



Relazione Tecnica

Possibili conseguenze sull'assetto tettonico e geotettonico del sito di stoccaggio di gas naturale denominato "San Benedetto Stoccaggio" a seguito dei sismi del 2016 e 2017 dell'Italia centrale

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

**Autorità Procedente:
Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare**

**Data di Stesura:
21 maggio 2024**

**Preparata da:
Davide Scrocca**

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

**Codice di Riferimento:
2024-05-21_Integrazione_Relazione_GasPlus_SBT_Stoccaggio**

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	6
2.2.1	Sismicità strumentale.....	7
2.2.2	Sismicità storica.....	7
2.2.3	Sorgenti sismogenetiche	10
2.2.4	Faglie capaci	10
2.2.5	Indicatori del campo di <i>stress</i> attuale	10
2.3	Considerazioni sull'assetto strutturale e sismotettonico della fascia costiera	12
3	Caratteristiche della sequenza sismica che ha interessato l'Italia centrale nel 2016-2017.....	15
4	Effetti prodotti dal terremoto	17
4.1	Effetti sui livelli superficiali	17
4.1.1	Mappe di scuotimento	18
4.1.2	Deformazioni del suolo	18
4.1.3	Rotture cosismiche superficiali	21
4.2	Fenomeni di trasferimento dello <i>stress</i>	22
4.3	Implicazioni per le stime di pericolosità sismica e per la classificazione sismica	26
5	Eventuali possibili conseguenze sull'assetto tettonico e sulle condizioni geotettoniche (faglie, rocce di copertura) del sito proposto per lo stoccaggio a seguito dei sismi del 2016 e 2017.	27
5.1	Conseguenze sulle condizioni geotettoniche (faglie e rocce di copertura).....	27
5.2	Conseguenze sull'assetto tettonico	30
6	Conclusioni	31
7	Bibliografia.....	33

1 Introduzione

Questo documento rappresenta un aggiornamento, richiesto da GAS PLUS STORAGE S.r.l., di una precedente relazione tecnico-scientifica, già emessa da IGAG il 4 Ottobre 2019, sulle possibili conseguenze sull'assetto tettonico e geotettonico del sito di stoccaggio di gas naturale denominato "San Benedetto Stoccaggio" a seguito dei sismi del 2016 e 2017 dell'Italia centrale. Tale relazione era stata sviluppata per la redazione di approfondimenti nell'ambito del procedimento di proroga della validità temporale del decreto di compatibilità ambientale D.M 000166 del 19.06.2014 richiesti dal Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare con prot. 0019008 del 22 luglio 2019 per il progetto di stoccaggio di gas naturale denominato "San Benedetto Stoccaggio".

Questa nuova relazione risponde al punto della richiesta di integrazioni avanzata nel mese di gennaio 2024 dalla "Commissione Tecnica di Verifica dell'Impatto Ambientale VIA e VAS" relativo "all'aggiornamento delle conoscenze di base a scala regionale dell'assetto geologico-strutturale dell'area e alle considerazioni sismotettoniche basate su detto assetto, la cui letteratura è aggiornata al 2019, ma limitatamente alla sequenza sismica 2016-2017, estendendo l'approfondimento delle conoscenze alla fascia costiera".

A tale fine, la relazione del 2019 è stata rivista aggiornando la bibliografia e discutendo anche i risultati degli articoli scientifici pubblicati dopo il 2019 inerenti al punto in oggetto. La relazione del 2019 è stata anche parzialmente ristrutturata inserendo alcune sezioni specifiche dedicate all'approfondimento delle conoscenze della fascia costiera (e.g., sezione 2.3).

Questa nuova relazione si propone quindi l'obiettivo di valutare e discutere le eventuali possibili conseguenze sull'assetto tettonico del sito proposto per lo stoccaggio a seguito dei sismi del 2016 e 2017 e di chiarire se le condizioni geotettoniche (faglie, rocce di copertura) possano subire o aver subito conseguenze negative a seguito degli eventi sismici recenti, sulla base di una revisione critica della letteratura scientifica e delle informazioni fornite dalla società richiedente.

Per contribuire a chiarire i punti sopra citati, nella prima parte di questa relazione vengono considerati l'assetto geologico-strutturale ed il contesto sismotettonico regionale in cui si inserisce il sito del progetto "San Benedetto Stoccaggio".

Successivamente, sono descritte le caratteristiche principali della sequenza sismica che ha interessato l'Italia centrale a partire dal 24 agosto 2016, con una particolare attenzione alla definizione della zona interessata da scuotimento, deformazioni superficiali e rotture cosismiche superficiali ed alle variazioni del campo di *stress* che agisce nel sottosuolo.

Infine, alla luce delle informazioni e delle conoscenze disponibili, vengono discusse le possibili conseguenze degli eventi sismici che hanno interessato nel 2016 e 2017 l'Italia centrale sull'assetto tettonico e geotettonico del sito di stoccaggio di gas naturale denominato "San Benedetto Stoccaggio".

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 "San Benedetto Stocaggio", può essere definito 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

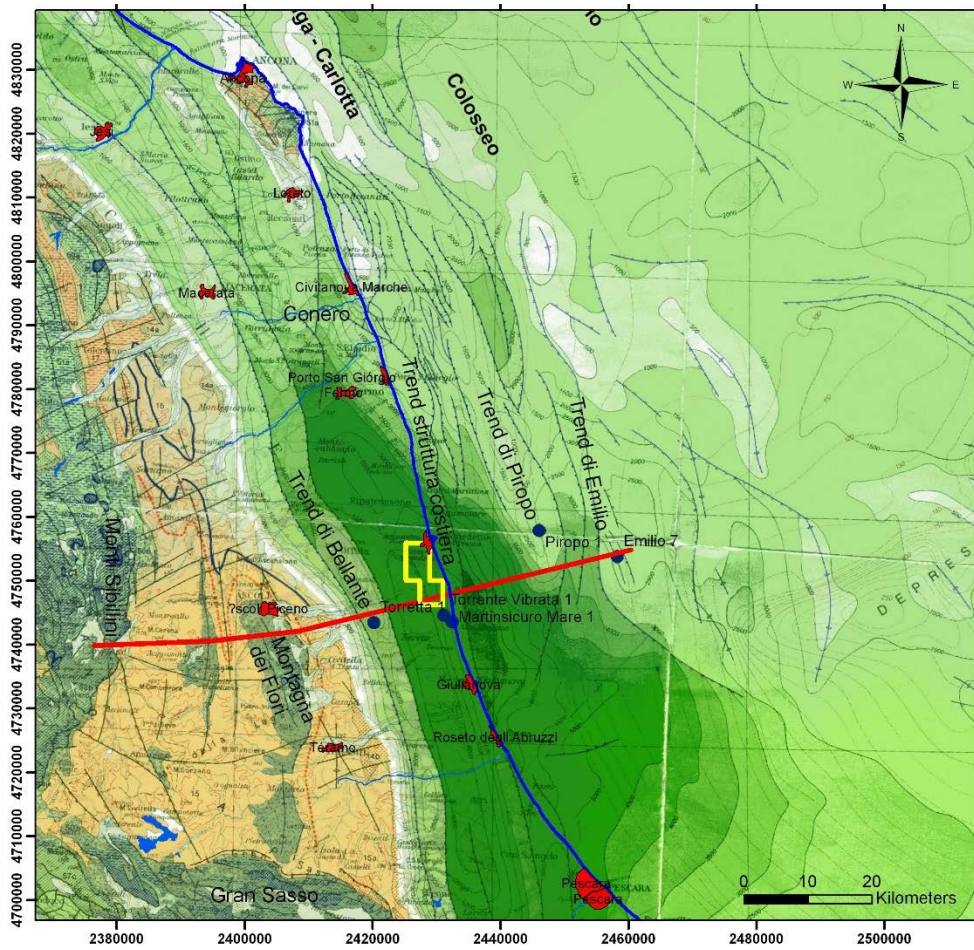
L'assetto geologico-strutturale della zona periadriatica marchigiano-abruzzese (Fig. 1), in cui è situata l'area San Benedetto del Tronto, è caratterizzato dalla presenza di un sistema di anticlinali orientate N-S, sepolte sotto i depositi di avanfossa plio-pleistocenici, sviluppatasi nel corso degli ultimi 5 milioni di anni in seguito alla propagazione di sovrascorrimenti non affioranti in superficie (e.g., Bally et al., 1986; Calamita et al., 1991; Ori et al., 1991; Bigi et al., 1997; Calamita et al., 1999; Bolis et al., 2003; Scisciani & Montefalcone, 2005; Carruba et al., 2006; Scrocca et al., 2007; Centamore et al., 2009; Fantoni & Franciosi, 2010; Artoni, 2013; Bigi et al., 2013; Costa et al., 2021; Ferrarini et al., 2021; de Nardis et al., 2022).

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) associati al prisma d'accrezione appenninico (e.g., Doglioni et al., 1999; Scrocca et al., 2007).

In particolare, l'area di San Benedetto del Tronto (Fig. 1) è ubicata sulla culminazione di un'anticlinale sepolta nota nella letteratura geologica come "Struttura costiera" mentre una seconda rilevante fascia di strutture è ubicata ad Ovest della "Struttura costiera" ed è nota come "Struttura di Bellante" (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 stratigrafia della zona periadriatica marchigiano-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) rappresentate rispettivamente da sedimenti di margine passivo e sedimenti di margine attivo.

- 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 5000-7000 m nei depocentri interposti tra le principali anticlinali (Fig. 1, Bigi et al., 1992).



Legenda

- Città
- Concessione S. Benedetto del Tronto
- Pozzi sulla sezione di Fantoni & Franciosi (2009)
- Linea di costa
- Sezione 7 (parziale) di Fantoni & Franciosi (2009)

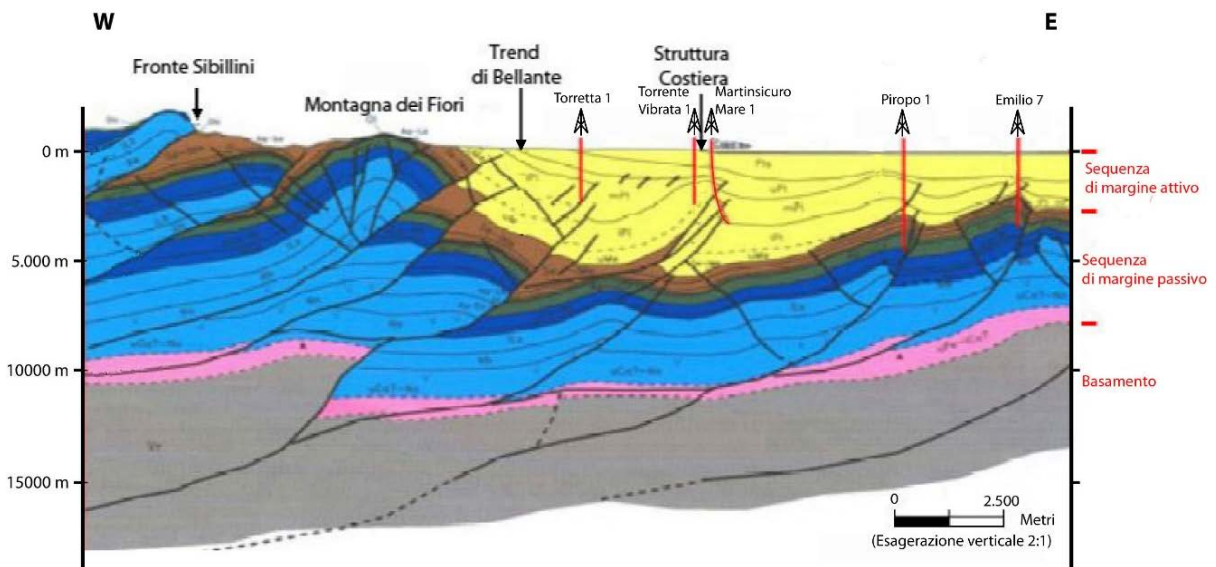


Fig. 1 – Mappa strutturale delle isobate della base dei depositi plio-pleistocenici nella zona in esame (in alto, da Bigi et al., 1992) in cui sono evidenziati in nero i principali trend strutturali, in giallo il perimetro della Concessione S. Benedetto del Tronto e in rosso la traccia della sezione geologica (in basso, modificata da Fantoni & Franciosi, 2010).

L'attuale configurazione strutturale è il risultato dell'attività tettonica che ha interessato il settore periadriatico marchigiano-abruzzese. In particolare, lo sviluppo dell'avanfossa adriatica causato dalla flessurazione 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; 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; Centamore et al., 2009; Bigi et al., 2013) con propagazione di sovrascorrimenti e sviluppo delle associate anticlinali, tra cui la "Struttura costiera".

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 13-15 km muovendo verso SW (zona a Ovest della "Struttura di Bellante"). Da questo livello di scollamento si dipartono le principali rampe dei sovrascorrimenti responsabili dello sviluppo delle culminazioni strutturali citate in precedenza e di quelle riconosciute nel prospiciente settore adriatico (Fig. 1). Un secondo livello di scollamento di importanza regionale è ubicato alla base dei depositi del Pliocene inferiore.

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; 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". In sostanza, nella generalità delle interpretazioni strutturali proposte, l'anticlinale che costituisce la "Struttura costiera" è relativamente superficiale (profondità minore di 5-6 km) e sviluppata solo entro i depositi plio-pleistocenici. In una delle interpretazioni strutturali proposte per la stessa area (Fantoni e Franciosi, 2010) è stata messa in evidenza la presenza di un altro sovrascorrimento che, enucleandosi dal piano di scollamento principale, genera una rampa nella successione carbonatica meso-cenozoica sottostante la "Struttura costiera" (e.g., Fig. 1).

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 (Ferrarini et al., 2021).

