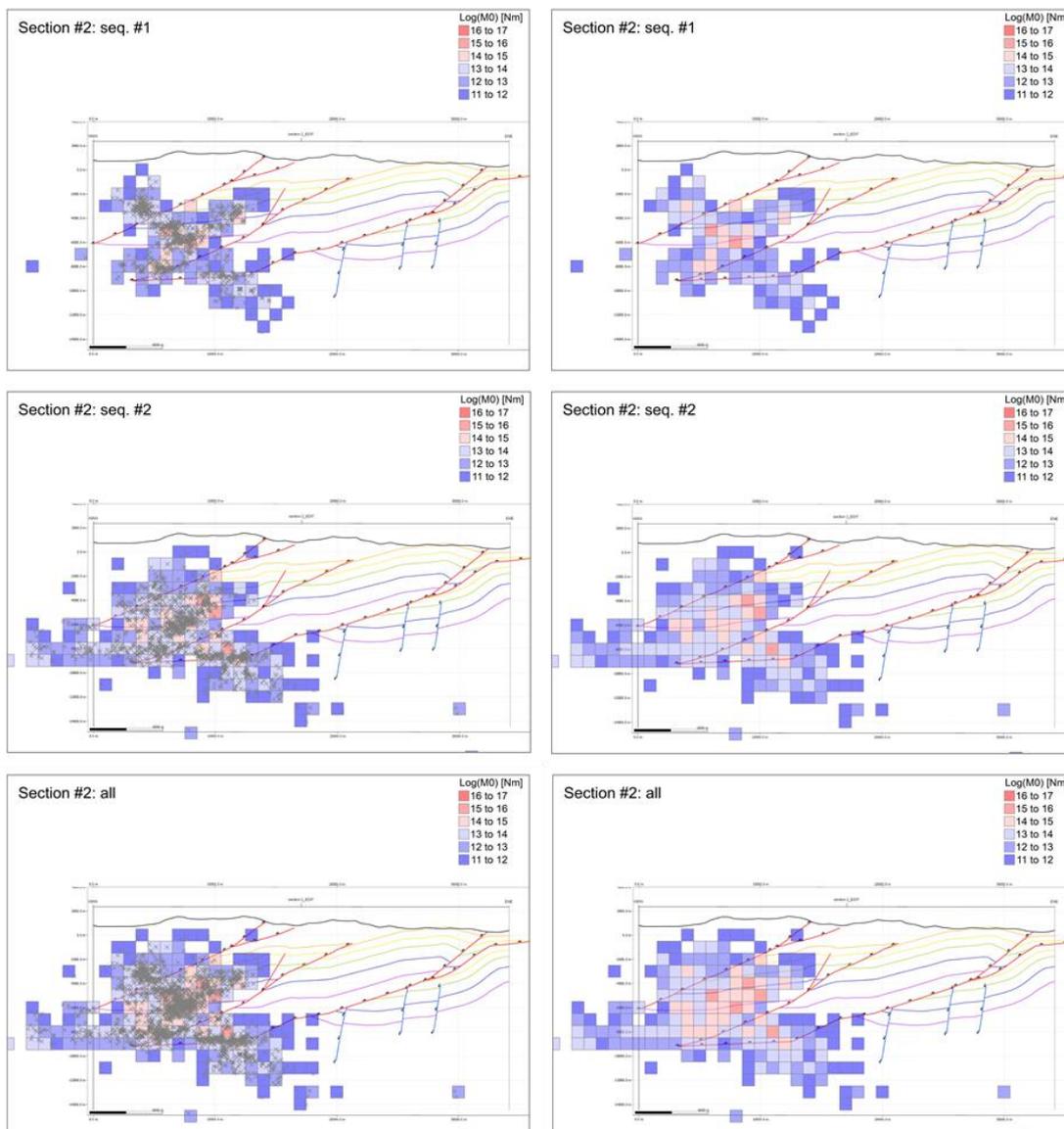


Figura 48: risultati dell'analisi sulla sezione geologico-strutturale #1 in termini di momento sismico rilasciato all'interno delle celle di 1km x 1 km della griglia. Nei pannelli di sinistra sono mostrati anche gli ipocentri degli eventi. Dall'alto verso il basso, il risultato basato sulla prima parte della sequenza (seq. #1), sulla seconda parte della sequenza (seq. #2) e sulla sequenza intera (all).

Le figure da 48 a 51 (**Figura 48**, **Figura 49**, **Figura 50**, **Figura 51**) mostrano rispettivamente il risultato dell'analisi condotta sulle quattro sezioni. Ogni figura riporta la sezione geologico-strutturale di riferimento, la proiezione degli ipocentri sulla sezione e il valore del momento sismico nelle celle della griglia. Tutte le sezioni sono orientate con l'estremo Sudovest a sinistra (linea di osservazione da Sud).

In generale, si può osservare che le celle della griglia in cui si è registrato un maggiore rilascio di momento sismico sono distribuite secondo degli allineamenti inclinati verso Sudovest. Un caso in cui questo aspetto è particolarmente evidente è la distribuzione relativa alla prima parte della sequenza nella sezione #2 (**Figura 49**). In questo caso la distribuzione spaziale degli ipocentri mostra un andamento a croce, mentre il momento sismico rilasciato è prevalente nel ramo con immersione a Sudovest.



**Figura 49:** risultati dell'analisi sulla sezione geologico-strutturale #2. Dettagli come in Figura 48.

Si riscontra inoltre un buon accordo tra la posizione delle celle in cui è avvenuto un maggiore rilascio di momento sismico e le strutture principali identificate nelle varie sezioni derivate dal modello 3D. In tutti i casi si

tratta di sovrascorrimenti che, evidentemente, si sono riattivati con cinematica estensionale. A tal proposito, bisogna ricordare che le localizzazioni ipocentrali sono state ottenute attraverso un modello di velocità diverso da quello utilizzato nella ricostruzione del modello crostale 3D. L'apparente discrepanza che si osserva nella sezione #3 (Figura 50) può essere imputata proprio alle differenze di modello di velocità dovute alla prevalenza di litotipi terrigeni al tetto del sovrascorrimento principale. Nella sezione #2 (Figura 49) si può notare invece una prevalenza di rilascio sismico nel volume compreso tra due sovrascorrimenti e quindi l'effettiva associazione dovrebbe essere verificata nell'inquadratura tridimensionale della struttura.

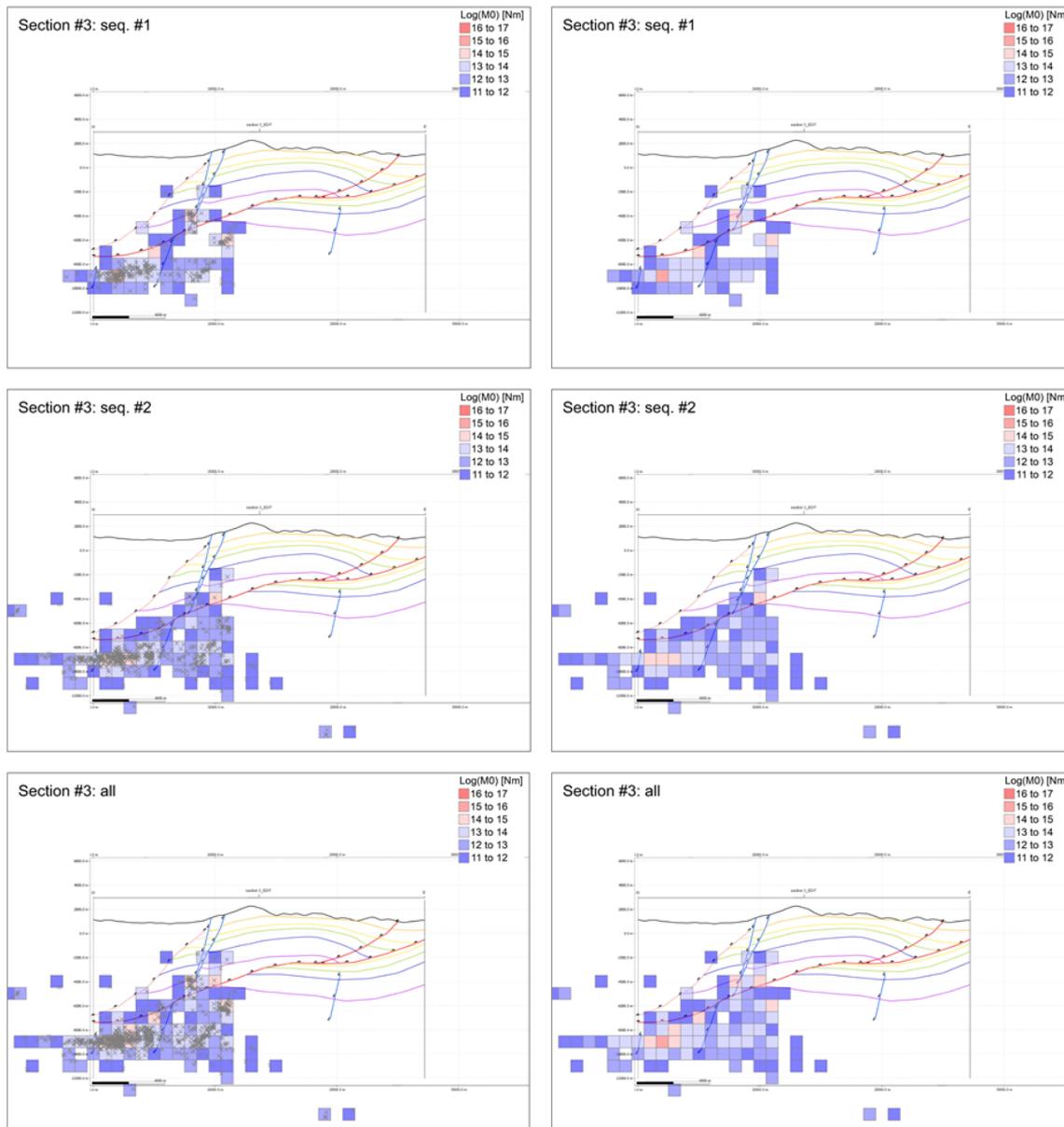


Figura 50: risultati dell'analisi sulla sezione geologico-strutturale #3. Dettagli come in Figura 48.

Pur tenendo conto delle possibili discrepanze di profondità, in nessuna delle sezioni analizzate è stato riscontrato il rilascio di significative quantità di momento sismico in corrispondenza delle faglie normali, da cui si

deduce uno scarso livello di riattivazione nel campo estensionale della sequenza e loro coinvolgimento nella sequenza stessa.

Nel caso della sezione #1 (Figura 48), si evidenzia come l'attività di rilascio sismico migri dall'alto verso il basso, lungo il sovrascorrimento (*thrust* dei Sibillini, OAS), nel corso dell'evoluzione della sequenza. Viceversa, nella sezione #4 (Figura 51) l'attività sismica di tutta la sequenza rimane confinata nella parte più profonda in corrispondenza della rampa del sovrascorrimento (*thrust* dell'Acquasanta, ACQ).

