



PROTEZIONE CIVILE
Presidenza del Consiglio dei Ministri
Dipartimento della Protezione Civile



CONFERENZA DELLE REGIONI E
DELLE PROVINCE AUTONOME

Attuazione dell'articolo 11 dalla legge 24 giugno 2009 n. 77

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione Illustrativa

Regione Puglia

Comune di Casalnuovo Monterotaro (FG)



Regione



Ing. Tiziana Bisantino (R.U.P.)

Soggetto realizzatore
ASSET Regione Puglia:



AGENZIA REGIONALE STRATEGICA PER LO
SVILUPPO ECOSOSTENIBILE DEL TERRITORIO

Ing. Michele Luisi (R.U.P.)
Ing. Giovanna Vessia (C.T.S.)
Geol. Nicola Gianluigi Florio
Geol. Teresa Scolamacchia
Geol. Maria Grazia Soldovieri
Ing. Domenico Bruno
Ing. Claudia Ceppi
Ing. Dario Milella

Data/Versione

25 - 11 - 2021 / RI_001



Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica



Sommario

INTRODUZIONE.....	3
1.1 FINALITÀ DEGLI STUDI.....	3
1.2 DESCRIZIONE GENERALE DELL'AREA COMUNALE	4
1.3 DEFINIZIONE DEI DOCUMENTI DI BASE UTILIZZATI NELLO STUDIO	7
1.4 AREE DA SOTTOPORRE AGLI STUDI DI MS	8
2. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITA' SISMICA DI BASE ED EVENTI DI RIFERIMENTO.....	10
2.1 SISMICITÀ STORICA DELL'AREA DI STUDIO	10
2.2 SISMICITÀ RECENTE DELL'AREA DI STUDIO.....	27
2.3 PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE.....	29
3. ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO DELL'AREA	32
3.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO	32
3.1.1 Evoluzione geologica dell'area di indagine.....	35
3.2 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO	36
3.3 SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DI LETTERATURA	41
3.3.1 Unità tettonica della Daunia.....	42
3.3.2 Unità tettonica della Fossa Bradanica	43
3.4 AGGIORNAMENTO STRATIGRAFICO MEDIANTE RILEVAMENTO GEOLOGICO DI SUPERFICIE.....	44
3.4.1 Substrato geologico.....	45
3.4.2 Terreni di copertura.....	54
3.4.3 Descrizione della nuova carta geologica	58
3.4.4 Nuove sezioni geologiche	61
3.4.5 Condizioni idrogeologiche locali	64
3.5 ELEMENTI TETTONICI.....	66
4 DATI GEOTECNICI E GEOFISICI	74
4.1 DATI GEOTECNICI PREGRESSI.....	74
4.2 DATI GEOFISICI PREGRESSI.....	75
4.3 INDAGINI GEOFISICHE DI NUOVA ESECUZIONE	83
5. MODELLO DEL SOTTOSUOLO FINALIZZATO ALLA MS	86
5.1 UNITÀ GEOLOGICO-TECNICHE: DEFINIZIONE E PARAMETRIZZAZIONE	86
5.2 SEZIONI GEOLOGICO-TECNICHE	97
6. INTERPRETAZIONI ED INCERTEZZE	100

7. METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI	102
7.1 INQUADRAMENTO AI FENOMENI DELLE FRANE SISMO-INDOTTE NEL SUBAPPENNINO DAUNO	102
7.2 METODOLOGIA DI ELABORAZIONE ED INTERPRETAZIONE DELLE PROVE HVSR.....	111
8.ELABORATI CARTOGRAFICI	116
8.1 CARTA DELLE INDAGINI.....	116
8.2 CARTA GEOLOGICO-TECNICA PER LA MICROZONAZIONE SISMICA	118
8.3 CARTA DELLE MICROZONE OMOGENEE IN PROSPETTIVA SISMICA (CARTA DELLE MOPS).....	120
9. CONFRONTO CON LA DISTRIBUZIONE DEI DANNI DEGLI EVENTI PASSATI	126
BIBLIOGRAFIA	130

ALLEGATO 1 - CARTA DELLE INDAGINI (SCALA 1:3 000)

ALLEGATO 2 - CARTA GEOLOGICO – TECNICA (SCALA 1:3 000)

ALLEGATO 3 - SEZIONI GEOLOGICO-TECNICHE (1:1000)

ALLEGATO 4 - CARTA DELLE MICROZONE OMOGENEE IN PROSPETTIVA SISMICA “MOPS” (1:3 000)

INTRODUZIONE

1.1 Finalità degli studi

A seguito dell'evento sismico del 06.04.2009 la Presidenza del Consiglio dei Ministri, in attuazione dell'*art.11 del D.L. del 28/04/2009 n°39* (conosciuto come *Decreto Abruzzo*) ha emanato l'Ordinanza n° 3907 del 13.11.2010 (O.P.C.M. 3907/2010), con la quale si è avviato un programma pluriennale (2010-2016) in materia di prevenzione del rischio sismico.

Ai sensi dell'articolo 11 del suddetto D.L. 39/2009, la Presidenza del Consiglio dei Ministri Dipartimento di Protezione Civile, ha provveduto all'emanazione e alla pubblicazione dell'O.P.C.M. n. 3907/2010 (per il 2010), O.P.C.M. n. 4007/2012 (per il 2011), O.C.D.P.C. n. 52/2013 (per il 2012), O.C.D.P.C. n. 171/2014 (per il 2013), O.C.D.P.C. n. 293/2015 (per il 2014), O.C.D.P.C. n. 344/2016 (per il 2015) e O.C.D.P.C. n. 532/2018 (per il 2016), e con successivi decreti del Capo Dipartimento sono state trasferite le risorse economiche alle Regioni. Tra le attività promosse e finanziate dall'O.P.C.M. 4007/2012, rientrano gli *studi di Microzonazione Sismica (MZS)* da effettuarsi sul territorio regionale secondo procedure e modalità stabilite dalla citata Ordinanza e dalla Regione Puglia nonché dagli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (I.C.M.S.) (Gruppo di lavoro, 2008.).

La Regione Puglia ha individuato, con deliberazioni di Giunta n. 2407/2011 e n. 1728/2012, l'ex Autorità di Bacino della Puglia quale soggetto attuatore delle attività relative alle O.P.C.M. 3907/2010 e 4007/2012. In seguito, con deliberazione di Giunta n. 1331/2019 si è stabilito che le attività funzionali al completamento e/o alla definizione dei su citati studi dovevano essere realizzate a cura e sotto la responsabilità della competente struttura di Protezione Civile regionale, con il coinvolgimento delle amministrazioni comunali e il supporto dei centri di competenza pubblici quali università e/o centri di ricerca.

La Protezione Civile della Regione Puglia, nel quadro degli indirizzi espressi dalla Giunta Regionale con D.G.R. 1331/2019, ha avviato gli studi di Microzonazione Sismica in collaborazione con l'Agenzia Regionale Strategica per lo Sviluppo Ecosostenibile del Territorio **ASSET**, **il coinvolgimento scientifico di UniBa e CNR/Irpi, l'ANCI Puglia e gli Ordini professionali**. Sono state quindi stipulate delle convenzioni per assicurare il più ampio coordinamento delle attività di Microzonazione Sismica e l'analisi delle condizioni limite dell'emergenza, nel quadro delle rispettive competenze. Lavori per i quali l'ASSET ha assunto tecnici esperti, geologi e ingegneri, un'addetta alla comunicazione del progetto e una figura esperta in gestione amministrativa.

L'ASSET, quindi, si è impegnata ad eseguire gli studi di Microzonazione Sismica e analisi della condizione limite per l'emergenza a supporto tecnico-ingegneristico dei comuni al di sotto dei 2500 abitanti.

Al fine di giungere alla redazione della *Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica di livello 1*, "MOPS", così come previsto al punto 1.6.3.1 degli I.C.M.S., sono stati raccolti i dati disponibili presso i comuni e frutto di studi pregressi condotti dal Cnr-Irpi e dall'UniBa di tipo geologico, geomorfologico, idrogeologico e pianificatorio che hanno consentito di avere un quadro conoscitivo generale del territorio comunale di Casalnuovo Monterotaro, in particolare, e dell'intero territorio del Subappennino Dauno. Sono state inoltre eseguite complessivamente 21 indagini sismiche finalizzate alla definizione della frequenza di sito.

Lo studio di MZS, redatto secondo i criteri stabiliti nel testo "Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica - Parti I, II e III" (a cura della Presidenza del Consiglio dei Ministri-Dipartimento della Protezione Civile) e utilizzando gli Standard di rappresentazione e archiviazione informatica in versione 4.2, ha come finalità quella di razionalizzare la conoscenza sulle alterazioni che lo scuotimento sismico può subire in superficie, restituendo informazioni utili per il governo, la progettazione e la pianificazione del territorio urbanizzato.

1.2 Descrizione generale dell'area comunale

Il comune di Casalnuovo Monterotaro si trova in provincia di Foggia (FG), nella parte Nord occidentale della regione Puglia (Figura 1).



Figura 1. Inquadramento regionale dell'area comunale oggetto di studio (evidenziata in giallo).

Esso confina con i comuni di Casalvecchio di Puglia, Castelnuovo della Daunia (enclave “Dragonarella”), Carlantino, Celenza Valfortore, Colletorto, San Giuliano di Puglia e Pietramontecorvino (Figura 2).

Casalnuovo Monterotaro ha 1395 abitanti (ISTAT, 2021) e occupa una superficie di circa 46 km². Situato a Nord-Est del capoluogo di provincia, dista da esso circa 48km.

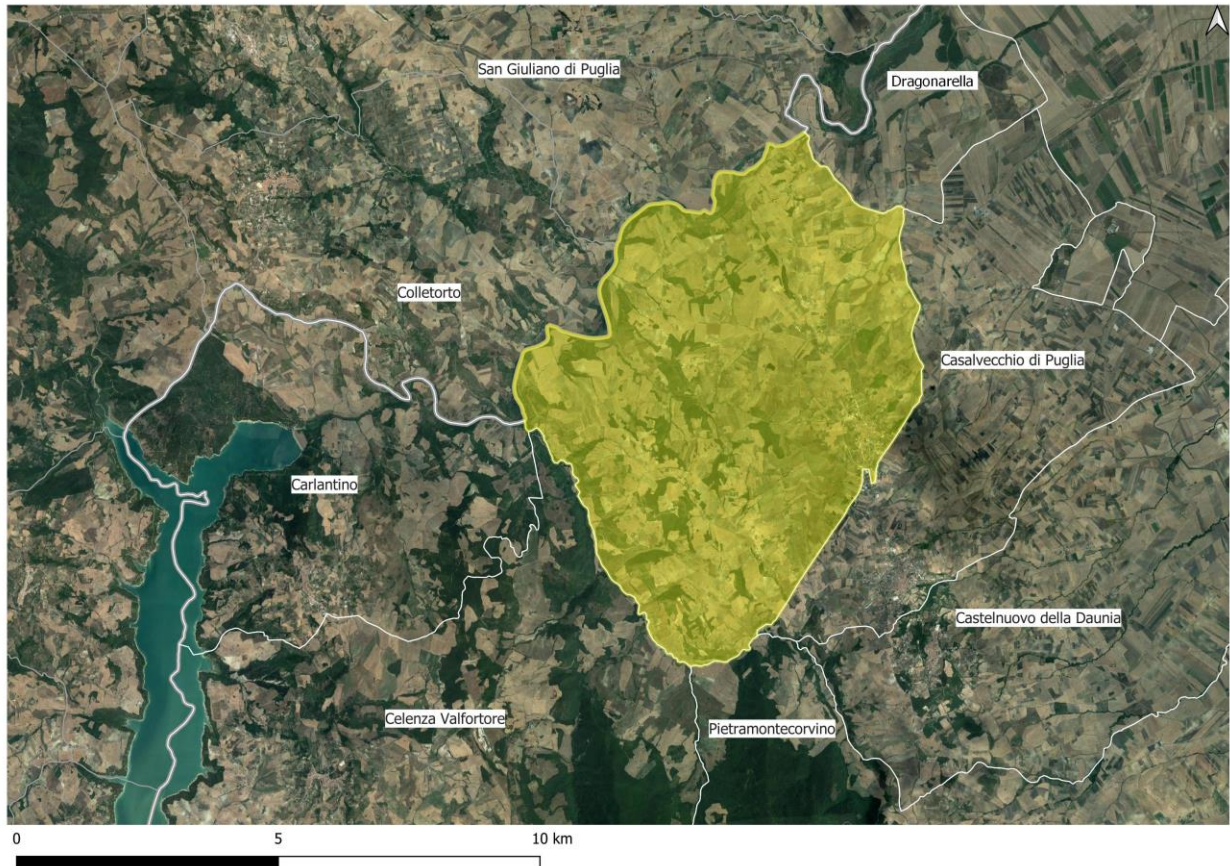


Figura 2. Ubicazione geografica e limite comunale (in rosso).

Dal punto di vista paesaggistico, il territorio comunale, insieme ai comuni di Castelnuovo della Daunia e di Pietramontecorvino, fa da cerniera tra due ambiti e due figure di contatto, ovvero gli ambiti dei Monti Dauni e del Tavoliere, ed è rispettivamente interessato dalle figure dei Monti Dauni Settentrionali, da quella di Lucera e dalle Serre dei Monti Dauni. Di fatto all’interno dell’ambito comunale è possibile ricercare gli elementi morfostrutturali di entrambe le figure che si avvicinano gradualmente passando dalla catena montuosa dei Monti alle colline dell’alto Tavoliere senza bruschi dislivelli, contenendo in sé una serie di variazioni sia morfologiche, descritte principalmente da altitudini e pendenze, che da caratteri naturali e agricoli differenti. Si passa infatti dalle zone boschive, prevalentemente adibite al pascolo dei monti Dauni, all’estensivo seminativo del Tavoliere.

Anche dal punto di vista insediativo, questa zona rappresenta un *trait d'union* tra la struttura di catena, con i piccoli comuni arroccati sulle alture morfologiche, e le strutture polari per la piana del tavoliere, ampie e di attrattiva per il sistema agrario e produttivo circostante.

Dal punto di vista geografico, è degna di nota anche la vicinanza con il lago di Occhito e l'annessa diga, distante in linea d'aria meno di 11 km.

Secondo il 15esimo Censimento generale della popolazione e delle abitazioni redatto dall'Istituto Nazionale di Statistica (ISTAT), pubblicato nel 2012 con dati del 2011, il Comune di Casalnuovo Monterotaro è identificato univocamente nell'ambito del territorio nazionale con il codice 71-013 (cod. Provincia-cod. Comune). Come si evince in Figura 3, la quasi totalità degli abitanti risiede in una piccola porzione di territorio, denominata "centro abitato", mentre si rinvenivano piccoli nuclei abitativi all'interno del limite comunale, a cui sono associate poche unità di abitanti.

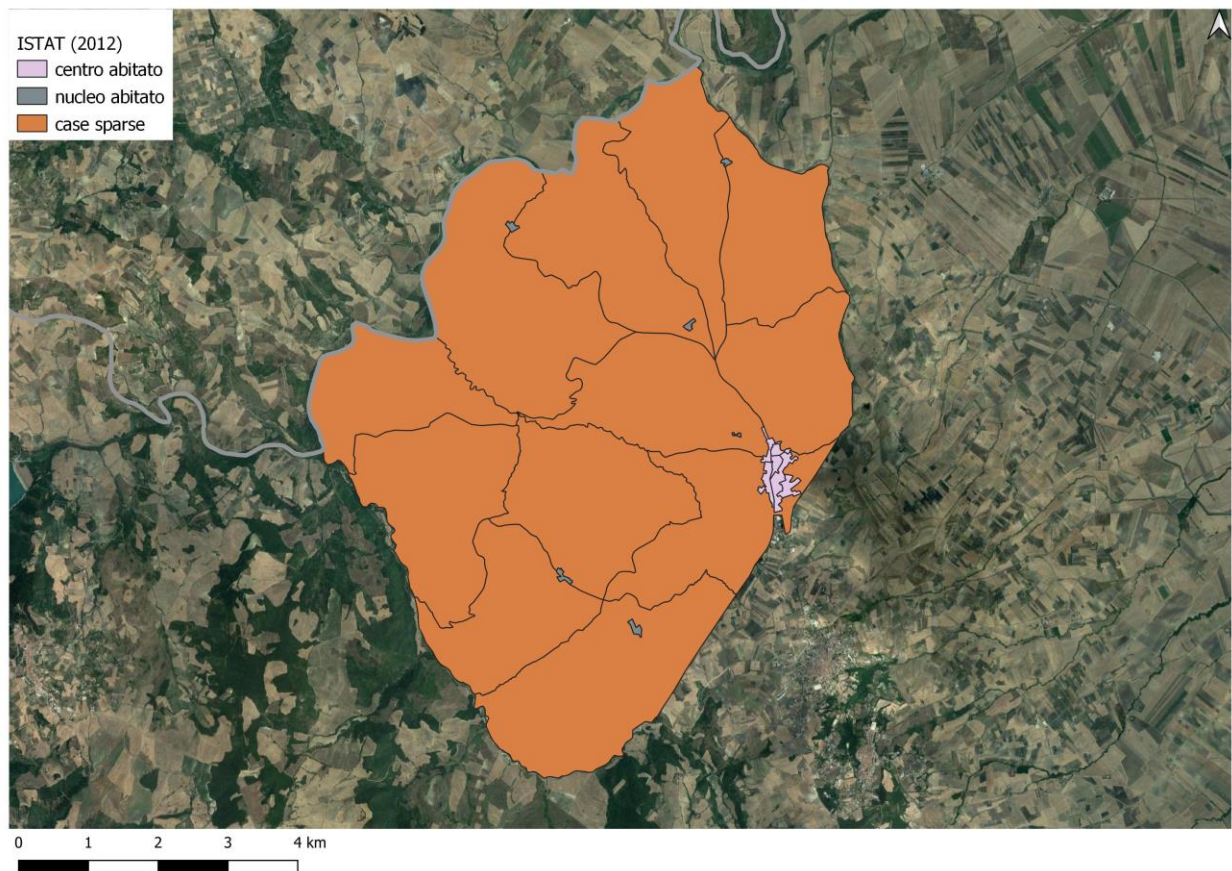


Figura 3 Distribuzione della popolazione residente, all'interno del comune oggetto di studio (ISTAT, 2012)

L'abitato è collegato con il capoluogo di provincia e i comuni limitrofi per mezzo di una rete viaria rappresentata dalle seguenti arterie stradali:

- 1) Per Foggia: SP8 – SS17 (km 53), oppure SP8 – SP16 – SS16 (km 58)
- 2) Per San Severo: SP5 – SP10 – SP16 (km 31), oppure SP10 – SP30 (31 km);
- 3) Per Lucera: SP5 – SP10 – SP8 (km 31), oppure SP5 (km 34);
- 4) Per Pietramontecorvino: SP5 (km 13).

1.3 Definizione dei documenti di base utilizzati nello studio

Il presente studio raccoglie ed analizza dati pregressi acquisiti di carattere geologico, geomorfologico, idrogeologico, lito-stratigrafico, sismico relativi all'area da studiare ai fini della Microzonazione Sismica, ricadenti nel territorio comunale di Casalnuovo Monterotaro. Le informazioni raccolte all'interno dell'area di studio sono state verificate ed integrate con informazioni di nuova acquisizione che, per la fase di Microzonazione Sismica di I livello, derivano da un rilevamento geologico di superficie condotto sull'area di interesse, nonché da indagini geofisiche di nuova acquisizione, specificatamente prove di rumore ambientale a stazione singola HVSR (Figura 4).

In merito ai dati pregressi, ricerche cartografiche e bibliografiche preliminari hanno consentito di recuperare numerosi studi tecnici, disponibili presso archivi pubblici e privati, in parte anche consultabili on-line su siti web. Ci si è avvalsi della collaborazione dell'Ufficio Tecnico del Comune di Casalnuovo Monterotaro e di vari Enti o istituzioni provinciali, regionali e nazionali. A tal proposito è da notare che non è stato possibile reperire tutto il materiale pregresso prodotto di cui si è avuta conoscenza, il più delle volte a causa di una non precisa archiviazione e completezza della documentazione richiesta. Quanto reperito è stato copiato o digitalizzato per il successivo lavoro di lettura critica ed estrazione di informazioni utili agli scopi della Microzonazione Sismica (indagini geognostiche dirette ed indirette, prove e certificati di laboratorio, ricostruzioni stratigrafiche, ecc.).

Si è scelto di non considerare quelle informazioni che non garantivano sufficiente affidabilità per mancanza di certificazione, parzialità dell'informazione (mancanza di ubicazione, assenza di documentazione grafica o fotografica, scarsa leggibilità del dato, carenza del grado di dettaglio necessario).

Il punto di partenza per la redazione delle cartografie tematiche richieste dagli studi di microzonazione sismica è stata la cartografia geologica disponibile sia in prodotti cartografici ufficiali a carattere regionale (stralcio del Foglio n. 163 "Lucera" della Carta Geologica d'Italia, scala 1:100 000) che in studi tecnici a carattere più locale.

In alcuni casi, gli studi raccolti interessano aree limitrofe a quella specifica da studiare o persino territori comunali confinanti: anche se non inseriti nel database di riferimento, essi sono comunque tornati utili per le ricostruzioni del modello geologico, geomorfologico, geologico-tecnico e delle MOPS del territorio in studio.

Il Foglio 407 “San Bartolomeo in Galdo” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 ha costituito comunque un riferimento per la redazione della carta geologica di base e per la programmazione delle attività di campo (il rilevamento geologico di superficie), nonostante lambisca solo per una piccola porzione il territorio comunale di Casalnuovo Monterotaro.

La documentazione reperita e consultata è dettagliatamente riportata in specifico paragrafo (par. 4.1 e par. 4.2), come anche i link e i riferimenti agli Enti, Istituzioni e siti web consultati (cfr. Bibliografia).

1.4 Aree da sottoporre agli studi di MS

All’interno del limite comunale, l’area oggetto di studio finalizzata alla redazione di una cartografia geologica di dettaglio (1:4000), è stata definita in collaborazione con la Sezione Protezione Civile della Regione Puglia, a sua volta supportata dal CNR-Irpi di Bari ed il Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali dell’Università di Bari (UniBa). Tale perimetrazione ha tenuto conto delle caratteristiche peculiari del territorio dal punto di vista urbanistico, topografico e geomorfologico, in ottemperanza alle Linee Guida Nazionali (2020). Dal punto di vista topografico, il centro abitato è situato su un rilievo di tipo “**cresta costante**” secondo la classificazione riportata nel par. 3.4.2 degli I.C.M.S. e pertanto, l’area oggetto di studio è stata estesa sino ai piedi dei versanti delimitanti il rilievo. Come si dirà più specificatamente nel par. 3.2, ciò ha permesso di comprendere, nella loro estensione massima, i diversi cinematismi di instabilità di versante che coinvolgono il centro abitato, e le principali vie di accessibilità al Comune. Sulla base di tale cartografia, la superficie oggetto di studio di I livello per la Microzonazione Sismica è stata scelta all’interno dell’area studiata, in virtù dell’ubicazione di sondaggi e prove geofisiche che potessero permettere la caratterizzazione geomeccanica dei litotipi, considerando inoltre l’ubicazione degli edifici e delle aree strategiche ai fini della gestione post-sisma del territorio, desunte dal Piano di Emergenza Comunale. Tale area è risultata pari a circa 2 km², avente come limite Sud-Est il confine comunale con Casalvecchio di Puglia (Figura 4). I rilievi geologici sono stati svolti dai tecnici rilevatori di ASSET Regione Puglia, da Ottobre 2020 a Novembre 2020; la nuova campagna di indagine

geofisica si è svolta nel mese di Novembre 2021. Entrambe le attività sono state coadiuvate dal supporto tecnico-scientifico di CNR/Irpi e UniBa.

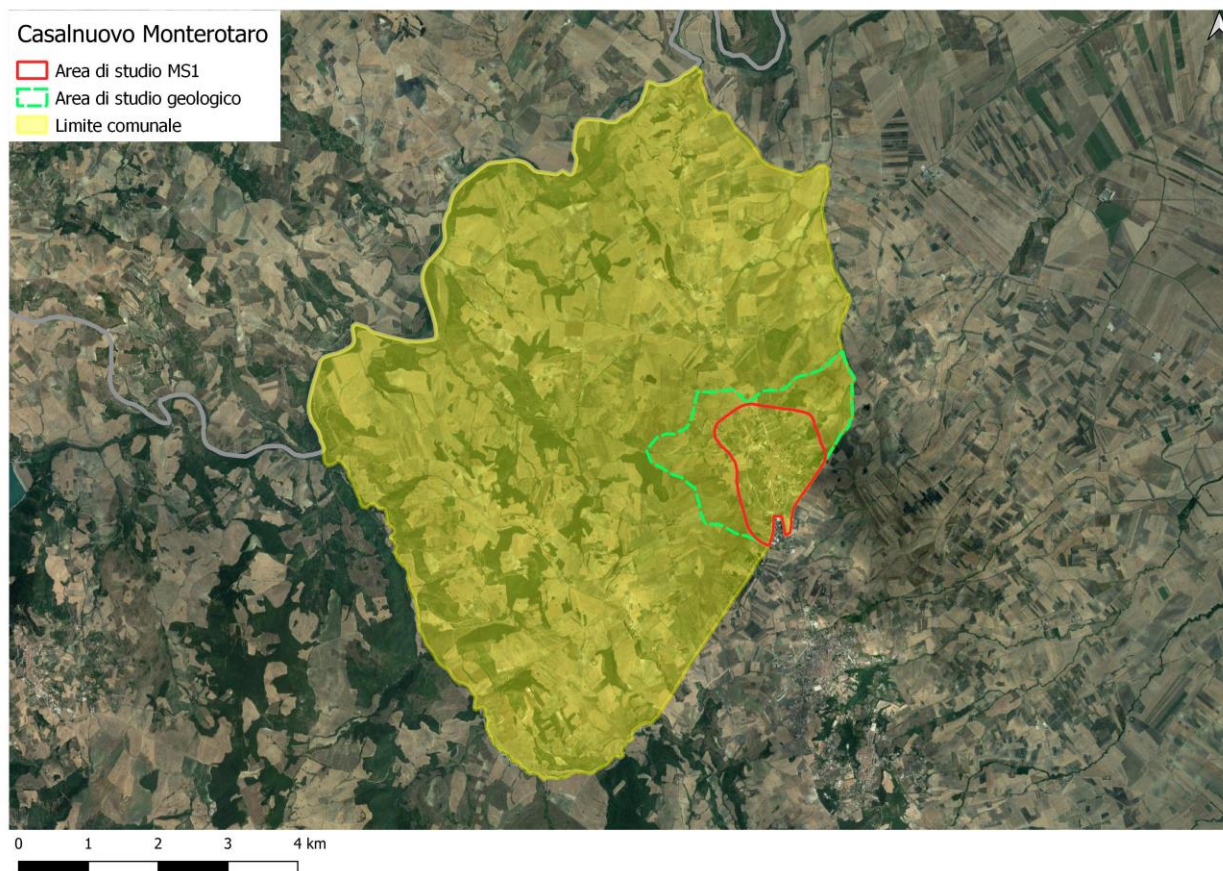


Figura 4. Perimetrazione area di studio per la Microzonazione Sismica di livello 1.

2. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITA' SISMICA DI BASE ED EVENTI DI RIFERIMENTO

Nonostante l'area oggetto di studio non ricada in zona epicentrale sorgente di terremoti con $M_w > 5.5$, essa ha risentito in epoca storica e recente di sismi generati da sorgenti sismogenetiche di diverso tipo. Essi appartengono a grandi sistemi di faglie che caratterizzano l'Appennino Meridionale, l'antistante zona d'Avanfossa (fossa Bradanica) e la piattaforma carbonatica che costituisce l'Avampaese Apulo-Adriatico.

È importante notare che i registri storici della maggiorparte dei terremoti italiani sono ridotti rispetto al loro tempo di ricorrenza. Infatti, la datazione dei terremoti del passato, specialmente quelli antecedenti l'anno 1000 è spesso incerta (Piccardi, 1998 e referenze incluse; Valensise et al., 2004 e referenze incluse) ed i cataloghi sono generalmente più completi man mano che ci si avvicina al tempo presente in particolar modo per quanto riguarda eventi di intensità o magnitudo modeste (Galli et al., 2003).

Il database delle faglie sismogenetiche compilato nell'ambito del progetto EU SHARE (Task 3.2) (<http://diss.rm.ingv.it/share-edsf/>) include le faglie capaci di generare terremoti di magnitudo M_w uguale o superiore a 5.5 ed è stato creato per assicurare un'omogeneità nella stima dello scuotimento al suolo e una quantificazione dell'hazard nell'area mediterranea europea. Per tutte le sorgenti evidenziate in questo database, maggiori dettagli sono stati ottenuti dal Database delle Individual Seismogenic Source (DISS) dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (DISS Working Group, 2019).

2.1 Sismicità storica dell'area di studio

A scala regionale, varie sorgenti sismogenetiche composite o singole hanno influenzato la sismicità storica dell'area comunale di Casalnuovo Monterotaro.

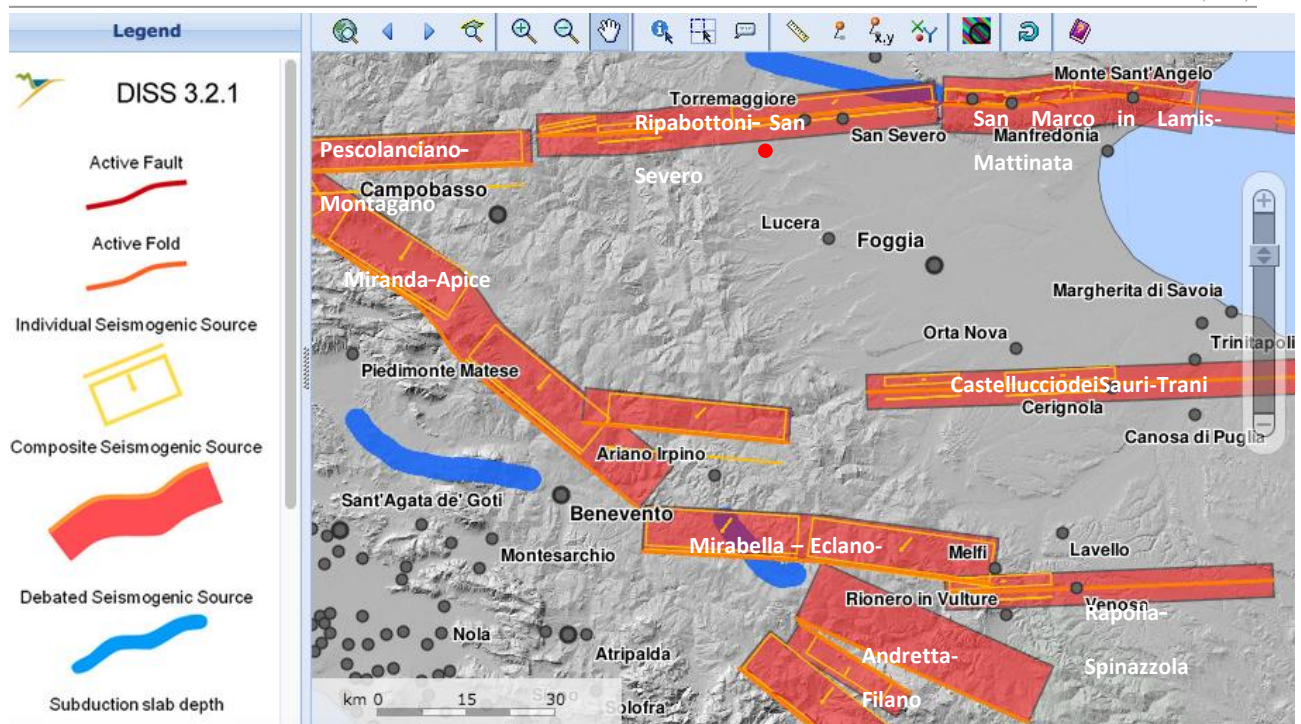


Figura 5. Vista dei maggiori sistemi di faglie sismogenetiche (in bianco) che hanno interessato e potrebbero interessare il comune oggetto del presente studio (puntino in rosso). Tratta da <http://diss.rm.ingv.it/dissmap/dissmap.phtml>

1. Sistema Ripabottoni- San Severo(ITCS003)

Il comune di Casalnuovo Monterotaro è localizzato a meno di 6 km dalla sorgente sismogenetica **Ripabottoni - San Severo(ITCS003)** (Basili et al., 2008; DISS Working Group, 2019 **Figura 5**). Questo sistema composito, comprende il Molise occidentale, la piana della Capitanata, ed attraversa la piana del Fortore (Basili et al., 2008; DISS Working Group, 2019). Appartiene al sistema di faglie con cinematica trascorrente destra che coinvolge tutto l'Avampae Apulo e l'Adriatico meridionale, e rappresenta una porzione del sistema trascorrente destro Molise Gondola (MGFz, Di Bucci et al., 2010 e referenze incluse), attivo, con profondità ipocentrali massime di 25 km, (Valensise et al., 2004; Fracassi et al., 2004). Il sistema MGFz comprende, fra altre, la sorgente sismogenetica di **S. Giuliano di Puglia (ITIS052)** responsabile dei "sismi gemelli" avvenuti fra il 31 Ottobre e 1 Novembre 2002 in Molise, risentiti nel comune in studio (Figura 5-Figura 10). La sequenza molisana ha mostrato che la fagliazione sismogenetica nell'area è essenzialmente "cieca", interessando solo la porzione più profonda del livello sismogenetico al di sotto della Piattaforma Apula (>10 km). Secondo Valensise et al. (2004), la porzione più orientale di questa sorgente sismogenetica sembra aver causato il sisma distruttivo del 1627 ($M_w 6.7$ Gargano). L'attività di questa porzione della MGSz sembra aver anche

controllato la direzione di scorrimento del fiume Fortore, a piccola e grande scala verso il mar Adriatico (Valensise et al., 2004). Fonti storiche e strumentali indicano una sismicità sparsa ma distruttiva nella zona, fra cui i terremoti dell'11 ottobre 1125 (M_w 5.7 Sannio- Molise) nel settore sud occidentale, del 20 agosto 1941 (M_w 5.4 San Severo) nel settore orientale, oltre alla sequenza più recente a S. Giuliano di Puglia (Molise) nel 2002, descritta di seguito.

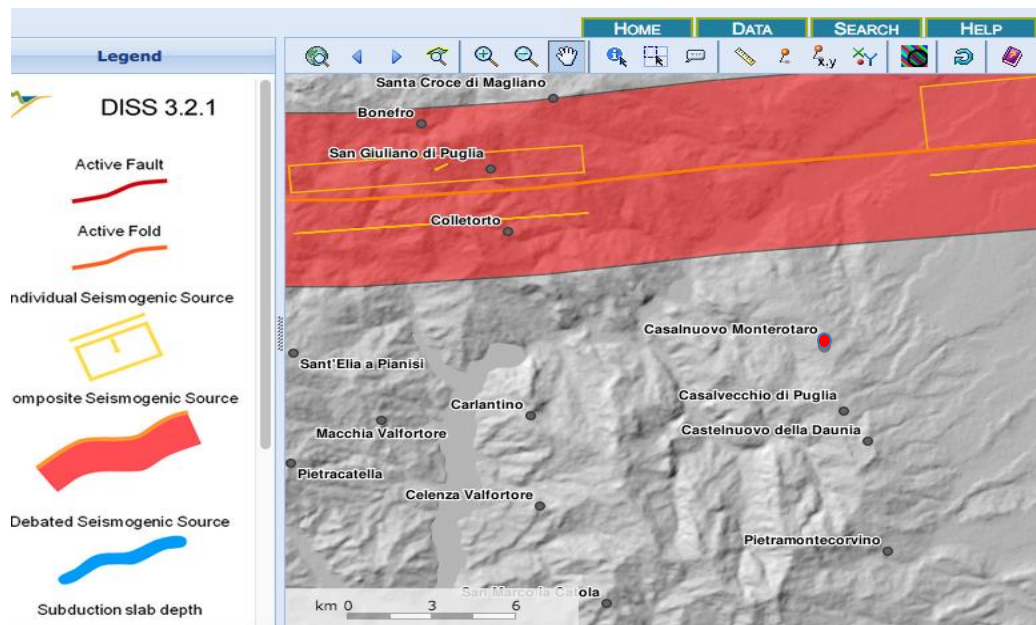
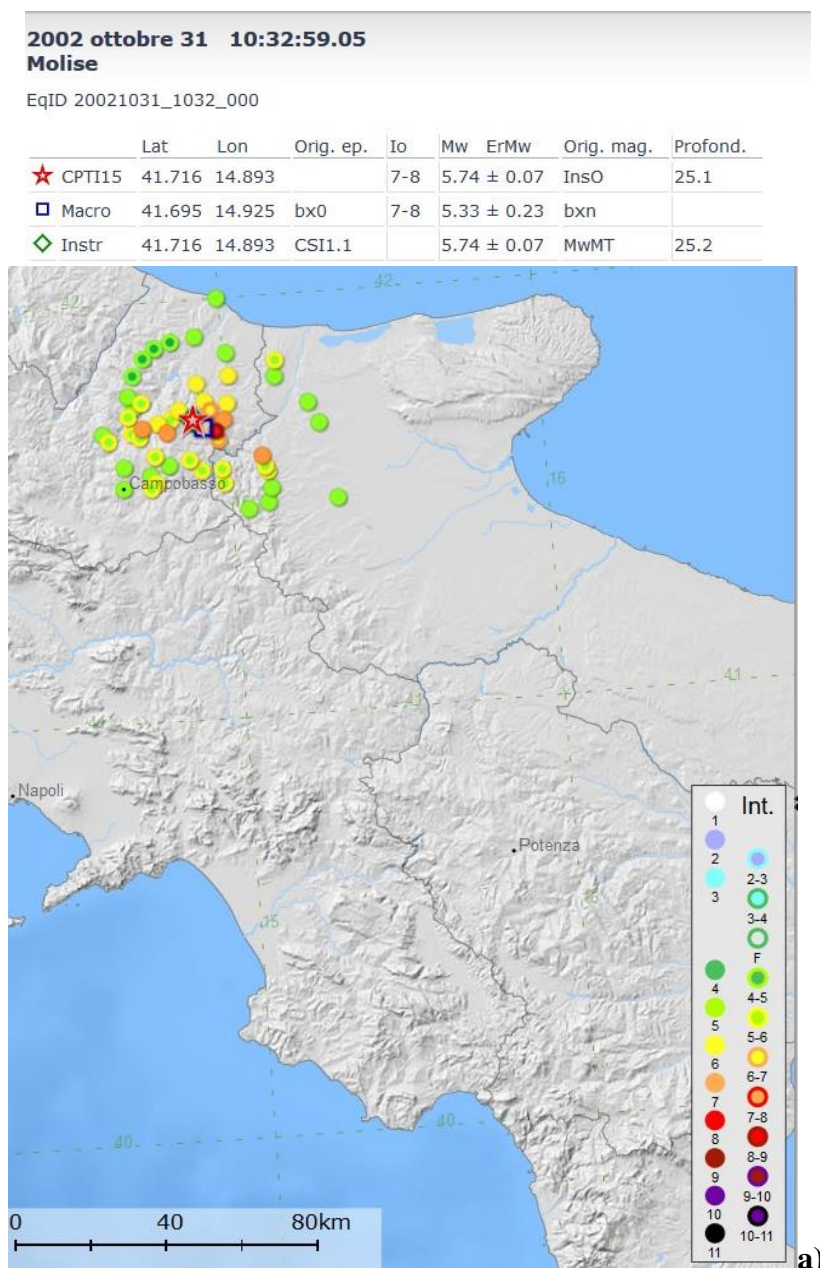


Figura 6. Vista di dettaglio della sorgente sismogenetica composita Ripabottoni- San Severo (nella quale è inclusa la sorgente singola S. Giuliano di Puglia), in rosso è evidenziato, fra altri, il comune oggetto di studio (tratta da <http://diss.rm.ingv.it/dissmap/dissmap.phtml>).

I due eventi sismici del 31 ottobre (M_w 5.8) e 1 novembre 2002 (M_w 5.7), quest'ultimo ad 8 km ad ovest del primo, verificatisi in Molise, hanno evidenziato l'esistenza di fagliazione attiva in un'area nella quale non era stata riportata l'esistenza di faglie attive/sismogenetiche, nonostante in epoca storica si fosse verificato un evento sismico con epicentro stimato a distanza di pochi chilometri a sud di quest'ultima (11 ottobre 1125, M_w 5.7 Sannio Molise).

La sequenza degli eventi sismici del 2002 ha mostrato che la rottura cosismica non si è propagata in superficie e non ci sono stati *aftershocks* significativi a profondità superiori ai 10 km. Questa caratteristica è stata attribuita alla presenza di “intervalli deboli” geologicamente (quali le evaporiti Triassiche della Fm. Del Verrucano che separano la Piattaforma Apula dal basamento cristallino sottostante) che avrebbero “inibito” la propagazione della rottura cosismica in superficie (Valensise et al., 2004). Questi “intervalli deboli” non inibirebbero comunque la propagazione della deformazione a lungo termine attraverso la crosta superiore, generando evidenze geomorfologiche caratteristiche. La rottura cosismica potrebbe estendersi in

superficie nel caso di eventi maggiori (Valensise et al., 2004). La sequenza sismica del 2002 ha evidenziato inoltre il verificarsi di eventi in rapida successione (*multishocksequences*), come altri avvenuti nella storia sismica recente italiana (ad es. Irpinia 1980, Potenza 1990). La similitudine in termini di profondità ipocentrale degli eventi (16-20 km), meccanismi focali (trascorrenza pura, Pondrelli et al., 2006), geometria di faglia e momento sismico (Di Luccio et al., 2005) unita all'analisi di eventi successivi (*aftershocks*) suggeriscono che siano stati attivati vari segmenti di faglia con cinematismo destro lungo un unico sistema orientato E-O (Figura 6). Il campo di stress associato agli eventi indica uno stress massimo orientato E-O ed uno minimo orientato circa N-S (Di Luccio et al., 2005).



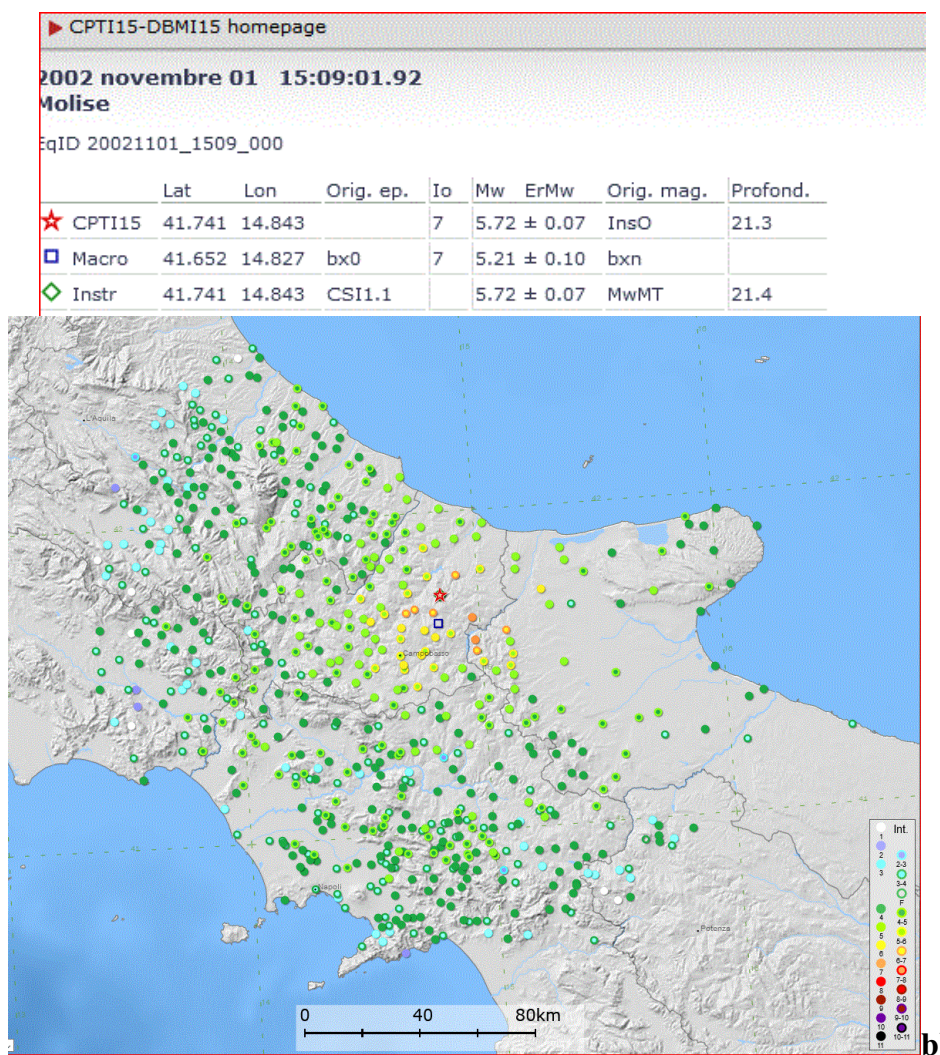


Figura 7. Mappa di scuotimento per l'evento del 31.10.2002 in Molise (fonte: https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/event/20021031_1032_000) b) Mappa di scuotimento per l'evento del 1.11.2002 in Molise (Fonte: https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/event/20021101_1509_000).

Le intensità macrosismiche stimate per l'intera sequenza sismica indicano che i paesi maggiormente colpiti sono distribuiti in un'area ellittica orientata circa E-O, con centro in San Giuliano di Puglia (Figura 8). Tale andamento è stato considerato rappresentativo dell'andamento in profondità della struttura sismogenetica, come desunta dai meccanismi focali resi disponibili, e cioè un meccanismo di trascorrenza pura destra su piani profondi (15-20 km, secondo Galli et al., 2002; 10-24 km secondo Valensise et al., 2004) orientati E-O.

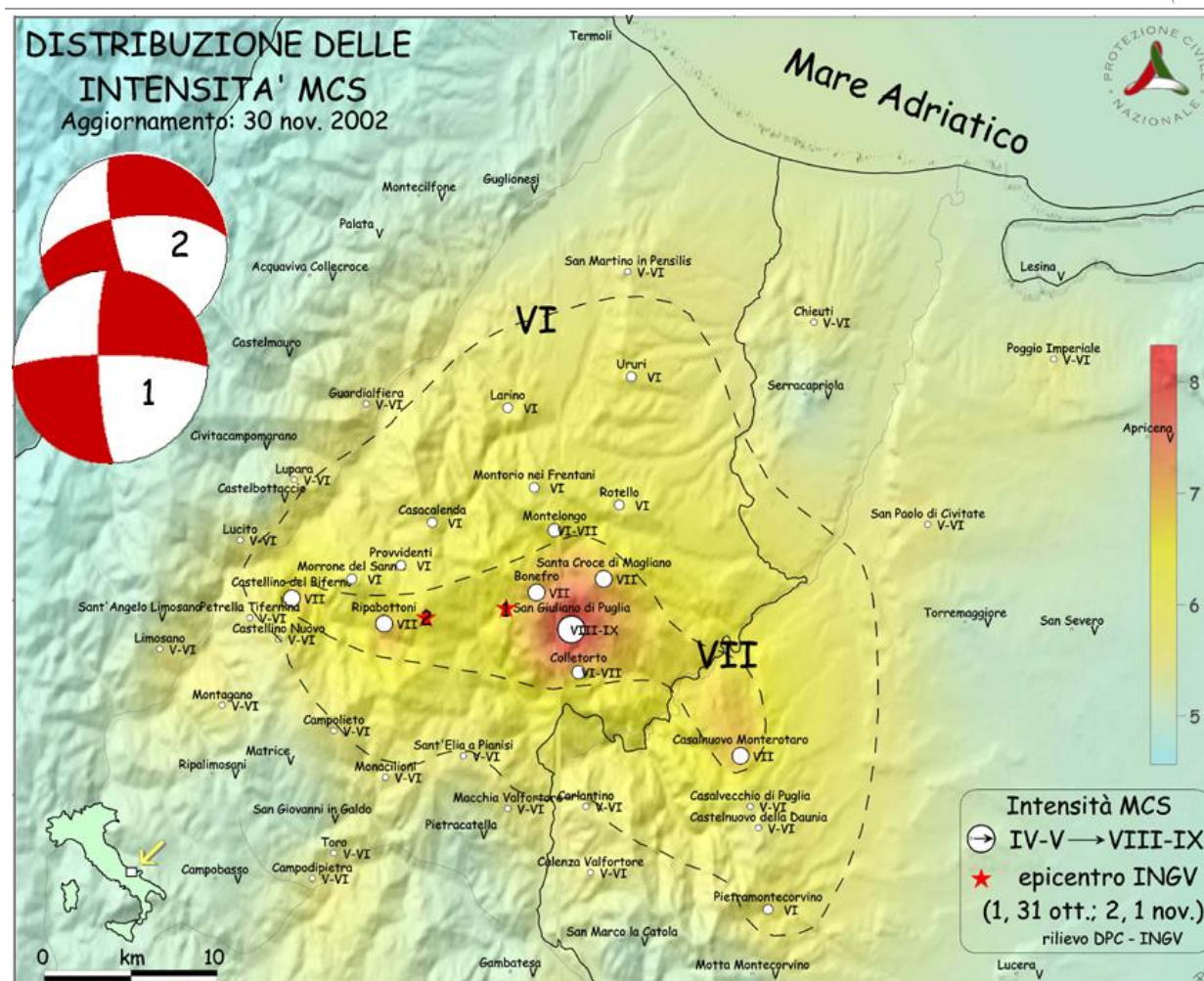


Figura 8. Distribuzioni delle intensità rilevate a seguito delle scosse principali avvenute a S. Giuliano di Puglia (Molise) Il terremoto, è stato valutato con una intensità epicentrale $I_0 = VII-VIII$ MCS. Le isosisme sono state tracciate come indicative della distribuzione del danno che aumenta ad ovest per gli eventi del 1° Novembre. La gradazione cromatica è frutto dei dati rilevati (cerchi). Il comune di Casalnuovo Monterotaro ricade nella zona in cui il sisma è stato risentito con intensità MCS 7. Le massime intensità seguono un andamento E-O (in accordo con l'andamento della struttura sismogenetica). Tratto da Galli et al. (2002).

2. Sistema Pescolanciano- Montagano (ITCS 077)

Questa zona composita estesa nella parte più interna del Molise, a NE di Isernia, appartiene al sistema laterale obliquo che coinvolge l'Avampaese Apulo/Adriatico centrale e meridionale (Figura 5). È una sorgente approssimativamente verticale, immergente a N, ad est del principale asse estensivo degli Appennini Meridionali. Questo sistema include la sorgente sismica individuale di **Frosolone (ITIS095)**, a N di Campobasso, di lunghezza 36 km ed ampiezza 14 km (Figura 9), ubicata a ovest di Casalnuovo Monterotaro, individuata basandosi su dati di macrosimicITÀ e dati geofisici (Fracassi e Valensise, 2007), responsabile degli eventi più grandi, violenti e distruttivi dell'intera storia della penisola.

Figura 9. Vista della traccia (linea gialla) della sorgente sismica individuale di Frosolone (ITIS095) rispetto all’abitato di Casalnuovo Monterotaro, localizzato nella porzione più orientale della figura (punto rosso). Tratto da <http://diss.rm.ingv.it/dissmap/dissmap.phtml>

Fra questi, la sequenza sismica avvenuta tra il 5 e il 30 dicembre 1456 coinvolse un'area estesa dall'Abruzzo centrale alla Puglia e dall'Adriatico al Tirreno (Baratta, 1901). Per l'evento del 5 dicembre 1456 sono stati riportati valori di risentimento pari all'VIII-IX grado MCS (desunti dal campo macrosismico) per l'abitato di San Giuliano di Puglia (Galli et al., 2002), a nord-ovest di Casalnuovo Monterotaro.