Nella zona di San Benedetto del Tronto, dove dovrebbe essere ubicato il sito di stoccaggio, Costa et al. (2021) segnalano comunque l'assenza di deformazioni nei livelli più superficiali del Quaternario. Tale assenza di deformazioni è anche in accordo con analisi geomorfologiche e neotettoniche lungo il fiume Tronto che hanno evidenziato la presenza di deformazioni superficiali confinate però in unità del Pleistocene medio, mentre i depositi più recenti non sembrano evidenziare alcuna deformazione (e.g., Coltorti et al., 1996).

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 ≥ 5 o magnitudo ≥ 4.0 d'interesse per l'Italia nella finestra temporale 1000-2020.

- “Database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani, DBMI14 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 ≥ 5 e d'interesse per l'Italia nella finestra temporale 1000-2020.
- “Database delle sorgenti sismogenetiche Italiane, DISS 3.3.0” (Basili et al., 2008; 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. 2; ISIDE Working Group, 2007) con eventi di magnitudo generalmente inferiore a 4 e con alcuni eventi più importanti quali, ad esempio, il terremoto di Porto San Giorgio (Mw 5,1) del luglio 1987 ubicato nell'area costiera dell'omonima cittadina (Riguzzi et al., 1989; Sagnotti et al. 1999; Lavecchia et al., 2004; Battimelli et al. 2019). Eventi di magnitudo decisamente maggiore sono invece ubicati lungo la dorsale appenninica, dove si è anche verificata la sequenza sismica che ha interessato l'Italia centrale nel 2016-2017 (margine sud-occidentale della figura 2; Buttinelli et al., 2021; Tan et al., 2021; Waldhauser et al., 2012; De Gori et al., 2023).

Lungo la fascia costiera periadriatica, i meccanismi focali disponibili evidenziano un'attività sismica di tipo prevalentemente compressivo e transpressivo/trascorrente (Frepoli & Amato, 1997; Sagnotti et al., 1999, Pondrelli & Salimbeni, 2006; Lavecchia et al. 2007). Le localizzazioni ipocentrali disponibili sui cataloghi CSI 1.1 (Castello et al, 2006) e ISIDe (ISIDe Working Group, 2007) mostrano eventi che si distribuiscono da alcuni chilometri sino a qualche decina di chilometri di profondità.

2.2.2 Sismicità storica

Nel “Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, CPTI15 v.4.0” (Rovida et al., 2022) sono riportati alcuni eventi sismici che geograficamente ricadono a ridosso del segmento di “Struttura costiera” in esame (Fig. 2). Tali eventi hanno in generale magnitudo Mw di poco superiore a 5 o inferiore quali, ad esempio, i terremoti della Costa Ascolana del 1882 (Mw 5,15), di Fermo del 1540 (Mw 4,86) e Ascolano del 1480 (Mw 4,86). Magnitudo maggiori sono associate a terremoti ubicati in corrispondenza di strutture più interne, quali ad esempio la “Struttura di Bellante” (terremoto Ascolano del 3 ottobre 1943 con Mw 5,67).

I risentimenti dei terremoti storici sono disponibili nel catalogo delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani DBMI15 v.4.0 (Locati et al., 2022). Le maggiori intensità macrosismiche osservate a San Benedetto del Tronto (Fig. 3) si ebbero in occasione del già citato terremoto delle Costa Ascolana del 1882 (Mw 5,15), in cui furono osservate intensità macrosismiche sino VII grado della scala MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg), del terremoto della Marsica del 1915 (Mw 7,08) con intensità del VI grado e di Senigallia del 1930 (Mw 5,83), con intensità del V-VI. Gli altri terremoti storici hanno generato intensità osservate del V grado (come, ad esempio, il terremoto dell'Appennino umbro-marchigiano di Colfiorito del 1997 di Mw 5,97) o inferiori.

In sostanza, la zona di San Benedetto del Tronto ha già registrato intensità macrosismiche simili (o anche leggermente superiori) a quelle osservate in occasione dei principali eventi della sequenza sismica del 2016-

2017 in occasione di diversi altri forti terremoti avvenuti lungo la dorsale appenninica (e.g. Marsica 1915 e Colfiorito 1997).

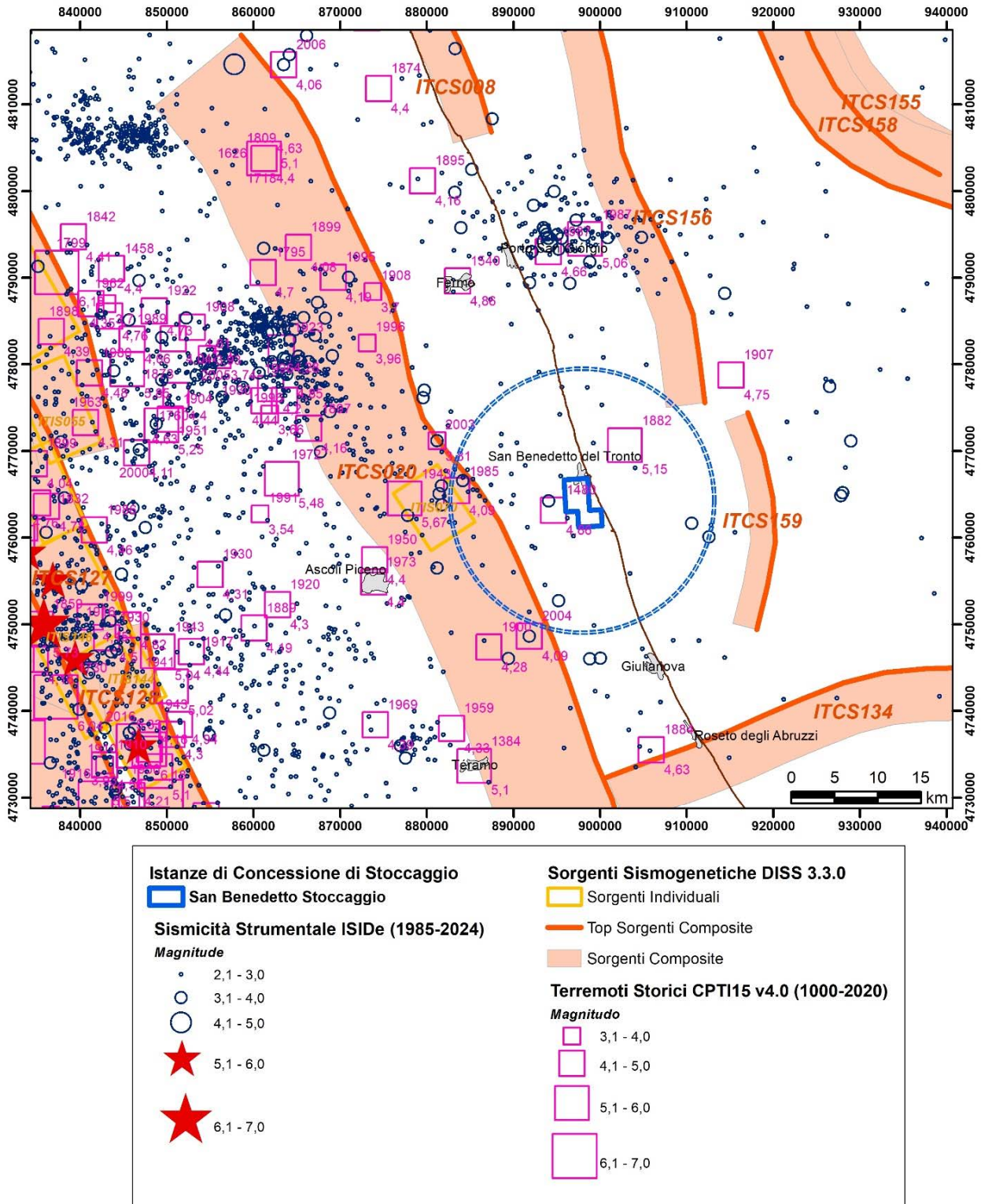


Fig. 2 - Sorgenti sismogenetiche composite ed individuali riprese dal Database DISS 3.3.0 (DISS Working Group, 2021), sismicità storica tratta dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, CPTI15 v. 4.0 (Rovida et al., 2022), in cui a fianco del simbolo è indicato l'anno di accadimento dell'evento sismico, 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.

Intensità	Anno Me Gi Ho Mi Se	Area Epicentrale	NMDP	Io	Mw
3	1870 02 08	Anconetano	10	7	5.15
5	1873 03 12 20 04	Appennino marchigiano	196	8	5.85
4	1875 12 06	Gargano	97	8	5.86
7	1882 08 16	Costa ascolana	13	7	5.15
NF	1897 05 28 22 40 0	Ionio	132	6	5.46
45416	1897 09 21	Marche settentrionali	44	7	5.4
NF	1897 12 18 07 24 2	Alta Valtiberina	132	7	5.09
NF	1898 06 27 23 38	Reatino	186	8	5.5
NF	1906 01 29 15 05	Valle del Tronto	50	5	4.28
5	1907 01 23 00 25	Adriatico centrale	93	5	4.75
3	1908 03 17 03 59	Marche meridionali	54	45448	4.61
NF	1909 01 13 00 45	Emilia Romagna orientale	867	45479	5.36
NF	1910 12 26 16 30	Monti della Laga	50	45448	4.56
NF	1911 02 19 07 18 3	Forlivese	181	7	5.26
6	1915 01 13 06 52 4	Marsica	1041	11	7.08
NF	1924 01 02 08 55 1	Senigallia	76	45511	5.48
45448	1930 10 30 07 13	Senigallia	268	8	5.83
4	1933 09 26 03 33 2	Maiella	325	9	5.9
3	1934 11 30 02 58 2	Adriatico settentrionale	51	5	5.3
NF	1938 08 12 02 28 3	Appennino laziale-abruzzese	55	45448	4.56
NF	1941 12 19	Monti Sibillini	30	7	5.02
F	1943 01 16	Monti Sibillini	22	45479	5.04
F	1943 10 03 08 28 2	Ascolano	170	8	5.67
F	1951 05 25 20 42	Adriatico centrale	5	4	4.55
5	1979 09 19 21 35 3	Valnerina	694	45543	5.83
4	1980 11 23 18 34 5	Irpinia-Basilicata	1394	10	6.81
NF	1983 11 09 16 29 5	Parmense	850	45479	5.04
4	1984 04 29 05 02 5	Umbria settentrionale	709	7	5.62
4	1984 05 07 17 50	Monti della Meta	911	8	5.86
45416	1985 05 01 16 57 3	Ascolano	51	5	4.09
45385	1986 10 13 05 10 0	Monti Sibillini	322	45448	4.46
5	1987 07 03 10 21 5	Costa Marchigiana	359	7	5.06
5	1987 09 04 16 42 4	Costa Marchigiana	75	6	4.66
NF	1990 05 05 07 21 2	Potentino	1375		5.77
NF	1995 12 30 15 22 0	Fermano	106	5	4.19
5	1996 07 09 10 23 0	Costa abruzzese-marchigiana	45		4.2
45353	1997 09 03 22 07 2	Appennino umbro-marchigiano	62	6	4.54
5	1997 09 26 00 33 1	Appennino umbro-marchigiano	760	45511	5.66
5	1997 09 26 09 40 2	Appennino umbro-marchigiano	869	45543	5.97
4	1997 10 03 08 55 2	Appennino umbro-marchigiano	490		5.22
45416	1997 10 06 23 24 5	Appennino umbro-marchigiano	437		5.47
45416	1997 10 14 15 23 1	Valnerina	786		5.62
4	1998 04 05 15 52 2	Appennino umbro-marchigiano	395		4.78
NF	2003 05 25 17 15 1	Ascolano	88	45416	3.81
3	2004 11 25 06 21 1	Adriatico centrale	13		5.25
4	2004 12 09 02 44 2	Teramano	213	5	4.09
NF	2005 04 12 00 31 5	Maceratese	131	4	3.74
45353	2006 04 10 19 03 3	Maceratese	211	5	4.06
5	2016 08 24 01 36 3	Monti della Laga	221	10	6.18
5	2016 10 26 19 18 0	Valnerina	77		6.07
45416	2017 01 18 10 14 0	Aquilano	280		5.7

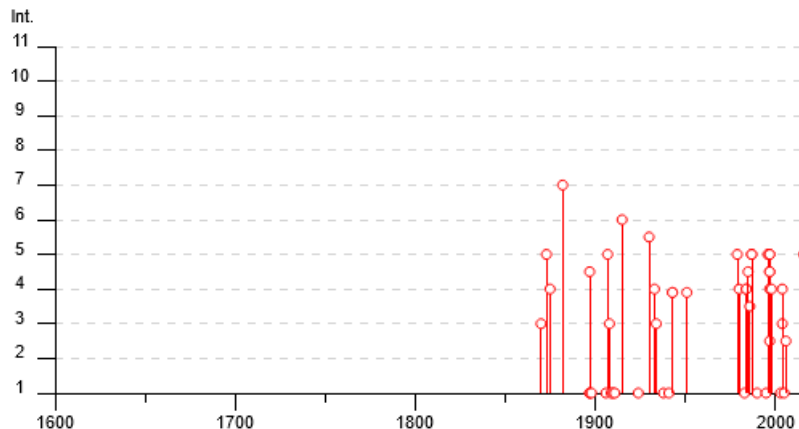


Fig. 3 - Storia sismica della località San Benedetto del Tronto tratta dal catalogo delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani, DBMI15 (Locati et al., 2022): Int, intensità macrosismica a San Benedetto del Tronto espressa in unità MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg; NF=Not Felt), NMDP, numero 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. 2; DISS Working Group, 2021), non sono segnalate sorgenti sismogenetiche capaci di generare terremoti di magnitudo maggiore di 5.5 nel settore crostale in cui ricade il sito del progetto di stoccaggio di gas naturale “San Benedetto Stoccaggio”. Nei settori adiacenti della fascia costiera delle Marche meridionali-Abruzzo settentrionale sono state però identificate alcune sorgenti sismogenetiche composite. Le tre più vicine, poste a una distanza minima dal perimetro dell’istanza di concessione variabile tra almeno 7 e oltre 15 chilometri, corrispondono a rampe di sovrascorrimenti, sviluppate prevalentemente all’interno delle successioni carbonatiche meso-cenozoiche, ritenute attive nella porzione frontale del prisma di accrezione appenninico. Le informazioni principali relative a tali sorgenti (tratte da DISS Working Group, 2021) sono descritte di seguito.