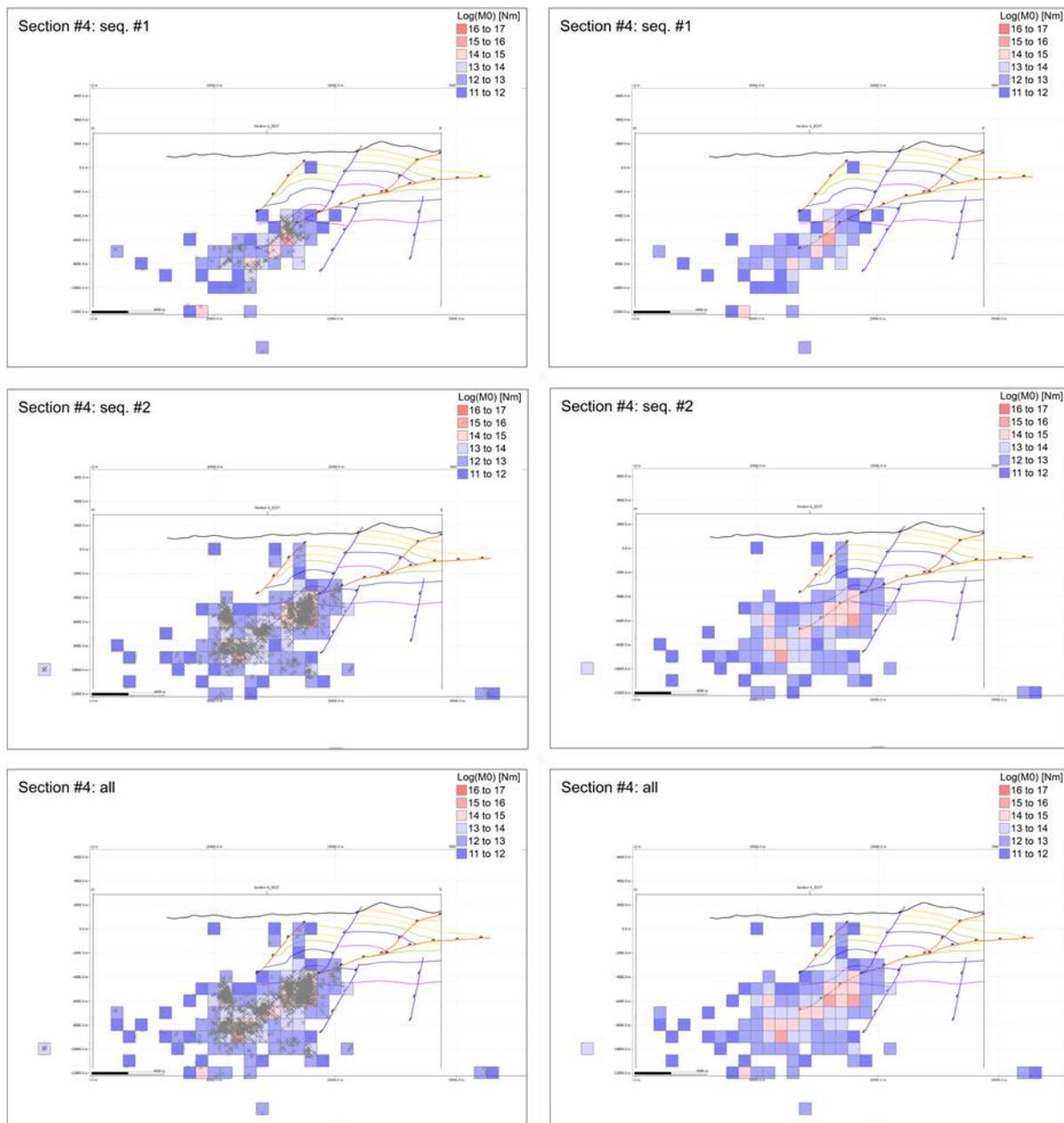


Figura 51: risultati dell'analisi sulla sezione geologico-strutturale #4. Dettagli come in Figura 48.



## 4. IL MODELLO CROSTALE FINALE

Il modello geologico tridimensionale è stato costruito seguendo un flusso di lavoro specifico, che ha ricalcato sostanzialmente il susseguirsi delle attività del progetto RETRACE-3D stesso.

Inizialmente si è proceduto alla raccolta, analisi e omogeneizzazione di tutti i dati di letteratura relativi all'assetto geologico-strutturale dell'area interessata dalla sequenza sismica dell'Italia Centrale. Successivamente, si è proceduto all'interpretazione di tutto il *dataset* di profili sismici a riflessione disponibili, tenendo sempre in estrema considerazione le informazioni provenienti dalla geologia di superficie e dai dati di pozzo riguardo alle successioni di rocce attraversate e alla presenza di discontinuità quali faglie normali e sovrascorrimenti. In seguito, è stata effettuata l'interpolazione delle superfici di orizzonti e faglie interpretate su tutto il *dataset* di profili sismici a disposizione, ottenendo il modello geologico 3D in tempi. Nella fase successiva sono stati sviluppati dei modelli di velocità *ad hoc* per l'area in esame, utilizzando i dati geofisici e geologici provenienti dai dati di pozzo, per poi procedere alla conversione in profondità del modello 3D in tempi, ottenendo il modello geologico tridimensionale. Questo è stato quindi validato (e in alcuni casi corretto) confrontandolo con le informazioni sull'assetto superficiale della crosta nella stessa area, provenienti da ulteriori analisi indipendenti di tipo geologico e geofisico (deformazione cosismica, dati GPS, dati gravimetrici e magnetici, modelli tomografici, modelli reologici), al fine di valutare la consistenza dei risultati ottenuti.

Il processo di validazione ha permesso di ottenere il modello geologico 3D finale (Figura 52), che viene rilasciato come risultato definitivo del progetto.

Nel volume di sottosuolo ricostruito, di cui solo una parte è stata interessata dalla sequenza sismica del 2016-2017e, nel settore più a Sud, anche dalla sequenza dell'Abruzzo del 2009, sono state ricostruite tutte le superfici dei principali orizzonti stratigrafici, delle faglie normali e dei sovrascorrimenti.

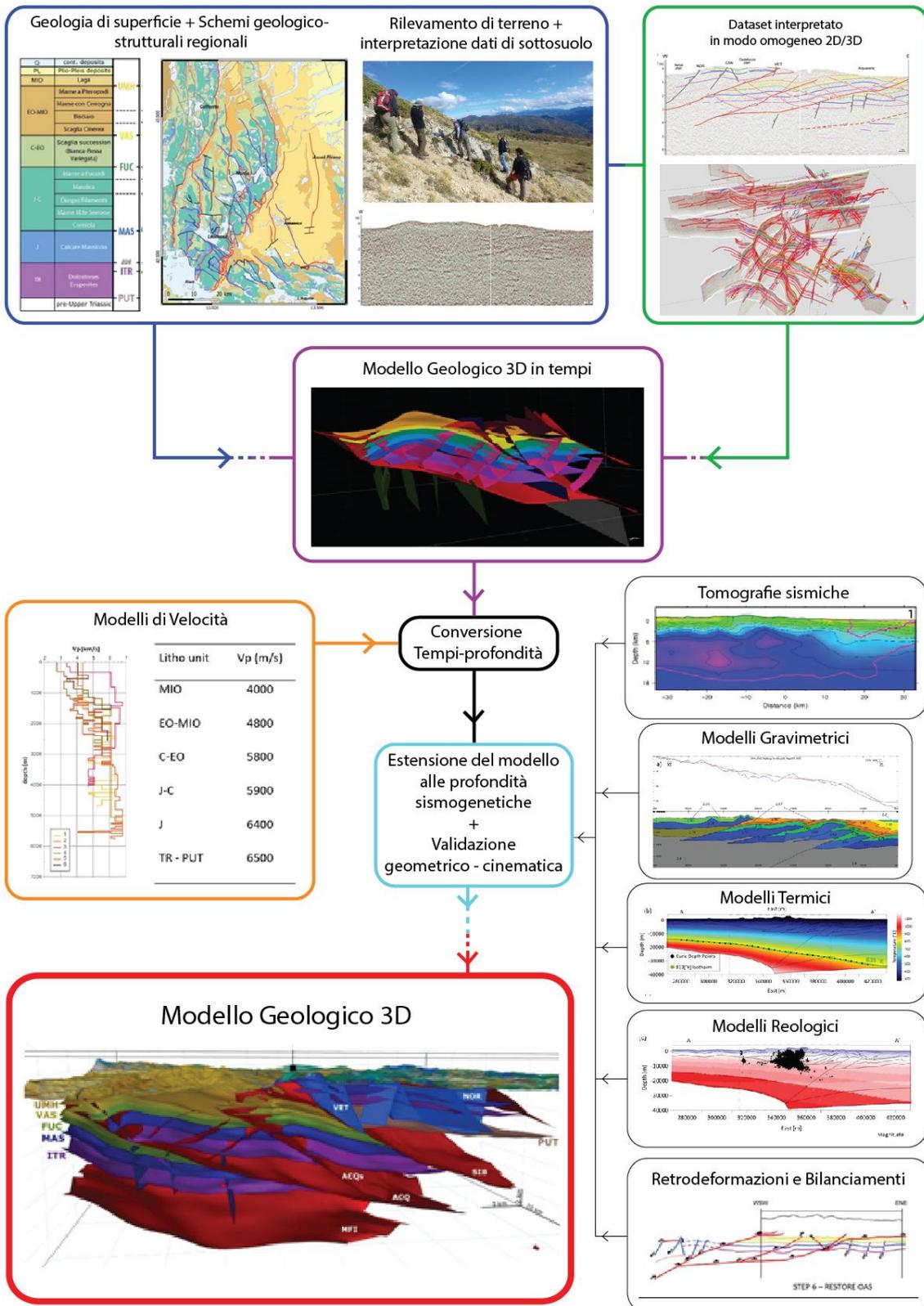


Figura 52: flusso di lavoro della costruzione del modello geologico tridimensionale del progetto RETRACE-3D, dall'interpretazione dei dati di sottosuolo al modello 3D in tempi, la costruzione di modelli di velocità e la definitiva conversione tempi-profondità, fino all'ottenimento del modello geologico 3D.



## 4.1 Descrizione delle principali superfici stratigrafiche

Le **principali superfici** ricostruite all'interno del modello geologico 3D sono state codificate in un modo specifico (si vedano i Capitoli 2 e 3; **Figura 7**, **Figura 53**):

UMH - Base dei depositi silicoclastici del bacino della Laga

VAS - Top della Scaglia Variegata

FUC - Top della Marne a Fucoidi

MAS - Top del Calcarea Massiccio

ITR - Intervallo Intra-triassico

BAS - Top delle unità Pre-Upper Trias

Analogamente, sono state ricostruite anche le principali discontinuità tettoniche (faglie normali e sovrascorrimenti), di cui alcune già conosciute in letteratura ma mai ricostruite con questo dettaglio, codificate come segue:

### **faglie normali**

BOR - Boragine

CAP - Capitignano

CHI - Chiavano

CIT - Cittareale

CSN - Castel S. Angelo sul Nera

GOR - Gorzano

NOR - Norcia

PIZ - Pizzoli

SGA - San Giovanni

VET – Vettore

### **sovrascorrimenti**

ACQ - Acquasanta

ACQs – Splay di ACQ

BOV - Bove

GAB - Gabbia

GRS - Gran Sasso

MF - Montagna dei Fiori

OAS - Sibillini

PAT - Patino

VIS - Visso

Il modello geologico del progetto RETRACE-3D è disponibile per il *download* al seguente url:  
<http://www.retrace3d.it/contenuti.html>



