



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

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione illustrativa

Regione Veneto

Comune di Castelnuovo del Garda



Regione	Soggetto realizzatore	Data

1. INTRODUZIONE	3
1.1. Premessa.....	3
1.2. Inquadramento geografico	4
1.3. Inquadramento topografico	6
2. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITA' E DEGLI EVENTI.....	8
2.1. Caratteri geologico strutturali	8
2.2. Sismicità storica dell'area	15
3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO – GEOMORFOLOGICO.....	18
3.1. Inquadramento geologico	18
3.2. Inquadramento geomorfologico.....	20
3.3. Descrizione della carta geologico-tecnica.....	21
3.3.1. Depositi sciolti quaternari	22
3.3.2. Elementi geomorfologici.....	24
3.3.3. Elementi tettonico strutturali.....	24
4. LA CARTA DELLE INDAGINI	25
4.1. Indagini pregresse e le nuove indagini	25
5. MODELLO DEL SOTTOSUOLO	28
5.1. Premessa.....	28
5.2. Analisi delle onde di superficie con tecnica “MASW”	28
5.2.1. Generalità sulle onde di superficie e la tecnica attiva	28
5.2.2. Operazioni di campagna ed Elaborazione dati.....	30
5.3. Analisi del rumore sismico ambientale (tecnica HVSR).....	31
5.4. Risultati ottenuti con l'indagine geosismica.....	34
5.4.1. Sandra - Volperara	35

5.4.2.	Castelnuovo del Garda	36
5.4.3.	Cavalcaselle.....	36
5.4.4.	Settore occidentale del Comune.....	36
5.4.5.	Settore meridionale del Comune	37
6.	DESCRIZIONE DELLA CARTA DELLE MOPS	38
6.1.	Premessa.....	38
6.2.	Definizione profili tipo	38
6.3.	Descrizione delle frazioni principali	39
6.3.1.	Sandrà.....	39
6.3.2.	Castelnuovo del Garda	39
6.3.3.	Cavalcaselle.....	40
7.	BIBLIOGRAFIA	41

1. INTRODUZIONE

1.1. Premessa

Su incarico del Comune di Castelnuovo del Garda, è stata affidata alla scrivente la predisposizione degli elaborati relativi alla microzonazione sismica di primo livello di alcune aree del territorio comunale. In accordo con l'Amministrazione, sono state interessate da microzonazione le aree che corrispondono ai centri urbani di maggiore importanza del territorio comunale e all'interno delle quali potrebbe svilupparsi un'eventuale trasformazione urbanistica, prevista nell'ambito degli strumenti di pianificazione territoriale.

L'elaborazione dello studio ha seguito le direttive e le specifiche emanate dagli organi competenti per questa tipologia di indagini:

- *“Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica”* – Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento della Protezione Civile - Anno 2008.
- *“Standard di rappresentazione e archiviazione informatica - Specifiche tecniche per la redazione in ambiente GIS degli elaborati cartografici della microzonazione sismica”* Ver 3.0 Ottobre 2013 - Commissione Tecnica per il monitoraggio degli studi di Microzonazione Sismica.

Lo studio, oltre alla raccolta delle indagini pregresse, ha previsto la realizzazione di nuove indagini geofisiche che hanno permesso di meglio caratterizzare i terreni nei confronti dei parametri più importanti dal punto di vista sismico. Le attività di indagini geofisiche in campagna e le interpretazioni dei dati sono state effettuate dal Geol. Francesco Marinoni che vanta una considerevole esperienza nel campo specifico e che ha partecipato in modo fondamentale alla stesura del presente studio. Complessivamente sono state effettuate 40 nuove indagini HVSR e 20 MASW che hanno permesso di integrare in modo consistente la disponibilità dei dati.

Come è noto, il livello 1 di Microzonazione Sismica (MS) è propedeutico e necessario per la redazione dei successivi studi di livello 2 e 3. Trattandosi di uno studio "preliminare", incentrato soprattutto sulla raccolta e analisi dei dati esistenti, contiene dei limiti intrinseci, tra i quali, per il caso specifico, si segnalano:

- disomogenea distribuzione areale dei punti di indagine;
- informazioni litostratigrafiche relative a sondaggi e prove, molto diverse, in relazione alla qualità del dato, profondità della prova ecc.;
- assenza di indicazioni relative alla natura e profondità del substrato;

Di conseguenza, va sempre considerato il valore qualitativo di questo studio, che porta alla definizione di aree omogenee come risposta alle sollecitazioni sismiche, utile, quindi per indirizzare la pianificazione territoriale e orientare i successivi livelli di MS.

1.2. Inquadramento geografico

Il Comune di Castelnuovo del Garda, appartenente alla Provincia di Verona, è situato lungo la sponda orientale del lago di Garda al confine della Regione Veneto con la Lombardia all'interno delle cerchie moreniche che delimitano verso sud-est il lago stesso. (Figura 1)



Figura 1: Ubicazione del Comune di Castelnuovo del Garda

Il territorio comunale si estende, per complessivi 29,6 kmq circa (escludendo la parte del comune che interessa il lago di Garda), su aree caratterizzate dalla presenza delle morene deposte dal ghiacciaio benacense nel corso delle diverse fasi glaciali quaternarie e che conferiscono alla conformazione morfologica costituita da blande e basse aree collinari separate da ampie e piatte valli di scaricatori glaciali.

Si tratta quindi in genere di un territorio con modeste variazioni di quota e ed energia del rilievo molto modesta ove si interpongono alcuni terrazzi morfologici derivanti per la maggior parte dei casi da fenomeni erosivi fluviali oramai fossili.

Il Comune confina con i territori contermini di:

- Lazise
- Bussolengo
- Sona
- Valeggio sul Mincio
- Peschiera del Garda

In corrispondenza del lago di Garda il Comune confina inoltre con la Provincia di Brescia

Il territorio comunale risulta interessato dalle seguenti sezioni in scala 1:10.000 della CTRN della Regione del Veneto:

- 122120 Sirmione;
- 123090 Colà;
- 123100 Pastrengo;
- 123130 Peschiera del Garda;
- 123140 Castelnuovo del Garda;

Mentre gli elementi interessati in scala 1:5.000 sono i seguenti:

- 123104 Donzella
- 123101 Pastrengo
- 122122 Maraschina
- 123093 Bergamini
- 123092 Pacengo
- 1230103 Sandra
- 123102 Palazzolo
- 123134 Peschiera del Garda
- 123131 Cavalcaselle
- 123144 Castelnuovo del Garda
- 123141 Bosco
- 123132 Salionze
- 123143 Oliosì

La cartografia IGMI in scala 1:25.000 interessata è rappresentata dalle sezioni

- 48 III NE Peschiera del Garda;
- 48 II NO Castelnuovo del Garda;
- 48 II SO Valeggio sul Mincio;

1.3. Inquadramento topografico

Come accennato precedentemente l'altimetria naturale presenta modeste variazioni, poiché si passa dalle zone più depresse che si affacciano sul lago di Garda, che corrispondono ad una quota di ca. 65 m s.l.m., sino alla elevazione maggiore rappresentata dal dosso morenico su cui sorge la frazione di Sandrà dove si raggiunge una quota di ca. 160 m s.l.m.. In tutto il territorio comunale quindi si assiste ad una differenza di quota massima pari a circa 100 metri complessivi confermando la bassa energia morfologica e la conformazione collinare del territorio

Nell'immagine seguente viene riportata l'altimetria del territorio, ricostruita in modello sulla base dei file disponibili sul sito della Regione Veneto¹ e restituita su base DEM (Figura 2). Dall'analisi della figura emergono con particolare evidenza le cerchie moreniche e le elevazioni maggiori che si dispongono nel settore nord-orientale del territorio comunale, si possono poi notare le due principali incisioni vallive che solcano il territorio e che sono percorse dal Rio Bisaola e dal fiume Tione. L'alveo del fiume Mincio, emissario del lago di Garda, si dispone lungo il confine sud-occidentale del Comune e interessa in modo marginale il territorio di quest'ultimo.