- La sorgente più vicina (ITCS020 - Southern Marche) è ubicata in una posizione più interna rispetto a San Benedetto del Tronto, ad una distanza minima di almeno 7 chilometri dal bordo dell’istanza di concessione. Tale sorgente si estende da 3,5 km nella porzione più superficiale lungo il suo margine nordorientale a 11 km di profondità lungo il margine sudoccidentale ed è considerata capace di generare terremoti di magnitudo massima Mw 6,9. Alla sorgente ITCS020 è stata associata la sorgente sismogenetica individuale relativa al terremoto di Ascolano di Mw 5.7 del 3 ottobre 1943 (ITIS070).
- La seconda sorgente (ITCS156 - Conrad) è ubicata diversi chilometri a largo della costa marchigiana e si trova ad una distanza minima di almeno 12 chilometri dal bordo dell’istanza di concessione. Questa sorgente si estende in direzione N-S da circa 2,1 km di profondità, lungo il suo limite NE, sino a circa 6,5 km nel suo margine SW; tale struttura è ritenuta capace di generare terremoti di magnitudo massima Mw 5,9.
- La terza sorgente (ITCS159 – S. Benedetto – Giulianova *offshore*) rappresenta la prosecuzione meridionale della prima, in una posizione lievemente spostata verso l’esterno, a una distanza minima di almeno 15 chilometri dal bordo dell’istanza di concessione. Questa sorgente si estende da una profondità minima di 4,8 km (margine NE) ad una massima di 8 km (margine SW,) ed è ritenuta capace di rilasciare terremoti sino a magnitudo Mw 5,5.

Inoltre, nel settore meridionale ad una distanza di oltre 27 km dal perimetro del permesso, si segnala la presenza della sorgente sismogenetica ITCS134 (Roseto degli Abruzzi), orientata circa perpendicolarmente alla costa in direzione WSW-ENE. Tale sorgente è associata ad un sistema di faglie trascorrenti destre che dislocano solo le formazioni carbonatiche meso-cenozoiche, a profondità comprese tra 4,5 e 15 km, senza propagarsi nei soprastanti depositi plio-pleistocenici. Le massime magnitudo stimate per questa sorgente sono sino a Mw 6,9.

2.2.4 Faglie capaci

Il database ITHACA (Michetti et al., 2000; ITHACA Working Group, 2019) nella zona di San Benedetto del Tronto 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 del progetto “San Benedetto Stoccaggio” sono poste nel settore *offshore* adriatico a distanze superiori a 23 km verso nord (Fig. 4).

2.2.5 Indicatori del 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. 5), 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, che forniscono informazioni su livelli crostali più profondi sino a qualche decina di chilometri di profondità. Le informazioni rappresentate in figura 5 corrispondono alla direzione dello *stress* minimo orizzontale, differenziando con simboli diversi la tipologia di indicatore e con colori differenti il regime tettonico.

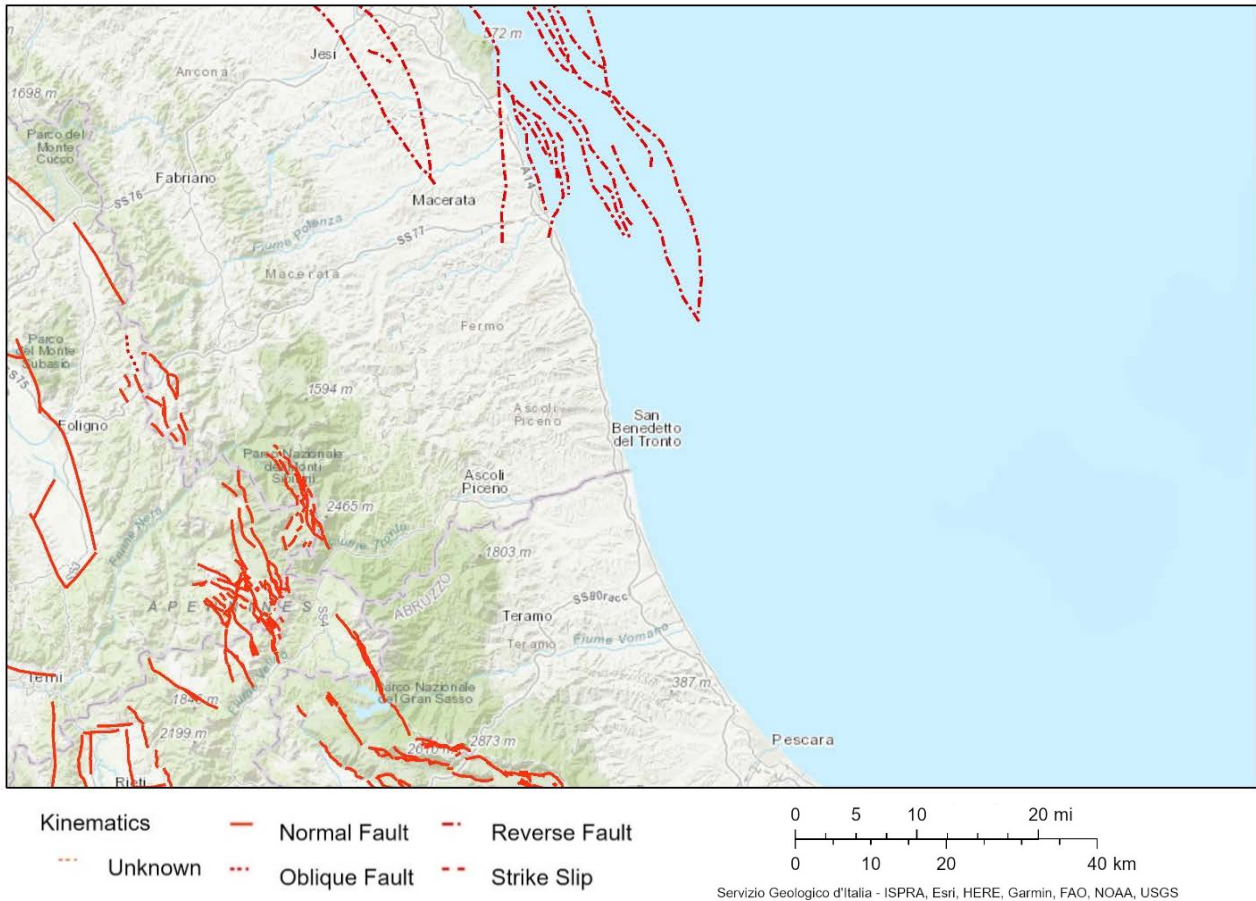


Fig. 4 – *Faglie capaci del catalogo ITHACA per le quali è stata documentata o ritenuta possibile una dislocazione superficiale cosismica (ITHACA Working Group, 2019). Tale database non riporta faglie capaci in un intorno di oltre 20 km dal sito del progetto ubicato a San Benedetto del Tronto.*

Nel settore sud-occidentale di figura 5, a SW del Parco Nazionale dei Monti Sibillini dove si è verificata la sequenza sismica 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. 5), in una fascia che da Ancona si estende nel Mare Adriatico con una direzione NW-SE (delimitata verso sud dalla linea a doppio tratto viola), sono invece presenti diverse linee semplici blu (derivate quindi sempre da meccanismi focali di terremoti) orientate però mediamente NW-SE, che indicano un *stress* minimo orizzontale corrispondente al sigma 2 e quindi, in questo caso, un campo tettonico compressivo (*thrust faulting* nella legenda). In questa fascia si notano anche altre linee nere con analogia orientazione corrispondenti a *stress* minimi derivati da *breakout* di pozzo a cui non viene associato esplicitamente un regime tettonico ma che, per la loro orientazione, corrispondono probabilmente ancora a dei sigma 2.

Il settore centrale, posto a sud della linea a doppio tratto viola in figura 5 (che comprende Grottammare, San Benedetto del Tronto e Alba Adriatica), mostra invece dei sigma orizzontali minimi derivati da *breakout* colorati in nero e orientati in prevalenza mediamente SW-NE. Sebbene il regime tettonico non sia indicato, la loro orientazione, simile a quella della fascia più interna e circa perpendicolare a quella rilevabile nella fascia in compressione già descritta nel settore più nord-orientale sopra descritto, suggerisce che anche tali indicatori potrebbe essere associati a un regime estensionale attivo almeno nei 4-5 chilometri più superficiali campionati dai pozzi.

Ancora più a sud, nella zona di Roseto degli Abruzzi-Pescara, il gruppo di sigma orizzontali minimi derivati da breakouts orientati in prevalenza circa SW-NE potrebbe essere correlato con lo sviluppo di zone di taglio trascorrenti orientate WSW-ENE come ipotizzato nel DISS (e.g., sorgente sismogenetica composta ITCS134 Roseto degli Abruzzi).

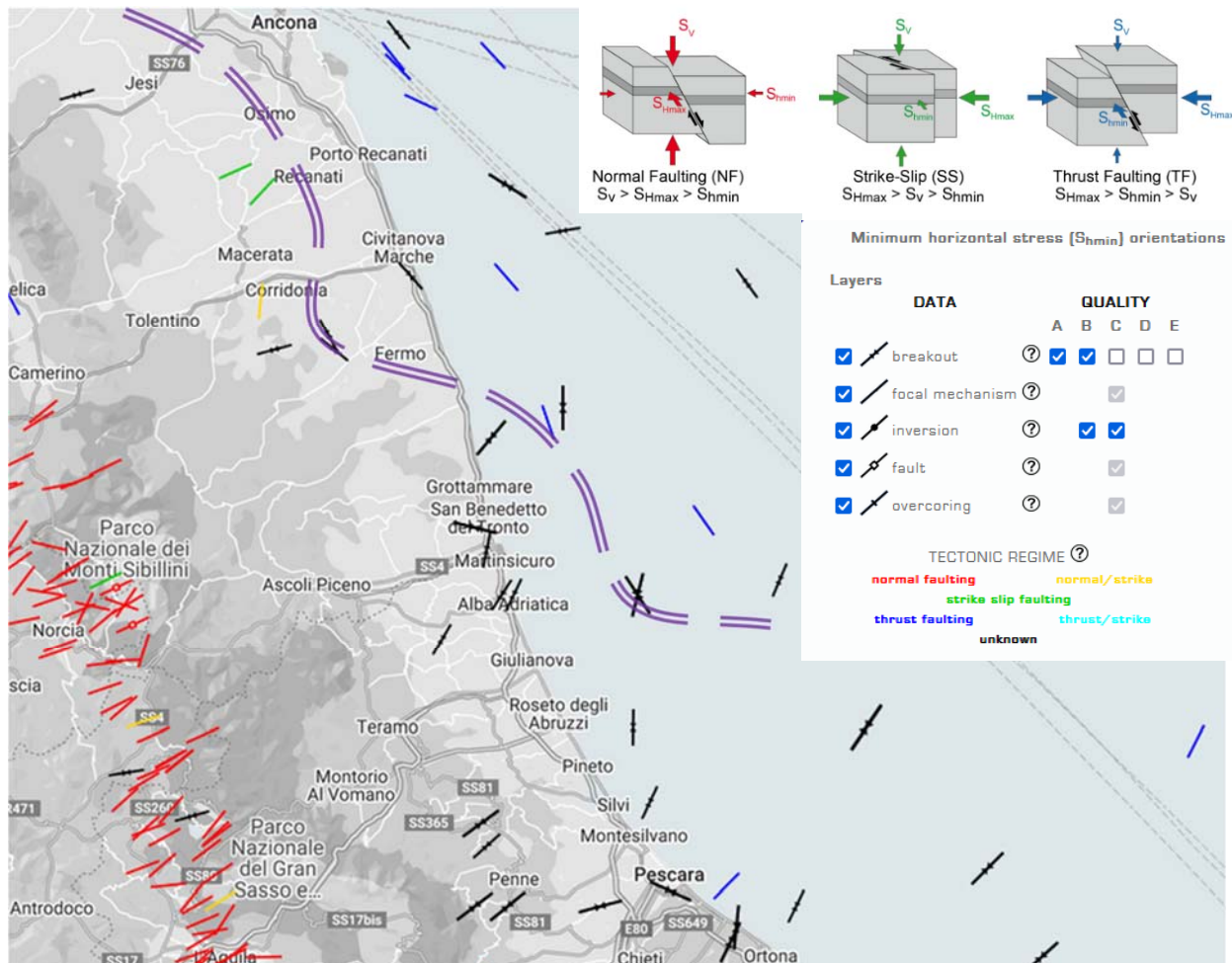


Fig. 5 – Indicatori del campo di stress attivo del database IPSI 1.6 (Mariucci & Montone, 2024). Nell’area in esame tali indicatori costituiti prevalentemente da breakouts di pozzo, rappresentativi dei livelli più superficiali sino a profondità massime di qualche chilometro, e da meccanismi focali che forniscono informazioni su livelli crostali sino a qualche decina di chilometri di profondità. La linea a doppio tratto viola separa la fascia in compressione, che da Ancona si estende nel Mare Adriatico, dai settori posti a sud con un regime tettonico estensionale o trascorrente.

