



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 Casalvecchio di Puglia (FG)



Regione	Soggetto realizzatore ASSET Regione Puglia:	Data/Versione
  Ing. Tiziana Bisantino (R.U.P.)	 AGENZIA REGIONALE STRATEGICA PER LO SVILUPPO ECOSOSTENIBILE DEL TERRITORIO Ing. Michele Luisi (R.U.P.) Ing. Giovanna Vessia (C.T.S.) Geol. Nicola Luigi Florio Geol. Teresa Scolamacchia Geol. Maria Grazia Soldovieri Ing. Domenico Bruno Ing. Claudia Ceppi Ing. Dario Milella	23 -06- 2021/ RI_001 Revisionato da:  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	8
1.4 AREE DA SOTTOPORRE AGLI STUDI DI MS	9
2. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITA' SISMICA DI BASE ED EVENTI DI RIFERIMENTO.....	11
2.1 SISMICITÀ STORICA DELL'AREA DI STUDIO	11
2.2 SISMICITÀ RECENTE DELL'AREA DI STUDIO.....	22
2.3 PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE.....	24
3. ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO DELL'AREA	27
3.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	27
3.1.1 Evoluzione geologica dell'area di indagine.....	30
3.2 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO	32
3.3 SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DI LETTERATURA	38
3.3.1 Unità tettonica della Daunia.....	39
3.3.2 Unità tettonica della Fossa Bradanica	41
3.3.3 Depositi continentali	42
3.3.4 Depositi alluvionali.....	42
3.4 AGGIORNAMENTO STRATIGRAFICO MEDIANTE RILEVAMENTO GEOLOGICO DI SUPERFICIE.....	42
3.4.1 Substrato geologico.....	44
3.4.2 Terreni di copertura.....	51
3.4.3 Descrizione della nuova carta geologica	54
3.4.4 Nuove sezioni geologiche	58
3.4.5 Condizioni idrogeologiche locali	59
3.5 ELEMENTI TETTONICI.....	62
3.6 CONSIDERAZIONI FINALI SULL'ARCHITETTURA STRATIGRAFICA E SULL'ASSETTO MORFOLOGICO E STRUTTURALE.....	67
4 DATI GEOTECNICI E GEOFISICI	69
4.1 DATI GEOTECNICI PREGRESSI.....	69
4.2 DATI GEOFISICI PREGRESSI.....	72
4.3 INDAGINI GEOFISICHE DI NUOVA ESECUZIONE	81
5. MODELLO DEL SOTTOSUOLO FINALIZZATO ALLA MS	84

5.1 UNITÀ GEOLOGICO-TECNICHE: DEFINIZIONE E PARAMETRIZZAZIONE	84
5.2 SEZIONI GEOLOGICO-TECNICHE	99
6. INTERPRETAZIONI ED INCERTEZZE	102
7. METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI	104
7.1 INQUADRAMENTO AI FENOMENI DELLE FRANE SISMO-INDOTTE NEL SUBAPPENNINO DAUNO.....	104
7.2 METODOLOGIA DI ELABORAZIONE ED INTERPRETAZIONE DELLE PROVE HVSR.....	113
8. ELABORATI CARTOGRAFICI	117
8.1 CARTA DELLE INDAGINI.....	117
8.2 CARTA GEOLOGICO-TECNICA PER LA MICROZONAZIONE SISMICA	117
8.3 CARTA DELLE MICROZONE OMOGENEE IN PROSPETTIVA SISMICA (CARTA DELLE MOPS).....	118
9. CONFRONTO CON LA DISTRIBUZIONE DEI DANNI DEGLI EVENTI PASSATI	127
BIBLIOGRAFIA	128

ALLEGATO 1 - CARTA DELLE INDAGINI (SCALA 1:5.000)

ALLEGATO 2 - CARTA GEOLOGICO – TECNICA (SCALA 1:5.000)

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

ALLEGATO 4 - CARTA DELLE MICROZONE OMOGENEE IN PROSPETTIVA SISMICA “MOPS” (1:5.000)

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



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

Esso confina con i comuni di Casalnuovo Monterotaro, Castelnuovo della Daunia, Torremaggiore e Pietramontecorvino (Figura 2).

Casalvecchio di Puglia ha circa 1939 abitanti (ISTAT, 2012) e occupa una superficie di circa 32 km². Situato a Nord-Est del capoluogo di provincia, dista da esso circa 45 Km. Casalvecchio di Puglia è uno dei tredici comuni facenti parte della Comunità Montana “Monti Dauni Settentrionali” avente sede nel limitrofo comune di Casalnuovo Monterotaro.

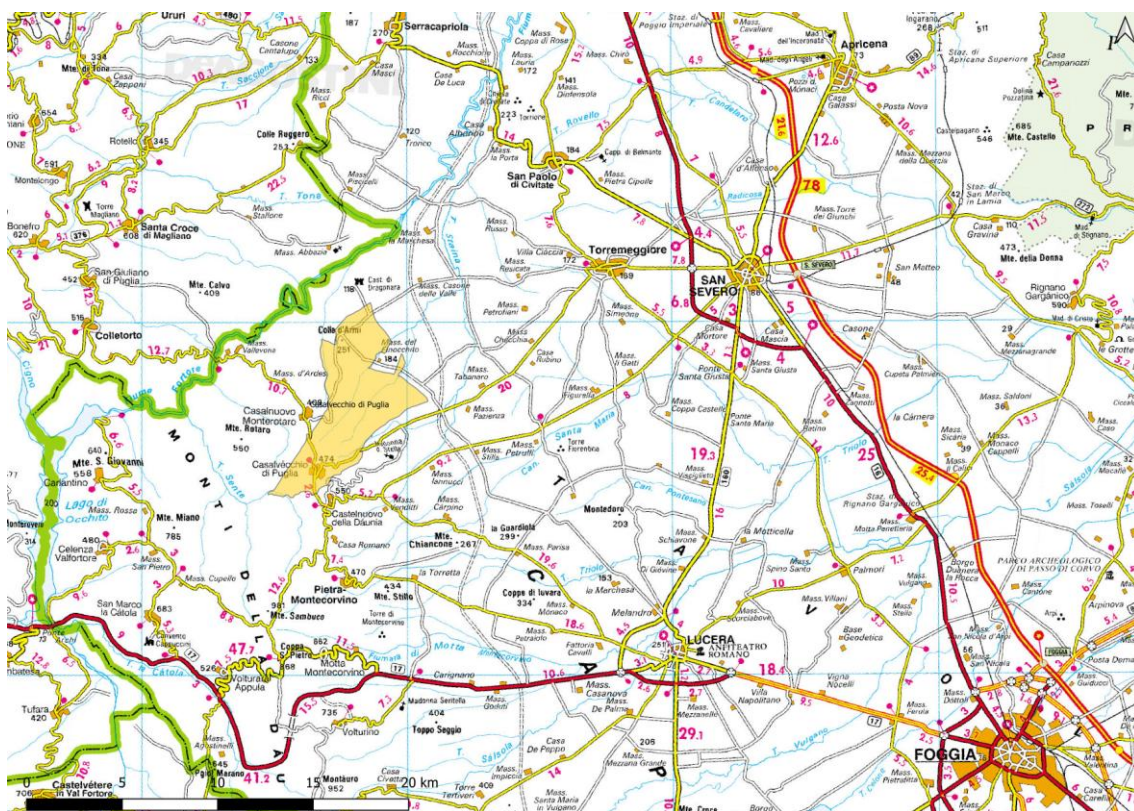


Figura 2. Ubicazione geografica e limite comunale (in giallo) di Casalvecchio di Puglia.

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.

Questa descrizione, dal punto di vista percettivo, delinea principalmente delle caratteristiche paesaggistiche in un continuo evolversi senza grossi strappi. Ma il sistema insediativo è radicalmente fondato sul sistema dei Monti Dauni a cui appartiene anche geograficamente, per dislocazione del centro abitato. Il territorio oggetto di studio ha vocazione principalmente agricola, sfruttato per “seminativi semplici in aree non irrigue” secondo la classificazione adottata nella carta di uso del suolo (2006) del Sistema Informativo Territoriale (SIT) Puglia. 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 15 km (Figura 3).



Figura 3. Inquadramento geografico dell'area e ubicazione del Comune di Casalvecchio di Puglia.

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 Casalvecchio di Puglia è identificato univocamente nell'ambito del territorio nazionale con il codice 71-014 (cod. Provincia-cod. Comune), e suddiviso in due località (Figura 4):

- ❖ il centro abitato (cod. 1), che ricopre il 2,4% del territorio comunale, con una popolazione pari a 1625 abitanti (84% del totale);
- ❖ case sparse (cod. 4), che ricopre il restante 97,6% del territorio comunale, con una popolazione pari a 314 abitanti (16% del totale).

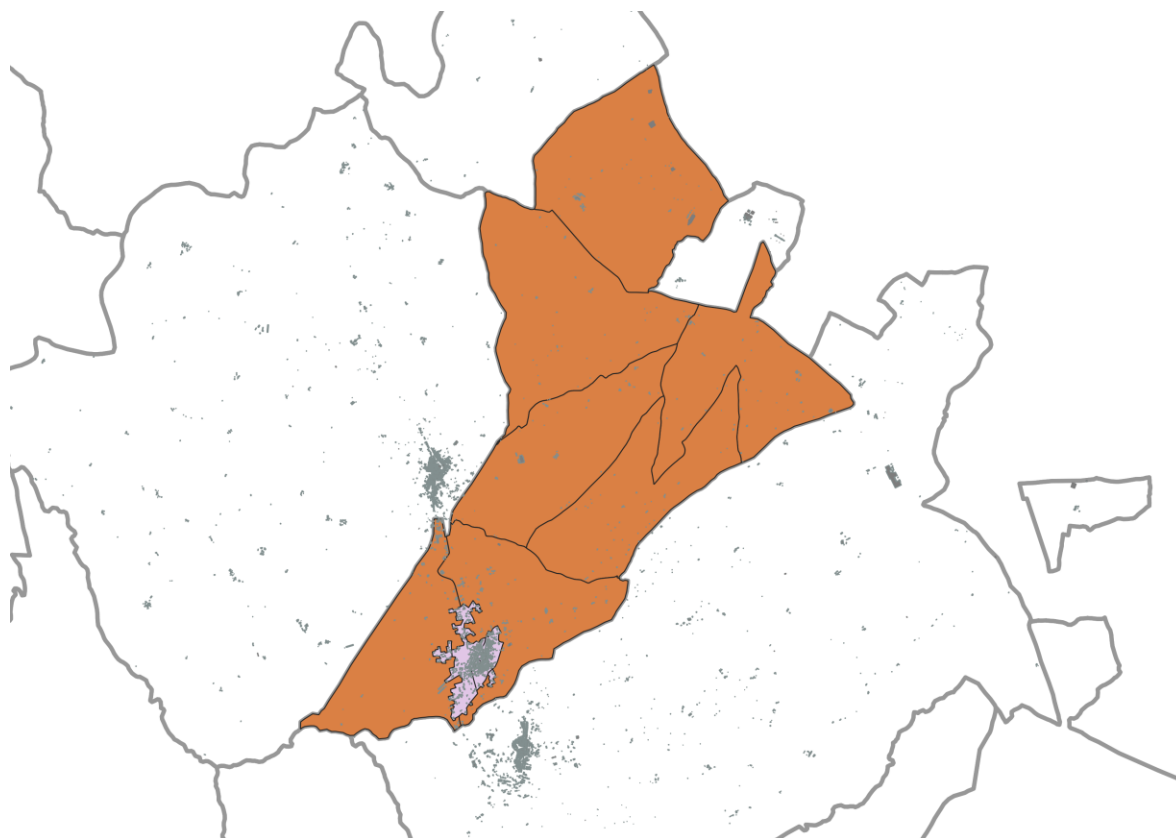


Figura 4. Distribuzione della popolazione all'interno del confine comunale di Casalvecchio di Puglia: centro abitato (rosa) e case sparse (arancione).

L'abitato è collegato con il capoluogo di provincia e i comuni limitrofi per mezzo di una rete viaria rappresentata dalle seguenti arterie stradali (Figura 2):

- 1) Strada Provinciale n. 5 (km. 2,8);
- 2) Foggia: Strada Statale n. 16 - Strada Provinciale n. 16 (km. 47,0);
- 3) Casalnuovo Monterotaro: Strada Provinciale n. 5 (km. 6,0);
- 4) Torremaggiore: Strada Provinciale n. 12 – Strada Provinciale n. 10 – Strada provinciale n. 5 – Strada Comunale Fontana (km. 23,0);
- 5) Pietramontecorvino: Strada Provinciale n. 5 – Strada Comunale Brecciolata – Strada Provinciale n. 6 (km. 6,0);

6) Lucera: Strada Provinciale n. 5 – Strada Com. Brecciolata – Strada Provinciale n. 6 (km. 28,0).

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 Casalvecchio di Puglia. Le informazioni raccolte all'interno dell'area di studio (Figura 5), i cui criteri con cui è stata definita sono descritti nel paragrafo successivo, sono stati verificati ed integrati con informazioni di nuova acquisizione che, per la fase di Microzonazione Sismica di I livello, derivano da un rilevamento geologico di superficie condotto sull'intera area individuata, nonché da indagini geofisiche di nuova acquisizione, specificatamente prove di rumore ambientale a stazione singola (HVSr).

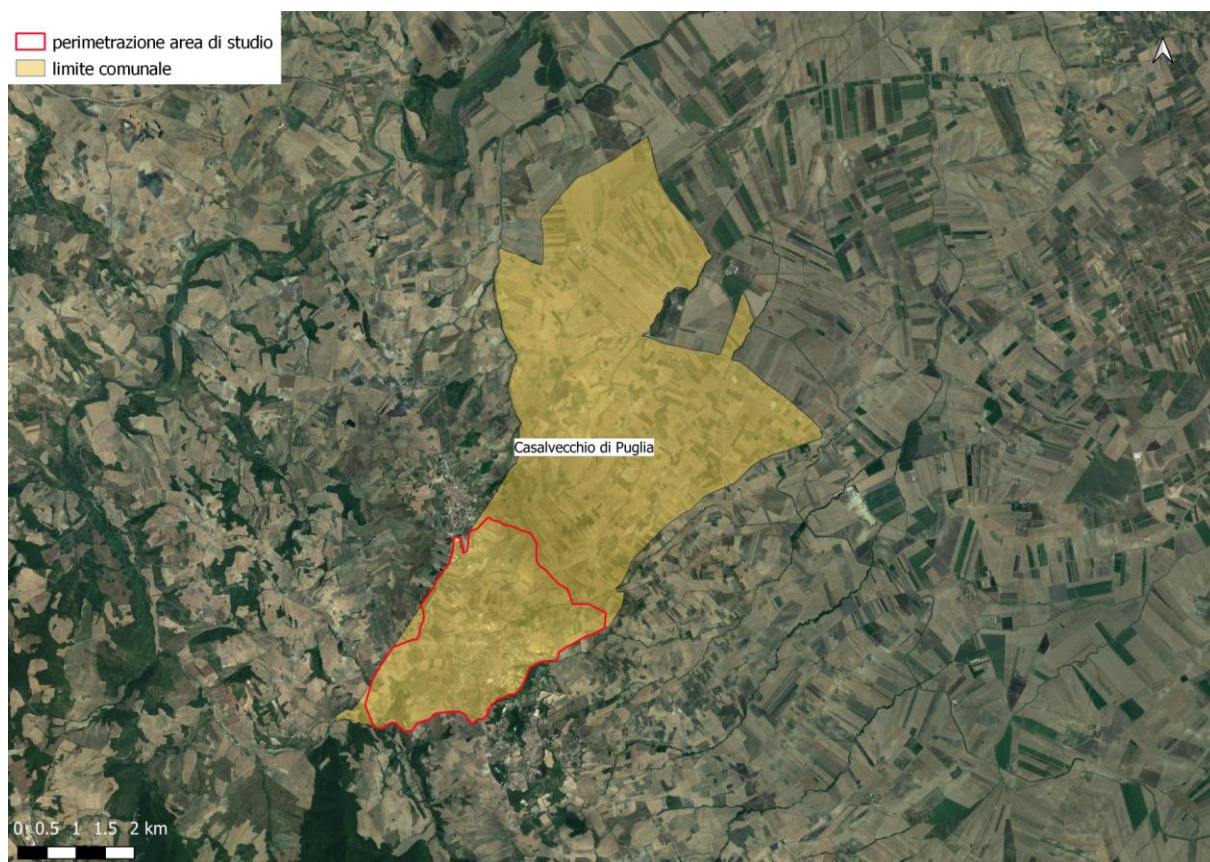


Figura 5. Perimetrazione area di studio per la Microzonazione Sismica di livello 1.

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 Casalvecchio di Puglia 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 (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 finali prodotte è stata la cartografia geologica disponibile sia in prodotti cartografici ufficiali a carattere regionale (Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 e 1:50.000) 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 la base geologica conoscitiva impiegata per la programmazione delle attività di campagna (rilevamento geologico di superficie).

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 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"). La

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 urbanistico, l'acquisizione del P.R.G. comunale, datato 1985, ha permesso di individuare le aree dedicate a futura urbanizzazione, sia pubblica sia privata. Come si osserva da Figura 6, le aree di espansione sono tutte collocate in prossimità del centro abitato esistente. Inoltre, 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, o le principali vie di accessibilità al Comune. Dunque, la superficie oggetto di studio di I livello per la Microzonazione Sismica, è risultata pari a circa 7,7 km², avente come limite Nord Ovest e Sud il confine comunale (perimetro rosso in Figura 5). I rilievi geologici sono stati svolti dai tecnici rilevatori di ASSET Regione Puglia, da Novembre 2020 a Febbraio 2021; la nuova campagna di indagine geofisica si è svolta nel mese di Marzo 2021. Entrambe le attività sono state coadiuvate dal supporto tecnico-scientifico di CNR/Irpi e UniBa.



Figura 6. Indicazione delle aree di espansione, pubblica e privata, come indicate nel P.R.G. del comune di Casalvecchio di Puglia (1985).

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

Come evidente dagli studi degli ultimi 30 anni sulla geodinamica dell'area mediterranea, le sorgenti sismogenetiche che possono generare eventi risentiti nel comune di Casalvecchio di Puglia, e in vari comuni del Subappennino Dauno, sono di diverso tipo, tutte capaci di generare sismi con magnitudo momento $M_w > 5.5$; storicamente e recentemente, 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.

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 uguale o superiori a $M_w 5.5$ ed è stato creato per assicurare una omogeneità per la 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

Il comune di Casalvecchio, come altri nel Subappennino Dauno, si trova a meno di 10 km di distanza dalla sorgente sismogenetica **Ripabottoni - San Severo (ITCS003)** (Basili et al., 2008; DISS Working Group, 2019), parte del noto sistema trascorrente destro Molise-Gondola (MGsz, Di Bucci et al., 2010 e referenze incluse) che comprende fra le altre la sorgente sismogenetica di **S. Giuliano di Puglia (ITIS052)** responsabile dei “sismi gemelli” avvenuti fra il 31 Ottobre e il 1 Novembre 2002 in Molise (entrambi di $M_w 5.7$). La profondità ipocentrale varia tra 6 e 25 km, in accordo con le profondità individuate per le sorgenti a cinematica trascorrente E-W (Fracassi et al., 2004) (Figura 7- Figura 8).

Si dettagliano di seguito le sorgenti sismogenetiche composite o singole, che hanno influenzato la sismicità storica della zona e/o che potrebbero influenzarla in futuro considerando l'assetto geodinamico dell'area.

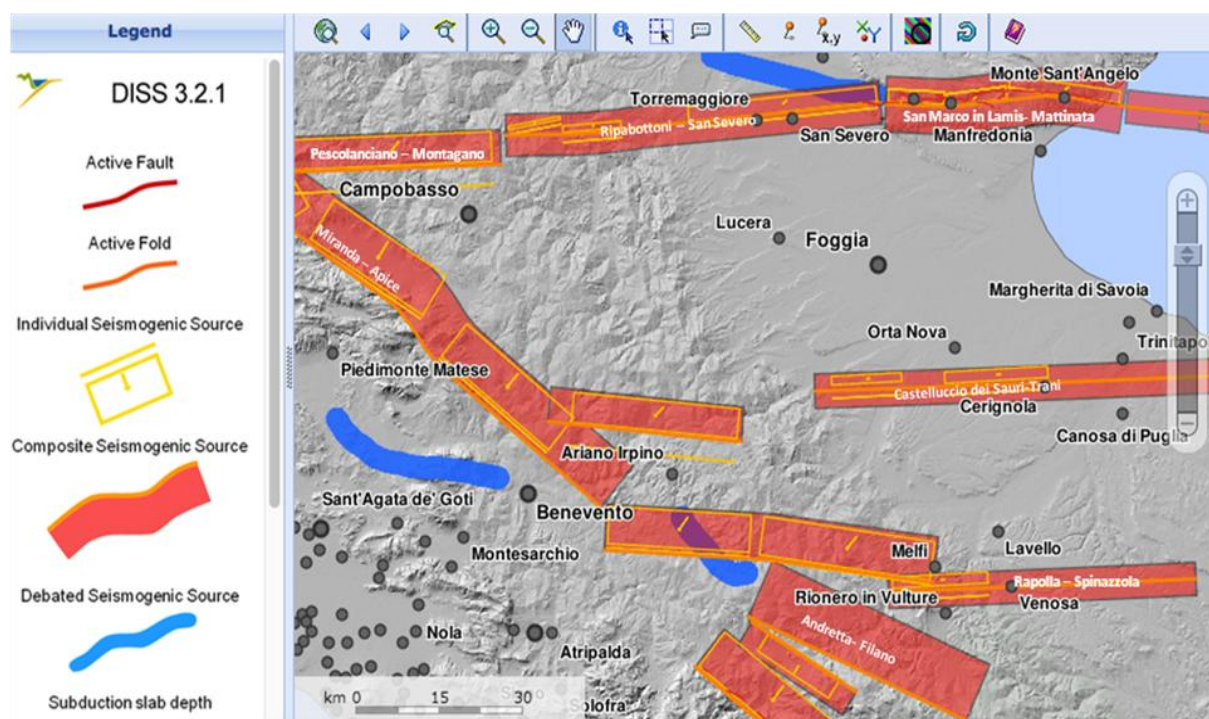


Figura 7. Vista dei maggiori sistemi di faglie sismogenetiche (in bianco) che potrebbero interessare il comune oggetto del presente studio. Tratta da <http://diss.rm.ingv.it/dissmap/dissmap.phtml>

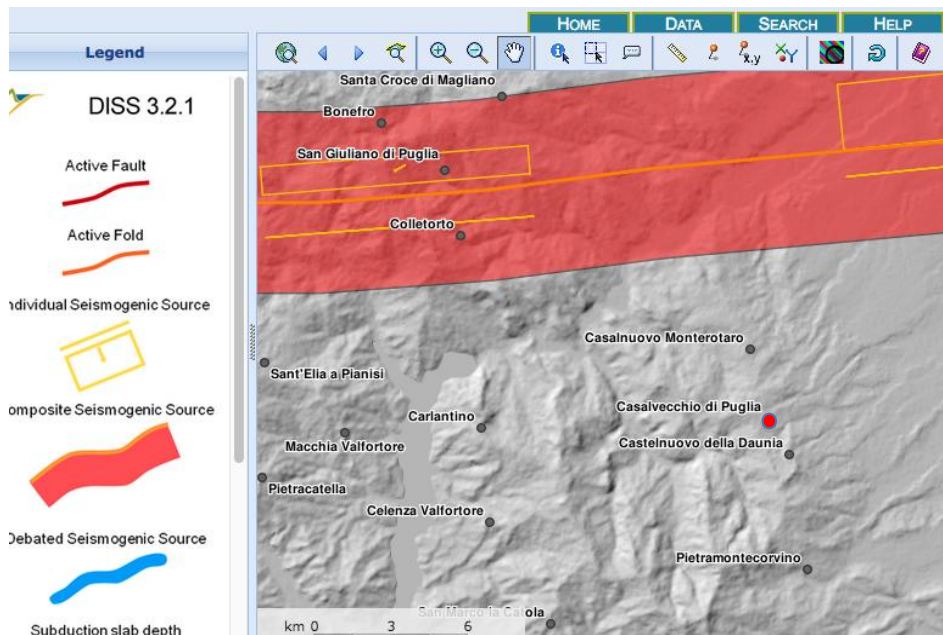


Figura 8. Vista di dettaglio della sorgente sismogenetica composta Ripabottoni- San Severo (nella quale è inclusa la sorgente singola S. Giuliano di Puglia), in rosso è evidenziato, fra altri, il comune oggetto di studio (tratta da <http://diss.rm.ingv.it/dissmap/dissmap.phtml>)

1. Sistema Ripabottoni- San Severo (ITCS003)

Questo sistema composito, comprende il Molise e la piana della Capitanata ed attraversa la piana del Fortore. Appartiene al sistema di faglie con cinematica trascorrente destra che coinvolgono tutto l'Avampese Apulo e l'Adriatico meridionale, e rappresenta una porzione del sistema trascorrente destro Molise Gondola (MGSz), attivo con profondità ipocentrali massime di 25 km, come evidenziato da sorgenti che hanno causato gli eventi sismici del 2002 in Molise (Valensise et al., 2004). La sequenza molisana ha mostrato che la fagliazione sismogenetica nell'area è essenzialmente "cieca", interessando solo la porzione più profonda del livello sismogenetico. La porzione più orientale di questa sorgente sismogenetica sembra aver precedentemente causato il sisma distruttivo del 1627 (Mw 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 del 11 ottobre 1125 (Mw 5.7 Sannio- Molise), del 20 agosto 1941 (Mw 5.4 San Severo) nel settore orientale, e i "terremoti gemelli" a S. Giuliano di Puglia (Molise) nel 2002, descritti a continuazione.

I due eventi sismici del 31 Ottobre (Mw 5.8) e 1 Novembre 2002 (Mw 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 pur non essendo stata riportata l'esistenza di faglie attive/sismogeniche, si era verificata sismicità storica (11 ottobre 1125, Mw 5.7) a distanza di pochi chilometri da quest'ultima. La sequenza sismica del 2002, ha evidenziato inoltre il verificarsi di eventi in rapida successione (*multishock sequences*), 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 vari segmenti di faglia con cinematismo destro siano stati attivati lungo un sistema orientato E-O (**San Giuliano di Puglia (ITIS052)**; Figura 8, Figura 9a-b). 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).

Le intensità macrosismiche stimate per l'intera sequenza sismica indicano che i paesi maggiormente colpiti sono grossomodo distribuiti in un'area ellittica orientata E-O, con centro in San Giuliano di Puglia (Figura 10).

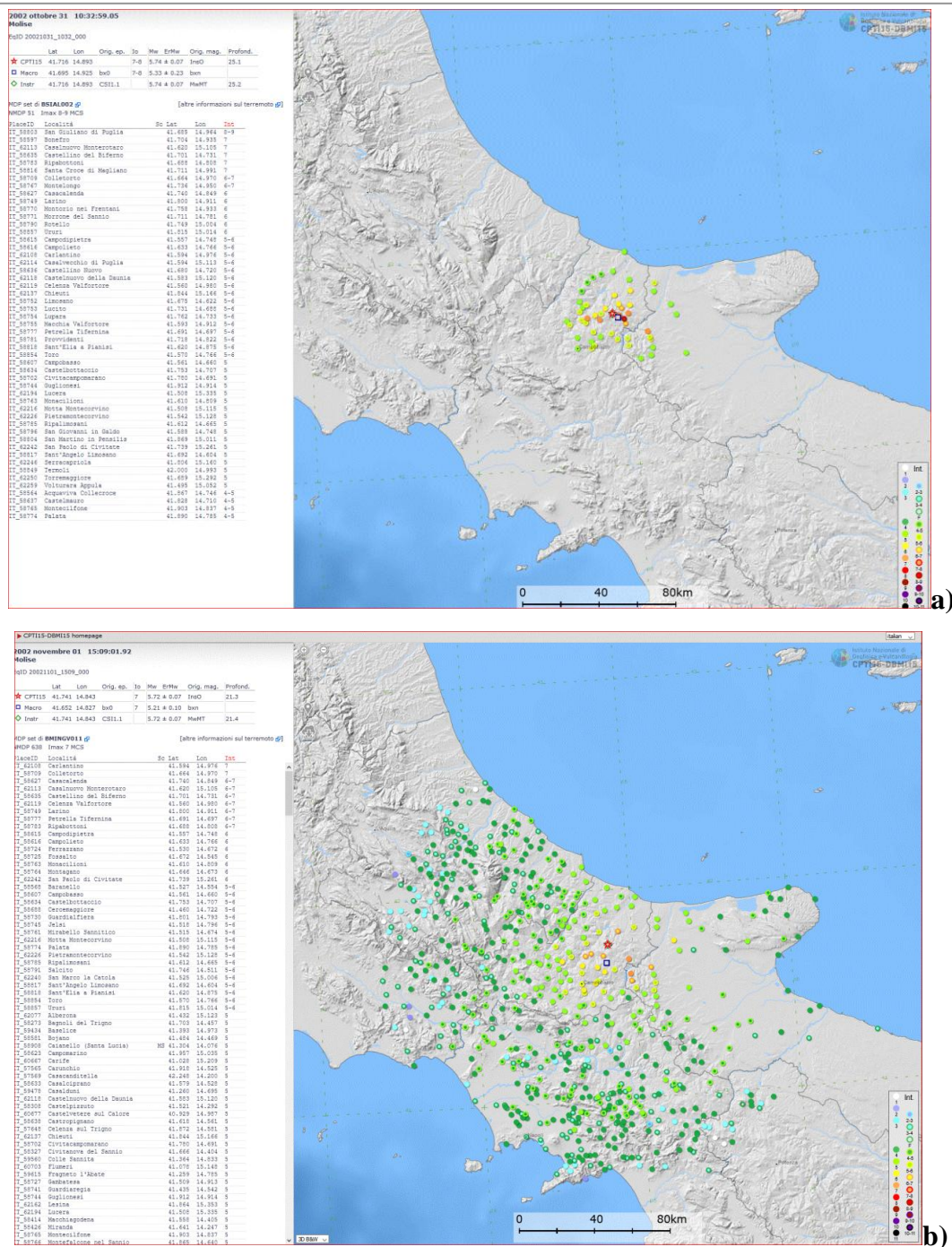


Figura 9. a) Mappa di scuotimento per l'evento del 31.10.2002 in Molise (fonte: https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/event/20021031_1032_000); b) Mappa di scuotimento per l'evento del 1.11.2002 in Molise (Fonte: https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/event/20021101_1509_000)

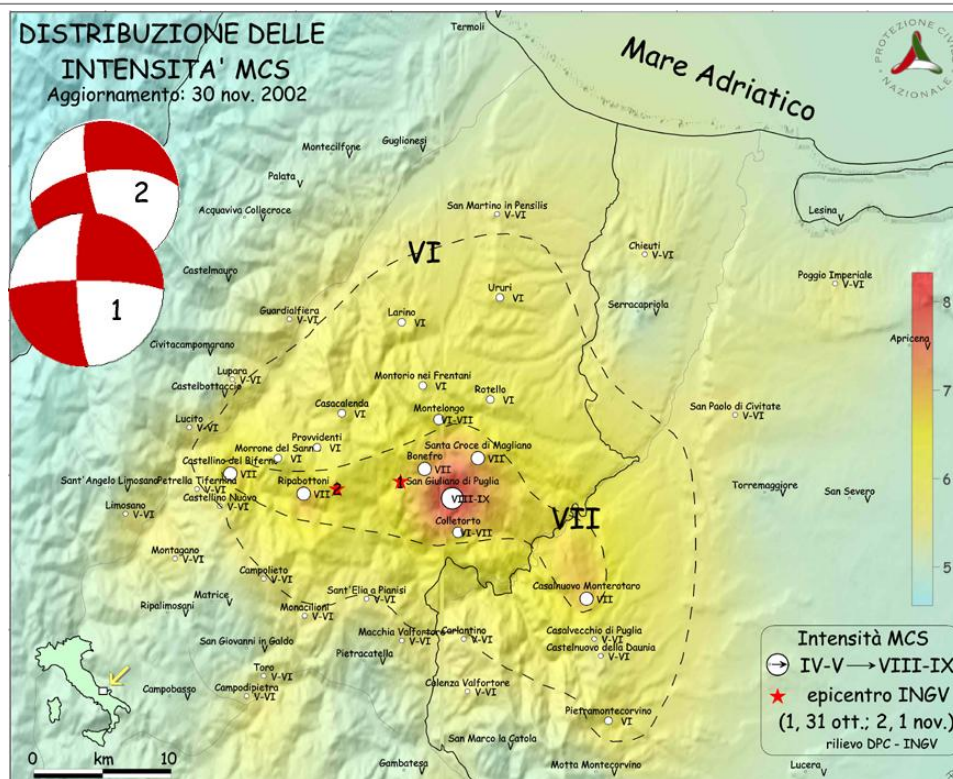


Figura 10. Distribuzioni delle intensità rilevate a seguito delle scosse principali avvenute a S. Giuliano. Il terremoto, è stato valutato con una intensità epicentrale $I_0 = VII_VIII$ MCS. Le isosisme sono state tracciate come indicative della distribuzione del danno che aumenta ad ovest per gli eventi del 1 Novembre. La gradazione cromatica è frutto dei dati rilevati (cerchi). Le massime intensità seguono un andamento E-O (in accordo con l'andamento della struttura sismogenetica). Tratto da Galli et al. (2002).

Tale andamento è stato considerato rappresentativo dell'andamento in profondità della struttura sismogenetica responsabile della sequenza sismica, come desunta dai meccanismi focali resi disponibili, e cioè un meccanismo di trascorrenza pura su piani profondi 15-20 km E-O (Galli et al., 2002). Valori di risentimento pari all'VIII-IX grado MCS sono stati desunti dal campo macrosismico anche per l'evento avvenuto il 5 dicembre 1456, che rappresenta l'evento più importante degli ultimi anni dell'Italia Centro- Meridionale.

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'Avampese Apulo/Adriatico centrale e meridionale (Figura 7). È una sorgente approssimativamente verticale, immergente a N ad est del principale asse estensivo degli Appennini Meridionali. Questa zona include la sorgente sismica individuale di **Frosolone (ITIS095)**. Tale sorgente sismica, a N di Campobasso di lunghezza 36 km, ed

ampiezza 14 km, individuata basandosi su dati di macrosimicITÀ e dati geofisici (Fracassi e Valensise, 2007), è responsabile degli eventi più grandi, violenti e distruttivi dell'intera storia della penisola. La sequenza sismica avvenuta tra il 5 ed il 30 dicembre 1456 coinvolse un'area estesa dall'Abruzzo centrale alla Puglia e dall'Adriatico al Tirreno (ad es. Baratta, 1901). Nonostante la sua origine sia ancora dibattuta, e inizialmente sia stata attribuita a vari segmenti di faglie normali orientate NO-SE considerando la sua prossimità all'asse appenninico (ad es. 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 a) di una molteplicità di sorgenti (ad es. l'effetto di scuotimento causato da molte faglie parallele orientate E-O), che b) della 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 c) di una relazione dinamica con grandi unità tettoniche dell'Appennino Meridionale. Esistono molte domande ancora aperte, una fra tante la modalità di interazione fra faglie prossime con cinematica distinta.

A sud dell'area in studio un'altra sorgente composita a cinematismo trascorrente destro orientato E-W, lungo il corso dell'Ofanto è rappresentata dal **Sistema Castelluccio dei Sauri –Trani (ITCS004)** (Figura 7). Vari segmenti di questa struttura sismogenetica hanno causato sismi distruttivi che hanno coinvolto la regione (fra cui 17 luglio 1361 Mw 6,1 Ascoli Satriano, 20 marzo 1731 Mw 6,3 Foggiano (Guidoboni et al., 2019). 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 possano interessare l'area in studio.

Ad ovest dell'area in studio il **Sistema di Miranda Apice (ITCS024)** (Figura 7) 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 gli Appennino Centrale. Comprende un'area che va dall'alto Sangro R. all'Alto Volturno e le città

di Isernia (a N) e Benevento (a S) fra grandi sistemi di faglie normali che variano in immersione da SW (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 nel 1805 (Mw6.6. Molise a N) e il 5 giugno 1688 (Mw 6.7 Sannio) (a S). 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. (Mw 6.0 Sannio). Da nord a sud altri eventi riconosciuti sono avvenuti il 26 luglio 1805 (Mw 6.6 Molise), 5 Giugno 1688 (Mw 6,7 Sannio), 99 A.D. (Mw 6,3 Circello), 5 dicembre 1456 (Mw 7,0- 6,6 sequenza sismica nord-sud Guidoboni e Comastri (2005), 21 agosto 1962 (Mw 6,2, Irpinia), 14 marzo 1702 (Mw 6.3, Sannio-Irpinia) e 29 Novembre 1732 (Mw 6,3, Sannio-Irpinia). È anche importante considerare il **Sistema di Rapolla– Spinazzola (ITCS089)** (Figura 7), una sorgente composita che parte dal fianco N del vulcano Vulture, distante dai siti in oggetto. La porzione occidentale di questa sorgente include la faglia che ha causato il sisma di Potenza nel 1990-91, Figura 11), i cui parametri sono molto simili a quelli della sequenza verificatasi in Molise nel 2002, molto più a nord. La sequenza del 1990-1991 ha evidenziato che i meccanismi che governano la riattivazione odierna di sorgenti profonde, a carattere regionale che coinvolgono l'Avampese adriatico non sono confinate ai segmenti che hanno causato il sisma del 2002 del Molise, ma suggeriscono l'esistenza di un dominio sismogenetico molto più ampio, che pone nuovi problemi riguardo alla possibile interazione (se esistente e a che profondità) con meccanismi estensivi della catena Appenninica. 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, 2018). In particolare, una delle faglie appartenenti alla sorgente composita **Andretta Filano (ITCS063)**, localizzata fra la Campania e la Basilicata a sud del vulcano Vulture, è responsabile, fra altri del conosciuto sisma avvenuto il 23 Novembre 1980 (Mw 6,9) in Irpinia-Basilicata (Figura 12). Quest'ultimo, generato lungo il sistema di faglie di Monte Marzano (MMFS), è stato accompagnato da uno dei due più estesi fagliamenti in superficie in Italia (30 km) (Galli, 2020 e referenze incluse). Studi paleosismologici condotti 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).

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 MMFS) (Galli, 2020 e referenze incluse). Come osservato per i sistemi di faglie normali in Appennino, 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.

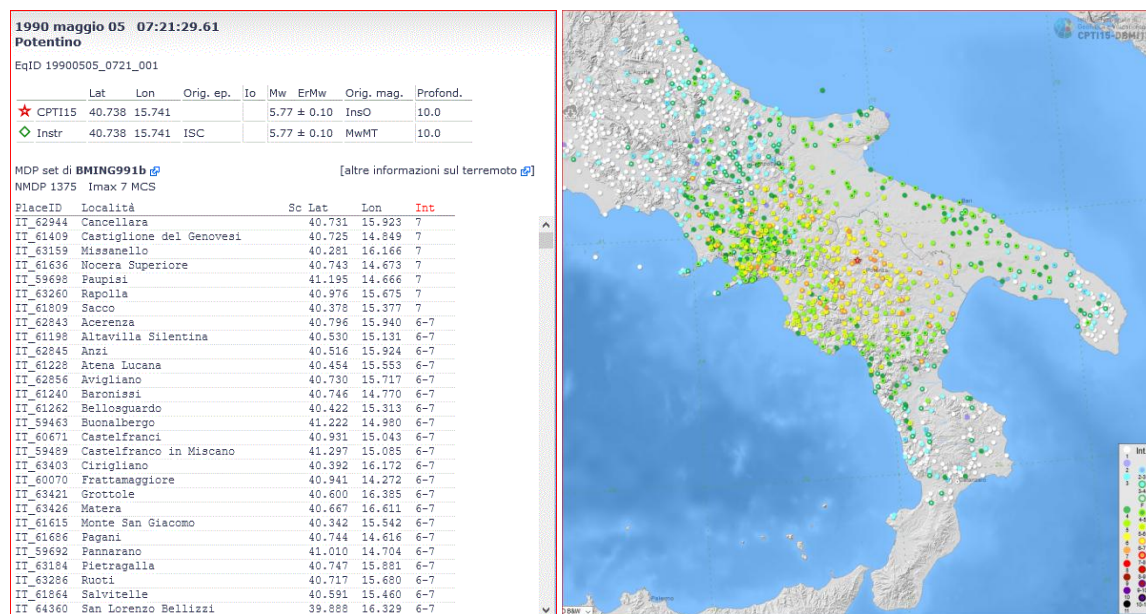


Figura 11. Mappa di scuotimento per l'evento del 5 Maggio 1990 nel Potentino (Fonte: https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/query_eq).

