



PROTEZIONE CIVILE
Presidenza del Consiglio dei Ministri
Dipartimento della Protezione Civile



CONFERENZA DELLE REGIONI E
DELLE PROVINCE AUTONOME

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

OCDPC n.293/2015

PROGRAMMA REGIONALE DEGLI STUDI E INDAGINI DI MICROZONAZIONE SISMICA. ANNUALITA' 2014

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione illustrativa

Regione Marche Comune di Caldarola



Regione

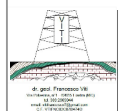


Soggetto realizzatore



Dott. Geol. Mauro Cataldi

Collaboratore



Dott. Geol. Francesco Viti

Data

Maggio 2017



Indice

1. Introduzione	3
2. Definizione della pericolosità di base e degli eventi di riferimento	7
2.1 Eventi sismici di riferimento – sismicità storica	7
2.2 Eventi sismici di riferimento – sismicità recente	11
2.3 Zonazione ZS9	12
2.4 Database DISS (Database of Individual Seismogenic Sources) – vers. 3.2.0	17
2.5 Faglie attive	20
2.6 Definizione della pericolosità sismica di base	23
2.7 Classificazione sismica	26
3. Assetto geologico e geomorfologico dell'area	29
3.1 Stratigrafia	31
3.2 Tettonica	52
3.3 Geomorfologia	55
4. Dati geotecnici e geofisici	62
5. Modello del sottosuolo	68
5.1 Dati geologici	69
6. Interpretazioni e incertezze	70
7. Metodologie di elaborazione e risultati	75
8. Elaborati cartografici	77
8.1 Carta delle indagini	77
8.2 Carta geologico–tecnica	78
8.3 Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (M.O.P.S.)	82
8.4 Note sull'adozione di strumento Geographic Information System	109
9. Confronto con la distribuzione dei danni degli eventi passati	110

Dott. Geol. Mauro Cataldi



9.1 Bistocco.....	114
9.2 Valle e Colle di Valcimarra	115
9.3 Valcimarra	117
9.4 Pievefavera	117
9.5 Castiglione e Servelle.....	119
9.6 Croce	119
9.7 Vestignano	120
9.8 Caldarola.....	122
10. Bibliografia	126
11. Allegati	130

1. Introduzione

Viene definita la Microzonazione Sismica (MS) come la “*valutazione della pericolosità sismica locale attraverso l'individuazione di zone del territorio caratterizzate da comportamento sismico omogeneo. In sostanza, la MS individua e caratterizza le zone stabili, le zone stabili suscettibili di amplificazione locale del moto sismico e le zone suscettibili di instabilità (ora Zone di attenzione per instabilità, N.d.R.)*”.

Le problematiche trattate dagli studi di Microzonazione Sismica hanno avuto un forte sviluppo a livello scientifico negli ultimi anni, soprattutto a seguito dei terremoti che hanno coinvolto l'Appennino umbro-marchigiano nel 1997–98, la città di L'Aquila nel 2009, la Regione Emilia nel 2012 e l'attuale sequenza sismica Amatrice–Norcia–Visso, anche se la loro importanza era emersa già in epoca passata, tant'è che è da tempo noto che le condizioni locali dei terreni di fondazione condizionano in modo importante gli effetti del terremoto. Già un secolo fa i criteri informativi delle norme tecniche approvate con Regio Decreto 18 aprile 1909, n. 193, a seguito del disastroso terremoto di Messina e Reggio Calabria del 1908, riportavano il divieto di nuove costruzioni e ricostruzioni “*su terreni posti sopra e presso fratture, franosi o atti comunque a scoscendere, od a comunicare ai fabbricati vibrazioni e sollecitazioni tumultuarie per differente costituzione geologica o diversa resistenza delle singole parti di essi*”.

È facile leggere in questa sola frase come già all'epoca fossero chiari gli effetti del terremoto in termini di scuotimento (deformazioni reversibili) e deformazioni permanenti, e come esse fossero collegate fortemente alle caratteristiche locali dei terreni.

In uno studio condotto nel 1969 da Seed ed Idriss sulle registrazioni accelerometriche effettuate in occasione del terremoto di S. Francisco del 1957, emersero risultati che indicavano con evidenza come nell'ambito della stessa città, a poche centinaia di metri di distanza, lo stesso terremoto provocasse scuotimenti decisamente differenti in dipendenza degli spessori e delle caratteristiche dei terreni più soffici presenti negli strati più superficiali. Ulteriori studi effettuati in anni successivi, utilizzando le registrazioni accelerometriche e modelli strutturali di edifici, mostrarono come essi risentissero di forze sismiche molto diverse, sia in termini di risultante globale, sia in termini di contenuto in frequenza, spiegando in tal modo alcune evidenti differenze di danneggiamento riscontrate in strutture simili su terreni diversi.

Da allora gli studi su molti terremoti (es. Città del Messico, 1986; Kobe, 1992; Izmit, 1999) hanno continuato a mostrare con sempre maggiore evidenza come le caratteristiche locali

Dott. Geol. Mauro Cataldi



del territorio possano alterare in maniera evidente l'azione sismica. Anche in Italia (Umbria– Marche, 1997; L'Aquila, 2009; Emilia Romagna, 2012; Centro Italia, 2016–17) sono state evidenziate situazioni in cui vengono mostrati livelli di danneggiamento estremamente diversi in edifici simili, dal punto di vista strutturale, in siti distanti poche centinaia di metri fra loro. In una località delle Regione Marche, in particolare, sono state effettuate registrazioni accelerometriche durante un *aftershock*, che hanno mostrato come i livelli di scuotimento nel sito in pianura su terreni sciolti siano stati amplificati di oltre il doppio, rispetto al sito su roccia ed abbiano avuto una durata molto più lunga.

Oltre ai fenomeni di amplificazione del moto, anche fenomeni di liquefazione, rotture di faglie in superficie, instabilità di versanti sono stati osservati già da diversi secoli in occasione di terremoti ed esistono numerose testimonianze storiche.

Gli studi di Microzonazione Sismica hanno l'obiettivo di razionalizzare la conoscenza di questi fenomeni restituendo informazioni utili per chi deve pianificare o realizzare interventi sul territorio.

Di recente, sulla base di quanto detto, in Italia e successivamente dalla Regione Marche, si è dato avvio all'opera di sensibilizzazione ai fini della prevenzione sismica, attraverso l'emanazione del D.L. 28 Aprile 2009, n. 39, convertito con modificazioni dalla L. 24 Giugno 2009, n.77 *“Interventi urgenti in favore delle popolazioni colpite dagli eventi sismici nella Regione Abruzzo nel mese di aprile 2009 e ulteriori interventi urgenti di protezione civile”*, giungendo infine all'O.C.D.P.C. n. 293/15 *“Individuazione dei territori della Regione Marche dove attuare il programma degli studi e indagini di microzonazione sismica e analisi CLE – V annualità. Riparto delle risorse con impegno di spesa”*, documento in cui vengono individuati i Comuni dove non sono ancora stati effettuati gli studi di Microzonazione Sismica.

Al fine di consentire l'elaborazione degli studi di Microzonazione Sismica, realizzati per le finalità di cui all'art. 11 della Legge 77/09, puntando ad una semplificazione e sintesi dei contenuti, ottenere un'omogenea rappresentazione dei tematismi da parte dei soggetti realizzatori, facilitando la lettura ed il confronto dei risultati degli studi di contesti territoriali diversi e garantire un sistema di archiviazione dei dati il più semplice e flessibile possibile, la Commissione tecnica per il monitoraggio degli studi di Microzonazione Sismica (art. 5, comma 7, O.P.C.M. 13 Novembre 2010, n. 3907) ha prodotto degli standard di rappresentazione e archiviazione informatica, giunti alla Versione 4.0b (Roma, ottobre 2015).

Nella parte prima (*Rappresentazione*) di tali standard sono proposte le legende tipo e i *layout* di tutte le carte (Carta delle indagini, Carta geologico-tecnica per la Microzonazione Sismica – CGT_MS, Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica – Livello 1 o Carta delle M.O.P.S.), in modo conforme a quanto previsto dagli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (I.C.M.S., 2008) e adattate alle esigenze di archiviazione informatica. È presente inoltre un'integrazione alla struttura per la realizzazione della presente Relazione Illustrativa.

Nella parte seconda (*Archiviazione*) vengono descritte le specifiche tecniche per la predisposizione delle strutture di archiviazione dei dati alfanumerici e dei dati cartografici per la Microzonazione Sismica, con alcune tavole sinottiche di aiuto alla costruzione delle Carte e all'archiviazione informatica dei dati. In tale processo di archiviazione, ha assunto un ruolo determinante l'adozione del software *SoftMS*, versione 4.0.1, che ha permesso una compilazione più celere delle tabelle per la Carta delle indagini rispetto alle prime annualità.

In data 15 dicembre 2016, tra il Comune di Caldarola ed il Dott. Geol. Mauro Cataldi, è stato firmato il disciplinare d'incarico professionale per l'effettuazione delle indagini di Microzonazione Sismica – almeno di Livello 1 ai sensi della O.C.D.P.C. 293 del 26/10/2015 per il suddetto territorio comunale. Le aree di studio scelte ai fini della Microzonazione Sismica sono state dapprima avallate dall'Amministrazione comunale di Caldarola: sono stati inglobati nello studio tutti i centri abitati* ISTAT 2001 (Caldarola capoluogo, Castiglione, Pievefavera, Valcimarra) ed i nuclei abitati** ISTAT 2001 (Bistocco, Colle e Valle di Valcimarra, Croce e Vestignano). Infine, è stato deciso di estendere l'indagine su gran parte del territorio comunale (Figura 1), in modo da incorporare tutti i restanti aggregati isolati, a prescindere dal numero di abitanti e strutture presenti, però coperti da indagini geologiche preesistenti.

La stesura delle carte e l'editing grafico, mediante l'adozione di apposito *Geographic Information System*, sono stati curati dal collaboratore Dott. Geol. Francesco Viti.

*Centri abitati: aggregato di case contigue o vicine con interposte strade, piazze e simili, o comunque brevi soluzioni di continuità per la cui determinazione si assume un valore variabile intorno ai 70 metri, caratterizzato dall'esistenza di servizi od esercizi pubblici (scuola, ufficio pubblico, farmacia, negozio o simili) costituenti la condizione di una forma autonoma di vita sociale, e generalmente determinanti un luogo di raccolta ove sono soliti concorrere anche gli abitanti dei luoghi vicini per ragioni di culto, istruzione, affari, approvvigionamento e simili, in modo da manifestare l'esistenza di una forma di vita sociale coordinata dal centro stesso. I luoghi di convegno turistico, i gruppi di villini, alberghi e simili destinati alla

Dott. Geol. Mauro Cataldi



villeggiatura, abitati stagionalmente, sono considerati centri abitati temporanei, purché nel periodo dell'attività stagionale presentino i requisiti del centro.

****Nuclei abitati:** località abitata, priva del luogo di raccolta che caratterizza il centro abitato, costituita da un gruppo di case contigue e vicine, con almeno cinque famiglie, con interposte strade, sentieri, piazze, aie, piccoli orti, piccoli incolti e simili, purché l'intervallo tra casa e casa non superi trenta metri e sia in ogni modo inferiore a quello intercorrente tra il nucleo stesso e la più vicina delle case manifestamente sparse.



Figura 1 – Territorio comunale di Caldarola (29,22 kmq) – Carta Topografica d'Italia, Foglio 124 "Macerata", unione dei quadranti II, tavoletta NO "San Ginesio" e III, tavoletta NE "Polverina".

2. Definizione della pericolosità di base e degli eventi di riferimento

2.1 Eventi sismici di riferimento – sismicità storica

Per la determinazione degli eventi sismici di riferimento che successivamente condurranno alla definizione della pericolosità di base del territorio comunale di Caldarola si è partiti dall'analisi del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15) che fornisce dati parametrici omogenei, sia macrosismici, sia strumentali, relativi ai terremoti con intensità massima ≥ 5 o magnitudo ≥ 4.0 di interesse per l'Italia nella finestra temporale 1000–2014 (Figura 2) e che si riferisce al DataBase Macrosismico Italiano 2015 (DBMI15).

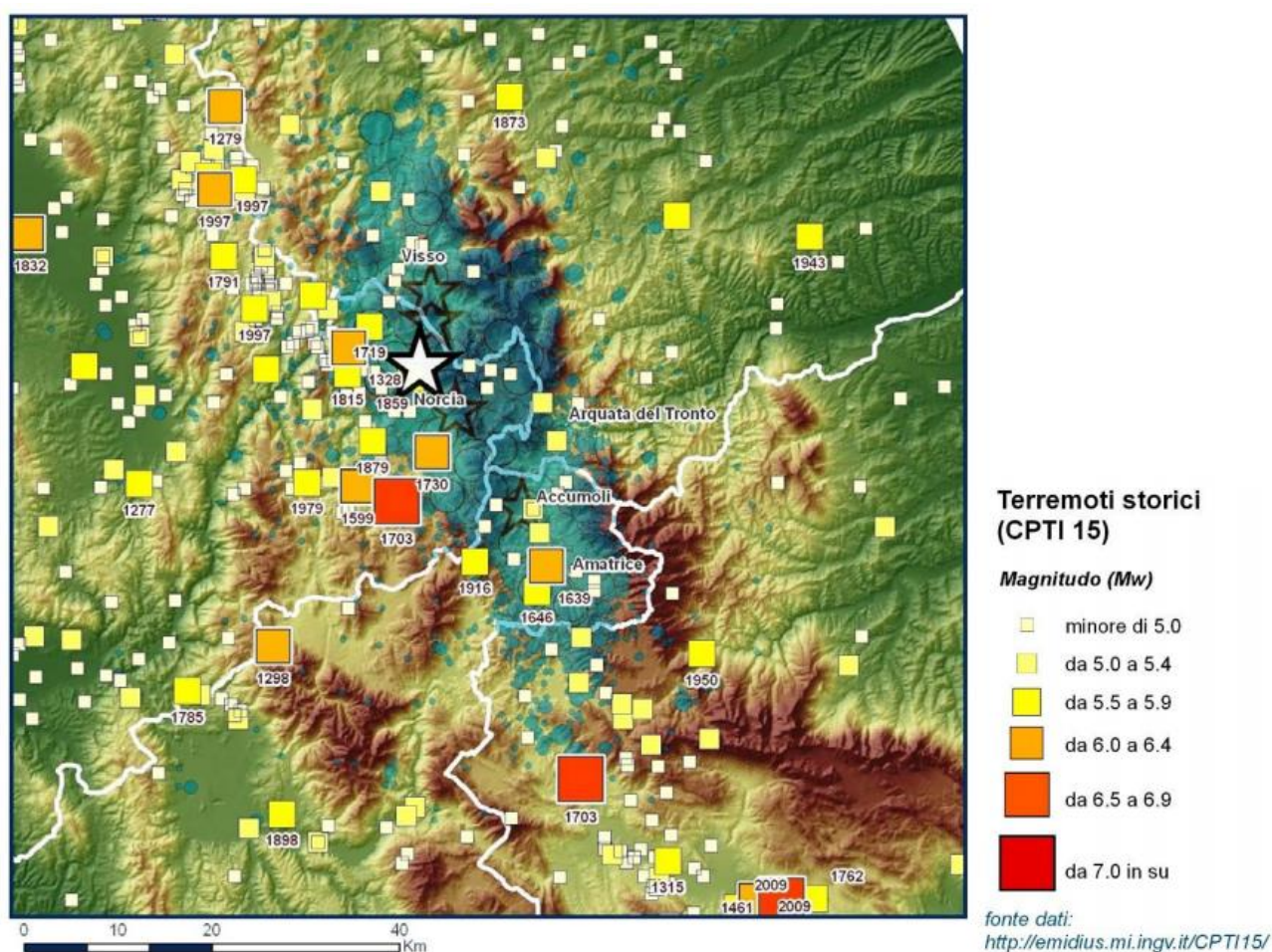


Figura 2 – Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2015 (CPTI15).

La consultazione per località di tale catalogo, disponibile liberamente all'indirizzo <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15>, ha fornito 79 risultati (Figura 3) dei quali, ragionando in termini di scala di danno M.C.S. (Mercalli–Cancani–Sieberg) per un grado di almeno VII (*terremoto molto forte con caduta di fumaio e lesioni negli edifici*) che

Dott. Geol. Mauro Cataldi



accadono nel settore appenninico in esame con una ciclicità compresa tra 15 e 25 anni, possiamo prendere in considerazione:

<i>Data</i>	<i>Area epicentrale</i>	<i>Mw</i>	<i>Intensità nella località</i>
28/07/1799	Appennino marchigiano	6,18	VIII
09/12/1936	Caldarola	4,76	VII–VIII
28/08/1921	Monti Sibillini	4,66	VII
08/06/1922	Valle del Chienti	4,73	VI–VII
01/09/1951	Monti Sibillini	5,25	VI–VII
26/09/1997	Appennino umbro–marchigiano	5,97	VI–VII

Inoltre, sulla base di osservazioni effettuate su versioni obsolete di cataloghi precedenti (CPTI99, CPTI04, CPTI11, DBMI04, DBMI11), sicuramente vanno presi in esame anche i seguenti accadimenti:

<i>Data</i>	<i>Area epicentrale</i>	<i>Mw</i>
30/04/1279	Appennino umbro–marchigiano	6,20
01/12/1328	Valnerina	6,49
12/05/1730	Valnerina	6,04
24/04/1741	Fabrianese	6,17
17/04/1747	Appennino umbro–marchigiano	6,05
12/03/1873	Appennino marchigiano	5,85
19/09/1979	Valnerina	5,83

Infine, sono state analizzate due fonti di dati sismologici di lungo periodo, lo *European Archive of Historical Earthquake Data* (AHEAD) e lo *SHARE European Earthquake Catalogue* (SHEEC) da cui emerge come significativo per l'area oggetto di studio, l'evento occorso nel 1703, il cui impatto sul territorio fu sensibilmente più grave rispetto a quanto è emerso a seguito della fase sismica attualmente in corso, in quanto accompagnato da una successiva scossa avente epicentro nell'aquilano (Mw 6,67 del 02/02/1703):

<i>Data</i>	<i>Area epicentrale</i>	<i>Mw</i>
14/01/1703	Valnerina	6,92

Regione Marche – Comune di Caldarola
PROGRAMMA REGIONALE DEGLI STUDI E INDAGINI DI MICROZONAZIONE SISMICA. ANNUALITA' 2014
Relazione Illustrativa

File downloaded from CPTI15 - DBMI15

Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2015 - Database Macrosismico Italiano 2015

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

Seismic history of Caldarola
PlaceID IT_51576
Coordinates (lat, lon) 43.137, 13.226
Municipality (ISTAT 2015) Caldarola
Province Macerata
Region Marche
No. of reported earthquakes 79

Intensity	Year Mo Da Ho Mi Se	Epicentral area	NMDP	Io	Mw
8	1799 07 28 22 05	Appennino marchigiano	70	9	6.18
4-5	1889 11 28 19 10	Monti Sibillini	10	4-5	4.19
4	1889 12 08	Gargano	122	7	5.47
4	1891 06 07 01 06 14.00	Valle d'Illasi	403	8-9	5.87
F	1893 08 02 00 59	Valnerina	84	5-6	4.55
NF	1895 05 18 19 55 12.00	Fiorentino	401	8	5.5
2-3	1895 05 20 15 32 57.00	Valle Umbra	27	5-6	4.49
2-3	1895 08 09 17 38 20.00	Adriatico centrale	103	6	5.11
2-3	1895 08 25 00 17 10.00	Sellano	13	5	4.25
6	1897 09 21	Marche settentrionali	44	7	5.4
F	1897 10 28 10 40	Fermano	25	4-5	4.16
3-4	1897 12 18 07 24 20.00	Alta Valtiberina	132	7	5.09
4	1898 06 27 23 38	Reatino	186	8	5.5
4	1898 08 25 16 37 46.00	Valnerina	67	7	5.03
5	1898 11 27 01	San Ginesio	35	5-6	4.39
3	1899 04 21 00 57 55.00	Narni	45	4	3.96
3-4	1899 06 22 13 20	Corridonia	30	5	4.08
4-5	1903 11 02 21 52	Valnerina	33	6	4.81
3	1904 06 20 01 24	Assisi	24	5	4.1
5	1904 09 02 11 21	Maceratese	59	5-6	4.63
2-3	1904 11 17 05 02	Pistoiese	204	7	5.1
4	1905 11 30 22	Caldarola	9	4	3.7
3	1905 12 09 21 41	Valle Umbra	42	5	4.24
3	1906 02 05 16 34	Valnerina	55	5	4.41
3-4	1907 01 23 00 25	Adriatico centrale	93	5	4.75
5	1908 03 17 03 59	Marche meridionali	54	5-6	4.61
3	1909 01 13 00 45	Emilia Romagna orientale	867	6-7	5.36
3	1910 06 29 13 52	Valnerina	58	7	4.93
3	1910 12 22 12 34	Monti della Laga	19	5	4.3
4	1910 12 26 16 30	Monti della Laga	50	5-6	4.56
3	1911 02 19 07 18 30.00	Forlivese	181	7	5.26
7	1921 08 28 10 45	Monti Sibillini	12	7	4.66
6-7	1922 06 08 07 47	Valle del Chienti	47	6	4.73
2-3	1930 11 09 01 33	Monti Sibillini	17	5	4.31
4	1933 09 26 03 33 29.00	Maiella	325	9	5.9
7-8	1936 12 09 07 34	Caldarola	31	6-7	4.76
5-6	1943 10 03 08 28 29.00	Ascolano	170	8	5.67
6-7	1951 09 01	Monti Sibillini	80	7	5.25
4-5	1960 02 24 01 51	Appennino umbro-marchigiano	25	5	4.32
5-6	1962 10 05 23 00 43.00	Appennino maceratese	16	5-6	4.35
3	1971 04 02 01 43 54.00	Valnerina	68	6	4.5
5	1972 11 26 16 03	Marche meridionali	73	8	5.48
6	1979 09 19 21 35 37.00	Valnerina	694	8-9	5.83
5	1980 02 28 21 04 40.00	Valnerina	146	6	4.97
5-6	1980 05 24 20 16 04.00	Monti Sibillini	58	5-6	4.48

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Regione Marche – Comune di Caldarola
PROGRAMMA REGIONALE DEGLI STUDI E INDAGINI DI MICROZONAZIONE SISMICA. ANNUALITA' 2014
Relazione Illustrativa

4-5	1984 04 29 05 02 59.00	Umbria settentrionale	709	7	5.62
3	1986 10 13 05 10 00.31	Monti Sibillini	322	5-6	4.46
3	1989 09 11 02 46 23.93	Marche meridionali	60	5	4.04
2-3	1989 12 22 06 48 13.91	Valle Umbra	114	5	4.44
3-4	1993 06 04 21 36 50.60	Valle del Topino	90	5-6	4.39
3-4	1993 06 05 19 16 17.02	Valle del Topino	326	6	4.72
4-5	1995 12 30 15 22 08.73	Fermo	106	5	4.19
4	1996 01 01 12 21 41.54	Maceratese	91	5-6	4.2
4	1996 01 22 18 37 44.36	Fermo	76	5	3.96
3	1997 09 03 22 07 29.70	Appennino umbro-marchigiano	62	6	4.54
4	1997 09 07 23 28 05.79	Appennino umbro-marchigiano	57	5-6	4.19
3	1997 09 09 16 54 47.50	Appennino umbro-marchigiano	39	5-6	3.78
3	1997 09 10 06 46 50.78	Appennino umbro-marchigiano	47	5	3.85
6-7	1997 09 26 00 33 12.88	Appennino umbro-marchigiano	760	7-8	5.66
6	1997 09 26 09 40 26.60	Appennino umbro-marchigiano	869	8-9	5.97
5-6	1997 10 03 08 55 22.07	Appennino umbro-marchigiano	490		5.22
5	1997 10 06 23 24 53.29	Appennino umbro-marchigiano	437		5.47
5	1997 10 14 15 23 10.64	Valnerina	786		5.62
4	1997 10 23 08 58 43.96	Appennino umbro-marchigiano	56		3.86
4-5	1997 11 09 19 07 33.27	Valnerina	180		4.87
4	1998 02 07 00 59 44.54	Appennino umbro-marchigiano	62		4.41
5	1998 03 21 16 45 09.21	Appennino umbro-marchigiano	141		5
5-6	1998 03 26 16 26 17.03	Appennino umbro-marchigiano	409		5.26
5	1998 04 05 15 52 21.01	Appennino umbro-marchigiano	395		4.78
4	1998 06 02 23 11 23.00	Appennino umbro-marchigiano	83		4.25
4	1999 11 29 03 20 33.86	Monti della Laga	62	5-6	4.15
4	2000 09 02 05 17 02.41	Appennino umbro-marchigiano	115	5	4.4
4-5	2000 10 24 07 52 23.70	Monti Sibillini	65	5	4.11
3	2003 05 25 17 15 13.95	Ascolano	88	4-5	3.81
3	2004 12 09 02 44 25.29	Teramano	213	5	4.09
4	2005 04 12 00 31 51.61	Maceratese	131	4	3.74
3	2005 12 15 13 28 39.59	Val Nerina	350	5	4.14
3-4	2006 04 10 19 03 36.67	Maceratese	211	5	4.06
4	2006 10 21 07 04 10.01	Anconetano	287	5	4.21

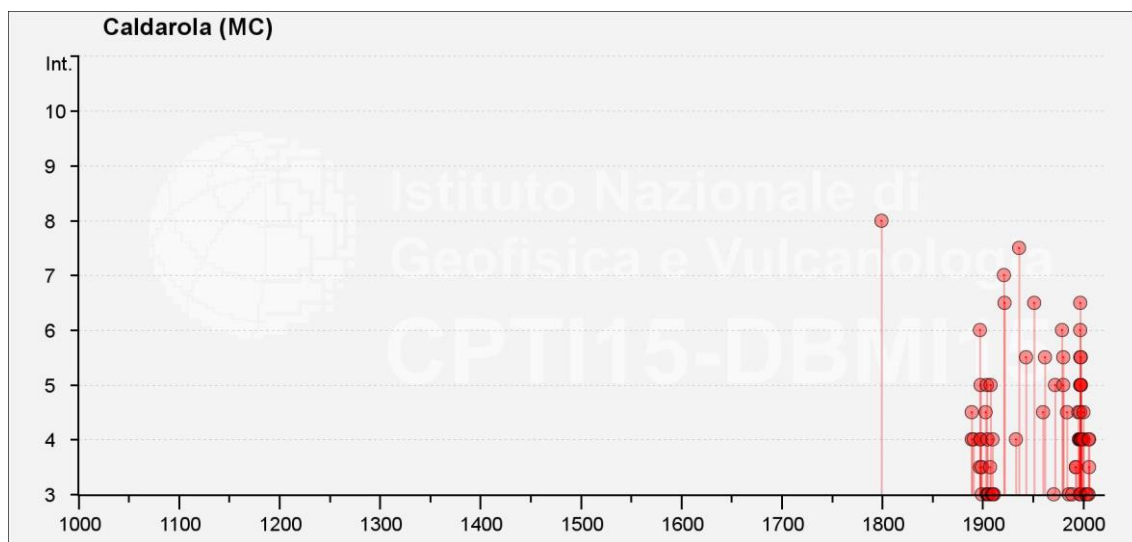


Figura 3 – Risultato dell'interrogazione per località del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2015 (CPTI15).

Dott. Geol. Mauro Cataldi



2.2 Eventi sismici di riferimento – sismicità recente

Viene compiuta una ricerca degli eventi sismici recenti più rilevanti attraverso l'Italian Seismological Instrumental and Parametric Data-basE (ISIDE), servizio di sorveglianza sismica nazionale dell'INGV.

L'interrogazione, effettuata per un periodo di 3 anni, compreso tra il maggio 2014 e la data della stesura della presente relazione (maggio 2017) e che ha riguardato un raggio di 50 km dal Comune di Caldarola ed una magnitudo M_w compresa tra 2,0 e 10,0, ha fornito 9.416 risultati (Figura 4) aventi magnitudo elevata (M_w max 6,5) e localizzati in dorsale appenninica, e che rappresentano l'intensa sequenza sismica tuttora in atto definita dall'INGV "Sequenza sismica Amatrice–Norcia–Visso".

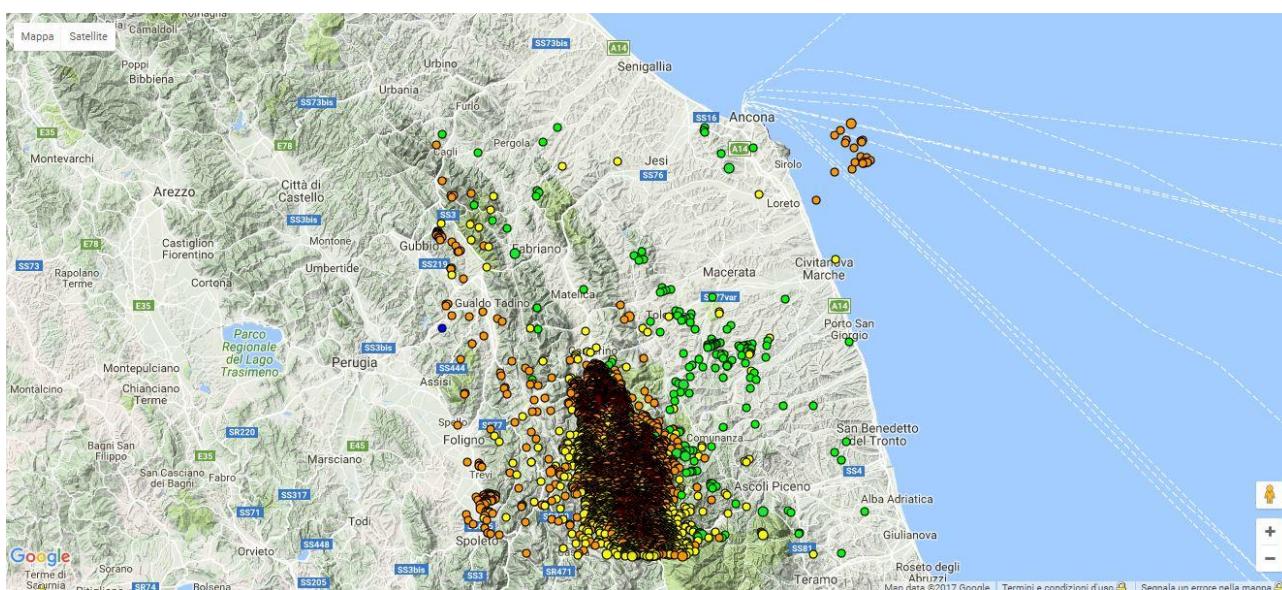


Figura 4 – Localizzazione degli eventi sismici occorsi negli ultimi 3 anni. Fonte database ISIDE
(<http://iside.rm.ingv.it/iside/standard/index.jsp>)

Tale sequenza, che negli ultimi giorni è rappresentata in media da 100–150 eventi giornalieri di cui pochi hanno $M_w \geq 2$, ha superato i 65.500 sismi dal 24 agosto 2016, quando alle ore 3.36 si è verificato un sisma di M_w 6,0 con epicentro nel Comune di Accumoli e ipocentro alla profondità di 8 km, seguito alle ore 4.33 da una scossa di M_w 5,4 registrata presso Norcia, data l'attivazione immediata di un segmento del sistema di faglie lungo circa 40 km.

Il 26 ottobre 2016, alle ore 19.11 una nuova forte scossa di M_w 5,4 è stata registrata nel Comune di Castelsantangelo sul Nera, seguita da un'altra più intensa alle ore 21.18 e M_w 5,9 con epicentro nel Comune di Ussita.

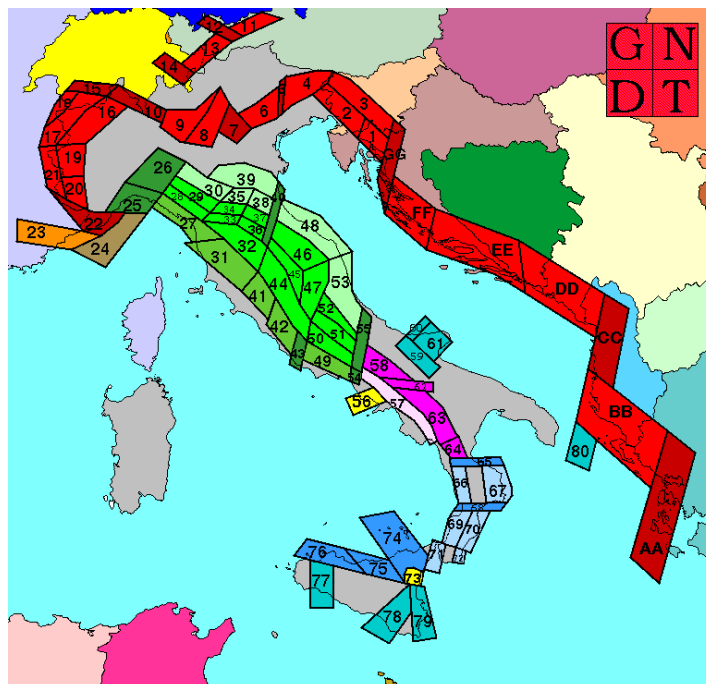
Il 30 ottobre 2016, alle ore 7.40 si è verificata una forte scossa di Mw 6,5, risultando la più intensa dal sisma dell'Irpinia del 1980. L'ipocentro è stato stimato a 9 km di profondità, mentre l'epicentro in provincia di Perugia, tra i paesi di Norcia e Preci. Numerose le repliche con Mw compresa tra 4,0 e 4,5.

Il 18 gennaio 2017 si sono verificate invece quattro scosse molto intense in un arco temporale di poco superiore alle quattro ore: la prima alle ore 10.25 (Mw 5,1 – epicentro a Capitignano), la seconda alle ore 11.14 (Mw 5,5 – Capitignano), la terza alle ore 11.25 (Mw 5,4 – Capitignano/Pizzoli), l'ultima alle ore 14.33 (Mw 5,0 – Barete/Cagnano Amiterno).

2.3 Zonazione ZS9

Negli ultimi anni e fino al 2002, la zonazione simogenetica ZS4 (Figura 5 – http://emidius.mi.ingv.it/GNDT/ZONE/zone_sismo.html; Scandone e Stucchi, 2000), ha rappresentato il punto di riferimento per la maggior parte delle valutazioni di pericolosità sismica dell'area italiana.

Tale zonazione era stata realizzata da Scandone e colleghi nel 1996 ma gli sviluppi più recenti delle conoscenze in materia di sismogenesi hanno evidenziato alcune inconsistenze di tale modello di zonazione, a cui a partire dal 1999 si è aggiunta una non completa coerenza con il catalogo CPTI (Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, pubblicato in quell'anno dal Gruppo di Lavoro CPTI); inoltre, a causa delle ridotte dimensioni delle zone sismogenetiche, anche utilizzando questo catalogo, il campione di terremoti disponibili per molte delle zone sismogenetiche è scarso, tale da rendere instabili le stime dei ratei di sismicità.



A. Zone di interazione tra piastra adriatica e piastra europea (Alpi e Sudalpino) e zone di interazione tra piastra adriatica e sistema dinarico (Dinaridi ed Ellenidi fino allo svincolo di Cefalonia). L'asse di compressione massima, suborizzontale segue i vettori di spostamento dell'indenter insubrico.

- 1.1. Aree con meccanismi di rottura attesi di tipo thrust e transpressivi
- 1.2. Aree di svincolo, con meccanismi di rottura attesi di tipo transpressivo o strike-slip

B. Zone legate al margine interno della piastra padano-adriatico-ionica in subduzione sotto la catena appenninica.

- 2.1. Fascia padano-adriatica in compressione. Meccanismi di rottura attesi: thrust e strike-slip
- 2.2. Fascia intermedia. Meccanismi di rottura attesi: misti, con prevalenza di dip-slip
- 2.3. Fascia tirrenica in distensione. Meccanismi di rottura attesi: dip-slip
- 2.4. Zone di svincolo (transfer). Meccanismi di rottura attesi: misti, con prevalenza di strike-slip.

Non è ancora definitivamente chiarito se l'Arco Calabro appartiene a questo gruppo o al gruppo 3. Nella prima ipotesi:

- 2.5.a. Fasce sismogenetiche longitudinali. Meccanismi di rottura attesi: misti, con prevalenza di dip-slip
- 2.5.b. Zone di svincolo. Meccanismi di rottura attesi: strike-slip

C. Zone legate al recente sollevamento della catena appenninica, successivo ad una lunga storia di migrazione spazio-temporale del sistema catena-avampaese.

- 3.1. Fascia appenninica principale. Meccanismi di rottura attesi: dip-slip e subordinatamente strike-slip
- 3.2. Margine tirrenico. Meccanismi di rottura attesi: dip-slip

D. Zone legate ad un regime compressivo giovane impostato su un precedente regime distensivo.

- 4.1. Mar Ligure. Meccanismi di rottura attesi: thrust e strike-slip
- 4.2. Liguria occidentale. Meccanismi di rottura attesi: strike-slip e transpressione

E. Zone di rottura all'interno della piastra di avampaese e lungo i suoi margini in flessione.

- 5. Belice, Iblei, Scarpata Ibleo-Maltese, Gargano-Tremonti, Canale d'Otranto. Meccanismi di rottura attesi: misti, con prevalenza di dip-slip nelle aree di flessura e lungo la scarpata di Malta e di strike-slip nelle altre

F. Zone vulcaniche

- 6. Ischia-Flegrei, Vesuvio ed Etna, con terremoti molto superficiali. Meccanismi di rottura attesi per i terremoti meno superficiali: dip-slip per l'area campana e misti (dip-slip e strike-slip) per l'Etna

Figura 5 – Zonazione sismogenetica ZS4 adottata dal GNDT nel 1996 e relativa legenda (da http://emidius.mi.ingv.it/GNDT/ZONE/zone_sismo.html)

Per superare questo stato di cose si è convenuto di disegnare una nuova zonazione, denominata ZS9 (Figura 6) che soddisfacesse i seguenti requisiti:

- a) Essere basata prevalentemente sul *background* informativo e sull'impianto generale di ZS4, che deriva dall'approccio cinematico all'elaborazione del modello sismotettonico;

- b) Recepire le informazioni delle sorgenti sismogenetiche italiane messe a disposizione da DISS 2.0 (*Database of Potential Sources for Earthquake Larger than M5.5 in Italy*, Valensise e Pantosti, 2001) e da altre compilazioni regionali di faglie attive;
- c) Considerare le indicazioni e gli spunti che derivano dall'analisi dei dati relativi ai terremoti più importanti verificatisi successivamente alla predisposizione di ZS4, alcuni dei quali (Bormio 2000, Monferrato 2001, Merano 2001, Palermo 2002, Molise 2002) localizzati al di fuori delle zone-sorgente in essa definite;
- d) Superare il problema delle ridotte dimensioni delle zone-sorgente e della conseguente limitatezza del campione di terremoti che ricade in ciascuna di esse;
- e) Essere utilizzabile in congiunzione con il nuovo catalogo CPTI2 utilizzato per i calcoli dei tassi di sismicità all'interno di questo progetto (ZS4 era stata tracciata anche sulla base del quadro di sismicità storica che derivava da NT.4);
- f) Fornire una stima di profondità "efficace", definita come l'intervallo di profondità nel quale viene rilasciato il maggior numero di terremoti in ogni zona-sorgente, utilizzabile in combinazione con le relazioni di attenuazione determinate su base regionale;
- g) Fornire per ogni ZS un meccanismo di fagliazione prevalente utilizzabile in combinazione con le relazioni di attenuazione sulla base dei coefficienti proposti da Bommer et al. (2003).

Nel caso in esame, il territorio comunale di Caldarola, seguendo la zonazione ZS9, si trova all'interno della zona sismogenetica 918 (Figura 7 – Zona "Medio-Marchigiana/Abruzzese") che risulta dalla scomposizione della fascia che da Parma si estende fino all'Abruzzo. Tale zona è caratterizzata da terremoti prevalentemente compressivi nella porzione nord-occidentale e probabilmente distensivi nella porzione più sud-orientale (zona di transizione a carattere misto); si possono altresì avere movimenti trascorrenti nelle zone di svincolo che dissecano la continuità longitudinale delle strutture. L'intera fascia è caratterizzata da terremoti storici che raramente hanno raggiunto valori molto elevati di magnitudo (M_w max 6,37); le profondità ipocentrali sono mediamente maggiori delle fasce esterne (profondità efficace 13 km): lo testimoniano quegli eventi che hanno avuto risentimenti su aree piuttosto vaste (1799 Camerino, 1873 Appennino marchigiano, 1950 Gran Sasso). A tale zona sono associate anche sorgenti "silenti" (Monti della Laga, Campo Imperatore), legate a fagliazione normale. Studi paleosismologici lungo le espressioni superficiali delle sorgenti suggeriscono una ripetuta attivazione nel corso dell'Olocene con magnitudo attese che,

sulla base della lunghezza della rottura di superficie, vengono stimate tra 6,5 e 7,0 (Galadini e Galli, 2000).

In adiacenza alla zona sismogenetica 918, nel settore occidentale, sono ubicate le fasce 919 (Figura 8 – Zona “Appennino Umbro”) e 923 (Figura 9 – Zona “Appennino Umbro”), che di corredo con la zona 915, rappresentano una fascia che dalla Lunigiana arriva fino al confine Abruzzo–Molise e nella zonazione ZS4 veniva indicata come l’area con il maggior rilascio di energia dell’Appennino centro–settentrionale. Essa corrisponde al settore più interno della catena appenninica, generalmente interessato da importanti faglie primarie e relative sorgenti sismogenetiche, con faglie e sistemi di faglie legati all’estensione appenninica. Tali strutture immergono verso NE nel settore compreso tra la Toscana settentrionale e l’Umbria settentrionale e verso SW nel settore che si estende dall’Umbria centrale fino a tutto l’Abruzzo (Galadini et al., 2001; Valensise e Pantosti, 2001). Questa lunga fascia include le sorgenti sismogenetiche responsabili dei terremoti di più elevata magnitudo che hanno caratterizzato l’arco appenninico settentrionale e centrale. Nonostante le limitate dimensioni, la zona 919 (profondità efficace 8 km) è caratterizzata da un elevato numero di terremoti, molti dei quali di magnitudo maggiore o uguale a 5 (Mw max 6,37). Nella zona più meridionale (923, a sud della Valnerina, profondità efficace 9km) sono presenti invece le sorgenti più estese ed i terremoti a magnitudo più elevata (Mw max 7,06).

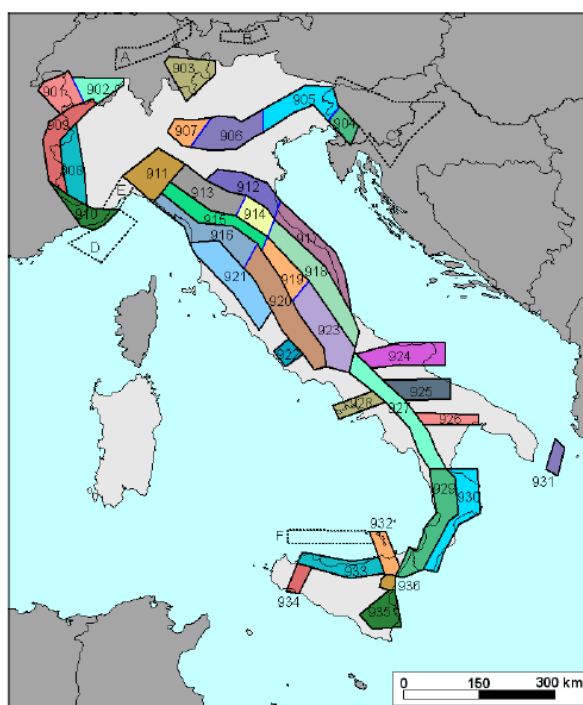


Figura 6 – Zonazione sismogenetica ZS9 (da <http://zonesismiche.mi.ingv.it/documenti/App2.pdf>).

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Regione Marche – Comune di Caldarola
PROGRAMMA REGIONALE DEGLI STUDI E INDAGINI DI MICROZONAZIONE SISMICA. ANNUALITA' 2014
Relazione Illustrativa

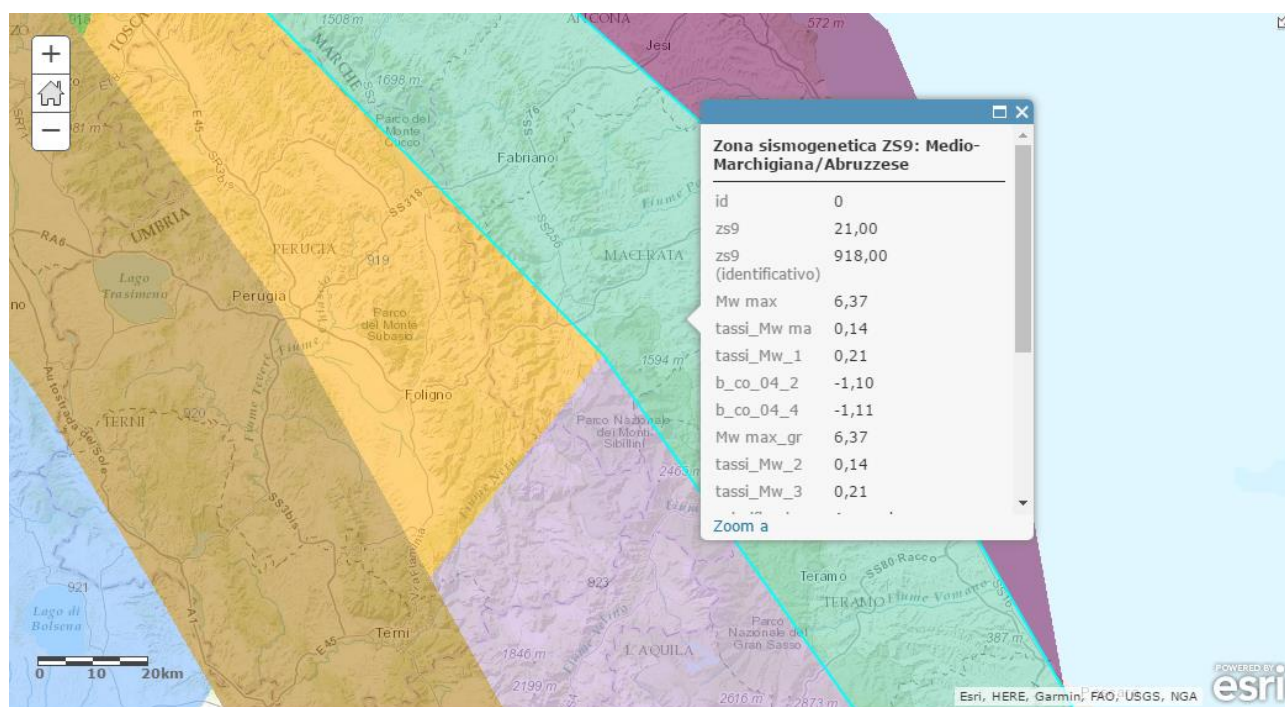


Figura 7 – Zona sismogenetica ZS9 n. 918 (verde acqua) – Zona “Medio-Marchigiana/Abruzzese” (da <http://www.arcgis.com/home/webmap/viewer.html?webmap=8c5d55e0d3b34ea78346e802fd4f6d73>).