2.3 Considerazioni sull’assetto strutturale e sismotettonico della fascia costiera

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

1. Il progetto prevede lo stoccaggio di gas naturale in rocce serbatoio rappresentate da depositi torbiditici del Pliocene inferiore-medio, costituiti da alternanze di sabbie ed argille. Tali rocce serbatoio sono poste ad una profondità di circa 2450-3200 m/ssl (Gas Plus Storage, 2007) all’interno di un’anticlinale sepolta nota nella letteratura geologica come “Struttura costiera” (Fig. 1).
2. Nella generalità delle interpretazioni strutturali proposte per la zona in esame, lo sviluppo della “Struttura costiera” è 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; Costa et al., 2021).
3. Le faglie inverse e i sovrascorrimenti che definiscono la struttura del sito di stoccaggio (Gas Plus Storage, 2007) sono localizzate a profondità minori di 5-6 km e interamente contenute nelle unità plio-pleistoceniche (Fig. 1). Nei carbonati meso-cenozoici direttamente sottostanti la struttura costiera, a profondità maggiori di 5-6 km, in alcune interpretazioni viene ipotizzata la presenza di sole faglie dirette (e.g., Bolis et al., 2003; Carruba et al., 2006; Bigi et al., 2013) mentre in altre la presenza di ondulazioni nel substrato carbonatico viene spiegata con la presenza di altri sovrascorrimenti profondi (Fig. 1; Fantoni & Franciosi, 2010).
 4. Le faglie inverse e i sovrascorrimenti presenti a profondità minori di 5-6 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 la loro attività potrebbe proseguire in alcuni settori anche in almeno parte del Quaternario (e.g., Costa et al., 2021; Ferrarini et al., 2021), nel settore di San Benedetto del Tronto non sono comunque segnalate evidenze di deformazioni compressive che interessino i depositi tardo quaternari (Coltorti et al., 1996; Costa et al., 2021).
 5. 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 un 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.
 6. I dati disponibili relativi a sismicità strumentale e storica, meccanismi focali di terremoti e indicatori del campo di *stress* attuale documentano deformazioni compressive attive in una fascia che da Ancona si estende nel Mare Adriatico con una direzione NW-SE. Le strutture responsabili di tali deformazioni compressive sono costituite da una fascia di rampe di sovrascorrimenti attivi che coinvolgono la successione carbonatica meso-cenozoica e che si enucleano da un livello di scollamento profondo posto al livello delle unità triassiche. Tali strutture sono correntemente identificate come sorgenti sismogenetiche capaci di generare terremoti di magnitudo maggiore di 5.5 (DISS Working Group, 2021; Fig 2).
 7. Un esempio recente della sismicità associata alle rampe di sovrascorrimenti attivi nella zona in esame è rappresentato dalla sequenza sismica sviluppatasi nel 1987 a Porto San Giorgio, oltre 25 km più nord del sito del progetto "San Benedetto Stoccaggio". L'evento principale di tale sequenza di magnitudo M_L 5 è stato recentemente rilocalizzato a una profondità di 5.7 km (Battimelli et al., 2019), mentre gli altri eventi della sequenza si distribuiscono all'interno delle formazioni meso-cenozoiche tra circa 5 e 15 km di profondità lungo una rampa di sovrascorrimento, associabile alla sorgente sismogenetica "ITCS156-Conrad" (Fig. 2).
 8. Le unità carbonatiche meso-cenozoiche, affioranti nella zona del Conero, mostrano un generale approfondimento muovendo verso sud, lungo il trend della struttura costiera, come anche documentato dall'andamento delle isobate della base dei depositi plio-pleistocenici (Fig. 1).
 9. Nel database DISS 3.3.0 (DISS Working Group, 2021; Fig 2), muovendo da Ancona verso sud, le sorgenti sismogenetiche identificate tendono ad essere localizzate sempre più *offshore* nel Mare Adriatico. In particolare, si nota come la sorgente sismogenetica "ITCS008-Conero *onshore*" identificata all'interno dei carbonati meso-cenozoici presenti al di sotto della struttura costiera si interrompe all'altezza di Civitanova Marche, circa 40 km a nord di San Benedetto del Tronto. Tale osservazione è in accordo con la progressiva diminuzione del rigetto verso sud della rampa associata a questa sorgente.
 10. A sud di porto San Giorgio (nel settore di Grottammare, San Benedetto del Tronto e Alba Adriatica), le indicazioni disponibili sul campo di *stress* attivo non mostrano più evidenze di compressione attiva (Mariucci & Montone, 2024; Fig. 5). Si sottolinea al riguardo che i dati disponibili sono relativi a

breakout di pozzo che campionano profondità massime di 4-5 km all'interno dei depositi plio-pleistocenici della "Struttura costiera".

11. In un intorno di circa 15 km dal sito del progetto di stoccaggio, la sismicità strumentale registrata è lieve; i pochi eventi rilevati hanno magnitudo M_w inferiore a 4 e profondità uguali o maggiori di 5 km (ISIDE Working Group, 2007; Fig. 2). Sempre in un intorno di circa 15 km, la sismicità storica mostra 3 eventi di magnitudo M_w comprese tra 4,09 e 5,15 di cui non è nota la profondità ipocentrale (Rovida et al., 2022; Fig. 2).

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 "San Benedetto Stoccaggio".

Sebbene le evidenze di tettonica compressiva recente diventino scarse (o assenti) nel settore *onshore* a sud di Porto San Giorgio (e.g., Scrocca et al., 2007; Meletti et al., 2008), diverse ricostruzioni sismotettoniche proposte recentemente (e.g., Vannoli et al., 2021; de Nardis et al., 2022; Lavecchia et al., 2024) interpretano i dati disponibili ipotizzando la presenza di una fascia in compressione attiva nel settore esterno della catena appenninica. Nell'area in esame, la fascia in compressione attiva si estenderebbe da Ancona verso sud includendo non solo il settore a mare (certamente attivo e dove sono ubicate le sorgenti sismogenetiche ITCS156 e ITCS 159) ma anche il settore in terraferma compreso tra San Benedetto del Tronto e Pescara (e.g., Vannoli et al., 2021; de Nardis et al., 2022). Tuttavia, l'assenza di evidenze di compressione attiva nei pozzi che attraversano i depositi plio-pleistocenici nel segmento di "Struttura costiera" tra San Benedetto del Tronto e Alba Adriatica suggerisce che eventuali processi tettonici compressivi nell'area *onshore* in esame debbano eventualmente essere confinati all'interno di rampe sviluppate in profondità nei carbonati mesozoici. L'attivazione di simili rampe, localizzate nell'area in esame a profondità maggiori di circa 5-6 km in livelli strutturali più profondi di quelli interessati dallo stoccaggio (Fig. 1), può quindi spiegare i pochi eventi sismici e strumentali rilevati nell'intorno di 15 km dal sito del progetto (Fig. 2). La sismicità ancora più profonda (20-30 km), fatta salva la verifica della accuratezza e significatività delle localizzazioni ipocentrali disponibili, potrebbe essere associata alla riattivazione di strutture ereditate presenti nella litosfera in subduzione come recentemente proposto per strutture presenti al di sotto della Pianura Padana (e.g., Cuffaro et al., 2010).

3 Caratteristiche della sequenza sismica che ha interessato l'Italia centrale nel 2016-2017

Nel periodo 2016-2017 l'Italia centrale è stata interessata da una sequenza sismica (Fig. 6), con numerose scosse di magnitudo M_w maggiore di 5, dovuta all'attivazione di un complesso sistema di faglie estensionali ubicato lungo l'Appennino centrale (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 sismica dell'Italia centrale è stata studiata con un insieme di moderne tecniche di osservazione che ne hanno permesso di descrivere in dettaglio le caratteristiche principali.

La sequenza, tuttora in corso, ha avuto inizio il 24 agosto 2016 con il terremoto di Amatrice di magnitudo M_w 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 (Fig. 7), con frequenza decrescente, sino a quando due terremoti di magnitudo M_w 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.

Tali eventi sono stati seguiti il 30 ottobre 2016 dall'evento maggiore di tutta la sequenza, con epicentro vicino a Norcia ed ipocentro a circa 10 km di profondità, che ha raggiunto la magnitudo M_w 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 (M_w 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 un 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.

Tutti gli eventi principali a partire dal 24 agosto 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.

In totale, sino ad agosto 2019, nell'area della sequenza sismica sono stati localizzati più di 110000 eventi sismici, di cui oltre 14000 di magnitudo maggiore o uguale a 2.0. In particolare, in figura 7 è indicato l'andamento della sismicità da luglio 2016 ad agosto 2019 nella zona interessata dalla sequenza. È interessante notare l'elevato numero di eventi giornalieri in corrispondenza dei principali eventi (e.g. rispettivamente più di 800 e 1000 eventi dopo i terremoti maggiori del 24 agosto 2016 e del 30 ottobre 2016). Nella stessa figura 7, viene indicato il rilascio di momento sismico giornaliero (i.e., una grandezza che stima la somma dell'energia rilasciata dai terremoti ogni giorno) da cui si evince che il livello dell'energia rilasciata nel periodo luglio-agosto 2019 è ancora in media più elevato di quello registrato a luglio 2016.

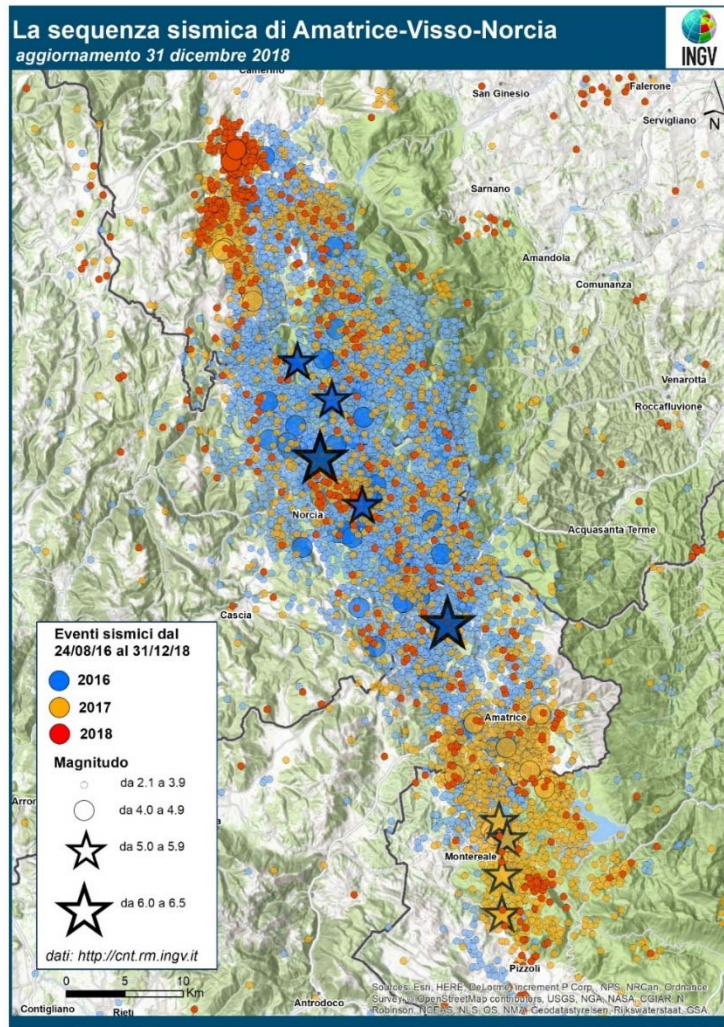


Fig. 6 - Mappa epicentrale degli eventi sismici localizzati dal 24 agosto 2016 al 2018. In blu i terremoti avvenuti nel 2016, in arancione quelli del 2017 e in rosso gli eventi avvenuti nel 2018. La dimensione e il colore dei simboli sono in funzione delle magnitudo, secondo la legenda in basso a sinistra (da https://ingvterremoti.files.wordpress.com/2019/05/centroitalia_2018.jpg).

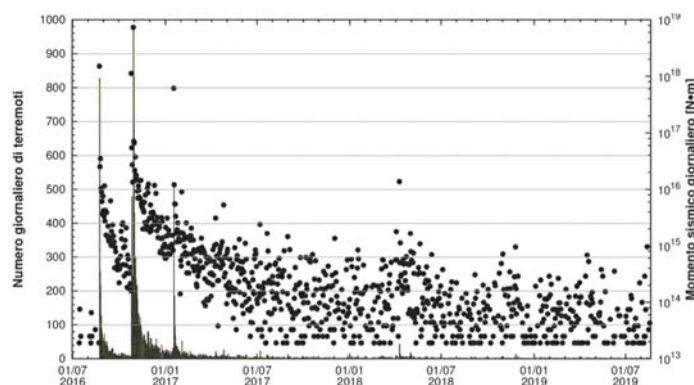


Fig. 7 - Grafico dell'andamento della sismicità dal luglio 2016 ad agosto 2019, l'asse delle ordinate a sinistra indica il numero giornaliero di terremoti rappresentati dalle linee verticali nel grafico; l'asse delle ordinate a destra mostra i valori del rilascio di momento sismico giornaliero rappresentato dai cerchietti neri nel grafico (da <https://ingvterremoti.wordpress.com/2019/08/23/un-aggiornamento-a-tre-anni-dal-terremoto-del-24-agosto-2016/#more-14321>).

4 Effetti prodotti dal 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.

Nel seguito sono descritti in dettaglio le conseguenze di interesse per gli scopi di questa relazione prodotte dagli eventi principali della sequenza sismica del 2016-2017; tali conseguenze includono gli effetti sul suolo e sugli strati geologici superficiali e le alterazioni del campo di *stress* che agisce sulle faglie presenti nel sottosuolo.

4.1 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. 8; Valensise, 2018).