Nonostante l'origine di questo sistema sia ancora dibattuta, e inizialmente sia stata attribuita a vari segmenti di faglie normali orientate NO-SE considerando la sua prossimità all'asse appenninico (Magri e Molin, 1983; Meletti et al., 1988), la reinterpretazione critica di dati esistenti e di nuovi (Fracassi e Valensise, 2007 e referenze incluse), suggerisce l'ipotesi di una macroregione sismogenetica caratterizzata da faglie trascorrenti oblique lungo piani preferenziali E-O, limitate da sistemi di faglie normali NO-SE (ad ovest) ed il fronte Appenninico sepolto (ad est). L'interazione fra vari sistemi prossimi l'uno all'altro avrebbe determinato uno stile sismogenetico intermedio fra puramente estensionale in direzione appenninica e trascorrente destro nell'Avampaese, responsabile di eventi distruttivi in un lasso di tempo di 30-45 giorni. La complessità del danno sismico risultante dalla sequenza del 1456 potrebbe essere il risultato sia

di 1) una molteplicità di sorgenti (p.es. l'effetto di scuotimento causato da molte faglie parallele orientate E-O), che 2) dalla profondità delle sorgenti sismogenetiche (maggiore a 15 km e quindi capace di una forte propagazione regionale, che avrebbe accentuato il ruolo di anomalie locali), e 3) di una relazione dinamica con grandi unità tettoniche dell'Appennino Meridionale. Esistono molte domande ancora aperte, una fra tante la modalità di interazione tra faglie prossime con cinematica distinta, già ipotizzata prima del XX secolo (Baratta, 1901).

A sud dell'area in studio un'altra sorgente composita i cui segmenti a cinematisimo trascorrente destro orientato E-O, lungo il corso dell'Ofanto è rappresentata dal **Sistema Castelluccio dei Sauri –Trani (ITCS004)** (Figura 5). Vari segmenti di questa struttura sismogenetica hanno causato sismi distruttivi che hanno coinvolto la regione (fra cui 17 luglio 1361 M_w 6.1 Ascoli Satriano, 20 marzo 1731 M_w 6.3 Foggiano Guidoboni et al., 2018). Considerando la sua appartenenza a meccanismi tettonici che sembrano caratterizzare tutta la regione ad est e sud dell'Appennino Meridionale, è verosimile che eventi generati da questa sorgente siano stati risentiti e possano interessare l'area in studio. Ad ovest dell'area in studio il **Sistema di Miranda Apice (ITCS024)**(Figura 5) è parte del settore più settentrionale di un grande sistema di faglie normali dell'Appennino Meridionale immergenti a NE; appartiene ai grandi sistemi di faglie orientati NO-SE con cinematica distensiva presenti lungo l'asse della catena dell'Appennino Meridionale in transizione con l'Appennino Centrale. Comprende un'area che va dall'alto Sangro R. all'Alto Volturno e le città di Isernia (a N) e Benevento (a sud) fra grandi sistemi di faglie normali che variano in immersione da SO (in Abruzzo) a NE (in Molise). Per il loro potenziale sismogenetico sono stati riconosciuti 3 segmenti di questa sorgente composita fra cui quella del **Bacino Boiano (ITCS024)** a SO di Campobasso, lunga 25 km (Blumetti et al., 2000; Di Bucci et al., 2002) ritenuta responsabile dei sismi verificatisi il 5 giugno 1688 (M_w 6.7 Sannio) , a sud e il 25 luglio 1805 (M_w 6.6 Molise a nord). Cataloghi storici e strumentali (e.g. Boschi et al., 2000; Guidoboni et al., 2018; Rovida et al., 2021) hanno evidenziato la presenza di una sismicità densa e distruttiva nell'area a partire dal 848 A.D. (M_w 6.0- Sannio). Da nord a sud altri eventi attribuiti a questa sorgente sono avvenuti nel 99 A.D. (M_w 6.3 Circello), 5 dicembre 1456 (M_w 7.0- 6.6 sequenza sismica nord-sud Guidoboni e Comastri (2005), 5 giugno 1688 (M_w 6.7 Sannio), 14 marzo 1702 (M_w 6.3, Sannio-Irpinia) e 29 novembre 1732 (M_w 6.3, Sannio-Irpinia), il 26 luglio 1805 (M_w 6.6 Molise), e il 21 agosto 1962 (M_w 6.2, Irpinia) – risentito nell'area in oggetto.

La porzione occidentale del **sistema di Rapolla – Spinazzola (ITCS089)** (Figura 5), è una sorgente composita che comprende un'area tra la Campania e la Puglia includendo la porzione

settentrionale del vulcano Vulture, appartiene al sistema obliquo laterale destro che coinvolge la porzione centrale e meridionale dell'avampaese, ad oriente dell'asse dell'Appennino Meridionale. Si ritiene una faglia cieca orientata E-O il cui segmento occidentale sarebbe responsabile del sisma del 14 agosto 1851 (M_w 6.3 Basilicata) risentito nell'area in oggetto con $I=6$ MCS.

Altri sistemi di faglie, fra cui l'**Arco Calabro (ITSD001)** e la sorgente composita **Andretta Filano (ITCS063)**, sono altresì da considerarsi in quanto parti di sistemi capaci di coinvolgere l'intero dominio sismogenetico dell'Appennino Meridionale e potenzialmente anche dell'Appennino Centrale, come evidenziato dalla sismicità storica (e.g. DISS working Group, 2019; Guidoboni et al., 2007). In particolare, una delle faglie appartenenti alla sorgente composita **Andretta Filano (ITCS063)**, localizzata fra la Campania e la Basilicata a sud del vulcano Vulture, appartiene al sistema di faglie obliquo a laterale destro che interessa l'avampaese Adriatico centrale e meridionale. Cataloghi storici e strumentali (p.es. Boschi et al., 2000; Guidoboni et al., 2007 e referenze incluse) mostrano una sismicità sparsa nella regione che è stata coinvolta da due dei terremoti più forti della storia sismica italiana l'8 settembre 1694 (M_w 6.9) e il 23 novembre 1980 (M_w 6.9).

La sismicità storica dell'area irpina (**ITCS034-ITCS063 Valle Irpinia Agri**) rappresenta una delle più forti in Appennino, in termini di frequenza di eventi e di magnitudo massima, con epicentri concentrati principalmente a tetto della faglia Irpina (o sistema di faglie di Monte Marzano MMFS) (Galli, 2020 e referenze incluse). Gli eventi di magnitudo $M_w \geq 6.9$ sono stati causati dalla rottura lungo l'intero sistema di faglia MMFS, mentre terremoti di minore intensità sono avvenuti lungo segmenti singoli o gruppi dello stesso sistema. Fra questi, il sisma avvenuto il 23 novembre 1980 in Irpinia-Basilicata, risentito a Casalnuovo Monterotaro con $I=6$ (Figura 10), è stato accompagnato da uno dei due più estesi fagliamenti in superficie (30 km) in Italia (Galli, 2020 e referenze incluse). Questo sisma ha evidenziato inoltre che la maggior parte dell'attività sismogenica è il risultato di grandi faglie giovani (o riattivate in epoca recente). I terremoti più grandi (in termini di intensità risentite e M_w) si concentrano lungo l'asse appenninico ed hanno una cinematica estensionale pura. Questa caratteristica è stata attribuita alla riorganizzazione del campo di stress al sollevamento successivo al Pleistocene Inf. (Valensise et al., 2004). L'estensione attuale interagirebbe con strutture tettoniche pre-esistenti, modulata da cambi di facies e dall'interazione con lunghi lineamenti tettonici.

Studi paleosismologici recenti mostrano una ricorrenza di terremoti altamente distruttivi causati dalla riattivazione di porzioni della MMFS negli ultimi due millenni, fra i quali quelli avvenuti nel 1466 (Mw. 6.3) e 1694 (Mw 7.0) (Galli et al., 2020).

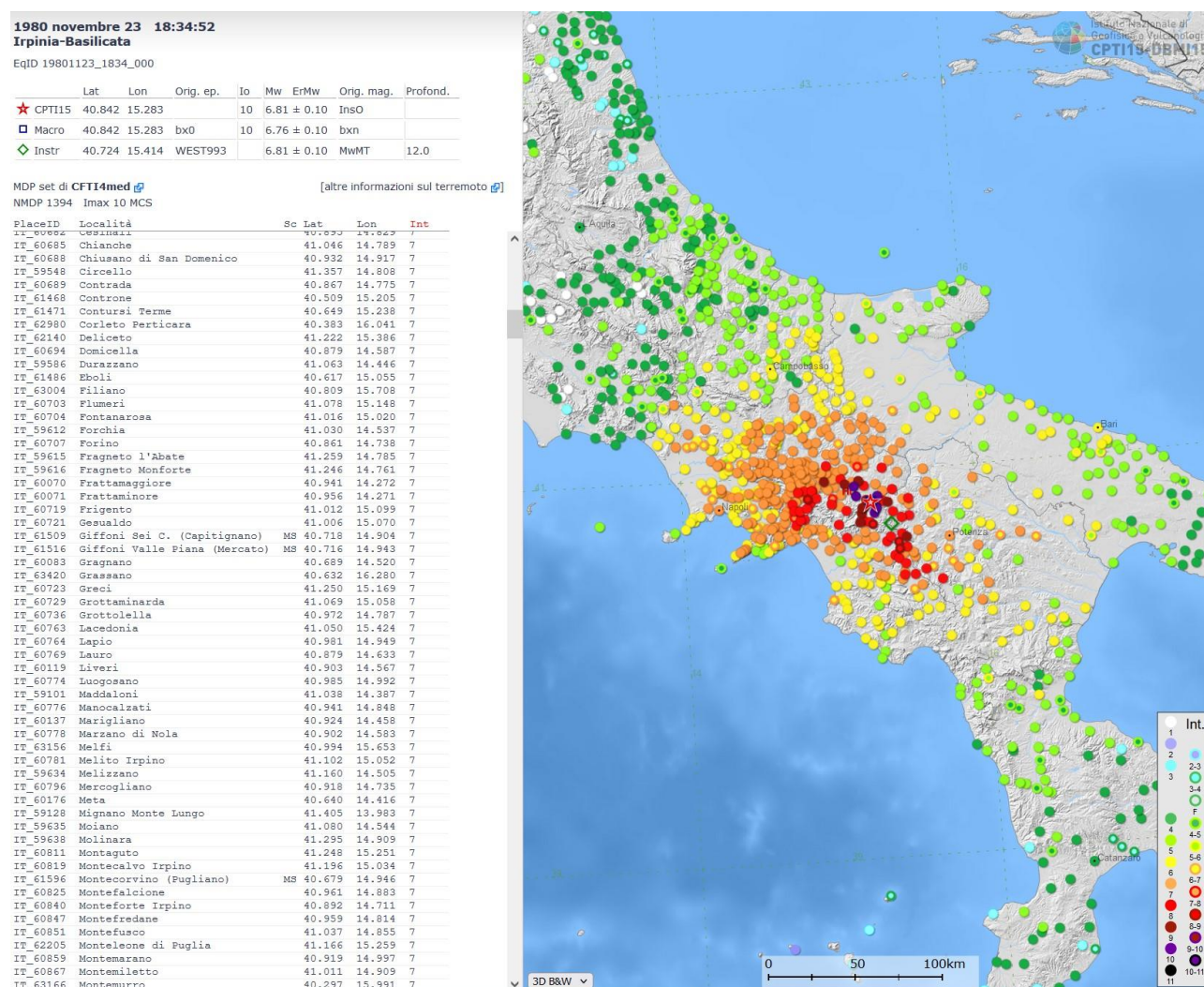


Figura 10. Mappa di squotimento per l'evento 23.11.1980 in Irpinia (Fonte: https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/event/19801123_1834_000).

La sorgente composita **Mirabella-Eclano-Monteverde (ITCS084)**, che attraversa la regione Campania a est di Benevento fino al fianco settentrionale del vulcano Vulture, appartiene al sistema di faglie da obliquo a trascorrente destro che coinvolge l'Avampaele Adriatico centro-meridionale. E' considerata una faglia profonda cieca con direzione ONO-ESE, e parte di un meccanismo che caratterizzerebbe tutto il dominio sismogenetico a oriente dell'ossatura dell'Appennino Meridionale, possibilmente anche di quello centrale. Cataloghi storici e strumentali (p.es. Boschi et al., 2000; Gruppo di lavoro CPTI, 2004, Guidoboni et al., 2007),

evidenziano una concentrazione di terremoti catastrofici nella regione fra cui quelli avvenuti il 989 A.D. (Mw 6.0, Irpinia) il 14 marzo 1702 (Mw 6.3 Sannio-Irpinia), il 29 novembre 1732 (Mw 6.6 Irpinia), e il 23 luglio 1930 (Mw=6.7) ed il terremoto multi-sequenza del 21 Agosto 1962 (Mw=6.2). Il settore occidentale di tale sorgente composita include la faglia responsabile del disastroso terremoto del 29 Novembre del 1732 (non riportato nell'area di studio). Il settore occidentale include la faglia responsabile del terremoto del 23 luglio 1930 (Mw=6.7

Figura 12) risentito nell'area in studio con IMCS 5 (Figura 11), e quella del 21 agosto 1962 (Mw=6.2) risentito nell'area di studio con IMCS= 5-6 (Figura 13).

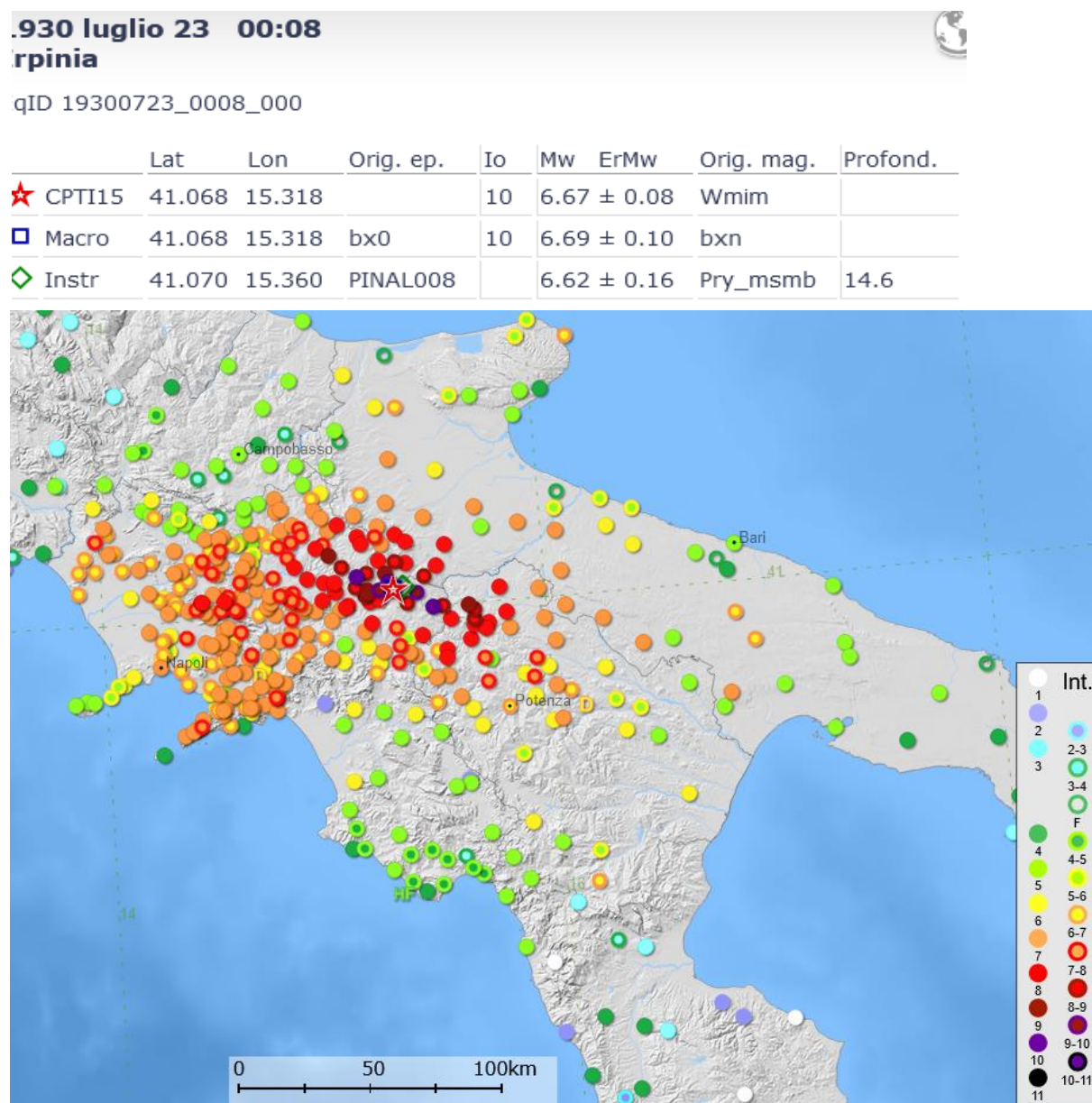


Figura 11. Mappa di scuotimento dell'evento del 23 luglio 1930 (https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/query_eq/)

La concentrazione di tanti terremoti catastrofici nell'area, ha evidenziato la complessità della coesistenza di meccanismi tettonici differenti e la dinamica di interazione fra diversi sistemi di faglie (se esistenti e a che profondità). Questo sistema borda ad ovest l'asse principale NO-SE dell'Appennino Meridionale.

1962 agosto 21 18:19
Irpinia
EqID 19620821_1819_000

	Lat	Lon	Orig. ep.	Io	Mw	ErMw	Orig. mag.	Profond.
★ CPTI15	41.230	14.953		9	6.15 ± 0.08		Wmim	
▣ Macro	41.230	14.953	bx0	9	6.13 ± 0.10		bxn	
◇ Instr	41.175	15.009	ISC		6.21 ± 0.15		Pry_msmb	20.0

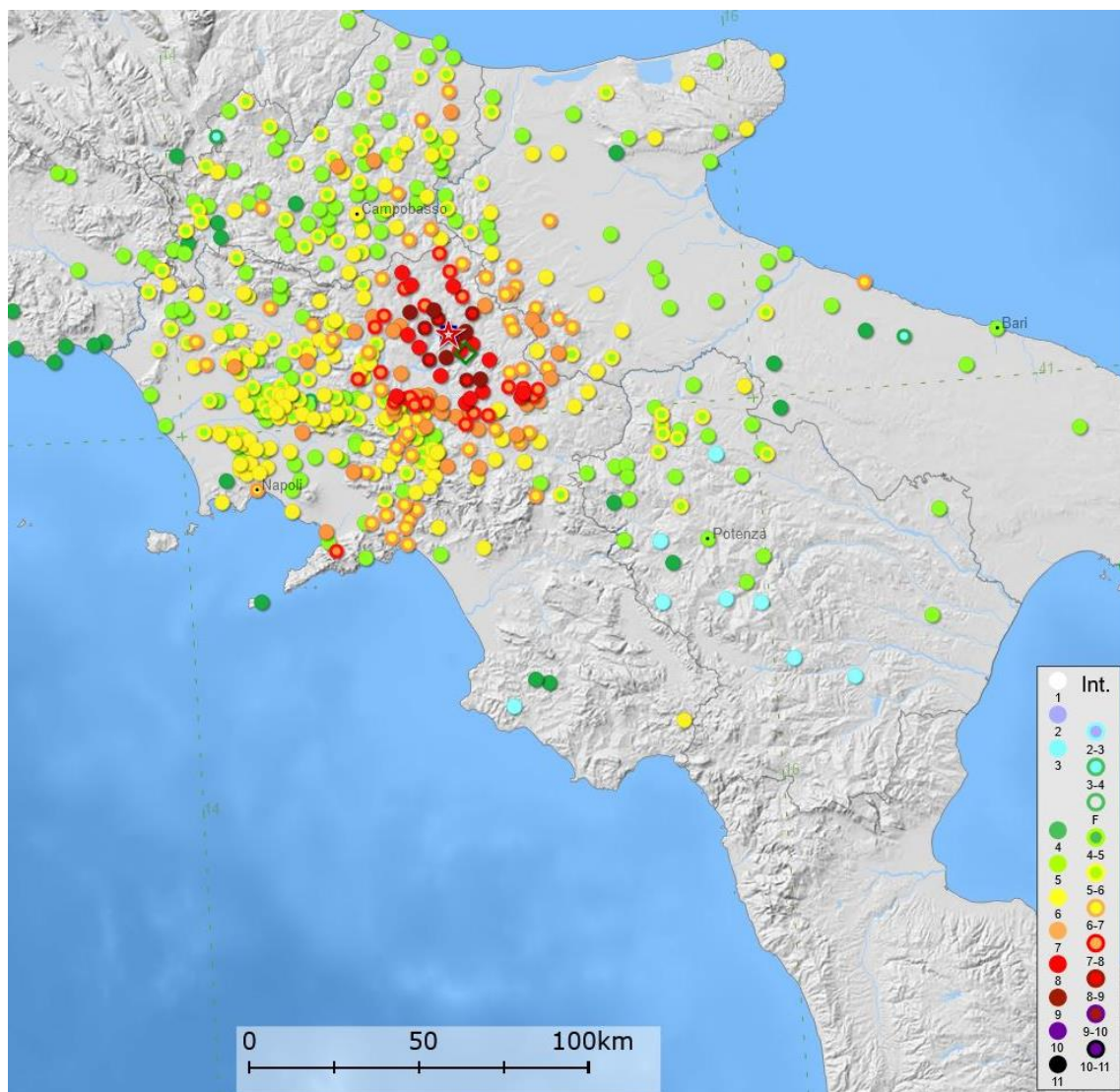
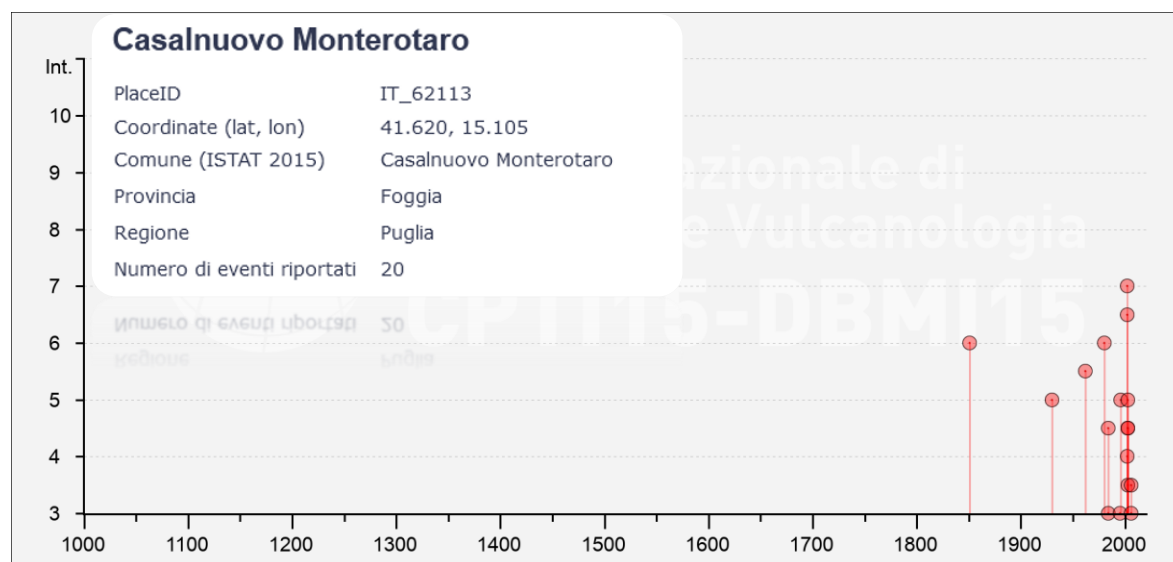


Figura 12. Mappa di scuotimento per l'evento del 21 Agosto 1962 (https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/event/19620821_1819_000).

La sismicità storica dell'area, ottenuta consultando il Database Macrosismico Italiano **DBMI15** v. **3.0** (Locati et al., 2019), standardizzata d'accordo con European Archive of Historical Earthquake Data è riportata a continuazione, evidenziando fra i 20 terremoti riportati come risentiti nell'area unicamente quelli con $I \geq 5$.



Effetti	In occasione del terremoto del					
Int.	Anno Me Gi Ho Mi Se	Area epicentrale	NMDP	Io	Mw	
6	1851 08 14 13 20	Vulture	103	10	6.52	
5	1930 07 23 00 08	Irpinia	547	10	6.67	
5-6	1962 08 21 18 19	Irpinia	562	9	6.15	
6	1980 11 23 18 34 52	Irpinia-Basilicata	1394	10	6.81	
5	1996 11 10 23 23 1	TavolieredellePuglie	55	5-6	4.35	
7	2002 10 31 10 32 5	Molise	51	7-8	5.74	
6-7	2002 11 01 15 09 0	Molise	638	7	5.72	
5	2003 06 01 15 45 1	Molise	501	5	4.44	
4-5	2003 12 30 05 31 3	Molise	326	4-5	4.53	

Figura 13. Sismi risentiti nel comune oggetto di studio con intensità MCS ≥ 5 , riportati in forma tabellare e grafica. (Fonte: https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/query_place/). Dettagli nel testo.

Consultando tale catalogo, il primo sisma riportato come risentito nel comune di Casalnuovo Monterotaro è quello avvenuto il 14 agosto del 1851 risentito nell'area in studio con ICMS=6. Tale evento è l'unico terremoto attribuito alla sorgente individuale **Melfi (ITIS081)**, avvenuto in una zona poco studiata dal punto di vista sismotettonico. La presenza del vulcano sembra non

essere insignificante dal punto di vista della deformazione crostale attiva, considerando che è allineata con siti di anomalie geochimiche ad ovest ed con il campo vulcanico attivo dei Campi Flegrei ancora più ad occidente. La distribuzione delle intensità causate da questo terremoto, particolarmente pronunciata in direzione E- NE rispetto all'epicentro, e cioè verso la piattaforma Apula, sottolinea la presenza di numerose strutture orientate E-O, come indicato dai sistemi di faglia prossimi al vulcano Vulture descritti in precedenza. Rispetto a questo terremoto esistono ancora molte domande aperte, fra cui la mancanza di una espressione superficiale, probabilmente indicativa di una fagliazione cieca e la possibile fagliazione normale nella regione, che favorirebbe a riattivazione di strutture più antiche orientate E-O. Inoltre, le caratteristiche macrosismiche del terremoto, suggeriscono che tale evento si sia propagato essenzialmente in direzione dell'avampese e non verso l'Appennino.

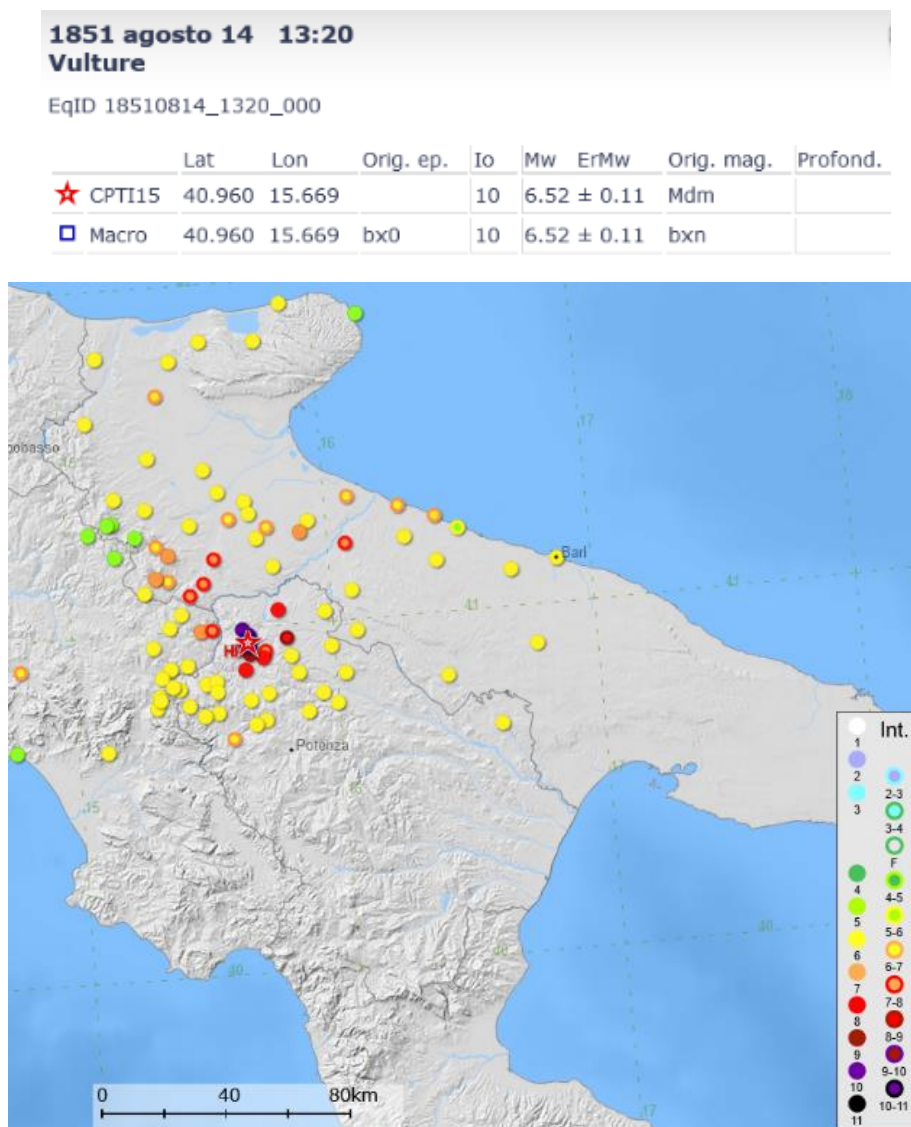


Figura 14. Mappa di scuotimento per l'evento del 14 agosto 1851 (https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/query_eq/)

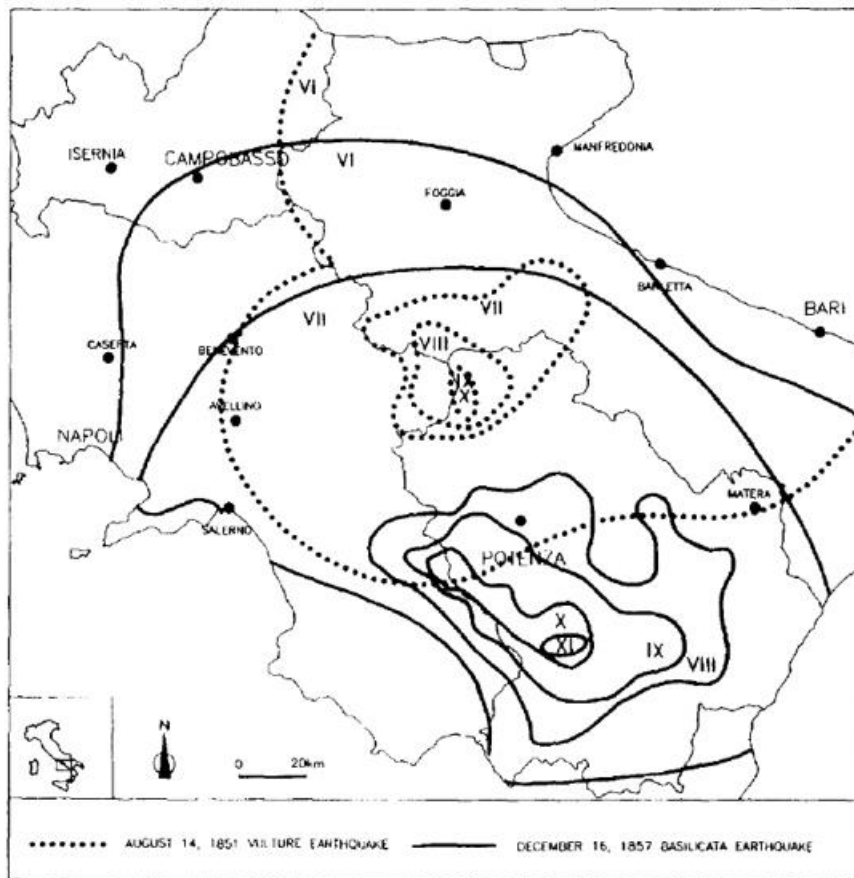


Figura 15. Campi macrosismici degli eventi sismici del 14 agosto 1851 ($M=6.3$ - Rapolla Spinazzola ITCS089), risentito nell'area in studio, che mostrano una evidente propagazione degli effetti vs ENE, rispetto a quelli causati dal terremoto del 16 dicembre 1857 ($M=6.9$ – Agri Valley ITIS008) le cui isosisme mostrano un'orientazione NO-SE parallela all'asse appenninico (da Alessio et al. 1995)

Come secondo evento risentito ($IMCS=5$), il catalogo riporta l'evento del 23 luglio 1930 ($I_0=X$ MCS), quest'ultimo è annoverato fra i venti più forti terremoti registrati in Italia negli ultimi quattro secoli e fra i cinque più significativi per magnitudo, estensione e distruttività dell'area colpita, il cui epicentro è stato individuato in un settore dell'Appennino meridionale localizzato a circa 25 km a NO di Melfi (Galli et al., 2002 e referenze incluse; Gizzi, 2010 e referenze incluse). Lo studio dei caratteri geometrici e cinematici della faglia sismogenetica, oggetto di studi dagli anni '80, hanno indicato recentemente come sorgente generatrice una faglia normale obliqua con una componente laterale destra, con lunghezza di 31 km, larghezza di 15 e profondità massima di 15 km. Gli effetti di tale terremoto interessarono un'area estesa circa 6.500 km, comprendente principalmente le regioni Campania, Basilicata e Puglia. L'esame della distribuzione geografica per le quali era disponibile un censimento degli effetti macrosismici indica una conoscenza territoriale non uniforme ed asimmetrica (Gizzi, 2010). Questa

condizione può spiegare anche l'assenza dal catalogo di eventi avvenuti anteriormente al 1851. In particolare, il catalogo non riporta alcuna informazione sul terremoto distruttivo avvenuto tra il 5 e il 30 dicembre nel 1456, ed i registri storici indicano la completa distruzione di un abitato (Celenza Valfortore) localizzato a SO del comune oggetto di studio.

Un altro terremoto citato nella storiografia dell'Italia meridionale, ed evidenziato dal catalogo dei forti terremoti in Italia (<http://storing.ingv.it/cfti/cfti5/quake.php?00928IT>), e dall'archivio Macrosismico italiano (ASMI https://emidius.mi.ingv.it/ASMI/event/16270730_1050_000), è quello del 30 luglio 1627 (MCS=7 a 36 km dall'epicentro). La sorgente responsabile di tale sisma disastroso avvertito fino a Chieti, Napoli e Ragusa, sembra abbia causato il ritiro delle acque dal lago di Lesina, e uno tsunami (<https://ingv.maps.arcgis.com/apps/webappviewer/index.html?id=a14231712588470ea1c4454301b8294c&showLayers=EMTC%202.0>) ma la questione è ancora dibattuta. Secondo Patacca e Scandone (2004) l'evento sarebbe da attribuirsi alla faglia normale di Apricena, che si estende in profondità per cca 30 km, in direzione ONO- ESE, immergente a SSO. Secondo Valensise et al. (2004), la sorgente sismogenetica di questo evento, (le cui coordinate epicentrali da dati macrosismici sarebbero localizzate tra S. Severo e Lesina, Rovida et al., 2020) sarebbe invece localizzata sul prolungamento E-O della faglia di Mattinata (e dell'alto strutturale della Gondola in Adriatico), circa 12 km ad est della sorgente degli eventi del 31 ottobre/01 novembre 2002 a S.Giuliano di Puglia, in Molise. Le faglie E-O di tali eventi in Molise potrebbero spiegare oltre l'evento del 1627 altri eventi verificatisi fra i rilievi dell'Appennino e l'Adriatico (Valensise et al. 2004).

Tra gli eventi riportati come risentiti con maggiore intensità a Casalnuovo Monterotaro si rinvencono quelli del 31 ottobre 2002 ($I=7$) e quello del 1° Novembre del 2002 ($I=6-7$) (Figura 7b), della sequenza molisana, descritti anteriormente. Per quanto riguarda la sequenza dell'ottobre 2002 in Molise, le profondità epicentrali dell'area interessata dal sisma del 31 ottobre 2002 (Figura 7a), localizzata poco all'interno del fronte sepolto dei sovrascorrimenti appenninici, indicano che i sismi a San Giuliano di Puglia, sono avvenuti al di sotto non solo delle unità di *thrust* delle coltri appenniniche, ma anche di quelle di piattaforma, che più ad est rappresentano l'Avampaese indeformato ed affiorante dell'orogene appenninico (Galli et al., 2002). È importante notare che San Giuliano di Puglia ricadeva in una regione caratterizzata dalla assenza di terremoti di origine locale paragonabili a quelli avvenuti nel 2002, anche se storicamente si erano verificati eventi simili in Molise (ITIS052) pur essendo contornata da strutture sismogenetiche, localizzate in corrispondenza di varie aree (p.es. Gargano, San Severo,

Foggiano, Beneventano- Irpinia) responsabili in passato di un elevato rilascio di energia sismica con risentimento a San Giuliano ed aree prossime (Galli et al., 2002). È importante notare che, nonostante l'assenza di evidenze geomorfologiche chiare di una tettonica recente, l'orientamento spiccatamente E-O di alcuni tratti di fiumi e torrenti in Molise, che viola il trend generale NE-SO del drenaggio, costituisce una caratteristica morfologica giovane del paesaggio che può essere posta in relazione con l'orientamento di sorgenti sismogenetiche (Valensise et al., 2004). Direzioni anomale sono state osservate, fra altre, lungo il fiume Fortore (Figura 16). Questi fiumi con direzione E-O continuano ad est verso il promontorio del Gargano attraverso la regione sorgente del terremoto del 1627, per poi eventualmente congiungersi alla faglia di Mattinata (MGFZ, ITCS058) (Valensise et al., 2004). L'evento sismico del 1627, pur non essendo riportato come risentito nel comune in oggetto, verosimilmente fu risentito anche nel comune di Casalnuovo Monterotaro.

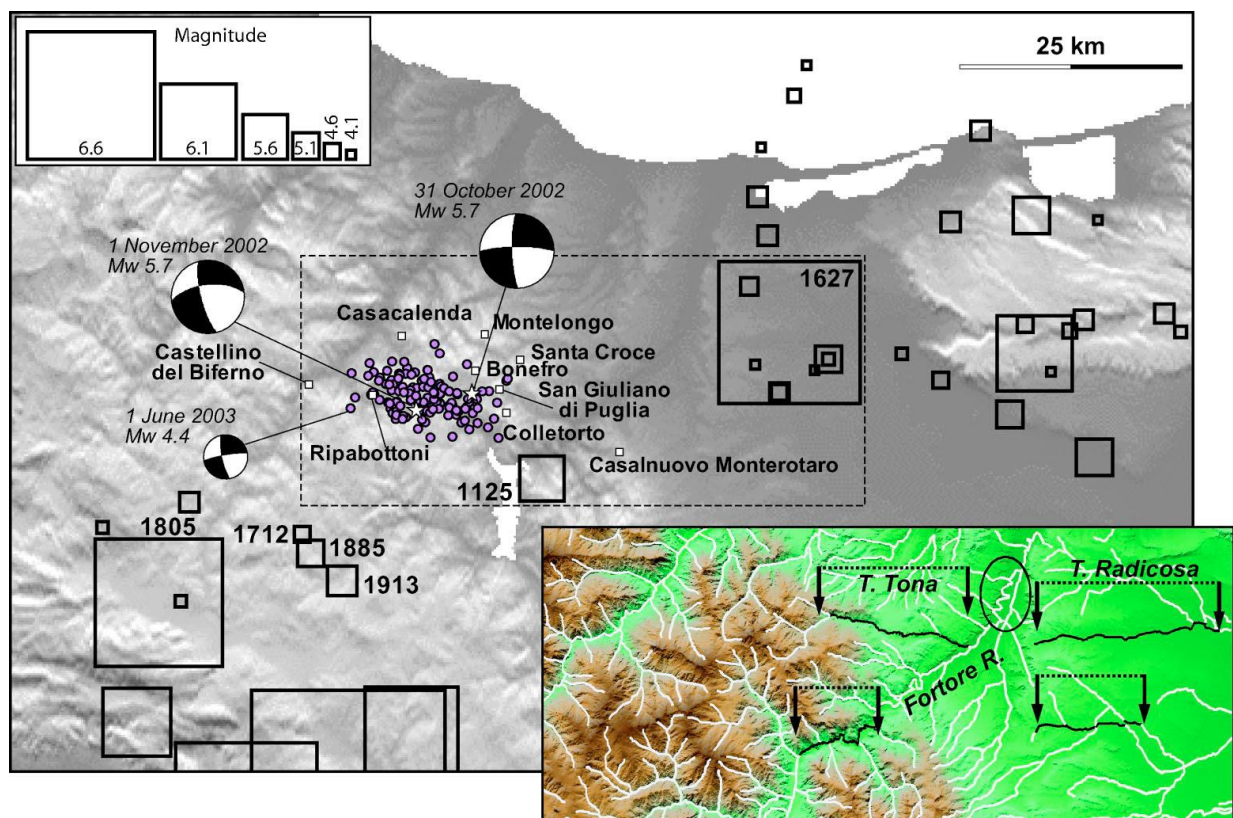


Figura 16. Vista dei terremoti storici (quadrati neri) desunti dal CPTI e delle località che hanno risentito IMCS pari o maggiore a VII, insieme a dati dello shock principale e degli *aftershocks* per la sequenza del 2002 a S. Giuliano di Puglia (Molise). Il riquadro in basso a destra mostra il drenaggio nella regione che sovrasta l'area fagliata (rettangolo tratteggiato nella figura più grande). Si notino le direzioni anomale E-O (alcune evidenziate in neretto) ed un rapido cambio nella direzione del fiume Fortore (indicato da un ovale), quanto più si approssima alla zona in cui si è verificato il terremoto del 1627 (tratto da Valensise et al., 2004).

È da notare che tra gli eventi riportati come risentiti Casalnuovo Monterotaro due provengono da sorgenti composite o singole tipicamente appenniniche ben conosciute in Irpinia: il 21 agosto 1962 (ITCS024), ed il 23 novembre 1980 ($I_0 = 10$) (ITCS063), mettendo in evidenza la molteplice riattivazione di tali sorgenti nel tempo (p.es. Galli 2020 e referenze incluse; DISS Working Group, 2019).

2.2 Sismicità recente dell'area di studio

Zonazione sismogenetica ZS9

Per la determinazione delle zone sismogenetiche in grado di generare terremoti che possono colpire il comune di Carlintino, si è fatto riferimento alla Zonazione prodotta per la “Redazione della Mappa di Pericolosità Sismica – prevista dall’Ordinanza PCM del 20 marzo 2003, n° 3274 – Rapporto Conclusivo – Allegato 2: Zonazione sismogenetica ZS9” (Figura 17). In tale discretizzazione il comune di Casalnuovo Monterotaro è compreso nella Zona 924.

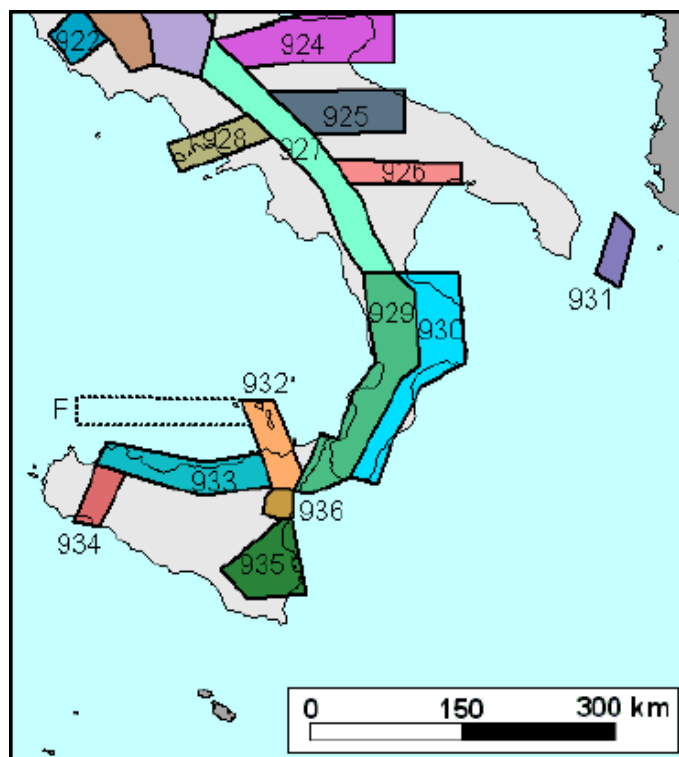


Figura 17. Zone sismogenetiche dell'Appennino Meridionale (http://www.pcn.minambiente.it/viewer/index.php?services=Zone_sismogenetiche_ZS9).

Cenni sulla sismicità strumentale (mappa sismicità storica)

Oltre agli eventi considerati in precedenza, e nonostante l'assenza dai cataloghi citati perché verificatosi anteriormente all'anno 1000, è anche importato riportare l'evento del 493 d.C., riferito nei cataloghi storici come "legendario" verificatosi nell'abitato di Monte S. Angelo, prossimo all'abitato di Mattinata nella porzione più orientale del Promontorio del Gargano (Figura 18). È da notare che fra gli eventi risentiti con $I = 3-4$ a Casalnuovo Monterotaro la sorgente dell'evento del 29.05.2006 è ubicata in Gargano.

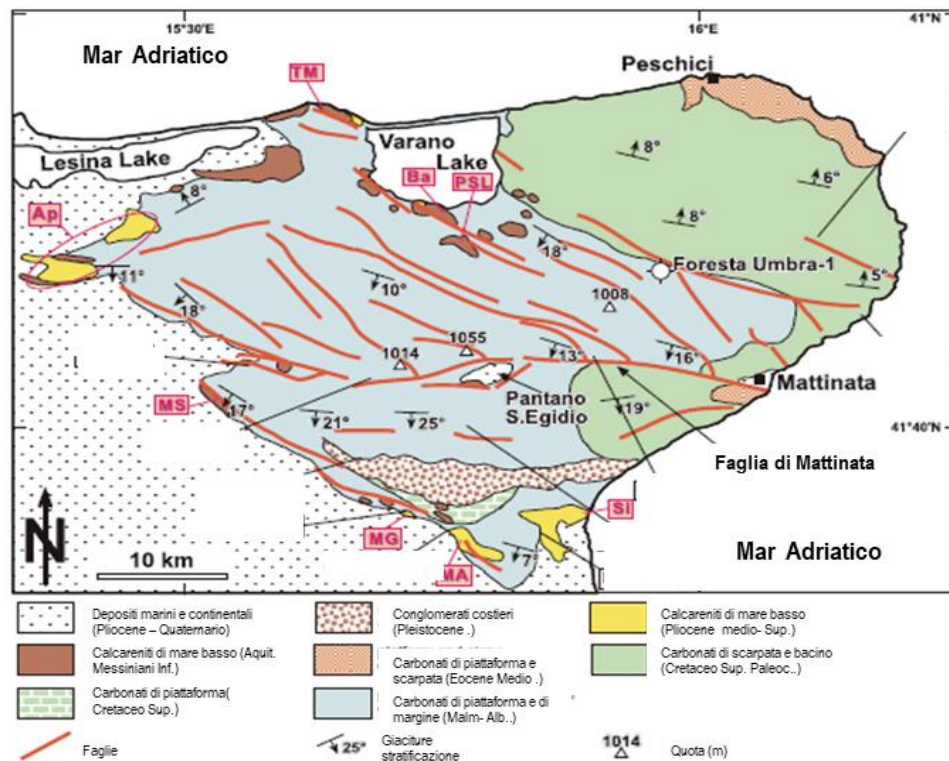


Figura 18. Mappa geologica del Promontorio Garganico che mostra una visione semplificata del sistema di faglie che interessano l'area, caratterizzata da depositi provenienti da una diversità di ambienti. Le abbreviazioni nel testo indicano Ap: Apricena; Ba: Bagno; MA =Monte Aquilone; MG= Monte Granata; MS= Masseria Spagnoli, PSL= Poggio san Lio, Si= Siponto; TM= Torre Mileto. (Modificata da Billi et al., 2007).

sulla faglia dello stesso nome (MSA), che corre quasi rettilinea in direzione E-O per 20 km immergente a N di 80° (Piccardi, 1998) (Figura 19). Secondo ricostruzioni tettoniche, di sismologia storica e archeosismicità, la faglia di MSA ha causato uno degli eventi più catastrofici descritto in alcune delle leggende del medioevo alla fine del V sec. d.C. (Piccardi, 1998).

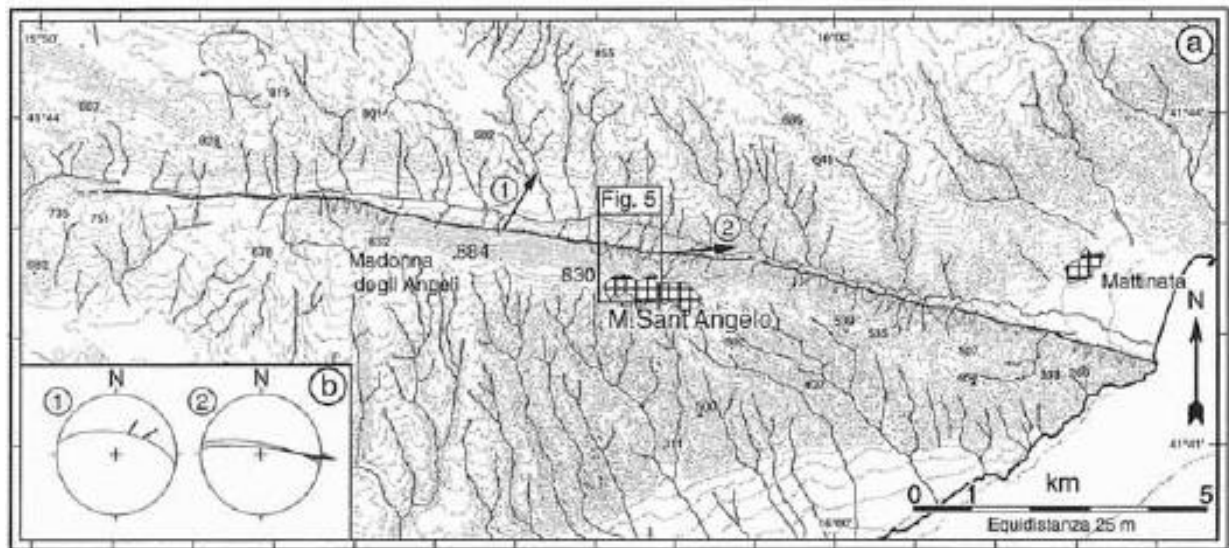


Figura 19. Localizzazione del tratto di faglia di Mte. S. Angelo (MSA) nel promontorio del Gargano, con orientazione delle strie rilevate sul piano di faglia principale (quadrato a sinistra in basso). Tratto da Piccardi (1998).

Vari elementi morfologici come la dislocazione orizzontale dei torrenti, indicano l'attività attuale della faglia. Il versante originato dalla faglia, con un massimo rilievo in vicinanza dell'abitato di M.te S. Angelo a 435 m s.l.m. e vari indicatori cinematici, indicano un movimento prevalente di trascorrenza destra con componente verticale normale (Piccardi, 1998). La faglia di MSA è stata caratterizzata cinematicamente con velocità di movimento verticale di 0.7 ± 0.2 mm/a ed orizzontale destro di 1 ± 0.2 mm/a. Su di essa sono state riscontrate evidenze di rotture superficiali cosismiche cumulate, permettendo stimare per tali eventi una magnitudo massima $M=6.9$ ed un tempo di ritorno di 1860 ± 460 anni (Piccardi, 1998).