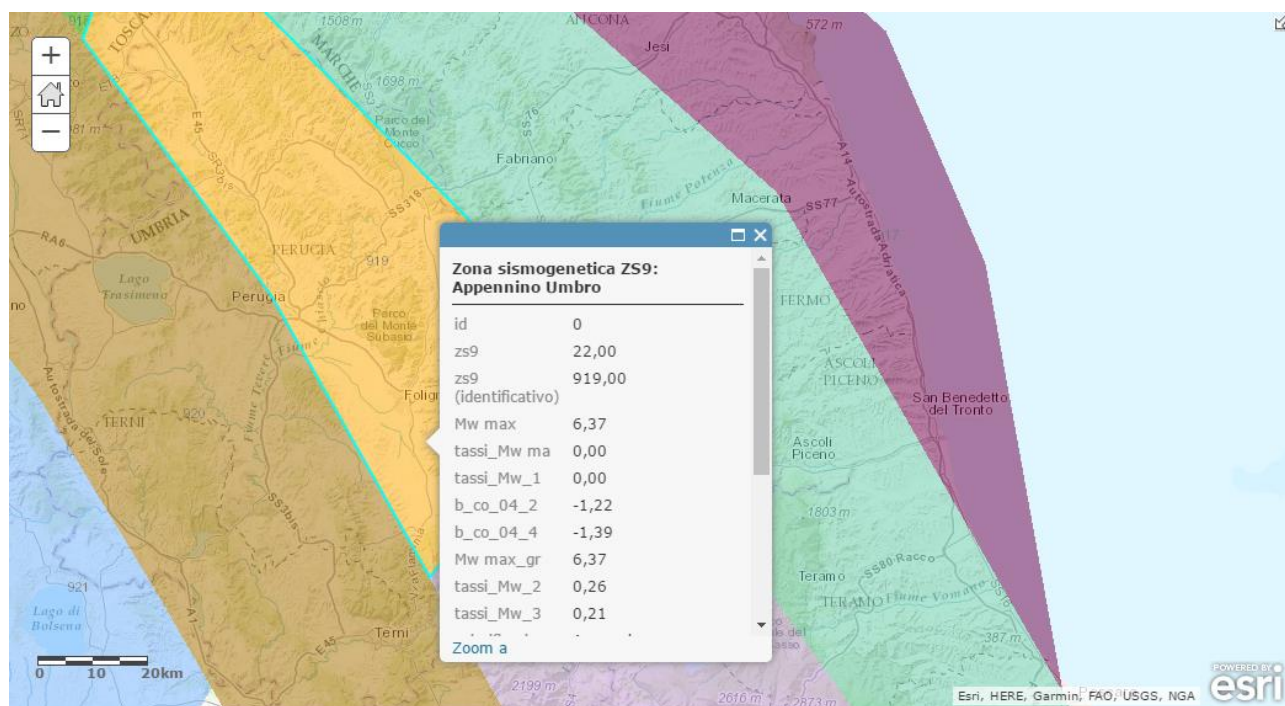


Figura 8 – Zona sismogenetica ZS9 n. 919 (giallo) – Zona “Appennino Umbro” (da <http://www.arcgis.com/home/webmap/viewer.html?webmap=8c5d55e0d3b34ea78346e802fd4f6d73>).

Dott. Geol. Mauro Cataldi



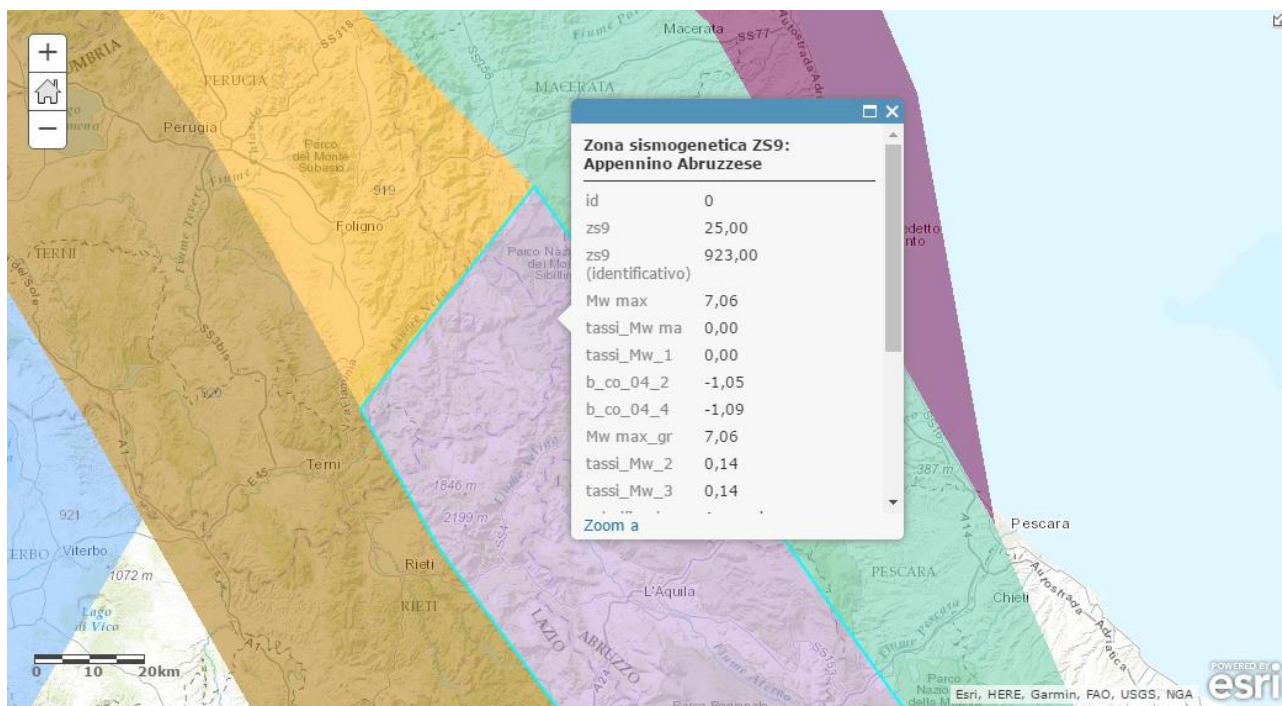


Figura 9 – Zona sismogenetica ZS9 n. 923 (viola) – Zona “Appennino Abruzzese” (da <http://www.arcgis.com/home/webmap/viewer.html?webmap=8c5d55e0d3b34ea78346e802fd4f6d73>).

2.4 Database DISS (Database of Individual Seismogenic Sources) – vers. 3.2.0

Il database DISS è stato concepito negli anni '90 da un gruppo di scienziati dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia: è stato poi notevolmente migliorato attraverso rilasci successivi. Diversi autori, tra cui Bommer, definisce il DISS come il database più avanzato per le sorgenti sismogenetiche sviluppate in un contesto sismotettonico europeo.

Inoltre rappresenta uno strumento indispensabile per lo sviluppo di futuri modelli di pericolosità sismica (Scotti, 2010).

Dopo la prima versione del DISS, rilasciata nel luglio del 2000, sono succedute altre versioni, fino a giungere all'attuale 3.2.0, rilasciata nel giugno 2015 (Figura 10), consultabile anche su software gratuito *Google Earth*, che facilita la ricerca ai propri utenti ed espande le proprie capacità di diffusione dei dati.

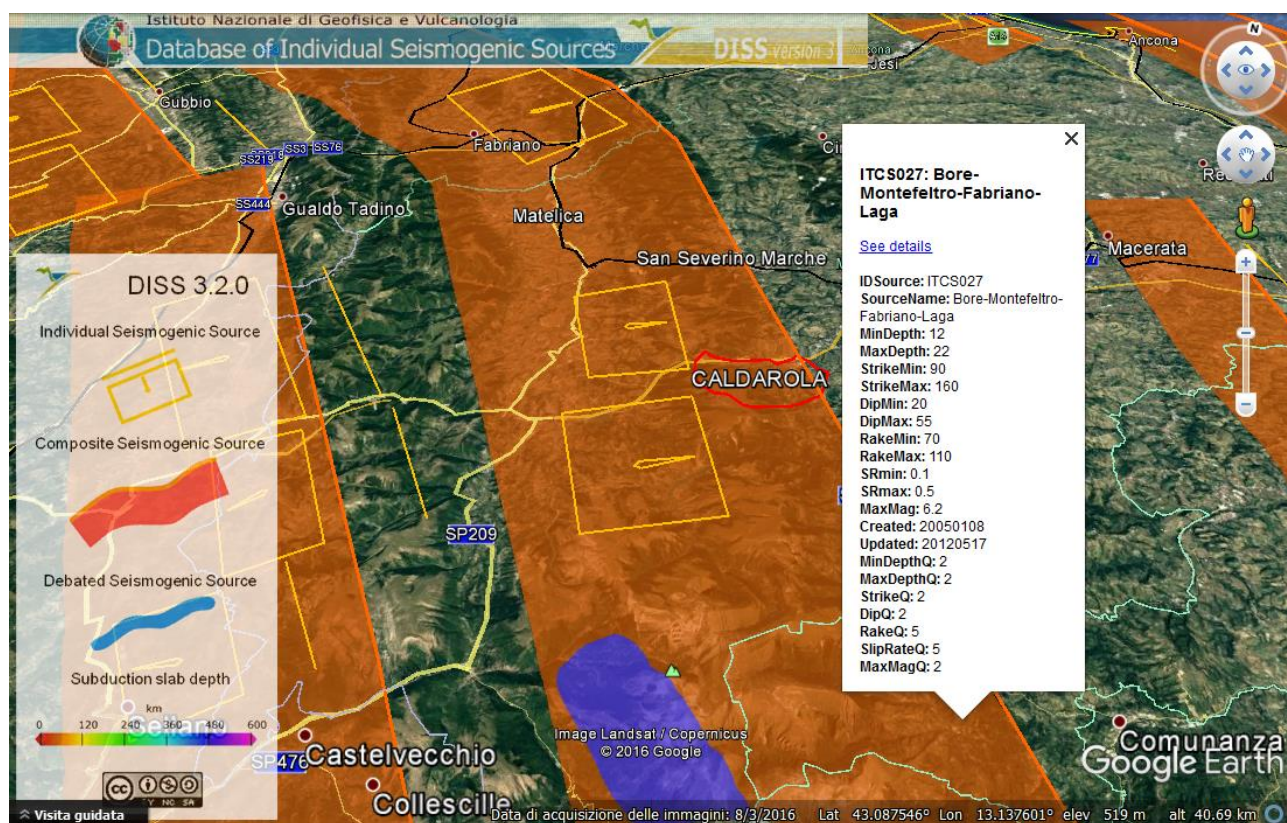


Figura 10 – DISS (Database of Individual Seismogenic Sources) – vers. 3.2.0 (da Google Earth vers. 7.1.6.2706).

Si può osservare che il territorio del Comune di Caldarola è compreso in un'ampia fascia simogenetica composta avente andamento Nord-Sud e indicata come ITC027 "Bore-Montefeltro-Fabriano-Laga", localizzata tra 12 e 22 km di profondità e rappresentata dalla proiezione di un *thrust* che emerge verso est lungo la costa adriatica, come ben individuato dal CROP03 (Barchi et al., 1998). Viene associata una magnitudo massima M_w max di 6,2 (terremoto di progetto) valutata usando la relazione di Wells & Coppersmith (1994).

All'interno di questa ampia fascia sono presenti singole sorgenti sismogenetiche, che da Nord a Sud sono: Loiano (ITIS058), Cagli (ITIS047), Fabriano (ITIS048), Camerino (ITIS049) e Sarnano (ITIS055).

Attualmente la regione interna marchigiana che ricade in tale fascia è caratterizzata da una bassa attività sismica: tuttavia terremoti estremamente dannosi hanno colpito questa zona negli ultimi 3 secoli, con epicentri allineati lungo una stretta striscia: Fabriano (1741, M_w 6,2), Cagli (1781, M_w 6,2), Camerino (1799, M_w 5,8) e Appennino marchigiano/Sarnano (1873, M_w 6,0).

I parametri delle strutture caratterizzanti le zone sismogenetiche prossime al Comune di Caldarola (Camerino e Sarnano) vengono riassunte nella tabella sottostante.

Tabella 1 – Caratteristiche delle zone sismogenetiche prossime al territorio comunale di Caldarola.

<i>Codice</i>	ITIS049	ITIS055
<i>Nome</i>	Camerino	Sarnano
<i>Localizzazione (Lat/Lon)</i>	43,1552/13,1022	43,0537/13,1399
<i>Lunghezza (km)</i>	8	9,5
<i>Ampiezza (km)</i>	6	7,5
<i>Profondità Min (km)</i>	14	14
<i>Profondità Max (km)</i>	16,1	16,6
<i>Strike (°)</i>	160	160
<i>Dip (°)</i>	20	20
<i>Rake (°)</i>	90	90
<i>Slip per evento (m)</i>	0,4	0,5
<i>Slip Rate (mm/y)</i>	0,1–0,5	0,1–0,5
<i>Magnitudo max (Mw)</i>	5,8	6
<i>Ultimo evento</i>	28 lug 1799	12 mar 1873
<i>Penultimo evento</i>	Sconosciuto	Sconosciuto

Ad occidente delle zone sismogenetiche analizzate, troviamo un'altra fascia denominata ITCS028 "Colfiorito–Campotosto" a cui viene associata una magnitudo massima M_w max di 6,5 e caratterizzata da un sistema di faglie normali a basso angolo, immergenti a SW e profondità compresa tra 2,5 e 14 km. A questa zona vengono associati numerosi terremoti distruttivi, che da nord a sud sono stati: Gubbio (1593, M_w 5,5), il doppio terremoto di Fiuminata (1747, M_w 5,9), Gualdo Tadino (1751, M_w 6,3), Camerino (1279, M_w 6,3) ed il recente doppio terremoto che ha colpito le zone di Colfiorito e Sellano, cioè il 26 settembre e il 14 ottobre 1997 (M_w 5,8 e 5,7 rispettivamente). A sud di questa zona, da segnalare il terremoto della Valnerina (1838, M_w 5,6), Norcia (1328, M_w 6,4) e Appennino Reatino (1703, M_w 6,8).

Nella tabella seguente vengono riassunti i parametri delle faglie presenti nelle zone sismogenetiche ubicate ad occidente del territorio comunale di Caldarola. Per quanto riguarda la zona ITIS016 "Bacino Norcia", i dati sono stati ricavati dalla precedente versione del database, cioè dal DISS 3.1.1, in quanto nella versione attuale sembrerebbe essere stata rimossa.

Tabella 2 – Caratteristiche delle zone sismogenetiche poste ad Ovest del territorio comunale di Caldarola.

Codice	ITIS017	ITIS018	ITIS019	ITIS016
Nome	Colfiorito Nord	Colfiorito Sud	Sellano	Bacino Norcia
Localizzazione (Lat/Lon)	43,0874/12.8358	42,999/12,9267	42,9133/12,9342	42,7587/13,0932
Lunghezza (km)	14	9	6	25
Ampiezza (km)	8	6	6	13,6
Profondità Min (km)	3,4	4	2,5	3
Profondità Max (km)	8,5	7,8	6,5	13,4
Strike (°)	143	148	144	150
Dip (°)	40	40	40	50
Rake (°)	275	277	260	270
Slip per evento (m)	0,33	0,38	0,28	0,64
Slip Rate (mm/y)	0,1–1	0,1–1	0,1–1	0,1–0,6
Magnitudo max (Mw)	6	5,7	5,6	6,5
Ultimo evento	26 set 1997	26 set 1997	14 ott 1997	30 ott 2016
Penultimo evento	30 apr 1279(?)	Sconosciuto	<150 a.C.	14 gen 1703

2.5 Faglie attive

L'area colpita dall'attuale sequenza sismica è caratterizzata da sistemi di faglia attivi, già descritti nella letteratura geologica pubblicata a partire dagli anni '90 del XX secolo. In particolare, il settore appenninico compreso tra l'area di Campotosto a sud e Colfiorito a nord è interessato da sistemi di faglie con direzione da NW–SE a NNW–SSE, con espressioni superficiali di lunghezza complessiva nell'ordine di 20–30 km, costituiti da segmenti minori di lunghezza pari a 5–10 km. Come descritto in precedenza, si ritiene che queste faglie normali costituiscano l'espressione superficiale di sorgenti sismogenetiche potenzialmente in grado di generare terremoti con magnitudo compresa tra 5,5 e 7,0.

L'evidenza dell'attività recente – tranne che nel caso del sistema di faglia di Colfiorito – è riferibile alla dislocazione di depositi e forme attribuiti al Pleistocene superiore–Olocene (da circa 125.000 anni) e in molti casi è corroborata dai risultati di indagini paleosismologiche.

Di seguito vengono fornite sintetiche informazioni sui sistemi di faglia (Figura 11), come desumibili dalla ricca bibliografia disponibile.

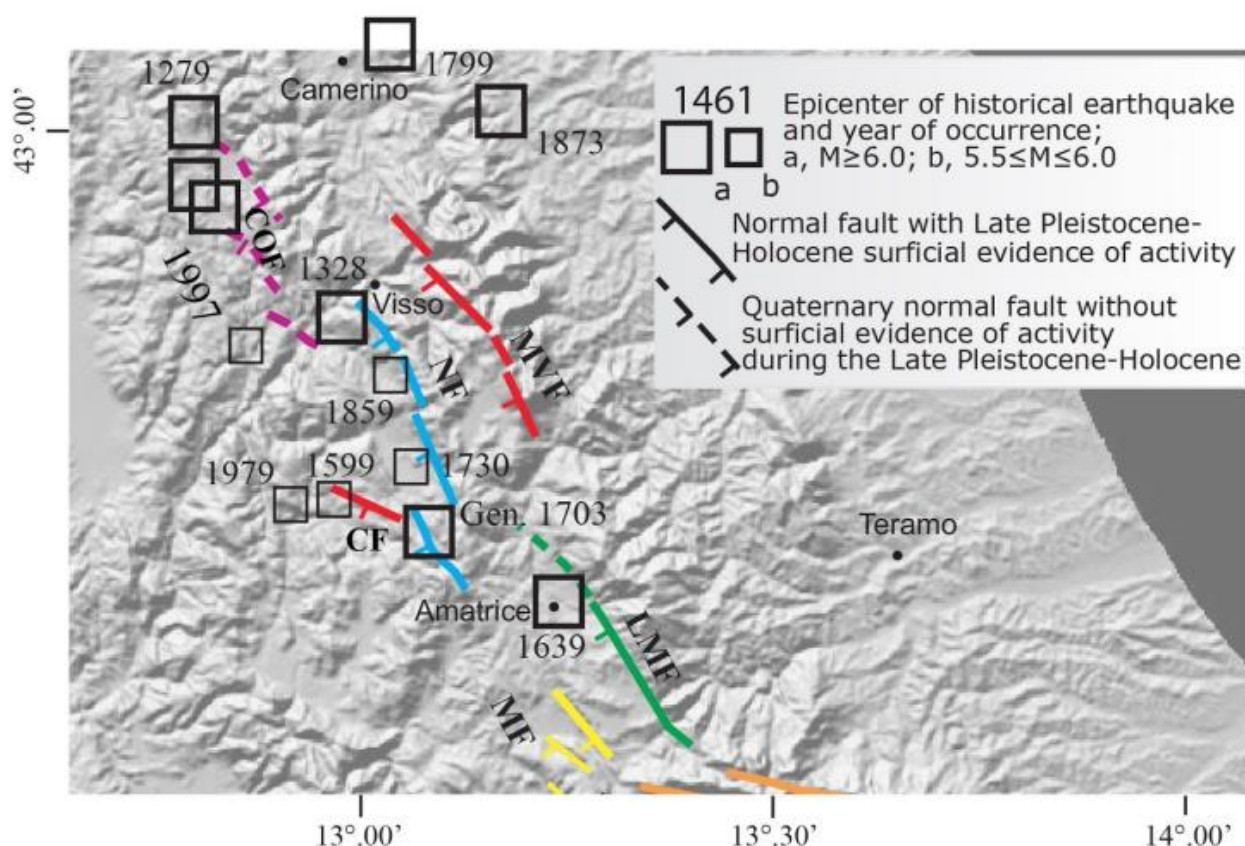


Figura 11 – Schema delle faglie quaternarie e/o attive nell'area compresa tra il bacino di Montereale (sud) e l'area di Colfiorito (nord): COF, faglia di Colfiorito; MVF, faglia del Monte Vettore; NF, faglia di Norcia; CF, faglia di Cascia; LMF, faglia dei Monti della Laga; MF, faglie del bacino di Montereale.

- 1) Sistema di faglie del M. Vettore (MVF), fra il versante settentrionale della valle del Tronto e la zona di Ussita. Comprende segmenti identificati lungo i versanti occidentali del M. Vettore, M. Argentella, Palazzo Borghese, M. Porche e M. Bove (Calamita e Pizzi, 1992; Coltorti e Farabollini, 1995; Cello et al., 1997; Pizzi et al., 2002; Galadini e Galli, 2003; Pizzi e Galadini, 2009). La sismicità che ha interessato questa zona a partire dal 24 agosto è stata attribuita all'attivazione dell'intero sistema di faglia. Considerando le evidenze di attività olocenica e la mancanza di terremoti storici ad essa associati, la faglia è stata in passato considerata "silente", intendendo che a essa era presumibilmente legato un gap sismico (Galadini e Galli, 2000). È da notare che in corrispondenza di un segmento minore al margine del Piano di Castelluccio – oggetto di indagini paleosismologiche mediante la

realizzazione di trincee nel 1999 (Galadini e Galli, 2003) – è stata osservata fagliazione di superficie a seguito del terremoto del 30 ottobre.

- 2) Sistema di faglie di Colfiorito (COF), caratterizzato da tre segmenti distribuiti lungo i bacini di Colfiorito (nord) e Cesi–San Martino e in corrispondenza della zona di Mevale (sud). Si ritiene che questo sistema di faglia costituisca l'espressione superficiale delle sorgenti sismogenetiche che hanno generato la sequenza sismica del 1997 (Cinti et al., 1999; Pantosti et al., 1999; Cello et al., 2000; Calamita et al., 2000; Vittori et al., 2000; Messina et al., 2002; Chiaraluce et al., 2005; Barchi and Mirabella, 2009). In riferimento all'attività quaternaria, la dislocazione complessiva è stata stimata nell'ordine di alcune centinaia di metri. Tuttavia, sembrerebbe che essa sia prevalentemente il risultato di movimenti attribuibili al Pleistocene inferiore, mentre l'attività dal Pleistocene medio in poi, legata a movimenti in superficie lungo la faglia, sarebbe trascurabile (Messina et al., 2002). Pertanto l'attuale attività della faglia è stata considerata compatibile con il comportamento sismogenetico osservato nel corso della sequenza del 1997, caratterizzata da terremoti con M non superiore a 6 (Messina et al., 2002).
- 3) Sistema di faglie di Norcia (NF), tra gli abitati di Cittareale a sud e Preci a nord, costituita da quattro segmenti, di cui tre al margine di depressioni che hanno ospitato sedimentazione nel corso del Quaternario (Norcia, Campi, Preci) e uno (Cittareale–Castel Santa Maria) in un settore di catena privo di bacino intermontano e caratterizzato da evidenze geomorfologiche di deformazioni gravitative profonde di versante (Calamita e Pizzi, 1992; Calamita et al., 1982; 1995; 1999; 2000; Blumetti et al., 1990; Blumetti, 1995; Brozzetti e Lavecchia, 1994; Cello et al., 1998; Galadini e Galli, 2000; Pizzi e Scisciani, 2000; Pizzi et al., 2002; Galadini, 2006; Gori et al., 2007). Questo sistema di faglia è generalmente considerato come l'espressione della sorgente che ha generato il terremoto del 14 gennaio 1703 (es. Galadini e Galli, 2000; Boncio et al., 2004a), come peraltro evidenziato dai risultati delle indagini paleosismologiche (Galli et al., 2005). Da notare che al sistema di Norcia sono stati anche associati terremoti di più piccola magnitudo (1328, 1730, 1859, 1979) (Galadini et al., 1999). A est di Norcia, la depressione di Cascia (CF) è bordata da una faglia caratterizzata da attività quaternaria (Calamita et al., 1982; Cello et al., 1997), cui è stato attribuito il terremoto del 1599 (es. Galadini et al., 1999). Tuttavia, la relazione tra questa e il sistema di Norcia non è chiara.

- 4) Sistema di Faglie della Laga (LMF), tra la valle del Vomano (sud) e la valle del Tronto (nord). Lungo l'espressione in superficie delle faglie si identificano due diversi domini geomorfologici, vale a dire il bacino di Amatrice e l'altopiano di Campotosto (Cacciuni et al., 1995; Galadini e Messina, 2001; Boncio et al., 2004b). Mentre l'attività tardo-quaternaria lungo l'emergenza della faglia nel settore di Amatrice è trascurabile, nell'area di Campotosto si hanno invece chiare evidenze di dislocazione nel corso del Pleistocene superiore-Olocene. Per questa ragione sono stati in passato distinti due diversi segmenti (Galadini e Messina, 2001). Da notare anche che le indagini paleosismologiche effettuate nel 1998 lungo il segmento di Campotosto evidenziarono movimenti ripetuti nel corso dell'Olocene (Galadini e Galli, 2003). La segmentazione proposta sembra compatibile con le indicazioni sismologiche. In effetti, al segmento di Amatrice potrebbe essere associato il terremoto del 1639. Lo stesso avrebbe in parte contribuito a generare il terremoto del 24 agosto. Al contrario, non sono stati identificati terremoti storici attribuibili al segmento di Campotosto, per cui in passato, similmente al caso del Vettore, è stato ipotizzato un gap sismico (Galadini e Galli, 2003).
- 5) Sistema di faglie di Montereale (MF), lungo il bordo orientale del bacino e sul fianco occidentale della dorsale carbonatica NW-SE di San Giovanni. L'attività quaternaria è stata ipotizzata in alcuni articoli sulla base di dati geologici e geomorfologici (Blumetti, 1995; Cacciuni et al., 1995; Galadini e Messina, 2001; Chiarini et al., 2014; Civico et al., 2016). La relazione tra queste faglie e le altre che interessano l'area dell'Aquila (M. Marine, Pettino), associate al terremoto del 2 febbraio 1703, è tuttora non chiara. È possibile che uno dei terremoti della sequenza del 1703 (16 gennaio) sia stato originato da queste faglie o da una di esse (nel qual caso, forse, quella che borda il bacino, a ridosso dell'abitato di Capitignano).

2.6 Definizione della pericolosità sismica di base

La pericolosità sismica, intesa in senso probabilistico, è definita come lo scuotimento del suolo atteso in un dato sito con una certa probabilità di eccedenza in un dato intervallo di tempo, ovvero la probabilità che un certo valore di scuotimento si verifichi in un dato intervallo di tempo.

Questo tipo di stima si basa sulla definizione di una serie di elementi di input tra i quali anche i cataloghi dei terremoti precedentemente visti.

Con l'Ordinanza P.C.M. 3274/2003 (GU n.108 dell'8 maggio 2003) si è avviato in Italia un processo per la stima della pericolosità sismica secondo dati, metodi, approcci aggiornati e condivisi e utilizzati a livello internazionale. Per la prima volta si è delineato un percorso per il quale venivano definite le procedure da seguire, il tipo di prodotti da rilasciare e l'applicazione dei risultati. Un documento di tale tipo avrebbe infatti costituito la base per l'aggiornamento dell'assegnazione dei comuni alle zone sismiche. L'INGV si è fatto promotore di una iniziativa scientifica che ha coinvolto anche esperti delle Università italiane e di altri centri di ricerca. Questa iniziativa ha portato alla realizzazione della Mappa di Pericolosità Sismica 2004 (MPS04) che descrive la pericolosità sismica attraverso il parametro dell'accelerazione massima attesa con una probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni su suolo rigido e pianeggiante.

Dopo l'approvazione da parte della Commissione Grandi Rischi del Dipartimento della Protezione Civile nella seduta del 6 aprile 2004, la mappa MPS04 è diventata ufficialmente la mappa di riferimento per il territorio nazionale con l'emanazione dell'O.P.C.M. 3519/2006 (G.U. n.105 dell'11 maggio 2006).

La legislazione nazionale prevede che l'aggiornamento delle zone sismiche spetti alle singole Regioni e Province Autonome, sulla base di criteri definiti a scala nazionale. In seguito all'O.P.C.M. 3519/2006, le Regioni e Province Autonome che volessero aggiornare tale elenco devono basarsi sui valori di accelerazione proposti dalla mappa di pericolosità sismica MPS04 per individuare le soglie che definiscono il limite tra una zona sismica e un'altra. La situazione aggiornata delle zone sismiche è disponibile nel sito del Dipartimento della Protezione Civile.

Successivamente, nell'ambito del progetto INGV–DPC S1 (2005–2007), sono state rilasciate una serie di mappe di pericolosità sismica per diverse probabilità di eccedenza in 50 anni, basate sullo stesso impianto metodologico e sugli stessi dati di input di MPS04. Inoltre sono state prodotte mappe per gli stessi periodi di ritorno anche in termini di accelerazioni spettrali. Per ogni punto della griglia di calcolo (che ha una densità di 20 punti per grado, circa un punto ogni 5 km) sono oltre 2.200 i parametri che ne descrivono la pericolosità sismica. Questa mole di dati ha reso possibile la definizione di norme tecniche nelle quali l'azione sismica di riferimento per la progettazione è valutata punto per punto e non più solo per 4 zone sismiche, cioè secondo solo 4 spettri di risposta elastica.

Il Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici ha emanato nuove Norme Tecniche delle Costruzioni (NTC08) con il D.M. del 14 gennaio 2008 (G.U. n.29 del 04/02/2008) nelle

Dott. Geol. Mauro Cataldi



quali la definizione dell'azione sismica di riferimento si basa sui dati rilasciati da INGV e dal Progetto S1. Questi dati sono pubblicati in siti dell'INGV realizzati appositamente.

Si riporta in Figura 12 uno stralcio della mappa di pericolosità sismica in termini di accelerazione massima del suolo a_g , con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, pari ad un periodo di ritorno T_r di riferimento di 475 anni, riferita a suoli rigidi; la mappa è estratta dal link <http://esse1-gis.mi.ingv.it/>.

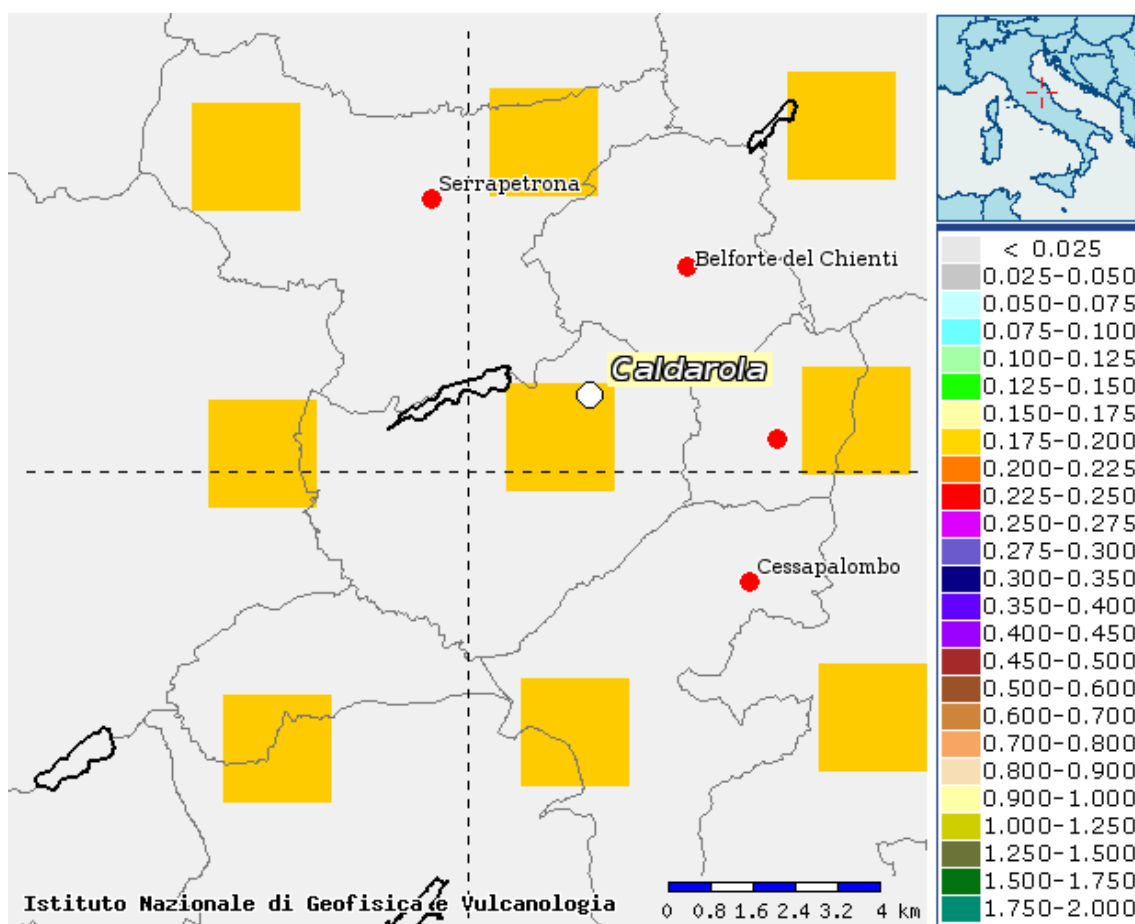
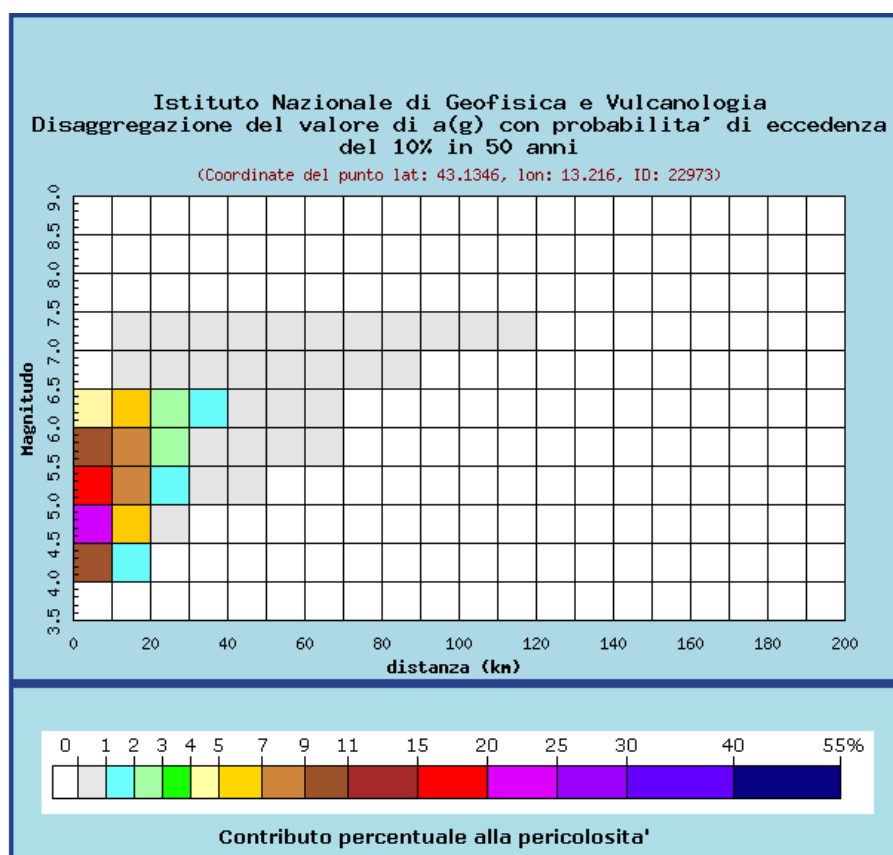


Figura 12 – Mappa interattiva di pericolosità sismica (da <http://esse1-gis.mi.ingv.it/>).

Viene successivamente mostrata la disaggregazione della pericolosità sismica (Figura 13), operazione che permette di valutare i contributi delle diverse sorgenti sismiche alla pericolosità di un sito; la forma proposta è quella bidimensionale in magnitudo e distanza (M-R) che consente di definire il contributo delle sorgenti sismogenetiche poste a distanza R e capaci di generare terremoti di magnitudo M. In altre parole, la disaggregazione dei valori di a_g dei terremoti occorsi in magnitudo-distanza fornisce statisticamente il terremoto che domina lo scenario di pericolosità (terremoto di scenario) inteso come l'evento di magnitudo M a distanza R dal sito oggetto di studio che contribuisce

maggiormente alla pericolosità sismica del sito oggetto di intervento (scuotimento stimato in termini probabilistici).



Valori medi		
Magnitudo	Distanza	Epsilon
5.310	10.600	0.887

Figura 13 – Grafico di disaggregazione del valore di $a(g)$ con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni.

Dal grafico si può osservare immediatamente come per tempi di ritorno uguali a 475 anni, il sito in esame sia caratterizzato da terremoti modesti (M_w 5,310 – terremoto di scenario) originati da sorgenti sismiche anche piuttosto vicine ($R \approx 10$ km). Tuttavia sono possibili sismi forti aventi magnitudo di circa M_w 6,5 da sorgenti ubicate fino a 40 km dal sito oggetto di intervento.

2.7 Classificazione sismica

La prima classificazione sismica del territorio nazionale risale al 1909, anno di emanazione del Regio Decreto n. 193 in seguito al catastrofico terremoto di Reggio Calabria e Messina

Dott. Geol. Mauro Cataldi



del 28 dicembre 1908, che istituì un elenco di località in cui veniva imposto il rispetto di “norme tecniche ed igieniche obbligatorie per le riparazioni, ricostruzioni e nuove costruzioni di edifici pubblici e privati” in cui veniva richiesto nei calcoli di stabilità e resistenza delle costruzioni, anche le “azioni dinamiche dovute al moto sismico ondulatorio, rappresentabile con accelerazioni proporzionali alle masse del fabbricato”.

Con la legge n. 64 del 2 febbraio 1974, il Ministero dei Lavori Pubblici venne riconosciuto come l'ente atto all'emanazione di norme tecniche per le costruzioni sia pubbliche che private, da effettuarsi con decreto ministeriale, di concerto con il Ministero degli Interni, sentito il Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici e con la collaborazione del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), ovvero all'aggiornamento della classificazione sismica attraverso appositi decreti ministeriali (D.M. 22 settembre 1980 emanato in seguito al terremoto in Friuli; D.M. n. 515 del 3 giugno 1981 emanato a seguito del terremoto dell'Irpinia del 23 novembre 1980, con la quale veniva introdotta la *zona sismica di terza categoria*).

Una tappa fondamentale per l'aggiornamento della classificazione sismica, fu l'istituzione della Commissione Grandi Rischi che incaricò un Gruppo di Lavoro, costituito dal Servizio Sismico Nazionale, dal Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti e dall'INGV, per la proposta di una riclassificazione del territorio italiano. Quest'ultima gettò le basi per la redazione dell'attuale classificazione sismica emanata dalla Protezione Civile con l'O.P.C.M. 3274 del 20 marzo 2003 la cui fondamentale innovazione è rappresentata di fatto che l'intero territorio nazionale è stato classificato come sismico e suddiviso in 4 zone, caratterizzate da pericolosità sismica decrescente. Come accennato nel precedente capitolo, tali zone sono individuate da 4 classi di accelerazione massima del suolo (PGA) con probabilità di accadimento del 10% in 50 anni:

<i>Zona sismica</i>	<i>Fenomeni riscontrati</i>	<i>Accelerazione con probabilità di superamento del 10% in 50 anni</i>
1	Zona con pericolosità sismica alta. Indica la zona più pericolosa, dove possono verificarsi forti terremoti	$a_g \geq 0,25g$
2	Zona con pericolosità sismica media, dove possono verificarsi terremoti abbastanza forti	$0,15 \leq a_g < 0,25g$
3	Zona con pericolosità sismica bassa, che può essere soggetta a scuotimenti modesti	$0,05 \leq a_g < 0,15g$
4	Zona con pericolosità sismica molto bassa. È la zona meno pericolosa, dove le possibilità di danni sismici sono basse	$a_g < 0,05g$

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Una successiva classificazione del territorio italiano è stata pubblicata nell'O.P.C.M. 3519 del 28 aprile 2006, in cui sulla base dei risultati di uno studio dell'INGV, alcune Regioni hanno ulteriormente modificato la loro classificazione sismica, introducendo sottozone caratterizzate da valori di accelerazione intermedi tra quelli delle zone sismiche dell'OPCM 3274.

In definitiva, il territorio comunale di Caldarola è attualmente classificato come Zona a Sismicità Media o Zona 2 (O.P.C.M. 3274 del 20 marzo 2003, All. 1; Elenco Zone Sismiche della Regione Marche, D.G.R. 1046 del 29.07.2003, D.G.R. 136 del 17.02.2004) a cui viene attribuita una a_g compresa tra 0,15 e 0,25 g, corrispondente a “Zona con pericolosità media, dove possono verificarsi terremoti abbastanza forti” (Figura 14).

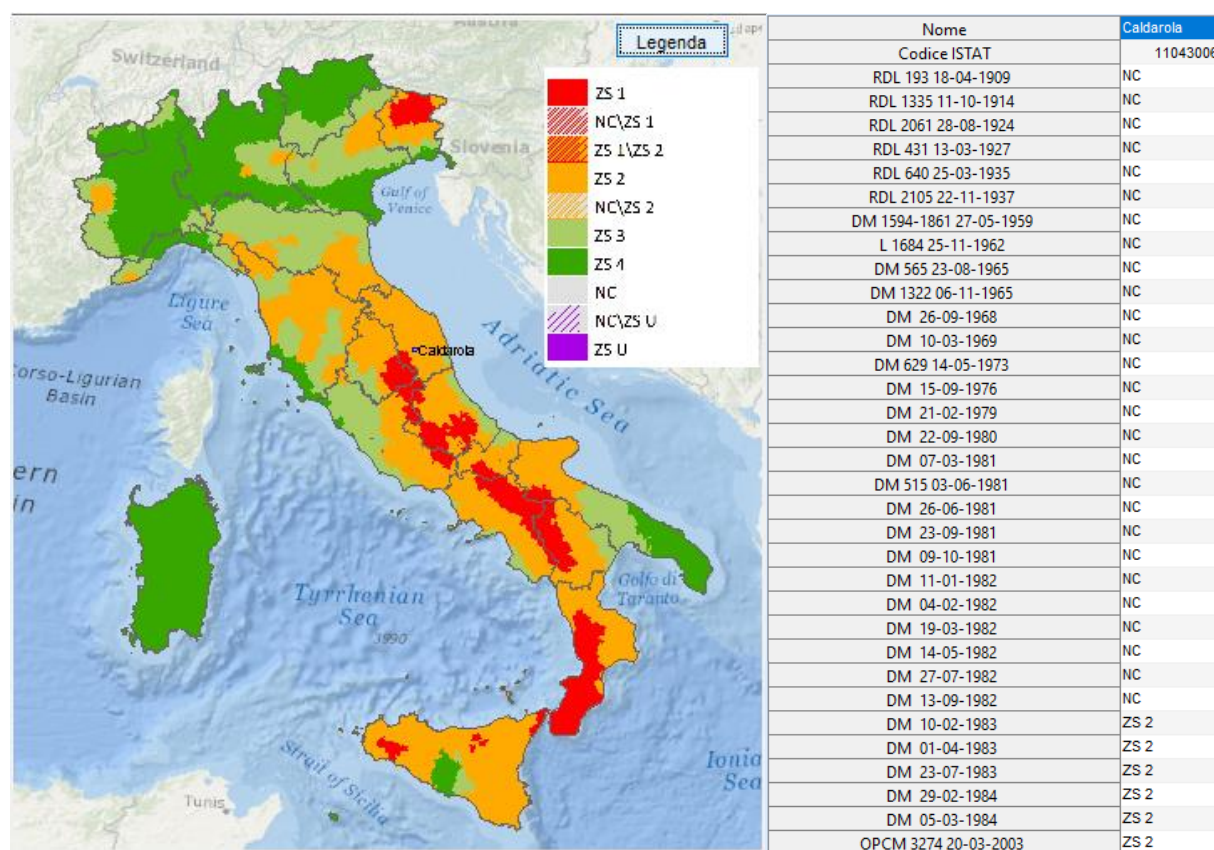


Figura 14 – A sinistra, classificazione sismica secondo l'OPCM 3274 del 20/03/2003. A destra, evoluzione della classificazione sismica del territorio comunale di Caldarola in un arco di tempo che va dal 1909 al 2003, ottenuta mediante l'uso del software ECS-it messo a disposizione gratuitamente dalla Rete dei Laboratori Universitari di Ingegneria Sismica (ReLUIS) al link http://www.reluis.it/index.php?option=com_content&view=article&id=399&Itemid=185&lang=it.