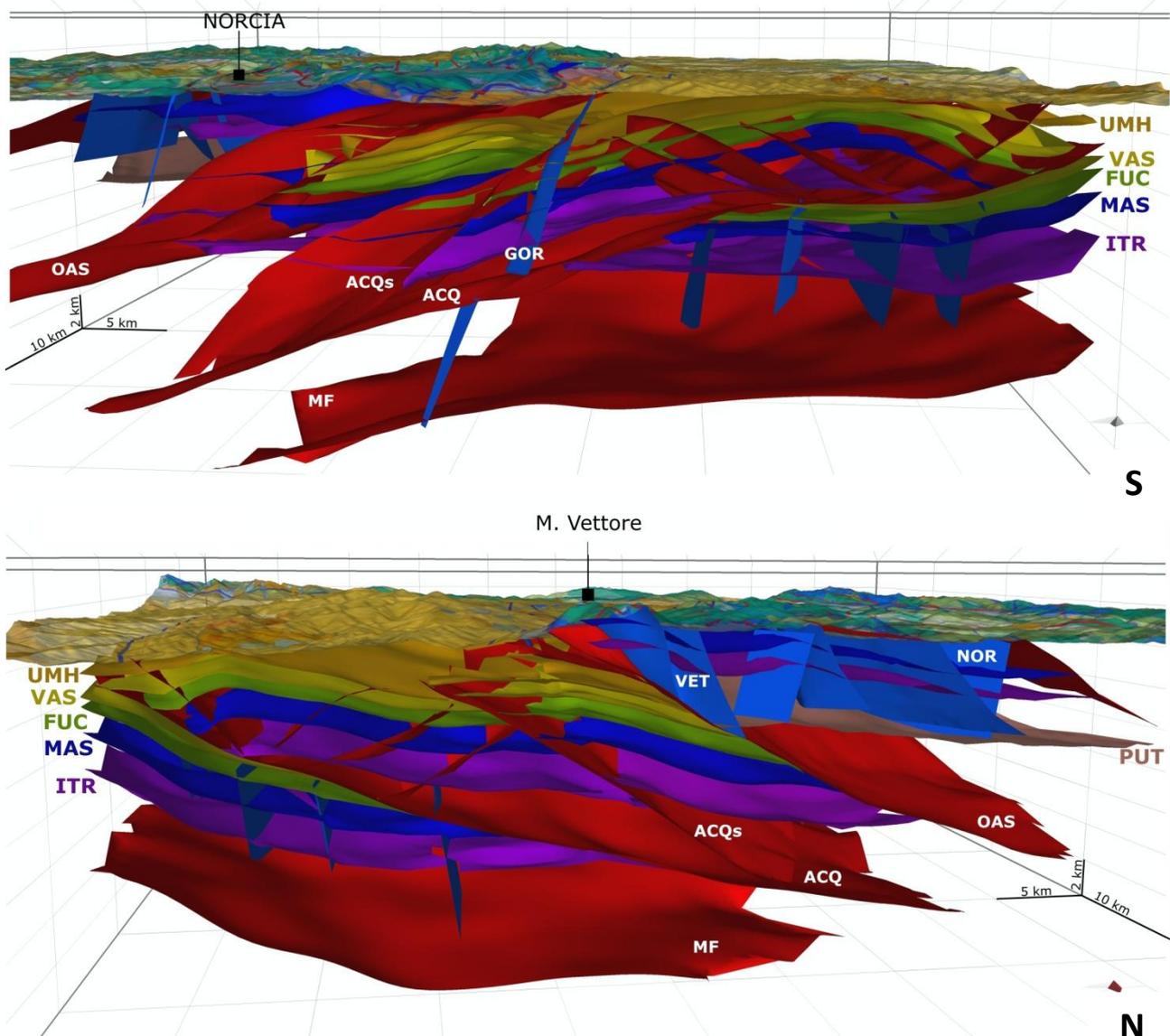


Figura 53: viste da Sud (pannello superiore) e da Nord (pannello inferiore) del modello geologico tridimensionale risultato delle attività multidisciplinari del progetto RETRACE-3D. Sono evidenziati i codici dei principali orizzonti (sigle colorate) e delle principali discontinuità tettoniche note in letteratura (sigle bianche) (Di Bucci et al., 2021).

## 4.2 Caratteristiche dei principali elementi strutturali

La costruzione del modello geologico tridimensionale ha permesso di mettere in luce per la prima volta, e con un dettaglio mai prima raggiunto, alcune caratteristiche geologico-strutturali peculiari dell'area esaminata (Figura 54), riassunte nei punti elencati qui di seguito.

- L'area dell'Appennino Centrale interessata dalle sequenze sismiche degli ultimi decenni presenta una complessità del sottosuolo molto elevata.
- Si riconoscono ancora molto chiaramente, e per questo contribuiscono alla complessità, le diverse fasi tettoniche che hanno interessato l'area, con strutture tettoniche ereditate oggi contenute all'interno dei *thrust sheet* principali.



- Si osserva la chiara evidenza di un coinvolgimento delle unità pre-Triassico superiore nella struttura della catena, più marcatamente nei settori più interni e settentrionali (ad esempio al di sotto del fronte del *thrust* dei Sibillini, OAS).
- Si riconosce un ruolo svolto dalla generazione e propagazione dei sovrascorrimenti più esterni nella rideformazione delle strutture di sovrascorrimento precedenti, più interne e sovrastanti, con cambiamento delle relative pendenze (con un generale aumento).
- Molte delle faglie normali che oggi hanno espressione superficiale sembrano essere state strappate dalla loro posizione originaria (precedente alla costruzione della Catena Appenninica) e trasportate all'interno dei *thrust sheet* durante l'attività dei relativi sovrascorrimenti, in modo progressivo e sempre meno spinto dai settori più interni della catena verso quelli più esterni.
- Le direzioni di quasi tutti gli elementi geologici principali cambiano, se osservati nei settori a Nord rispetto a quelli a Sud, per quanto riguarda sia la direzione degli assi delle pieghe e dei sovrascorrimenti (ad esempio, i *thrust sheet* dei Sibillini e dell'Acquasanta), sia la direzione delle faglie normali ricostruite all'*hangingwall* e al *footwall* dei principali *thrust* (per esempio, la faglia di Campotosto-Gorzano, GOR, rispetto alle strutture estensionali ricostruite nel *footwall* del *thrust* dell'Acquasanta, ACQ).
- Si può ragionevolmente ipotizzare che sia la complessità strutturale che la geometria delle strutture ereditate (faglie normali con attività mesozoica e miocenica e sovrascorrimenti miocenici e pliocenici) abbiano avuto un ruolo importante nella fase di costruzione della Catena Appenninica e nella fase estensionale attuale, con diffuse riattivazioni e cambiamento di cinematica delle diverse discontinuità tettoniche.

Questi risultati supportano l'ipotesi che le geometrie ricostruite abbiano avuto e abbiano un forte legame e un forte impatto con la sismogenesi associata all'attuale campo di sforzi in cui si collocano questi settori di catena dell'Appennino Centrale.

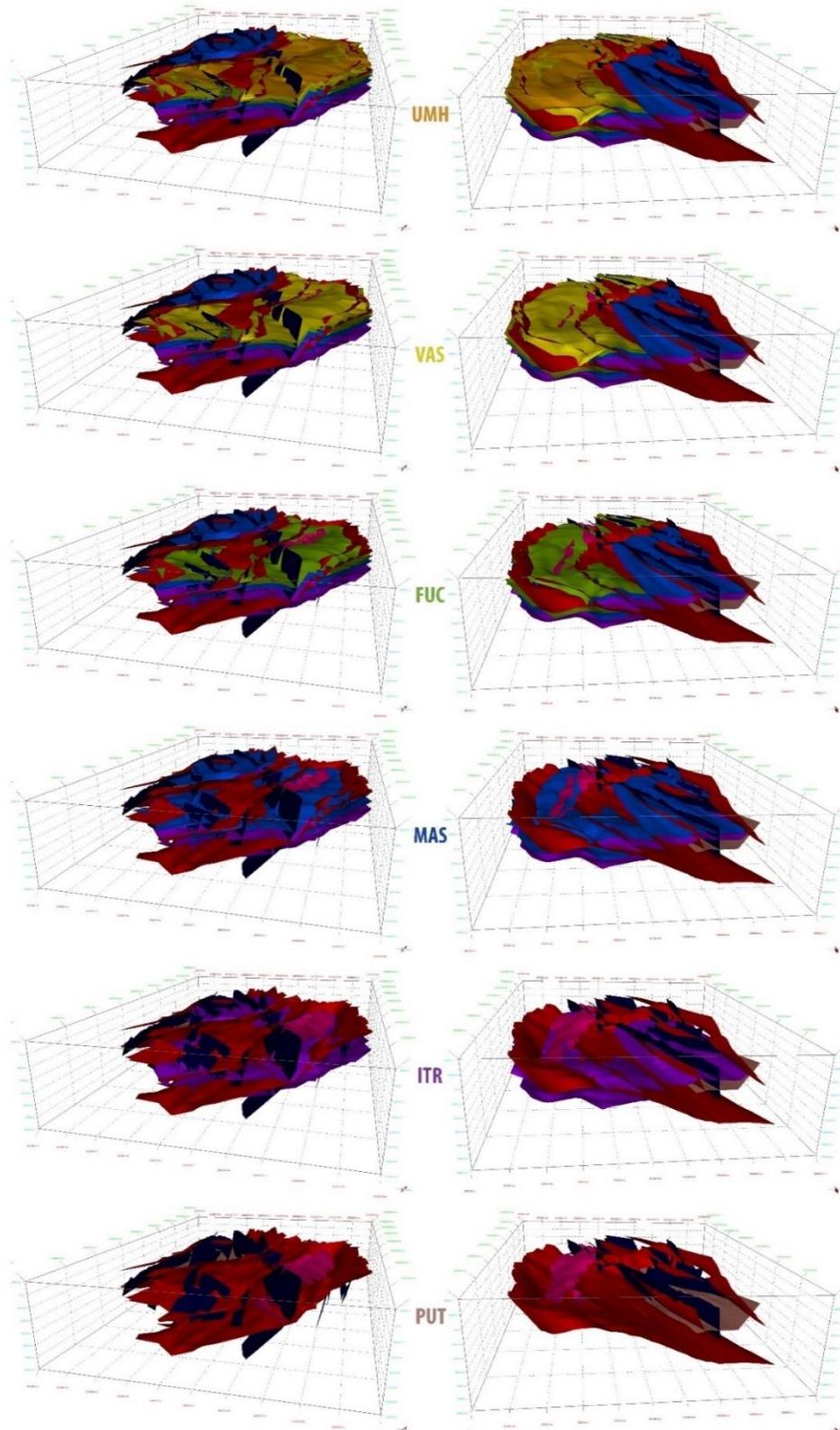


Figura 54: ricostruzione dettagliata degli orizzonti e delle discontinuità del modello geologico tridimensionale del progetto RETRACE-3D. Colonna di sinistra vista da Sud e colonna di destra vista da Nord.



### 4.3 Implicazioni sismotettoniche e possibili applicazioni

Il modello geologico tridimensionale sviluppato nell'ambito del progetto RETRACE-3D è stato ricostruito evitando ogni confronto, durante le fasi di interpretazione del *dataset* di sottosuolo, con le distribuzioni della sismicità delle principali sequenze sismiche che, totalmente o in parte, hanno interessato l'area del progetto (Figura 4).

Una volta che il modello geologico è stato considerato definitivo, ovvero validato geometricamente e confrontato con le osservazioni provenienti da analisi indipendenti, è stata anche effettuata un'analisi quantitativa del rapporto con la sismicità osservata, come discusso in precedenza.

Questa ulteriore attività ha permesso di effettuare delle inferenze fortemente vincolate tra l'assetto strutturale della porzione di crosta studiata e il quadro sismotettonico dell'area, sintetizzate di seguito (Figura 55).