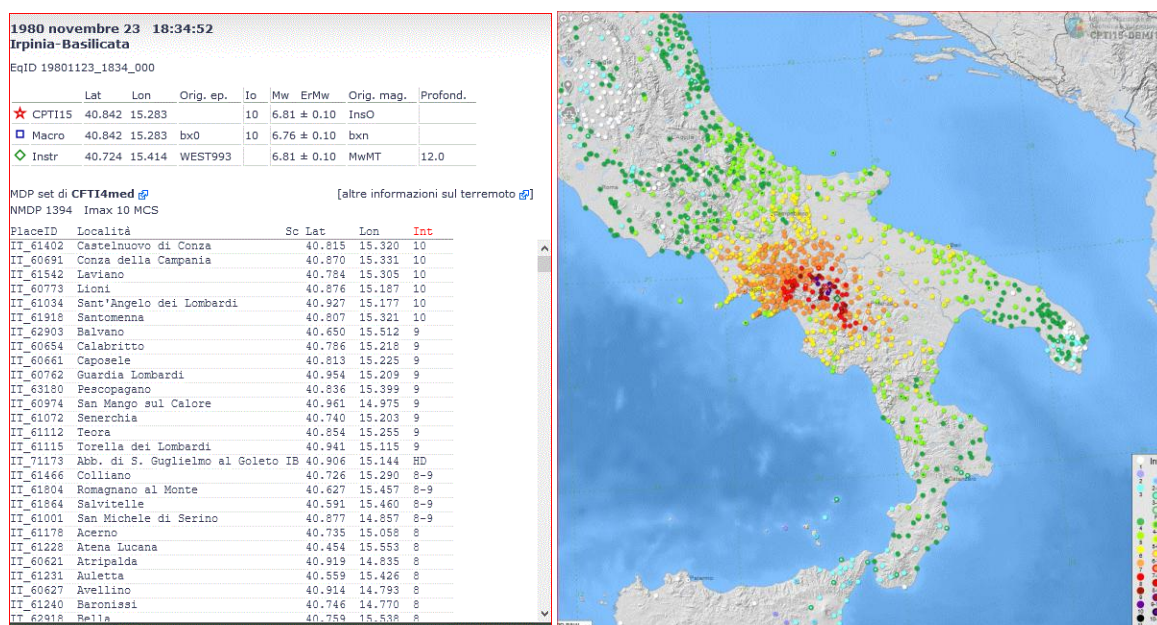








Figura 12. Mappa di scuotimento per l'evento del 23 novembre 1980 in Irpinia. (fonte: https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/query_eq/).

Gli eventi risentiti nel comune di Casalvecchio di Puglia, sono stati ottenuti consultando il database macrosismico italiano **DBMI15 v. 3.0** (Locati et al., 2019) che contiene un gran numero di studi raccolti da varie fonti (Figura 13).

Casalvecchio di Puglia	IT_62114 Lat. 41.594 Long.15.113
------------------------	-------------------------------------

Effects	Reported earthquakes										
Int.	Year	Mo	Da	Ho	Mi	Se	Epicentral area	NMDP	Io	Mw	
6		1980	11	23	18	34	52	Irpinia-Basilicata	1394	10	6.81
4-5		1990	05	05	07	21	2	Potentino	1375		5.77
3		1995	09	30	10	14	3	Gargano	145	6	5.15
5-6		2002	10	31	10	32	5	Molise	51	7-8	5.74
4		2003	12	30	05	31	3	Molise	326	4-5	4.53
3		2006	05	29	02	20	0	Gargano	384		4.64

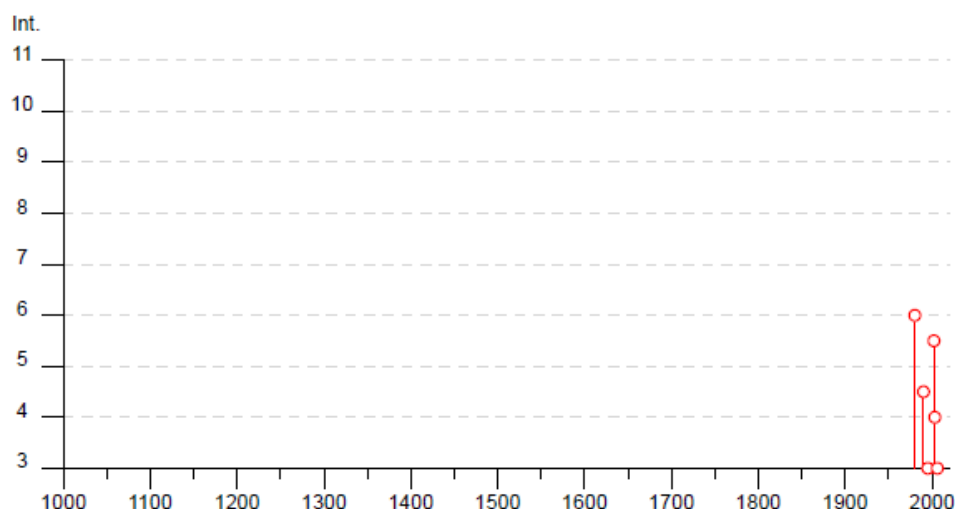


Figura 13 Sismi e magnitudo risentiti nell'area oggetto di studio, riportati in forma tabellare e grafica, e località prossime al comune in oggetto con risentimenti macrosismici. Tratto dal catalogo parametrico dei Terremoti Italiani – INGV- DBMI15 (https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/query_place/). Rispetto al set completo di dati sono stati esclusi quelli per cui Int.=NF (Not Felt)

In quest'ultimo, che riporta terremoti avvenuti dall'anno 1000 al 2019, è evidente l'assenza di una sismicità anteriore al 23.11.1980 (terremoto dell'Irpinia). Tale assenza (cfr. paragrafo 2.2b) appare anomala, considerando che fra le sorgenti sismo genetiche responsabili di risentimenti nel comune di Casalvecchio di Puglia, sono comprese sorgenti composite o singole ben conosciute quali quelle responsabili delle sequenze di eventi avvenuti in Irpinia 1980 (ITCS063), nel Potentino 1990-91 (ITCS089), e in Molise il 31.10.2002 (ITIS052) (Figura 14) e

successivamente il 30.12.2003, riattivate in epoche diverse come suggerito da studi recenti (e.g. Galli et al., 2002; Galli, 2020 e referenze incluse). L'assenza di risentimenti prima del 1980 è quindi da attribuire probabilmente ad una mancanza di testimonianze storiche nell'area (cfr. 2.2).

Altre sorgenti responsabili di eventi risentiti a Casalvecchio sono localizzate nel Promontorio del Gargano. L'ubicazione degli eventi (con Mw <5) avvenuti il 30/9/1995 (Mw 5.15) (Figura 15) ed il 29 maggio 2006 (Mw 4.6) (Figura 16), suggerisce che le sorgenti sismiche siano in relazione con sistemi di faglie orientati O-ONO e NO con cinematica varabile che coinvolgono l'ampia struttura anticlinale ad asse ONO-ESE del Promontorio del Gargano (Billi et al., 2007) (Figura 17).

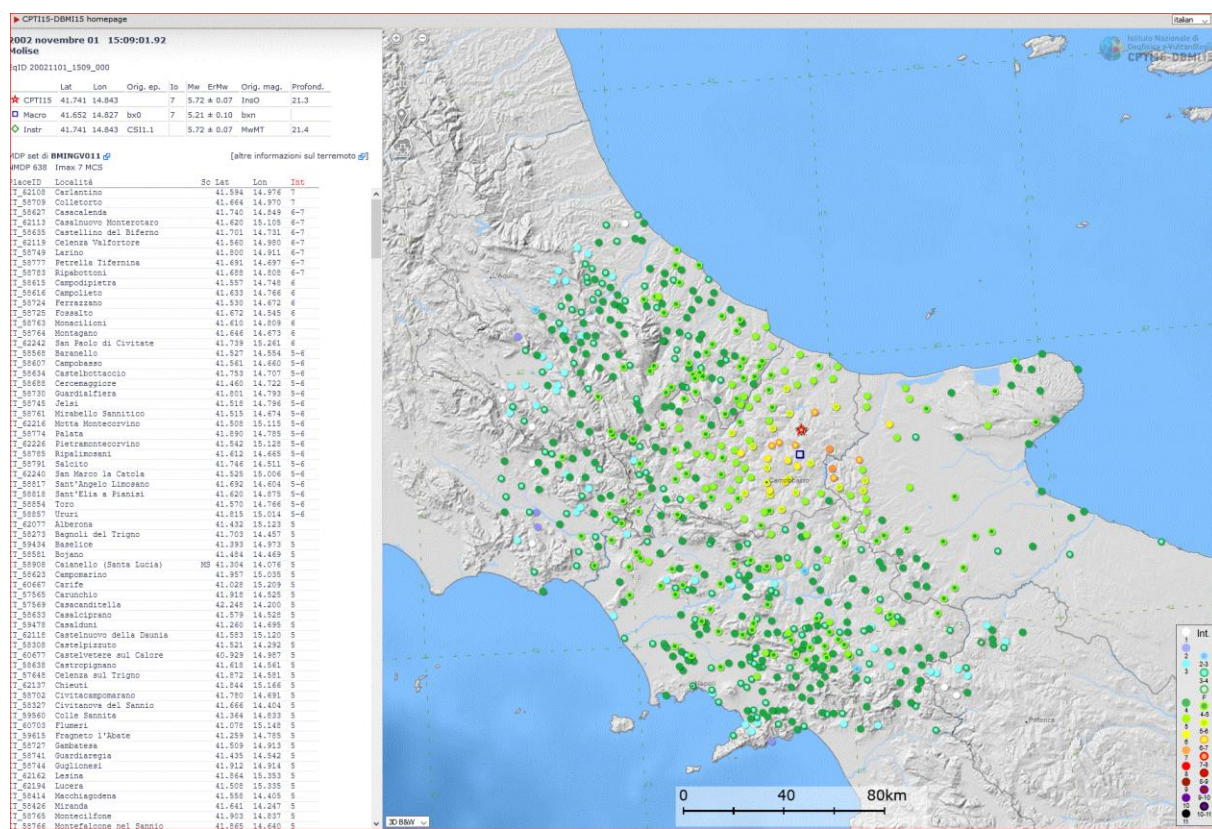


Figura 14. Mappa di scuotimento per l'evento sismico del 30.12.2003 in Molise. Si noti la posizione dell'epicentro, rispetto agli eventi verificatisi fra il 31.10 e 1.11. del 2002 illustrati in Fig. 9 a-b (fonte: https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/event/20031230_0531_000)

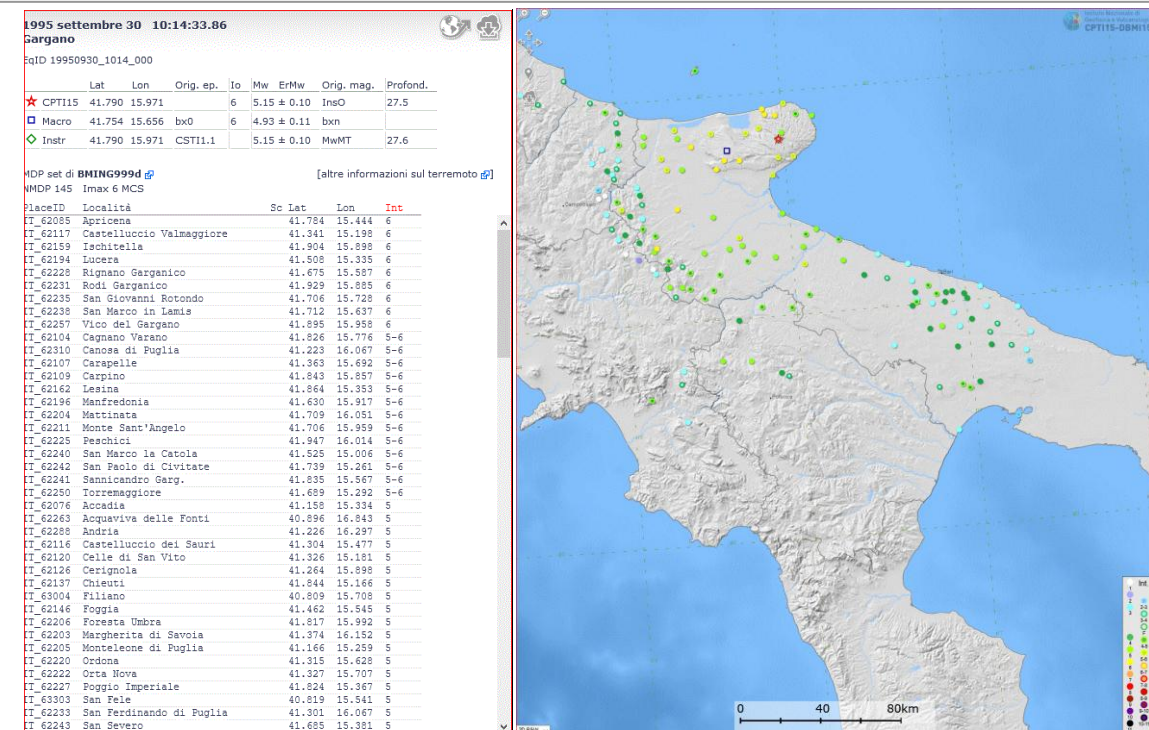


Figura 15. Mappa di scuotimento per l'evento sismico del 30.09.1995 in Gargano (Mw 5,15) (fonte: https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/event/19950930_1014_000)

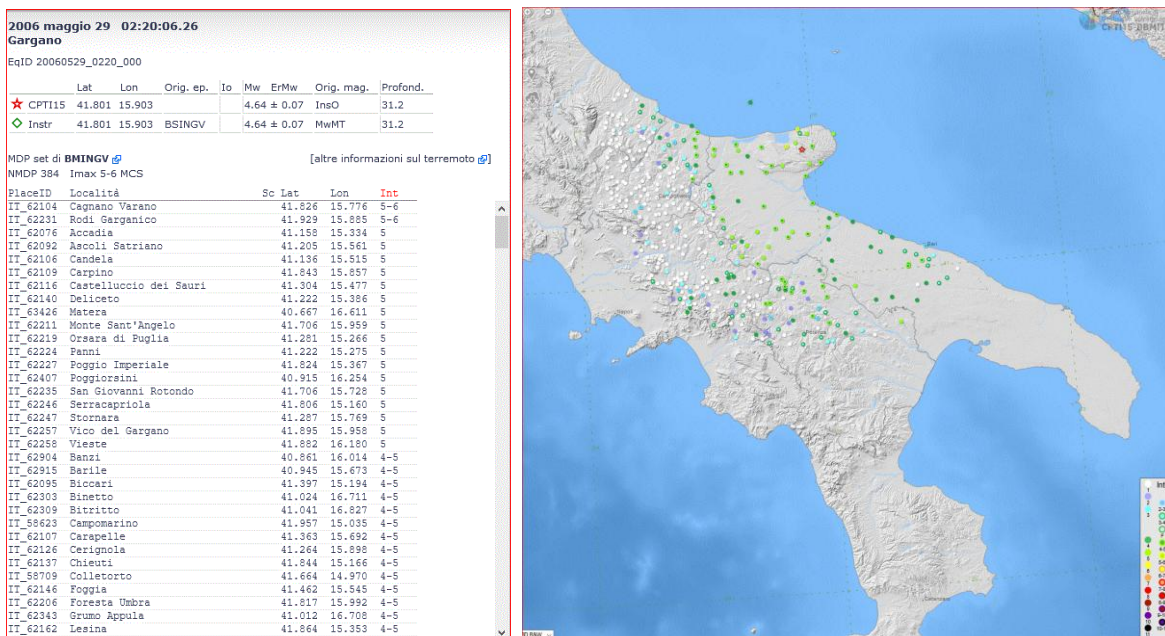


Figura 16. Distribuzioni delle intensità rilevate a seguito delle scosse principali avvenute a S. Giuliano. Mappa di scuotimento per l'evento sismico del 29.05.2006 in Gargano (Mw 4,64) (fonte: https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/event/20060529_0220_000)

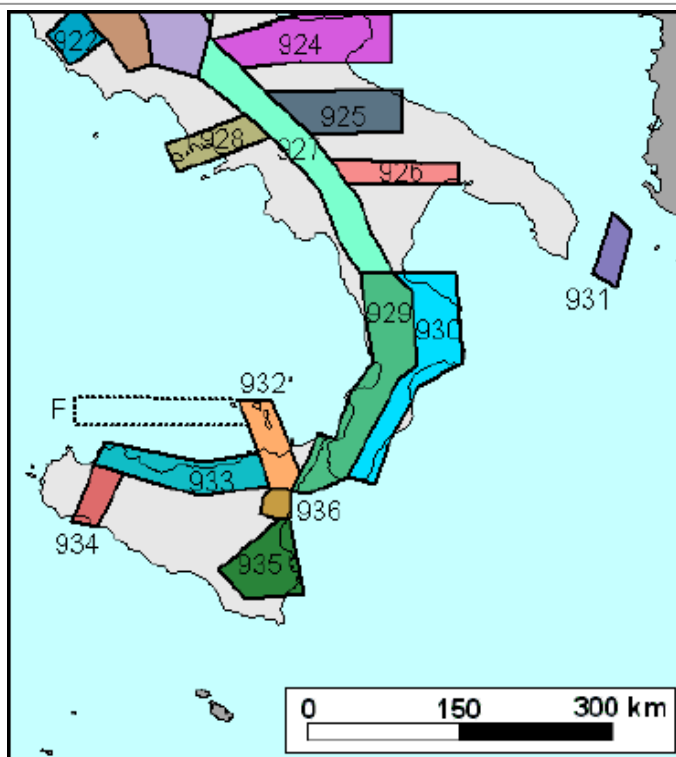


Figura 18. Zone sismogenetiche dell'Appennino Meridionale
(http://www.pcn.minambiente.it/viewer/index.php?services=Zone_sismogenetiche_ZS9).

Cenni sulla sismicità strumentale (mappa sismicità storica)

Tra gli eventi risentiti nel comune di Casalvecchio, quelli di maggiore intensità sono rappresentati dal terremoto dell'Irpinia del 23.11.1980 ($I_0 = 10$) e quello del 31.10.2002 ($I_0 = 7-8$) in Molise. Come accennato nei paragrafi precedenti, vari studi mettono in evidenza la molteplice riattivazione di tali sorgenti nel tempo. Per questa ragione nonostante l'assenza di dati macrosismici e/o strumentali a Casalvecchio di Puglia, è probabile che vari di questi eventi passati siano stati risentiti nel comune ma non riportati da fonti storiche. Infatti, il numero di osservazioni macrosismiche per terremoto è estremamente variabile e molto spesso non disponibile.

Dell'abitato di Casalvecchio si hanno notizie fino al XIII secolo, mentre si è persa memoria dei due secoli successivi. Si dice che il borgo sia stato raso al suolo dall'eroe nazionale albanese Skandenberg nel 1461, e successivamente rifondato da un nucleo di profughi greco-albanesi, in fuga dall'invasione turca nei Balcani (https://it.wikipedia.org/wiki/Casalvecchio_di_Puglia). È da notare come tale data sia prossima a quella del 1466 nella quale (il 14 gennaio) si è verificato un sisma distruttivo al tetto della faglia Irpina (MMFS) (Galli, 2020), che ha distrutto fra altre la città di Conza ed ha provocato effetti gravi nelle zone nord-occidentali, le stesse in cui si sono risentiti gli effetti del terremoto del 1980. Studi paleosismologici recenti, hanno evidenziato il

verificarsi di terremoti altamente distruttivi negli ultimi due millenni causati dalla riattivazione di porzioni dello stesso sistema di faglie da cui si è generato il terremoto del 23 novembre 1980 (faglia Irpina o sistema MMFS). È quindi probabile che altri eventi di quelli che si sono verificati in passato, siano stati risentiti anche a Casalvecchio, ma non riportati.

La sismicità storica dell'area irpina (ITCS034-ITCS063 Valle Irpinia Agri) rappresenta una delle maggiori in Appennino, in termini di frequenza di eventi e di magnitudo massima, con epicentri concentrati principalmente al tetto della faglia Irpina (o MMFS) (Galli, 2020 e referenze incluse). Come osservato per i sistemi di faglie normali in Appennino, 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.

Per quanto riguarda la sequenza dell'ottobre 2002 in Molise, le profondità epicentrali dell'area interessata dal sisma del 31.10.2002 (Figura 9a), 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, in un intorno di 20 km dal paese, pur essendo contornata da strutture sismo genetiche, 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).

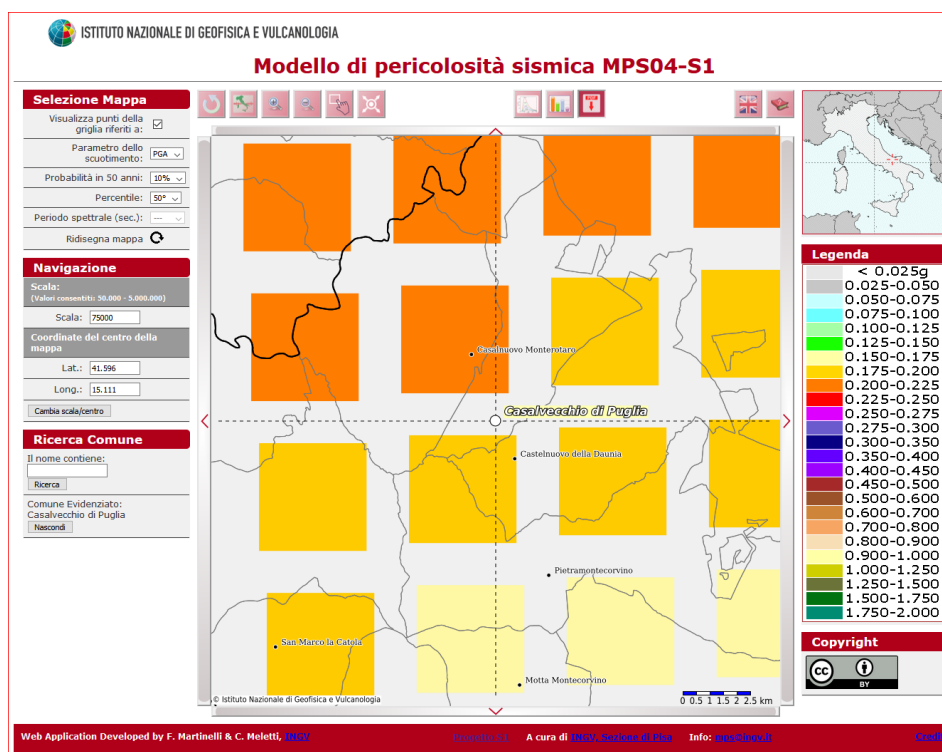
2.3 Pericolosità sismica di base

Per la valutazione della pericolosità sismica dell'abitato di Casalvecchio di Puglia 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

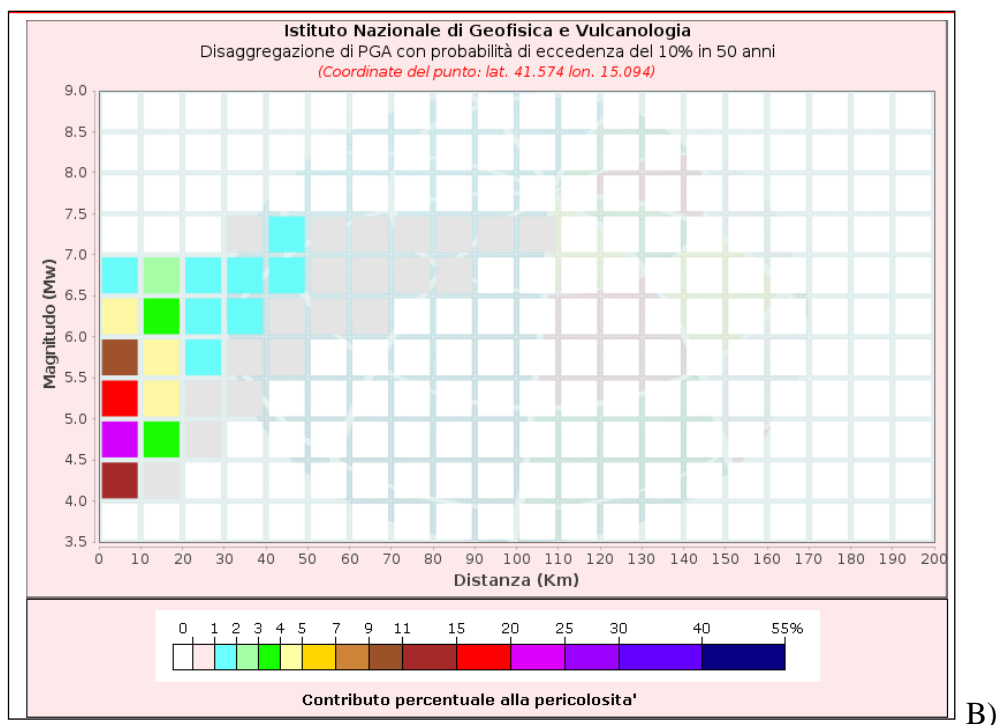
accelerazione orizzontale al suolo, $a(g)$, e SA accelerazione spettrale in funzione del periodo di vibrazione ($S_e(T)$ nelle NTC18). Le stime in PGA sono calcolate per diverse probabilità di superamento di soglie di accelerazioni in 50 anni (dal 2% all'81%) e per ciascuna stima è disponibile il valore del 50° percentile (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. Casalvecchio di Puglia (lat: 41,596 long: 15,111) ricade in posizione intermedia fra i nodi di Casalnuovo Monterotaro, a NO, e Castelnuovo della Daunia a SE (Figura 19A). Considerando la mancanza di un nodo per questo comune, per il grafico di disaggregazione di questo comune sono stati considerati i dati del nodo più prossimo: Castelnuovo della Daunia (lat: 41,583 Long: 15,118).

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 (Barani et al., 2009) per Castelnuovo della Daunia sono stati ottenuti i contributi percentuali alla stima della pericolosità forniti dalle possibili coppie di magnitudo e distanza per il nodo considerato e valori $a_g=0.194$ su suolo cat. A (Figura 19 B e C).



A)



Disaggregazione di PGA con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni (Coordinate del punto: lat. 41.574 lon. 15.094)											
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	11.9000	24.9000	16.6000	9.4100	4.5800	1.9700	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
10-20	0.0000	0.6940	3.0500	4.2000	4.1600	3.2500	2.0700	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
20-30	0.0000	0.0000	0.0412	0.4990	1.0500	1.2600	1.1400	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
30-40	0.0000	0.0000	0.0000	0.0095	0.3240	1.0100	1.7400	0.8610	0.0000	0.0000	0.0000
40-50	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0202	0.4460	1.2900	1.0700	0.0000	0.0000	0.0000
50-60	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0853	0.6580	0.7380	0.0000	0.0000	0.0000
60-70	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0031	0.2420	0.3770	0.0000	0.0000	0.0000
70-80	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0503	0.1240	0.0000	0.0000	0.0000
80-90	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0057	0.0392	0.0000	0.0000	0.0000
90-100	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0121	0.0000	0.0000	0.0000
100-110	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0019	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
5.37	10.7	0.883

C)

Figura 19. Schermate ottenute dal sito <http://esse1.mi.ingv.it/>, che mostrano (dall'alto in basso): A- il comune di Casalvecchio di Puglia 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 più prossimo all'area in esame: Castelnuovo della Daunia. In basso sono riportati i valori medi di M-D ed epsilon.

All'interno dei limiti della cartografia geologica ufficiale, l'area di studio compresa nel comune di Casalvecchio di Puglia ricade parzialmente nel settore nord-occidentale del Foglio n. 407 "San Bartolomeo in Galdo" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 e rientra completamente nella parte circa centrale del Foglio 163 "Lucera" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 dell'IGMI (Figura 20 e Figura 21).

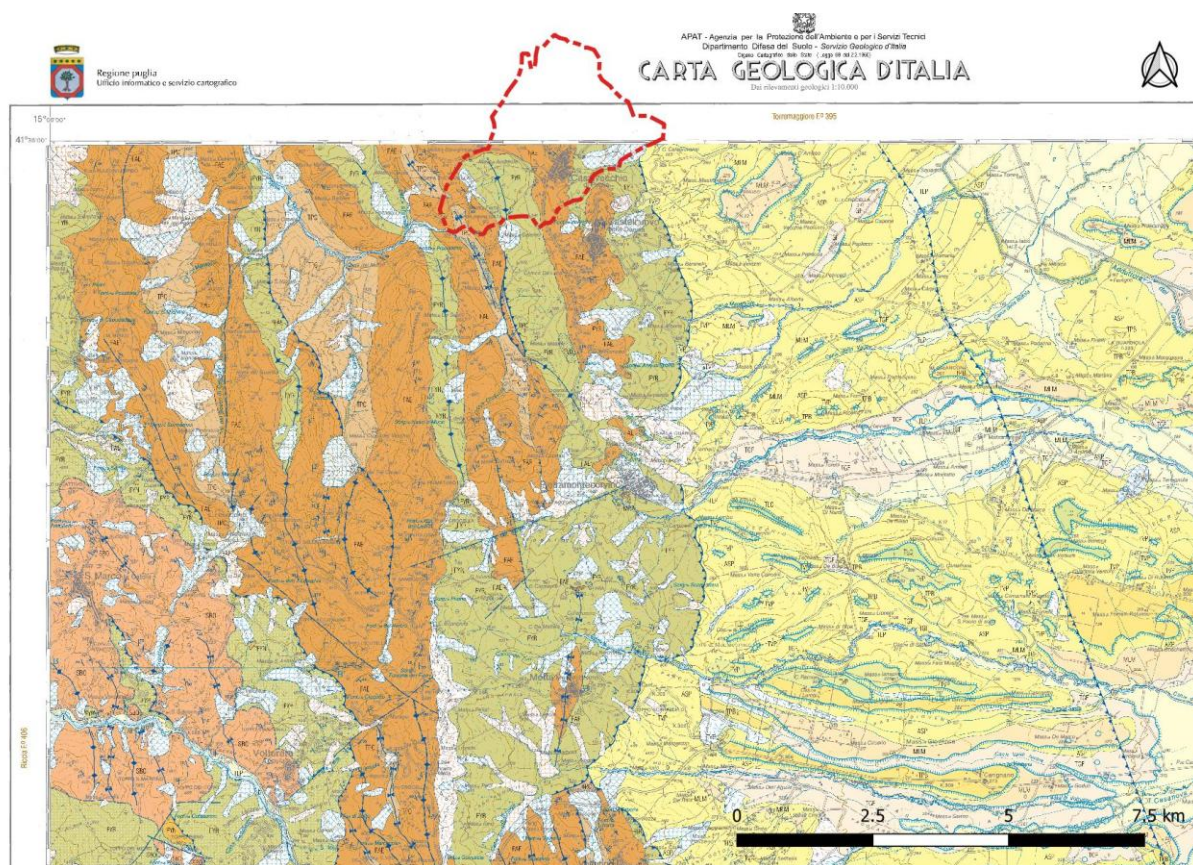


Figura 20. Stralcio del Foglio 407 “San Bartolomeo in Galdo” in scala 1:50.000. Ubicazione dell’area di studio (in rosso).

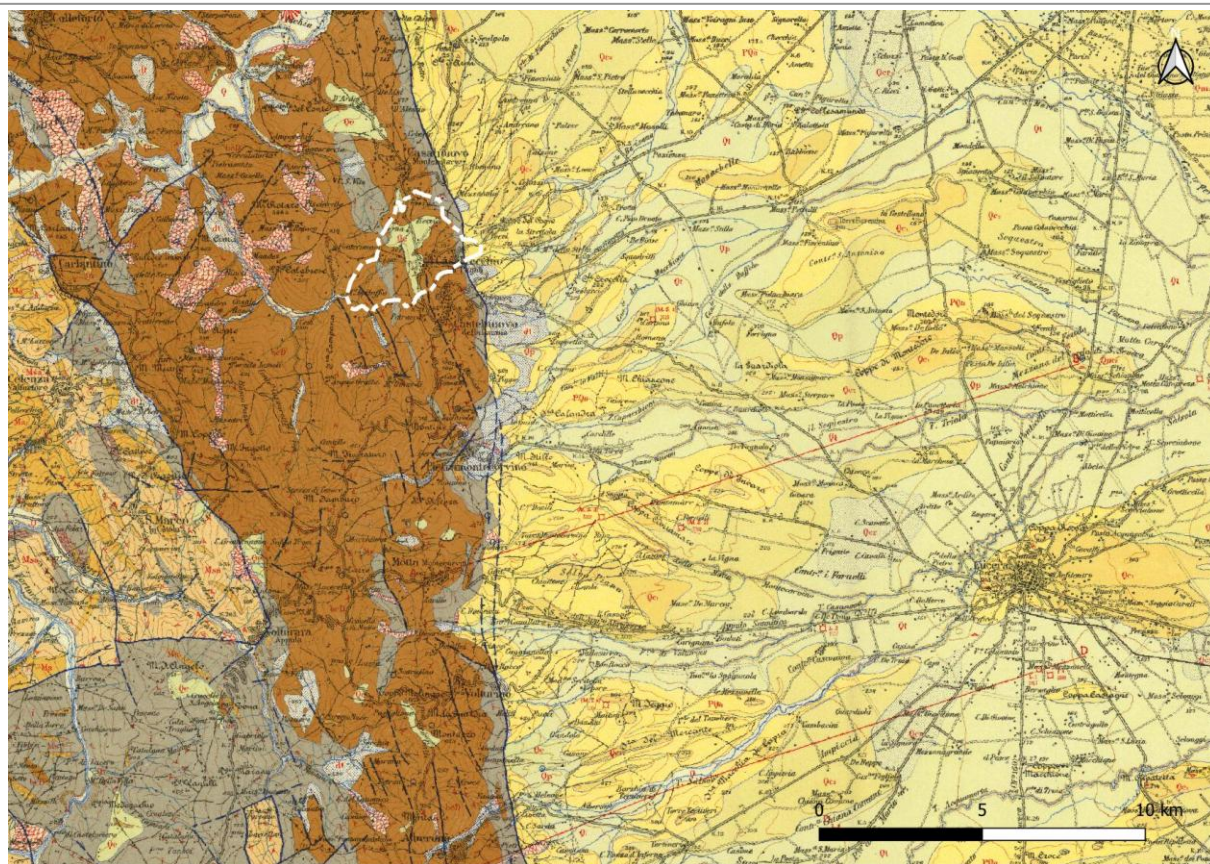


Figura 21. Stralcio della Foglio 163 “Lucera” in scala 1:100.000. Ubicazione dell’area di studio (in bianco).

Il Foglio n. 407 “San Bartolomeo in Galdo” occupa la parte centrale del Foglio n. 163 “Lucera” e rappresenta un aggiornamento a maggior dettaglio della stessa.

Dal punto di vista geologico strutturale, esso ricade quasi completamente in area di catena (Appennino Dauno: l’abitato è localizzato in prossimità del suo limite esterno), solo parzialmente 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-quadernario appenninico, quelli del settore di avanfossa all’evoluzione Plio-Quaternaria sia delle strutture compressive più esterne della catena a Ovest, sia di quelle estensionali e Est (migrazione del sistema catena-avanfossa verso l’avampaese).

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; l'area in esame ricade, come accennato, nelle ultime due (Figura 22 e Figura 23).

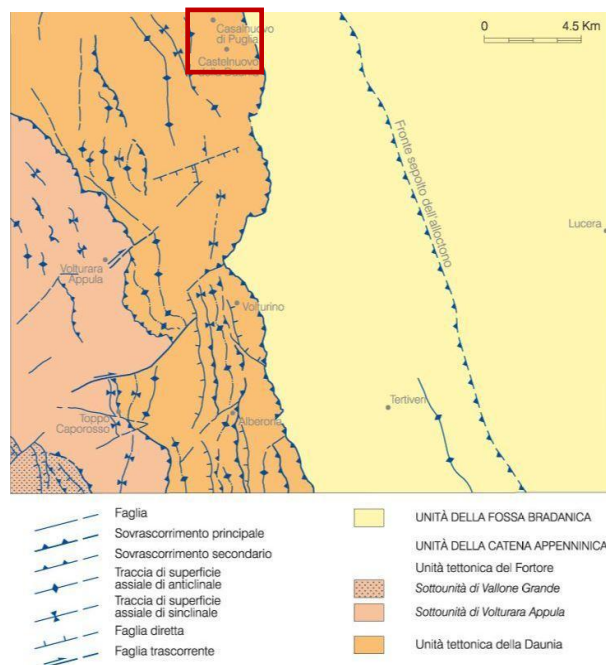


Figura 22. Schema tettonico generale (l'area di studio è nel riquadro rosso, tra Casalnuovo Monterotaro a nord e Castelnuovo della Daunia a sud). Carta Geologica in scala 1:50.000 - F.407 "San Bartolomeo in Galdo".

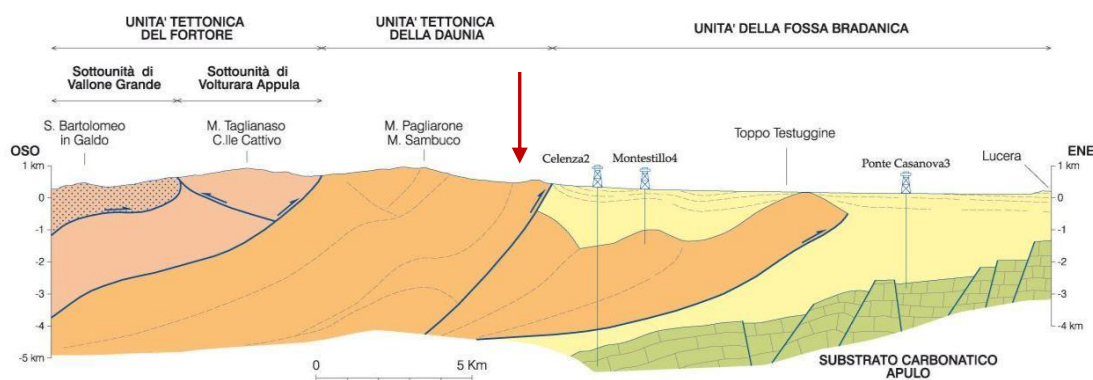


Figura 23. Schema dei rapporti tra unità tettoniche (l'area di studio circa indicata dalla freccia rossa, seppur a nord della sezione rappresentata). Carta Geologica in scala 1:50.000 - F.407 "San Bartolomeo in Galdo".

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 407 "San Bartolomeo in Galdo" della Carta Geologica

d'Italia); esso rappresenta l'elemento compressivo più esterno in affioramento. Non è sempre visibile a causa della presenza di estese coperture detritiche, ma il suo sviluppo è talora individuabile e distinguibile per differenze cromatiche tra il Flysch Rosso dell'Unità della Daunia e le Argille Subappennine della Fossa Bradanica. 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, generalmente chiuse, tipo chevron, da inclinate a rovesciate, rappresentate soprattutto nelle formazioni del Flysch di Faeto e nelle Marne argillose del Toppo Capuana, mentre lo stile deformativo del Flysch Rosso è caratterizzato da pieghe policlinali. Nel complesso, lo stile deformativo è caratterizzato da sovrascorrimenti con direzione del trasporto tettonico verso Est. I sovrascorrimenti 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, costituita 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 Casalvecchio di Puglia occupa una porzione dei rilievi esterni dell'Appennino Dauno (area di catena) e un settore pedemontano del Tavoliere delle Puglie (si veda la Figura 20).

L'area di catena è occupata dalla unità tettonica più esterna dell'orogene appenninico, l'Unità Tettonica della Daunia, qui rappresentata da una successione pelitico-calcareo costituita dalle formazioni del Flysch Rosso, del Flysch di Faeto e dalle argille e Marne del Toppo Capuana.

Esiste un generale consenso che la paleogeografia dell'Appennino sia stata condizionata da una tettonica distensiva Mesozoica, responsabile della coesistenza di bacini oceanici e piattaforme, anche se tuttora esistono interpretazioni in contrasto (Butler et al., 2020). I modelli proposti per l'evoluzione paleogeografica dell'Appennino Meridionale sono diversi e implicano relazioni variabili fra i depositi nella regione mediterranea precedente alla deformazione orogenica. Nessuna ricostruzione palinspastica di una geometria cilindrica iniziale soddisfa i dati geologici

a disposizione e vari processi “fuori sequenza” rendono difficile la discriminazione fra processi legati al trasporto primario e quelli successivi, inoltre le strutture transpressive legate a faglie trascorrenti in zone di avampaese, possono essere scambiate come caratteristiche della compressione causata dall’avanzamento della catena di sovrascorrimenti (Patacca e Scandone, 2007). 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, ma varie differenze rispetto al numero di piattaforme e bacini esistenti continua a causare dibattito (si veda la revisione in Patacca e Scandone, 2007). L’esistenza di importanti limiti tettonici longitudinali fra i diversi settori (Nord, Centro e Sud) della catena dell’Appennino ha reso sempre difficile correlare le porzioni presenti a nord (Abruzzo, Alto Molise e Sannio Matese) con quelle a sud (Campania–Lucania). Vari autori concordano sull’esistenza di una piattaforma Appenninica (Campano-Lucana) ad ovest, una piattaforma Apula ad est ed un bacino intermedio fra le due (bacino Lagonegrese–Molisano; Patacca e Scandone, 2007, Scrocca et al., 2003).