¹ (<http://idt.regione.veneto.it/app/metacatalog/index?deflevel=165>)

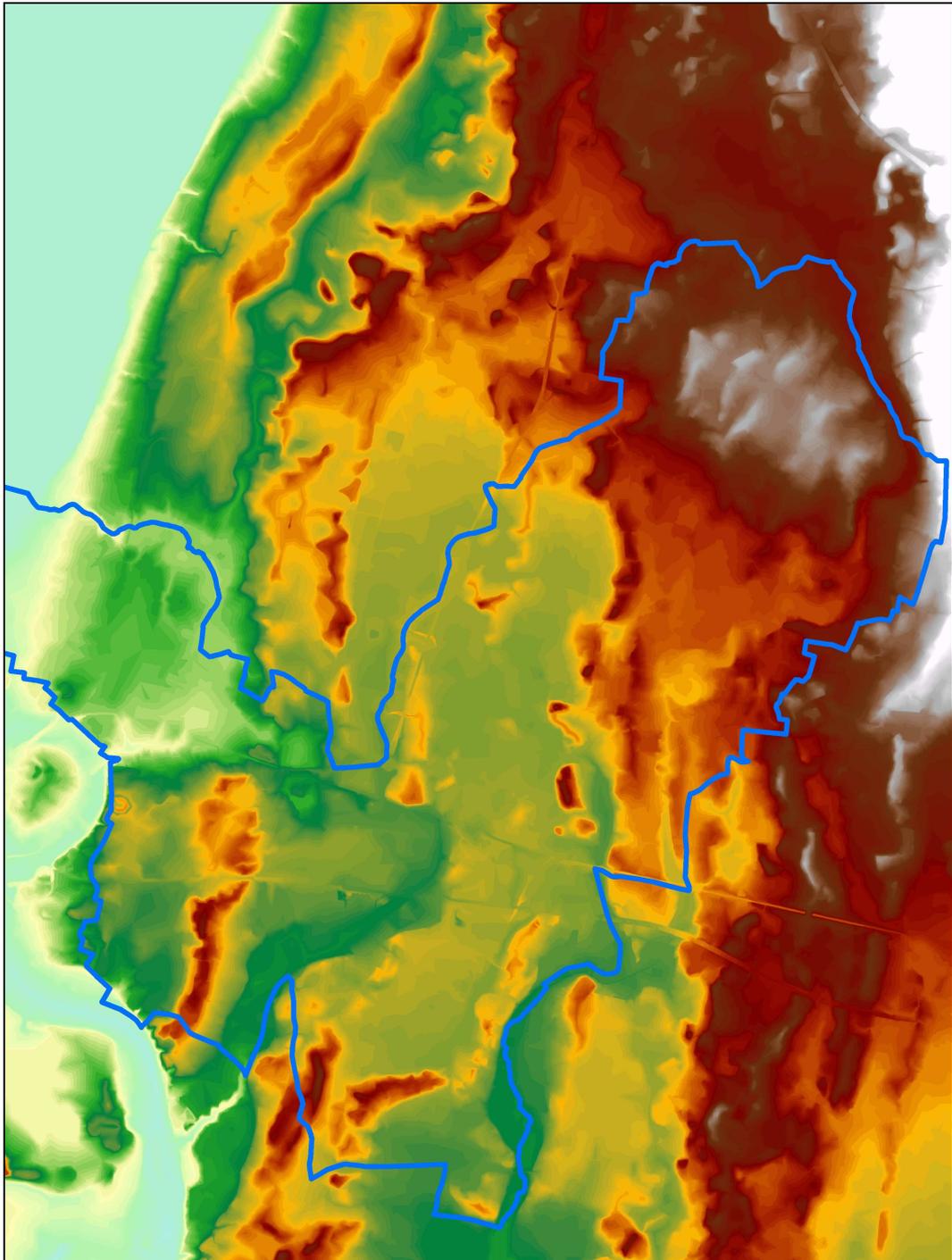


Figura 2: ricostruzione con DEM a 5 metri del territorio comunale

2. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITA' E DEGLI EVENTI

2.1. Caratteri geologico strutturali

Le note di carattere generale riportate di seguito, sono tratte da ricerche bibliografiche e fanno riferimento principalmente al lavoro di M. Segan e L. Peruzza : "Distretti sismici del Veneto" (dicembre 2011) oltre che alle altre pubblicazioni citate in bibliografia.

Il settore orientale delle Alpi Meridionali, all'interno del quale è compresa la Regione Veneto, è la zona con sismicità più accentuata dell'intera catena alpina: tale situazione è da imputarsi alle caratteristiche geodinamiche dell'area, interessata, anche adesso, da un processo di raccorciamento. Infatti, dal Cretaceo in poi, la convergenza tra le placca Europea e la placca Adriatica, strutturalmente continua con la placca Africana, provoca la collisione alpina i cui effetti perdurano fino ad oggi.

