



## **Relazione Tecnica**

# **Progetto “Poggiofiorito Stoccaggio”: assetto sismo-tettonico e possibili processi responsabili di eventuale sismicità indotta**

**Proponente:  
Gas Plus Storage S.r.l.**

**Autorità Procedente:  
Ministero dell’Ambiente e della Sicurezza Energetica**

**Data di Stesura:  
26 settembre 2024**

**Preparata da:  
Davide Scrocca**

**Laboratorio di Modellazione Geologica di Sottosuolo  
Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria  
Consiglio Nazionale delle Ricerche**

## Sommario

1	Introduzione .....	3
2	Assetto strutturale e quadro sismotettonico dell'area in esame.....	4
2.1	Assetto strutturale .....	4
2.2	Quadro sismotettonico dell'area in esame .....	7
2.2.1	Sismicità strumentale.....	7
2.2.2	Sismicità storica.....	8
2.2.3	Sorgenti sismogenetiche.....	9
2.2.4	Faglie capaci .....	11
2.2.5	Campo di <i>stress</i> attuale.....	12
2.3	Considerazioni sull'assetto strutturale e sismotettonico della zona periadriatica abruzzese ..	13
3	Possibili influenze dei sismi che hanno caratterizzato l'Abruzzo negli ultimi anni sulle sorgenti sismogenetiche presenti.....	15
3.1	Caratteristiche delle principali sequenza sismiche che hanno interessato l'Italia centrale negli ultimi 15 anni.....	15
3.2	Effetti prodotti da un terremoto .....	17
3.2.1	Effetti sui livelli superficiali .....	17
3.2.2	Fenomeni di trasferimento dello <i>stress</i> .....	22
3.3	Considerazioni sulle possibili influenze dei sismi che hanno caratterizzato l'Italia Centrale negli ultimi anni sulle sorgenti sismogenetiche presenti.....	26
3.3.1	Influenze sull'assetto geologico-strutturale .....	26
3.3.2	Influenze sul campo di <i>stress</i> presente nel sottosuolo.....	27
4	Sismicità indotta dalle attività d'iniezione/estrazione di fluidi dal sottosuolo .....	28
4.1	Processi fisici responsabili di eventuale sismicità indotta .....	28
4.2	Stoccaggi di gas nel sottosuolo e sismicità indotta .....	29
5	Conclusioni.....	33
5.1	Assetto strutturale e quadro sismotettonico .....	33
5.2	Possibili influenze dei sismi che hanno caratterizzato l'Abruzzo negli ultimi anni sulle sorgenti sismogenetiche presenti .....	33
5.3	Sismicità indotta associata a stoccaggi di gas nel sottosuolo.....	34
6	Bibliografia.....	35

## 1 Introduzione

In relazione all'istanza di proroga di validità temporale del decreto di compatibilità ambientale relativo al progetto di "Stoccaggio di gas naturale in giacimento di idrocarburi da denominarsi Poggiofiorito Stoccaggio", Gas Plus Storage S.r.l., ha ricevuto dalla Commissione Tecnica di Verifica dell'Impatto Ambientale VIA e VAS del Ministero dell'Ambiente e della Sicurezza Energetica una serie di richieste di integrazioni. Alcune di tali integrazioni riguardano la caratterizzazione sismotettonica dell'area in cui ricade il sito del progetto, le possibili influenze dei sismi che hanno caratterizzato l'Abruzzo negli ultimi anni sulle sorgenti sismogenetiche della zona e i possibili processi responsabili di eventuale sismicità indotta dalle attività d'iniezione/estrazione di fluidi dal sottosuolo.

La Gas Plus Storage S.r.l. ha quindi chiesto al Laboratorio di Modellazione Geologica di Sottosuolo (GeoS Lab) dell'Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria (IGAG) del Consiglio Nazionale delle Ricerche di sviluppare uno specifico studio per contribuire a chiarire i punti sopracitati contenuti nella richiesta di integrazioni.

I risultati di tale studio sono contenuti in questa relazione tecnico-scientifica che è composta da diverse parti.

Sulla base delle informazioni disponibili nella letteratura scientifica e fornite dalla società proponente, verrà innanzitutto definito, nel secondo capitolo, l'assetto geologico-strutturale della zona periadriatica abruzzese in cui è ubicato il sito del progetto "Poggiofiorito Stoccaggio". Inoltre, in questo stesso capitolo, sarà caratterizzato, il contesto sismotettonico dell'area in studio utilizzando informazioni tratte da diverse banche dati di carattere sismologico e sismotettonico. La caratterizzazione includerà quindi l'analisi della sismicità naturale (strumentale e storica), delle faglie capaci e delle sorgenti sismogenetiche note nell'area e del campo di stress presente nel sottosuolo.

Nel terzo capitolo, per valutare le possibili influenze dei sismi che hanno caratterizzato l'Abruzzo negli ultimi anni sulle sorgenti sismogenetiche presenti nell'area in studio, saranno prese in esame le sequenze sismiche che hanno interessato l'Italia centrale nel 2016-2017 e l'Aquila nel 2009, che includono i più forti terremoti abruzzesi degli ultimi 15 anni. Sulla base di una revisione critica della letteratura scientifica verrà quindi valutata la zona interessata da scuotimento, deformazioni e rotture cosismiche superficiali degli eventi sismici di maggiore magnitudo e valutate le possibili variazioni del campo di *stress* che agisce sulle sorgenti sismogenetiche presenti nel sottosuolo della zona in cui è ubicato il sito del progetto "Poggiofiorito Stoccaggio".

Nel quarto capitolo della relazione, infine, saranno discussi qualitativamente i possibili processi responsabili di eventuale sismicità indotta o innescata dalle attività antropiche collegate all'iniezione/estrazione di fluidi dal sottosuolo alla luce della letteratura scientifica su tale tema. In questa parte della relazione sarà effettuata anche una revisione critica dei risultati noti del monitoraggio microsismico degli altri siti di stoccaggio già operanti in Italia, in contesti geologici simili a quelli a del progetto "Poggiofiorito Stoccaggio".

I principali risultati di questo studio saranno poi sintetizzati e discussi nell'ultimo e conclusivo capitolo.

## 2 Assetto strutturale e quadro sismotettonico dell'area in esame

L'assetto strutturale e il quadro sismotettonico dell'area in esame, e in particolare della fascia costiera in cui è ubicato il sito del progetto " Poggiofiorito Stoccaggio", possono essere definiti alla luce delle più recenti conoscenze scientifiche e delle più aggiornate informazioni tratte dalle banche dati di tipo sismologico e sismotettonico.

### 2.1 Assetto strutturale

L'assetto geologico-strutturale della zona periadriatica abruzzese (Fig. 1), in cui è situata l'area di Poggiofiorito, è caratterizzato dalla presenza di un sistema di anticlinali orientate NW-SE, sepolte sotto i depositi di avanfossa plio-pleistocenici, sviluppatasi nel corso degli ultimi 5 milioni di anni in seguito alla propagazione di sovrascorrimenti, non affioranti in superficie nella fascia costiera (e.g., Bally et al., 1986; Ori et al., 1991; Bigi et al., 1992; Artoni & Casero, 1997; Calamita et al., 2002; Bolis et al., 2003; Scisciani & Montefalcone, 2005; Carruba et al., 2006; Patacca et al., 2008; Cosentino et al., 2010; Fantoni & Franciosi, 2010; Artoni, 2013; Bigi et al., 2013; Ferrarini et al., 2021).

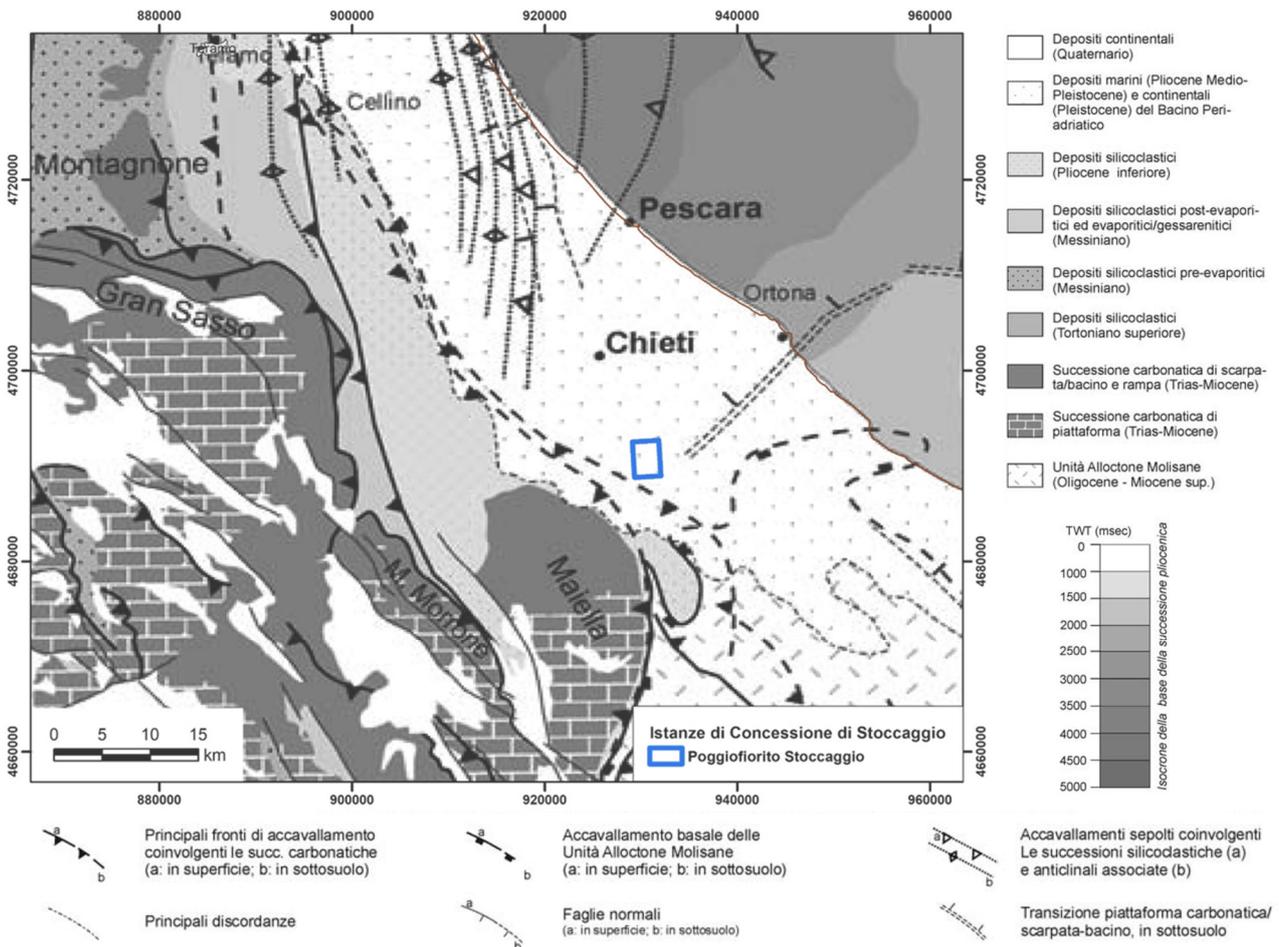


Fig. 1 - Schema geologico-strutturale dell'Appennino centrale esterno e della zona periadriatica abruzzese (modificato da Scisciani & Montefalcone, 2005); il perimetro dell'Istanza di Concessione di Stoccaggio Poggiofiorito è evidenziato in azzurro.

Dal punto di vista geodinamico, l'evoluzione del settore in esame è stata, ed è tuttora, controllata dalla subduzione verso ovest della microplacca adriatica al di sotto dell'orogene appenninico. Il progressivo

arretramento verso est della zona di subduzione è stato accompagnato dall'avanzamento delle strutture (pieghe e sovrascorrimenti) associate al prisma d'accrezione appenninico (e.g., Doglioni et al., 1999; Scrocca et al., 2007).

La stratigrafia della zona periadriatica abruzzese è costituita da un basamento ercinico su cui sono sovrapposte coperture di rocce sedimentarie che possono essere suddivise in due distinte porzioni (Fig. 1 e 2) rappresentate rispettivamente da sedimenti di margine passivo, in gran parte carbonatici, e sedimenti silicoclastici di margine attivo (e.g., Scisciani & Montefalcone, 2005; Cosentino et al., 2010).

- I sedimenti di margine passivo sono rappresentati da depositi vulcanoclastici e carbonatico/terrigeni del Permiano superiore-Triassico superiore p.p. (Carnico). Tale successione è separata da una discordanza regionale dai successivi depositi di acqua bassa del Norico-Lias inferiore rappresentati da evaporiti, dolomie e calcari di piattaforma. A partire dal Lias inferiore, nell'area in esame, a seguito di una crisi tettonica che disgrega il preesistente dominio di piattaforma carbonatica si sviluppa una sedimentazione calcareo-silico-marnosa tipica di un bacino pelagico che perdura sino al Miocene. Lo spessore totale dei sedimenti è variabile tra 5 e 6 km.
- La successione sedimentaria del margine attivo è costituita, nella zona in esame, da sedimenti terrigeni di avanfossa di età prevalentemente pliocenica e pleistocenica. Tali depositi hanno uno spessore variabile a causa del loro carattere sin-tettonico essendosi in parte sedimentati durante le fasi deformative che hanno generato i sistemi di anticlinali. Lo spessore massimo è dell'ordine di diverse migliaia di metri nei depocentri interposti tra le principali anticlinali (e.g., Bigi et al., 1992).

L'attuale configurazione strutturale è il risultato dell'attività tettonica che ha interessato il settore periadriatico abruzzese. In particolare, lo sviluppo dell'avanfossa adriatica causato dalla flessione della litosfera adriatica in subduzione sotto l'orogene appenninico è anche associato, nel corso del Messiniano superiore-Pliocene inferiore, alla formazione di faglie estensionali (Bolis et al., 2003; Calamita et al., 2003; Carruba et al., 2006; Costa et al., 2021).

Nel corso del Pliocene medio-superiore si assiste lungo la fascia periadriatica a impulsi compressivi (Bigi et al., 1997; Scisciani & Montefalcone, 2005; Artoni, 2013; Bigi et al., 2013) con propagazione di sovrascorrimenti e sviluppo delle associate anticlinali.

Il principale livello di scollamento del prisma di accrezione appenninico nel settore periadriatico marchigiano-abruzzese è localizzato alla base della successione mesozoica e si approfondisce da circa 7-8 km a NE nella zona *offshore* del Mare Adriatico, a più di 10-12 km muovendo verso SW nel settore *onshore* (e.g., Fantoni & Franciosi, 2010). Da questo livello di scollamento si dipartono le principali rampe dei sovrascorrimenti responsabili dello sviluppo di diverse culminazioni strutturali nel settore in esame e nel prospiciente settore adriatico. Un secondo livello di scollamento di importanza regionale è posizionato alla base dei depositi del Pliocene inferiore (Fig. 1 e 2).

In particolare, il campo di Poggiofiorito in cui dovrebbe essere realizzato il sito di stoccaggio (Fig. 2) è ubicato sulla culminazione di un'anticlinale sepolta associata alla propagazione di un fascia di sovrascorrimenti nota nella letteratura geologica come "Struttura costiera" (Ori et al., 1991; Bally et al., 1996; Artoni & Casero, 1997; Bolis et al., 2003; Scisciani & Montefalcone, 2005; Carruba et al., 2006; Fantoni & Franciosi, 2010; Artoni, 2013; Bigi et al., 2013; Costa et al., 2021).

La genesi della "Struttura costiera" è comunemente interpretata nella letteratura geologica (e.g., Bally et al., 1986; Ori et al., 1991; Bolis et al., 2003; Scisciani & Montefalcone, 2005; Carruba et al., 2006; Artoni, 2013; Bigi et al., 2013; Costa et al., 2021) come dovuta alla propagazione verso l'alto di un sovrascorrimento che, dopo aver attraversato in rampa la successione carbonatica meso-cenozoica, si posiziona all'interno del livello di scollamento più superficiale alla base della successione pliocenica per poi sviluppare una nuova rampa all'interno dei depositi pliocenici della "Struttura costiera" (Fig. 2). In sostanza, nella zona in esame, nella generalità delle interpretazioni strutturali sopracitate, la fascia di anticlinali che costituisce la "Struttura costiera" è relativamente superficiale e si sviluppa solo entro i depositi plio-pleistocenici, a profondità minori di circa 3-4 km nel settore di Chieti (e.g., Bigi et al., 1992; Ferrarini et al., 2021).

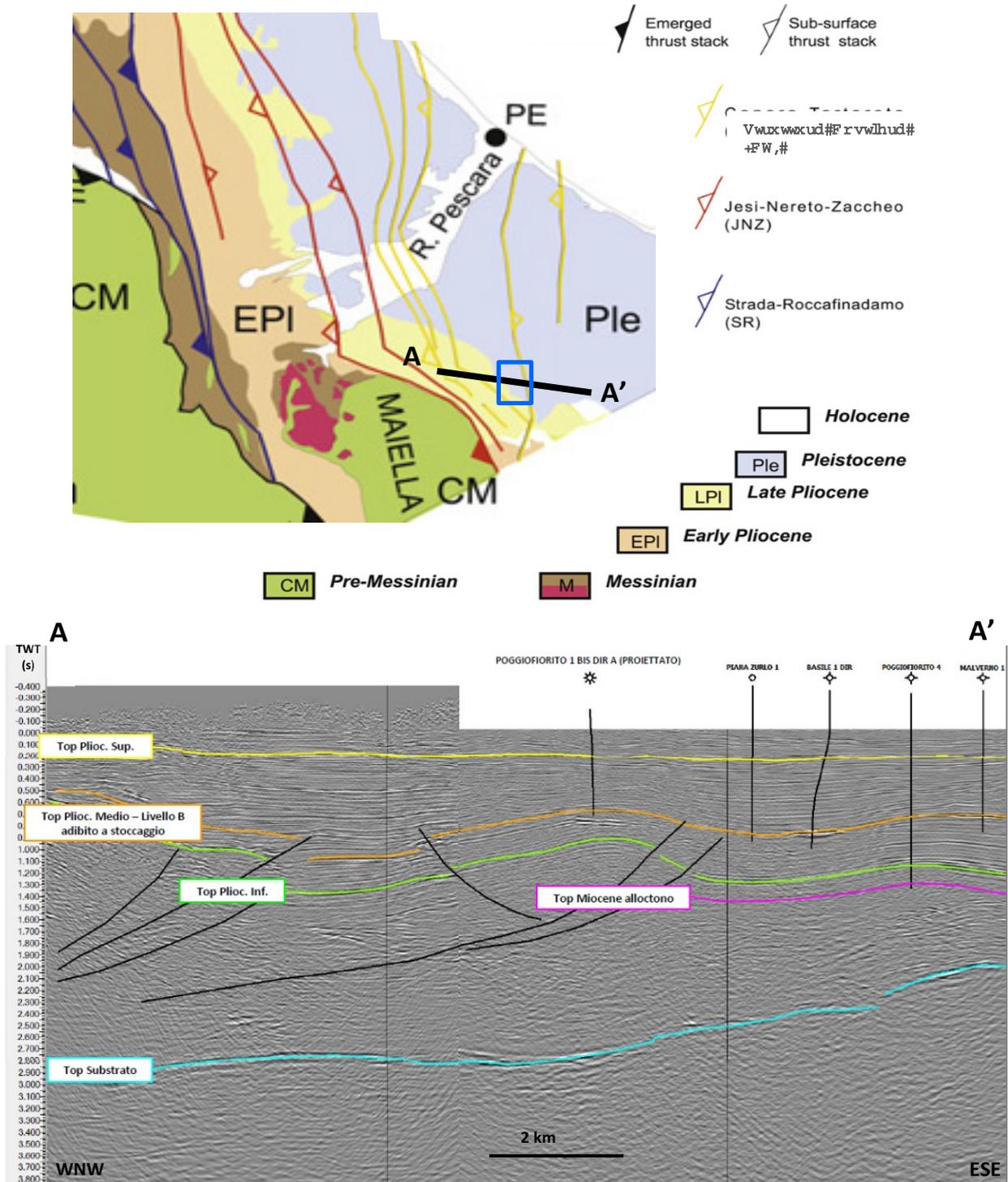


Fig. 2 – Assetto strutturale del settore della fascia periadriatica abruzzese in cui ricade il sito del del progetto Poggiofiorito Stoccaggio. La mappa in alto (modificata da Artoni, 2013) mostra i principali sovrascorrimenti nella zona in esame; il perimetro dell’istanza di concessione è evidenziato in azzurro. Il segmento nero A-A’ corrisponde all’ubicazione della sezione sismica riportata in basso con scala verticale in tempi doppi (secondi), messa a disposizione e interpretata da Gas Plus Storage S.r.l., che illustra l’assetto del campo di Poggiofiorito. Sono riportati in nero i sovrascorrimenti che deformano le unità plioceniche formando diverse pieghe, tra cui quella che ospita il campo di Poggiofiorito, raccordandosi in basso su uno scollamento posizionato sopra il substrato calcareo meso-cenozoico posto a circa 3-4 di profondità (e.g., Ferrarini et al., 2021; Nicolai & Gambini, 2007).

Nelle principali interpretazioni proposte, sulla base dell'analisi delle geometrie degli strati di crescita riconoscibili sui dati sismici a riflessione, si ritiene che lo sviluppo della "Struttura costiera" sia avvenuto sostanzialmente nel corso del Pliocene (e.g., Artoni & Casero, 1997; Bolis et al., 2003; Carruba et al., 2006; Bigi et al., 2013). Secondo taluni autori, alcuni sovrascorrimenti che definiscono la struttura costiera rimangono attivi anche in almeno parte del Quaternario in determinati settori quali, ad esempio, la zona di Teramo (Artoni, 2013) o nelle aree del Conero e di Porto San Giorgio (Costa et al., 2021). Altre evidenze di deformazioni tardo quaternarie sono state messe in evidenza anche più a sud, lungo la prosecuzione meridionale della struttura costiera nella settore abruzzese a sud di Chieti in cui si trova il sito del progetto "Poggiofiorito Stoccaggio" (Ferrarini et al., 2021).