- Si può ragionevolmente ipotizzare che solo le faglie ben orientate rispetto al campo di *stress* attuale si riattivino durante le sequenze, e che quindi l'orientazione attuale sia rilevante per la loro potenziale sismogenicità.
- In una sequenza sismica si può riattivare qualsiasi tipo di faglia (tutta o solo in parte). In altri termini, quando si cerca di identificare una faglia a cui associare una sequenza di eventi, bisogna tenere in considerazione sia quelle che sono eredità di una storia evolutiva precedente all'attuale regime tettonico, sia quelle di neoformazione, purché ben orientate all'interno del campo di *stress* attuale.
- Le strutture compressive ereditate (ad esempio le radici profonde delle rampe dei sovrascorrimenti), la cui geometria venga modificata dall'attività tettonica successiva, specie rispetto ai cambiamenti di pendenza, diventano possibili candidati per una riattivazione in estensione, con inversioni cinematiche anche importanti.
- La complessa distribuzione di sismicità nella zona di studio, quanto meno quella osservata nelle ultime tre sequenze dell'Umbria-Marche del 1997, dell'Abruzzo del 2009 e dell'Italia Centrale del 2016-2017, suggerisce che alcune di queste discontinuità ereditate si siano effettivamente riattivate durante le maggiori sequenze sismiche. L'interazione tra queste discontinuità profonde e quelle superficiali, di neoformazione e non, sembra essere un processo molto più frequente di quanto fino a ora ritenuto.
- Si possono ipotizzare processi più o meno sviluppati di cattura tra discontinuità diverse, giunte nel tempo ad essere giustapposte verticalmente a seguito delle diverse fasi tettoniche. Questo processo contribuisce allo sviluppo delle geometrie e dei rigetti delle faglie normali che si rinvengono oggi in superficie.

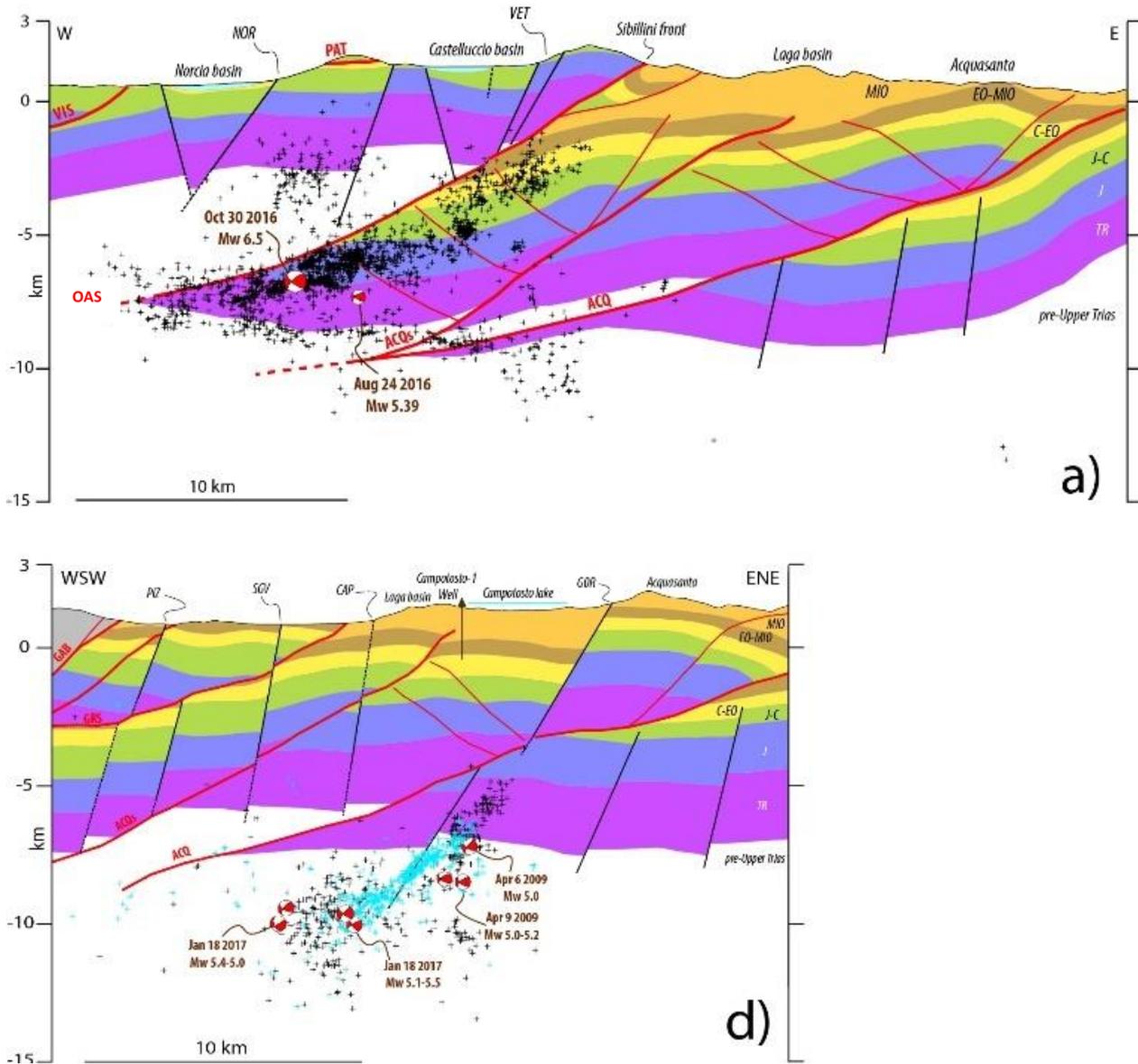


Figura 55: confronto tra le geometrie del sottosuolo osservate su sezioni geologiche estratte dal modello tridimensionale (tracce delle sezioni in Figura 3 e sismicità delle sequenze sismiche di Abruzzo 2009 (pallini in azzurro, catalogo tratto da Valoroso et al., 2013) e Italia Centrale del 2016-2017 (pallini in nero; tratto da Michele et al., 2020). Sono riportati anche i meccanismi focali degli eventi di magnitudo superiore a 5 (<http://terremoti.ingv.it/catalogoINGV>).



## 5. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Il progetto RETRACE-3D ha effettuato una revisione di tutti i dati geologici e geofisici disponibili nell'area interessata dalla sequenza sismica dell'Italia Centrale del 2016-2017, con l'obiettivo finale di ricostruire un modello geologico 3D robusto, affidabile e coerente di quell'area. Si ritiene che questo obiettivo, certamente impegnativo, fosse fondamentale in quanto, per quelle aree, mancava un modello geologico completo e un'immagine 3D dettagliata e ben vincolata della crosta fino a circa 10-15 km di profondità. Fin dai primi giorni della sequenza sismica, è infatti apparsa piuttosto chiara la difficoltà con cui si è confrontata la comunità scientifica nel cercare di mettere in relazione gli elementi strutturali di superficie con gli allineamenti di sismicità osservati in profondità.

Nel dettaglio, la realizzazione del progetto ha fatto emergere alcuni temi che appaiono come punti di forza di RETRACE-3D:

1. l'importanza di coinvolgere un'ampia comunità geologica e geofisica, in questo caso rappresentata da tre tra i principali Istituti di ricerca italiani e da studiosi accademici associati. Tutti i contributi pervenuti da questa comunità partivano da punti di vista diversi, dovuti sia al *background* culturale che alle specifiche competenze scientifiche, e quindi hanno costituito dei vincoli reciproci nell'interpretazione del modello;
2. la necessità di realizzare prodotti scientifici condivisi;
3. la decisione di sviluppare più di un modello interpretativo durante il flusso di lavoro, per dare spazio a diverse chiavi di lettura, soprattutto (ma non solo) dove i vincoli sono sufficienti. Queste diverse interpretazioni sono state confrontate e vagliate criticatamente con l'obiettivo di produrre un modello di consenso finale, basato su contributi condivisi da tutti;
4. l'impegno a interagire con quella parte della comunità scientifica non coinvolta nel progetto che sta lavorando sullo stesso tema (attraverso *workshop* dedicati e/o in occasione di convegni scientifici nazionali e internazionali).

Per quanto riguarda i punti 1. e 2., è opportuno considerare che il progetto è stato concepito in un contesto di protezione civile, dove i decisori devono poter contare su prodotti scientifici che abbiano "raggiunto un livello di maturazione e consenso riconosciuto dalla comunità scientifica secondo le prassi in uso" (D.Lgs. 1/2018). I ricercatori devono ovviamente confrontarsi in discussioni scientifiche sui dati e sulle possibili interpretazioni, ma è necessario che alla fine il prodotto finale sia uno, il migliore tra quelli su cui si possa raggiungere un accordo scientifico. Più ampia è la comunità scientifica coinvolta e più alto è il valore del prodotto finale.

Questo approccio implica che gruppi di ricerca diversi possano sviluppare modelli interpretativi diversi, che rappresentano un punto di partenza auspicabile. Questi modelli potrebbero avere parti in comune e parti meno vincolate, quindi potenzialmente diverse. Per esempio, nel caso del progetto RETRACE-3D, la qualità e il numero dei profili sismici a riflessione sono più bassi nella parte nord-occidentale dell'area di studio e più alti in quella orientale e meridionale. Questo fatto può lasciare spazio a diverse interpretazioni, ad esempio dove ci sono pochi vincoli e c'è una più ampia incertezza sulla posizione di alcuni orizzonti chiave, sullo spessore di alcune unità stratigrafiche, o sulla geometria delle faglie dalla superficie alla profondità.



In ogni caso, il lavoro ha confermato ancora una volta la necessità di un approccio tridimensionale, soprattutto in aree con un assetto strutturale fortemente non cilindrico, per cogliere appieno la complessità tettonica esistente, evitando possibili interpretazioni errate causate da un approccio semplificato.

Come riassunto al punto 3., il modello finale è un'integrazione delle parti comuni dei diversi modelli, mentre le parti su cui non si aveva un punto di vista condiviso rappresenteranno, si auspica, l'inizio di futuri ragionamenti scientifici.

Per quanto riguarda gli obiettivi riassunti al punto 4., fin dall'inizio dell'attività si era stabilito che, una volta raggiunto un sufficiente livello di confidenza sui modelli interpretativi e sui limiti delle informazioni disponibili, si sarebbe aperta la discussione ad altri ricercatori interessati agli stessi temi e che fossero disposti a condividere reciprocamente commenti, osservazioni critiche e idee interpretative. Il lavoro svolto presenta ovviamente dei limiti, soprattutto perché i dati sono stati acquisiti per scopi diversi da quelli del progetto (per lo più esplorazione di idrocarburi) e non sono distribuiti in modo omogeneo nell'area di studio. Tuttavia, grazie all'analisi completa in 3D di tutti i dati disponibili e alla verifica di alcuni affioramenti geologici chiave sul campo, si ritiene molto soddisfacente il risultato ottenuto. L'impegno profuso da tutti i partecipanti rappresenta inoltre un valore aggiunto al modello finale, considerato anche che non è stato stanziato *budget* per ulteriori acquisizioni o analisi dei dati. Nonostante le incertezze che accompagnano i risultati ottenuti, il progetto RETRACE-3D fornisce prodotti originali che rappresentano un punto di vista innovativo su alcuni elementi significativi riguardanti la sismotettonica dell'Appennino Centrale.