3. Assetto geologico e geomorfologico dell'area

Nella regione marchigiana si riconosce la ben nota successione umbro-marchigiana, pressoché continua dal Trias superiore (ca. 208,5 Ma) al Tortoniano (11,620 Ma) e, a luoghi, fino al Messiniano (7,246 Ma) o al Pliocene inferiore p.p. (5,333 Ma). Essa affiora largamente nella parte interna dell'area, mentre in quella più esterna è ricoperta in discordanza da un'altra successione marina, depostasi tra la parte alta del Pliocene inferiore e il Pleistocene inferiore (2,580 Ma).

Da un'analisi della Carta Geologica d'Italia, Foglio 124 "Macerata" (Figura 15), è possibile notare che l'area in cui ricade il territorio comunale di Caldarola, rappresentato in rosso, può essere diviso in due settori: la porzione occidentale, raffigurata prevalentemente con varie tonalità di verde e in cui insistono i gli abitati di Bistocco, Valcimarra, Pievefavera, Vestignano e Croce, appartiene alla regione fisiografica denominata "Massicci e dorsali montuose – Regione A" mentre la porzione orientale, rappresentata nella carta da tonalità marroni, presenta per lo più caratteristiche tipiche di "Fasce di rilievi collinari comprese tra catene montuose o adiacenti ad esse – Regione B".

In particolare, l'area occidentale è costituita per lo più da alternanza di calcari, calcari marnosi, marne e calcari selciferi deposti nell'intervallo Giurassico superiore (152,1 Ma) – Eocene medio (33,9 Ma) e rappresentati, nella figura precedente, maggiormente dalle unità della Maiolica, Scaglia rossa e Scaglia Cinerea. Nell'estrema porzione occidentale, a confine col territorio comunale di Camerino, sono presenti anche unità più antiche, rappresentate dal Calcare massiccio e dai Calcari diasprini (o Scisti ad Aptici) e deposte nell'intervallo Triassico superiore (208,5 Ma) – Giurassico superiore (152,1 Ma).

Il settore orientale, dove è ubicato il capoluogo, strutturalmente rappresenta una zona di raccordo tra i rilievi montuosi calcarei e/o calcareo-marnosi del settore occidentale e parte della depressione miocenica, il cui nucleo è presente ancora più ad est del territorio comunale di Caldarola. In questo settore sono presenti alternanze di marne calcaree, marne argillose, calcari e calcari marnosi deposti nell'intervallo Eocene medio (33,9 Ma) – Tortoniano (11,63 Ma) e da alternanze di termini arenacei, arenaceo pelitici e pelitico-arenacei, con in subordine livelli argillosi e gessi del Messiniano (7,246 Ma), rappresentate nella Carta Geologica d'Italia dalle unità litologiche del Bisciaro, dallo Schlier, dalle *Molasse* inferiori e (M^{5-4} , M^{5a}) e dalla Formazione gessoso-solfifera.

Entrambi i settori possono presentare una copertura continentale alteritica costituita da depositi superficiali argilloso-limoso-sabbiosi di spessore cospicuo in corrispondenza di

Dott. Geol. Mauro Cataldi



scarpate o vallecicole concave, e depositi alluvionali terrazzati prevalentemente ghiaiosi, di discreta estensione e potenza, lungo le valli fluviali.

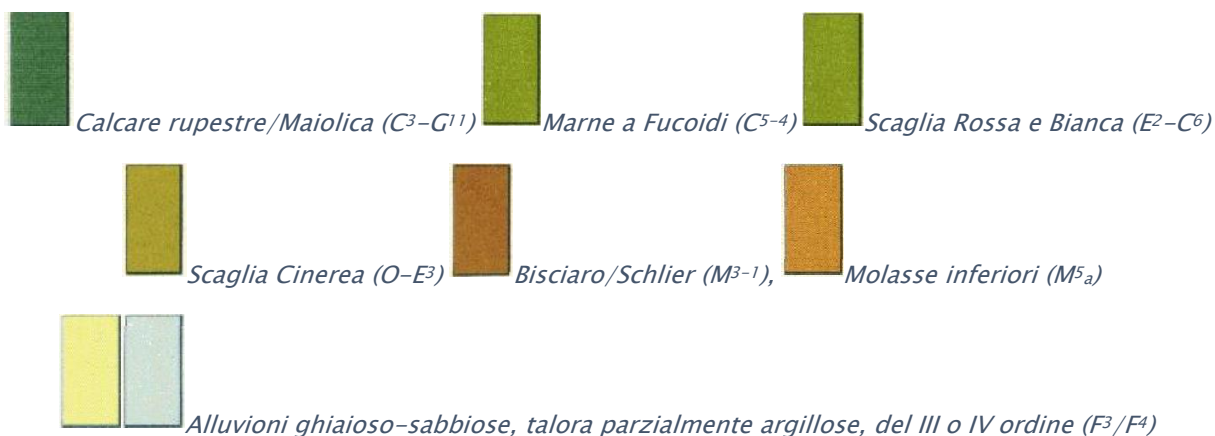
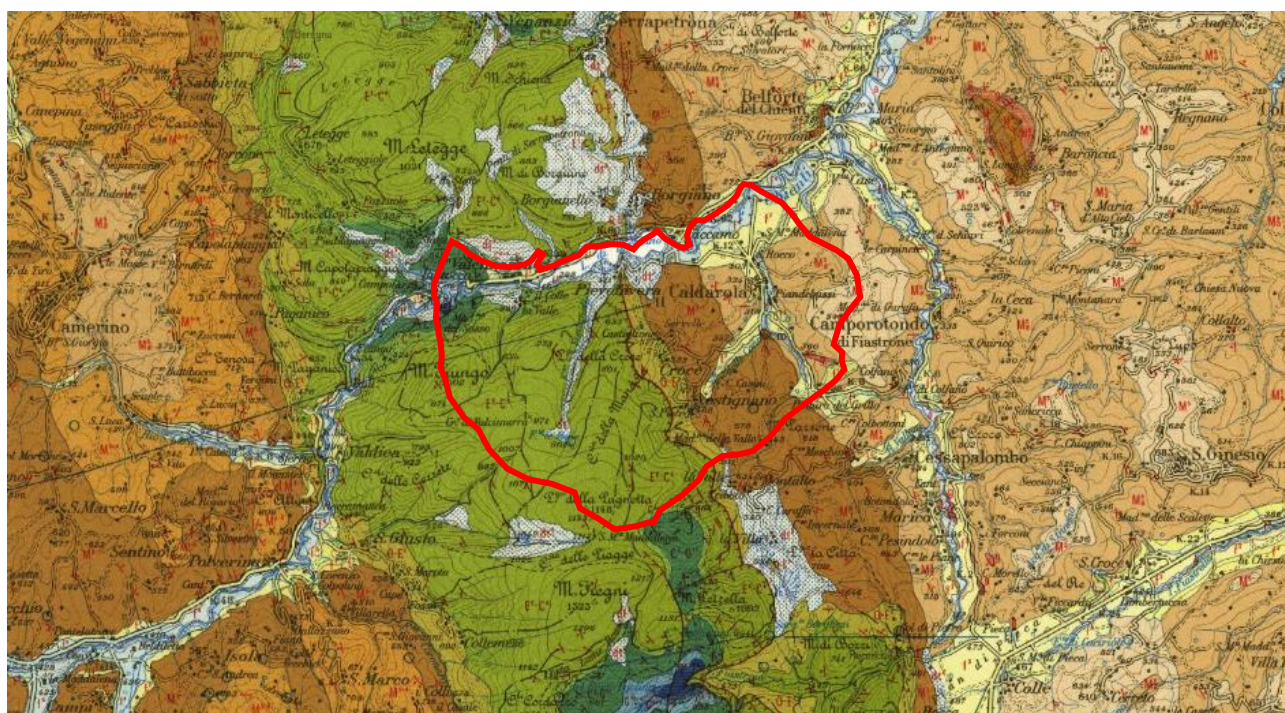


Figura 15 – Carta Geologica d'Italia – Foglio 124 "Macerata". In rosso, delimitazione del territorio comunale di Caldarola.

Nella Figura 16 vengono mostrati i rapporti stratigrafici tra le unità precedentemente illustrate, da cui si nota che il settore occidentale presenta terreni affioranti più antichi rispetto al settore orientale (capoluogo). Nel capitolo seguente, verranno trattate in dettaglio le varie unità affioranti in entrambi i settori.

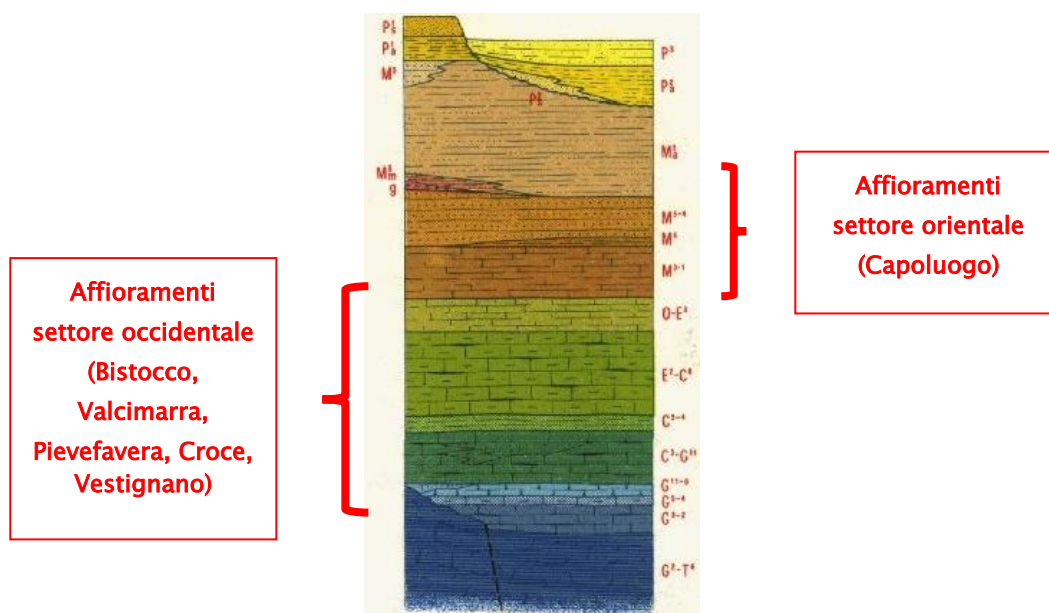


Figura 16 – Sezione schematica dei rapporti stratigrafici.

3.1 Stratigrafia

Sulla base di un rilievo geologico effettuato sulla maggior parte del territorio comunale di Caldarola e dall'analisi della Carta Geologica Regionale – Progetto CARG è stato possibile estrarre, dai terreni più antichi a quelli più recenti, la seguente successione stratigrafica:

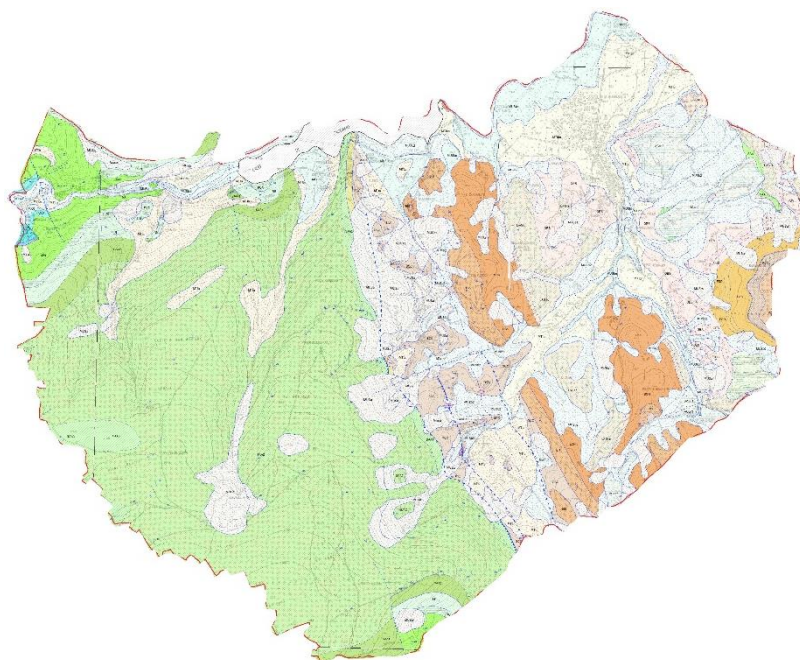


Figura 17 – Carta Geologica Regionale – Progetto CARG. Unione delle sezioni 313030 “Serrapetrona”, 313060 “Monte Fiungo”, 313070 “Caldarola” e 313110 “Podalla”.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Unità del substrato

CALCARE MASSICCIO DEL MONTE NERONE [MAS1] (*Hettangiano – Carixiano p.p.*)

In particolare, nell'area in esame, affiora il membro superiore di tale unità, indicato spesso in letteratura come Calcere massiccio B e *barra oolitica* che chiude la sedimentazione della piattaforma carbonatica del dominio umbro-marchigiano e presenta caratteristiche litologiche e sedimentologiche abbastanza diverse da quelle del sottostante membro ciclotemico. La deposizione è avvenuta in concomitanza della fase tettonica distensiva conseguente all'apertura del bacino ligure, che ha frammentato l'estesa piattaforma carbonatica triassico-liassica e che ha portato all'individuazione dei bacini pelagici toscano ed umbro-marchigiano. Esso si presenta in strati spessi o molto spessi ed è costituito esclusivamente da intraspatiti, con granuli rivestiti, a luoghi con alta componente bioclastica, a granulometria variabile da fine a grossolana; nella parte superiore è presente anche della micrite, sempre subordinata rispetto al cemento spatico. Le strutture sedimentarie più comuni sono costituite da laminazioni parallele o incrociate e da *ripples asimmetrici*. Presenti resti organici sempre frammentati e al nucleo dei granuli rivestiti. Tali elementi sono indicativi di un ambiente deposizionale ad alta energia in diretta e continua comunicazione con il mare aperto, come può verificarsi in una barra oolitica, al bordo di una piattaforma carbonatica in via di smembramento nella prima fase del loro affondamento.

Nell'area in esame, come descritto in precedenza, il Calcere massiccio del Monte Nerone affiora nell'estremo margine occidentale, al confine col territorio comunale di Camerino: è ben evidente la cava dismessa in destra idrografica del fiume Chienti, tra le località di Campolarzo (Comune di Camerino) e Bistocco caratterizzata dalla presenza di tale unità litologica (Foto 1).



Foto 1 – Affioramento di Calcare Massiccio nel Monte Nerone in corrispondenza della cava dismessa tra le località Bistocco e Campolarzo (Comune di Camerino), nel versante Nord di Monte Fiungo.

GRUPPO DEL BUGARONE/UNITA' CALCAREA NODULARE [BUG1] (*Carixiano p.p. – Titoniano inferiore*)

La sequenza sedimentaria del Giurassico umbro-marchigiano presenta numerose variazioni laterali, in relazione ai diversi sub-ambienti instaurati dalla fase tettonica distensiva, legata al *rifting* mesogeo che alla fine del Lias inferiore ha disarticolato la piattaforma carbonatica. Sono state così distinte alcune successioni con litologia, caratteri sedimentologici, associazioni faunistiche e spessori assai diversi da zona a zona: nell'area in esame, la presenza di aree più rialzate (*seamount*) ha permesso la sedimentazione della "successione condensata" caratterizzata da spessori modesti e uniformità litologica, costituita dalla Formazione del Bugarone. La sequenza è costituita essenzialmente da calcari e calcari marnosi nodulari con intercalazioni marnose verdastre nella parte media. Una dolomitizzazione diffusa interessa le litofacies calcaree ed è talora così spinta da obliterare i caratteri originari della roccia. Piuttosto frequenti sono i noduli piritici, spesso limonitizzati e gli *hardgrounds*. Dal punto di vista tessiturale, i calcari sono costituiti da biomicriti e biomicruditi più o meno marnose; nella parte inferiore dell'unità sono presenti anche biospatiti e biomicriti intraclastiche. Gli strati sono piuttosto irregolari con superfici

Dott. Geol. Mauro Cataldi



limite ondulate, spesso di tipo stilolitico, sono medio-spessi e talora saldati fino a formare dei banchi. Il contenuto organogeno del gruppo del Bugarone è assai ricco.

Nell'area in esame, un piccolo lembo di circa 10–15 m di spessore, affiora al di sopra del Calcarea massiccio precedentemente descritto, nella parte alta della cava dismessa nel versante Nord di Monte Fiungo.

CALCARI DIASPRINI UMBRO–MARCHIGIANI [CUD1 /CDU2] (*Bajociano superiore – Titoniano inferiore*)

Questa formazione spesso è in sinonimia con gli Scisti, Marne, Calcari ad Aptici, Calcari diasprini, Calcari nodulari con diaspri, Radiolariti o Diaspri, come spesso descritto da vari autori. Essa è comunque costituita da micriti con selce verdastra in liste e noduli, micriti silicizzate d'aspetto granulare, selce policroma e intercalazioni di calcareniti e calciruditi e di litofacies "protonodulari": talora vi si rinvencono inglobati blocchi, anche di dimensioni notevoli, di litofacies appartenenti ai limitrofi alti strutturali. I litotipi calcarei prevalgono nella porzione inferiore e in quelle sommitale dell'unità, mentre la porzione intermedia è selcifera. La colorazione d'insieme è verdastra, con toni policromi nelle litofacies più silicee. La stratificazione è netta e sottile nei litotipi calcarei, mentre in quelli prevalentemente silicei è più irregolare con rigonfiamenti e talora con brusche terminazioni laterali; le litofacies detritiche si presentano in strati medi o spessi, a luoghi con geometria marcatamente lenticolare. Lo spessore della formazione varia da 80 m a 150 m.

Importanti affioramenti si hanno all'interno della cava attiva in località Bistocco e lungo la strada (Foto 2) che dalla stessa località sale verso Piedilapiaggia, Pozzuolo, Letegge, frazioni del Comune di Camerino.



Foto 2 – Affioramento di Calcari diasprini umbro-marchigiani nei pressi della località di Bistocco ($10 < Jv < 30$).

MAIOLICA APPENNINICA [MAI] (*Priaboniano p.p. – Aquitaniano p.p.*)

È costituita da micriti biancastre (con selce scura in liste e noduli), in strati medi con sottili intercalazioni di peliti scure che aumentano notevolmente al passaggio con le Marne a Fucoidi. Nella parte inferiore però si osservano sensibili differenziazioni litologiche oltre che di spessori. Infatti nella Maiolica depositata su preesistenti alti strutturali giurassici, oltre ai litotipi prima descritti, si rinvencono calcari nodulari, biancastri o beige e strati dolomitici, d'aspetto saccaroide e di colore bruno-giallastro, in strati spessi o molto spessi (Maiolica di *seamount*). Nella Maiolica depositata nelle depressioni (Maiolica di bacino), si rinvencono invece intercalazioni detritiche, anche grossolane, provenienti sia dall'interno del bacino che dalla Piattaforma laziale-abruzzese, *slumpings* intraformazionali e *pebbly-mudstones*. A luoghi, la parte basale della formazione appare ancora interessata dai fenomeni disgiuntivi che avevano caratterizzato il Giurassico. Nella porzione medio-alta dell'unità si osserva una relativa uniformità di caratteri tra le diverse successioni, in connessione con un ulteriore sprofondamento del bacino, fino ad ambienti batiali. Tra la Maiolica di bacino e la Maiolica di seamount esistono differenze notevoli anche per quanto riguarda il contenuto fossilifero. Dove le deformazioni tettoniche sono particolarmente intense, la stratificazione è in gran parte obliterata e la formazione è caratterizzata da una

Dott. Geol. Mauro Cataldi



morfologia aspra, da cui deriva la denominazione Calcare rupestre dei vecchi autori. Lo spessore della formazione varia da pochi metri (20–40) sulle zone di alto strutturale a 450–500 m nelle depressioni.

Affiora in maniera estesa tra le località di Bistocco (Foto 3) e Valcimarra (Foto 4), sia in sinistra che in destra idrografica del fiume Chienti. A causa dell'azione tettonica di antiche faglie giurassiche spesso si presenta decisamente alterata e fratturata (Foto 5).

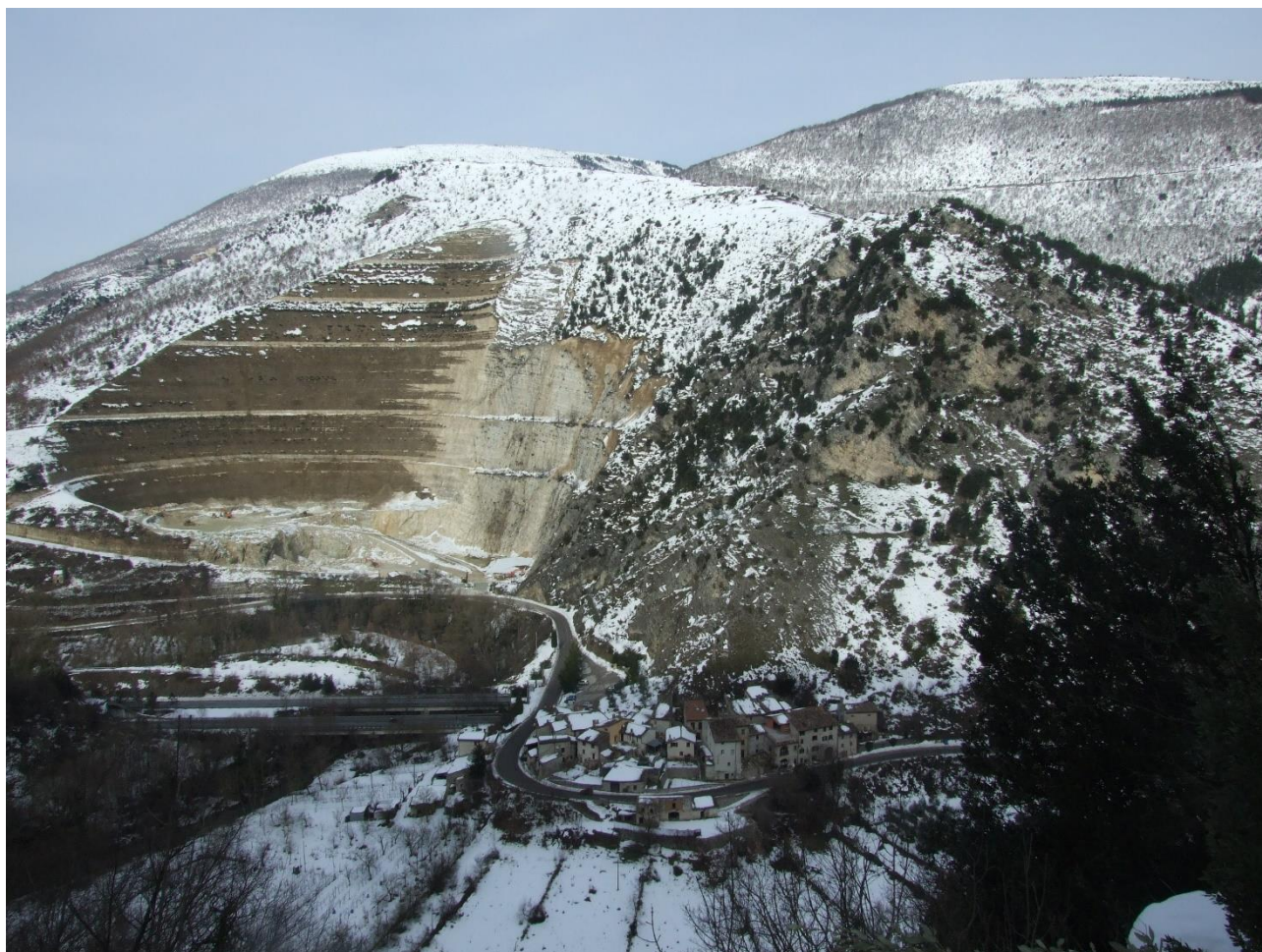


Foto 3 – Maiolica appenninica affiorante in tutta la rupe che sormonta l'abitato di Bistocco.



Foto 4 – Affioramento di Maiolica appenninica in località Valcimarra.



Foto 5 – Intensa alterazione e fratturazione caratterizzante la formazione della Maiolica appenninica nei pressi di Bistocco ($j_v > 30$).

MARNE A FUCOIDI [FUC] (*Aptiano inferiore p.p. – Albiano superiore p.p.*)

Durante la deposizione della porzione medio–alta delle Maiolica appenninica, i fenomeni di subsidenza differenziata subiscono un arresto, le depressioni vengono pressoché colmate e si osserva un relativo appiattimento della morfologia. Con la Maiolica termina la sedimentazione prevalentemente carbonatica che aveva caratterizzato il Giurassico e subito dopo si osserva un netto cambiamento delle condizioni generali, con ricambio delle microfaune ed un notevole apporto in contenuto argilloso. Ciò in relazione ad eventi generali, quali la trasgressione tardo–cretacea e i fenomeni di stagnazione. Nelle Marne a Furoidi si individuano due membri: l'inferiore decisamente più marnoso ed uno superiore, prevalentemente calcareo. Il membro marnoso, dello spessore di 40–50 m, è costituito da marne e marne argillose policrome, in strati sottili, con rare e sottili intercalazioni micritiche avana o verdastre. Il membro calcareo, con spessore variabile tra 50 e 80 m, è costituito da calcari e calcari marnosi, marne e marne calcaree in strati sottili e medi, di colore biancastro o verdolino, talora roseo, con bande policrome, con sottili intercalazioni di marne argillose verdastre: il contenuto marnoso–argilloso va diminuendo verso l'alto in concomitanza con l'apparizione e l'aumento della selce policroma, in liste e noduli. A luoghi, nell'unità in esame, si rinvencono calcareniti laminate, con selce nerastra in liste e noduli, in strati medio–spessi e calciruditi a geometria lenticolare.

Nell'area in esame si rinvencono affioramenti, spesso coperti dalla vegetazione, a monte dell'abitato di Valcimarra e in corrispondenza del nucleo di Valle di Valcimarra.

SCAGLIA BIANCA [SBI] (*Albiano superiore p.p. – Turoniano inferiore p.p.*)

Questa unità è formata da micriti bianche, a frattura scagliosa, in strati sottili e medi, con selce nera d'aspetto zonato; nella parte superiore, quasi al passaggio con la soprastante Scaglia rossa, è presente il classico livello guida conosciuto come Livello Bonarelli (*Scisti ittiolitici o Scisti bituminosi Auct.*) costituito da argilliti euxiniche nerastre, talora silicee, dello spessore massimo di 1,50 m.

Affiora in limitati lembi in corrispondenza del nucleo abitato di Valle di Valcimarra (Foto 6), abbastanza alterato in superficie.



Foto 6 – Affioramento di Scaglia bianca in località Valle di Valcimarra.

SCAGLIA ROSSA APPENNINICA [SAA] (*Turoniano inferiore p.p. – Luteziano p.p.*)

Si rinviene al di sopra della Scaglia bianca, pochi metri dopo il Livello Bonarelli. Spesso è possibile distinguere tre membri: un membro inferiore [SAA1] costituito da calcari e calcari marnosi rosati, a luoghi con bande policrome, con selce rossa in liste e noduli; un membro intermedio [SAA2] che ha spessori maggiori, costituito da marne e marne calcaree, a frattura concoide o scagliosa, di colore rosato o rosso mattone; un membro superiore [SAA3] costituito da calcari e calcari marnosi rosati con selce rossa in liste e noduli. La stratificazione è in genere netta, con strati da medi a spessi; molto frequenti sono gli *slumpings*. Gli spessori totali della formazione può arrivare anche a 450 m. L'unità può essere interessata anche da un diffuso clivaggio ed è facilmente degradabile sotto l'azione degli agenti esogeni in minute scagliette (Foto 7). Si formano così estese coperture detritiche anche di notevole spessore.

Nel settore indagato, rappresenta tutto l'apparato montuoso su cui il territorio comunale si sviluppa oltre i 600 m (Foto 8) e che costituisce la dorsale marchigiana esterna. Affiora, inoltre, nella porzione occidentale dell'abitato di Pievefavera (Foto 9).



Foto 7 – Affioramento di Scaglia rossa appenninica [SAA2] presso Poggio della Croce, a circa 700 m s.l.m., intensamente alterata dagli agenti esogeni ($j_v > 30$).



Foto 8 – Dorsale montuosa costituita dalla litologia della Scaglia rossa appenninica.



Foto 9 – Affioramento di scaglia rossa appenninica in località Pievefavera ($10 < J_v < 30$).

SCAGLIA VARIEGATA [VAS] (*Luteziano p.p. – Priaboniano p.p.*)

È costituita da un'alternanza di calcari micritici, di calcari marnosi e di marne policrome, in strati medi o sottili oppure può essere formata da calcari marnosi grigiastri con selce nera in liste e noduli. Il passaggio con la sottostante Scaglia rossa appenninica è molto graduale e talora è difficile valutarne il limite tra le due formazioni. Lo spessore dell'unità è di 20–40 m.

Affiora e ne costituisce il substrato, in località Pievefavera (Foto 10).



Foto 10 – Affioramento di Scaglia variegata nei pressi del castello di Pievefavera (10<Jv<30).

SCAGLIA CINEREA APPENNINICA [SCC] (Priaboniano p.p. – Aquitaniano p.p.)

È l'unità che chiude la sedimentazione del gruppo cretaceo-paleogenico. Essa è formata dall'alternarsi di marne calcaree, calcari marnosi, marne e marne argillose e, subordinatamente, di micriti. Nella parte inferiore della formazione prevalgono le litofacies più calcaree in strati sottili o medi, con una colorazione rossastra, mentre in quella medio-superiore, di colore grigio-verdastro, si osserva un progressivo e deciso aumento del contenuto marnoso-argilloso. L'unità, di spessore variabile da 100 a 250 m, è frequentemente interessata da diffuso clivaggio che spesso oblitera la stratificazione.

Nel caso in esame, la Scaglia cinerea appenninica affiora in maniera discontinua lungo una fascia larga appena 500 m che da Pievefavera, in direzione Sud, raggiunge e ne costituisce il substrato, gli abitati di Castiglione, Croce e Vestignano. Si presenta con una stratificazione decisamente obliterata (Foto 11), alterata e spesso rovesciata, costituendo il fronte di un antico sovrascorrimento.



Foto 11 – Affioramento di Scaglia cinerea appenninica a valle della chiesa di San Martino di Vestignano ($v > 30$).

BISCIARO [BIS] (*Aquitaniense p.p. – Burdigaliano p.p.*)

È costituito dall'alternanza, in strati medi, di calcari e calcari marnosi scuri, duri e compatti (a luoghi con selce nera in liste o noduli), marne, marne calcaree, marne argillose grigie fogliettate; tipica è la presenza di vulcanoclastiti a composizione riodacitica. Gli spessori e le associazioni litologiche variano nello spazio: in genere si hanno spessori limitati (5–30 m), talora con vistosi *pinch-out*, e litofacies prevalentemente calcareo marnosa, priva di selce, nelle zone costituenti i bordi dei bacini in evoluzione, e spessori maggiori (fino a 100–120 m), litofacies calcaree con selce e intercalazioni detritiche nelle parti più depresse di detti bacini.

Affiora in maniera discontinua, alla stregua della Scaglia cinerea appenninica ma in una fascia parallela, spostata più ad oriente e che costituisce il rilievo collinare di Colle Croce. Anche il Bisciario si presenta fratturato per azione tettonica.



Foto 12 – Affioramento di Bisciaro nei pressi del cimitero di Pievefavera (Jv>30).

SCHLIER [SCH] (Langhiano – Messiniano)

È costituito da alternanze di marne, marne calcaree, marne argillose grigie e, subordinatamente, di calcari marnosi biancastri, talora finemente detritici. La bioturbazione è molto frequente e spesso intensa. Gli strati sono in genere medio-sottili, anche se spesso un diffuso clivaggio oblitera ogni traccia di stratificazione. Gli spessori sono estremamente variabili da luogo a luogo in relazione a cause diverse, quali la morfologia del fondo marino, le eteropie con le altre formazioni mioceniche (o con il Bisciaro), l'azione erosiva dei flussi gravitativi ad alta concentrazione. Gli spessori minori si hanno comunque nelle zone più rialzate dove, talora, si ha sedimentazione condensata e presenza di lacune. Molto spesso, per l'assoluta subordinazione sul terreno del Bisciaro delle intercalazioni calcareo-marnose dure rispetto alla frazione marnosa, riesce praticamente impossibile la distinzione cartografica de Bisciaro stesso dallo Schlier.

Nel settore in esame, affioramenti di Schlier si hanno in c.da San Lorenzo (Foto 13), nei pressi di Colle Croce ed è ben visibile lungo la strada di c.da Collarone (Foto 14). Anche tale unità si presenta decisamente alterato e fratturato per azione tettonica e successivamente meteorica.



Foto 13 – Affioramento di Schlier nei pressi di c.da San Lorenzo/Casa Marcellini ($j_v > 30$).



Foto 14 – Affioramento di Schlier nei pressi di c.da Collarsone ($j_v > 30$).

FORMAZIONE DELLA LAGA / Membro Pre-evaporitico [LAG1] (*Messiniano p.p.*)

Vi si riconoscono diverse associazioni di facies variamente alternate tra loro: litofacies arenacea [LAG1c], litofacies arenaceo-pelitica [LAG1d] e litofacies pelitico-arenacea [LAG1e]. Il contatto con il sottostante Schlier può essere di tipo erosivo oppure possono essere interposti livelli pelitici, pelitico-arenacei, ed arenaceo-pelitici. Tali unità arenacee [LAG1c] vengono indicate spesso con il nome di “molasse” (M^{5a} nella Carta Geologica d'Italia) e rappresentano la litofacies nettamente prevalente rispetto alle altre.

Tale membro pre-evaporitico della Formazione della Laga affiora presso il Colle Bozzolone e in c.da Case Casini (Foto 15).



Foto 15 – Affioramento del membro pre-evaporitico della Formazione della Laga in c.da Case Casini.

FORMAZIONE GESSOSO-SOLFIFERA [GES] (*Messiniano p.p.*)

È rappresentata da marne e marne bituminose color tabacco o scure, euxiniche, da diatomiti, da calcari e gessi laminati (deposti in ambiente intra e sopratidale). Sono inoltre presenti livelli gessiferi, formati da gessareniti con contenuto silicoclastico variabile e da debris flow gessiferi e marnosi. L'unità in esame giace, quasi sempre, in discordanza sulle varie litofacies del membro pre-evaporitico, salvo qualche eccezione, ad esempio sulle dorsali, dove è sovrapposta direttamente sullo Schlier.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Nell'area oggetto di studio, la Formazione gessoso-solfifera affiora nei pressi di c.da Colcù (Foto 16) e c.da Acquaviva.



Foto 16 – Affioramento di gessoso-solfifera nei pressi di c.da Colcù ($v > 30$).

FORMAZIONE DI SAN DONATO [FSD] (*Messiniano p.p.*)

Si tratta di torbiditi pelitico-arenacee in strati sottili o medi, dello spessore massimo di 500 m, in cui sono intercalati livelli di marne bituminose.

Tale unità borda la parte basse di Colle Garufo.

FORMAZIONE A COLOMBACCI [FSD] (*Messiniano p.p.*)

È caratterizzata dalla presenza di diversi ciclotemi locali, ciascuno dei quali comprende, dall'alto verso il basso, argille marnoso-siltose grigie, strati calcarei con laminazione piano-parallela (*colombacci s.s.*), argille marnose finemente laminate, argille marnoso-siltose bioturbate, arenarie gradate alternate ad argille marnose, e arenarie in corpi spesso amalgamati e canalizzati, con contatto basale erosivo.

Costituiscono la parte sommitale di Colle Garufo per uno spessore di circa 50 m.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Unità di copertura

DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI, SINTEMA DI URBISAGLIA

(1° ordine) [URSbn2] (*Pleistocene inferiore medio – medio*)

DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI, SUPERSINTEMA DI COLLE ULIVO – COLONIA MONTANI

(2° ordine) [ACbn3] (*Pleistocene medio sommitale*)

DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI, SINTEMA DI MATELICA

(3° ordine) [MTIbn] (*Pleistocene superiore*)

Generalmente nell'area marchigiana si riconoscono tre ordini principali di terrazzi alluvionali posti a varie altezze sul fondovalle (fino ad oltre 200 m) e prodotti in ambiente freddo, come è testimoniato dalla presenza al loro interno di forme singenetiche di crioturbazione e dalle frequenti interdigitazioni con depositi stratificati di versante riferibili a clima periglaciale. I terrazzi del 3° ordine (MTIbn) sono attribuiti al Pleistocene superiore (*Würm*) in base a datazioni radiometriche, mentre quelli del 1° (URSbn3) e 2° ordine (ACbn3) sono stati riferiti al Pleistocene medio sulla base di considerazioni pedostratigrafiche (sono alterati alla sommità da paleosuoli fersiallitici prodotti in prolungate condizioni di clima subtropicale) e paleontologiche.

In genere i depositi terrazzati del 1° ordine sono costituiti da ciottolame poligenico di granulometria variabile, di provenienza da elementi della Scaglia rossa e, subordinatamente dalla Maiolica. Sono anche presenti frammenti di selce e ciottoli arenacei. Affiorano in lembi arealmente modesti, anche se talora presentano spessori elevati, fino ad alcune decine di metri e risultano fortemente alterati in superficie da paleosuoli fersiallitici; più spesso appaiono però troncati dall'erosione, che li ha ridotti in sottili livelli ciottolosi.

I depositi di 2° e 3° ordine si presentano in lembi più estesi e continui, con spessori fino a 20–30 metri. Essi sono costituiti da ciottoli a granulometria più uniforme, con diametri compresi mediamente tra 2 e 5 cm, anche se non mancano talora elementi molto grossolani (specie alla base dei depositi). I clasti sono spesso iso-orientati ed embriciati e presentano un certo grado di appiattimento, soprattutto se provengono dalla litologia della Scaglia rossa. Per quanto riguarda la composizione litologica, nei depositi di 2° e 3° ordine aumentano progressivamente gli elementi provenienti dai terreni più antichi della Scaglia rossa, dato il graduale approfondimento delle valli fluviali che incidevano via via i terreni al nucleo delle strutture anticlinali. Spesso si rinvencono lenti e livelli limosi e sabbiosi e clasti arenacei, più frequenti nei bacini modellati in substrati arenacei e arenaceo-pelitici.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Spesso i depositi del 2° ordine appaiono cementati in superficie a seguito di processi pedogenetici, ai quali sono dovuti anche suoli fersiallitici più o meno troncati che si osservano alla loro sommità. Generalmente tali depositi terrazzati si trovano a quote variabili, rispettivamente da 130 a 90 m (1° ordine), da 80 a 60 m (2° ordine) e da 40 a 20 m (3° ordine) sull'alveo attuale dei principali corsi d'acqua e sono separati fra loro anche da scarpate talora notevoli.

Nell'area oggetto di studio, i depositi alluvionali terrazzati di 1° ordine affiorano limitatamente in c.da Pintura del Grillo, in prossimità del confine con il territorio comunale di Cessapalombo, ad una quota compresa tra 440 e 465 m s.l.m. Di limitata estensione sono anche i depositi terrazzati di 2° ordine che, nel territorio in esame, si rinvencono nella sommità di Colle Antico (Foto 17) e c.da Panicale, ad una quota compresa tra 340 e 365 m s.l.m.. Inoltre, con molta probabilità nonostante una granulometria decisamente più fine (limoso-sabbiosa), sono attribuibili ai depositi terrazzati del Pleistocene medio anche i terreni che costituiscono il basamento del cassero e della fornace, nei pressi del castello Pallotta.



Foto 17 – Depositi alluvionali terrazzati di 2° ordine in c.da Colle Antico.

Discorso diverso per i depositi terrazzati di 3° ordine che affiorano in maniera continua ed estesa nel territorio comunale di Caldarola: nel capoluogo, dal centro storico, si aprono a ventaglio verso NNW, fino ad occupare tutta l'area sub-pianeggiante dove sorge tutto

l'insediamento abitativo e artigianale post anni '60/70, San Rocco, Piandassalto, ecc... posto in destra idrografica del fiume Chienti. Lembi meno estesi si rinvencono in c.da San Pietro (case Magrini), Piandebussi, nei pressi del cimitero del capoluogo e a Valcimarra.

DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI, SINTEMA DEL FIUME MUSONE

(4° ordine) [MUSbn] (*Olocene*)

DEPOSITI ALLUVIONALI ATTUALI, SINTEMA DEL FIUME MUSONE

[MUSbn] (*Olocene*)

I depositi alluvionali di epoca olocenica sono costituiti dalle alluvioni d'alveo attuale lungo tutti i corsi d'acqua, anche di piccola portata, e da quelle terrazzate aventi un dislivello di 5–10 m sul fondo valle. In genere sono separate da deboli scarpate ma talora sfumano dolcemente l'una nell'altra. La loro composizione è pressoché analoga a quella dei depositi precedenti, essendo costituite da elementi provenienti in prevalenza dalle formazioni calcaree, calcareo-marnose, arenacee e arenaceo-pelitiche. Rispetto alle alluvioni pleistoceniche questi depositi si presentano freschissimi e del tutto inalterati. I depositi del 4° ordine presentano una genesi diversa rispetto ai depositi precedenti: i materiali ciottolosi sono stati messi in posto soprattutto come conseguenza di estesi disboscamenti effettuati per l'approvvigionamento di legname, per pascolo o per fini agricoli in epoca storica, mentre la loro incisione si è verificata in tempi molto recenti a seguito di attività che hanno rallentato l'apporto detritico dei versanti (rimboschimenti, sistemazioni montane e agricole) o hanno interrotto il transito dei materiali lungo gli alvei (impianto di bacini artificiali e di traverse, estrazione di inerti dai letti fluviali).

Nel settore indagato affiorano prevalentemente lungo il fiume Chienti, soprattutto in destra idrografica (Foto 18) e lungo il rio delle Concie.



Foto 18 – Passaggio tra depositi terrazzati del 3° e del 4° ordine in c.da Molino.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



DEPOSITI DI VERSANTE, SINTEMA DI MATELICA

[MTIa] (*Pleistocene superiore*)

DEPOSITI DI VERSANTE, SINTEMA DEL FIUME MUSONE

[MUSa] (*Olocene*)

Si tratta di accumuli di frammenti calcarei a spigoli vivi, appiattiti, di piccole dimensioni (generalmente di 2–5 cm di lunghezza) e deposti in livelli, sia *open work*, sia più ricchi in matrice, inclinati dai 15° ai 30° secondo il pendio, talvolta dislocati da movimenti gravitativi. Le rocce di origine sono rappresentate essenzialmente dai calcari della Scaglia rossa e della Maiolica. I detriti di versante vengono riferiti a processi di gelifrazione su versanti privi di vegetazione, di ruscellamento diffuso e di soliflusso in ambiente periglaciale. Spesso si interdigitano con i depositi alluvionali del 2° e 3° ordine. Si osservano a diverse latitudini sui versanti, dove riempiono spesso incisioni ed irregolarità preesistenti, ed alla loro base, dove raggiungono talora dimensioni imponenti.

Nel territorio comunale di Caldarola, i depositi di versante sono diffusi soprattutto nel settore occidentale, a ridosso della dorsale costituita dai litotipi della Scaglia rossa: si hanno importanti affioramenti presso Colle di Valcimarra (Foto 19), all'interno del canalone de Le Raie di Pievefavera, in località Castiglione e a Vestignano, nei pressi della chiesetta di San Pietro.



Foto 19 – Detrito di versante in località Colle di Valcimarra.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



DEPOSITI ELUVIO-COLLUVIALI, SINTEMA DEL FIUME MUSONE

[MUSb2] (*Olocene*)

Tali depositi sono prevalentemente di natura limoso-argillosa, di origine colluviale, con frazione sabbiosa e/o con elementi marnosi o calcareo-marnosi in relazione alla natura del bacino di alimentazione.

Nel settore studiato sono molto diffusi come copertura nei versanti, soprattutto nel settore orientale, dove il bacino di alimentazione è di tipo marnoso-argilloso, occultando il substrato in affioramento; lo spessore può arrivare fino a circa 20 m.

3.2 Tettonica

È noto che la regione marchigiana è interessata da uno stile tettonico prevalentemente plicativo, con pieghe e sovrascorrimenti ad andamento NW-SE, cioè, grosso modo, parallelo al bordo costiero adriatico, spesso rovesciate verso oriente. Dall'osservazione dello schema strutturale del Foglio 124 (Figura 18), si nota che tutto il territorio comunale di Caldarola risulta essere a cavallo tra il settore indicato come "Anticlinale M. San Vicino – M. Letegge – M. Fiegni – M. Sassotetto" e la "Sinclinale Castel San Pietro – San Severino – Cessapalombo – Sarnano".