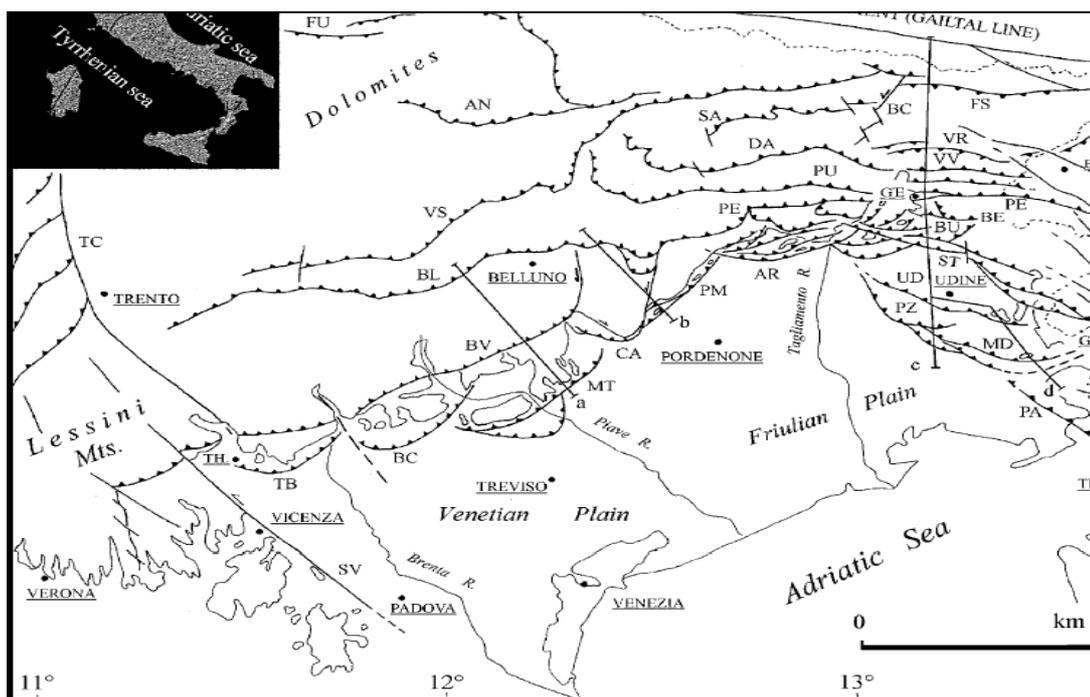


Figura 4: Modello strutturale dell'Italia nord-orientale che riporta i principali sovrascorrimenti della catena sudalpina orientale (da Galadini et al. [2005]).

Le Alpi Meridionali Orientali, situate sull'estremità nord-orientale della microplacca Adriatica, sono una catena a pieghe e sovrascorrimenti sud-vergenti (Figura 4). La loro architettura è il risultato di due principali fasi compressive del Terziario: la fase meso-alpina (Paleogene) e la fase neo-alpina (Neogene-Quaternario). Quest'ultima è responsabile di buona parte del sollevamento delle

montagne venete, con formazione di sovrascorrimenti S-SE vergenti. Le deformazioni compressive del Messiniano-Pliocene hanno generato pieghe e sovrascorrimenti disposti NE-SO (Flessura Pedemontana, anticlinale di rampa frontale del sovrascorrimento Bassano-Valdobbiadene) e riattivato il sistema trascorrente Schio-Vicenza.

Nella pubblicazione di Sukan e Peruzza, il territorio veneto è diviso in 9 distretti sismici (Figura 5): il Comune di Castelnuovo del Garda ricade nel “**Distretto Lessini-Schio: L**” dei quali vengono riassunti di seguito i lineamenti principali.

Distretto Lessini - Schio

Questa regione si estende dai fronti di accavallamento più esterni del sistema delle Giudicarie Meridionali ad ovest, fino alla Flessura Pedemontana ad est, e comprende i Monti Lessini, la fascia della Linea Schio-Vicenza, e i rilievi dei Monti Berici e dei Colli Euganei. La transizione dal dominio pede-alpino a quello pedeappenninico avviene nella pianura padana; il limite meridionale del poligono è stato tracciato in modo arbitrario laddove la sismicità nota risulta minima.

Il distretto dei Lessini è una zona potenzialmente interessata da due forti eventi medioevali, e alcuni eventi che hanno superato la soglia del danno ($I_0=VI$ MCS), ben documentati nel Rinascimento e dalla fine dell'Ottocento (Figura 12).

In quest'area ricadono graficamente gli epicentri derivati da informazioni macrosismiche, dei disastrosi eventi di Verona del 3 gennaio 1117 ($MW=6,49$, $I_0=IX-X$ MCS) e del Basso Bresciano del 25 dicembre 1222 ($MW=6,05$, $I_0=VIII-IX$ MCS). Nonostante accurate ricerche (vedi ad es. Galadini et al., 2001b; Galli, 2005; Stucchi et al., 2008), l'evento del 1117 rimane in Pianura Padana uno dei casi più problematici, poiché sia la localizzazione, sia la stima degli effetti è molto incerta. Guidoboni et al. (2005) posizionano l'epicentro nel Veronese, a sud dei Monti Lessini, mentre Galadini et al. (2005), sulla base di recenti studi geologici, paleosismologici e storici, associano l'evento alla sorgente sismogenica denominata Thiene-Bassano, posta ad est del distretto dei Lessini. Per il terremoto del 1222, già menzionato nel distretto Giudicarie, le ipotesi più recenti lo attribuiscono a strutture sepolte nelle Prealpi Bresciane (Livio et al., 2008, 2009).

Due eventi minori (1691, 1756), localizzati in prossimità di Padova, sono stati recentemente cancellati da Molin et al. (2008) e la revisione ha portato alla riparametrizzazione di altri 4 eventi (1815, 1895, 1936, e 1968 indicati con sovrassegno 'MOD' in Figura 12), il più recente dei quali con la rilocalizzazione in Val Lagarina si posiziona ora sul confine, nell'adiacente distretto G.

Negli ultimi due secoli, l'evento del 7 giugno 1891, localizzato nella Valle d'Illasi, ha causato forti danni ($I_0=VIII-IX$ MCS, $MW=5,71$) in prossimità dell'epicentro, e ha fatto registrare effetti al di sopra della soglia del danno in gran parte della Lessinia. Da notare che pochi giorni dopo, il 15 giugno, sono ben documentati anche gli effetti di un evento riferito a Peschiera ($I_0=VI$, $MW=4,83$); analoghe attivazioni ravvicinate nel tempo e nello spazio sono avvenute nel 1895 (12 ottobre, Malcesine in distretto G, 2 novembre, Valle d'Illasi, distretto L). Sempre nella Valle d'Illasi sono stati localizzati altri tre eventi che hanno raggiunto o superato la soglia del danno, (9 agosto 1892 $MW=5,17$; 9 febbraio 1894 $MW=5,17$; 15 marzo 1908 $MW=5,01$). Anche l'area di Recoaro-

Pasubio è stata interessata da eventi in epoca storica (ad es. IO=V-VI avvenuto il 27 gennaio 1897), e strumentale (massimo evento registrato avvenuto il 13 settembre 1989, IO=VI, MW=4,96; MAG=4,7).

Molto dibattuto, e pertanto non inserito in catalogo, il già citato evento del 1046 [“Valle Tridentina” secondo Stucchi et al. (2008)] i cui effetti massimi vengono riferiti all’area di Rovereto (Guidoboni et al., 2005). Ulteriori evidenze archeosismologiche e paleosismologiche riguardano il tratto più settentrionale della valle dell’Adige [III sec. d. C.; 2200-2600 a. C.; (Galadini e Galli, 1999)].

La sismicità registrata strumentalmente dal 1977 al 2010 presenta un solo evento rilevante e si concentra nella regione montuosa entro i 20-25 km di profondità. Il 29 ottobre 2011 un terremoto (ML=4,4, MW=4) nella zona di Ala-Avio ha dato inizio ad una sequenza di piccoli eventi ancora in corso durante la revisione finale di questo articolo. In epoca strumentale il terremoto più forte si è verificato il 13 settembre 1989 nell’area di Pasubio (MD=4,7, profondità 9-10 km).