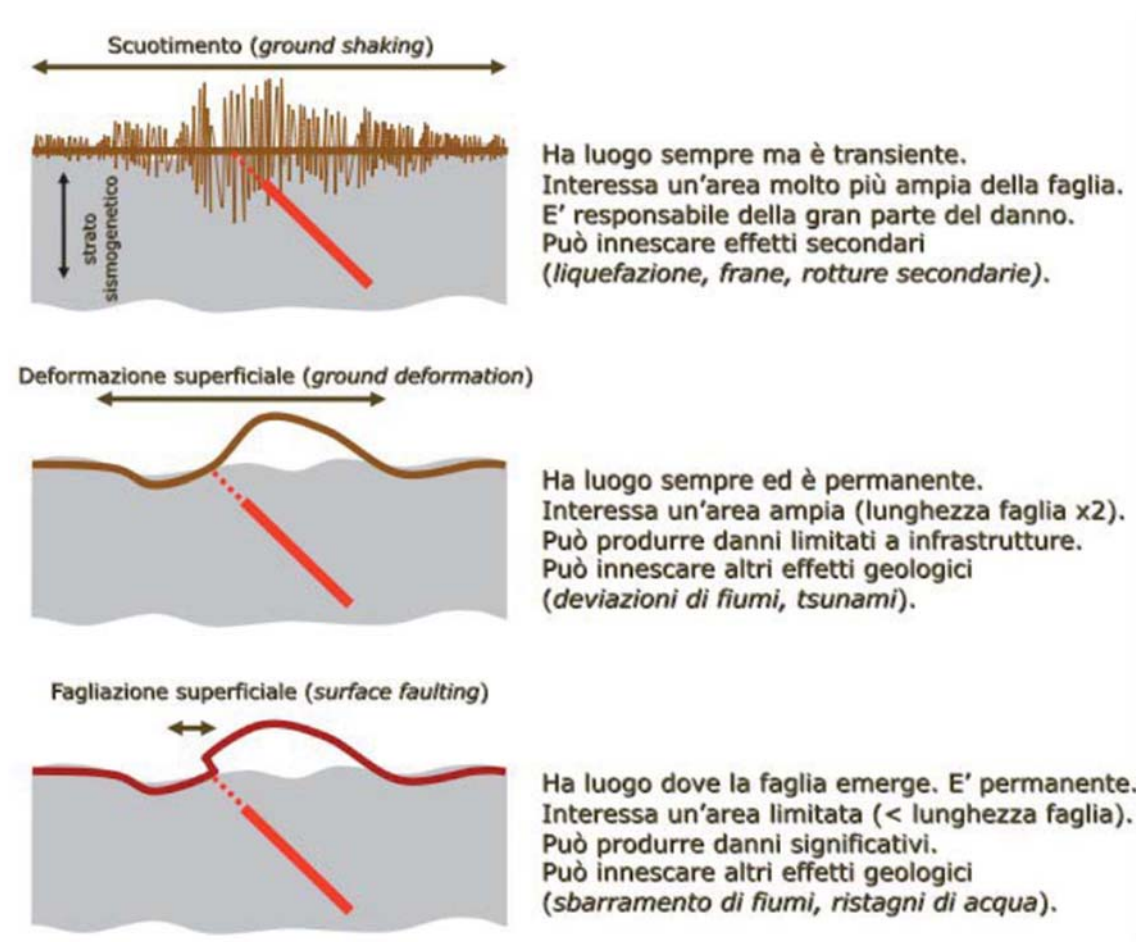


Fig. 8 - Sintesi degli effetti in superficie di un forte terremoto (da Valensise, 2018).

4.1.1 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 delle 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 9 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. Nel caso di terremoto di Capitignano (Mw 5.5) lo scuotimento fino al VI grado ha interessato un'area piuttosto ristretta mentre lungo la costa delle Marche si sono registrano valori intorno al V grado.

4.1.2 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. 10) 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.

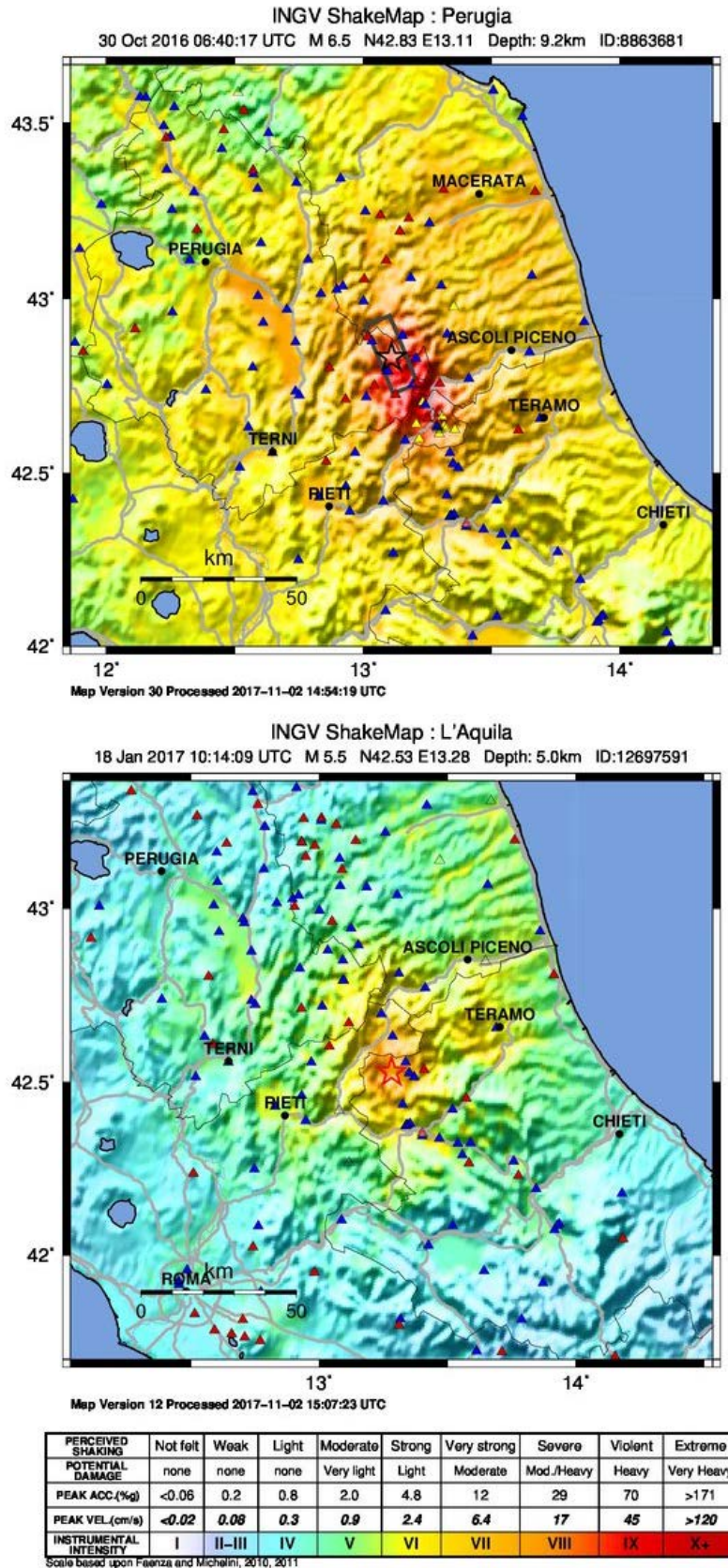


Fig. 9 - Mappe di scuotimento in intensità della Scala Mercalli Modificata del terremoto di Norcia di Mw 6.5 del 30/10/2016 (sopra) e del terremoto di Capitignano di Mw 5.5 del 18/01/2017 (sotto). La stella rossa indica l'epicentro del terremoto. I triangoli rossi sono le stazioni accelerometriche e 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).

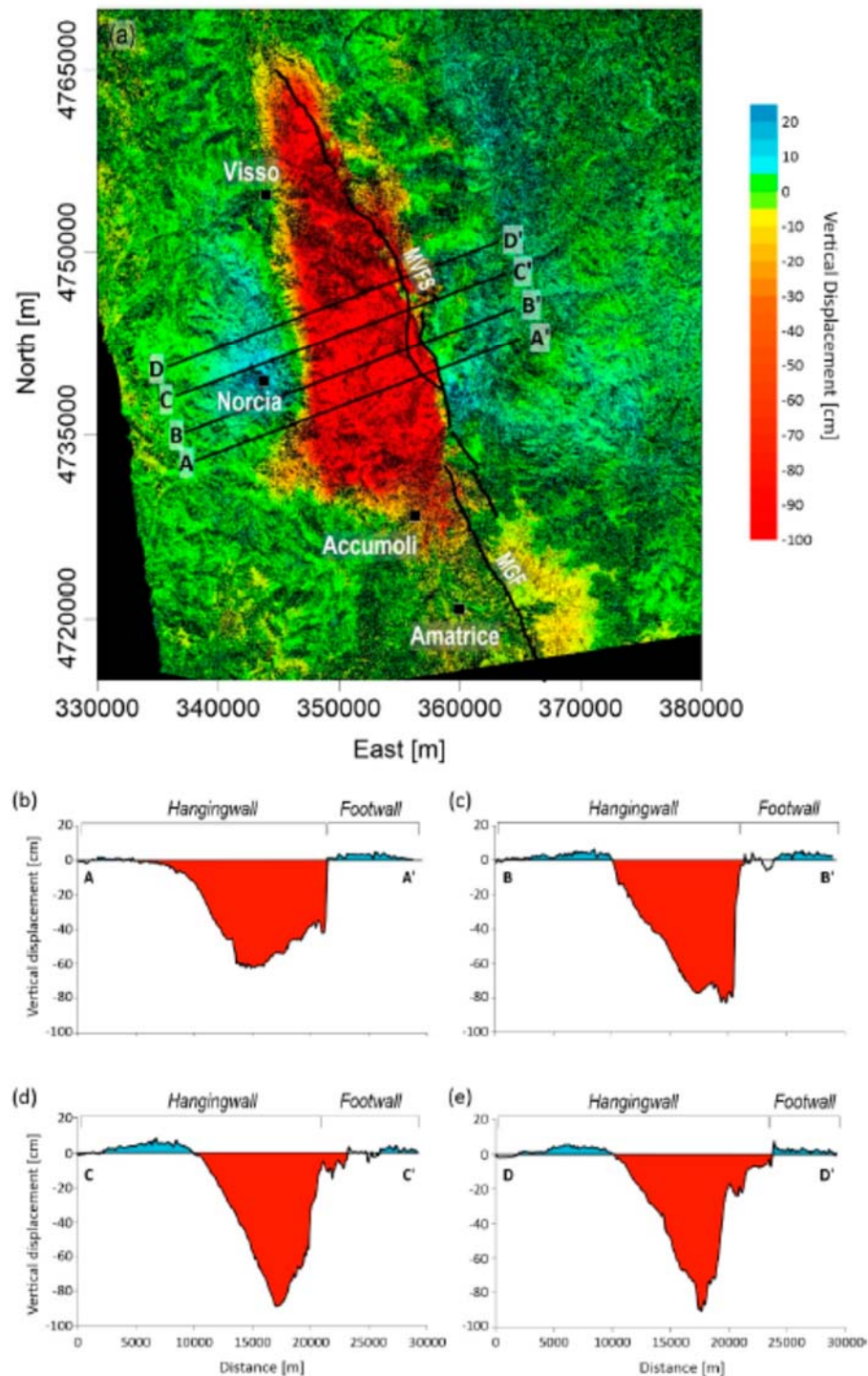


Fig. 10 – Componente verticale del movimento del suolo causato dal terremoto di Norcia di Mw 6.5 del 30/10/2016 elaborata con tecniche DInSAR (Valerio et al., 2018). Il suolo subisce un abbassamento che raggiunge un valore massimo di 98 cm nella zona epicentrale vicino Norcia ed un sollevamento asimmetrico 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.

4.1.3 Rotture cosismiche superficiali

Gli eventi principali della sequenza sismica del 2016-2017 hanno generato numerose rotture cosismiche superficiali (Fig. 11; 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° e slip medio di circa 0,44 m e un valore massimo di circa 2,10 m (Fig. 11). 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.

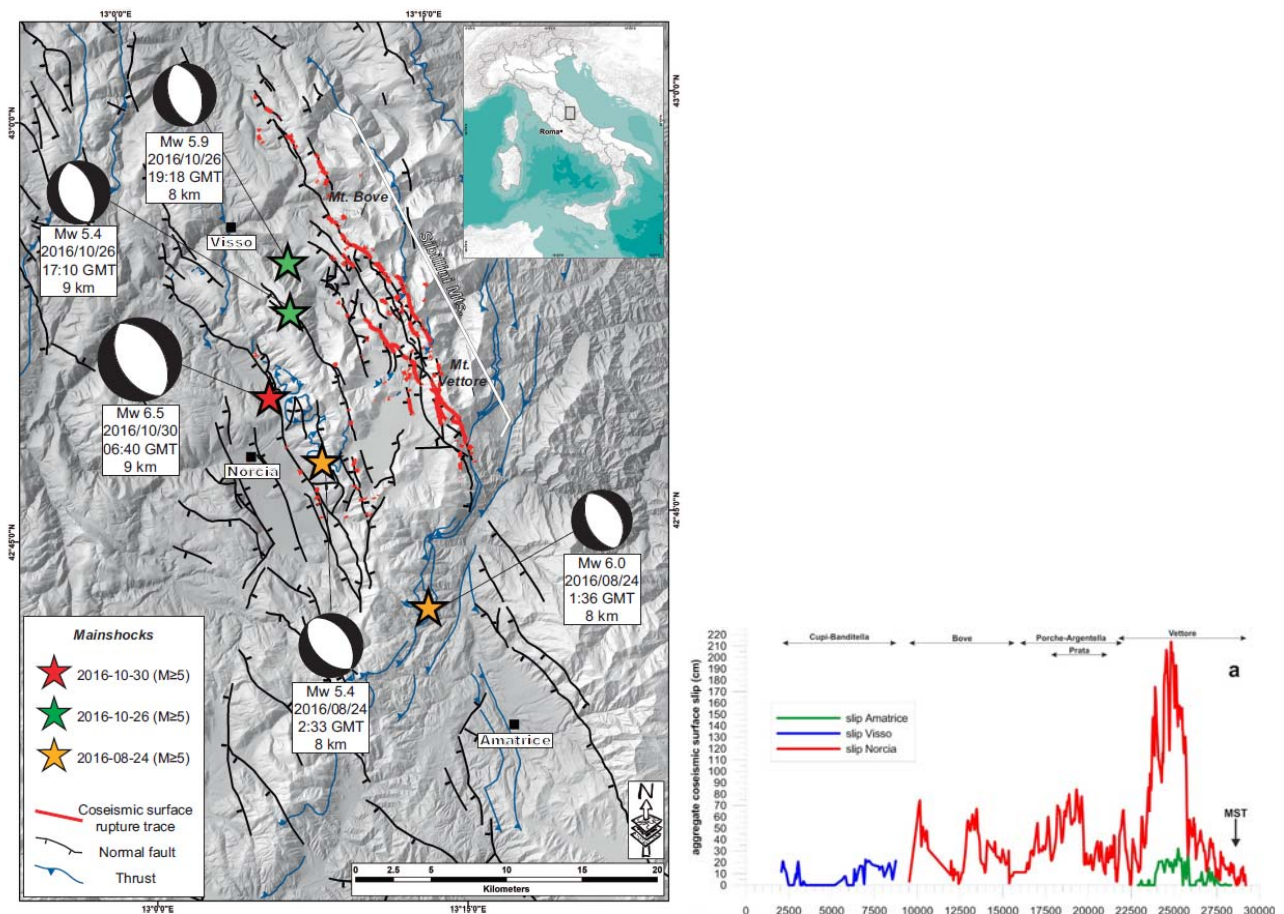


Fig. 11 – Rotture cosismiche superficiali prodotte dalla sequenza sismica del 2016-2017. A sinistra: mappa strutturale del settore dell'Appennino centrale interessato dalla sequenza sismica (da Villani et al., 2018a) in cui sono mostrati la traccia delle faglie normali (in nero), i principali sovrascorrimenti (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.