Oltre ai risultati scientifici di notevole interesse, al valore della collaborazione e alle sue potenziali prospettive future, c'è un elemento di RETRACE 3D che merita di essere sottolineato. Raramente sono stati messi a disposizione contemporaneamente dei *dataset* di così alta qualità, un livello di competenza così significativo e la possibilità di integrare così tante informazioni e *know-how* multidisciplinari per studiare un'area come quella colpita dalla sequenza sismica dell'Italia Centrale del 2016-2017. Questo elemento rappresenta un punto chiave da considerare in occasione di altri eventuali casi analoghi che potrebbero verificarsi sul territorio italiano. Ci si può infatti chiedere:

- quale tipo di relazione può esistere tra le faglie che si osservano in superficie e quelle che si trovano in profondità, dove si generano i grandi terremoti?
- quanto una localizzazione semplificata degli ipocentri differisce da una localizzazione basata su un modello geologico 3D?
- quali faglie preesistenti (se ve ne sono), ereditate da precedenti regimi tettonici, vengono o meno riattivate in caso di eventi sismici di grande entità?

Rispondere a queste domande permette di considerare una vasta gamma di incertezze geologiche/sismologiche di cui si può tener conto, soprattutto durante le prime fasi di una crisi sismica analoga a quella trattata dal progetto. E considerare le incertezze che accompagnano le conoscenze scientifiche disponibili è fondamentale dal punto di vista decisionale, perché aiuta a comprendere meglio lo scenario di eventi con cui i responsabili delle decisioni devono confrontarsi.



Per concludere, si intende infine menzionare il valore sociale di questo tipo di lavoro, che si ritiene vada oltre il suo valore scientifico. Chi ha deciso liberamente di partecipare a questo progetto sapeva di far parte del Servizio Nazionale della Protezione Civile, e dunque di essere al servizio del sistema italiano di protezione civile: è stata messa passione e conoscenza per un obiettivo che non era solo scientifico. Inoltre, è interessante osservare che gli Istituti di ricerca che aderiscono al progetto RETRACE-3D hanno deciso di lavorare insieme formando una rete, proprio come indicato dalla legge italiana, che stabilisce che “Il Dipartimento della protezione civile coordina l’attività per la costituzione di reti di Centri di Competenza per lo sviluppo di specifici argomenti su temi integrati e in prospettiva multirischio” (D.Lgs. 1/2018, art. 21).

Come già detto, l’idea del progetto RETRACE-3D è nata durante un’emergenza sismica. Per questo motivo, la struttura del progetto è stata progettata per essere come facilmente riproducibile e, quindi, rappresenta uno schema di lavoro di successo che si può attivare rapidamente in caso di emergenze simili. Ad esempio, in caso di crisi sismica in aree in cui, come spesso accade, i dati di sottosuolo non sono pubblici, essi possono essere rapidamente rilasciati e resi disponibili grazie alla collaborazione stabilita tra amministrazioni governative, istituti di ricerca e aziende private. Si può facilmente immaginare che un tale schema possa essere messo in atto per ogni futura emergenza sismica, stabilendo una forte collaborazione tra diversi istituti di ricerca, ognuno dei quali mantiene comunque anche il proprio ruolo e rapporto individuale con il Dipartimento della Protezione Civile.

Infine, questa esperienza e la metodologia applicata potrebbero essere facilmente adottate anche in ordinario, al di fuori delle emergenze, per studiare alcune aree chiave di potenziale interesse in termini di possibili scenari sismici (ad esempio, con riferimento a faglie attive non associate ad alcun terremoto conosciuto, o a terremoti storici privi di adeguata caratterizzazione sismotettonica). In quest’ottica, potrebbero essere promossi e supportati progetti *ad hoc* per applicare l’approccio di RETRACE-3D ad aree specifiche che sono note per essere esposte a un’elevata pericolosità sismica, preparando in anticipo modelli geologici ben vincolati a sostegno di deduzioni più affidabili sull’attivazione delle faglie e sulla relativa pericolosità.



## 6. BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (2016) - The August 24, 2016, Amatrice earthquake (Mw 6.0): field evidence of on-fault effects. Preliminary report. September 16, 2016. [https://www.isprambiente.gov.it/files/notizie-ispra/notizie-2016/sisma-italia-centrale/REPORT\\_Amatrice\\_en\\_2016\\_09\\_16.compressed.pdf](https://www.isprambiente.gov.it/files/notizie-ispra/notizie-2016/sisma-italia-centrale/REPORT_Amatrice_en_2016_09_16.compressed.pdf)
- Anzidei M., Baldi P., Pesci A., Del Mese S., Esposito A., Galvani A., et al. (2008) - La rete Geodetica GPS dell'Appennino centrale CA-GeoNet. Quaderni di Geofisica, 54, 43 pp., with appendix of 254 pp. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.
- Avallone A., et al. (2010) - The RING network: improvements to a GPS velocity field in the central Mediterranean. Annals of Geophysics, 53 (2), 39-54. <https://doi.org/10.4401/ag-4549>
- Bally A.W., Burbi L., Cooper C., Ghelardoni R. (1986). Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines. Mem. Soc. Geol. It., 35, 257-310.
- Bamler R. (1999) - The SRTM Mission: A World-Wide 30 m Resolution DEM from SAR Interferometry in 11 Days. Fritsch D., Spiller R., Eds. Wichmann Verlag: Heidelberg, Germany.
- Barchi M. (1998) - The CROP 03 profile: a synthesis of results on deep structures of the Northern Apennines. Mem. Soc. Geol. It., 52, 383-400.
- Barchi M.R., Alvarez W., Shimabukuro D.H. (2012) - The Umbria-Marche Apennines as a double orogen: observations and hypotheses. Italian Journal of Geosciences, 131 (2), 258-271.
- Bigi S., Casero P., Chiarabba C., Di Bucci D. (2013) - Contrasting surface active faults and deep seismogenic sources unveiled by the 2009 L'Aquila earthquake sequence, Italy. Terra Nova, 25 (1), 21-29.
- Bigi S., Casero P., Ciotoli G. (2011) - Seismic interpretation of the Laga basin; constraints on the structural setting and kinematics of the Central Apennines. Journal of the Geological Society, 168 (1), 179-190.
- Boncio P., Lavecchia G., Milana G., Rozzi B. (2004) - Seismogenesis in central Apennines, Italy: an integrated analysis of minor earthquake sequences and structural data in the Amatrice-Campotosto area. Annals of Geophysics, 47 (6), 1723-1742.
- Bonini L., Maesano F.E., Basili R., Burrato P., Carafa M.M.C., Fracassi U., Kastelic V., Tarabusi G., Tiberti M.M., Vannoli P., Valensise G. (2016) - Imaging the tectonic framework of the 24 August 2016, Amatrice (central Italy) earthquake sequence: new roles for old players? Annals of Geophysics, 59, Fast Track 5. DOI: 10.4401/ag-7229
- Bonini L., Basili R., Burrato P., Cannelli V., Fracassi U., Maesano F.E., Melini D., Tarabusi G., Tiberti M.M., Vannoli P., Valensise G. (2019) - Testing different tectonic models for the source of the Mw 6.5, 30 October 2016, Norcia earthquake (central Italy): a youthful normal fault, or negative inversion of an old thrust? Tectonics, 287 (3), 990-1017. doi: 10.1029/2018TC005185
- Bosi C. (1992) - Giornate di Studio sul tema: La Neotettonica in Italia a dieci anni dalla fine del Progetto Finalizzato Geodinamica – Relazione introduttiva. Il Quaternario, 5 (2), 281-286.
- Brozzetti F., Boncio P., Cirillo D., Ferrarini F., De Nardis R., Testa, A., et al. (2019) - High-resolution field mapping and analysis of the August–October 2016 coseismic surface faulting, Central Italy earthquakes: Slip distribution, parameterization, and comparison with global earthquakes. Tectonics, 38 (2), 417-439.
- Buttinelli M., Pezzo G., Valoroso L., De Gori P., Chiarabba C. (2018) - Tectonics inversions, fault segmentation, and triggering mechanisms in the central Apennines normal fault system: Insights from high-resolution velocity models. Tectonics, 37. <https://doi.org/10.1029/2018TC005053>
- Calamita F., Di Domenica A., Pace P. (2017) - Macro- and meso-scale structural criteria for identifying pre-thrusting normal faults within foreland fold-and-thrust belts: Insights from the Central-Northern Apennines, Italy. Terra Nova, 2017, 1-13.
- Calamita F., Paltrinieri W., Pelorosso M., Scisciani V., Tavarnelli E. (2003) - Inherited Mesozoic architecture of the Adria continental palaeomargin in the Neogene central Apennines orogenic system, Italy. Boll. Soc. Geol. It., 122 (2), 307-318.



- Calamita F., Pizzi A., Roscioni M. (1992) - I “fasci” di faglie recenti ed attive di M. Vettore–M. Bove e di M. Castello–M. Cardosa (Appennino Umbro–Marchigiano). *Studi Geologici Camerti*, 1, 81–95.
- Carannante S., Monachesi G., Cattaneo M., Amato A., Chiarabba C. (2013) - Deep structure and tectonics of the northern-central Apennines as seen by regional-scale tomography and 3-D located earthquakes. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 118 (10), 5391-5403.
- Cassinis R., Scarascia S., Lozej A. (2003) - The deep crustal structure of Italy and surrounding areas from seismic refraction data; a new synthesis. *Boll. Soc. Geol. It.*, 122 (3), 365-376.
- Castaldo R., D'Auria L., Pepe S., Solaro G., De Novellis V., Tizzani P. (2019) - The impact of crustal rheology on natural seismicity: Campi Flegrei caldera case study. *Geoscience Frontiers*, 10 (2), 453-466.
- Castellarin A., Colacicchi R., Praturlon A. (1978) - Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la ‘linea Ancona-Anzio’, dal Lias medio al Pliocene. *Geologica Romana*, 17, 161–189.
- Cavinato G.P., De Celles P.G. (1999) - Extensional basins in the tectonically bimodal central Apennines fold-thrust belt, Italy: response to corner flow above a subducting slab in retrograde motion. *Geology*, 27 (10), 955-958.
- Centamore E., Adamoli L., Berti D., Bigi G., Bigi S., Casnedi R., Cantalamessa G., Fumanti F., Morelli C., Micarelli A., Ridolfi M., Salvucci R., Chiochini M., Mancinelli A., Potetti M. (1992a) - Carta geologica dei bacini della Laga e del Cellino e dei rilievi carbonatici circostanti (Marche meridionali, Lazio nord-orientale, Abruzzo settentrionale). Scala 1:100.000. S.E.L.C.A., Firenze.
- Centamore E., Cantalamessa G., Micarelli A., Potetti M., Berti D., Bigi S., Morelli C., Ridolfi M. (1992b) - Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell'avanfossa marchigiano abruzzese e delle zone limitrofe. *Studi Geologici Camerti*, Volume speciale 1991/2, CROP 11, 125-131. 4.
- Centamore E., Fumanti F., Nisio S. (2002) - The central-northern Apennines geological evolution from Triassic to Neogene time. *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. Spec. 1 (1), 181-197.
- Centamore E., Rossi D., Tavarnelli E. (2009) - Geometry and kinematics of Triassic-to-Recent structures in the Northern-Central Apennines: a review and an original working hypothesis. *Italian Journal of Geoscience*, *Boll. Soc. Geol. It.*, 128, 419-432. DOI: 10.3301/IJG.2009.128.2.419
- Cheloni D., D'Agostino N., Scognamiglio L., Tinti E., Bignami C., Avallone A., Giuliani R., Calcaterra S., Gambino P., Mattone M. (2019) - Heterogeneous Behavior of the Campotosto Normal Fault (Central Italy) Imaged by InSAR GPS and Strong-Motion Data: Insights from the 18 January 2017 Events. *Remote Sensing*, 11, 1482.
- Cheloni D., De Novellis V., Albano M., Antonioli A., Anzidei M., Atzori S., et al. (2017) - Geodetic model of the 2016 central Italy earthquake sequence inferred from InSAR and GPS data. *Geophysical Research Letters*, 44, 6778-6787. <https://doi.org/10.1002/2017GL073580>
- Cheloni D., Falcucci E., Gori S. (2019a) - Half-graben rupture geometry of the 30 October 2016  $M_w$  6.6 Mt. Vettore-Mt. Bove earthquake, central Italy. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 124 (4). <https://doi.org/10.1029/2018JB015851>
- Cheloni D., De Novellis V., Albano M., Antonioli A., Anzidei M., Atzori S., et al. (2017) - Geodetic model of the 2016 central Italy earthquake sequence inferred from InSAR and GPS data. *Geophysical Research Letters*, 44, 6778–6787. <https://doi.org/10.1002/2017GL073580>
- Cheloni D., Giuliani R., D'Anastasio E., Atzori S., Walters R.J., Bonci L., et al. (2014) - Coseismic and post-seismic slip of the 2009 L'Aquila (central Italy) Mw 6.3 earthquake and implications for seismic potential along the Campotosto fault from joint inversion of high-precision levelling, InSAR and GPS data. *Tectonophysics*, 622, 168–185. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.009>
- Chiarabba C., Buttinelli M., Cattaneo M., De Gori P. (2020) - Large earthquakes driven by fluid overpressure: The Apennines normal faulting system case. *Tectonics*, 39, e2019TC006014. <https://doi.org/10.1029/2019TC006014>