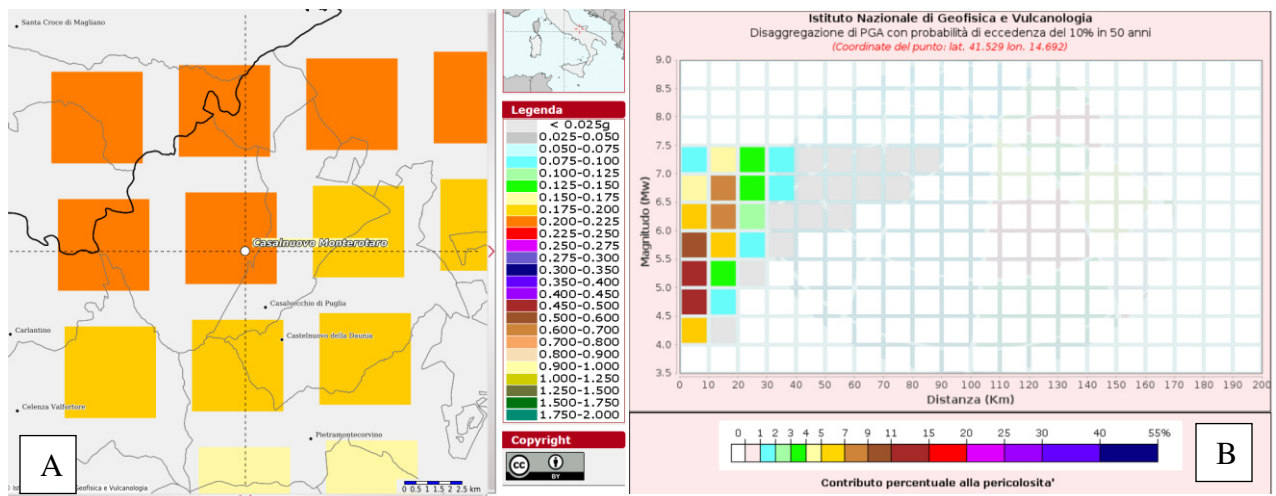
2.3 Pericolosità sismica di base

Per la valutazione della pericolosità sismica dell'abitato di Casalnuovo Monterotaro sono state consultate le Mappe interattive di pericolosità sismica 2004-2006 (versione 2.0 aggiornata al 1° gennaio 2019), nell'applicazione web dell'INGV: "Modello di Pericolosità sismica MPS04-S1 (<http://esse1-gis.mi.ingv.it/>), sviluppata da F. Martinelli e C. Meletti nell'ambito della *Convenzione INGV-DPC 2004-2006-Progetto S1*. Il sito permette di interrogare e visualizzare valutazioni probabilistiche della pericolosità sismica di lungo termine espressa con vari parametri di scuotimento su una griglia a passo 0.05° (ca. 5 km). Le mappe permettono di visualizzare due parametri dello scuotimento quali PGA (Peak Ground Acceleration) picco di accelerazione orizzontale al suolo, $a(g)$, e SA accelerazione spettrale in funzione di diversi periodi di vibrazione. Le stime in PGA sono calcolate per diverse probabilità di superamento di

soglie di accelerazioni in 50 anni (dal 2% all'81%) e per ciascuna stima è disponibile il valore del 50° (valore mediano, stima di riferimento per ogni probabilità di superamento) ed i valori del 16° e 84° percentile (che indicano le incertezze delle stime).

Il *grafico di disaggregazione* permette l'individuazione della sorgente sismogenetica che contribuisce maggiormente a produrre il valore di scuotimento stimato in termini probabilistici, in quanto riporta la valutazione del contributo percentuale alla stima di pericolosità fornita considerando coppie diverse di magnitudo e distanza. I dati disaggregati per il comune di Casalnuovo Monterotaro sono dettagliati in Figura 20 A-B e C.

In base alla disaggregazione dei valori di accelerazione orizzontale di picco su suolo rigido (a_g) con probabilità di superamento del 10% in 50 anni (Spallarossa e Barani, 2007), sono stati ottenuti i valori medi di magnitudo e di distanza, per Casalnuovo Monterotaro (Lat 41.618; Long: 15.102) dettagliati in Figura 20 B e C.



Disaggregazione di PGA con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni (Coordinate del punto: lat. 41.529 lon. 14.692)											
Distanza (Km)	Magnitudo (Mw)										
	3.5-4.0	4.0-4.5	4.5-5.0	5.0-5.5	5.5-6.0	6.0-6.5	6.5-7.0	7.0-7.5	7.5-8.0	8.0-8.5	8.5-9.0
0-10	0.0000	6.2600	14.8000	12.4000	9.3600	6.6100	4.3500	1.5700	0.0000	0.0000	0.0000
10-20	0.0000	0.1500	1.3000	3.2800	5.3900	7.0000	7.5300	4.4500	0.0000	0.0000	0.0000
20-30	0.0000	0.0000	0.0000	0.1390	1.0000	2.3700	3.8100	3.0500	0.0000	0.0000	0.0000
30-40	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0567	0.6200	1.5800	1.6300	0.0000	0.0000	0.0000
40-50	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0603	0.3990	0.4810	0.0000	0.0000	0.0000
50-60	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0008	0.0957	0.1580	0.0000	0.0000	0.0000
60-70	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0161	0.0618	0.0000	0.0000	0.0000
70-80	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006	0.0190	0.0000	0.0000	0.0000
80-90	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0029	0.0000	0.0000	0.0000
90-100	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
100-110	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
110-120	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
120-130	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
130-140	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
140-150	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
150-160	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
160-170	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
170-180	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
180-190	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
190-200	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

Valori Medi		
Magnitudo	Distanza	Epsilon
5.85	11.5	0.98

C

Figura 20. Schermate ottenute dal sito <http://esse1.mi.ingv.it/> , che mostrano (dall'alto in basso) A- il nodo corrispondente al comune di Carlantino che afferisce al nodo di Celenza Valfortore, comune più prossimo all'abitato, in mappe di pericolosità sismica; B-C i contributi percentuali alla stima della pericolosità forniti da tutte le possibili coppie di magnitudo (M) e distanza (R), in forma grafica (B) e tabellare (C), per il comune di Casalnuovo Monterotaro. In basso son riportati i valori medi di M-D ed epsilon.

3. ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO DELL'AREA

3.1 Inquadramento geologico

All'interno dei limiti della cartografia geologica ufficiale, l'area di studio compresa nel comune di Casalnuovo Monterotaro ricade nella parte centrale del Foglio 163 "Lucera" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 dell'IGMI (Figura 21).

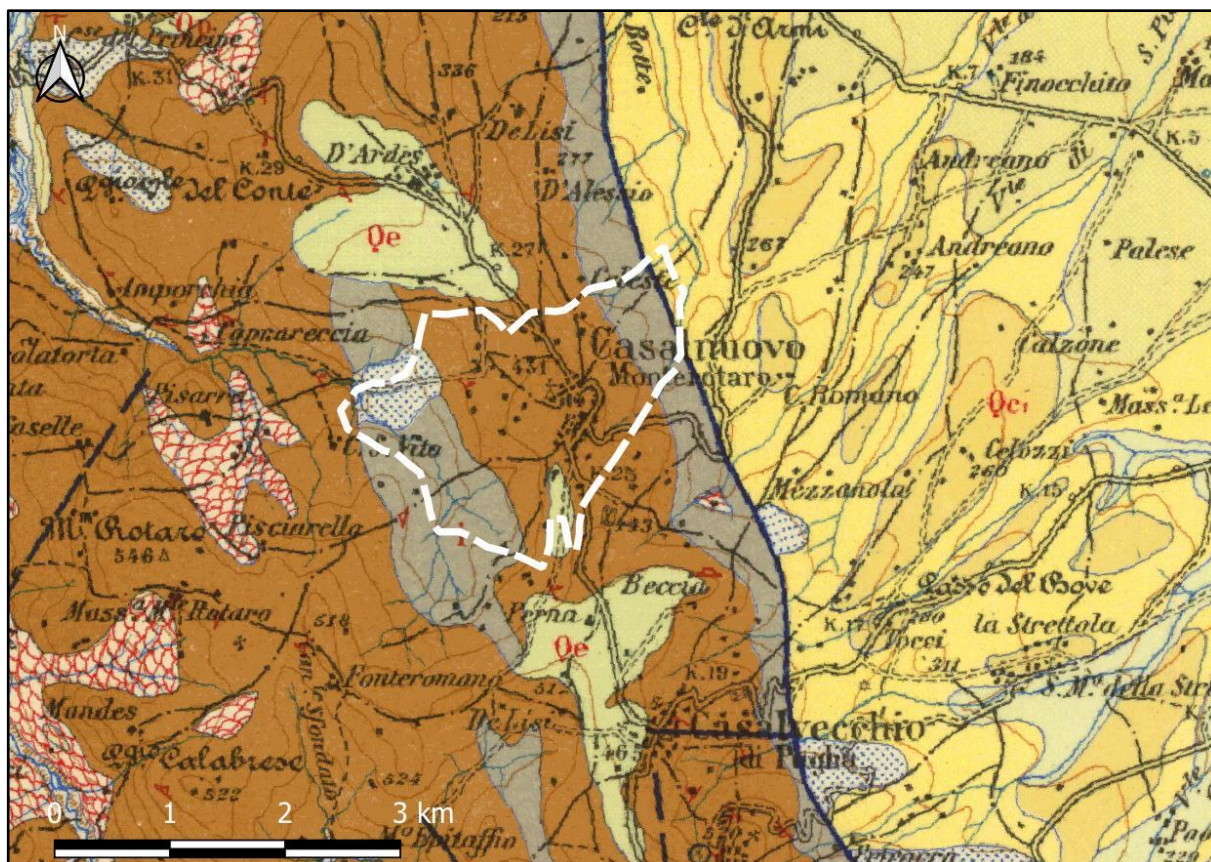


Figura 21. Stralcio della Foglio 163 "Lucera" in scala 1:100.000. Ubicazione dell'area di studio (in bianco).

Dal punto di vista geologico strutturale esso ricade per circa metà in area di catena (Appennino Dauno: l'abitato di Casalnuovo Monterotaro è localizzato in prossimità del suo limite esterno), e per metà in area di avanfossa (Fossa Bradanica: quest'ultima comincia a svilupparsi poco a Est dell'abitato). L'Appennino Dauno e la Fossa Bradanica fanno parte a loro volta di un sistema di *foreland thrust belt* esteso dal Molise al confine tra Calabria e Basilicata (Mostardini e Merlini, 1986; Casero et al., 1988; Patacca e Scandone., 1990; Pescatore et al., 1999). Un terzo dominio strutturale, l'avampaese apulo, si estende al di sotto di entrambi i primi due, fino al Mare Adriatico (in affioramento è rappresentato dal blocco apulo-garganico, costituito da carbonati mesozoici e cenozoici).

Gli elementi strutturali del settore di catena sono legati al raccorciamento neogenico-quaternario appenninico, quelli del settore di avanfossa all'evoluzione Plio-Quaternaria sia delle strutture compressive più esterne della catena a Ovest, sia di quelle estensionali a Est (migrazione del sistema catena-avanfossa verso l'avampaese).

Con riferimento al Foglio n.407 “San Bartolomeo in Galdo” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 (di più recente realizzazione rispetto al Foglio 163 “Lucera”), immediatamente adiacente all’area in esame, a livello regionale tre unità tettoniche si sovrappongono da Ovest verso Est: nell’ordine l’Unità Tettonica del Fortore, quella della Daunia, quella della Fossa Bradanica; il territorio di Casalnuovo Monterotaro è localizzato immediatamente a nord del territorio rappresentato nella Figura 22, a cavallo tra le unità della Daunia e della Fossa Bradanica.

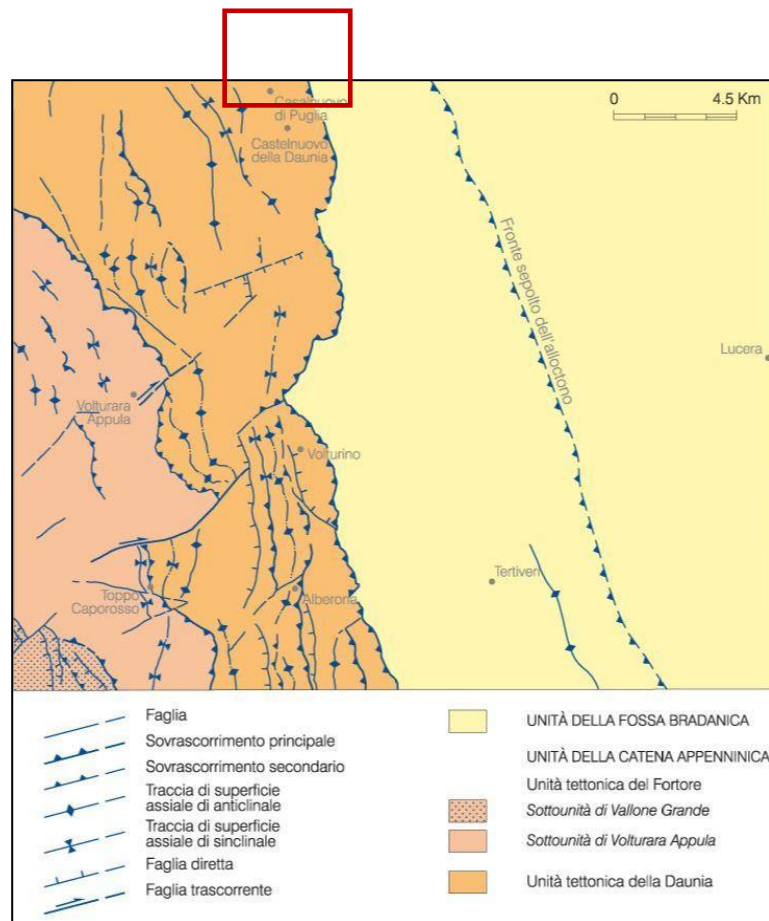


Figura 22. Schema tettonico generale (l'area di studio è nel riquadro rosso). Carta Geologica in scala 1:50.000 - F.407 "San Bartolomeo in Galdo".

La Figura 23 ne mostra i rapporti, da considerarsi validi anche per Casalnuovo Monterotaro, la cui posizione proiettata è circa indicata dalla freccia rossa.

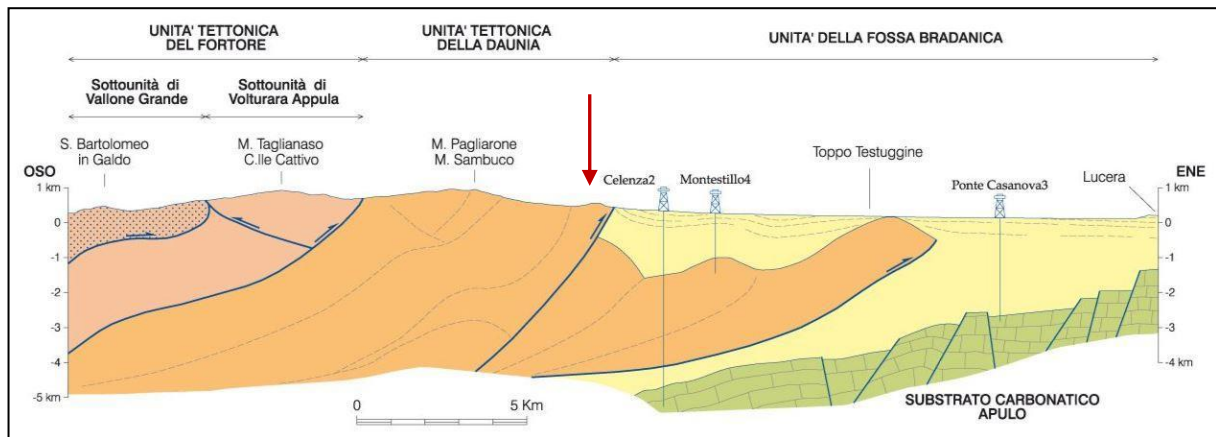


Figura 23. Schema dei rapporti tra unità tettoniche affioranti al bordo esterno dell'Appennino Dauno (l'area di studio circa indicata dalla freccia rossa, seppur a nord della sezione rappresentata). Figura modificata dalla Carta Geologica in scala 1:50.000 - F.407 "San Bartolomeo in Galdo".

La sovrapposizione dell'Unità Tettonica della Daunia su quella della Fossa Bradanica è segnato da un sovrascorrimento immergente verso ovest e con direzione del trasporto tettonico verso est (Dazzaro e Rapisardi, 1987; Foglio 163 "Lucera" in scala 1:100.000 e Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo" in scala 1:50.000 della Carta Geologica d'Italia); esso rappresenta l'elemento compressivo più esterno in affioramento. Non è chiaramente visibile a causa della presenza di estese coperture detritiche, ma il suo sviluppo è talora individuabile e distinguibile per differenze cromatiche tra i terreni dell'Unità della Daunia e quelli della Fossa Bradanica (come meglio si dirà in seguito). Nell'area appenninica si rileva la presenza di faglie sia trascorrenti che distensive, le prime orientate circa E-O le seconde circa N-S e SO-NE. Dati di profondità indicano l'esistenza di altre strutture compressive in posizione più esterna rispetto al fronte appenninico affiorante, sepolte dai depositi di avanfossa. Lo stile deformativo è caratterizzato da faglie e da pieghe per propagazione di faglia, da sovrascorrimenti con direzione del trasporto tettonico verso Est; questi determinano anticlinali con assi paralleli alla direzione delle faglie, con fianchi sia rovesciati che dritti, questi ultimi sub-paralleli ai piani di faglia. Spesso si presentano assetti complicati anche dalla presenza di pieghe retrovergenti e di retroscorrimenti con direzione del trasporto tettonico verso ovest. L'unità della Fossa Bradanica, nell'area di studio costituita prevalentemente dalla formazione delle Argille Subappennine, è caratterizzata da un assetto generalmente immergente a Nord-Est con inclinazioni maggiori (30° - 40°) in prossimità del fronte appenninico, minori (5° - 10°) verso il margine orientale.

3.1.1 Evoluzione geologica dell'area di indagine

L'area di interesse per la MZS relativa al Comune di Casalnuovo Monterotaro occupa una porzione dei rilievi esterni dell'Appennino Dauno (area di catena) e un settore pedemontano del Tavoliere delle Puglie.

L'area di catena è occupata dalla unità tettonica più esterna dell'orogene appenninico, l'Unità Tettonica della Daunia, qui rappresentata dalle successioni pelitico-calcaree delle formazioni del Flysch Rosso e del Flysch di Faeto.

Esiste un generale consenso che la paleogeografia dell'Appennino sia stata condizionata da una tettonica distensiva Mesozoica (Patacca e Scandone, 1990 e referenze), responsabile della coesistenza di bacini oceanici e piattaforme, anche se tuttora esistono interpretazioni in contrasto (Butler et al., 2020). Un generale accordo esiste sulla presenza di un bacino occidentale riferibile al margine meridionale dell'Oceano Tetide, ad est del quale esisteva un complesso sistema di bacini e piattaforme (si veda la revisione in Patacca e Scandone, 2007).

A tale quadro paleogeografico mesozoico, originatosi in ambiente distensivo, è seguita una variazione delle condizioni geodinamiche a partire dall'Oligocene, caratterizzata da deformazioni legate all'instaurarsi di un fronte compressivo, inizialmente nella parte occidentale del bacino, poi in quella orientale. Il Flysch Rosso si sarebbe depositato nell'area del bacino Lagonegrese-Molisano, ubicato tra la piattaforma sub-appenninica a Ovest e la Piattaforma Apula a Est (Mostardini e Merlini, 1986; Pescatore, 1988), in cui si sono accumulati corpi torbiditici sia silico-clastici che calci-clastici.

Esistono ancora divergenze sull'architettura dell'embricamento delle coltri coinvolte nella deformazione; l'ipotesi seguita in questo studio, basata sulla revisione della letteratura esistente, è uno scollamento della copertura sedimentaria cretaceo-neogenica dal substrato e la sua riduzione in scaglie tettonicamente sovrapposte da Ovest verso Est.

Nel Pliocene inferiore, in corrispondenza di uno stato evolutivo maturo della catena, sul suo versante adriatico si costituisce l'avanfossa che prende il nome di Fossa Bradanica, la cui storia tettonica e sedimentaria si concluse nel Pleistocene superiore con l'emersione di una vasta area tra i golfi di Manfredonia e Taranto. Qui di interesse è il bacino che si costituisce tra i rilievi appenninici e le Murge e il Gargano (che già costituivano un alto strutturale) con una trasgressione successiva alla crisi messiniana; si tratta di un bacino di avampaese che migra verso Est con l'arretramento e l'abbassamento della rampa regionale dell'avampaese. Contemporaneamente la catena continua ad avanzare verso Est, motivo per cui il bacino si mostra asimmetrico con un margine occidentale acclive e uno orientale a basso gradiente, con

conseguente diversificazione della sedimentazione per diversità di facies, di spessori e caratteristiche petrografiche.

Lungo il margine appenninico i materiali terrigeni prodotti dallo smantellamento della catena hanno alimentato sistemi costieri in facies di spiaggia-delta con passaggio distale a sedimentazione argillosa, che ha condotto alla formazione delle argille subappennine. Nella parte depocentrale del bacino, in corrispondenza degli effetti più marcati di subsidenza, si sono depositati notevoli spessori di sabbie siltose torbiditiche che costituiscono la parte bassa della successione plio-pleistocenica.

Verso la fine del Pleistocene il sistema avanfossa-avampaese ha iniziato a sollevarsi e l'area di sedimentazione è gradualmente emersa. Si sono formati quindi depositi costieri regressivi, anche grossolani, prevalentemente in facies di spiaggia, sempre più recenti procedendo da sud-ovest a nord-est (non affioranti in prossimità del sito di interesse).

L'evoluzione quaternaria generale vede, in risposta a variazioni climatiche, alternanze di generalizzata aggradazione e processi di incisione valliva durante il sollevamento regionale: si costituirono ampie coltri di sedimenti continentali pedemontani costituite da conoidi alluvionali coalescenti e ciclicamente reincise; ciò ha condotto alla formazione di diversi ordini di depositi alluvionali terrazzati (il supersintema del Tavoliere) in discordanza sulle argille marine.

3.2 Inquadramento geomorfologico

Il territorio circostante l'abitato di Casalnuovo Monterotaro è geograficamente localizzato nella parte Nord-occidentale della Puglia, al confine con il Molise (Figura 1).

Il limite comunale risulta inquadrato dai fogli provenienti dalla Cartografia Geologica in scala 1:100000 all'interno del foglio n. 163 "Lucera" della carta Geologica d'Italia, mentre ad oggi non esiste per l'area oggetto di studio una cartografia di maggior dettaglio.

Gli strati informativi di base utilizzati per lo studio dell'area e per l'analisi delle caratteristiche plano-altimetriche, oltre alla cartografica di base IGM, che ha rappresentato la base necessaria per la georeferenziazione di prodotti utili al corretto posizionamento delle indagini pregresse acquisite dal gruppo di lavoro, sono rappresentati dalla Carta Tecnica Regionale-Regione Puglia, rilasciata nel 2008 e elaborata sulla base di rilievi aerei effettuati nel corso degli anni 2006 e 2007¹. All'interno della Cartografia Tecnica Regionale, il territorio di interesse (Figura 24) è

¹www.sit.puglia.it

descritto dalle seguenti sezioni: 395132, 395143, 395144 (le prime tre 3 cifre dei suddetti codici si riferiscono al grigliato in scala 1:50000).

La base di riferimento altimetrica è stata rappresentata dal dataset di elevazione dal Geoportale Nazionale del Ministero dell'Ambiente², derivato dal rilievo LiDAR effettuato per tutto il territorio nazionale fra il 2008 ed il 2009, il relativo dato ha passo di 1 m.

Dal punto di vista altimetrico, l'area interessata dalla perimetrazione di studio è compresa tra i 188 m s.l.m. (estremo Nord-Est dell'area) e i 433 m s.l.m. (lato Ovest del centro abitato).

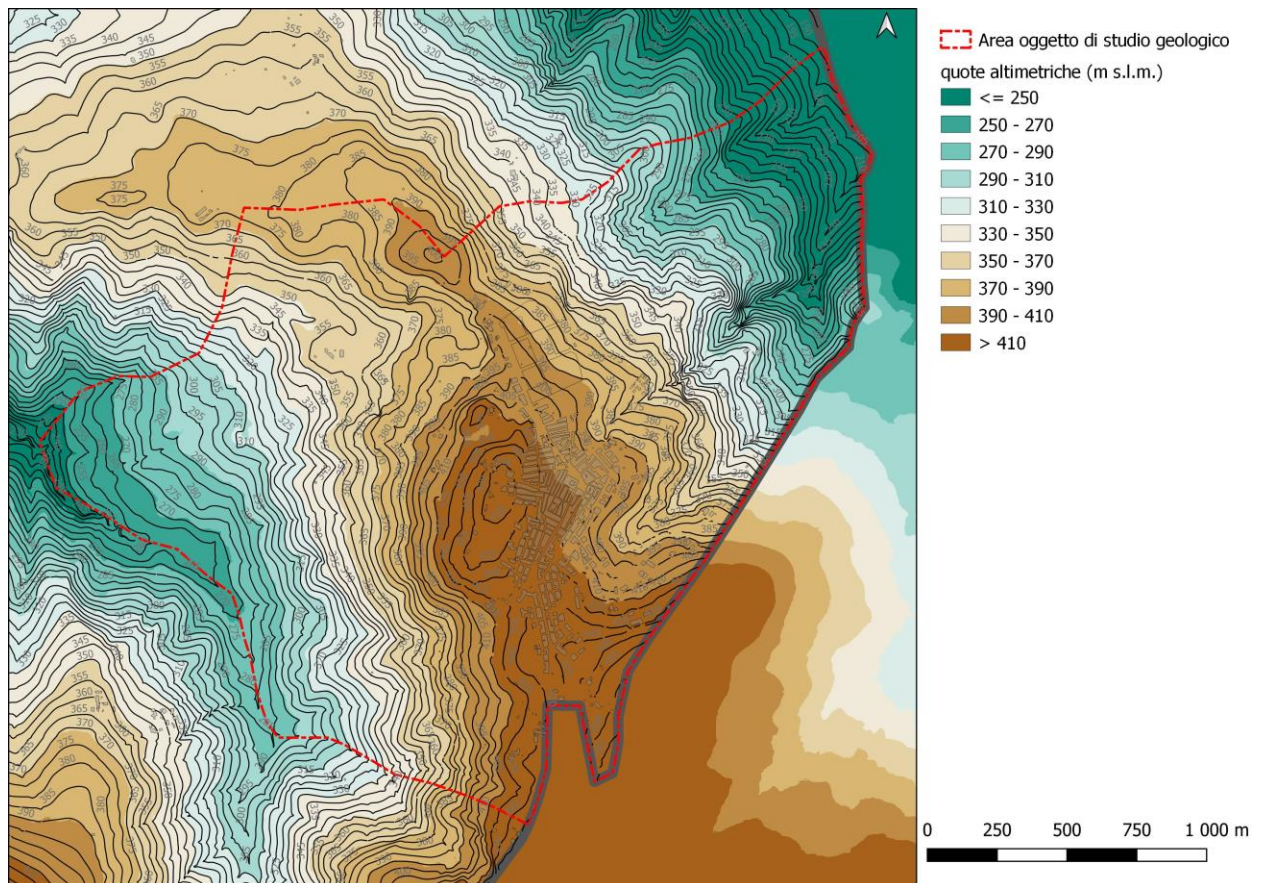


Figura 24. Assetto Plano-Altmetrico dell'area oggetto di studio all'interno del comune di Casalnuovo Monterotaro.

I caratteri generali del reticolo idrografico (Figura 25) dipendono anch'essi dai caratteri litologici e strutturali dell'area, che determinano la presenza di uno spartiacque principale che scorre circa parallelo al sovrascorrimento lungo il quale l'Unità Tettonica della Daunia si sovrappone a quella della Fossa Bradanica. La zona a Ovest dello spartiacque fa parte del bacino del F.

²www.pcn.minambiente.it

Fortore; la zona a Est è percorsa invece da numerosi corsi d'acqua a carattere torrentizio che scorrono circa da Ovest verso Est, con le testate che si sviluppano in maniera dendritica solo inizialmente nei terreni del Flysch Rosso e del Flysch di Faeto per poi attestare la maggior parte dei loro corsi (rettilinei e subparalleli) nei depositi argilloso-siltosi del Tavoliere.

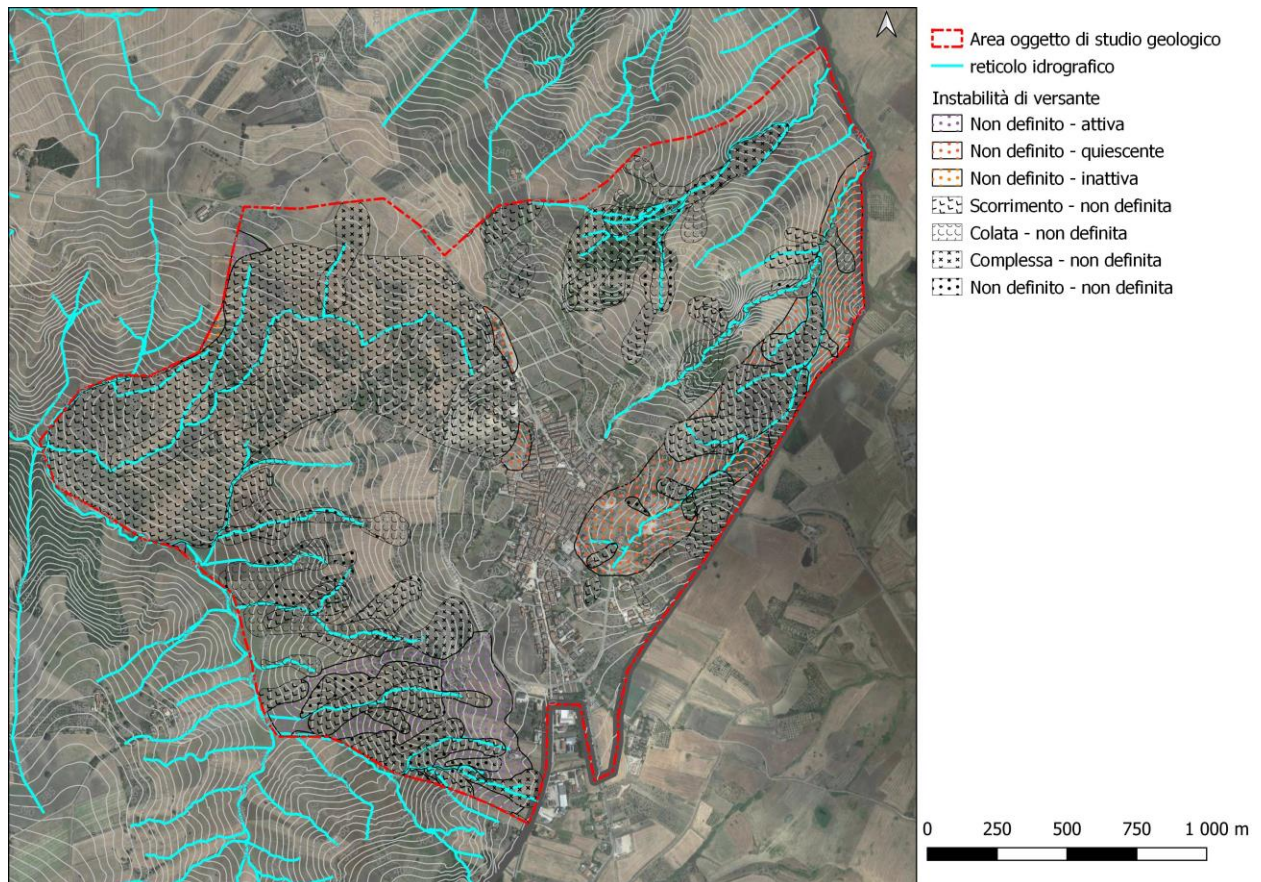


Figura 25 Reticolo idrografico e instabilità di versante in prossimità dell'abitato di Casalnuovo Monterotaro.

Dal punto di vista orografico, l'area appenninica nei dintorni di Casalnuovo Monterotaro è caratterizzata da rilievi modesti orientati in direzione circa SW-NE, su uno dei quali è edificato l'abitato.

Le quote più elevate sono intorno a 410 m s.l.m. (circa in corrispondenza della parte sud dell'abitato) e diminuiscono verso est e verso ovest.

La diffusione ed estensione delle aree in frana sono legate alla litologia delle formazioni affioranti e ai caratteri acquisiti con l'evoluzione geostrutturale dell'intera area (fratturazione, scistosità, ecc.).

Sui terreni che costituiscono la dorsale appenninica sono numerose ed estese le aree in frana, mentre nelle aree pedeappenniniche i dissesti si presentano in forma meno diffusa ed estesi e localizzati lungo le incisioni fluviali. Inoltre, nelle aree pedeappenniniche sono favoriti i fenomeni di erosione di sponda e il dissesto dei versanti immediatamente sovrastanti le zone in erosione; le frane possono avere uno stile complesso, con molte di esse che rappresentano la riattivazione di fenomeni più antichi. Le aree maggiormente interessate sono quelle di affioramento del Flysch Rosso e della facies pelitica del Flysch di Faeto.

Al fine di cartografare le instabilità di versante all'interno della Carta geologico tecnica, sono stati considerati i seguenti inventari relativi alle aree in frana:

1. “la Carta inventario delle frane di tipo geomorfologico nel Sub-Appennino Dauno” un prodotto cartografico realizzato nell’ambito dell’Accordo di Programma tra la Regione Puglia e l’Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica del Consiglio Nazionale delle Ricerche che ha come finalità la Redazione di cartografia tematica su frane nel Sub-Appennino Dauno, stato di avanzamento al giugno 2019 (Mappatura preliminare);
2. Piano Stralcio per l’Assetto Idrogeologico (PAI) delle Autorità di Bacino della Puglia, della Basilicata, dei Fiumi Trigno Biferno e minori Saccione e Fortore, e dei Fiumi Liri-Garigliano e Volturno;
3. Progetto Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia (IFFI - aggiornamento 2006), redatto dall’ex Servizio Geologico Nazionale, ora ISPRA;
4. Progetto Censimento delle Aree Italiane storicamente Vulnerate da calamità geologiche ed idrauliche (AVI), redatto dal Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche del Consiglio Nazionale delle Ricerche (GNDCI-CNR);
5. Provincia di Foggia: trattasi delle frane rilevate dalla Provincia di Foggia nell’ambito delle convenzioni sottoscritte con l’AdBP relative ad “Attività di raccolta e classificazione di dati su fenomeni franosi della Provincia di Foggia” e “Conduzione di studi di approfondimento degli aspetti relativi ai fenomeni franosi classificati”;
6. Carta Idrogeomorfologica della Regione Puglia.

Gli elementi considerati sono quelli di geometria poligonale e hanno permesso, laddove fosse presente all’interno degli attributi la tipologia di movimento, di assegnare la tipologia di movimento concordemente con lo Standard di rappresentazione e archiviazione informatica in versione 4.2.

All'interno dell'area oggetto di perimetrazione, le cartografie di riferimento hanno censito e classificato la maggior parte dei cinematismi come in Tabella 1:

Tabella 1. Principali caratteristiche di attività e cinemismo dei movimenti di massa.

Instabilità di versante	1 - crollo o ribaltamento	2 - scorrimento	3 - colata	4 - complessa	5 - non definito
1 - attiva					
2 - quiescente					
3 - inattiva					
4 - non definita					

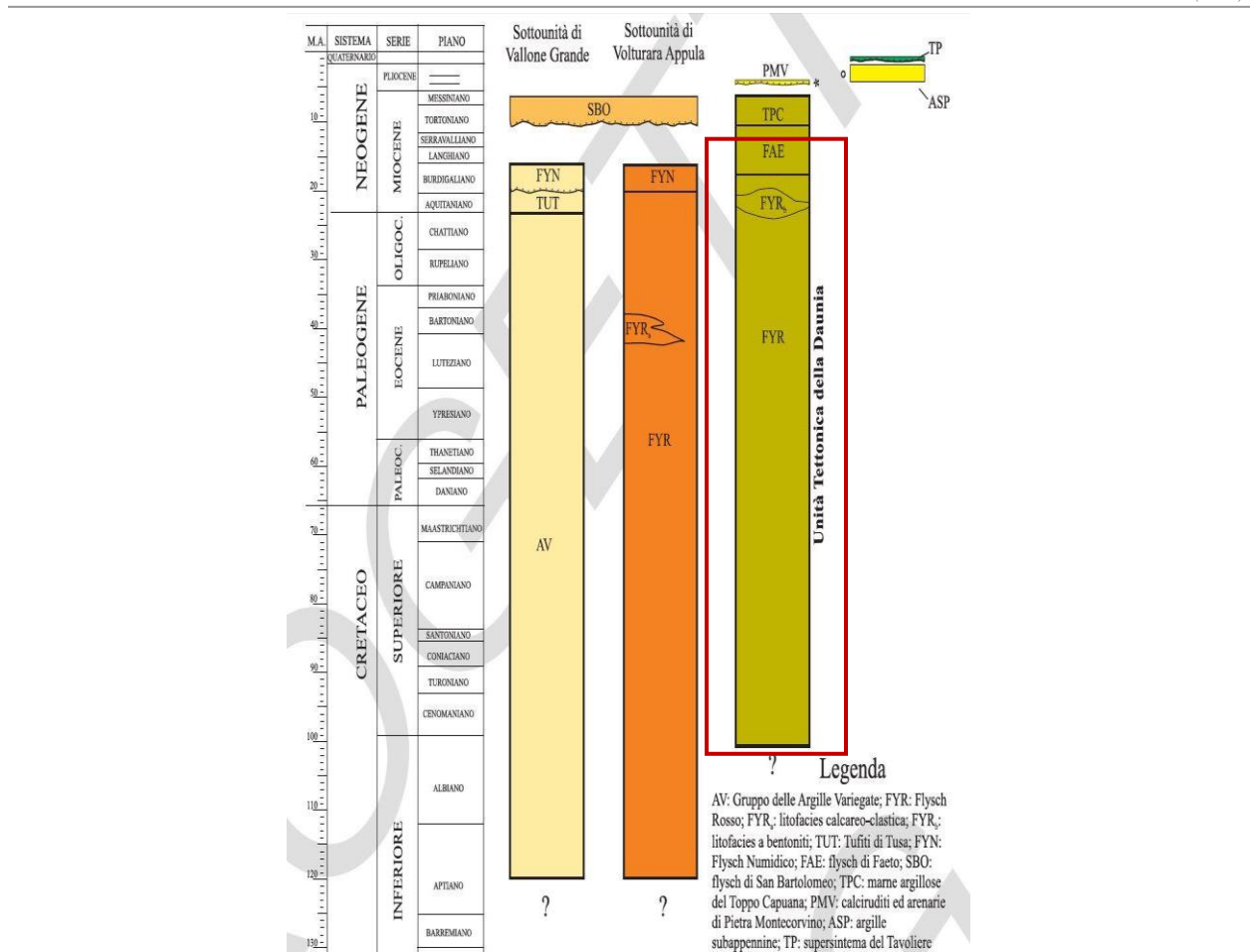
Per lo strato informativo relativo al PAI delle aree a pericolosità da frana desunte dal prodotto cartografico prodotto da ISPRA (Mosaicatura delle aree a pericolosità da frana dei Piani di Assetto Idrogeologico - PAI 2017, www.adb.puglia.it/public/news.php), in accordo con quanto rivisto dalle “Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da instabilità di versante sismoindotte”, sono state considerate quali aree in stato di attività quelle aree caratterizzate da pericolosità P3 e P4, mentre le frane classificate come P1 e P2 sono state considerate inattive.

L'unico strato informativo che riportava la tipologia di frana, e che quindi è stato utilizzato per la caratterizzazione delle instabilità, è la Carta inventario delle frane di tipo geomorfologico nel Sub-Appennino Dauno” del quale sono state considerate per generazioni differenti le frane classificate come recenti, ottenute da fotointerpretazione effettuata su foto aeree nel 2003 e nel 1954/55.

Dal punto di vista dell'analisi spaziale, le aree classificate come instabilità di versante derivate da questo strato informativo, sono state ottenute unendo (tramite operazioni di *merge*) le aree di scarpata e le aree in frana che avevano caratteristiche comuni ovvero stessa tipologia di movimento e stessi numeri di frana (diversi per generazione di madre, figlia, nipote e pronipote; per maggiori delucidazioni si rimanda alla relazione allegata alla Carta Inventario).

3.3 Successione stratigrafica di letteratura

Di seguito si fornisce una breve descrizione delle unità litostratigrafiche costituenti le unità tettoniche affioranti nell'area di studio, realizzata assumendo come riferimento il Foglio CARG 407 "San Bartolomeo in Galdo" (coprente un'area immediatamente a sud di quella di studio, come già in precedenza evidenziato), le unità litostratigrafiche affioranti nell'area di Casalnuovo Monterotaro sono le seguenti, dal più antico al più recente, con indicazione di una breve descrizione generale, distinte tra le due unità tettoniche di interesse (Figura 26).



inferiore (Santo e Senatore, 1988; Gallicchio, 1996; Maiorano, 1996); l'unità può essere riferita ad un ambiente di bacino profondo a sedimentazione pelagica intervallata da correnti di torbida costituite da depositi calciclastici.

Flysch di Faeto (FAE) (Crostellà e Vezzani, 1964). Questa unità è costituita da un'alternanza di strati e banchi di calcareniti, calciruditi, calcilutiti, marne calcaree ed argille marnose; si presenta fortemente deformata e il suo spessore è stato stimato nell'ordine di circa 500 m (Santo e Senatore, 1988; Russo e Senatore, 1992; Gallicchio, 1996; Maiorano, 1996). Poggia in contatto stratigrafico concordante sul Flysch Rosso e passa gradualmente verso l'alto alle marne argillose del Toppo Capuana. Può essere suddiviso informalmente in tre membri: uno basale caratterizzato da una successione calcareo-argillosa, uno intermedio costituito da una fitta alternanza di rocce calciclastiche e calcilutiti, uno superiore costituito da una alternanza di torbiditi (a granulometria variabile e con strutture sedimentarie riferibili alla sequenza di Bouma) e marne grigie. L'unità può essere riferita a conoidi depositatesi in un bacino profondo localizzato in prossimità del margine occidentale della Piattaforma Apula. L'età è compresa tra il Langhiano e il Serravalliano.

3.3.2 Unità tettonica della Fossa Bradanica

Argille Subappennine (ASP) (Azzaroli et al., 1968; Balduzzi et al., 1982; Casnedi et al., 1982; Casnedi, 1988). Costituiscono una potente successione prevalentemente argilloso-siltosa che si è deposta nell'avanfossa appenninica tra il Pliocene medio e il Pleistocene inferiore, con uno spessore (dedotto da dati di perforazione) che raggiunge i 1700 mt con alternanze di sequenze argillose e argilloso-sabbiose. Si tratta di depositi accumulatisi nella parte superiore della scarpata e nella piattaforma esterna, con una generalizzata tendenza regressiva. La parte bassa (di età mediopliocenica) è costituita da marne argillose a stratificazione non ben distinta e assetto monoclinatico con immersione verso est; la parte media (Gelasiano) è costituita da banchi e strati di silt argillosi e marne siltose, a stratificazione poco evidente, con intercalazioni argilloso-siltose e lenti di sabbie a grana medio-fine; nella parte alta si osservano strati e banchi a stratificazione indistinta, ad assetto monoclinatico con immersione verso est.

La Figura 27 mostra lo schema stratigrafico e dei rapporti geometrici tra le unità descritte.

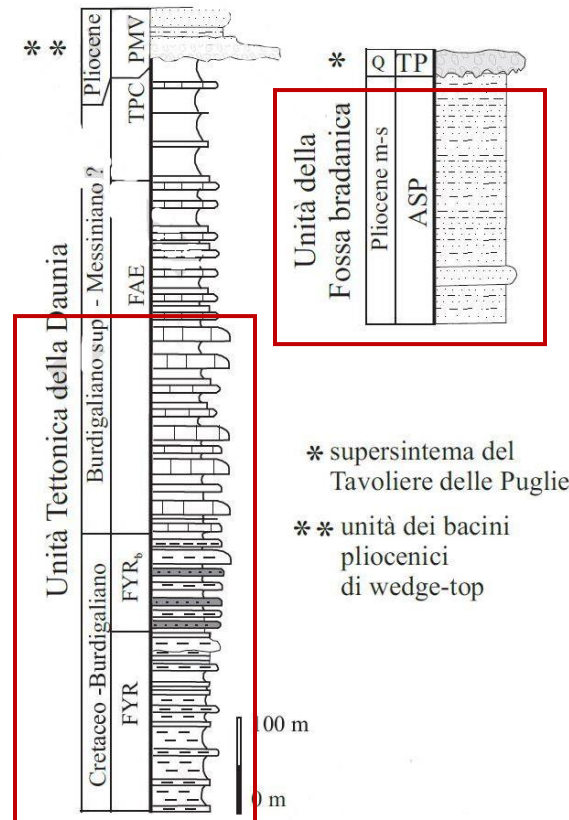


Figura 27. Schema stratigrafico e dei rapporti geometrici nell'Unità Tettonica della Daunia (colonna a sinistra) e della Fossa Bradanica (a destra). Le successioni dell'area di studio ricadono nei riquadri rossi. Da Note Illustrative del Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo".

3.4 Aggiornamento stratigrafico mediante rilevamento geologico di superficie

Il rilevamento geologico di superficie è consistito in sopralluoghi mirati all'individuazione di aree di affioramento del substrato geologico e dei terreni di copertura al fine di costruire una Carta Geologica e Geomorfologica di base utile alla definizione delle varie fasi di lavoro successive.

L'estensione dell'area compresa nella perimetrazione di Casalnuovo Monterotaro, nonché la complessità geologica dell'area, ha richiesto numerosi sopralluoghi; inoltre, alcuni settori dell'area sono risultati privi del tutto di affioramenti osservabili o comunque significativi.

Il rilevamento, condotto su tutta l'area in esame e con particolare attenzione alle aree maggiormente urbanizzate è consistito nel riconoscimento delle litologie affioranti (stratificazione, orientazione, fessurazione/fratturazione, presenza di pieghe e faglie); attenzione è stata posta anche all'individuazione di terreni di copertura, sia antropica che naturale.

La Figura 28 mostra le ubicazioni dei principali affioramenti individuati.

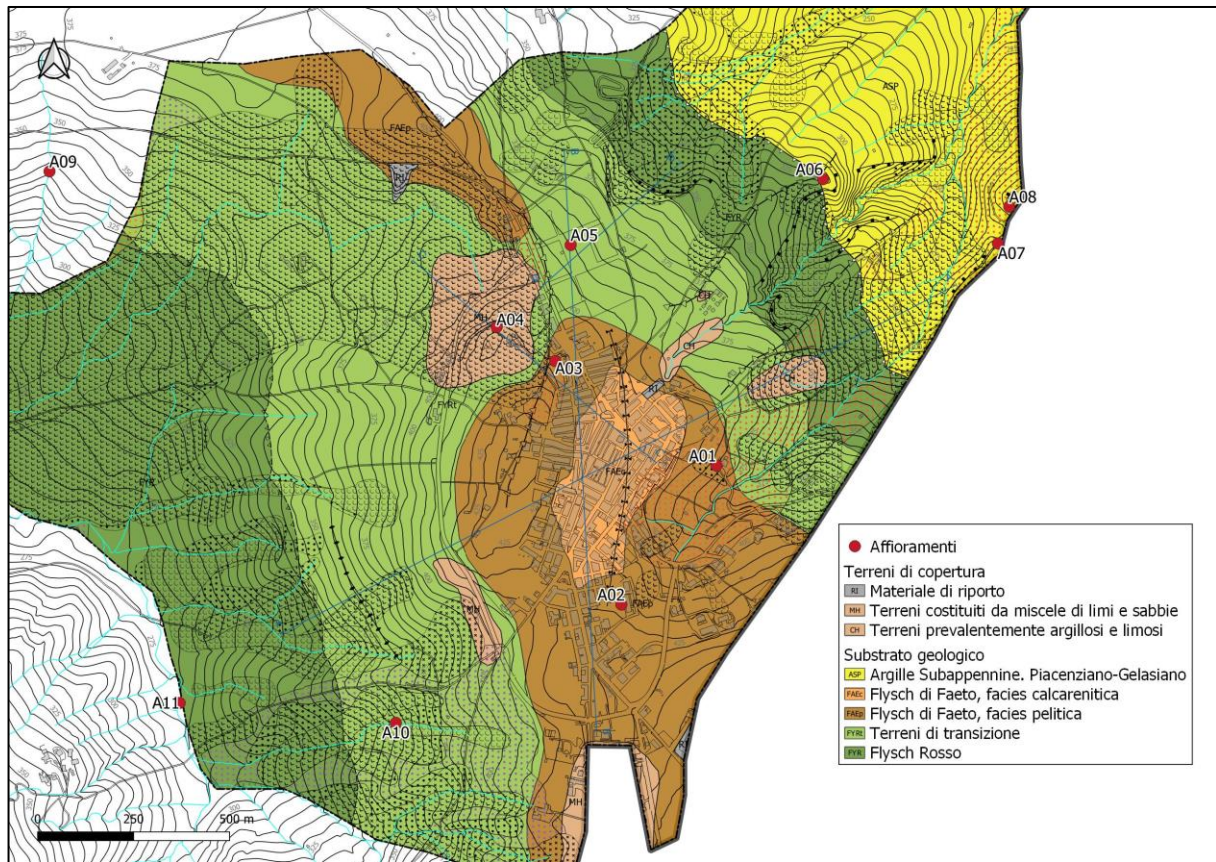


Figura 28. Distribuzione dei principali affioramenti individuati.

Di seguito si riportano le descrizioni delle unità affioranti, secondo la classificazione della MS1 , già in questa fase suddivise in unità del substrato geologico e terreni di copertura, in prospettiva della rielaborazione della CG in CGT_MS.

3.4.1 Substrato geologico

Flysch Rosso (FYR): l'identificazione delle litologie del Flysch Rosso è risultata poco agevole. Si tratta prevalentemente di argille, argilliti policrome in strati sottili con intervalli di calcilutiti, calcareniti e calciruditi, in assetto generale caotico. Nell'area investigata, non sono state individuate esposizioni particolarmente rappresentative; le caratteristiche policrome di terreni a netta prevalenza di argilla policroma (toni dal rosso al grigio-azzurro), evidenze in piccole nicchie di frana di nuova formazione o scavi recenti, la presenza di clasti e noduli litoidi selciferi

sparsi e una morfologia dei terreni con pendenze blande sono gli elementi identificativi (Figura 29 e Figura 30).



Figura 29. Terreni attribuibili al Flysch Rosso per caratteristiche cromatiche e morfologiche in superficie (panoramiche dei versanti a ovest dell'abitato).



Figura 30. Argille policrome esposte in un fosso sul versante ovest (affioramento A09)

In generale le argille e le argilliti sono in assetto caotico a livello di affioramento, scagliettate e con sottile stratificazione.

Il Flysch Rosso è presente sia ad est che ad ovest dell'abitato di Casalnuovo Monterotaro, nelle zone morfologicamente più depresse; ad ovest interessa la parte bassa del versante fino a località Pagliara (è presente anche sul versante opposto, Figura 19), ad est è limitato dal sovrascorrimento (in seguito illustrato con maggior dettaglio) che lo pone in contatto con le Argille Subappennine (Figura 31).



Figura 31. Terreni del Flysch Rosso in località Pagliara (Affioramento A11).



Figura 32. Sovrascorrimento del Flysch Rosso sulle Argille Subappennine, indicato dalla freccia e desunto dal cambiamento cromatico del terreno agricolo (Affioramento A06).

Altre indicazioni della presenza del Flysch Rosso sono state ricondotte allo scorrimento superficiale di acqua a causa della scarsa permeabilità del litotipo.

Nella parte più alta dei versanti, sia ad ovest che ad est dell'area urbanizzata, è stata riconosciuta e distinta una fascia di transizione (FYRt) di spessore incerto tra il Flysch Rosso e il più recente Flysch di Faeto. Le litologie sono simili a quelle del Flysch Rosso, ma gli elementi distintivi di tale fascia sono:

1. la presenza di sabbie quarzarenitiche giallastre, mediamente cementate rinvenute lungo alcune incisioni sul versante ovest, indicatrici della parte bassa della transizione; gli affioramenti hanno

spessore visibile da poche decine di centimetri a qualche metro (



Figura 33).



Figura 33. Sabbie giallastre quarzarenitiche caratteristiche della fascia di transizione (Affioramento A10).

2. la presenza di argilla bentonitica in livelli spessi da alcuni decimetri a pochi metri, riconosciuta in alcune stratigrafie di sondaggio (Figura 34).