4.2 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'insacco 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'insacco 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 equivalente a poche lunghezze della faglia sorgente.
- In aggiunta alla valutazione della variazione dello *stress* statico (cosismica), 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 innesco 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 innesco 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. 12). 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 (circa 10 km ad ovest del sito “San Benedetto Stoccaggio”).

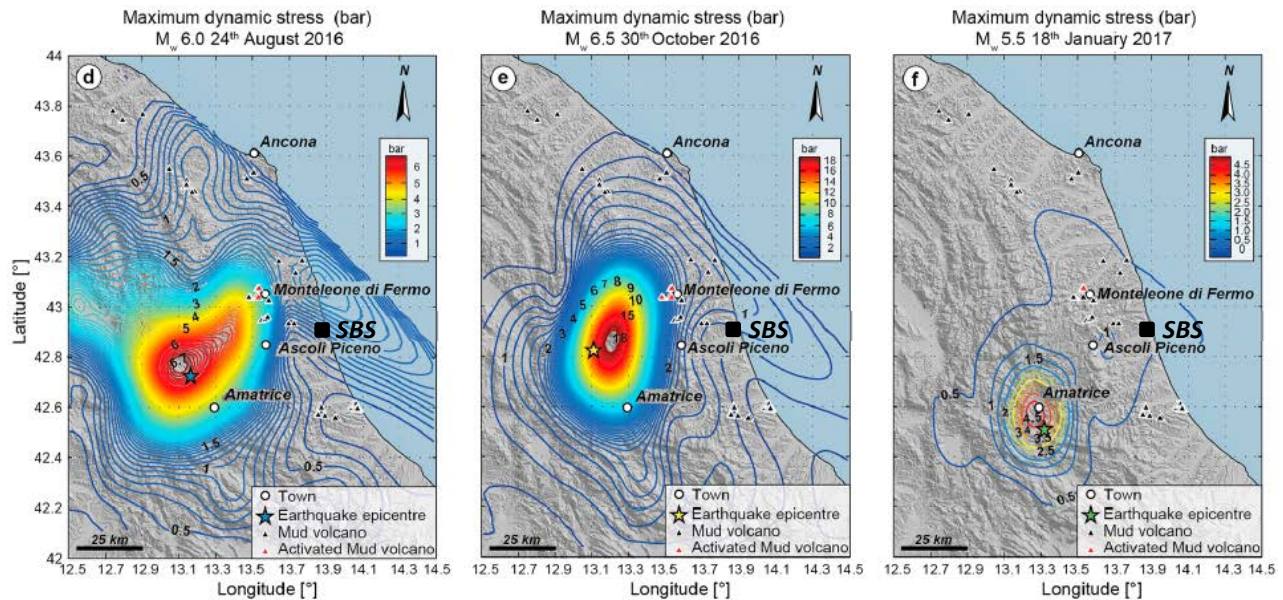


Fig. 12 – Mappa del massimo stress dinamico calcolato a seguito dei principali eventi della sequenza del 2016-2017 per valutare possibili effetti di innesco su eruzioni di vulcani fango (triangoli rossi) presenti nella zona di Monteleone di Fermo (modificato da Maestrelli et al., 2017). Il quadratino nero e la scritta “SBS” indicano la posizione del sito del progetto “San Benedetto Stoccaggio”. 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) come, ad esempio, quelli presenti nella zona di Offida (circa 10 km ad ovest del sito “San Benedetto Stoccaggio”).

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, 2018).

Altre valutazioni del trasferimento di *stress* statico in cui vengono modellati sia la componente cosismica che gli effetti dal rilassamento visco-elastico post-sismico della crosta inferiore e del mantello superiore (considerando gli effetti cumulati degli otto terremoti medio-forti che si sono sviluppati nell’appennino centrale a partire dal 1915), sebbene sviluppati su geometrie di faglie ricevitore non esattamente coerenti con quelle documentate nella zona costiera marchigiana, suggeriscono valori dello *stress* statico trasferito nella zona di San Benedetto del Tronto molto bassi (e negativi) di circa 0,1-0,2 bar (Verdecchia et al., 2018).

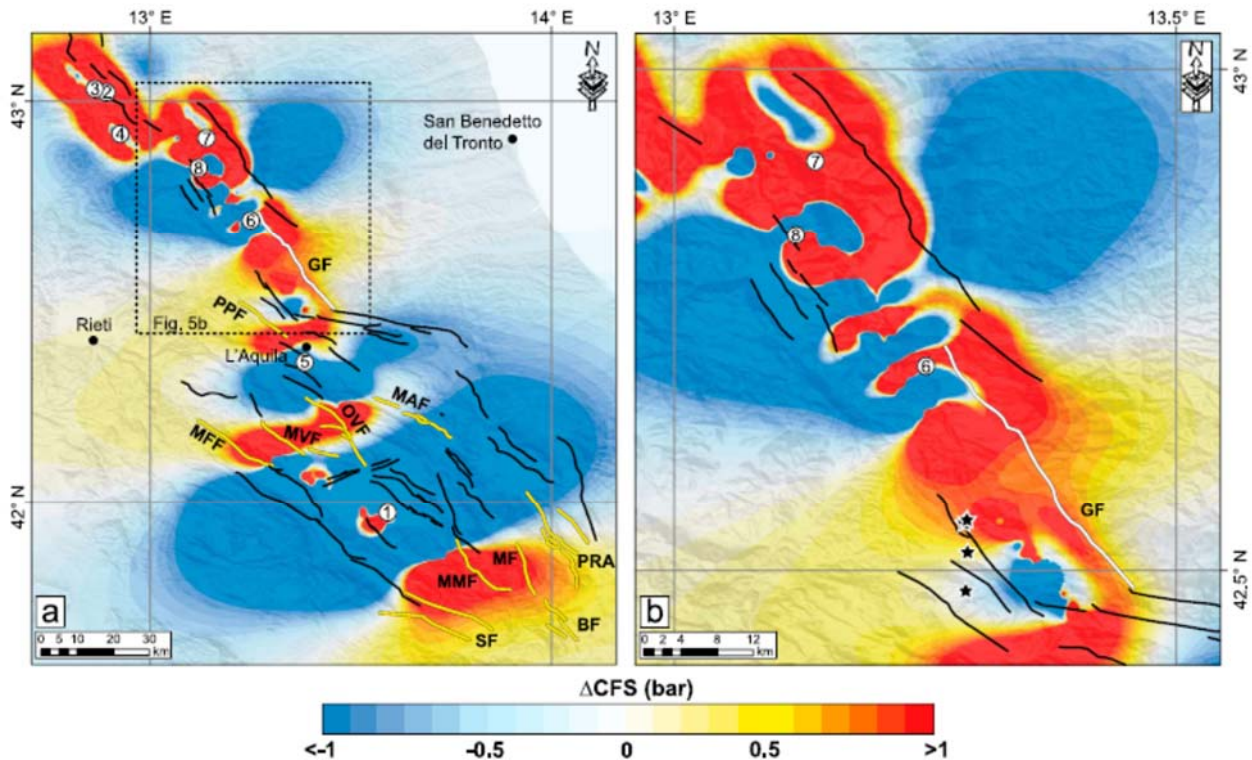


Fig. 13 – Variazione dello stress statico generata dagli effetti cumulati degli otto terremoti medio-forti che si sono sviluppati nell'appennino centrale a partire dal 1915, considerando sia la componente cosismica che il rilassamento visco-elastico post-sismico della crosta inferiore e del mantello 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 costa adriatica 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. 14). 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. 14).

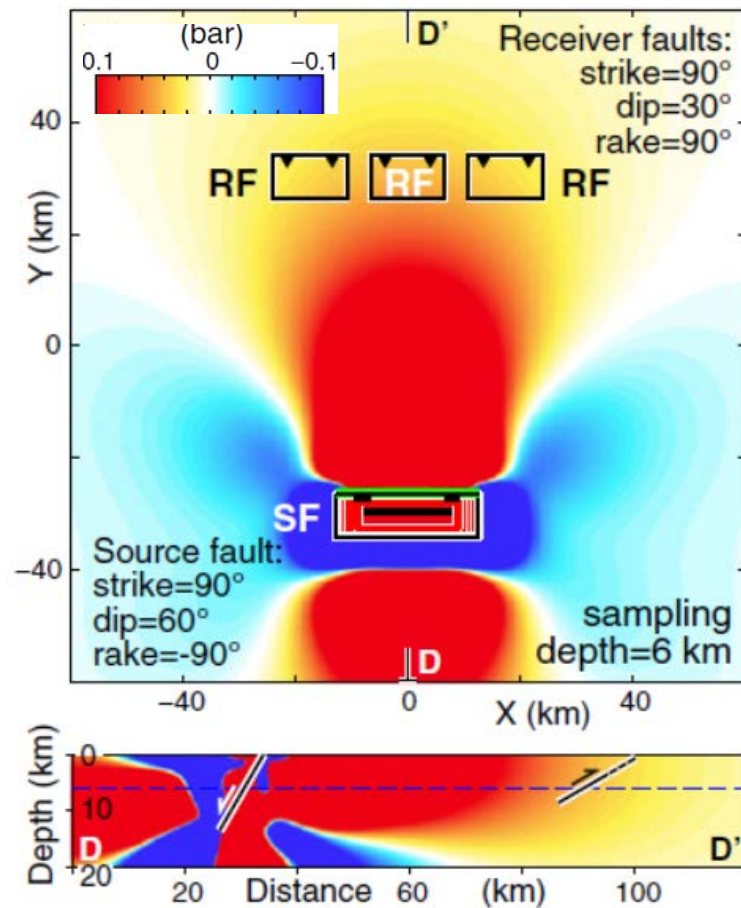


Fig. 14 – Valutazione del possibile trasferimento di stress statico tra una faglia sorgente estensionale, che libera un terremoto di magnitudo M_w 6,5, e una faglia ricevitore rappresentata da un sovrascorrimento (mappa, in alto, e sezione verticale, in basso, modificata da Bonini et al., 2016). Si noti 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.

4.3 Implicazioni per le stime di pericolosità sismica e per la classificazione sismica

In merito alle eventuali implicazioni della sequenza sismica per quanto riguarda la classificazione sismica e le valutazioni della pericolosità sismica del territorio in esame è opportuno ricordare che tali temi, seppure oggetto di ricerca scientifica (e.g., per gli effetti dei trasferimenti di *stress* per le valutazioni di pericolosità sismica, Stein, 1999; Steacy et al., 2005; Console et al., 2008; Pace et al., 2014, tra molti altri), sono demandati ad organismi istituzionali quali ad esempio il Centro di Pericolosità Sismica dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (<http://www.ingv.it/it/risorse-e-servizi/centri/centro-pericolosita-sismica-cps>) e il Dipartimento della Protezione Civile (<https://rischi.protezionecivile.gov.it/it/sismico/attivita/classificazione-sismica/>). Tali temi non saranno quindi discussi in questa nota. Di seguito vengono invece ricordati alcuni commenti salienti in merito a questi argomenti tratti dalle fonti istituzionali sopracitate.

In merito alle stime di pericolosità sismica un commento del Centro di Pericolosità Sismica dell'INGV (CPS-INGV, 2013) ricorda quanto segue: *“La stima della pericolosità sismica è un’elaborazione scientifica che riassume decenni di ricerche, esperienze e conoscenze. Pertanto una stima della pericolosità sismica viene aggiornata quando si rende disponibile un nuovo e consistente insieme di dati (ad esempio: dati di sismicità storica oppure nuove evidenze geologiche), modelli, codici tali che sia possibile ottenere un modello significativamente più attendibile di quello esistente. Non si aggiorna ogni volta che si verifica un terremoto.”*

La seguente nota riportata nel sito web del Dipartimento della Protezione Civile chiarisce il senso della classificazione sismica del territorio nazionale (DPC, 2019).