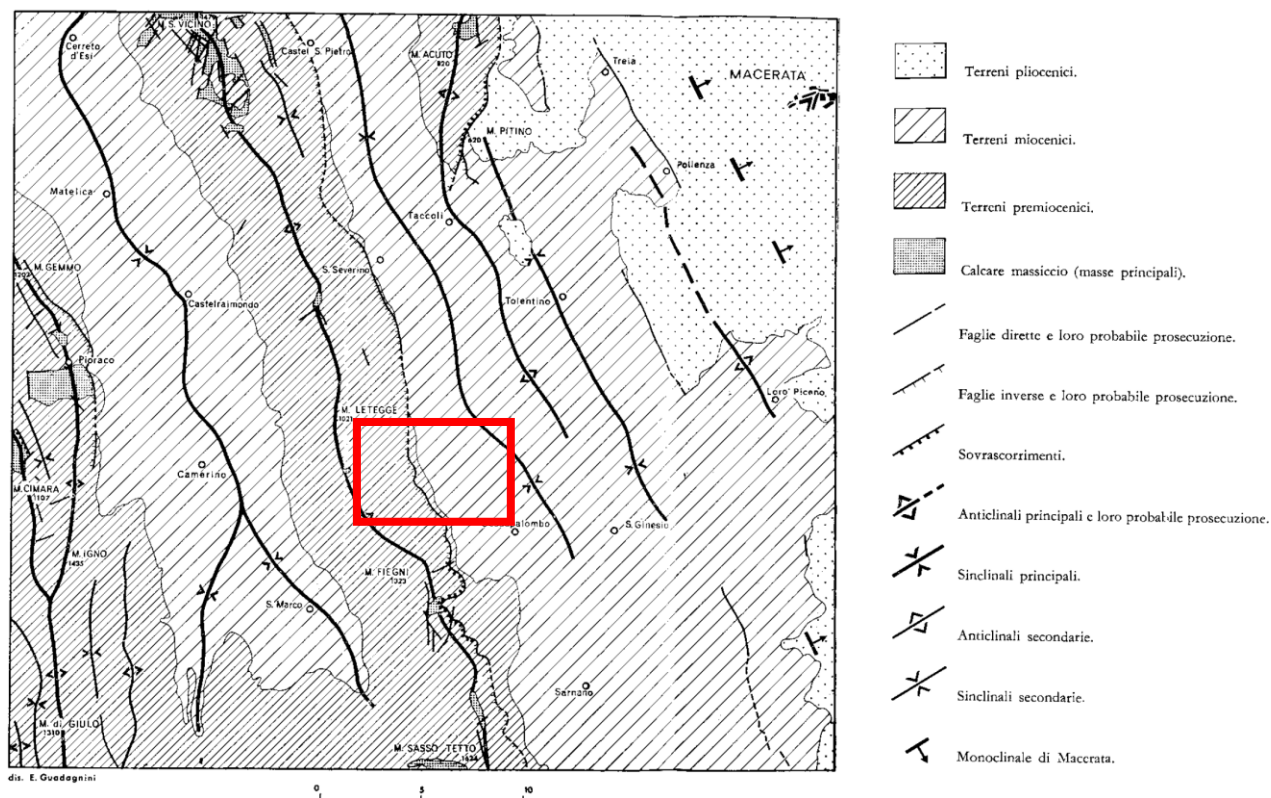


Figura 18 – Schema strutturale del Foglio 124. In rosso, settore del territorio comunale di Pievebovigliana.

L'anticlinale, nell'area oggetto di studio, presenta una struttura tranquilla rispetto al proseguimento verso N e si avvertono, a tratti, motivi di rovesciamento verso E nel suo fianco orientale, complicato da un motivo compressivo (sovrascorrimento). La formazione che vi affiora più estesamente è la scaglia cretacea-eocenica che fa passaggio, in qualche punto, ai termini più antichi della serie, messi a nudo dall'erosione del fiume Chienti. Si rinviene così il modesto lembo di Calcare massiccio nei pressi di Campolarzo, vicino al nucleo abitato di Bistocco. Il tratto centrale dell'anticlinale è interessato da faglie di tipo estensivo la cui maggiore evidenza, oltre ad una importante fascia cataclastica, è data dal contatto Calcare massiccio – Maiolica in destra idrografica del fiume Chienti e dal contatto Calcari diasprini – Maiolica, in sinistra. A Sud, la struttura anticlinale si collega a quella più complessa dei Monti Sibillini attraverso i monti Fiegni e Sasso Tetto.

Verso oriente, come detto in precedenza, si passa alla struttura sinclinalica costituita al nucleo da terreni del Messiniano. Questa struttura è interessata da fenomeni disgiuntivi, diretti da NNW a SSE, complicati da numerose fratture trasversali e tra loro parallele, a debole rigetto. I rapporti con l'anticlinale sono abbastanza regolari, con limitati fenomeni di rovesciamento dei termini della Scaglia cinerea appenninica, del Bisciaro e, in parte, dello Schlier al di sopra delle unità pre-evaporitiche.

I litotipi che costituiscono la struttura sinclinalica (Figura 19) si sono depositati a partire dal Miocene, quando viene a cessare la relativa uniformità delle condizioni ambientali e sedimentarie instauratasi nel bacino umbro-marchigiano a partire dal Cretaceo inferiore. Questo è raggiunto dalla compressione che, in rapida progressione da W verso E, ne modificano continuamente la morfologia del fondo. Esso assume via via i caratteri di un'avanfossa torbiditica migrante verso E a spese dell'avampaese ed ubicata sul fronte della catena appenninica in evoluzione. Le torbiditi (Membro pre-evaporitico...ecc...) poggiano quindi sulle emipelagiti di avampaese (Bisciario, Schlier) alle quali passano anche lateralmente.

Nel Messiniano medio, in relazione con la crisi di salinità del Mediterraneo occidentale, si instaura un diffuso ambiente evaporitico che porta alla deposizione della Formazione gessoso-solfifera.

Nel Messiniano superiore, l'area corrispondente all'attuale fascia appenninica è in via di corrugamento, mentre il bacino della Laga è ancora sede di deposizione torbiditica di mare profondo (Membro post-evaporitico, Formazione di San Donato). Nei bacini intrappenninici minori (*piggy-back basins*), in un ambiente decisamente salmastro, si depongono invece le Argille a Colombacci. Si hanno spesso discordanze tra depositi evaporitici e post-evaporitici, indicative di particolare intensità della tettonica compressiva dell'area marchigiana. I flussi gravitativi sono convogliati nelle aree deposizionali lungo strette valli trasversali controllate dalla tettonica (es. linea trasversale Fiastrone-Fiastrella).

L'area si solleva ed emerge intorno al Pliocene superiore, in relazione al perdurare di compressioni iniziate nel Pliocene inferiore-medio. Tale attività compressiva cessa nel Pleistocene inferiore: a questo punto si sviluppano esclusivamente movimenti verticali, almeno sino al Pleistocene medio-superiore, differenziati a causa delle faglie trasversali che creano una divisione in blocchi. Tali sistemi di faglie presentano un andamento generale del tipo NE-SW. La sedimentazione è strettamente controllata dalla tettonica che condiziona l'impostazione dell'attuale reticolo idrografico.

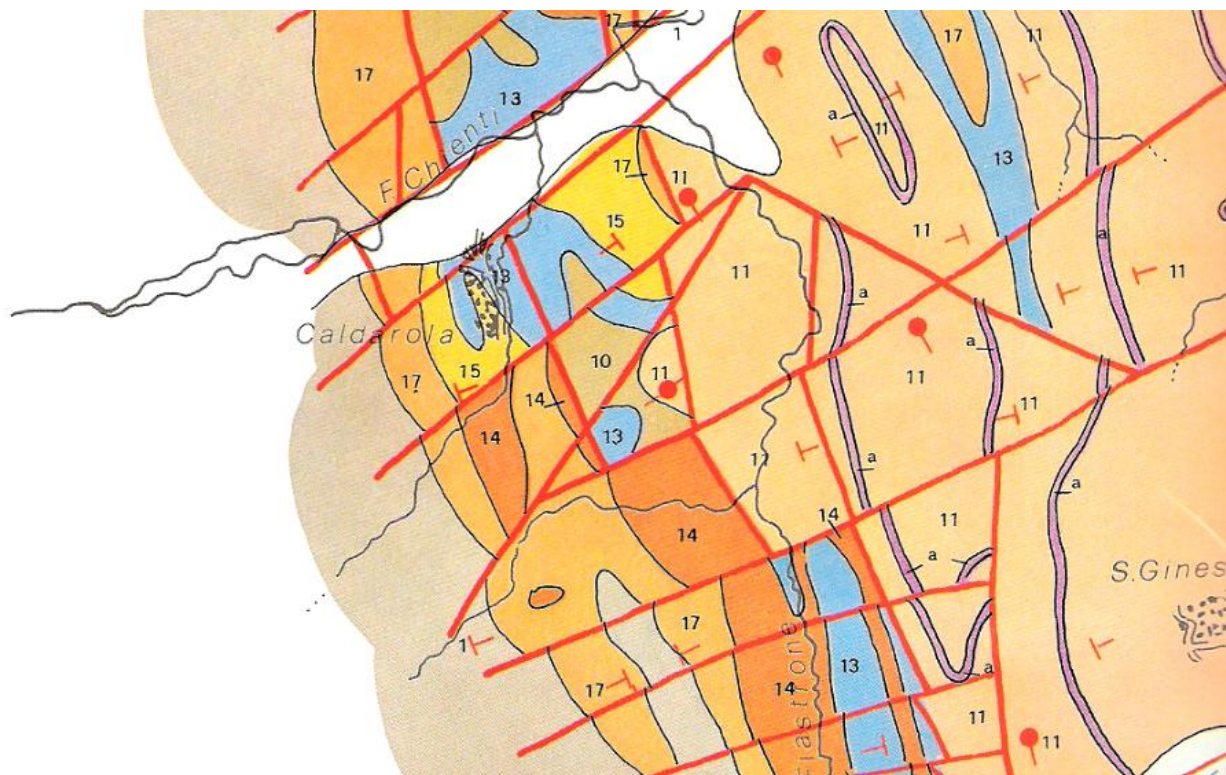


Figura 19 – Estratto della Carta geologica dei depositi neogenico-quaternari tra il f. Potenza e il f. Tronto. Istituto di Geologia – Università di Camerino. (10) Argille a Colombacci, (11) Membro post-evaporitico con (a) livello guida vulcanoclastico, (12) Membro evaporitico con (a) livello guida con gessareniti torbiditiche, (13) Formazione gessoso-solfifera, (14) Membro pre-evaporitico – facies arenacea, (15) Membro pre-evaporitico – facies arenaceo-pelitica, (17) Bisciaro/Schlier

3.3 Geomorfologia

La morfologia del territorio di Caldarola, nel suo complesso, mostra un forte contrasto tra la porzione occidentale che presenta caratteri decisamente più montuosi e quella orientale (capoluogo), essenzialmente collinare, entrambe a sviluppo longitudinale con direzione circa NNW-SSE.

La prima, dominata dalla struttura anticlinale, presenta quote comprese tra i 500 m e i 1.200 m circa (Monte San Savino 1.151,3 m s.l.m. – Figura 20), con superfici sommitali convesse o, per brevi tratti, piane, rilievo medio o medio alto che può superare i 500 m, acclività media o medio-alta, dove prevalgono situazioni comprese tra il 30% e il 90% – Figura 21).



Figura 20 – Assetto fisico del territorio comunale di Caldarola ottenuto mediante elaborazione in “singleband pseudocolor” del Digital Elevation Model (<https://gdex.cr.usgs.gov/gdex/>) mediante il software QGis 2.18.3.

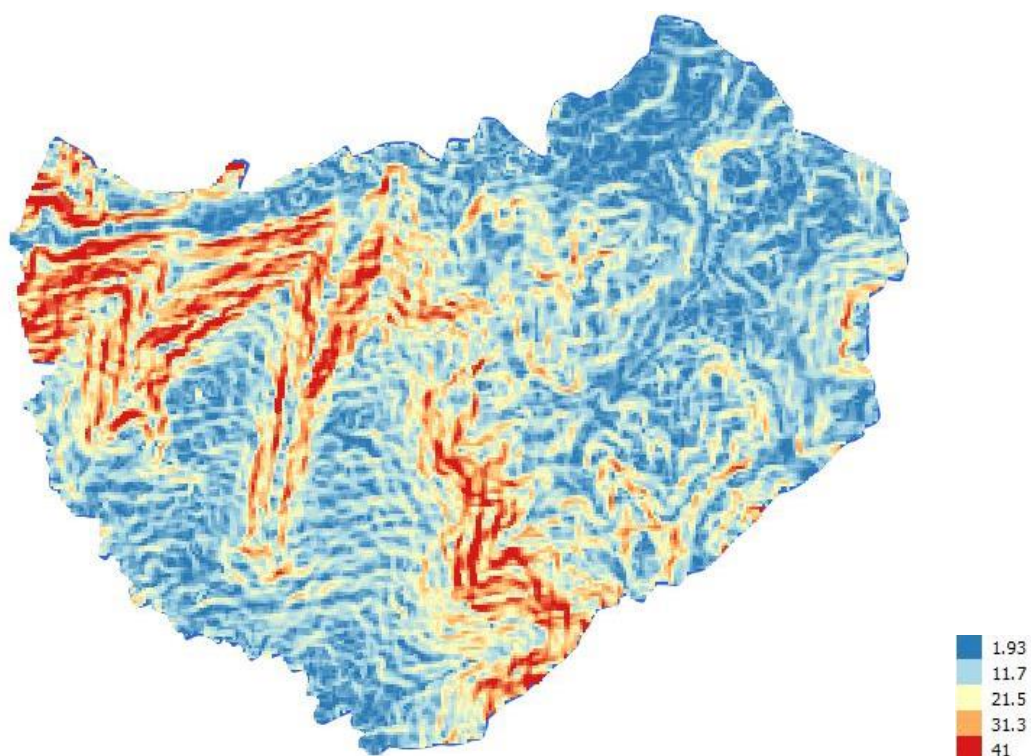


Figura 21 – Carta della pendenza, espresse in gradi, del territorio comunale di Caldarola ottenuta mediante l'uso del comando [Slope] mediante il software QGis 2.18.3.

Le superfici sommitali piane sono dovute essenzialmente alla progressiva degradazione operata da processi erosivi che agivano in senso areale (condizioni climatiche di tipo arido) man mano che la catena si sollevava. Pertanto si avevano fenomeni di troncatura, la cui attività era notevole rispetto a quella della tettonica, poiché le deformazioni superficiali da quest'ultima prodotte, venivano in buona parte progressivamente rasate. In tali condizioni si veniva a creare un paesaggio dalle forme più dolci di quelle attuali e dai dislivelli sensibilmente meno accentuati, i cui resti si possono riconoscere alla sommità dei rilievi calcarei, dove lembi più o meno estesi di superfici sub-pianeggianti o dolcemente ondulate, contrastano nettamente con i più ripidi pendii sottostanti (Figura 22).

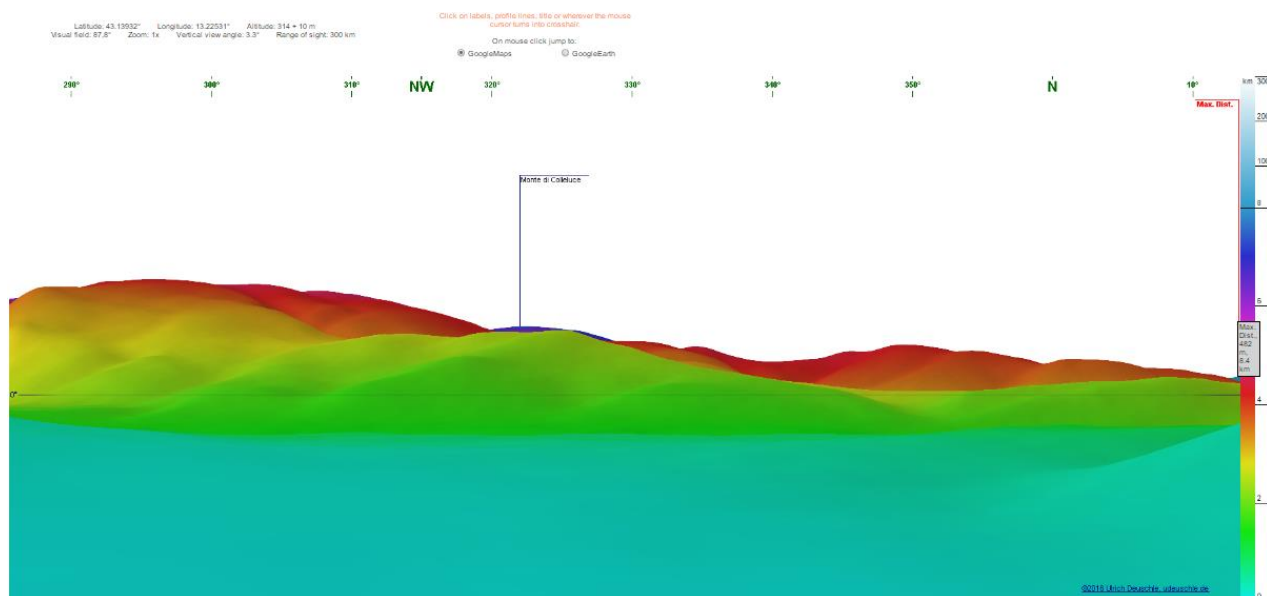


Figura 22 – Assetto geomorfologico: ricostruzione 3D delle morfologie presenti nel sito oggetto di intervento.
(http://www.udeuschle.selfhost.pro/panoramas/makepanoramas_en.htm).

Parallelamente, ad Est della struttura montuosa anticlinale che domina indiscutibilmente l'assetto morfologico di quest'area, è presente, come visto in precedenza, la sinclinale miocenica che presenta quote comprese all'incirca tra i 250 m e i 600 m (Colle Croce 551,3 m s.l.m.), rilievo medio o medio-basso che supera appena i 100 m e acclività medio-bassa, dell'ordine del 20%, con la morfologia dei versanti caratterizzata da gradini e scarpate di altezza variabili, fattore che dipende dalla maggiore resistenza, rispetto all'azione degli agenti esogeni, degli orizzonti arenacei e arenaceo-pelitici, nei confronti a quelli a prevalente componente argillosa.

La differenza di quota con la dorsale anticlinale dipende essenzialmente dal sollevamento tettonico e da estese azioni di erosione selettiva che hanno messo in evidenza il settore calcareo, abbassando gradualmente la superficie topografica nelle sinclinali, in

Dott. Geol. Mauro Cataldi



corrispondenza degli affioramenti terrigeni più erodibili. Inoltre, il brusco incremento del sollevamento che si è manifestato alla fine del Pleistocene inferiore ha prodotto ovunque incrementi del rilievo fino a diverse centinaia di metri e rapidi approfondimenti dei sistemi idrografici, soprattutto nel settore occidentale. Si originavano così nelle aree calcaree valli strette, incassate profondamente nelle forme dolci precedenti mentre, sui materiali terrigeni miocenici si producevano valli più ampie, i cui interfluvii erano in rapida erosione con conseguente continuo abbassamento della superficie topografica.

Il tratto della valle fortemente incisa del fiume Chienti che interrompe la continuità della dorsale calcarea costituisce l'esempio più evidente di come le lineazioni tettoniche principali abbiano guidato lo sviluppo dell'attuale reticolo idrografico per fenomeni successivi di antecedenza in concomitanza con l'evolversi del sollevamento tettonico.

Per quanto riguarda i depositi superficiali, nel settore occidentale sono prevalenti falde detritiche ghiaioso-ciottolose di estensione e spessore modesti mentre nel settore orientale si hanno prevalentemente depositi argilloso-limoso-sabbiosi di spessore cospicuo.

Inoltre, lungo le valli fluviali di entrambi i settori, come già descritto nel capitolo relativo all'inquadramento geologico, sono presenti depositi alluvionali terrazzati, prevalentemente ghiaiosi, subordinatamente sabbiosi e limosi e di discreta estensione e potenza. Tali depositi sono dislocati soprattutto nella porzione nord-orientale del territorio comunale ed è caratterizzata da ampie zone pianeggianti raccordate da scarpate per lo più inattive e dal buon grado di stabilità.

Nell'area dove attualmente scorrono i corsi d'acqua del fiume Chienti e del rio delle Concie presentano quattro ordini di terrazzi di depositi alluvionali come già descritto, posti rispettivamente, e di media, alle quote di 460, 350, 300 e 260 m. Entrambi i corsi d'acqua presentano carattere piuttosto torrentizio, con piene sproporzionatamente grandi rispetto alle medie ed alle magre. Questo andamento è ricondotto al clima presente nell'area, caratterizzato generalmente da estati secche e piogge concentrate nel periodo autunnale e invernale. Corsi d'acqua minori sono rappresentati dal fosso di Valcimarra, dal fosso delle Raie, dal fosso Pisciarelle e dal fosso Savini.

Per quanto riguarda i processi morfogenetici attualmente presenti nel territorio comunale di Caldarola, si segnalano soprattutto scorrimenti e colamenti in stato quiescente e, in misura minore, scorrimenti attivi e crolli. Gli scorrimenti interessano prevalentemente i depositi ghiaiosi di versante mentre i colamenti riguardano i depositi eluvio-colluviali.

In occasione dell'evento sismico del 30/10/2016 si sono verificati fenomeni di crollo sul parcheggio in località Bistocco, per il distacco e successivo rotolamento di porzioni centimetriche della sovrastante Maiolica posta a reggipoggio (Foto 20 e 21). Altri frammenti sono stati invece intercettati dalle barriere paramassi installate sopra l'abitato (Foto 22). Sempre in località Bistocco, nei pressi della cava di Maiolica, si sono avuti dei distacchi di pezzame proveniente dai Calcari diasprini e proiezione dello stesso sulla strada che conduce al nucleo di Piedilapiaggia (Comune di Camerino – Foto 23).



Foto 20 – Distaccamento di materiale dalla Maiolica a seguito dell'evento sismico del 30/10/2016.

Dott. Geol. Mauro Cataldi





Foto 21 – Materiale detritico di dimensioni centimetriche rotolato a valle a seguito dell'evento sismico del 30/10/2016 in località Bistocco.



Foto 22 – Pezzame calcareo intercettato dalle barriere paramassi poste sopra l'abitato di Bistocco.



Foto 23 – Crollo di pezzame calcareo e siliceo, appartenente ai Calcari diasprini, in località Bistocco.

Il dissesto gravitativo sismo-indotto più evidente nel territorio comunale di Caldarola, è una frana di tipo scorrimento traslativo generatosi la mattina del 30/10/2016 al di sopra della centrale idroelettrica di Valcimarra. Tale scorrimento ha visto successivamente raddoppiare la superficie coinvolta dallo scivolamento a seguito di eventi meteorici intensi nel febbraio seguente (Foto 24).

Nel complesso, l'indice di franosità è di circa 0,24 frane/kmq nel settore orientale e 0,12 frane/kmq nella porzione occidentale.



Foto 24 – Frana di tipo scorrimento traslativo al di sopra della centrale idroelettrica di Valcimarra.

4. Dati geotecnici e geofisici

Al fine di procedere con lo studio di Microzonazione Sismica relativo al territorio comunale di Caldarola, si è proceduto alla raccolta ed archiviazione informatica dei dati pregressi, in accordo con lo già citato standard, vers. 4.0b.

In particolare, è stato possibile accedere, senza non poche difficoltà data l'inagibilità della sede comunale, all'archivio cartaceo relativamente ai lavori pubblici e privati, permettendo la raccolta di tutte le tipologie di indagini puntuali come sondaggi geognostici, scavi, prove penetrometriche statiche e dinamiche e prove di laboratorio e indagini lineari, come MASW e sismica a rifrazione. Le indagini riferite alle pratiche più recenti erano invece già state riordinate presso il Centro Operativo Comunale allestito a seguito dei vari eventi sismici del 26 e 30 ottobre 2016.

Il lavoro è stato reso difficile, oltre che dalle condizioni di disordine in cui vergeva l'archivio, anche a causa dall'assenza di un censimento recente delle indagini geognostiche eseguite sul territorio comunale, in occasione della redazione del Piano Regolatore Generale, approvato nel febbraio 2013.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Una modesta catalogazione, era stata invece effettuata nel giugno 1995, a seguito della “*Indagine geologica, geomorfologica, idrogeologica e botanico-vegetazionale per la redazione del Piano Regolatore Generale in adeguamento al P.P.A.R.*” a cura del dott. geol. Ivan Losego. Data la difficoltà di reperimento di tale studio, non rinvenuto nell’archivio comunale, le indagini sono state messe a disposizione dal dott. geol. Franco Pontoni dello studio associato Geoequipe di Tolentino. Altre indagini, riguardanti soprattutto i lavori di ripristino danni a seguito del sisma del 1997 del castello Pallotta, sono state fornite dal dott. geol. Mariano Tesei.

Infine sono state aggiunte le indagini eseguite e messe a disposizione dallo studio associato Geoequipe per la realizzazione del nuovo plesso scolastico (marzo 2017) e sono state effettuate indagini di tipo HVSr, data la carenza di dati geofisici soprattutto nei centri storici.

Tutti i dati sono stati archiviati mediante il software *SoftMS_v4_0_1* che ha consentito ed agevolato l’inserimento dei valori richiesti, rispettando le strutture e i formati dello standard. Da tale software è stato possibile esportare il database in formato Microsoft Access (.mdb) denominato “*Cdl_Tabelle_043006*” a cui viene associata una “*folder*” contenente in formato .pdf tutta la documentazione relativa ad ogni indagine inserita.

Il database definitivo ottenuto risulta essere composto da 418 indagini puntuali e 9 indagini lineari, così come segue:

Indagini puntuali

▪ Sondaggi a carotaggio continuo che NON intercettano il substrato	(S)	14
▪ Sondaggi a distruzione di nucleo che NON intercettano il substrato	(SD)	127
▪ Sondaggi a carotaggio continuo che intercettano il substrato	(SS)	7
▪ Sondaggi a distruzione di nucleo che intercettano il substrato	(SDS)	57
▪ Sondaggi da cui sono stati prelevati campioni	(SC)	41
▪ Trincee o pozzetti esplorativi	(T)	55
▪ Prove penetrometriche statiche con punta meccanica	(CPT)	11
▪ Prove penetrometriche dinamiche super pesante	(DS)	28
▪ Prove penetrometriche dinamiche leggere	(DL)	41
▪ Pozzi per acqua	(PA)	2
▪ Prove sismiche in foro tipo <i>Downhole</i>	(DH)	1
▪ Stazioni a microtremore (stazione singola HVSr)	(HVSr)	10
▪ Stazioni a microtremore (stazione singola HVSr) realizzate <i>ex-novo</i>	(HVSr)	24

Indagini lineari

▪ MASW	(MASW)	9
--------	--------	---

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Un passo fondamentale nel processo di costruzione del modello di sottosuolo è stato la caratterizzazione geomeccanica che porta all'individuazione delle unità geotecniche. Con questo nome si intende una porzione di sottosuolo all'interno della quale le variazioni delle proprietà geotecniche siano contenute in ambiti relativamente ristretti nei riguardi del problema in esame o siano semplicemente derivanti dallo stato tensionale originario.

Le proprietà geotecniche possono suddividersi convenzionalmente in due categorie: proprietà indice e stato tensionale (caratteristiche fisiche, granulometriche e di plasticità) e proprietà meccaniche.

Le proprietà indice identificano le caratteristiche intrinseche del terreno/roccia, mentre i parametri fisici caratterizzano lo stato del terreno in condizioni originarie e dopo variazioni indotte da azioni esterne. La loro determinazione è di notevole interesse nella definizione delle unità geotecniche, ad esempio attraverso la costruzione di *log* delle proprietà indice con la profondità. Inoltre, poiché esistono correlazioni tra proprietà indice e meccaniche, le proprietà indice possono essere utilizzate per dedurre valori di primo tentativo dei parametri meccanici in mancanza di determinazioni dirette (ad esempio coefficiente di compressibilità, resistenza al taglio residua, angolo di resistenza al taglio).

Le proprietà meccaniche governano la risposta dei terreni e delle rocce alle azioni ad essi applicate. Esse vengono ricavate per via sperimentale, tramite indagini in sito ed in laboratorio, misurando la risposta meccanica del terreno e della roccia in condizioni generalmente semplificate. A loro volta, in dipendenza della frequenza della sollecitazione, le proprietà meccaniche possono essere suddivise convenzionalmente in "statiche" (risposta a carichi applicati lentamente nel tempo) e "dinamiche" (risposta ad azioni cicliche e dinamiche). I parametri meccanici da valutare dipendono dal legame costitutivo adottato per descrivere il comportamento meccanico dei terreni e delle rocce.

Nel caso in esame, le proprietà geotecniche dei terreni presenti sono ricavate sulla base delle numerose prove penetrometriche realizzate e da numerosi provini estratti su cui sono stati effettuate analisi granulometriche, limiti di consistenza, prove di taglio diretto e rotture ad espansione laterale libera.

Per quanto riguarda le coperture alluvionali, secondo gli standard *Unified Soil Classification System*, vengono proposte le seguenti caratteristiche geomeccaniche medie:

Tabella 3 – Caratteristiche geomeccaniche medie delle coperture alluvionali e/o detritiche di versante.

Classificazione U.S.C.S.	GW	GM	SM	CL
<i>Tipologia</i>	Ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaia e sabbia	Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo	Sabbie limose, miscela di sabbia e limo	Argille inorganiche di medio-bassa plasticità, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose, argille magre
<i>Peso di volume γ (t/mc)</i>	1,90–2,10	1,80–1,95	1,95–2,05	2,00–2,05
<i>Angolo di resistenza al taglio ϕ (°)</i>	35–40	28–35	22–28	23–25
<i>Resistenza drenata c' (kg/cmq)</i>	0,0	0,0	0,05–0,15	0,18–0,35
<i>Densità relativa D_r (%)</i>	>60	>60	10–40	20–40
<i>Modulo di elasticità E (kg/cmq)</i>	>500	>300	>250	100–150

Per quanto riguarda invece l'altra categoria di coperture, cioè i depositi eluvio-colluviali, secondo la sopracitata classificazione U.S.C.S., viene attribuita la categoria ML. Le caratteristiche geomeccaniche, dedotte dalle prove penetrometriche dinamiche e da indagini in laboratorio sono le seguenti:

Tabella 4 – Caratteristiche geomeccaniche medie delle coperture eluvio-colluviali.

Classificazione U.S.C.S.	ML
<i>Tipologia</i>	Limi inorganici, farina di roccia, sabbie fini limose o argillose, limi argillosi di bassa plasticità
<i>Peso di volume γ (t/mc)</i>	1,95–2,15
<i>Angolo di resistenza al taglio ϕ (°)</i>	22–26
<i>Resistenza drenata c' (kg/cmq)</i>	0,5–1,10
<i>Densità relativa D_r (%)</i>	18–25
<i>Modulo di elasticità E (kg/cmq)</i>	80–150

Nessuna delle prove penetrometriche effettuate riporta una stima dei valori geotecnici del substrato. Pertanto, per alcuni tipi di tali litologie, vengono indicati valori di parametri dedotti dalla bibliografia o da prove effettuate in comuni limitrofi.

Tabella 5 – Caratteristiche geomeccaniche medie del substrato.

Litologia	Calcare massiccio	Maiolica	Marne a Fucoidi	Scaglia rossa	Scaglia variegata	Scaglia cinerea	Bisciaro	Schlier	Litofacies arenacea	Gessoso-solfifera
Peso di volume γ (t/mc)	2,45	2,35	2,25	2,35	2,30	2,15	2,25	2,15	2,20	2,15

Per quanto riguarda i dati geofisici, occorre innanzi tutto operare una distinzione tra i dati geofisici di base, ovvero quelli che costituiscono la misura di campo, diretta o indiretta (forme d'onda e/o spettri corrispondenti, primi arrivi, profili di resistività apparente, ecc...) e i dati geofisici di modello, ovvero l'insieme dei parametri geofisici di modello che costituiscono il contributo della geofisica alla costruzione del modello del sottosuolo. Si sottolinea ancora che tali parametri sono ottenuti per via diretta o con un processo d'inversione dei dati geofisici di base acquisiti in campo. Il contributo della geofisica risulta essere indispensabile allo studio e valutazione dei seguenti effetti:

- amplificazioni locali;
- instabilità di versante;
- cedimenti differenziali;
- valutazione delle faglie attive e capaci.

Tra tutti i parametri, la velocità delle onde S risulta essere il più importante in quanto costituisce il parametro sensibile rispetto agli effetti di amplificazione sismica locale. La sua conoscenza, infatti, consente stime di prima approssimazione dell'amplificazione mediante approcci semplificati oltre che valutazioni più rigorose mediante approcci numerici. Il diverso grado di risoluzione della stima di tale parametro può corrispondere a un diverso grado di approfondimento dello studio di Microzonazione Sismica.

Nel caso in esame, si è già detto, sono state effettuate prove per la determinazione diretta o per la stima delle velocità delle onde P e/o S dei terreni presenti all'interno del Comune di Caldarola, consistenti in n. 9 indagini MASW e n. 1 prova sismica in foro tipo *Downhole*.

Inoltre sono state catalogate n. 10 indagini HVSR pregresse. *Ex-novo* sono state realizzate altre indagini HVSR esclusivamente per determinare la risposta sismica locale attraverso la stima di massima del contrasto di impedenza sismica e per la ricostruzione del modello geologico, mostrato nel prossimo capitolo.

Tutte le indagini di tipo MASW e la prova sismica in foro di tipo Downhole sono state effettuate nel litotipo classificato secondo lo standard U.S.C.S. come GW. Per ricostruire i parametri geofisici delle altre unità e per ricavare informazioni sul profilo di velocità delle onde S del sottosuolo si è ricorso a dati bibliografici oppure, da alcune indagini HVSR, è stata tentata “un’inversione” nel punto di misura con modelli piano-paralleli (relazione $TO=4H/Vs$).

Tabella 6 – Caratteristiche geofisiche medie delle coperture alluvionali, detritiche di versante ed eluvio-colluviali.

<i>Classificazione U.S.C.S.</i>	GW	GM	SM	CL	ML
<i>Velocità onde di taglio P (m/s)</i>	1.400–1.700	1.200–1.400	1.200–1.400	1.000–1.200	1.200–1.400
<i>Velocità onde di taglio S (m/s)</i>	650–850	350–450	200–350	150–300	180–300
<i>Coefficiente di Poisson ν</i>	0,30–0,35	0,30–0,35	0,35–0,40	0,35–0,40	0,35–0,40
<i>Modulo di taglio iniziale G_0 (MPa)</i>	>500	>300	>250	>200	>150
<i>Coefficiente di smorzamento iniziale ξ</i>	0,01	0,01	0,03	0,04	0,03

Nella tabella seguente vengono riportati i valori medi geofisici derivati da indagini di sismica a rifrazione eseguite sulle stesse litologie ma in territori comunali limitrofi (es. per la realizzazione del nuovo tratto di Strada Statale 77 fino a Foligno) oppure individuati in bibliografia.

Tabella 7 – Caratteristiche geofisiche medie del substrato.

<i>Litologia</i>	Calcare massiccio	Maiolica	Marne a Fucoidi	Scaglia rossa	Scaglia variegata	Scaglia cinerea	Bisciaro	Schlier	Litofacies arenacea	Gessoso-solfifera
<i>Velocità onde di taglio P (m/s)</i>	>4.000	>3.000	>2.500	>3.000	>2.500	>1.500	>2.500	>1.500	>2.500	>1.500
<i>Velocità onde di taglio S (m/s)</i>	>2.000	>1.500	>1.200	>1.500	>1.200	>950	>1.200	>950	>1.200	>950
<i>Coefficiente di Poisson ν</i>	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,30	0,25	0,30	0,25	0,30

<i>Modulo di taglio iniziale G_0 (Mpa)</i>	10.000	5.400	3.300	5.400	3.500	2.200	3.500	2.200	3.500	2.200
<i>Coefficiente di smorzamento iniziale ξ</i>	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005

5. Modello del sottosuolo

Tratto dal testo “Microzonazione Sismica per la ricostruzione dell’area aquilana”, viene definito come modello del sottosuolo *“una rappresentazione tridimensionale approssimata di una porzione di sottosuolo, nella quale devono essere distinguibili gli elementi qualitativi e quantitativi necessari per il suo impiego nelle valutazioni funzionali alla specifica applicazione. Metodologicamente è il risultato di un processo interattivo e iterativo di trattamento di dati provenienti da diverse fonti informative, riconducibili a specifiche aree disciplinari: geologia, geofisica e geotecnica.”*.

In estrema sintesi, il processo è indirizzato e finalizzato alla definizione del minimo numero di parametri necessari a fornire una ricostruzione di Unità Omogenee (UO). Si denominano UO le unità caratterizzate da valori simili dei parametri rilevanti ai fini dello studio. Il processo prevede di passare da unità strettamente litologiche a unità caratterizzate da parametri geotecnici e geofisici (UO).

In particolare, si devono definire per le diverse UO:

- le geometrie e i limiti superiori, laterali e inferiori; in particolare, è importante stabilire il rapporto stratigrafico tra le UO dei terreni di copertura e quelle del *bedrock*, per definire l’andamento morfologico del tetto del *bedrock* sepolto;
- l’assetto strutturale (descrizione quantitativa della distribuzione spaziale delle discontinuità) degli ammassi rocciosi ed eventualmente delle formazioni argillose fortemente sovraconsolidate;
- le proprietà fisiche e meccaniche a cui vengono associate leggi di variazione e valutazioni di incertezza;
- la posizione delle falde acquifere e le loro eventuali oscillazioni, con definizione delle condizioni idrodinamiche e di pressione interstiziale.

5.1 Dati geologici

Il processo di costruzione del modello del sottosuolo è partito dalla ricostruzione dell'assetto geologico–geomorfologico e strutturale dell'area indagata, effettuato mediante l'analisi delle cartografie già a disposizione e redatte in passato, come la Carta Geologica d'Italia (scala 1: 100.000), la Carta Geologica Regionale (1: 10.000), la Carta geologica dei depositi neogenico–quaternari del Potenza e del Tronto, l'Indagine geologica e geomorfologica per la redazione del P.R.G. in adeguamento al P.P.A.R., ecc... Tutta l'informazione geologica acquisita, coadiuvata dai dati geotecnici e geofisici, è stata tradotta in un modello, sintetizzato nella Carta geologico–tecnica, fornita in n. 3 tavole in scala 1: 5.000, riguardante gran parte del territorio del Comune di Caldarola, ad esclusione dei settori non rilevabili come il lago di Caccamo e quelli lasciati volontariamente fuori dalla Microzonazione Sismica, cioè gran parte dell'area montuosa del settore occidentale che rappresenta le pendici di Monte Fiungo e di Poggio della Pagnotta e, per la mancanza di indagini geologiche e dati geofisici, la porzione S e SE limitrofa al territorio comunale di Camporotondo di Fiastrone e Cessapalombo, corrispondente a c.da Pintura del Grillo, Poggio il Boschetto, c.da Palombare e Colle Garufo.

L'insieme dei dati geologici finalizzati a definire modelli del sottosuolo, particolarmente inerenti alla Microzonazione Sismica, hanno consentito di:

- distinguere il *bedrock* dai terreni di copertura;
- definire le loro geometrie (spessori dei terreni di copertura/profondità *bedrock*);
- individuare (se esistenti) le aree suscettibili di liquefazione sismo–indotta;
- individuare, nei terreni di copertura, le aree soggette a fenomeni di instabilità dei versanti;
- individuare le criticità geomorfologiche.

Ai dati di superficie sono stati aggiunti i dati prelevati in profondità con le indagini geognostiche:

- successioni litostratigrafiche;
- contatto *bedrock*–terreni di copertura;
- frequenza e giacitura delle discontinuità.

Relativamente ai dati geotecnici e geofisici, si è già trattato l'argomento nel capitolo precedente.

6. Interpretazioni e incertezze

Negli I.C.M.S. è riportato che la finalità delle indagini geotecniche negli studi di Microzonazione Sismica è *pervenire alla conoscenza dettagliata dello stato del sito e dei terreni presenti nell'area prima, durante e dopo il terremoto di riferimento attraverso lo studio delle condizioni naturali del terreno in sito mediante sondaggi, prove geotecniche di tipo corrente (CPT, SPT, DMT, ecc...) e prove dinamiche (CH, DH, SASW, MASW, ecc...) e mediante la riproduzione in laboratorio delle condizioni di sollecitazione e deformazione più prossime a quelle che possono aversi in occasione del terremoto di riferimento*. Sono quindi indagini estremamente mirate, che devono contribuire a definire tutte le caratteristiche morfologiche, stratigrafiche, idrogeologiche, e che, soprattutto, devono identificare il comportamento dinamico dei vari terreni presenti nel sito, assegnando dei valori ai parametri dinamici indispensabili per la valutazione della risposta del sito mediante modelli analitici e numerici.

Il programma delle indagini geotecniche va perciò commisurato, oltre che al problema sismico e geotecnico, anche ai codici di calcolo che verranno impiegati nelle analisi numeriche (Microzonazione Sismica di livello superiore al 1°) e sarà differente per i diversi problemi (analisi della risposta sismica locale, stima del potenziale di liquefazione, analisi della stabilità dei pendii, valutazione dei cedimenti) e per i livelli di approfondimento degli studi di Microzonazione Sismica.

Per quanto riguarda la caratterizzazione dinamica dei terreni e i parametri richiesti dai codici di calcolo, si ha in generale che:

- Nelle analisi della risposta sismica locale con metodi che effettuano analisi lineari “equivalenti”, 1D o 2D, per definire lo stato iniziale prima del terremoto occorre determinare, oltre alla stratigrafia, ai livelli di falda, e alle proprietà geotecniche delle varie formazioni presenti, per ogni strato identificato: la densità ρ , il modulo di taglio iniziale G_0 (o alternativamente la velocità delle onde S, V_s) e il coefficiente di Poisson, ν ; per definire il comportamento durante il terremoto: la legge di variazione con l'ampiezza della deformazione di taglio, γ , del modulo di taglio, $G(\gamma)$, e del rapporto di smorzamento, $D(\gamma)$. Le indagini geotecniche devono quindi prevedere: prove in sito di tipo corrente (sondaggi, CPT, SPT, ecc...), prove geotecniche di laboratorio convenzionali (prove indici, prove edometriche, eventuali prove triassiali non drenate) e prove dinamiche (colonna risonante e/o di taglio torsionale ciclico). Nel caso di terreni saturi che possono dare luogo a significativi incrementi delle

Dott. Geol. Mauro Cataldi



pressioni interstiziali (pur senza arrivare alla forma estrema della liquefazione), occorre definire anche il comportamento post-sismico; in tal caso va determinato il coefficiente di permeabilità k e la resistenza al taglio non drenata. A tal fine vanno effettuate prove di permeabilità e prove triassiali convenzionali in condizioni non drenate. Se si effettuano analisi della risposta sismica locale con metodi non lineari accoppiati, il quadro delle indagini è molto più complesso e deve essere commisurato al caso specifico.

- Per le analisi di stabilità dei pendii le indagini devono comprendere, oltre alle usuali indagini per la caratterizzazione geotecnica in condizioni statiche, delle indagini mirate alla determinazione dei parametri di rottura in condizioni dinamiche e cicliche che saranno tuttavia da rapportare al livello di approfondimento delle verifiche e al tipo di verifica (analisi pseudostatica o analisi dinamica). In un livello di approfondimento di dettaglio, se si intende mettere in conto gli effetti amplificativi della risposta sismica locale, le indagini dovranno comprendere anche le prove geotecniche che, in genere, si richiedono per l'analisi della risposta sismica locale.
- Per l'analisi del potenziale di liquefazione, le indagini dovranno innanzitutto comprendere indagini convenzionali in sito (sondaggi, SPT, CPT) e analisi di laboratorio di tipo corrente (curve granulometriche, limiti di Atterberg, ecc...). A seconda della metodologia prescelta dovrà essere effettuato un numero di prove in sito maggiore per quelle prove su cui il metodo si basa. Ad esempio se la stima si basa sull'impiego di abachi basati sulle prove CPT, dovranno essere condotte soprattutto prove CPT, se invece si utilizzano abachi basati sulla misura di V_s saranno da effettuare soprattutto prove in sito che misurino tale parametro. Le prove di laboratorio per la caratterizzazione dinamica in prossimità della rottura (prove triassiali cicliche, e altre eventuali prove non standard) dovranno essere previste solo (e neppure sempre) per studi di grande dettaglio e nel caso in cui si eseguano analisi non lineari della liquefazione con metodi accoppiati per opere di interesse strategico (dighe, ponti, ecc...).

Le incertezze del modello geologico (e geologico-tecnico) ricostruito sono principalmente legate alla mancanza di indagini geognostiche che hanno raggiunto il substrato, soprattutto nel centro storico del capoluogo (Piazza Vittorio Emanuele II, Piazza Cavallotti, Corso Roma, Via Pallotta, ecc...). Inoltre sono state riscontrate alcune difformità, che vanno assolutamente chiarite nel successivo livello di Microzonazione Sismica, tra quanto previsto dalla Carta Geologica Regionale (Progetto CA.R.G.) e quanto emerso da un sondaggio

(043006P277SDS277) realizzato nel 1999 per il ripristino del Monastero di Santa Caterina: l'area in questione presenta coperture di tipo alluvionale fino a circa 30,0 m di profondità dal piano campagna costituite prevalentemente da sabbie limose (SM), mentre nella cartografia ufficiale veniva considerato un substrato associato alla Formazione gessoso-solfifera quasi affiorante e che avrebbe costituito il basamento su cui è fondato il Monastero, il Cassero con la torre e tutto il complesso medievale e rinascimentale del castello Pallotta. Indagine future dovranno chiarire l'esatta estensione della copertura alluvionale in tale settore e determinarne lo spessore.