- Chiarabba C., De Gori P., Mele F.M. (2015) - Recent seismicity of Italy: Active tectonics of the central Mediterranean region and seismicity rate changes after the Mw 6.3 L'Aquila earthquake. *Tectonophysics*, 638, 82-93.
- Chiarabba C., De Gori P., Cattaneo M., Spallarossa D., Segou M. (2018) - Faults geometry and the role of fluids in the 2016–2017 Central Italy seismic sequence. *Geophysical Research Letters*, 45 (14), 6963-6971.
- Chiarabba C., Amato A. (2003) - Vp and Vp/Vs images in the Mw 6.0 Colfiorito fault region (central Italy): A contribution to the understanding of seismotectonic and seismogenic processes. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108 (B5).
- Chiaraluce L., Di Stefano R., Tinti E., Scognamiglio L., Michele M., Casarotti E., Cattaneo M., De Gori P., Chiarabba C., Monachesi G., Lombardi A.M., Valoroso L., Latorre D., Marzorati S. (2017) - The 2016 central Italy seismic sequence: A first look at the mainshocks, aftershocks, and source models. *Seismological Research Letters*, 88 (3), 757-771. <https://doi.org/10.1785/0220160221>
- Chiaraluce L., Ellsworth W.L., Chiarabba C., Cocco M. (2003) - Imaging the complexity of an active normal fault system: The 1997 Colfiorito, central Italy, case study. *J. Geophys. Res.*, 108, B6, 2294. doi:10.1029/2002JB002166
- Ciarapica G., Passeri L. (2005) - Late Triassic and Early Jurassic sedimentary evolution of the Northern Apennines: An overview. *Boll. Soc. Geol. It.*, 124, 189–201.
- Cipriani A., Bottini C. (2019) - Early Cretaceous tectonic rejuvenation of an early Jurassic margin in the Central Apennines: The “Mt. Cosce Breccia”. *Sedimentary Geology*, 387, 57-74. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.03.002>
- Civico R., Pucci S., Villani F., Pizzimenti L., De Martini P., Nappi R. & the Open EMERGEIO Working Group (2018) - Surface ruptures following the 30 October 2016 Mw 6.5 Norcia earthquake, central Italy. *Journal of Maps*, 14, 151-160. ISSN: 1744-5647, doi:10.1080/17445647.2018.1441756
- Cosentino D., Cipollari P., Marsili P., Scrocca D. (2010) - Geology of the central Apennines: a regional review. In: Beltrando M., Peccerillo A., Mattei M., Conticelli S., Doglioni C., Eds. - *Journal of the Virtual Explorer*, 36, paper 12, doi:10.3809/jvirtex.2010.00223
- Costantini M.A. (1998) - Novel phase unwrapping method based on network programming. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 36, 813–821.
- D.Lgs. 1/2018 – Decreto Legislativo n. 1 del 2 gennaio 2018. Codice della Protezione Civile. [http://www.protezionecivile.gov.it/amministrazione-trasparente/provvedimenti/dettaglio/-/asset\\_publisher/default/content/decreto-legislativo-n-1-del-2-gennaio-2018-codice-della-protezione-civi-1](http://www.protezionecivile.gov.it/amministrazione-trasparente/provvedimenti/dettaglio/-/asset_publisher/default/content/decreto-legislativo-n-1-del-2-gennaio-2018-codice-della-protezione-civi-1)
- D'Agostino N. (2014) - Complete seismic release of tectonic strain and earthquake recurrence in the Apennines (Italy). *Geophysical Research Letters*, 41 (4), 1155-1162.
- De Guidi G., Vecchio A., Brighenti F., Caputo R., Carnemolla F., Di Pietro A., et al. (2017) - Brief communication: Co-seismic displacement on 26 and 30 October 2016 (Mw = 5.9 and 6.5) – Earthquakes in central Italy from the analysis of a local GNSS network. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17 (11), 1885-1892. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-1885-2017>
- Di Bucci D., Angeloni P. (2013) - Adria seismicity and seismotectonics: review and critical discussion. Special Issue: “The geology of the Periadriatic basin and the Adriatic Sea”, Bigi S., D’Ambrogi C., Carminati E., Eds. *Marine and Petroleum Geology*, 42, 182-190. doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.09.005
- Di Domenica A., Turtù A., Satolli S., Calamita F. (2012) - Relationships between thrusts and normal faults in curved belts: New insight in the inversion tectonics of the Central-Northern Apennines (Italy). *Journal of Structural Geology*, 42, 104-117.
- Di Luzio E., Mele G., Tiberti M.M., Cavinato G.P., Parotto M. (2009) - Moho deepening and shallow upper crustal delamination beneath the central Apennines. *Earth and Planetary Science Letters*, 280 (1-4), 1-12. doi:10.1016/j.epsl.2008.09.018



- Di Naccio D., Kastelic V., Carafa M.M.C., Esposito C., Milillo P., Di Lorenzo C. (2019) - Gravity Versus Tectonics: The Case of 2016 Amatrice and Norcia (Central Italy) Earthquakes Surface Coseismic Fractures. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 124 (4). <https://doi.org/10.1029/2018JF004762>
- Di Stefano R., Bianchi I., Ciaccio M. G., Carrara G., Kissling E. (2011) - Three-dimensional Moho topography in Italy: New constraints from receiver functions and controlled source seismology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12 (9). doi:10.1029/2011GC003649
- Di Stefano R., Chiarabba C., Chiaraluce L., Cocco M., De Gori P., Piccinini D., Valoroso L. (2011) - Fault zone properties affecting the rupture evolution of the 2009 (Mw 6.1) L'Aquila earthquake (central Italy): Insights from seismic tomography. *Geophysical Research Letters*, 38 (10).
- DISS Working Group (2018) - Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:10.6092/INGV.IT-DISS3.2.1
- Dogliani C. (1991) - A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions - possible applications to the Tyrrhenian – Apennines system. *Terra Nova*, 3, 423-434.
- Dolce M. (2008) - Civil protection vs. earthquake engineering and seismological research. *Proceeding of 14th World Conference on Earthquake Engineering*, Oct 2008, Beijing, Keynote speech.
- Dolce M., Di Bucci D. (2015) - Civil Protection Achievements and Critical Issues in Seismology and Earthquake Engineering Research. In: A. Ansal (Ed.), *Perspectives on European Earthquake Engineering and Seismology*, Volume 2. Springer series “Geotechnical, Geological and Earthquake Engineering”, 39, Chapter 2. 21-58. doi:10.1007/978-3-319-16964-4\_2
- Dolce M., Di Bucci D. (2018) - The 2016-17 Central Apennines seismic sequence: analogies and differences with recent Italian earthquakes. In: K. Pitilakis Ed., *Recent Advances in Earthquake Engineering in Europe. 16th European Conference on Earthquake Engineering-Thessaloniki 2018*. Springer series “Geotechnical, Geological and Earthquake Engineering”, 46, Chapter 26, 603-638. ISBN 978-3-319-75740-7. Chapter doi:10.1007/978-3-319-75741-4\_26
- EMERGEO Working Group (2016a) - Coseismic effects of the 2016 Amatrice seismic sequence: first geological results. *Annals of Geophysics*, 59 (5). <https://doi.org/10.4401/ag-7195>
- EMERGEO Working Group (2016b): *Terremoto di Amatrice del 24 agosto 2016: Effetti Cosismici*. doi:10.5281/zenodo.61566”
- Faluccci E., Gori S., Galadini F., Fubelli G., Moro M., Saroli M. (2016) - Active faults in the epicentral and mesoseismal Ml 6.0 24, 2016 Amatrice earthquake region, central Italy. *Methodological and seismotectonic issues*. *Annals of Geophysics*, 59.
- Faluccci E., Gori S., Bignami C., Pietrantonio G., Melini D., Moro M., et al. (2018) - The Campotosto seismic gap in between the 2009 and 2016–2017 seismic sequences of central Italy and the role of inherited lithospheric faults in regional seismotectonics settings. *Tectonics*, 37, 2425–2445. <https://doi.org/10.1029/2017TC004844>
- Ferri F., Zanolla C., Porfidia B., Coren F., Cesi C. (2008) - Carta delle anomalie di Bouguer dell'Italia e mari circostanti, alla scala 1:1.000.000. *Atti del XXVII Convegno NGTGS*, 438-439.
- Galadini F. (1999) - Pleistocene changes in the central Apennine fault kinematics: A key to decipher active tectonics in central Italy. *Tectonics*, 18, 5, 877-894. <https://doi.org/10.1029/1999TC900020>
- Galadini F., Galli P. (2000) - Active tectonics in the central Apennines (Italy)—Input data for seismic hazard assessment. *Natural Hazards*, 22, 225–270.
- Galadini F., Galli P. (2003) - Paleoseismology of silent faults in the Central Apennines (Italy): The Mt. Vettore and Laga Mts. faults. *Annals of Geophysics*, 46 (5), 815–836. <https://doi.org/10.4401/ag-3457>
- Galadini F., Messina P. (2001) - Plio-Quaternary changes of the normal fault architecture in the central Apennines (Italy). *Geodinamica Acta*, 14, 321–344.