## 2.2 Quadro sismotettonico dell'area in esame

Per la caratterizzazione sismotettonica dell'area in studio sono state utilizzate informazioni tratte da diverse banche dati descritte di seguito:

- "Database Sismico Strumentale e Parametrico Italiano, ISIDe" (ISIDE Working Group, 2007; <http://iside.rm.ingv.it/iside/standard/index.jsp>), che fornisce i dati relativi ai terremoti che ricadono sul territorio nazionale e nelle regioni limitrofe registrati dal 1985;
- "Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, CPT15 v4.0" (Rovida et al., 2022; <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>) che fornisce i dati parametrici omogenei, sia macrosismici sia strumentali, relativi ai terremoti con intensità massima  $\geq 5$  o magnitudo  $\geq 4.0$  d'interesse per l'Italia nella finestra temporale 1000-2020.
- "Database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani, DBMI15 v4.0 (Locati et al., 2022; <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI>) che fornisce un set omogeneo di intensità macrosismiche, provenienti da diverse fonti, relativo ai terremoti con intensità massima  $\geq 5$  e d'interesse per l'Italia nella finestra temporale 1000-2020;
- "Database delle sorgenti sismogenetiche Italiane, DISS 3.3.0" (DISS Working Group, 2021) che rappresenta la banca dati parametrica delle potenziali sorgenti sismogenetiche di terremoti di magnitudo maggiore di 5.5, in Italia e nelle aree circostanti;
- "Catalogo delle Faglie Capaci" (Michetti et al., 2000; ITHACA Working Group, 2019; <http://www.isprambiente.gov.it/it/progetti/suolo-e-territorio-1/ithaca-catalogo-delle-faglie-capaci>) che contiene la distribuzione territoriale e la caratterizzazione delle faglie capaci, corrispondenti a faglie per le quali è stata documentata o ritenuta possibile una dislocazione superficiale cosismica;
- "Italian Present-day Stress Indicators, IPSI 1.6" (Mariucci & Montone, 2024; <https://ipsi.rm.ingv.it>) che contiene informazioni sul campo di *stress* attuale nei primi 40 km della crosta terrestre, ricavate da diversi indicatori di *stress* attivo (tra cui, ad esempio, *breakout* di pozzo e meccanismi focali dei terremoti).

### 2.2.1 Sismicità strumentale

L'area in cui è ubicato il sito del progetto di stoccaggio è caratterizzata da una sismicità strumentale da lieve a moderata (Fig. 3; ISIDE Working Group, 2007), con terremoti di magnitudo generalmente inferiore a 4 e con una scarsa copertura di eventi per cui sono stati ricostruiti i meccanismi focali (e.g., Pondrelli et al., 2006).

Eventi di magnitudo decisamente maggiore sono invece stati rilevati lungo la dorsale appenninica, a distanze di oltre 25-30 km dal sito del progetto, dove sono attivi processi tettonici estensionali e dove si sono verificate le sequenze sismiche, discusse nel successivo capitolo 3, che hanno interessato l'Aquila nel 2009 (e.g., Chiarabba et al., 2009; Valoroso et al., 2013) e l'Italia centrale nel 2016-2017 (e.g., Buttinelli et al., 2021; Tan et al., 2021; Waldhauser et al., 2012; De Gori et al., 2023).

Altri eventi sismici importanti rilevati strumentalmente sono ubicati più a sud, nella zona molisana esterna, interessata da tettonica trascorrente (e.g. terremoto del Molise del 2002 e relativa sequenza sismica).

### 2.2.2 Sismicità storica

Diversi terremoti significativi hanno colpito la regione in esame negli ultimi 1000 anni. In un intorno di circa 15 km sito del progetto di stoccaggio di gas, i terremoti storici di magnitudo (Mw) maggiore, tratti dal “Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, CPTI15 v.4.0” (Rovida et al., 2022; Fig. 3), sono i terremoti Chietini del 1881 (Mw 5,41), 1882 (Mw 5,26) e del 1992 (Mw 4,11).

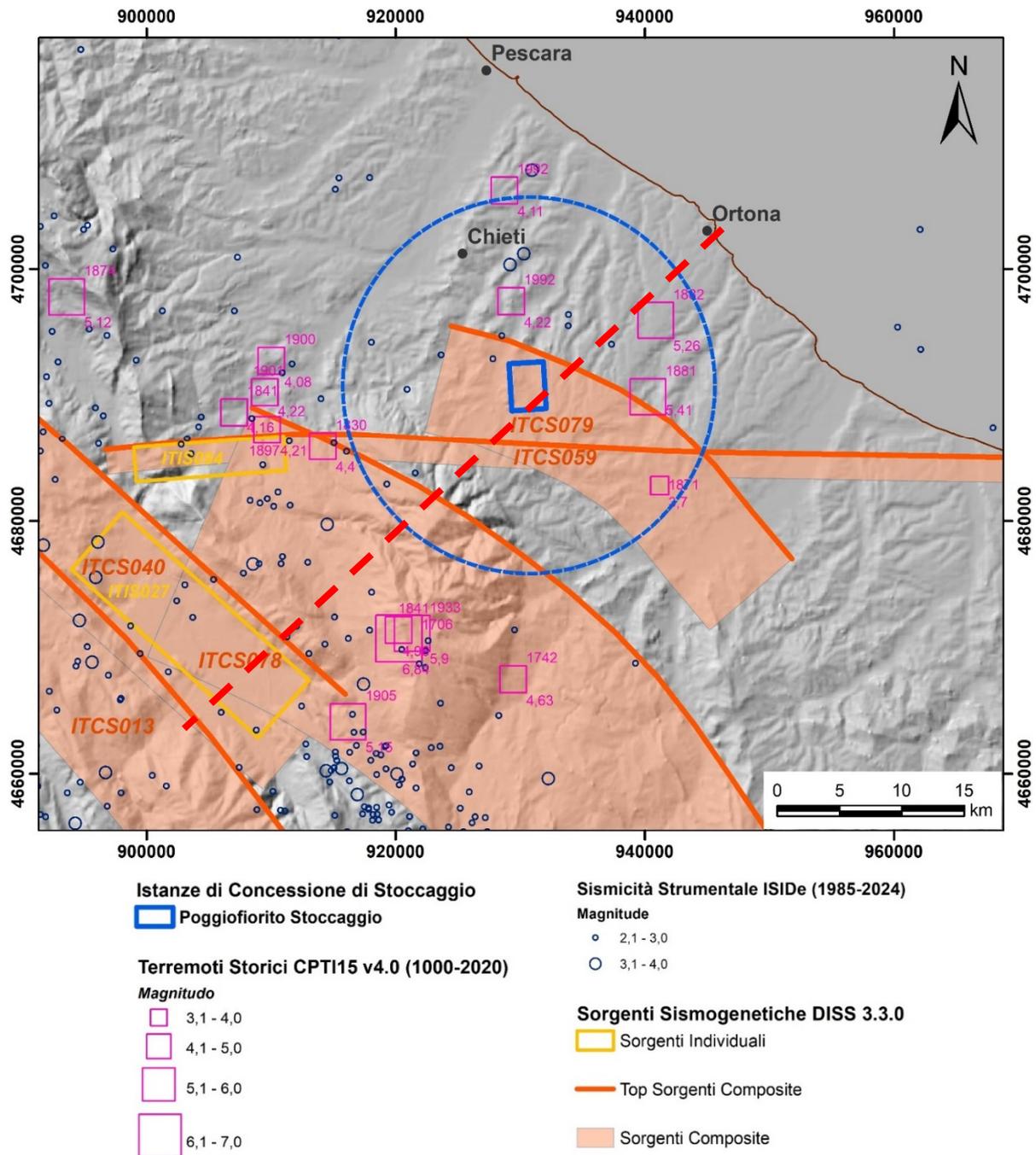


Fig. 3 - Sorgenti sismogenetiche riprese dal Database DISS 3.3.0 (DISS Working Group, 2021), sismicità storica tratta dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, CPTI15 v. 4.0 (Rovida et al., 2022), in cui a fianco del simbolo è indicato l'anno dell'evento sismico (in alto) e la sua magnitudo (in basso), e sismicità strumentale riportata nel Database Sismico Strumentale e Parametrico Italiano ISIDE (ISIDE Working Group, 2007). Il cerchio blu a tratteggio (raggio di 15 km) indica l'area prossima al sito del progetto di stoccaggio di gas. Il segmento rosso a tratteggio corrisponde alla traccia della sezione geologica illustrata in figura 6.

A distanze di poco maggiori sono noti altri eventi di magnitudo anche maggiore (Fig. 3), tra cui quelli ubicati a circa 20-25 km verso SW nella zona della Maiella del 1706 (Mw 6,84) e del 1933 (Mw 5,9).

I maggiori risentimenti dei terremoti storici in corrispondenza dell'area dell'istanza di Concessione di Stocaggio Poggiofiorito, valutati in corrispondenza della località di San Martino sulla Marrucina (Fig. 4), ripresi dal catalogo delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani DBMI15 (Locati et al., 2022), si ebbero in occasione dei due già citati terremoti del 1706 e del 1933, che raggiunsero il VIII-IX grado della scala MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg), nel caso del primo terremoto, e il VII grado, nel caso dell'evento sismico più recente. Gli altri terremoti storici risentiti hanno generato intensità osservate minori, del V grado nel caso del terremoto dei Monti della Meta del 1984 (Mw 5,86) e del IV grado nel caso del terremoto del Molise del 2002 (Mw 5,72). È interessante notare che nella località di San Martino sulla Marrucina non sono stati registrati risentimenti in occasione dei terremoti dell'Aquila del 2009 e dell'Italia Centrale del 2016-2017.

Intensità	Anno Mese Giorno	Area Epicentrale	NMDP	Io	Mw
8-9	1706 11 03	Maiella	99	10-11	6.84
7	1933 09 26	Maiella	325	9	5.90
5	1984 05 07	Monti della Meta	911	8	5.86
4	2002 11 01	Molise	638	7	5.72
NF	2003 06 01	Molise	501	5	4.44

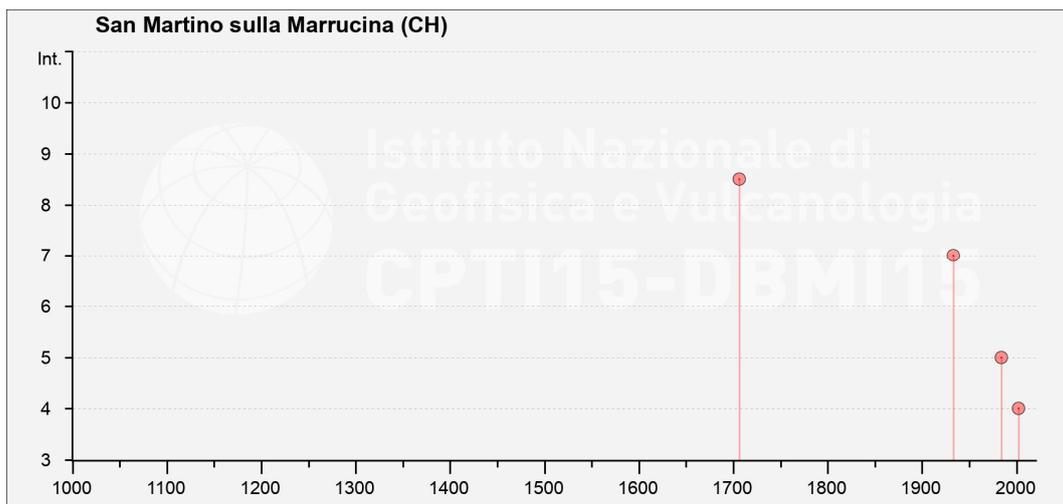


Fig. 4 - Storia sismica della località San Martino sulla Marrucina tratta dal catalogo delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani, DBMI15 (Locati et al., 2022): Int, intensità macrosismica a San Martino sulla Marrucina espressa in unità MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg; NF=Not Felt), NMDP, numero di osservazioni macrosismiche; Io, intensità macrosismica epicentrale; Mw, magnitudo momento.

### 2.2.3 Sorgenti sismogenetiche

Nel database delle sorgenti sismogenetiche DISS 3.3.0 (Fig. 3; DISS Working Group, 2021), sono state individuate diverse sorgenti nell'area di interesse (Fig. 3). In particolare, nell'area prossima al sito del progetto Poggiofiorito Stocaggio (circa 15 km) ricadono tre diverse sorgenti sismogenetiche composite.

Le prime due sorgenti (Fig. 5) corrispondono a due diversi segmenti di una superficie di sovrascorrimento ritenuta attiva nella porzione frontale del prisma di accrezione appenninico principale (Abruzzo Citeriore *Basal Thrust* in Ferrarini et al., 2021), immergente con angoli variabili tra 20° e 40° verso SW e sviluppata prevalentemente all'interno delle successioni carbonatiche meso-cenozoiche. Tale superficie di

sovrascorrimento si sarebbe attivata in occasione dei terremoti del 1706 di Mw 6,84 e 1933 di Mw 5,9 (Fig. 6).

I principali parametri caratteristici di queste sorgenti, riportati in dettaglio nella figura 5, sono i seguenti:

- la sorgente ITCS078 (Deep Abruzzo Citeriore Basal Thrust) si estende da 8 a 18 km di profondità ed è ritenuta capace di generare terremoti di Magnitudo Mw 7,5;
- la sorgente ITCS079 (Shallow Abruzzo Citeriore Basal Thrust) si estende da 3 a 8 km di profondità ed è ritenuta capace di generare terremoti di Magnitudo Mw 6,6.

GENERAL INFORMATION			
DISS-ID	ITCS078		
Name	Deep Abruzzo Citeriore Basal Thrust		
Compiler(s)	Burrato P.(1), Fracassi U.(1)		
Contributor(s)	Lavecchia G.(2), de Nardis R.(3), Burrato P.(1), Fracassi U.(1)		
Affiliation(s)	1) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; Sezione Roma 1; Via di Vigna Murata, 605, 00143 Roma, Italy 2) Università 'G. D'Annunzio'; Dipartimento di Scienze della Terra, Laboratorio di Geodinamica; 66013 Chieti, Italy 3) Dipartimento Protezione Civile; Roma, Italy		
Created	22/06/2010		
Updated	22/06/2010		
Display map			
Related sources			

PARAMETRIC INFORMATION			
Parameter	Quality	Evidence	
Min depth [km]	8.0	LD	Based on data by Lavecchia and de Nardis (2009)
Max depth [km]	18.0	LD	Based on data by Lavecchia and de Nardis (2009)
Strike [deg] min... max	120...150	LD	Based on data by Lavecchia and de Nardis (2009)
Dip [deg] min... max	20...30	LD	Based on data by Lavecchia and de Nardis (2009)
Rake [deg] min... max	80...100	LD	Based on data by Lavecchia and de Nardis (2009)
Slip Rate [mm/y] min... max	0.1000...0.5000	EJ	Unknown, values assumed from geodynamic constraints.
Max Magnitude [Mw]	7.5	ER	Estimated from Leonard's (2014) scaling relations.

LD=Literature Data; OD=Original Data; ER=Empirical Relationship; AR=Analytical Relationship; EJ=Expert Judgement

GENERAL INFORMATION			
DISS-ID	ITCS079		
Name	Shallow Abruzzo Citeriore Basal Thrust		
Compiler(s)	Burrato P.(1), Fracassi U.(1)		
Contributor(s)	Lavecchia G.(2), de Nardis R.(3), Burrato P.(1), Fracassi U.(1)		
Affiliation(s)	1) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; Sezione Roma 1; Via di Vigna Murata, 605, 00143 Roma, Italy 2) Università 'G. D'Annunzio'; Dipartimento di Scienze della Terra, Laboratorio di Geodinamica; 66013 Chieti, Italy 3) Dipartimento Protezione Civile; Roma, Italy		
Created	22/06/2010		
Updated	22/06/2010		
Display map			
Related sources			

PARAMETRIC INFORMATION			
Parameter	Quality	Evidence	
Min depth [km]	3.0	LD	Based on data by Lavecchia and de Nardis (2009)
Max depth [km]	8.0	LD	Based on data by Lavecchia and de Nardis (2009)
Strike [deg] min... max	110...150	LD	Based on data by Lavecchia and de Nardis (2009)
Dip [deg] min... max	20...40	LD	Based on data by Lavecchia and de Nardis (2009)
Rake [deg] min... max	80...100	LD	Based on data by Lavecchia and de Nardis (2009)
Slip Rate [mm/y] min... max	0.1000...0.5000	EJ	Unknown, values assumed from geodynamic constraints.
Max Magnitude [Mw]	6.6	ER	Estimated from Leonard's (2014) scaling relations.

LD=Literature Data; OD=Original Data; ER=Empirical Relationship; AR=Analytical Relationship; EJ=Expert Judgement

Fig. 5 – Parametri caratteristici delle sorgenti sismogenetiche composite ITCS078 (Deep Abruzzo Citeriore Basal Thrust) e ITCS079 (Shallow Abruzzo Citeriore Basal Thrust) presenti nel Database of individual Seismogenic Sources (DISS Working Group, 2021).

Inoltre, si segnala la presenza della sorgente sismogenetica ITCS059 (Tocco Casauria-Tremiti) orientata circa E-W a una distanza minima di circa 2,5 chilometri dal bordo meridionale della concessione. Tale sorgente è associata ad un sistema di faglie trascorrenti destre che dislocano livelli crostali profondi compresi tra 11 e 20 km, senza propagarsi nei soprastanti depositi plio-pleistocenici. Le massime magnitudo stimate per questa sorgente arrivano sino a Mw 7,5.

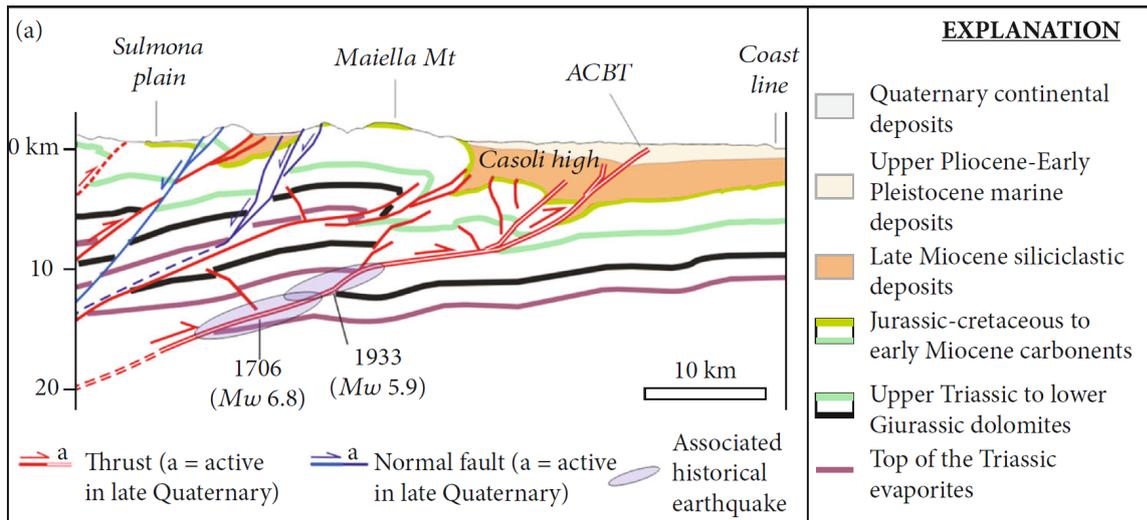


Fig. 6 - Sezione geologica interpretativa (traccia in figura 3) attraverso il settore periadriatico abruzzese (da Ferrarini et al., 2021). La sezione illustra l'assetto strutturale crostale del settore in esame, la geometria del sovrascorrimento ritenuto attivo (i.e., ACBT: Abruzzo Citeriore Basal Thrust) e l'associazione proposta con i terremoti storici del 1706 e del 1933.

### 2.2.4 Faglie capaci

Il database ITHACA (Michetti et al., 2000; ITHACA Working Group, 2019) nella zona del sito del progetto Poggiofiorito Stoccaggio non riporta faglie capaci, corrispondenti a faglie per le quali è stata documentata o ritenuta possibile una dislocazione superficiale cosismica. Le faglie capaci più vicine al sito sono poste verso ovest nel settore di Sulmona a distanze superiori a circa 25 km (Fig. 7).

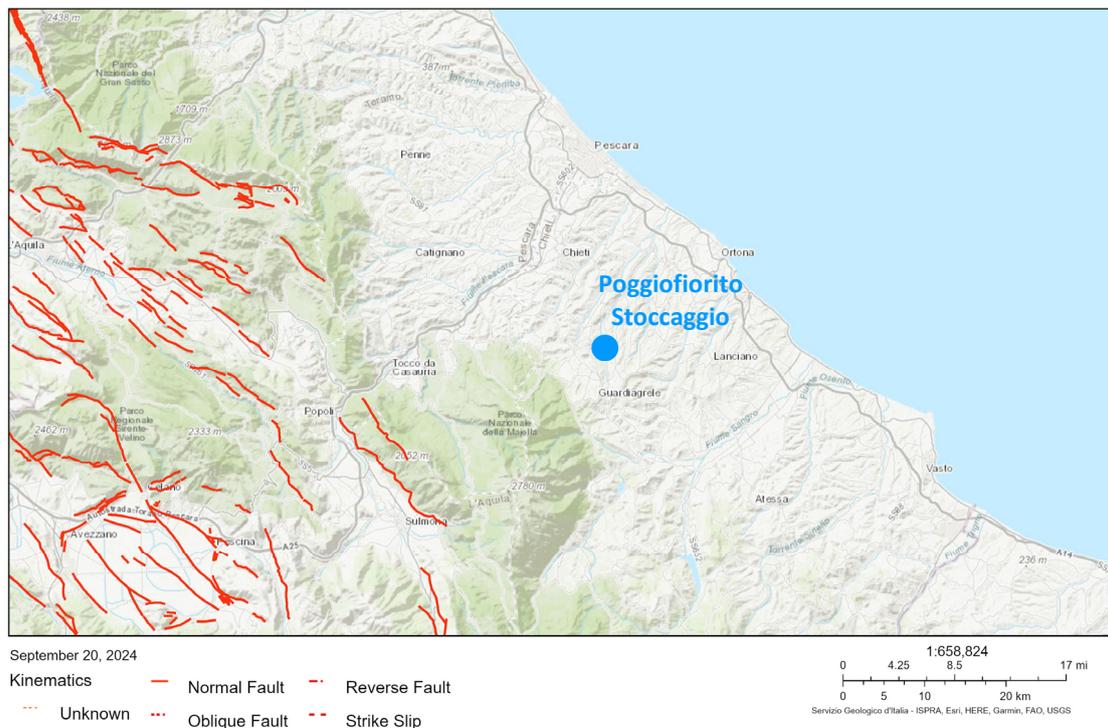


Fig. 7 - Faglie capaci del catalogo ITHACA per le quali è stata documentata o ritenuta possibile una dislocazione superficiale cosismica (ITHACA Working Group, 2019). Tale database non riporta faglie capaci in un intorno di oltre 25 km dal sito del progetto Poggiofiorito Stoccaggio.