Per quanto riguarda l'area del capoluogo oggetto di espansione a partire dagli anni '70, il substrato è stato raggiunto solamente in occasionali situazioni, come per la realizzazione del pozzo adiacente il campo polivalente (043006P249PA249) a -42,0 m dal p.c.. Nelle restanti porzioni del capoluogo (San Rocco, Piandassalto, Viale Aldo Moro, Zona Artigianale/Industriale, ecc...) tutti i sondaggi eseguiti sono stati quasi sempre spinti fino alla profondità massima di 12-15 m. Non è stato pertanto mai raggiunto il substrato.

Altre zone del capoluogo che andrebbero indagate in maniera più approfondita per carenza di indagini sono Via Rimessa, Via Ludovico Clodio, Piandebussi e Via Lago.

Individuare il substrato vuol dire anche indagare su eventuali contatti tettonici tra le formazioni mioceniche e chiarire sull'eventuale possibilità di faglie attive mascherate in superficie dalla presenza, fino a 45 m circa di spessore, di depositi alluvionali terrazzati soprastanti. Si fa presente, come indicato nel capitolo relativo alla sismicità storica, che nel 1936 un evento sismico con Mw 4,76 ha avuto come epicentro proprio Caldarola.

Per quanto riguarda gli altri centri e nuclei abitati, a Pievefavera si ha carenza di indagini ma il substrato, costituito dalle varie scaglie, è quasi sempre affiorante; discorso inverso per Croce e Vestignano (assenza di qualsiasi tipo di indagine) mentre a Castiglione di Croce sono state reperite molte indagini ma rappresentate esclusivamente da trincee e scavi molto superficiali (profondità massima raggiunta 3 m) che non permettono di determinare esattamente la profondità a cui è ubicata la Scaglia Cinerea. Stesso discorso per Colle e Valle di Valcimarra e per Bistocco, in cui non è stata mai raggiunto il substrato costituito rispettivamente da Scaglia rossa e dalla Maiolica. Non sono segnalati elementi tettonici attivi.

Relativamente alle indagini geofisiche, si è tentato di superarne la totale assenza nei centri storici mediante la realizzazione *ex-novo* di alcune indagini HVSR, effettuate in corrispondenza dei nuclei più numerosi in termini di residenti.

Nel capoluogo, nella zona sopracitata del Monastero di Santa Caterina, le indagini HVSR hanno fornito un contrasto di impedenza intorno alla frequenza di 2,60 Hz, compatibile pertanto con quanto emerso dall'unico sondaggio geognostico effettuato che attesta la presenza di 30 m di depositi sabbioso-limosi sul substrato.

Si è cercato di effettuare diverse misure di H/V per il centro storico ma i risultati sono stati quasi sempre poco attendibili a causa della pavimentazione costituita da lastricato spesso sconnesso, dalla presenza di sottoservizi ed eventuali cavità antiche, terreni di riporto distribuiti in maniera eterogenea, dalla difficoltà di entrare in alcuni punti della "Zona rossa" e a causa del traffico veicolare sostenuto, convogliato nell'unica strada aperta per l'attraversamento del paese.

In tutta l'area pianeggiante del capoluogo, i valori di H/V sono abbastanza contrastanti a causa dell'elevata eterogeneità dei depositi alluvionali: in linea di massima si assiste ad importanti contrasti nel caso in cui la situazione stratigrafica attesta la presenza di un cospicuo spessore di limo sabbioso/argilloso (ML/CL) oppure sabbia limosa/argillosa (SM/SC) al di sopra delle ghiaie (GW o GM) mentre si ha sostanzialmente un rapporto H/V decisamente piatto quando i depositi sono costituiti essenzialmente da ghiaia. Infatti, mentre nei depositi di natura limosa, la V_s non supera quasi mai i 300 m/s, nelle ghiaie, soprattutto se molto addensate, la V_s raggiunge valori anche notevoli >700 m/s, generando pertanto un discreto contrasto di impedenza. Ciò è ben evidente nella zona a NW del capoluogo che comprende la lottizzazione COGEMAR (o località Ponticello), il campo polivalente e la zona PEEP. Altri settori adiacenti (Viale Loreto, Via Aldo Moro, Piandassalto, Zona Artigianale/Industriale, ecc...) non mostrano particolari contrasti di impedenza. Nell'accurata indagine geofisica (043006P387DH388 – 043006L9MASW9) realizzata a supporto della progettazione del nuovo plesso scolastico e in quella realizzata per l'adeguamento sismico delle scuole medie (043006L6MASW6), si nota che le ghiaie addensate posseggono una V_s crescente da ~ 600 m/s fino valori maggiori di 800 m/s (Figura 23), situazione che non tenderebbe a generare contrasti di impedenza, come si nota nelle misure H/V effettuate a supporto (043006P389HVS390 – 043006P390HVS391).

Effetti particolari di amplificazione nel capoluogo sono stati notati in via Ludovico Clodio (043006P397HVS398), dove si ha un alto contrasto di impedenza generato, con molta probabilità, dal contatto tra terreni di riporto e depositi alluvionali: l'esecuzione in futuro di indagini geognostiche potrà togliere qualsiasi incertezza.

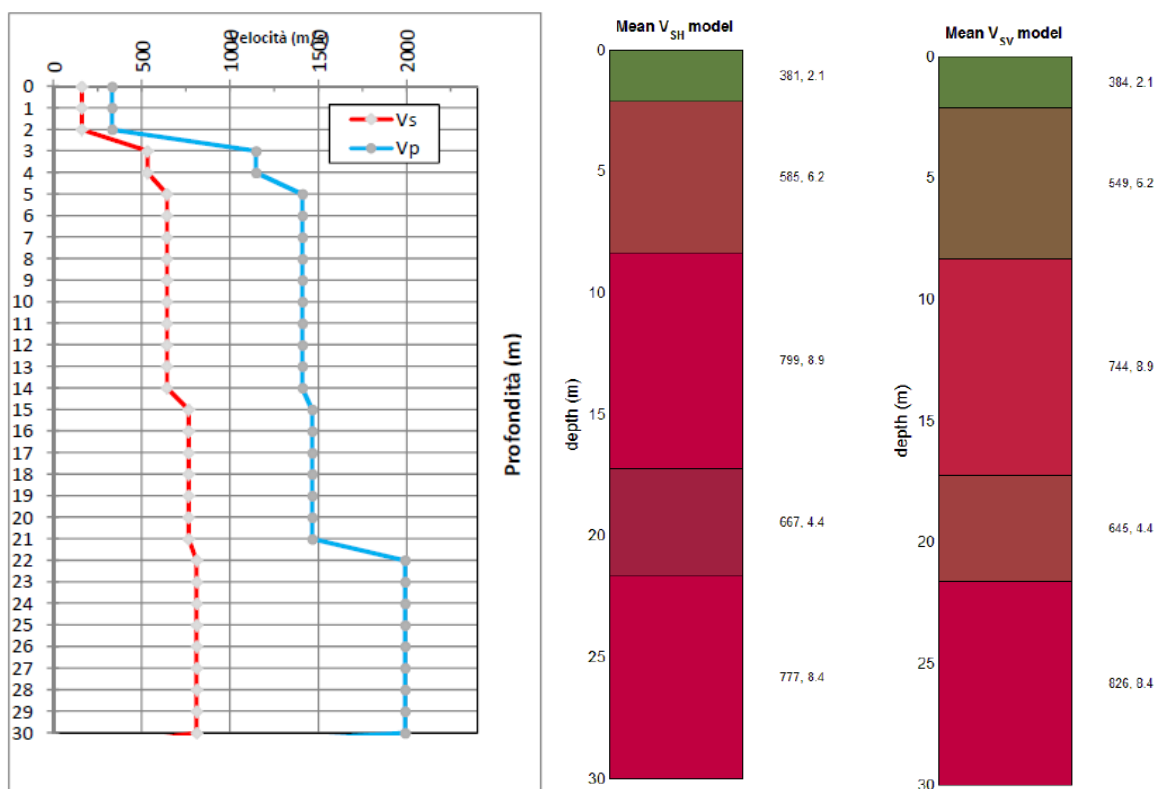


Figura 23 – A sinistra, grafico delle velocità intervallari derivate da una prova sismica in foro tipo downhole. A destra, valori di Vs da un'indagine MASW.

Infine, sempre per quanto concerne il capoluogo, modesti contrasti di impedenza si hanno nel substrato rappresentato dalla Formazione gessoso-solfifera, data l'estesa alterazione emersa anche dai sondaggi e data la presenza di livelli gessarenitici più rigidi rispetto ai livelli argilloso-marnosi.

Per quanto riguarda le frazioni, l'unica indagine di tipo MASW reperita è stata realizzata in località Valle di Valcimarra, su detrito di falda classificato come GW. Sono state, in questo caso, effettuate misure di tipo H/V che hanno mostrato come tali depositi poggianti al di sopra di un substrato calcareo e/o calcareo-marnoso producano significativi contrasti di impedenza (043006P409HVSR410): un valore di F0 pari a 5,19 Hz è compatibile con uno spessore delle coperture di 13–15 m. A Vestignano, Croce e Castiglione di Croce sono state tentate misure di H/V che purtroppo non hanno fornito risultati chiaramente interpretabili, per gli stessi motivi visti nel centro storico di Caldarola: presenza di pavimentazione disconnessa o non solidale, presenza di sottoservizi o cavità antiche, ecc... A Bistocco, invece è la presenza della sottostante galleria della S.S. 77 ad alterare la misura H/V anche se il valore di 14,44 Hz potrebbe far supporre il passaggio tra depositi alluvionali e substrato calcareo alla profondità massima di 4 m (043006P407HVSR408).

Dove l'indagine H/V è evidentemente interpretabile è a Pievefavera (043006P411HVSR412), dove si ha uno spettro abbastanza piatto e un picco intorno a 4,4 Hz legato a cause antropiche.

Tutti i precedenti dubbi, sia l'assenza/carenza di indagini geologiche e geofisiche che l'esistenza di anomali picchi di risonanza va accuratamente indagata in eventuale sede di Microzonazione Sismica di livello superiore all'attuale. È raccomandata quindi l'esecuzione di misure per la determinazione diretta della velocità di propagazione delle onde di taglio, soprattutto nei centri storici e per i litotipi del substrato, in quanto è necessario che vengano considerati tali anche dal punto di vista strettamente geofisico ($V_s > 800$ m/s).

Può capitare che i litotipi geologicamente appartenenti al *bedrock* non mostrino una velocità delle onde sismiche di taglio $V_s > 800$ m/s ma valori inferiori, in particolare per i litotipi superficiali fratturati e alterati e, spesso, per i primi metri di substrato, direttamente a contatto con i terreni di copertura.

Inoltre andrebbe quantificata l'entità dell'amplificazione offerta dalla condizione topografica in caso di sisma nelle zone di cresta e su pendii a moderata acclività (pendenza $> 15^\circ$), condizione che si verifica soprattutto nelle frazioni (Pievefavera, Valle e Colle di Valcimarra, Croce, Castiglione e Vestignano), anche con substrato affiorante.

7. Metodologie di elaborazione e risultati

In questo capitolo vengono espone le metodologie utilizzate per l'acquisizione e l'elaborazione dei risultati dove è stato necessario ricorrere a strumentazione, in particolare per quanto riguarda le misure HVSR eseguite *ex-novo* per la determinazione di eventuali contrasti di impedenza. Tutti i restanti aspetti legati alla realizzazione dei vari elaborati cartografici, vengono trattati con chiarezza e dettaglio nel capitolo successivo.

Le misure di microtremore sono state effettuate attraverso lo strumento *SR04 GeoBox* della SARA Electronic Instruments srl (Foto 25), dotato di capsule geofoniche a 4,5 Hz e collegato direttamente al pc durante l'acquisizione attraverso il software *LOG-MT* (modulo di *SEISMOWIN*) in modo da divenire una potentissima stazione per l'esecuzione di prove secondo il metodo di Nakamura con possibilità di monitorare la curva H/V in tempo reale, in modo da poter sospendere l'acquisizione in caso di presenza di disturbi sul segnale.

Dott. Geol. Mauro Cataldi





Foto 25 – Acquisizione di segnale HVSr.

Successivamente, il dato ottenuto nel formato *.saf* è stato elaborato mediante il software free *GEOPSY* (*GEOPhysical Signal database for noise arraY processing*) vers. 2.9.0, attraverso le seguenti fasi:

- scomposizione del segnale in finestre temporali, con l'obiettivo di isolare le parti della registrazione in cui il segnale risulta maggiormente stazionario ed eliminare i rumori transitori, o transienti,
- calcolo e smussamento dello spettro di ampiezza ricavato tramite la trasformata di Fourier per ognuna delle finestre selezionate su tutte e tre le componenti;
- combinazione, con un'operazione di media, delle due componenti orizzontali per ognuna delle finestre selezionate;
- calcolo del rapporto H/V per ogni finestra;
- calcolo della media dei rapporti H/V delle singole finestre, che rappresenterà la curva H/V definitiva.

Attraverso tale software è stato inoltre possibile visualizzare in modo separato gli spettri di frequenza delle varie componenti: in particolare, l'andamento dello spettro verticale in relazione a quello delle componenti orizzontali ha permesso di avere un'indicazione sulla natura dei picchi evidenziati dal rapporto H/V, se di origine naturale o antropica.

Inoltre, per avere un'idea della bontà dell'indagine HVSR, è stata valutata sia la direzionalità del rapporto H/V, in modo da poter rilevare eventuali situazioni non desiderabili in cui si ha la polarizzazione del segnale lungo una certa direttrice e sia la stazionarietà delle frequenze nel tempo.

La successiva verifica del rispetto dei criteri *SESAME* è stata effettuata mediante il software *SEISMOLOG-MT vers. 1.3.1*.

L'eventuale inversione del segnale H/V per la stima del *Ground profile*, associato alla velocità delle onde di taglio V_s , è stato ottenuto attraverso il modulo *Dinver* del software *GEOPSY* utilizzato in precedenza per il calcolo della curva H/V definitiva.

Si ricorda che l'apparente semplicità di un'indagine HVSR, sia in fase di acquisizione che di elaborazione dei dati, non deve far pensare che sia stata una misura priva di insidie. L'acquisizione è infatti un'operazione che è stata eseguita con grande accortezza: tanto il posizionamento dello strumento che la valutazione consapevole del livello e della natura del rumore ambientale che si stava registrando sono stati considerati elementi molto importanti per la riuscita della misura.

In fase di elaborazione è stata fatta grande attenzione nella verifica della qualità e dell'affidabilità della curva ottenuta: ad esempio, il fatto che i criteri *SESAME*, siano stati spesso rispettati non implica necessariamente che il risultato sia aderente alla situazione reale, né che l'acquisizione sia stata eseguita correttamente. D'altro canto, quando i criteri non sono rispettati non si può concludere immediatamente che l'acquisizione o l'elaborazione siano errate, ma la curva ottenuta potrebbe semplicemente stare ad indicare, a titolo esemplificativo, un terreno omogeneo e compatto che non dà luogo a fenomeni di amplificazione. I criteri quindi indicano se la curva contiene o meno elementi significativi dal punto di vista geofisico, ma possono dire poco sulla sua correttezza e coerenza.

8. Elaborati cartografici

8.1 Carta delle indagini

In tale elaborato (realizzato in n. 3 tavole in scala 1: 5.000), sono state rappresentate tutte le indagini preesistenti reperite e quelle realizzate *ex-novo*. In particolare, partendo dalla cartografia di base rappresentata dalla Carta Tecnica Regionale, sezioni 313030 "Serrapetrona", 313060 "Monte Fiungo", 313070 "Caldarola" e 313110 "Podalla" sono state

Dott. Geol. Mauro Cataldi



ubicare le 418 indagini puntuali e 9 indagini lineari illustrate nel capitolo 4 e rappresentate in forma simbolica a seconda della tipologia (Cap. 2.2.3 degli I.C.M.S.).

Tutte le indagini (sondaggi, prove penetrometriche e misure di microtremore) ed eventuali dati geotecnici ricavati (analisi granulometriche, indici di consistenza e prove di taglio diretto) sono stati archiviati nella banca dati, attraverso il software *SoftMS*, versione 4.0.1, da cui è stato possibile esportare il database definitivo, allegato al presente lavoro di Microzonazione Sismica – livello 1, assieme a tutta la documentazione in formato *.pdf*.

8.2 Carta geologico–tecnica

Nella Carta geologico–tecnica per la Microzonazione Sismica (CGT_MS) sono riportate tutte le informazioni di base (geologia, geomorfologia, caratteristiche litotecniche, geotecniche e idrogeologiche) derivate da carte ed elaborati esistenti dei quali non ne è richiesta l'archiviazione.

I dati riportati nella CGT_MS sono necessari alla definizione del modello di sottosuolo e funzionali alla realizzazione della Carta delle M.O.P.S. (livello 1). Tale elaborato contiene gli elementi descritti nel capitolo 5 e viene fornita in 3 tavole in scala 1: 5.000 sulla stessa base usata per la stesura della Carta delle indagini.

Nell'ottica di una gestione e analisi delle informazioni mediante sistemi informativi geografici, gli elementi riportati sulla carta sono stati distinti in: areali (unità geologico–tecniche, instabilità, ecc...), lineari (faglie, creste, ecc...) e puntuali (picchi isolati, cavità, ecc...) in accordo agli standard vers. 4.0b, di cui si è ampiamente tenuto conto nella redazione del presente lavoro.

Unità geologico–tecniche

In particolare, per quanto riguarda le unità geologico–tecniche si è operata una distinzione tra terreni di copertura e substrato geologico, sulla base delle indagini reperite, sulla cartografia esistente e su un dettagliato rilievo di tipo geologico e geomorfologico propedeutico eseguito sulla quasi totalità del territorio comunale di Caldarola.

Per le coperture, lo spessore minimo considerato è di 3 m: per l'identificazione è stato usato lo standard U.S.C.S. (*Unfield Soil Classification System*) leggermente modificato.

Sono state individuate cinque tipologie di coperture:



- 1) GW: ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaia e sabbie. Vengono individuate nei depositi alluvionali terrazzati (tf) del 2°, 3° o 4° ordine, nei depositi di conoide (ca) oppure nelle falde detritiche (fd). Si presentano da addensati a moderatamente addensati. Sono materiali stabili se impiegati per rilevati, dotati di capacità portante buona; il coefficiente di permeabilità è di circa 10^{-1} – 10^{-2} cm/s tant'è che possono ospitare importanti falde all'interno dove la morfologia è sub-pianeggiante.
- 2) GM: ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo. Corrispondono ai depositi alluvionali attuali (fl) ma possono essere individuate, concomitanti alla stregua della tipologia GW, anche nei depositi alluvionali terrazzati (tf) del 3° ordine, oppure nelle falde detritiche (fd). Lo stato di addensamento e la consistenza è simile alle coperture di tipo GW. Stabilità accettabile come rilevati, buona capacità portante; il coefficiente di permeabilità è variabile (a seconda della presenza più o meno evidente dei livelli limosi) ed oscilla da 10^{-2} a 10^{-3} cm/s, con falde freatiche diffuse.
- 3) CL: argille inorganiche di medio-bassa plasticità, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose, argille magre. Spesso rappresentano livelli presenti dei depositi alluvionali terrazzati del 3° ordine oppure possono costituirne la parte superficiale avente spessore fino ad oltre 10 m. Si presentano addensati, con discreta consistenza e stabilità, capacità portante da buona a scarsa e con coefficiente di permeabilità molto variabile (a seconda dello spessore dei livelli argillosi) che oscilla da 10^{-4} a 10^{-6} cm/s.
- 4) SM: sabbie limose, miscela di sabbia e limo. Come l'unità precedente, costituiscono livelli presenti dei depositi alluvionali terrazzati del 2° o 3° ordine oppure possono costituirne la parte superficiale avente spessore fino ad oltre 10 m. Si presentano addensati, con discreta consistenza e stabilità, capacità portante da buona a scarsa e con coefficiente di permeabilità molto variabile (a seconda dello spessore dei livelli limosi) che oscilla da 10^{-3} a 10^{-5} cm/s.
- 5) ML: limi inorganici, farine di roccia, sabbie fini limose o argillose, limi argillosi di bassa plasticità. Presenti soprattutto sui versanti come depositi eluvio-colluviali (ec), a copertura del substrato. La stabilità, così come l'affidabilità come terreni di fondazione, in genere è scarsa. La presenza di una falda è al quanto improbabile, data un coefficiente di permeabilità intorno a 10^{-6} cm/s.

Per quanto riguarda il substrato geologico, vengono assegnate quattro categorie:



- 1) Lapideo stratificato (LPS): raggruppa le unità litologiche dei Calcari diasprini, della Scaglia bianca, Scaglia rossa appenninica e Scaglia variegata in cui non si ha fratturazione o alterazione.
- 2) Lapideo stratificato fratturato o alterato (SFLPS): comprende le unità litologiche della Maiolica, delle scaglie descritte in precedenza e del Bisciaro che si presentano fratturate o alterate tettonicamente.
- 3) Granulare cementato stratificato fratturato o alterato (SFGRS): comprende le litofacies arenacea e arenaceo-pelitica della Formazione della Laga (membro pre-evaporitico).
- 4) Coesivo sovraconsolidato stratificato fratturato o alterato (SFCOS): comprende la Formazione gessoso-solfifera e la Formazione di San Donato che si presentano fratturate o alterate tettonicamente.
- 5) Alternanza di litotipi stratificato fratturato o alterato (SFALS): comprende le Marne a Fucoidi, la Scaglia cinerea appenninica e lo Schlier che si presentano fratturate o alterate tettonicamente.

Instabilità di versante

In questo tematismo vengono riportate le perimetrazioni di tutti i fenomeni gravitativi riconosciuti per le aree di studio analizzate nel lavoro di Microzonazione Sismica. Anche le instabilità di versante sono state distinte in base a quanto riportato sugli standard di rappresentazione e archiviazione informatica vers. 4.0b. I fenomeni franosi riportati in cartografia sono stati riconosciuti tramite rilievi effettuati in sito e in base a quanto riportato su carte preesistenti (Carta Geomorfologica Regionale, Carta Geomorfologica del Piano Regolatore Generale, ecc...). Inoltre si è fatto riferimento al Progetto I.F.F.I. (Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia) per quanto riguarda lo stato di attività ed alla cartografia del P.A.I. (Piano stralcio di bacino per l'assetto Idrogeologico): tutti i dati sono stati comunque verificati direttamente sul terreno, in particolare per identificare segni di eventuali evoluzioni del fenomeno relative all'ultimo ciclo stagionale (frana attiva), aiutati dalle precipitazioni avute nella stagione autunnale e invernale 2016-17.

Come illustrato nell'inquadramento geomorfologico, sono state rilevate frane di tipo scorrimento, colamento, di tipo misto (scorrimento + colamento) che nella Carta geologico-tecnica vengono classificate come complesse e crolli.

Forme di superficie e sepolte

Sono state rilevate, anche con l'ausilio di immagini satellitari: conoidi alluvionali, concentrate soprattutto a valle dell'abitato di Pievefavera e nel capoluogo, falde detritiche, esistenti soprattutto a ridosso della dorsale calcarea del settore occidentale, orli di scarpate morfologiche di altezza compresa tra 10 e 20 m e superiori ai 20 m (in corrispondenza di cave), orli di terrazzi fluviali (tra i depositi alluvionali terrazzati di vario ordine) e creste (Pievefavera, Colle Croce, Vestignano, ecc...).

Elementi tettonico strutturali

Sono stati riportati tutti i lineamenti tettonici evidenziati dai rilievi cartografici alla scala 1: 10.000 eseguiti per la realizzazione dei fogli della Carta Geologica Regionale relativi all'area di indagine.

Tutte le faglie riconosciute sono state mappate come non attive.

Elementi geologici e idrogeologici

Gli elementi geologici rappresentati sono costituiti dalle giaciture di strato, le quali sono state distinte in funzione della geometria che si evidenzia sul terreno. Inoltre vengono riportati i sondaggi geognostici già inseriti nella Carta delle indagini ma suddivisi e raggruppati in 2 tipologie a seconda che raggiungano, o no, il substrato geologico con relativa profondità. Un ulteriore elemento riportato riguarda l'indicazione della falda, nel caso siano stati effettuati pozzi a scopo irriguo o potabile: la falda freatica nei depositi alluvionali terrazzati del 3° ordine (GW) è individuata ad una quota da circa 36 a 42 m di profondità dal piano campagna.

Un ultimo dato inserito in tale carta, riguarda la traccia delle sezioni geologiche rappresentative del modello di sottosuolo: in particolare, sono stati realizzati 9 profili geologici in cui, oltre all'assetto geologico, viene tracciato anche quello che si ipotizza poter essere il contatto risonante.

- Sezione A-A' presenta andamento SSW-NNE, lunghezza 388 m, attraversa l'abitato di Bistocco e mostra l'assetto della soprastante rupe costituita dalla Maiolica appenninica.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



- Sezione B-B' presenta andamento SSW–NNE, lunghezza 629 m, attraversa nell'ordine gli abitati di Valle, Colle e Valcimarra.
- Sezione C-C' presenta andamento WNW–ESE, lunghezza 813 m, attraversa l'abitato di Pievefavera e taglia trasversalmente il thrust che sovrappone la Scaglia rossa alla Scaglia cinerea.
- Sezione D-D' presenta andamento WSW–ENE, lunghezza 1.025 m, scende dalla dorsale calcarea, attraversa gli abitati di Castiglione e Servelle di Croce e termina in corrispondenza di Colle Croce.
- Sezione E-E' presenta andamento SSE–NNW, lunghezza 788 m, attraversa gli abitati di Croce e Castiglione di Croce.
- Sezione F-F' presenta andamento SSE–NNW, lunghezza 730 m, attraversa l'abitato di Vestignano.
- Sezione G-G' presenta andamento WNW–ESE, lunghezza 1.698 m, dal fiume Chienti attraversa la porzione sub–pianeggiante di Caldarola e termina risalendo il terrazzo di 2° ordine posto in destra idrografica del rio delle Concie.
- Sezione H-H' presenta andamento WNW–ESE, lunghezza 1.112 m, scende da c.da Colcù, attraversa il settore rialzato di Caldarola dove è ubicato il Monastero di Santa Caterina e il cassero e termina risalendo il terrazzo di 2° ordine posto in destra idrografica del rio delle Concie.
- Sezione I-I' presenta andamento SSW–NNE, lunghezza 2.064 m, scende dal cassero e attraversa i terrazzi di 3° e 4° ordine fino al fiume Chienti.

8.3 Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (M.O.P.S.)

L'elaborato finale previsto per il livello 1 di Microzonazione Sismica è la Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (M.O.P.S.).

La carta individua le microzone ove, sulla base di osservazioni geologiche e geomorfologiche e della valutazione dei dati litostratigrafici (sia dati pregressi disponibili per l'area che, eventualmente, indagini *ex-novo*), è prevedibile l'occorrenza di diversi tipi di effetti prodotti dall'azione sismica (amplificazioni, instabilità di versante, liquefazione, ecc...).

Le informazioni da utilizzare per la redazione, oltre alla cartografia di base disponibile (sezioni della Carta Tecnica Regionale già illustrate), sono:

- a) Carta delle indagini, precedentemente prodotta per questo livello;

Dott. Geol. Mauro Cataldi



- b) Carta geologico–tecnica, anche essa precedentemente realizzata ed altre carte geologiche, geomorfologiche e litotecniche almeno alla scala 1: 10.000, preferibilmente di maggiore dettaglio;
- c) *logs* litostratigrafici dedotti da dati di sondaggio;
- d) sezioni geolitologiche costruite con dati dedotti dai punti precedenti a), b) e c);
- e) eventuali carte di dissesto idrogeologico (es. Progetto I.F.F.I., piani provinciali di dissesto idrogeologico, piani delle Autorità di bacino).

Questa carta identifica le geometrie di microzone potenzialmente caratterizzate da specifici effetti sismici.

Non è previsto l'utilizzo di un input sismico, né la quantificazione numerica dei diversi effetti.

Le microzone della carta sono classificate in tre categorie:

- A. **zone stabili**, nelle quali non si ipotizzano effetti locali di rilievo di alcuna natura (substrato geologico in affioramento con morfologia pianeggiante o poco inclinata – pendii con inclinazione inferiore a circa 15°);
- B. **zone stabili suscettibili di amplificazioni locali**, nelle quali sono attese amplificazioni del moto sismico, come effetto dell'assetto litostratigrafico e morfologico locale;
- C. **zone di attenzione per le instabilità**, nelle quali gli effetti sismici attesi e predominanti sono riconducibili a deformazioni permanenti del territorio (non sono necessariamente esclusi per queste zone anche fenomeni di amplificazione del moto). I principali tipi di instabilità sono:
 - instabilità di versante;
 - liquefazioni;
 - faglie attive e capaci;
 - cedimenti differenziali.

Per quanto riguarda i cedimenti differenziali, in tale elaborato prodotto non sono stati presi in considerazione. Tali tipi di instabilità, in generale, non hanno la stessa importanza degli altri fenomeni. I cedimenti differenziali si verificano limitatamente nelle zone adiacenti i contatti fra formazioni con caratteristiche litologiche e meccaniche molto diverse.

Una nota particolare merita il tema delle faglie attive e capaci. La definizione dell'attività di una faglia attiva e capace deve scaturire da una serie di studi di dettaglio eseguiti da esperti del settore e, solo dopo una validazione tecnico–scientifica, questi studi possono essere messi a disposizione di coloro che si occupano della Microzonazione Sismica. Si

Dott. Geol. Mauro Cataldi

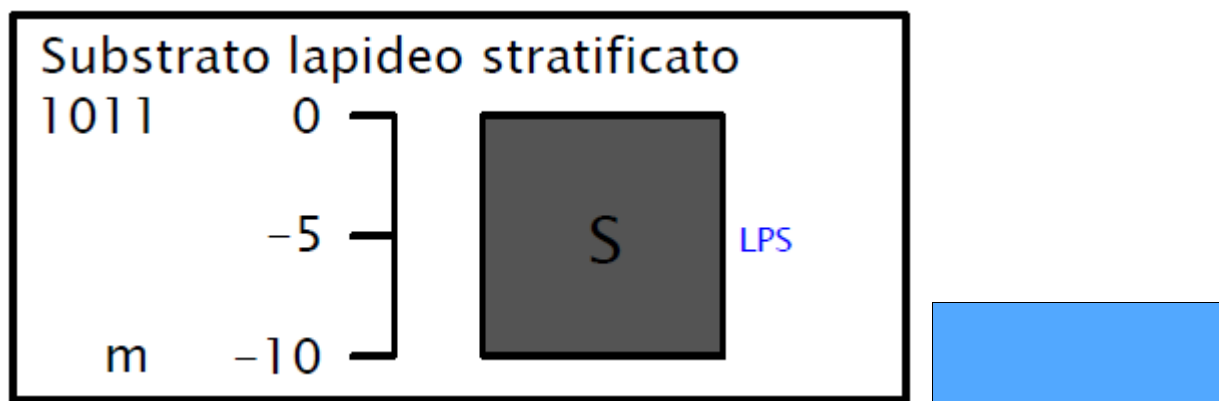


raccomanda quindi che, per il livello 1, nella Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica si riportino solo le faglie identificate da studi validati da esperti del settore.

La microzona omogenea riferita all'eventuale faglia attiva e capace sarà costruita in modo da comprendere la traccia superficiale della faglia e i fenomeni deformativi del terreno (rottture secondarie, rigonfiamenti, cedimenti, ecc...) correlati alla rottura principale.

Inoltre, nella carta sono rappresentate alcune caratteristiche morfologiche del territorio e, laddove individuabili, forme sepolte che possono contribuire ad eventuali effetti di amplificazione.

Nel caso in esame sono presenti in cartografia “zone stabili”, di cui, la principale, è stata localizzata in corrispondenza del centro abitato di Pievefavera dove si è nella situazione di avere substrato affiorante costituito dai calcari marnosi della Scaglia rossa e variegata poco alterati con $10 < J_v < 30$ (Foto 9).



Le indagini H/V effettuate hanno mostrato un contrasto di impedenza basso, quasi piatto (043006P411HVSR412 – Figura 24), pertanto è possibile escludere la presenza di effetti di amplificazione stratigrafica indotti da zone di alterazione nel range 0,25 – 50 Hz.

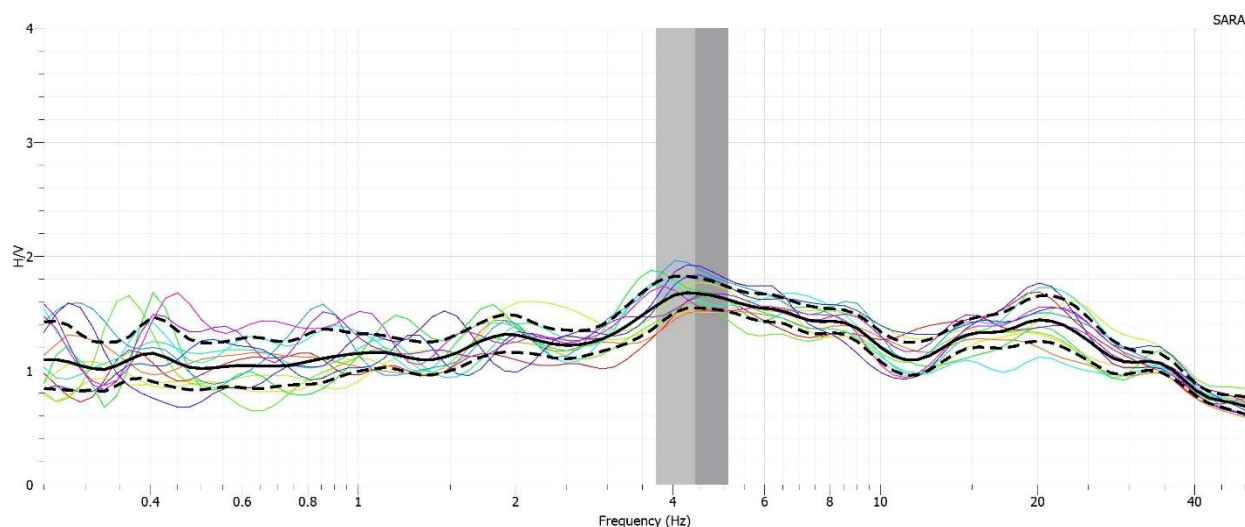


Figura 24 – Risultato dell'indagine HVSR effettuata nel centro abitato di Pievefavera.

Per valutare gli effetti di eventuali fenomeni di amplificazione topografica, tramite QGIS vers. 2.18.3 è stata compiuta un'analisi delle pendenze per quanto riguarda l'abitato in questione (Figura 25): si nota che gran parte dell'edificato insiste su acclività inferiori o pari a 15°. Solo una limitata porzione posta ad Ovest presenta pendenze che sfiorano anche i 30°.

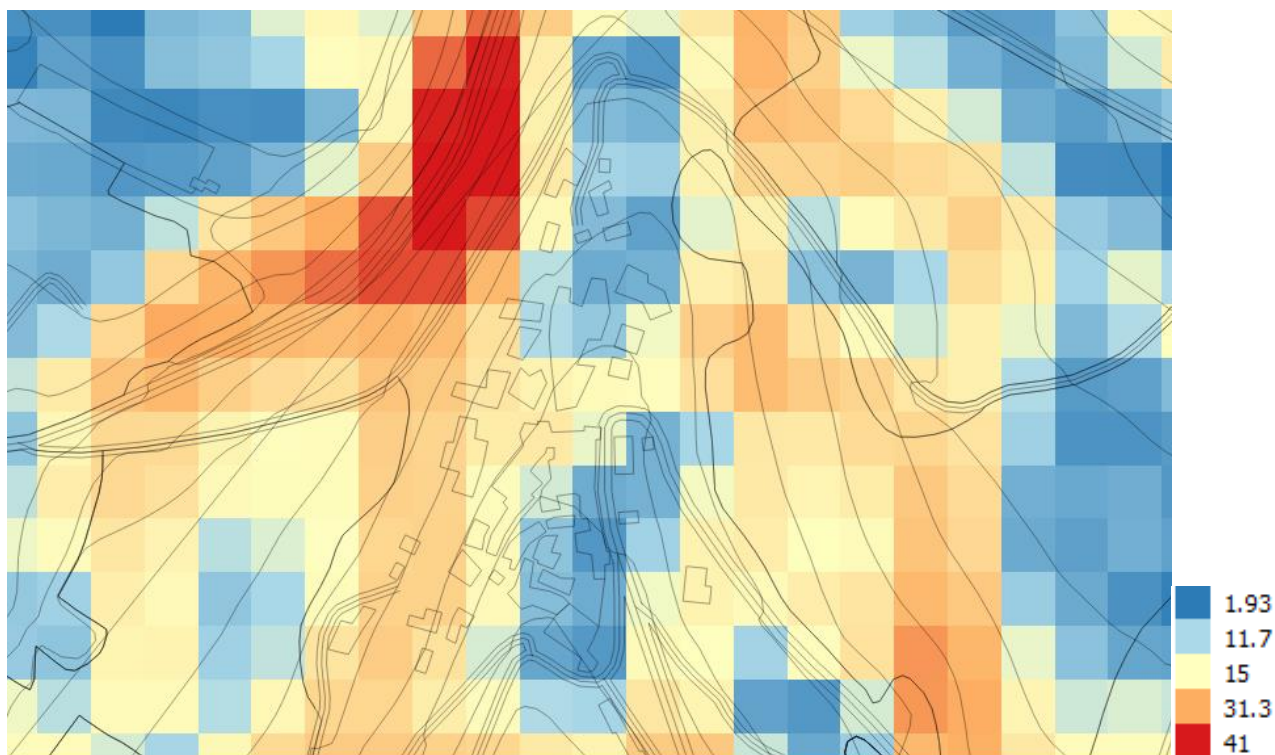
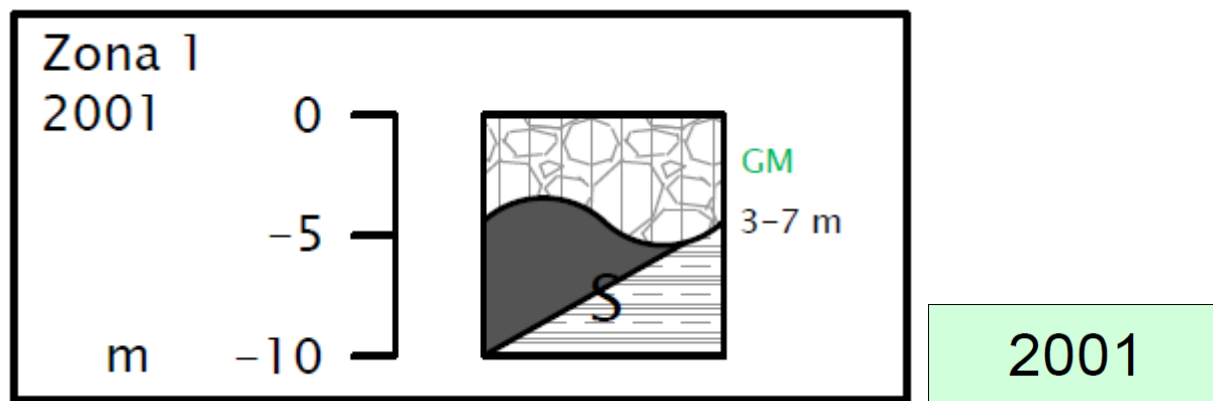


Figura 25 – Carta delle pendenze espresse in gradi (°) riferite al centro abitato di Pievefavera.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Per quanto riguarda le “Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali”, viene proposta una suddivisione in nove zone più un’eventuale zona caratterizzata da substrato fratturato o alterato.



La Zona 2, rappresentata con il codice 2001, fa riferimento ai depositi di versante attuali, cartografati nel CARG con l’etichetta [MUSa] e costituiti come detto in precedenza da accumuli di frammenti calcarei a spigoli vivi, appiattiti, di piccole dimensioni, deposti con o senza matrice, inclinati dai 15° ai 30° secondo il pendio. Nel settore indagato sono costituiti in misura maggiore da una miscela di ghiaia, sabbia e limo, pertanto nella Carta geologico-tecnica sono stati fatti ricadere nella categoria GM. Le indagini geognostiche effettuate nella Zona 1 mostrano spessori di detrito non superiore ai 7,0 m.

Qui la velocità delle onde di taglio, dedotta dalla bibliografia, dato che non si hanno misure dirette di Vs nel territorio comunale, è dell’ordine di circa 400 m/s, con un modulo di taglio iniziale Go medio di 2.000–3.000 kg/cm². L’incremento di intensità risentita in caso di sisma è piuttosto elevata. Un’indagine HVSR effettuata su tali depositi in località Castiglione di Croce (043006P413HVSR414), evidenzia possibili contrasti di impedenza con il sottostante substrato calcareo: dal grafico si nota un accenno di picco intorno alla frequenza di 7,5 Hz. Tale contrasto risulta decisamente più evidente attraverso un’altra misura effettuata nell’abitato di Servelle (043006P412HVSR413) che attesta uno spessore maggiore di tale coltre detritica essendo prossima al fondovalle. Non sono presenti indagini geognostiche a supporto di tale misura.

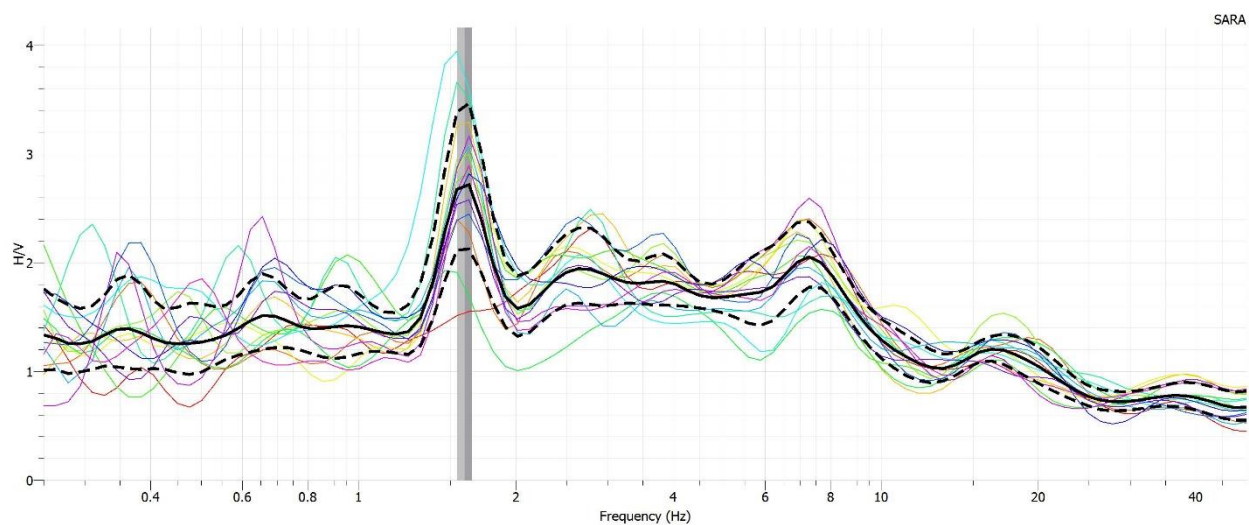


Figura 26 – Risultato dell'indagine HVSR effettuata nel centro abitato di Castiglione di Croce.

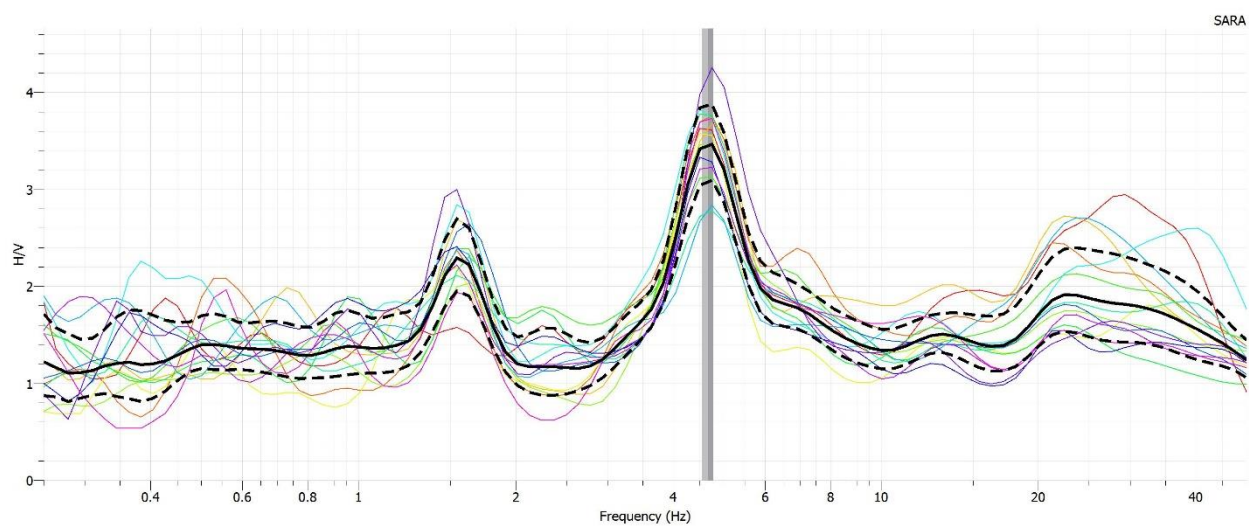
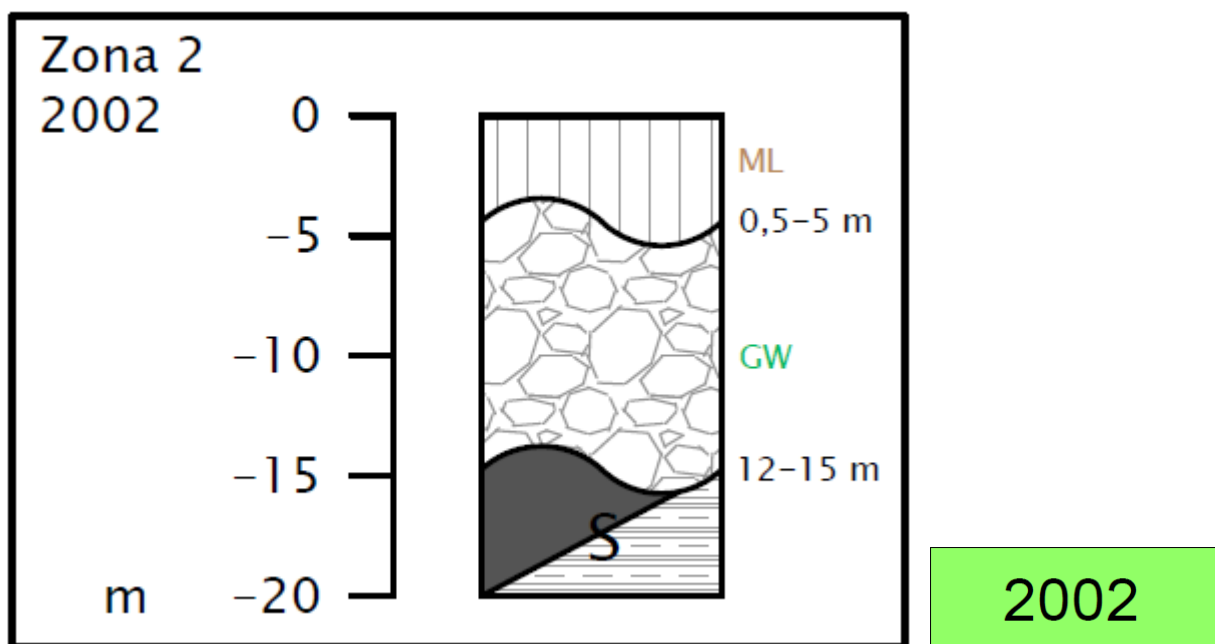


Figura 27 – Risultato dell'indagine HVSR effettuata nell'abitato di Servelle di Croce.