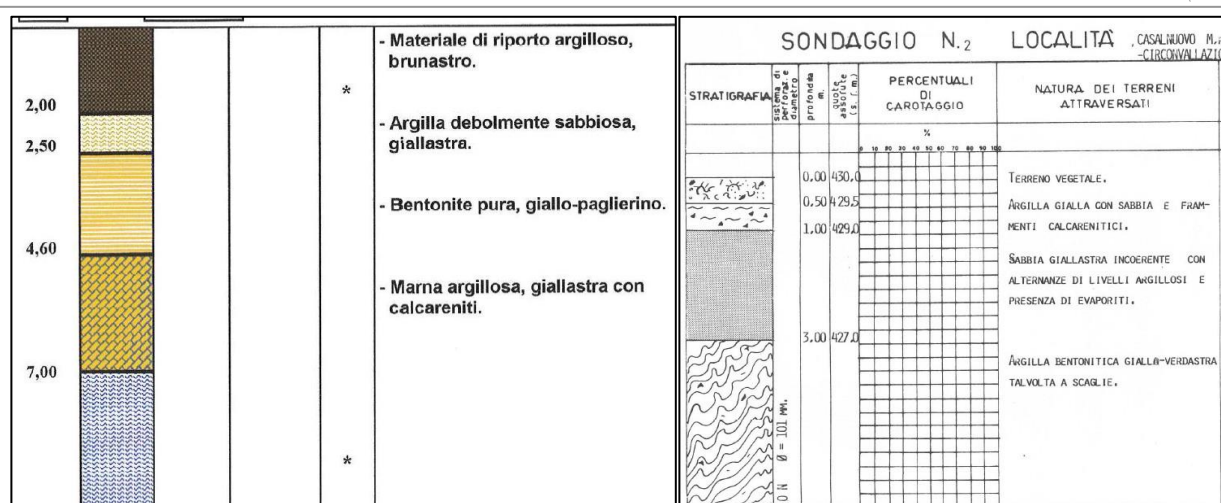


Figura 34. Stratigrafie dei sondaggi 03101P19, a sinistra, e 071013P25.

In genere sono terreni suscettibili al dissesto lento superficiale, anch'esso talora mascherato da successive lavorazioni agricole della superficie.

Il passaggio al sovrastante Flysch di Faeto è stato ricostruito attraverso variazioni significative nelle caratteristiche cromatiche e granulometriche dei terreni in superficie, nonché a dati di sondaggio e cartografia ufficiale (Figura 35).



Figura 35. Variazioni cromatiche in superficie. Panoramica della parte sud dell'abitato.

Flysch di Faeto (FAE): i terreni di questa formazione sono stati distinti in rappresentativi di una facies pelitica (qui denominata FAEp) del flysch e di una facies calcarenitica (qui denominata FAEc). La prima è costituita prevalentemente da una prevalenza degli intervalli pelitici rispetto a

quelli calcarenitici: le argille, sabbiose e limose, di colore giallastro, verde, grigio e vinaccia sono intervallate da strati marnosi, marnoso-calcarei e/o calcarenitici da biancastri a giallastri. La facies calcarenitica è, invece, caratterizzata da strati calcarenitici, di colore generalmente bianco o grigio, con spessori variabili da pochi centimetri a qualche decimetro; sono presenti livelli sottili di argille grigio-giallastre limose e sabbiose.

La Figura 36 e la Figura 37 si mostrano alcuni affioramenti significativi della facies pelitica.



Figura 36. Affioramento A01, facies pelitica.



Figura 37. Affioramento A02, facies pelitica.

Gli affioramenti mostrano sempre segni di deformazione fragile e duttile; si presentano quasi sempre fratturati e alterati, con piegamenti dovuti causa all'intensa deformazione tettonica dell'area.

Non sono stati rinvenuti affioramenti della facies calcarenitica: quest'ultima è presente, secondo le stratigrafie di sondaggio, solo nella parte circa centrale dell'area urbanizzata, che ne ha nascosto ogni traccia. La Figura 38 ne mostra due esempi.

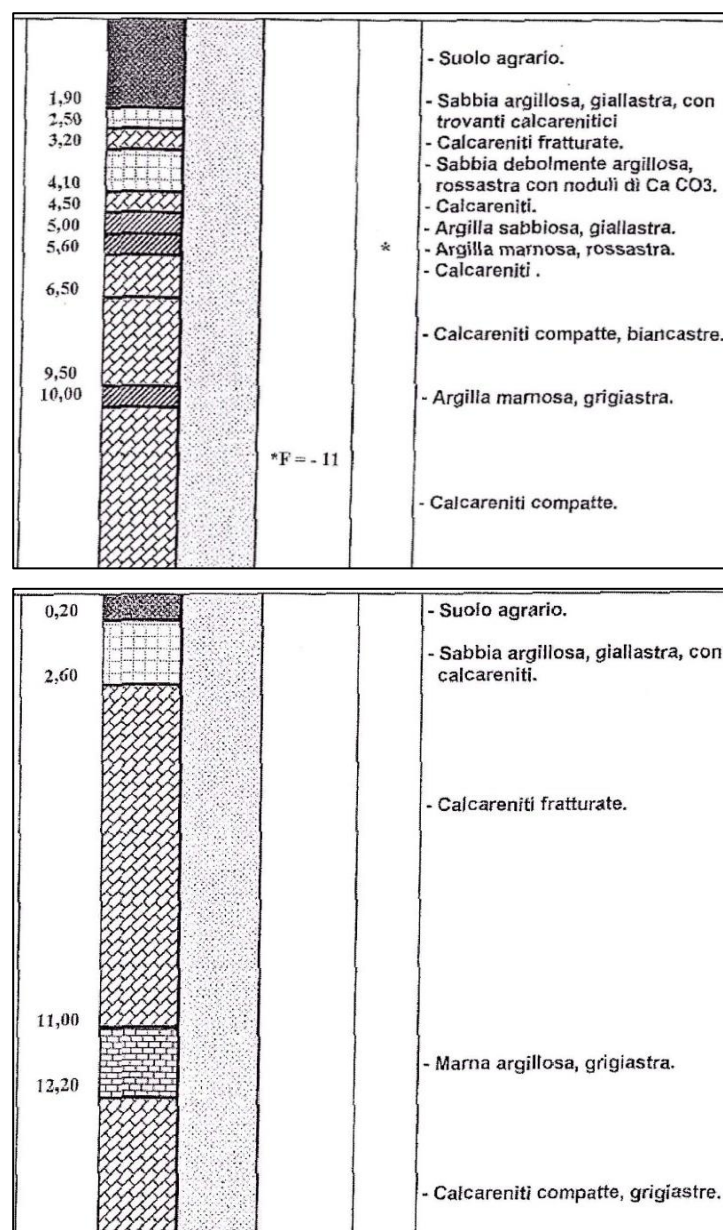


Figura 38. Facies calcarenitica del Flysch di Faeto nei sondaggi 071013P11, in alto, e 071013P13.

Le due facies sopra descritte, nel complesso rappresentano la parte basale e intermedia del Flysch di Faeto.

Argille subappennine (ASP): come per il Flysch Rosso, anche per le argille subappennine la loro osservazione non è stata agevole a causa delle morfologie poco pronunciate, l'intensa attività agricola e la fitta presenza di vegetazione spontanea. Lungo i fossi e in corrispondenza di nicchie di distacco di piccoli dissesti di versante se ne riconosce la presenza, insieme ai colori tendenzialmente gialli del terreno in superficie e la sua granulometria più sabbiosa. La presenza di ASP costituite da argille e argille marnose grigie e giallastre, con stratificazione poco evidente (Figura 39), è stata osservata lungo due versanti di 15-20 m, con morfologia legata ad interventi antropici, ubicati nella parte più orientale dell'area studiata (Figura 40), la cui morfologia attuale è dovuta ad intervento antropico, sui quali sono esposte.



Figura 39. Affioramento 07. Argille marnose grigie.



Figura 40. Affioramento A08. Argille subappennine su un versante di origine antropica.

L'osservazione della morfologia e del cromatismo dei terreni ha permesso di definirne i limiti su carta.

3.4.2 Terreni di copertura

Depositi sabbioso-limoso-argillosi (MH-CH): in base alle risultanze dei sondaggi eseguiti, sono state delimitate alcune aree caratterizzate dalla presenza di materiale definito nelle stratigrafie “prevalentemente limoso e sabbioso” (MH) oppure “prevalentemente argilloso e limoso”(CH). Possono essere il risultato dell'alterazione del substrato sottostante o i resti di corpi di frana ormai obliterati in superficie dall'urbanizzazione o dalle intense attività agricole. Gli spessori variano da 3 a 17 m circa (Figura 41e Figura 42).



Figura 41. Esempio di terreno di copertura nell'area in esame.

prof. dal p.c.	simboli	sigle	potenza degli strati	falda	umid. natur.	descrizione
0,00			0,50			Terreno vegetale.
0,50			0,50			Argilla gialla con sabbia e frammenti di calcarenite.
1,00		4A	2,00			Sabbia gialla poco addensata con livelletti argillosi e presenza di materiale evaporitico
3,00		4B	7,30			Argilla giallo-verdastra bentonitica, localmente a scaglie, con intercalazioni di sabbia ed argilla bluastro.


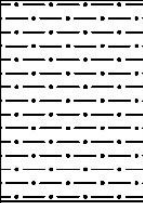

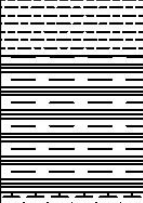

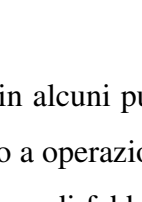
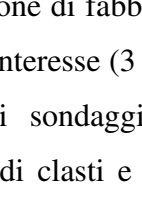
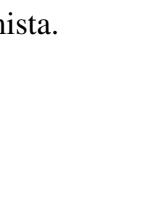


Profondità (mt)	Progressive	Potenza (mt)	Stratigrafia	Descrizione dei terreni attraversati
1.0	0.50	0.50		Clasti eterometrici calcarenitici, colore grigio chiaro, sub - angolari (Terreno antropico).
2.0				Terreno sabbioso - limoso, debolmente ghiaioso, colore marrone - bruno, in matrice argilloso - limosa, sparsi clasti centimetrici, sub - angolari, umido, poco consistente.
3.0	3.00	2.50		Terreno argilloso - limoso, debolmente sabbioso, colore grigio scuro - marrone, presenti clasti da millimetrici a centimetrici, angolari calcarenitici, grigio chiaro, visibili bande umifiche colore bruno, debolmente consistenti, umido.
4.0				Terreno argilloso - limoso, colore grigio - marrone, moderatamente consistente, mediamente umido, intervallato a livelli da millimetrici a centimetrici, sabbioso - limosi a frazione medio - fine, colore grigio - avana, presenti clasti millimetrici sub - arrotondati.
5.0	5.30	2.30		Terreno argilloso debolmente limoso, colore grigio - avana, consistente, debolmente umido, presenti livelli millimetrici di calcinelli di alterazione, colore bianco e rari clasti centimetrici calcarenitici, sub - angolari, visibili fustoli carboniosi a listelli.
6.0	6.20	0.90		
7.0				
8.0	7.90	1.70		
8.20	8.20	0.30		Livello calcarenitico, in matrice argilloso - limosa, colore grigio - verdognolo, rimaneggiato dal cutting.
9.0				

Figura 42. Terreni di copertura come descritti in stratigrafie di sondaggio (071013P06, in alto, e 071013P16).

Riporto antropico (RI): in alcuni punti di osservazione è stata rilevata la presenza di materiale di riporto antropico, legato a operazioni di movimentazione terra, deposito di residui di materiale da costruzione, realizzazione di fabbricati e/o strutture. Nella maggior parte dei casi gli spessori sono inferiori a quelli di interesse (3 m) o non desumibili da osservazioni dirette. Dove superiori (stime da stratigrafie di sondaggio, Figura 43) se ne sono supposti i limiti in carta. Verosimilmente si tratta di clasti e frammenti di laterizi eterometrici, immersi o mescolati a matrice a granulometria mista.

E' da menzionare la presenza, in prossimità del limite nord dell'area investigata, di un sito di ex-discarica annoverato tra le aree di presenzzza di RI, ma di cui non si conoscono informazioni di dettaglio. Il rilevato è alto circa 10 m ed è localizzato in prossimità della SP5 (Figura 44).



Instabilità di versante: alcune caratteristiche morfologiche dei terreni (in particolare contropendenze con conseguente accumulo concentrato di acqua di scorrimento superficiale) sono testimonianza di situazioni di dissesto anche antiche, spesso parzialmente o totalmente

nasconde dal rimodellamento legato alle attività agricole o dall'urbanizzazione dell'area. Sulle aree di potenziale affioramento dei substrati su descritti si rinvencono dunque estese coperture costituite da tali corpi.



Figura 45. Terreni interessati da instabilità di versante.

Sono più frequenti ed estesi in corrispondenza delle zone di affioramento del Flysch Rosso o della fascia di transizione tra Flysch Rosso e Flysch di Faeto. Sono costituiti da materiale eterogeneo sia in termini granulometrici sia in termini composizionali; prevalgono le granulometrie limoso-argillose, con subordinati clasti e blocchi del Flysch di Faeto, provenienti da aree in disfacimento a monte. Sono poco coerenti, con struttura molto caotica a causa del trasporto gravitativo; gli spessori sono variabili, ma difficilmente determinabili per scarsità di punti di osservazione diretta.

3.4.3 Descrizione della nuova carta geologica

La Carta Geologica e Geomorfologica di base è il risultato dell'integrazione di dati ufficiali di cartografia e letteratura esistenti, dell'analisi di informazioni stratigrafiche di sondaggio e di attività di rilevamento di superficie mirata alla conferma dei dati raccolti e all'acquisizione di nuovi a maggiore dettaglio.

Essa rappresenta le aree di affioramento e relativi limiti delle litologie osservate, distinte in substrato geologico e terreni di copertura, su cui sono indicate le giaciture misurate e i lineamenti tettonico-strutturali supposti o eventualmente confermati da letteratura (faglie e pieghe). Sono rappresentate le aree in dissesto censite in studi pregressi, gli elementi morfologici

puntuali e lineari come da Standard di rappresentazione cartografica e archiviazione informatica - Versione 4.2: punti sommitali, creste, orli di scarpata.

A completamento delle informazioni rappresentate, gli elementi lineari e poligonali della Carta Tecnica Regionale forniscono informazioni su toponimi, isoipse, viabilità e urbanizzazione.

I rapporti geometrici tra i terreni del substrato individuati e i terreni di copertura sono rappresentati in quattro sezioni geologiche, tracciate in modo da rappresentare significativamente le condizioni geologiche locali. Gli spessori indicati derivano prevalentemente da analisi ed interpretazioni di dati di sondaggio e osservazioni di campagna.

La carta risultante differisce da quelle ufficiali esistenti per: variazioni di nomenclatura delle formazioni presenti, modifica di limiti geologici, introduzione di una fascia di transizione tra formazioni esistenti e distinzione di facies pelitica e un'altra calcarenitica all'interno di una delle formazioni esistenti, esclusione e/o conferma di alcuni elementi tettonici presenti in cartografia e letteratura esistenti.

Sebbene l'area di studio ricada nel Foglio 163 "Lucera", si è preferito avere a riferimento il Foglio CARG immediatamente a sud n.407 "San Bartolemeo in Galdo", poiché quest'ultimo è di pubblicazione molto più recente ed ha una scala sia di rilevamento che di rappresentazione significativamente maggiore.

L'area esaminata è piuttosto complessa dal punto di vista geologico: difficoltà nella ricostruzione precisa degli aspetti geologici, stratigrafici e strutturali che la caratterizzano sono dovuti alla scarsità degli affioramenti (sia in termini di numero che in termini di estensione) di formazioni geologiche e coperture, alla deformazione delle litologie presenti, alla modifica del paesaggio legata alle attività antropiche prevalentemente agricole (affioramenti, potenziali siti di frana e/o di faglia vengono completamente oblitterati).

A ciò si aggiunga che spesso le informazioni desunte da documentazioni e indagini pregresse sono risultate talvolta discordanti con quanto osservabile sul campo, oppure disponibili a scala molto più piccola rispetto a quella del rilevamento e dunque non precisamente concordanti.

La Figura 46 mostra la sovrapposizione e le differenze principali tra la carta geologica prodotta e quella del F.163 "Lucera" (in parte lo scostamento è dovuto alla differente scala di rappresentazione dei due prodotti).

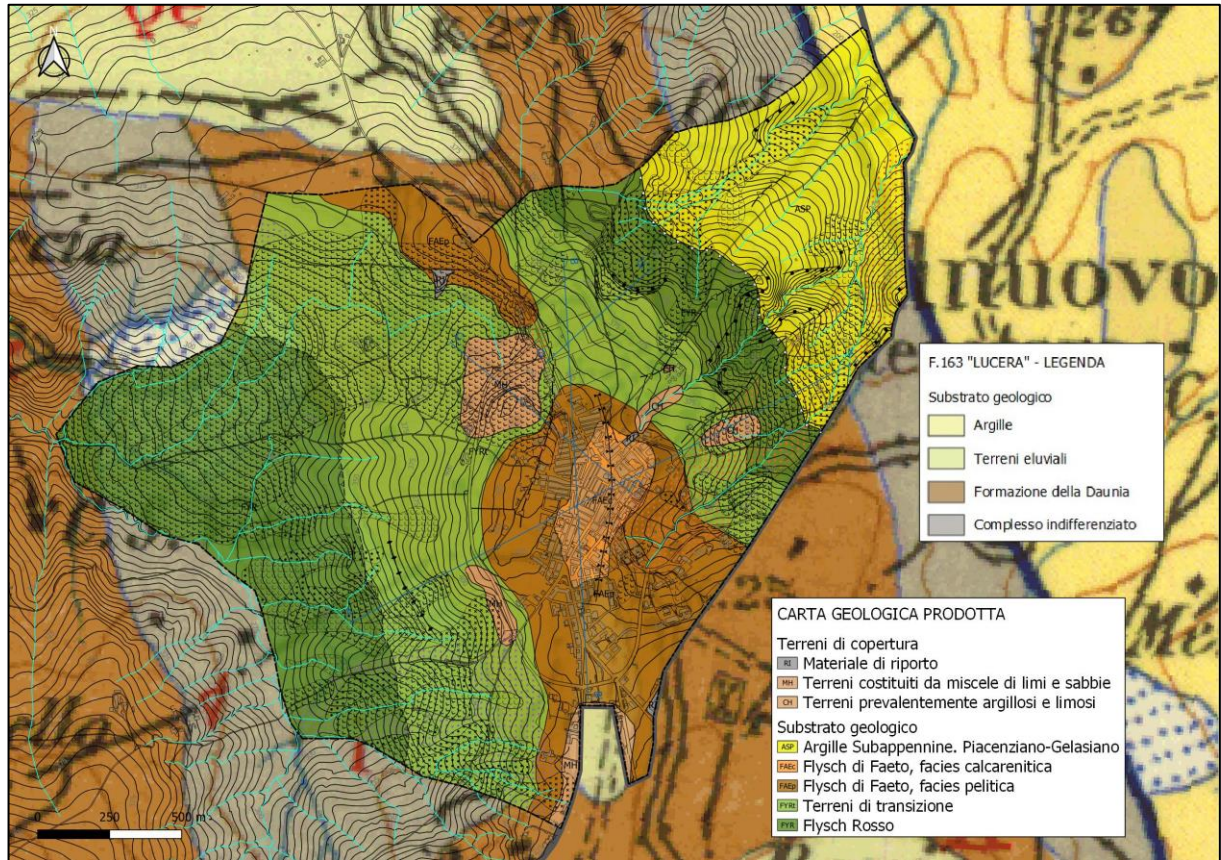


Figura 46. Sovrapposizione tra Foglio 163 "Lucera" e carta geologica prodotta.

I risultati dei sopralluoghi e l'analisi dei sondaggi geognostici hanno portato alla modifica di alcuni limiti e di alcune aree di affioramento delle formazioni, alla distinzione all'interno della formazione del Flysch di Faeto tra una facies pelitica e una calcarenitica e il riconoscimento di una fascia di transizione tra il Flysch Rosso e il Flysch di Faeto. Sono state considerate valide le giaciture di strato, quando il relativo affioramento è stato rinvenuto ancora in buono stato di preservazione.

Tra gli elementi tettonici, ad ovest dell'abitato è stata indicata la presenza di una faglia inversa già riportata in lavori pregressi (Zezza et al., 1994), mentre ad est di Casalnuovo M. il sovrascorrimento del Flysch Rosso sulle Argille Subappennine risulta più arretrato di quanto non lo sia nella cartografia ufficiale; l'arretramento trova giustificazione sia nella differenza di scala di rilevamento che nella individuazione del sovrascorrimento grazie a caratteristiche del terreno investigato, sia cromatiche (Figura 47 e si veda la Figura 32) che morfologiche (Figura 36).



Figura 47. Sovrascorrimento: variazioni cromatiche in corrispondenza del contatto tettonico.



Figura 48. Sovrascorrimento: caratteristiche morfologiche.

Subito ad est della variazione cromatica (si veda la Figura 48), un deposito sabbioso-conglomeratico segna il passaggio alle Argille Subappennine; tale deposito, comunque lontano dall'area urbanizzata, è da segnalare come punto di approfondimento nei livelli successivi di MS.

3.4.4 Nuove sezioni geologiche

Sono state realizzate 4 sezioni geologiche, denominate A-A', B-B', C-C' e D-D', allegate in scala 1:1.000 alla presente relazione.

La traccia della sezione geologica A-A', è orientate circa SO-NE, trasversale alle principali strutture geologiche dell'area di studio; la traccia della sezione B-B' è circa longitudinale (nord-sud) alla dorsale su cui sorge Casalnuovo Monterotaro; le sezioni C-C' e D-D' sono state tracciate, rispettivamente, in asse con lo sviluppo della parte alta della frana Montetto e in corrispondenza dell'area di ammassamento a nord dell'abitato, prevista dal Piano di Emergenza Comunale.

In sezione sono riportate le principali geometrie dei corpi geologici, i loro spessori desunti prevalentemente da stratigrafie di sondaggio (in alcuni casi rimasti incerti), gli spessori delle coperture cartografabili, costituite sia da materiale di riporto antropico che da coltri prevalentemente limoso-argillose di alterazione del substrato sottostante.

La Figura 49 e la Figura 50 mostrano due stralci della sezione A-A', rispettivamente la parte occidentale e quella orientale.

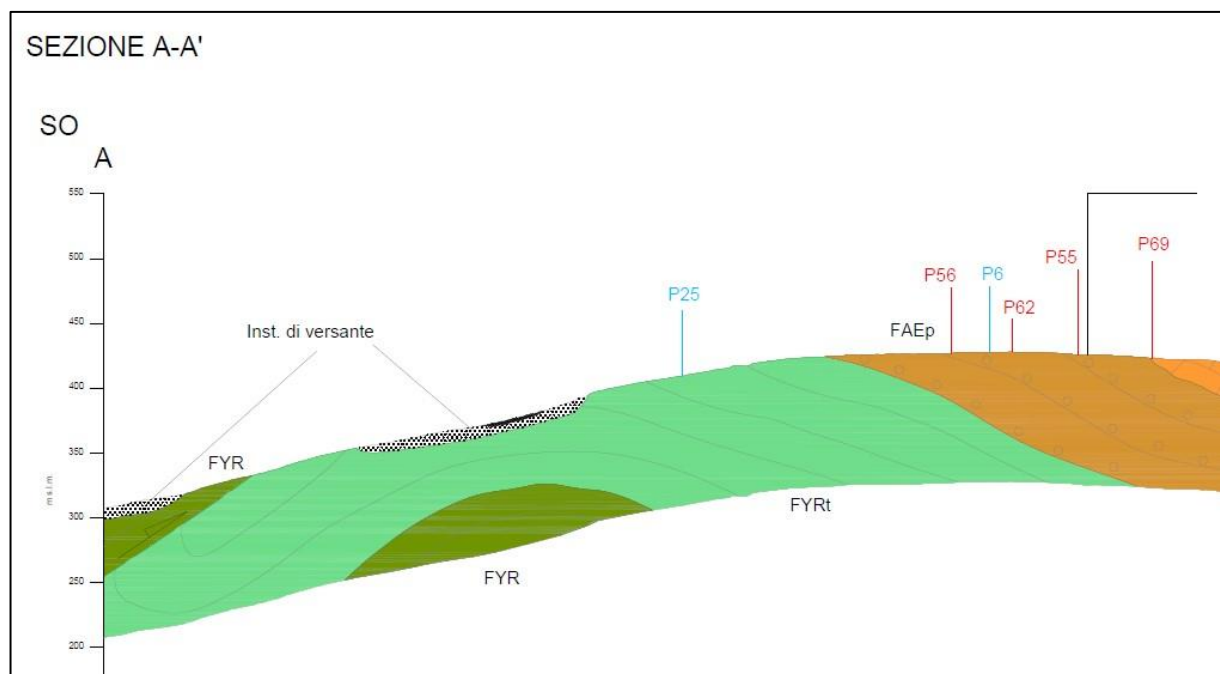


Figura 49. Parte occidentale della sezione A-A'.

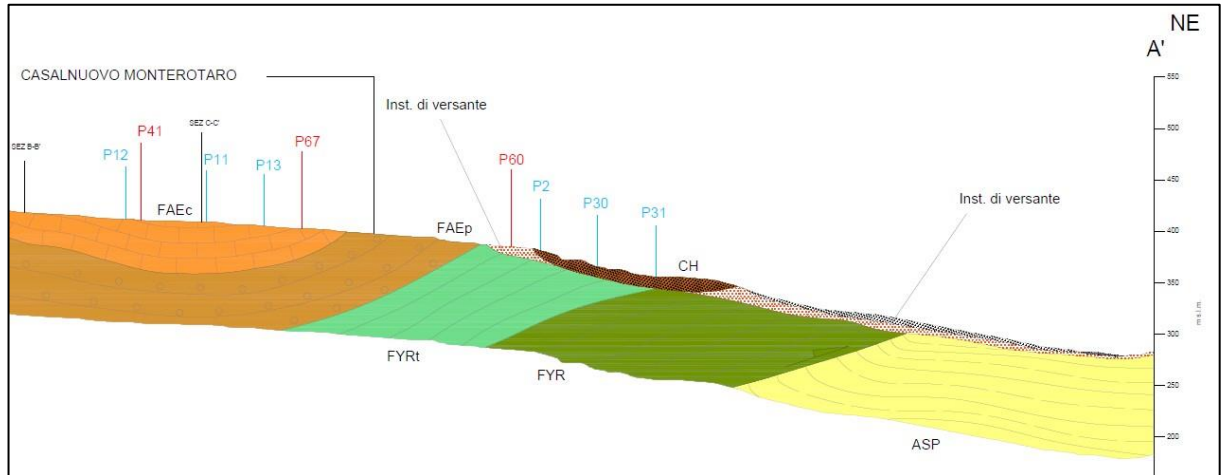


Figura 50. Parte orientale della sezione A-A'.

Nella prima è riportata la faglia inversa, nella seconda il sovrascorrimento, entrambe con indicazione dei sondaggi eseguiti in prossimità della traccia di sezione.

La Figura 51 mostra la sezione C-C'.

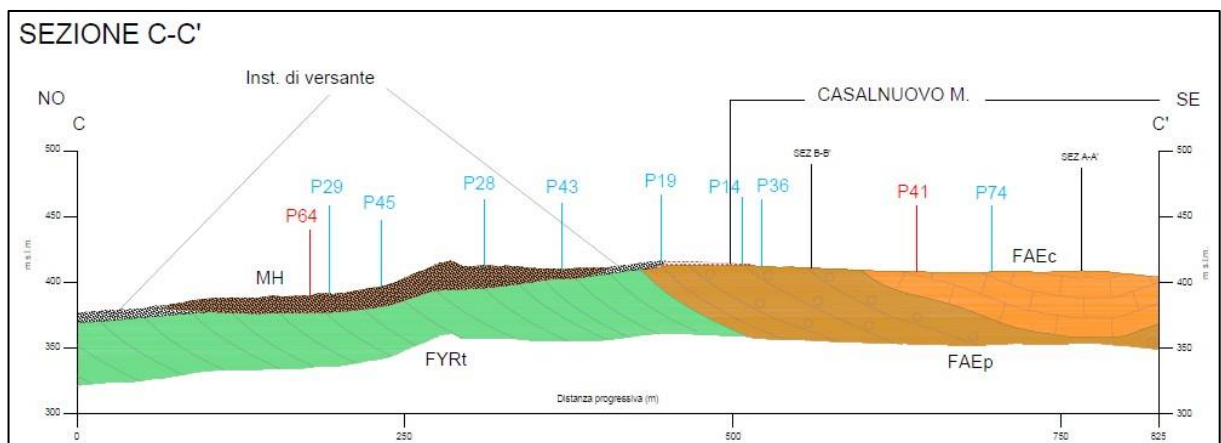


Figura 51. Sezione C-C'.

Pur risultando in superficie gli affioramenti fratturati e piegati, non è stato possibile determinare una profondità per il passaggio eventuale ad un substrato meno fratturato, né i sondaggi riportano informazioni in tal senso; sono poche le giaciture utili a ricostruire compiutamente le geometrie in profondità e lo stile deformativo dell'area. Alcune incertezze di questa natura potranno essere superate in fasi successive di lavoro con l'esecuzione di nuove indagini geofisiche e geotecniche.

Per la versione completa delle due sezioni geologiche, si rimanda all'elaborato grafico "Sezioni geologiche".

3.4.5 Condizioni idrogeologiche locali

Le formazioni affioranti nell'area di studio hanno permeabilità medio-bassa; l'unica unità a permeabilità significativa è il Flysch di Faeto in facies calcarenitica, in cui la stratificazione e la fratturazione degli strati costituiscono vie di infiltrazione e movimento di acqua. Sono comunque sede di circolazione idrica sub-superficiale sia il membro calcarenitico del flysch (permeabilità di tipo secondario, prevalentemente dovuta a fessurazione/fratturazione) che quello pelitico (permeabilità di tipo sia primario che secondario, per fessurazione/fratturazione e porosità). Non sono state recuperate informazioni sul grado di permeabilità delle varie tipologie di terreni, ma certamente nel membro pelitico la circolazione avviene più lentamente per la presenza predominante di frazioni granulometriche fini.

Il sottosuolo di Casalnuovo Monterotaro può essere dunque sede di modeste falde idriche, poco estese e spesse, che superficialmente si possono manifestare in sorgenti di contatto tra terreni a diverso grado di permeabilità.

I terreni del Flysch Rosso e quelli della facies di transizione possono invece essere considerati impermeabili, essendo costituiti prevalentemente da argille e argilliti; non costituiscono sede di acquifero; fanno eccezione le sabbie della parte basale della transizione, potenzialmente in grado di trasmettere acqua (non ne sono state comunque riscontrate evidenze).

Tra i dati raccolti, le informazioni relative alla presenza di acqua nel sottosuolo sono ricavabili dalle perforazioni di sondaggio eseguite; molte di queste riportano la profondità di rinvenimento di acqua nei fori senza specificarne chiaramente la modalità di misura (se durante o successivamente alla fine della perforazione), per cui le misure indicate vanno considerate con un certo margine di incertezza.

Le stratigrafie di sondaggio riportano misure di profondità di rinvenimento di acqua nel sottosuolo comprese tra circa 2 m e 25 m dal p.c., senza che queste possano essere chiaramente correlate alla litologia attraversata; anche nelle litologie precedentemente definite impermeabili è stata rinvenuta acqua, probabilmente presente nei livelli più superficiali dove l'infiltrazione è favorita dalla fessurazione.

La Tabella 2 riporta sinteticamente la profondità di rinvenimento di acqua per foro di sondaggio, quando presente.

Tabella 2. Profondità di rinvenimento di acqua in fori di sondaggio.

Sondaggio	Prof. (m da p.c.)	Sondaggio	Prof. (m da p.c.)	Sondaggio	Prof. (m da p.c.)
071013P1	---	071013P15	---	071013P29	16.2
071013P2	6.00	071013P16	4.80	071013P30	5.50
071013P3	10.00	071013P17	2.50	071013P31	6.00
071013P4	7.50	071013P18	---	071013P32	13.52
071013P5	4.50	071013P19	---	071013P33	---
071013P6	4.00	071013P20	---	071013P34	---
071013P7	---	071013P21	---	071013P35	---
071013P8	---	071013P22	4.92	071013P36	---
071013P9	3.00	071013P23	1.85	071013P43	22.55
071013P10	---	071013P24	7.00	071013P44	15.70
071013P11	11.00	071013P25	---	071013P45	6.85
071013P12	---	071013P26	---	071013P46	---
071013P13	---	071013P27	3.70	071013P47	24.65
071013P14	---	071013P28	---	071013P51	8.50

In definitiva, l'incertezza nelle misure e la loro discontinuità non consentono di ricostruire un modello esteso della circolazione idrica sotterranea.

Nella fascia pedeappenninica, la formazione argillosa plio-pleistocenica non favorisce la costituzione di risorse idriche sotterranee di una certa rilevanza. La possibilità di rinvenire acqua è legata alla presenza di falde freatiche di limitata potenzialità localizzate nei depositi alluvionali terrazzati. Qui, anche le condizioni climatiche (scarsità degli apporti pluviometrici e intensa evapotraspirazione sono avverse (Maggiore e Pagliarulo, 2003).

All'interno delle argille subappennine, a diverse altezze stratigrafiche, si rinvencono livelli di sabbie fini e ghiaie in lenti di modesto spessore che possono ospitare falde idriche in pressione e locale carattere artesiano (Maggiore et al., 1996; Maggiore e Pagliarulo, 2003).

3.5 Elementi tettonici

Il contesto geologico tettonico dell'Appennino Dauno è legato alla storia dell'Appennino Meridionale, la porzione orogenetica più recente, orientata NE-SO, della catena neogenica dell'Appennino estesa dall'Abruzzo Meridionale-Alto Molise, alla Sicilia, attraverso l'Arco Calabro (Figura 52). Studi multidisciplinari condotti negli ultimi 30 anni hanno evidenziato una crescente complessità nell'evoluzione geodinamica dell'Italia meridionale (Valensise e Pantosti, 2001; Fracassi et al., 2004; Di Bucci et al. 2006, 2010; Amato et al., 2014; Vezzani et al., 2010; Carminati e Doglioni, 2012; Kastelic et al., 2013; Milia et al., 2017; Petrullo et al., 2017; Savastano e Piana Agostinetti, 2019 e referenze incluse in tutti). Quest'ultima è legata al complesso movimento convergente fra le placche Eurasiatrica e Africana, e alla chiusura (*rifting-drifting*) del paleo-oceano Tetide, che ha caratterizzato l'area mediterranea dal Cretaceo, portando alla formazione di orogeni distinti e non coevi tra cui le Alpi (Cretaceo - attuale), le Dinaridi-Albanidi ed Ellenidi (Terziario- attuale).

In questo processo di convergenza, l'area mediterranea è stata influenzata dalla presenza della placca Adriatica, un blocco di litosfera continentale, con una crosta principalmente Panafricana (Precambriana), ed eventi tettonici e metamorfici Paleozoici e Mesozoici sovrapposti (Vai, 2001), il cui ruolo geodinamico (Channel et al., 1976; Anderson e Jackson, 1987; Platt et al., 1989) è ancora dibattuto. A parte un'ampia porzione sommersa in Mar Adriatico, la piattaforma Adriatica include la Piana del Po e la Puglia (Amato et al., 2014 e referenze incluse). Dal Mesozoico Superiore, i suoi margini sarebbero stati coinvolti in processi orogenici diacroni formando a Nord le Alpi (Cretaceo-attuale), e durante il Terziario-Quaternario le catene a pieghe e sovrascorrimenti delle Dinaridi- Albanidi ed Ellenidi ad Est (Decourt et al., 1986) e dell'Appennino a Ovest.

Dall'Eocene e più intensamente dal Miocene Inf. la porzione orientale della placca Adriatica è stata coinvolta nell'orogenesi Dinaride (le più antiche evidenze della quale risalgono al Cretaceo Sup. (Kastelic et al., 2013 e referenze incluse)), e in quella Albanide (Roure et al., 2004). Il meccanismo di fagliamento attivo in Adriatico è principalmente orientato NO-SE con sovrascorrimenti in direzione NE (Kastelic et al., 2013 e referenze incluse).

Nello stesso periodo i principali domini paleogeografici Mesozoici, bacini pelagici e piattaforme carbonatiche esistenti, in parte localizzati sulla stessa piattaforma Adriatica (Scrocca, 2010), come la piattaforma Apula (Mostardini e Merlini, 1986; cfr. paragrafo 3.1) sono stati coinvolti nell'orogenesi appenninica ad ovest. Unità autoctone Mesozoiche, sono esposte nel Gargano, Murge e Salento (Patacca e Scandone, 2007 e referenze incluse). La Puglia avrebbe quindi

risentito e risentirebbe degli effetti deformativi connessi alla formazione della catena appenninica ad ovest e quella Dinarica ad est, assumendo l'assetto di avampaese di due catene a vergenza opposta. Nonostante la gran quantità di dati sismici acquisiti dagli anni '80, incluso i progetti finalizzati a conoscere la crosta profonda (Progetto CROP), e l'innunerevole quantità di dati raccolti nell'arco di svariati decenni di studi che hanno consentito un quadro sempre più completo sui rapporti geodinamici e la successiva evoluzione tettonica, ad oggi non esiste una interpretazione universalmente condivisa sulla genesi dell'Appennino Meridionale. I modelli proposti sono vari, spesso in contrasto tra loro, e le interpretazioni sulla loro struttura a profondità maggiori di 10 km sono significativamente diverse (ad es. Scrocca et al., 2010 e referenze incluse, Amato et al., 2014 e referenze incluse; Savastano e Piana Agostinetti, 2019), contrariamente a quanto succede per le porzioni più superficiali, relativamente simili. Fra le tante problematiche ancora oggetto di dibattito, due maggiori ipotesi riguardano il coinvolgimento (Menardi Noguera e Rea, 2000 e referenze incluse), o meno del basamento cristallino nella deformazione orogenica. In quest'ultimo caso, la catena è principalmente costituita da una copertura sedimentaria, e il basamento rimane indeformato, immergendo a) ad ovest in modo costante (p.es. Mostardini e Merlini, 1986; Patacca e Scandone 2007), o b) seguendo la geometria della placca che subduce (Doglioni et al., 1996; Scrocca et al. 2005); in quest'ultimo caso, il raccorciamento delle unità sovrascorse è almeno di 110-120 km (Figura 53).

L'evoluzione dell'Appennino Meridionale, ha seguito quella della catena appenninica per la quale i modelli proposti sono vari, fra i quali: a) dovuta ad una subduzione diretta verso O o NO a partire dal Cretaceo della placca Adriatica (e.g. Facenna et al., 2001 e referenze incluse; Balestrieri et al., 2011), sia come b) una subduzione legata alla retrocatena di un prolungamento meridionale delle Alpi, ad est del blocco sardo-corso, a partire dall'Eocene–Oligocene (Doglioni et al., 1996, 1999a-b e referenze incluse). Secondo quest'ultimo modello, la catena appenninica avrebbe seguito l'evoluzione delle Alpi fino all'Eocene Superiore, come dimostrato da una comune paleogeografia mesozoica, alla quale sarebbe seguita una “inversione” del processo di subduzione verso W, iniziata durante l'Eocene–Oligocene, causata dall'esistenza di litosfera oceanica al fronte della retrocatena alpina (Carminati e Doglioni, 2012 e referenze incluse). Dal Miocene inf., l'arretramento della placca in subduzione verso est avrebbe causato la migrazione progressiva dell'inarcamento litosferico, dei fronti di accrezione, e della tettonica distensiva, formando il Bacino Tirrenico di retroarco, e successivamente coinvolgendo in una tettonica

compressiva/distensiva le successive zone del prisma d'accrezione e dell'avampaese (Scrocca et al., 2003 e referenze incluse; Patacca e Scandone, 2007).

Mappe di stress per l'intero territorio italiano (Montone et al., 2004) confermerebbero che il regime distensivo perpendicolare all'asse appenninico in direzione NE-SO coevo con l'apertura del bacino tirrenico, dal Tortoniano Sup. (Patacca e Scandone, 1989), rappresenta il sistema di stress principale presente nell'Appennino Meridionale, con meccanismi di fagliamento normali, in contrasto, al regime compressivo attivo NO-SE esistente in Adriatico Centrale.

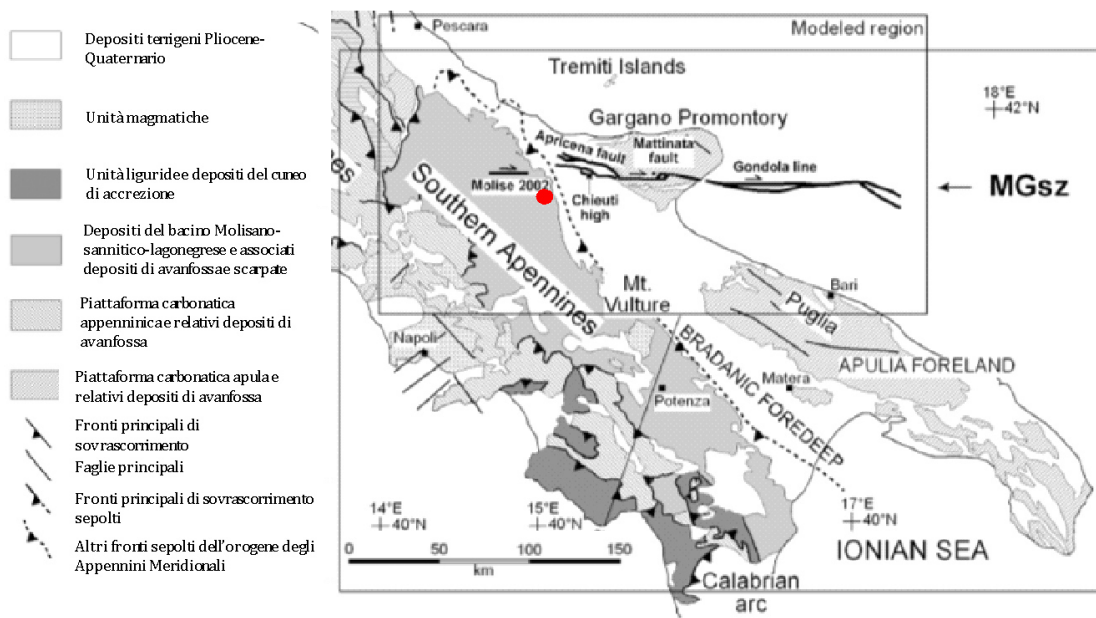


Figura 52. Principali elementi tettonici e unità dell'Appennino Meridionale a scala regionale, dell'area oggetto di studio, indicata con punto rosso (da Di Bucci et al. 2006, modificato).

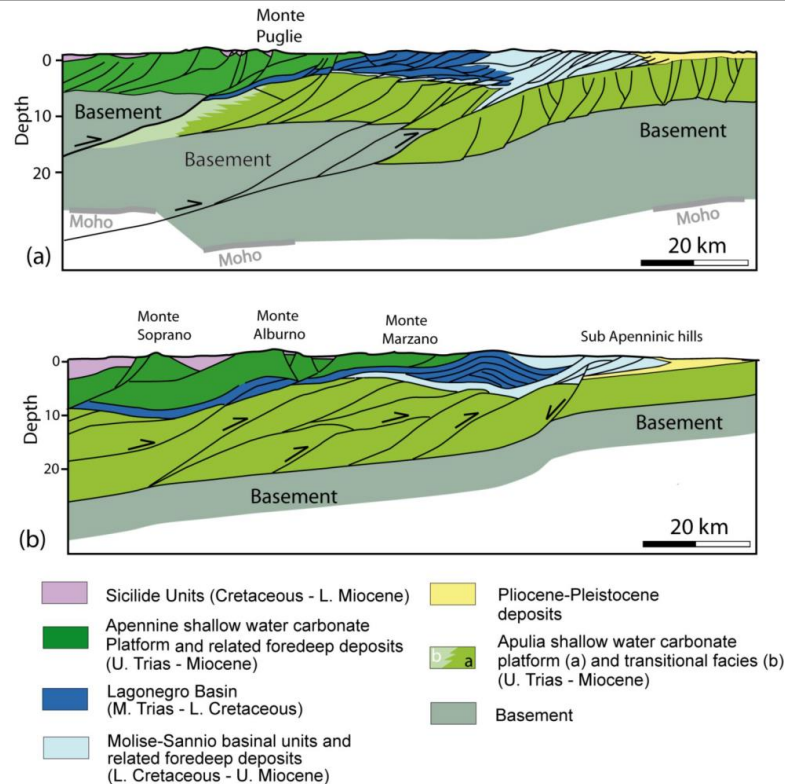


Figura 53. Schema delle differenti interpretazioni esistenti sull'assetto strutturale profondo dell'Appennino Meridionale , con coinvolgimento del basamento cristallino (a) nel processo di deformazione orogenica, o solo della coltre più superficiale deformata (b). Tratto da Scrocca (2010).

La geometria e la cinematica del fronte di accrezione appenninico e dell'avampaese adriatico sarebbero cambiate nel Plio-Pleistocene come suggerisce lo spessore dei depositi di avanfossa nei differenti settori dell'arco appenninico: mentre un continuo ed elevato tasso di subsidenza sarebbe avvenuto in Adriatico centrale, la Puglia e l'avanfossa Bradanica avrebbero subito un sollevamento pari a 0.5 mm/anno da metà Pleistocene (Doglioni et al., 1994) (Cfr. 3.1.1). Vari autori concordano con un cambio geodinamico avvenuto in tale epoca (Di Bucci et al., 2003; Fracassi et al., 2004; Patacca e Scandone, 2007 e referenze incluse). Tale differenza è stata interpretata come dovuta ad un diverso arretramento della placca in subduzione (Doglioni et al., 1991), causata da un diverso spessore litosferico della placca Adriatica in subduzione più spessa a S (110 km) in Puglia rispetto alla zona più settentrionale (70 km) (si veda Calcagnile e Panza, 1980). Lo spessore differente sarebbe stato ereditato dal Mesozoico, durante periodi di rifting legati alla storia della Tetide, (Doglioni et al., 1994). Secondo Scrocca (2010), oltre ad un diverso spessore litosferico, il maggiore incuneamento dell'astenosfera sottostante potrebbe aver controllato il grado di inarcamento dell'avampaese apulo. L'allineamento E-O delle isole Tremiti (**Tocco-Casaura-Tremiti ITC059**) è stata interpretata da un punto di vista geodinamico, come una zona di trasferimento destro che accomoda una maggiore velocità di

retrocessione dello *slab* litosferico adriatico in subduzione a N rispetto alla porzione a S (Doglioni et al., 1994). Una diversa immersione della subduzione nelle due sezioni a nord e sud di tale allineamento, spiegherebbe anche la minore elevazione dell'Appennino Meridionale rispetto alla porzione Centro- Settentrionale. Altri autori (Schettino e Turco, 2011 e referenze incluse), riconoscono in tale allineamento E-O un limite che coinvolge la litosfera continentale dal Cretaceo Superiore, che separa la placca Adriatica in due microplacche, Adria ed Apulia. Per altri la piattaforma Apula si sarebbe “svincolata” da quella Adriatica, lungo zone di deformazione E-O, estese dalle Tremiti alle Murge (Felici et al., 2008). La maggior parte dei sistemi di faglie trascorrenti E-O sono state individuate tra latitudini 40°30'N e 42°30'N *onshore ed offshore* (Di Bucci et al., 2006 e referenze incluse). Fra quelle meglio conosciute, la zona di trascorrenza Molise-Gondola (MGdz) è la più rappresentativa fra gli altri sistemi di faglie, studiati più o meno in dettaglio (cfr. cap. 2). Più a nord, il lineamento E-W Pescara-Dubrovnik, in Adriatico, sarebbe un importante lineamento intraplacca fra Pescara e Dubrovnik che avrebbe agito come una faglia trasforme nel Cretaceo, controllando la sedimentazione nell'area (Gambini e Tozzi, 1996).

Vari autori riconoscono che la tettonica attiva Quaternaria a nord dell'Arco Calabro è stata dominata da processi estensivi, lungo l'asse dell'orogene (principalmente lungo i rilievi) ma evidenze di una compressione attiva NO-SE esistono nelle porzioni affioranti dell'avampaese Apulo, nell'Adriatico Centrale e nelle zone più esterne dell'Appennino Meridionale (Di Bucci e Mazzoli, 2003). A questo proposito è importante considerare che gli eventi sismici registrati il 27.03.2021 (Mw 5,2) in Adriatico Centro meridionale, 110 km a nord del promontorio Garganico, e risentiti anche nel capoluogo pugliese durante l'elaborazione di questo scritto, sono stati caratterizzati da un meccanismo di tipo compressivo con cinematismo NO-SE (<https://ingvterremoti.com/2021/03/27/aggiornamento-per-evento-sismico-del-27-marzo-2021-in-mar-adriatico/>) coerente con i meccanismi geodinamici nell'area legati all'orogenesi Dinaride, (Kastelic et al., 2013 e referenze incluse).

La riattivazione di faglie trascorrenti orientate E-W all'interno della piattaforma Apulo-Adriatica, è stata anche suggerita durante gli eventi orogenetici Terziari, responsabili della formazione della catena Dinarico- Ellenica, (Gambini e Tozzi, 1996), durante i quali la piattaforma Apula avrebbe agito da margine passivo (orientato NNO-SSO), rispetto al *thrust* ellenico (orientato NO-SE) e causando la parziale distorsione delle strutture sovrascorse (Gambini e Tozzi, 1996). Con base in dati GPS ed interferometrici di tutte le zone di trascorrenza attive Valensise et al. (2004) ha evidenziato il ruolo della convergenza NO-SE delle

placche Africana ed Euroasiatica nel controllare la sismo tettonica della penisola italiana, e nella riattivazione delle strutture trascorrenti orientate E-O (Di Bucci e Mazzoli, 2003).

Il cambio nell'orientazione del campo di stress avvenuto 0,7- 0,8 Milioni di anni fa (Di Bucci et al., 2003; Fracassi et al., 2004), sarebbe responsabile di un cambio di deformazione prevalente in Appennino Meridionale, che da allora è stato dominato da un fagliamento normale, ritenuto causa del maggior rilascio di energia sismica. Un'estensione NE-SO (Montone et al., 2004) è in corso lungo tutto l'asse appenninico a N dell'arco calabro. Questo sistema è ritenuto responsabile di grandi terremoti generati da faglie normali orientate NO-SE (Rovida et al., 2020; Boschi et al., 2000; Valensise e Pantosti, 2001). Il terremoto del 2002 in Molise, generato da una faglia trascorrente destra a NE della catena appenninica, ha evidenziato che in questa porzione della catena, verso l'avampaese, il fagliamento normale NO-SE (può congiungersi a faglie trascorrenti sismo genetiche orientate E-O, come suggerito in passato (Gambini e Tozzi, 1996). Tali strutture si estenderebbero decine di km al di sotto del fronte esterno del fronte orogenico dell'Appennino Meridionale e vs E, sotto i depositi di avanfossa e di avampaese (cfr. cap. 2).

Queste evidenze, sembrano confermare che la paleogeografia Mesozoica e la struttura litosferica della piattaforma Adriatica abbiano controllato il sistema di stress e le deformazioni successive nelle Alpi, Appennini e Dinaridi (Carminati e Doglioni, 2012 e referenze incluse).

Lo stile deformativo tipico del fronte di catena caratterizza probabilmente anche l'area di Casalnuovo M., ma è risultato difficile ricostruirne le geometrie, a causa della scarsità di affioramenti (sia in termini di numero che in termini di estensione), della deformazione delle litologie presenti, della modifica del paesaggio legata alle attività antropiche prevalentemente agricole (affioramenti, potenziali siti di frana e/o di faglia vengono completamente oblitterati).

Nella carta prodotta per Casalnuovo M., sono state rappresentate due linee di faglia, entrambe inverse; quella più ad est rappresenta, come già detto, il limite tra il fronte di catena più esterno in superficie e i depositi pliocenici della fossa bradanica; la vergenza è circa NE, con allineamento circa NO-SE e basso angolo di immersione. Caratteristiche simili ha la faglia inversa ad ovest di Casalnuovo M. Tra le due, lo stile prevalentemente compressivo suggerisce la presenza di pieghe con allineamenti simili a quelli delle due faglie su menzionate (sono riportate due tracce di assi di sinclinale e anticlinale).

3.6 Considerazioni finali sull'architettura stratigrafica e sull'assetto morfologico e strutturale

Gli elementi morfologici sono strettamente connessi ai caratteri tettonici, e subordinatamente litostratigrafici, dell'intera area. In corrispondenza delle successioni calciclastiche del Flysch di Faeto si sono formate le dorsali, mentre le aree occupate dal Flysch Rosso (successioni pelitico-marnose) sono caratterizzate da morfologie dolci di aspetto collinare, anche in corrispondenza del contatto tettonico con l'Unità della Fossa Bradanica.