### 2.2.5 Campo di stress attuale

Le informazioni disponibili sugli indicatori del campo di stress attivo del database IPSI 1.6 (Mariucci & Montone, 2024) forniscono alcuni interessanti spunti per la determinazione del contesto sismotettonico.

Nell'area in esame (Fig. 8), i dati disponibili sono costituiti prevalentemente da breakout di pozzo, che campionano i livelli più superficiali penetrati dai pozzi con profondità massime di qualche chilometro, e da meccanismi focali (e.g., Pondrelli et al., 2006), che forniscono informazioni su livelli crostali più profondi sino a qualche decina di chilometri di profondità. Le informazioni rappresentate in figura 8 corrispondono alla direzione dello stress minimo orizzontale, differenziando con simboli diversi la tipologia di indicatore e con colori differenti il regime tettonico.

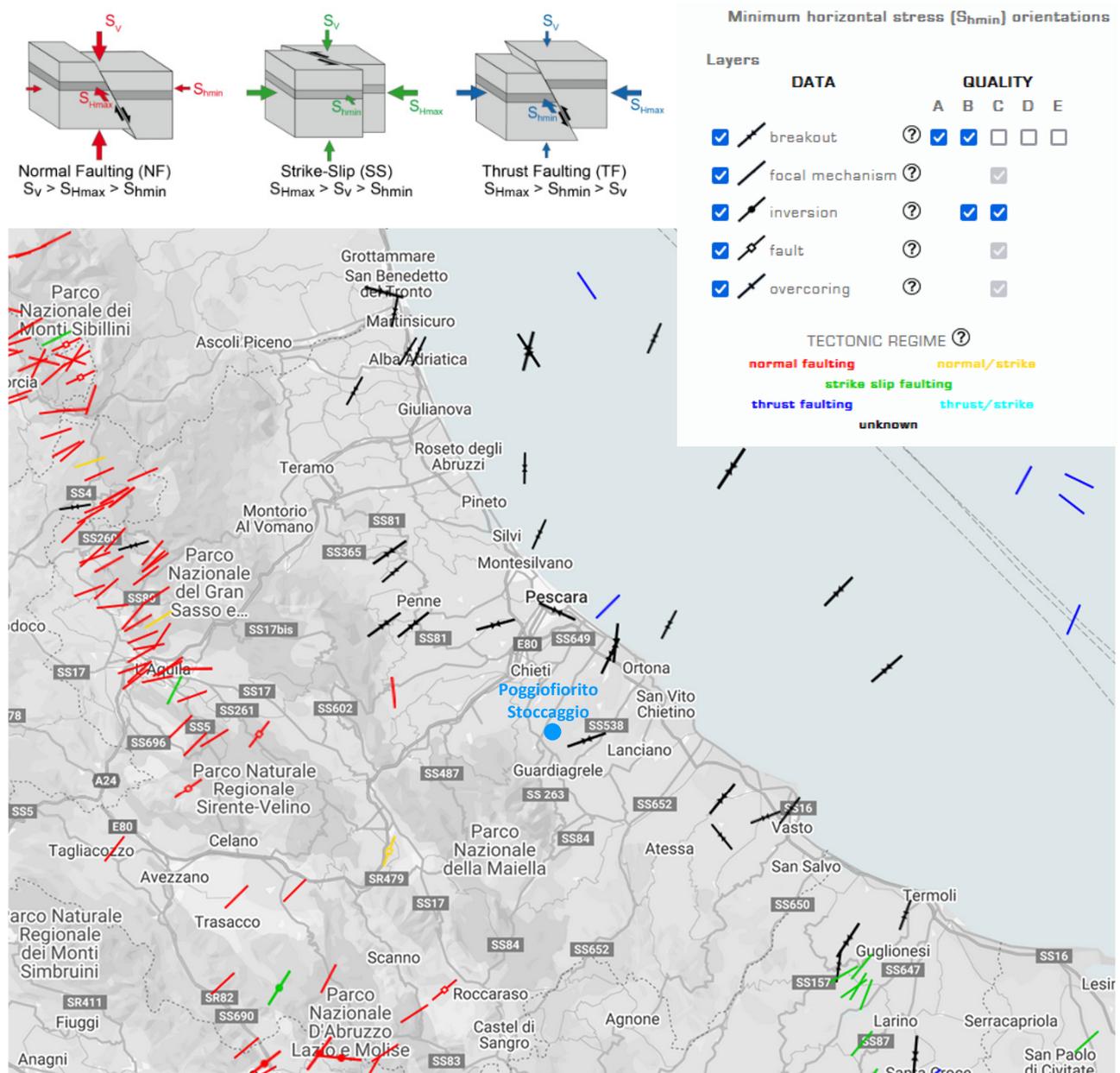


Fig. 8 – Indicatori del campo di stress attivo del database IPSI 1.6 (Mariucci & Montone, 2024). Nell'area in esame, tali indicatori sono costituiti prevalentemente da breakouts di pozzo, rappresentativi dei livelli più superficiali sino a profondità massime di qualche chilometro, e da meccanismi focali, che forniscono informazioni su livelli crostali sino a qualche decina di chilometri di profondità.

Nel settore occidentale di figura 8, lungo la fascia orientata circa NNW-SSE dove si sono verificate le sequenze sismiche dell’Aquila del 2009 e dell’Italia Centrale del 2016-2017, è ben evidente un gruppo di linee semplici orientate mediamente SW-NE, derivate quindi da meccanismi focali di terremoti, e colorate in rosso, perché in questo caso lo *stress* minimo orizzontale corrisponde al sigma 3, indicando quindi un regime tettonico estensionale (*normal faulting* nella legenda).

Nel settore nord-orientale (Fig. 8), in una fascia che da Ancona si estende nel Mare Adriatico con una direzione NW-SE sono invece presenti diverse linee semplici blu (derivate quindi sempre da meccanismi focali di terremoti) orientate però mediamente NW-SE, che indicano uno *stress* minimo orizzontale corrispondente al sigma 2 e quindi, in questo caso, un campo tettonico compressivo (*thrust faulting* nella legenda).

Il settore centrale lungo la fascia costiera, tra San Benedetto del Tronto e Vasto, mostra invece del sigma orizzontali minimi derivati da *breakout* orientati in prevalenza mediamente tra SW-NE e SSW-NNE (Fig. 8). Sebbene il loro colore nero indichi un regime tettonico non definito, la loro orientazione è comunque incompatibile con un regime tettonico compressivo. Tale gruppo di sigma orizzontali minimi potrebbe essere correlato con lo sviluppo di zone di taglio trascorrenti orientate circa E-W come ipotizzato nel DISS (e.g., sorgenti sismogenetiche composite ITCS134 - Roseto degli Abruzzi e ITCS059 - Tocco Casauria-Tremiti) e come suggerito dai meccanismi focali dei terremoti avvenuti nella zona di Guglionesi (Fig. 8).

## 2.3 Considerazioni sull’assetto strutturale e sismotettonico della zona periadriatica abruzzese

Per inquadrare correttamente le informazioni relative all’assetto strutturale e al contesto sismotettonico del settore della zona periadriatica abruzzese in cui ricade il sito del progetto è opportuno sottolineare i seguenti dati oggettivi:

1. Sulla base delle informazioni messe a disposizione da Gas Plus Storage S.r.l, il progetto prevede lo stoccaggio di gas naturale in rocce serbatoio poste ad una profondità di circa 800 m/ssl all’interno di un’anticlinale sepolta e rappresentate da depositi torbiditici del Pliocene medio, costituiti da alternanze di sabbie ed argille;
2. L’interpretazione dei profili sismici a riflessione disponibili nella zona effettuata da Gas Plus Storage S.r.l. (Fig. 2), mostra che le faglie inverse e i sovrascorrimenti che definiscono la struttura del sito di stoccaggio, appartenenti ad un fascio di strutture note nella letteratura geologica come “Struttura costiera”, sono localizzate a profondità minori di circa 3-4 km e interamente contenute nelle unità plioceniche (Fig. 2). Tale interpretazione è in accordo con la generalità delle interpretazioni strutturali proposte per la zona in esame, che considera lo sviluppo della “Struttura costiera” causato dalla propagazione di alcuni sovrascorrimenti all’interno dei depositi pliocenici che si enucleano da un livello di scollamento superficiale posto alla base della successione pliocenica (e.g., Bally et al., 1986; Ori et al., 1991; Bolis et al., 2003; Scisciani & Montefalcone, 2005; Carruba et al., 2006; Artoni, 2013; Bigi et al., 2013; Costa et al., 2021);
3. La zona in esame mostra una bassa attività sismica strumentale (magnitudo < 4) ma ha registrato diversi eventi storici di magnitudo anche rilevante, quali ad esempio i terremoti Chietini del 1881-1882 (con Mw nel range 5,2 -5,4) o i terremoti della Majella del 1706 (Mw 6,84) e del 1933 (Mw 5,9);
4. Le faglie inverse e i sovrascorrimenti presenti a profondità minori di circa 5 km che definiscono la “Struttura costiera” sono generalmente considerate disattivate nel Pliocene superiore (e.g., Artoni & Casero, 1997; Bolis et al., 2003; Carruba et al., 2006; Bigi et al. 2013), mentre secondo alcuni autori l’attività di alcune faglie potrebbe proseguire in alcuni settori anche in almeno parte del Quaternario, come proposto per il settore a sud di Chieti in cui ricade la zona in esame (e.g., Ferrarini et al., 2021);
5. Due delle principali sorgenti sismogenetiche composite individuate nella zona (DISS Working Group, 2021) corrispondono a due diversi segmenti di una estesa superficie di sovrascorrimento nella porzione frontale del prisma di accrezione appenninico (Fig. 6, Abruzzo Citeriore Basal Thrust in Ferrarini et al., 2021), che si sarebbe attivata in occasione dei forti terremoti avvenuti nella zona della Majella nel 1706 (Mw 6,84) e nel 1933 (Mw 5,9). Tali sorgenti sono sviluppate prevalentemente

all'interno della successione carbonatiche meso-cenozoiche a profondità maggiori di 3 km. La terza sorgente sismogenetica identificata nella zona (DISS Working Group, 2021) è associata ad un sistema di faglie trascorrenti destre sviluppato nell'avampese del segmento centrale della catena appenninica, sviluppato a profondità maggiori di 11 km, e potrebbe dare conto di alcuni eventi sismici storici registrati nella fascia costiera abruzzese;

6. Le indicazioni disponibili sul campo di *stress* attuale non mostrano evidenze di compressione attiva nella zona in esame (Mariucci & Montone, 2024; Fig. 8). Si sottolinea al riguardo che i dati disponibili nella zona in esame sono relativi prevalentemente a *breakout* di pozzo che campionano profondità massime di qualche chilometro all'interno dei depositi plio-pleistocenici della "Struttura costiera". Ad esempio, nel pozzo Poggiofiorito 4, nell'intervallo di profondità compreso tra circa 1000 m e 2000 m, lo stress orizzontale minimo è orientato circa WSW-ENE risultando, non compatibile con un regime tettonico compressivo (mentre potrebbe esserlo con un regime tettonico trascorrente o estensionale).

Sulla base di una analisi integrata delle informazioni e delle evidenze disponibili è quindi possibile sviluppare alcune considerazioni in merito all'assetto strutturale e al contesto sismotettonico del settore di fascia costiera in cui è ubicato il sito del progetto "Poggiofiorito Stoccaggio".

Alcuni lavori recenti (e.g., Ferrarini et al., 2021; de Nardis et al., 2022; Lavecchia et al., 2024) hanno interpretato i dati disponibili ipotizzando la presenza di una fascia in compressione attiva nel settore esterno della catena appenninica che, nel settore tra Ancona e Pescara, sarebbe ampia alcune decine di chilometri a cavallo della linea di costa. A sud di Pescara tale fascia arretrerebbe nel solo settore *onshore* ad ovest di Chieti, dove è stata riconosciuta dallo stesso gruppo di autori la presenza di un sovrascorrimento attivo denominato Abruzzo Citeriore *Basal Thrust*.

Tuttavia, l'assenza di evidenze di compressione attiva nei pozzi che attraversano i depositi plio-pleistocenici nel segmento di "Struttura costiera" che include Pescara, Penne, Chieti, Lanciano e San Vito Chietino (Fig. 8), in cui ricade anche il sito del progetto "Poggiofiorito Stoccaggio", suggerisce che eventuali processi tettonici compressivi nell'area *onshore* in esame debbano eventualmente essere confinati all'interno di rampe sviluppate in profondità nei carbonati meso-cenozoici, senza interessare le faglie superficiali che definiscono la struttura del campo Poggiofiorito.

L'area in esame potrebbe invece essere soggetta ad un regime trascorrente con processi di fagliazione che avverrebbero però a profondità decisamente più elevata di quella interessate dal progetto "Poggiofiorito Stoccaggio".

Inoltre, è comunque opportuno sottolineare che studi recenti del comportamento sismotettonico del sistema di sovrascorrimenti presenti nella porzione frontale del prisma di accrezione appenninico hanno messo in evidenza che un sovrascorrimento attivo può essere associato sia ad un comportamento sismogenetico che ad uno scorrimento asismico, come dimostrato dall'approfondita analisi della distribuzione degli *aftershocks* della sequenza sismica dell'Emilia avvenuta nel 2012 (Bonini et al., 2014). Tale analisi ha documentato come i processi sismogenetici in tale settore siano confinati nelle rampe che attraversano le unità carbonatiche meso-cenozoiche, mentre i sovrastanti livelli clastici e terrigeni neogenici mostrano sostanzialmente un lento scorrimento asismico.

### 3 Possibili influenze dei sismi che hanno caratterizzato l'Abruzzo negli ultimi anni sulle sorgenti sismogenetiche presenti

Per valutare le possibili influenze dei sismi che hanno caratterizzato l'Abruzzo negli ultimi anni sulle sorgenti sismogenetiche presenti nell'area in studio, sono state prese in esame le sequenze sismiche che hanno interessato l'Italia centrale nel 2016-2017 e l'Aquila nel 2009, che includono i più forti terremoti abruzzesi degli ultimi 15 anni.

Sulla base di una revisione critica della letteratura scientifica è stata quindi valutata la zona interessata da scuotimento, deformazioni e rotture cosismiche superficiali degli eventi sismici di maggiore magnitudo, che sono associati alla sequenza dell'Italia centrale del 2016-2017, e valutate le possibili variazioni del campo di *stress* che agisce sulle sorgenti sismogenetiche presenti nel sottosuolo della zona in cui è ubicato il sito del progetto "Poggiofiorito Stoccaggio".

#### 3.1 Caratteristiche delle principali sequenza sismiche che hanno interessato l'Italia centrale negli ultimi 15 anni

Le sequenze sismiche che si sono sviluppate nella zona dell'Aquila nel 2009 e in Italia centrale nel 2016-2017 comprendono i più forti terremoti che hanno colpito l'Abruzzo negli ultimi 15 anni (Fig. 9).

Il 6 aprile 2009 un terremoto di magnitudo stimata Mw 6.3 colpì una vasta area della provincia dell'Aquila (Fig. 9), dove si stava verificando un'attività sismica già da alcuni mesi, generando poi una lunga sequenza di repliche (e.g., Chiarabba et al., 2009; Valoroso et al., 2013; INGV, 2019; INGV, 2024). L'evento sismico principale è dovuto all'attivazione di una struttura nota come faglia di Paganica, su cui si svilupperanno anche una gran parte degli eventi della sequenza sismica.

Nei giorni successivi all'evento principale, probabilmente anche a seguito della redistribuzione degli sforzi causata dall'evento principale e della possibile migrazione di fluidi presenti nella crosta superiore, la sismicità è poi migrata dalla faglia di Paganica verso altre faglie adiacenti, generando gli eventi sismici del 7 e del 9 aprile 2009 con magnitudo Mw rispettivamente 5.4 e 5.2.

Nel periodo 2016-2017 l'Italia centrale è stata invece interessata da una sequenza sismica (Fig. 9), con numerose scosse di magnitudo Mw maggiore di 5 e sino a Mw 6.5 (e.g., INGV, 2016; INGV, 2017; Cheloni et al., 2017; Chiaraluce et al., 2017; INGV, 2018; INGV 2019; Buttinelli et al., 2021; Tan et al., 2021; Waldhauser et al., 2021; INGV, 2022; De Gori et al., 2023).

La sequenza ha avuto inizio il 24 agosto 2016 con il terremoto di Amatrice di magnitudo Mw 6.0 che ha attivato la porzione meridionale del sistema di faglie del Monte Vettore e la parte settentrionale della faglia del Monte Gorzano. Numerosi *aftershocks* sono stati registrati nei giorni successivi con frequenza decrescente, sino a quando due terremoti di magnitudo Mw 5.4 e 5.9 sono avvenuti in rapida successione il 26 ottobre 2016 nei pressi di Visso lungo la prosecuzione settentrionale del sistema di faglie del Monte Vettore.

Il 30 ottobre 2016 si è poi verificato l'evento maggiore di tutta la sequenza, con epicentro vicino a Norcia e ipocentro a circa 10 km di profondità, che ha raggiunto la magnitudo Mw 6.5 a seguito dell'attivazione di un'ampia porzione del sistema di faglie del Monte Vettore compreso tra i due segmenti interessati dai precedenti eventi.

Infine, a circa 5 mesi dall'inizio della sequenza sismica, il 18 gennaio 2017 si sono verificati quattro eventi di magnitudo maggiore di 5 (Mw 5.1, 5.5, 5.4 e 5.0) con ipocentri localizzati a 9-10 km di profondità lungo la porzione nord-occidentale della faglia di Campotosto.

La zona interessata dalla sequenza sismica iniziata nel 2016 è andata riempire una settore di *gap* sismico dell'appennino ubicato tra le zone colpite nel 1997 dalla sequenza sismica di Colfiorito e nel 2009 dalla sequenza dell'Aquila (Fig. 9).

Tutti gli eventi principali delle sequenze dell'Aquila del 2009 e dell'Italia Centrale del 2016-2017 sono caratterizzati da meccanismi focali che mostrano una cinematica coerente con una faglia distensiva con piani nodali in direzione NW-SE, in accordo con il campo deformativo estensionale attivo lungo la dorsale appenninica.

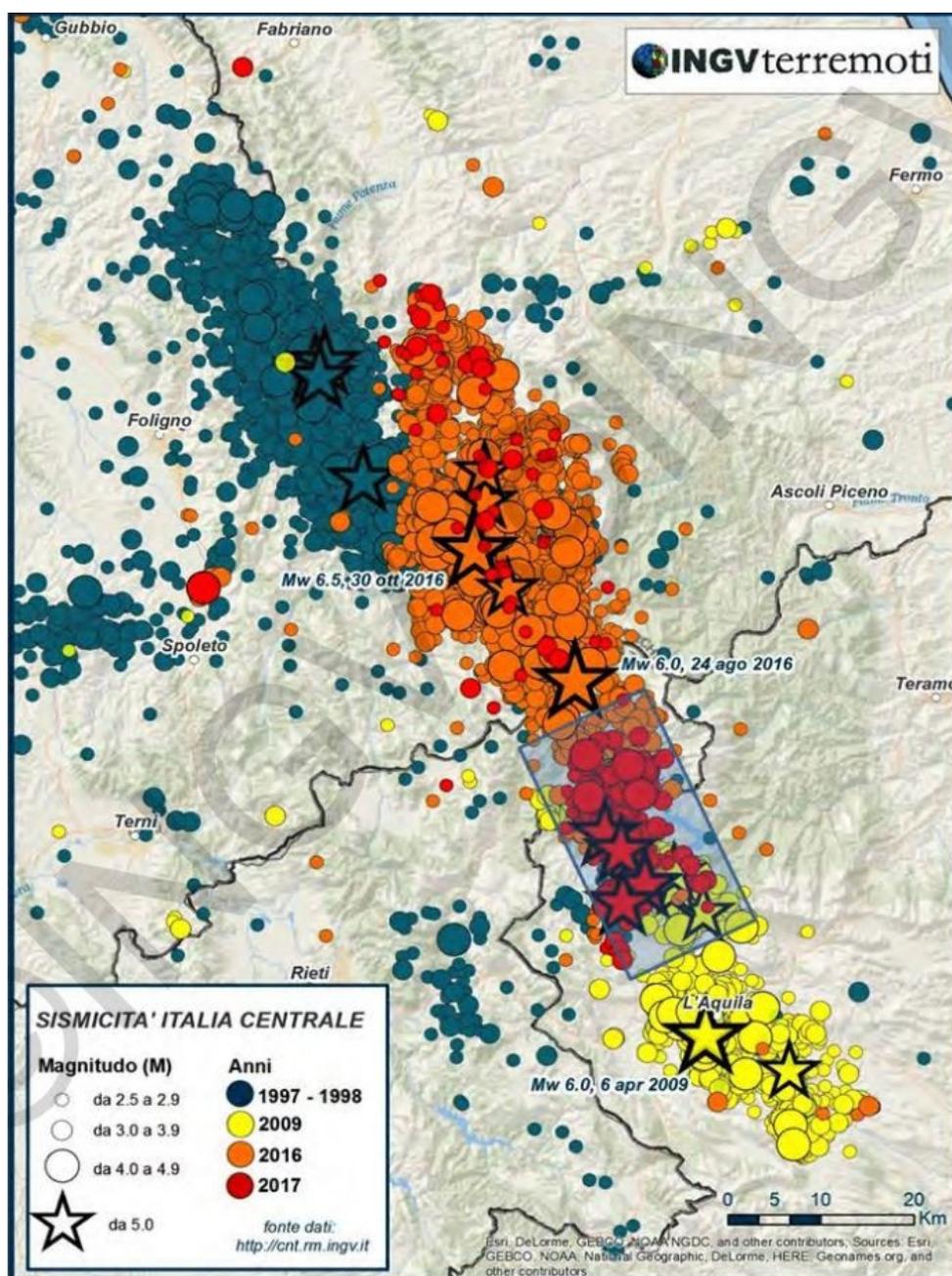


Fig. 9 - Mappa epicentrale delle sequenze simiche in Appennino centrale del 1997-98 (in blu), 2009 (in giallo), 2016 e 2017 (arancio e rosso). La dimensione dei simboli è in funzione delle magnitudo, secondo la legenda in basso a sinistra (da INGV, 2022).