L’analisi dei dati macrosismici disponibili suggerisce anche una possibile anisotropia nelle caratteristiche attenuative della crosta in questo settore: gli effetti maggiori dei terremoti medioevali del distretto sono riferiti all’area collinare e di pianura, mentre le segnalazioni disponibili nel settore dolomitico sono generalmente meno energetiche, o fanno riferimento a terremoti di provenienza orientale. Nella città di Trento, ad esempio (Stucchi et al., 2007) il terremoto del 1117 risulta solamente percepito, mentre sono riferiti effetti pari al primo danno per gli eventi del 1348, del 1873 e del 1976, avvenuti in Friuli o nel Bellunese. Probabilmente un’analisi mirata dei risentimenti di due periodi sismici (primo decennio del XV secolo; ultimo decennio del XIX secolo), ben rappresentati sia nei centri dell’alta Lessinia e che nell’area bellunese (vedi distretto Alpage-Cansiglio, par. 4.5), potrà portare a significativi avanzamenti nella comprensione del potenziale sismogenico dell’intera zona montuosa del Veneto.

Dal punto di vista della neotettonica è in atto un processo di sollevamento articolato dell’area, che la suddivide in piccoli blocchi soggetti sia a sollevamenti differenziali sia a basculamenti ad opera di faglie subverticali, appartenenti ai sistemi giudicariense NNE-SSO, scledense NO-SE e della Valsugana OSO-ENE (Zanferrari et al., 1982). L’intensità del sollevamento aumenta da sud verso nord. La zona dei Lessini orientali, Berici e Euganei è interessata da un movimento di inarcamento anticlinalico, con asse circa OSO-ENE collocabile in corrispondenza dei Berici, mentre i Lessini occidentali sono prevalentemente caratterizzati da basculamenti con abbassamento della porzione occidentale dei blocchi. A tensioni secondarie normali all’asse dell’anticlinale berico-euganea sono imputabili i modesti collassi locali con la formazione di depressioni tettoniche (p. es. graben Vicenza-Montecchio e graben Berici ed Euganei). Evidenze di fagliazione recente nell’area dei Lessini e nel settore sudorientale del Monte Baldo sono state proposte da Sauro e Zampieri (2001).

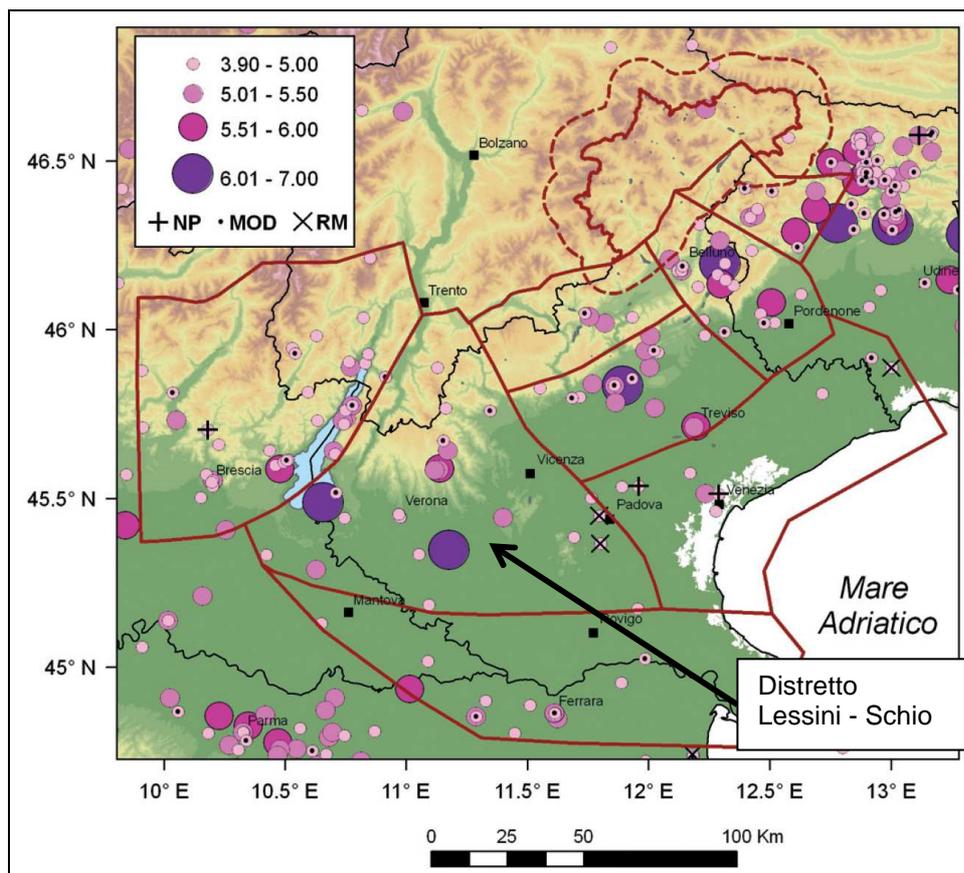


Figura 5: Mappa della sismicità storica del Veneto e aree limitrofe; fonte dati CPTIO4 criticamente rivisto (Molin et al, 2008). In legenda i simboli colorati indicano la magnitudo equivalente a M_w riportata in CPTI Working Group (2004); i sovrassegni indicano eventi revisionati, rispettivamente come non parametrizzati "NP", modificati "MOD" o rimossi "RM". (Estratto da Suga e Peruzza, 2011)

Tabella 1: Caratteristiche geometrico cinematiche di alcune sorgenti sismogenetiche che interessano il Veneto NE. (Estratto e modificato da Galadini et al., 2005)

Seismogenic source	Rupture length (km)	Downdip rupture width (km)	Rupture area (km ²)	Minimum depth (km)	Maximum depth (km)	Rake	Vertical slip rate (mm/yr)	Min. vertical slip rate (mm/yr)	Magnitude	Associated historical earthquake
Thiene-Bassano (1)	20	9.5	190	≈1	5.75	100°	<1*	-	6.43	1117 (Jan. 3) (?)
Bassano-Cornuda (2)	22	11	242	≈1	6.2	100°	<1*	0.42-0.5	6.49	1695 (Feb. 25)
Montello-Conegliano (3)	30	15	480	≈1	12	100°	1+	0.32-0.4	6.69	-
Cansiglio (4)	15	10	150	0	7	120°	<1*	0.4-0.47	6.24	1936 (Oct. 18)
Polcenigo-Maniago (5)	21	14	294	≈1	9	100°	<1*	0.17-0.25	6.55	1873 (June 29)