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 alloctone ed autoctone coinvolte nella deformazione (cfr. paragrafo 3.5), ma l’ipotesi seguita in questo studio, basandosi 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, che hanno determinato la costruzione dell’edificio appenninico. Nel bacino si sarebbero instaurate nuove condizioni paleogeografiche, con un bacino asimmetrico di avanfossa miocenica limitato a Ovest dalla giovane catena appenninica e a Est dalla piattaforma carbonatica Apulo - Adriatica; nelle aree bacinali più esterne di avanfossa ha prevalso la sedimentazione calci-clastica risultante nella formazione del Flysch di Faeto. Sul Flysch di Faeto, in bacini depocentrali marini alimentati sia da aree di catena che di avampaese con apporti di emipelagiti e torbiditi a grana fine, si sono deposte le Marne argillose del Toppo Capuana.

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 conclude 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 si è verificato un ulteriore cambiamento importante delle caratteristiche geodinamiche dell'area: il sistema avanfossa-avampaese ha iniziato a sollevarsi (cfr. paragrafo 3.5) 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 comune di Casalvecchio di Puglia si trova in provincia di Foggia (FG), nella parte Nord occidentale della regione Puglia (Figura 2).

Il limite comunale risulta inquadrato dai fogli provenienti dalla cartografia IGM in scala 1:50.000, n. 395 “Torremaggiore” e n. 407 “San Bartolomeo in Galdo”, e dai rispettivi fogli per la Cartografia Geologica.

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 state rappresentate dalla Carta Tecnica Regionale-Regione Puglia, rilasciata nel 2008 e elaborata sulla base di rilievi aerei effettuati nel corso degli anni 2006 e 2007 (SIT PUGLIA). All’interno della Cartografia Tecnica Regionale il territorio comunale è interessato dalle seguenti sezioni: 407011, 407024, 407021, 395143, 395142, 395144, 395141, 395154, 395103, 395102, dove la prima parte, composta dalle 3 cifre iniziali, si riferisce al relativo grigliato in scala 1:50.000.

La base di riferimento altimetrica è stata rappresentata dal prodotto derivato dagli stessi voli aerofotogrammetrici a copertura regionale utilizzati per l’ottenimento della cartografia numerica, con il quale è integrato geometricamente, il relativo dato altimetrico è rappresentato dal Modello Digitale del terreno (DTM), distribuito con passo pari a 8 m (Figura 24).

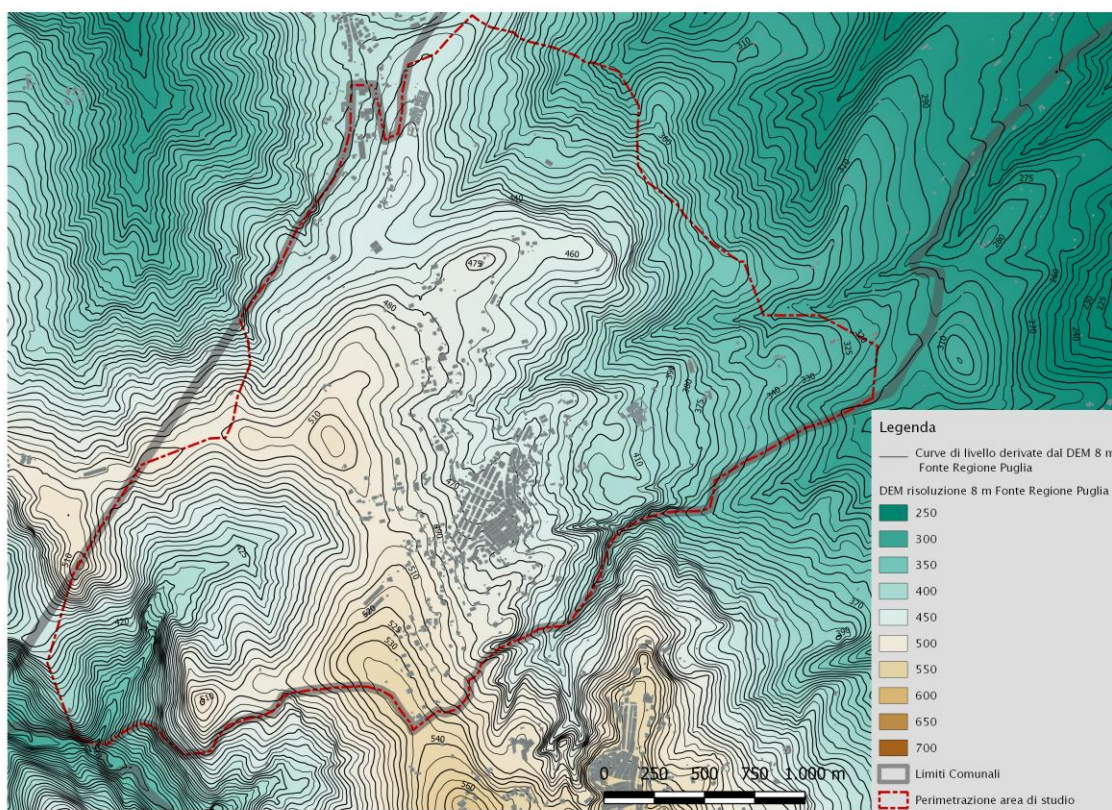


Figura 24. Assetto Plano-Altimetrico dell’area in studio all’interno dell’area di studio di Casalvecchio di Puglia.

Per l'analisi di dettaglio e l'elaborazione dei profili topografici, il dataset di elevazione è stato poi integrato con l'utilizzo del Modello altimetrico distribuito dal Geoportale Nazionale del Ministero dell'Ambiente¹, derivato dal rilievo LiDAR effettuato per tutto il territorio nazionale fra il 2008 ed il 2009 (il relativo dato ha passo di 1 m (Figura 25)).

Dal punto di vista altimetrico, l'area interessata dalla perimetrazione di studio è compresa tra i 300 e i 535 m s.l.m., derivata dal dato Altimetrico Regione Puglia.

Dal punto di vista orografico, l'area appenninica nei dintorni di Casalvecchio di Puglia è caratterizzata da una serie di dorsali che si allungano parallele tra di loro in direzione circa nord-sud. Le quote più elevate sono intorno a 530 m s.l.m. e diminuiscono verso nord ed est fino a circa 410 m s.l.m. (Figura 24).



Figura 25. Carta delle ombreggiature, derivata da dato LiDAR con risoluzione 1 m (fonte: Ministero dell'Ambiente, 2009)

¹ www.pcn.minambiente.it



Figura 26. Morfologia dell'area in esame (da Google Earth).

I caratteri morfologici del territorio a est dell'abitato, che fa parte delle propaggini più occidentali del Tavoliere delle Puglie, determinano un paesaggio collinare con morbide forme del terreno in cui una successione di colline spesso a tetto piatto, allungate in direzione Est-Ovest con superfici debolmente inclinate a Est, si alterna a piccole valli poco profonde e a fondo piatto.

Questi elementi morfologici sono strettamente connessi ai caratteri litostratigrafici e tettonici dell'intera area.

I caratteri generali del reticolo idrografico 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. 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.

L'area in esame riflette la situazione generale su descritta. La Figura 27 mostra i principali corsi d'acqua e canali nei dintorni di Casalvecchio di Puglia.

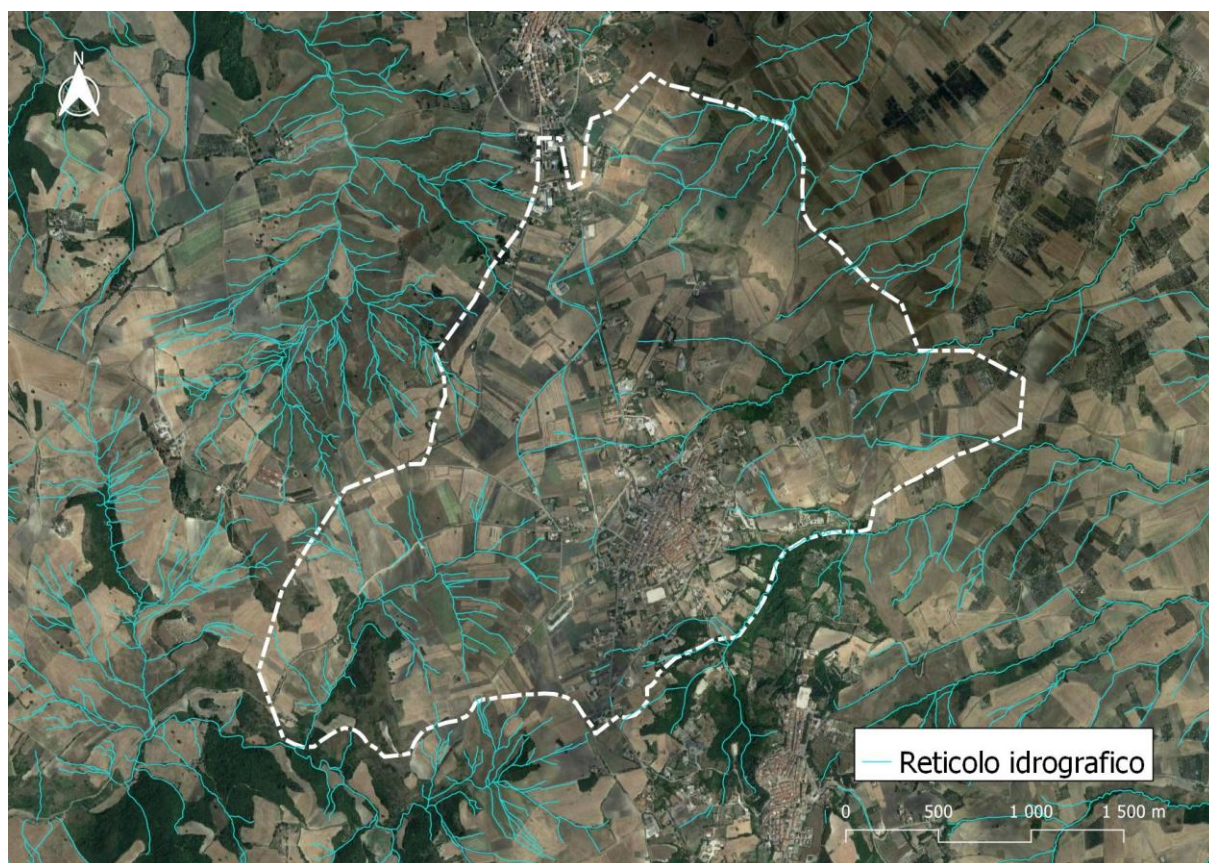


Figura 27. Idrografia principale dell'area in esame.

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 Geologica 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 archiviazione 4.2.

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

Tabella 1. Principali caratteristiche di attività e cinematismo dei movimenti di massa rinvenuti all'interno dell'area oggetto di studio.

ID (Standard 4.2)	Stato di attività	Cinematismo
3015	Attiva	Non definito
3025	Quiescente	Non definito
3035	Inattiva	Non definito
3041	Non definito	Crollo o ribaltamento
3042	Non definito	Scorrimento
3043	Non definito	Colata
3044	Non definito	Complesso
3045	Non definito	Non definito

- 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.

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 del 2003 e del 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).

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.).

3.3 Successione stratigrafica di letteratura

Con riferimento alla sola Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio n. 407 “San Bartolomeo in Galdo” (in cui l'area di interesse ricade solo parzialmente), le unità

litostratigrafiche affioranti nell'area di Casalvecchio di Puglia 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 28).

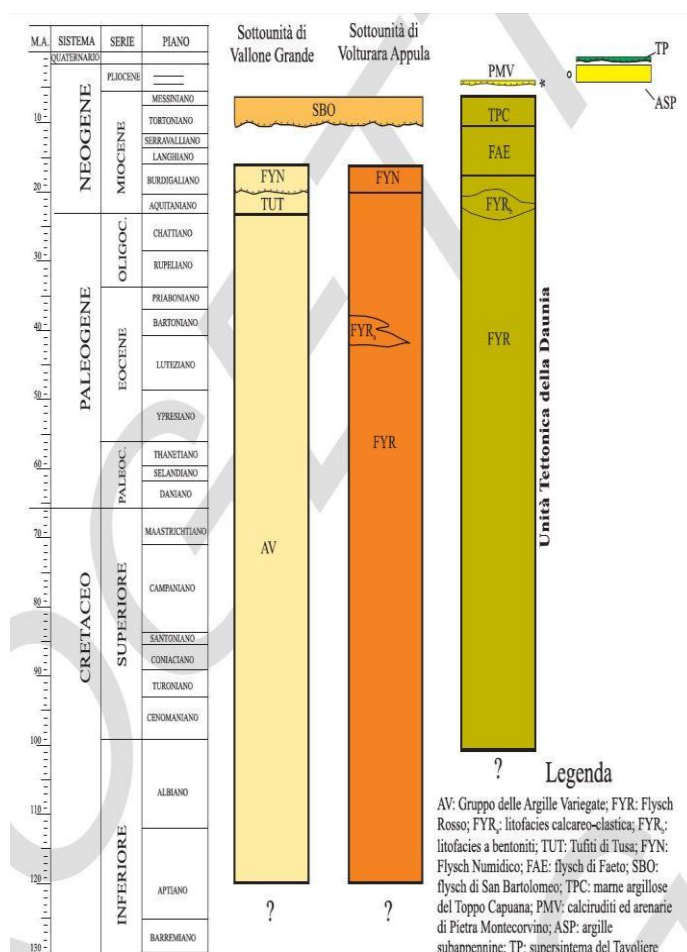


Figura 28. Schema stratigrafico dell'Unità Tettonica della Daunia e della Fossa Bradanica. Carta Geologica in scala 1:50.000 - F.407 "San Bartolomeo in Galdo".

3.3.1 Unità tettonica della Daunia

Flysch Rosso (FVR) (Pescatore et al., 1988). Costituisce la porzione basale dell'Unità Tettonica; è composta da una fitta alternanza di sottili strati di argilliti di colore variabile dal grigio al rosso e al verdastro, calcilutiti, calcareniti e calciruditi; gli affioramenti sono discontinui e con spessori limitati, ma l'unità raggiunge uno spessore complessivo di circa 300 m. Se ne distinguono tre parti: una bassa, costituita da argilliti grigio-verdi e rossastre con intercalazioni di sottili livelli di siltiti e argille bituminose associate a diaspri; una parte intermedia con argilliti scagliettate rosse con intercalazioni di strati di calcareniti e calcilutiti biancastre e rari strati di breccie; una parte

alta (spessa poche decine di metri) con presenza di argille bentonitiche (Dazzaro e Rapisardi, 1987), livelli di calcareniti giallastre con liste e noduli di selce e straterelli di quarzo areniti debolmente cementati. L'età del Flysch Rosso è compresa tra il Cretaceo e il Burdigliano 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 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 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.

Marne argillose del Toppo Capuana (TPC) (Crostellà e Vezzani, 1964). E' l'unità più elevata della successione dei terreni appenninici, ed è costituita da banchi di marne e argille marnose grigio-scure a cui si intercalano rari e sottili strati di areniti a granulometria fine, sia silicoclastici che calci clastici; poggia in contatto stratigrafico per alternanza sul Flysch di Faeto (Dazzaro e Rapisardi, 1984; Di Nocera et al., 1988; Russo, 1988; Gallicchio, 1996; Maiorano, 1998). Si presenta spesso coperta da coltri detritiche, per cui gli affioramenti sono evidenti solo in nicchie di distacco di frane, fossi, scavi e trincee. Ha uno spessore massimo di circa 200 mt. Sono depositi riferibili a bacini depocentrali marini in cui si depositavano emipelagiti e torbiditi a grana fine, alimentate sia da aree di avampaese che di catena. L'età è compresa tra il Tortoniano e il Messiniano.

La Figura 29 mostra lo schema stratigrafico e dei rapporti geometrici tra le unità descritte, insieme a quelle della Fossa Bradanica, successivamente descritte.

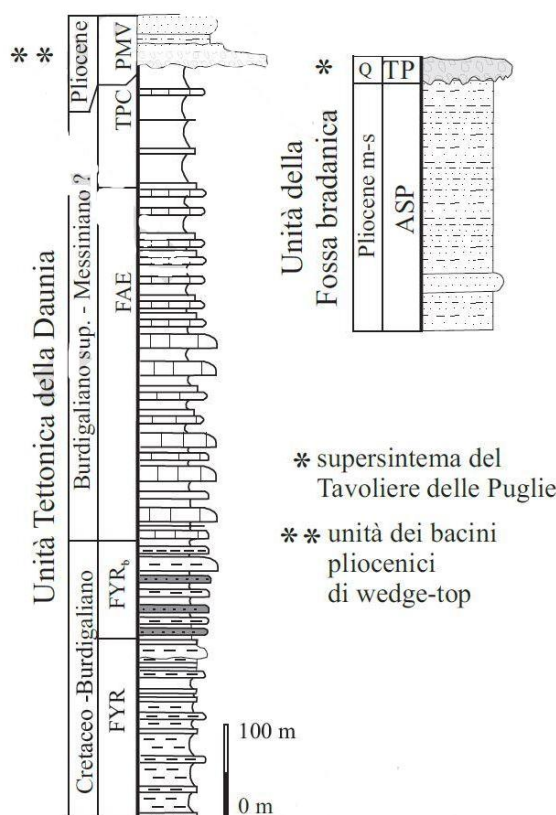


Figura 29. Schema stratigrafico e dei rapporti geometrici nell'Unità Tettonica della Daunia (colonna a sinistra) e della Fossa Bradanica (a destra). Da Note Illustrative del Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo".

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.

3.3.3 Depositi continentali

Supersintema del Tavoliere (TP; Note Illustrative del Foglio 407 “San Bartolomeo in Galdo”; Gallicchio et al., 2002). Questa unità comprende l’insieme dei depositi quaternari terrazzati che poggiano in contatto erosivo sulle Argille Subappennine. Il supersintema comprende complessivamente 6 diversi sintemi, delimitati alla base da superfici erosive disposte a quote differenti (a causa del sollevamento regionale contemporaneo alla loro deposizione), con elementi litologico-sedimentologici comuni: sono generalmente costituiti da ghiaie poligeniche ed eterometriche spesse circa 8-10 m, con clasti e blocchi anche di dimensioni metriche, con intercalazioni lenticolari di sabbie grossolane. Sono depositi attribuibili ad ambienti di conoide alluvionale da prossimale a distale. Nella parte orientale dell’area intorno a Casalvecchio di Puglia, la cartografia riporta la presenza dei sintemi seguenti: il sintema di Cava Petrilli (TVP) e il sintema di Masseria La Motticella (MLM), riferibili rispettivamente al Pleistocene medio e medio-superiore (?). Entrambi poggiano in modo non conforme sulle Argille Subappennine (il sintema di Cava Petrilli poggia localmente sul sovrascorrimento esterno affiorante poco ad est di Castelnuovo della Daunia, poco distante dall’area di Casalvecchio), sono costituiti da blocchi e ghiaie massive o stratificate carbonatiche con matrice sabbioso-argillosa, con spessore massimo di circa 10 m.

Si veda la Figura 29 per schema stratigrafico e dei rapporti geometrici.

3.3.4 Depositi alluvionali

Si rinvennero sul fondo dei principali corsi d’acqua e in conoidi presenti alla base dei rilievi appenninici tra catena e Tavoliere (b, Olocene); sono costituiti da ghiaie granulo-sostenute, in matrice sabbiosa con accenni di stratificazione o da sabbie, limi sabbiosi e argillosi laminati; lo spessore è di circa 4-6 m.

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 Casalvecchio di Puglia, 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, delle loro condizioni giaciture e strutturali (stratificazione, orientazione, fessurazione/fratturazione, presenza di pieghe e faglie); quando possibile la misura della loro giacitura è stata rilevata, insieme a documentazione fotografica e rilevamento della posizione di affioramento; attenzione è stata posta anche all'individuazione di terreni di copertura, sia antropica che naturale.

La Figura 30 mostra le ubicazioni dei principali affioramenti individuati.

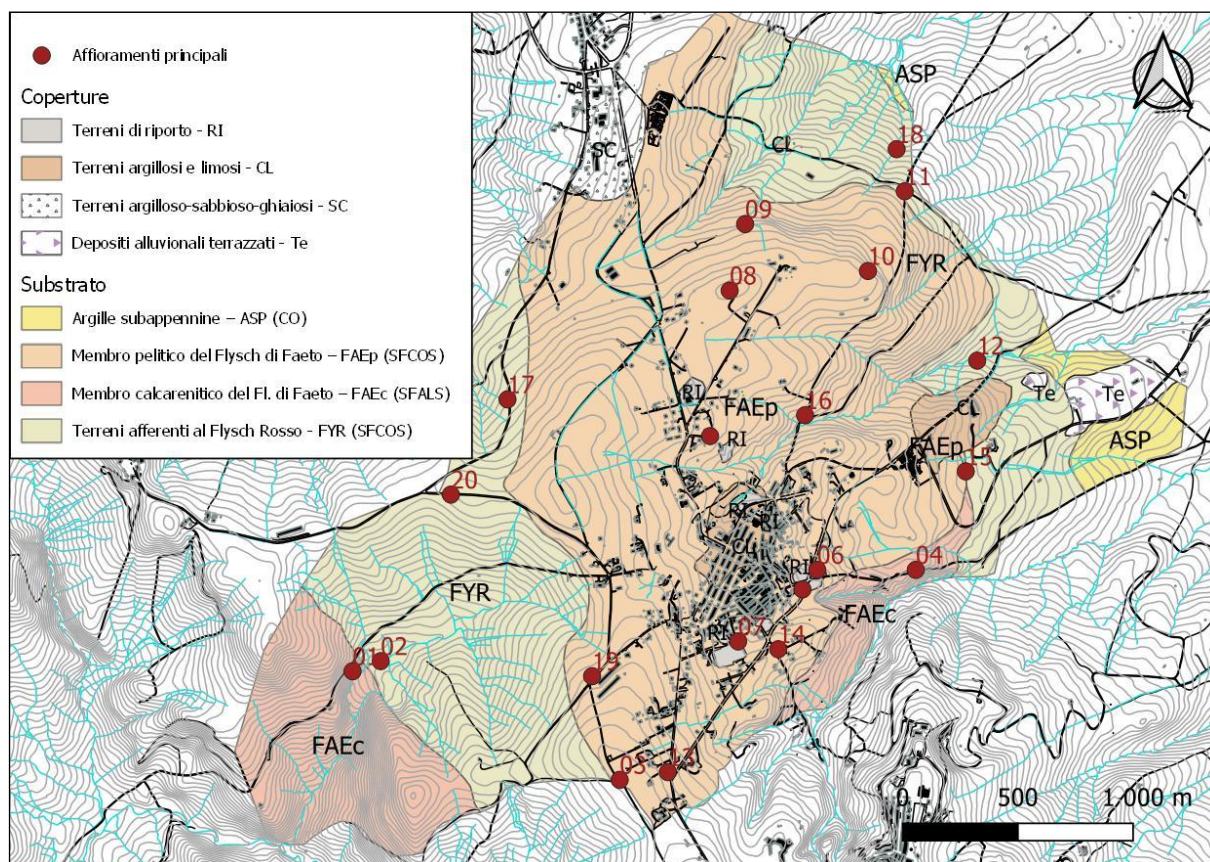


Figura 30. Distribuzione dei principali affioramenti individuati.

Qui di seguito si riportano le descrizioni degli affioramenti significativi sia del substrato geologico (raggruppati per unità litostratigrafica di appartenenza) che dei terreni di copertura, secondo la classificazione della MS1.

3.4.1 Substrato geologico

Flysch Rosso (denominato FYR nel F.407 “San Bartolomeo in Galdo” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000): l’identificazione delle litologie del Flysch Rosso è risultata particolarmente difficile. 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, la presenza di clasti e noduli litoidi selciferi sparsi e una morfologia dei terreni con pendenze blande sono gli elementi identificativi (Figura 31 e Figura 32).



Figura 31. Terreni rossi in superficie (affioramento 18).



Figura 32. Argille policrome esposte in nicchia di frana (a sinistra, affioramento 12) e caratteristiche cromatiche nei terreni (affioramento 17).

In generale le argille sono in assetto caotico a livello di affioramento, scagliettate e con sottile stratificazione a piccola scala di osservazione (Figura 33).



Figura 33. Argille scagliettate, a) affioramento 19 (in alto) e b) affioramento 12.

Anche il passaggio al sovrastante Flysch di Faeto è stato ricostruito attraverso variazioni significative nella morfologia dell'area, nelle caratteristiche cromatiche e granulometriche dei terreni osservabili in superficie, nonché a dati di sondaggio e cartografia ufficiale (Figura 34).



Figura 34. Variazioni cromatiche in superficie, affioramento 18.

Altre indicazioni della presenza del Flysch Rosso sono state ricondotte al frequente scorrimento superficiale di acqua a causa della scarsa permeabilità del litotipo. In genere sono terreni suscettibili al dissesto lento superficiale, anch'esso talora mascherato da successive lavorazioni agricole della superficie.

I sondaggi che ne testimoniano la presenza in superficie o poco al di sotto di essa sono quelli dell'area cimiteriale, di località Monte Lano e Macchia di Lenza. A titolo di esempio si mostrano le stratigrafie dei sondaggi 070104P12 e 070104P7 (Figura 35).

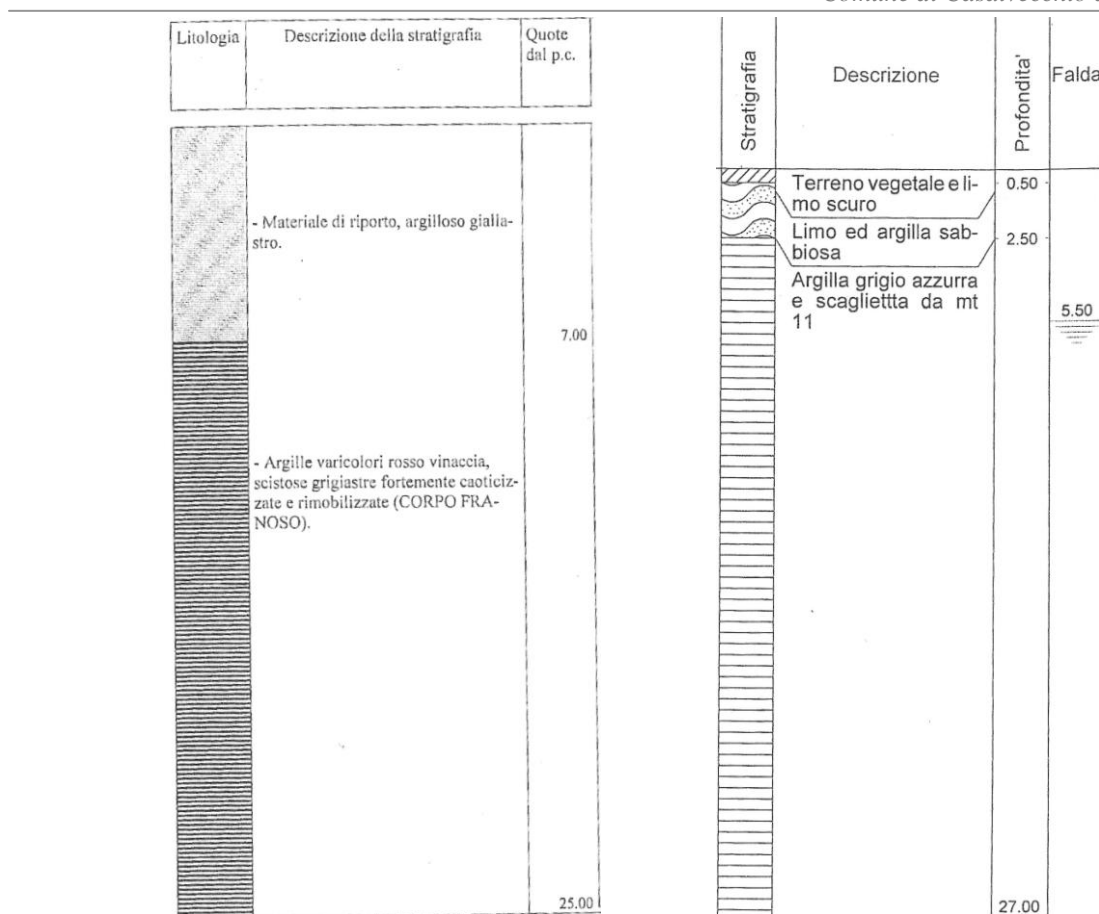


Figura 35. Sondaggi rappresentativi del Flysch Rosso: 071014P12 a sinistra e 071014P7.

La caratterizzazione geologica di tale substrato, insieme a quanto verrà successivamente riportato nei paragrafi 4.1 e 4.2, ha consentito di assegnargli il codice SFCOS.

Flysch di Faeto (FAE): gli affioramenti sono stati distinti in rappresentativi di una facies calcarenitica (qui denominata FAEc) e di una facies pelitica del flysch (qui denominata FAEp). La prima è costituita prevalentemente da strati calcareo-calcarenitici anche molto tenaci, a granulometria da grossolana a fine, di colore generalmente bianco o grigio, con spessori variabili da pochi centimetri a qualche decimetro; a luoghi è visibile una laminazione piano-parallela o incrociata; sono intervallati a spessori sottili di argille grigio-giallastre limose e sabbiose, in strati sottili. La facies pelitica è invece caratterizzata 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. Dalla Figura 36 alla Figura 42 si mostrano gli affioramenti più significativi.



Figura 36. Affioramento 01, facies calcarenitica nei pressi di Coppa Rinnegata.



Figura 37. Affioramento 04, facies calcarenitica, pressi di Fosso La Maddalena.



Figura 38. Affioramento 21, facie pelitica.



Figura 39. Affioramento 14, facies pelitica, pressi del campo sportivo.



Figura 40. Affioramento 05, facies pelitica.



Figura 41. Affioramento 08, facies pelitica.



Figura 42. Affioramento 10, facies pelitica.

Le due facies verosimilmente sono in contatto stratigrafico per alternanza, ma possono essere localmente eteropiche, in quanto entrambe (seppur) in luoghi diversi, sembrano poggiare direttamente sul Flysch Rosso; alcuni sondaggi mostrano l'alternanza tra la facies pelitica e quella calcarenitica quando entrambe le facies sono identificabili nella medesima colonna stratigrafica (massima profondità 30 m). Qui di seguito si riportano le stratigrafie di due sondaggi che mostrano tale alternanza (Figura 43).

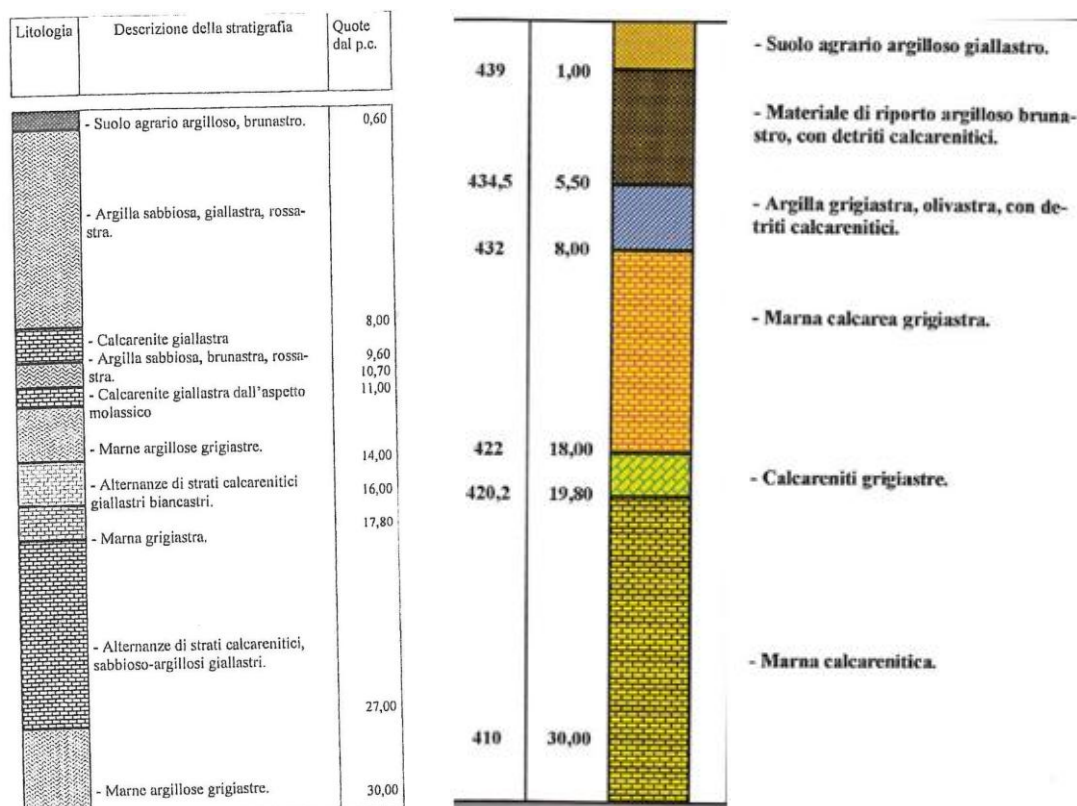


Figura 43. Possibile contatto stratigrafico per alternanza tra facies pelitica e calcarenitica (071014P10, a destra, e 071014P18).

In alcuni sondaggi è citata la presenza di intervalli bentonici, possibile testimonianza di un graduale passaggio verso l'alto dal Flysch Rosso (anch'esso caratterizzato, da letteratura, dalla presenza di argilla bentonitica nei livelli più alti); tale caratteristica è però lasciata all'interpretazione dei tecnici esecutori dei sondaggi, in quanto non è stato possibile accertarlo in campo con sola diretta osservazione visiva, né sono state reperite specifiche indagini di laboratorio condotte in tal senso.

Gli affioramenti mostrano quasi sempre segni di deformazione fragile e duttile; si presentano quasi sempre fratturati e alterati, con piegamenti dovuti causa all'intensa deformazione tettonica dell'area. Di conseguenza le giaciture sono variabili (sia in termini di orientazione che di inclinazione).

La caratterizzazione geologica di tale substrato, insieme a quanto verrà successivamente riportato nei paragrafi 4.1 e 4.2, ha consentito di assegnare il codice SFALS alla porzione calcarenitica e SFCOS a quella pelitica.

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. Solo lungo i fossi e in corrispondenza di nicchie di distacco di piccoli dissesti di versante se ne riconosce la presenza, insieme ai colori tendenzialmente più gialli del terreno in superficie e la sua granulometria più sabbiosa. L'osservazione della morfologia e del cromatismo dei terreni ha permesso di definirne i limiti su carta. La caratterizzazione geologica di tale substrato, insieme a quanto verrà successivamente riportato nei paragrafi 4.1 e 4.2, ha consentito di assegnargli il codice COS.

3.4.2 Terreni di copertura

Deposito alluvionale terrazzato (Te): si tratta di depositi terrazzati alluvionali, disposti in superfici tabulari di natura deposizionale e/o erosiva, distribuiti in diversi ordini posti a diverse altezze sugli alvei attuali. Sono riportati in carta perché acquisiti da studi pregressi, anche se non chiaramente individuabili sul campo: la copertura vegetale, sia arborea che arbustiva, insieme alla attività antropica agricola ne hanno obliterato i segni più evidenti. Da un sondaggio eseguito

in terreni simili, poco fuori l'area di interesse, risulta che la parte bassa di tali depositi è caratterizzato localmente dalla presenza di materiale limoso argilloso.

Deposito eluvio-colluviale (CL-SC): in base alle risultanze dei sondaggi eseguiti, sono state delimitate alcune aree caratterizzate dalla presenza di materiale definito nelle stratigrafie “di riporto argilloso e limoso” (CL) oppure “argilloso-sabbioso” con presenza di clasti eterogenei ed eterometrici (SC). Possono essere il risultato dell'alterazione del substrato sottostante o i resti di corpi di frana ormai oblitterati in superficie dall'urbanizzazione o dalle intense attività agricole. Gli spessori variano da 3 a 15 m circa.

Riporto antropico (RI): in numerosi punti di osservazione è stata rilevata la presenza di materiale di riporto antropico, legato a operazioni di movimentazione terra e/o al deposito di residui di materiale da costruzione. Si rinvenivano clasti e frammenti di laterizi eterometrici, immersi o mescolati a matrice a granulometria mista. Gli spessori possono essere anche prossimi alla decina di metri; si rinvenivano per lo più in prossimità dell'abitato (Figura 44).



Figura 44. Materiale di riporto antropico. Area poco a nord dell'abitato (a sinistra) e altezza del muro di contenimento del campo sportivo.

La Figura 45 mostra alcune stratigrafie di sondaggio riportanti la presenza dei depositi di copertura su descritti.

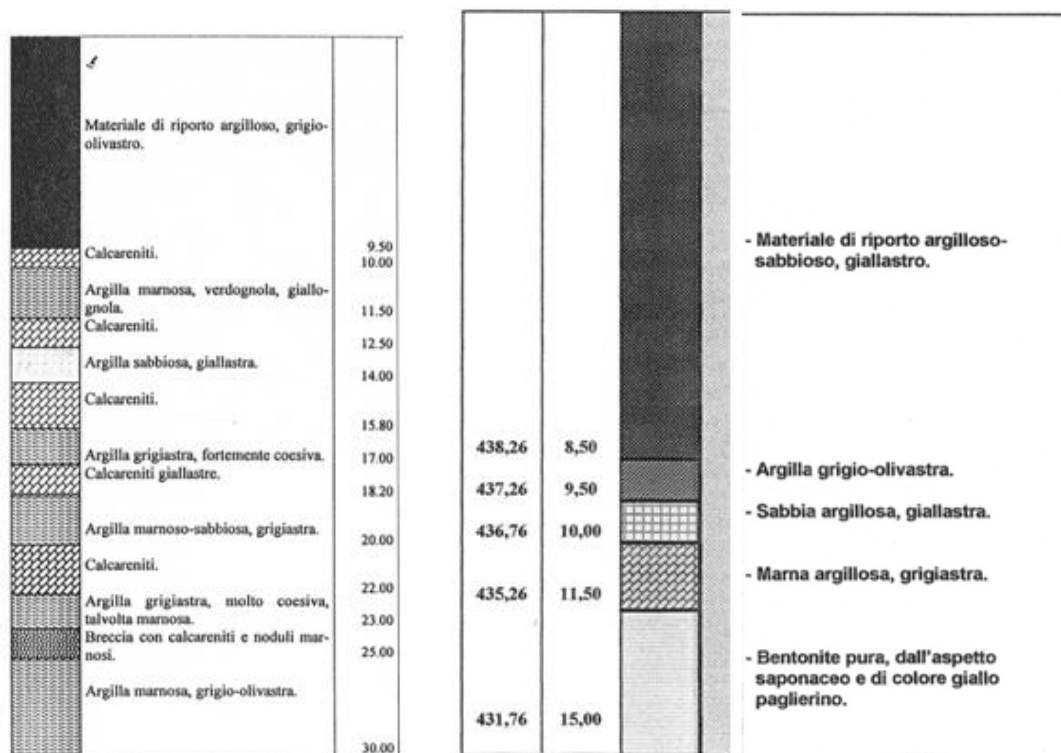


Figura 45. Stratigrafie dei sondaggi 071014P23 (a sinistra) e 071014P69.

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 nascoste dal rimodellamento legato alle attività agricole o dall'urbanizzazione dell'area. Sulle aree di potenziale affioramento dei substrati su descritti si rinvenivano dunque estese coperture costituite da tali corpi. In corrispondenza di fossi (Figura 46) e versanti è possibile osservarne composizione e spessori.



Figura 46. Deposito di frana in area di potenziale affioramento di Flysch Rosso (Macchia di Lenza).

Sono costituiti da materiale eterogeneo sia in termini granulometrici sia in termini composizionali (l'origine può essere diversa da quella di affioramento). In corrispondenza delle zone di affioramento del Flysch Rosso prevalgono le granulometrie limoso-argillose, con colori tendenti al rosso e al bruno scuro; qui sono presenti comunque clasti e blocchi del Flysch di Faeto, provenienti da aree in disfacimento a monte e trasportati da fenomeni gravitativi. Dove presente il Flysch di Faeto, la frazione limoso-sabbiosa nei terreni superficiali è maggiore, e il colore tende al beige chiaro e al giallo.