## 3.2 Effetti prodotti da un terremoto

Ogni evento sismico rilevante produce effetti e deformazioni sia transitorie che permanenti in un volume crostale che è tanto più ampio quanto più grandi sono la faglia che si è attivata e la magnitudo del terremoto generato.

Per valutare possibili influenze dei sismi che hanno caratterizzato l'Abruzzo negli ultimi anni sulle sorgenti sismogenetiche presenti nella zona in cui è ubicato il sito del progetto "Poggiofiorito Stoccaggio" sono stati presi come caso di studio gli eventi sismici principali della sequenza dell'Italia centrale del 2016-2017, che include alcuni dei più forti terremoti avvenuti negli ultimi 15 anni. In particolare, nel seguito sono descritti e discussi gli effetti sul suolo e sugli strati geologici superficiali e le alterazioni del campo di *stress* che agisce sulle faglie presenti nel sottosuolo.

### 3.2.1 Effetti sui livelli superficiali

Di seguito vengono sinteticamente descritte le caratteristiche degli effetti sui livelli superficiali di un forte terremoto che includono lo scuotimento, la deformazione del suolo e le rotture cosismiche superficiali (Fig. 10; Valensise, 2018).

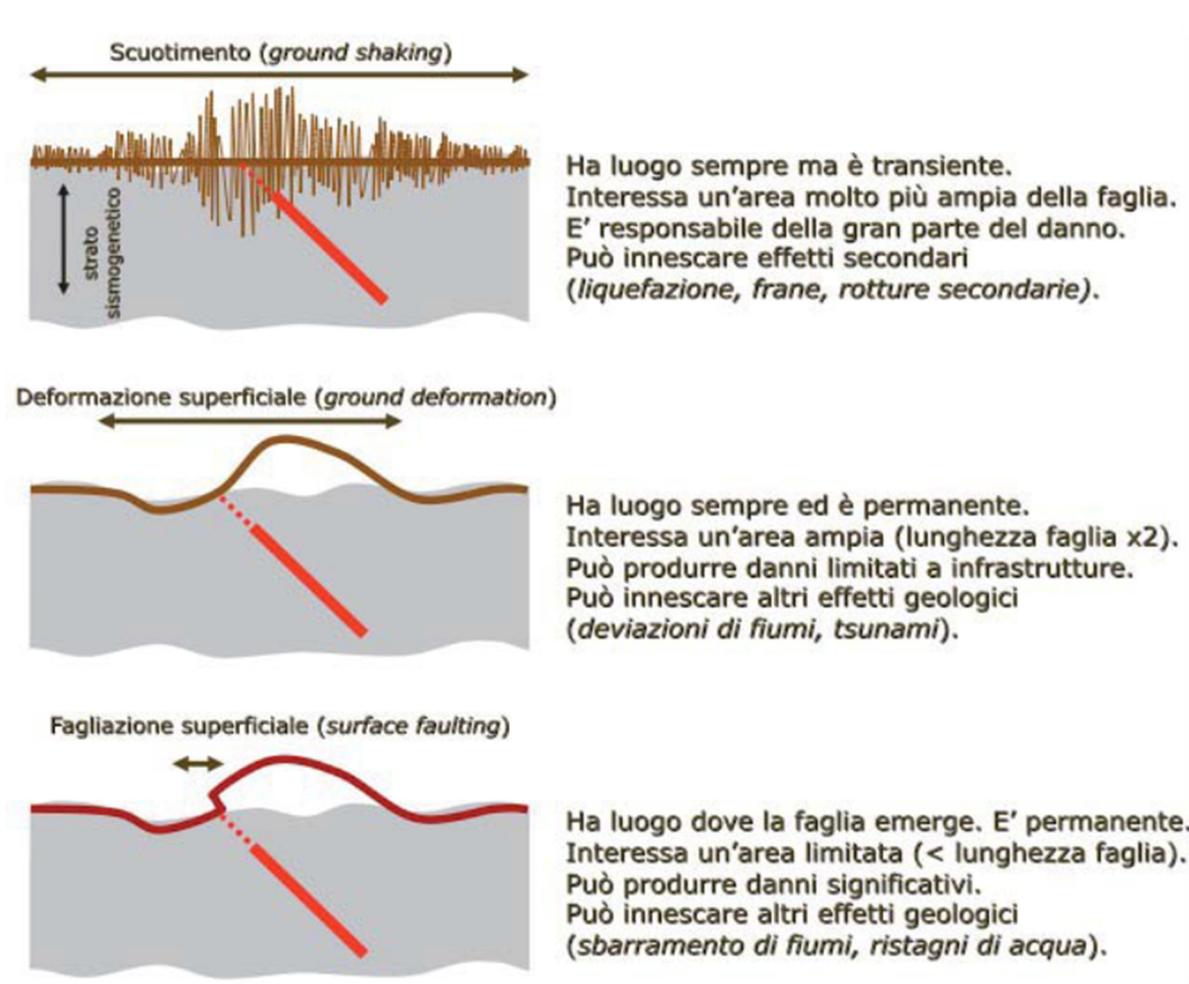


Fig. 10 - Sintesi degli effetti in superficie di un forte terremoto (da Valensise, 2018).

### 3.2.1.1 Mappe di scuotimento

Sulla base di dati registrati da sismometri e da accelerometri, e delle successive interpolazioni basate sulle conoscenze sismologiche, l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia mette a disposizione delle mappe con una stima dei parametri di scuotimento del suolo (*Shake Maps*, <http://shakemap.rm.ingv.it/>). La scala utilizzata è la Scala Mercalli Modificata (MMI - *Modified Mercalli Intensity*) e si basa sui valori registrati di effettivo scuotimento del suolo in termini di accelerazione e velocità del suolo (a differenza dalla scala dell'intensità Mercalli convenzionale in cui sono invece valutati gli effetti indotti dallo scuotimento riportati da un osservatore).

In generale, lo scuotimento (*ground shaking*) interessa un'area molto più ampia di quella direttamente coinvolta nei processi di fagliazione ed è responsabile della maggior parte dei danni causati dal terremoto, che sono evidentemente influenzati anche dalle caratteristiche dei terreni di fondazione degli edifici e dalle loro caratteristiche strutturali.

Le mappe di scuotimento forniscono comunque una buona stima dell'estensione dell'areale in cui sono stati risentiti gli effetti di un terremoto. In figura 11 viene mostrata la distribuzione delle intensità strumentali degli eventi sismici di intensità maggiore avvenuti nel 2016 (terremoto di Norcia di Mw 6.5 del 30/10/2016) e nel 2017 (terremoto di Capitignano di Mw 5.5 del 18/01/2017).

Nel caso di terremoto di Norcia (Mw 6.5) si può notare come lo scuotimento fino al VI grado abbia interessato un'area della penisola che all'incirca si estende da Campobasso a SE fino ad Arezzo a NW lungo l'asse appenninico, con intensità del VI-VII grado lungo il settore costiero marchigiano e del V-VI grado lungo in quello abruzzese. Nel caso di terremoto di Capitignano (Mw 5.5) lo scuotimento fino al VI grado ha interessato un'area piuttosto ristretta mentre si sono registrati valori intorno al V grado lungo la costa delle Marche e al IV lungo quella abruzzese.

### 3.2.1.2 Deformazioni del suolo

Le deformazioni del suolo generate da terremoti significativi sono misurate utilizzando moderne metodologie che impiegano dati raccolti da satellite. Le due tecniche principali sono basate sull'analisi di misure geodetiche di precisione su stazioni GPS e di dati derivati dall'interferometria radar da satellite usando diverse costellazioni di satelliti (i.e., ALOS-2, Sentinel-1 e COSMO-SkyMed).

L'integrazione dei risultati di tali analisi con altri dati di tipo sismologico consente poi di definire modelli delle sorgenti sismiche che includono la posizione, l'estensione e il processo di rottura della faglia che ha generato il terremoto (per la sequenza sismica che ha interessato l'Italia centrale nel 2016-2017, si veda ad esempio, Cheloni et al., 2017; Scognamiglio et al., 2018; Cheloni et al., 2019a).

In generale, le deformazioni del suolo hanno un carattere permanente e producono una modificazione della topografia, distribuita nell'area sovrastante la faglia su cui si è enucleato il terremoto, di ampiezza variabile (con valori compresi tra qualche centimetro e alcuni metri) e con lunghezza d'onda di diversi chilometri che si cumula nel corso di eventi sismici ripetuti nel tempo geologico.

Nel caso dell'evento sismico di magnitudo maggiore tra quelli che hanno colpito l'Italia centrale nel periodo 2016 e 2017 (terremoto di Norcia di Mw 6.5 del 30/10/2016), utilizzando tecniche di Interferometria Differenziale Radar ad Apertura Sintetica (DInSAR) su dati ottenuti dalla costellazione di satelliti ALOS-2, è stata derivata la componente verticale del movimento del suolo come effetto superficiale dello scorrimento della faglia in profondità (Valerio et al., 2018). I risultati di tali analisi (Fig. 12) mostrano un abbassamento del suolo (subsidenza) che raggiunge un valore massimo di 98 cm nella zona epicentrale vicino Norcia ed un sollevamento asimmetrico di due lobi ubicati ai lati del settore interessato dalla subsidenza con valori massimi di 10 cm e 14 cm. È interessante notare che nel caso dell'evento di magnitudo maggiore la zona interessata dalle deformazioni si estende in direzione WSW-ENE, trasversale alla faglia responsabile del terremoto, per non più di circa 30 km.

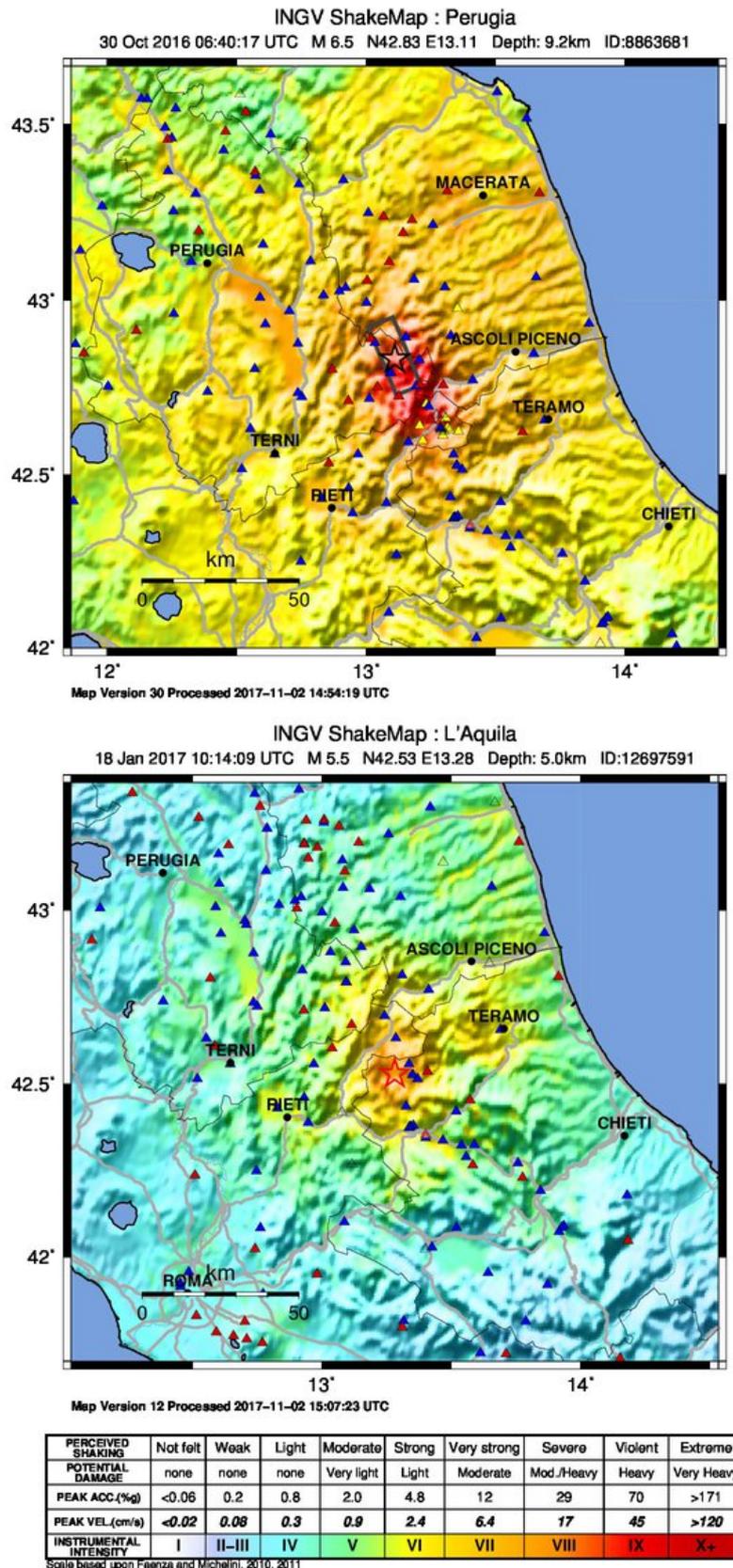


Fig. 11 - Mappe di scuotimento in intensità della Scala Mercalli Modificata del terremoto di Norcia di Mw 6.5 del 30/10/2016 (sopra) e del terremoto di Capitignano di Mw 5.5 del 18/01/2017 (sotto). La stella rossa indica l'epicentro del terremoto. I triangoli rossi sono le stazioni accelerometriche e velocimetriche dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia e i triangoli blu le stazioni accelerometriche del Dipartimento della Protezione Civile (da Shake Maps, <http://shakemap.rm.ingv.it/>).

Nel caso degli altri eventi di magnitudo più bassa le deformazioni del suolo hanno ovviamente un'ampiezza ed una estensione areale minore. A titolo di esempio, l'effetto cumulato dei quattro eventi di magnitudo maggiore di 5 (Mw 5.1, 5.5, 5.4 e 5.0) verificatisi il 18 gennaio 2017 è valutato in massimo 8 cm in una fascia orientata NNW-SSW tra Amatrice e Campotosto larga al massimo 10-15 km (Cheloni et al., 2019b).

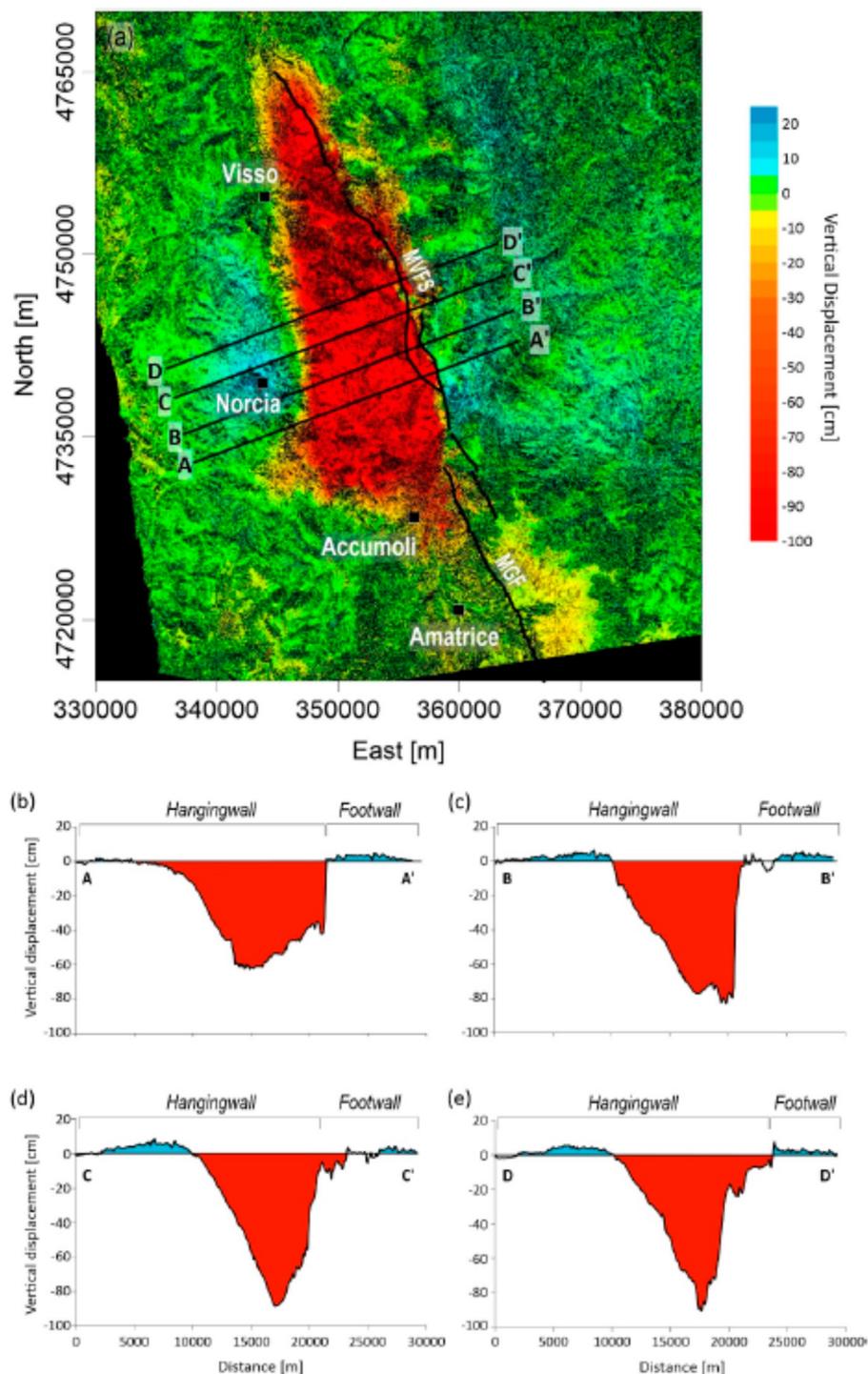


Fig. 12 – Componente verticale del movimento del suolo causato dal terremoto di Norcia di Mw 6.5 del 30/10/2016 elaborata con tecniche DInSAR (Valerio et al., 2018). Il suolo subisce un abbassamento che raggiunge un valore massimo di 98 cm nella zona epicentrale vicino Norcia ed un sollevamento asimmetrico ai lati del settore interessato dalla subsidenza con valori massimi di 10 cm e 14 cm. Nel caso dell'evento di magnitudo maggiore della sequenza la zona soggetta a deformazioni si estende in direzione WSW-ENE trasversale alla faglia per non più di 30 km.

### 3.2.1.3 Rotture cosismiche superficiali

Gli eventi principali della sequenza sismica del 2016-2017 hanno generato numerose rotture cosismiche superficiali (Fig. 13; Pucci et al., 2017; Civico et al., 2018; Villani et al., 2018a, 2018b) con le rotture causate dall'evento di Mw 6.5 del 30 ottobre 2016 che si sono sovrapposte su quelle riscontrate a seguito degli eventi del 24 agosto e del 26 ottobre 2016.

I rilievi di terreno effettuati dopo gli eventi principali hanno documentato per il terremoto principale della sequenza (i.e. il terremoto di Norcia del 30 ottobre 2016 Mw 6.5) rotture cosismiche superficiali localizzate in corrispondenza del sistema di faglie di Monte Vettore-Monte Bove costituite da numerosi segmenti che costituiscono una fascia lunga circa 22 km con direzione media N135–160°. Lo *slip* medio è di circa 0,44 m e lo *slip* massimo di circa 2,10 m (Fig. 13). Il terremoto di Amatrice del 24 agosto 2016 (Mw 6.0) ha invece prodotto rotture cosismiche lungo la terminazione meridionale del sistema di faglie del Monte Vettore con valori di *slip* medio di 0,13 m e un massimo di 0,35 m con solo sparse e discontinue evidenze lungo la terminazione nord-occidentale del sistema di faglie dei Monti della Laga (Pucci et al., 2017). È opportuno notare come le rotture cosismiche siano strettamente limitate al settore in cui sono localizzate le faglie che si sono attivate in occasione degli eventi sismici principali.