- Galderisi A., Galli P., Giaccio B., Messina P., Pitts A., Volatili T., Tondi E. (2017) - Nuovi saggi paleosismologici lungo la faglia di Campotosto (AQ). Extended abstract to GNGTS Congress 2017, sessione 1.1, 34-37. <http://www3.ogs.trieste.it/gngts/files/2017/S11/Riassunti/Galderisi.pdf>
- Galli P., Galderisi A., Peronace A., Giaccio B., et al. (2018) - The Awakening of the Dormant Mount Vettore Fault (2016 Central Italy Earthquake, Mw 6.6): Paleoseismic Clues on Its Millennial Silences. *Tectonics*, 38. <https://doi.org/10.1029/2018TC005326>
- Galvani A., Anzidei M., Devoti R., Esposito A., Pietrantonio G., Pisani A.R., et al. (2012) - The interseismic velocity field of the central Apennines from a dense GPS network. *Annals of Geophysics*, 55(4). <https://doi.org/10.4401/ag-6168>
- Gardner G.H.F., Gardner L.W., Gregory A.R. (1974) - Formation velocity and density: the diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics* 39, 770-780.
- Gasparini P., Lolli B., Vannucci G. (2013) - Empirical Calibration of Local Magnitude Data Sets Versus Moment Magnitude in Italy. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 103, 2227–2246. doi:10.1785/0120120356
- Geoff Tanner P.W. (1989) - The flexural-slip mechanism. *Journal of Structural Geology*, 11 (6), 635-655. ISSN 0191-8141, [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90001-1](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90001-1)
- Gori S., Falcucci E., Galadini F., Zimmaro P., Pizzi A., Kayen R.E., et al. (2018) - Surface faulting caused by the 2016 central Italy seismic sequence: Field mapping and LiDAR/UAV imaging. *Earthquake Spectra*, 34 (4), 1585–1610. <https://doi.org/10.1193/11141EQS236MR>
- Grandić S., Biancone M., Samaržija J. (2002) - Geophysical and stratigraphic evidences of the Adriatic Triassic rift structures. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 57, 315-325.
- Guidoboni E., Ferrari G., Tarabusi G., Sgattoni G., Comastri A., Mariotti D., Ciuccarelli C., Bianchi M.G., Valensise G. (2019) - CFT15Med, the new release of the catalogue of strong earthquakes in Italy and in the Mediterranean area. *Scientific Data*, 6, Article number: 80. <https://doi.org/10.1038/s41597-019-0091-9>
- Hammer S. (1939) - Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophys.*, 4, 184-194. doi:10.1190/1.1440495
- Heiskanen W.A., Moritz H. (1969) - Physical geodesy. W.H. Freeman and Co., San Francisco, CA, USA, 172 pp.
- Hinze W.J., Aiken C., Brozena J., Coakley B., Dater D., Flanagan G., Forsberg R., Hildenbrand T., Randy Keller G., Kellog J., Kucks R., Li X., Mainville A., Morin R., Pilkington M., Plouff D., Ravat D., Roman D., Urrutia-Fucugauchi J., Veronneau M., Webring M., Winester D. (2005) - New standards for reducing gravity data: the north American gravity database. *Geophys.*, 70, J25-J32.
- Huayong N., Hua G., Yanchao G., Blumetti A. M., Commerci V., Di Manna P., Guerrieri L., Vilittori E. (2019) - Comparison of Earthquake Environmental Effects and ESI intensities for recent seismic events in different tectonic settings: Sichuan (SW China) and Central Apennines (Italy). *Engineering Geology*, 258, 105149. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.105149>
- Improta L., Latorre D., Margheriti L., et al. (2019) - Multi-segment rupture of the 2016 Amatrice-Visso-Norcia seismic sequence ,central Italy, constrained by the first high-quality catalog of Early Aftershocks. *Sci. Rep.*, 9, 6921. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-43393-2>
- ISPRA, ENI and OGS (2009) - Cartografia gravimetrica digitale d'Italia alla scala 1:250.000. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, Roma, Italy.
- Kanamori H., Brodsky E.E. (2001) - The Physics of Earthquakes. *Phys. Today*, 54, 34–40. doi:10.1063/1.1387590
- Kirby S.H. (1983) - Rheology of the lithosphere. *Reviews of Geophysics*, 21, 6, 1458-1487.
- Koopman A. (1983) - Detachment tectonics in the central Apennines, Italy. *Geologica Ultraiect.*, 30, 155 pp.
- L. 225/1992 – Legge n. 225 del 24 febbraio 1992. Istituzione del Servizio Nazionale della Protezione Civile. [http://www.protezionecivile.gov.it/amministrazione-trasparente/provvedimenti/dettaglio/-/asset\\_publisher/default/content/legge-n-225-del-24-febbraio-1992-istituzione-del-servizio-nazionale-della-protezione-civile](http://www.protezionecivile.gov.it/amministrazione-trasparente/provvedimenti/dettaglio/-/asset_publisher/default/content/legge-n-225-del-24-febbraio-1992-istituzione-del-servizio-nazionale-della-protezione-civile)
- LaFehr T.R. (1991) - An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. *Geophys.*, 56, 1179-1184.
- Lavecchia G. (1985) - Il sovrascorrimento dei Monti Sibillini: Analisi cinematica e strutturale. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 104, 161–194.



- Lavecchia G., Castaldo R., de Nardis R., De Novellis V., Ferrarini F., Pepe S., et al. (2016) - Ground deformation and source geometry of the 24 August 2016 Amatrice earthquake (central Italy) investigated through analytical and numerical modeling of DInSAR measurements and structural-geological data. *Geophysical Research Letters*, 43, 12,389–12,398. <https://doi.org/10.1002/2016GL071723>
- Leonard M. (2014) - Self-Consistent Earthquake Fault-Scaling Relations: Update and Extension to Stable Continental Strike-Slip Faults. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 104, 2953–2965. doi:10.1785/0120140087
- Livio F., Michetti A.M., Vittori E., Gregory L., Wedmore L., Piccardi L., Tondi E., Roberts G., Blumetti A.M., Bonadeo L., Brunamonte F., Comerci V., Di Manna P., Ferrario M.F., Faure Walker J., Frigerio C., Fumanti F., Guerrieri L., Iezzi F., Leoni G., McCaffrey K., Mildon Z., Phillips R., Rhodes E., Walters R.J., Wilkinson M. (2016) - Surface faulting during the August 24, 2016, Central Italy earthquake (Mw 6.0): preliminary results. *Annals of Geophysics*, 59, Fast Track 5. doi:10.4401/ag-7197
- Malagnini, L., Lucente, F. P., De Gori, P., Akinci, A., & Munafo', I. (2012). Control of pore fluid pressure diffusion on fault failure mode: Insights from the 2009 L'Aquila seismic sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B5).
- Marson I., Cernobori L., Nicolich R., Stoka M., Liotta D., Palmieri F. and Velicogna I. (1998) - CROP03 profile: a geophysical analysis of data and results. *Mem. Soc. Geol. It.*, 52, 123-137.
- Massonnet D., Rossi M., Carmona C., Adragna F., Peltzer G., Feigl K., Rabaute T. (1993) - The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, 364, 138.
- Mele G., Sandvol E (2003) - Deep crustal roots beneath the northern Apennines inferred from teleseismic receiver functions. *Earth and Planetary Science Letters*, 211 (1-2), 69-78. doi:10.1016/S0012-821X(03)00185-7
- Mele G., Sandvol E., Cavinato G.P. (2006) - Evidence of crustal thickening beneath the central Apennines (Italy) from teleseismic receiver functions. *Earth and Planetary Science Letters*, 249 (3-4), 425-435. doi:10.1016/j.epsl.2006.05.024
- Michele M., Chiaraluce L., Di Stefano R., Waldhauser F. (2020) - Fine-Scale Structure of the 2016–2017 Central Italy Seismic Sequence From Data Recorded at the Italian National Network. *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 125. doi:10.1029/2019JB018440
- Michetti A.M., Ferrelì L., Esposito E., Porfido S., Blumetti A.M., Vittori E., Serva L., Roberts G.P. (2000) - Ground effects during the September 9, 1998, Mw=5.6, Luria earthquake and the seismic potential of the aseismic Pollino region in Southern Italy. *Seis. Res. Letts.*, 71, 31–46.
- Milli S., Cannata D., Marini M., Moscatelli M. (2013) - Facies and geometries of Lower Messinian Laga Basin turbidite deposits (central Apennines, Italy). *Journal of Mediterranean Earth Sciences Special Issue*, 179, 225.
- Mirabella F., Barchi M., Lupattelli A., Stucchi E., Ciaccio M.G. (2008) - Insights on the seismogenic layer thickness from the upper crust structure of the Umbria–Marche Apennines (central Italy). *Tectonics*, 27. <http://dx.doi.org/10.1029/2007TC002134>, TC1010
- Montone P., Mariucci M.T. (2020) - Constraints on the Structure of the Shallow Crust in Central Italy from Geophysical Log Data. *Sci. Rep.*, 10, 3834, 2020. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-60855-0>
- Morelli C. (1998) - Contributi e vincoli dalla Geofisica profonda all'origine e distribuzione dei terremoti nella Penisola italiana. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, 9, 5-25.
- Moritz H. (1980) - Geodetic reference system 1980. *J. Geod.*, 54, 395-405.
- Okada Y. (1985) - Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75 (4), 1135-1154.
- Parotto M., Praturlon A. (1975) - Geological summary of the Central Apennines. *Quaderni de 'La Ricerca Scientifica'*, 90, 257-311.
- Patacca E., Sartori R., Scandone P. (1990) - Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 45, 425-451.



- Pauselli C., Gola G., Mancinelli P., Trumpy E., Saccone M., Manzella A., Ranalli G. (2019) - A new surface heat flow map of the Northern Apennines between latitudes 42.5 and 44.5 N. *Geothermics*, 81, 39-52. doi:10.1016/j.geothermics.2019.04.002
- Pauselli C., Ranalli G., Federico C. (2010) - Rheology of the Northern Apennines: Lateral variations of lithospheric strength. *Tectonophysics*, 484, 27-35. doi:10.1016/j.tecto.2009.08.029
- Piana Agostinetti N., Amato A. (2009) - Moho depth and Vp/Vs ratio in peninsular Italy from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 114 (B6). doi:10.1029/2008JB005899
- Piana Agostinetti N., Lucente F.P., Selvaggi G., Di Bona M. (2002) - Crustal structure and Moho geometry beneath the Northern Apennines (Italy). *Geophysical Research Letters*, 29 (20), 60-1. doi:10.1029/2002GL015109
- Pierantoni P., Deiana G., Galdenzi S. (2013) - Stratigraphic and structural features of the Sibillini mountains, Umbria-Marche Apennines, Italy. *Italian Journal of Geosciences*, 132, 3, 497-520.
- Pizzi A., Di Domenica A., Gallovič F., Luzi L., Puglia R. (2017) - Fault segmentation as constraint to the occurrence of the main shocks of the 2016 Central Italy seismic sequence. *Tectonics*, 36 (11), 2370-2387.
- Pizzi A., Calamita F., Coltorti M., Pieruccini P. (2002) - Quaternary normal faults, intramontane basins and seismicity in the Umbria-Marche-Abruzzi Apennine Ridge (Italy): Contribution of neotectonic analysis to seismic hazard assessment. *Italian Journal of Geosciences (Bollettino della Societa Geologica Italiana)*, 1 (2), 923-929.
- Pizzi A., Galadini F. (2009) - Pre-existing cross-structures and active fault segmentation in the northern-central Apennines (Italy). *Tectonophysics*, 476, 304-319. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.03.018>
- Pucci S., De Martini P, Civico R., Nappi R., Ricci T., Villani F., Brunori C.A., Caciagli M., Sapia V., Cinti F. R., Moro M., Di Naccio D., Gori S., Falcucci E., Vallone R., Mazzarini F., Tarquini S., Del Carlo P., Kastelic V., Carafa M., De Ritis R., Gaudiosi G., Nave R., Alessio G., Burrato P., Smedile A., Alfonsi L., Vannoli P., Pignone M., Pinzi S., ... (2016) - Coseismic effects of the 2016 Amatrice seismic sequence: first geological results. *Annals of Geophysics*, 59. ISSN: 2037-416X, doi:10.4401/AG-7195
- Pucci S., De Martini P, Civico R., Villani F., Nappi R., Ricci T., Azzaro, R., Brunori C.A., Caciagli M., Cinti F.R., Sapia V., De Ritis R., Mazzarini F., Tarquini S., Gaudiosi G., Nave R., Alessio G., Smedile A., Alfonsi L., Cucci L., Pantosti D. (2017) - Coseismic ruptures of the 24 August 2016, Mw 6.0 Amatrice earthquake (central Italy). *Geophysical Research Letters*, 44. ISSN: 0094-8276, doi:10.1002/2016GL071859
- Santantonio M. (1993) - Facies associations and evolution of pelagic carbonate platform /basin systems: examples from the Italian Jurassic. *Sedimentology*, 40, 1039-1067. doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01379.x
- Santantonio M. (1994) - Pelagic Carbonate Platforms in the Geologic Record: Their Classification, and Sedimentary and Paleotectonic Evolution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78 (1), 122-141. Doi:10.1306/BDF9032-1718-11D7-8645000102C1865D
- Santantonio M., Scrocca D., Lipparini L. (2013) - The Ombrina-Rospo Plateau (Apulian Platform): Evolution of a Carbonate Platform and its Margins during the Jurassic and Cretaceous. *Marine and Petroleum Geology*, 42, 4-29. doi:doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.11.008
- Savage, M. K. (2010). The role of fluids in earthquake generation in the 2009 Mw 6.3 L'Aquila, Italy, earthquake and its foreshocks. *Geology*, 38(11), 1055-1056.
- Scisciani V., Agostini S., Calamita F., Pace P., Cilli A., Giori I., Paltrinieri W. (2014) - Positive inversion tectonics in foreland fold-and-thrust belts: a reappraisal of the Umbria-Marche Northern Apennines (Central Italy) by integrating geological and geophysical data. *Tectonophysics*, 637, 218-237.
- Scisciani V., Tavarnelli E., Calamita F., Paltrinieri W. (2002) - Pre-thrusting normal faults within syn-orogenic basins of the Outer Central Apennines, Italy: Implications for Apennine tectonics. *Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec.*, 1, 295-304.
- Scognamiglio L., Tinti E., Casarotti E., Pucci S., Villani F., Cocco M., et al. (2018) - Complex fault geometry and rupture dynamics of the Mw 6.5, 2016, October 30th central Italy earthquake. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 123, 2943-2964. <https://doi.org/10.1002/2018JB015603>