Sono poco coerenti, con struttura molto caotica a causa del trasporto gravitativo; gli spessori osservabili variano da 1 m a circa 4-5 m, ma possono essere superiori; dove il deposito non è inciso risulta difficile stimarli.

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 substrati individuati e i terreni di copertura sono rappresentati in due sezioni geologiche, di cui una normale alle strutture geologiche principali e l'altra ad essa ortogonale. Gli spessori indicati derivano prevalentemente da analisi ed interpretazioni di dati di sondaggio e di indagini sismiche di microtremiti a stazione singola (HVSr), sia pregresse che di nuova acquisizione.

La carta risultante, come evidenziato alla fine del capitolo 3.4 differisce da quelle ufficiali esistenti per: variazioni di alcuni limiti geologici, distinzione di facies pelitica e calcarenitica all'interno di una delle formazioni esistenti, esclusione di alcuni elementi tettonici non osservati. La differenza è più evidente nei confronti del Foglio 163 "Lucera", sia per la differenza di scala di rappresentazione che per differenza nella nomenclatura utilizzata: si è preferito avere a riferimento il Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo", di realizzazione più recente e a scala più grande.

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.

L'area di interesse è compresa parzialmente (parte sud) nel Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 e completamente nel Foglio 163 "Lucera" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000.

La Figura 47 e la Figura 48 mostrano la perimetrazione dell'area di Casalvecchio di Puglia rispetto ai due Fogli.

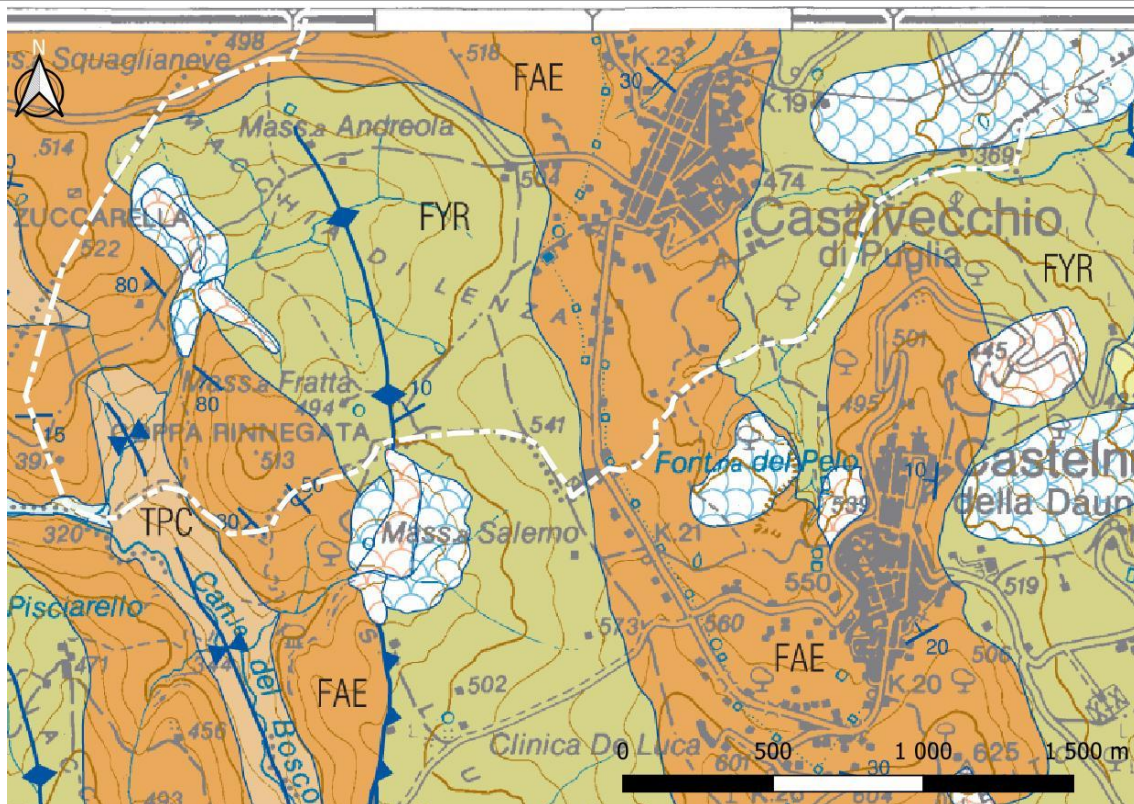


Figura 47. Foglio 407 “San Bartolomeo in Galdo”. Area di interesse di Casalvecchio di Puglia (in bianco).

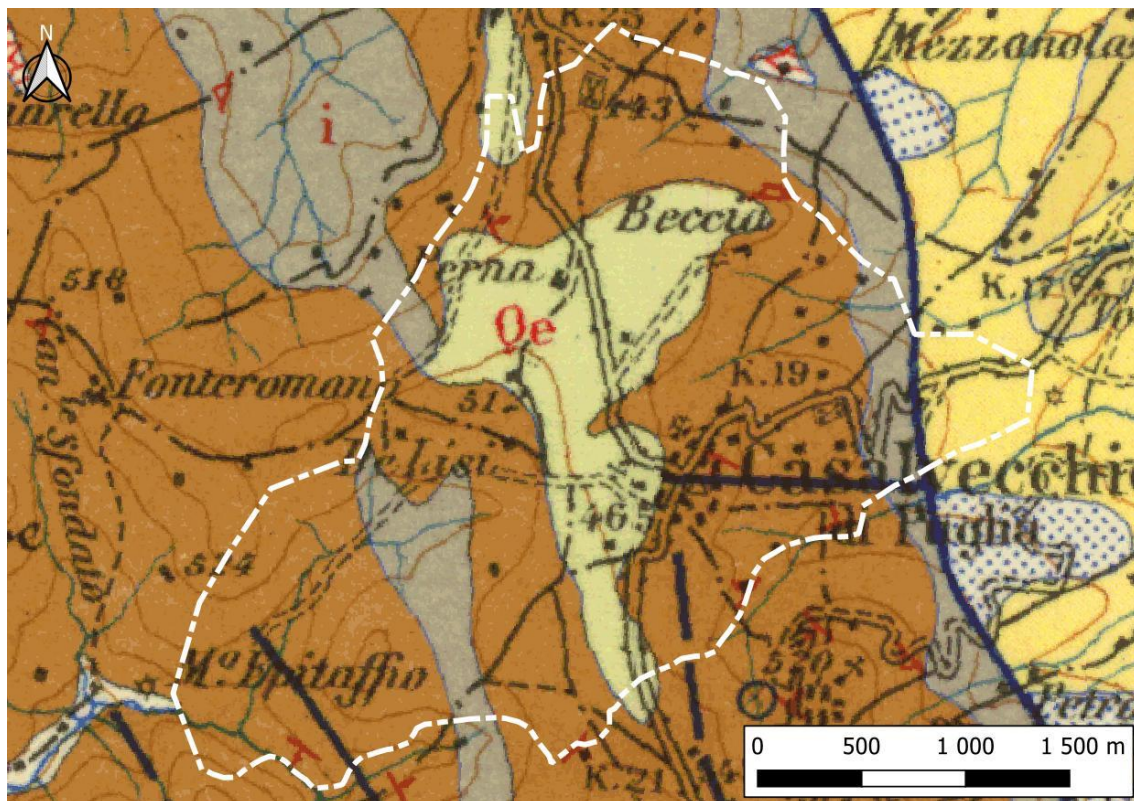


Figura 48. Foglio 163 “Lucera”. Area di interesse di Casalvecchio di Puglia (in bianco).

Con riferimento alla Figura 47, i risultati dei sopralluoghi hanno portato alla modifica di alcuni limiti geologici, alla cancellazione di alcune aree di affioramento di formazioni non osservate in campo, alla distinzione all'interno della formazione del Flysch di Faeto tra una facies pelitica e una calcarenitica. Sono state considerate valide le giaciture di strato, in considerazione del fatto che gli affioramenti non sono numerosi e che la modifica del territorio rispetto alla data di produzione della carta ne ha talvolta impedito la verifica sul campo.

La Figura 49 mostra una sovrapposizione della carta proposta con quella ufficiale, con indicazione delle principali modifiche apportate.

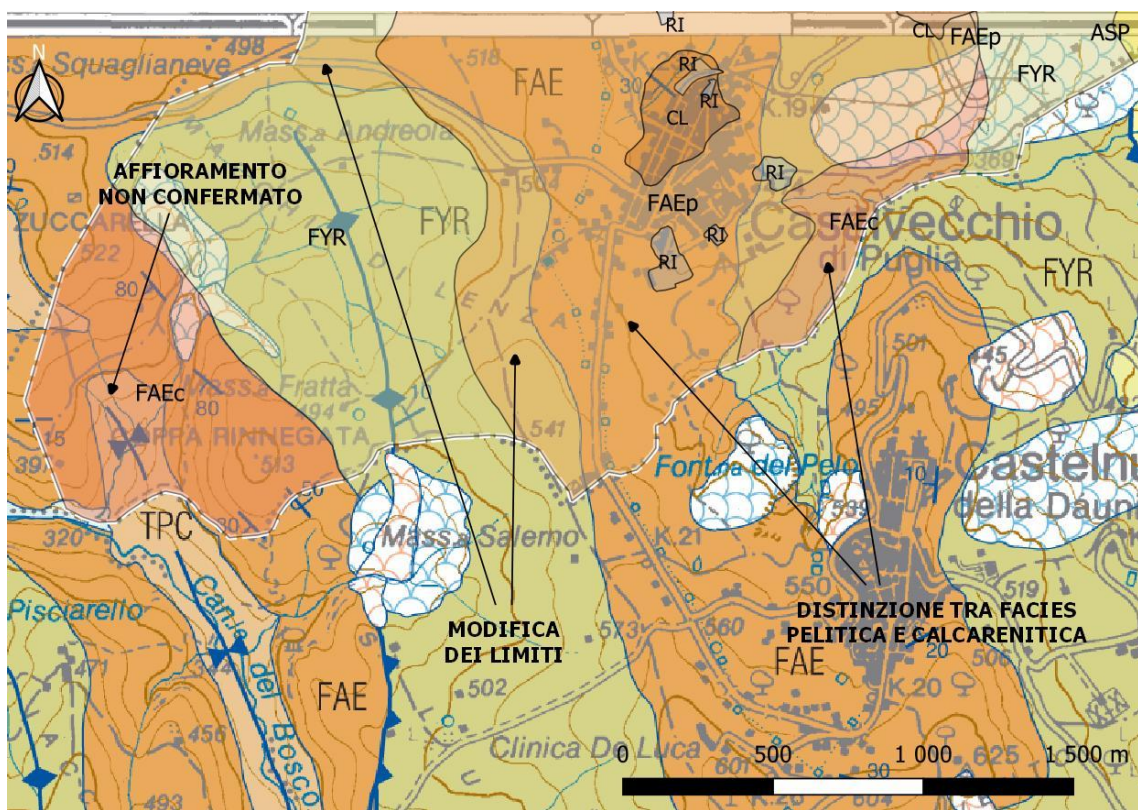


Figura 49. Sovrapposizione della carta geologica di base proposta e la carta ufficiale del Foglio 407.

Con riferimento alla Figura 48, la carta ufficiale in scala 1:100.000 riporta nomenclature e limiti ormai aggiornati da quelle utilizzate per la redazione delle carte CARG in scala 1:50.000, per cui la porzione di carta ricadente nel Foglio 163 “Lucera” è stata redatta seguendo le linee del Foglio 407 “San Bartolomeo in Galdo). Come per la carta in scala 1:50.000 sono però state mantenute le giaciture riportate.

Tra gli elementi tettonici, è stato deciso di non rappresentare una linea di faglia con direzione circa est-ovest segnalata dalla cartografia ufficiale in scala 1:100.000 perché non ne sono state

rinvenute evidenze in superficie e, inoltre, la presenza di giaciture discordanti in zona potrebbe essere legata alla presenza del corpo di frana rappresentato in carta.

E' invece indicata una faglia incerta, con cinematisimo non definito in corrispondenza del fosso il località "La Maddalena", supposta in base alle discordanze giaciture degli strati osservati su entrambi i fianchi del fosso i quali, inoltre, presentano caratteri differenti (più spessi, calcarenitici e giallastri quelli a sud, peraltro ubicati nel territorio del confinante Castelnuovo della Daunia).

Nella porzione orientale della carta, per alcuni tratti è stato ricostruito l'andamento del sovrascorrimento del fronte di catena appenninico sulle argille subappennine.

3.4.4 Nuove sezioni geologiche

Le tracce della seziona geologica A-A', è orientate circa ovest-est, 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 Casalvecchio di Puglia.

In sezione sono riportate le principali geometrie dei corpi geologici, i loro spessori desunti da prove geofisiche (HVSr) e fori di sondaggio (spinti fino a massimo 30 m dal p.c.), gli spessori delle coperture cartografabili, costituite sia da materiale di riporto antropico che da coltri limoso-argillose di alterazione del substrato sottostante.

La Figura 50 e la Figura 51 mostrano due dettagli delle sezioni A-A' e B-B', rispettivamente.

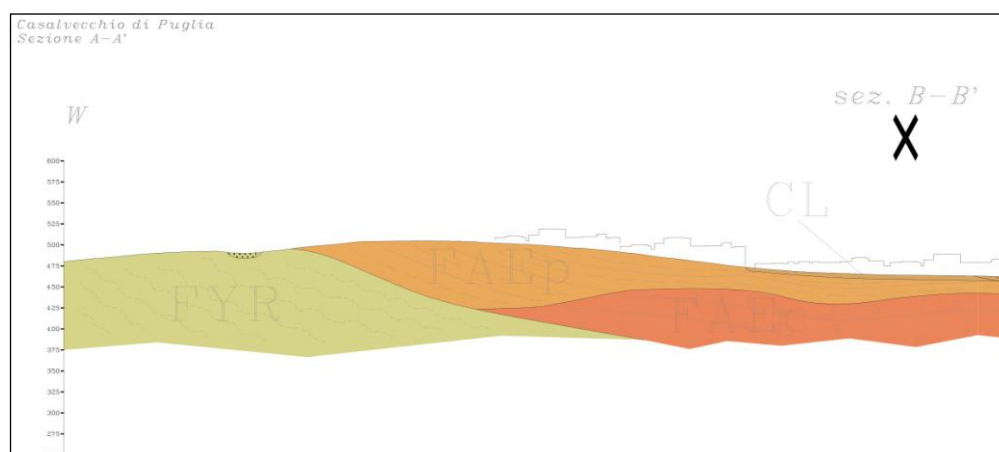


Figura 50. Dettaglio della sezione A-A'.

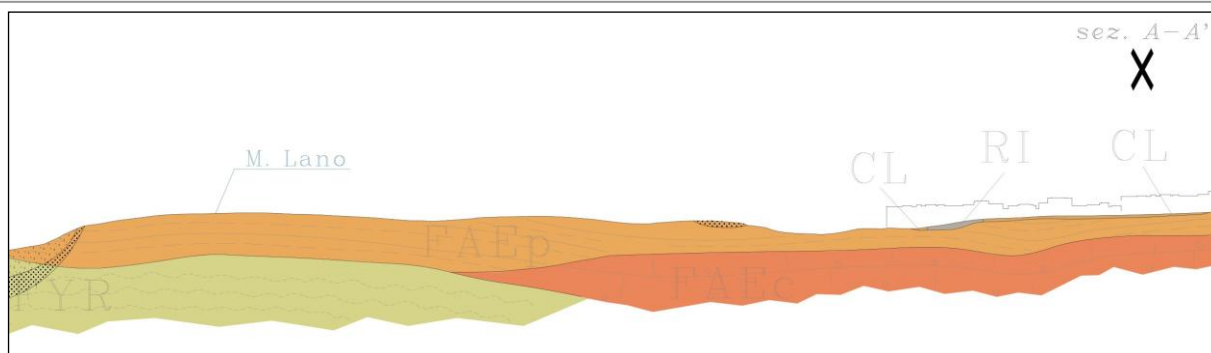


Figura 51. Dettaglio della sezione B-B'.

Tra gli elementi riportati in sezione, va specificato che il contatto tra le due facies del Flysch di Faeto è stratigrafico per alternanza, condizione ipotizzata in base alla locale posizione stratigrafica di entrambe le facies direttamente al di sopra del Flysch Rosso, e risultante da alcuni sondaggi, in cui è possibile riconoscerle entrambe. Pur risultando in superficie gli affioramenti fratturati e piegati, non è 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

L'unità permeabile nei dintorni di Casalvecchio di Puglia è il Flysch di Faeto, i cui terreni sono sede di modeste falde idriche, poco estese e spesse, che superficialmente si manifestano in sorgenti di contatto su terreni impermeabili, caratterizzate da portate basse. Sono sede di circolazione idrica sub-superficiale sia il membro calcarenitico del flysch (permeabilità di tipo primario, 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.

I terreni del Flysch Rosso possono invece essere considerati impermeabili, essendo costituiti prevalentemente da argille e argilliti; non costituiscono sede di acquifero.

Nell'area di affioramento del Flysch di Faeto, per l'alternarsi di livelli a diverso grado di permeabilità, o al contatto tra Flysch di Faeto e Flysch Rosso si rinvencono alcune sorgenti (Figura 52), individuate anche dalla presenza di opere di captazione (fontane).

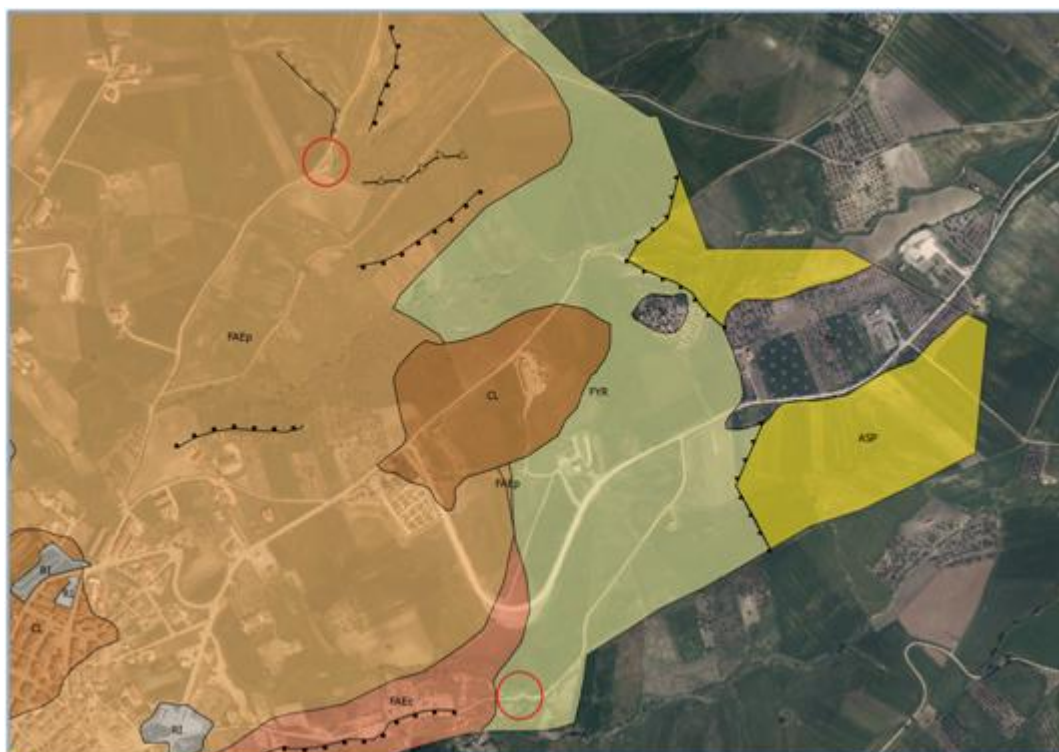


Figura 52. Sorgenti/fontane individuate (in rosso).

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 di sondaggio 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.

Raggruppando le perforazioni in base alla loro ubicazione, si possono distinguere 4 zone per le quali si possono fornire informazioni; qui di seguito si riportano sinteticamente:

- Località Macchia di Lenza (zona a sud-ovest dell'abitato). Quattro sondaggi eseguiti: 071014P17-18-19-20). In nessuno di essi è stata registrata la presenza di acqua. Questa

situazione è giustificata dal fatto che i primi tre sono stati terebrati in roccia calcarenitica permeabile per fratturazione, per cui è lecito pensare che il livello freatico sia più profondo della lunghezza dei sondaggi (30 m dal p.c.); inoltre il sondaggio 071014P20 intercetta i terreni argillosi praticamente impermeabili attribuiti al Flysch Rosso.

- Località Monte Lano e Ciampanella (zona a nord dell'abitato). Quattro sondaggi eseguiti: 071014P9-10-11-12 in località Monte Lano e 071014P36-37-38-39-40-41-68-69 in località Santa Lucia). Anche in questo caso in nessuno dei sondaggi è stata registrata la presenza di acqua). Sono sondaggi che attraversano i terreni argillosi della porzione pelitica del Flysch di Faeto e del Flysch Rosso.
- Centro abitato. Undici sondaggi eseguiti: 07141P13-14-15-16-21-22-23-24-25-34-35). Sono sondaggi che attraversano i terreni argillosi della porzione pelitica del Flysch di Faeto, intercettando spessori superficiali di coperture limoso-argillose e di riporto antropico (spessori compresi tra 3 e 11 m circa). Nei sondaggi 07141P13-14-15-16-21 si rileva la presenza di acqua a profondità comprese tra 4 e 10 m circa dal boccapozzo. La loro ubicazione è nella parte centro meridionale dell'abitato.
- Cimitero (zona ad est del centro abitato). Tredici sondaggi eseguiti: 07141P1-2-3-4-5-6-7-28-29-30-31-33-33). Nei sondaggi 07141P5-6-7-28-29-30 si rileva la presenza di acqua a profondità comprese tra 0.5 e 8.5 m circa dal boccapozzo.

L'incertezza nelle misure e la loro discontinuità non consentono tuttavia di definire 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 artesiani (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 53). 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 1980, 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, abbiano consentito un quadro sempre più completo sui rapporti geodinamici e la successiva evoluzione tettonica, tutt'ora 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 54).

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.

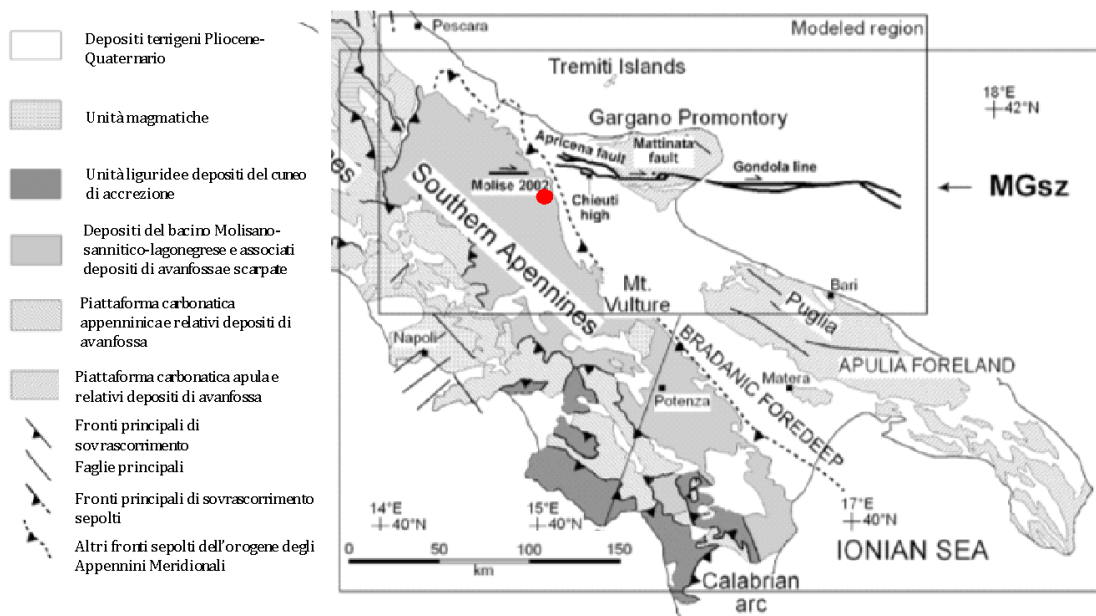


Figura 53. Principali elementi tettonici e unità dell'Appennino Meridionale a scala regionale, dell'area oggetto di studio, indicata con punto rosso (da Di Bucci et al. 2006, modificato).

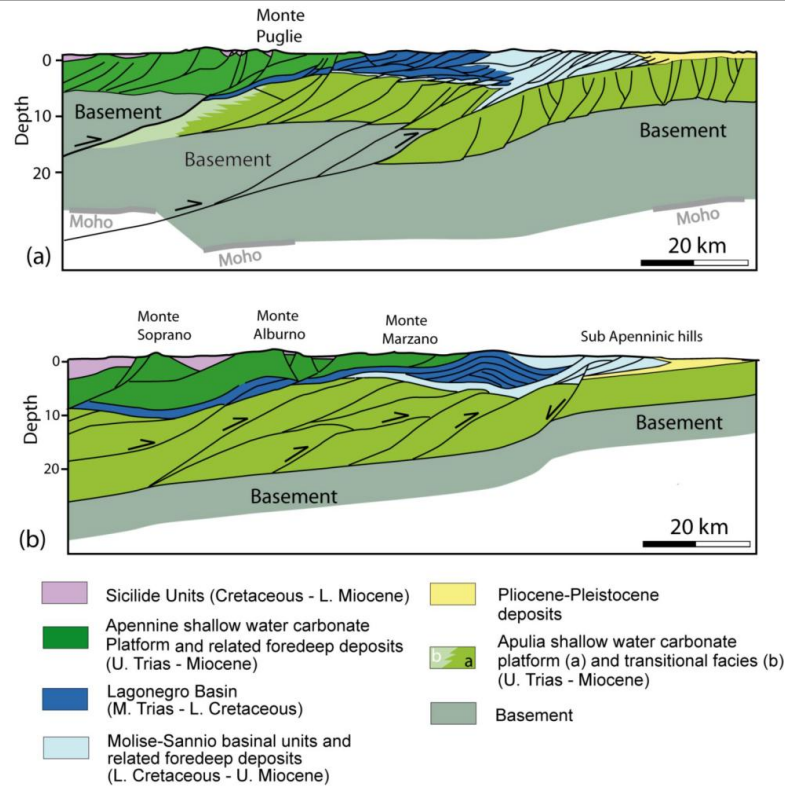


Figura 54. Schema delle differenti interpretazioni esistenti sull'assetto strutturale profondo dell'Appennino Meridionale , con coinvolgimento del basamento cristallino (a) nel processo di deformazione orogenica, o solo della coltre più superficiale deformata (b). Tratto da Scrocca (2010).

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 Tedide, (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'avampese, 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 avampese (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).

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 e riporto 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, dei principali Enti Attuatori e/o beneficiari delle opere oggetto di progettazione (Comune, Provincia, Regione). All'interno delle relazioni geologiche e geotecniche dei progetti acquisiti, sono stati considerati nel presente lavoro 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 2, 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 2. 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 DI ATTERBERG	GRANULOM.	TAGLIO DIRETTO	RESIDUO TAGLIO DIRETTO	TRX_UU	EDM	ELL
071014P1 - C1	3.25 m	X	X	X	X				X
071014P1 - C2	9.25 m	X	X	X	X				X
071014P1 - C3	13.75 m	X	X	X	X				X
071014P10 - C1	3.2 m	X	X	X	X			X	X
071014P10 - C2	6.15 m	X	X	X	X			X	X
071014P10 - C3	10.65 m	X	X	X	X			X	X
071014P11 - C1	3.25 m	X	X	X	X			X	X
071014P11 - C2	6.25 m	X	X	X	X			X	X
071014P11 - C3	9.1 m	X	X	X	X			X	
071014P12 - C1	3.25 m	X	X	X	X			X	X
071014P12 - C2	9.65 m	X	X	X	X			X	
071014P16 - C1	5.25 m	X	X	X	X				X
071014P16 - C2	11.75 m	X	X	X	X				X
071014P17 - C1	7 m	X	X	X	X				X
071014P19 - C4	21 m	X							X
071014P19 - C2	10 m	X	X	X	X				
071014P19 - C4	27 m	X							X

071014P2 - C1	5.25 m	X	X	X	X				
071014P2 - C2	10.25 m	X	X	X					
071014P20 - C1	5.25 m	X	X	X	X	X			X
071014P20 - C2	13.75 m	X	X	X	X	X			X
071014P20 - C3	18.25 m	X	X	X	X	X			X
071014P21 - C1	10.25 m	X	X	X					
071014P22 - C1	16.5 m	X			X				
071014P22 - C2	25 m	X	X	X	X				
071014P22 - C3	28 m	X			X				
071014P23 - C3	26 m	X	X	X	X				
071014P24 - C1	8 m	X			X				
071014P3 - C1	3.25 m	X	X	X	X	X		X	
071014P3 - C2	16.25 m	X	X	X				X	X
071014P34 - C1	8 m	X	X	X					
071014P34 - C2	15 m	X	X	X					
071014P4 - C1	4.25 m	X	X	X	X	X	X	X	
071014P4 - C2	8.25 m	X	X	X	X	X			X
071014P4 - C3	15.25 m	X	X	X	X				X
071014P4 - C4	20.25 m	X	X	X	X				X
071014P4 - C5	23.75 m	X	X	X					X
071014P5 - C1	4.25 m	X	X	X					X
071014P5 - C2	6.25 m	X	X	X	X				
071014P6 - C1	2.75 m	X	X	X	X				
071014P6 - C2	9.75 m	X	X	X					X
071014P7 - C1	1.95 m	X	X	X	X				
071014P7 - C2	24.75 m	X	X	X					X
071014P8 - C1	5.25 m	X	X	X	X			X	
071014P8 - C2	14.25 m	X	X	X	X			X	
071014P8 - C3	20.25 m	X	X	X	X			X	
071014P9 - C1	5.75 m	X	X	X	X			X	X
071014P9 - C2	10.1 m	X	X	X	X			X	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 48 campioni indisturbati di laboratorio, prelevati da 21 sondaggi, ubicati come nell’elaborato “Carta delle Indagini”. Di seguito, si riportano inoltre la ragione sociale dei laboratori di analisi coinvolti, ed il periodo di riferimento (Tabella 3):

Tabella 3 Anagrafica dei Laboratori geotecnici di analisi, i cui risultati sono parte dell'interpretazione geotecnica delle unità geologico-tecniche.

ID SONDAGGIO	Anno	Laboratorio di Analisi	Anagrafica Laboratorio
071017P1	2019	GEOPROVE s.r.l.	Via II Giugno, 2, 73049 Ruffano LE
071014P9, 071014P10, 071014P11, 071014P12	2008	Geo S.r.l.	Via Dei Gladioli - 70026 Modugno (BA)
071014P8	2007		
071014P16	2017	Geo Consul s.a.s.	Via Montegrappa 79 – 71121 Foggia (FG)
071014P2, 071014P3, 071014P4	2012		
071014P20	2017		
071014P21	2007		
071014P17, 071014P19	2000	Lab. Geot. Dott.ssa Michela De Salvia	Via F. Cardillo – 71038 Pietramontecorvino (FG)
071014P22, 071014P23, 071014P24	2000		
071014P34	2003		
071014P5, 071014P6, 071014P7	2008	GEOTEST s.a.s.	Corso Montella, 43, 82011 Airola BN

Riguardo alle prove geotecniche di sito, tra cui si annoverano principalmente le prove SPT (Standard Penetration Test), 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 cap. 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 al più provenienti da comuni limitrofi, o da accreditata letteratura scientifica.

4.2 Dati geofisici pregressi

I dati geofisici recuperati dalla letteratura e considerati attendibili per la stima delle velocità delle onde s delle litologie presenti sono rappresentati da:

- 2 Down-Hole (071014P2-071014P10);
- 2 indagini di sismica tipo MASW (071014L3 e 071014L4);
- 3 indagini di sismica tipo Re.Mi. (071014L1, 071014L2 e 071014L5);
- 3 profili di sismica a rifrazione in onde P (071014L1-071014L2-071014L5);
- 4 indagini HVSR (071014P67-071014P65-071014P66-071014P42).

Di seguito si riportano le risultanze delle suddette indagini e si rimanda ai relativi allegati per una visione di dettaglio della modalità di realizzazione e di elaborazione delle diverse prove.

Le indagini tipo Down-Hole, sono state rielaborate a partire dai tempi di arrivo corretti definiti nei relativi report. La prova 071041P10 ha consentito di stimare le velocità del FAEp (Figura 55) mentre la prova 071041P2 ha consentito di stimare le velocità del CL e del FYR (Figura 56).

In merito al FYR è opportuno sottolineare che la prova sismica in foro e le indagini MASW riportate di seguito (Figura 63 e Figura 64) hanno stimato, molto probabilmente, la velocità della parte più superficiale e/o più pelitica di tale litologia. Da letteratura, le velocità delle onde s correlate al FYR sono anche maggiori di 800 m/s. A mero titolo di esempio si riporta in Figura 57 e in Figura 58 la prova MASW eseguita a Casalnuovo Monterotaro. Con l'ausilio di quanto definito nella stratigrafia di un sondaggio geognostico eseguito a ridosso di tale indagine (Figura 57), è stato possibile sia discriminare il deposito di copertura, indicato come SC e di spessore pari 8 m (Figura 58) che poggia sul FAEp. Gli ultimi metri del sondaggio discriminano la presenza di marne argillose correlabili al FYR a cui sono associate velocità maggiori di 800 m/s molto diverse da quanto discriminato dalle elaborazioni delle prove 071041P2, 071041L1 ed 071041L5 eseguite sempre sulla stessa litologia. Potrebbe trattarsi della componente più calcarenitica del FYR (il sondaggio geognostico si arresta a 20 m per cui non ci sono informazioni che possono confermarlo) oppure ad un semplice aumento della velocità con la profondità della stessa formazione. **La stima della velocità delle onde S da assegnare al FYR resta un problema aperto da approfondire nei livelli successivi di studio.** Come meglio definito successivamente, al FYR presente al di sotto del FAEc è stata correlata una velocità delle onde S maggiore di 800 m/s compatibile con quella del FAEc.

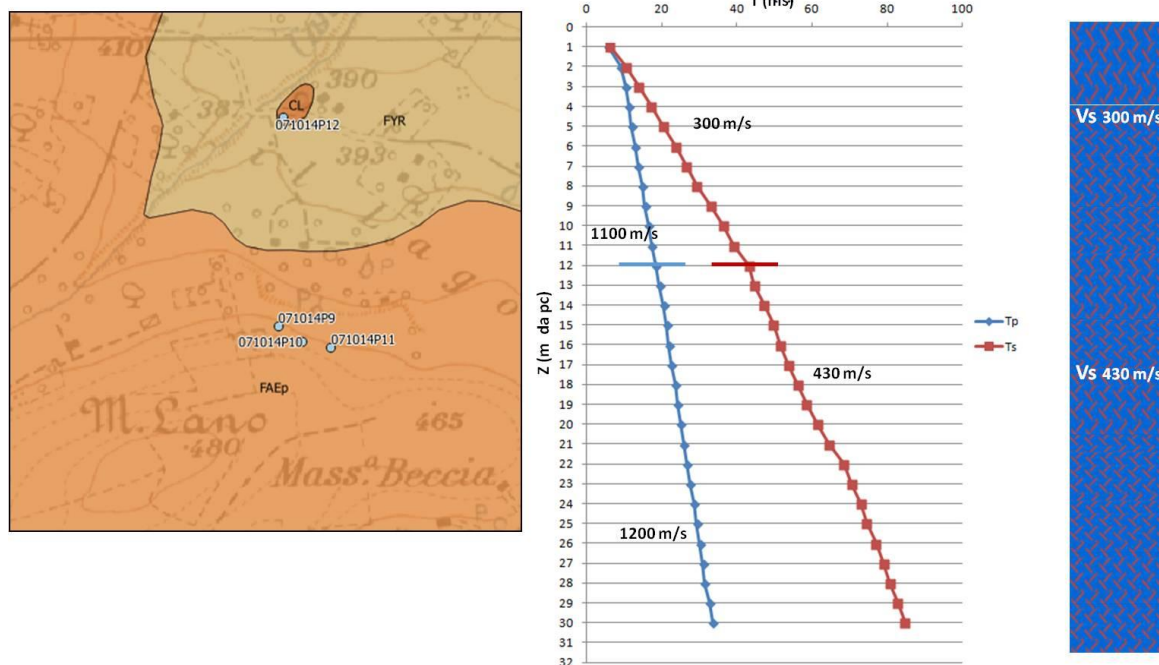


Figura 55: Ubicazione ed elaborazione della prova Down-Hole 071014P10. L'ubicazione è sullo stralcio della carta geologica dove FAEp indica il Faeto pelitico (SFCOS), FYR indica il Flysch rosso (SFCOS) e CL sono i depositi di copertura. Le velocità delle onde P ed S riportate sul grafico sono relative al FAEp.

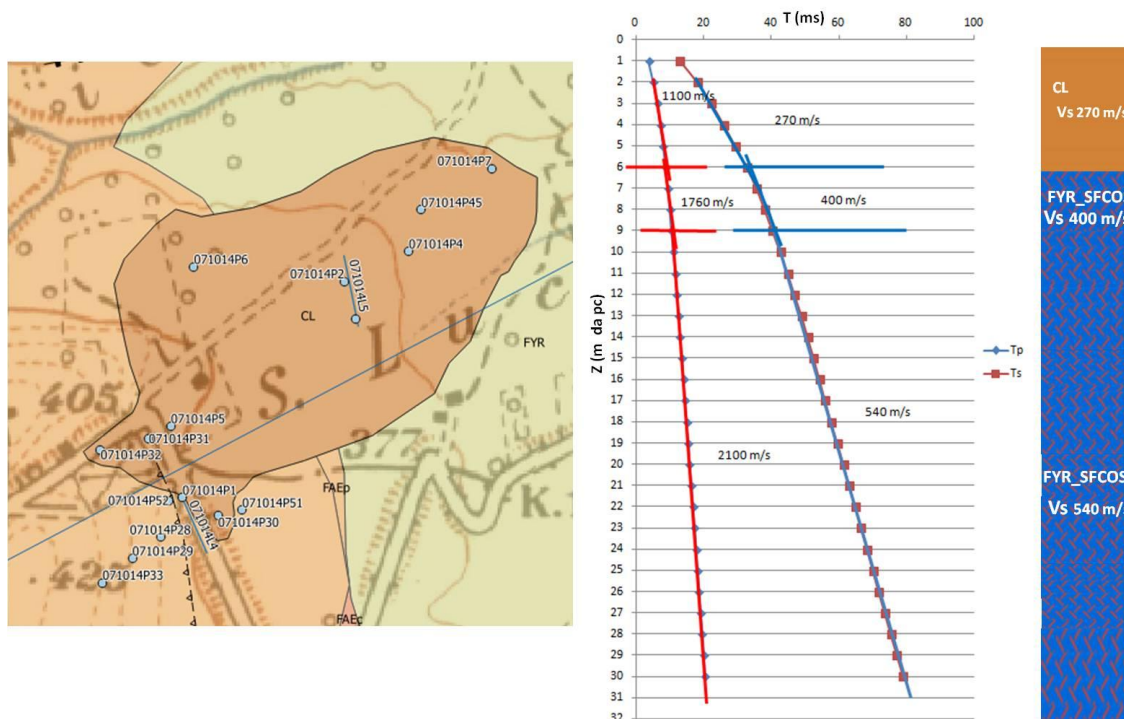


Figura 56: Ubicazione ed elaborazione della prova Down-Hole 071014P2. L'ubicazione è sullo stralcio della carta geologica dove FAEp indica il Faeto pelitico (SFCOS), FYR indica il Flysch rosso (SFCOS), FAEc indica il Faeto calcarenitico (SFALS) e con CL sono indicati i depositi di copertura. Le velocità delle onde P ed S riportate sul grafico sono relative al CL (fino alla profondità di 6 m) e FYR (da 6 m fino a 32 m).