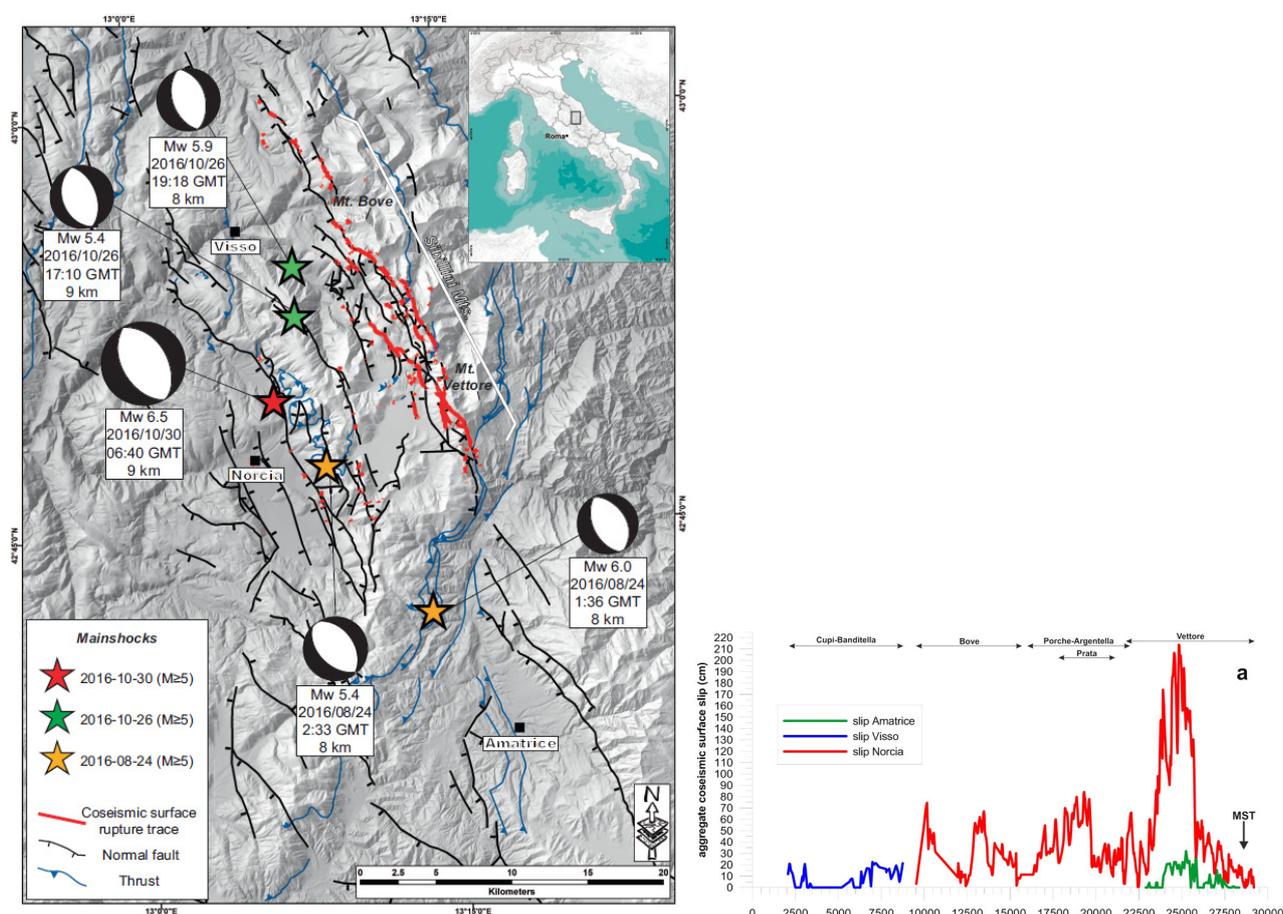


Fig. 13 – Rotture cosismiche superficiali prodotte dalla sequenza sismica del 2016-2017. A sinistra: mappa strutturale del settore dell'Appennino centrale interessato dalla sequenza sismica (da Villani et al., 2018a) in cui sono mostrati la traccia delle faglie normali (in nero), i principali sovrascorrimenti (in blu), l'ubicazione degli eventi sismici di magnitudo > 5 (stelle colorate) ed i loro meccanismi focali (cerchi bianchi e neri) e le rotture cosismiche superficiali (in rosso). Le rotture sono costituite da numerosi segmenti distribuiti in una fascia, lunga circa 28 km e con direzione media N135–160°, localizzata in corrispondenza del sistema di faglie di Monte Vettore-Monte Bove. A destra, diagramma che mostra come è distribuita l'entità dello *slip* superficiale lungo una direttrice parallela al sistema di faglie di Monte Vettore-Monte Bove. Lo *slip* dell'evento principale (terremoto di Norcia con Mw 6,5) è in media di circa 0,44 m con un valore massimo di circa 2,10 m (da Villani et al., 2018b). Si noti che le rotture superficiali sono presenti solo in un settore limitato in cui sono localizzate le faglie che si sono attivate in occasione degli eventi sismici principali.

### 3.2.2 Fenomeni di trasferimento dello stress

Il movimento di blocchi crostali lungo una faglia che ha generato un terremoto produce una perturbazione del campo di *stress* presente nel sottosuolo che si può risentire sino a distanze molto elevate in funzione delle dimensioni della faglia e, quindi, della magnitudo e dell'energia liberata dal terremoto.

Nella letteratura scientifica è ormai assodato che le perturbazioni del campo di *stress* generate da forti terremoti, alterando lo stato di *stress* che agisce sulle faglie presenti, possono innescare (o anche ritardare) altri terremoti nelle zone circostanti (e.g., Harris, 1998; Stein, 1999; Freed, 2005; Steacy et al., 2005). Tali fenomeni sono molto ben documentati non solo per quanto riguarda la distribuzione degli *aftershock* nel volume circostante la faglia responsabile di un terremoto ma anche per l'innescamento di altri terremoti di magnitudo comparabile nelle strutture adiacenti.

Le perturbazioni del campo di *stress* nel sottosuolo possono essere dovute a diversi processi fisici che agiscono su scale spaziali e temporali differenti; tra queste, quelle principali di interesse per gli scopi di questa nota, brevemente descritte di seguito, sono relative alle variazioni dello *stress* dinamico e statico ed al rilassamento viscoelastico post-sismico della crosta inferiore e del mantello.

- Le variazioni dello *stress* dinamico sono causate dal passaggio delle onde sismiche che si propagano dalla zona ipocentrale del terremoto (e.g., Hill et al., 1993; Hill, 2012). Tali variazioni rappresentano quindi un fenomeno transiente che può innescare sismicità su faglie già prossime al punto di rottura a distanze però anche molto elevate (anche superiori ai 1000 km) ma su brevi intervalli temporali.
- Le variazioni dello *stress* statico di Coulomb rappresentano variazioni permanenti del campo di *stress* locale causate dallo scorrimento dei blocchi crostali lungo una faglia. Il terremoto scarica lo *stress* accumulato dai processi tettonici attivi sulla faglia sismogenetica. Lo *stress* viene però a questo punto trasferito nei settori crostali adiacenti, producendo sia aumenti che diminuzioni dello *stress* che agisce sulle faglie eventualmente presenti (e.g., King et al., 1994; Stein, 1999). La variazione dello *stress* statico di Coulomb causata dallo scorrimento lungo una faglia sorgente viene calcolata su cosiddette faglie ricevitore. Variazioni di *stress* positive favoriscono la rottura e l'innescamento della faglia ricevitore mentre variazioni negative inibiscono la sua attivazione. Le perturbazioni dello *stress* causate da questo processo sono al massimo dell'ordine di qualche bar e diminuiscono velocemente allontanandosi dall'epicentro sino a diventare trascurabili a distanze equivalenti a poche lunghezze della faglia sorgente.
- In aggiunta alla valutazione della variazione dello *stress* statico (cosismico), viene spesso utilizzata anche una modellazione tempo-dipendente (post-sismica) che tiene conto del contributo al trasferimento dello *stress* fornito dal rilassamento visco-elastico della crosta inferiore e del mantello superiore (Freed, 2005), che può avere un ruolo importante su intervalli temporali superiori ai 5 anni (e.g., Verdecchia et al., 2018) causando aumenti o diminuzioni dello *stress* trasferito.

I processi di trasferimento di *stress* statico e dinamico associati alla sequenza sismica dell'appennino centrale del 2016-2017 sono stati valutati in diversi recenti studi (e.g., Convertito et al., 2017; Maestrelli et al., 2017; Papadopoulos et al., 2017; Verdecchia et al., 2018; Caporali et al., 2019; Mildon et al., 2019; Pino et al., 2019), fornendo interessanti spunti sia sui processi di innescamento tra i vari eventi principali della sequenza che in merito agli effetti cumulati della sismicità storica dell'Italia centrale. Di seguito sono sinteticamente descritti i principali risultati di alcuni di tali studi di interesse per i temi oggetto di questa relazione.

Nello lavoro pubblicato da Maestrelli et al. (2017) sono stati valutati il trasferimento sia di *stress* statico che dinamico per valutare possibili effetti di innescamento su fenomeni di eruzione di vulcani di fango riscontrati nella zona di Monteleone di Fermo (Marche), con un ritardo temporale variabile da poche ore a qualche giorno rispetto ai principali eventi della sequenza sismica del 2016-2017 (Fig. 14).

I vulcani di fango sono generati da espulsione di acqua, gas e fango che rappresenta l'espressione superficiale di processi di migrazione di fluidi originatisi all'interno delle sequenze sedimentarie (e.g., Martinelli & Judd, 2004; Maestrelli et al., 2019). Nel loro lavoro Maestrelli et al. (2017) hanno messo in evidenza che il trasferimento di *stress* statico rispetto alla geometria ricostruita per il possibile condotto di alimentazione (orientato circa N-S e subverticale) è trascurabile o addirittura negativa.

Gli *stress* dinamici di picco calcolati raggiungono invece i 3,9 bar in corrispondenza della zona dove sono presenti i vulcani di fango riattivati e, secondo gli autori sono probabilmente responsabili di tali riattivazioni. È interessante notare che molti altri vulcani di fango presenti lungo la fascia costiera marchigiana, quindi più lontani dalla zona epicentrale e con valori di *stress* dinamici di picco più bassi, non si sono invece riattivati come, ad esempio, quelli presenti nella zona di Offida.

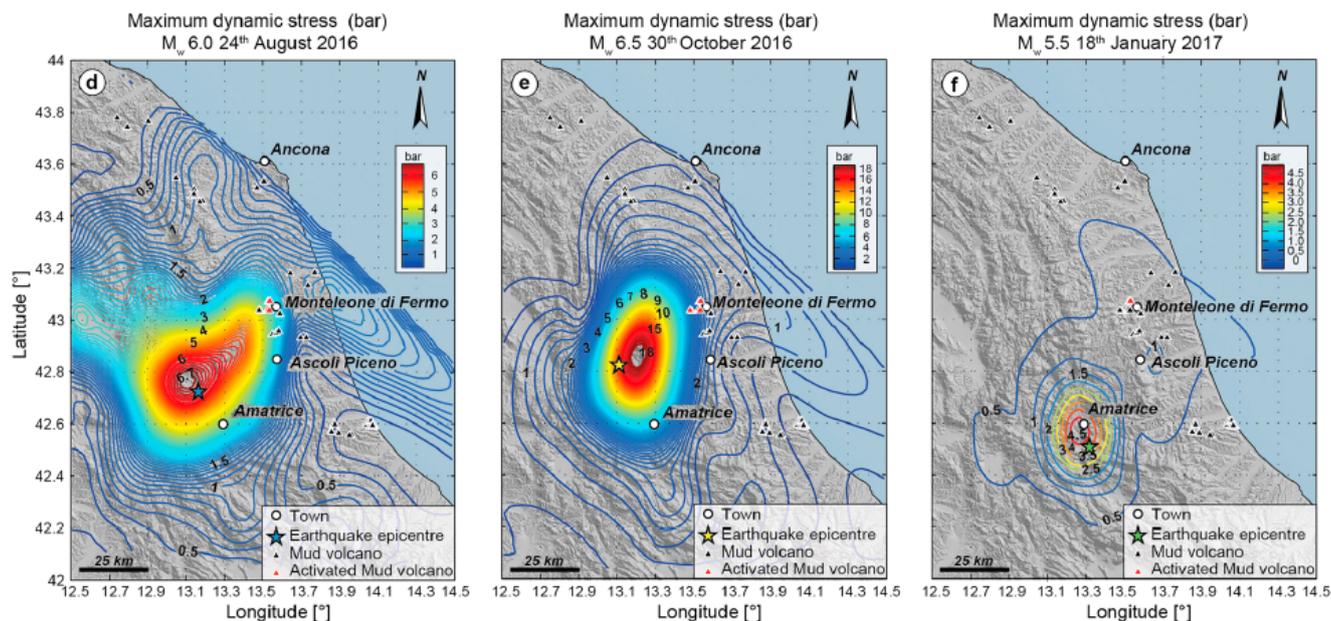


Fig. 14 – Mappa del massimo *stress* dinamico calcolato a seguito dei principali eventi della sequenza del 2016-2017 per valutare possibili effetti di innesco su eruzioni di vulcani fango (triangoli rossi) presenti nella zona di Monteleone di Fermo (modificato da Maestrelli et al., 2017). Si noti che le scale cromatiche adottate per i diversi eventi sismici sono differenti. Altri vulcani di fango non si sono invece riattivati (triangoli neri).

Modelli numerici semplificati della perturbazione post-sismica del campo di deformazione a seguito della sequenza sismica del 2016-2017, sviluppati in campo elastico-viscoso tenendo conto delle caratteristiche strutturali e reologiche del sistema crosta-mantello, indicano una possibile influenza della perturbazione post-sismica del campo di deformazione indotta dalla sequenza sismica del 2016-2017 sull'attività delle sorgenti sismogenetiche presenti lungo il settore costiero marchigiano-abruzzese (Viti, 2019).

In altre valutazioni del trasferimento di *stress* statico vengono modellati sia la componente cosismica che gli effetti dal rilassamento visco-elastico post-sismico della crosta inferiore e del mantello superiore.

Ad esempio, in un recente studio (i.e., Verdecchia et al., 2018) sono stati considerati gli effetti cumulati degli otto terremoti medio-forti avvenuti nell'Appennino centrale a partire dal 1915 che, sebbene sviluppati su una specifica geometria delle faglie ricevitore (caratterizzate da *strike* 155°, *dip* 50° e *rake* -90°) non esattamente coerente con quelle documentate nella zona in cui è ubicato il sito del progetto Poggiofiorito Stoccaggio, suggeriscono valori dello *stress* statico trasferito nella zona costiera marchigiano-abruzzese molto bassi (e negativi) di circa qualche decimo di bar (Fig., 15).

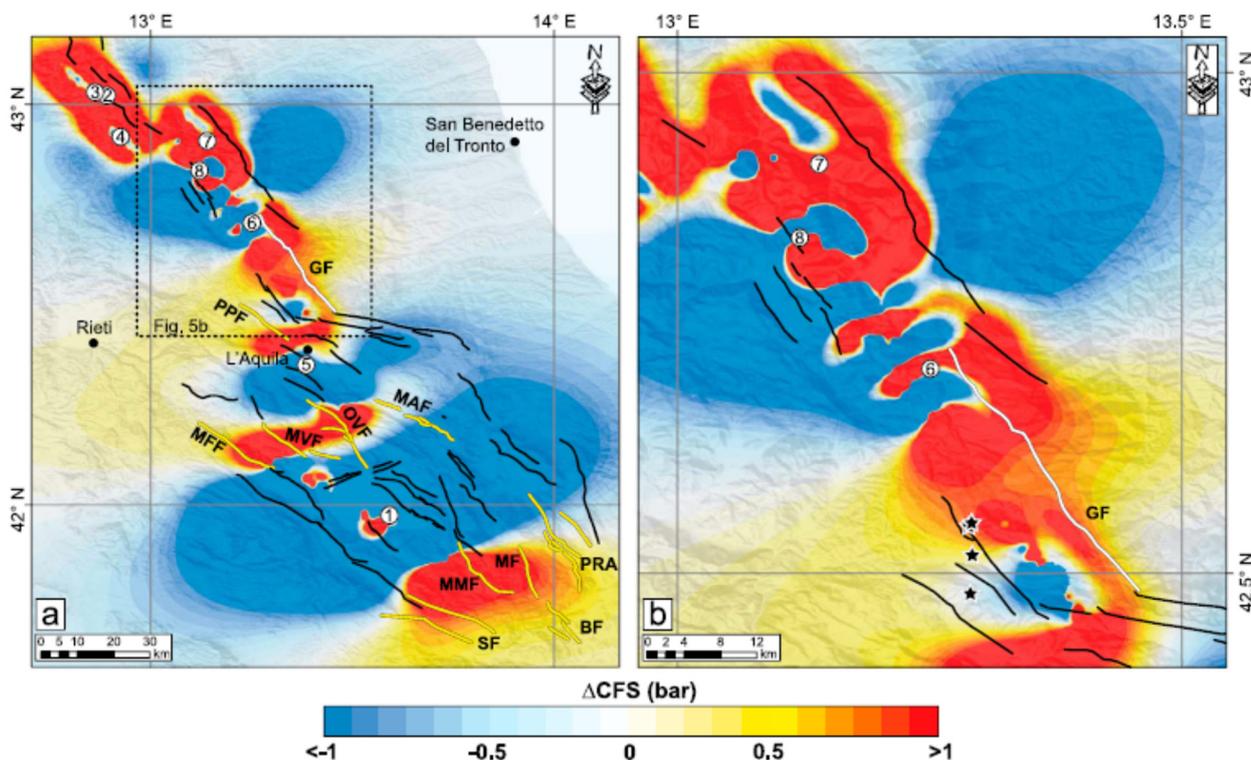


Fig. 15 – Variazione dello stress statico generata dagli effetti cumulati degli otto terremoti medio-forti che si sono sviluppati nell'appennino centrale a partire dal 1915, considerando sia la componente cosismica che il rilassamento visco-elastico post-sismico della crosta inferiore e del mantello superiore (da Verdecchia et al., 2018). Il calcolo è stato effettuato ad una profondità di 8 km su una geometria di faglia ricevitore (strike 155°, dip 50°, rake -90°) equivalente a quella del Monte Gorzano (linea bianca). BF, Faglia di Barrea; GF, Faglia del Gorzano; MAF, Faglia della Media Valle dell'Aterno; MF, Faglia della Montagnola; MFF, Faglia di M. Faito; MMF, Faglia di M. Marsicano; MVF, Faglia Magnola-Velino; OVF, Faglia di Ovindoli-Campo Felice; PPF, Faglia di Pizzoli-Pettino; PRA, sistema di faglie di Pizzalto-Rotella-Aremogna; SF, Faglia di Sora. Terremoti considerati nello studio numerati in ordine cronologico: (1) 13 gennaio 1915,  $M_w = 6.9$ ; (2) 26 settembre 1997,  $M_w = 5.7$ ; (3) 26 settembre 1997,  $M_w = 6.0$ ; (4) 14 ottobre 1997,  $M_w = 5.6$ ; (5) 6 aprile 2009,  $M_w = 6.3$ ; (6) 24 agosto 2016,  $M_w = 6.0$ ; (7) 26 ottobre 2016,  $M_w = 5.9$ ; and (8) 30 ottobre 2016,  $M_w = 6.5$ . Le stelle indicano i terremoti di  $M_w > 5$  del 18 gennaio 2017.

Studi specifici delle possibili interazioni dovute a processi di trasferimento di *stress* statico tra i sistemi di faglie estensionali presenti nella dorsale dell'Appennino ed i sovrascorrimenti presenti lungo la zona periadriatica non sono purtroppo disponibili per l'Appennino centrale. Tali possibili meccanismi di retroazione sono stati però analizzati in relazione ad una sequenza di eventi sismici che si sono verificati nel periodo 1916-1921 nell'Appennino settentrionale (Bonini et al., 2016), su faglie che hanno complessivamente caratteristiche confrontabili con quelle presenti nel settore di appennino centrale in esame in quanto a magnitudo della faglia normale sorgente, geometria delle faglie e distanza che separa faglia sorgente e sovrascorrimento ricevitore (Fig. 16). I risultati di tali modellazioni mostrano che sebbene i terremoti generati dai sistemi di faglie normali (con magnitudo  $M_w$  sino a circa 6,5) presenti nella zona assiale dell'Appennino possano contribuire a caricare la fascia di sovrascorrimenti presenti lungo la fascia costiera periadriatica, posta ad una distanza di 50-60 km, l'entità della variazione di *stress* statico è generalmente modesta, o addirittura trascurabile, divenendo anche minore della soglia di 0,1 bar a distanze maggiori di circa 40-50 km (Fig. 16).

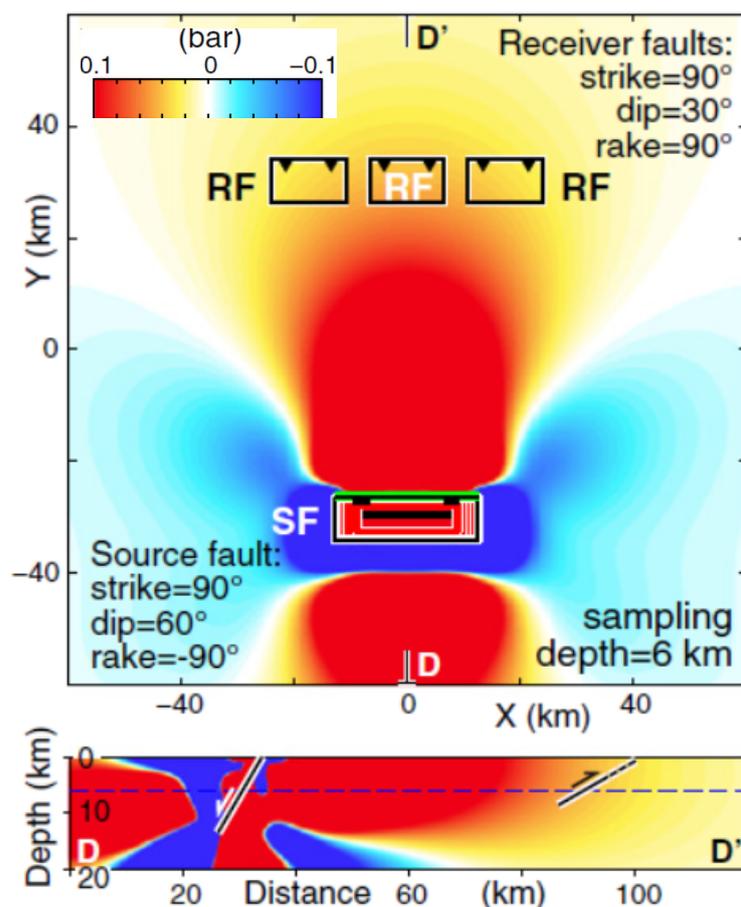


Fig. 16 – Valutazione del possibile trasferimento di stress statico tra una faglia sorgente estensionale, che libera un terremoto di magnitudo  $M_w$  6,5, e una faglia ricevitore rappresentata da un sovrascorrimento (mappa, in alto, e sezione verticale, in basso, modificata da Bonini et al., 2016). Si noti che la distanza che separa la faglia sorgente e il sovrascorrimento è di circa 50-60 km e corrisponde indicativamente alla distanza che separa la fascia di faglie normali che si sono attivate nel corso della sequenza sismica del 2016-2017 dell'Italia centrale ed le sorgenti sismogenetiche rappresentate da sovrascorrimenti presenti lungo la fascia periadriatica marchigiano-abruzzese. Si noti che l'entità dello stress statico trasferito è molto modesta, o addirittura trascurabile, divenendo anche minore della soglia di 0,1 bar a distanze maggiori di circa 40-50 km.