I caratteri del reticolo idrografico sembrano essenzialmente controllati dai caratteri strutturali e subordinatamente da quelli litologici dell'area, che determinano la presenza di uno spartiacque principale che scorre circa parallelo al sovrascorrimento lungo il quale l'Unità Tettonica della Daunia si sovrappone a quella della Fossa Bradanica. La zona a ovest dello spartiacque fa parte del bacino del fiume Fortore; la zona a est è percorsa invece da numerosi corsi d'acqua a carattere torrentizio che scorrono circa da ovest verso est, con le testate che si sviluppano in maniera dendritica solo inizialmente nei terreni del Flysch Rosso e del Flysch di Faeto per poi attestare la maggior parte dei loro corsi (rettilinei e subparalleli) nei depositi argilloso-siltosi del Tavoliere. È da notare che la loro direzione di scorrimento è orientata E-O, quindi parallela al sistema di faglia Ripabottoni-San Severo (cfr capitolo 2).

A conclusione della descrizione delle condizioni morfologiche e litostratigrafiche dell'area, si ritiene opportuno fare cenno alle condizioni idrogeologiche locali che contribuiscono alla diffusa instabilità di versante tipica peraltro di tutto il Subappennino Dauno.

Sia la cartografia geologica ufficiale, che alcuni studi e ricerche a carattere locale, riportano faglie con orientazioni prevalenti circa N-S ed E-O, con interessamento delle formazioni del Flysch Rosso e del Flysch di Faeto. Inoltre il rilevamento di superficie (giaciture discordanti) e i dati di sondaggio (spessori ridotti della facies pelitica del Flysch di Faeto rispetto alla area ad ovest di Casalvecchio) suggeriscono la presenza di faglie lungo i fossi localizzati ad est dell'abitato). Di particolare importanza, è la faglia orientata E-O, riportata come certa nella cartografia ufficiale in scala 1:100.000 (nel presente studio la faglia non è stata riportata a causa della presenza di un esteso fenomeno di dissesto superficiale che, oltre a nascondere le evidenze in superficie, potrebbe essere la causa delle discordanti giaciture misurate): le variazioni litologiche osservate (facies pelitica vs calcarenitica del Flysch di Faeto) e le loro variazioni in spessore (paragrafo 3.4.1), nonostante frequentemente obliterate da fenomeni di dissesto eriporto antropico (in prossimità del paese) lasciano il dubbio che tali variazioni siano state influenzate (se non condizionate) dalla attività tettonica. Per questo motivo, è necessario condurre ricerche più approfondite in studi successivi.

4 DATI GEOTECNICI E GEOFISICI

4.1 Dati geotecnici pregressi

La prima attività propedeutica allo studio di I livello di Microzonazione Sismica ha riguardato l'acquisizione puntuale di tutto il materiale documentale inerente a progetti pregressi eseguiti sul territorio comunale, con specifico riguardo all'area di studio. Le fonti bibliografiche sono state principalmente gli archivi, sia fisici che digitali, degli Enti Attuatori e/o beneficiari delle opere oggetto di progettazione (Comune, Provincia, Regione). All'interno delle relazioni geologiche e geotecniche dei progetti acquisiti, nel presente lavoro sono state considerate soltanto quelle prove geotecniche di laboratorio i cui certificati di prova fossero regolarmente allegati al progetto, così da poter valutare l'affidabilità dei risultati. In Tabella 3, si riportano sinteticamente le tipologie di prove acquisite per ciascun campione, con sondaggio di appartenenza (secondo la nomenclatura degli Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica 4.2) e profondità di riferimento del campione in sito.

Tabella 3. Sintesi delle tipologie di prove geotecniche di laboratorio acquisite presso gli Enti, con indicazione del sondaggio di provenienza e della profondità di riferimento in sito, su campioni prelevati all'interno dell'area di studio.

Sondaggio - ID CAMPIONE	Prof. (m da p.c.)	PAR. STATO	LIMITI	GRAN	TAGLIO DIRETTO	RESIDUO TAGLIO DIRETTO	EDM	ELL
071013P1-C1	10	X						
071013P2-C1	4.275		X	X				
071013P2-C2	10.5		X	X				
071013P3-1A	3.3		X	X	X		X	X
071013P3-1B	5.7		X	X	X		X	X
071013P4-2A	3		X	X				X
071013P5-3B	5.1		X	X	X			X
071013P6-4A	2.1		X	X	X			X
071013P7-5B	3		X	X			X	X
071013P8-C1	2.5							
071013P8-C2	8							
071013P9-C1	10							
071013P10-C1	12	X						
071013P16-C1	7.65		X	X	X		X	
071013P16-C2	17.05			X	X		X	
071013P22-C1	12.25		X	X	X	X		
071013P22-C2	22.25		X	X	X		X	
071013P23-C1	10.25		X	X	X	X		
071013P23-C2	20.75		X	X	X		X	

071013P30-C1	4.75		X	X	X			
071013P30-C2	8.75		X	X				X
071013P31-C1	6		X	X				
071013P32-C1	3.3		X	X				X
071013P33-C1	2.75		X	X	X		X	
071013P33-C2	7.5		X	X	X	X		
071013P34-C3	1.5	X						
071013P34-C4	8	X						
071013P35-C1	2	X						
071013P35-C1	5	X						
071013P35-C2	14	X						

Come si evince, nella costruzione del modello geologico-tecnico, per gli aspetti legati alle caratteristiche fisiche e meccaniche delle unità litotecniche coinvolte, si è fatto riferimento a 30 campioni indisturbati di laboratorio, prelevati da 19 sondaggi, ubicati come nell'elaborato "Carta delle Indagini".

Riguardo alle prove geotecniche di sito, tra cui si annoverano principalmente le prove penetrometriche dinamiche (SPT), queste sono state considerate unicamente per discriminare passaggi stratigrafici laddove si sono riscontrati valori significativamente diversi di numero di colpi in successione lungo lo stesso sondaggio. Come si dirà più dettagliatamente nel Capitolo 5, le unità geologico-tecniche rinvenute nell'area di studio sono a composizione prevalentemente argillosa/limosa, tale da rendere una prova dinamica, quale la SPT, di difficile interpretazione ed attendibilità a seguito del comportamento non drenato che insorge nel terreno penetrato dalla punta. Per tale motivo, per la definizione delle caratteristiche meccaniche dei litotipi coinvolti, sono stati privilegiati i risultati di prove di laboratorio su campioni all'interno del perimetro oggetto di studio o da accreditata letteratura scientifica.

4.2 Dati geofisici pregressi

I dati geofisici pregressi eseguiti nell'area di interesse, recuperati dalla letteratura sono numerosi; si tratta di:

- n°4 prospezioni sismiche tipo MASW (071013L2, 071013L6, 071013L7, 031013L21);
- n°5 prospezioni sismiche tipo Re.Mi. (071013L10 e 071013L11, da 071013L18 a 031013L20);

- n°12 prospezioni sismiche in onde P (da 071011L1, da 071013L3 a 071013L8, 071013L10, da 071013L12 a 071013L16);
- n°6 prove di rumore a stazione singola HVSR (da 071013P36 a 071011P42) eseguite per precedenti lavori;
- n°2 tomografie elettriche (071013L9 e 071013L17).

Ai fini del presente studio, sono stati considerati i dati sismici delle prove MASW e Re-Mi. per l'attribuzione delle velocità Vs di propagazione delle onde S, mentre le prove sismiche a rifrazione in onde P e le prospezioni geoelettriche per ulteriore informazione sulla stratigrafia (sismica ed elettrica) delle litologie riconosciute.

Si è deciso di non tenere in considerazione le prove HVSR pregresse a causa di:

- differenti modalità di acquisizione del dato rispetto a quelle di nuova acquisizione eseguite dal Gruppo di Microzonazione Sismica dell'ASSET (si veda il paragrafo 4.3);
- assenza o incompletezza della documentazione tecnica a corredo dei risultati ottenuti.

Verrà comunque riportata più avanti una tabella di sintesi delle prove HVSR eseguite per studi pregressi.

Di seguito si riporta una sintesi delle indagini, distinte per tipologia, con descrizione di quelle più significative, rimandando ai relativi allegati per i dettagli sulle modalità esecutive e sulle procedure di elaborazione.

Prove MASW e Re.Mi.

La Tabella 4 mostra la corrispondenza tra le prove MASW pregresse e le unità geologiche su cui sono state eseguite, con indicazione della eventuale presenza in superficie di terreni di copertura o di materiale in frana.

Tabella 4. Sintesi delle prove MASW e Re.Mi.

Prova	Tipo	Profondità (m da p.c.)	Unità geologica
071013L2	MASW	25	MH (in parte con materiale in frana)
071013L6	MASW	30	FYRt (in parte con materiale in frana)
071013L7	MASW	30	MH (in parte con materiale in frana)
071013L21	MASW	35	FAEp (in parte con materiale in frana)
071013L10	Re.Mi.	30	FAEp (in parte con materiale in frana)
071013L11	Re.Mi.	30	FAEp (in parte con materiale in frana)
071013L18	Re.Mi.	35	MH
071013L19	Re.Mi.	35	MH (in parte con materiale in frana)
071013L20	Re.Mi.	35	MH (in parte con materiale in frana)

Le velocità V_s rilevate con entrambe le tipologie di prova permettono una suddivisione delle litologie attraversate in alcuni intervalli sismostratigrafici.

In prossimità del limite meridionale dell'area investigata, la prova 071013L2, eseguita su terreni di copertura, mostra l'esistenza di tre sismostrati a V_s crescente con la profondità, il più superficiale dei quali (spessore $h=9$ m circa) è attribuibile alla copertura (velocità $V_s=260$ m/s); al di sotto di essa, al FAEP sono attribuibili i valori $h=10-11$ m e $V_s=300-470$; infine la V_s rilevata di 815 m/s (condizione di substrato sismico) è associabile al FYRt, oltre i 20 m di profondità dal p.c. (Figura 54).

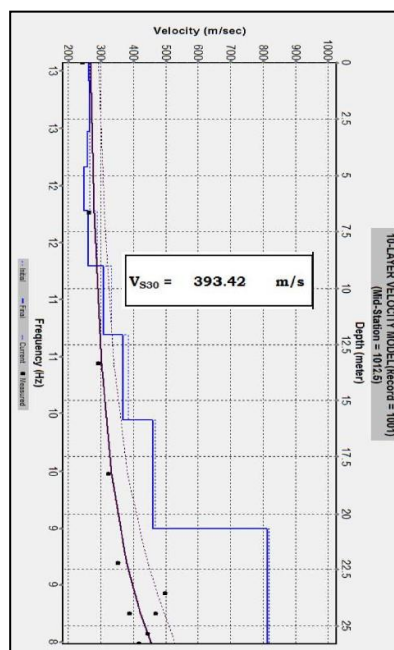


Figura 54. Risultati della prova MASW 071013L2.

In corrispondenza della porzione nord-ovest del centro abitato sono state eseguite le prove 071013L10, 071013L11 e 071013L21, tutte in corrispondenza di zone di affioramento del Flysch di Faeto (FAEp), in parte interessato da instabilità di versante.

Considerandole nel loro insieme (Figura 55), si possono riconoscere tre sismostrati, come riportati di seguito, dal più superficiale al più profondo:

Sismostrato1. Spessore: 3-6 m, velocità V_s : 165-200 m/s;

Sismostrato2. Spessore: 11-12 m, velocità V_s : 225-320 m/s;

Sismostrato3. Spessore: 15 m, velocità V_s : 400-500 m/s.

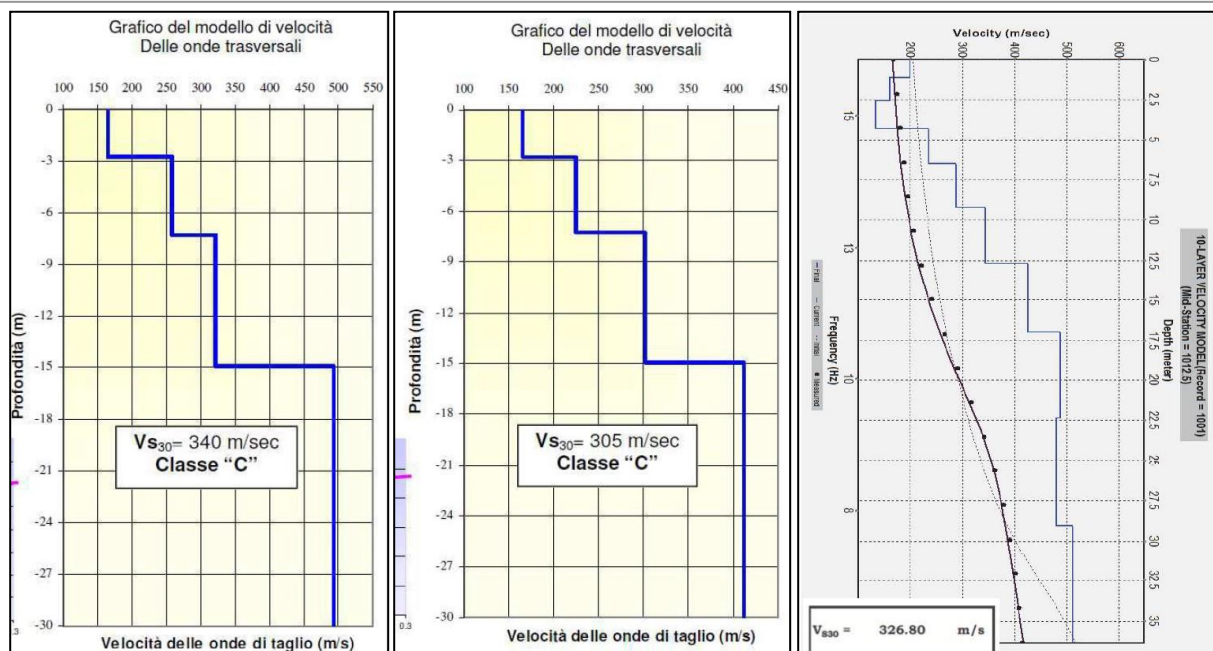


Figura 55. Risultati delle prove Re.Mi. 071013L210-L11 e MASW 071013L21.

Le restanti prove sono state eseguite sul versante ad ovest dell'abitato, lungo la strada tangenziale ovest e poco a monte di essa. Sono eseguite su terreni in frana o di copertura del FYRt; si possono distinguere da due a tre sismostati (Figura 56), con velocità massime intorno a 700 m/s (da attribuire al FYRt).

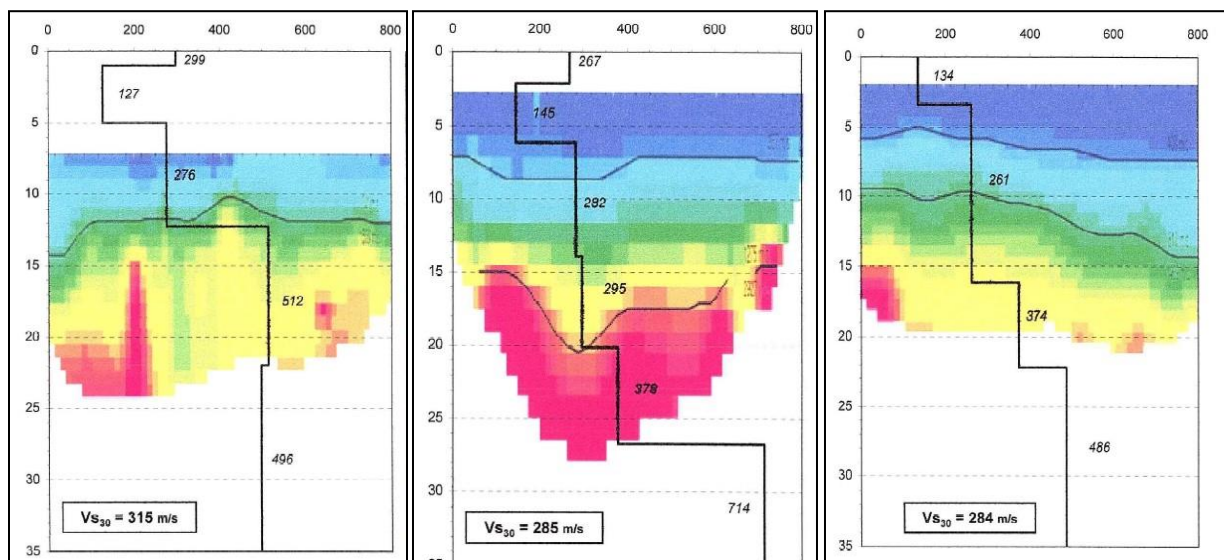


Figura 56. Risultati delle prove eseguite lungo la tangenziale ovest (071013L18-19-20). Gli andamenti delle Vs sono sovrapposti alle tomografie sismiche in onde P eseguite sui medesimi stendimenti.

Alcune prove mostrano inversioni di velocità nei primi metri di profondità, ma lo spessore dello strato soffice non è molto grande e il rapporto di velocità tra quella dello strato rigido e quella dello strato soffice non è mai pari o superiore al valore 2, per cui qui tali inversioni possono essere trascurate (CNR-IGAG, 2020).

Prove a rifrazione in onde P.

La Tabella 5 mostra la corrispondenza tra le prove sismiche a rifrazione pregresse e le unità geologiche su cui sono state eseguite, con indicazione della eventuale presenza in superficie di terreni di copertura o di materiale in frana.

Tabella 5. Sintesi delle prove sismiche a rifrazione in onde P.

Prova	Profondità (m da p.c.)	Unità geologica
071013L1	6	MH (in parte con materiale in frana)
071013L3	30	CH (in parte con materiale in frana)
071013L4	30	CH (in parte con materiale in frana)
071013L5	30	CH (in parte con materiale in frana)
071013L6	12	FYRt (in parte con materiale in frana)
071013L7	15	MH (in parte con materiale in frana)
071013L8	12	MH (in parte con materiale in frana)
071013L10	15	FAEp (in parte con materiale in frana)
071013L12	17	MH (in parte con materiale in frana)
071013L13	25	MH (in parte con materiale in frana)
071013L14	19	MH (in parte con materiale in frana)
071013L15	15	CH (in parte con materiale in frana)
071013L16	22	CH (in parte con materiale in frana)

La Figura 57 mostra i risultati di due delle prove eseguite.

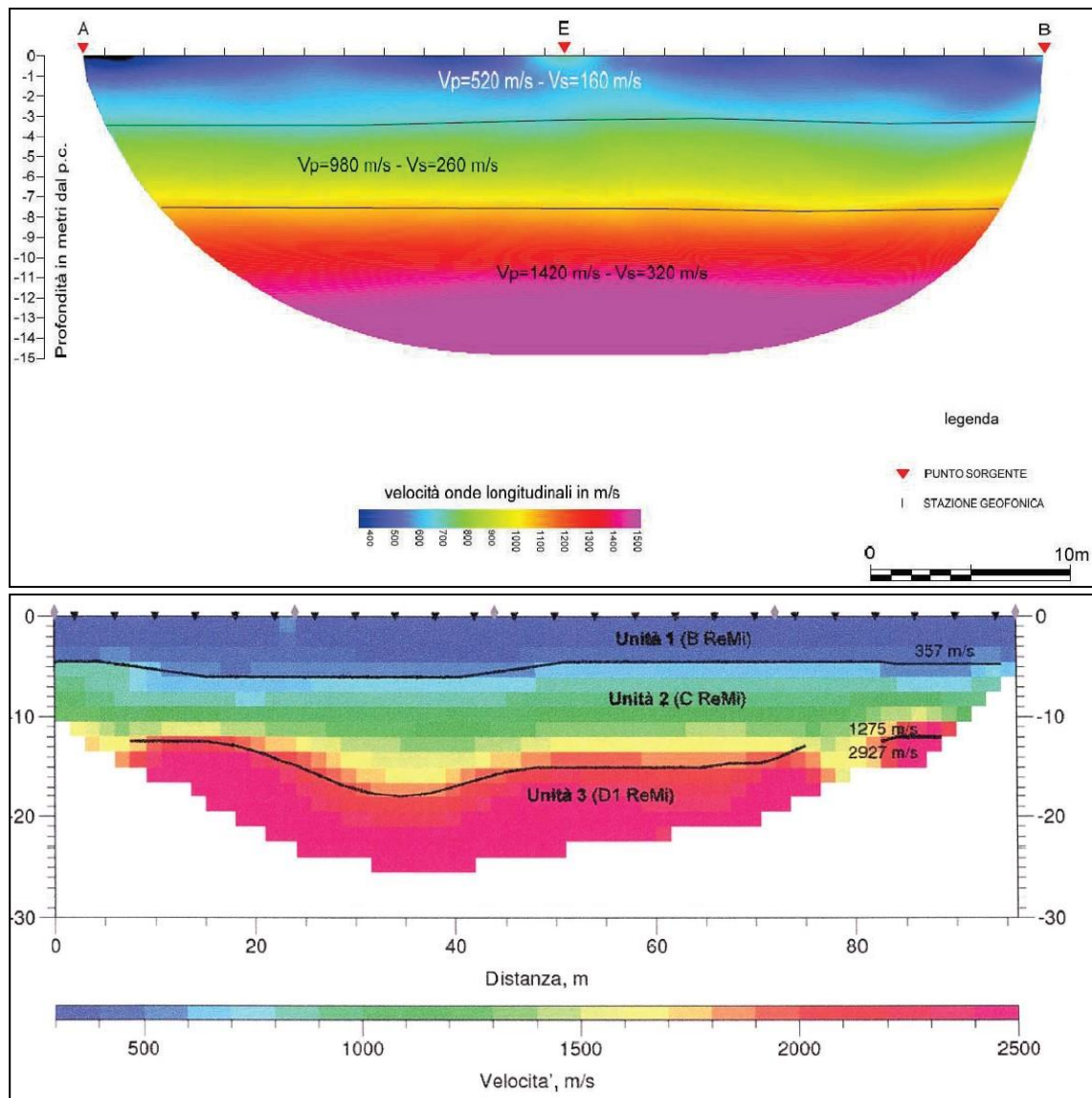


Figura 57. Sezioni sismiche dalle prove 071013L10 (in alto) e 071013L4.

Alcune delle sismiche a rifrazione riportano anche valori di Vs stimati con formule empiriche dai valori delle Vp misurati: tali velocità (non misurate direttamente) non sono state tenute in considerazione per la caratterizzazione delle unità litologiche individuate.

Prospezioni geoelettriche.

Le due prospezioni eseguite (tomografie elettriche) sono ubicate a nord-ovest del centro abitato, in corrispondenza della frana di Montetto. I risultati (Figura 58) mostrano bassi valori di resistività (tipici di materiali limoso-sabbioso-argillosi) con assenza di un definito gradiente

legato alla profondità, condizione associabile alla caoticità dei terreni investigati (profondità delle prove: circa 10 m) .

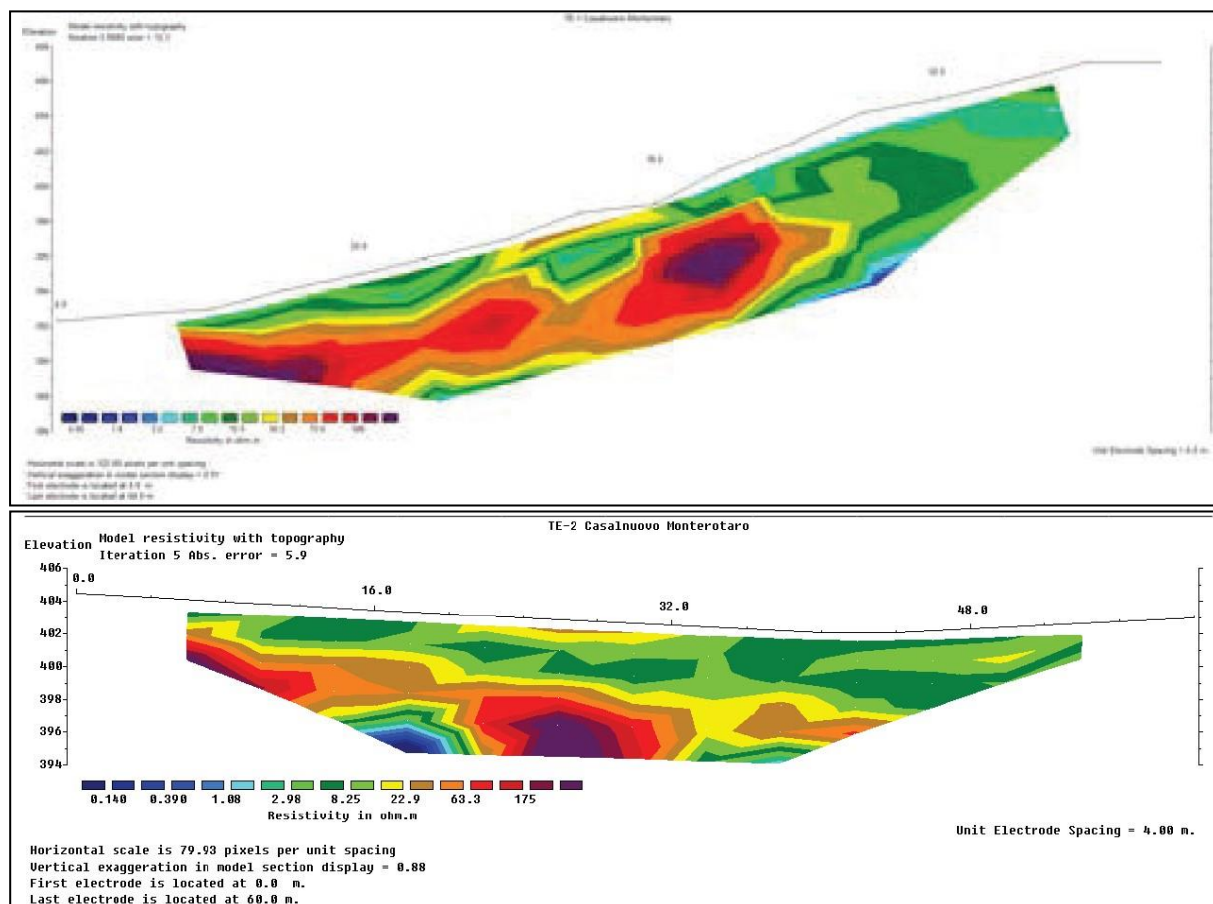


Figura 58. Prospezione geoelettrica 071013L9 (in alto) e 071013L17.

Sintesi delle prove geofisiche pregresse.

Con l'ausilio di quanto riportato nelle stratigrafie dei sondaggi geognostici, è stato possibile attribuire le più basse velocità superficiali ai terreni di copertura, secondo lo schema seguente:

Tabella 6. Velocità ricavate dalle prove MASW e Re.Mi. disponibili.

Tipo di copertura	Spessore (m)	Velocità Vs (m/s)
RI	5-7	250-285
CH	6-8	220
MH	10-15	250-285

Al di sotto dei terreni di copertura, i valori di velocità delle onde S attribuite alle litologie del substrato sono riportati in Tabella 7.

Tabella 7. Velocità ricavate dalle prove geofisiche eseguite.

Substrato	Spessore (m)	Velocità Vs (m/s)
FAEc	15-50	n.d.
FAEp	> 50	415-495
FYRt	> 50	500-715
FYR	> 50	500-815

Le velocità Vs misurate (cfr. Tabella 6 e Tabella 7) sono state attribuite anche a quei depositi di copertura e a quelle aree di affioramento del substrato nell'area di interesse prive di misure dirette, ma della stessa natura di quelle effettivamente investigate; i relativi spessori sono stati determinati dall'analisi dei dati di indagini geognostiche dirette.

Prove HVSR da studi di microzonazione sismica pregressi.

In precedenti studi sono state eseguite n°6 misure di rumore a stazione singola HVSR (prove da 071013P37 a 071013P42). La loro ubicazione è riportata nella Carta delle Indagini, mentre la Tabella 8 mostra la sintesi dei risultati, come riportati nei rispettivi studi.

Tabella 8. Sintesi dei risultati delle misure di HVSR da studi di microzonazione sismica pregressi.

Prova HVSR	Frequenza 1 (Hz)	Ampiezza 1	Frequenza 2 (Hz)	Ampiezza 2
071013P37	1.6	4.1	---	---
071013P38	1.0	3.0	35.0	3.0
071013P39	1.8	2.5	---	---
071013P40	1.7	3.0	40.0	5.0
071013P41	1.6	2.0	16.9	10.0
071013P42	---	---	---	---

Poiché tali prove non sono state eseguite con gli stessi criteri del presente studio, non è possibile confrontarne i risultati con quelli di nuova realizzazione, motivo per cui si è pensato di eseguirne di nuove nelle loro vicinanze (per le prove 071013P38 e 071013P42).

4.3 Indagini geofisiche di nuova esecuzione

Sono state eseguite complessivamente 22 indagini di rumore ambientale a stazione singola HVSR. Le misure sono state ubicate in relazione alla complessità dell'assetto geologico e geomorfologico e alla necessità di stimare la frequenza di risonanza per aree di emergenza, aree di ricovero, vie di fuga e aree a ridosso degli edifici strategici riportati nel piano di emergenza comunale.

Per caratterizzare le proprietà di risonanza delle diverse microzone individuate, su ognuna di esse sono state eseguite più misure, in modo da valutare, al loro interno, l'eventuale presenza di frequenze di risonanza significativamente diverse.

Le misure sono state effettuate, per quanto possibile, lontano da sorgenti artificiali di vibrazioni del suolo (mezzi meccanici in attività, circolazione veicolare su strade adiacenti, passaggio continuo di pedoni, ecc.).

Il sito di misura su cui posizionare il sensore impiegato (tromografo) è stato scelto in modo da mantenere una certa distanza anche da oggetti quali alberi, pali e edifici in modo da scongiurarne gli effetti sulle frequenze stimate dovuti alla loro presenza.

Per ogni sito sono state eseguite due registrazioni di rumore, ciascuna di 20 minuti, in due punti di misura distanti circa 10 metri l'uno dall'altro e con una minima sovrapposizione temporale. In tal modo, anche sul campo in via speditiva, in base alla coerenza tra i risultati delle due misure, è stato possibile valutare la rappresentatività delle proprietà di risonanza del sito di misura.

Lo strumento è stato sempre orientato con i due sensori orizzontali disposti verso il Nord e l'Est geografico ed è stata controllata l'orizzontalità della superficie di appoggio mediante centratura della bolla nella livella di cui è dotato lo strumento. A conclusione di ogni misura è stata ricontrollata la posizione della bolla in modo da essere sicuri che, nel corso della misura, non fossero intervenuti spostamenti anche minimi nella posizione dello strumento.

E' stata utilizzata molta cura nel garantire un buon accoppiamento sensore-terreno eliminando il tratto erboso del terreno ed eseguendo piccoli scavi per ottenere una superficie di appoggio il più compatta e stabile possibile. Il parziale interrimento dello strumento ha garantito anche la protezione dello stesso da movimenti d'aria (forte vento) e dal contatto con steli d'erba e foglie. Per ogni misura eseguita è stato redatto un modulo di acquisizione dati nel quale sono state riportate tutte le informazioni relative al sito e alle condizioni ambientali di misura (ubicazione, caratteristiche, condizioni meteo, tipologia di terreno, eventuali potenziali fonti di disturbo nelle vicinanze).

Sono stati utilizzati due tromografi identici (Tromino Blu della Moho s.r.l.) in grado di operare nell'intervallo di frequenze comprese tra 0.1 e 1024 Hz, impostati sul medesimo programma di acquisizione (Frequenza di campionamento: 128 Hz; durata dell'acquisizione: 1200 sec; lunghezza delle finestre: 20 sec). E' stato registrato l'orario di inizio e fine dell'acquisizione e l'antenna GPS integrata nello strumento ha consentito la misurazione della posizione del punto di misura in coordinate geografiche WGS84 (con relativa qualità).

L'analisi dei dati è stata eseguita con il software Grilla. Il dettaglio dell'elaborazione e della relativa interpretazione sono riportati nel par.7.2. In Tabella 9 sono schematizzati i valori riportati sulla carta delle frequenze in allegato. Si precisa che al fine di valutare la frequenza di picco da riportare in carta, è stato valutato il valore medio della frequenza (e della relativa ampiezza) qualora le analisi abbiano fornito risultati simili e la frequenza minore quando le misure elaborate siano risultate piuttosto differenti (Tabella 9, pagina seguente).

Tabella 9: Sintesi delle elaborazioni delle indagini HVSR con indicazione del codice identificativo per recuperare il relativo report (codice), della litologia in affioramento (Litologia), della MOPS di appartenenza (MOPS), della prova (prova), delle frequenze di picco discriminate (f0-f1-f2-f3) e della relativa ampiezza (A0-A1-A2-A3) con indicazione di quanto riportato nella relativa carta.

Codice	Prova	Litologia	f0	A0	f1	A1	f2	A2	f3	A3	Fr	Ar
071013P51	HV01-1	FAEp-MH	1.44	4.10	11.25	3.31					1.4	4.1
	HV01-2		1.43	3.99	11.58	2.78						
071013P52	HV02-1	FAEp	Nessuna									
	HV02-2		Nessuna									
071013P53	HV03-1	FAEp	2.01	2.81	3.60	2.20	14.73	2.41	21.69	2.40	2.2	2.9
	HV03-2		1.80	2.90	2.40	3.00						
071013P54	HV04-1	FAEp	Nessuna									
	HV04-2		Nessuna									
071013P55	HV05-1	FAEp	1.03	2.66	1.80	2.30	8.50	2.50			0.9	3.1
	HV05-2		0.94	3.76	1.80	3.10	8.30	2.20				
071013P56	HV06-1	FAEp	1.30	2.60	2.28	3.20	10.20	2.40			2.4	3.0
	HV06-2		2.50	2.80	5.47	3.08						
071013P57	HV07-1	FAEp	1.03	2.10	3.67	3.00	7.80	2.10	11.97	2.30	3.7	3.2
	HV07-2		3.70	3.40	11.81	3.20						
071013P58	HV08-1	FAEp	1.06	2.84	1.62	2.39	6.23	2.70	7.44	2.55	6.2	3.1
	HV08-2		0.99	2.85	1.62	2.60	6.23	3.45	7.15	3.18		
071013P59	HV09-1	FYRt	1.34	4.12	14.73	3.24	19.72	3.21	26.75	2.72	1.4	3.7
	HV09-2		1.37	3.27	14.16	3.81						
071013P60	HV10-1	CH/FYRt	2.20	2.00	8.70	2.70					9.9	4.0
	HV10-2		2.10	2.20	9.90	4.00	13.80	4.20				
071013P61	HV11-1	MH/FYRt	Nessuna									
	HV11-2		Nessuna									
071013P62	HV12-1	FAEp	1.32	3.11	1.69	3.31	8.89	2.83			9.2	5.3
	HV12-2		1.89	3.53	9.22	5.25	15.80	3.87				
071013P63	HV13-1	FAEp	1.50	3.60	2.68	2.85	6.67	2.48	18.09	4.20	6.6	2.7
	HV13-2		3.26	2.45	6.52	2.90	19.51	2.21				
071013P64	HV14-1	MH/FYRt	1.50	3.00	2.00	2.50					1.5	3.0
	HV14-2		1.50	3.00	6.19	2.51						
071013P65	HV15-1	MH/FYRt	1.00	2.40	1.80	3.80	2.30	2.80			1.8	4.1
	HV15-2		1.78	4.47	20.00	2.10						
071013P67	HV17-1	FAEc	14.48	4.08							15.4	3.9
	HV17-2		10.56	3.54	15.70	3.70						
071013P68	HV18-1	FAEc	1.80	2.60	2.30	2.70	8.89	3.04			9.8	3.4
	HV18-2		1.77	2.73	2.32	2.70	3.90	2.30	10.56	3.72		
071013P69	HV19-1	FAEc	1.8	2.9	2.30	2.73	11.3	4.0	16.00	2.70	2.4	2.7
	HV19-2		2.42	2.60	9.80	3.00						
071013P70	HV20-1	FYR	17.90	2.23	25.00	2.80						
	HV20-2		Nessuna									
071013P71	HV21-1	FAEp	0.70	2.50							1.1	3.0
	HV21-2		1.10	3.00	19.50	2.69						
071013P72	HV22-1	FAEp	1.10	2.90	2.50	2.50					1.0	3.4
	HV22-2		0.90	3.80								

5. MODELLO DEL SOTTOSUOLO FINALIZZATO ALLA MS

5.1 Unità geologico-tecniche: definizione e parametrizzazione

Le formazioni geologiche rinvenute all'interno del perimetro di studio e dettagliatamente descritte nel cap. 3, sono state reinterpretate contestualmente alle prove geotecniche di laboratorio e alle prove geofisiche, allo scopo di costruire un modello geologico-tecnico del sito. Dal punto di vista geotecnico, sono stati associati i campioni di cui alle prove di laboratorio presentate nel par. 4.1, sulla base della loro posizione, profondità e caratteristiche fisico-meccaniche, alle formazioni geologiche proprie del sito in esame. Nello specifico, i campioni di laboratorio sono stati assegnati come in Tabella 10:

Tabella 10. Classificazione dei campioni di laboratorio in funzione delle formazioni geologiche di provenienza.

ID SONDAGGIO-CAMPIONE	FORMAZIONI GEOLOGICHE	UNITÀ LITOTECNICHE (Standard 4.2)
071013P22 - C1, 071013P22 - C2, 071014P23 - C2	Flysch Rosso (FYR)	SFCOS
071013P3 – 1A, 071013P3 – 1B	Flysch Rosso di transizione (FYRt)	SFCOS
071013P1 – C1, 071013P4 – 2A, 071013P5 – 3B, 071013P6 – 4A, 071013P7 – 5B, 071013P8 - C1, 071013P8 - C2, 071013P9 – C1, 071013P10 – C1, 071013P16 – C2, 071013P32 - C1, 071013P33 - C1, 071013P33 – C2, 071013P34 – C3, 071013P34 - C4, 071013P35 – C1_l.go Trieste, 071013P35 – C1_v.Giordano, 071013P35 – C2	Flysch di Faeto pelitico (FAEp)	SFCOS
071013P16 - C1, 071013P23 - C1	t. limosi di copertura	MH
071013P2 - C1, 071013P2 – C2, 071014P30 - C1, 071014P30 - C2, 071013P31 - C1	t. argillosi di copertura	CH

Si descrivono di seguito le caratteristiche peculiari di ciascuna unità litotecnica, codificata in accordo agli Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica 4.2.

Unità litotecniche del substrato

Alternanza di litotipi, stratificato fratturato / alterato (SFALS)

Tra le formazioni riconosciute in sito, la litofacies calcarenitica del Flysch di Faeto (FAEc) può essere classificata secondo il codice SFALS.

Come riportato nel par. 3.1, il FAE si presenta come una alternanza di litotipi, una di natura pelitica, argilloso-sabbiosa o marnosa, ed una di natura calcarenitica. Sulla base della prevalenza o meno, in affioramento e all'interno dello spessore ingegneristico che contraddistingue le profondità dei sondaggi acquisiti (max 30 m), della facies pelitica rispetto a quella calcarenitica, all'interno degli elaborati grafici allegati alla presente relazione, sono stati distinti in pianta e sezioni in "Faeto pelitico" (FAEp) e "Faeto calcarenitico" (FAEc). Tuttavia, come riscontrato nelle descrizioni dei sondaggi e nelle prove di laboratorio, le caratteristiche fisiche e meccaniche della componente pelitica è comune ad entrambe le litofacies. Pertanto, non avendo acquisito certificati di prova relativi a campioni calcarenitici prelevati nel FAE, si rimanda al paragrafo successivo per l'interpretazione del comportamento meccanico della sola componente pelitica.

Coesivo sovraconsolidato, stratificato, fratturato/alterato (SFCOS)

Tra le formazioni riconosciute in sito, il Flysch Rosso (FYR), il Flysch Rosso di transizione (FYRt) e la litofacies pelitica del Flysch di Faeto (FAEp) possono essere classificate secondo il codice SFCOS.

Flysch Rosso (FYR): i campioni riportati in Tabella 10 sono stati riconosciuti come afferenti al FYR. Essi hanno manifestato mediamente un peso per unità di volume γ di 16.4 kN/m³ (Figura59d), peso per unità di volume del solido γ_s mediamente pari a 26 kN/m³ e contenuto naturale d'acqua w_n mediamente pari a 39%. La Figura59a mostra la distribuzione granulometrica dei campioni, tutti classificabili come a grana fine e, nello specifico, con valori medi di frazione argillosa (CF) 68%, frazione limosa (MF) pari a 24%, frazione sabbiosa (SF) pari a 7%, frazione ghiaiosa (GF) non pervenuta. Nello specifico, tutti i campioni indagati sono classificabili come "argille con limo".

In Figura 60b si riporta la carta di plasticità di Casagrande dei campioni afferenti al FYR, dalla quale si evince come i provini manifestino una variabilità delle proprietà indice w_L e IP, tale da poter essere tutti classificati come argille inorganiche di medio-alta plasticità ("CH" secondo la classificazione USCS) e collocati nell'intorno della retta "A": $IP=0.73(w_L-20)$, essendo caratterizzati da valori di limite liquido, w_L compresi tra 46% e 76% e valori dell'indice di plasticità, IP, compresi tra 15% e 35%. L'indice di attività dei campioni, diagrammato in Figura 60c per i soli campioni afferenti al FYR, presenta una modesta variabilità, attestandosi prevalentemente nel range di attività $A<0.75$, ossia nel campo dei terreni di bassa attività mineralogica. I parametri di riconoscimento fisico dei campioni afferenti al FYR rinvenuti a Casalnuovo Monterotaro sono riportati in Tabella 11.

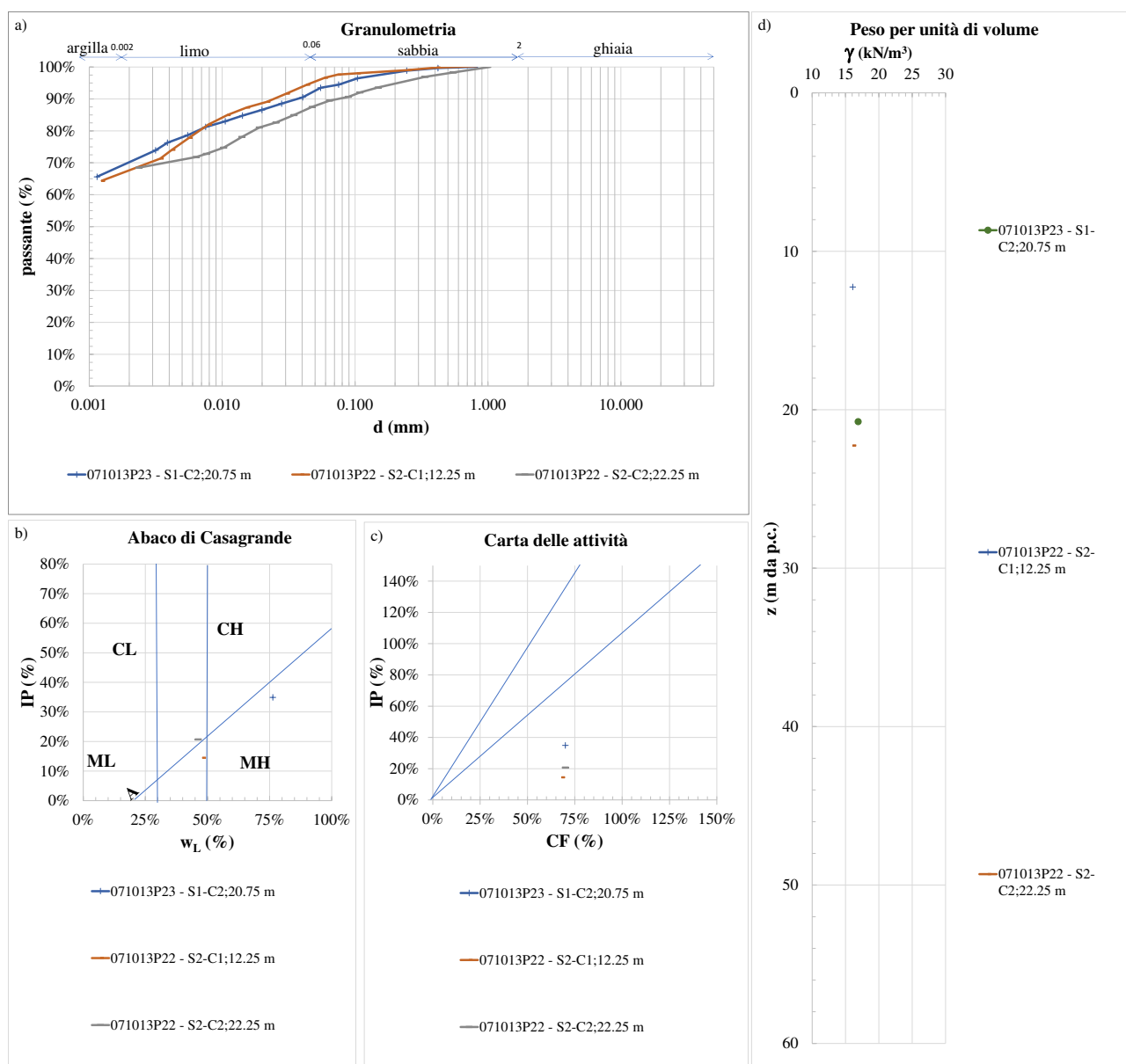


Figura59. Riconoscimento fisico dei campioni di FYR, prelevati nel comune di Casalnuovo Monterotaro.

Tabella 11. Sintesi dei parametri fisici e di stato per i campioni afferenti al FYR, prelevati nel comune di Casalnuovo Monterotaro.

FYR		n. campioni	MEDIA	MIN	MAX
	w _n (%)	3	39%	38%	39%
	γ _s (kN/m³)	3	26.0	25.5	26.4
	γ (kN/m³)	3	16.4	16.1	16.9
	CF (%)	3	69%	68%	70%
	w _L (%)	3	57%	46%	76%
	IP (%)	3	23%	15%	35%
	A	3	0.34	0.21	0.50

Le prove di Taglio Diretto, volte a definire i parametri meccanici (relativi al criterio di rottura di Mohr-Coulomb) al picco di resistenza c'_p e ϕ'_p , in condizioni drenate, mostrano una certa omogeneità di risposta, seppur evidenziata da un numero esiguo di campioni (Figura 60a). In generale, il FYR è caratterizzato da una certa eterogeneità nella risposta meccanica, che può essere spiegata in quanto tale formazione rientra nella categoria delle “formazioni strutturalmente complesse” (Croce 1971, AGI 1979), termine che si riferisce a formazioni geologiche aventi peculiari caratteristiche meso-strutturali (Vitone, 2009), come la fessurazione e la variabilità nella litologia, che possono rendere i riferimenti classici della meccanica delle terre adatti solo parzialmente ad interpretarne il comportamento meccanico. Per quanto riguarda la risposta al taglio, questa risulta fortemente influenzata dalle caratteristiche della fessurazione, come dimostrato da ampia letteratura scientifica. Nel caso specifico, è possibile stimare i parametri medi di resistenza al picco:

$$c'_p = 15 \text{ kPa} ; \phi'_p = 22^\circ.$$

Uno dei provini testati mediante prova di taglio diretto al picco di resistenza, è stato testato anche a resistenza residua. In questa condizione, il provino ha esibito una risposta meccanica che può essere descritta attraverso i parametri di resistenza come segue:

$$c'_{res} = 0 \text{ kPa} ; \phi'_{res} = 11^\circ.$$

Per quanto riguarda la variazione con la profondità della resistenza non drenata C_u , non sono stati acquisiti certificati di prova relativi a prove ELL o prove triassiali non consolidate-non drenate (TRX UU), su provini afferenti al FYR all'interno dell'area investigata. Facendo tuttavia riferimento ad analoghi studi di Microzonazione Sismica di I livello relativi al limitrofo comune di Casavecchio di Puglia, è possibile associare al parametro C_u un andamento lineare con la profondità, con fattore di crescita $C_u/z=14.3$ e C_u pari a 150 kPa per $z=10$ m dal p.c.

Infine, per definire il grado di sovraconsolidazione del FYR in posto, ci si è avvalsi dei risultati di prove edometriche svolte all'interno dell'area di studio. Sulla base di dette curve di compressione (Figura 60), è stato possibile determinare, secondo la costruzione grafica di Casagrande, la tensione verticale efficace di preconsolidazione, ossia quel valore di tensione attestante il passaggio dal tratto di curva di scarico-ricarico, a quello di normalconsolidazione.

Il rapporto tra detta tensione di preconsolidazione e la tensione verticale efficace di sito, calcolata in funzione del peso per unità di volume del provino, della profondità di prelievo del campione e del livello di falda rinvenuta in sito, permette di calcolare il grado di consolidazione

OCR. Tutti i provini hanno esibito un $OCR \gg 1$, con valore minimo pari a 2, permettendo dunque di classificare la formazione del FYR in posto come fortemente sovraconsolidata.

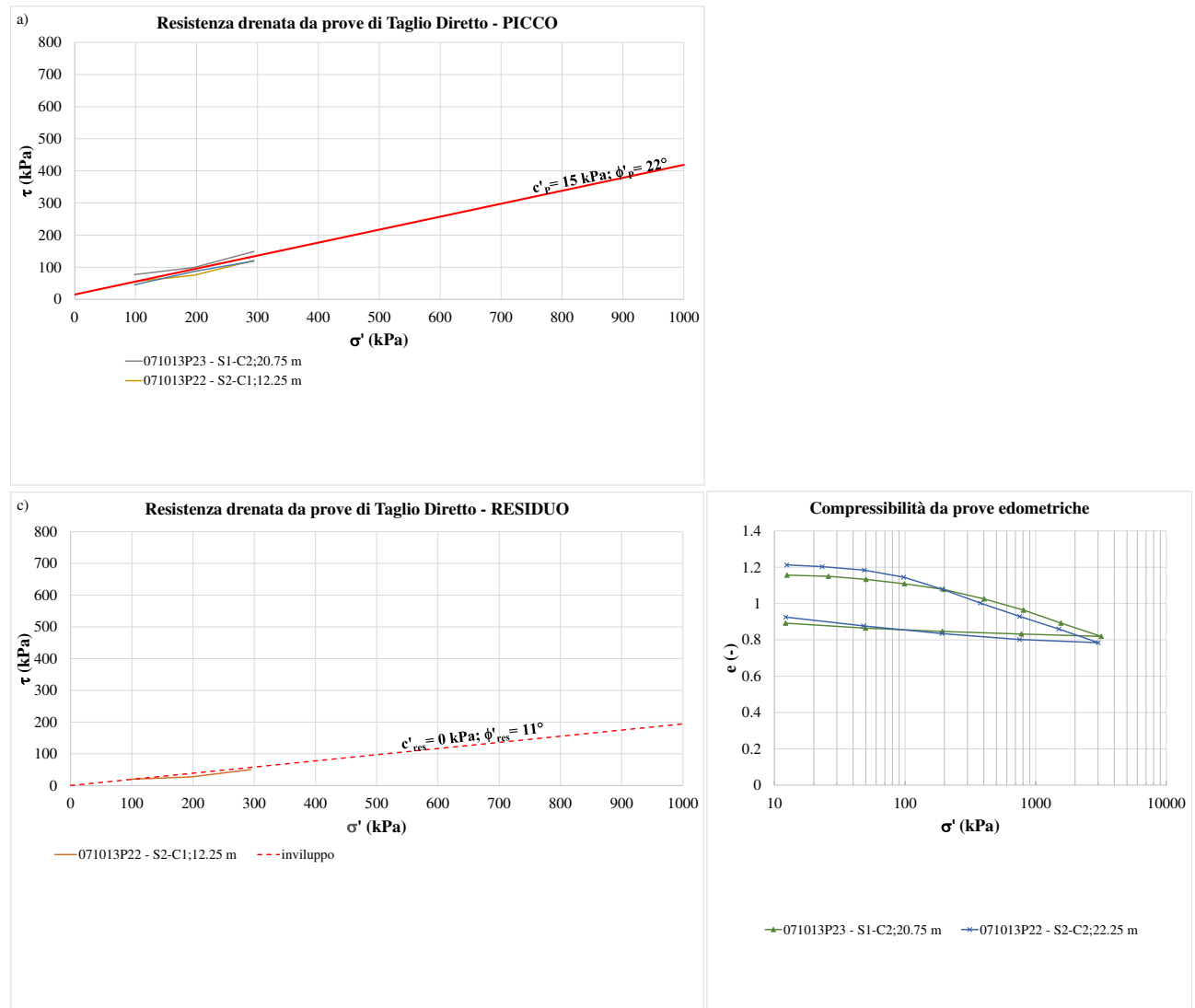


Figura 60. Risposta meccanica dei campioni afferenti al FYR, prelevati nel comune di Casalnuovo Monterotaro.