La Zona 2, rappresentata con il codice 2002, fa riferimento ai depositi di versante pleistocenici, cartografati nel CARG con l'etichetta [MT1a] e costituiti, molto similmente ai litotipi caratterizzanti la Zona 1, da accumuli di frammenti calcarei a spigoli vivi, appiattiti, di piccole dimensioni, deposti con o senza matrice, inclinati dai 15° ai 30° secondo il pendio. Gli spessori sono sicuramente maggiori dei depositi della Zona 1, tant'è che indagini geognostiche hanno attestato la presenza fino a circa 15,0 m al di sopra del substrato generalmente calcareo o calcareo-marnoso. Nel settore indagato, in particolare, sono costituiti in misura maggiore da un livello limoso-argilloso (ML) o limoso-sabbioso seguito da una cospicua miscela di ghiaia e sabbia (GW).

Si hanno indagini di tipo MASW realizzate su tali litotipi (*043006L3MASW3*) effettuate in località Colle di Valcimarra che attestano una V_s di 150–200 m/s per quanto riguarda un primo livello limoso ed una V_s crescente da 400 a 660 m/s per quanto riguarda la sottostante porzione ghiaiosa. Il valore del modulo di taglio iniziale G_0 passa da 3.300 a 8.900 kg/cm². L'incremento di intensità risentita in caso di sisma anche qui è piuttosto elevata. Un'indagine HVSR effettuata su tali depositi in località Colle di Valcimarra, a fianco della chiesa molto lesionata di San Biagio, (*043006P409HVSR410*) mostrano un contrasto di impedenza elevato (Figura 28) intorno alla frequenza di 5,19 Hz che corrobora l'ipotesi di un passaggio brusco tra depositi di versante e substrato intorno alla profondità di 13–15 m.

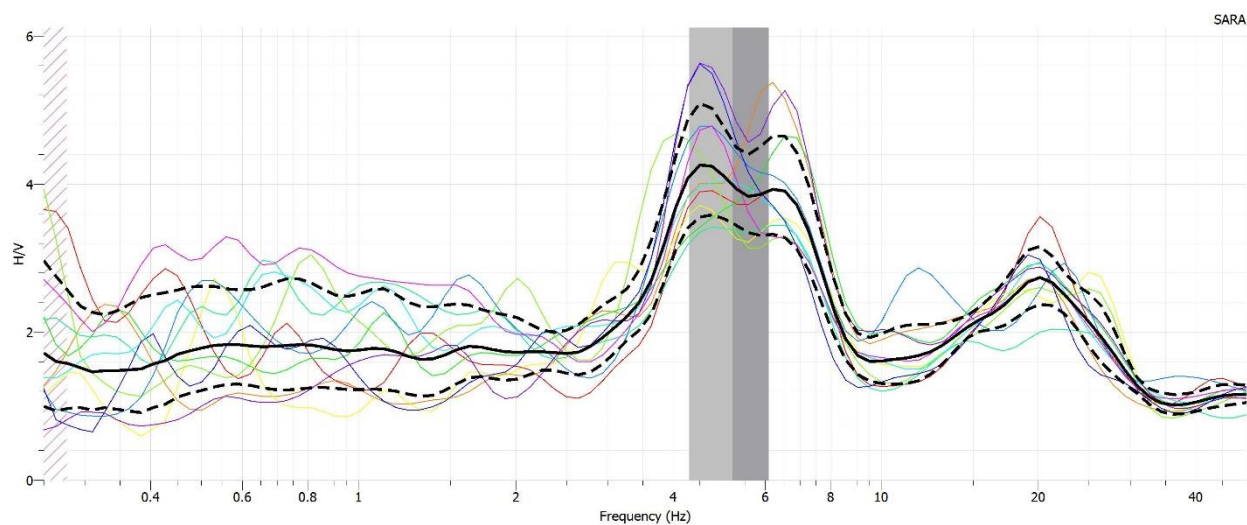


Figura 28 – Risultato dell'indagine HVSR effettuata nel nucleo abitato di Colle di Valcimarra.

Un'analisi delle pendenze mostra che l'area è sicuramente soggetta ad amplificazioni topografiche rilevanti, soprattutto nell'abitato di Colle di Valcimarra, in quanto si hanno valori di acclività intorno ai 30°.

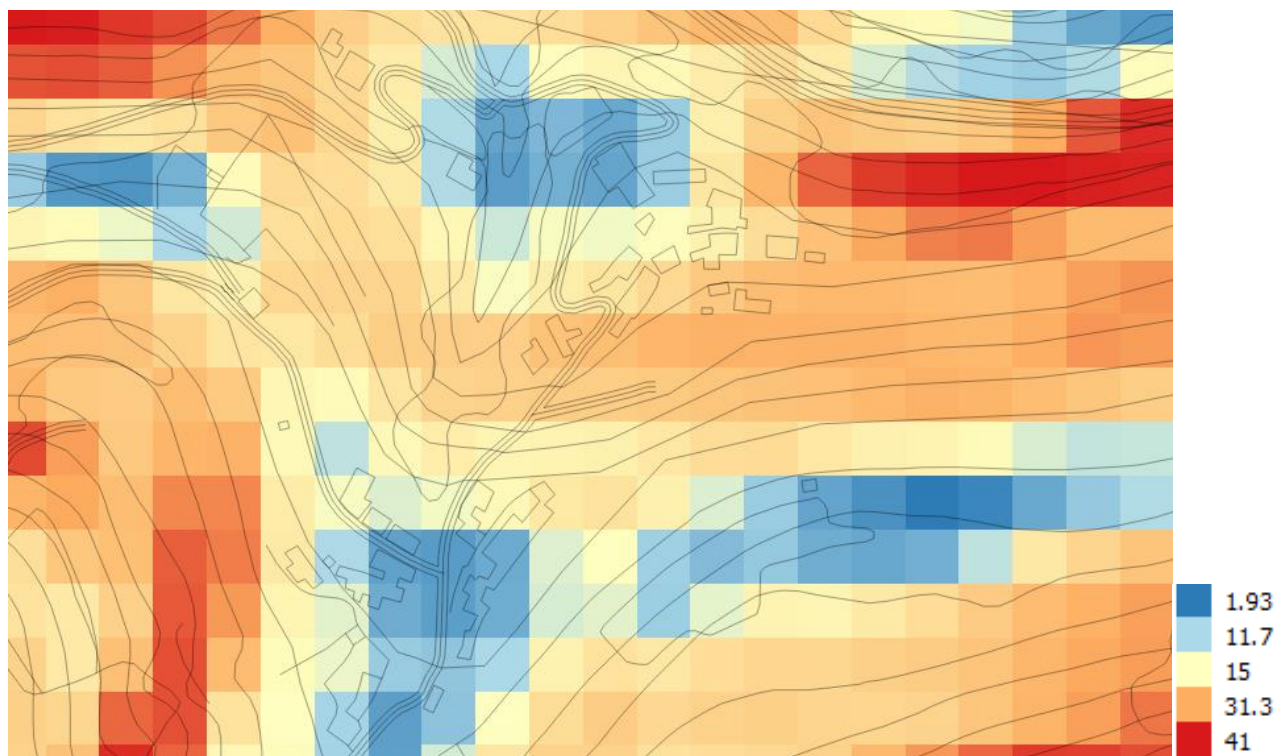
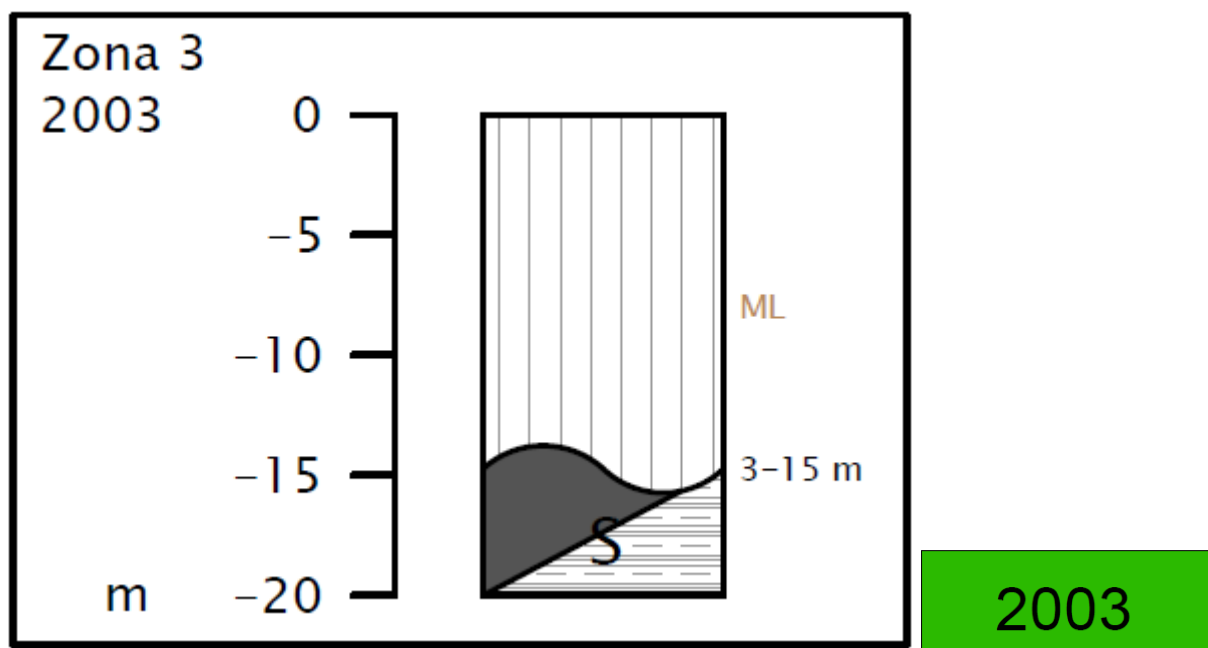


Figura 29 – Carta delle pendenze espresse in gradi (°) riferite al nucleo abitato di Colle di Valcimarra.



La Zona 3, rappresentata con il codice 2003, fa riferimento ai depositi di natura eluvio-colluviale olocenici [MUSb2] poggianti su substrato solitamente marnoso o marnoso-argilloso. Tale deposito è costituito prevalentemente dai terreni ricadenti nella classe geotecnica ML (limi inorganici, farine di roccia, sabbie fini limose o argillose, limi argillosi di bassa plasticità), caratterizzati da più ridotte resistenze meccaniche rispetto ai terreni del substrato, dovute al minore addensamento e/o minore coesione. La velocità delle onde di taglio in tale litologia, dedotta dalla bibliografia, è dell'ordine di circa 300 m/s, con un modulo di taglio iniziale G_0 medio di 1.500 kg/cm². L'incremento di intensità risentita in caso di sisma è generalmente piuttosto notevole data la differenza di rigidità tra depositi e substrato: un'indagine H/V svolta in via Rimessa (043006P398HVS399) mostra un contrasto di impedenza compatibile (Figura 30) con la situazione stratigrafica. Il contatto tra depositi e *bedrock* può variare da 3–5 m fino a 20 m: in caso di spessore minore, gli effetti della presenza del deposito sono piuttosto insignificanti.

Nelle aree che sono state cartografate come zona 2005 assume grande importanza, nella stabilità di insieme, sia l'aspetto geomorfologico che quello idrogeologico.

Tale zona è abbastanza diffusa (c.da Acquaviva, c.da San Domenico, c.da Colcù, ecc...) e caratterizza i pendii a debole pendenza del settore orientale, dove il substrato è costituito da terreni miocenici.

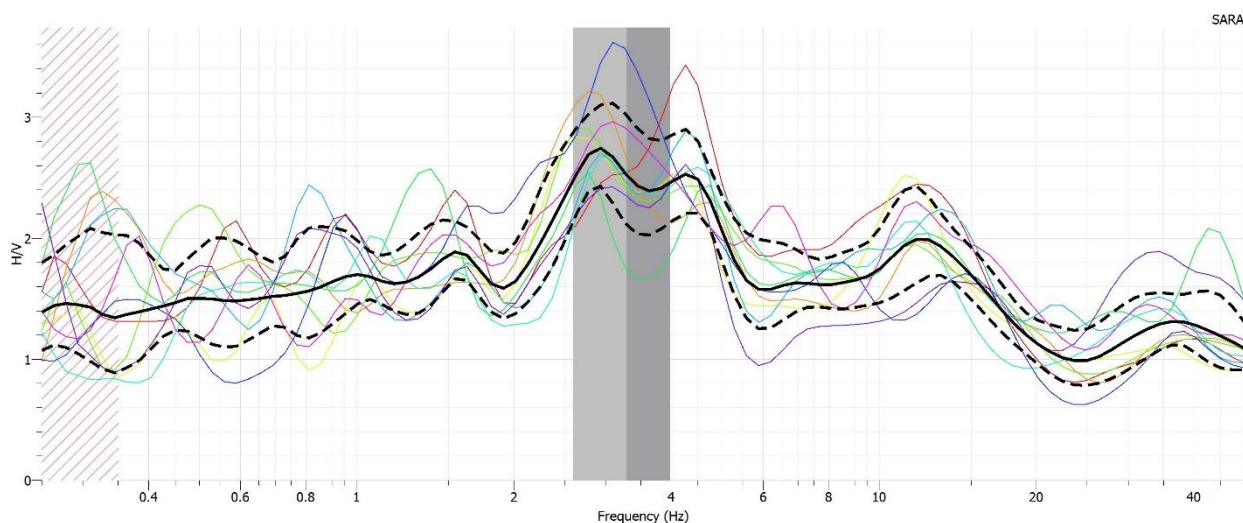
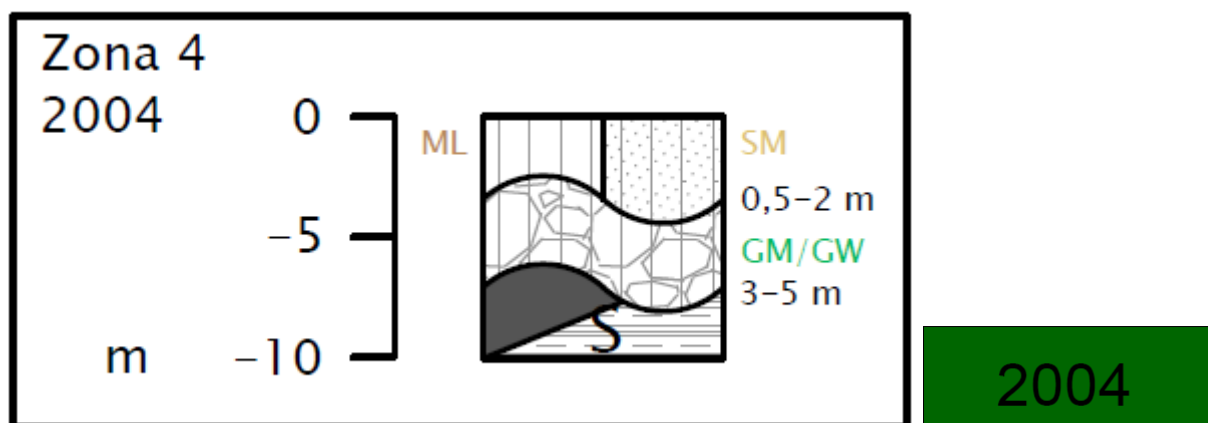


Figura 30 – Risultato dell'indagine HVSR effettuata in via Rimessa, nel capoluogo.



La zona a, rappresentata con il codice 2004, corrisponde agli attuali alvei dei fiumi, dove si rinvencono depositi di natura alluvionale non terrazzati olocenici [MUSb] poggiati eventualmente su depositi terrazzati precedentemente visti o direttamente su substrato rigido. Tale deposito è costituito prevalentemente dai terreni ricadenti nella classe geotecnica GM (ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo) o subordinatamente GW (ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaia e sabbie) aventi spessore 3–5 m, a cui si sovrappone almeno 0,5 m di sabbie, limi o argille. Generalmente la Zona 4 è caratterizzata da più ridotte resistenze meccaniche rispetto ai terreni del substrato, dovute al minore addensamento e/o minore coesione. Non si hanno a disposizione misure sulla velocità delle onde sismiche effettuate su tali zona ma, la V_s dedotta dalla bibliografia, è dell'ordine di 400 m/s circa, con un modulo di taglio iniziale G_0 medio di 3.200 kg/cm². L'incremento di intensità risentita in caso di sisma può essere elevato (Figura 31):

Dott. Geol. Mauro Cataldi



un'indagine effettuata su tali depositi in via delle Concie (043006P417HVSR418) mostra un notevole contrasto di impedenza compatibile con la situazione stratigrafica illustrata precedentemente.

L'incidenza delle condizioni idrogeologiche nella Zona 4 è estremamente elevata. Anche in questo caso, quando il contatto tra depositi e *bedrock* è inferiore ai 3–5 m di profondità, gli effetti di incremento sismico sono piuttosto minori.

Nel territorio in esame, la Zona 4 è presente in corrispondenza dell'alveo del fiume Chienti o del rio delle Concie.

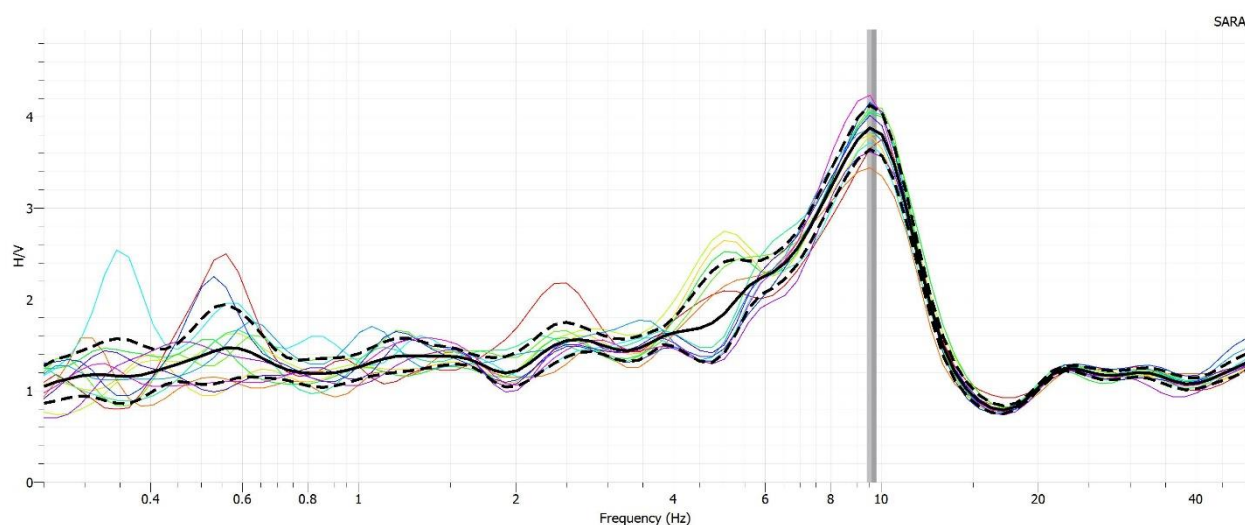
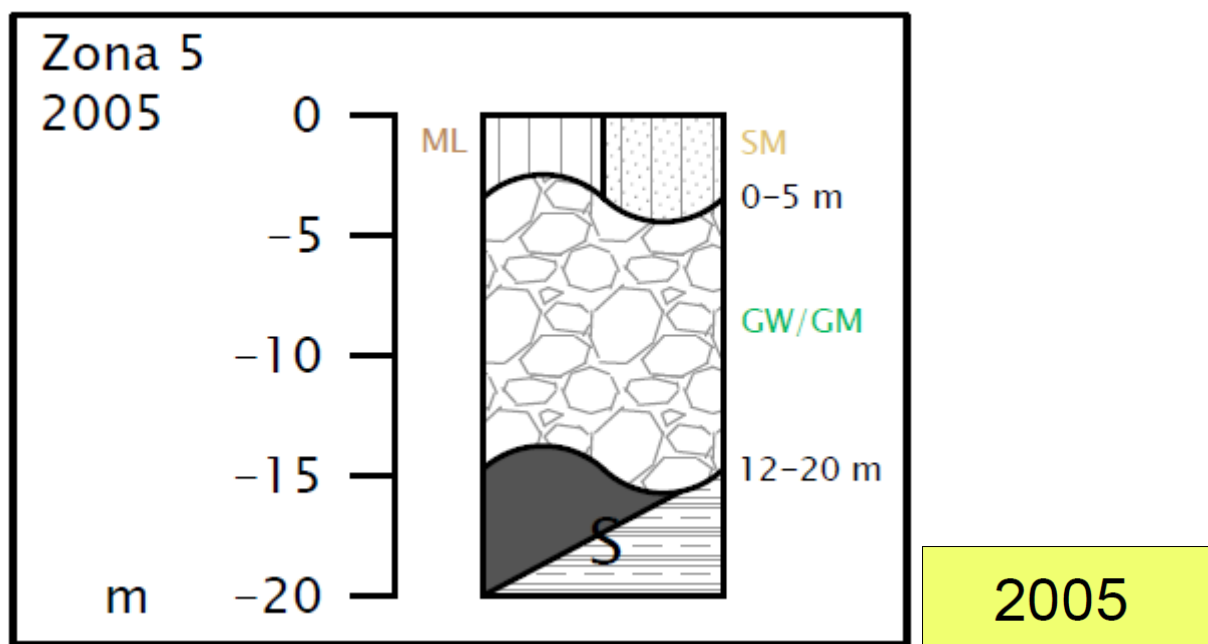


Figura 31 – Risultato dell'indagine HVSR effettuata nei giardini di via delle Concie, nel capoluogo.



La Zona 5, rappresentata con il codice 2005, fa riferimento generalmente ai depositi di natura alluvionale terrazzati pleistocenici [ACbn3, MTIbn] ed olocenici [MUSbn] costituiti da terreni ricadenti nella classe geotecnica GW, in misura minore GM, poggianti su substrato qualsiasi tipologia. Spesso, al di sopra dei depositi ghiaioso-sabbiosi, si possono avere frazioni limoso-argillose o sabbiose, per uno spessore che in genere non supera i 5,0 m.

La velocità delle onde di taglio, sulla base di una prova MASW reperita (043006L4MASW4), è dell'ordine di circa 450 – 500 m/s, con un modulo di taglio iniziale G_0 medio di 3.200 kg/cm². L'incremento di intensità risentita in caso di sisma può essere piuttosto elevato, come dimostra un'indagine H/V effettuata presso il cimitero del capoluogo (043006P415HVSR416 – Figura 32), a meno che il contatto tra depositi e *bedrock* è inferiore ai 3-5 m di profondità.

Un'altra indagine H/V è stata effettuata in località Piandebussi (043006P406HVSR407 – Figura 33) e anche qui si ha un contrasto di impedenza dovuto al probabile contatto tra depositi alluvionali e substrato.

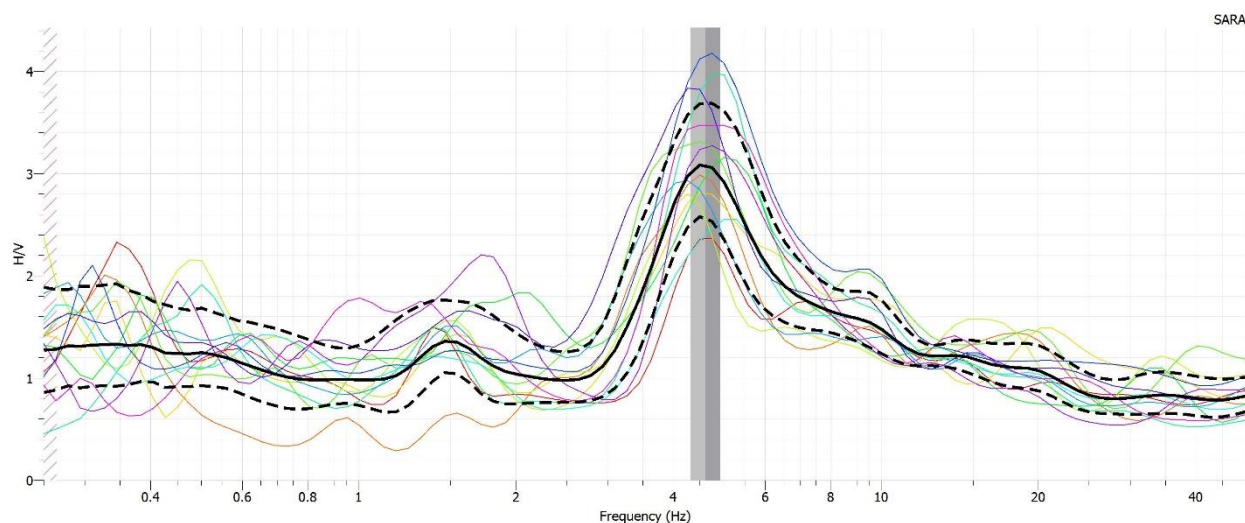


Figura 32 – Risultato dell'indagine HVSR effettuata nel cimitero del capoluogo.

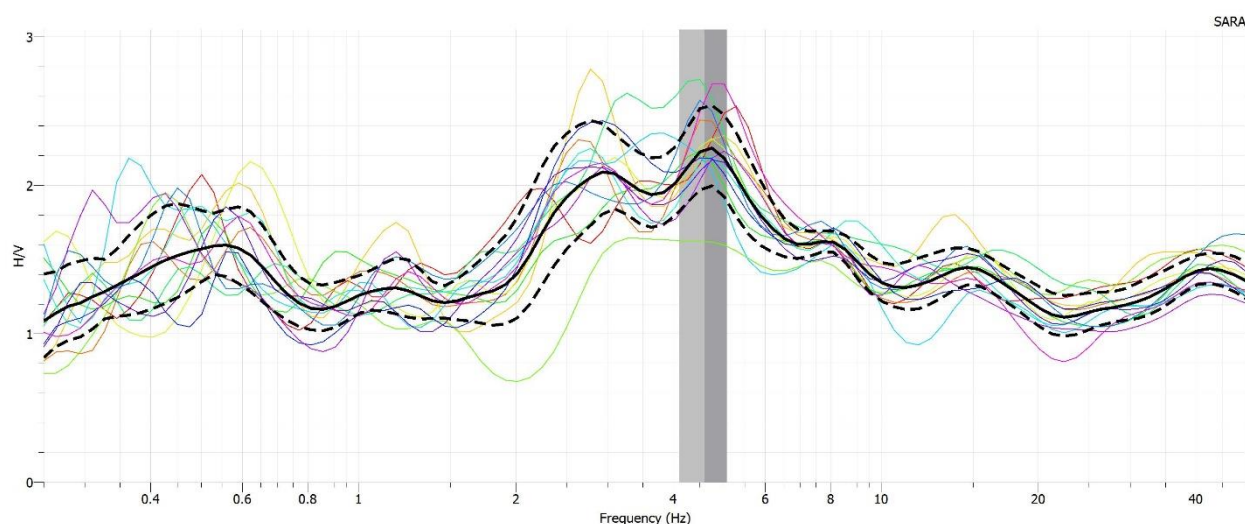


Figura 33 – Risultato dell'indagine HVSR effettuata in località Piandebussi.

L'incidenza delle condizioni idrogeologiche, come nella zona precedente, è sicuramente notevole. Morfologicamente, la Zona 5 insiste su situazioni pianeggianti o a debole pendenza (ampie fasce adiacenti ai principali corsi d'acqua), pertanto, nel caso di sollecitazioni sismiche è minima la possibilità che questi terreni possano mostrare stati di incipiente instabilità con cedimenti, fessurazioni e inizio di fenomeni franosi. Per quanto riguarda la stabilità nei confronti della liquefazione, affinché possano essere esclusi quei fenomeni associati alla perdita di resistenza al taglio o ad accumulo di deformazioni plastiche, in terreni saturi, associati ad azioni cicliche e dinamiche che agiscono in condizioni non drenate, il D.M. 14.01.2008, Testo Unitario – Norme Tecniche per le

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Costruzioni recita che tale verifica può essere omessa qualora sia verificata almeno una delle seguenti condizioni (§ 7.11.3.4.2):

- eventi sismici di magnitudo inferiore a 5;
- accelerazioni massime al piano campagna in condizioni di *free-field* minori di 0,1g;
- profondità media stagionale della falda superiore ai 15 m dal piano campagna;
- sabbie pulite caratterizzate da $(N_1)_{60} > 30$ oppure $q_{c1N} > 180$, essendo $(N_1)_{60} > 30$ e $q_{c1N} > 180$ rispettivamente il valore del numero di colpi da SPT e della resistenza di punta da CPT, normalizzati e corretti;
- distribuzione granulometrica esterna a determinate fasce critiche.

Nel caso in esame, la verifica nei confronti del fenomeno della liquefazione viene esclusa, data una distribuzione granulometrica esterna a determinate fasce critiche, secondo la procedura di Sherif & Ishibashi (1978 – Figura 34). Con tale metodo viene effettuato un confronto tra le curve granulometriche di riferimento e quelle ottenute da analisi di laboratorio (cimitero del capoluogo), per valutare il potenziale di liquefazione.

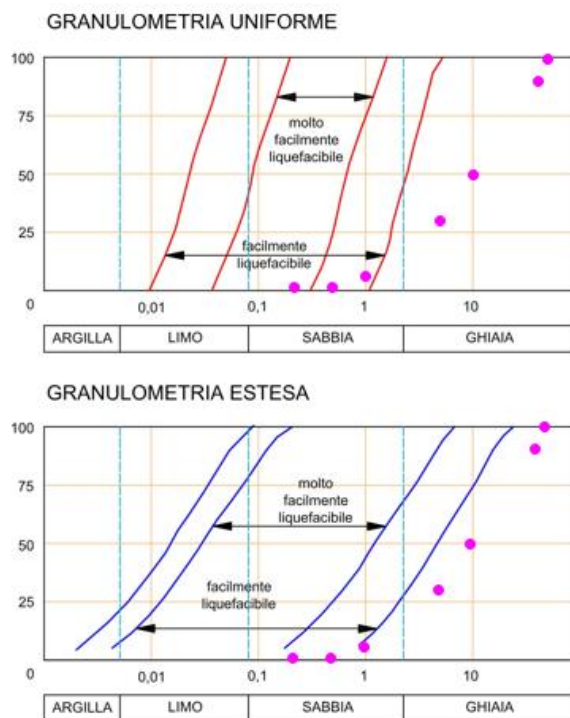
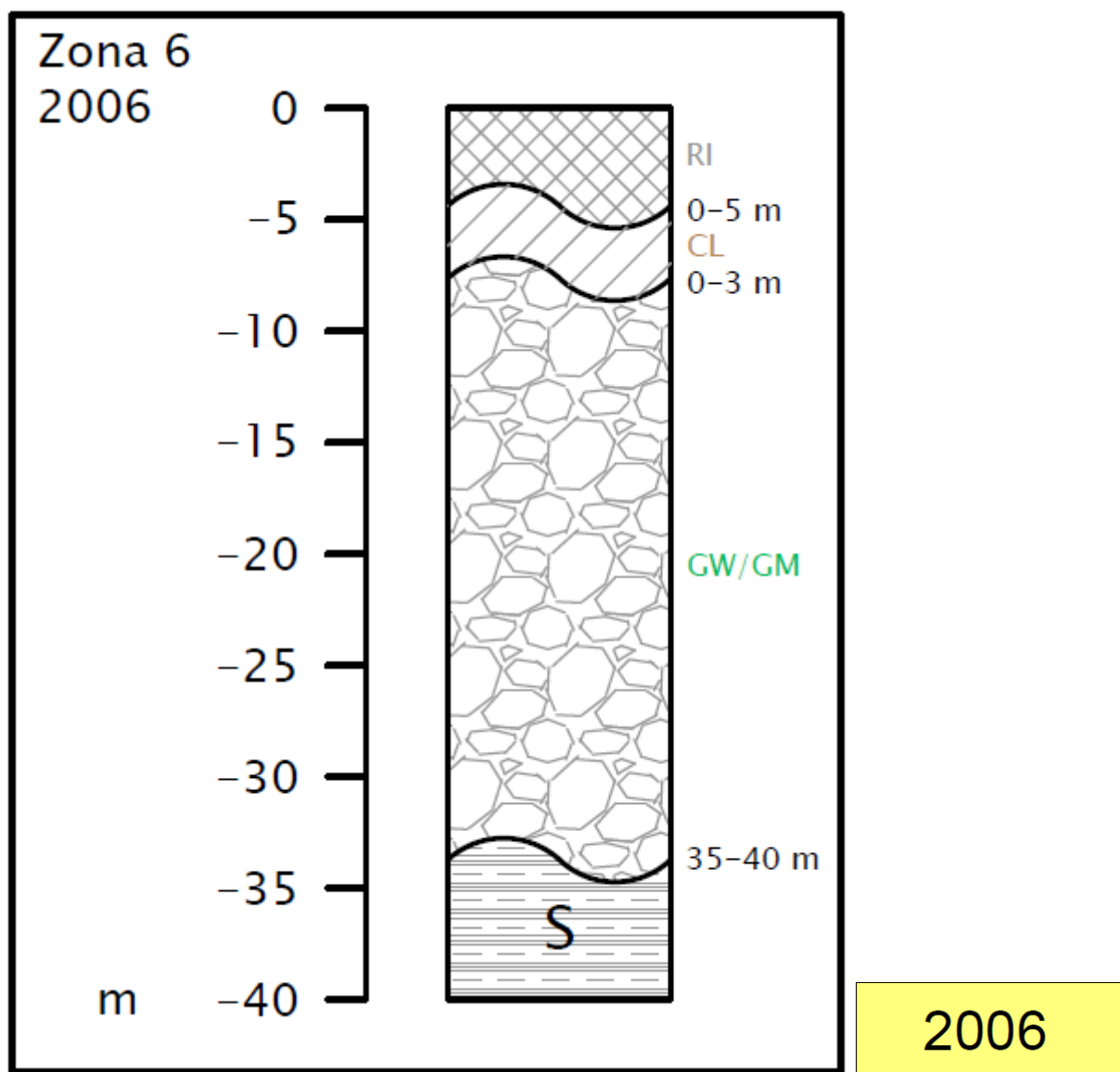


Figura 34 – Analisi del potenziale di liquefazione con metodo Sherif & Ishibashi (1978). La curva granulometrica fa riferimento ad indagini di laboratorio effettuate nel 1983 nel cimitero comunale.



La Zona 6, rappresentata con il codice 2006, fa riferimento generalmente ai depositi di natura alluvionale terrazzati pleistocenici [MTIbn] costituiti da terreni ricadenti nella classe geotecnica GW, in misura minore GM, poggianti su substrato qualsiasi tipologia, per uno spessore che può arrivare anche a 40,0 m. Spesso, al di sopra dei depositi ghiaioso-sabbiosi, si possono avere frazioni limoso-argillose, per uno spessore che in genere non supera i 3,0 m e terreni di riporto.

La velocità delle onde di taglio, sulla base di diverse prove MASW reperite, è dell'ordine di circa 650 m/s, con punte di oltre 800 m/s, con un modulo di taglio iniziale G_0 medio di 5.000 kg/cm², dato il notevole stato di addensamento. È una zona eterogenea dal punto di vista della risposta sismica, strettamente dipendente allo spessore dei terreni di riporto, tant'è che racchiude gran parte dell'abitato del capoluogo. In linea di massima si escludono

Dott. Geol. Mauro Cataldi



importanti contrasti di impedenza nel range di frequenze 1–10 Hz a meno che lo spessore dei riporti o del livello limoso–argilloso non superi i 5 m. A supporto di ciò ci sono diverse misure H/V reperite ed altre realizzate *ex-novo*, nonostante diverse problematiche indicate nel capitolo delle interpretazioni ed incertezze. Ad esempio si illustrano le indagini H/V effettuate per la realizzazione del nuovo plesso scolastico (043006P389HVS390 – 043006P390HVS391) che mostrano un segnale senza particolari picchi e indagini effettuate in via Ludovico Clodio, poco distante dalle scuole, dove si nota un elevato contrasto di impedenza che lascia supporre la messa in posto di riporto.

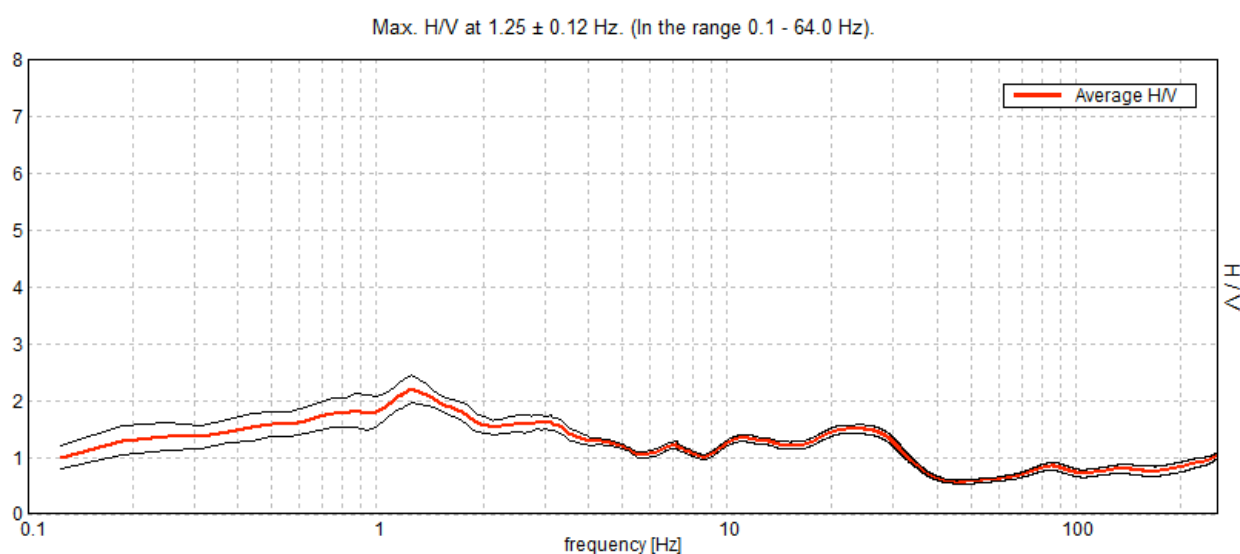


Figura 35 – Risultato dell'indagine HVSR effettuata in viale Umberto I.

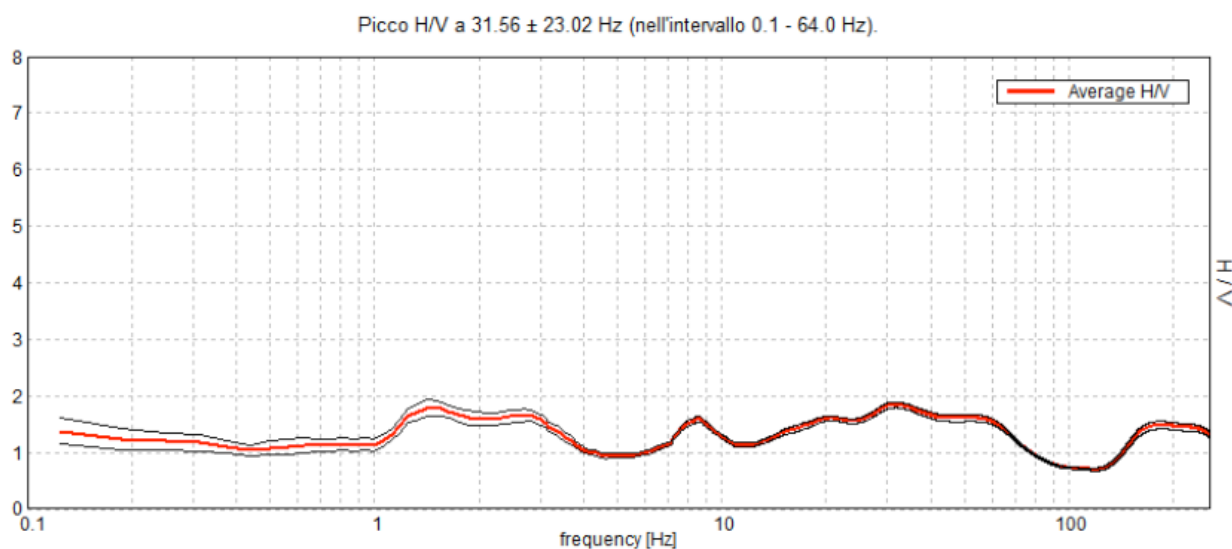


Figura 36 – Risultato dell'indagine HVSR effettuata in viale Umberto I.

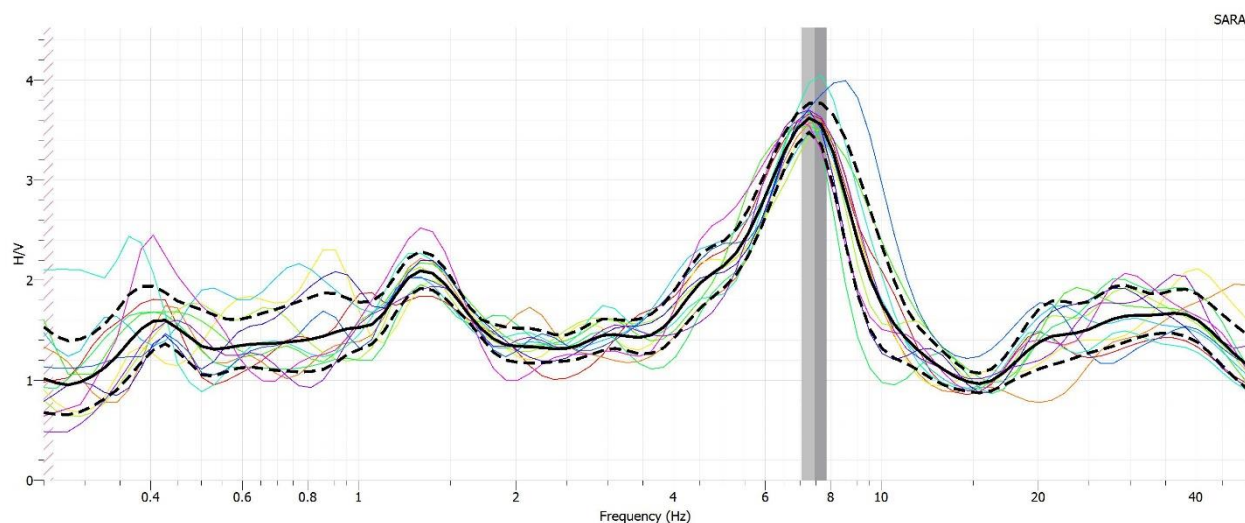


Figura 37 – Risultato dell'indagine HVSR effettuata nei giardini comunali tra via Ludovico Clodio e viale Umberto I.

L'incidenza delle condizioni idrogeologiche, come nella zona precedente, è sicuramente notevole. Morfologicamente, la Zona 6 insiste su situazioni pianeggianti o a debole pendenza (terrazzo alluvionale), pertanto, nel caso di sollecitazioni sismiche è minima la possibilità che questi terreni possano mostrare stati di incipiente instabilità con cedimenti, fessurazioni e inizio di fenomeni franosi. Per quanto riguarda la stabilità nei confronti della liquefazione, la verifica nei confronti del fenomeno viene esclusa, data una distribuzione granulometrica esterna a determinate fasce critiche e l'assenza di una falda freatica entro i primi 15 m.

Comunque si segnala un particolare fenomeno di emissione fluida dal sottosuolo occorso a seguito dell'evento sismico del 30/10/2016 (Foto 26 e 27) e che ha coinvolto il giardino di un'abitazione posta in viale Aldo Moro per una superficie inferiore a 100 m². Le granulometrie coinvolte nell'emissione in superficie erano piuttosto fini, in un'area dove la falda è attestata oltre i 30 m.