### 3.3 Considerazioni sulle possibili influenze dei sismi che hanno caratterizzato l'Italia Centrale negli ultimi anni sulle sorgenti sismogenetiche presenti

Per valutare le possibili influenze dei sismi che hanno caratterizzato l'Abruzzo negli ultimi anni sulle sorgenti sismogenetiche presenti nella zona in cui è ubicato il sito del progetto "Poggiofiorito Stoccaggio" sono stati considerati, come caso di studio, gli eventi sismici principali della sequenza dell'Italia centrale del 2016-2017, che include alcuni dei più forti terremoti avvenuti negli ultimi 15 anni.

Tali possibili influenze sono quindi discusse in relazione: 1) alla valutazione delle eventuali alterazioni dell'assetto geologico-strutturale del sito di stoccaggio e 2) alle eventuali variazioni del campo di *stress* che agiscono in questo settore controllandone le deformazioni.

#### 3.3.1 Influenze sull'assetto geologico-strutturale

Sulla base delle evidenze richiamate nella sezione dedicata alla descrizione degli effetti prodotti dalla sequenza sismica del 2016-2017 risulta evidente che la distribuzione degli effetti cosismici, in termini di deformazione del suolo e di sviluppo di rotture superficiali, è chiaramente ristretta al settore epicentrale.

Le rotture cosismiche si sviluppano solo in una fascia lunga circa 30 km e larga al massimo qualche chilometro (e.g., Civico et al., 2018), con direzione media N135–160°, localizzata in corrispondenze dell'emersione in superficie delle faglie che si sono attivate in occasione degli eventi sismici principali (sistema di faglie di Monte Vettore-Monte Bove). La distanza di tale fascia di rotture superficiali dal sito del progetto è quindi valutabile in diverse decine di chilometri, mentre non si hanno evidenze di altre rotture cosismiche a distanze inferiori causate da riattivazioni di faglie presenti nel sottosuolo.

Le deformazioni del suolo (sollevamento e subsidenza) sono distribuite in una fascia posizionata nell'intorno dei sistemi di faglie di Monte Vettore-Monte Bove e dei Monti della Laga che ha una orientazione media circa NNW-SSE. L'ampiezza massima di tale fascia in direzione ENE-WSW è di circa 30 km (e.g., Valerio et al., 2018).

Lo scuotimento del suolo generato dalla propagazione delle onde sismiche in occasione dei principali eventi della sequenza sismica che ha interessato l'Italia centrale nel 2016-2017 raggiunge in corrispondenza dell'area del sito del progetto "Poggiofiorito Stoccaggio" intensità sino al V-VI grado della scala MCS.

La propagazione di onde sismiche produce nel volume interessato anche altri effetti, tra cui variazioni dello *stress* dinamico. Gli *stress* dinamici di picco non sembrano aver prodotto andamenti anomali nella sismicità strumentale registrata nella zona marchigiana nelle settimane successive agli eventi principali della sequenza sismica del 2016-2017. Tali *stress* dinamici di picco potrebbero però essere responsabili di fenomeni di eruzione di vulcani di fango riscontrati nella zona di Monteleone di Fermo (in una zona ubicata circa 100 km più a nord del sito di stoccaggio), con un ritardo temporale variabile da poche ore a qualche giorno rispetto ai principali eventi (Maestrelli et al., 2017; 2019). A tale riguardo, come documentato da Maestrelli et al. (2019), è opportuno ricordare che tali fenomeni risultano però limitati alla zona circostante Monteleone di Fermo. Altri vulcani di fango ubicati nei pressi di Offida, così come altri vulcani posti più a sud, non hanno mostrato alcuna riattivazione in concomitanza con gli eventi principali della sequenza sismica del 2016-2017, probabilmente per i più bassi valori degli *stress* dinamici di picco raggiunti.

Inoltre, è opportuno ricordare che il sito in oggetto è stato certamente interessato nella sua storia geologica dagli effetti di numerosi altri terremoti generati nelle zone circostanti (con intensità anche maggiori di quelle causate dagli eventi del 2016-2017). La persistenza su tempi geologici dell'ordine almeno delle centinaia di migliaia di anni dell'accumulo di gas coltivato prima della proposta di riconversione a sito di stoccaggio è, quindi, già una prova del fatto che gli effetti dei terremoti associati al contesto sismotettonico dell'Appennino centrale non sono in condizione di compromettere l'assetto geologico-strutturale del sito di stoccaggio proposto.

Sulla base dell'assenza di rotture cosismiche, di deformazioni del suolo e sulla base della mancanza di altre manifestazioni è del tutto ragionevole assumere che la configurazione geologica di sottosuolo e la geometria

dei sistemi di faglie presenti sia sostanzialmente immutata e che la sequenza sismica del 2016-2017 non abbia prodotto modificazioni dell'assetto geologico-strutturale del sito di stoccaggio proposto.

### 3.3.2 Influenze sul campo di *stress* presente nel sottosuolo

Per quanto riguarda le possibili variazioni del campo di *stress* che agisce nel sottosuolo del settore in esame, generate dagli eventi sismici del 2016-2017, le conclusioni desumibili dai lavori che hanno trattato questo argomento nella zona in esame sono le seguenti.

Sebbene la perturbazione post-sismica del campo di deformazione a seguito dei principali eventi della sequenza sismica del 2016-2017, modellata con approcci semplificati, sembri influire positivamente sulla possibile attivazione delle sorgenti sismogenetiche presenti lungo il settore costiero adriatico (e.g., Viti, 2019), studi specifici delle possibili interazioni dovute a processi di trasferimento di *stress* statico tra i sistemi di faglie estensionali presenti nella dorsale dell'Appennino ed i sovrascorrimenti presenti lungo costa adriatica indicano valori dello *stress* trasferito davvero molto bassi o comunque minori della soglia minima considerata significativa in simili studi. Ad esempio, lo *stress* statico trasferito da un terremoto di magnitudo  $M_w$  6,5 generato da una faglia normale (inclinata di  $60^\circ$ ) su un sovrascorrimento (inclinato di  $30^\circ$  nella stessa direzione della faglia normale) posto ad una distanza di circa 40 km è di circa 0,1 bar per poi diminuire all'aumentare della distanza sino a valori di qualche centesimo di bar a circa 60-70 km (Bonini et al., 2016).

Anche altre valutazioni del trasferimento di *stress* statico disponibili in letteratura (e.g., Papadopoulos et al., 2017; Verdecchia et al., 2018; Caporali et al., 2019), focalizzate però sulle possibili interazioni tra i sistemi di faglie normali che sono responsabili dei processi di estensione crostale attivi lungo la dorsale appenninica e quindi valutati su geometrie della faglia ricevitore congruenti con quelle delle faglie estensionali presenti nel settore appenninico o su faglie ottimamente orientate, mostrano in genere valori di variazione dello *stress* statico molto piccole e negative (e.g., -0,1-0,2 bar; Fig. 13).

Sebbene l'esistenza di una soglia al di sotto della quale tali effetti diventino trascurabili sia oggetto di dibattito scientifico (e.g., Ziv & Rubin, 2000; Ogata, 2005), si ritiene in genere che perturbazioni minori di 0,1-0,5 bar non siano significate per giustificare fenomeni di innesco sismico (e.g., King et al., 1994; Toda et al., 1998; Stein, 1999; Lorenzo-Martín et al., 2006). Per avere un termine di confronto sull'entità di tali valori si consideri che variazioni dello *stress* di Coulomb dell'ordine di 0,01-0,03 bar sono già prodotte periodicamente dalle maree della terra solida causate dall'attrazione luni-solare (Vidale et al., 1998; Stein, 1999).

Considerato che le sorgenti sismogenetiche identificate nella zona periadriatica abruzzese di interesse (DISS Working Group, 2021) sono poste a circa 30-60 km dalla zona epicentrale, si comprende che le citate possibili variazioni di *stress* statico (dell'ordine di 0,1-0,01 bar) che potrebbero essere state causate dai principali eventi della sequenza sismica sono davvero molto basse se non trascurabili.

## 4 Sismicità indotta dalle attività d'iniezione/estrazione di fluidi dal sottosuolo

In questo capitolo, sono descritti qualitativamente i possibili processi responsabili di eventuale sismicità indotta o innescata dalle attività antropiche collegate all'iniezione/estrazione di fluidi dal sottosuolo e le evidenze disponibili di eventi sismici indotti associati alle attività di stoccaggio di gas nel sottosuolo nel mondo e in Italia.

### 4.1 Processi fisici responsabili di eventuale sismicità indotta

Un'approfondita analisi delle caratteristiche dei principali processi responsabili dello sviluppo di eventuale sismicità indotta o innescata dalle attività antropiche collegate all'iniezione/estrazione di fluidi dal sottosuolo (Fig. 17) è disponibile in diverse pubblicazioni scientifiche (e.g., Grasso, 1992; Davis & Frohlich, 1993; Guha, 2000; McGarr et al., 2002; National Research Council, 2013; Ellsworth, 2013; McGarr, 2014; Cesca et al., 2014; Grigoli et al., 2017; Wilson et al., 2017; Foulger et al., 2018; Keranen & Weingarten, 2018; Kivi et al., 2023; Moein et al., 2023; Baldan et al., 2024; Franceschini et al., 2024).

È opportuno innanzitutto chiarire la terminologia utilizzata per il tema in oggetto. In accordo con le definizioni proposte da McGarr et al. (2002), è possibile distinguere i seguenti diversi tipi di sismicità:

- Sismicità Indotta (Induced Seismicity), in cui le attività antropiche sono responsabili della gran parte delle variazioni del campo di *stress* che genera la sismicità;
- Sismicità Innescata (Triggered Seismicity), in cui le attività antropiche sono responsabili solo di una minima frazione delle variazioni del campo di *stress* che genera la sismicità, mentre il ruolo principale è svolto dal campo di *stress* pre-esistente dovuto alla tettonica;

Di conseguenza, seguendo tale definizione, si può concludere che le attività antropiche sono difficilmente in grado di “indurre” grandi e disastrosi eventi sismici ma possono invece “innescarli”. È anche opportuno tenere presente che, poiché lo strato crostale sismogenetico è in uno stato prossimo a rottura quasi ovunque (Zoback, 2007), gli *stress* naturali di origine tettonica giocano comunque un ruolo importante nel caso di eventi indotti o innescati da attività antropiche. Inoltre, in determinate condizioni, i terremoti possono essere innescati anche da perturbazioni prodotte da varie cause naturali, quali il trasferimento di *stress* da terremoti avvenuti in aree contigue (come già discusso nel capitolo 3).

Le oggettive difficoltà nell'operare la distinzione tra eventi indotti e innescati ha portato diversi autori ad utilizzare in molti casi il termine “sismicità indotta” per ambedue le tipologie sopradescritte (e.g., Foulger et al., 2018). Anche in questo rapporto verrà utilizzata questa terminologia comune, consci però della indeterminatezza del termine, risolvibile solamente laddove il contributo antropico al campo tettonico di *stress* è noto.

L'iniezione e l'estrazione di fluidi nel sottosuolo attivano complessi processi fisici che possono destabilizzare faglie preesistenti o in taluni casi crearne di nuove. I terremoti indotti dai fluidi sono innescati principalmente da perturbazioni del campo di *stress in situ* su faglie sottoposte a *stress* critico. Tuttavia, le attività umane potrebbero anche riattivare faglie che non erano sottoposte a *stress* critico prima dell'inizio dell'operazioni antropiche.

I principali processi fisici responsabili della genesi dei terremoti indotti collegati con l'iniezione di fluidi includono (e.g., Ellsworth, 2013; Moein et al., 2023): la diffusione della pressione dei pori, l'accoppiamento poroelastico, gli *stress* termoelastici, le interazioni tra terremoti per fenomeni di trasferimento dello *stress* e lo slittamento asismico. I terremoti indotti dall'estrazione sono invece più frequentemente innescati dalla compattazione differenziale collegata agli effetti poroelastici, a fenomeni di *creep* nelle rocce serbatoio e a disequilibri isostatici.

Inoltre, processi di indebolimento delle faglie attraverso processi chimico-fisici possono anche accelerare le interazioni fluido-roccia e/o promuovere ulteriori instabilità. Tuttavia, definire il contributo di ogni

specifico processo risulta spesso molto complicato poiché più meccanismi contribuiscono probabilmente alla genesi degli eventi sismici indotti.

In particolare, in relazione ai due tra i principali processi sopra citati (Fig. 17), iniettando fluidi nel sottosuolo si genera un aumento della pressione di poro e, di conseguenza, una riduzione dello sforzo normale effettivo sui piani di faglia, che vengono a trovarsi quindi in stato critico e si muovono sismicamente. In questo caso sono state notate sia risposte rapide, associate generalmente a piccoli terremoti ( $-2 \leq M \leq 3$ ) collegati con la fratturazione idraulica di ammassi rocciosi, sia risposte lente, con terremoti che possono raggiungere magnitudo anche rilevanti e che vengono spiegati come il risultato della diffusione in profondità dell'onda di pressione generata dall'iniezione dei fluidi, che causa la riattivazione di faglie potenzialmente sismogeniche. L'estrazione di fluidi causa invece un decremento della pressione di poro e una conseguente contrazione del reservoir, con relativa subsidenza. Poiché il reservoir è accoppiato elasticamente con le rocce circostanti, tale contrazione genera il trasferimento di stress poroelastico alle regioni adiacenti, inducendo lo sviluppo di terremoti.

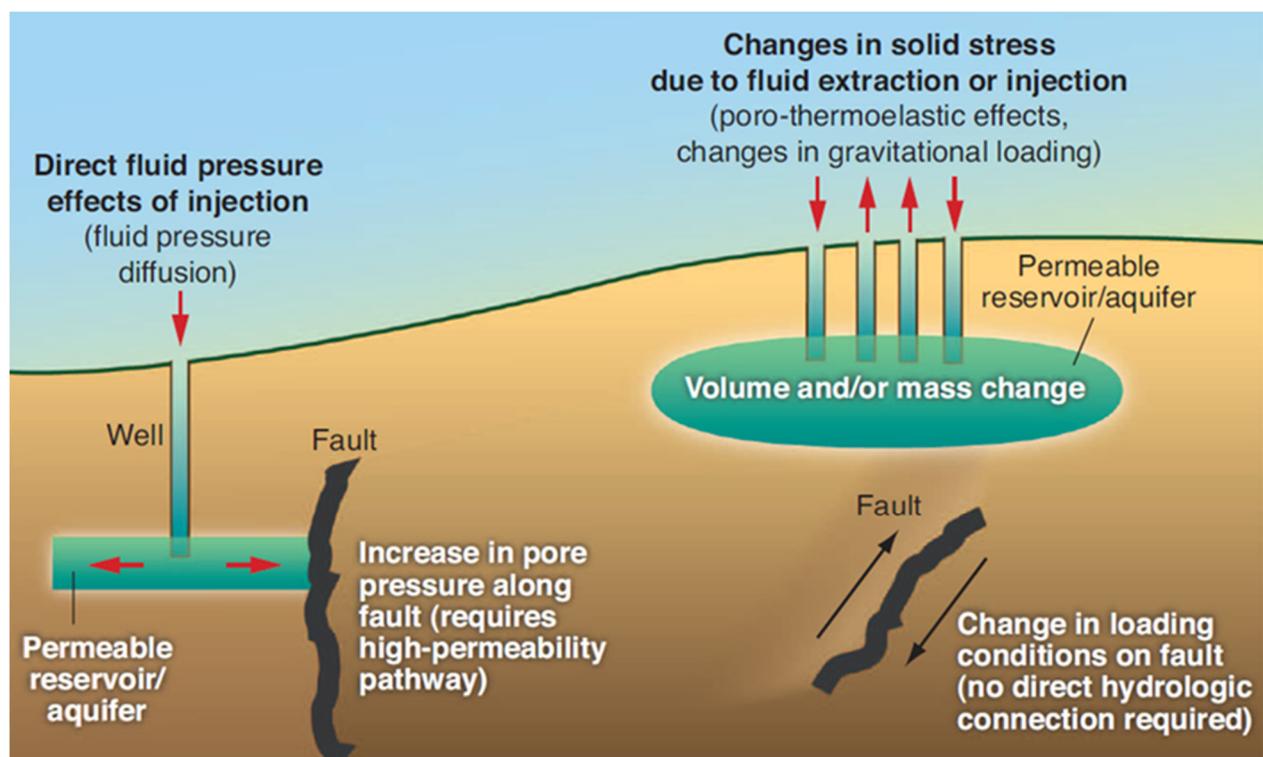


Fig. 17 - Diagramma schematico che illustra i meccanismi, associati ad attività antropiche che prevedono l'estrazione o la reiniezione di fluidi nel sottosuolo, capaci di generare eventi sismici indotti/innescati (da Ellsworth, 2013).

## 4.2 Stoccaggi di gas nel sottosuolo e sismicità indotta

La realizzazione di siti di stoccaggio sotterraneo di gas (UGS, *Underground Gas Storage*) rappresenta una tecnologia ormai ben consolidata a livello mondiale, di fondamentale importanza per far fronte ai picchi stagionali di consumo di gas e alle crescenti incertezze del mercato energetico.

Lo stoccaggio nel sottosuolo può avvenire in giacimenti di idrocarburi esauriti (frequentemente metano ma non solo), falde acquifere e caverne sotterranee. Oltre 600 siti dedicati a progetti UGS, operativi o pianificati, sono noti nel mondo (Foulger et al., 2018). In particolare, dei 196 siti UGS censiti in Europa nel

2021 da *Gas Infrastructure Europe* (<https://www.gie.eu/publications/maps/gie-storage-map/>) 22 sono in falde acquifere, 70 in caverne sotterranee (68 in formazioni saline e 2 in altre formazioni geologiche) e ben 99 in giacimenti esauriti di idrocarburi.

Come sottolineato in diverse recenti revisioni della sismicità indotta da attività antropiche (e.g., Foulger et al., 2018; Kivi et al., 2023; Moein et al., 2023) è rilevante notare che a scala globale solo un numero molto limitato di siti di stoccaggio di metano nel sottosuolo ha registrato eventi sismici indotti.

Ad esempio, nella banca dati "*HiQuake - The Human-Induced Earthquake Database*", il più grande e aggiornato database di progetti industriali che si ritiene abbiano indotto o innescato terremoti (Wilson et al., 2017; Foulger et al., 2018) sono registrati oltre 1300 casi in totale nel mondo di sismicità indotta dalle diverse possibili attività antropiche (tra cui, ad esempio, le dighe, la fratturazione idraulica di giacimenti di idrocarburi non convenzionali, il recupero di idrocarburi convenzionali, lo smaltimento di acque reflue, lo stoccaggio sotterraneo di gas o CO<sub>2</sub> e le attività geotermiche e minerarie). Di questi oltre 1300 casi solo sette sono stati associati allo stoccaggio sotterraneo di metano. Uno di questi casi è collegato a un sito UGS in una caverna sotterranea nella repubblica Ceca (Příbram) mentre gli altri sei sono relativi a progetti UGS in giacimenti esauriti di gas (Gazli in Uzbekistan, Hutubi in Cina e Bergermeer, Norg e Grijpskerk in Olanda) o di petrolio (Castor in Spagna). I casi di Castor e di Bergermeer sono anche riportati nel "*Global physics-based database of injection-induced seismicity*" (Kivi et al., 2023), che include solo gli eventi sismici indotti relativi all'iniezione di fluidi in quanto gli eventi sismici indotti si sono verificati durante la fase d'iniezione del *cushion gas*.

Di seguito viene fornita una breve sintesi di quattro casi rappresentativi di progetti UGS in giacimenti esauriti di idrocarburi.

Il primo caso è relativo al grande giacimento di gas di Gazli, scoperto nel 1956 in Uzbekistan, con riserve complessive stimate in oltre 450 miliardi di Sm<sup>3</sup> di metano. La produzione è iniziata nel 1962 ed è stata seguita da significative iniezioni di acqua nel sottosuolo. Diversi terremoti di magnitudo rilevante sono avvenuti nel periodo 1975-1984, con tre eventi che hanno raggiunto magnitudo 7. Alcuni autori hanno considerato tali eventi come di origine tettonica mentre altri li hanno correlati con la produzione di idrocarburi (e.g., Grasso, 1992; Bossu et al., 1996). In ogni caso, quando le riserve di gas erano state ormai estratte il campo di Gazli è stato poi utilizzato come sito UGS. Plotnikova et al. (1996) segnalano una sismicità fino a magnitudo 5 indotta da questo processo e correlata con la quantità di gas stoccato nel sottosuolo.

Un altro noto caso di sismicità indotta è quello del progetto Castor in Spagna, nel Golfo di Valencia, che associato alla conversione a stoccaggio di gas del giacimento di petrolio esaurito di Amposta che aveva prodotto, sino al 1989, 56 milioni di barili da un serbatoio costituito da calcari dolomitici carsificati e fratturati. Il progetto UGS di Castor, iniziato nel 2009, prevedeva lo stoccaggio di 1,9 miliardi di Sm<sup>3</sup> di metano a 1750 m di profondità. Durante la fase iniziale d'iniezione del *cushion gas* si è verificata sismicità con eventi fino a M 2,6. L'iniezione è stata interrotta dopo 12 giorni, ma i terremoti hanno continuato a verificarsi e l'evento più grande di magnitudo Mw 4,3, si è verificato due settimane dopo l'interruzione del pompaggio. Si ritiene che le attività indotte dall'iniezione di fluidi nel sottosuolo possano aver riattivato la Faglia di Amposta (e.g., Cesca et al., 2014), lunga 51 km, che delimitava lateralmente l'originario giacimento di petrolio.