“Nel rispetto degli indirizzi e criteri stabiliti a livello nazionale, alcune Regioni hanno classificato il territorio nelle quattro zone proposte, altre Regioni hanno classificato diversamente il proprio territorio, ad esempio adottando solo tre zone (zona 1, 2 e 3) e introducendo, in alcuni casi, delle sottozone per meglio adattare le norme alle caratteristiche di sismicità. Per il dettaglio e significato delle zonazioni di ciascuna Regione, si rimanda alle disposizioni normative regionali. Qualunque sia stata la scelta regionale, a ciascuna zona o sottozona è attribuito un valore di pericolosità di base, espressa in termini di accelerazione massima su suolo rigido (ag). Tale valore di pericolosità di base non ha però influenza sulla progettazione. Le attuali Norme Tecniche per le Costruzioni (Decreto Ministeriale del 14 gennaio 2008), infatti, hanno modificato il ruolo che la classificazione sismica aveva ai fini progettuali: per ciascuna zona – e quindi territorio comunale – precedentemente veniva fornito un valore di accelerazione di picco e quindi di spettro di risposta elastico da utilizzare per il calcolo delle azioni sismiche. Dal 1 luglio 2009 con l’entrata in vigore delle Norme Tecniche per le Costruzioni del 2008, per ogni costruzione ci si deve riferire ad una accelerazione di riferimento “propria” individuata sulla base delle coordinate geografiche dell’area di progetto e in funzione della vita nominale dell’opera. Un valore di pericolosità di base, dunque, definito per ogni punto del territorio nazionale, su una maglia quadrata di 5 km di lato, indipendentemente dai confini amministrativi comunali. La classificazione sismica (zona sismica di appartenenza del comune) rimane utile solo per la gestione della pianificazione e per il controllo del territorio da parte degli enti preposti (Regione, Genio civile, ecc.).”

5 Eventuali possibili conseguenze sull'assetto tettonico e sulle condizioni geotettoniche (faglie, rocce di copertura) del sito proposto per lo stoccaggio a seguito dei sismi del 2016 e 2017.

Secondo la definizione fornita da un noto ed autorevole dizionario online (Garzanti), la tettonica può essere considerata una “branca della geologia che studia la struttura della crosta terrestre e le forze che ne determinano le deformazioni e gli spostamenti; insieme delle forme, giaciture e strutture di deformazione delle rocce”.

Le possibili conseguenze della sequenza che ha interessato nel 2016 e 2017 l'Italia centrale sono quindi discusse in relazione: 1) alla valutazione delle eventuali alterazioni dell'assetto geologico-strutturale del sito di stoccaggio (e.g., configurazione geologica del sistema roccia serbatoio/roccia di copertura e geometria e caratteristiche dei sistemi di faglie presenti) e 2) alle eventuali variazioni del campo di *stress* che agiscono in questo settore controllandone le deformazioni.

Tali due temi, sebbene rientrino nella più generale definizione di tettonica, possono essere considerati un chiarimento rispettivamente in merito alle possibili conseguenze sulle condizioni geotettoniche (faglie, rocce di copertura) e sull'assetto tettonico.

5.1 Conseguenze sulle condizioni geotettoniche (faglie e rocce di copertura)

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 (Fig. 11) si sviluppano solo in una fascia lunga circa 28 km e larga al massimo 3,2 km (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 “San Benedetto Stoccaggio” è quindi valutabile in circa 50 km e 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 (Fig. 10). L'ampiezza massima di tale fascia in direzione ENE-WSW è di circa 30 km (e.g., Valerio et al., 2018). Di conseguenza, si possono escludere movimenti del suolo a distanze minori di circa 35 km dal sito di stoccaggio.

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 di san Benedetto del Tronto 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. Mentre 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* potrebbero essere responsabili di fenomeni di eruzione di vulcani di fango riscontrati nella zona di Monteleone di Fermo (distante oltre 25 km da San Benedetto del Tronto), 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, e quindi più vicini al sito oggetto di questa nota, non hanno mostrato alcuna riattivazione in

concomitanza con gli eventi principali della sequenza sismica del 2016-2017 (così come altri vulcani posti più a sud tra Teramo e Pescara), probabilmente per i più bassi valori degli *stress* dinamici di picco raggiunti.

Si deve comunque notare che nelle compilazioni disponibili sulla presenza di vulcani di fango nella zona marchigiana (e.g., Martinelli & Judd, 2004; Maestrelli et al., 2017; Maestrelli et al., 2019) non sono comunque segnalati fenomeni simili nella zona di San Benedetto del Tronto (i più vicini sono quelli di Offida).

Poiché per i fluidi che alimentano i vulcani di fango viene considerata un'origine da serbatoi localizzati al di sotto le formazioni argillose impermeabili del Pliocene (Maestrelli et al., 2017), equivalenti a quelle che rappresentano la roccia di copertura nel sito di stoccaggio proposto (i.e., la Formazione delle Argille del Santerno), l'assenza di vulcani di fango nella zona di San Benedetto del Tronto rappresenta anche una prova della migliore capacità di tenuta della stessa in questo settore.

Per altro, nel settore di San Benedetto del Tronto è nota anche la presenza di forti sovrappressioni nelle formazioni plioceniche che sono invece assenti, o molto minori, nella zona di Offida (Carlin & Dainelli, 1998; Santilano et al., 2019). I due settori con diversi regimi di pressioni risultano essere separati dal sovrascorrimento che delimita alla base la struttura di Bellante, che si comporta quindi come una barriera di pressione.

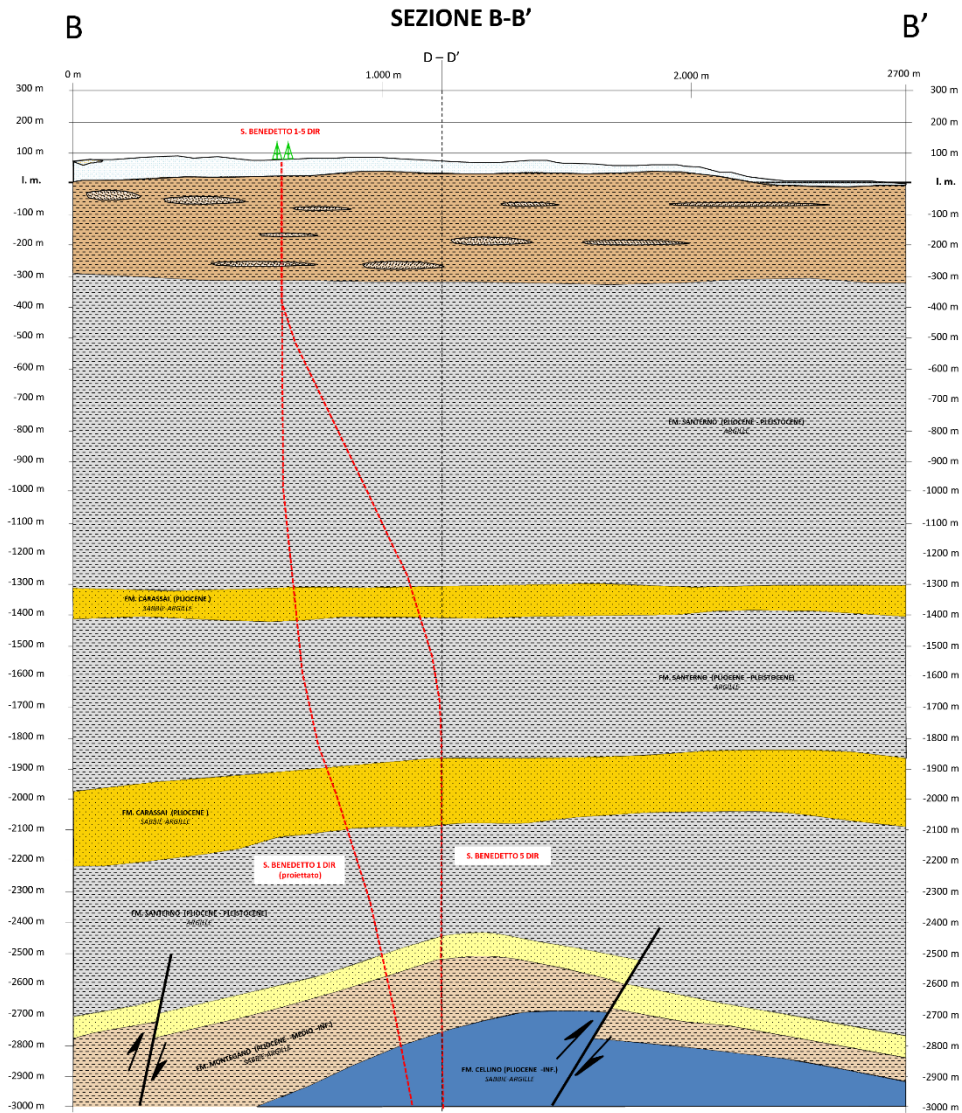
È importante notare che la presenza di tali sovrappressioni negli strati argillosi pliocenici viene ritenuto un fattore che aumenta la capacità di tenuta delle rocce di copertura (e.g., Carlin & Dainelli, 1998), contribuendo a spiegare l'assenza di vulcani di fango nella zona di San Benedetto del Tronto.

Di conseguenza, l'assenza di vulcani di fango nella settore di San Benedetto del Tronto rappresenta un ulteriore elemento a conferma dell'assenza di via di fuga che possano connettere il serbatoio con la superficie, come anche già sostenuto da DREAM (2011; 2012) e illustrato graficamente nelle sezioni geologiche interpretative elaborate da Gas Plus Storage (2011), in cui le faglie presenti al livello del serbatoio non interrompono la continuità della roccia di copertura (Fig. 15).

Su base delle informazioni sopra descritte, è possibile desumere che la propagazione delle onde sismiche generate dalla sequenza sismica del 2016-2017, ed il relativo scuotimento, non hanno alterato o degradato la capacità di tenuta idraulica della Formazione delle Argille del Santerno che costituisce la roccia di copertura (di efficacia nota anche a livello regionale, Marzorati & Maroli, 2012).

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 la capacità di contenimento della roccia di copertura dell'accumulo di gas (e.g., Mucciarelli et al, 2015).

Sulla base dell'assenza di rotture cosismiche, di deformazioni del suolo e sulla base della mancanza di altre manifestazioni (quali ad esempio l'attivazione di vulcani di fango) è del tutto ragionevole assumere che la configurazione geologica di sottosuolo (e.g., roccia serbatoio e roccia di copertura) 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.



LEGENDA

- Alluvioni fluviali attuali e letto di piena
- Sabbie fini di spiaggia recente
- Conglomerati marini con ciotoli e sabbie gialle stratificate
- Argille sabbiose grigio-azzurre con intercalazioni di lenti sabbioso-conglomeratiche
- Argille ed argille marnose grigio azzurre con intercalazioni di lenti conglomeratiche e arenacee
- Argilla grigia plastica, fossilifera
- Sabbia quarzosa con intercalazioni di arenaria e di argilla plastica
- Arenaria quarzosa friabile a cemento carbonatico (roccia serbatoio)
- Argilla grigia più o meno siltoso sabbiosa
- Traccia dei pozzi aperti alla produzione
- Pozzi di stoccaggio (profilo previsto)
- Pozzi chiusi minerariamente
- Pozzi aperti alla produzione
- Pozzi di stoccaggio

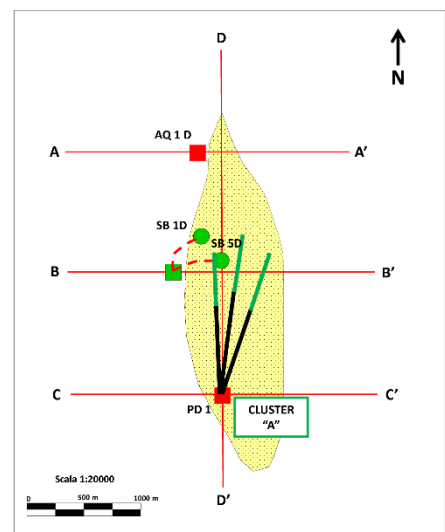


Fig. 15 – Sezione geologica interpretativa, elaborata da Gas Plus Storage (2011), della struttura geologica proposta per sviluppare il progetto “San Benedetto Stoccaggi” in cui le faglie presenti al livello del serbatoio non interrompono la continuità della roccia di copertura.

5.2 Conseguenze sull'assetto tettonico

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 marchigiano (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 (Fig. 14; Bonini et al., 2016), lo *stress* statico trasferito da un terremoto di magnitudo M_w 6,5 generato da una faglia normale (inclinata di 60°) su un sovrascorrimento (inclinato di 30° 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.

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 (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 marchigiano-abruzzese di interesse (DISS Working Group, 2021) sono poste a circa 35-70 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.

6 Conclusioni

A partire dal 24 agosto 2016 l'Italia centrale è stata interessata da una sequenza sismica dovuta all'attivazione di un complesso sistema di faglie estensionali ubicato lungo l'Appennino centrale. Durante tale sequenza, tuttora in corso, si sono registrate numerose scosse di magnitudo $M_w > 5$ nel periodo compreso tra il 24 agosto 2016 ed il 18 gennaio 2017, con l'evento maggiore (magnitudo M_w 6,5) avvenuto il 30 ottobre 2016.

Per valutare e discutere le eventuali possibili conseguenze dei sismi del 2016 e 2017 sulle condizioni geotettoniche (faglie, rocce di copertura) e sull'assetto tettonico del sito proposto per il progetto di stoccaggio di gas naturale denominato "San Benedetto Stoccaggio", è stata effettuata una revisione critica dei dati disponibili e della letteratura scientifica per valutare rispettivamente la possibilità che siano intercorse eventuali variazioni dell'assetto geologico-strutturale del sito in oggetto (e.g., configurazione delle diverse formazioni geologiche e dei sistemi di faglie presenti) e delle forze che agiscono in questo settore controllandone le deformazioni.