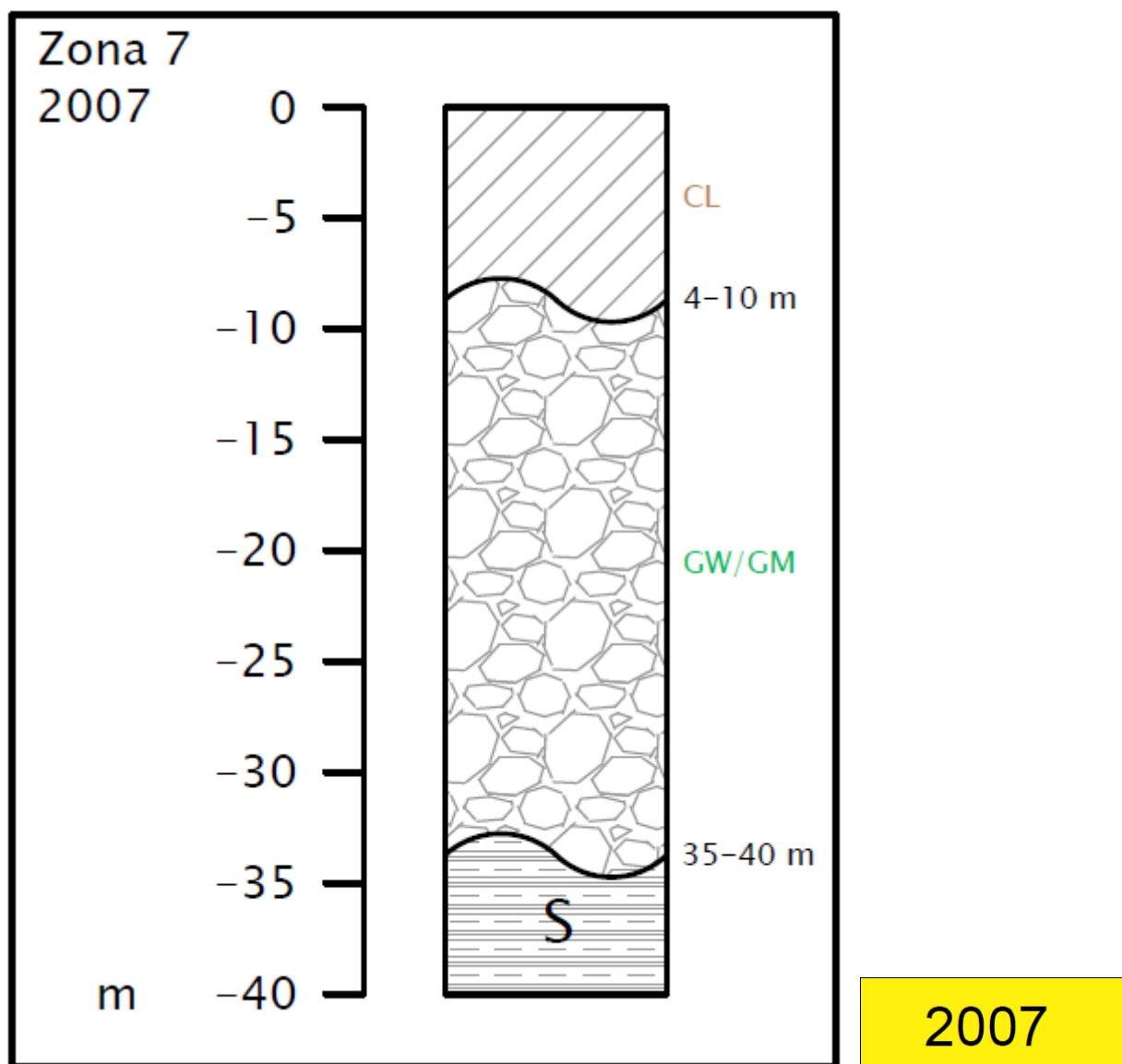
In definitiva, come ampiamente illustrato nel capitolo 6, data la particolare eterogeneità, la Zona 6 va ampiamente indagata nel corso dei livelli superiori di Microzonazione Sismica, soprattutto per quanto riguarda il centro storico.



Foto 26 – Emissione fluida verificatasi a seguito dell'evento sismico del 30/10/2016 in via Aldo Moro.



Foto 27 – Emissione fluida verificatasi a seguito dell'evento sismico del 30/10/2016 in via Aldo Moro.



La Zona 7, rappresentata con il codice 2007, è una particolare area posta all'interno della Zona 6 precedentemente descritta e che ha la particolarità di avere fino a 10 m di argille sabbiose o limose (CL) al di sopra dell'unità ghiaioso-sabbiosa (GW).

Tale area è racchiusa tra viale Giacomo Matteotti e Via Alessandro Grifi, comprendendo le zone conosciute come PEEP, lottizzazione COGEMAR, Ponticello oppure Piani della Smea. Non si hanno indagini MASW reperite, ma la velocità delle onde di taglio, sulla base di dati bibliografici, è dell'ordine di circa 180–300 m/s per quanto riguarda le argille-limose contro i 650 m/s delle ghiaie sabbiose sottostanti. Ciò lascia supporre la generazione di un importante contrasto di impedenza che in effetti è stato osservato nella realizzazione di un'indagine H/V nel parcheggio del campo polivalente (043006P405HVS406), svolta in orario notturno per minimizzare eventuali disturbi antropici.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



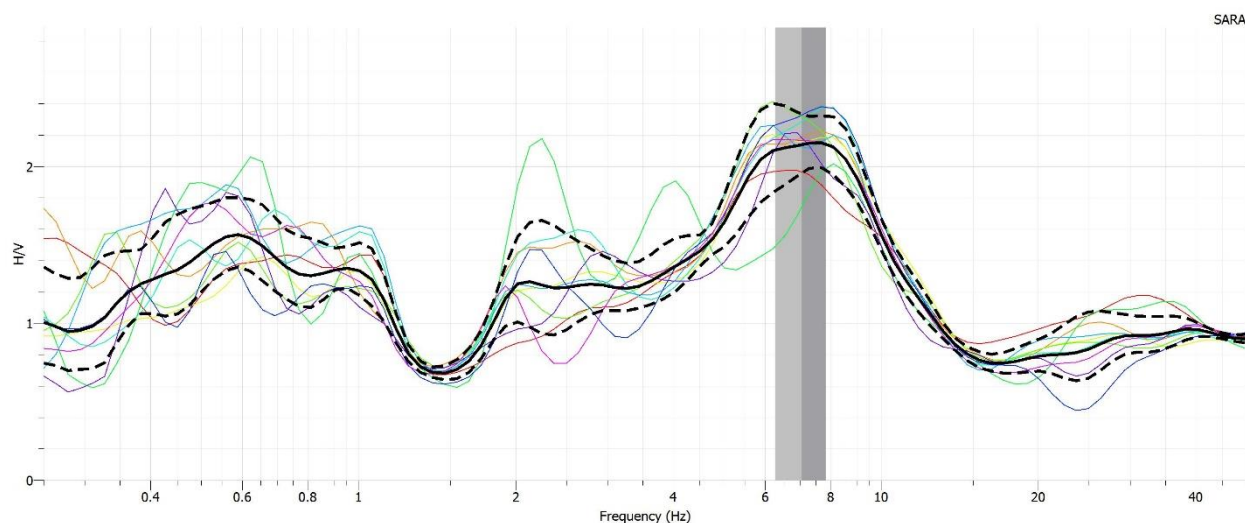
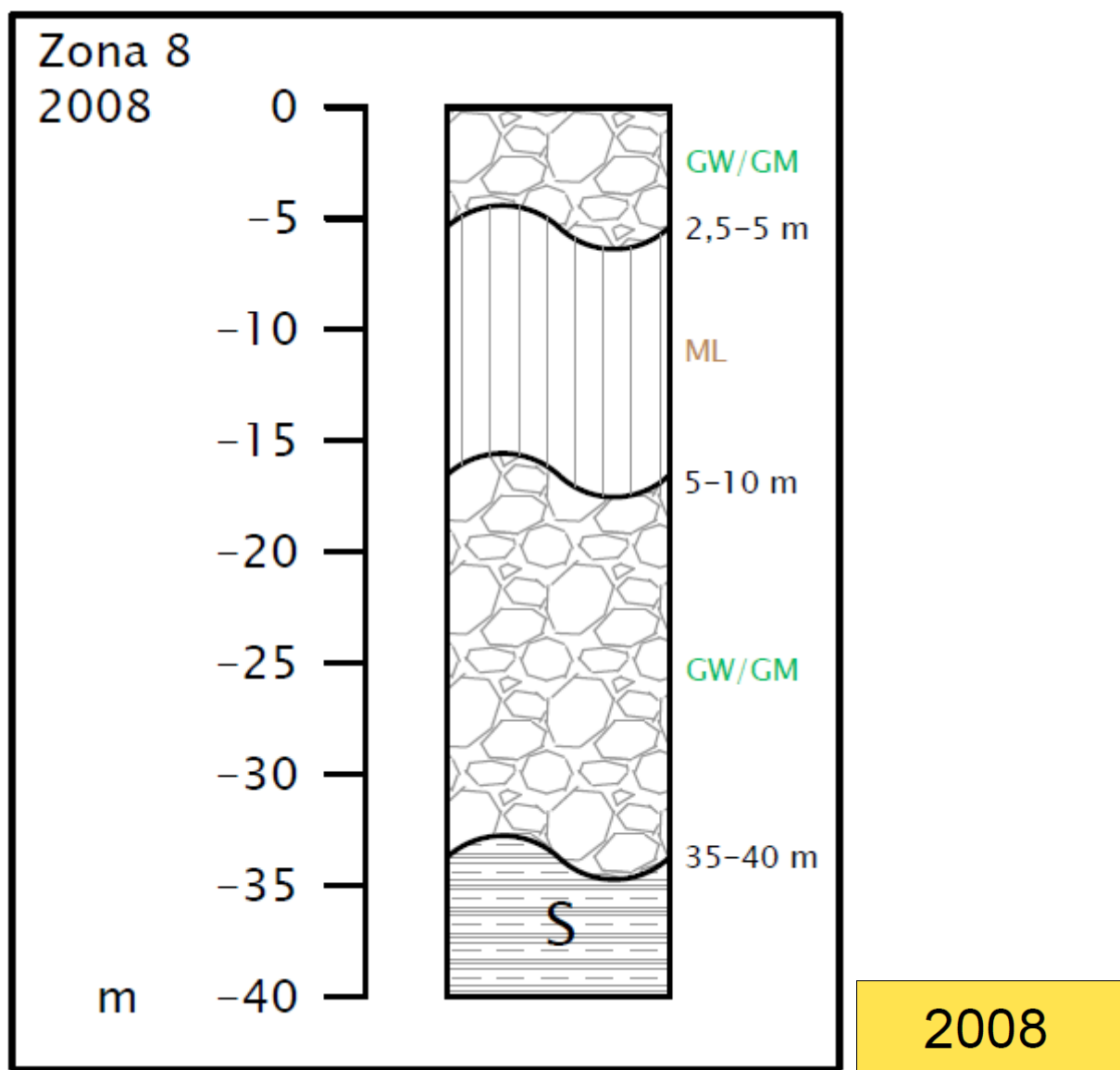


Figura 38 – Risultato dell'indagine HVSR effettuata nel parcheggio del campo polivalente in via Beato Francesco Piani.

Indagini geognostiche effettuate in corrispondenza della misura H/V, mostra una situazione stratigrafica molto compatibile con quanto atteso, in quanto permette di attribuire al contatto tra argille limose e le sottostanti ghiaie sabbiose, il contrasto di impedenza evidenziato.

L'incidenza delle condizioni idrogeologiche, come nella zona precedente, è sicuramente notevole. Morfologicamente, la Zona 6 insiste su situazioni pianeggianti o a debole pendenza (terrazzo alluvionale), pertanto, nel caso di sollecitazioni sismiche è minima la possibilità che questi terreni possano mostrare stati di incipiente instabilità con cedimenti, fessurazioni e inizio di fenomeni franosi. Per quanto riguarda la stabilità nei confronti della liquefazione, la verifica nei confronti del fenomeno viene esclusa, data una distribuzione granulometrica esterna a determinate fasce critiche e l'assenza di una falda freatica entro i primi 15 m.



La Zona 8, rappresentata con il codice 2008, è un'altra variante della Zona 6, in cui si ha un notevole strato dello spessore fino a 10 m limoso-argilloso (ML) "incastrato" nel pacco ghiaioso-sabbioso (GW), in subordine ghiaioso-limoso (GM). Quindi l'individuazione della zona viene fatta esclusivamente per motivi stratigrafici.

Si ha a disposizione un'indagine di tipo MASW realizzata per la progettazione di un capannone industriale (043006L2MASW2), supportata da una misura *ex-novo* H/V (043006P402HVSR403 - Figura 39), da cui non emergono particolari contrasti di impedenza nel range 1-10 Hz.

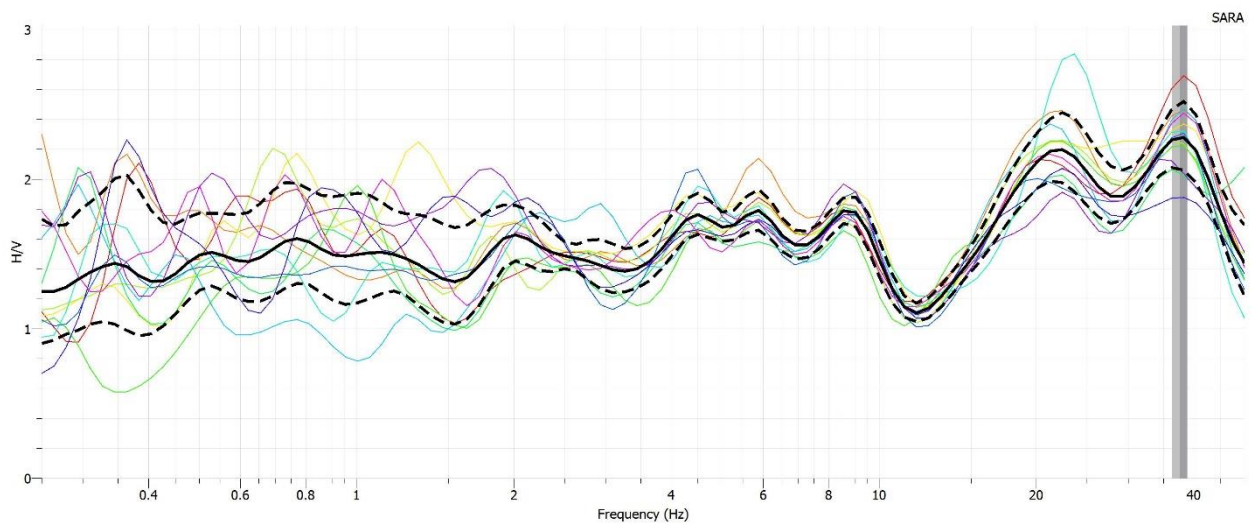
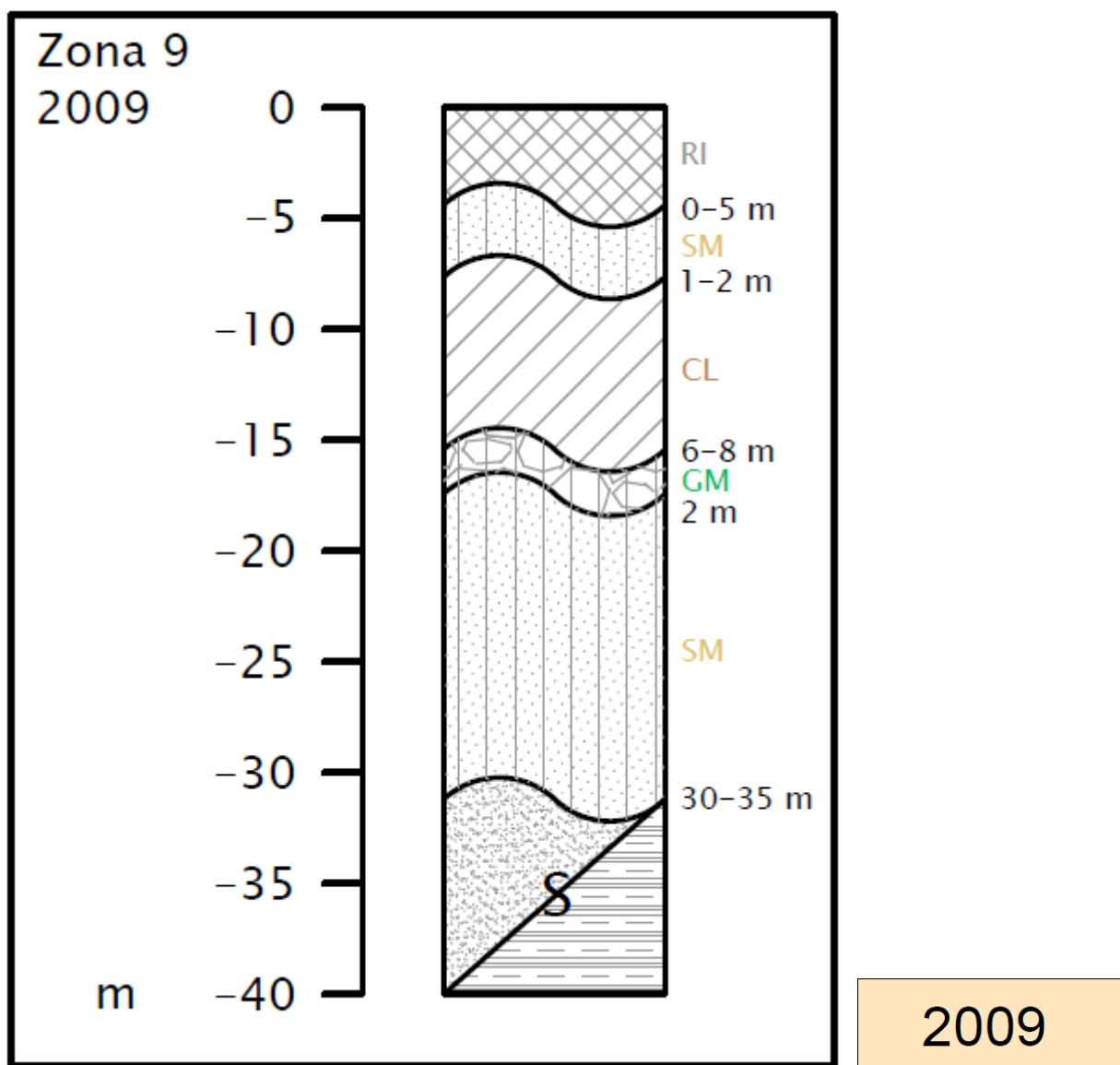


Figura 39 – Risultato dell'indagine HVSR effettuata nella zona industriale di via Martiri di Montalto.

Per quanto riguarda l'incidenza delle condizioni idrogeologiche e la morfologia valgono le stesse condizioni delle Zone 6 e 7 precedentemente trattate. Per quanto riguarda la stabilità nei confronti della liquefazione, anche qui la verifica nei confronti del fenomeno viene esclusa, data una distribuzione granulometrica esterna a determinate fasce critiche e l'assenza di una falda freatica entro i primi 15 m.

Prendendo in considerazione la tabella 3.2.II delle N.T.C. del 2008, che permette in maniera semplificata di individuare delle categorie di sottosuolo di riferimento per la definizione dell'azione sismica di progetto, alle Zone 6, 7 e 8 vengono attribuite la categoria "B" definita come segue: *"Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o di terreni a grana fina molto consistenti, con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di $V_{s,30}$ compresi tra 360 m/s e 800 m/s (ovvero $N_{SPT,30} > 50$ nei terreni a grana grossa e $c_{u,30} > 250$ kPa nei terreni a grana fina"*.



La Zona 9, rappresentata con il codice 2009, individua l'area del capoluogo in cui sorgono il Monastero di Santa Caterina, il cassero, la torre e una porzione del castello Pallotta. Si ha un solo sondaggio geognostico che arriva al substrato, che mostra come ci sia una prevalenza di litotipi maggiormente sabbiosi e limosi addensati (SM) decisamente diversa dalle altre zone precedentemente trattate.

Non si hanno misure reperite di tipo MASW ma sono state effettuate indagini H/V per determinare eventuali amplificazioni: si ha un moderato picco (043006P394HVS395) intorno alla frequenza di 2,60 Hz (Figura 40) compatibile con il contrasto di impedenza che si ha al passaggio tra depositi sabbioso-limosi e substrato. La carenza di indagini va assolutamente affrontata nei successivi livelli di Microzonazione Sismica.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



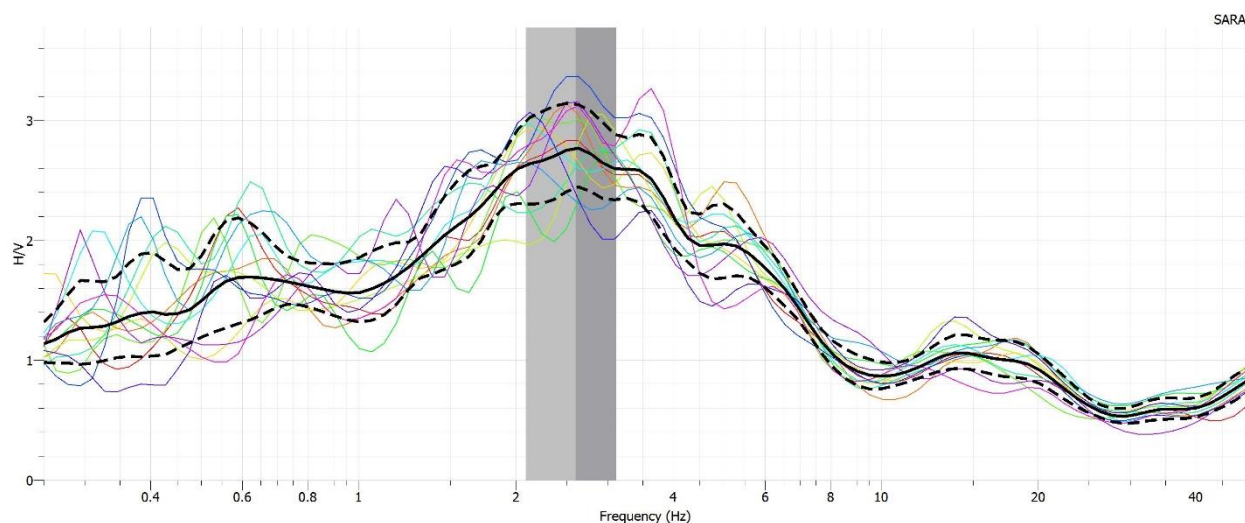


Figura 40 – Risultato dell'indagine HVSR effettuata nel piazzale antistante il monastero di Santa Caterina.

L'incidenza delle condizioni idrogeologiche, come in altre zone, è sicuramente notevole. Morfologicamente, la Zona 9 insiste su una debole situazione di cresta (Figura 41), abbastanza pianeggiante in sommità, però, nel caso di sollecitazioni sismiche sono possibili instabilità con cedimenti, fessurazioni.

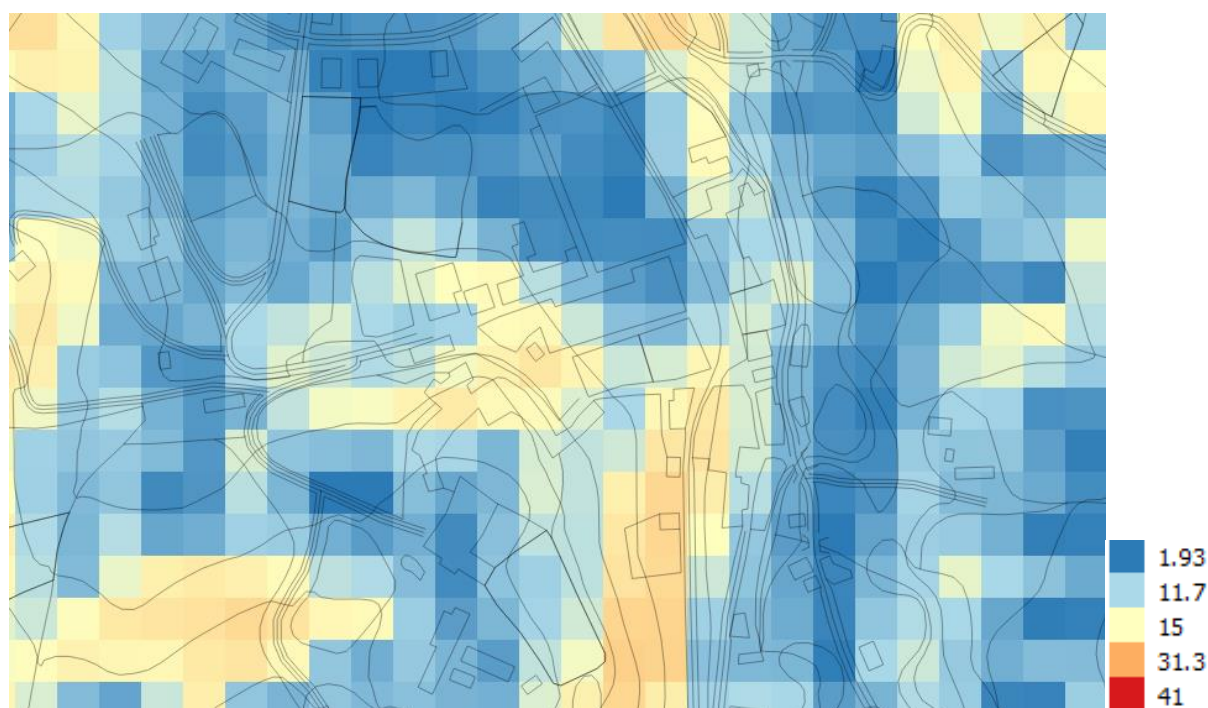
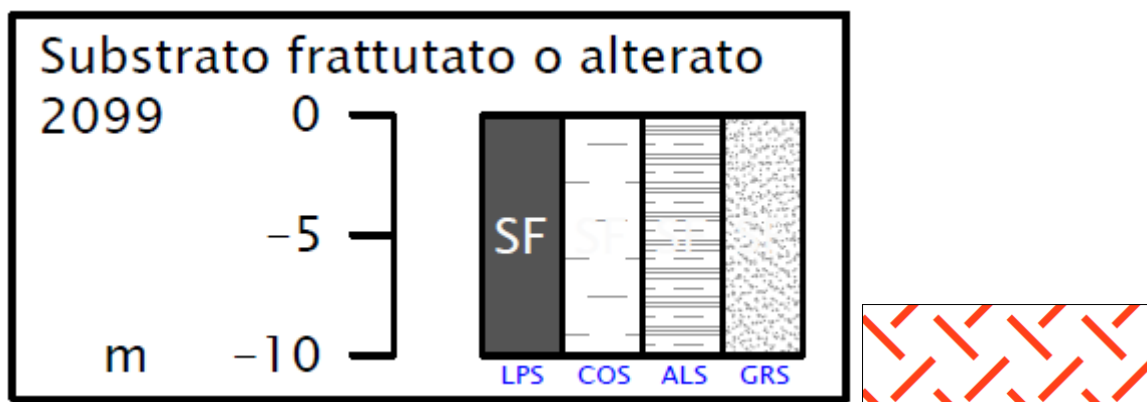


Figura 41 – Carta delle pendenze espresse in gradi (°) riferite al centro storico di Caldarola.



L'ultima zona, rappresentata con il codice 2099, individua le aree del territorio comunale di Caldarola che presentano substrato fratturato o alterato tettonicamente ($J_v > 30$), delle varie tipologie: lapideo, coesivo, granulare oppure rappresentato da alternanze di litologie varie.

Per quanto riguarda la valutazione di contrasti di impedenza, sono state fatte misure H/V: nel caso specifico viene mostrata l'indagine effettuata sulla Formazione gessoso-solfifera (043006P414HVSR415 – Figura 42) da cui emergono diversi picchi a varie frequenze.

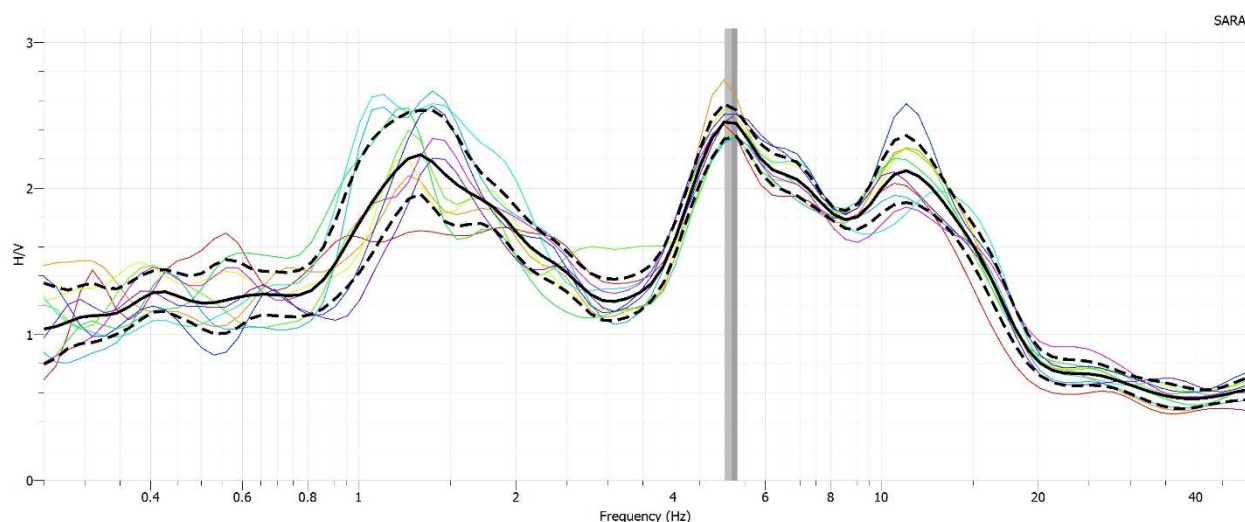


Figura 42 – Risultato dell'indagine HVSR effettuata nella Formazione gessoso-solfifera che rappresenta gran parte del substrato di Caldarola.

In tale zona, la presenza di acqua generalmente non influisce in maniera sensibile sulla portanza, elasticità e deformabilità. Riguardo alle sollecitazioni sismiche, nel caso di substrato non fratturato o alterato, la risposta sarebbe stata da considerarsi ottimale (incremento nullo e/o poco avvertibile). Qui assume una certa rilevanza, dal punto di vista della risposta sismica locale, il controllo geomorfologico, dato che la zona 2099 presenta

Dott. Geol. Mauro Cataldi



spesso acclività medio–alta, essendo localizzata in corrispondenza della dorsale calcarea del settore orientale o dei rilievi costituiti dalle unità mioceniche. Vengono, nel caso specifico, mostrate le carte delle pendenze di Bistocco (Figura 43) e di Vestignano (Figura 44), dove si hanno interi settori con substrato affiorante e pendenze di molto superiori a 40°.

Non si hanno dati diretti riguardanti la velocità delle onde di taglio in tali litologie, pertanto vengono attribuiti i parametri di cui si è discusso nel capitolo 4; si rimanda ai successivi livelli di Microzonazione Sismica, la misura delle stesse.

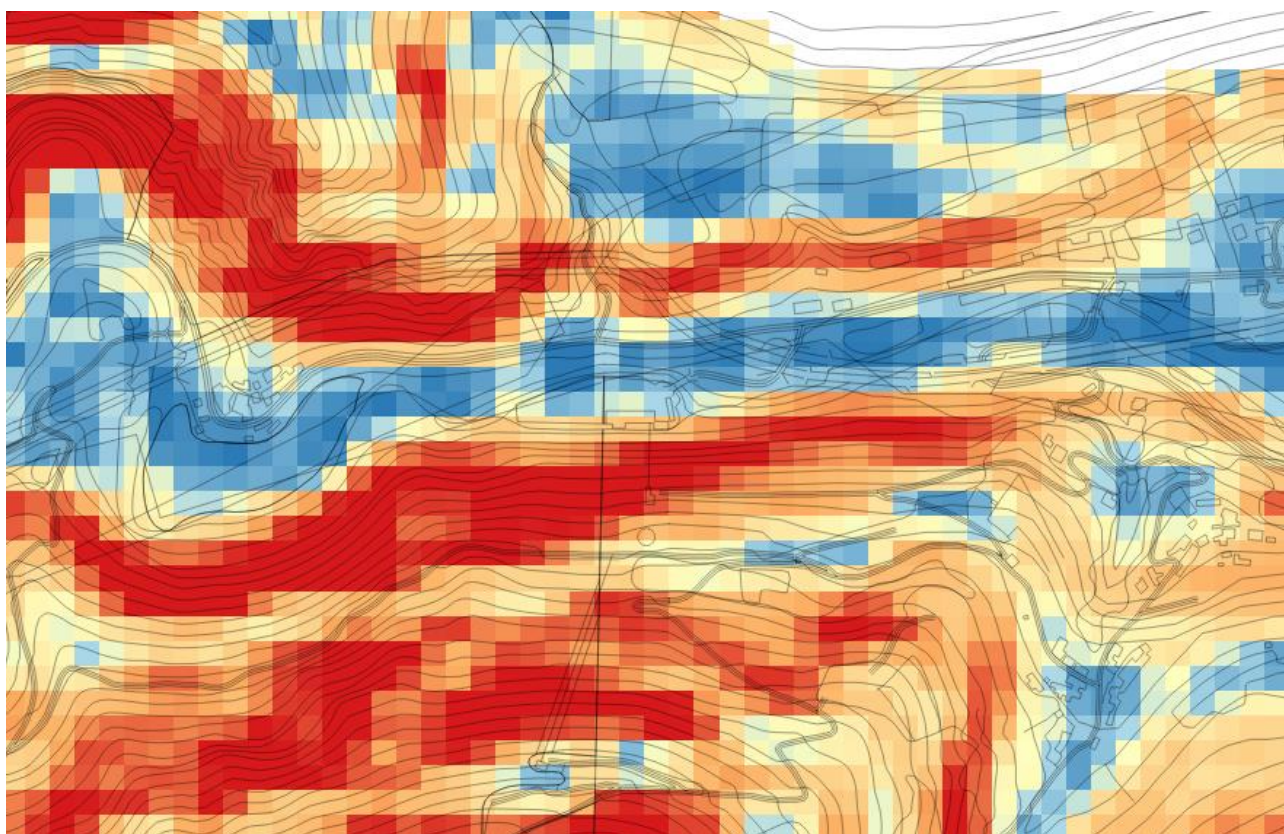


Figura 43 – Carta delle pendenze espresse in gradi (°) riferite agli abitati di Bistocco e Valcimarra.

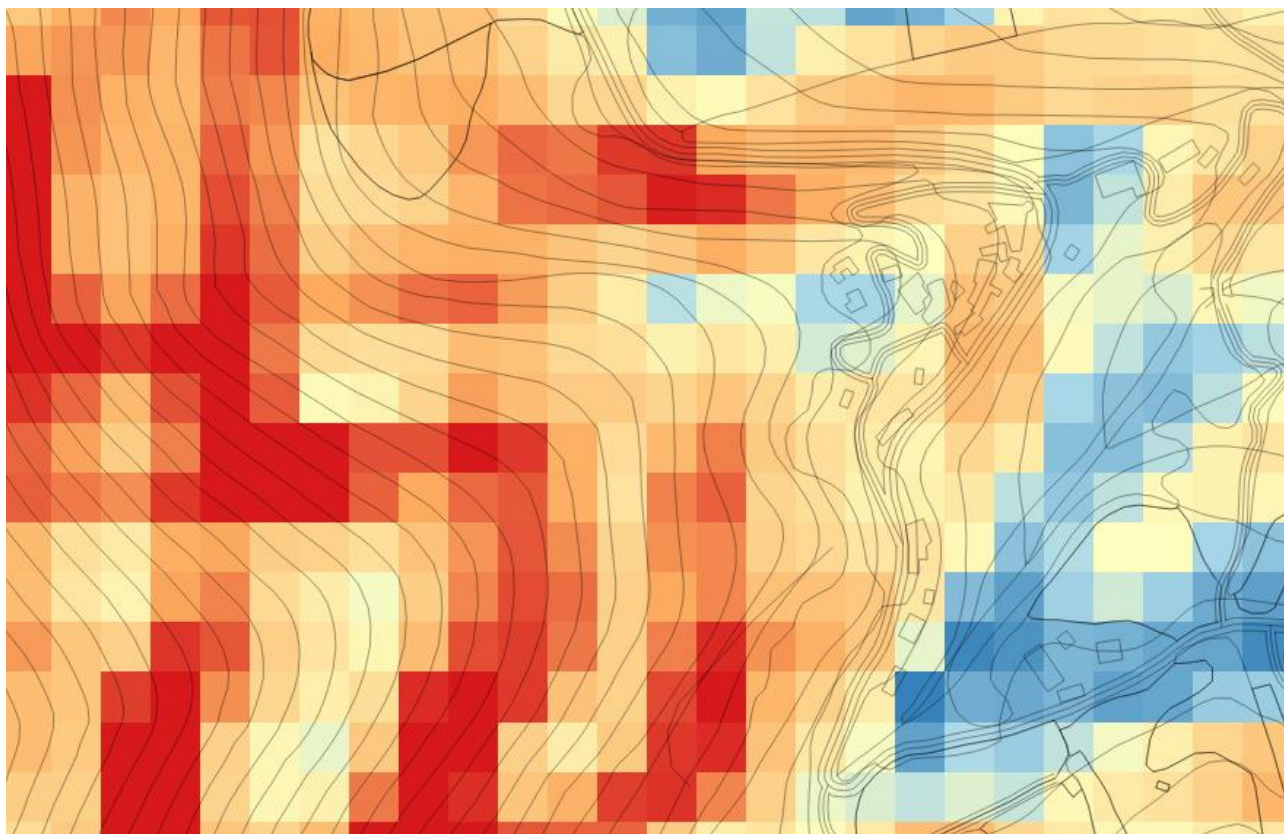
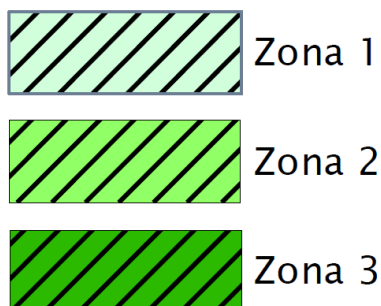


Figura 44 – Carta delle pendenze espresse in gradi (°) riferite al centro abitato di Vestignano.

Per quanto riguarda le “Zone di Attenzione per le instabilità (ZA)”, sono state proposte perimetrazioni sulla base degli elementi individuati nella Carta geologico-tecnica per quanto concerne esclusivamente le instabilità di versante, tenendo conto delle zone di suscettibilità su cui insistono, a differenza degli standard usati in passato che prendevano in considerazione lo stato di attività.

Le tre tipologie di zone individuate sono (ZAFR):



Per una più dettagliata descrizione delle varie tipologie, si rimanda al capitolo relativo all’assetto geomorfologico e all’illustrazione della Carta geologico-tecnica.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Altri elementi che sono stati inseriti per la redazione della Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica sono: forme di superficie e sepolte (alla stessa stregua di quanto visto nella Carta geologico-tecnica), tracce per gli approfondimenti delle amplificazioni topografiche, stazioni di misura del microtremore HVSR con indicazione dell'eventuale frequenza f_0 (contrasto di impedenza). Non sono state inserite le isobate del substrato sepolto data la carenza di indagini geognostiche nei depositi alluvionali terrazzati sia nel centro storico di Caldarola che nella porzione settentrionale dove è presente l'edificio più recente. Indagini future potranno permettere la determinazione della profondità del contatto tra coperture e *bedrock* in entrambi i settori.

8.4 Note sull'adozione di strumento Geographic Information System

Per la stesura del presente lavoro di Microzonazione Sismica è stato usato, sulla base di quanto richiesto dai più volte citati standard, un software *G.I.S.*. Il lavoro è consistito nella produzione di *shapefiles* che differenzino, in base alle caratteristiche geo-litologiche e di amplificazione sismica, delle zone all'interno del confine comunale. Per l'esecuzione, dapprima, è stato possibile scaricare dal sito della Protezione Civile la *directory* con all'interno gli *shapefiles* da editare, creati usando il sistema di coordinate *WGS84UTM33N*: questo per ottenere un'omogenea rappresentazione dei tematismi da parte di tutti i soggetti realizzatori, facilitando la lettura e il confronto dei risultati degli studi di contesti territoriali differenti, così da garantire un sistema di archiviazione dei dati il più semplice possibile. Per prima cosa, sono state caricate all'interno del progetto, le C.T.R. del Comune di Caldarola, georeferenziate nel sistema di coordinate *WGS84UTM33N*, dato che il sistema di riferimento di creazione delle C.T.R. in Italia è il “*Roma 40 Gauss-Boaga Est*”. La correttezza della trasformazione è stata verificata mediante l'adozione dello *shapefile* “*comuni2011.shp*” presente all'interno della *directory* fornita della Protezione Civile: caricando tale *shapefile* nel progetto, è stato possibile verificare la sovrapposizione di esso al confine comunale della C.T.R.. Dopo aver caricato e georeferenziato la base cartografica, sono stati editati gli *shapefiles* propedeutici alla realizzazione della Carta delle indagini, della Carta geologico-tecnica e della Carta delle M.O.P.S.. Tali *shapefiles* editati sono stati i seguenti: *Ind_pu*, *Ind_In*, *Geotec*, *Instab*, *Forme*, *Elineari*, *Geoidr* e *Stab*.

9. Confronto con la distribuzione dei danni degli eventi passati

Come già ampiamente trattato nel precedente capitolo 2, relativo agli eventi sismici di riferimento, il territorio comunale di Caldarola, ha registrato nel passato episodi sismici anche distruttivi, di cui in particolare ricordiamo (aggiungendo anche i due eventi recenti):

<i>Data</i>	<i>Area epicentrale</i>	<i>Mw</i>
30/04/1279	Appennino umbro-marchigiano	6,20
01/12/1328	Valnerina	6,49
14/01/1703	Valnerina	6,92
12/05/1730	Valnerina	6,04
24/04/1741	Fabrianese	6,17
17/04/1747	Appennino umbro-marchigiano	6,05
28/07/1799	Appennino marchigiano	6,18
12/03/1873	Appennino marchigiano	5,85
28/08/1921	Monti Sibillini	4,66
08/06/1922	Valle del Chienti	4,73
09/12/1936	Caldarola	4,76
01/09/1951	Monti Sibillini	5,25
19/09/1979	Valnerina	5,83
26/09/1997	Appennino umbro-marchigiano	5,97
26/10/2016	Castelsantangelo sul Nera	5,90
30/10/2016	Norcia	6,50

1279: nessuna informazione su Caldarola ma del fatto che sia stato sicuramente distruttivo sono state trovate in rete (<http://storing.ingv.it/cfti4med/>) informazioni sugli effetti del sisma nella vicina città di Camerino: "Due delle zone in cui era ripartita la città furono colpite in maniera gravissima ("submerse") e, in conseguenza di ciò, vi furono molte vittime. Secondo Salimbene de Adam, Alberto Milioli e il "Memoriale potestatum Regensium". La "Chronica S. Petri Erfordensis", ricorda, probabilmente amplificando la notizia, la distruzione di tutte le torri e tutte le case e computa in mille il numero delle vittime. Secondo lo storico di Camerino Camillo Lillii (1649), che utilizzò il diario di Pietro Antonio Lillii, un suo antenato vissuto due secoli prima (circa metà del XV secolo), crollò ("cecidit") il campanile di Santa Maria, la torre di San Giacomo e un monastero di monache che perirono tutte ad eccezione di una. A questo stesso convento forse rimandano gli "Annales Polonorum" che riferiscono di un convento cistercense dove morirono cinquanta suore".

1328: I commenti storico-critici su questo terremoto e le descrizioni degli effetti nelle varie località non sono stati elaborati. L'analisi più recente è pubblicata in E. Guidoboni e A. Comastri, "Catalogue of Earthquakes and Tsunamis in the Mediterranean Area from the 11th to the 15th Century", INGV-SGA, Roma-Bologna 2005, 1037 pp.

1703: nessuna informazione su Caldarola ma dall'opera del Baglivi G., *Historia Romani Terremotus, & Urbium adjacentium, Anno infelicissimo 1703*, in "Opera omnia medico-practica, et anatomica", pp.270-277, si legge che la scossa del 14 gennaio causò il crollo della chiesa di S. Maria a Camerino, il centro fu gravemente danneggiato. Dall'opera del De Carolis P. *Relazione generale delle ruine, e mortalità cagionate dalle scosse del Terremoto de' 14 Gennaro, e 2 Febbraro 1703 in Norcia, e Cascia, e loro contadi, compresi li Castelli delle Rocchette, e Ponte, Giurisdizione di Spoleto*, si legge che furono rase al suolo tutte le attuali frazioni di Preci e Visso (Mevalè, Rasenna, Croce...). Anche San Severino Marche subì molti danni.

1730: nessuna informazione su Caldarola ma si legge che a Camerino, San Ginesio e San Severino il terremoto fu sentito fortemente e spaventò gli abitanti che fuggirono dalle case; non vi furono danni; furono celebrati riti religiosi di ringraziamento.

1741: nessuna informazione su Caldarola ma si legge che a Camerino il terremoto danneggiò fortemente la maggior parte di case e palazzi; numerose abitazioni furono rese inagibili per il rischio di crolli. Subirono danni gravi la cattedrale e la chiesa di S. Venanzio le cui volte risultarono fortemente sconnesse a causa della rottura delle catene di ferro che servivano a rinforzarle; crollò totalmente la volta dell'oratorio del Suffragio. Non ci furono vittime". Tratto da distinta relazione dell'orribile Terremoto seguito nello scaduto Mese di aprile del corrente Anno 1741 nelle Città di Camerino, Urbino, Pesaro, Jesi, e Fabriano. Con la descrizione della mortalità delle Persone, e danni recati nelle Chiese, Palazzi, e Case delle dette Città. Roma-Palermo 1741. Danni al patrimonio artistico anche a San Severino Marche.