Un altro caso è collegato al progetto UGS di Hutubi in Cina, diventato operativo nel giugno 2013 e che è stato realizzato convertendo il pre-esistente giacimento di gas esaurito, dove è stata registrata un'intensa sismicità con magnitudo massima 3,6 (Zhang et al., 2022). Anche in questo caso le operazioni del sito UGS hanno riattivato una pre-esistente faglia inversa sismogenetica che interessava le rocce serbatoio.

Infine, nel progetto UGS di Bergermeer in Olanda, che prevedeva lo stoccaggio di gas in rocce serbatoio costituite dalle arenarie paleozoiche della Formazione di Rotliegend interessate da diversi sistemi di faglie che si erano già attivate durante la fase di produzione di gas dall'originario giacimento (con eventi sismici di magnitudo sino a M 3,5), nella fase d'iniezione del *cushion gas* durante la conversione a sito di stoccaggio si sono registrati altri eventi di piccola magnitudo, con una magnitudo massima registrata M 0,7 (Muntendam-bos et al., 2022).

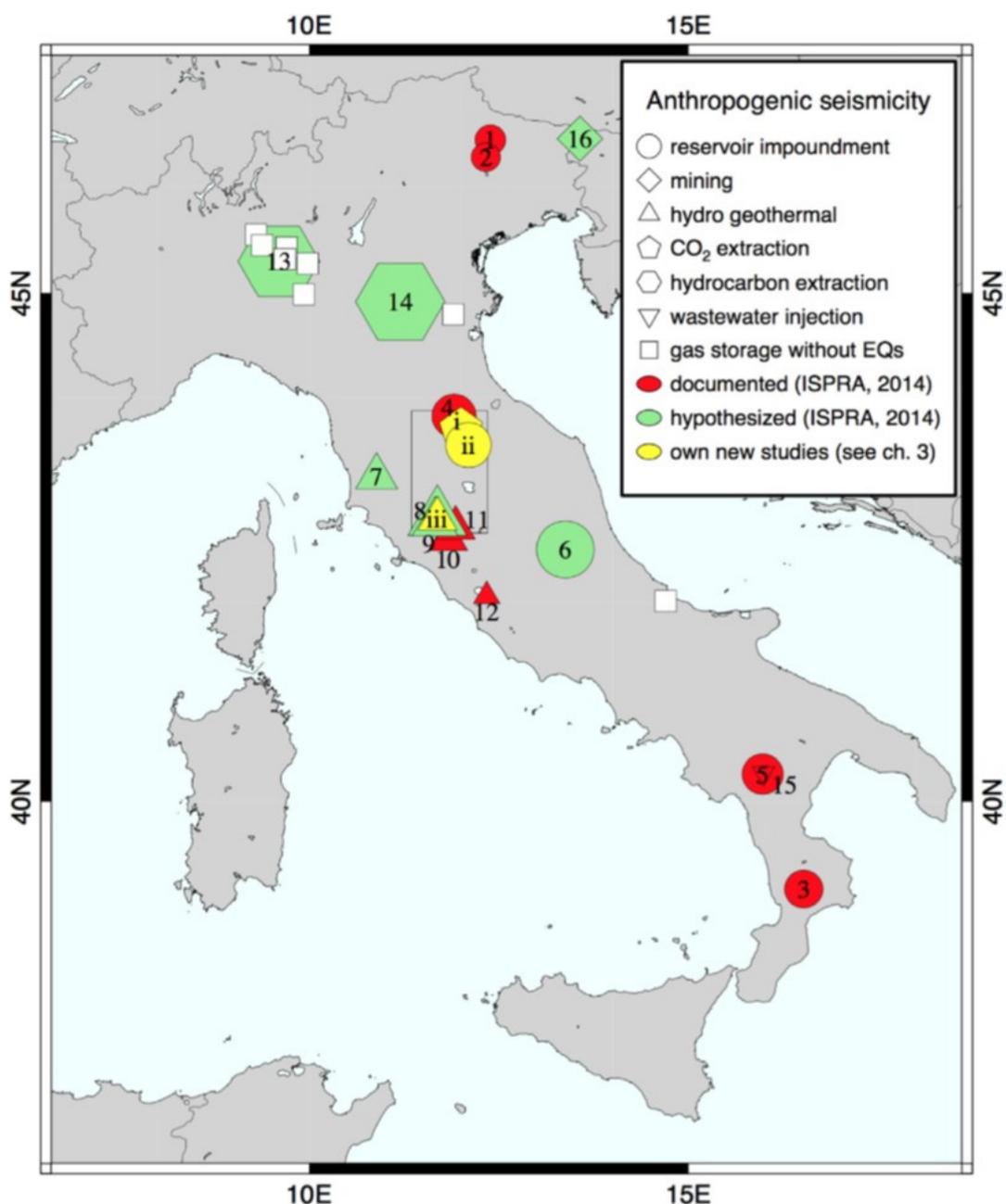


Fig. 18 - Sismicità in Italia correlata all'attività antropogenica (da Braun et al., 2018), Si noti che nella legenda i quadratini bianchi si riferiscono specificatamente a siti stoccaggio di gas, alcuni ormai attivi da decenni, senza eventi sismici indotti associati.

Si sottolinea che ad oggi non sono segnalati casi di sismicità indotta direttamente associabili alle attività di stoccaggio di gas nel sottosuolo nelle 15 concessioni attualmente vigenti in Italia (alcune ormai attive da decenni). Tale affermazione è supportata da numerose pubblicazioni e rapporti tecnici (e.g., Teatini et al., 2011; Marzorati & Maroli, 2012; ISPRA, 2014; Braun et al., 2018; Isotton et al., 2020; Maoret, 2022; Peruzza et al., 2022; Teatini et al., 2024; Fig. 18).

Ad esempio, già nel lavoro di Marzorati & Maroli (2012) veniva segnalato che, nei giacimenti esauriti convertiti a siti di stoccaggio di gas in Italia, i monitoraggi dell'attività microsismica naturale ed indotta non avevano evidenziato alcun legame con l'attività di stoccaggio.

Tale osservazione è stata poi confermata anche dal “Rapporto sullo stato delle conoscenze riguardo alle possibili relazioni tra attività antropiche e sismicità indotta/innescata in Italia” pubblicato da ISPRA (2014), in cui non sono riportati episodi, documentati o ipotizzati, di sismicità indotta/innescata in relazione a siti di stoccaggio di gas nel sottosuolo in Italia.

Successivamente, anche l’articolo di Braun et al. (2018) sulla sismicità causata dalle attività antropiche in Italia ribadisce che non sono stati rilevati casi significativi di sismicità indotta associati allo stoccaggio stagionale di metano praticato ormai da alcuni decenni (Fig. 18).

Inoltre, alcune pubblicazioni che descrivono i risultati di accurate modellazioni geomeccaniche sviluppate per alcuni siti di stoccaggio mettono infatti in evidenza il fatto che, nelle specifiche condizioni dei campi di stoccaggio italiani ospitati in rocce serbatoio costituite da arenarie porose interposte a livelli argillosi, il volume di roccia influenzato dalle cicliche attività di iniezione/estrazione è molto limitato (e.g., Teatini et al., 2011; Isotton et al., 2020; Maoret, 2022; Teatini et al., 2024).

Ad esempio, la modellazione geomeccanica effettuata in un non meglio specificato sito di stoccaggio in livelli di arenaria posti a circa 1400 m di profondità ha permesso di definire il volume di roccia in cui il campo di *stress* viene perturbato dalle operazioni cicliche di iniezione ed estrazione del gas (Teatini et al. 2024). Questo volume si estende per circa 200 m sopra e sotto i livelli in cui viene operato lo stoccaggio di gas mentre la l'estensione areale varia raggiunge al massimo circa 2 km dalla proiezione piana della traccia esterna del serbatoio. Secondo i risultati della modellazione, al di fuori di tale volume la perturbazione del campo di stress dovuta alle attività di stoccaggio risulta essere trascurabile.

Un'altra modellazione geomeccanica effettuata per il sito di stoccaggio Cortemaggiore (Maoret, 2022) documenta una estensione verticale della zona in cui il campo di *stress* viene perturbato dalle operazioni di stoccaggio anche minore, nell’ordine di poche decine di metri.

Tali risultati sono particolarmente significativi perché mostrano come sia improbabile che le attività di stoccaggio propaghino i loro effetti a una profondità significativamente maggiore di quella degli strati di interesse. Di conseguenza, questa evidenza contribuisce a spiegare l’assenza nel contesto geologico italiano, e nelle tipologie di rocce serbatoio utilizzate per gli stoccaggi, di casi di sismicità indotta direttamente associabili alle attività di stoccaggio di gas nel sottosuolo.

## 5 Conclusioni

In questo studio sono stati definiti il contesto geologico-strutturale e -l'assetto sismotettonico della zona in cui ricade il sito del progetto "Poggiofiorito Stoccaggio" e valutate le possibili influenze dei sismi che hanno caratterizzato l'Abruzzo negli ultimi anni sulle sorgenti sismogenetiche della zona. Inoltre, sono stati anche qualitativamente discussi i possibili processi responsabili di eventuale sismicità indotta dalle attività d'iniezione/estrazione di fluidi dal sottosuolo, fornendo anche una revisione critica dei risultati disponibili del monitoraggio microsismico di altri siti di stoccaggio già operanti in Italia e nel mondo. Le principali conclusioni sono sintetizzate e discusse di seguito.

### 5.1 Assetto strutturale e quadro sismotettonico

Il progetto prevede lo stoccaggio di gas naturale in rocce serbatoio, rappresentate da arenarie del Pliocene medio, poste ad una profondità di circa 800 m/ssl. Tali rocce serbatoio sono contenute all'interno di un'anticlinale sepolta che fa parte di una fascia di strutture sviluppatesi nel corso degli ultimi 5 milioni di anni in seguito alla propagazione di sovrascorrimenti non affioranti in superficie, nota nella letteratura geologica come "Struttura costiera".

La fascia periadriatica abruzzese risulta essere sismicamente attiva, come documentato dalla sismicità strumentale e storica, e rimarrà tale a prescindere dall'eventuale presenza del sito di stoccaggio di gas. Nel contesto sismotettonico dell'area in esame è rilevante notare che i sovrascorrimenti e le faglie inverse che definiscono la "Struttura costiera" nella settore in cui è ubicato il sito del progetto "Poggiofiorito Stoccaggio" si sviluppano all'interno di formazioni geologiche plio-pleistoceniche a profondità minori di 3-4 km (e.g., Bigi et al., 1992; Ferrarini et al., 2021). Tali faglie, che hanno avuto una fase di attività principale nel corso del Pliocene (Bolis et al., 2003; Carruba et al., 2006; Bigi et al., 2013) con una possibile estensione in almeno parte del Quaternario (Costa et al., 2021; Ferrarini et al., 2021), non sembrano direttamente associabili alla sismicità registrata che risulta localizzata a profondità maggiori.

Inoltre, l'assenza di evidenze di compressione attiva nei pozzi che attraversano i depositi plio-pleistocenici nel segmento di "Struttura costiera" in cui è localizzato il sito del progetto (Mariucci & Montone, 2024), suggerisce che eventuali processi tettonici compressivi attivi nell'area in esame, discussi in diversi recenti lavori scientifici (e.g., Ferrarini et al., 2021; de Nardis et al., 2022; Lavecchia et al., 2024), dovrebbero essere confinati all'interno di rampe sviluppate in profondità nei carbonati meso-cenozoici. Infatti, due delle tre sorgenti sismogenetiche capaci di generare terremoti di magnitudo maggiore di 5.5, identificate in un intorno di circa 15 km dal sito del progetto con una orientazione media circa NW-SE (DISS Working Group, 2021), corrispondono a rampe di sovrascorrimenti che si sviluppano prevalentemente all'interno delle formazioni carbonatiche meso-cenozoiche, in livelli strutturali più profondi di quelli interessati dallo stoccaggio. La terza sorgente sismogenetica identificata nella zona (DISS Working Group, 2021) è associata invece ad un sistema di faglie trascorrenti destre sviluppato a profondità maggiori di 11 km.

### 5.2 Possibili influenze dei sismi che hanno caratterizzato l'Abruzzo negli ultimi anni sulle sorgenti sismogenetiche presenti

Sulla base dei dati e delle evidenze attualmente disponibili è del tutto ragionevole assumere che la configurazione geologica di sottosuolo del sito di stoccaggio (e.g., roccia serbatoio e roccia di copertura) e la geometria dei sistemi di faglie presenti non sia stata influenzata dai principali eventi sismici avvenuti negli ultimi anni in Abruzzo. Tale conclusione è basata su un'approfondita analisi degli effetti prodotti dagli eventi di maggiore magnitudo della sequenza dell'Italia centrale del 2016-2017, che include alcuni dei più forti terremoti avvenuti negli ultimi 15 anni in Italia Centrale e in Abruzzo.

Le rotture cosismiche superficiali sono presenti solo in una ristretta fascia, in cui sono localizzate le faglie che si sono attivate in occasione degli eventi sismici principali, posta a distanze di diverse decine di chilometri

dal sito proposto. La fascia interessata da deformazioni del suolo (sollevamento o subsidenza) si estende in una direzione, trasversale rispetto alle faglie responsabili dei terremoti. Tale fascia ha un'ampiezza di non più di circa 30 km nel caso dell'evento maggiore (e.g. terremoto di Norcia di Mw 6.5 del 30/10/2016), ed è anche minore nel caso degli altri eventi di magnitudo più bassa, non arrivando quindi ad interessare la zona periadriatica abruzzese in cui è ubicato il sito di stoccaggio.

Gli effetti principali prodotti dalla sequenza sismica nella zona in esame sono quindi, eventualmente, rappresentati solo da modificazioni del campo di *stress* che agisce nel sottosuolo. Tali effetti sono rappresentati da: 1) variazioni dello *stress* dinamico, causate dal passaggio delle onde sismiche, che hanno un carattere transiente e si verificano solitamente nell'intervallo temporale successivo al terremoto ma a distanze anche elevate e 2) variazione dello *stress* statico, che rappresentano variazioni permanenti del campo di *stress* locale causate dallo scorrimento dei blocchi crostali lungo una faglia ma che diventano trascurabili a distanze equivalenti a poche lunghezze della faglia sorgente.

Le variazioni di *stress* dinamico non sembrano aver prodotto andamenti anomali nella sismicità strumentale registrata nella zona in esame nelle settimane successive agli eventi principali della sequenza sismica del 2016-2017. Tali variazioni potrebbero aver invece contribuito all'attivazione di alcuni vulcani di fango siti nei pressi Monteleone di Fermo (Maestrelli et al., 2017), ubicati circa 100 km più a nord del sito di stoccaggio), mentre non sembrano aver prodotto effetti su altri vulcani di fango presenti più a sud.

Alcuni studi (e.g., Viti, 2019), sviluppati con tecniche di modellazione semplificate, suggeriscono che la perturbazione post-sismica del campo di deformazione a seguito dei principali eventi della sequenza sismica del 2016-2017 possa influire sull'attività delle sorgenti sismogenetiche presenti lungo il settore costiero marchigiano. D'altra parte, le analisi disponibili che calcolano il trasferimento di *stress* statico tra i sistemi di faglie estensionali presenti nella dorsale dell'Appennino ed i sovrascorrimenti presenti lungo la costa adriatica (e.g., Bonini et al., 2016; Verdecchia et al., 2018) mettono in evidenza comunque variazioni dello *stress* molto piccole (dell'ordine del decimo di bar o anche inferiori) al limite, o minori, della soglia generalmente considerata significativa per una perturbazione significativa del campo di *stress*. (e.g., King et al., 1994; Toda et al., 1998; Stein, 1999; Lorenzo-Martín et al., 2006). In ogni caso, qualora tali fenomeni dovessero avere un qualche effetto, questo sarebbe quello di modificare il tempo di accadimento di un eventuale terremoto (anticipandolo o ritardandolo), che comunque si sarebbe verificato su una delle sorgenti sismogenetiche note per i naturali processi tettonici attivi nella regione, in un momento che non è possibile prevedere.

Di conseguenza, allo stato attuale delle conoscenze, è ragionevole concludere che anche il contesto sismotettonico dell'area studiata rimane sostanzialmente invariato.

### 5.3 Sismicità indotta associata a stoccaggi di gas nel sottosuolo

La letteratura scientifica descrive in modo esauriente le caratteristiche dei processi fisici, associati alle attività antropiche che prevedono iniezione/estrazione di fluidi dal sottosuolo, capaci di causare eventuale sismicità indotta, o innescata (e.g., Grasso, 1992; Davis & Frohlich, 1993; McGarr et al, 2002; National Research Council, 2013; Ellsworth, 2013; McGarr, 2014; Cesca et al., 2014; Foulger et al., 2018; Keranen & Weingarten, 2018; Moein et al., 2023; Baldan et al., 2024; Franceschini et al., 2024).

Le attività operative svolte nei siti di stoccaggio nel sottosuolo, che prevedono una periodica iniezione ed estrazione di metano dalle rocce serbatoio, hanno generato sismicità indotta in solo rari casi (Wilson et al., 2017; Foulger et al., 2018; Kivi et al., 2023). I pochi casi rilevati nel mondo sono associati a siti di stoccaggio con trappole delimitate o interessate da faglie attive e sismogenetiche (e.g., Castor in Spagna o Hutubi in Cina) o comunque associati a contesti geologici con rocce serbatoio con caratteristiche del tutto diverse da quelle presenti nei siti di stoccaggio italiani.

In ogni caso, le attività di monitoraggio microsismico dei siti di stoccaggio di gas nel sottosuolo già operanti da molti anni in Italia, in contesti geologici simili a quelli a del progetto "Poggiofiorito Stoccaggio", non hanno registrato sinora alcun caso di sismicità indotta (e.g., Marzorati & Maroli, 2012; ISPRA, 2014; Braun et al., 2018; Isotton et al., 2020; Maoret, 2022; Peruzza et al., 2022; Teatini et al., 2024; Fig. 18).

## 6 Bibliografia

- Artoni, A., & Casero, P. (1997). Sequential balancing of growth structures, the late Tertiary example from the central Apennine. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168, 35-49.
- Artoni, A. (2013). The Pliocene-Pleistocene stratigraphic and tectonic evolution of the central sector of the Western Periadriatic Basin of Italy. *Marine and Petroleum Geology*, 42, 82-106.
- Baldan, S., Ferronato, M., Franceschini, A., Janna, C., Zoccarato, C., Frigo, M., Isotton, G., Collettini, C., Deangeli, C., Rocca, V., Verga, F., Teatini, P. (2024). Unexpected fault activation in underground gas storage. Part II: 2 Definition of safe operational bandwidths. arXiv preprint arXiv:2408.01049.
- Bally, A., Burbi, L., Cooper, C., & Ghelardoni, R. (1986). Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 35, 257-310.
- Bigi, G., Cosentino, D., Parotto, M., Sartori, R., & Scandone, P. (1992). Structural Model of Italy. Scale 1:500,000, sheet 4. *Quaderni de 'La Ricerca Scientifica'*, 114 (3), CNR.
- Bigi, S., Conti, A., Casero, P., Ruggiero, L., Recanati, R., & Lipparini, L. (2013). Geological model of the central Periadriatic basin (Apennines, Italy). *Marine and Petroleum Geology*, 42, 107-121.
- Bolis, G., Carruba, S., Casnedi, R., Perotti, C. R., Ravaglia, A., & Tornaghi, M. (2003). Compressional tectonics overprinting extensional structures in the Abruzzo Periadriatic Foredeep (Central Italy) during Pliocene times. *Bollettino della Società geologica italiana*, 122(2), 251-266.
- Bonini, L., Toscani, G., & Seno, S. (2014). Three-dimensional segmentation and different rupture behavior during the 2012 Emilia seismic sequence (Northern Italy). *Tectonophysics* 630, 33-42.
- Bonini, M., Corti, G., Delle Donne, D., Sani, F., Piccardi, L., Vannucci, G., Genco, R., Martelli, L., & Ripepe, M. (2016). Seismic sources and stress transfer interaction among axial normal faults and external thrust fronts in the northern Apennines (Italy): A working hypothesis based on the 1916-1920 time-space cluster of earthquakes. *Tectonophysics*, 680, 67-89.
- Bossu, R., Grasso, J.R., Plotnikova, L.M., Nurtaev, B., Fréchet, J. and Moisy, M., 1996. Complexity of intracontinental seismic faultings: the Gazli, Uzbekistan, sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(4), pp.959-971.
- Braun, T., Cesca, S., Kühn, D., Martirosian-Janssen, A., & Dahm, T. (2018). Anthropogenic seismicity in Italy and its relation to tectonics: State of the art and perspectives. *Anthropocene*, 21, 80-94.
- Buttinelli, M., Petracchini, L., Maesano, F. E., D'Ambrogi, C., Scrocca, D., Marino, M., Capotorti, F., Bigi, S., Cavinato, G.P., Mariucci, M.T., Montone, P., & Di Bucci, D. (2021). The impact of structural complexity, fault segmentation, and reactivation on seismotectonics: Constraints from the upper crust of the 2016-2017 Central Italy seismic sequence area. *Tectonophysics*, 810, 228861, doi: 10.1016/j.tecto.2021.228861.
- Calamita, F., Scisciani, V., Montefalcone, R., Paltrinieri, W., & Pizzi, A. (2002). L'ereditarietà del paleomargine dell'Adria nella geometria del sistema orogenico centro-appenninico: l'area abruzzese esterna. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 57, 355-368.
- 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. *Bollettino-Società Geologica Italiana*, 122(2), 307-318.
- Caporali, A., Zurutuza, J., & Bertocco, M. (2019). A time dependent model of elastic stress in the Central Apennines, Italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124. <https://doi.org/10.1029/2019JB017800>.
- Carruba, S., Casnedi, R., Perotti, C. R., Tornaghi, M., & Bolis, G. (2006). Tectonic and sedimentary evolution of the Lower Pliocene Periadriatic foredeep in Central Italy. *International Journal of Earth Sciences*, 95(4), 665-683.