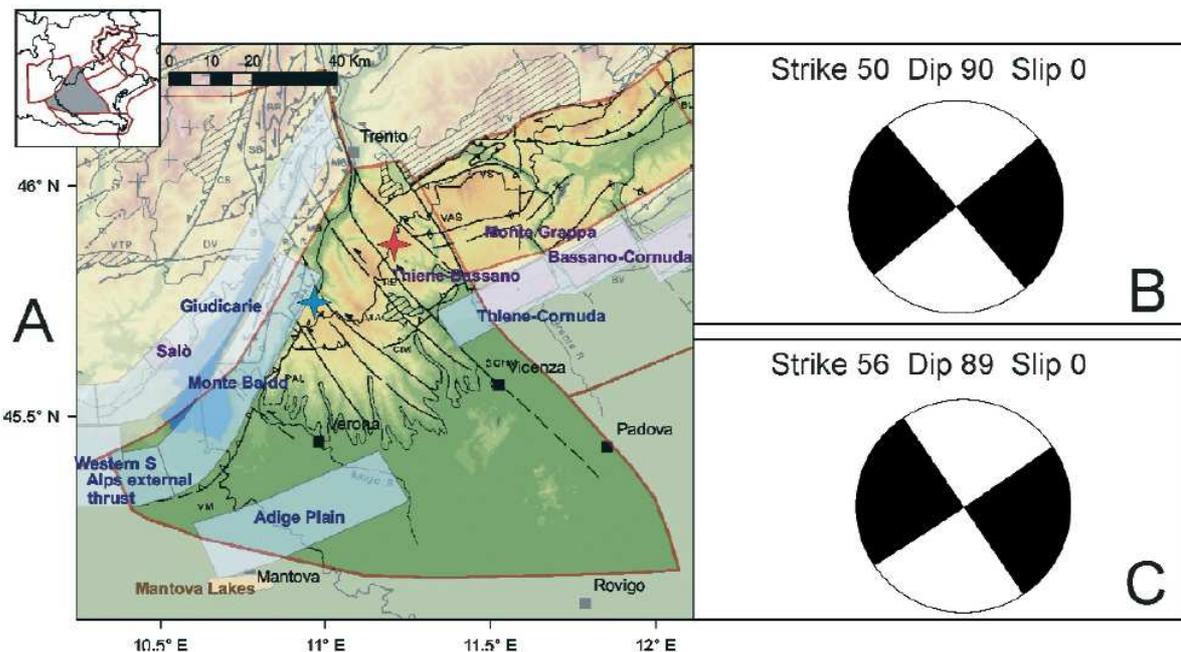


Figura 6: Sorgenti sismogenetiche DISS versione 3.1.1 (DISS Working Group, 2010). Visualizzazione su DEM. Con codice sorgente in azzurro le sorgenti composite (CS), in rosa le sorgenti individuali (IS) e in arancione le sorgenti ritenute controverse (Debated Sources, DS). (Estratto da Sukan e Peruzza, 2011)

Nella Tabella 1, sono riportate le caratteristiche geometrico-cinematiche delle sorgenti sismogenetiche che interessano il Veneto Nord-Orientale, secondo quanto riportato da Galadini et al. (2005). Si nota che la sorgente Thiene-Bassano è ritenuta responsabile del terremoto avvenuto nel 1117 nell'area Veronese. Di seguito si riporta quanto indicato nel lavoro di Sukan e Peruzza, riguardo le sorgenti sismogenetiche.

In quest'area, DISS versione 3.1.1 individua alcune sorgenti sismogenetiche composite (Figura 6), la cui geometria non è ripresa dai limiti di distretto qui definiti. Sul margine occidentale viene rappresentato il fronte di accavallamento del Monte Baldo (ITCS073), e il sistema prosegue con una sorgente composta ad andamento E-O, denominata Western S-Alps External Thrust (ITCS002): esso rappresenta il fronte più esterno del sistema delle Giudicarie meridionali. La sismicità avvenuta nella zona di Ala-Avio (evento principale di MW=4,0, ML=4,4 del 29 ottobre 2011 rappresentato con una stella azzurra in Figura 6) non è compatibile per profondità, ubicazione e meccanismo (<http://rts.crs.inogs.it/it/detail.html?id=2012>) con l'emersione in superficie del fronte di sovrascorrimenti Monte Pastello – Ala.

Nella parte orientale del distretto Lessini i compilatori di DISS attribuiscono potenziale sismogenico a strutture ad andamento valsuganese, in corrispondenza della flessura pedemontana (ITCS007, Thiene-Cornuda): la linea Schio-Vicenza rappresenterebbe una barriera passiva alla deformazione. La nostra delimitazione del distretto Lessini enfatizza invece un potenziale ruolo sismogenico della Schio-Vicenza; una fascia di confidenza, a cavallo

dell'importante struttura regionale, sposta leggermente ad oriente il limite del distretto, accettando in tal modo una ipotesi di interferenza fra il sistema di strutture trascorrenti, e quello dei fronti di accavallamento valsuganesi.

Il massimo potenziale sismogenico dell'area è infine attribuito dai compilatori di DISS alla sorgente Adige Plain (ITCS076, magnitudo massima ipotizzata pari a 6,7) individuata quale potenziale elemento strutturale sepolto (Burrato et al., 2003), cui si riconduce la sorgente del terremoto veronese del 1117.

La direzione di massimo sforzo compressivo e di massimo raccorciamento stimata da Viganò et al. (2008) per il settore Lessini è circa N-S ($\sigma_1=188^\circ/09^\circ$; $\sigma_2=298^\circ/66^\circ$; $\sigma_3=094^\circ/22^\circ$), compatibile con una riattivazione del Sistema Schio-Vicenza come trascorrente destra, con cinematica pertanto opposta rispetto a quella attribuita alla struttura nello schema dell'evoluzione strutturale.

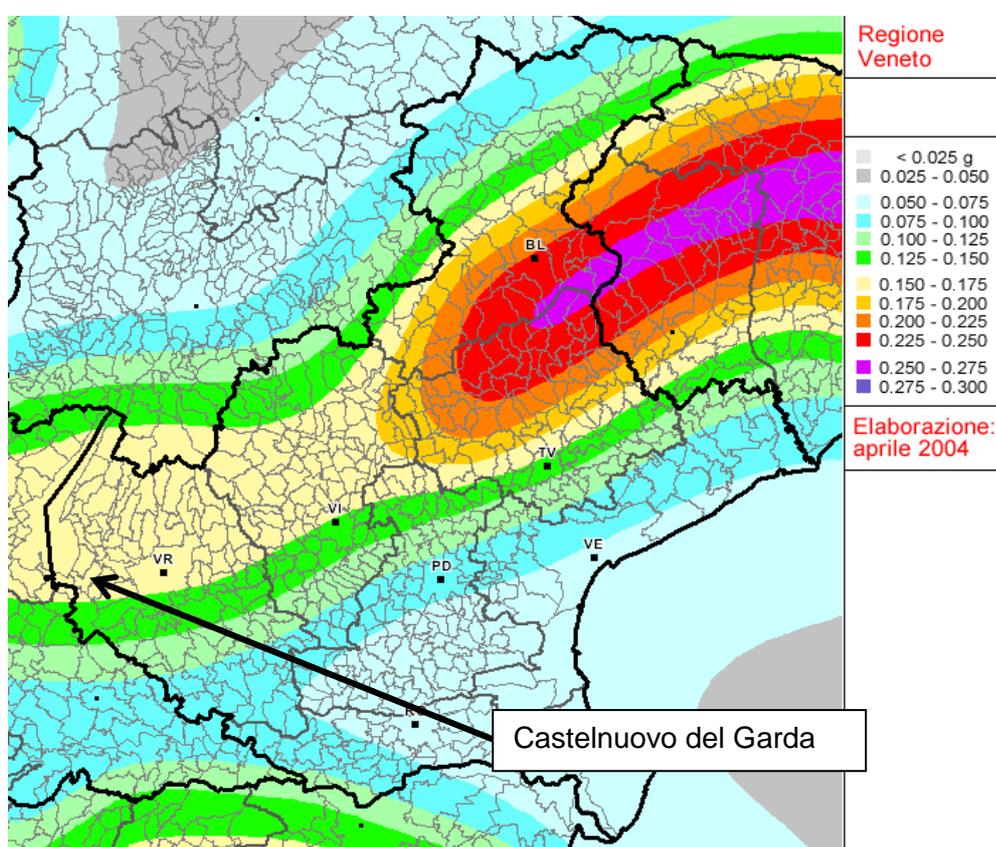


Figura 7: Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale relativa alla Regione Veneto, entrata in vigore con l'Ord. PCM 3519/2006, espressa in termini di accelerazione massima del suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, riferita a suoli rigidi ($V_{s30}>800$ m/s; cat A, punto 3.2.1 del D.M. 14.09.2005)