Flysch di Faeto, *litofacies pelitica (FAEp)* e *Flysch Rosso di transizione (FYRt)*: i campioni riconosciuti come afferenti al FAEp sono riportati in Tabella 10. Data anche l'esiguità di campioni riconosciuti come afferenti al FYRt, come si vedrà in seguito, le caratteristiche meccaniche delle due formazioni possono essere assimilate e trattate contestualmente.

I campioni analizzati hanno mostrato caratteristiche fisiche eterogenee, sia dal punto di vista fisico che meccanico, probabilmente a causa della variabilità della frazione grossolana rinvenuta nei campioni come determinata dalle prove granulometriche.

Dal punto di vista dello stato fisico del terreno in sito, i provini hanno manifestato mediamente un peso per unità di volume γ compreso tra 15.7 kN/m³ e 20.6 kN/m³ (Figura 61d), peso per unità di volume del solido γ_s compreso tra 20.8 kN/m³ e 26.7 kN/m³, e contenuto naturale d'acqua w_n compreso tra 8% e 44%.

La Figura 61a mostra la distribuzione granulometrica dei campioni, nello specifico, con frazione argillosa (CF), compresa tra 20% e 56%, frazione limosa (MF) compresa tra 14% e 50%, frazione sabbiosa (SF) compresa tra 2% e 50% e frazione ghiaiosa (GF) non superiore a 5%. Pertanto, non è possibile classificare in modo univoco tale famiglia di campioni, che comprendono distribuzioni granulometriche dall'argilla con limo al limo con sabbia (MIT, 1931).

In Figura 61b si riporta la carta di plasticità di Casagrande dei campioni afferenti al FAEp e al FYRt, dalla quale si evince come i provini manifestino una certa variabilità delle proprietà indice, w_L e IP, ma comunque tale da poterli omogeneamente classificare come argille inorganiche di alta plasticità, CH, secondo la classificazione USCS.

Analogamente, l'indice di attività dei campioni, diagrammato in Figura 61c, presenta una variabilità, ma comunque tale da poter definire i campioni come aventi attività mineralogica medio-bassa ($A \geq 1.25$). Una sintesi dei parametri è riportata in Tabella 12:

Tabella 12. Sintesi dei parametri fisici e di stato per i campioni afferenti al FAEp e FYRt, prelevati nel comune di Casalnuovo Monterotaro.

		n. campioni	MEDIA	MIN	MAX
FAEp/FYRt	w_n (%)	17	25%	8%	44%
	γ_s (kN/m ³)	17	25.3	20.80	26.78
	γ (kN/m ³)	17	18.5	15.70	20.60
	CF (%)	9	36%	20%	57%
	w_L (%)	8	64%	41%	83%
	IP (%)	8	37%	25%	52%
	A	8	1.16	0.57	1.60

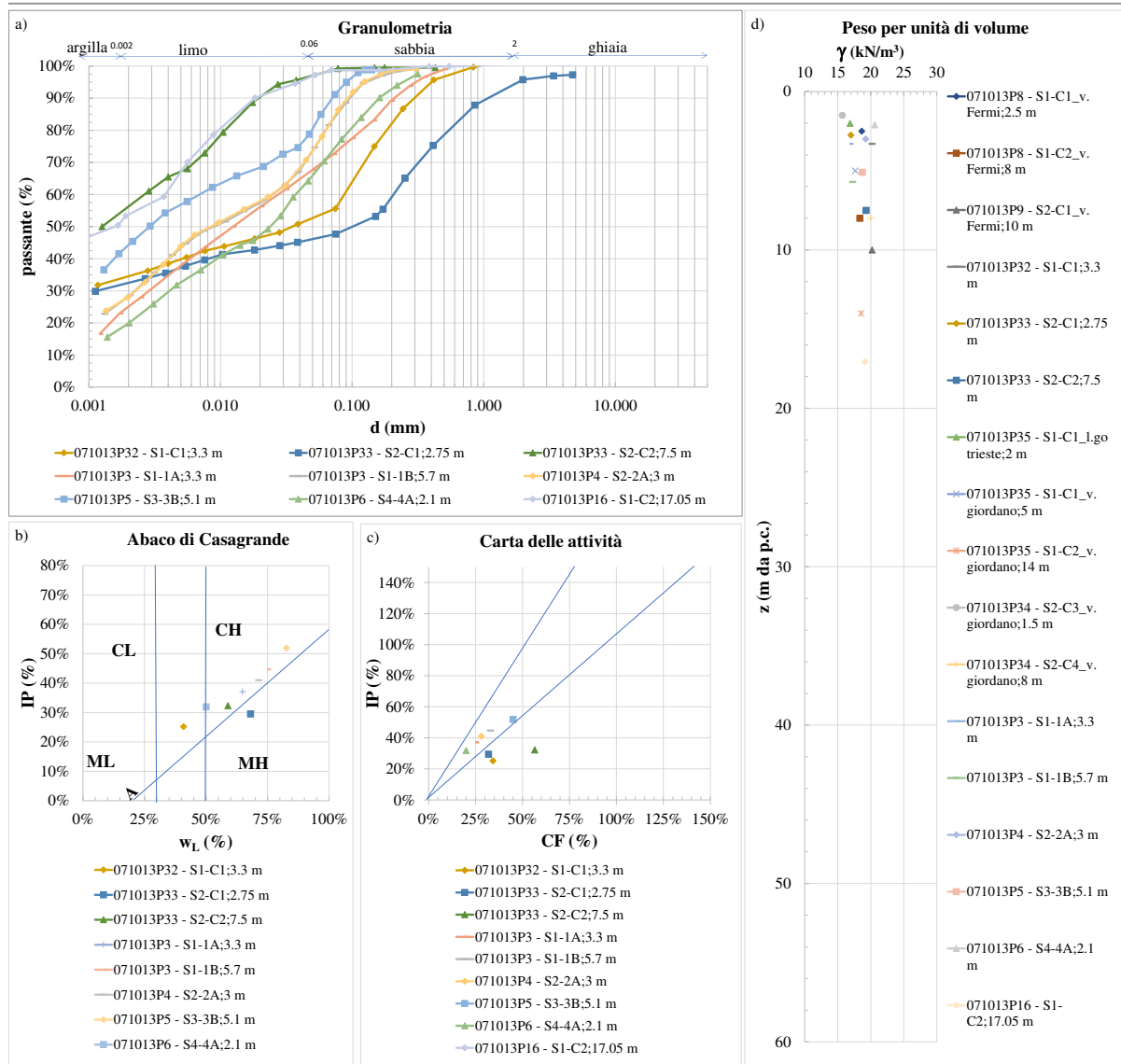


Figura 61. Riconoscimento fisico dei campioni afferenti al FAEp e FYRt, prelevati nell'area di studio.

Le prove di Taglio Diretto (Figura 62a), volte a definire i parametri meccanici (relativi al criterio di rottura di Mohr-Coulomb) al picco di resistenza c'_p e ϕ'_p , mostrano una scarsa omogeneità di risposta, soprattutto a pressioni più basse, probabilmente a seguito dell'eterogeneità granulometrica dei campioni e/o a seguito della presenza di clasti all'interno dei provini. Mediamente, i campioni testati presentano mediamente un angolo di attrito ϕ'_p , pari a circa 16° , e coesione c'_p pari a 30° . Gli intervalli di variabilità sono riportati in Figura 62a.

Per quanto riguarda la variazione con la profondità della resistenza non drenata C_u , non sono stati acquisiti certificati di prova relativi a prove ELL o prove triassiali non consolidate-non drenate (TRX UU), su provini afferenti al FAEp all'interno dell'area investigata. Facendo tuttavia riferimento ad analoghi studi di Microzonazione Sismica di I livello relativi al limitrofo

comune di Casalvecchio di Puglia, è possibile associare al parametro C_u un andamento lineare con la profondità, con fattore di crescita $C_u/z=3.7$ e C_u pari a 140 kPa per $z=10$ m dal p.c.

Rispetto alle prove edometriche riportate in Figura 62b, tutti i provini hanno esibito un $OCR \gg 1$, con valore minimo pari a 2.

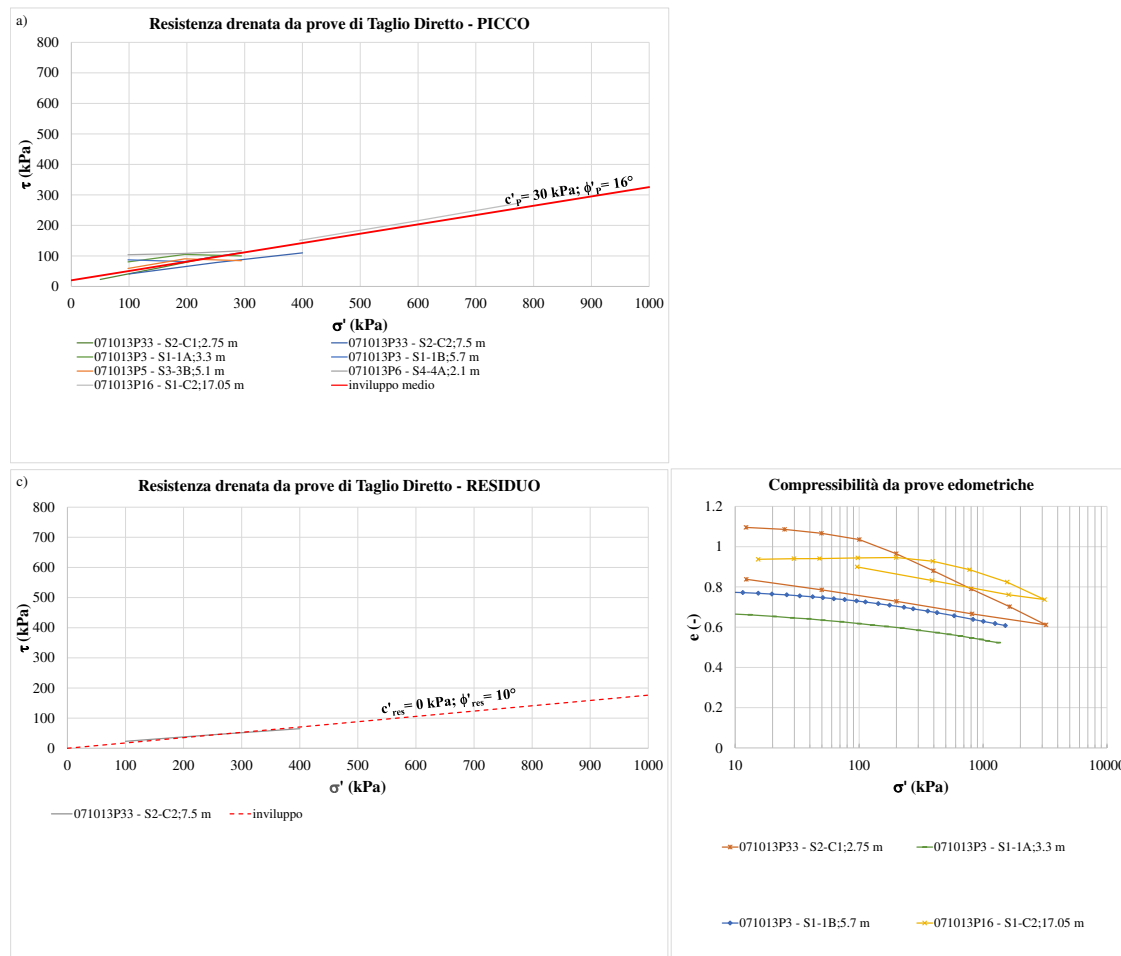


Figura 62. Risposta meccanica dei campioni afferenti al FAEp e al FYRt, prelevati nel comune di Casalnuovo Monterotaro.

Unità litotecniche afferenti ai terreni di copertura

Riporto Antropico (RI): non sono stati acquisiti certificati di prova inerenti a campioni di copertura RI all'interno dell'area di studio.

Non sono state acquisite informazioni riguardo la risposta meccanica di detto litotipo, tuttavia da rilievi in campo questo materiale è stato classificato “moderatamente addensato”.

Terreno di copertura a composizione argillosa (CH): i campioni riconosciuti come afferenti ad un terreno di copertura argilloso (CH) sono riportati in Tabella 10. Tali campioni possono

essere classificati come argille limose di alta plasticità e bassa attività (Figura 63). Prove speditive di campo hanno permesso di caratterizzarne la consistenza, definendolo “moderatamente consistente”.

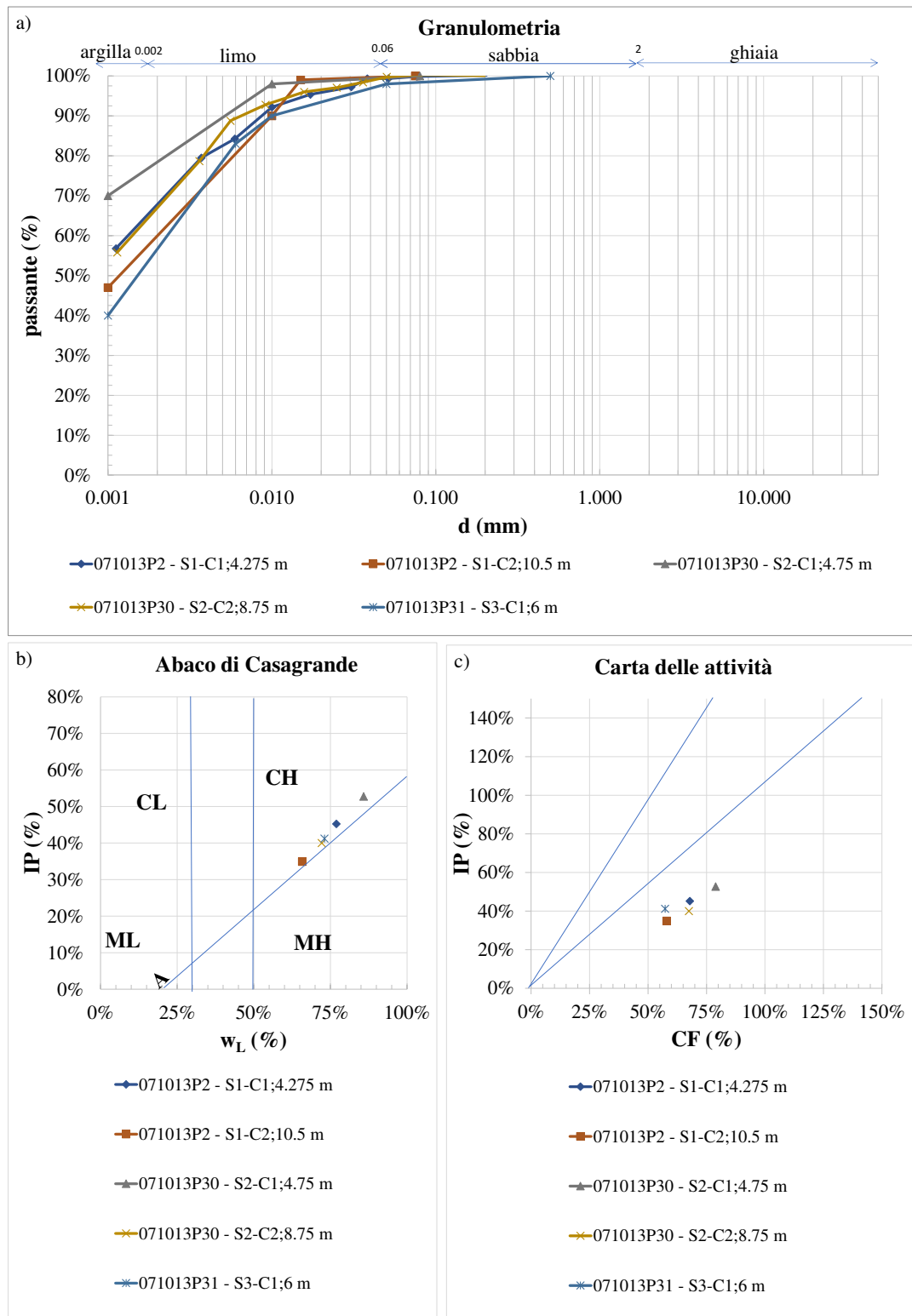


Figura 63. Riconoscimento fisico dei campioni afferenti alla copertura CH, prelevati nell'area di studio.

Terreno di copertura a composizione limoso-sabbiosa (MH): i campioni riconosciuti come afferenti ad un terreno di copertura limoso (MH) sono riportati in Tabella 10. Tali campioni possono essere classificati come limi con sabbia di alta plasticità e attività eterogenea (Figura 64). Prove speditive di campo hanno permesso di caratterizzarne la consistenza, definendolo “moderatamente consistente”

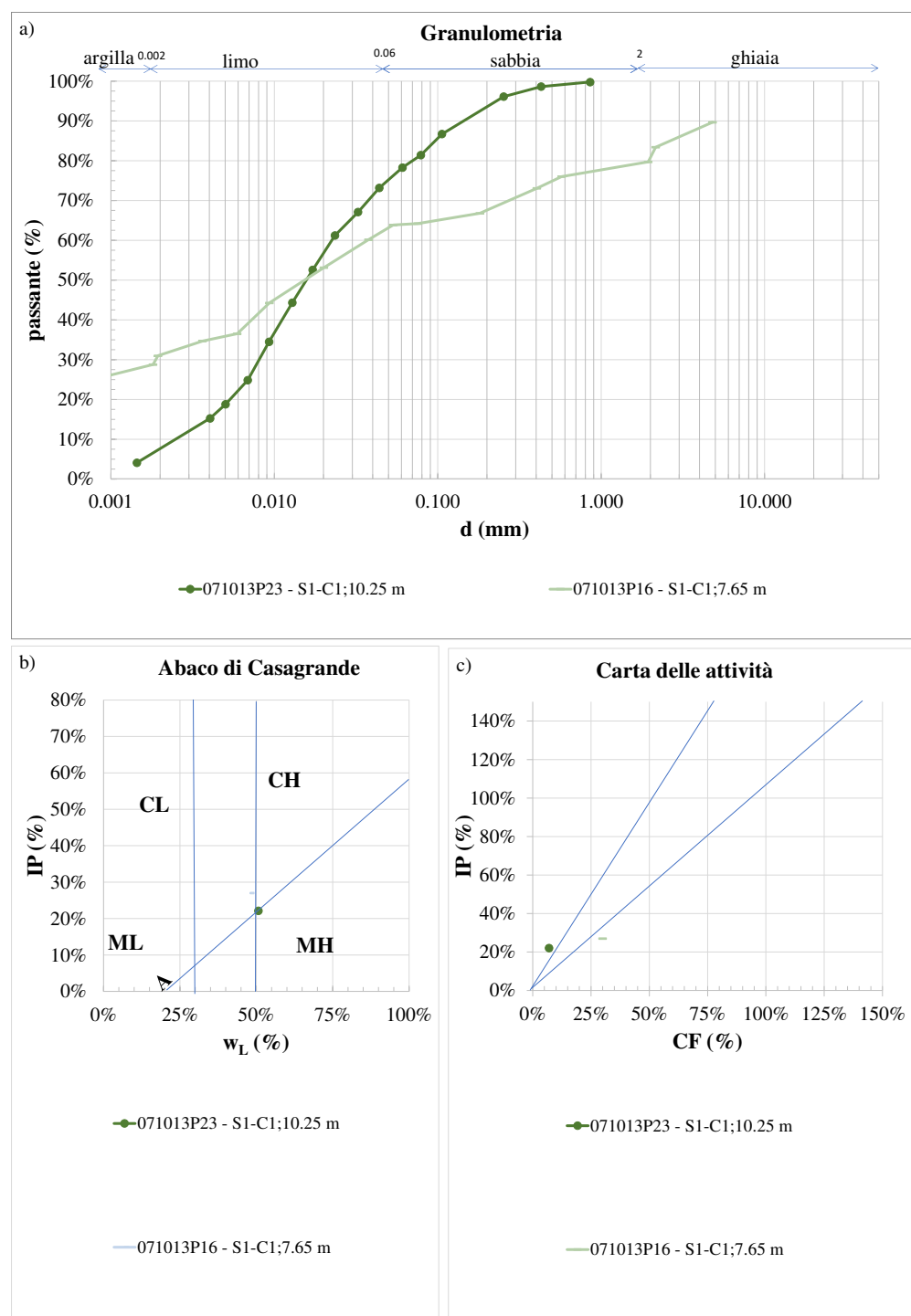


Figura 64. Riconoscimento fisico dei campioni afferenti alla copertura MH, prelevati nell’area di studio.

Al fine di evidenziare aree potenzialmente instabili con rispetto al fenomeno della liquefazione, si farà riferimento ai criteri di valutazione preliminare riportati negli I.C.M.S., che prendono in considerazione:

- presenza di falda acquifera entro i 15 m dal p.c.;
- aspetti legati alle successioni litologiche;
- aspetti legati a eventi sismici attesi al sito.

Riguardo la presenza di falda, come descritto nel par. 3.5.1 sugli aspetti idrogeologici del sito, sono stati ritenuti attendibili quei valori di soggiacenza della falda risultati a meno di 15 m dal p.c.

Dal punto di vista litologico, come si osserva in Figura 65 e dalle considerazioni precedentemente espresse, il FYR, il FYRt, il FAEp e le coperture CH possono considerarsi terreni coesivi a granulometria fine. Invece, il RI, le coperture MH e gli strati più grossolani del FAE risultano, dal solo punto di vista granulometrico, potenzialmente suscettibili di liquefazione.

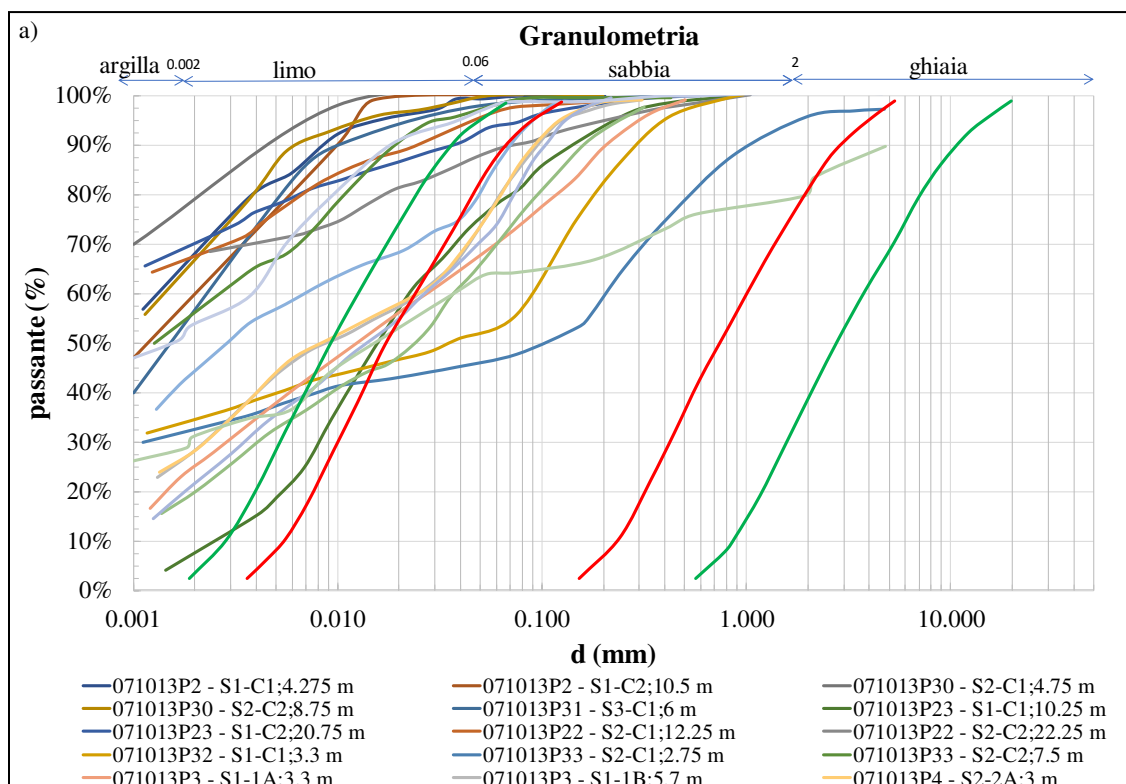


Figura 65. Confronto tra le curve granulometriche dei campioni prelevati a Casalnuovo Monterotaro, con le fasce granulometriche per la valutazione preliminare della suscettibilità alla liquefazione di un terreno, elevata (linee rosse) e possibile (linee verdi) per i terreni a granulometria estesa (da Sherif e Ishibashi, 1977, riportato in AGI, 2005).

Riguardo gli aspetti legati agli eventi sismici attesi al sito, l'accelerazione in superficie di riferimento, relativa ad un tempo di ritorno pari a 475 anni (SLV), risulta superiore al valore soglia riportato negli I.C.M.S.. Alla luce di tali considerazioni, ritenendo il RI come materiale principalmente anidro, le coperture MH, per definizione, composte da miscele di limi e sabbie, e gli strati sabbioso-ghiaiosi del FAE non solo alternati a componenti più fini, ma anche a componenti litoidi, tali da risultare di spessore modesto, si ritiene di poter ragionevolmente escludere la presenza di fenomeni evidenti di liquefazione dei terreni. Tale considerazione è ulteriormente avvalorata da recenti studi scientifici (Boulanger e Idriss, 2006; Kramer e Greenfield, 2019), basati su prove di laboratorio e di sito, in cui la suscettibilità di un terreno alla liquefazione viene legata all'indice di plasticità IP. Nello specifico, nei suddetti riferimenti si ritiene che il comportamento di un terreno possa essere assimilato a quello delle sabbie (e dunque, suscettibile alla liquefazione) per valori di IP inferiori a 3%, e viceversa a quello delle argille (i.e. non suscettibili alla liquefazione) per valori di IP superiori a 7%. Dalle prove di laboratorio acquisite, i valori di IP relativi a tutti i campioni testati, sono tutti superiori a 15% (campione 071013P22-C1), anche nei valori minimi riscontrati.

5.2 Sezioni geologico-tecniche

La posizione dei passaggi stratigrafici come disegnati all'interno delle sezioni geologico-tecniche allegate, è stata desunta sulla base dell'interpretazione dei sondaggi acquisiti, delle prove geofisiche e geotecniche acquisite, e sui risultati delle misure di rumore eseguite ad hoc e riportate nel par. 4.3. A titolo esemplificativo, si riporta in Figura 66 uno stralcio della sezione A-A', rimandando al relativo allegato per una visione di dettaglio. Con riferimento agli elementi di instabilità di versante (Figura 67), in assenza di studi analitici sui singoli movimenti di massa, gli spessori dei cinematismi rototraslazionali e dei movimenti di colata, sono stati stimati sulla base di riferimenti scientifici di settore. Nello specifico, la pubblicazione di Skempton e Hutchinson (1969) riportano, per diversi tipi di cinematismo, rapporti geometrici tipici tra estensione del corpo franoso e spessore massimo, desunti da casi di studio reali. Per i corpi di frana caratterizzati dalla presenza di una rotazione lungo una superficie di scorrimento (Figura 68), ricorrenti in versanti argillosi uniformi, il rapporto D/L può essere ragionevolmente compreso tra 0.15 e 0.33. Per quanto riguarda i movimenti di colata invece, in assenza di riferimenti bibliografici attraverso cui stimare lo spessore massimo, si è fatto riferimento alla

classificazione dei corpi superficiale/profonda a corredo del database cartografico sulle frane, come descritto nel par. 3.2. Tale classificazione è stata letta in funzione della classificazione delle frane di Cruden e Varnes (1996), di seguito sinteticamente riportata:

- Superficiale: da superficiale a intermedia secondo Cruden e Varnes (1996) $D < 30$ m;
- Profonda: da profonda a estremamente profonda secondo Cruden e Varnes (1996) $D > 30$ m.

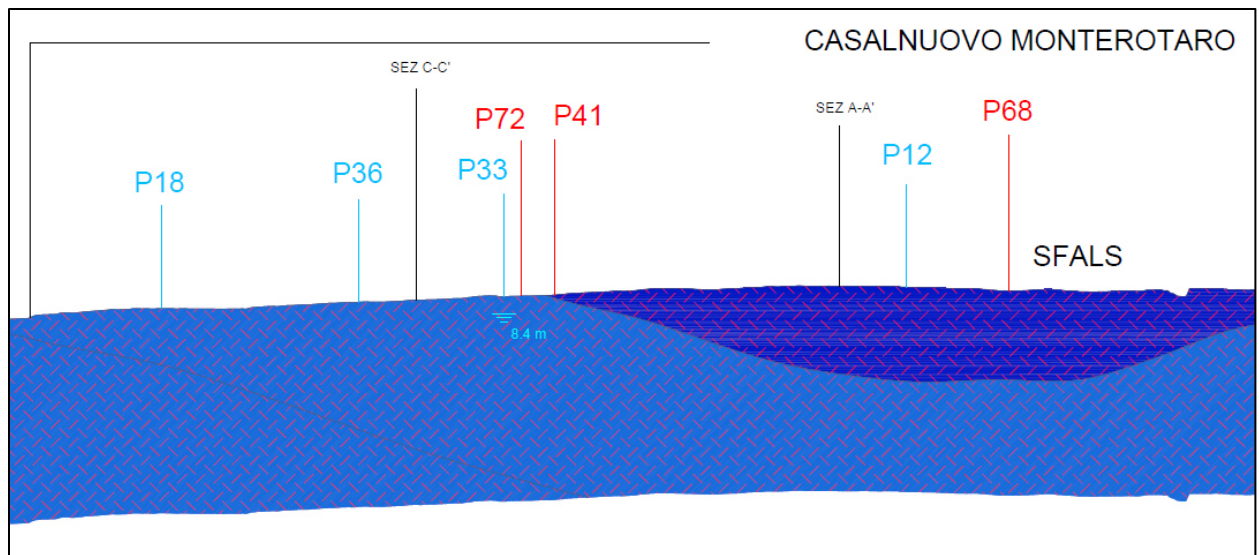


Figura 66. Stralcio della sezione geologico-tecnica A-A'.

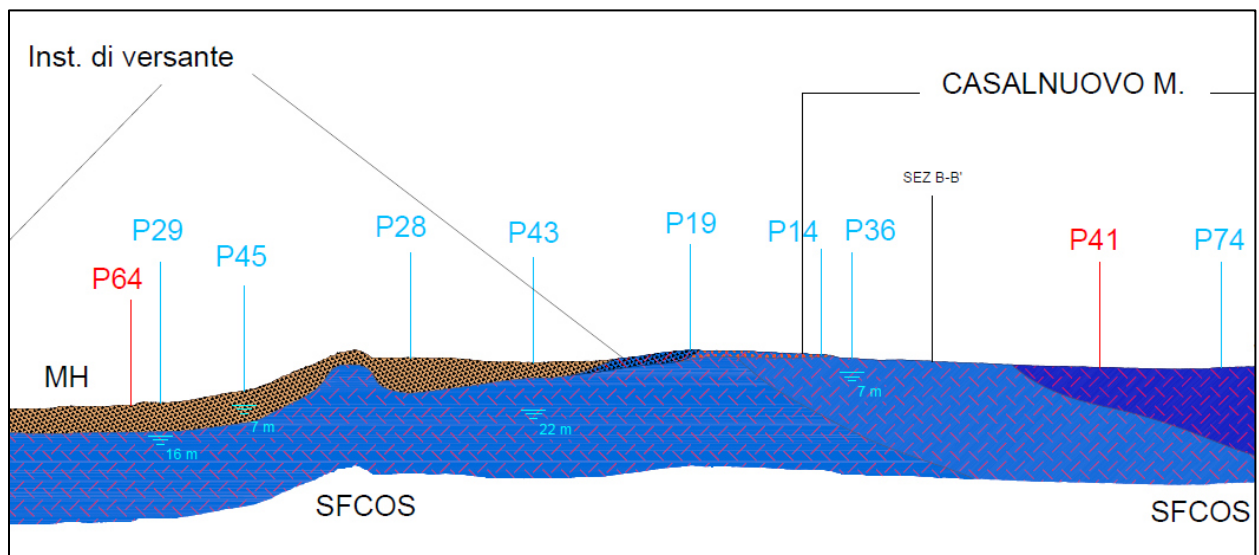


Figura 67. Stralcio della sezione B-B', con indicazione di alcuni corpi di frana cartografati.

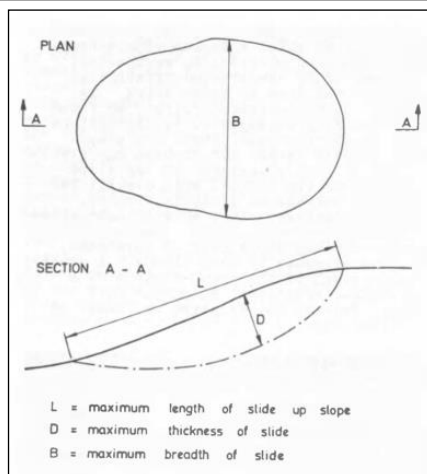


Figura 68. Schema dei parametri geometrici richiamati nel testo (Skempton e Hutchinson, 1969).

6. INTERPRETAZIONI ED INCERTEZZE

Durante le diverse attività che hanno permesso la redazione del presente studio sono state riscontrate diverse criticità che hanno reso necessarie delle assunzioni o interpretazioni che in successivi livelli di approfondimento si ritiene opportuno verificare.

Si riporta di seguito un elenco degli elementi che dovranno essere oggetto di approfondimento:

- l'area esaminata è caratterizzata dalla presenza di diffusi fenomeni di dissesto lungo tutti i versanti del paese, che hanno impedito di valutare in modo univoco i limiti fra le varie formazioni a contatto;
- lo stile deformativo tipico del fronte di catena appenninico caratterizza probabilmente anche l'area di Casalnuovo M., ma è risultato difficile ricostruirne le geometrie, a causa della scarsità di affioramenti (sia in termini di numero che in termini di estensione), della deformazione delle litologie presenti, della modifica del paesaggio legata alle attività antropiche prevalentemente agricole (affioramenti, potenziali siti di frana e/o di faglia vengono completamente oblitterati). Ciò rappresenta un limite del modello geologico che dovrà essere approfondito nei livelli successivi di MS;
- i sopralluoghi non sempre hanno evidenziato indizi della presenza delle due faglie riportate in carta, entrambe note da letteratura. Pertanto, sarà necessario condurre studi specifici, per chiarirne l'effettiva estensione e natura;
- i sondaggi acquisiti hanno raggiunto mediamente una profondità di 30 metri, pertanto gli spessori delle formazioni in profondità sono stati dedotti dall'interpretazione delle giaciture misurate in campagna, poco numerose e discontinue;
- le prove geotecniche acquisite non coprono tutte le litologie rinvenute durante i sopralluoghi; pertanto alcune delle caratteristiche geotecniche delle unità litologiche non indagate sono state dedotte da litologie simili presenti al di fuori dell'area oggetto di studio, ma contermini ad essa (Casalvecchio di Puglia);
- le prospezioni geofisiche pregresse, in particolare quelle sismiche, hanno consentito di stimare le velocità di alcune delle litologie presenti, ma non di tutte. Restano senza tali informazioni l'unità geotecnica SFALS. Inoltre, è verosimile che le indagini eseguite abbiano stimato la velocità della parte più superficiale e/o più alterata di tali litologie. Per gli stessi motivi, le MOPS associate a tali unità, non contengono informazioni circa i valori di velocità tipiche; si è per ora preferito non caratterizzare uno strumento pianificatorio (la Carta delle MOPS), seppur di Livello 1, con dati non misurati in sito e ci si è riservati di farlo con l'esecuzione di nuove prove in livelli successivi;

- è da segnalare che alcune prospezioni geofisiche, hanno rilevato la presenza di inversioni di velocità V_s ; tali inversioni, segnalate anche nel capitolo relativo alle prove pregresse, possono in alcuni casi essere significative per potenziali effetti di amplificazione; è opportuno tenere in considerazione questo aspetto negli approfondimenti successivi;
- le indagini HVSR hanno consentito in alcuni casi di individuare con buona attendibilità i picchi relativi agli spessori di copertura rispetto al substrato geologico sottostante, mentre meno chiare sono le possibili correlazioni tra i vari substrati geologici individuati, verosimilmente a causa dell'elevato grado di deformazione degli stessi e, in alcuni casi, della mancanza di netti contrasti di impedenza tra corpi geologici non molto differenti dal punto di vista meccanico.

7. METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI

7.1 Inquadramento ai fenomeni delle frane sismo-indotte nel Subappennino Dauno

Nell'ambito degli studi di Microzonazione Sismica di livello 1, al fine di individuare le zone di instabilità di versante in condizioni sismiche, è stata analizzata dai tecnici ASSET la sussistenza delle condizioni sismiche necessarie per l'attivazione del fenomeno franoso.

Come indicato nelle I.C.M.S. - Appendice 1, la metodologia proposta si basa sulle seguenti fasi di analisi:

- ❖ disaggregazione della pericolosità sismica (Barani et al., 2009) in termini di Magnitudo e Distanza (M-R);
- ❖ confronto degli scenari M-R con i valori di soglia, o valori critici (M_c), derivati da riferimenti scientifici per l'attivazione delle frane sismo indotte (e.g. Keefer, 1984);
- ❖ calibrazione della procedura attraverso una validazione ex-post.

Al fine di avere una comprensione più ampia del fenomeno, preliminarmente, il problema della possibile instabilità dei versanti sismoindotta è stato studiato a scala regionale, considerando l'intero territorio del Subappennino Dauno, che comprende i comuni riportati in Figura 69. L'operazione di disaggregazione è stata condotta da Barani (comunicazioni personali, 2021). In particolare, sono stati disaggregati i valori mediani di scuotimento (relativi al suolo rigido), espressi sia in termini di accelerazione orizzontale di picco (PGA) sia rispetto a 3 periodi spettrali (0.2s, 1.0s, e 2.0s), per due periodi di ritorno T_R (30 anni e 475 anni). Per ciascun punto di calcolo, distante 0.05° dal successivo in entrambe le direzioni (Figura 70), i risultati sono stati restituiti considerando i valori medi e modali di M ed R di tali parametri.

Le coppie M-R così individuate per ciascuno dei 4 periodi spettrali, sono state confrontate con i valori soglia di riferimento. Gli I.C.M.S. (2008) suggeriscono come valori di confronto, quelli desunti dalla pubblicazione scientifica di Keefer (1984), le cui soglie sono state costruite per diverse tipologie di cinatismi (crolli, colate e frane) sulla base delle evidenze lasciate sul territorio a seguito di 40 fenomeni di instabilità verificatisi in tutto il mondo dal 1811 al 1980. Contestualmente, si è fatto riferimento anche ad un altro studio, pubblicato da Martino et al. (2014), in cui sono presentati valori soglia desunti dallo studio degli effetti di 166 eventi sismici avvenuti in Italia, dal 1117 al 2012, distinti in tre intervalli temporali. Tra questi, si è fatto riferimento a quello più recente, comprensivo degli eventi tra il 1908 ed il 2012 (Figura 71). Dal confronto tra i valori soglia dei due studi pubblicati, si osserva come la curva di Martino et al.

(2014), per i cinematismi più frequenti nel Subappennino Dauno, ossia scorrimenti e colate, sia più cautelativa per valori di Magnitudo inferiori a 6,5, mentre per valori più alti risultano più cautelative le curve presentate da Keefer (1984).

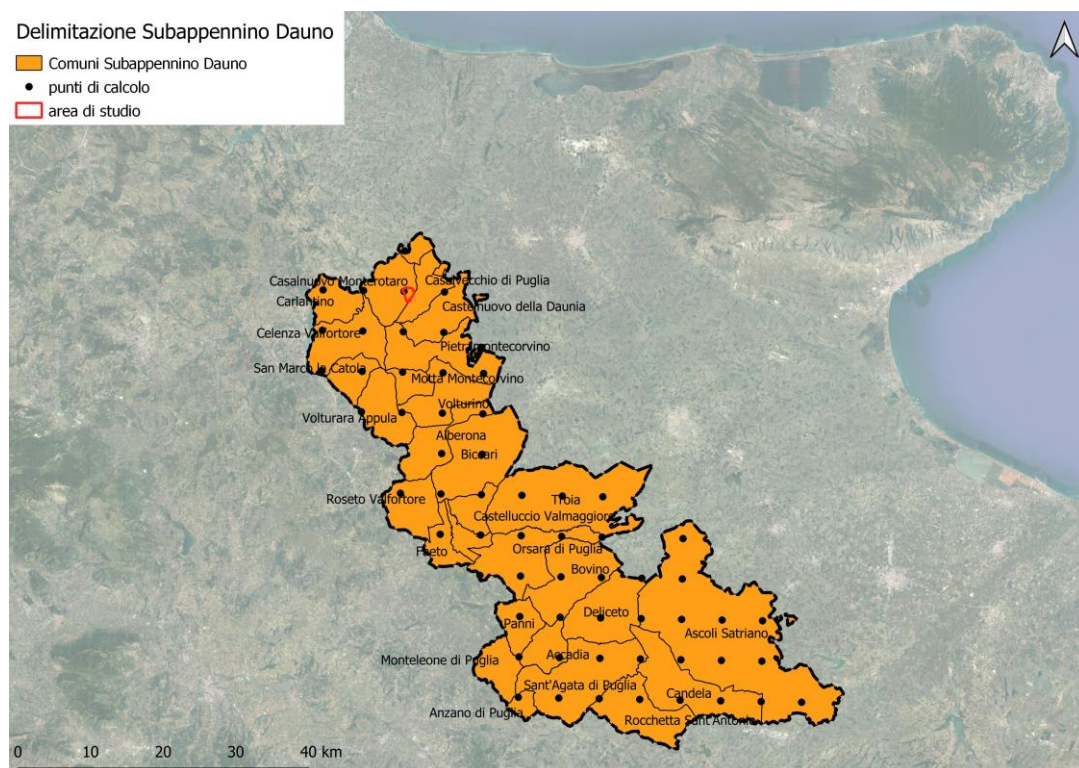


Figura 69. Territori comunali facenti parte del Subappennino Dauno, e ubicazione dei punti di calcolo, di interesse 0.05° , per la disaggregazione della pericolosità sismica.

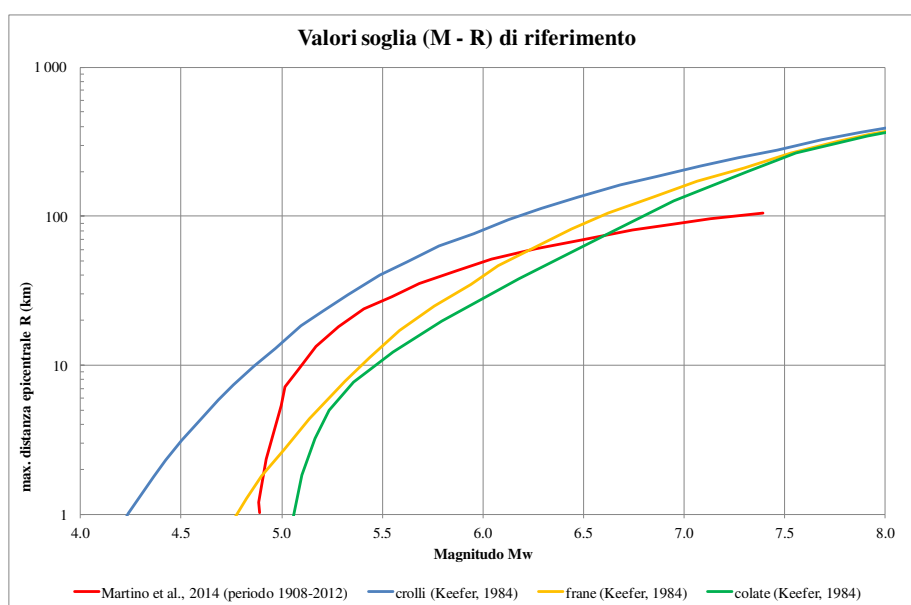


Figura 70. Valori soglia di riferimento per il confronto con le coppie (M-R) calcolate attraverso disaggregazione della pericolosità sismica.

In Figura 71a e in Figura 71b, si riporta un confronto tra le suddette coppie, e i valori soglia, per i due tempi di ritorno considerati. Per $T_R=30$ anni e $T_R=475$ anni, è possibile osservare sia coppie (M-R) al di sopra che al di sotto delle soglie proposte e dunque rappresentativi di siti in cui è possibile preliminarmente escludere, su base storica, l'attivazione o riattivazione di frane sismoindotte. Associando ai siti di calcolo l'intero territorio comunale in cui essi ricadono, è possibile rappresentare il territorio del Subappennino Dauno in funzione della possibilità, o meno, che alcune sue porzioni risentano di frane sismoindotte, per il tempo di ritorno pari a 30 o a 475 anni. Nelle mappe riportate in Figura 72. a e Figura 72. b per $T_R=30$ anni, e Figura 73a e Figura 73b per $T_R=475$ anni, l'intero territorio del Subappennino Dauno è stato suddiviso in aree comunali. In ogni area sono stati calcolati i valori medi e modali delle coppie (M-R) che sono state confrontate con i valori di soglia relativi alle curve di Keefer (1984) e Martino et al. (2014). Dalle figure si desume che buona parte del territorio Dauno, in riferimento alle condizioni predisponenti di Magnitudo M e distanza R per l'instabilità di versante sismoindotta, è preliminarmente classificabile come suscettibile di questa instabilità. Pertanto, non si può escludere in nessun comune del Subappennino Dauno l'innescarsi di instabilità di versante sismoindotte.

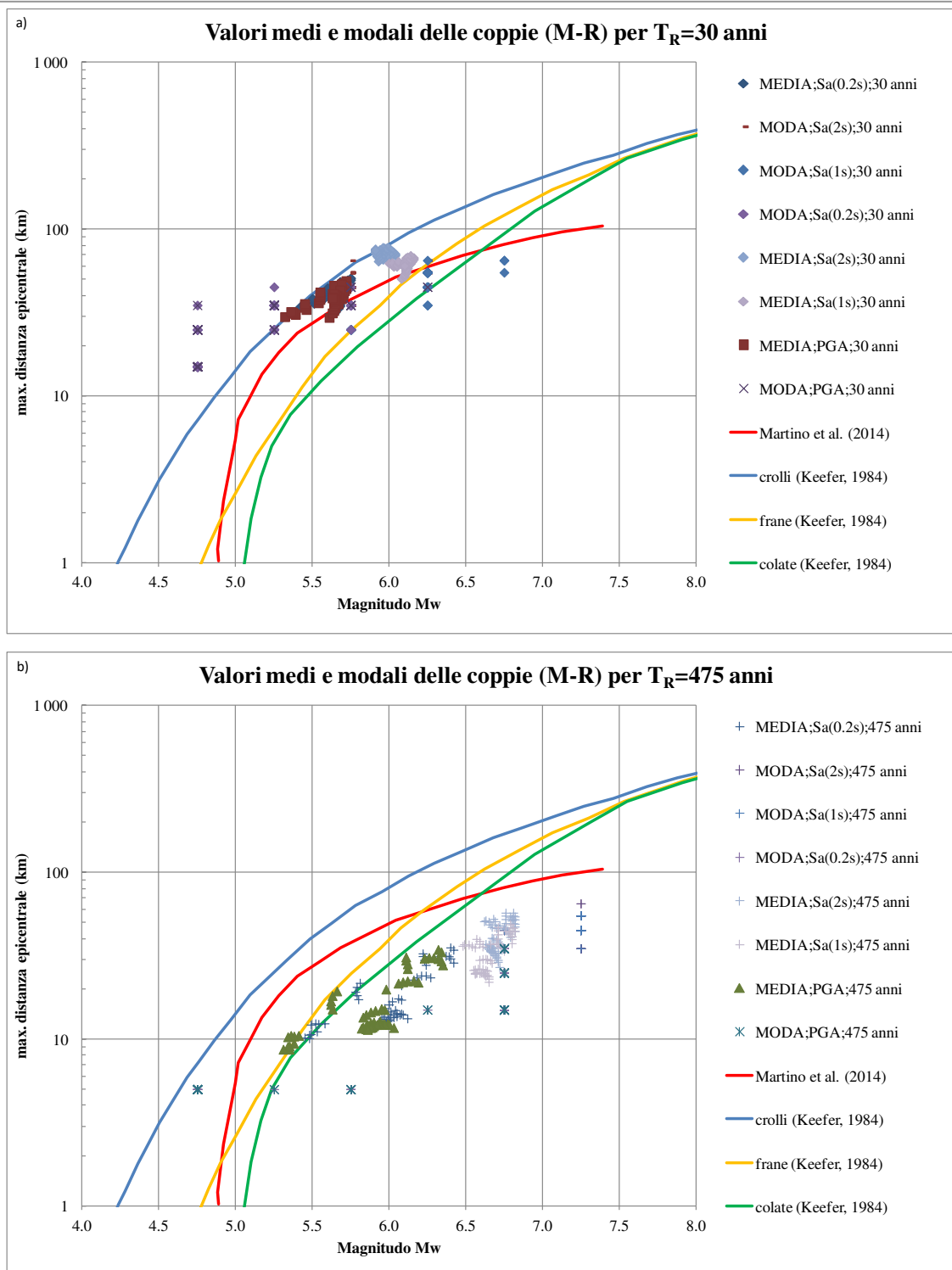
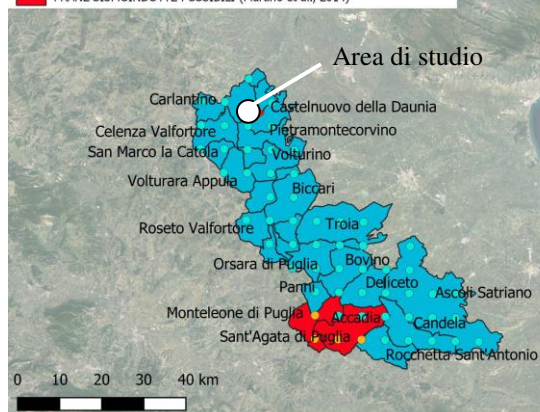


Figura 71. Confronto tra i valori soglia delle coppie (M-R), con i valori medi e modali calcolati attraverso la disaggregazione: a) per $T_R=30$ anni; b) per $T_R=475$ anni.