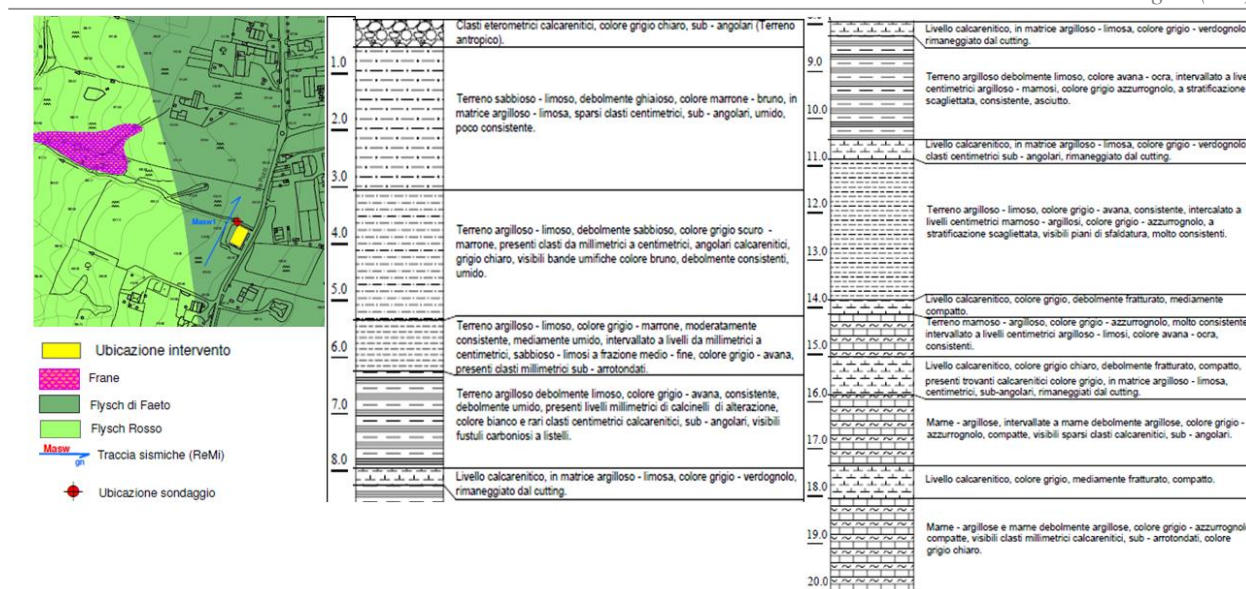


Figura 57: Ubicazione della MASW e del sondaggio geognostico con relativa colonna stratigrafica di dettaglio (da L. Grosso, 2009: Relazione geologica relativa ai lavori di riparazione e ripristino del mattatoio comunale di Casalnuovo Monterotaro).

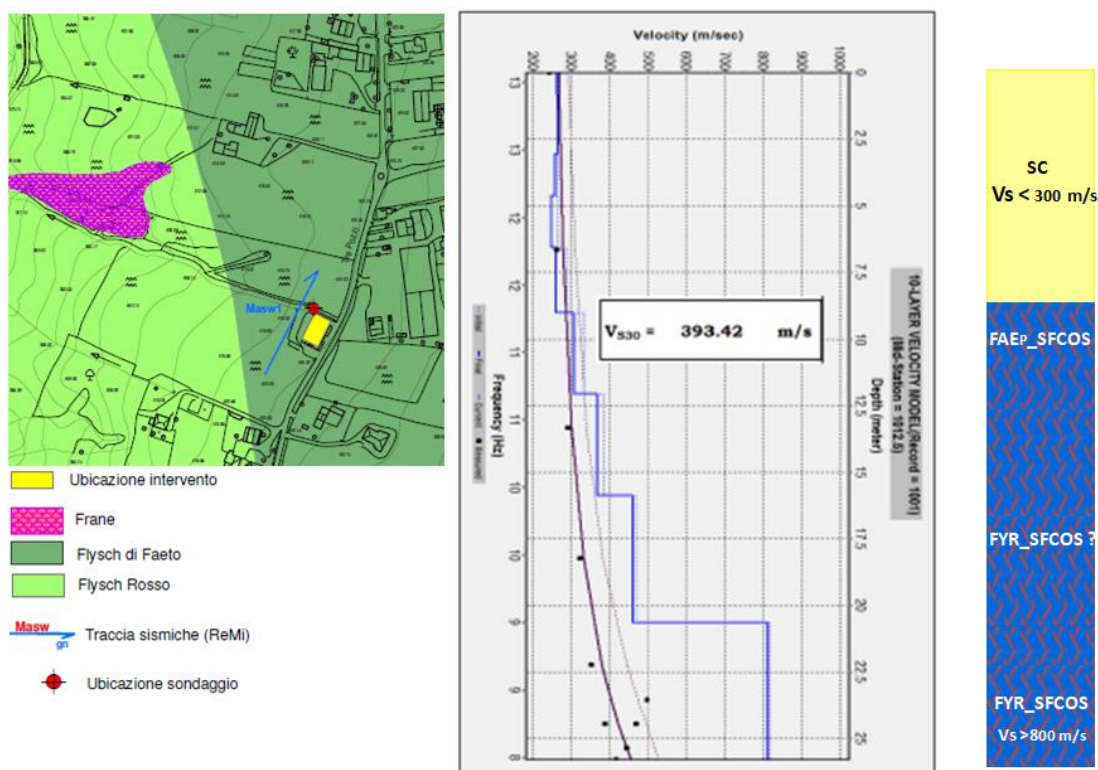


Figura 58: Ubicazione ed elaborazione della indagine MASW. Il profilo sismico del terreno ha consentito di definire le velocità delle unità litotecniche discriminate nella parte dx della figura (da L. Grosso, 2009. Relazione geologica relativa ai lavori di riparazione e ripristino del mattatoio comunale di Casalnuovo Monterotaro).

Le indagini tipo MASW sono state eseguite a ridosso del cimitero (Figura 59) e in Largo Oldebran (Figura 60) consentendo di stimare, rispettivamente, le velocità delle onde S e gli

spessori relativi a CL, FAEp e FAEc. Rimandando alle relative relazioni specialistiche, contenute nel database informatico, per una visione di dettaglio delle due prove e la relativa modalità di esecuzione, in Figura 59 e in Figura 60, sono rappresentati schematicamente i risultati delle elaborazioni e la stratigrafia sismica distinta per unità litotecnica.

A supporto della stima delle velocità del FAEp e del FAEc, in Figura 61 si riportano schematicamente i risultati delle prove di sismica a rifrazione in onde P ed S eseguite per la realizzazione del parco termale a Castelnuovo della Daunia (Geol. Locorotolo, Novembre 2003). Nella stessa figura si riportano le velocità delle onde P ed S discriminate su ciascun stendimento e una tabella di sintesi in cui sono indicati gli spessori medi e le velocità medie distinte per unità litotecniche.

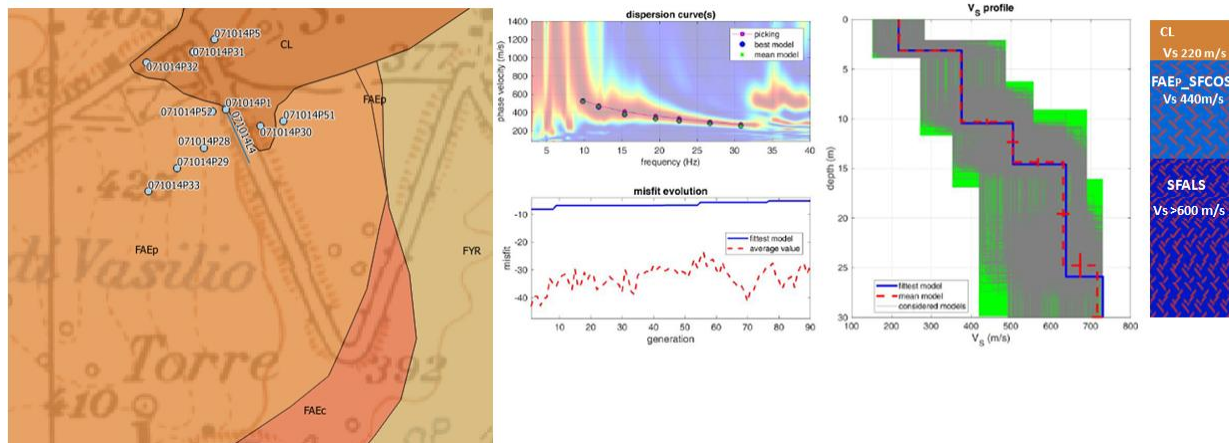


Figura 59: Ubicazione dell'indagine MASW 071014L4 con relativa elaborazione e sintesi schematica delle velocità delle onde S distinte per unità litotecniche.

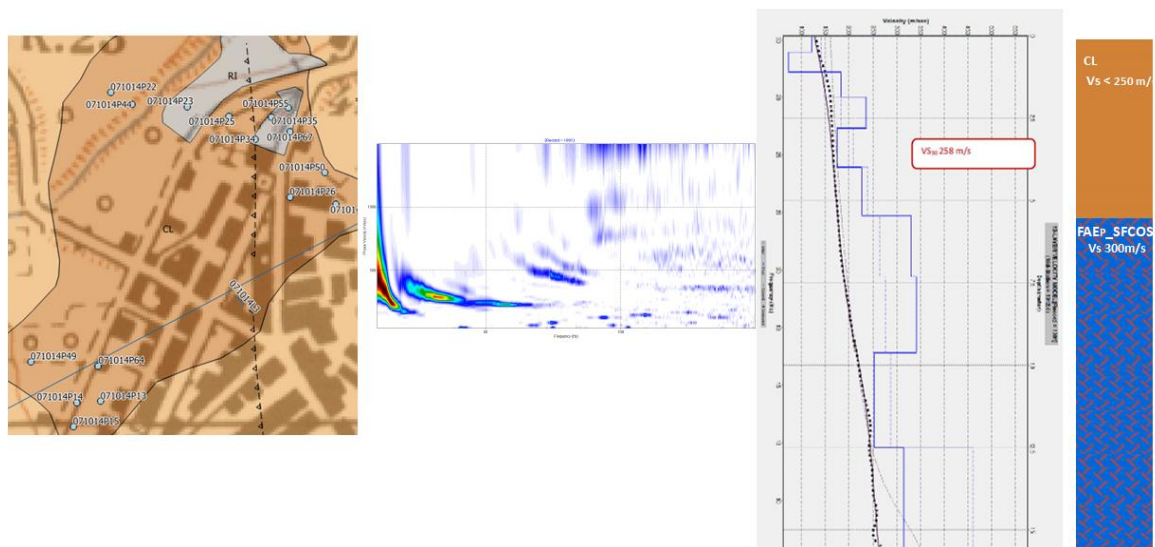


Figura 60: Ubicazione dell'indagine MASW 071014L3 con relativa elaborazione e sintesi schematica delle velocità delle onde S distinte per unità litotecniche.

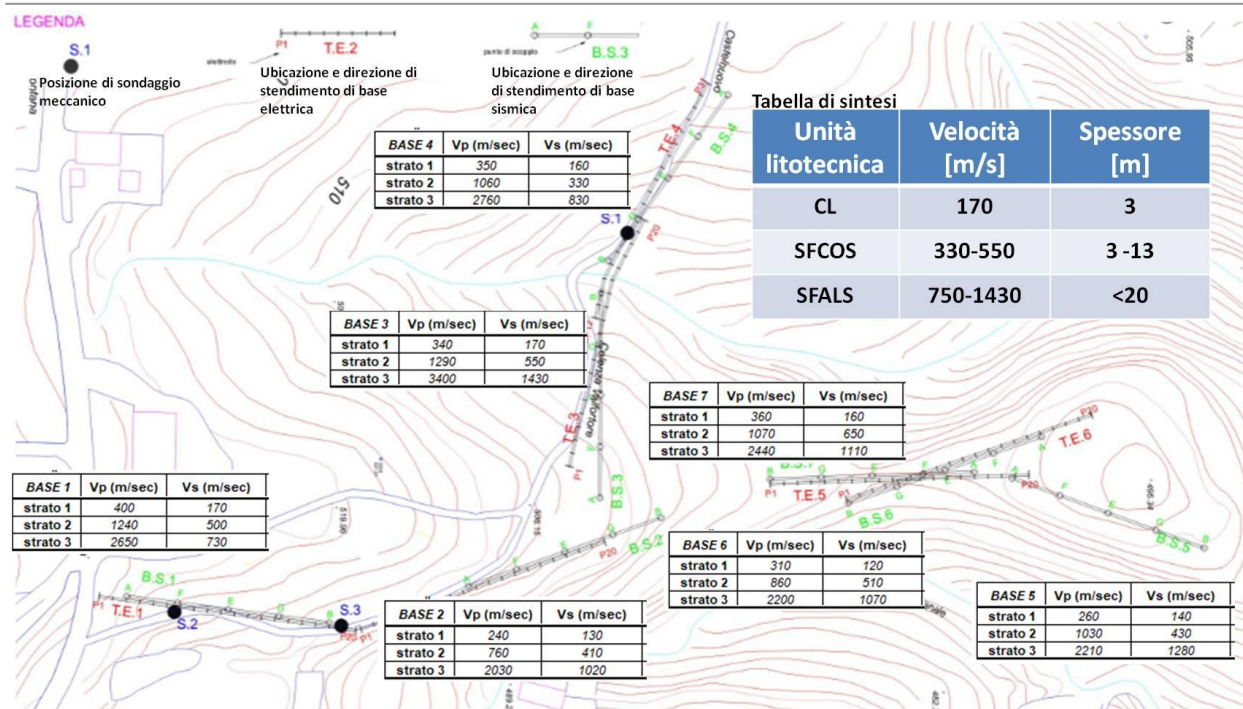


Figura 61. Ubicazione e sintesi dei modelli di velocità relativi alle indagini di sismica a rifrazione in onde P ed S eseguite per la realizzazione di un parco termale a Castelnuovo della Daunia. Sono rappresentate tutte le velocità discriminate su ciascun profilo e nella tabella riassuntiva è stimata la velocità media e gli spessori delle diverse unità litotecniche ricostruite. (Tratto dalla “Relazione geologica per la realizzazione di un Parco Termale previsto in agro a Castelnuovo della Daunia redatta dal Geol. Giuseppe Locorotolo, Novembre 2003)

Per quanto relativo alle indagini di sismica a rifrazione in onde P e in onde S, le stesse sono state eseguite a ridosso della scuola De Rada (071014L2), al cimitero (071014L5) e a Macchia di Lenza (071014L1). Sugli stessi stendimenti sono state eseguite anche acquisizioni di sismica passiva tipo Re.Mi. Rimandando alle relative relazioni specialistiche, contenute nel database informatico, per una visione di dettaglio della modalità di acquisizione e di elaborazione delle indagini, in Figura 62, in Figura 63 e in sono riportate le ubicazioni su uno stralcio della carta geolitologica, l’elaborazione delle prove e la ricostruzione della stratigrafia sismica con individuazione delle diverse unità litotecniche in funzione delle velocità stimate.

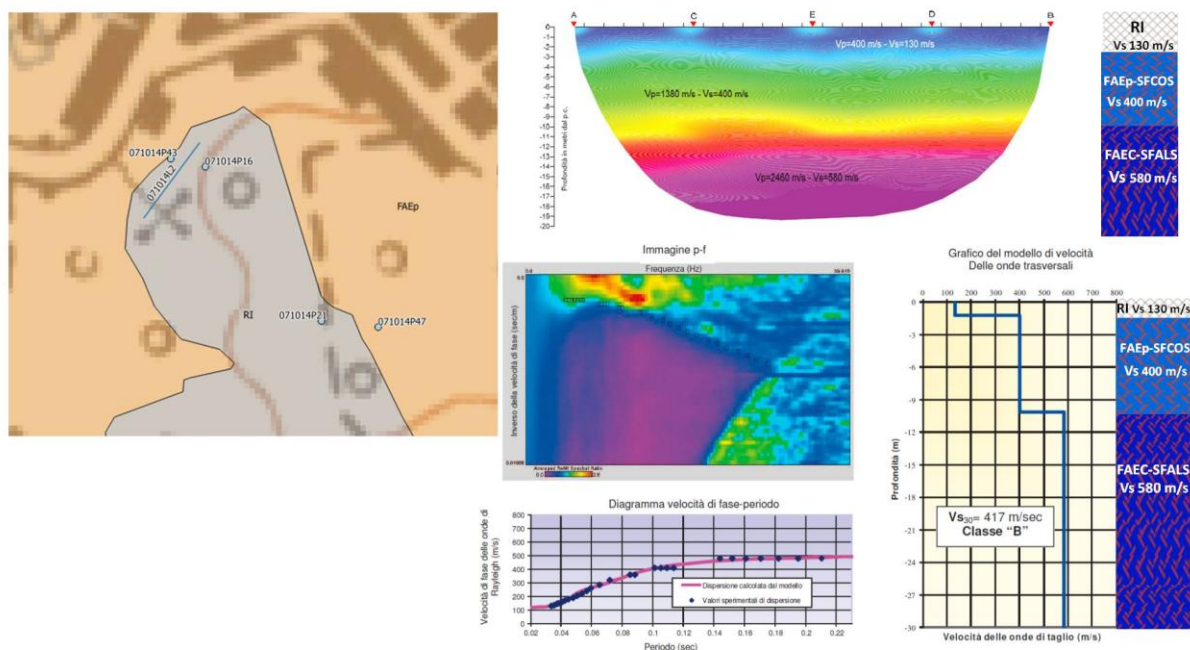


Figura 62. Ubicazione dell'indagine di sismica a rifrazione 071014L2 sul quale è stata eseguita anche una acquisizione di sismica passiva tipo Re.Mi. Elaborazione e sintesi schematica delle velocità delle onde S distinte per unità litotecnica.

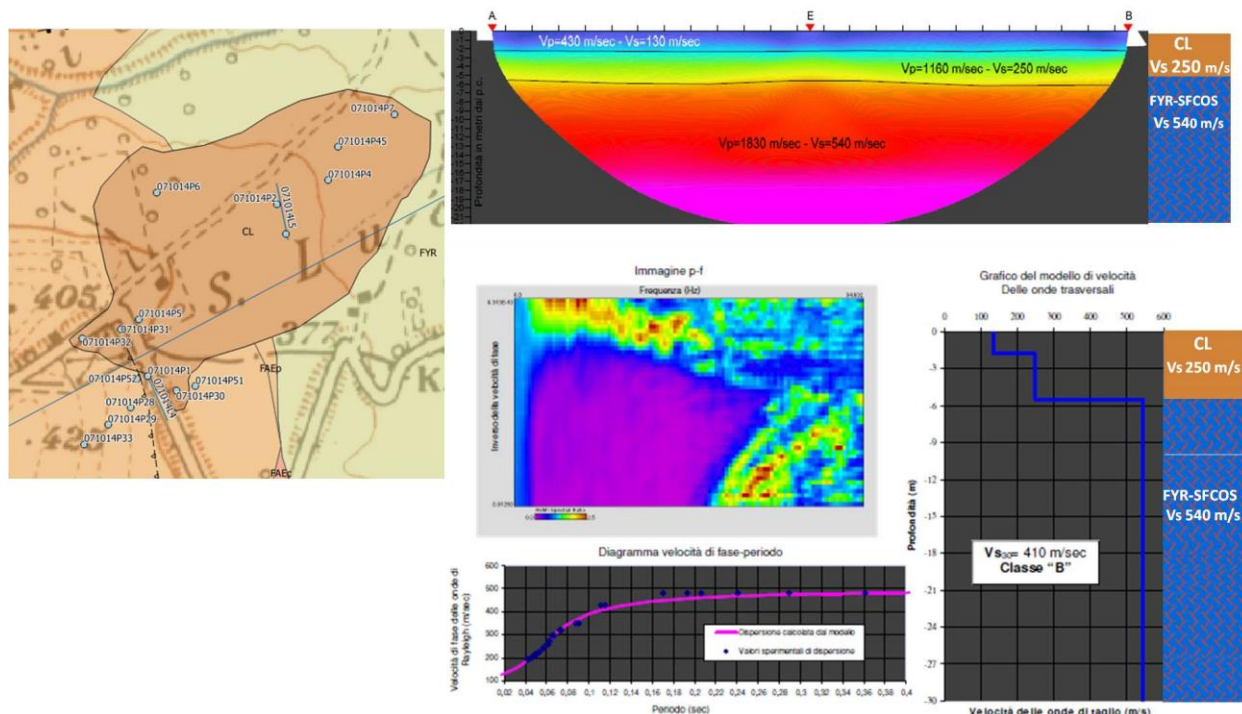


Figura 63. Ubicazione dell'indagine di sismica a rifrazione 071014L5 sul quale è stata eseguita anche una acquisizione di sismica passiva tipo Re.Mi. Elaborazione e sintesi schematica delle velocità delle onde S distinte per unità litotecnica.

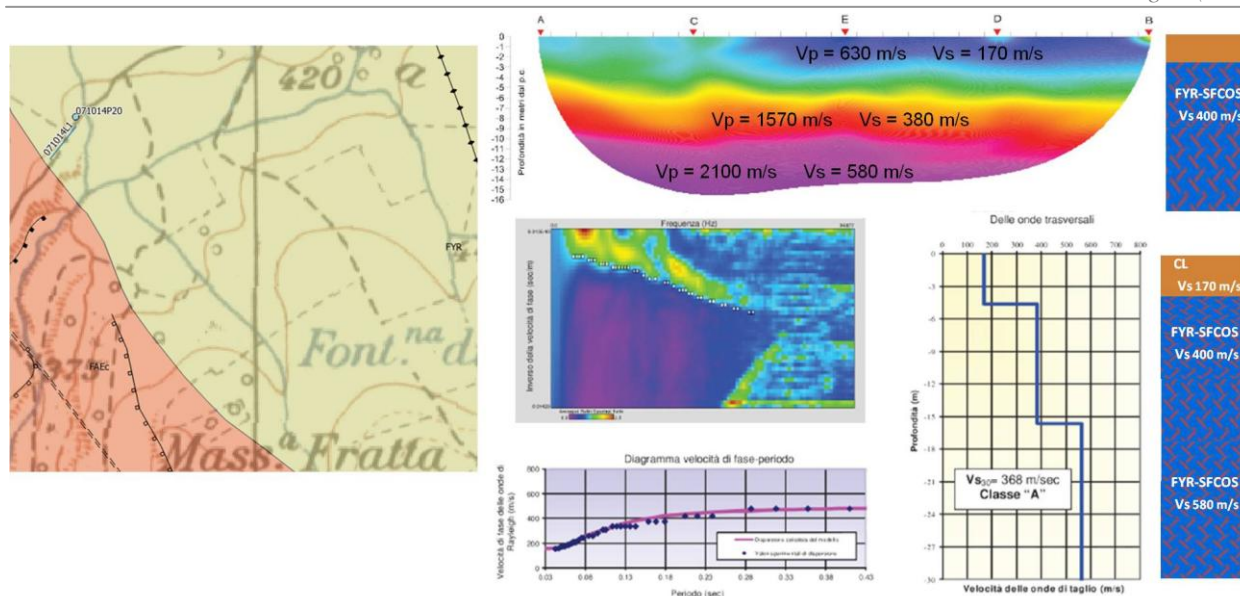


Figura 64. Ubicazione dell'indagine di sismica a rifrazione 071014L1 sul quale è stata eseguita anche una acquisizione di sismica passiva tipo Re.Mi. Elaborazione e sintesi schematica delle velocità delle onde S distinte per unità litotecnica.

I valori di velocità delle onde s stimati per il riporto a ridosso della scuola ed ottenuti dalla elaborazione della prova 071014L2, non possono essere utilizzati per caratterizzare anche gli altri riporti in quanto, laddove è stata eseguita la prova in esame, il riporto antropico è rappresentato essenzialmente da terreno vegetale. Il riporto antropico discriminato lungo le altre aree del comune è costituito essenzialmente da materiale più litoide e più addensato per cui sono da correlare velocità delle onde S sicuramente più alte di 130m/s. Per caratterizzare tale velocità, non avendo indagini geofisiche in loco eseguite su tale materiale, sono state considerate le indagini di sismica tipo MASW eseguite al cimitero di Castelnuovo della Daunia e sintetizzate in Figura 65. Da queste indagini è stata dedotta la velocità delle onde S pari a 250 m/s.

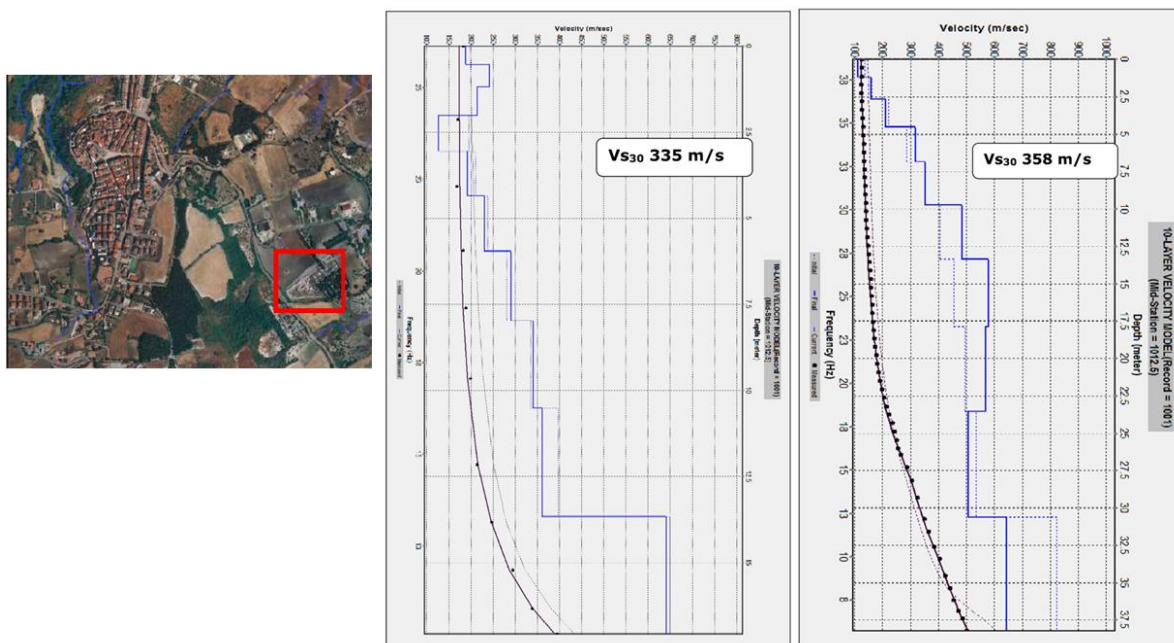


Figura 65. Ubicazione e modello di velocità relativo alle indagini eseguite sul cimitero di Castelnuovo della Daunia. La velocità media dei primi 5m da correlare con al presenza del Riporto antropico è di 250 m/s (Relazione geologica per i lavori di costruzione di un edicola funeraria nel cimitero urbano del comune di Castelnuovo della Daunia redatta dal dr. Geol. Luca Salcuni, Dicembre 2019)

In Figura 66 sono riportate le misure di HVSr di letteratura con i relativi spettri. Non avendo ulteriori informazioni in merito agli andamenti degli spettri delle singole componenti e/o l'andamento della direzionalità, non è possibile verificare se i picchi individuati siano di tipo stratigrafico. Le misure R01 (071014P67), R04 (071014P42) e R05 (071014P57), sono state ritenute poco attendibili e sono state ripetute mentre la R02 (071014P65) e la R03 (071014P66) non sono state ripetute e sono state utilizzate per la redazione della Carta delle Frequenze, riportando solo i picchi di specifico interesse ingegneristico. La ripetizione delle tre misure ha stimato, diversamente dalla precedente indagine i seguenti picchi:

- R01 (071014P67) ha stimato un picco a 18Hz e a 4.2Hz consentendo di stimare lo spessore del riporto pari a 3.8m e del FAEp pari a 30m;
- R04 (071014P42) ha stimato un picco a 5.5Hz e a 1.5Hz consentendo di stimare lo spessore del FAEp pari a 18.2m e del FAEc pari a 98m;
- la R05 (071014P57) ha stimato solo un picco a 2.9Hz consentendo di stimare lo spessore del FAEp pari a 67.3m.

La vecchia misura di R05 non è riportata all'interno degli elaborati cartografici in quanto fuori dall'area oggetto di studio.

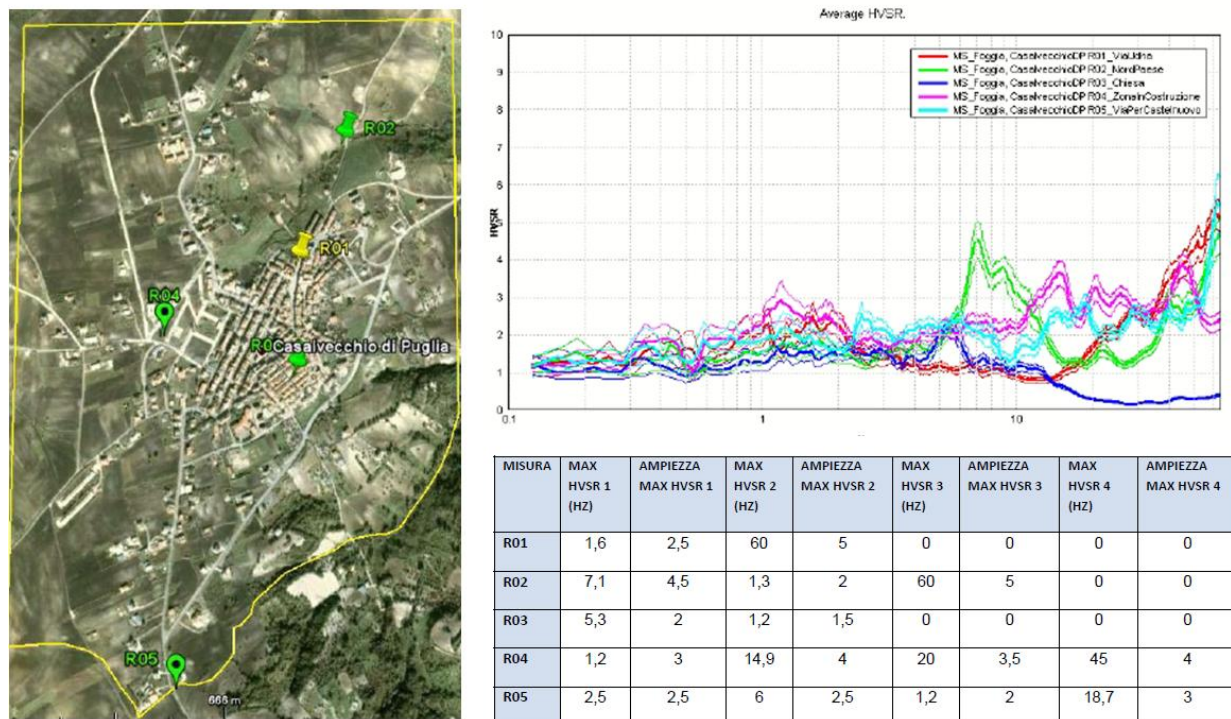


Figura 66. Ubicazione delle misure di HVSR di letteratura con i relativi spettri e interpretazione.

Alla luce delle considerazioni sopra riportate per quanto riguarda l'assegnazione di intervalli di velocità delle onde S ai terreni di copertura e alle unità di substrato, e per quanto si dirà nel paragrafo 5.1 in merito alla caratterizzazione geotecnica dei suddetti intervalli, è stato possibile associare ad essi le unità litotecniche riportate in Tabella 4, d'accordo agli Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica 4.2.

Tabella 4 Associazione delle unità litotecniche ai terreni di copertura e alle unità di substrato, in accordo agli Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica 4.2.

Terreni di copertura	Velocità delle onde S (m/s)	Unità litotecnica	Unità di substrato	Velocità delle onde S (m/s)	Unità litotecnica
RI	130 - 250	RI	ASP	> 800	CO
CL	250 - 450	CL	FAEp	300 - 430	FAEp-SFCOS
SC	280	SC	FAEc	600 - 1450	SFALS
Te	850	LC	FYR	300 - >800	FYR-SFCOS

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 se, al loro interno, fossero presenti frequenze di risonanza significativamente diverse. Sono state eseguite almeno 3 misure per ogni microzona ad eccezione delle 2008 e della 2009, lontane dal centro urbano e dalle aree urbanizzabili.

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 modelli di tromografo (Tromino Engy Plus e Tromino 3G della Micromed-Moho s.p.a.) con caratteristiche del tutto simili ed 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 confrontando alcune elaborazioni anche con il software Geopsy. Il dettaglio dell'elaborazione e della relativa interpretazione è riportata nel par. 7.2. In Tabella 5 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 5, pagina seguente).

Tabella 5: 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) e della relativa ampiezza (A0-A1-A2) con indicazione di quanto riportato nella relativa carta.

Litologia	Mops	Prova	Codice	f0	A0	f1	A1	f2	A2	Fr	Ar
Ri	2006	HV01_1	71014P43	Nessuna						10,5	2,7
		HV01_2		10,5	2,7						
Ri	2006	HV04_1	71014P46	Nessuna							
		HV04_2		Nessuna							
Ri	2006	HV05_1	71014P47	14,2	2,9					13,6	3,5
		HV05_2		12,9	4,0						
Ri	2006	HV06_1	71014P48	18,5	2,3					18,5	2,3
		HV06_2		Nessuna							
Ri	2006	HV18-1	71014P61	4,5	2,2	10,0	3,0			4,5	2,2
		HV18-2		7,0	2,5	16,2	3,4				
CL	2005	R01_1	71014P55	4,2	2,3	18,0	2,1			17,5	3,2
		R01_2		4,1	2,1	17,5	3,2				
CL	2005	HV02_1	71014P44	4,2	2,8					4,2	2,8
		HV02_2		4,1	2,2						
CL	2005	HV09-1	71014P50	Nessuna						1,8	2,1
		HV09-2		1,8	2,1	21,0	3,0	40,0	3,2		
CL	2005	HV08-1	71014P49	3,0	2,4	18,3	2,5			18,3	2,5
		HV08-2		3,2	2,2						
CL	2004	HV03-1	71014P45	Nessuna							
		HV03-2		Nessuna							
FAEP	2003	HV07-1	71014P64	Nessuna						4,2	2,6
		HV07-2		4,2	2,6						
FAEP	2003	R04-1	71014P56	1,5	1,8	9,0	2,3			1,5	2,5
		R04-2		1,5	2,5	5,5	2,1				
FAEP	2002	HV17-1	71014P60	2,5	2,2					6,1	2,7
		HV17-2		3,0	2,0	6,1	2,7				
FAEP	2002	HV15-1	71014P59	Nessuna						2,8	2,2
		HV15-2		2,8	2,2						
FAEP	2003	HV14-1	71014P58	6,0	2,1					6,6	2,1
		HV14-2		7,2	2,2	23,4	2,2				
FAEP	2003	HV16-1	71014P54	2,5	2,1	7,0	2,3			2,5	2,7
		HV16-2		2,5	2,7	10,0	2,3				
FAEP	2003	HV19-1	71014P62	10,8	2,7					10,6	3,6
		HV19-2		10,6	3,6						
FAEP	2003	HV13-1	71014P53	2,5	2,9	4,0	2,8	5,9	2,4	4,0	3,5
		HV13-2		4,0	3,5						
FAEP	2003	HV12_1	71014P52	3,8	2,8	6,0	2,6			6,0	3,0
		HV12_2		6,0	3,0						
FAEP	2003	HV11_1	71014P51	6,0	5,6					6,0	7,7
		HV11_2		6,0	9,8						
FAEP	2002	HV10-1	71014P63	2,2	2,1	8,1	2,9			8,0	2,5
		HV10-2		2,2	2,4	8,0	2,1				
FAEP	2003	R05-1	71014P57	3,2	2,6					3,2	2,6
		R05-2									
FAEP	2003	R02	71014P65	1,3	2,0	7,1	4,5			7,1	4,5
FAEP	2003	R03	71014P66	1,2	1,5	5,3	2,0			5,3	2,0

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, i campioni di cui alle prove di laboratorio presentate nel par. 4.1 sono stati associati, 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 6:

Tabella 6. Classificazione dei campioni di laboratorio in funzione delle formazioni geologiche di provenienza.

ID SONDAGGIO-CAMPIONE	FORMAZIONI GEOLOGICHE
071014P9 - C1, 071014P9 - C2, 071014P10 - C2, 071014P10 - C3, 071014P11 - C2, 071014P11 - C3, 071014P12 - C2, 071014P6 - C2, 071014P7 - C2, 071014P2 - C2, 071014P3 - C2, 071014P4 - C2, 071014P4 - C3, 071014P4 - C4, 071014P4 - C5, 071014P8 - C1, 071014P8 - C2, 071014P8 - C3, 071014P20 - C1, 071014P20 - C2, 071014P20 - C3	Flysch Rosso (FYR)
071014P22 - C1, 071014P22 - C2, 071014P22 - C3, 071014P23 - C3, 071014P24 - C1, 071014P10 - C1, 071014P11 - C1, 071014P1 - C2, 071014P1 - C3, 071017P16 - C1, 071014P17 - C1, 071014P19 - C4, 071014P19 - C2, 071014P19 - C4, 071014P16 - C2, 071014P21 - C1, 071014P34 - C1, 071014P34 - C2	Flysch di Faeto (FAE)
071014P4 - C1, 071014P12 - C1, 071014P5 - C1, 071014P5 - C2, 071014P6 - C1, 071014P7 - C1, 071014P1 - C1, 071014P2 - C1, 071014P3 - C1	t. argillosi di copertura (CL)

Si descrivono di seguito le caratteristiche peculiari di ciascuna formazione, allo scopo di interpretarle in chiave geotecnica, ed assegnare a ciascuna unità geologico-tecnica un codice identificativo di copertura o di substrato, secondo gli Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica 4.2:

Unità litotecniche afferenti ai substrati

Flysch Rosso (FYR): i campioni riportati in Tabella 6 sono stati riconosciuti come afferenti al FYR. Essi hanno manifestato mediamente un peso per unità di volume γ di 19.7 kN/m³ (Figura 67d), indice dei vuoti medio pari a 0.7, e contenuto naturale d'acqua w_n mediamente pari a 23%. La Figura 67a mostra la distribuzione granulometrica dei campioni, tutti classificabili come a grana fine e, nello specifico, di frazione argillosa (CF) compresa tra 47% e 79%, frazione limosa (MF) compresa tra 17% e 47%, frazione sabbiosa (SF) compresa tra 1% e 11%, frazione ghiaiosa (GF) non superiore a 2%. Nello specifico, tutti i campioni indagati sono classificabili come “argille limose con sabbia”.

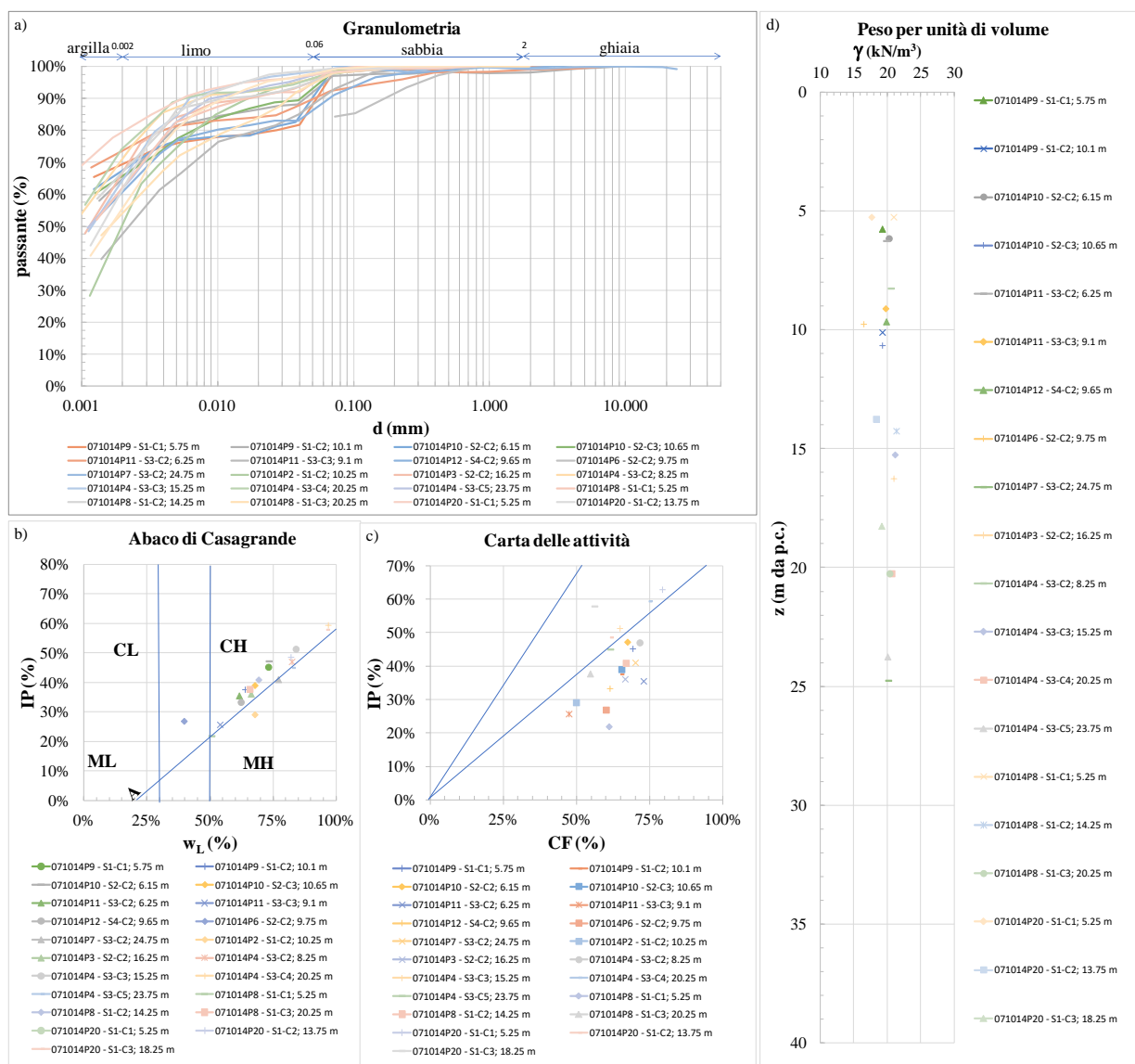


Figura 67. Riconoscimento fisico dei campioni di FYR, prelevati nel comune di Casalvecchio di Puglia.