- Cesca, S., Grigoli, F., Heimann, S., Gonzalez, A., Buforn, E., Maghsoudi, S., Blanch, E., Dahm, T. (2014). The 2013 September-October seismic sequence offshore Spain: a case of seismicity triggered by gas injection? *Geophysical Journal International* 198, 941–953. doi:10.1093/gji/ggu172.
- 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 MW 6.6 Mt. Vettore-Mt. Bove earthquake, central Italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 4091–4118. <https://doi.org/10.1029/2018JB015851>.
- Cheloni, D., D’Agostino, N., Scognamiglio, L., Tinti, E., Bignami, C., Avallone, A., Giuliani, R., Calcaterra, S., Gambino, P., & Mattone, M. (2019b). 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*. 2019, 11, 1482.
- Chiarabba, C., Amato, A., Anselmi, M., Baccheschi, P., Bianchi, I., Cattaneo, M., Cecere, G., Chiaraluce, L., Ciaccio, M. G., De Gori, P., De Luca, G., Di Bona, M., Di Stefano, R., Faenza, L., Govoni, A., Improta, L., Lucente, F. P., Marchetti, A., Margheriti, L., Mele, F., Michelini, A., Monachesi, G., Moretti, M., Pastori, M., Piana Agostinetti, N., Piccinini, D., Roselli, P., Seccia, D. & Valoroso, L. (2009). The 2009 L’Aquila (central Italy) MW6.3 earthquake: Mainshock and aftershocks. *Geophysical Research Letters*, 36, L18308, doi:10.1029/2009GL039627.
- Chiaraluce L., Di Stefano R., Tinti E., Scognamiglio L., Michele M., Casarotti E., Cattaneo M., De Gori P., Chiarabba C., Monachesi G., Lombardi A., 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. doi: <https://doi.org/10.1785/0220160221>.
- Civico, R., Pucci, S., Villani, F., Pizzimenti, L., De Martini, P. M., Nappi, R., & the Open EMERGEO Working Group (2018). Surface ruptures following the 30 October 2016 Mw 6.5 Norcia earthquake, central Italy. *Journal of Maps*, 14(2), 151–160. <https://doi.org/10.1080/17445647.2018.14417>
- Convertito, V., De Matteis, R., & Pino, N. A. (2017). Evidence for static and dynamic triggering of seismicity following the 24 August 2016, M W= 6.0, Amatrice (central Italy) earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 174(10), 3663-3672.
- Cosentino, D., Cipollari, P., Marsili, P., & Scrocca, D. (2010). Geology of the central Apennines: a regional review. *Journal of the virtual explorer*, 36(11), 1-37.
- Costa, M., Chicco, J., Invernizzi, C., Teloni, S., & Pierantoni PP. (2021). Plio–Quaternary Structural Evolution of the Outer Sector of the Marche Apennines South of the Conero Promontory, Italy. *Geosciences*, 11(5):184, <https://doi.org/10.3390/geosciences11050184>.
- Davis S.D., Frohlich C., (1993). Did (or will) fluid injection cause earthquakes? Criteria for a rational assessment, *Seismological Research Letters*, 64, 207–224.
- De Gori, P., Michele, M., Chiaraluce, L., & Chiarabba, C. (2023). Fault Rheology Control on Rupture Propagation and Aftershocks Distribution during the 2016–2017 Central Italy Earthquakes. *Seismological Research Letters*, 94(6), 2642-2654.
- de Nardis, R., Pandolfi, C., Cattaneo, M., Monachesi, G., Cirillo, D., Ferrarini, F., Bello S., Brozzetti, F., & Lavecchia, G. (2022). Lithospheric double shear zone unveiled by microseismicity in a region of slow deformation. *Scientific Reports*, 12(1), 21066.
- DISS Working Group (2021). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.3.0: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/diss3.3.0>.
- Doglioni, C., Gueguen, E., Harabaglia, P., & Mongelli, F. (1999). On the origin of west-directed subduction zones and applications to the western Mediterranean. In Durand B, Jolivet L, Horváth F, Séranne M (eds)

- The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. *Spec Publ Geol Soc London* 156: 541–561.
- Ellsworth W L. (2013) Injection-Induced Earthquakes. *Science* 341, 1225942, doi: 10.1126/science.1225942.
- Fantoni, R., & Franciosi, R. (2010). Tectono-sedimentary setting of the Po Plain and Adriatic foreland. *Rendiconti Lincei*, 21(1), 197-209.
- Ferrarini, F., Arrowsmith, J. R., Brozzetti, F., de Nardis, R., Cirillo, D., Whipple, K. X., & Lavecchia, G. (2021). Late quaternary tectonics along the peri-adriatic sector of the Apenninic Chain (Central-Southern Italy): Inspecting active shortening through topographic relief and fluvial network analyses. *Lithosphere*, 2021, 7866617, doi: 10.2113/2021/7866617.
- Foulger, G. R., Wilson, M. P., Gluyas, J. G., Julian, B. R., & Davies, R. J. (2018). Global review of human-induced earthquakes. *Earth-Science Reviews*, 178, 438-514.
- Franceschini, A., Zoccarato, C., Baldan, S., Frigo, M., Ferronato, M., Janna, C., Isotton, G. & Teatini, P. (2024). Unexpected fault activation in underground gas storage. Part I: Mathematical model and mechanisms. arXiv preprint arXiv:2308.02198.
- Freed, A. M. (2005). Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33, 335-367.
- Grasso J.R. (1992). Mechanics of seismic instabilities induced by the recovery of hydrocarbons. *Pure and Applied Geophysics*, 139(3-4), 507-534.
- Grigoli, F., Cesca, S., Priolo, E., Rinaldi, A. P., Clinton, J. F., Stabile, T. A., Dost, B., Fernandez, M. G., Wiemer, S., Dahm, T. (2017), Current challenges in monitoring, discrimination, and management of induced seismicity related to underground industrial activities: A European perspective, *Rev. Geophys.*, 55, 310–340, doi:10.1002/2016RG000542.
- Guha S.K. (2000). *Induced Earthquakes*. Dordrecht, the Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 314 pp.
- Harris, R. A. (1998). Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B10), 24347-24358.
- Hill, D.P., Reasenberg, P.A., Michael, A., Arabaz, W.J., Beroza, G., Brumbaugh, D., Brune, J.N., Castro, R., Davis, S., dePolo, D., Ellsworth, W.L., Gomberg, J., Harmsen, S., House, L., Jackson, S.M., Johnston, M.J.S., Jones, L., Keller, R., Malone, S., Munguia, L., Nava, S., Pechmann, J.C., Sanford, A., Simpson, R.W., Smith, R.B., Stark, M., Stickney, M., Vidal, A., Walter, S., Wong, V., & Zollweg J. (1993). Seismicity remotely triggered by the magnitude 7, 3 Landers, California, earthquake, *Science* 260, 1617–1623.
- Hill, D.P. (2012). Dynamic stresses, Coulomb failure, and remote triggering—Corrected. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(6), 2313-2336.
- INGV (2016). Gruppo di Lavoro INGV sul terremoto in centro Italia. Rapporto di sintesi sul Terremoto in centro Italia Mw 6.5 del 30 ottobre 2016, doi: 10.5281/zenodo.166019.
- INGV (2017). Gruppo di Lavoro INGV sul Terremoto in centro Italia. Relazione sullo stato delle conoscenze sulla sequenza sismica in centro Italia 2016-2017 (aggiornamento al 2 febbraio 2017), doi: 10.5281/zenodo.267984.
- INGV (2018). 24 agosto 2018. Due anni dal terremoto di Amatrice. <https://ingvterremoti.wordpress.com/2018/08/24/24-agosto-2018-due-anni-dal-terremoto-di-amatrice>.
- INGV (2019). Ricordando il terremoto del 6 aprile 2009: 1) La sequenza sismica e la struttura del sistema di faglie. <https://ingvterremoti.com/2019/04/06/ricordando-il-terremoto-del-6-aprile-2009-1-la-sequenza-sismica-e-la-struttura-del-sistema-di-faglie/>.
- INGV (2022). 24 agosto 2016, sei anni dopo. <https://ingvterremoti.com/2022/08/24/24-agosto-2016-sei-anni-dopo/>

- INGV (2024). L'Aquila 6 aprile 2009, 15 anni dopo: l'intelligenza artificiale aggiunge 60mila terremoti alla sequenza. <https://ingvterremoti.com/2024/04/05/laquila-6-aprile-2009-15-anni-dopo-lintelligenza-artificiale-aggiunge-60000-terremoti-alla-sequenza/>.
- ISIDe Working Group. (2007). Italian Seismological Instrumental and Parametric Database (ISIDe). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/ISIDE>
- Isotton, G., Teatini, P., Stefanelli, R., Ferronato, M., Janna, C., Cerri, M., & Gukov, T. (2020). An engineering approach to quantify geomechanical safety factors in UGS programs. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 382, 475-480.
- ISPRA (2014). Rapporto sullo stato delle conoscenze riguardo alle possibili relazioni tra attività antropiche e sismicità indotta/innescata in Italia. [http://www.isprambiente.gov.it/files/notizie-ispra/notizia-2014/rapporto-sismicita-indotta-innescata-in-italia/Rapporto\\_sismicita\\_indotta\\_innescata\\_in\\_italia.pdf](http://www.isprambiente.gov.it/files/notizie-ispra/notizia-2014/rapporto-sismicita-indotta-innescata-in-italia/Rapporto_sismicita_indotta_innescata_in_italia.pdf).
- ITHACA Working Group (2019). ITHACA (ITaly HAZard from CAPable faulting), A database of active capable faults of the Italian territory. Version December 2019. ISPRA Geological Survey of Italy. Web Portal <http://sgi.isprambiente.it/ithaca/viewer/index.html>.
- Keranen, K.M., Weingarten, M. (2018). Induced Seismicity. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 46, 149–174. doi:10.1146/annurev-earth-082517-010054.
- King, G. C., Stein, R. S., & Lin, J. (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3), 935-953.
- Kivi, I. R., Boyet, A., Wu, H., Walter, L., Hanson-Hedgecock, S., Parisio, F., & Vilarrasa, V. (2023). Global physics-based database of injection-induced seismicity. *Earth System Science Data*, 15(7), 3163-3182.
- Lavecchia, G., Pietrolungo, F., Bello, S., Talone, D., Pandolfi, C., Andrenacci, C., Carducci, A., & de Nardis, R. (2024). Slowly Deforming Megathrusts within the Continental Lithosphere: A Case from Italy. *GSA TODAY*, 34(1), 4-10.
- Locati, M., Camassi, R., Rovida, A., Ercolani, E., Bernardini, F., Castelli, V., Caracciolo, C.H., Tertulliani, A., Rossi, A., Azzaro, R., D'Amico, S., Antonucci, A. (2022). Database Macrosismico Italiano (DBMI15), versione 4.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/DBMI/DBMI15.4>.
- Lorenzo-Martín, F., Roth, F., & Wang, R. (2006). Elastic and inelastic triggering of earthquakes in the North Anatolian Fault zone. *Tectonophysics*, 424(3-4), 271-289.
- Maestrelli, D., Bonini, M., Delle Donne, D., Manga, M., Piccardi, L., & Sani, F. (2017). Dynamic triggering of mud volcano eruptions during the 2016–2017 Central Italy seismic sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(11), 9149-9165.
- Maestrelli, D., Bonini, M., & Sani, F. (2019). Linking structures with the genesis and activity of mud volcanoes: examples from Emilia and Marche (Northern Apennines, Italy). *International Journal of Earth Sciences*, 1-21.
- Mariucci, M.T., & Montone, P. (2024). IPSI 1.6, Database of Italian Present-day Stress Indicators, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/IPSI.1.6>.
- Martinelli, G., & Judd, A. (2004). Mud volcanoes of Italy. *Geological Journal*, 39(1), 49-61.
- Marzorati, D., & Maroli, R. (2012). Stoccaggio di gas naturale nel sottosuolo: aspetti geologici, dinamici e attività di monitoraggio. In *Atti del 1° Congresso dell'Ordine dei Geologi di Basilicata, Ricerca, Sviluppo ed Utilizzo delle Fonti Fossili: Il Ruolo del Geologo*, Potenza, 30 novembre - 2 dicembre 2012, 353-361.
- McGarr, A., Simpson D., Seeber L. (2002), Case histories of induced and triggered seismicity, in *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, vol. 81A, edited by W. W. Lee et al., pp. 647–661, Acad. Press, San Diego, Calif.
- McGarr, A., (2014). Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 1008–1019, doi:10.1002/2013JB010597.

- Michetti, A.M., Serva, L., Vittori, E. (2000). ITHACA Italy Hazard from Capable Faults: a database of active faults of the Italian onshore territory. CD-Rom e note esplicative, ANPA, Roma.
- Mildon, Z. K., Roberts, G. P., Walker, J. F., & Toda, S. (2019). Coulomb pre-stress and fault bends are ignored yet vital factors for earthquake triggering and hazard. *Nature Communications*, 10(1), 2744.
- Moein, M. J., Langenbruch, C., Schultz, R., Grigoli, F., Ellsworth, W. L., Wang, R., Rinaldi, A.P., & Shapiro, S. (2023). The physical mechanisms of induced earthquakes. *Nature Reviews Earth & Environment*, 4(12), 847-863.
- National Research Council (NRC) 2013. Induced Seismicity Potential in Energy Technologies, 225 p., National Academies Press, Washington, D. C. Disponibile su: <http://dels.nas.edu/Report/Induced-Seismicity-Potential-Energy-Technologies/13355> (ultimo accesso giugno 2016).
- Nicolai, C., & Gambini, R. (2007). Structural architecture of the Adria platform-and-basin system. *Boll. Soc. Geol. Ital*, 7, 21-37.
- Ogata, Y. (2005). Detection of anomalous seismicity as a stress change sensor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B5), 1–14.
- Ori, G.G., Serafini, G., Ricci Lucchi, F., Casnedi, R., Colalongo, M.L., & Mosna, S. (1991). The Plio-Pleistocene Adriatic Foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology. In *Proceedings of the 3rd E.A.P.G. Conference, Adriatic Foredeep, Florence, Italy, 26–30 May 1991*; pp. 1–86.
- Papadopoulos, G. A., Ganas, A., Agalos, A., Papageorgiou, A., Triantafyllou, I., Kontoes, C., Papoutsis, I., & Diakogianni, G. (2017). Earthquake triggering inferred from rupture histories, DInSAR ground deformation and stress-transfer modelling: the case of Central Italy during August 2016–January 2017. *Pure and Applied Geophysics*, 174(10), 3689-3711.
- Patacca, E., Scandone, P., Di Luzio, E., Cavinato, G. P., & Parotto, M. (2008). Structural architecture of the central Apennines: Interpretation of the CROP 11 seismic profile from the Adriatic coast to the orographic divide. *Tectonics*, 27, TC3006, doi:10.1029/2005TC001917.
- Peruzza, L., Romano, M. A., Guidarelli, M., Moratto, L., Garbin, M., & Priolo, E. (2022). An unusually productive microearthquake sequence brings new insights to the buried active thrust system of Montello (Southeastern Alps, Northern Italy). *Frontiers in Earth Science*, 10, 1044296.
- Pino, N. A., Convertito, V., & Madariaga, R. (2019). Clock advance and magnitude limitation through fault interaction: the case of the 2016 central Italy earthquake sequence. *Scientific reports*, 9(1), 5005.
- Plotnikova, L. M., Nurtaev, B. S., Grasso, J. R., Matasova, L. M., & Bossu, R. (1996). The character and extent of seismic deformation in the focal zone of Gazli earthquakes of 1976 and 1984,  $M > 7.0$ . *pure and applied geophysics*, 147, 377-387.
- Pondrelli, S., & Salimbeni, S. (2006). Italian CMT Dataset [Data set]. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/rcmt/italy>. Pucci, S., De Martini, P. M., Civico, R., Villani, F., Nappi, R., Ricci, T., et al. (2017). Coseismic ruptures of the 24 August 2016, Mw 6.0 Amatrice earthquake (central Italy). *Geophysical Research Letters*, 44(5), 2138–2147. <https://doi.org/10.1002/2016GL071859>.
- Pucci, S., De Martini, P. M., Civico, R., Villani, F., Nappi, R., Ricci, T., et al. (2017). Coseismic ruptures of the 24 August 2016, Mw 6.0 Amatrice earthquake (central Italy). *Geophysical Research Letters*, 44(5), 2138–2147. <https://doi.org/10.1002/2016GL071859>.
- Rovida, A., Locati, M., Camassi, R., Lolli, B., Gasperini, P., & Antonucci, A. (2022). Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), versione 4.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/CPTI/CPTI15.4>.
- Scisciani, V., & Montefalcone, R. (2005). Evoluzione neogenico-quadernaria del fronte della catena centro-appenninica: vincoli dal bilanciamento sequenziale di una sezione geologica regionale. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 124, 579-599.

- Scognamiglio, L., Tinti, E., Casarotti, E., Pucci, S., Villani, F., Cocco, M., Magnoni, M., Michelini, M., & Dreger, D. (2018). Complex fault geometry and rupture dynamics of the MW 6.5, 30 October 2016, central Italy earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(4), 2943-2964.
- Scrocca, D., Carminati, E., Doglioni, C., & Marcantoni, D. (2007). Slab retreat and active shortening along the central-northern Apennines. In *Thrust belts and foreland basins* Springer, Berlin, Heidelberg, 471-487.
- Stacy, S., Gomberg, J., & Cocco, M. (2005). Introduction to special section: Stress transfer, earthquake triggering, and time-dependent seismic hazard. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B5).
- Stein, R.S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402(6762), 605.
- Tan, Y. J., Waldhauser, F., Ellsworth, W. L., Zhang, M., Zhu, W., Michele, M., Chiaraluca, L., Beroza, G.C., & Segou, M. (2021). Machine-learning-based high-resolution earthquake catalog reveals how complex fault structures were activated during the 2016–2017 central Italy sequence. *The Seismic Record*, 1(1), 11-19, <https://doi.org/10.1785/0320210001>.
- Teatini, P., Castelletto, N., Ferronato, M., Gambolati, G., Janna, C., Cairo, E., Marzorati, D., Colombo, D., Ferretti, A., Bagliani, A., & Bottazzi, F. (2011). Geomechanical response to seasonal gas storage in depleted reservoirs: a case study in the Po river basin, Italy. *Journal of Geophysical Research*, 116, F02002, doi:10.1029/2010JF001793, 2011.
- Teatini, P., Ferronato, M., Franceschini, A., Adinolfi, L., Coti, C., Mantegazzi, A., & Tango, G. (2024). Predicting the Volume of Influence of an Underground Gas Storage Reservoir: Application to a Real-World Case in Italy. *SPE Europe Energy Conference & Exhibition*, Manuscript ID: 24EURO-P-380-SPE.
- Toda, S., Stein, R. S., Reasenber, P. A., Dieterich, J. H., & Yoshida, A. (1998). Stress transferred by the 1995 Mw= 6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B10), 24543-24565.
- Valerio, E., Tizzani, P., Carminati, E., Doglioni, C., Pepe, S., Petricca, P., De Luca, C., Bignami, C., Solaro, G., Castaldo, R., De Novellis, V., & Lanari, R. (2018). Ground deformation and source geometry of the 30 October 2016 Mw 6.5 Norcia earthquake (central Italy) investigated through seismological data, DInSAR measurements, and numerical modelling. *Remote Sensing*, 10(12), 1901. <https://doi.org/10.3390/rs10121901>.
- Valensise, G. (2018). La prevedibilità dei disastri sismici fra sismologia e storia. *Geologia dell’Ambiente*, Supplemento al n. 1/2018, 24-30.
- Valoroso, L., Chiaraluca, 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.* 118 (1–21), 2013. <http://dx.doi.org/10.1002/jgrb.50130>
- Verdecchia, A., Pace, B., Visini, F., Scotti, O., Peruzza, L., & Benedetti, L. (2018). The role of viscoelastic stress transfer in long-term earthquake cascades: Insights after the central Italy 2016–2017 seismic sequence. *Tectonics*, 37(10), 3411-3428.
- Vidale, J. E., Agnew, D. C., Johnston, M. J., & Oppenheimer, D. H. (1998). Absence of earthquake correlation with Earth tides: An indication of high preseismic fault stress rate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B10), 24567-24572.
- Villani, F., Civico, R., Pucci, S., Pizzimenti, L., Nappi, R., De Martini, P. M., & The Open EMERGEO Working Group (2018a). A database of the coseismic effects following the 30 October 2016 Norcia earthquake in central Italy. *Scientific Data*, 5, 180049. <https://doi.org/10.1038/sdata.2018.49>.
- Villani, F., Pucci, S., Civico, R., De Martini, P. M., 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(10), 3378-3410.
- Viti, M. (2019). Strain diffusion from the 30 October 2016 Norcia (Central Italy) earthquake. *Tectonics*, 38(6), 1931-1945.

- Waldhauser, F., Michele, M., Chiaraluce, L., Di Stefano, R., & Schaff, D. P. (2021). Fault planes, fault zone structure and detachment fragmentation resolved with high-precision aftershock locations of the 2016-2017 central Italy sequence. *Geophysical Research Letters*, 48, e2021GL092918. <https://doi.org/10.1029/2021GL092918>.
- Wilson, M. P., Foulger, G. R., Gluyas, J. G., Davies, R. J., & Julian, B. R. (2017). HiQuake: The human-induced earthquake database. *Seismological Research Letters*, 88(6), 1560-1565.
- Zhang, B., Wang, B., Wei, B., Wu, Z., Wu, N. E., Lu, R., Ji, Z., Hou, J., & Li, L. (2022). Spatiotemporal evolution of seismicity during the cyclic operation of the Hutubi underground gas storage, Xinjiang, China. *Scientific Reports*, 12(1), 14427.
- Ziv, A., & Rubin, A. M. (2000). Static stress transfer and earthquake triggering: No lower threshold in sight? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B6), 13631-13642.
- Zoback M.D. (2007). *Reservoir Geomechanics*. Cambridge University Press, 448 pp.