Con Delibera Regionale n. 67 del 2003 la Regione Veneto ha stabilito le nuove zone sismiche del territorio regionale. Il Comune di Castelnuovo del Garda, risulta classificato in zona sismica 3, con valori compresi tra 4 (il più basso) ed 1 (il più elevato).

Per quel che riguarda valutazioni di progetto, si ricorda che la DGR n. 71 del 2008 non ha

modificato la zonazione sismica del Veneto, ma ha assunto le accelerazioni di riferimento per il calcolo sismico così come introdotte dalla OPCM 3519 del 2006 (Figura 7). Il Comune di Castelnuovo del Garda ricade nella fascia di accelerazione orizzontale massima attesa (con probabilità d'eccedenza del 10% in 50 anni) compresa tra 0,150 g e 0,175 g.

La bassa sismicità del territorio comunale è (in parte) confermata anche dall'analisi dei terremoti registrati dal 1977 ad oggi e resi disponibili² dal Centro di Ricerca Sismologica dell'OGS (Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale) di Trieste. Nella Figura 8 sono indicati gli epicentri di terremoti registrati dal 1977 nell'area veronese occidentale

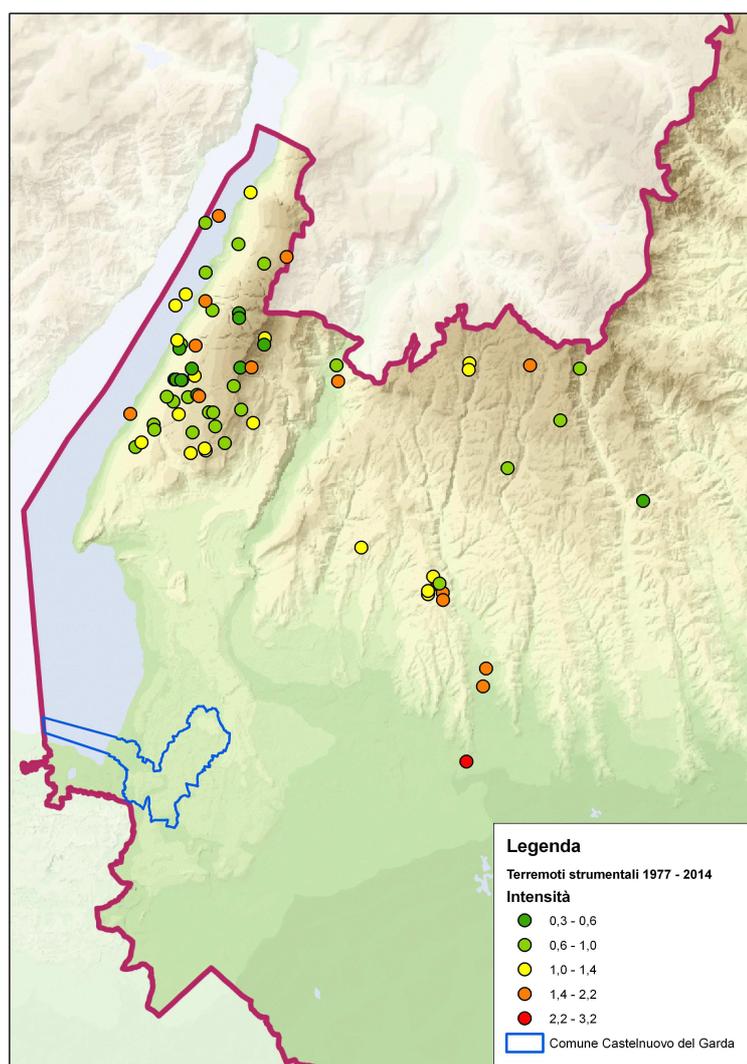


Figura 8: Terremoti registrati dall'OGS dal 1977 ad oggi nell'area veronese

Appare evidente come la densità degli epicentri sia maggiore nell'area del Monte Baldo e presente, con minore importanza, nell'ambito dei monti Lessini.

² <http://rts.crs.inogs.it/it/search/advancedsearch.html>

2.2. Sismicità storica dell'area

Per valutare la sismicità storica del territorio in esame è stato consultato il DBMI11, Database Macrosismico Italiano 2011. Nelle Figura 9, 10 e 11 è riportata la storia sismica di Castelnuovo del Garda e dei vicini comuni di Peschiera e Verona dove risulta una sequenza storica più estesa. In Figura 12 è riportata la mappa della sismicità storica del distretto Lessini-Schio (L) estratta dalla pubblicazione di Sugan e Peruzza.

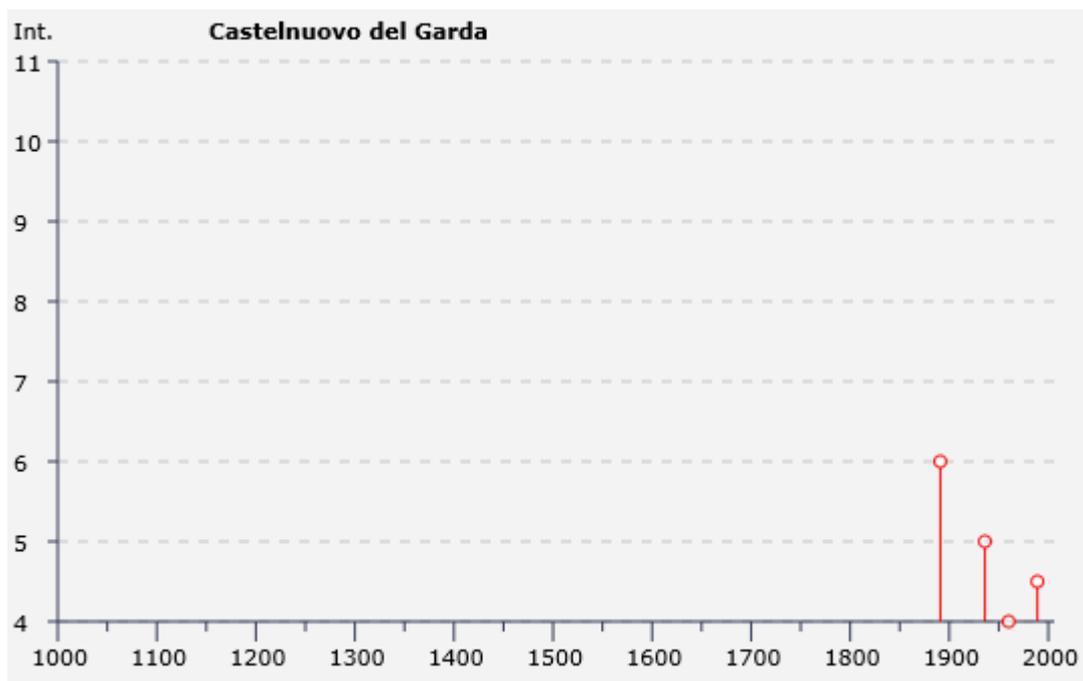


Figura 9: Storia sismica di Castelnuovo del Garda (da INGV, Database macrosismico italiano 2011 - DBMI11)