Assetto strutturale e quadro sismotettonico

La revisione delle informazioni disponibili conferma l'assetto strutturale ed il quadro sismotettonico già noti per la fascia periadriatica marchigiano-abruzzese, in cui è ubicato il sito di stoccaggio proposto. Il progetto prevede lo stoccaggio di gas naturale in rocce serbatoio, rappresentate da alternanze di sabbie ed argille del Pliocene inferiore- medio, poste ad una profondità di circa 2450-3200 m/ssl (Gas Plus Storage, 2007). Tali rocce serbatoio sono contenute all'interno di un'anticlinale sepolta, nota nella letteratura geologica come "Struttura costiera" (Fig. 1), ubicata nella fascia periadriatica marchigiano-abruzzese, dove fa parte di un sistema di anticlinali orientate N-S sviluppatesi nel corso degli ultimi 5 milioni di anni in seguito alla propagazione di sovrascorrimenti non affioranti in superficie.

Tale regione 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. In tale contesto sismotettonico è però rilevante notare che i sovrascorrimenti e le faglie inverse che definiscono la "Struttura costiera", si sviluppano all'interno di formazioni geologiche plio-pleistoceniche a profondità minori di 5-6 km. Tali faglie, che hanno avuto una fase di attività principale nel corso del Pliocene (Bigi et al., 2013) con una possibile estensione in almeno parte del Quaternario (Costa 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" tra San Benedetto del Tronto e Alba Adriatica suggerisce che eventuali processi tettonici compressivi nell'area in esame (e.g., Ferrarini et al., 2021; Vannoli et al. 2021; de Nardis et al., 2022; Lavecchia et al., 2024) debbano eventualmente essere confinati all'interno di rampe sviluppate in profondità nei carbonati meso-cenozoici.

Le sorgenti sismogenetiche capaci di generare terremoti di magnitudo maggiore di 5.5 identificate in un intorno di circa 15-20 km dal sito del progetto (Fig. 2; DISS Working Group, 2021) corrispondono, infatti, a rampe di sovrascorrimenti, con una orientazione media circa NNW-SSE, che si sviluppano prevalentemente all'interno delle formazioni carbonatiche meso-cenozoiche, in livelli strutturali più profondi di quelli interessati dallo stoccaggio.

Le sorgenti sismogenetiche note nell'area, che potrebbero dare conto della sismicità strumentale e storica rilevata, sono poste a distanze significative dal sito del progetto. Ad esempio, delle tre sorgenti più vicine una è ubicata ad ovest del sito ad una distanza dal perimetro dell'istanza di concessione di almeno 7 chilometri (bordo superiore della sorgente), mentre altre due sono localizzate in Mare Adriatico, ad una distanza rispetto al perimetro dell'istanza di concessione di oltre 12 km (sorgente ITCS156) e di almeno 15 km (sorgente ITCS159).

Conseguenze sulle condizioni geotettoniche (faglie e rocce di copertura)

I dati e le evidenze attualmente disponibili consentono di escludere nel settore di San Benedetto del Tronto, in cui è ubicato il sito di stoccaggio proposto, modifiche all'assetto geologico-strutturale con attivazione o riattivazione di faglie a seguito della sequenza sismica del 2016-2017. Le rotture cosismiche superficiali sono infatti limitate ad una ristretta fascia distante circa 50 km dal sito proposto mentre non si hanno deformazioni del suolo (sollevamento o subsidenza) a distanze inferiori a 35 km.

Gli effetti principali prodotti dalla sequenza sismica nella zona in esame sono quindi, eventualmente, rappresentati 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 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 cristallini 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 di San Benedetto del Tronto nelle settimane successive agli eventi principali della sequenza sismica. Tali variazioni potrebbero aver invece contribuito all'attivazione di alcuni vulcani di fango siti nei pressi Monteleone di Fermo (Maestrelli et al., 2017), ubicato a oltre 25 km dal sito del progetto, mentre non hanno prodotto effetti su altri vulcani di fango presenti nella zona di Offida (circa 10 km ad ovest del sito "San Benedetto Stoccaggio") né tanto meno hanno prodotto simili fenomeni nella zona di San Benedetto del Tronto (dove non sono noti vulcani di fango a conferma della tenuta idraulica della roccia di copertura).

Le informazioni disponibili confermano quindi la buona capacità di contenimento della formazione delle Argille del Santerno, che rappresentano la roccia di copertura del sistema geologico in cui dovrebbe essere realizzato lo stoccaggio del gas, che non ha mostrato evidenze di alterazione a seguito degli eventi sismici del 2016-2017. Tala capacità di contenimento della Argille del Santerno era per altro già evidentemente documentata dal fatto che l'accumulo di gas, coltivato prima della proposta di riconversione a sito di stoccaggio, era rimasto confinato su tempi geologici (dell'ordine almeno delle centinaia di migliaia di anni) senza che i numerosi eventi sismici che si sono certamente verificati nelle zone circostanti (Figg. 2 e 3) ne inficiassero la tenuta idraulica.

Conseguenze sull'assetto tettonico

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 del campo di *stress*.

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 di un tempo non valutato negli studi citati), 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.

7 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.
- 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.
- Battimelli, E., Adinolfi, G. M., Amoroso, O., & Capuano, P. (2019). Seismic activity in the central adriatic offshore of Italy: A review of the 1987 ML 5 Porto San Giorgio Earthquake. *Seismological Research Letters*, 90(5), 1889-1901.
- 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., Centamore, E., & Nisio, S. (1997). Elementi di tettonica quaternaria nell'area pedeappenninica marchigiano-abruzzese. *Il Quaternario*, 10, 359-362.
- 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.
- Buttinelli, M., Petracchini, L., Maesano, F. E., D'Ambrogio, 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., Cello, G., Centamore, E., Deiana, G., Micarelli, A., Paltrinieri, W., & Ridolfi, M. (1991). Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'appennino Umbro-Marchigiano alla costa Adriatica. *Studi Geologici Camerti*, Vol. speciale 1991/1, 295-314.
- Calamita, F., Coltorti, M., Pieruccini, P., & Pizzi, A. (1999). Evoluzione strutturale e morfogenesi plio-quaternaria dell'Appennino umbro-marchigiano tra il preappennino umbro e la costa adriatica. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 118(1), 125-139.
- 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.
- 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.

- Castello, B., Selvaggi, G., Chiarabba, C., & Amato, A. (2006). CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1., INGV-CNT, Roma. <http://csi.rm.ingv.it/>.
- Centamore, E., & Nisio, S. (2003). Effects of uplift and tilting in the Central-Northern Apennines (Italy). *Quaternary International*, 101–102, 93–101.
- Centamore, E., Farabollini, P., & Angelini, S. (2009). Guida all'escursione: "Geologia e geomorfologia del settore fermano nel bacino periadriatico marchigiano-abruzzese". *Rendiconti Online Soc. Geol. It.*, 8, 162-168.
- 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.
- 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>
- Coltorti, M., Farabollini, P., Gentili, B., & Pambianchi, G. (1996). Geomorphological evidence for anti-Apennine faults in the Umbro-Marchean Apennines and in the peri-Adriatic basin, Italy. *Geomorphology*, 15, 33-45.
- Console, R., Murru, M., Falcone, G., & Catalli, F. (2008). Stress interaction effect on the occurrence probability of characteristic earthquakes in Central Apennines. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B8).
- 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.
- 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>.
- CPS-INGV (2013). Pericolosità sismica, classificazione del territorio nazionale e rischio sismico. Centro di Pericolosità Sismica dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. <https://ingvcps.wordpress.com/2013/08/10/pericolosita-sismica-classificazione-del-territorio-nazionale-e-rischio-sismico/>.
- Cuffaro, M., Riguzzi, F., Scrocca, D., Antonioli, F., Carminati, E., Livani, M., & Doglioni, C. (2010). On the geodynamics of the northern Adriatic plate. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, v. 21 (suppl. 1), 253-279. Doi: 10.1007/s12210-010-0098-9.
- 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>.
- DPC (2019). Classificazione sismica. Dipartimento di Protezione Civile. <http://www.protezionecivile.gov.it/attivita-rischi/rischio-sismico/attivita/classificazione-sismica>.
- Dogliani, 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.
- DREAM (2011). Studio geomeccanico per lo stoccaggio sotterraneo del gas naturale nella formazione Montepagano. Documentazione integrativa alla procedura di Valutazione Impatto Ambientale del progetto di stoccaggio gas naturale in strato denominato “San Benedetto Stoccaggio” (Allegato 101SBT-01-GCO-RE-00004-Rev00).
- DREAM (2012). Nota tecnica integrativa relativa a: Campo di San Benedetto – Studio geomeccanico per lo stoccaggio sotterraneo del gas naturale nella formazione Montepagano. Relazione contenuta nel documento presentato a marzo 2012 da Gas Plus Storage Srl in risposta alle richieste formulate dalla Commissione tecnico – consultiva del comune di San Benedetto del Tronto, da singoli componenti della stessa e dallo studio di Terre.it.
- 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.
- Freed, A. M. (2005). Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33, 335-367.
- Frepoli, A., & Amato, A. (1997). Contemporaneous extension and compression in the Northern Apennines from earthquake fault-plane solutions. *Geophysical Journal International*, 129(2), 368-388.
- Gas Plus Storage (2007). Concessione “San Benedetto del Tronto”, Campo di San Benedetto. Studio di Giacimento sulla possibilità di adibire a stoccaggio il livello MP1-MP1z. Documentazione integrativa alla procedura di Valutazione Impatto Ambientale del progetto di stoccaggio gas naturale in strato denominato “San Benedetto Stoccaggio” (Allegato 101SBT-01-GCO-RE-00002_Rev00).
- Gas Plus Storage (2011). Istanza di concessione di stoccaggio gas naturale “San Benedetto Stoccaggio – Sezioni geologiche interpretative, longitudinali e trasversali al giacimento. Documentazione integrativa alla procedura di Valutazione Impatto Ambientale del progetto di stoccaggio gas naturale in strato denominato “San Benedetto Stoccaggio” (Allegato 101SBT-01-GCO-DW-00001b-Rev00).
- Gasparini, C., Iannaccone, G., & Scarpa, R. (1985). Fault-plane solutions and seismicity of the Italian peninsula. *Tectonophysics*, 117(1-2), 59-78.
- 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). Un aggiornamento a tre anni dal terremoto del 24 agosto 2016. <https://ingvterremoti.wordpress.com/2019/08/23/un-aggiornamento-a-tre-anni-dal-terremoto-del-24-agosto-2016>.
- INGV (2022). 24 agosto 2016, sei anni dopo. <https://ingvterremoti.com/2022/08/24/24-agosto-2016-sei-anni-dopo/>
- ISIDe Working Group. (2007). Italian Seismological Instrumental and Parametric Database (ISIDe). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/ISIDE>
- 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>.
- Lavecchia, G., Boncio, N., Creati, N., & Brozzetti, F. (2004). Stile strutturale e significato sismogenetico del fronte compressivo padano-adriatico: dati e spunti da una revisione critica del profilo Crop 03 integrata con l'analisi di dati sismologici. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 123, 111-125.
- Lavecchia, G., De Nardis, R., Visini, F., Ferrarini, F., & Barbano, M. S. (2007). Seismogenic evidence of ongoing compression in eastern-central Italy and mainland Sicily: a comparison. *Bollettino della Società Geologica Italiana (Ital. J. Geosci.)*, 126(2), 209-222.
- 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. Atti del congresso dell'Ordine dei Geologi di Basilicata "Ricerca, Sviluppo e utilizzo delle Fonti Fossili: il ruolo del geologo", Potenza, 30 novembre – 2 dicembre 2012.

- Meletti, C., Galadini, F., Valensise, G., Stucchi, M., Basili, R., Barba, S., Vannucci, G. & Boschi, E. (2008). A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of the Italian territory. *Tectonophysics*, 450(1-4), 85-108, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.01.003>.
- 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.
- Montone, P., Mariucci, M. T., Pondrelli, S., & Amato, A. (2004). An improved stress map for Italy and surrounding regions (central Mediterranean). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109, B10410, doi:10.1029/2003JB002703.
- Mucciarelli, M., Donda, F., & Valensise, G. (2015). Earthquakes and depleted gas reservoirs: which comes first?. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15(10), 2201-2208.
- 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.
- Pace, B., Bocchini, G. M., & Boncio, P. (2014). Do static stress changes of a moderate-magnitude earthquake significantly modify the regional seismic hazard? Hints from the L'Aquila 2009 normal-faulting earthquake (Mw 6.3, central Italy). *Terra Nova*, 26(6), 430-439.
- 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.
- 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.
- 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>.
- Riguzzi, F., Tertulliani, A. & Gasparini, C. (1989). Study of the seismic sequence of Porto San Giorgio: Marche 3 July 1987. *Nuovo Cimento*, v. 12C (4), 453–466.
- 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>.
- Sagnotti, L., Winkler, A., Montone, P., Di Bella, L., Florindo, F., Mariucci, M.T., Marra, F., Alfonsi, L. & Frepoli, A. (1999). Magnetic anisotropy of Plio–Pleistocene sediments from the Adriatic margin of the northern Apennines (Italy): implications for the time–space evolution of the stress field. *Tectonophysics*, v. 311, 139–153.
- 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* (pp. 471-487). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Scrocca, D., & Doglioni, C. (2012). Revisione dell'assetto strutturale e del contesto sismotettonico nell'area di San Benedetto del Tronto: implicazioni per la realizzazione di un potenziale sito di stoccaggio di metano. Relazione contenuta nel documento presentato a marzo 2012 da Gas Plus Storage Srl in risposta alle richieste formulate dalla Commissione tecnico – consultiva del comune di San Benedetto del Tronto, da singoli componenti della stessa e dallo studio di Terre.it.
- Stacy, S., Gombert, 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., Chiaraluce, 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>.
- 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.
- Vannoli, P., Martinelli, G., & Valensise, G. (2021). The seismotectonic significance of geofluids in Italy. *Frontiers in Earth Science*, 9, 579390.
- 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.
- 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>.
- 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.