1747: nessuna informazione su Caldarola ma si legge che a Camerino la scossa del 17 aprile causò gravi danni alla cattedrale, in particolare alla volta e alla facciata; i lavori di riparazioni, che costarono circa 3.000 scudi e riguardarono in particolare la ricostruzione totale della facciata, furono completati entro il 1750. Tratto da Archivio Segreto Vaticano, Sacra Congregatio Concilii, *Relationes dioecesium*, b.176 A, *Camerinensis et Fabrianensis I*, Relazione del vescovo di Camerino e Fabriano alla Congregazione del Concilio sullo stato delle diocesi, Camerino 17 novembre 1747.

1799: riguardo Caldarola e paesi limitrofi si legge che i morti furono complessivamente 104, di cui 43 a Camerino, che all'epoca aveva circa 6.000 abitanti, 13 a Morico, 9 a Cessapalombo, 6 a Sarnano, 5 a San Ginesio, 3 a Caldarola, 2 a San Severino Marche, 2 a Belforte di Chienti. Il terremoto causò gravi danni alle abitazioni; in particolare furono fortemente danneggiate le facciate delle case, caddero tutti i comignoli e i pavimenti delle camere; crollò parzialmente il monastero di S. Caterina; morirono 3 persone. Tratto da Pergalani F. Alcune note sul terremoto del 1799 nell'area camerte, in "Proposte e ricerche", fasc.13, pp.90-94. Urbino 1984. Per la curiosità del lettore si riporta anche quanto segue: "La scossa principale, che causò le maggiori distruzioni avvenne alle ore 3 di notte (22:05 GMT ca.) e durò 6 secondi. Varie scosse si susseguirono per circa un mese. Interessanti fenomeni luminosi furono osservati in concomitanza con l'evento sismico: il più notevole consistette in una vampa di fuoco uscita dalla terra nella località Parolito, a 2 miglia e mezzo da Sanseverino. Gli effetti cumulativi risultarono particolarmente distruttivi a Cessapalombo, San Ginesio, Sarnano, Camerino e San Severino Marche. Cessapalombo fu completamente distrutta, le case crollarono dalle fondamenta. A Sanginesio gravi danni riportarono le abitazioni e le chiese. A Sarnano furono diffusamente danneggiate le abitazioni. A Camerino, per il quale si ha il maggior numero di informazioni, i danni maggiori riguardarono le abitazioni dei privati cittadini e fu osservato che le case di mattoni, ben costruite e di recente fattura, resistettero bene, mentre quelle più vecchie, che erano costruite con grosse pietre di cava irregolari, legate con pessime malte, subirono i danni più gravi: ribaltamenti delle pareti esterne o gravi lesioni. Fra gli edifici pubblici riportarono lesioni il campanile, il palazzo pubblico, le porte della città, l'ospedale e l'università; crollarono il tetto del duomo, la cupola della chiesa di S. Maria in Via e il catino della chiesa di S. Venanzio; subì alcuni danni la chiesa di S. Maria delle Carceri e fu distrutta la chiesa di S. Maria del Carmine. Alcune decine di paesi e villaggi dell'area collinare subirono danni gravi. A San Severino Marche la scossa causò danni notevolissimi a molti edifici; furono lesionati il palazzo vescovile, il pubblico forno e la porta del Peso; crollò la volta del coro della Cattedrale; riportarono danni gravi le chiese di S. Agostino, S. Rocco, S. Giuseppe, S. Giovanni, il monastero di S. Maria delle Grazie e le chiese suburbane di S. Maria del Glorioso e S. Domenico; la villa Collio fu gravemente danneggiata, crollarono le chiese di S. Michele e la porta S. Giovanni. Nella zona circoscrivita crollarono molte case di campagna e molte chiese rurali; i paesi di Càgnore, Casolo, Fulconi, Gagliannuovo, Granali, Serrone e Stigliano furono quasi completamente distrutti. La scossa fu forte a Teramo dove furono lesionate parecchie case fuori della città e ad Assisi dove a Santa Maria degli Angeli il convento riportò lievissimi danni. La scossa fu avvertita molto forte senza causare danni ad Ancona e Perugia, debole a Roma".

Dott. Geol. Mauro Cataldi



1873: nessuna informazione su Caldarola ma comunque si scrive che: “La scossa avvenne il 12 marzo 1873, alle ore 20:04 GMT ca.; fu distruttiva in una ristretta area interna delle Marche meridionali. I danni più gravi si ebbero nella zona di Camerino e San Ginesio, dove, soprattutto nei piccoli insediamenti rurali e nelle case isolate delle campagne, furono rilevate lesioni e crolli parziali nelle murature, cadute di volte e soffitti. Morello, un villaggio nei pressi di San Ginesio abitato da 5–6 famiglie, fu pressoché distrutto. A San Ginesio furono danneggiate le chiese di S. Tommaso, della Collegiata, e di San Francesco; in quest’ultima crollò la cupola e il soffitto fu squarciato da una parte all’altra. In 70 case del paese vi furono crolli parziali. Nel vicino paese di San Marco, la chiesa e la casa parrocchiale subirono gravi crolli parziali. A Camerino crollarono tutti i comignoli e tutte le case riportarono lesioni; la chiesa di S. Antonio, crollata parzialmente, dovette essere abbattuta per evitare danni alle abitazioni vicine. La scossa causò danni gravissimi nelle chiese di S. Maria in Via e di S. Angelo, nel convento di S. Carlo e nell’asilo infantile. L’edificio dell’Università e quello della Prefettura subirono danni minori. Nella campagna circostante caddero molte case coloniche. Crolli di comignoli e danni di varia entità, quali fenditure, lesioni e crolli parziali, furono rilevati in numerose altre località marchigiane e umbre: Amandola, Fabriano, Gualdo, Matelica, Pioraco, Serra Sant’Abbondio, Cingoli, Pergola, Spoleto, Urbino. Un forte effetto di amplificazione si ebbe a Firenze: la città subì alcuni danni sebbene si trovasse ai margini dell’area in cui la scossa era risultata forte, ma senza danni. Nel convento del Carmine, adibito a caserma dei corazzieri reali, crollò la volterrana (volta costruita con i mattoni messi di fianco) che copriva il corridoio soprastante la grande scuderia, per una lunghezza totale di 12 metri. La scossa fu sentita in un’area molto vasta, e in numerose località costiere dell’Istria e della Dalmazia”.

1979: nessuna notizia su Caldarola e a differenza di altri comuni limitrofi non rientrò nell’elenco di quelli a cui risultavano applicabili i provvedimenti stabiliti dal decreto legge 15 ottobre 1979, n.494, che prevedeva sovvenzioni e agevolazioni fiscali per le popolazioni delle zone colpite dal terremoto.

Uno degli eventi sismici per il quale si può disporre di informazioni riguardanti la distribuzione del danneggiamento è il terremoto Umbria–Marche del 1997 che ha condizionato la storia delle località in esame. Si è cercato di condurre delle analisi in base alle pratiche di ristrutturazione depositate presso il Comune di Caldarola.

Dal reperimento dei dati acquisiti presso l’Ufficio Tecnico Comunale, considerato che la gran parte dei progetti visionati sono relativi alla al Programma di Recupero dei fabbricati ai sensi della L. 61/98, si è avuta percezione della distribuzione del danno per lo più a “macchia di leopardo”. Questo probabilmente perché il danneggiamento di alcune

Dott. Geol. Mauro Cataldi



costruzioni potrebbe essere stato legato al grado di vulnerabilità e vetustà della struttura e non direttamente a fenomeni di amplificazione, sia topografica che stratigrafica.

Vi furono lesioni in diversi edifici soprattutto del centro storico, nel palazzo comunale, nel castello Pallotta e quasi in tutte le chiese. Un episodio di crollo fu registrato nel Monastero di Santa Caterina.

Per quanto riguarda la distribuzione del danno a seguito degli eventi sismici recenti del 2016 si è ricorso al Geoportale della Protezione Civile disponibile al link "<http://snipc.protezionecivile.it/geo-porta>" in cui sono presenti diversi *layers* relativi agli esiti dei sopralluoghi FAST, AEDES, ortofoto, ecc..., già a partire dall'evento del 24 agosto.

In particolare, per maggiore completezza nel territorio di Caldarola, dato che gli esiti delle schede FAST o AEDES, alla data attuale (maggio 2017) devono essere ancora caricati e poiché devono essere ancora svolti parecchi sopralluoghi, soprattutto nelle zone rosse, si è scelto di prendere come riferimento il *layer* relativo al *triage* effettuato dai Vigili del Fuoco che permette di avere un'immediata visione d'insieme del danno. Viene proposta la seguente classificazione degli edifici:

TRIAGE VVF (punti)	
 Sostanzialmente indenne	 Sostanzialmente indenne (edif. speciale)
 Prontamente ripristinabile	 Prontamente ripristinabile (edif. speciale)
 Con criticità significative	 Con criticità significative (edif. speciale)
 Critico	 Critico (edif. speciale)
 Crolli generalizzati	 Crolli generalizzati (edif. speciale)
	 Edifici con PERICOLO

9.1 Bistocco

L'abitato di Bistocco (Figura 45), nel complesso, successivamente al sisma del 30/10/2016 si presentava piuttosto indenne, compresa la chiesetta di San Rocco, con sporadiche situazioni critiche legate essenzialmente alla vulnerabilità degli edifici. Gli elementi indicati come critici sono per lo più accessori agricoli. Il livello di danno avuto è decisamente compatibile con la situazione geologica presente: l'abitato, ubicato in un'area morfologicamente pianeggiante, ricade in parte su substrato fratturato e in parte nella Zona 5 della carta delle M.O.P.S., in quanto è presente detrito ghiaioso-sabbioso (GW) per uno spessore massimo di circa 4-6 m. La misura H/V ha fornito infatti un segnale piuttosto piatto nel range 1-10 Hz, ma un notevole picco a 14,44 Hz (043006P407HVSR408), accordabile attraverso il contrasto di impedenza che si ha al passaggio tra detrito e substrato calcareo.

Dott. Geol. Mauro Cataldi





Figura 45 – Distribuzione del danno attraverso l'esito del sopralluogo dei VVF nel nucleo abitato di Bistocco.

9.2 Valle e Colle di Valcimarra

I due nuclei abitati presentano situazioni differenti (Figura 46): un danno decisamente più diffuso nel Colle, con edifici che presentano situazioni critiche, compresa la chiesa di San Biagio, molto lesionata dai sismi del 26 e 30 ottobre (Foto 28) ed un crollo.

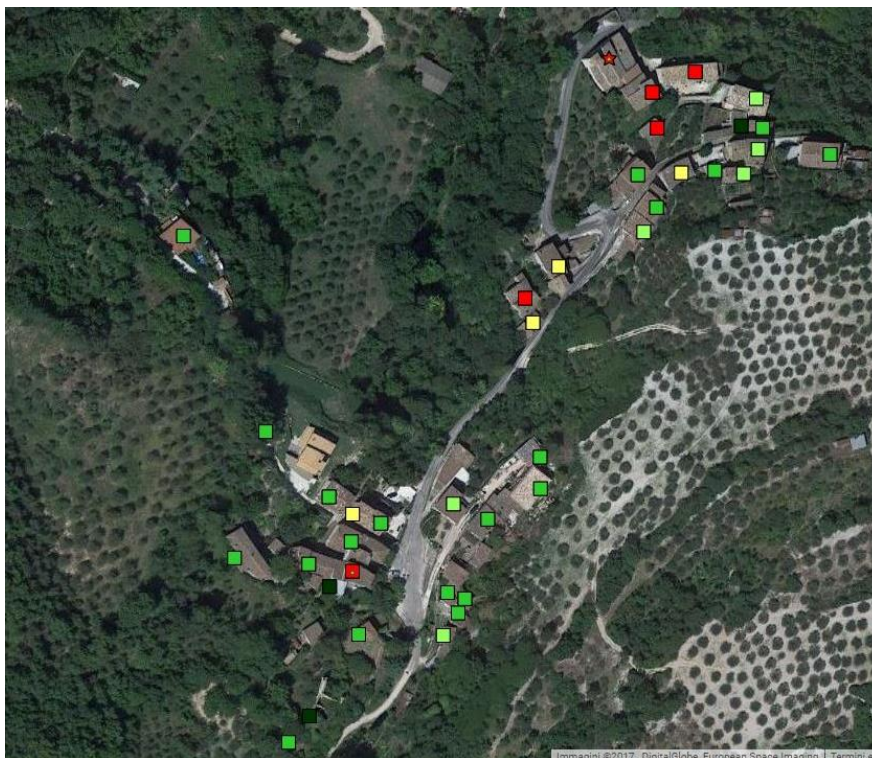


Figura 46 – Distribuzione del danno attraverso l'esito del sopralluogo dei VVF nei nuclei abitati di Valle e Colle di Valcimarra.

Dott. Geol. Mauro Cataldi





Foto 28 – Chiesa di San Biagio a Colle di Valcimarra. A destra, viene mostrato come si presentava la sagrestia prima e dopo la messa in sicurezza.

Un crollo anche nella Valle ma nel complesso si notano più situazioni indenni e ripristinabili. Come per Bistocco, al di là delle varie situazioni particolarmente vulnerabili, il dato geologico collima bene con le misure geofisiche e spiegano bene la diffusione del danno: il Colle, rispetto alla Valle, è ubicato in Zona di attenzione per instabilità, per di più costituita da detrito di versante che offre un notevole contrasto di impedenza con picco intorno a 5,19 Hz (043006P409HVSR410). La Valle è ubicata in parte su substrato calcareo fratturato particolarmente in superficie ($f_0 = 19,74$ Hz – 043006P408HVSR409) e in parte sullo stesso detrito di versante (Zona 2). Nei due casi inoltre non è da sottovalutare affatto l'incidenza del fenomeno dell'amplificazione topografica, dato che si hanno punte vicine a 30° di pendenza.

9.3 Valcimarra

L'edificato di Valcimarra (bassa) ha mostrato una buona risposta alla sollecitazione sismica, tant'è che nel sopralluogo dei VVF vengono evidenziate per lo più situazioni indenni o sostanzialmente ripristinabili (Figura 47) anche per vecchi edifici in muratura. La condizione geologica è analoga a quella di Bistocco, dato che l'abitato insiste nella Zona 5 con $f_0 = 13,34$ Hz. Può assumere un ruolo importante l'amplificazione topografica, dato che gli edifici sono prossimi ad un orlo di terrazzo fluviale particolarmente acclive.



Figura 47 – Distribuzione del danno attraverso l'esito del sopralluogo dei VVF nel centro abitato di Valcimarra.

9.4 Pievefavera

Anche Pievefavera ha mostrato una buona risposta alla sollecitazione sismica: la maggior parte degli edifici, nonostante a primo impatto decisamente vulnerabili, sono rimasti indenni, se non con lievi criticità. Danni sono stati segnalati nella chiesa di Santa Maria Assunta e sulla torre adiacente, su cui sono state realizzate opere di messa in sicurezza (Foto 29) ed è stato registrato un crollo. Come detto in precedenza, misurazioni H/V effettuate nel castello (043006P411HVSR412) su substrato sub-affiorante hanno mostrato un segnale abbastanza piatto nel range 0,25–50 Hz, compatibilmente a quanto atteso; pertanto l'area viene considerata stabile, almeno dal punto di vista stratigrafico. Dal punto di vista topografico, il borgo insiste su una cresta che presenta pendenze prossime a 15°.

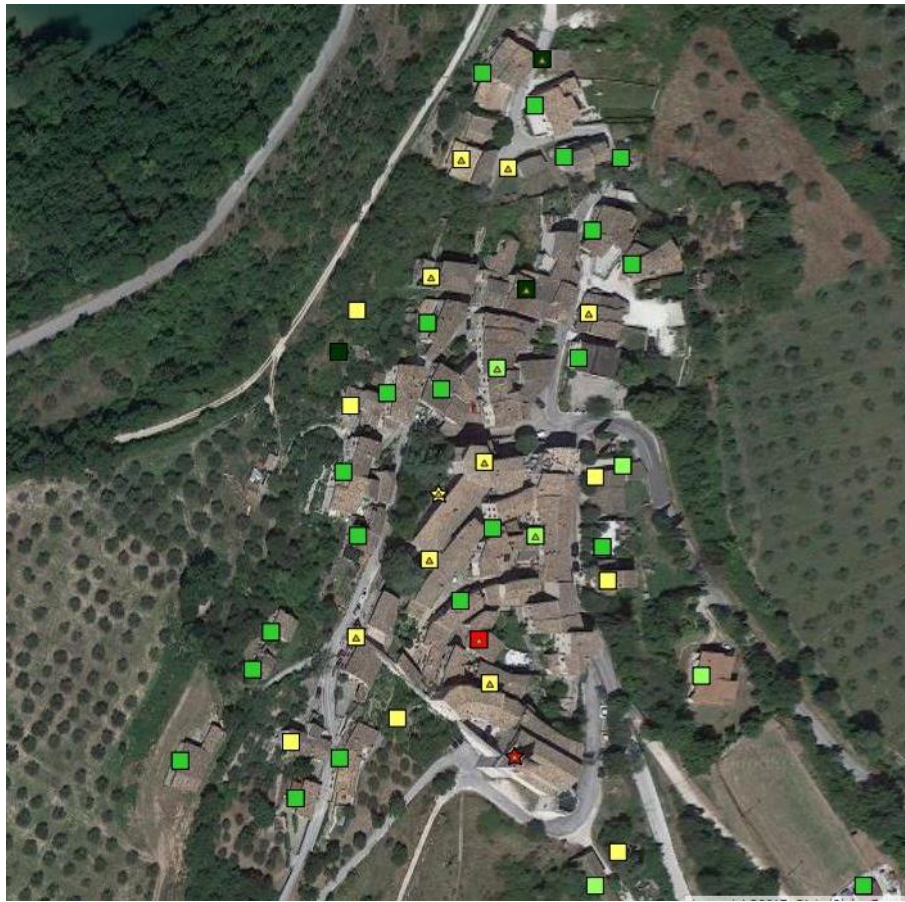


Figura 48 – Distribuzione del danno attraverso l'esito del sopralluogo dei VVF nel centro abitato di Pievefava.



Foto 29 – Chiesa di Santa Maria Assunta a Pievefava e torre campanaria dopo la messa in sicurezza.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



9.5 Castiglione e Servelle

Castiglione e Servelle, diversamente da Pievefavera, dopo l'evento sismico del 30 ottobre hanno presentato diverse criticità significative e lesioni sugli edifici di culto (Figura 49). La situazione geologica vede entrambi i nuclei insistere su detrito di versante ghiaioso-limoso (GM), poggiante su substrato marnoso (Zona 1). Tale condizione vede la generazione di un contrasto di impedenza importante, ben visibile anche dalle indagini H/V effettuate (043006P412HVSR413-043006P413HVSR414). L'incidenza topografica è significativa a Castiglione, con pendenze intorno a 25°, più regolare invece a Servelle.



Figura 49 – Distribuzione del danno attraverso l'esito del sopralluogo dei VVF negli abitati di Castiglione e Servelle.

9.6 Croce

A Croce (castello) sono state segnalate molte situazioni critiche e criticità significative (Figura 50). Danni anche alla chiesa di Santa Croce dove, nel 2003, erano stati terminati i lavori di restauro e ripresa a scuci-cuci delle lesioni presenti nell'abside. Dal punto di vista geologico metà dell'abitato insiste sulla Zona 1, i cui effetti "letali" nei confronti delle costruzioni più o meno vulnerabili, costruiti in muratura si sono visti in precedenza e, l'altra metà, sul substrato fratturato tettonicamente della Scaglia cinerea appenninica. Non si hanno a disposizione né sondaggi geognostici e né indagini geofisiche ma sicuramente si ha a che fare con contrasti di impedenza significativi in entrambi i contesti.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Dal punto di vista morfologico, si hanno le condizioni per il verificarsi di effetti di amplificazione topografica, dato che l'abitato è sviluppato sia su un cocuzzolo e sia su un versante avente pendenza di circa 25°.



Figura 50 – Distribuzione del danno attraverso l'esito del sopralluogo dei VVF nel nucleo abitato di Croce.

9.7 Vestignano

Vestignano (castello), nel complesso ha mostrato una risposta sismica migliore rispetto a Croce con qualche criticità significativa ma anche situazioni ripristinabili nell'immediato, compresa la chiesa dei Santi Martino e Giorgio (Figura 51). Dal punto di vista geologico e delle M.O.P.S. si hanno almeno tre zone, tutte suscettibili di amplificazione: un substrato fratturato tettonicamente associabile alla Scaglia cinerea, del detrito di versante (Zona 2) e dei depositi eluvio-colluviali (Zona 3). Non si hanno sondaggi geognostici reperiti ed una misura H/V effettuata ha mostrato un picco con $f_0 = 20,814$ (043006P416HVS417). L'amplificazione topografica ha sicuramente mostrato i propri effetti, dato che l'abitato si sviluppa su una cresta con pendenze fino a 26-27°.

Al di fuori delle mura del castello, risulta molto lesionato il nucleo di abitazioni posto intorno alla chiesetta di San Pietro, con un'abitazione coinvolta da crollo: nella M.O.P.S. si evidenzia come l'area insista su una zona di attenzione per instabilità per frana (Zona 2) che, per di più, generalmente mostra un importante contrasto di impedenza tra il detrito ghiaioso e il substrato marnoso-calcareo.



Figura 51 – Distribuzione del danno attraverso l'esito del sopralluogo dei VVF nel nucleo abitato di Vestignano (castello).



Figura 52 – Distribuzione del danno attraverso l'esito del sopralluogo dei VVF nel nucleo abitato prossimo alla chiesetta di San Pietro a Vestignano.

9.8 Caldarola

L'abitato di Caldarola è stato profondamente segnato dai sismi del 26 e del 30 ottobre 2016 tant'è che il centro storico è tutt'ora zona rossa (Figure 53 e 54). Significativamente danneggiati il Monastero di Santa Caterina (danneggiato profondamente anche nel 1799 e nel 1997), il cassero, la torre e la fornace, tutti in parte crollati; danni al castello Pallotta, alla Chiesa dei Santi Gregorio e Valentino (oggetto di interventi di restauro dopo il 1997, localizzati nella cappella dipinta dal Mussini e nella parete che contiene il monumento funebre di Ludovico Clodio), al palazzo dei conti Pallotta (sede comunale), alle chiese di San Martino e al Santuario di Santa Maria del Monte (danneggiati gravemente anche nel 1799, nel 1936 e nel 1997) e a gran parte delle abitazioni ubicate lungo le vie ortogonali a Piazza Vittorio Emanuele II e lungo via Durante, via Mazzini, corso Roma, via Lungara del Rio e via Lago, con episodi di crolli.



Figura 53 – Distribuzione del danno attraverso l'esito del sopralluogo dei VVF nel centro storico di Caldarola.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Indagini H/V mostrano un notevole contrasto di impedenza nel piazzale antistante il Monastero (*043006P394HVSR395*) indicato nella M.O.P.S. come Zona 9 (30 m di depositi prevalentemente sabbioso-limosi su substrato marnoso-argilloso). Nella parte restante del centro storico, la realizzazione di misure H/V è stata resa difficoltosa per via della zona rossa, della pavimentazione sconnessa, dei sottoservizi e del traffico veicolare canalizzato in via Pallotta e Piazza Vittorio Emanuele II che non ha permesso l'effettuazione di misurazioni attendibili. Anche se l'area rientra complessivamente nella Zona 6 della M.O.P.S., sicuramente si avranno contrasti di impedenza legati alla presenza di terreni di riporto oppure a importanti livelli limosi: un ruolo chiave sarà riservato alle indagini che occorreranno nei livelli successivi di Microzonazione Sismica. Nell'insieme, date pendenze inferiori a 15°, non viene data particolare importanza a fenomeni di amplificazione topografica.

Al di fuori del centro abitato, quindi dalla zona rossa che è stata delineata la mattina del 30/10/2016, i danni maggiori si sono avuti lungo viale Umberto I con interessamento delle scuole, lungo via Ludovico Clodio (forte contrasto di impedenza) e San Rocco. Situazioni critiche anche in via Piandassalto e viale Loreto. L'area, morfologicamente sub-pianeggiante e costituita fino a 40 m da depositi ghiaioso-sabbiosi, tranne che nella sopracitata via Clodio, ha mostrato un segnale H/V praticamente quasi piatto, anche nei pressi di edifici fortemente danneggiati, in particolare le scuole, su cui si è stata condotta un'analisi approfondita di risposta sismica locale dallo studio Geco srl, Servizi Geologici & Indagini Sismiche per lo studio associato Geoequipe: lo spettro ricavato dalla RSL (sia elastico che normalizzato) è risultato al di sopra dello spettro di normativa (Figura 55) con una funzione di trasferimento da cui emerge una frequenza caratteristica del deposito pari a 19,40 Hz (Figura 56).

Danni inoltre sono stati concentrati nella porzione occidentale del Capoluogo, tra via Giacomo Matteotti, via Annibal Caro e via Alessandro Grifi: qui la situazione geologica è differente in quanto si hanno depositi limoso-argillosi, per uno spessore fino a 10 m, al di sopra delle ghiaie addensate. L'indagine H/V (*043006P405HVSR406*) ha mostrato un discreto contrasto di impedenza con $f_0 = 7,05$ Hz che ha costretto a circoscrivere l'area in una nuova M.O.P.S. denominata Zona 7.

Indenne la zona industriale e artigianale di via Aldo Buscalferri e di via Martiri di Montalto, senza particolari danni alle attività produttive.

Data la morfologia sub-pianeggiante, sono esclusi fenomeni legati ad amplificazione di tipo topografico

Dott. Geol. Mauro Cataldi





Figura 54 – Distribuzione del danno attraverso l'esito del sopralluogo dei VVF fuori dal centro storico di Caldarola.

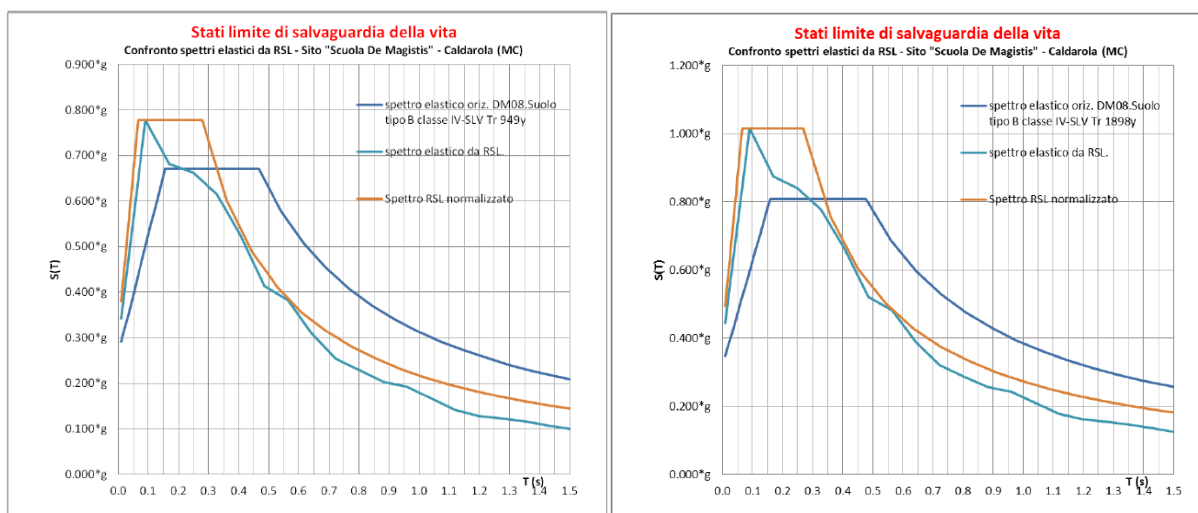


Figura 55 – Confronto fra gli spettri elastici di sito da RSL e di normativa NTC08 per suolo di tipo B classe IV SLV. A Sinistra, TR 949 y; a destra, 1898 y. Fonte: “Analisi di Risposta Sismica Locale (RSL) eseguita per il sito di sedime della scuola primaria e dell’infanzia “Simone de Magistris” di Caldarola (MC)”.

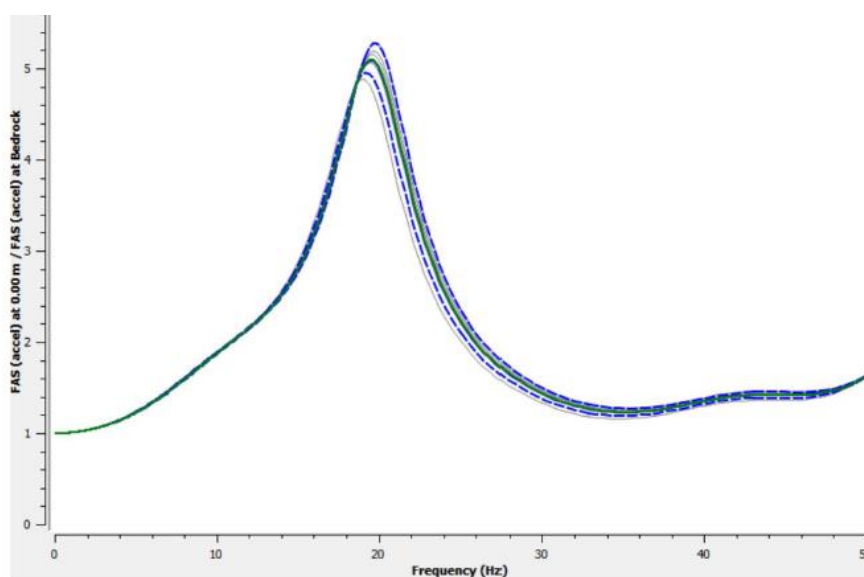


Figura 56 – Funzione di trasferimento da suolo rigido a superficie. Fonte: “Analisi di Risposta Sismica Locale (RSL) eseguita per il sito di sedime della scuola primaria e dell’infanzia “Simone de Magistris” di Caldarola (MC)”.

Infine, per quanto riguarda borgo Piandebussi (Figura 57), anche qui è stato necessario ricorrere alla perimetrazione della zona rossa, in quanto diversi edifici, compresa la chiesa di Santa Maria delle Grazie, hanno subito gravi danneggiamenti. Una misura H/V (043006P406HVSR407) ha fornito modesto picco a $f_0 = 4,57$ Hz. Gran parte degli edifici, comunque, sono in muratura e particolarmente vulnerabili.

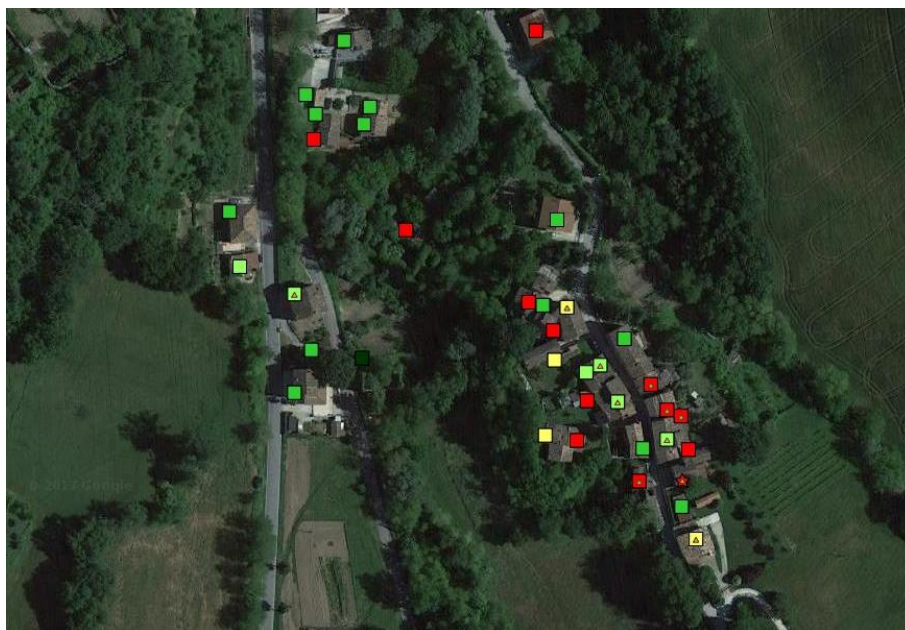


Figura 57 – Distribuzione del danno attraverso l'esito del sopralluogo dei VVF nel borgo Piandebussi.

10. Bibliografia

- AA. VV. (1998), *Rapporto conclusivo sulla valutazione degli effetti di amplificazione dinamica locale delle località campione più danneggiate dalla sequenza di terremoti dell'Umbria – marche 1997 – 1998*. CNR/GNDT – IRRS, SSN, a cura di F. Pergalani e R. Romeo, p.p. 40.
- AA. VV. (1999), *La microzonazione sismica di Fabriano*. CNR – GNDT – Regione Marche – SSN, a cura di A. Marcellini e P. Tiberi, p.p. 291.
- Albarello D. (2011), *Indagini geofisiche di superficie a supporto della ricostruzione del modello geologico*.
- Albarello D. (2013), *I dati di rumore ambientale per la MS di Livello I*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma, 22-23 maggio 2013.
- Albarello D. (2013), *La risposta sismica locale*. Seminario ODG – Fermo, 11 ottobre 2013.
- Albarello D. (2013), *Misure di rumore ambientale*. Corso di microzonazione sismica e valutazione della risposta sismica locale per la ricostruzione post-terremoto.
- Albarello D. (2013), *Sismica passiva con tecniche a stazione singola e antenna*. Seminario ODG – Fermo, 11 ottobre 2013.

AMRA S.c. a r.l. Sezione Early Warning e Rischio Sismico (2008), *Indirizzi per studi di microzonazione sismica*. A cura di Filippo Vinale.

Antonini G., et alii (1993), *Carta inventario dei movimenti franosi della Regione Marche ed aree limitrofe (scala 1: 100.000)*. CNR – IRPI Perugia, CNR – GNDICI. Pubbl. CNDICI n. 580.

Associazione Geotecnica Italiana (1977), *Raccomandazioni sulla programmazione ed esecuzione delle indagini geotecniche*.

Atti del *Corso di formazione con partecipazione obbligatoria sulle specifiche tecniche di MS per i professionisti incaricati e loro collaboratori*. OCDPC 293/2015 – Effettuazione delle indagini di microzonazione sismica (MZS) e analisi delle condizioni limite per l'emergenza. Ancona, gennaio 2017.

Barchi M., et alii (1988), *Sezioni geologiche bilanciate attraverso il sistema a pieghe umbro-marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., 107: 109–130.

Barchi M., Galadini F., Lavecchia G., Messina P., M. Michetti A., Peruzza L., Pizzi A., Tondi E., Vittori E. (A cura di), *Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia Centrale: parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica*.

Basili, R., Bosi, V., Galadini, F., Galli, P., Meghraoui, M., Messina, P., Moro, M., Sposato, A. (1998) – *The Colfiorito earthquake sequence of September–October 1997: surface breaks and seismotectonic implications for the Central Apennines*. Journal of Earthquake Engineering 2, 291–302.

Basili R., G. Valensise, P. Vannoli, P. Burrato, U. Fracassi, S. Mariano, M.M. Tiberti, E. Boschi (2008), *The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology*. Tectonophysics, doi:10.1016/j.tecto.2007.04.014

Boni C., et alii (1986), *Schema idrogeologico dell'Italia Centrale*. Mem. Soc. Geol. It., 35: 991–1012.

Calamita C., Coltorti M., Piccinini D., Pierantoni P.P., Pizzi A., Ripepe M., Scisciani V. & Turco E. (2000), *Quaternary faults and seismicity in the Umbro–Marchean Apennines (Central Italy): evidence from the 1997 Colfiorito earthquake*. J. Geodyn., 29: 245–264.

Calamita C., Coltorti M., Pierantoni P.P., Pizzi A., Farabollini P., (1994), *Le faglie normali quaternarie e la sismicità nella dorsale appenninica umbro-marchigiana: l'area di Colfiorito*. Studi Geol. Camerti, 14.

Calamita F., Pizzi A., Scisciani V., De Girolamo C., Coltorti M., Pieruccini P., Turco E., *Caratterizzazione delle faglie quaternarie nella dorsale appenninica umbro-marchigiano-abruzzese*.

Cantalamesa G. ed altri, *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori"... Il Bacino della Laga*. Studi Geologici Camerti, VII.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



- Casadio M., Elmi C. (1999), *Il Manuale del Geologo*. Pitagora Editrice Libri.
- Castellaro S. (2008), *L'uso dei microtremiti per la valutazione della risposta di sito*. Monitoraggio dinamico per la valutazione della sicurezza sismica di ponti.
- Centamore E. (1986), *Carta Geologica delle Marche (scala 1: 250.000)*. Litografia Artistica Cartografica – Firenze.
- Cetraro F. (2007), *Ingegneria geotecnica e geologia applicata*. EPC Libri.
- Cetraro F. (2008), *Indagini geofisiche del suolo*. EPC Libri.
- Commissione tecnica per la microzonazione sismica (articolo 5, comma 7 dell'OPCM 13 novembre 2010, n. 3907), *Standard di rappresentazione ed archiviazione informatica. Microzonazione sismica. Versione 4.0b*. Roma, ottobre 2015.
- Dal Moro G. (2012), *Acquisizione e analisi di dati secondo tecniche MASW e HVSR*. Dario Flaccovio Editore.
- De Ferrari R., *Approccio multidisciplinare per studi di microzonazione sismica: il caso di Coreglia Antemini, Provincia di Lucca*. Dip.Te.Ris – Università di Genova.
- Deliberazione di Consiglio Regionale del 21.01.2004 n. 116, *Piano stralcio di bacino per l'Assetto Idrogeologico (P.A.I.)*. Supplemento n. 5 BUR Marche n. 15 del 13.02.2004.
- Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Camerino (1986), *La geologia delle Marche*. Numero speciale in occasione del 73° Congresso della Società Geologica Italiana – Roma 30 settembre – 4 ottobre 1986.
- DISS Working Group (2015). *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.0: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.2.0.
- Galadini F., Meletti C., Vittori E., *Stato delle conoscenze sulle faglie attive in Italia: elementi geologici di superficie*. Risultati del progetto 5.1.2 "Inventario delle faglie attive e dei terremoti ad esse associabili".
- Galadini F., Messina P., Sposato A., *Tettonica quaternaria nell'Appennino centrale e caratterizzazione dell'attività di faglie nel Pleistocene superiore-Olocene*.
- 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.
- Gruppo di Lavoro MS-AQ (2010), *Microzonazione sismica per la ricostruzione dell'area aquilana*. Regione Abruzzo – Dipartimento della Protezione Civile, L'Aquila, 3 vol. e Cd-rom.

Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti (1990), *Zonazione e riclassificazione sismica. Atti del Convegno*. Pisa, 25–27 giugno 1990. Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Lanzo G., Silvestri F. (1999), *Risposta sismica locale. Teoria ed esperienze*. Hevelius Edizioni

Meletti C., Valensise G. (2004), *Zonazione sismogenetica ZS9 – App.2 al Rapporto Conclusivo*. Gruppo di Lavoro per la redazione della mappa di pericolosità sismica (Ordinanza PCM 20.03.03 n. 3274). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

Moretti A. (1969), *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia (alla scala 1: 100.000)*. Foglio 124 Macerata.

Mucciarelli M. (2009), *Norme vs. prassi, teoria vs. realtà: alcuni esempi dalla microzonazione in Abruzzo*.

Mucciarelli M. (a cura di), *Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici. Studi teorici ed applicazioni professionali*.

Nori L., Di Marcantonio P. (2014), *Manuale pratico di risposta sismica locale. Dal sismogramma allo spettro di progetto con REXEL e STRATA*. EPC Editore

Presidenza del Consiglio dei Ministri, Dipartimento della protezione civile, Ufficio rischio sismico e vulcanico (2012), *Classificazione sismica al 2012 Recepimento da parte delle Regioni e delle Province autonome dell'Ordinanza PCM 20 marzo 2003, n. 3274*.

Rapporto di sintesi sul terremoto in centro Italia MW 6.5 del 30 ottobre 2016

Pivetta U. (2008), *Indagine geofisica mediante tecnica dei rapporti spettrali o hvsr*.

Regione Marche (1991), *L'Ambiente Fisico delle Marche. Geologia, Geomorfologia, Idrogeologia*. SELCA srl – Firenze.

Regione Marche – Ufficio Urbanistica e Cartografia (1999–2001), *Carta geologica regionale (scala 1: 10.000)*. Progetto CARG.

Roccaforte F., Cucinotta C. (2015), *Stima dei parametri geotecnici in geofisica applicata*. Dario Flaccovio Editore.

Rovida A., Camassi R., Gasperini P., Stucchi M. (2011), *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani – versione CPTI11*.

SARA electronic instruments s.r.l. (2009–2013), *Guida all'uso di Geopsy per elaborazioni HVSR e MASW*.

SESAME European research project WP12 – Deliverable D23.12, Guidelines for the implementation of the h/v spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation.

Dott. Geol. Mauro Cataldi



Spallarossa D, Barani S. (2007), Deliverable D14 – *Disaggregazione della pericolosità sismica in termini di M-R-ε*. Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università di Genova.

Supplemento alla rivista Ingegneria sismica Anno XXVIII – n. 2 (2011)

Tondi E. (2000), Geological analysis and seismic hazard in the Central Apennines (Italy). Journal of Geodynamics 29 (2000) 517–533.

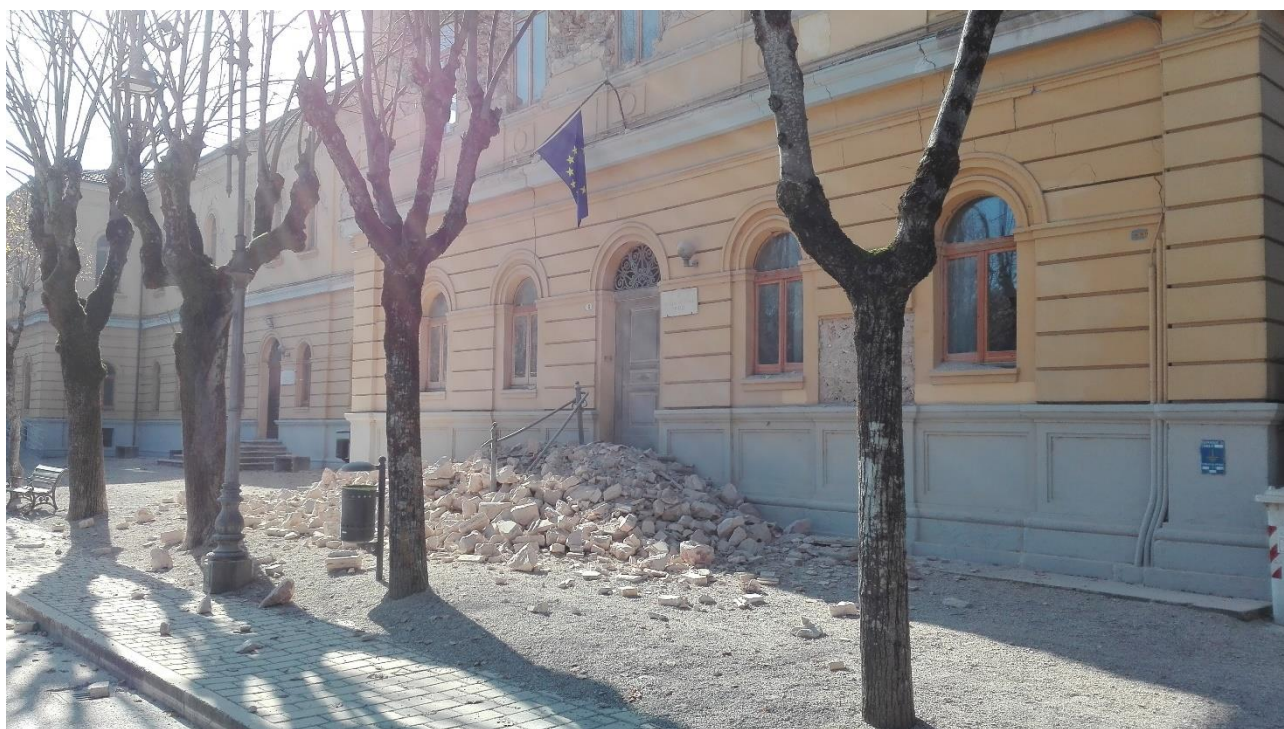
Tondi E., Cello G. (2003), *Spatiotemporal evolution of the Central Apennines fault system (Italy)*. Journal of Geodynamics 36 (2003) 113–128.

Tondi E., Cello G., Mazzoli S. (1997), Strutture sismogenetiche in Appennino centrale: potenziale sismico, analisi frattale e processi di crescita. Il Quaternario, 10(2), 1997, 411–416.

Wiłum Z. e Starzewski K. (1972), *Soil mechanics in foundation engineering*.

11. Allegati

- Carta delle indagini (*Scala 1: 5.000*) Capoluogo Nord – Pievefavera
- Carta delle indagini (*Scala 1: 5.000*) Capoluogo Sud – Croce – Vestignano
- Carta delle indagini (*Scala 1: 5.000*) Bistocco – Valcimarra
- Carta geologico–tecnica (*Scala 1: 5.000*) Capoluogo Nord – Pievefavera
- Carta geologico–tecnica (*Scala 1: 5.000*) Capoluogo Sud – Croce – Vestignano
- Carta geologico–tecnica (*Scala 1: 5.000*) Bistocco – Valcimarra
- Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (*Scala 1: 5.000*) Capoluogo Nord – Pievefavera
- Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (*Scala 1: 5.000*) Sud – Croce – Vestignano
- Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (*Scala 1: 5.000*) Bistocco – Valcimarra
- Sezioni geologiche rappresentative (*Scala 1: 5.000*)



Scuola primaria e dell'infanzia "Simone de Magistris", 30 ottobre 2016