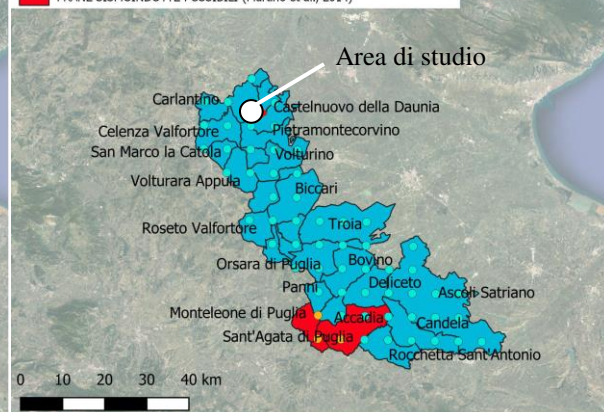
Valori medi di (M - R) da disaggregazione del tasso di superamento dei valori di PGA per TR = 30 anni

- FRANE SISMOINDOTTE NON POSSIBILI (Martino et al. 2014)
- FRANE SISMOINDOTTE POSSIBILI (Martino et al. 2014)
- FRANE SISMOINDOTTE NON POSSIBILI (Martino et al., 2014)
- FRANE SISMOINDOTTE POSSIBILI (Martino et al., 2014)



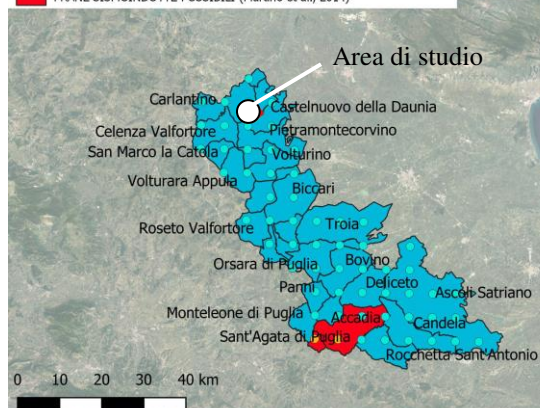
Valori medi di (M - R) da disaggregazione del tasso di superamento dei valori di $Sa(0.2s)$ per TR = 30 anni

- FRANE SISMOINDOTTE NON POSSIBILI (Martino et al. 2014)
- FRANE SISMOINDOTTE POSSIBILI (Martino et al. 2014)
- FRANE SISMOINDOTTE NON POSSIBILI (Martino et al., 2014)
- FRANE SISMOINDOTTE POSSIBILI (Martino et al., 2014)



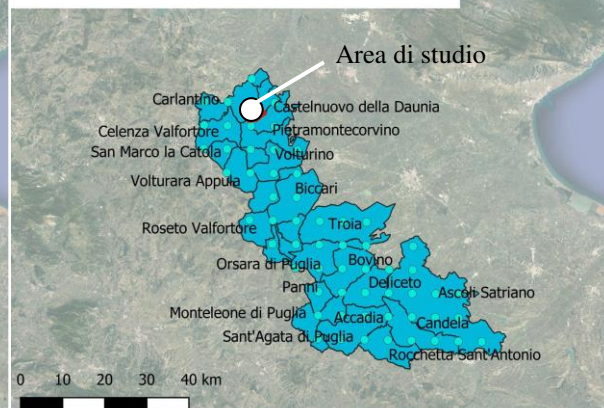
Valori medi di (M - R) da disaggregazione del tasso di superamento dei valori di $Sa(1s)$ per TR = 30 anni

- FRANE SISMOINDOTTE NON POSSIBILI (Martino et al. 2014)
- FRANE SISMOINDOTTE POSSIBILI (Martino et al. 2014)
- FRANE SISMOINDOTTE NON POSSIBILI (Martino et al., 2014)
- FRANE SISMOINDOTTE POSSIBILI (Martino et al., 2014)



Valori medi di (M - R) da disaggregazione del tasso di superamento dei valori di $Sa(2s)$ per TR = 30 anni

- FRANE SISMOINDOTTE NON POSSIBILI (Martino et al. 2014)
- FRANE SISMOINDOTTE NON POSSIBILI (Martino et al., 2014)



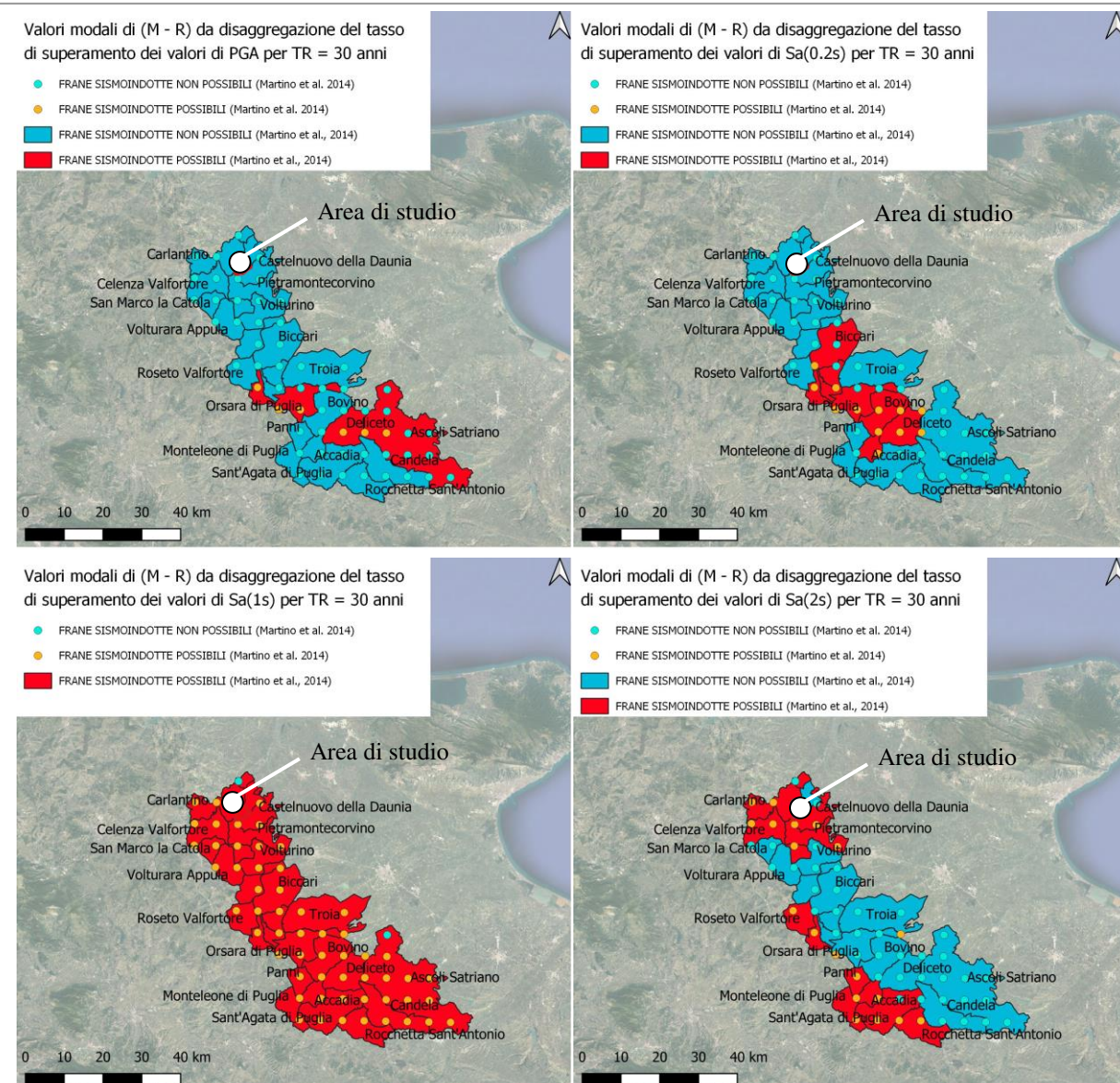
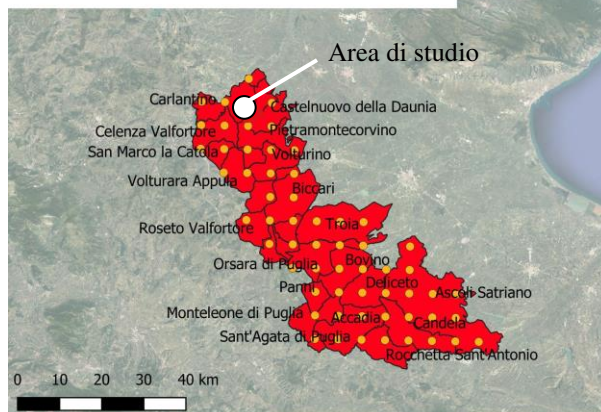


Figura 72. Mappe dei comuni del Subappennino Dauno, passibili di fenomeni franosi sismoindotti (comuni in rosso) così come derivate dal confronto delle coppie M-D medie e modal ottenute dalla disaggregazione della pericolosità sismica (in termini di PGA e diverse accelerazioni spettrali per un periodo di ritorno di 30 anni con la curva limite di Martino et al. (2014).

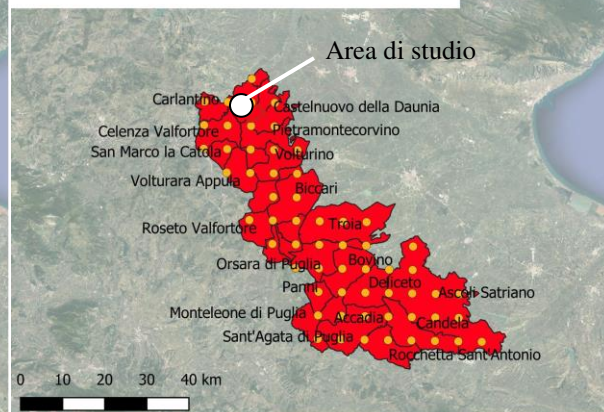
Valori medi di (M - R) da disaggregazione del tasso di superamento dei valori di PGA per TR = 475 anni

- FRANE SISMOINDOTTE POSSIBILI (Martino et al. 2014)
- FRANE SISMOINDOTTE POSSIBILI (Martino et al., 2014)



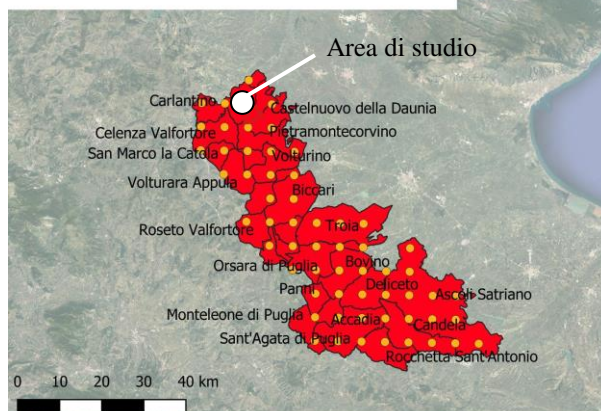
Valori medi di (M - R) da disaggregazione del tasso di superamento dei valori di $S_a(0.2s)$ per TR = 475 anni

- FRANE SISMOINDOTTE POSSIBILI (Martino et al. 2014)
- FRANE SISMOINDOTTE POSSIBILI (Martino et al., 2014)



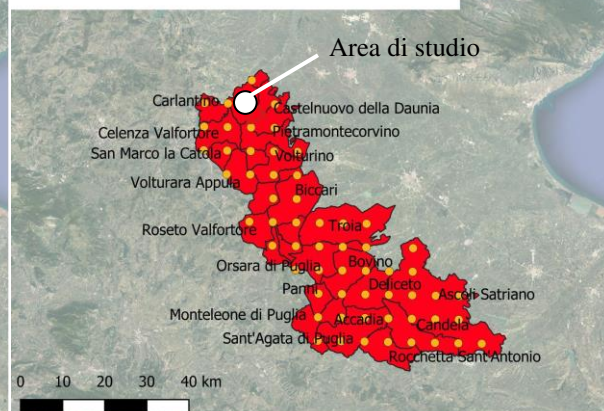
Valori medi di (M - R) da disaggregazione del tasso di superamento dei valori di $S_a(1s)$ per TR = 475 anni

- FRANE SISMOINDOTTE POSSIBILI (Martino et al. 2014)
- FRANE SISMOINDOTTE POSSIBILI (Martino et al., 2014)



Valori medi di (M - R) da disaggregazione del tasso di superamento dei valori di $S_a(2s)$ per TR = 475 anni

- FRANE SISMOINDOTTE POSSIBILI (Martino et al. 2014)
- FRANE SISMOINDOTTE POSSIBILI (Martino et al., 2014)



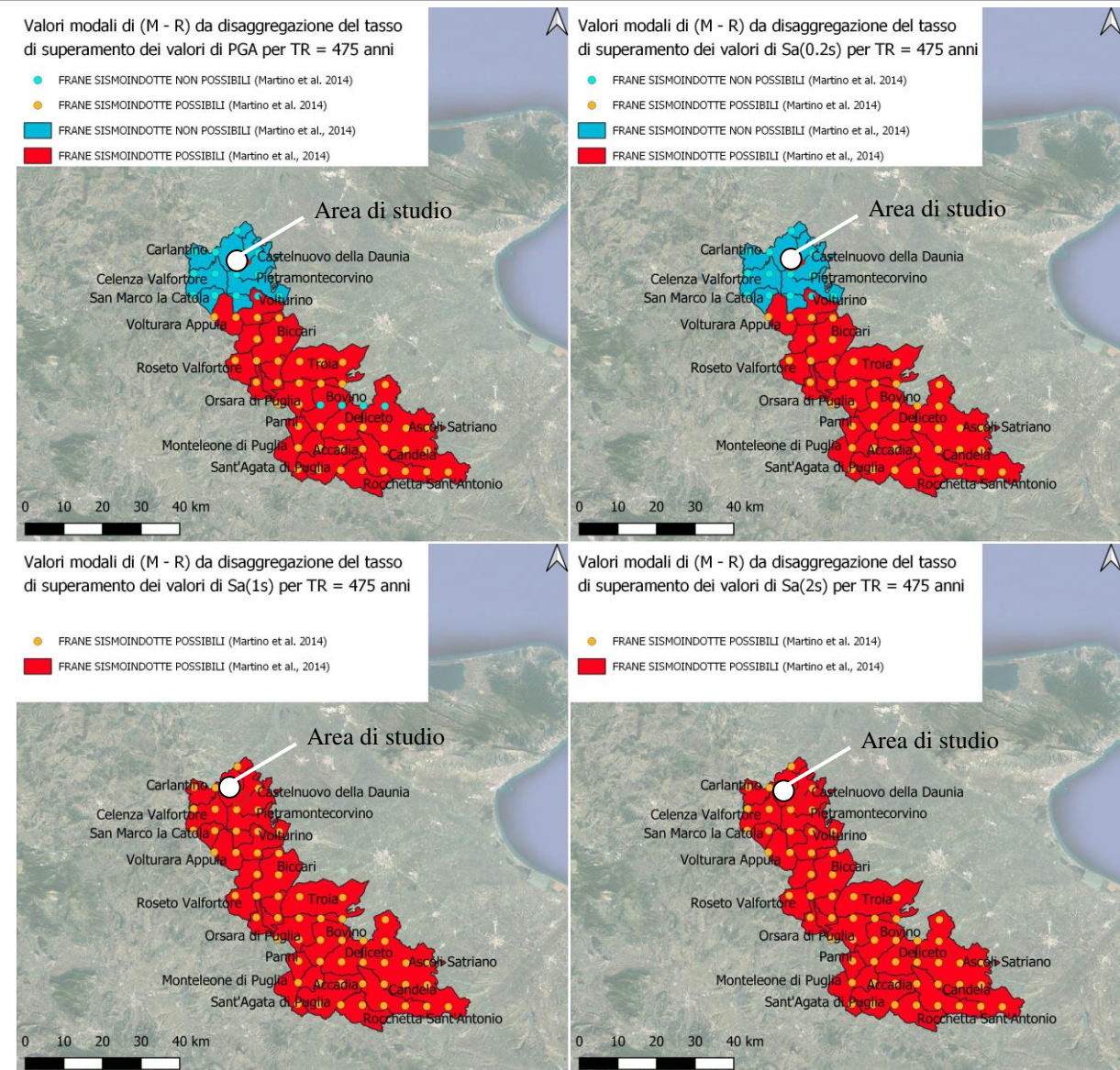


Figura73. Mappe dei comuni del Subappennino Dauno, passibili di fenomeni franosi sismoindotti (comuni in rosso) così come derivate dal confronto delle coppie M-D medie e modali ottenute dalla disaggregazione della pericolosità sismica (in termini di PGA e diverse accelerazioni spettrali per un periodo di ritorno di 475 anni con la curva limite di Martino et al. (2014).

Infine, come indicato nelle I.C.M.S. - Appendice 1, si sono contestualmente analizzati gli effetti sul territorio, di eventi sismici noti, che storicamente sono stati classificati e catalogati all'interno del "Catalogo italiano degli Effetti Deformativi del suolo Indotti dai forti Terremoti" (CEDIT, Fortunato et al., 2012). Come si evince in Figura 74, all'interno del Subappennino Dauno, le frane storiche classificate come sismoindotte sono documentate su due tipi di depositi:

- 1) in unità a prevalente componente argillitica (campitura della litologia in grigio),
- 2) all'interno di formazioni a componente siltoso-sabbiosa (campitura della litologia in arancione)

Secondo le litologie riportate nella Carta Idrogeomorfologica della Regione Puglia, Figura 74, i suddetti eventi sono stati documentati a seguito del terremoto dell'Irpinia nel 1930.

Inoltre, frane sismoindotte sono state rinvenute anche in depositi sciolti a prevalente composizione pelitica (campitura della litologia in blu), o sabbioso-ghiaiosa (campitura della litologia in celeste) innescate dal sisma del Gargano del 1627 e del 1893.

Poiché le suddette litologie sono diffuse anche all'interno del territorio Dauno, ed in particolar modo si rinvencono nel comune di Casalnuovo Monterotaro, questa circostanza sarà considerata solo nei livelli di Microzonazione successivi al primo. Infatti, nonostante la suscettibilità di Casalnuovo Monterotaro alla instabilità di versante sismoindotta fornita dalle coppie (M-R) precedentemente analizzate, il catalogo CEDIT non riporta alcun evento storicamente documentato di eventi franosi in area comunale. Pertanto, le cartografie del primo livello di Microzonazione Sismica, non riporteranno elementi relativi a nessun evento storico di frana sismoindotta.

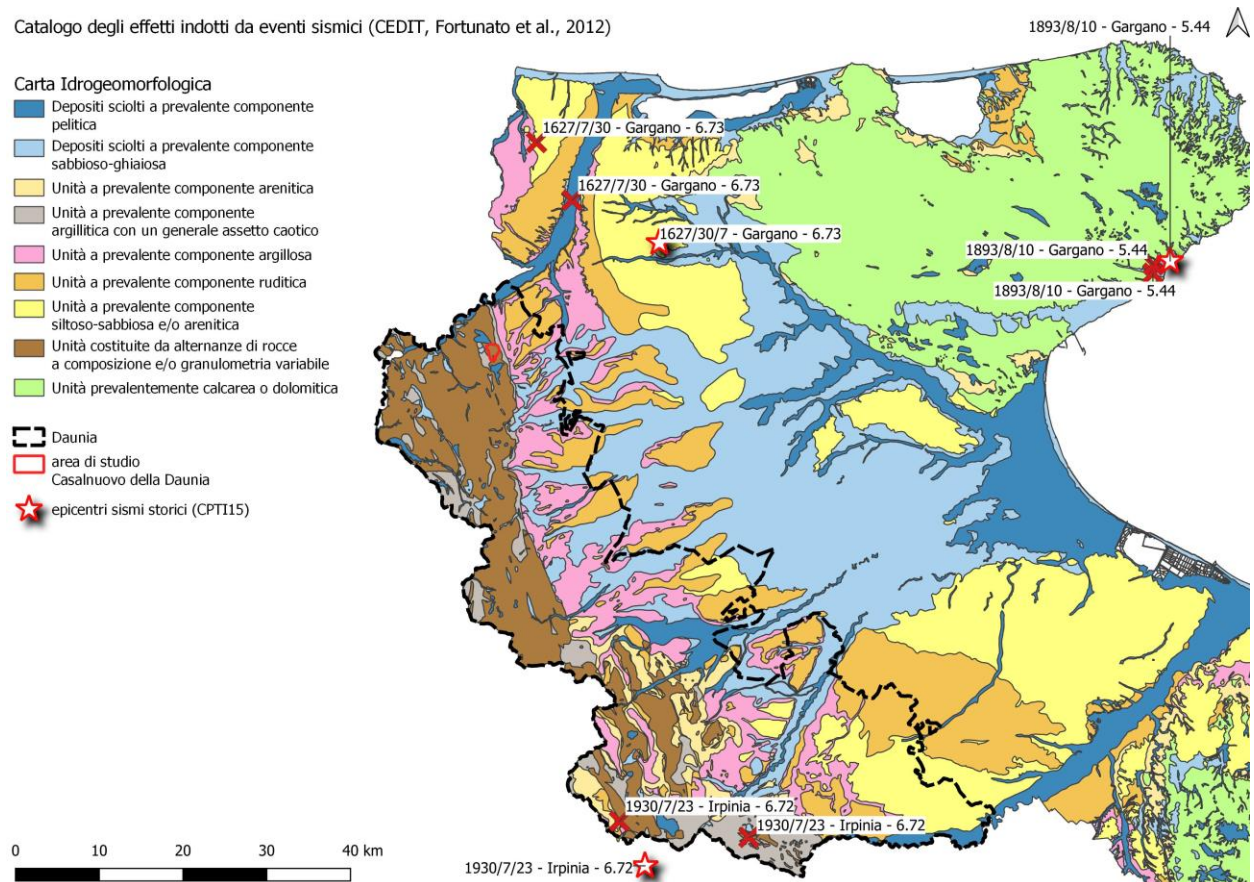


Figura 74. Confronto tra il catalogo CEDIT (Fortunato et al., 2012) degli effetti indotti da eventi sismici nella provincia di Foggia, con riferimento a frane, fratture superficiali e variazioni della morfologia. In pianta, a ciascun sito che ha subito effetto è associato l'evento sismico di riferimento (database DBMI15; Rovida et al., 2020).

In letteratura alcuni autori (Del Gaudio et al., 2003) hanno studiato la suscettibilità all'instabilità sismo-indotta dell'area del Subappennino Dauno riportata in Figura 75 in termini di intensità di Arias, A_c , e superamento della soglia di 10 cm dello spostamento calcolato secondo il metodo di Newmark (1965). Dallo studio si evince che la soglia di accelerazione critica individuata per i versanti in 0.05g non viene mai superata. Tuttavia, lo studio condotto nel 2003 non tiene conto degli aggiornamenti normativi intervenuti successivamente, e pertanto si ritiene di considerare i corpi suscettibili di instabilità sismo-indotta, in accordo alle metodologie proposte nelle Linee Guida Nazionali.

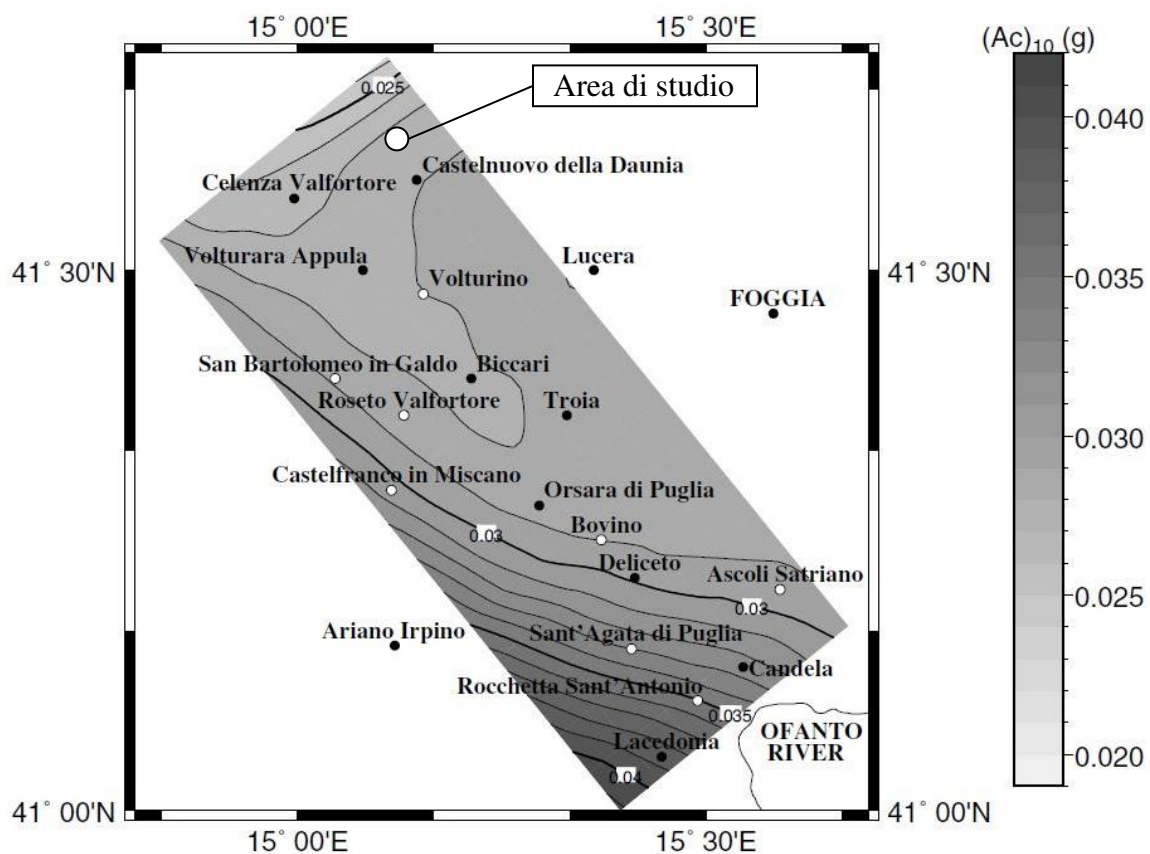


Figura 75. Valori di accelerazione A_c associati allo spostamento critico di 10cm, calcolato secondo il modello di Newmark, 1965 (da Del Gaudio et al., 2003).

7.2 Metodologia di elaborazione ed interpretazione delle prove HVSR

I dati acquisiti sono stati elaborati con software specifico. In particolare è stato impiegato il pacchetto software Grilla (Rel. 9.6.3), prodotto dalla ditta distributrice (MoHo s.r.l.) del tromografo impiegato per eseguire le misure.

Le procedure utilizzate per elaborare i dati hanno rispettato le linee guida del progetto SESAME.

Le fasi di elaborazione possono essere sintetizzate come di seguito:

- scaricamento dei dati acquisiti
- lettura delle tracce (Figura 76)

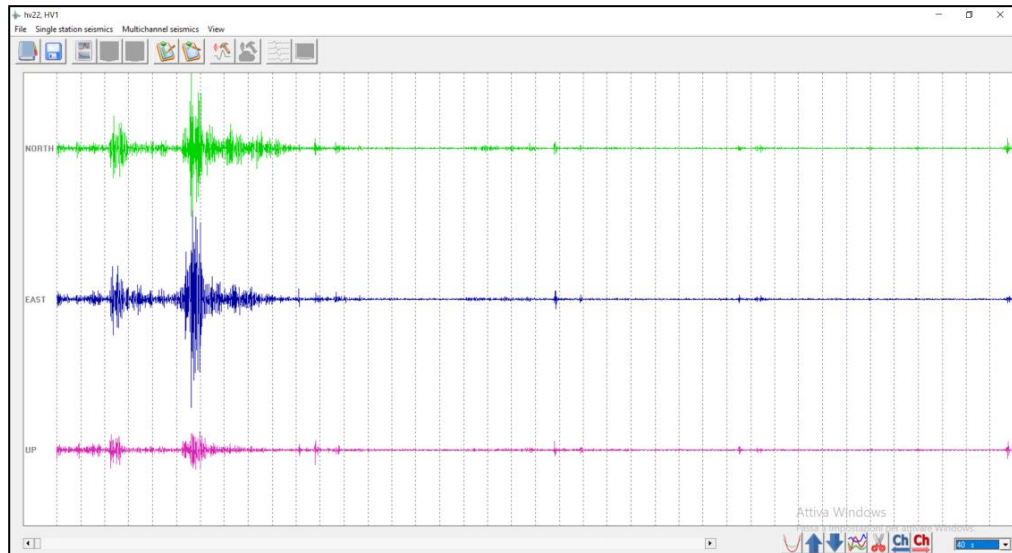


Figura 76. Misure di rumore ambientale. Esempio di una traccia di acquisizione.

- filtraggio automatico delle frequenze comprese nel range 0.7-64.0 Hz (Figura 77)

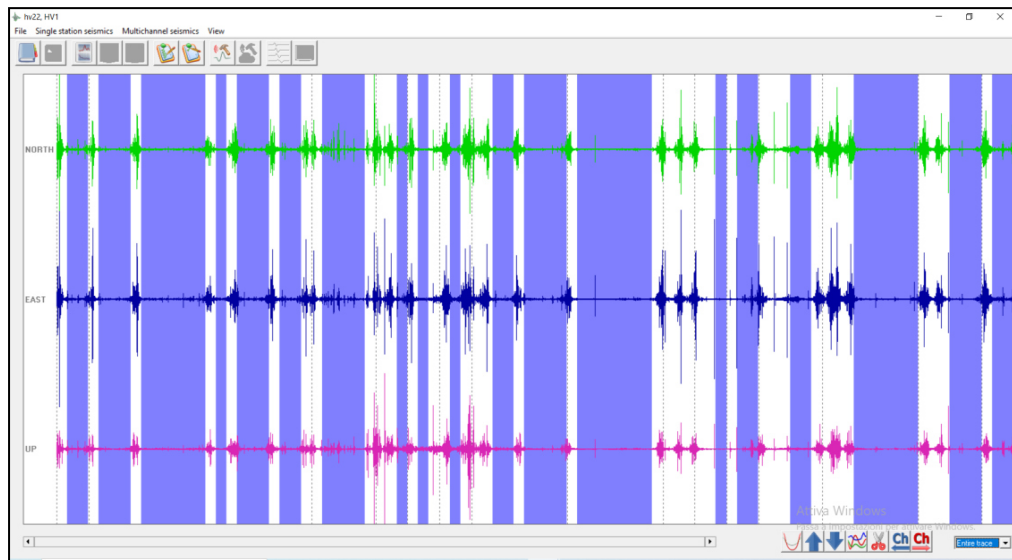


Figura 77. Misure di rumore ambientale. Filtraggio delle tracce acquisite.

- ulteriore eventuale filtraggio manuale dei transienti residui da esaminare con l'ausilio dello spettrogramma che consente di evidenziare i rapporti H/V che deviano notevolmente dall'andamento medio
- calcolo degli spettri delle tre componenti del moto

- applicazione di una procedura di lisciamento (“smoothing”) degli spettri ottenuti. Per i dati in esame si è utilizzata quella di Konno e Omachi con window con $b=40$, secondo quanto suggerito sempre dalle linee guida SESAME (Figura 78)

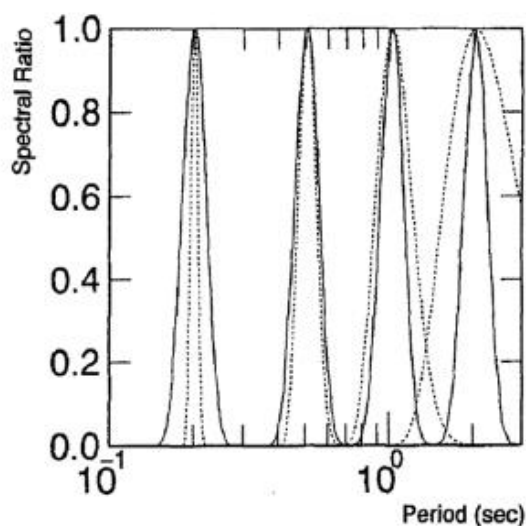


Figura 78. Andamento del valore del peso per la funzione di smoothing di Konno e Ohmachi (1998).

- calcolo dei rapporti tra le ampiezze spettrali delle componenti orizzontali H e verticale V
- calcolo dei valori medi e della deviazione standard dei rapporti spettrali H/V
- stima della direzionalità del picco eventualmente individuato
- valutazione della qualità delle misure
- estrazione del report di elaborazione (Figura 79).

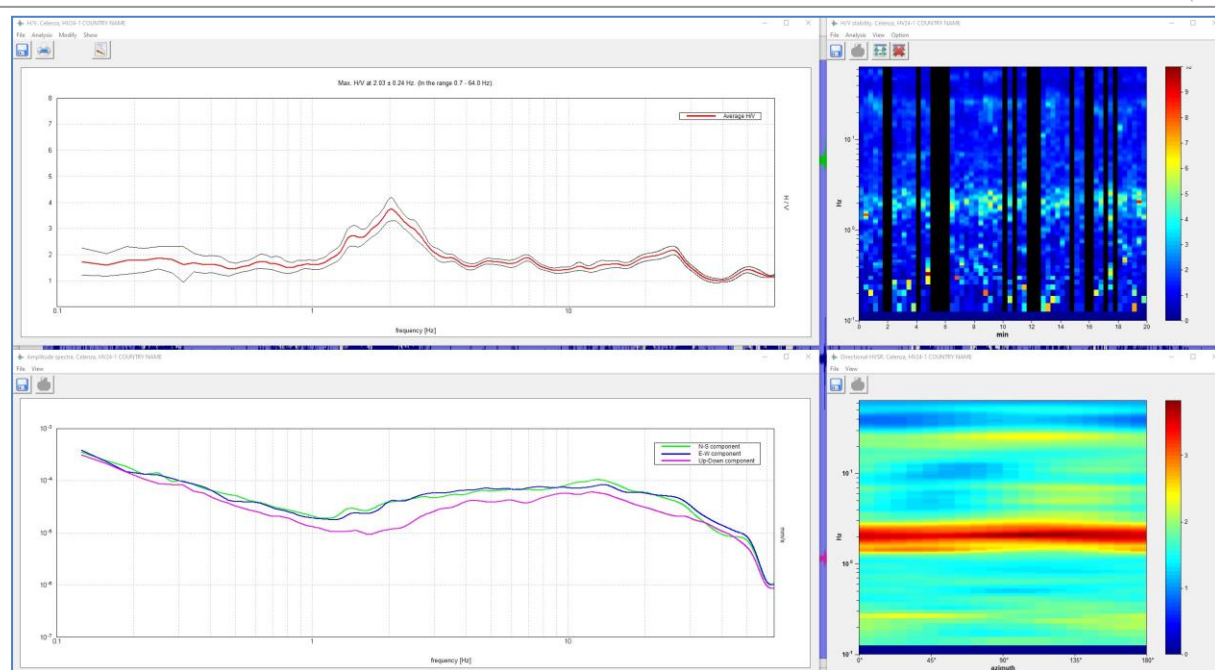


Figura 79. Misure di rumore ambientale. Dati di uscita.

Il posizionamento definitivo delle misure ha previsto il controllo della qualità del dato GPS registrato (numero minimo di satelliti, regolarità dell'acquisizione). Controllato il posizionamento orizzontale, l'altimetria dei singoli punti di misura è stata ricavata proiettando i punti su DTM da rilievo LiDAR.

Per quanto concerne l'interpretazione dei dati, si rimanda ai singoli report allegati e definiti per ciascuna misura eseguita per una visione di dettaglio degli andamenti della curva media H/V, degli andamenti degli spettri delle singole componenti, dello spettrogramma delle variazioni dei rapporti H/V durante la registrazione e del diagramma delle variazioni direzionali di H/V. In Tabella 13, sono riportati, schematicamente per ogni punto misura, il codice per l'ubicazione del punto e del relativo report, la litologia in affioramento sulla quale la prova è stata eseguita, la MOPS in cui essa ricade, le diverse frequenze di picco con relative ampiezze.

Gran parte dei picchi individuati ha frequenze comprese tra 1 Hz e 4 Hz, caratteristica generalmente uniformemente distribuita sul territorio investigato. Sono stati individuati pochi picchi a frequenze inferiori a 1 Hz, mentre alcuni hanno frequenze ben oltre quelle qui di interesse (>10 Hz), ma sono stati comunque riportati in tabella perché di possibile interesse stratigrafico. Le frequenze di picco più elevate delle prove realizzate direttamente sui terreni di copertura e in frana (in rosso in Tabella 13) possono essere correlate al contrasto di impedenza

con il substrato sottostante. Naturalmente la stima degli spessori è da ritenersi indicativa, soprattutto quelli derivanti da misure con accoppiamento al terreno non ottimale.

Tabella 13. Sintesi delle elaborazioni delle indagini HVSR con indicazione del codice identificativo del relativo report ("Codice"), della prova eseguita ("Prova"), della litologia in affioramento ("Litologia"), della MOPS di appartenenza ("MOPS"), delle frequenze di picco discriminate (f0-f1-f2-f3) e della loro relativa ampiezza (A0-A1-A2-A3), degli spessori stimati.

Codice	Prova	Litologia	MOPS	f0	Spessori (m)	f1	Spessori (m)	f2	Spessori (m)	f3	Spessori (m)
0	HV01-1	FAEp-MH	2001-2003	1.4		11.3					
	HV01-2			1.4		11.6	5.4-6.2				
071013P52	HV02-1	FAEp	2003	Nessuna							
	HV02-2			Nessuna							
071013P53	HV03-1	FAEp	2001	2.0		3.6		14.7		21.7	
	HV03-2			1.8		2.4					
071013P54	HV04-1	FAEp	2001	Nessuna							
	HV04-2			Nessuna							
071013P55	HV05-1	FAEp	2001	1.0		1.8		8.5			
	HV05-2			0.9		1.8		8.3			
071013P56	HV06-1	FAEp	2001	1.3		2.3		10.2			
	HV06-2			2.5		5.5					
071013P57	HV07-1	FAEp	2001	1.0		3.7		7.8		12.0	
	HV07-2			3.7		11.8					
071013P58	HV08-1	FAEp	2001	1.1		1.6		6.2		7.4	
	HV08-2			1.0		1.6		6.2		7.2	
071013P59	HV09-1	FYRt	2001	1.3		14.7		19.7		26.8	
	HV09-2			1.4		14.2					
071013P60	HV10-1	CH/FYRt	2001	2.2		8.7					
	HV10-2			2.1		9.9	5.6	13.8	4.0		
071013P61	HV11-1	MH/FYRt	2001-2003	Nessuna							
	HV11-2			Nessuna							
071013P62	HV12-1	FAEp	2001	1.3		1.7		8.9			
	HV12-2			1.9		9.2		15.8			
071013P63	HV13-1	FAEp	2001	1.5		2.7		6.7		18.1	
	HV13-2			3.3		6.5		19.5			
071013P64	HV14-1	MH/FYRt	2003	1.5		2.0					
	HV14-2			1.5		6.2	10.1-11.5				
071013P65	HV15-1	MH/FYRt	2003	1.0		1.8		2.3			
	HV15-2			1.8		20.0	3.1-3.6				
071013P67	HV17-1	FAEc	2099	14.5							
	HV17-2			10.6		15.7					
071013P68	HV18-1	FAEc	2099	1.8		2.3		8.9			
	HV18-2			3.9		13.6					
071013P69	HV19-1	FAEc	2001	1.8		2.3		11.3		16.0	
	HV19-2			2.4		9.8					
071013P70	HV20-1	FYR	2001	17.9		25.0					
	HV20-2			Nessuna							
071013P71	HV21-1	FAEp	2001	0.7							
	HV21-2			1.1		19.5					
071013P72	HV22-1	FAEp	2001	1.1		2.5					
	HV22-2			0.9							

8.ELABORATI CARTOGRAFICI

8.1 Carta delle indagini

In accordo con quanto indicato negli Standard di rappresentazione cartografica e archiviazione informatica – Versione 4.2 (<http://www.protezionecivile.gov.it>), la Carta delle Indagini riporta la posizione cartografica di tutte le indagini acquisite nel precedente lavoro di Microzonazione di primo livello, di tutte le indagini acquisite dal gruppo di Lavoro ASSET nel corso dell'attività di ricognizione svolta negli uffici delle amministrazioni pubbliche consultate, in questo caso il Comune di Casalnuovo Monterotaro, la Regione Puglia e il Commissariato per il Dissesto della Regione Puglia.

Anche le indagini pregresse sono state archiviate secondo il nuovo Standard e pertanto le informazioni sono state adeguate a quanto richiesto con l'aggiornamento 4.2.

Sono state inoltre rappresentate le indagini di rumore effettuate sul territorio oggetto di studio tramite l'acquisizione diretta effettuata dal gruppo ASSET con il supporto del Cnr/Irpi.

Tutti i punti di indagine sono rappresentati con l'indicazione del loro codice identificativo e con la simbologia idonea a distinguerne la tipologia. Si riporta uno stralcio in Figura 80.

L'archiviazione documentale in accordo con gli Standard, comprende tutto il materiale di supporto, identificato con un codice in parte ereditato dalla precedente operazione di archiviazione che pertanto è stato ampliato con l'arricchimento di nuovo materiale documentale che è stato numerato in successione al materiale preesistente.

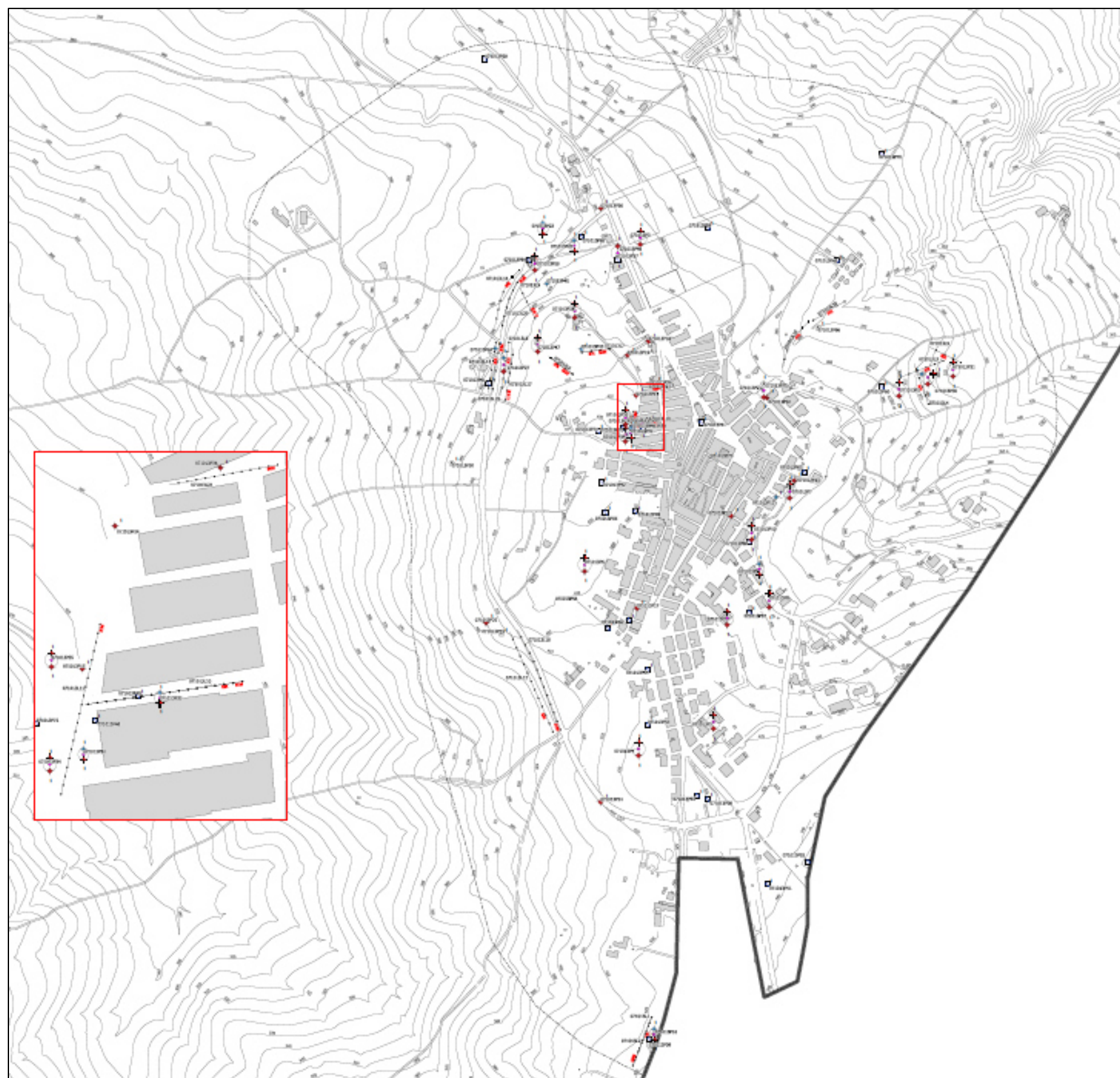


Figura 80. Carta delle indagini.

8.2 Carta geologico-tecnica per la microzonazione sismica

Il modello geologico descritto nel cap. 3, reinterpretato alla luce delle risultanze sia di prove geofisiche (cap. 4), sia di prove geotecniche (cap. 5), ha permesso di costruire il modello geologico-tecnico del sito, rappresentato nell'elaborato grafico allegato secondo gli Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica 4.2. La planimetria presenta, oltre ai substrati geologici e alle coperture, gli elementi tettonico-strutturali come descritti nel par. 3.5, gli elementi geologici e idrologici come descritti nel par. 3.5.1, gli elementi relativi alle instabilità di versante, come descritte nel par. 3.2. Nell'ambito di tale revisione è stata posta particolare attenzione alla mappatura dei depositi di copertura, alla ricostruzione dettagliata delle forme geomorfologiche, dei fenomeni gravitativi di versante e/o delle aree instabili ed all'individuazione del substrato. Per meglio comprendere i rapporti litostratigrafici fra le diverse formazioni presenti, sono state tracciate due sezioni geo-litologiche significative, descritte nel par. 5.2, le cui tracce sono riportate nella Carta Geologico – Tecnica (CGT) in allegato.

Il passaggio dalle unità geologiche alle unità geologico-tecniche è avvenuto mediante l'arricchimento della caratterizzazione geologica, frutto di rilievi di superficie e interpretazione dei sondaggi, con informazioni quantitative sulle velocità di propagazione delle onde S (mediante indagini geofisiche, cfr. parr. 4.2 e 4.3) e sul comportamento fisico-meccanico (mediante interpretazione di prove geotecniche di laboratorio, cfr. par. 5.1), da cui è stato possibile caratterizzare le unità litotecniche delle coperture e dei substrati.

Le geometrie e gli spessori delle unità identificate sono presentate nelle sezioni geologico-tecniche in allegato (cfr. par. 5.2).

Si riporta in Figura 81 uno stralcio della carta geologico-tecnica.

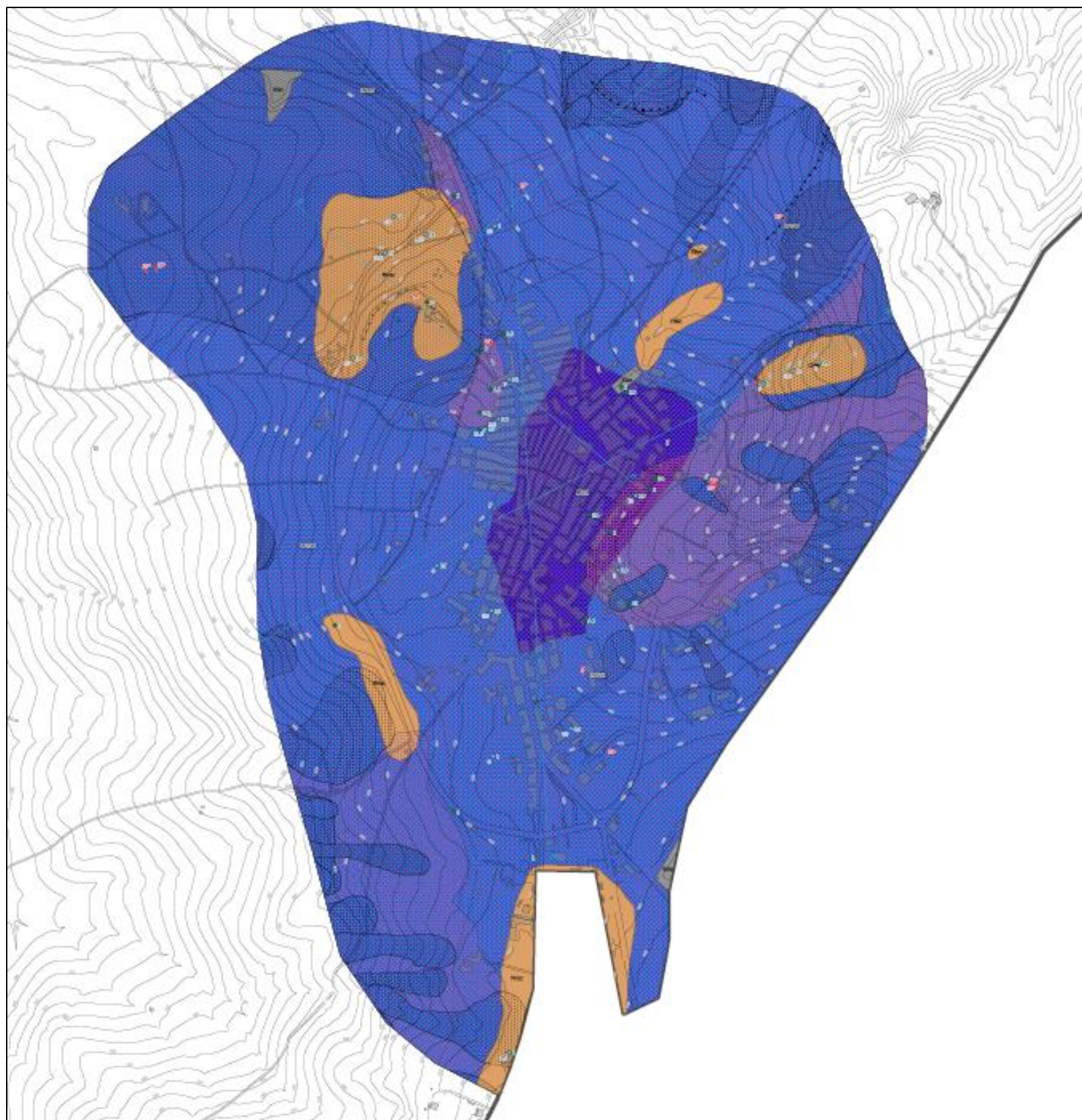


Figura 81. Carta geologico-tecnica.

8.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (carta delle MOPS)

Le informazioni acquisite (rilevamento di campagna, dati da cartografia ufficiale, risultati di indagini pregresse e di nuova esecuzione) hanno permesso di realizzare la “**Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica**” (MOPS). Tale cartografia è stata redatta in linea con gli I.C.M.S., e individua le microzone per le quali, sulla base delle osservazioni geolitologiche, geomorfologiche, litostratigrafiche e l’interpretazione dei dati acquisiti ex novo possono essere ipotizzati diversi tipi di effetti di amplificazione. La cartografia corrisponde ad un approfondimento di Livello 1 ed individua qualitativamente e sommariamente la geometria delle aree potenzialmente caratterizzate da specifici effetti sismici locali. Ciò costituisce una utile base per la progettazione delle necessarie indagini da eseguire nelle successive fasi di approfondimento (livelli 2 e/o 3).

Le prove di sismica eseguite nell’area di interesse, riportate nel database e descritte nel paragrafo 4.2, come già evidenziato, hanno consentito di definire la velocità dei terreni di copertura e di alcune litologie di substrato.

Per quanto riguarda le aree stabili suscettibili di amplificazione locale va sottolineato che la caratterizzazione dei litotipi presenti sul territorio indagato, con particolare riguardo agli spessori e alle geometrie laterali, presenta ancora diversi aspetti indeterminati.

Le microzone rappresentate nella Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica sono classificate nelle seguenti categorie:

- a) Zone stabili suscettibili di amplificazione locale: in funzione di quanto ricostruito elaborando le indagini pregresse, i rilievi geologici e le risultanze delle indagini è stato possibile discriminare 5 MOPS, di cui una afferente alla tipologia “2099” (substrato fratturato o alterato) e 4 afferenti alle tipologie “20xx” (substrato lento/substrato e copertura/substrato);
- b) Zone di attenzione per instabilità: sono distinte dalle precedenti per la presenza di fenomeni di instabilità, censiti nello studio.

Nel territorio investigato di Casalnuovo M. non sono state individuate Zone stabili, cioè zone a morfologia sub-pianeggiante e/o con inclinazione $<15^\circ$, con substrato sismico affiorante (caratterizzato da $V_s \geq 800$ m/s).

Di seguito si riportano le descrizioni sintetiche delle zone stabili suscettibili di amplificazioni locali attraverso le loro colonne stratigrafiche rappresentative. Le velocità e gli spessori sono

indicati solo dove vi sono indagini eseguite che permettono una stima delle due grandezze. Lo spessore massimo rappresentato per tutte le MOPS è pari a 50 m (spessore ritenuto significativo per lo studio di MS), ma da considerare puramente indicativo per la mancanza di informazioni precise a profondità superiori.

La Figura 82, la Figura 83 e la Figura 84 mostrano le colonnine rappresentative delle MOPS (in totale 6), raggruppate per tipologia (substrato alterato, solo substrato, copertura su substrato)

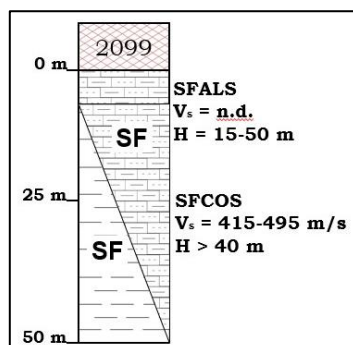


Figura 82. Schema della MOPS relativa alle aree in cui affiora il substrato geologico alterato. Nella rappresentazione grafica sono riportati, per ogni unità litotecnica, quando noti, il valore delle relative velocità e degli spessori.

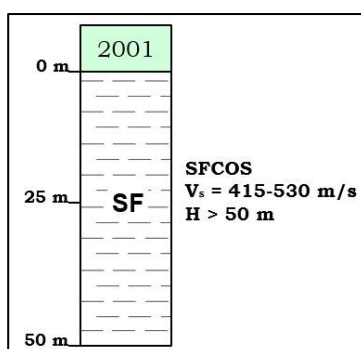


Figura 83. Schema delle MOPS relative alle aree in cui è presente solo litologia di substrato. Nella rappresentazione grafica sono riportati, per ogni unità litotecnica, quando noti, il valore delle relative velocità e degli spessori.