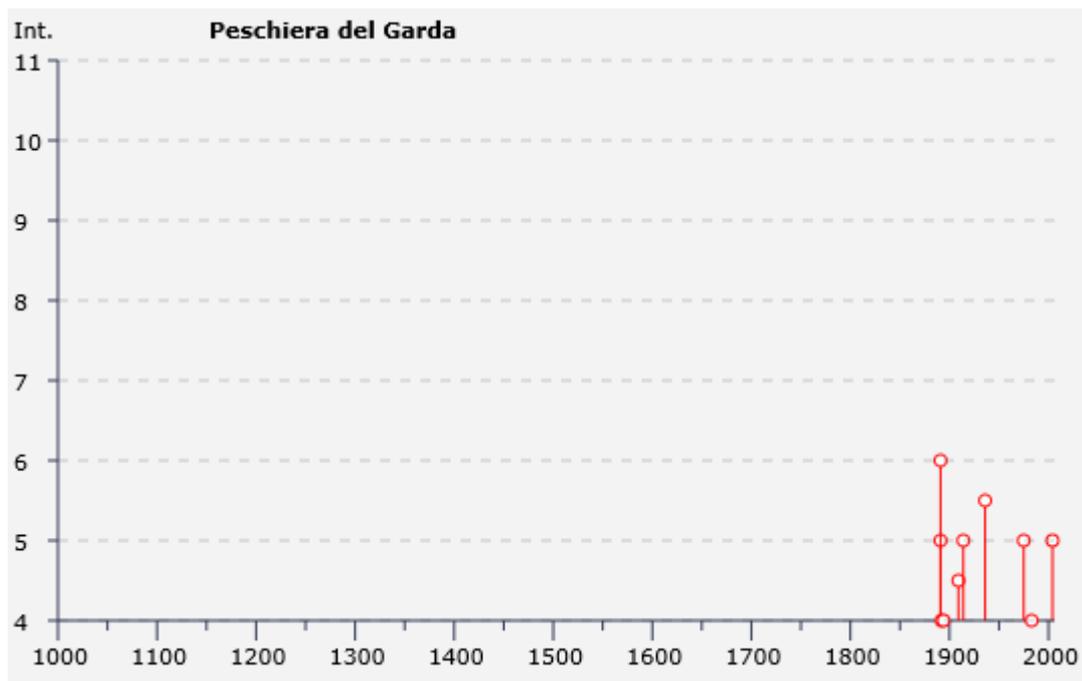


Figura 10: Storia sismica di Peschiera (da INGV, Database macrosismico italiano 2011 -DBMI11)

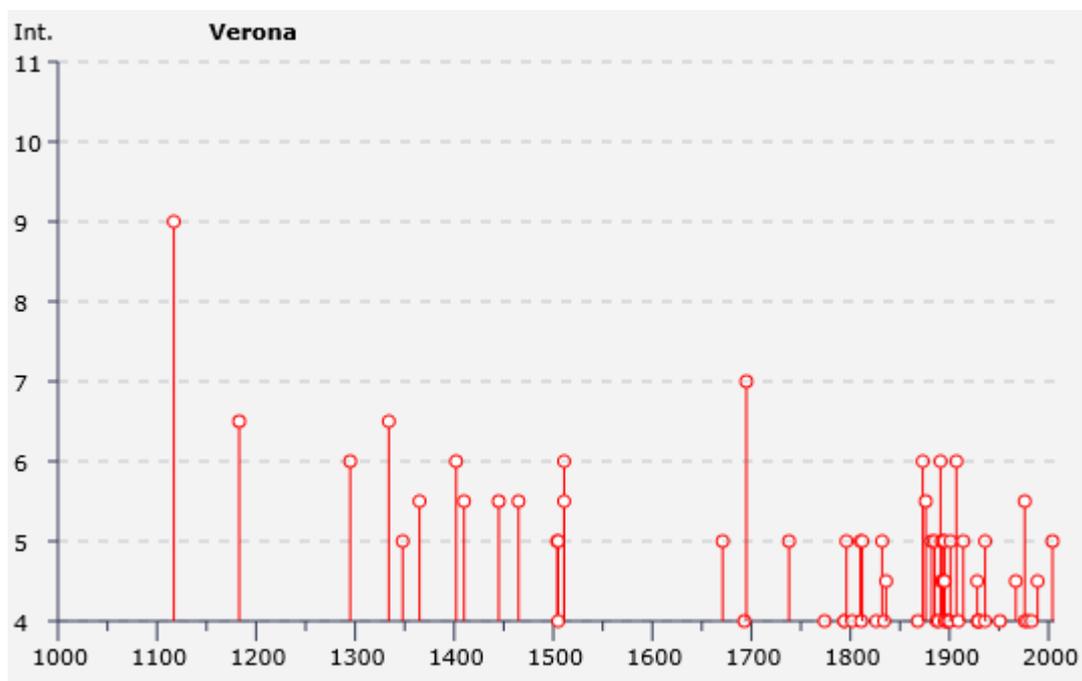


Figura 11: Storia sismica di Verona (da INGV, Database macrosismico italiano 2011 -DBMI11)