In Figura 68b 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 elevata plasticità (“CH” secondo la classificazione USCS) e collocati al di sopra della retta “A”: $IP=0.73(w_L-20)$, essendo caratterizzati da valori di limite liquido, w_L compresi tra 40% e 103% e valori dell’indice di plasticità, IP, compresi tra 22% e 63%. L’indice di attività dei campioni, diagrammato in Figura 68c 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 Casalvecchio di Puglia sono riportati in Tabella 7.

Tabella 7. Sintesi dei parametri fisici e di stato per i campioni afferenti al FYR, prelevati nel comune di Casalvecchio di Puglia.

		n. campioni	MEDIA	MIN	MAX
FYR	w_n (%)	21	23%	13%	43%
	γ_s(kN/m³)	21	27.2	26.0	27.6
	γ (kN/m³)	20	19.7	16.4	21.3
	CF (%)	21	64%	47%	79%
	w_L (%)	21	72%	40%	103%
	IP (%)	21	41%	22%	63%
	A	21	0.65	0.36	1.03

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 con una dispersione non trascurabile dei risultati (Figura 68a e Figura 68b). Tuttavia, tale eterogeneità di risposta meccanica nel FYR 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. Alla luce di tali considerazioni, è possibile stimare i parametri medi di resistenza al picco:

$$c'_p = 20 \text{ kPa} ; \phi'_p = 18^\circ.$$

Parte dei provini testati mediante prova di taglio diretto al picco di resistenza, sono stati testati anche a resistenza residua. In questa condizione, i provini hanno esibito un comportamento omogeneo, permettendo di stimare i parametri di resistenza come segue:

$$c'_{\text{res}} = 0 \text{ kPa} ; \phi'_{\text{res}} = 12^\circ.$$

Per quanto riguarda la variazione con la profondità della resistenza non drenata C_u , desunta sia da prove ELL sia da prove triassiali non consolidate-non drenate (TRX UU), su provini afferenti al FYR, è possibile osservare un aumento di resistenza C_u con la profondità. Tale andamento, che è generalmente lineare per terreni normalconsolidati e non lineare per terreni sovraconsolidati, può essere in via preliminare assunta lineare: si riporta in Figura 68c, un involucro con fattore di crescita $C_u/z=14.3$ e C_u pari a 150 kPa per $z=10$ m.

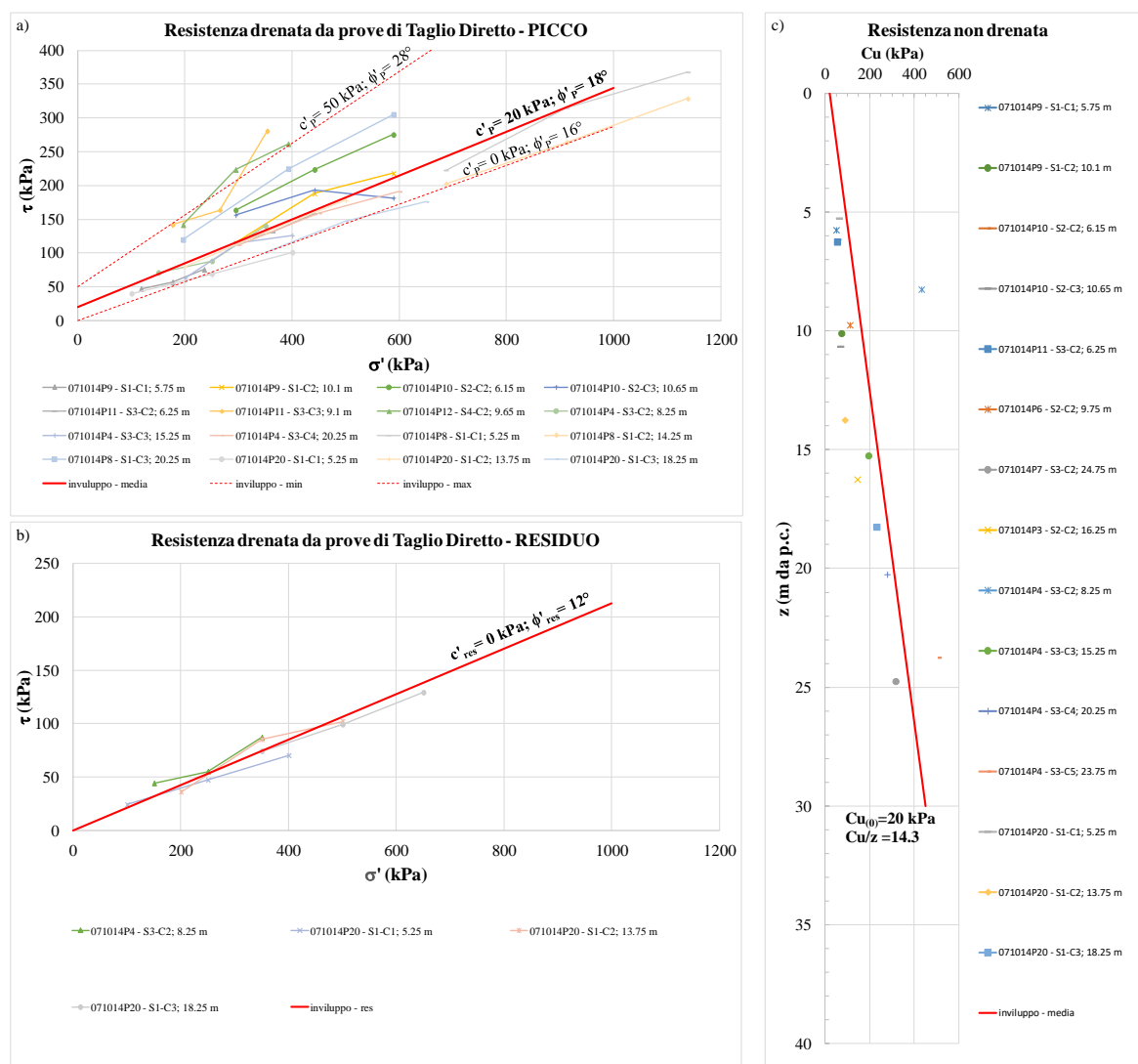


Figura 68. Risposta meccanica dei campioni afferenti al FYR, prelevati nel comune di Casalvecchio di Puglia.

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 69), 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.

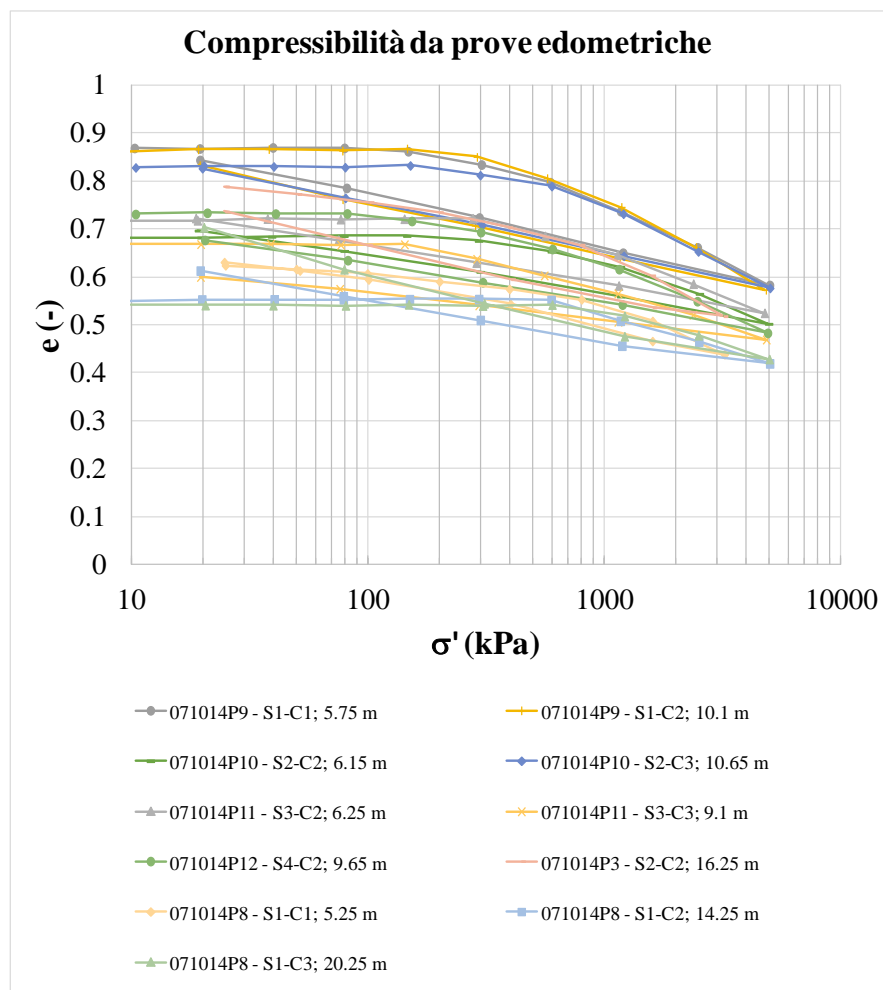


Figura 69. Risultati delle prove edometriche svolte su campioni prelevati nell'area di studio.

Pertanto, in virtù delle caratteristiche fisiche e meccaniche dei campioni testati afferenti al FYR, dei rilievi geologici di campo, dalle descrizioni stratigrafiche ed in virtù delle velocità di propagazione delle onde S esibite durante prove geofisiche, è stato possibile assegnare al

suddetto substrato geologico la seguente nomenclatura, secondo gli Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica 4.2:

- ❖ **Flysch Rosso: FYR-SFCOS_Coesivo sovraconsolidato, stratificato, fratturato/alterato;**

Flysch di Faeto (FAE): i campioni riconosciuti come afferenti al Flysch di Faeto (FAE) sono riportati in Tabella 6. 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. In questa sede, non avendo acquisito certificati di prova relativi a campioni calcarenitici prelevati nel FAE, si descrive di seguito l'interpretazione del comportamento meccanico della sola componente pelitica. 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 pari a 19.4 kN/m^3 (Figura 70d), indice dei vuoti compreso tra 0.3 e 1, e contenuto naturale d'acqua w_n compreso tra 8% e 37%.

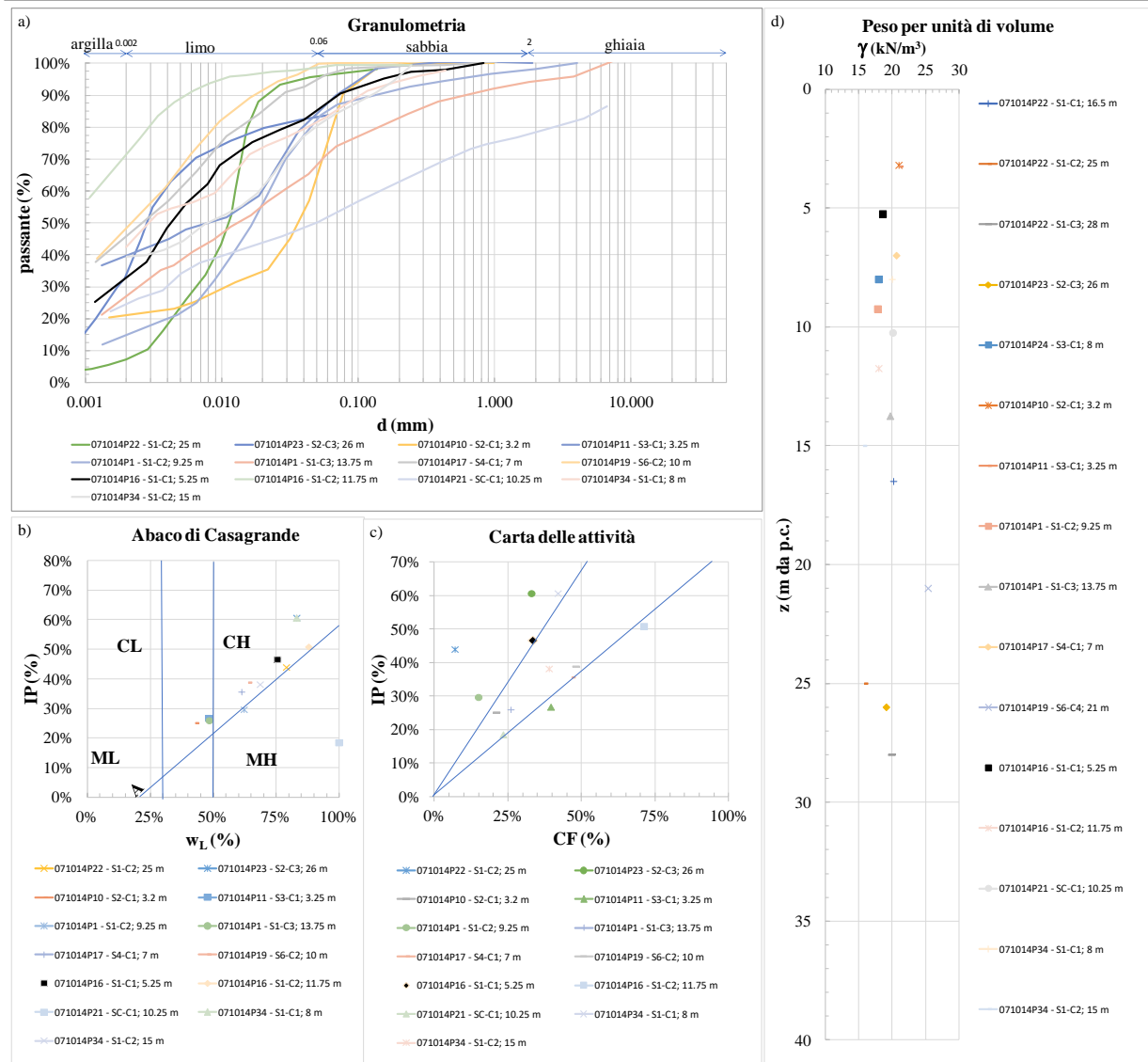


Figura 70. Riconoscimento fisico dei campioni afferenti al FAE, prelevati nell'area di studio.

La Figura 70a mostra la distribuzione granulometrica dei campioni, nello specifico, con frazione argillosa (CF), compresa tra 7% e 71%, frazione limosa (MF) compresa tra 28% e 89%, frazione sabbiosa (SF) compresa tra 1% e 27% e frazione ghiaiosa (GF) compresa tra 2% e 22%. Pertanto, non è possibile classificare in modo univoco tale famiglia di campioni, che comprendono distribuzioni granulometriche dall'argilla con limo alla sabbia ghiaiosa (MIT, 1931).

In Figura 70b si riporta la carta di plasticità di Casagrande dei campioni afferenti al FAE, 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 medio-alta plasticità, CH, secondo la classificazione USCS.

Analogamente, l'indice di attività dei campioni, diagrammato in Figura 70c, presenta una variabilità, ma comunque tale da poter definire i campioni come aventi attività mineralogica medio-alta ($A \geq 0.75$). Una sintesi dei parametri è riportata in Tabella 8:

Tabella 8. Sintesi dei parametri fisici e di stato per i campioni afferenti al FAE, prelevati nel comune di Casalvecchio di Puglia.

		n. campioni	MEDIA	MIN	MAX
FAE	w_n (%)	18	23%	8%	37%
	γ_s (kN/m ³)	18	26.3	22.56	27.50
	γ (kN/m ³)	16	19.4	15.70	25.37
	CF (%)	13	34%	7%	71%
	wL (%)	13	70%	43%	100%
	IP (%)	13	39%	19%	61%
	A	13	1.53	0.68	6.29

Le prove di Taglio Diretto (Figura 71a), 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, con una dispersione non trascurabile dei risultati, 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 28°, e coesione c'_p nulla. Gli intervalli di variabilità sono riportati in Figura 71a.

Per quanto riguarda la variazione con la profondità della resistenza non drenata C_u , desunta da prove ELL sui provini afferenti alla componente pelitica del FAE, è possibile osservare un aumento di resistenza C_u con la profondità, stimata con un fattore C_u/z pari a 3.7, ed un valore pari a 140 kPa per $z = 10$ m (Figura 71d).

Pertanto, in virtù delle caratteristiche fisiche e meccaniche dei campioni, come desunta dalla letteratura scientifica, dei rilievi geologici di campo, dalle descrizioni stratigrafiche e in virtù delle velocità di propagazione delle onde S esibite durante prove geofisiche, è stato possibile assegnare alle due litofacies della formazione la seguente nomenclatura, secondo gli Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica 4.2:

- ❖ Flysch di Faeto, litofacies calcarenitica (FAEc): **SFALS_Alternanza di litotipi, stratificato fratturato / alterato;**
- ❖ Flysch di Faeto, litofacies pelitica (FAEp): **FAE-SFCOS_Coesivo sovraconsolidato, stratificato, fratturato/alterato.**

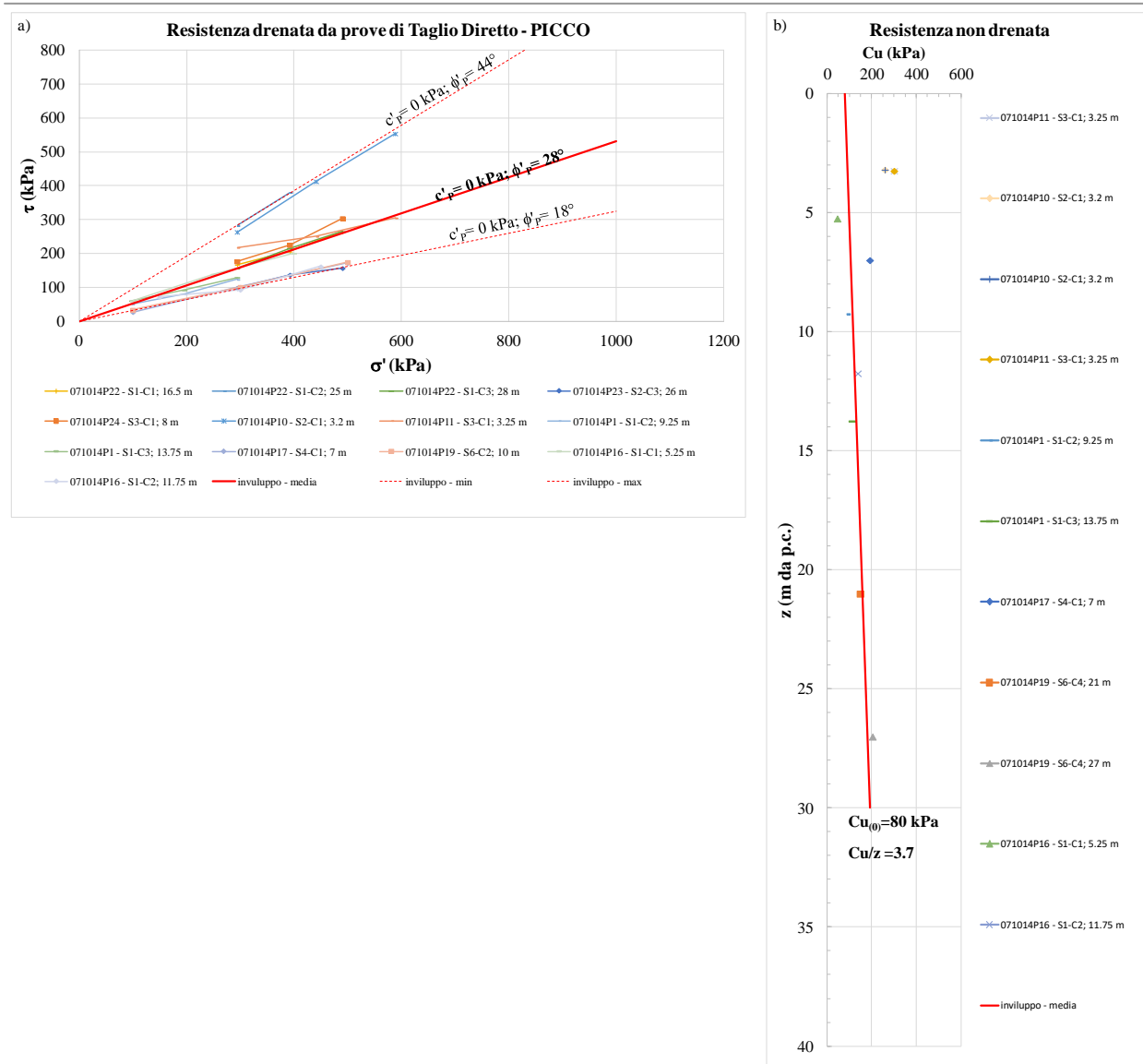


Figura 71. Risposta meccanica dei campioni afferenti al FAE, prelevati nel comune di Casalvecchio di Puglia.

Argille Subappennine (ASP): Durante la fase di acquisizione documentale, non sono stati riscontrati rapporti di prova afferenti a campioni prelevati nella formazione delle ASP, all'interno del territorio comunale.

Ciononostante, tale formazione geologica, rinvenuta anche nel territorio comunale di Lucera distante circa 20 km da Casalvecchio di Puglia, è stata oggetto nel corso degli anni, di ampi studi scientifici in campo geotecnico. Come si evince anche dai grafici in Figura 72, pubblicati da Lollino et al. (2011), le ASP di Lucera presentano le caratteristiche fisiche riportate in Tabella 9.

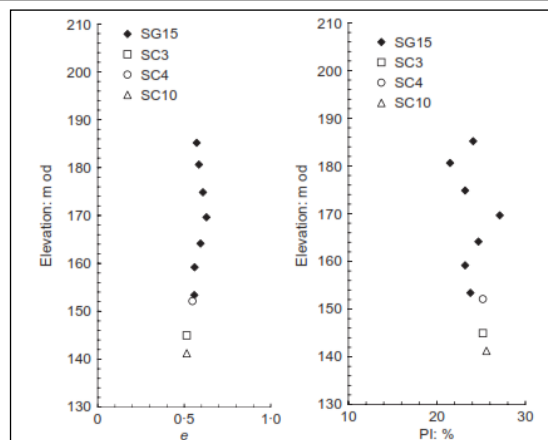


Figura 72. Profilo dell'indice dei vuoti e , e dell'indice di plasticità IP con la profondità, e valori medi dei principali parametri fisici e di stato delle ASP di Lucera (Lollino et al., 2011).

Tabella 9 Sintesi dei parametri fisici e di stato per i campioni afferenti alle ASP, come riportati da Lollino et al. (2011).

ASP		valori medi
	w_n (%)	20.5%
	γ (kN/m ³)	20.9
	CF (%)	40.8%
	IP (%)	24.3%
	e	0.56

Inoltre, si riporta sinteticamente di seguito quanto desunto dal suddetto riferimento scientifico, per quanto concerne i parametri di resistenza al taglio:

- valori di resistenza drenata di picco: $c'_p = 30$ kPa ; $\phi'_p = 22^\circ$ (Figura 73);
- valore di resistenza non drenata (provino a 20 m dal p.c.): $C_u = 180$ kPa;
- grado di sovraconsolidazione: $OCR > 1$.

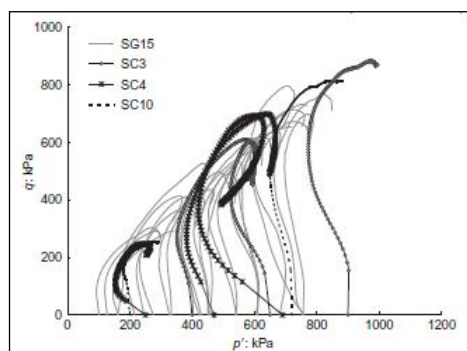


Figura 73. Risultati di prove triassiali consolidate-non drenate (TRX-CU) su provini afferenti alle ASP di Lucera (Lollino et al., 2011).

Pertanto, in virtù delle caratteristiche fisiche e meccaniche dei campioni testati afferenti alle ASP, dei rilievi geologici di campo, dalle descrizioni stratigrafiche ed in virtù delle velocità di propagazione delle onde S esibite durante prove geofisiche, è stato possibile assegnare al suddetto substrato geologico la seguente nomenclatura, secondo gli Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica 4.2:

- ❖ Argille Subappennine, nella sua parte alterata: **CO_Coesivo sovraconsolidato**.

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 (CL): i campioni riconosciuti come afferenti ad un terreno di copertura argilloso (CL) sono riportati in Tabella 6. Tali campioni possono essere classificati come argille limose di alta plasticità e bassa attività (Figura 74). Tuttavia, le descrizioni geologiche nei sondaggi, nonché l'analisi visiva delle coperture affioranti di CL, riportano spesso tali strati come limosi, talvolta argilloso-sabbiosi. Per tale motivo, si è ritenuto più realistica la dicitura “CL” piuttosto che “CH”.

Dal punto di vista della risposta meccanica, si riportano in Figura 75, i risultati di prove di taglio diretto, in condizione di picco e di residuo, nonché i risultati di prove ELL atte alla definizione della resistenza non drenata Cu. Queste ultime hanno permesso di stimare il grado di consistenza dei terreni facenti parte della copertura, seguendo le indicazioni contenute nella tabella 4-14 della parte III degli I.C.M.S., e riportate in Tabella 10. Poiché, come si evince da Figura 75c, la resistenza Cu dei campioni considerati è stata stimata mediamente pari a 45 kPa, ai terreni di copertura CL è stato assegnato il grado “moderatamente consistente”.

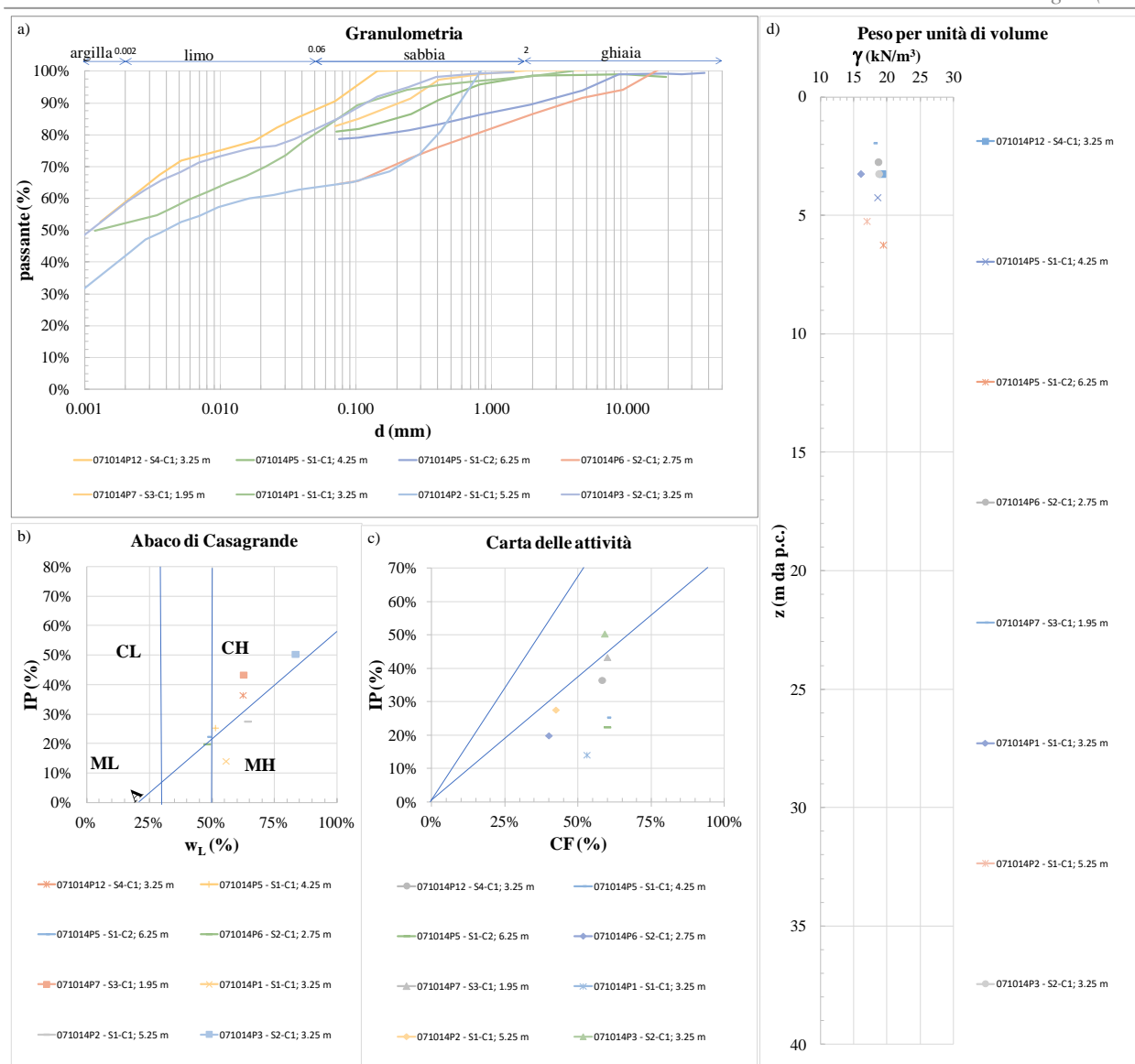


Figura 74. Riconoscimento fisico dei campioni afferenti alla copertura CL, prelevati nell'area di studio.

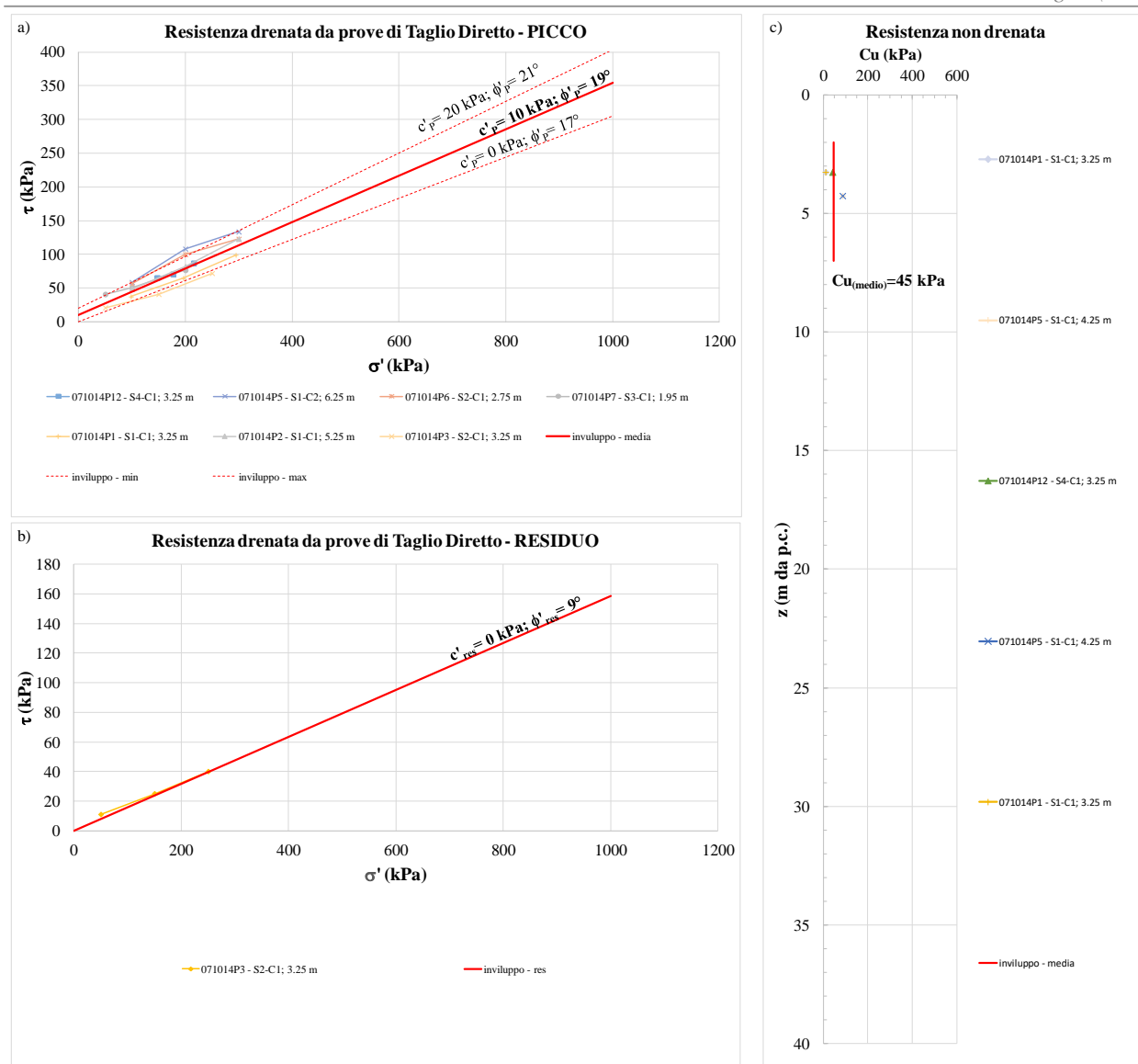


Figura 75. Risposta meccanica dei campioni afferenti alla copertura CL, prelevati nel comune di Casalvecchio di Puglia.

Tabella 10 Definizione della consistenza dei terreni coesivi in funzione della resistenza non drenata.

Definizione	Resistenza al penetrometro tascabile (kPa)	Resistenza non drenata Cu equivalente (kPa)
Privo di consistenza	<25	<12.5
Poco consistente	25 ÷ 50	12.5 ÷ 25
Moderatamente consistente	50 ÷ 100	25 ÷ 50
Consistente	100 ÷ 250	50 ÷ 125
Molto consistente	250 ÷ 500	125 ÷ 250
Estremamente consistente	>500	>250

Terreno di copertura a composizione sabbioso-argilloso (SC): non sono stati acquisiti certificati di prova inerenti a campioni di copertura SC all'interno dell'area di studio. Tuttavia, il rilievo geologico ha permesso di verificare la classe granulometrica e la consistenza dei terreni, riconducendola ad uno stato “moderatamente addensamento”.

Terreno litoide di copertura (LC): non sono stati acquisiti certificati di prova inerenti a campioni di copertura SC all'interno dell'area di studio. Tuttavia, il rilievo geologico ha permesso di verificare la classe granulometrica e la consistenza dei terreni, riconducendola ad uno stato “addensato”.

Alla luce delle considerazioni finora esposte, si riportano in Tabella 11 i parametri geotecnici, fisici e meccanici, che caratterizzano i substrati geologici rinvenuti:

Tabella 11 Sintesi dei parametri fisici e meccanici per i substrati geologici rinvenuti all'interno dell'area di studio.

ID_GEO	FYR	ASP	FAEc	FAEp
ID_GT	FYR-SFCOS	CO	SFALS	FAE-SFCOS
			componente pelitica	
w_n (%)	23%	20.5%	23%	
s (kN/m ³)	27.2	-	26.3	
γ (kN/m ³)	19.7	20.9	19.4	
CF (%)	64%	40.8%	34%	
w_L (%)	72%	-	70%	
IP (%)	41%	24.3%	39%	
A	0.65	-	1.53	
c'_p / ϕ'_p (kPa/°)	20 / 18°	30 / 22°	0 / 28°	
c'_{res} / ϕ'_{res} (kPa/°)	0 / 12°	-	-	
Cu (kPa)	150	180	140	
OCR	>1	>1	-	

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 76 e dalle considerazioni precedentemente espresse, il FYR, le ASP e le coperture CL possono considerarsi terreni coesivi a granulometria fine. Invece, il RI, le coperture SC e gli strati più grossolani del FAE risultano, dal solo punto di vista granulometrico, potenzialmente suscettibili di liquefazione.

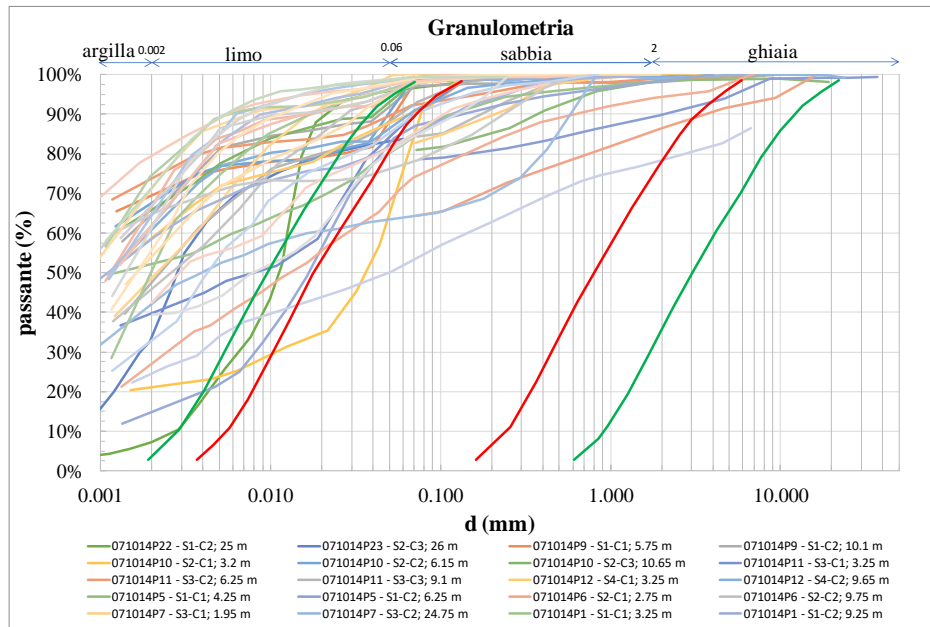


Figura 76. Confronto tra le curve granulometriche dei campioni prelevati a Casalvecchio di Puglia, con le fasce granulometriche per la valutazione preliminare della suscettibilità alla liquefazione di un terreno, elevata (linee rosse) e possibile (linee verdi) per i terreni a granulometria estesa (da 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 SC, per definizione, composte da miscele di sabbie e argille, 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 14% (campione 071014P1-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 77 uno stralcio della sezione A-A', rimandando al relativo allegato per una visione di dettaglio. Con riferimento agli elementi di instabilità di versante (Figura 78), 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 79), 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. 2.4. 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.

Terreni di copertura

CL - Argille inorganiche di medio-bassa plasticità, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose, argille magre

Substrati geologici

SFCOS - Coesivo sovraconsolidato, stratificato, fratturato/alterato

SFALS - Alternanza di litotipi, stratificato, fratturato/alterato

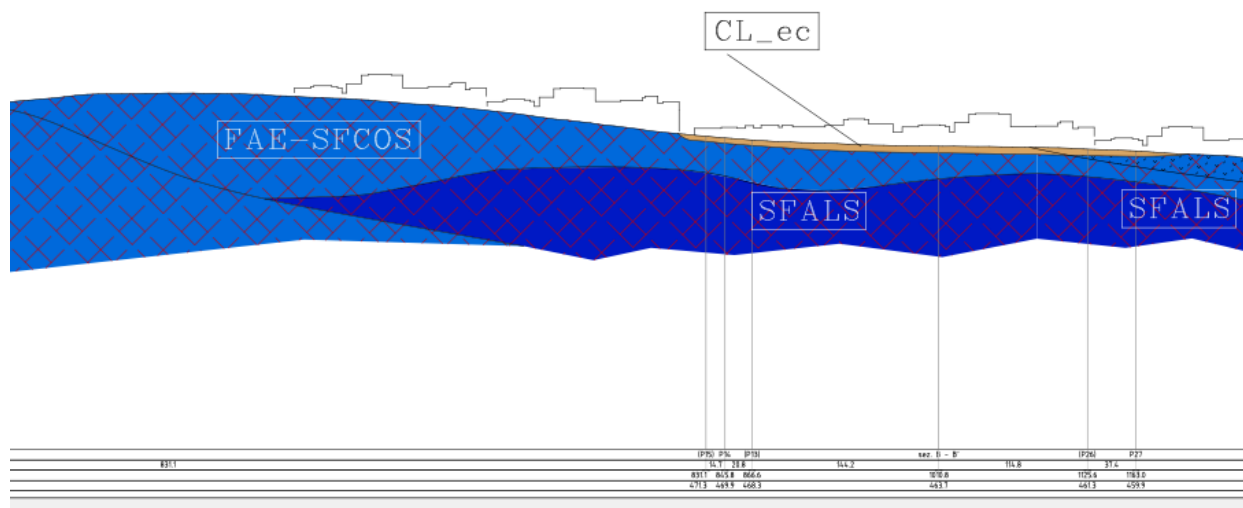


Figura 77. Stralcio della sezione geologico-tecnica A-A'.