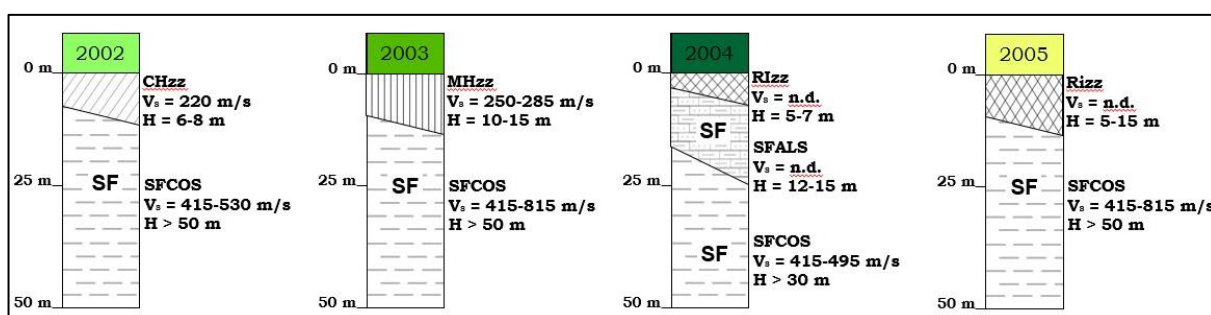


Figura 84. Schema delle MOPS relative alle aree che presentano coperture al di sopra del substrato. Nella rappresentazione grafica sono riportati, per ogni unità litotecnica, quando noti, il valore delle relative velocità e spessori.

MOPS 2099. E' stata individuata una sola area classificabile con questo codice, rappresentabile con la colonnina di Figura 82; essa occupa la parte centrale dell'abitato di Casalnuovo Monterotaro. I due substrati che ne fanno parte (SFALS e SFCOS) sono caratterizzati da assenza di coperture; le velocità caratteristiche, desunte da indagini geofisiche eseguite, sono disponibili solo per SFCOS e comprese tra 415 e 495 m/s. Gli spessori sono ricavati dai sondaggi geognostici; i sondaggi rappresentativi sono 071013P1, 071013P7, 071013P10, 071013P11, 071013P12, 071013P13, con profondità massime raggiunte di 20 m dal p.c.

MOPS 2001. È rappresentativa di aree di affioramento di SFCOS. In corrispondenza di questa MOPS, la più estesa nel territorio in esame e comprendente sia aree urbanizzate che prive di fabbricati, sono stati eseguiti numerosi sondaggi geognostici e prove geofisiche; lo spessore ad essa attribuito è pari o maggiore di 50 m (non vi sono informazioni a profondità maggiori se non per il sondaggio 071013P47 spinto fino a 70 m dal p.c.) e le si è associato un range di velocità tra 415 m/s e 530 m/s.

MOPS 2002. Questa MOPS è caratteristica di terreni ad est dell'abitato di Casalnuovo Monterotaro, in area prevalentemente agricola con assenza di strutture edificate. I sondaggi (071013P2, 071013P30, 071013P31 e le prove sismiche qui eseguite 071013L3, 071013L4, 071013L5) individuano un terreno di copertura prevalentemente argilloso-limoso spesso tra 6 e 8 m e caratterizzato da una velocità di circa 220 m/s; esso poggia su SFCOS ($V_s = 415-530$ m/s) che si spinge fino alla base della colonnina.

MOPS 2003. E' definita dalla presenza di MH (terreni prevalentemente limoso-sabbiosi) su SFCOS. Occupa limitate aree a sud-ovest e a sud (MH su SFCOS) dell'abitato. Sulle queste sono stati eseguiti i sondaggi 071013P16 e 071013P25, nonché le prove geofisiche 071013L2, 071013L12 e 071013L18. Per i terreni di copertura: lo spessore varia da 10 a 15 m e le velocità tra 250 m/s e 285 m/s; per il substrato: spessore non definibile (comunque maggiore di 50 m) e velocità V_s tra 415 m/s e 815 m/s (quest'ultimo valore determinato con la prova 071013L2, oltre i 20 m di profondità dal p.c.).

MOPS 2004. Occupa una piccola area di affioramento di RI su SFALS, a sua volta poggianti su SFCOS; è presente all'interno dell'area urbanizzata, rappresentata dal sondaggio 071013P21. RI ha spessori di 5-7 m e velocità di 250-285 m/s; per SFALS sono disponibili solo dati di spessore (10-15 m), mentre a SFCOS è attribuibile la velocità di 415-495 m/s e uno spessore di almeno 30 m.

MOPS 2005. E' definita dalla presenza di RI (riporto antropico) su SFCOS. Occupa una limitata area adiacente all'abitato (RI su SFCOS) al limite nord-est dello stesso. Per i terreni di riporto: lo spessore varia da 5 a 15 m e le velocità non sono state determinate; per il substrato: spessore non definibile (comunque maggiore di 50 m) e velocità Vs tra 415 m/s e 815 m/s (quest'ultimo valore determinato con la prova 071013L2, oltre i 20 m di profondità dal p.c.).

Per tutte le MOPS vale la considerazione che spesso i sondaggi riportano la presenza di terreni di copertura (o interpretabili come tali) spessi meno di 3 o 5 m, per cui non rappresentabili sulla carta in esame.

Di seguito si riportano (Tabella 14) le Zone di Attenzione per instabilità di versante, con le associazioni stato di attività/cinematismo/MOPS, riconosciute all'interno dell'area oggetto di studio.

Tabella 14. Sintesi delle diverse tipologie di cinematismi e stato di attività, associate alle MOPS.

ID (Standard 4.2)	Stato di attività	Cinematismo	MOPS
3015	Attiva	Non definito	2001, 2003
3025	Quiescente	Non definito	2001, 2003, 2099
3042	Non definito	Scorrimento	2001, 2002, 2003
3043	Non definito	Colata	2001, 2003
3044	Non definito	Complesso	2001, 2003
3045	Non definito	Non definito	2001, 2003

Completano la carta delle MOPS due profili topografici che definiscono le zone in cui negli studi di livello superiore sono da tenere in conto amplificazioni di tipo topografico oltre che stratigrafico.

Si riporta in Figura 85 uno stralcio dell'elaborato.

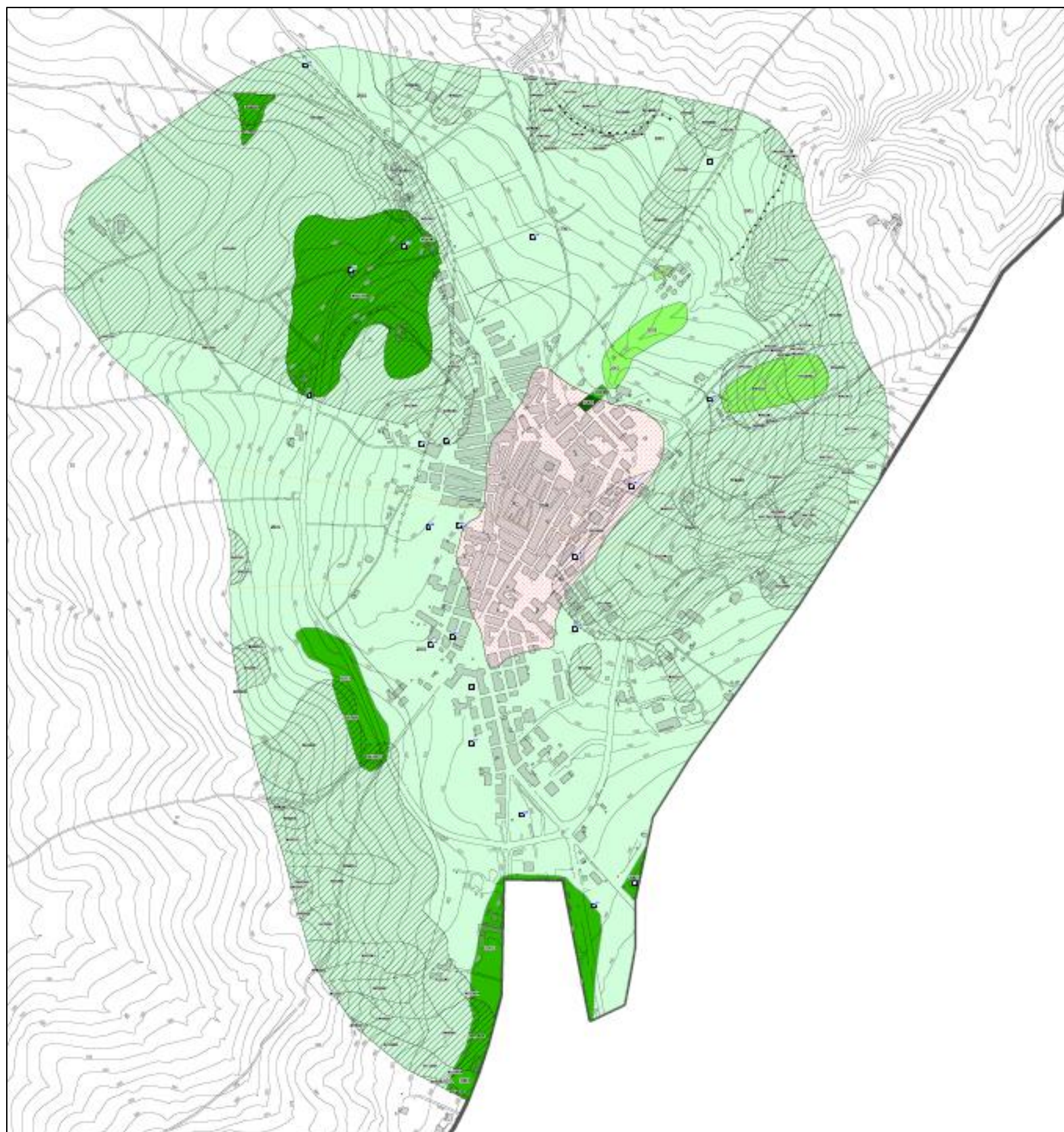


Figura 85. Carta delle MOPS.

9. CONFRONTO CON LA DISTRIBUZIONE DEI DANNI DEGLI EVENTI PASSATI

La storia sismica del territorio comunale di Casalnuovo Monterotaro (FG) è stata illustrata nel capitolo 2, dove sono riportati i principali eventi sismici che lo hanno interessato. Il catalogo contempla principalmente terremoti recenti; ciò è dovuto alla mancanza di fonti storiche generalmente legate all'importanza politica ed economica del luogo.

La Puglia settentrionale risente degli effetti dei centri sismici del matese, del beneventano e dell'Alta Irpinia, aree nelle quali si sono verificati alcuni dei maggiori terremoti della storia italiana, (ad esempio il terremoto del 5 dicembre 1456, il più forte dell'Italia centro – meridionale con epicentro nel settore molisano, del giugno 1688 nel beneventano, del 1851 nel Vulture, nel 1857 e da ultimo 1980 in Irpinia).

Tuttavia, il terremoto più significativo per quest'area è certamente quello del 30.07.1627, che ha avuto un'intensità massima dell'XI grado della scala MCS, per la ricca bibliografia e documentazione esistente.

La sismicità recente al di sopra della soglia di danno, come riportato in dettaglio nel paragrafo 2.2, è monitorata da una rete di stazioni digitali permanenti e temporanee, conosciuta come rete accelerometrica nazionale (RAN) gestita dalla Dipartimento della Protezione Civile Nazionale.

Le notizie sui danni subiti dall'abitato in occasione dei terremoti storici sono ridotte e frammentarie, e a volte discordanti, basate sulle sole testimonianze tramandate.

La recente sequenza sismica del Molise 2002 ha provocato una serie di danni e lesioni agli edifici nel comune di Casalnuovo Monterotaro, a distanza epicentrale di circa 20 km. In particolare, i due eventi del 31 ottobre (M_w 5.8) e dell'1 Novembre 2002 (M_w 5.7), con epicentro situato in provincia di Campobasso, di coordinate epicentrali: lat. 41.716; long. 14.893 (CPTI15, Rovida et al., 2021) hanno causato danni rilevanti che hanno riguardato edifici storici e numerosi altri edifici pubblici e privati (Figura 86).

A seguito dei predetti eventi sismici è stata istituita presso il comune di Casalnuovo Monterotaro dal Dipartimento della Protezione Civile una sede C.O.M. per coordinare tutte le attività di soccorso nella prima fase emergenziale durata fino agli inizi del 2003.

Poiché Casalnuovo Monterotaro è stato uno tra i comuni maggiormente danneggiati il CNR – GNDT (Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti) ha elaborato un'analisi post sisma di danneggiamento con valutazione dei meccanismi di danno secondo una metodologia di rilievo speditivo del danno desunta dalle schede AEDES di agibilità compilate dalle strutture tecniche del COM.

La massima concentrazione di edifici danneggiati corrisponde all'area sulla quale sorge il centro storico di Casalnuovo Monterotaro dove sono presenti edifici costruiti per la maggior parte prima del 1919, con forte debito manutentivo e notevole degrado della malta. La concentrazione di edifici danneggiati diminuisce man mano che ci si allontana dal centro storico e riguarda costruzioni edificate, con tecniche e materiali differenti, entro la fine degli anni '70. La zona sud, di espansione recente, presenta pochi casi di edifici inagibili (Figura 87).

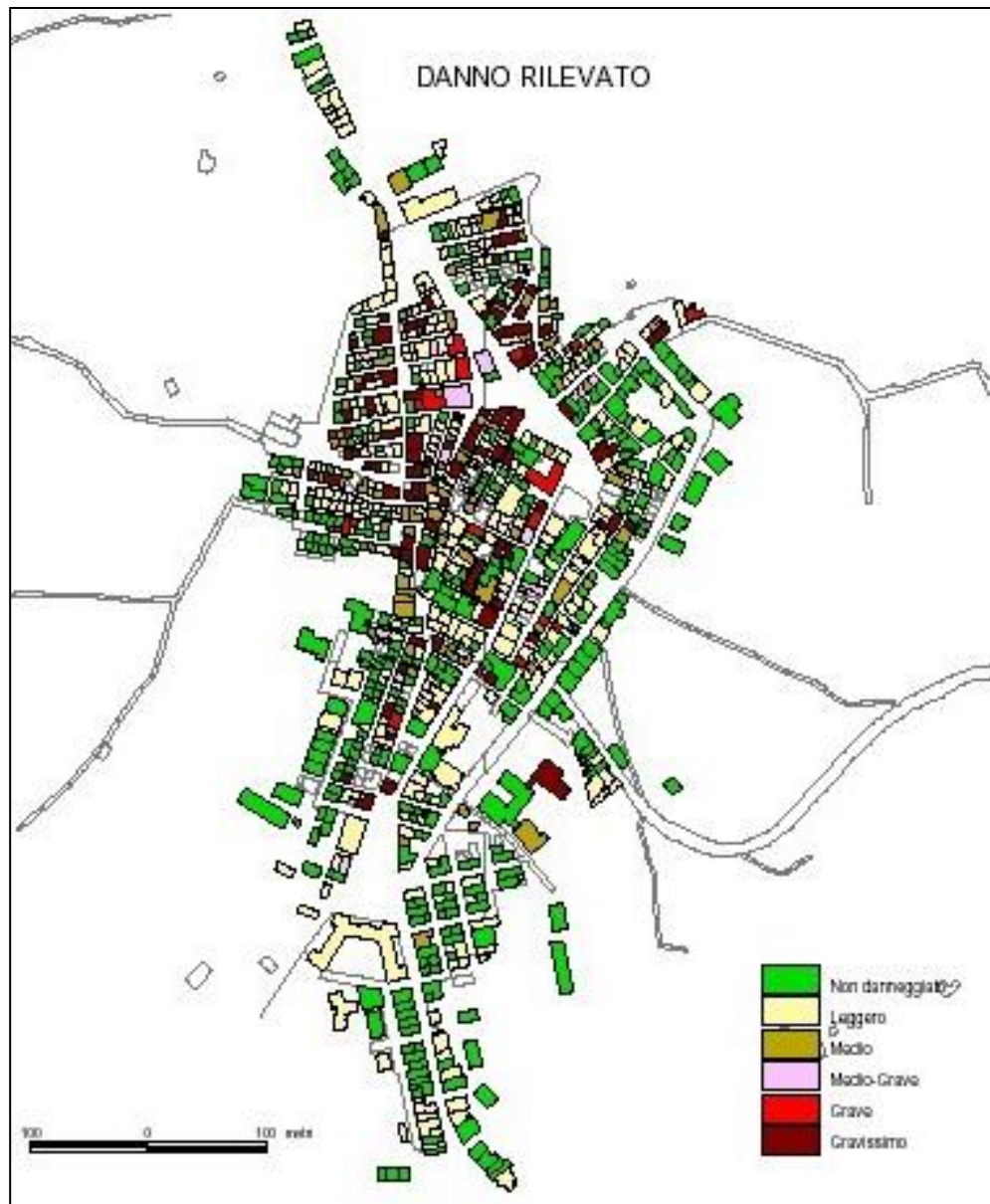


Figura 86. Distribuzione ed entità del danno rilevato nel centro abitato di Casalnuovo Monterotaro (FG).

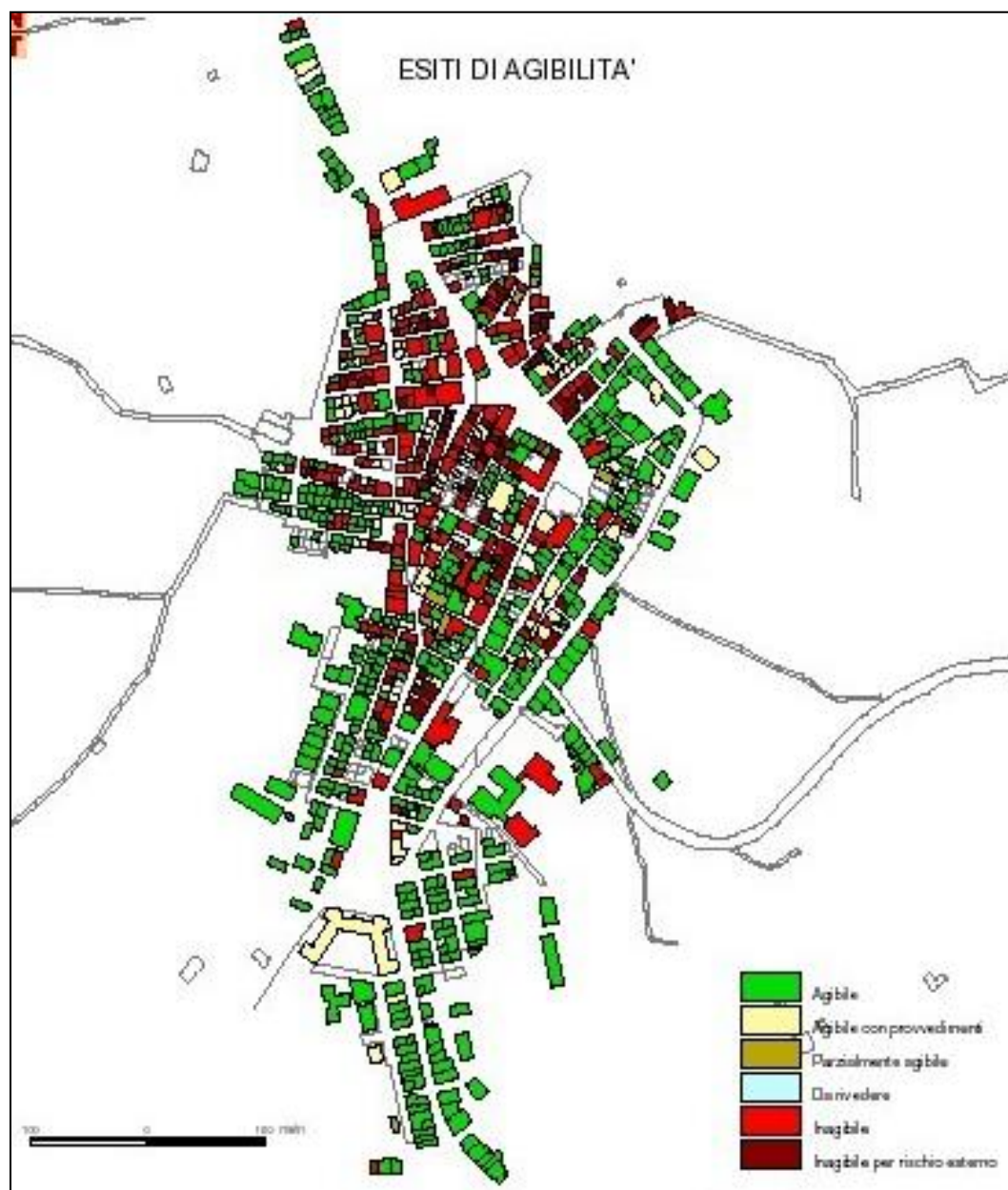


Figura 87. Esiti di agibilità per gli edifici del centro abitato di Casalnuovo Monterotaro (FG).

Nel comune di Casalnuovo Monterotaro diversi edifici privati ed edifici pubblici e strategici sono stati oggetto già di valutazione ed interventi strutturali a seguito degli eventi sismici del 31.10.2002 utilizzando i fondi messi a disposizione dal Commissario Delegato per gli eventi sismici nella Provincia di Foggia. Al momento, tuttavia, non è stata ancora completata la fase di ricostruzione per gli edifici gravemente danneggiati non utilizzati come residenza principale o attività commerciale e agricola.

Gli edifici con un livello elevato di danneggiamento rappresentano un concreto rischio di ulteriore danneggiamento con coinvolgimento anche degli aggregati limitrofi oggi resi agibili.

Dopo aver considerato tutti gli interventi di miglioramento/adeguamento sismico eseguiti, si dovrà procedere alla corretta individuazione degli aggregati strutturali e agli edifici in essi compresi e alla valutazione dei rischi indotti dagli edifici danneggiati ancora non oggetto di intervento.

Lo studio, quindi, costituisce un utile strumento di individuazione e suddivisione del tessuto edilizio in aggregati strutturali che in caso di evento sismico potrà costituire il punto di partenza per un più celere censimento dei danni e la valutazione dell'agibilità post sisma.

La maggior parte dei danni causati dalle calamità naturali e antropiche si possono evitare attuando un'azione preventiva di salvaguardia e di controllo sul territorio, di programmazione delle attività compatibili che su di esso si svolgono, di prevenzione degli eventuali effetti negativi rispetto ai fattori di rischio individuati e studiati in precedenza, di riduzione della vulnerabilità strutturale e di pianificazione del territorio in chiave sismica. Determinando preventivamente le possibili cause, la maggior parte dei danni successivi al verificarsi di un evento calamitoso può essere notevolmente ridotta. Ciò può avvenire predisponendo un'idonea organizzazione di prevenzione e pianificazione degli interventi.

BIBLIOGRAFIA

- AGI 2005. Aspetti geotecnici della progettazione in zona sismica. Lineeguida.
- AA.VV. 2011. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo". ServizioGeologicod'Italia, Firenze.
- AA.VV. 1963. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 163 "Lucera". Servizio Geologico d'Italia, E.I.R.A., Firenze.
- Alessio, G., E. Esposito, A. Gorini and S. Porfido 1995 Detailed study of the Potentino seismic zone in the Southern Apennines, Italy. *Tectonophysics*, 250, 113-134.
- Amato A., Bianchi I., Piana Agostinetti N. 2014. Apulian crust: top to bottom. *Journal of Geodynamics*, 82: 125-137.
- Anderson H., Jackson J. 1987. The deep seismicity of the Tyrrhenian Sea. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 91: 613-637.
- Balduzzi A., Casnedi R., Crescenti U., Tonna U. 1982. Il Plio-Pleistocene del sottosuolo del Bacino Pugliese (Avanfossa appenninica). *Geologica Romana*, 21: 1-28.
- Azzaroli A., Pierno U., Radina B. 1968. Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 188 "Gravina di Puglia" ServizioGeologicod'Italia, 57 pg.
- Balduzzi A., Carnieri R., Crescenti U., Tonna M., (1982) Il Plio-Pleistocene del sottosuolo del Bacino Pugliese (Avanfossa appenninica). *Geologica Romana* 21 (1) 1-28
- Balestrieri M.L., Pandeli E., Bigazzi G., Carosi R., Montomoli C. 2011. Age and temperature constraints on metamorphism and exhumation of the syn-orogenic metamorphic complexes of the Northern Apennines, Italy. *Tectonophysics*, 509: 254-271.
- Barani S., Spallarossa D., Bazzurro P. 2009. Disaggregation of Probabilistic Ground-Motion Hazard in Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99 (5): 2638–2661.
- Baratta M., 1901 I terremoti d'Italia. Saggio di storia, geografia e bibliografia sismica italiana (ristampa anastatica, Sala Bolognese, 1979). Torino, 1901 949 pp.
- Basili R., Valensise G., Vannoli P., Burrato P., Fracassi U., Mariano S., Tiberti M.M., Boschi E. 2008. The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS) , v. 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology. *Tectonophysics*, 453(1-4): 20-43.
- Billi A., Gambini, R., Nicolai, C., Storti, F., 2007. Neogene-Quaternary intraforelandtranspression along a Mesozoic platform-basin margin: The Gargano fault system, Adria, Italy. *Geosphere* 3(1): 1-15

- Blumetti A.M., Caciagli D., Di Bucci L., Guerrieri A.M., Michetti M., Naso G. 2000. Evidenze di fagliazione superficiale olocenica nel bacino di Boiano (Molise). *Proceedings of the 19 Meeting G.N.G.T.S., Rome*, pp. 12-15.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Valensise G., Gasperini P. 2000. Catalogue of strong Italian earthquakes from 461 BC to 1997. *Annals of Geophysics*, 43(4): 609-868 (Appendix to volume 43 N° 4, 2000). Doi: 10.4401/ag-3668
- Boulanger R.W., Idriss I.M. 2006. Liquefaction susceptibility criteria for silts and clays. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*. ASCE, 132(11): 1413-1426.
- Butler R.W., Pinter P.R., Maniscalco R., Hartley, A.J. 2020. Deep-water sand fairway mapping as tool for tectonic restoration: decoding Miocene central Mediterranean palaeogeography using the Numidian turbidites of Southern Italy. *Journal of the Geological Society of London*.
- Calcagnile G., Panza G.F. 1980. The main characteristics of the lithosphere-asthenosphere system in Italy and surrounding regions. *Pageophysics*, 119: 865-879.
- Caldara M., Pennetta L. 1989. Dati preliminari sul tetto delle Argille subappennine nel Tavoliere meridionale. *Studi geologici e geofisici sulle Regioni Pugliese e Lucana*, XXXIII, pp.16, Bari.
- Caldara M., Pennetta L. 1993. Nuovi dati per la conoscenza geologica e morfologica del Tavoliere di Puglia. *Bonifica*, VIII, 25-42.
- Carminati E., Doglioni C. 2012. Alps vs Appennines: The paradigm of a tectonically asymmetric Earth. *Earth Science Reviews*, 112: 67-96.
- Carta Inventario delle Frane di tipo geomorfologico (Mappatura preliminare) 2019. Versione 1.0 giugno 2019 - Accordo di Programma tra la Regione Puglia e l'Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica del Consiglio Nazionale delle Ricerche. Progetto POR Puglia 14-20 Azione 5.1 "Valutazione integrata di dissesti geo-idrologici nel territorio della regione Puglia, modelli interpretativi dei fenomeni e definizione di soglie di pioggia per il possibile innesco di frane superficiali"
- Casero R., Roure F., Endignoux L., Moretti I., Sage L., Vially R. 1988. Neogene geodynamic evolution of the southern Apennines. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41: 109-120.
- Casnedi R. 1988. La Fossa Bradanica: origine, sedimentazione e migrazione. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41: 439-448.
- Casnedi R., Crescenti U., Tanna M. 1982. Evoluzione della avanfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene, sulla base di dati di sottosuolo. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 24: 243-260.

- Channel J.E.T., D'Argenio B., Horvath F. 1979. *Adria, the African promontory, Mesozoic Mediterranean paleogeography*, pp. 213-292.
- Commissione Tecnica per la Microzonazione Sismica 2017. (art.5, comma 7, O.P.C.M. 13 Novembre n. 3907) *Microzonazione Sismica Linee Guida per la gestione del territorio in aree interessate da instabilità di versante sismoindotte (FR)*.
- Commissione Tecnica per la Microzonazione Sismica 2020. (art.5, comma 7, O.P.C.M. 13 Novembre n. 3907) *Microzonazione Sismica Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica – Versione 4.2*.
- Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1983. *Structural model of Italy and gravity map*. *Quaderni della Ricerca Scientifica*, 114(3).
- Crostella A., Vezzani L. 1964. *La Geologia dell'Appennino Foggiano*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 83(1): 121-141.
- Cruden D.M., Varnes D.J. 1996. *Landslide Types and Processes*. Transportation Research Board, U.S. National Academy of Sciences, Special Report, 247.
- Dazzaro L., Di Nocera S., Pescatore T., Rapisardi L., Romeo M., Russo B., Senatore M. R., Torre M. 1988. *Geologia del margine della catena appenninica tra il F. Fortore e il T. Calaggio (Monti della Daunia, Appennino meridionale)*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41: 411-422.
- Dazzaro L., Rapisardi L. 1982. *Le bentoniti dell'Appennino Dauno tra Casalnuovo Monterotaro e Motta Montecorvino (FG)*. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, 17: 151-160.
- Dazzaro L., Rapisardi L. 1984. *Nuovi dati stratigrafici, tettonici e paleogeografici della parte settentrionale dell'Appennino Dauno*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 103: 51-58.
- Dazzaro L., Rapisardi L. 1987. *Osservazioni geologiche sull'Appennino Dauno*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 38: 241-246.
- Dazzaro L., Rapisardi L. 1996. *Schema geologico del margine appenninico tra il Fiume Fortore ed il Fiume Ofanto*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 51: 143-147.
- Decourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E., Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjaquet C., Sbortishikov I.M., Geussant J., Lepvevrièr C., Pecherku D.H., Boulin J., Bazhenov M.L., Lauer J.P., Biju-Duval B. 1986. *Geological evolution of the tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. *Tectonophysics*, 123: 241-315
- Del Gaudio V., Pierri P., Wasowski J., 2003. *An Approach to Time-Probabilistic Evaluation of Seismically Induced Landslide Hazard*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 93, No. 2, pp. 557–569, April 2003.

- Di Bucci D., Corrado S., Naso G. 2002. Active faults at the boundary between Central and Southern Appennines (Isernia, Italy). *Tectonophysics*, 359: 47-63.
- Di Bucci D., Mazzoli S. 2003. The October-November 2002 Molise seismic sequence (southern Italy): and expression of Adria intraplate deformation. *Journal of the Geological Society of London*, 160: 503-506.
- Di Bucci D., Mazzoli S., Nesci O., Savelli D., Tramontana M., De Donatis M., Borraccini F. 2003. Active deformation in the frontal part of the Northern Apennines: insights from the lower Metauro River basin area (northern Marche, Italy) and adjacent Adriatic off-shore. *Journal of Geodynamics*, 36(1-2): 213-238.
- Di Bucci D., Ravaglia A., Seno S., Toscani G., Fracassi U., Valensise G. 2006. Seismotectonics of the Southern Appennines and Adriatic foreland: Insights on active regional E-W shear zones from analogue modelling. *Tectonics*, 25: TC4015 4011-4021.
- Di Bucci D., Burrato P., Vannoli P., Valensise G. 2010. Tectonic evidence for the ongoing Africa- Eurasia convergence in central Mediterranean foreland areas: A journey among long-lived shear zones, large earthquakes and elusive fault motions. *Journal of Geophysical Research*, 115(B12404).
- Di Luccio F., Fukuyama E., Pino N.A. 2005. The 2002 Molise earthquake sequence: What can we learn about the tectonic of Southern Italy? *Tectonophysics*, 405: 141-154. Doi: 10.1016/j.tecto.2005.05.024.
- DISS Working Group 2019. Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5. in Italy and surrounding areas, <http://diss.rm.ingv.it/diss/>.
- Doglioni C. 1991. A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions- possible applications to the Tyrrhenian - Appennines system. *Terra Nova*, 3: 423-434.
- Doglioni C., Mongelli F., Pieri P. 1994. The Puglia uplift (SE Italy): An anomaly in the foreland of the Appenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere. *Tectonics*, 13(5): 1309-1321.
- Doglioni C., Di Stefano A., Rio D., Negri A. 1996. Middle-late Pleistocene uplift of Puglia: an “anomaly” in the Appenninic Foreland. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 51: 101-118.
- Doglioni C., Harabaglia P., Merlini S., Mongelli F., Peccerillo A., Piromallo C. 1999a. Orogens and slabs vs their direction of subduction. *Earth Science Reviews*, 45: 167-208.

- Doglioni C., Gueguen E., Harabaglia P., Mongelli F.C. 1999b. On the origin of west-directed subduction zones and application to the western Mediterranean. Geological Society of London Special Publication, 156: 541-561.
- Facenna C., Funiciello F., Giardini D., Lucente P. 2001. Episodic back-arc extension during the restricted mantle convection in the Central Mediterranean. Earth and Planetary Science Letters, 187: 105-116.
- Felici F., Pierantoni P.P., Milia A., Schettino A., Turco E. 2008. Il limite di placca Adria-Apulia durante il Cretacico Superiore. Rendiconti Online SocietàGeologicaItaliana, 1, Note Brevi: 80-82.
- Fortunato C., Martino S., Prestininzi A., Romeo R.W., coauthors Fantini A., Sanandrea P. 2012. New release of the Italian catalogue of earthquake-induced ground failures (CEDIT). Italian Journal of Engineering Geology and Environment, DOI: 10.4408/IJEGE.2012-02.O-05.
- Fracassi U., Burrato P., Basili R., Bencini R., Di Bucci D., Valensise G. 2004. Shallow NE-SW extension and deep E-W right-lateral slip: coexisting seismogenic mechanisms as an expression of Southern Italy geodynamics, GNGTS- Atti del 23 Convegno Nazionale.
- Fracassi U., Valensise G. 2007. Unveiling the sources of the catastrophic 1456 multiple earthquake: hints to an unexplored tectonic mechanism in Southern Italy. Bulletin of the Seismological Society of America, 97(3): 725–748. DOI: 10.1785/0120050250
- Galli P., Molin D., Galadini F., Giaccio B., 2002. Aspetti sismotettonici del terremoto irpino del 1930. In: S. Castenetto e M. Sebastiano (eds.), Il "terremoto del Vulture" 23 luglio 1930, VIII dell'Era fascista. Roma, 217-262.
- Galli, P., Molin, D., Bosi, Giuliani, R., Mattone, M., 2002. Il terremoto del 31/10/2002: sismicità storica di San Giuliano, rilievo macrosismico e deformazione superficiale cosismica. Ingegneriasismica_ terremoto Molise
- Galli, P., 2020. Roman to Middle Ages Earthquakes sourced by the 1980 Irpinia fault: historical, archeoseismological, and paleoseismological hints. Geosciences, 10, 286 DOI: 10.3390/geosciences10080286.
- Galli P (2020) Recurrence times of central-southern Appennine faults (Italy): Hints from palaeosismology. Terra Nova 1-9 doi:10.1111/ter.12470.
- Gallicchio S. 1996. Le successioni torbiditichecalciclastiche nell'evoluzione dell'Avanfossa miocenica subappenninica dalla valle del Fiume Trigno (Confine abruzzese-molisano) alla costa ionica (Lucania). Università di Bari. Tesi di Dottorato IX Ciclo.

- Gallicchio S., Pieri P., Festa V., Moretti M., Tropeano M. 2002. Caratteri geologici del Foglio 407 “San Bartolomeo in Galdo”. In Atti del Terzo Seminario sulla Cartografia Geologica, 136-139, Bologna.
- Gambini R., Tozzi M. 1996. Tertiary geodynamic evolution of the Southern Adria microplate. *Terra Nova*, 8: 593-602.
- Gizzi FT (2010) Il terremoto del 23 luglio 1930: nuovi dati macrosismici a scala regionale In: Gizzi FT, Masini, N. (ed) Dalle fonti all'evento Percorsi strumenti e metodi per l'analisi del terremoto del 23 luglio 1930 nell'area del Vulture, vol. EdizioniScientificheItaliane, Napoli, pp 117-127.
- Gruppo di lavoro MS, 2008. Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. Conferenza delle Regioni e delle Province autonome - Dipartimento della protezione civile, Roma, 3 vol. e Dvd
- Guidoboni E., Comastri A. 2005. Catalogue of earthquakes and tsunamis in the Mediterranean area from the 11th to the 15th century. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – SGA, Bologna, 1037 pp.
- Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Comastri A., Tarabusi G., Sgattoni G., Valensise G. 2018. CFTI5Med, Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (461 a.C.-1997) e nell’area Mediterranea (760 a.C.-1500). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). doi: <https://doi.org/10.6092/ingv.it-cfti5>
- Guidoboni E., Ferrari G., Tarabusi G., Sgattoni G., Comastri A., Mariotti D., Ciuccarelli C., Bianchi M.G., Valensise G. 2019. CFTI5Med, the new release of the catalogue of strong earthquakes in Italy and in the Mediterranean area, *Scientific Data* 6, Article number: 80 (2019). doi: [10.1038/s41597-019-0091-9](https://doi.org/10.1038/s41597-019-0091-9)
- Istituto Nazionale di Statistica 2012. 15° Censimento della popolazione e delle abitazioni 2011.
- Jacobacci A. 1962. Evolution de la fosse mio-pliocen de l’Apenin Apulo-campanian. *Boll. Soc. Geol. De France*, Serie VII, 4, Parigi.
- Jacobacci A., Malatesta A., Martelli G., Stampanoni G. 1967. Note Illustrative della Carta Geologica d’Italia, Foglio 163 “Lucera”. *Serv. Geol. D’Italia*, Roma.
- Kastelic V., Vannoli P., Burrato P, Fracassi U., Tiberti M.M., Valensise G. 2013. Seismogenic sources in the Adriatic domain. *Marine and Petroleum Geology*, 42: 191-213.
- Keefer D.K. 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*.
- Kramer S.L., Greenfield M. 2019. The use of numerical analysis in the interpretation of

liquefaction case histories. Proceedings of the 7th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, 7ICEGE, 17-20 June 2019, Rome.

- Konno K., Ohmachi T. 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. Bulletin of the Seismological Society of America, 88(1): 228-241.
- CNR-IGAG2020.Linee Guida Per La Realizzazione DellaCarta Geologico-Tecnica Per La Microzonazione SismicaCon Adattamento Ai Contesti Vulcanici.
- Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertuliani A., Rossi A., Azzaro R., D'Amico S., Antonucci A. 2019. Database Macrosismico Italiano (DBMI15), versione 2.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Creative Commons Attribution-ShareAlike 4.0 International CCBY-SA4.0.
- Lollino P., Elia G., Cotecchia F., Mitaritonna G. 2010. Analysis of landslide reactivation mechanisms in Daunia by means of limit equilibrium and FEM methods. GeoFlorida 2010: advances in analysis, modeling, & design: proceedings of the GeoFlorida Conference.
- Lollino P., Santaloia F., Amorosi A., Cotecchia F. 2011. Delayed failure of quarry slopes in a stiff clay deposit: the case of the Lucera landslide. Geotechnique, 61(10): 861-874 Doi: 10.1680/geot.8.P.160.
- Lollino P., Cotecchia F., Elia G., Mitaritonna G., Santaloia F. 2014. Interpretation of landslide mechanisms based on numerical modelling: two case-histories, European Journal of Environmental and Civil Engineering. DOI: 10.1080/19648189.2014.985851.
- Maggiore M., Nuovo G., Pagliarulo P. 1996. Caratteristiche idrogeologiche e principali differenze idrochimiche delle falde sotterranee del Tavoliere di Puglia. MemoriadellaSocietàGeologicaItaliana, 51: 669-684.
- Maggiore M., Pagliarulo P. 2003. Siccità e disponibilità idriche sotterranee del Tavoliere di Puglia. Geologiadell'Ambiente, Anno XI, 2, 35-40.
- Magri G., Molin D. (Eds) 1983. Il terremoto del dicembre 1456 nell'Appennino centro-meridionale. ENEA, RT/AMB 83/08, 180 pp.
- Maiorano P. 1996. Biostratigrafia a nano fossili calcarei di successioni torbiditiche mioceniche nell'Appennino meridionale e di successioni pelagiche (DSDP e ODP) mediterranee ed extra mediterranee. Università di Bari. Tesi di Dottorato IX Ciclo.
- Martino S., Prestininzi A., Romeo R.W. 2014. Earthquake-induced ground failures in Italy from a reviewed database. Natural Hazards and Earth System Science, 14(4): 799-814. DOI: /10.5194/nhess-14-799-2014

- Mazzotti A., Stucchi E., Fradelizio G., Zanzi L., Scandone P. 2000. Seismic exploration in complex terrains; a processing experience in the Southern Appennines. *Geophysics*, 65: 1402-1417.
- Meletti C., Patacca P., Scandone P., Figliuolo B. 1988. Il Terremoto del 1456 e la sua interpretazione nel quadro sismotettonico dell'Appennino Meridionale. Figliuolo, B. (Ed) Osservatorio Vesuviano, Storia e Scienze della Terra 71-108 (I), 35-163 (II)
- Meletti C, Valensise G (eds) 2004. Zonazione sismogenetica ZS9. In: Gruppo di Lavoro, Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003, Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano - Roma, App 2, 38 pp
- Menardi Noguera A., Rea G. 2000. Deep Structure of the Campanian Lucanian Arc (Southern Appennine, Italy). *Tectonophysics*, 324: 239-265.
- Milia A., Torrente M.M., Iannace P. 2017. Pliocene-Quaternary orogenic systems in Central Mediterranean: The Apulia _Southern Appennines - Tyrrhenian Sea example. *Tectonics*, 36: 1614-1632.
- Montone P., Mariucci T., Pondrelli S., Amato A. 2004. An improved stress map for Italy and surrounding regions (central Mediterranean). *Journal of Geophysical Research*, 109(B10410).
- Moccia F. 1993. Caratteri geomorfologici di particolare interesse per l'area occidentale del Tavoliere. *Bonifica*, VIII, 89-94, Foggia.
- Mostardini F., Merlini S. 1988. Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 35: 177-202.
- Newmark, N. M (1965). Effects of earthquakes on dams and embankments, *Geotechnique* 15, 139-160.
- Nicolai C., Gambini R. 2007. Structural architecture of the Adria platform and basin system *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 7: 21-37.
- Parea G.C. 1986. I terrazzi marini tardo pliocenici del fronte della Catena appenninica in relazione alla geologia dell'Avanfossa Adriatica. *Mem. Soc. Geol. It.*, 35: 913-936.
- Patacca E., Scandone P. 1989. Post-Tortonian mountain building in the Appennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab. In: A. Boriani, Bonafede, M., Piccardo, G.B. (Editor), *The Lithosphere in Italy. Atti dei Convegni Lincei*, pp. 157-176.
- Patacca E., Sartori, R., Scandone P. 1990. Tyrrhenian basin and Appenninic arcs: kinematic relations since later Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 45, 425-451

- Patacca E., Scandone P. 2001. Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust-belt-foredeep system of the Southern Appennines (Pliocene-Pleistocene). In *Anatomy of an Orogen. The Appennines and adjacent Mediterranean Basins*. Vai G. B. and Martini P. editors. 401-440. Kluwer Academic Publishers, Great Britain.
- Patacca E. Scandone P. 2007. Geology of the Southern Appennines. *Bollettino della Società Geologica Italiana* (Special Issue n.7): 75-119.
- Pescatore T. 1988. La sedimentazione miocenica nell'Appennino Campano-Lucano. *Mem. Soc. Geol. Ital.*: 41, 37-46
- Pescatore T., Pinto F., Rend, P., Schiattarella M., Tramutoli M. 1999. Stratigraphic and structural relationship between Meso- Cenozoic Lagonegro Basin and coeval carbonate platforms in southern Appennines, Italy. *Tectonophysics*, 315: 269-286.
- Petrullo A.V., Agosta F., Prossier G., Rizzo E. 2017. Cenozoic tectonic evolution of the northern Apulian carbonate Platform (southern Italy). *Italian Journal of Geosciences*, 136(2).
- Piano Comunale di Protezione Civile, comune di Casalvecchio di Puglia (FG) 2012.
- Pieri P., Sabato L., Tropeano M. 1996. Significato geodinamico dei caratteri deposizionali e strutturali della Fossa bradanica nel Pleistocene. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 501-515.
- Pieri P., Gallicchio S., Moretti M. 2011. Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000, Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo". Servizio Geologico d'Italia, Firenze.
- Platt J., Behrmann J.H., Cunningham P.C., Dewey J.F., Helman H., Parish M., Shepley M.G., Wallis S., Weston P.G. 1989. Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria. *Nature*, 337: 158-161.
- Pondrelli S., Salimbeni S., Ekström G., Morelli A., Gasperini P., Vannucci G. 2006: The Italian CMT dataset from 1977 to the present. *Physics of the Earth and Planetary Interior* v. 159 (3-4) 286-303
- Progetto ANTAEUS: Mezzina M., Uva G., Casolo S., Sanjust C.A., Ferrandino A., 2011. Applicazione della metodologia "Antaeus" per la stima della vulnerabilità di livello 1 nella Provincia di Foggia. XIV Convegno ANIDIS, Bari, 12-22 Settembre 2011.
- Puglia R., Lanzo G., Pagliaroli A., Sica S., Silvestri F. 2007. Ground motion amplification in sangiuliano di puglia (southern italy) during the 2002 molise earthquakes - 4th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering June 25-28, 2007 Paper No. 1611
- Regione Puglia 2007. "Delibera di Giunta Regionale n. 130 del 26/02/2007: Presa d'atto del progetto IFFI - inventario dei fenomeni franosi in Puglia". BURP n. 34 del 07/03/2007. Regione Puglia (2007).

- Regione Puglia 2007. "Delibera di Giunta Regionale n. 1792 del 31/10/2007: Redazione della Carta Idrogeomorfologica della Puglia". BURP n. 165 del 20/11/2007.
- Ricchetti G. 1980. Contributo alla conoscenza strutturale della Fossa Bradanica e delle Murge. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 99: 421-430.
- Roure F., Naza J.S., Muska K., Fili I., Cadet J.P., Bonneau M. 2004. Kinematic evolution and petroleum systems- An appraisal of the outer Albanides. In: K.R. Mc Klay (Editor), *Thrust tectonics and Hydrocarbon Systems*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 474-493.
- Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P. 2020. The Italian earthquake catalogue CPTI15. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 18(7), 2953-2984. <https://doi.org/10.1007/s10518-020-00818-y>.
- Rovida A., L.M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P., Antonucci A. (Eds.) 2021. Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), versione 3.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia <https://doi.org/10.13127/CPTI/CPTI15.3>
- Russo, B., Senatore, M.R. 1992. Ricerche sull'Unità Dauna: biostratigrafia e sedimentologia della Successione di Monte Sidone, nell'Appennino Dauno (Italia Meridionale). *Atti Accademia dei Pericolanti Classe I Scienze FF.MM.NN. IXVII Supplemento n 1* 79-97
- Savastano A., Piana Agostinetti N. 2019. Deep structure of the Southern Apennines as imaged by active and passive seismic data along the CROP-04 (crustal) reflection seismic profile *Journal of the Geological Society of London*. DOI: 10.1144/jgs2018-201
- Santo A., Senatore M.R. 1988. La successione stratigrafica dell'Unità Dauna a Monte Sidone (Castelluccio Valmaggiore, Foggia). *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 431-438.
- Schettino A., Turco E. 2011. Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *Geological Society of America Bulletin*, 123: 89-105.
- Scrocca D., Doglioni C., Innocenti F., Manetti P., Mazzoti A., Bertelli L., Burbi L., D'Offizi S. 2003. CROP Atlas: seismic reflection profiles of the Italian crust. *Memorie Descrittive Carta Geologica d'Italia*, 62: 15-46.
- Scrocca D., Carminati E., Doglioni C. 2005. Deep structure of the southern Apennines, Italy: Thin-skinned or thick-skinned? *Tectonics*, 24(TC30005).
- Scrocca D. 2010. Southern Apennines: structural setting and tectonic evolution, *Journal of the Virtual Explorer*.

- SESAME European research project WP12 – Deliverable D23.12, 62 pp, <ftp://ftp.geo.uib.no/pub/seismo/SOFTWARE/SESAME/USER-GUIDELINES/SESAME-HV-User-Guidelines.pdf>).
- Silvestri F., d’Onofrio A., Guerricchio A., Lanzo G., Pagliaroli A., Puglia R., Santucci de Magistris F., Sica S., Eva C., Ferretti G., Di Capua G. 2006. Modelli geotecnici 1D e/o 2D per i comuni di San Giuliano di Puglia, Bonefro, Ripabottoni, Colletorto e Santa Croce di Magliano, Deliverable D8, S3 Project. internet: http://esse3.mi.ingv.it/S3_doc.html, (in Italian).
- Skempton A.W., Hutchinson, J. 1969. Stability of natural slopes and embankment foundations. 7th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Mexico, State of the Art Volume.
- Spallarossa D., Barani S. 2007. Disaggregazione della pericolosità sismica in termini di M-R-e. Deliverable D14- Task 1 Completamento delle elaborazioni relative a MPS04. Convenzione INGV-DPC2004-2006
- Vai G.B. 2001. Basement and Early (pre- Alpine) history In: G.B. Vai, Martini, I.P. (Editor), Anatomy of an orogen: the Appennines and adjacent Mediterranean basins Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, The Netherlands, pp. 65-76.
- Valduga A. 1973. Fossa Bradanica. In Geologia dell’Italia, a cura di Desio A., UTET, 692-695.
- Valensise G., Pantosti D. 2001. The investigation of potential earthquake sources in peninsular Italy: A review. Journal of Seismology, 5: 287-306.
- Valensise G., Pantosti D., Basili R. 2004. Seismology and Tectonic Setting of the 2002 Molise, Italy, Earthquake. Earthquake Spectra, 20(S1): 23-37.
- Vezzani L., Festa A., Ghisetti F., 2010. Geology and Tectonic evolution of the Central- Southern Appennines, Italy. Geol. Soc. Am Special Pap. 469: 1-58. DOI: 10.1130/2010.2469.
- Vitone C., Cotecchia F., Desrues J., Viggiani G. 2009. An approach to the interpretation of the mechanical behaviour of intensely fissured clays. Soils Found. 49(3): 355–368.
- Wilson, R. C., D. K. Keefer, 1985. Predicting the areal limits of earthquake-induced landsliding, in Evaluating Earthquake Hazards in the Los Angeles Region—An Earth Science Perspective, J. I. Ziony (Editor), U. S. Geol. Surv. Profess. Pap. 1360, 316–345.
- Zezza F., Merenda L., Bruno G., Crescenzi E., Iovine G. 1994. Condizioni di instabilità e rischio da frana nei comuni dell’Appennino Dauno pugliese. Geologia applicata e idrogeologia, XXIX, Bari.

Sitografia

- Istituto Superiore per la Ricerca e la Protezione dell'Ambiente (ISPRA):
<https://www.isprambiente.gov.it/it>
- Dati ISTAT: dati-censimentipermanenti.istat.it
- Portale del Servizio Geologico d'Italia: <http://portalesgi.isprambiente.it/it>
- Portale Ambientale della Regione Puglia: <https://www.regione.puglia.it/web/ambiente>
- Sistema Informativo Territoriale della regione Puglia: <http://www.sit.puglia.it/>
- Repertorio Nazionale per gli Interventi di Difesa del Suolo:
<http://www.rendis.isprambiente.it/rendisweb/>
- Sportello Telematico Unificato della Provincia di Foggia:
<https://sportellotelematico.provincia.foggia.it/autorizzazione-sismica>
- Google Earth
- Sistema Puglia: <http://www.sistema.puglia.it/>
- Protezione Civile Microzonazione Sismica: <http://www.protezionecivile.gov.it/attivita-rischi/rischio-sismico/attivita/microzonazione-sismica>
- Centro MS: <https://www.centromicrozonazione-sismica.it/it/>
- Portale informativo e cartografico della Microzonazione Sismica e della Condizione Limite per l'Emergenza: <https://www.webms.it/ms>
- Progetto IFFI: <https://www.isprambiente.gov.it/it/progetti/cartella-progetti-in-corso/suolo-e-territorio-1/iffi-inventario-dei-fenomeni-franosi-in-italia>
- Autorità di Bacino Distrettuale dell'Appennino Centro Meridionale sede Puglia:
<https://www.adb.puglia.it/public/news.php>
Autorità di Bacino dei fiumi Trigno, Biferno e Minori, Saccione e Fortore:
<http://adbpcn.regione.molise.it/autorita/index.html>