- Scrocca D., Doglioni C., Innocenti F., Manetti P., Mazzotti A., Bertelli L., Burbi L., Doffizi S. (2003) - CROP Atlas: seismic reflection profiles of the Italian crust. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 62, 1-194, ISBN: 88-240-2548-X. ISSN: 0536-0242.
- Servizio Geologico d'Italia (1941) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 F. 132 Norcia.
- Servizio Geologico d'Italia (1955) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 F. 139 L'Aquila.
- Servizio Geologico d'Italia (1959) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 F. 125 Fermo.
- Servizio Geologico d'Italia (1963) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 F. 140 Teramo.
- Servizio Geologico d'Italia (1967) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 F. 124 Macerata.
- Servizio Geologico d'Italia (1968a) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 F. 123 Assisi.
- Servizio Geologico d'Italia (1968b) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 F. 131 Foligno.
- Servizio Geologico d'Italia (1969) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 F. 133-134 Ascoli Piceno - Giulianova.
- Servizio Geologico d'Italia (1970) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 F. 138 Terni.
- Servizio Geologico d'Italia (2011) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:1.000.000. ISPRA.
- Servizio Geologico d'Italia (in stampa, a) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 F. 337 Norcia. ISPRA.
- Servizio Geologico d'Italia (in stampa, b) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 F. 348 Antrodoco. ISPRA.
- Sibson R.H. (1974) - Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. *Nature*, 249, 542544.
- Solaro G., Tizzani P., Milano G., Pauselli C. (2007) - Rheological behaviour of the crust in Southern Apennine (Italy): Results from a thermal and seismological study. *Terra Nova*, 19, 353-359. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00759.x
- Somigliana C. (1930) - Geofisica. Sul campo gravitazionale esterno del geoide ellissoidico. *Atti della Accademia Nazionale dei Lincei. Rendiconti. Classe di scienze fisiche, matematiche e naturali*, 6, 237-243.
- Speranza F., Minelli L., Pignatelli A., Gilardi M. (2016) - Curie temperature depths in the Alps and the Po Plain, *Journal of Geodynamics*. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.03.012>
- Stampfli G.M., Borel G.D. (2002) - A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 17-33.
- Suppe J. (1983) - Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283 (7), 684-721. <https://doi.org/10.2475/ajs.283.7.684>
- Stendardi F., Capotorti F., Fabbi S., Ricci V., Silvestri S., Bigi S. (2020) - Geological map of the Mt. Vettoretto-Capodacqua area (Central Apennines, Italy) and cross-cutting relationships between Sibillini Mts. Thrust and Mt. Vettore normal faults system. *Geol. F. Trips Maps*, 12, 2. doi.org/10.3301/GFT.2020.04
- Stramondo S., Tesauro M., Briole P., Sansosti E., Baldi P., Fornaro G., Avallone A., Buongiorno M.F., Franceschetti G., Boschi E., et al. (1999) - The September 26, 1997 Colfiorito, Italy, earthquakes: Modeled coseismic surface displacement from SAR interferometry and GPS. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 883-886.
- Tarquini S., Isola I., Favalli M., Mazzarini F., Bisson M., Pareschi M.T., Boschi E. (2007) - TINITALY/01: a new Triangular Irregular Network of Italy. *Ann. Geophys.*, 50, 407-425.
- Tarquini S., Vinci S., Favalli M., Doumaz F., Fornaciai A., Nannipieri L. (2012) - Release of a 10-m-resolution DEM for the Italian territory: comparison with global-coverage DEMs and anaglyph-mode exploration via the web. *Comput. Geosci.*, 38, 168-170. doi: 10.1016/j.cageo.2011.04.018
- Tavarnelli E., Butler R.W.H., Decandia F.A., Calamita F., Grasso M., Alvarez W., Renda P. (2004) - Implications of fault reactivation and structural inheritance in the Cenozoic tectonic evolution of Italy. *The Geology of Italy, Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004*, 1, 209-222.
- Tinti E., Scognamiglio A., Michelini A., Cocco M. (2016) - Slip heterogeneity and directivity of the ML 6.0, 2016, Amatrice earthquake estimated with rapid finite-fault inversion. *Geophysical Research Letters*, 43, 10,745-10,752. <https://doi.org/10.1002/2016GL071263>



- Valerio E., De Novellis V., Manzo M., Tizzani P. (2019) - Fractal Study of the 1997–2017 Italian Seismic Sequences: A Joint Analysis of Seismological Data and DInSAR Measurements *Remote Sens.*, 11, 2112. doi:10.3390/rs11182112
- Valoroso L., Chiaraluce L., Piccinini D., Di Stefano R., Schaff D., Waldhauser F. (2013) - Radiography of a normal fault system by 64,000 high-precision earthquake locations: The 2009 L'Aquila, central Italy, case study. *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 118, 1156–1176. doi:10.1002/jgrb.50130
- Verdoya M., Chiozzi P., Gianluca G., Jbeily E. (2019) - Conductive heat flow pattern of the central-northern Apennines, Italy. *International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applications*, 2, 37-45. doi:10.31214/ijthfa.v2i1.33
- Vezzani L., Ghisetti F., Bigozzi A., Follador U., Casnedi R. (1998) - Carta geologica dell'Abruzzo: scala 1:100.000. SELCA.
- Villani F., Civico R., Pucci S., Pizzimenti L., Nappi R., De Martini P., and the Open EMERGEO Working Group<sup>1</sup> (2018a) - A database of the coseismic effects following the 30 October 2016 Norcia earthquake in Central Italy. *Scientific Data*. ISSN: 2052-4463, doi:10.1038/sdata.2018.49
- Villani F., Pucci S., Civico R., De Martini P., Cinti F.R., Pantosti D. (2018b) - Surface faulting of the 30 October 2016 Mw 6.5 central Italy earthquake: Detailed analysis of a complex coseismic rupture. *Tectonics*, 37, 3378-3410. ISSN: 0278-7407, doi:10.1029/2018TC005175
- Ziesch J., Tanner D.C., Krawczyk C.M. (2014) - Strain Associated with the Fault-Parallel Flow Algorithm during Kinematic Fault Displacement. *Math. Geosci.*, 46, 59–73. <https://doi.org/10.1007/s11004-013-9464-3>
- Zimmaro P., Scasserra G., Stewart J.P., Kishida T., Tropeano G., Castiglia M., Pelekis P. (2018) - Strong motion characteristics from 2016 central Italy earthquake sequence. *Earthquake Spectra*, 34 (4), 1611-1637. <https://doi.org/10.1193.091817EQS184M>

---

<sup>1</sup> Istituzioni afferenti ad "Open EMERGEO Working Group": 1. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Italy. 2. Università della Basilicata, Potenza 85100, Italy. 3. Istituto Superiore per la Prevenzione e la Ricerca Ambientale (ISPRA), Roma 00144, Italy. 4. Università degli Studi di Camerino, Camerino 62032, Italy. 5. Università degli Studi "Gabriele D'Annunzio" di Chieti-Pescara, Centro Interuniversitario per l'Analisi Sismotettonica, Chieti 66100, Italy. 6. Institut de Radioprotection et Sûreté Nucléaire, BERSIN, 92262 Fontenay-aux-Roses, France. 7. Aix-Marseille Université, CEREGE CNRS-IRD UMR 34, 13545 Aix en Provence, France. 8. Università degli Studi dell'Insubria, Como 22100, Italy. 9. Université de Strasbourg, CNRS, Lab Image Ville Environnement UMR 7362, Strasbourg, France. 10. Università degli Studi di Roma "La Sapienza", Roma 00185, Italy. 11. Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Paris 75005, France. 12. Agenzia nazionale per le nuove tecnologie, l'energia e lo sviluppo economico sostenibile, (ENEA), Roma 00196, Italy. 13. Institute for Risk and Disaster Reduction, University College London, London WC1E 6BT, UK. 14. Géosciences Montpellier, Université de Montpellier CNRS-UMR 5243, France. 15. University of Leeds, Leeds LS2 9JS, UK. 16. Université Grenoble Alpes, Université Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, IFSTTAR, ISTerre, Saint-Martin-d'Hères 38400, Grenoble, France. 17. Birkbeck University of London, London WC1E 7HX, UK. 18. Université Côte d'Azur, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, IRD, Géoazur, Valbonne 06560, France. 19. Università degli Studi di Cassino e del Lazio Meridionale, DICeM, Cassino 03043, Italy. 20. Université de Strasbourg, CNRS, Institut de Physique du Globe de Strasbourg UMR 7516, Strasbourg, France. 21. Durham University, Durham DH1, UK. 22. Università degli Studi di Chieti-Pescara, DiSPUTer Chieti, Chieti 66100, Italy. 23. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Geoscienze e Georisorse (IGG), 50121 Firenze, Italy. 24. Università degli Studi di Perugia, Perugia 06123, Italy. 25. SOGIN, Roma 00185, Italy. 26. Geospatial Research Ltd, Durham DH1 4EL, UK.

# RETRACE-3D

*centRal italy EarThquakes integRAted Crustal modEl*