Terreni di copertura

CL - Argille inorganiche di medio-bassa plasticità, argille ghialose o sabbiose, argille limose, argille magre

Substrati geologici

SFCOS - Coesivo sovraconsolidato, stratificato, fratturato/alterato

CGT - Instabilità di versante

FR_ND - complessa

FR_ND - non definito

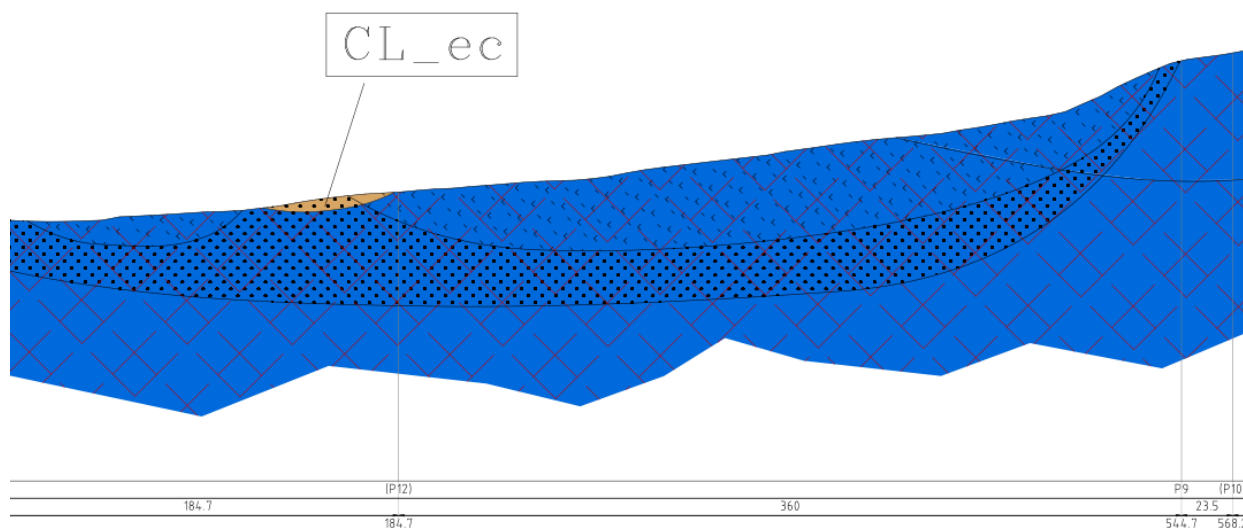


Figura 78. Stralcio della sezione B-B', con indicazione di alcuni corpi di frana cartografati.

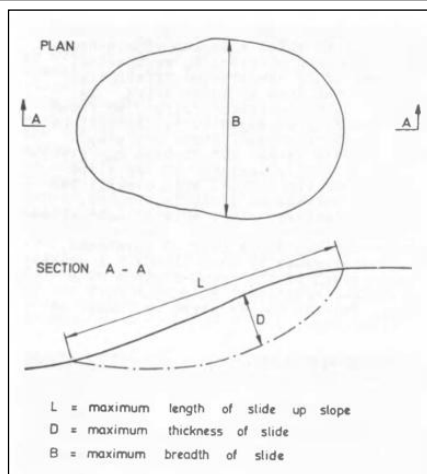


Figura 79. Schema dei parametri geometrici richiamati nel testo (Skempton e Hutchinson, 1969).

6. INTERPRETAZIONI ED INCERTEZZE

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 substrato geologico e terreni di copertura, alla intensa deformazione delle litologie presenti, alla modifica del paesaggio legata alle attività antropiche prevalentemente agricole (potenziali siti di frana e/o di faglia vengono completamente oblitterati).

A ciò si aggiunga che le informazioni desunte da documentazioni e indagini pregresse sono risultate talvolta discordanti con quanto osservato sul campo, oppure sono risultate non concordanti per differenze nella scala di rilievo e di rappresentazione.

Le poche indagini di sismica di letteratura, non hanno consentito di stimare tutte le velocità delle litologie presenti. Per questo motivo è stato necessario ricorrere ad indagini di letteratura relative a terreni simili. È auspicabile che negli approfondimenti successivi si eseguano misure specifiche volte a definire puntualmente i valori di velocità.

In particolare in merito al FYR è opportuno sottolineare che le indagini eseguite specificamente all'interno dell'area oggetto di studio (Figura 55 e Figura 56) hanno stimato, molto probabilmente, solo la velocità della parte più superficiale e/o più pelitica di tale litologia. Da letteratura, le velocità correlate al FYR sono anche maggiori di 800 m/s. A supporto e a mero titolo di esempio è stata riportata in Figura 57 e in Figura 58, la prova MASW eseguita a Casalnuovo Monterotaro. Con l'ausilio di quanto definito nella stratigrafia del sondaggio geognostico eseguito a ridosso di tale indagine (Figura 57), è stato possibile correlare gli ultimi metri del sondaggio con il FYR a cui la prova MASW stima velocità maggiori di 800 m/s. Potrebbe trattarsi della componente più calcarenitica del FYR (il sondaggio geognostico si arresta a 20 m per cui non ci sono informazioni che possono confermarlo) oppure ad un semplice aumento della velocità con la profondità della stessa formazione. La stima della velocità da assegnare al FYR resta un problema aperto da approfondire nei livelli successivi di studio. In particolare è da studiare le velocità di tale formazione anche quando non è in affioramento ma al di sotto del FAEc. Nel presente studio, per poter definire le MOPS e parametrizzare il FYR, in funzione di tutte le indagini recuperate, è stata considerata una velocità del FYR crescente con la profondità, considerando valori maggiori di 800 m/s quando lo si rinviene al di sotto del FAEc. Resta da approfondire questo problema in quanto, una scelta diversa, potrebbe definire una

inversione di velocità, con probabile amplificazione ad oggi non rappresentata perché non ci sono elementi per poterla rappresentare. La zona in esame è all'interno del centro abitato.

Specifiche e puntuali indagini sismiche vanno eseguite anche per la stima delle velocità del riporto antropico (RI) in quanto lo stesso è stato stimato dalla sola prova 071014L2. Tale prova ha stimato valori di velocità piuttosto bassi, pari a 130 m/s, in quanto è stata eseguita su riporto antropico costituito essenzialmente da terreno vegetale poco consistente. Il riporto antropico discriminato lungo le altre aree del comune è costituito essenzialmente da materiale più litoide e compattato per cui sono da correlare velocità delle onde S sicuramente più alte di 130m/s. Anche per questa unità litotecnica sono state considerate prove di letteratura utilizzando indagini eseguite in aree vicine a quella oggetto di ripermimetrazione. La prova è sintetizzata in Figura 65 ed è stata definita una velocità per il riporto compresa tra 130 - 250 m/s.

Per quanto relativo alle MOPS 2008 e 2009, definite nella parte ad Est dell'area oggetto di studio ovvero le zone in cui affiora il terrazzo definito come *Conglomerato poligenico di natura calcarea con sabbia giallastra e limi sabbiosi*, la caratterizzazione è stata eseguita considerando la sola prova Down-Hole riportata in Figura 91 che interessa litologie similari. In studi successivi si dovranno approfondire le conoscenze specifiche di tali aree anche se, si precisa, che alla data, non ricadono all'interno di aree urbanizzate e/o urbanizzabili. Per questo motivo, su tali aree, non sono state eseguite misure di HVSR.

Le indagini HVSR hanno definito con buona attendibilità il picco relativo agli spessori di copertura rispetto al substrato geologico e il picco da correlare allo spessore del FAEp. Solo in pochissimi casi si è riuscito a stimare un picco a basse frequenze corrispondente al contrasto SFALS-FYR-SFCOS (Flysch di Faeto calcarenitico/Flysch rosso).

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 80. 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 (0.2 s, 1.0 s, e 2.0 s), 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 81), 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 cinematismi (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 82). 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 frane 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).

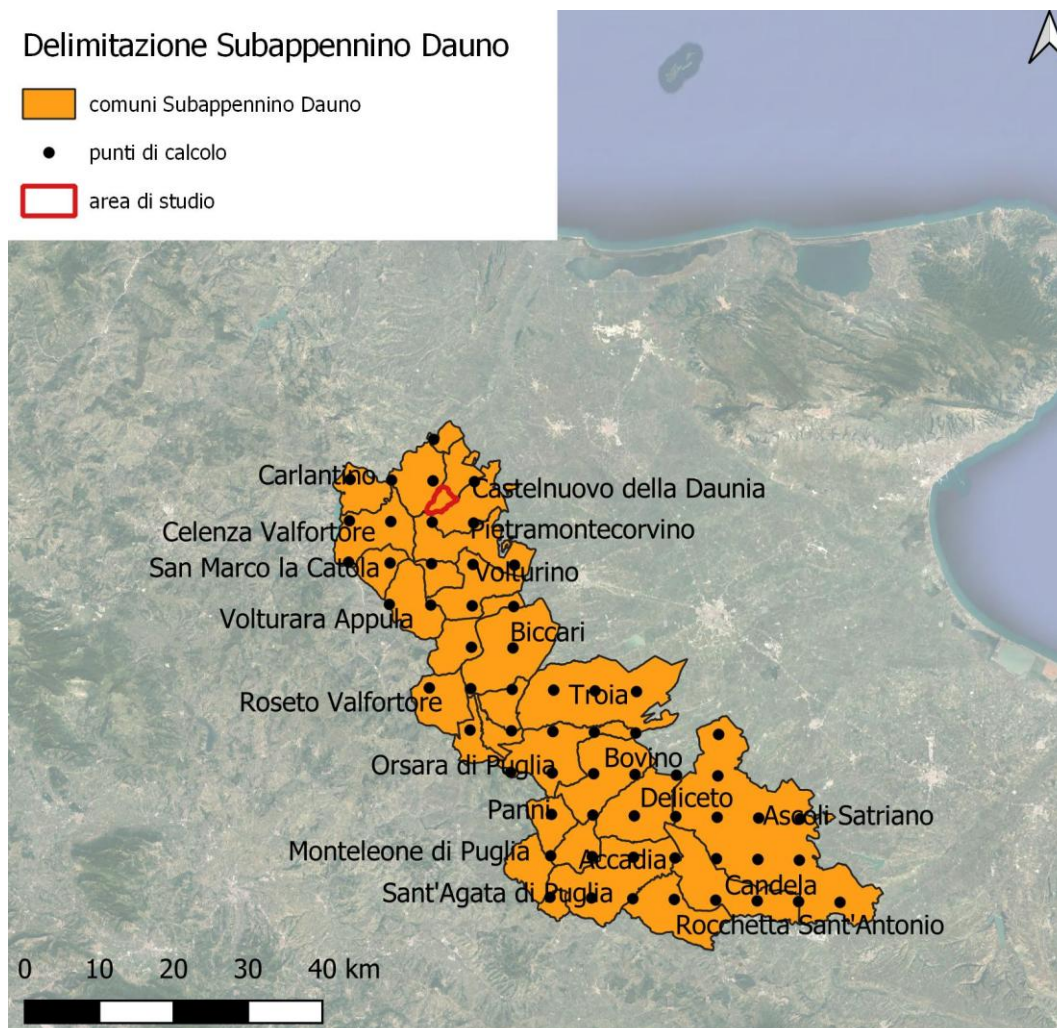


Figura 80. Territori comunali facenti parte del Subappennino Dauno, e ubicazione dei punti di calcolo, di interesse 0.05° , per la disaggregazione della pericolosità sismica.

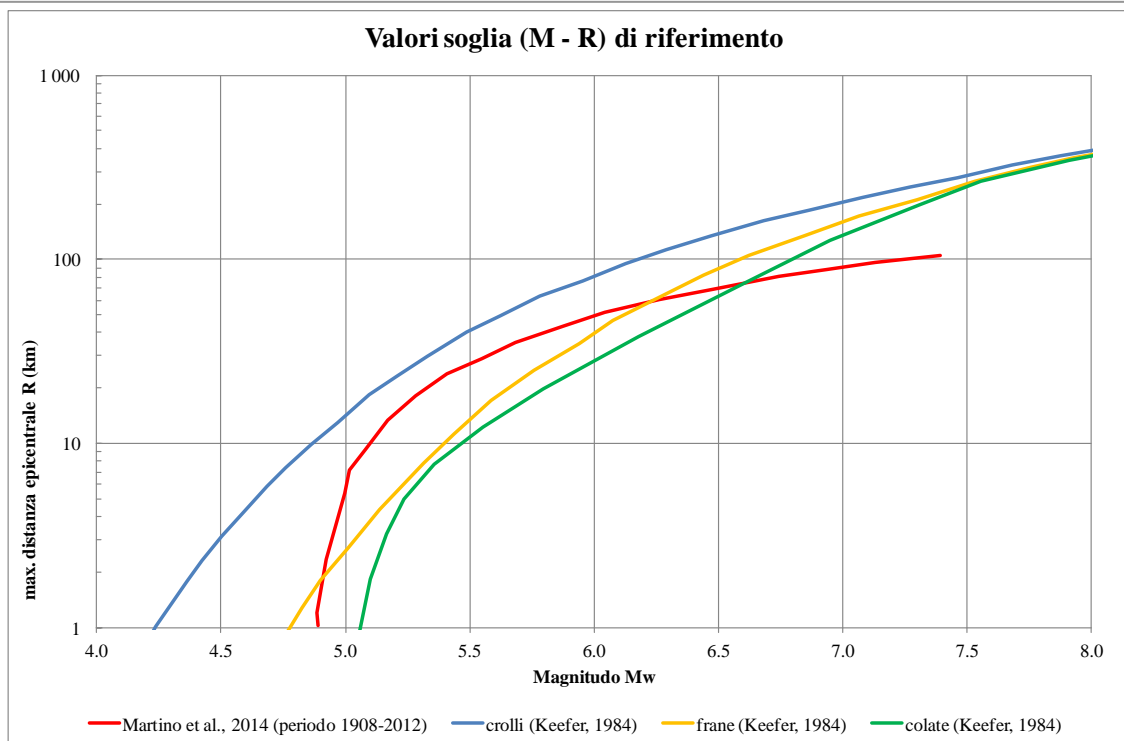


Figura 81. Valori soglia di riferimento per il confronto con le coppie (M-R) calcolate attraverso disaggregazione della pericolosità sismica.

In Figura 82a e in Figura 82b, 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 83. a e Figura 83. b per $T_R=30$ anni, e Figura 82a e Figura 82b 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.

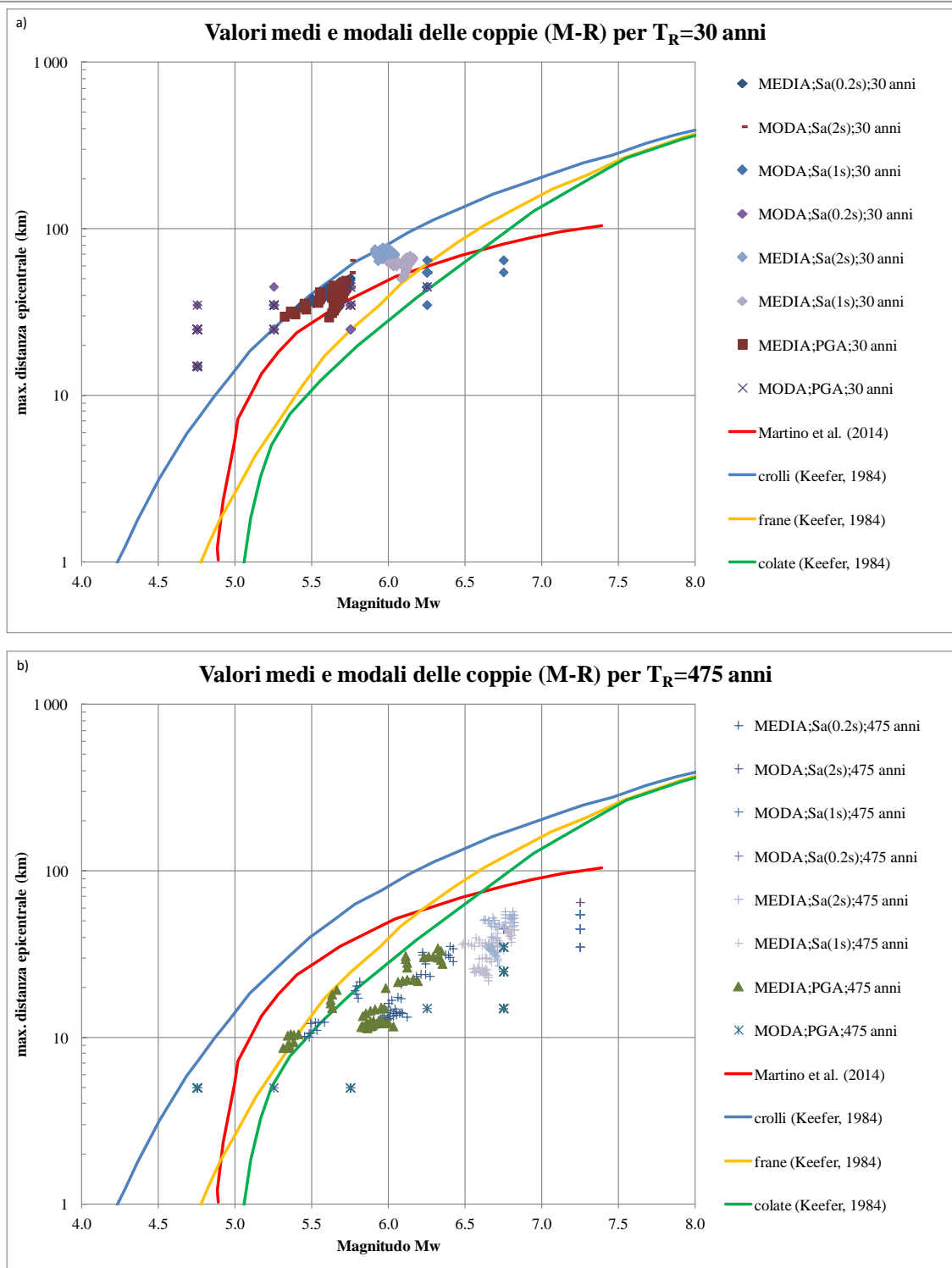
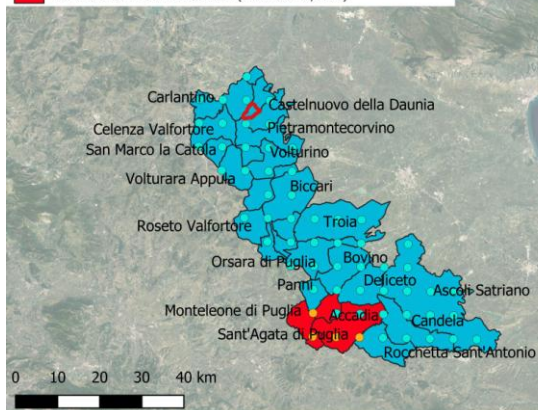


Figura 82. Confronto tra i valori soglia delle coppie (M-R), con i valori medi e modali calcolati attraverso la disaggregazione: a) per $T_R=30$ anni; b) per $T_R=475$ anni.

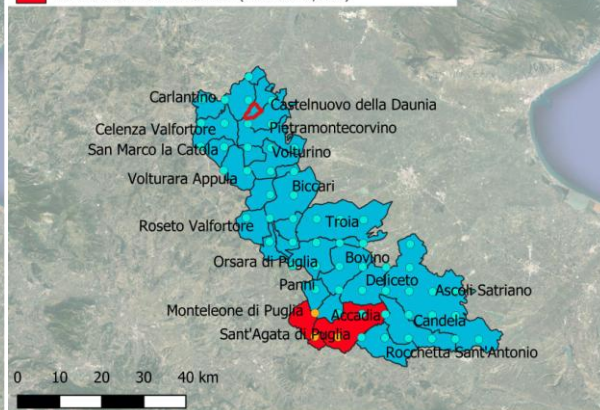
Valori medi di (M - R) da disaggregazione del tasso di superamento dei valori di PGA per TR = 30 anni

- 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)



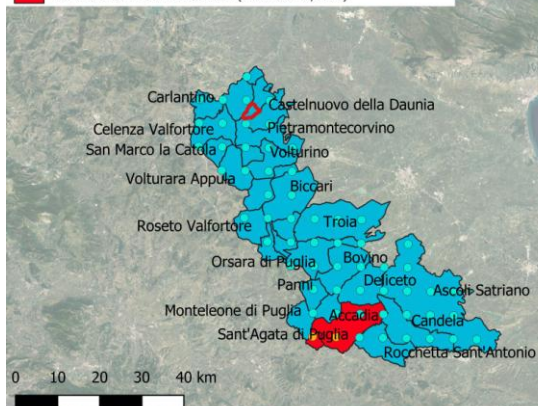
Valori medi di (M - R) da disaggregazione del tasso di superamento dei valori di $S_a(0.2s)$ per TR = 30 anni

- 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)



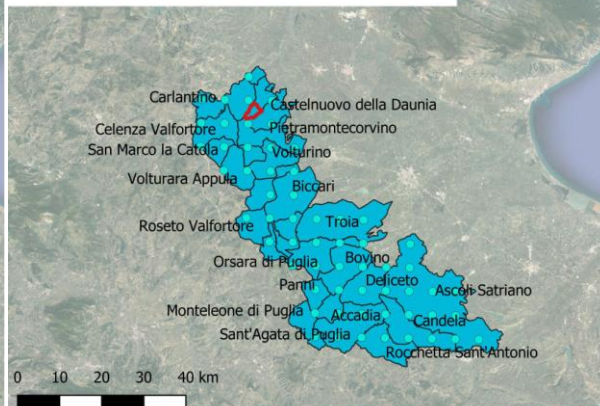
Valori medi di (M - R) da disaggregazione del tasso di superamento dei valori di $S_a(1s)$ per TR = 30 anni

- 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 $S_a(2s)$ per TR = 30 anni

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



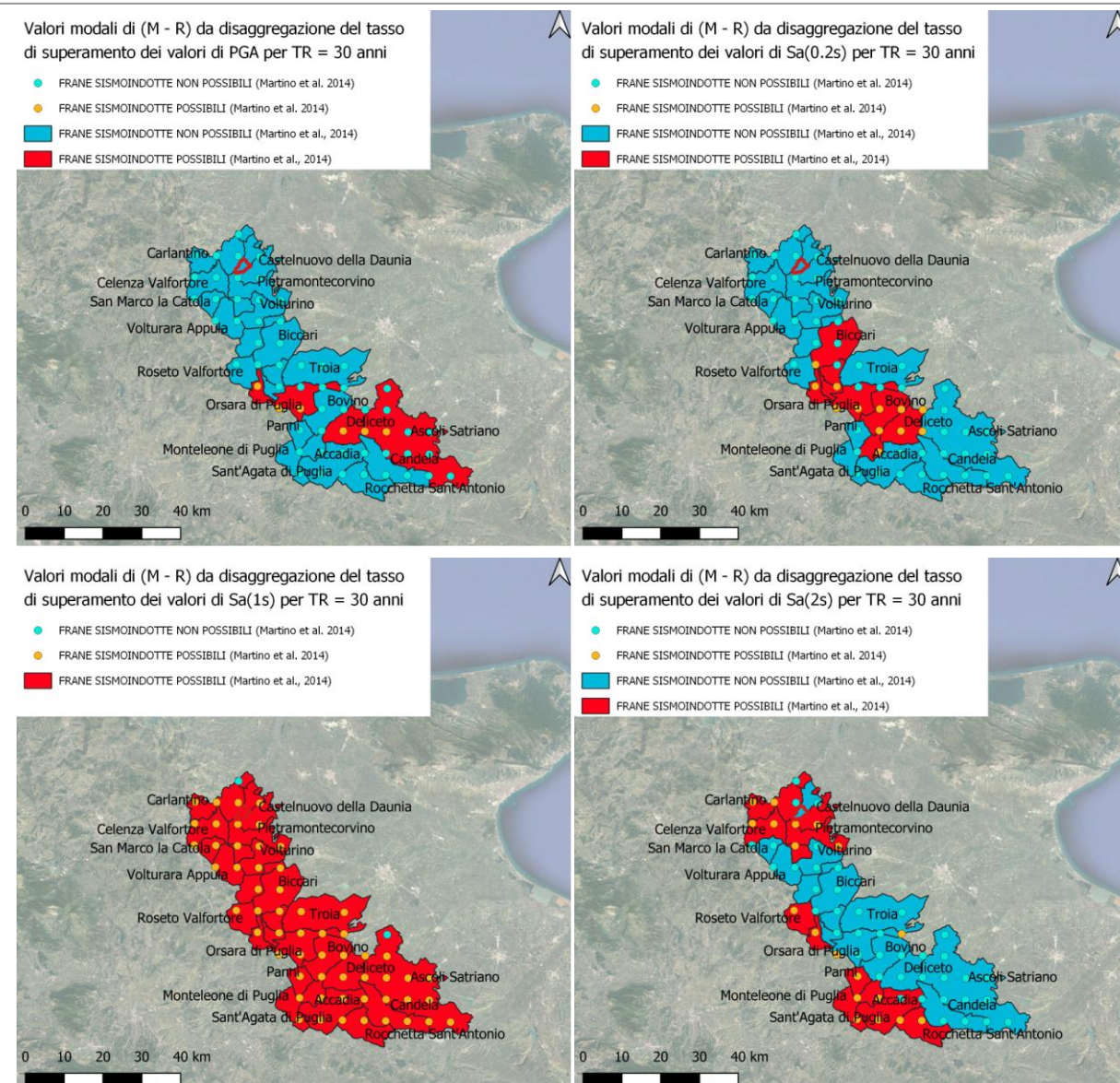
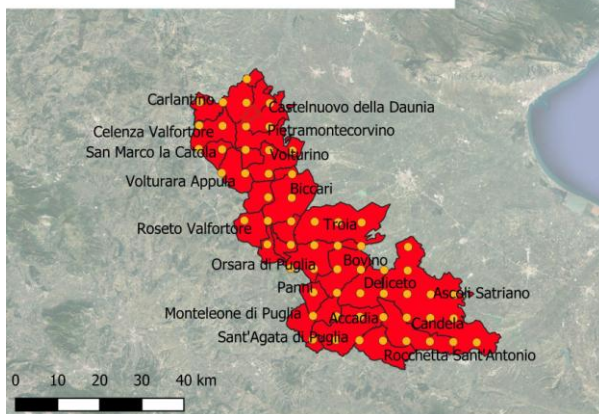


Figura 83. Mappe dei comuni del Subappennino Dauno, passibili di fenomeni franosi sismoindotti (comuni in rosso) così come derivate dal confronto delle coppie M-D medie e modali ottenute dalla disaggregazione della pericolosità sismica (in termini di PGA e diverse accelerazioni spettrali per un periodo di ritorno di 30 anni con la curva limite di Martino et al. (2014).

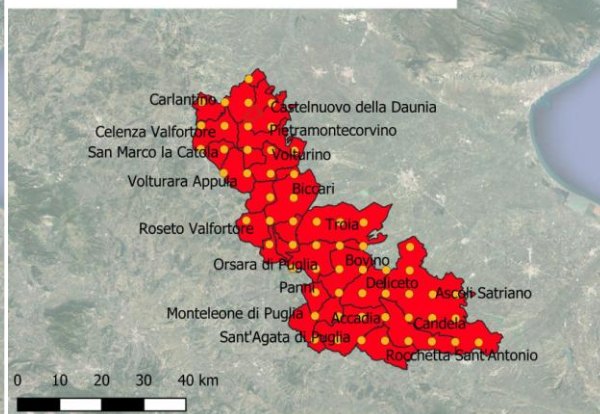
Valori medi di (M - R) da disaggregazione del tasso di superamento dei valori di PGA per TR = 475 anni

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



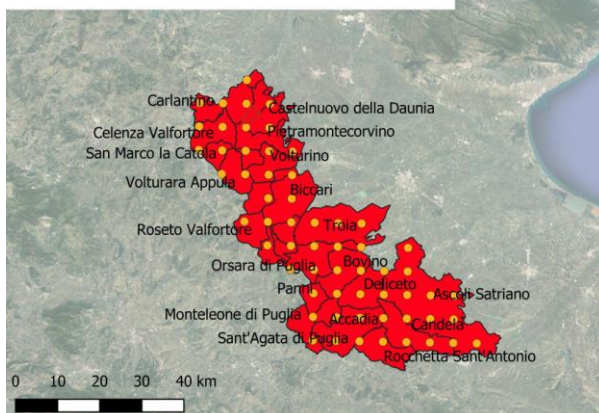
Valori medi di (M - R) da disaggregazione del tasso di superamento dei valori di $S_a(0.2s)$ per TR = 475 anni

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



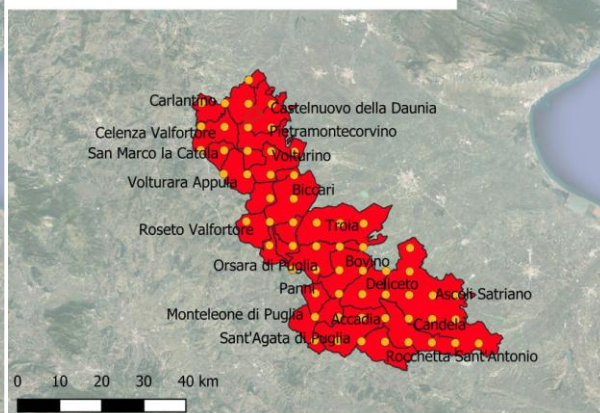
Valori medi di (M - R) da disaggregazione del tasso di superamento dei valori di $S_a(1s)$ per TR = 475 anni

- 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)



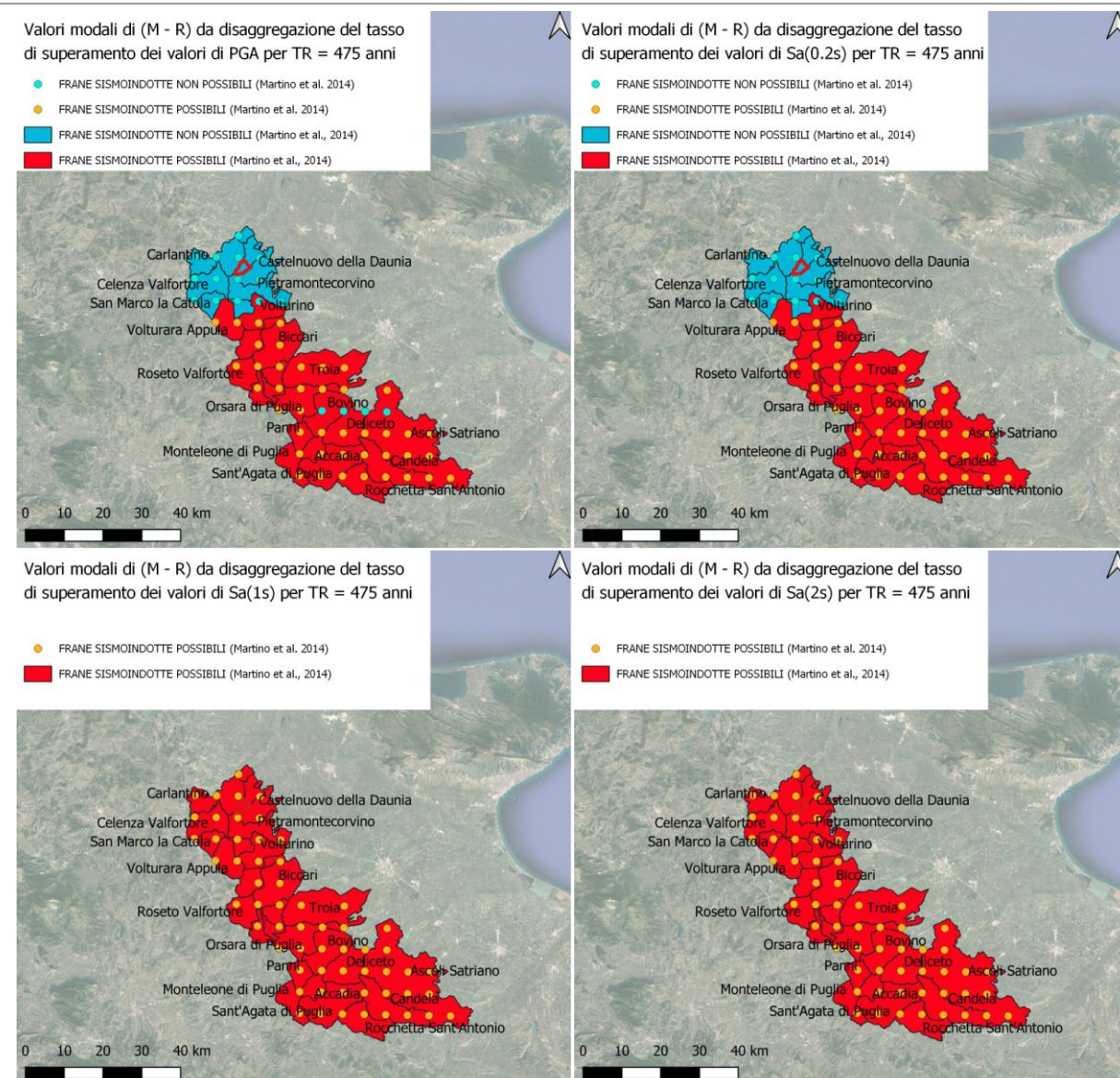


Figura 84. Mappe dei comuni del Subappennino Dauno, passibili di fenomeni franosi sismoindotti (comuni in rosso) così come derivate dal confronto delle coppie M-D medie e modal ottenute dalla disaggregazione della pericolosità sismica (in termini di PGA e diverse accelerazioni spettrali per un periodo di ritorno di 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 85, 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 85, 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 Casalvecchio di Puglia, questa circostanza sarà considerata solo nei livelli di Microzonazione successivi al primo. Infatti, nonostante la suscettibilità di Casalvecchio di Puglia 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.

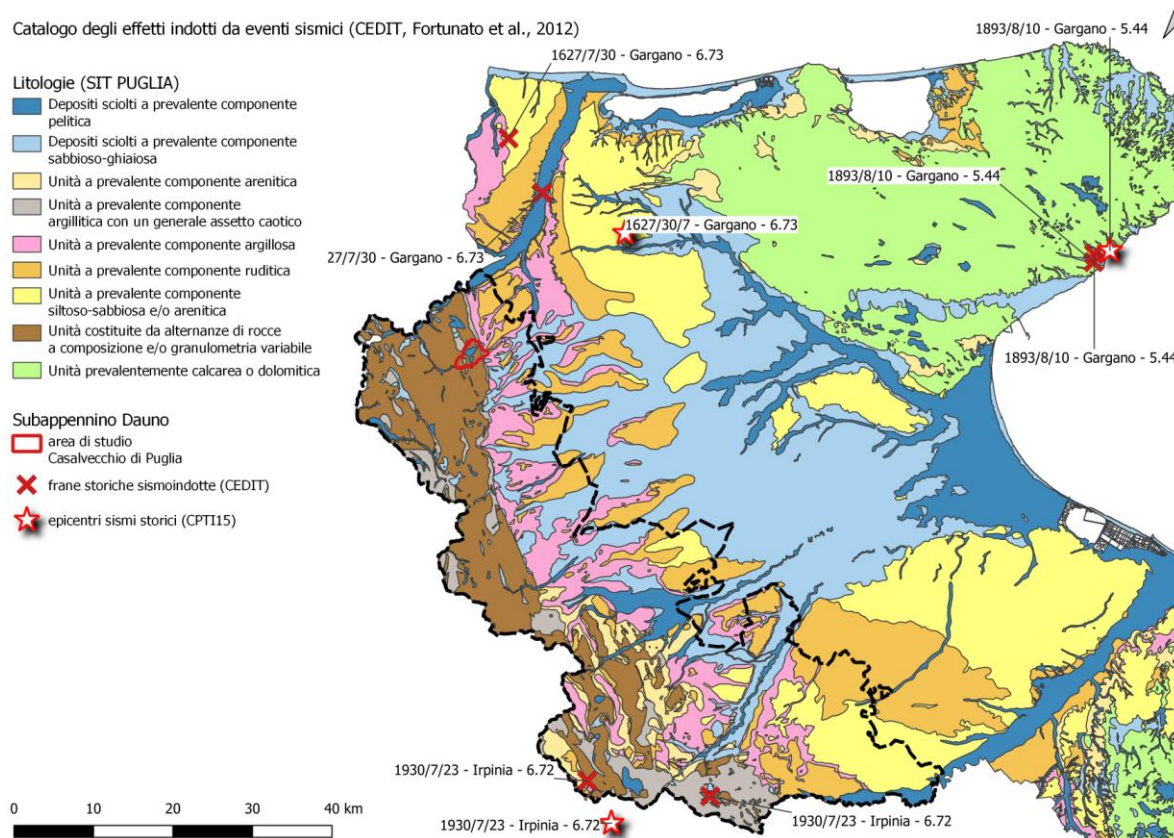


Figura 85. Confronto tra il catalogo CEDIT (Fortunato et al., 2012) degli effetti indotti da eventi sismici nella provincia di Foggia, con riferimento a frane, fratture superficiali e variazioni della morfologia. In pianta, a ciascun sito che ha subito effetto è associato l'evento sismico di riferimento (database DBMI15; Rovida et al., 2020).

7.2 Metodologia di elaborazione ed interpretazione delle prove HVSR

I dati acquisiti sono stati elaborati con software specifico. In particolare è sono stati impiegati:

- ❖ il pacchetto software Grilla, prodotto dalla ditta distributrice (Micromed-Moho) del tomografo impiegato per eseguire le misure,
- ❖ il pacchetto software Geopsy, prodotto dal progetto europeo SESAME (Site EffectS assessment using AMbient Excitations).

Per entrambi, le procedure utilizzate per elaborare i dati sono nel rispetto delle linee guida del progetto SESAME . Le fasi di elaborazione possono essere sintetizzate come di seguito:

- scaricamento dei dati acquisiti
- lettura delle tracce (Figura 86)

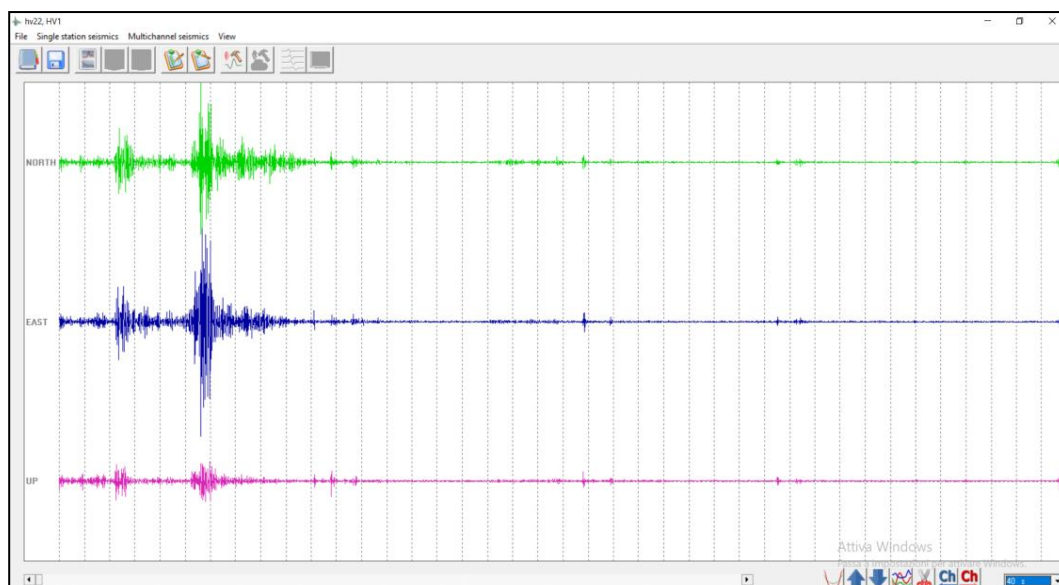


Figura 86. Misure di rumore ambientale. Esempio di una traccia di acquisizione.

- filtraggio automatico delle frequenze comprese nel range 0,7-64,0 Hz (Figura 87)

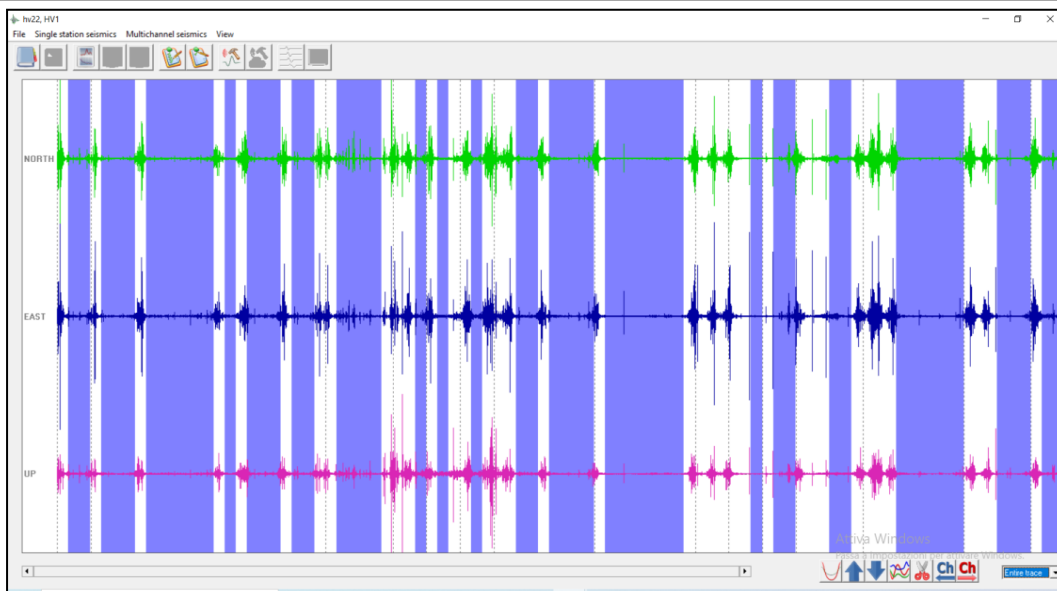


Figura 87. Misure di rumore ambientale. Filtraggio delle tracce acquisite.

- 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 dei moti
- 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 (Figura 88)

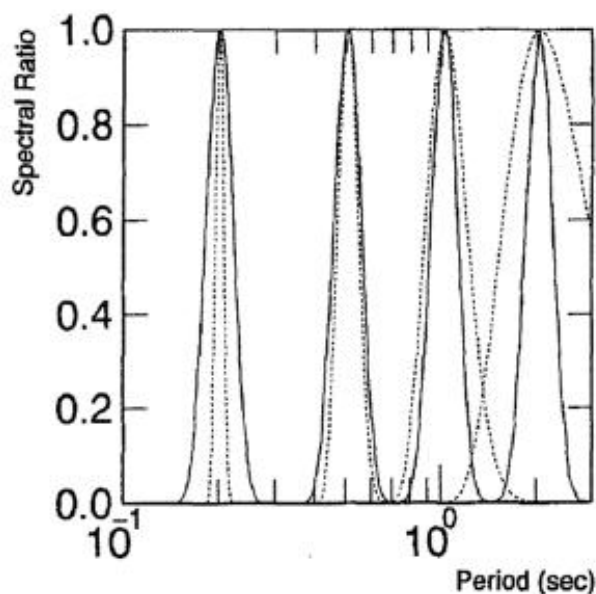


Figura 88. Andamento del valore del peso per la funzione di smoothing di Konno e Ohmachi (1998).

- 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 89).

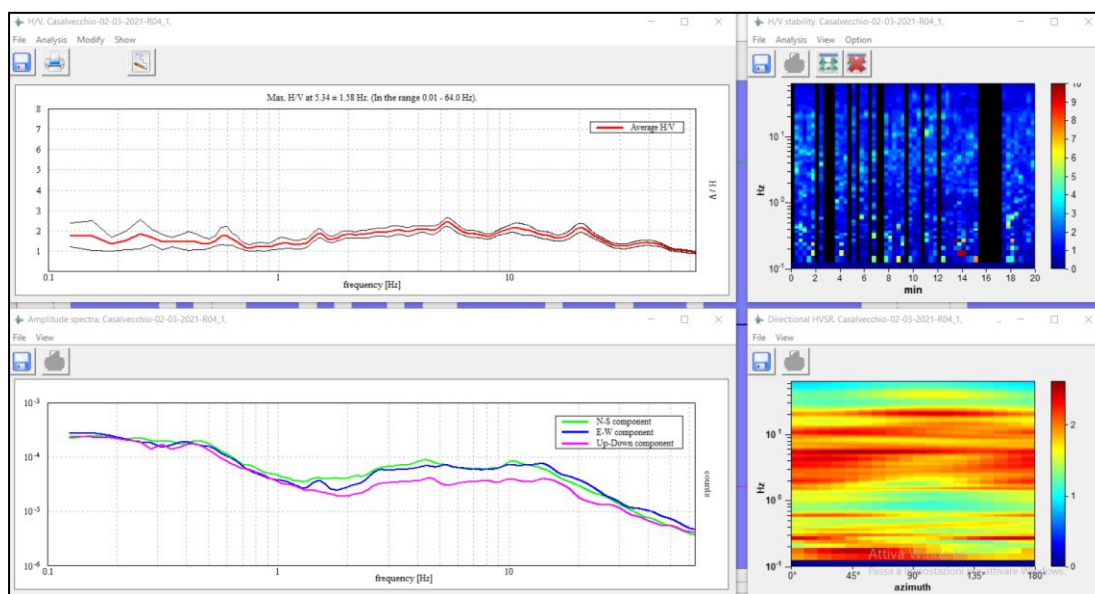


Figura 89. Misure di rumore ambientale. Dati di uscita.

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 relativo all'interpretazione dei dati, si rimanda ai singoli report allegati e definiti per ciascuna misura eseguita per una visione di dettaglio degli andamenti delle 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 12, 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 di appartenenza, le diverse frequenze di picco con le relative ampiezze. Inoltre, utilizzando le velocità delle onde S relative a ciascuna unità litotecnica, per ogni frequenza di picco è riportata anche una stima delle profondità e degli spessori dei diversi sismostrati individuati. Naturalmente la stima degli spessori è da ritenersi indicativa.

Si evidenzia, infine, che le frequenze di picco più alte, discriminate nella prova HV09-2 e HV13-1, entrambe realizzate su aree in frane, potrebbero essere correlate al contrasto di impedenza determinato dal terreno in frana.

Tabella 12. Sintesi delle elaborazioni delle indagini HVSR con indicazione del codice identificativo del relativo report (“Codice”), della litologia in affioramento (“Litologia”), della MOPS di appartenenza (“MOPS”), della prova eseguita (“Prova”), delle frequenze di picco discriminate (f0-f1-f2) e della loro relativa ampiezza (A0-A1-A2), degli spessori stimati.

Litologia	Mops	Prova	Codice	f0	A0	f1	A1	f2	A2	Spessore [m] copertura	Profondità [m] FAEp	Profondità [m] FAEc	spessore [m] materiale in frana
Ri	2006	HV01_1	71014P43	Nessuna						6,0			
		HV01_2		10,5	2,7								
Ri	2006	HV04_1	71014P46	Nessuna									
		HV04_2		Nessuna									
Ri	2006	HV05_1	71014P47	14,2	2,9					4,6			
		HV05_2		12,9	4,0								
Ri	2006	HV06_1	71014P48	18,5	2,3					3,4			
		HV06_2		Nessuna									
Ri	2006	HV18-1	71014P61	4,5	2,2	10,0	3,0			6,3	22,2		
		HV18-2		7,0	2,5	16,2	3,4						
CL	2005	R01_1	71014P55	4,2	2,3	18,0	2,1			3,8	23,8		
		R01_2		4,1	2,1	17,5	3,2						
CL	2005	HV02_1	71014P44	4,2	2,8						24,4		
		HV02_2		4,1	2,2								
CL	2005	HV09-1	71014P50	Nessuna							62,5		3,2
		HV09-2		1,8	2,1	21,0	3,0	40,0	3,2				
CL	2005	HV08-1	71014P49	3,0	2,4	18,3	2,5			3,7	33,3		
		HV08-2		3,2	2,2								
CL	2004	HV03-1	71014P45	Nessuna									
		HV03-2		Nessuna									
FAEP	2003	HV07-1	71014P64	Nessuna							24,0		
		HV07-2		4,2	2,6								
FAEP	2003	R04-1	71014P56	1,5	2,2	9,0	2,3				18,2	116,7	
		R04-2		1,5	2,5	5,5	2,1						
FAEP	2002	HV17-1	71014P60	2,5	2,2						11,1	70,0	
		HV17-2		3,0	2,0	6,1	2,7						
FAEP	2002	HV15-1	71014P59	Nessuna								62,5	
		HV15-2		2,8	2,2								
FAEP	2003	HV14-1	71014P58	6,0	2,1						15,2		
		HV14-2		7,2	2,2	23,4	2,2						
FAEP	2003	HV16-1	71014P54	2,5	2,1	7,0	2,3				14,3	70,0	
		HV16-2		2,5	2,7	10,0	2,3						
FAEP	2003	HV19-1	71014P62	10,8	2,7						9,3		
		HV19-2		10,6	3,6								
FAEP	2003	HV13-1	71014P53	2,5	2,9	4,0	2,8	5,9	2,4		25,0	70,0	12,7
		HV13-2		4,0	3,5								
FAEP	2003	HV12_1	71014P52	3,8	2,8	6,0	2,6				16,7	46,1	
		HV12_2		6,0	3,0								
FAEP	2003	HV11_1	71014P51	6,0	5,6							46,0	
		HV11_2		6,0	9,8								
FAEP	2002	HV10-1	71014P63	2,2	2,1	8,1	2,9				62,5		
		HV10-2		2,2	2,4	8,0	2,1						
FAEP	2003	R05-1	71014P57	3,2	2,6						37,6		
		R05-2											
FAEP	2003	R02	71014P65	1,3	2,0	7,1	4,5				14,1	134,6	
FAEP	2003	R03	71014P66	1,2	1,5	5,3	2,0				18,9	166,7	

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 Casalvecchio di Puglia, 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.

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.

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).

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 i dati acquisiti ex novo, possono essere ipotizzati diversi tipi di effetti di amplificazione. La cartografia, quindi, corrisponde ad un approfondimento di Livello 1 ed individua qualitativamente e grossolanamente la geometria delle aree potenzialmente caratterizzate da specifici effetti sismici locali. Ciò permette quindi di guidare le necessarie indagini nelle successive fasi di approfondimento identificabili con il livello 2 e/o 3.

Oltre alle prove di sismica riportate dettagliatamente nel database e descritte nel paragrafo relativo (cfr. par. 4.2), per poter definire la velocità di alcune litologie discriminate all'interno dell'aria da riperimetrare, non essendo prevista in questa fase la possibilità di eseguire specifiche indagini volte alla stima diretta della velocità, sono state utilizzate indagini di letteratura ovvero due prove Down-Hole sintetizzate in Figura 90 e in Figura 91. In particolare si tratta di una prova eseguita a Lucera direttamente sulle Argille Subappennine (Figura 90) e una eseguita a Castelnuovo della Daunia (Figura 91) sul terrazzo che ha intercettato ad una profondità di 18m le Argille Subappennine. In entrambi i casi sono state misurate velocità maggiori di 800 m/s per cui è ragionevole definire le Argille Subappennine come substrato sismico (CO) e definiscono, laddove sono presenti in affioramento ma non in frana, le aree stabili.

La prova riportata in Figura 91 è stata utilizzata anche per parametrizzare il terrazzo definito come “Conglomerato poligenico di natura calcarea con sabbia giallastra e limi argillosi” caratterizzato da velocità pari a 850m/s e, pertanto, identificato con la sigla LC.

Per quanto riguarda le aree stabili suscettibili di amplificazione locale va sottolineato che la caratterizzazione dei litotipi presenti sul territorio comunale, con particolare riguardo agli spessori e alle geometrie laterali, presenta ancora diversi aspetti indeterminati. L’unione delle informazioni di carattere stratigrafico e delle classi di pendenza del territorio comunale, ha permesso di individuare le microzone omogenee in prospettiva sismica.

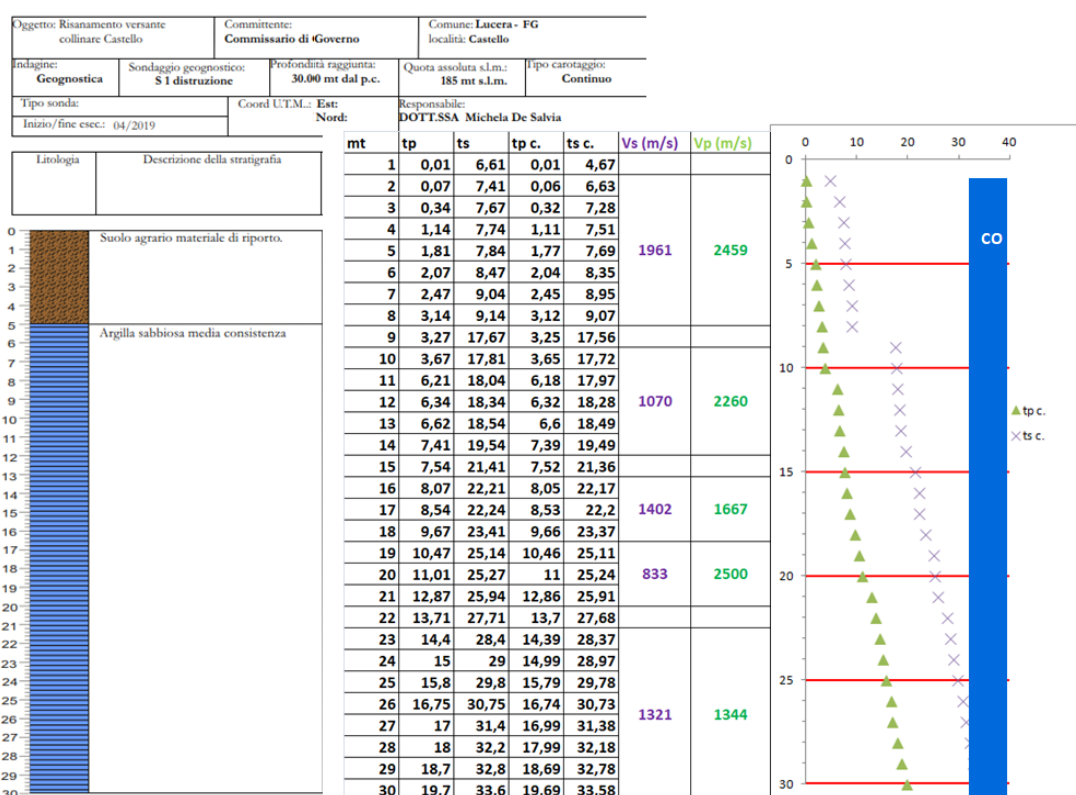


Figura 90. Sintesi della prova sismica in foro eseguita a Lucera in località Castello per conto del Commissario di Governo. Ricostruzione della stratigrafia di sondaggio in cui è stata eseguita la prova e interpretazione dei dati con ricostruzione del modello sismostratigrafico (cfr. Geol. M. De Salvia Relazione per risanamento versante collinare Castello, aprile 2019).

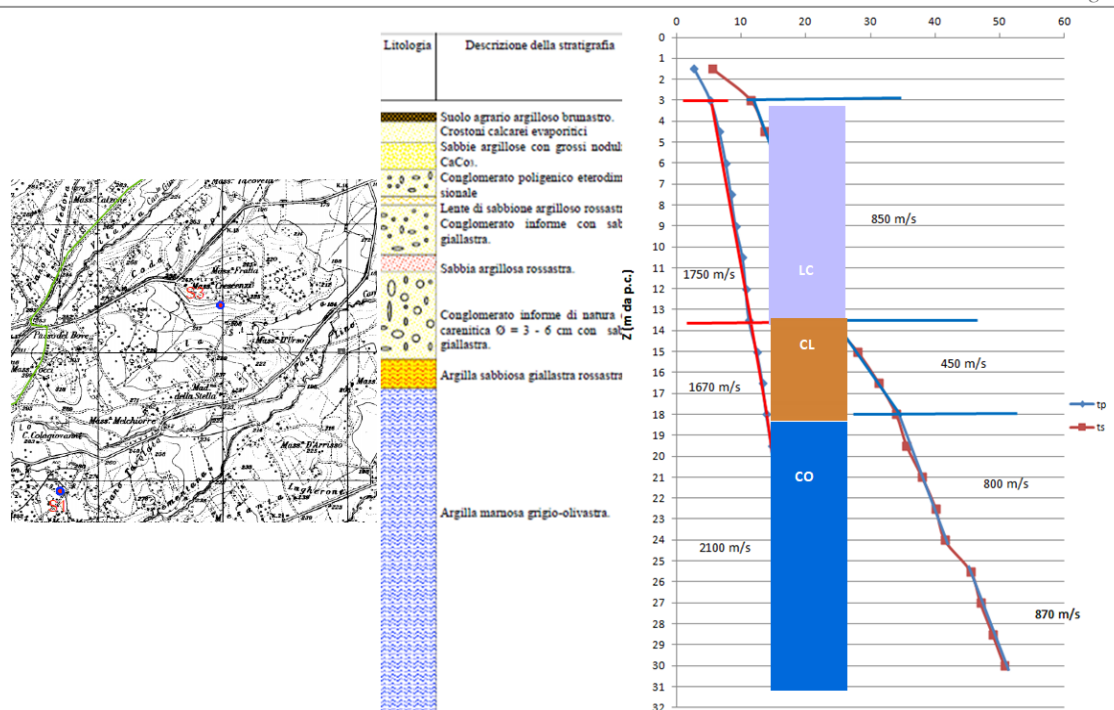


Figura 91. Sintesi della prova sismica in foro: Il puntino rosso ubica la prova di sismica in foro eseguita a Castelnuovo della Daunia. Ricostruzione della stratigrafia di sondaggio in cui è stata eseguita la prova e interpretazione dei dati con ricostruzione del modello sismo stratigrafico (cfr. Geol. M. De Salvia Relazione geologica Parco Eolico Località La Strettola).

Le microzone della carta sono classificate nelle seguenti categorie:

- Zone stabili: sono state individuate nella zona ad Est del paese di Casalvecchio ovvero dove con morfologia pianeggiante e/o con inclinazione $<15^\circ$ affiorano le argille Subappennine che presentano $V_s \geq 800$ m/s;
- Zone stabili suscettibili di amplificazione: in funzione di quanto ricostruito elaborando le indagini pregresse, i rilievi geologici e le risultanze delle indagini HVSR è stato possibile discriminare 10 MOPS, di cui una afferente alla singola MOPS di tipologia “2099” (substrato fratturato o alterato, Figura 92.) e nove MOPS afferenti alle tipologie “20xx” (substrato lento-substrato (Figura 91) e copertura-substrato (Figura 94 e Figura 95).

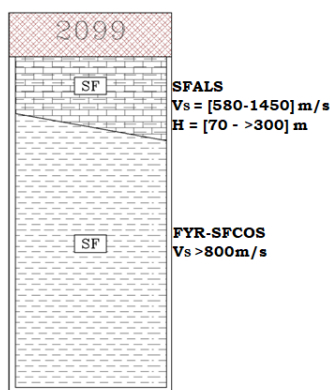


Figura 92. Schema delle MOPS relative alle aree in cui affiora il substrato sismico. Nella rappresentazione grafica è riportato, per ogni unità litotecnica, il valore delle velocità e dello spessore.

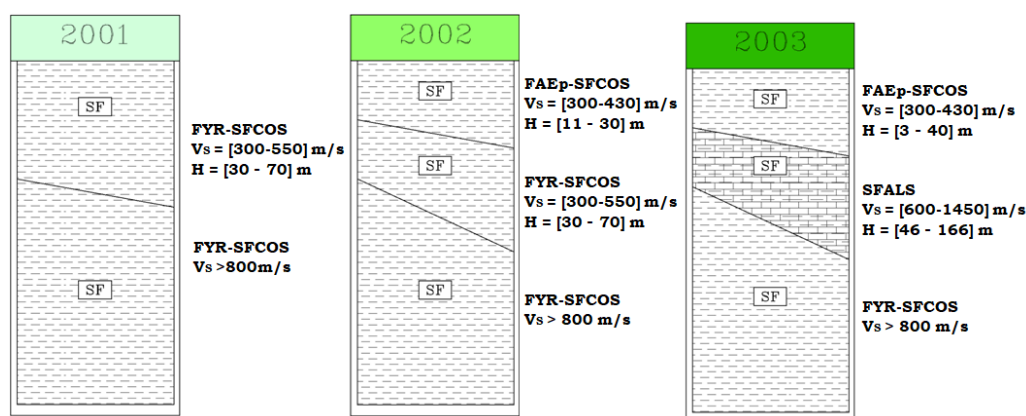


Figura 93. Schema delle MOPS relative alle aree che presentano il substrato lento sopra al substrato sismico con velocità maggiori di 800m/s. Nella rappresentazione grafica è riportato, per ciascuna unità litotecnica il valore delle velocità e dello spessore.

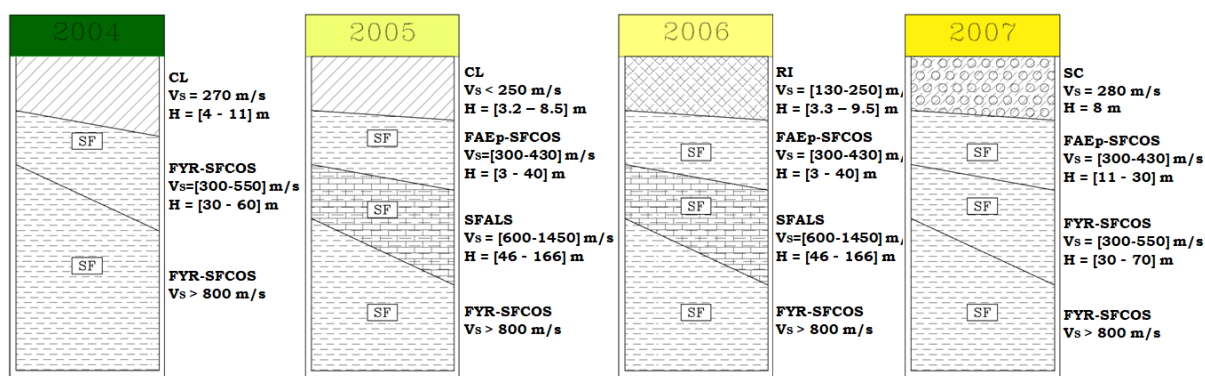


Figura 94. Schema delle MOPS relative alle aree che presentano delle coperture al di sopra del substrato. Nella rappresentazione grafica è riportato, per ciascuna unità litotecnica il valore delle velocità e dello spessore.

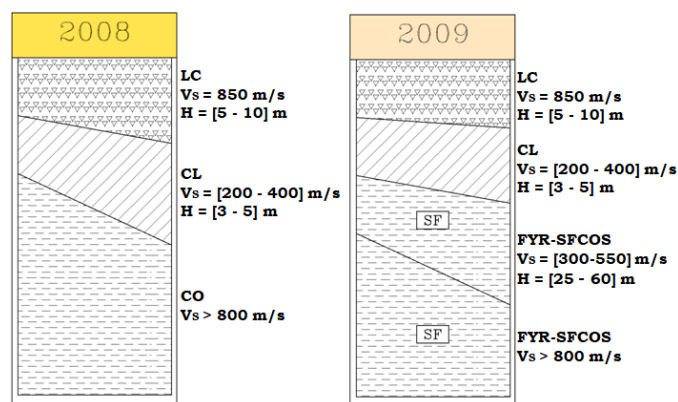


Figura 95. Schema delle MOPS relative alle aree che presentano delle coperture al di sopra del substrato. Nella rappresentazione grafica è riportato, per ciascuna unità litotecnica il valore delle velocità e dello spessore.

La zona indicata con la MOPS 2099 è caratterizzata da assenza di coperture e da affioramento del substrato geologico che non raggiunge le velocità caratteristiche del bedrock sismico. Tale MOPS è distinta dalla colonna schematizzata in Figura 92 ovvero dal FAEc (SFALS) poggianti sul FYR (SFCOS). Le indagini pregresse eseguite su questa MOPS sono solo relative ai sondaggi geognostici 071014P17-071014P18-071014P19. Non ci sono indagini pregresse in merito alla stima delle velocità del FAEc in affioramento. Per stimare tale velocità, sono state utilizzate delle indagini che hanno intercettato tale litologia ovvero la prova di indagine sismica tipo MASW 071014L4 (sintetizzata in Figura 59), il profilo di sismica a rifrazione e la prova Re.Mi 071014L2 (sintetizzate in Figura 62) e da una prova di letteratura sintetizzata in Figura 61. Queste prove hanno consentito di stimare una velocità compresa tra 580-1450 m/s. Lo spessore minimo di tale formazione è stato stimato dalla frequenza di picco misurata elaborando l'indagine 7101460 ed è pari a 70 m (Tabella 12) mentre lo spessore massimo è stimato dalla letteratura come maggiore di centinaia di metri. Come già ampiamente discusso nel paragrafo 4.2, le velocità da correlare al FYR (costituito da alternanza di sottili strati di argilliti, calcilutiti, calcareniti e calciruditi), non sono ben definite e sicuramente non ci sono informazioni in merito al FYR presente al di sotto del FAEc (costituito da alternanza di strati calcareo-calcarenitico e argilloso-marnoso con prevalenza dei termini calcareo-calcarenitici). Le velocità del FYR riportate in Figura 56 (07101P2) e in Figura 63 (071014L5) stimano velocità comprese tra 400-540 m/s mentre quella riportata in Figura 58 eseguita a Casalnuovo Monterotaro stima valori di velocità maggiori di 800 m/s. Trattasi comunque di prove limitate a 30 m di profondità ben lontano dalle profondità del FYR presente al di sotto del FAEc. Non avendo altre informazioni e

considerando che siano state stimate anche velocità di 800 m/s per il FYR, è ragionevole ipotizzare che siano queste le velocità da correlare al FYR presente al di sotto del FAEc. La stima di questa velocità resta un problema aperto da definire nei livelli successivi per escludere e/o analizzare eventuali inversioni di velocità.

La zona indicata con la MOPS 2001 è costituita dalle zone in cui affiora il FYR (SFCOS). Su questa MOPS sono stati eseguiti i sondaggi geognostici 071014P2, 071014P8 e 071014P20, la prova Down-Hole 071014P2 (Figura 56) e dalla MASW 071014L5 (Figura 63). Le velocità stimate sono comprese tra 400-540 m/s ma, considerando che questa tipologia possa raggiungere, con l'aumento di profondità, velocità maggiori di 540 m/s, le frequenze di picco definite elaborando le indagini HVSR siglate come 071014P53-071014P59-071014P60, hanno stimato uno spessore massimo della componente più *superficiale* della formazione pari a 60 m. Come spessore minimo, sempre della componente più superficiale, è stato considerato quello definito dalla prova 071014P2 ovvero pari a 30 m.

La zona indicata con la MOPS 2002 è distinta dalle aree in cui affiora il FAEp (costituito da alternanza di strati calcareo-calcarenitico e argilloso-marnoso con prevalenza dei termini argillosi- SFCOS) poggiante sul FYR. Comprende la zona di Monte Lano e tutta la zona del centro urbano laddove non siano stati definiti i depositi di copertura. Questa MOPS è stata parametrizzata considerando i sondaggi geognostici 071014P9, 071014P10 e 071014P11, la prova di sismica in foro 07101P10 (Figura 55) e le indagini HVSR 071014P59, 071014P60 e 071014P63 (Tabella 12). In questo modo è stato possibile definire uno spessore FAEp rispetto alla parte più superficiale di FYR compreso tra 11-30 m ed una profondità del FYR maggiore di 70 m.

Le velocità stimate per il FAEp, sono molto simili a quelle della parte più superficiale del FYR ma si è ritenuto opportuno distinguere le due MOPS in modo da conservare l'informazione geologica della litologia presente in affioramento e che si estende per una zona piuttosto estesa dell'intera area da ripерimеtrare.

La zona indicata con la MOPS 2003 comprende gran parte del centro urbano ovvero tutte le aree urbane in cui non sono stati discriminati i depositi di copertura (RI e/o CL). Le unità litotecniche che la costituiscono sono il FAEp (SFCOS) - FAEc (SFALS) e il FYR (SFCOS). Le indagini che hanno consentito di parametrizzare tale MOPS sono: i sondaggi geognostici 071014P33 e 71014P33, le indagini di sismica tipo MASW 071014L2 (Figura 62) ed 071014L3 (Figura 60), l'indagine di sismica passiva tipo Re.Mi 071014L4 (Figura 59) e le HVSR siglate come che

071014P64, 071014P56, 071014P58, 071014P54, 071014P62, 071014P53, 071014P52, 071014P51, 071014P57, 071014P65 e 071014P66 (Tabella 12). E' stata utilizzata anche una indagine a quella di letteratura sintetizzata in Figura 61. L'analisi congiunta di tutti questi dati ha consentito di stimare un spessore di FAEp compreso tra 3-40 m con velocità comprese tra 340-430 m/s, uno spessore di FAEc compreso tra 46-166 m con velocità comprese tra 600-1450 m/s. E' ragionevole pensare che, avendo individuato un picco a cui correlare lo spessore relativo al FAEc, le velocità da associare al FYR al disotto del FAEc debbano essere maggiori di 1500 m/s. Resta una osservazione che va risolta nel corso di approfondimenti successivi.

La MOPS 2004 comprende la zona a est del cimitero e la parte nord di Monte Lano ed è distinta dall'unità litotecnica indicata come CL poggianti su FYR (SFCOS). Le indagini che hanno consentito di parametrizzare tale MOPS, oltre a quanto già definito per la MOPS 2001, sono: i sondaggi geognostici 071014P2, 071014P3, 071014P7, 071014P12 e 071014P4, le indagini di sismica tipo Dowh-Hole 07101492 (Figura 56), l'indagine di sismica tipo MASW e Re.Mi. (Figura 63) e l'indagine HVSR siglata come che 071014P45 (Tabella 12). L'analisi congiunta di questi dati ha consentito di parametrizzare la copertura CL considerando uno spessore compreso tra 4-11 m e una velocità di 270 m/s. Per la parametrizzazione del FYR si rimanda a quanto già detto in precedenza.

La zona indicata con la MOPS 2005 comprende parte del centro abitato e la zona a sud del cimitero. È distinta dall'unità litotecnica indicata come CL poggianti su FAEp (SFCOS) - FAEc (SFALS) - FYR (SFCOS). Le indagini che hanno consentito di parametrizzare tale MOPS, oltre a quanto già definito per la MOPS 2003, sono: i sondaggi geognostici siglati come 071014P5, 071014P13, 071014P14, 071014P15, 071014P22, 071014P25, 071014P26, 071014P27, 071014P30, 071014P31, 071014P32, le indagini di sismica tipo MASW 071014L3 (Figura 60) e 071014L4 (Figura 59) e le indagini HVSR siglate come 071014P67, 071014P44, 071014P50, 071014P49 (Tabella 12). L'analisi congiunta di tutti questi dati ha consentito di stimare uno spessore di CL compreso tra 3,2-8,5 m e da velocità inferiori a 250 m/s. Si rimanda a quanto già rappresentato nella MOPS 2003 per la parametrizzazione del FAEp-FAEc-FYR.

La zona indicata con la MOPS 2006 comprende parte del centro abitato, l'area a ridosso dei due campi da calcio, la zona a ridosso della scuola De Rada. E' distinta dall'unità litotecnica indicata come RI poggianti su FAEp (SFCOS) – FAEc (SFALS) - FYR (SFCOS). La MOPS è stata caratterizzata, oltre a quanto già rappresentato nella MOPS 2003, utilizzando i sondaggi geognostici siglati come 071014P16, 071014P21, 071014P23, 071014P34, 071014P35, l'indagine di sismica a rifrazione 071014L2 sulla quale è stata eseguita anche una elaborazione

tipo Re.Mi (Figura 62) e le indagini HVSR siglate come 071014P43, 071014P46, 071014P47, 071014P48 e 071014P61. I valori di velocità stimati per il riporto a ridosso della scuola ed ottenuti dalla elaborazione della prova 071014L2, pari a 130 m/s, non possono essere utilizzati per caratterizzare anche tutti gli altri riporti discriminati. Infatti la prova 071014L2 è stata eseguita su riporto antropico costituito essenzialmente da terreno vegetale poco consistente mentre il riporto antropico discriminato lungo le altre aree del comune è costituito essenzialmente da materiale più litoide e compatto al quale devono essere correlate velocità delle onde S sicuramente più alte di 130 m/s. Per caratterizzare tale velocità, non avendo indagini geofisiche in loco eseguite su tale materiale, sono state considerate le indagini di sismica tipo MASW eseguite al cimitero di Castelnuovo della Daunia e sintetizzate in Figura 65. Da queste indagini è stata dedotta la velocità del riporto pari a 250 m/s. L'analisi congiunta di tutti questi dati ha consentito di stimare uno spessore di RI compreso tra 3,3-9,5 m e da velocità comprese tra 130-250 m/s. Si rimanda a quanto già rappresentato nella MOPS 2003 per la parametrizzazione del FAEp-FAEc-FYR.

La zona indicata con la MOPS 2007 comprende una piccola area a nord del comune a confine con Casalnuovo Monterotaro. E' distinta dall'unità litotecnica indicata come SC poggiate su FAEp (SFCOS) - FYR (SFCOS). La MOPS è stata caratterizzata, oltre a quanto già definito per la MOPS 2002, dai sondaggi siglati come 071014P36, 071014P37, 071014P38, 071014P39, 071014P40, 071014P41, 071014P68 e 071014P69 e l'indagine MASW di letteratura schematizzata in Figura 58. L'analisi congiunta di questi dati, ha consentito di stimare uno spessore medio di tale copertura pari a 8 m. e una velocità inferiore a 300 m/s. Si rimanda a quanto definito nella MOPS 2002 per la stima del substrato sul quale poggia SC.

Le zone indicate con la MOPS 2008 e 2009 sono relative alle aree in cui affiorano depositi alluvionali terrazzati prevalentemente ghiaiosi, sabbiosi (cfr. 3.4). La sola prova Down-Hole riportata in Figura 91 che interessa litologie simili, ha consentito di parametrizzarli. Tali depositi poggiano sul FYR (MOPS 2008) ed sulle ASP (MOPS 2009). I parametri relativi al substrato della MOPS 2008 sono gli stessi definiti per la MOPS 2004 mentre le velocità delle ASP sono sintetizzate in Figura 90 e in Figura 91 e risultano essere, in entrambi i casi, maggiori di 800 m/s. In studi successivi si dovranno approfondire le conoscenze specifiche di tali aree anche se, si precisa, non ricadono all'interno di aree urbanizzate e/o urbanizzabili e, per questo motivo, su tali aree, non sono state eseguite misure di HVSR. Le MOPS sono ubicate nella parte più orientale della zona in studio.

Come si osserva in Figura 95, le MOPS sono caratterizzate da inversione di velocità, laddove in affioramento è stata rinvenuta una formazione associabile ad un'unità Litoide di Copertura, "LC", come definita nelle "Linee Guida per la realizzazione della carta geologico-tecnica per la microzonazione sismica con adattamento ai contesti vulcanici" (v.1, 2020). Come indicato negli I.C.M.S., affinché tale inversione sia significativa, è necessario che un terreno rigido sovrasti stratigraficamente un terreno meno rigido (soffice), con un rapporto $V_{s,rig}/V_{s,sof} > 2$, con la V_s dello strato più rigido maggiore di 500 m/s. Nel caso specifico, non avendo ulteriori informazioni sullo spessore dello strato più soffice, si è ritenuto lecito di indicare comunque la MOPS come area con possibile amplificazione e non come area stabile. Tale scelta dovrà essere approfondita in livelli successivi, nonostante tali aree siano lontane da zone urbane e urbanizzabili (cfr. par. 1.4) ed è per questo che su tali aree non sono state eseguite indagini HVSR.

- c) Zone di attenzione per instabilità di versante: in Tabella 13 si riporta l'associazione stato di attività-cinematismo-MOPS, come riconosciuta all'interno dell'area oggetto di studio:

Tabella 13. Sintesi delle diverse tipologie di cinematismi e stato di attività, associate alle MOPS.

ID (Standard 4.2)	Stato di attività	Cinematismo	MOPS
3035	Inattiva	Non definito	2003
3042	Non definito	Scorrimento	1031, 2001, 2002, 2003, 2004, 2005, 2009, 2099
3043	Non definito	Colata	1031, 2001, 2002, 2099
3044	Non definito	Complesso	1031, 2001, 2002, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2099
3045	Non definito	Non definito	1031, 2001, 2002, 2003, 2004, 2099

Completano la carta delle MOPS due profili topografici che definiscono le zone in cui è da considerare negli studi di livelli superiori, amplificazioni di tipo topografico oltre a quelli stratigrafici.

9. CONFRONTO CON LA DISTRIBUZIONE DEI DANNI DEGLI EVENTI PASSATI

La storia sismica del territorio comunale di Casalvecchio di Puglia (FG) è stata illustrata nel capitolo 3, 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 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 Casalvecchio di Puglia, a distanza epicentrale di circa 25 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.

I sopralluoghi effettuati dai tecnici ASSET, in occasione della redazione degli elaborati relativi alla verifica della CLE, hanno permesso di mettere in evidenza che gli edifici del centro storico, presumibilmente i più datati, siano stati pesantemente danneggiati, e risultano ad oggi ancora in attesa di intervento. In quest'ottica, gli studi di Microzonazione Sismica sono orientati all'individuazione delle possibili cause dei danneggiamenti, indotte dalla particolare conformazione del territorio urbanizzato, e dalle unità litotecniche presenti. La ricognizione condotta sinora, preliminare, evidenzia il possibile contributo degli effetti topografici di cresta sul diffuso danneggiamento della porzione antica dell'edificato di Casalvecchio di Puglia. Inoltre, alla luce delle MOPS identificate, si presume che agli effetti topografici si possano essere sommati anche effetti di amplificazione litostratigrafica che saranno calcolati nei livelli successivi di Microzonazione Sismica. E' lecito osservare che la maggior parte dei danni causati dalle calamità naturali e antropiche si sarebbero potuti 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.

BIBLIOGRAFIA

- AGI 2005. Aspetti geotecnici della progettazione in zona sismica. Linee guida.
- AA.VV. 2011. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo". Servizio Geologico d'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.
- 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" Servizio Geologico d'Italia, 57 pg.
- Amato A., Bianchi I., Piana Agostinetti N. 2014. Apulian crust: top to bottom. *Journal of Geodynamics*, 82: 125-137.
- 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 intraforeland transpression 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.
- 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.
- 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"
- 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., Lepvevriev C., Pecherku D.H., Boulouin 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
- 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 Apennines 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 - Apennines 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 Apenninic 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 Apenninic 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 Società Geologica Italiana*, 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., Bosi, Giuliani, R., Mattone, M., 2002. Il terremoto del 31/10/2002: sismicità storica di San Giuliano, rilievo macrosismico e deformazione superficiale cosismica. *Ingegneria sismica_ 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
- Gallicchio S. 1996. Le successioni torbiditiche calciclastiche 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.
- 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
- 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.
- 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. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 51: 669-684.
- Maggiore M., Pagliarulo P. 2003. Siccità e disponibilità idriche sotterranee del Tavoliere di Puglia. *Geologia dell'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.
- Nicolai C., Gambini R. 2007. Structural architecture of the Adria platform and basin system Bolletino 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. Bolletino 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
- Puglia R., Lanzo G., Pagliaroli A., Sica S., Silvestri F. 2007. Ground motion amplification in san giuliano 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.
- Relazione geologica per lavori di costruzione di una edicola funeraria a Castelnuovo della Dauna, Geol. L. Salcuni, Dicembre 2019.
- Relazione geologica Parco Eolico Località La Strettola. Castelnuovo della Daunia, Geol. M. De Salvia, Novembre 2007.
- Relazione geologica Risanamento versante collinare Castello di Lucera. Geol. M. De Salvia, Aprile 2019.
- Relazione geologica per i lavori di riparazione e ripristino del mattatoio comunale di Casalnuovo Monterotaro. Geol. L. Grosso, Dicembre 2009.
- Relazione geologica per la realizzazione di un Parco Termale previsto in agro a Castelnuovo della Daunia. Geol. Giuseppe Locorotolo, Novembre 2003
- 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, Foggia9. 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 Apennines 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 earthquakes 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 Apennines, 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
- 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>
- 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>.