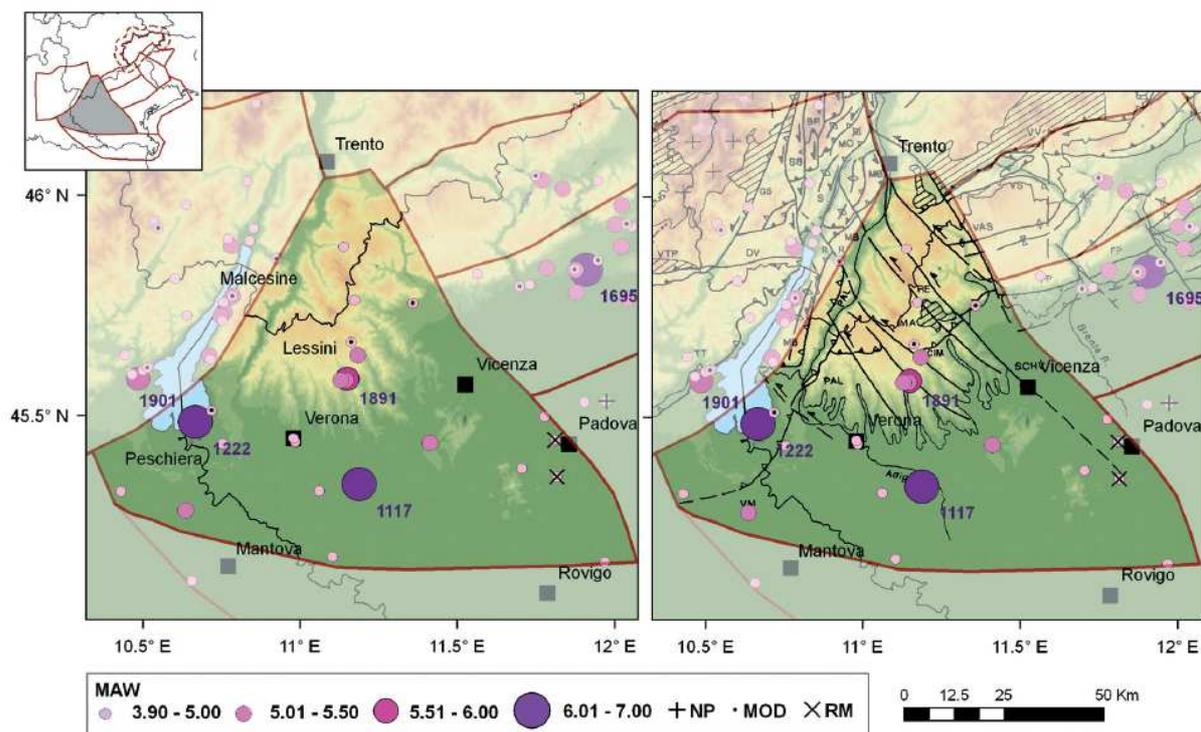


Figura 12: Mappa della sismicità storica del distretto Lessini-Schio (L); fonte dati CPTIO4 criticamente rivisto Molin et al. (2008). Visualizzazione su DEM in scala cromatica (sn) e su DEM integrato con modello strutturale tratto da Castellarin et al. (1998b) (dx). In legenda: Maw indica la magnitudo equivalente a MW riportata in CPTI Working Group, 2004; i sovrassegni indicano eventi revisionati, rispettivamente come non parametrizzati 'NP', modificati 'MOD' o rimossi 'RM'. (Estratto da Sugan e Peruzza, 2011)

3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO – GEOMORFOLOGICO

3.1. *Inquadramento geologico*

Il Comune di Castelnuovo del Garda è inserito nel caratteristico ambito della cerchia morenica del ghiacciaio quaternario del Garda dove ha determinato la formazione di estesi depositi morenici disposti su ondulazioni collinari particolarmente caratteristiche e conosciute.

L'inquadramento geologico generale e descrittivo locale viene riassunto dalla relazione geologica allegata al PATI del Comune che risulta esaustiva e ben strutturata per fornire le informazioni utili anche alla successiva analisi sismica del territorio.

“La cerchia collinare morenica nella quale ricade l’ area di studio, proprio per la sua particolare storia deposizionale, presenta una situazione cronologica particolare, con litologie superficiali più antiche di quelle alluvionali di pianura.

Dal rilevamento si sono riscontrate delle litologie a terreni granulari rappresentate da morene ghiaiose con abbondanti ciottoli centimetrici, di calcare e porfidi, immersi in una matrice bruno-grigiastra di limo sabbioso a tratti in eteropia con termini sabbia limosa. La dimensione dei clasti tende progressivamente a diminuire, quando si passa dal morenico rissiano al suo fluvioglaciale e da questo al fluvioglaciale wurmiano e all’ alluvionale antico o recente. Tale situazione è determinata dall’ azione di rimaneggiamento, selezione granulometrica e deposizione operata sui diversi materiali morenici (le morene rissiane sono in effetti ghiaiose mentre quelle wurmiane sono sabbiose a tratti limose) dalle acque degli scaricatori glaciali. Dai dati bibliografici e cartografici raccolti si rileva che le valli e le depressioni intracollinari sono formate da alluvioni fluvioglaciali e fluviali stratificate, le cui granulometrie variano da grossolane a fini, arrivando anche limitatamente a termini paludosi e talvolta torbosi. Anche tale variabilità delle caratteristiche granulometriche è da mettere in relazione alla quantità di energia idraulica che caratterizzava lo scaricatore periglaciale al momento della sedimentazione.

La descrizione nella relazione prosegue con la definizione più accurata dei depositi morenici.

“I processi derivati dalla presenza nel Pleistocene del ghiacciaio benacense si sono concretizzati con la creazione dell’Anfiteatro Morenico del Garda, importantissima morfostruttura di interesse interregionale caratterizzata da colline, dette anche cerchie moreniche, ad andamento archiforme, che proseguono senza soluzione di continuità da Garda fino a Desenzano, elevandosi rispetto alla pianura circostante di oltre 100 m.

Tali colline sono costituite da materiale morenico, geologicamente rappresentato da ghiaie, non prive di una qualsivoglia classificazione granulometrica, immerse in una matrice argillo-sabbiosa solo a volte caotica, molto spesso con strutture sedimentarie, a testimonianza di una dinamica deposizionale a cui ha concorso l’azione di ruscellamento probabilmente sovraglaciale. I componenti petrografici dei clasti che formano le morene, verosimilmente composte

principalmente da morene frontali del ghiacciaio benacense, sono: calcari (componente principale), porfidi, dolomie, gneiss, micascisti, graniti e filladi.

Data la natura drenante, e non coesiva dei materiali, si ritiene che le morene presentino caratteristiche geotecniche mediamente buone, che hanno permesso all'anfiteatro di resistere efficacemente alle azioni disagregatrici degli agenti esogeni.

Per tale motivo nel territorio comunale indagato non sono state censite aree ad emergenze geomorfologiche o zone ad evoluzione geomorfologica accelerata. Si fa altresì notare che le forme delle colline moreniche sono molto spesso modificate dall'azione antropica, a volte per esigenze colturali, come nel caso di terrazzamenti per la coltivazione della vite, altre volte per sbancamenti dettati da esigenze edificatorie. Tali interventi, se da un lato rispondono a particolari esigenze per l'uomo, rappresentano, d'altro canto, una modifica dell' equilibrio geomorfologico con un impoverimento del paesaggio.

Come mostrato nella Carta Geomorfologica, l' area interessata dalla presenza delle morene rappresenta gran parte dei territori comunali, tranne la zona posta a ridosso del lago di Garda e nella Valle del Mincio.

L' ambito delle morene si presenta caratterizzato da rilievi morenici e da una piana intramorenica. Le forme dei singoli rilievi si presentano molto varie, e solamente in alcuni casi riconducibili a dorsali di balena, allungate nel senso di propagazione del ghiacciaio.

Si fa notare che tali rilievi hanno una disposizione caotica che fa pensare ad una deposizione di sedimenti presenti sopra il ghiacciaio. La piana intramorenica potrebbe essere il frutto di più cicli di azioni di reptazione instauratesi sui versanti dei rilievi. Si ritiene che queste aree si siano formate in fase interglaciale.

La piana intramorenica occupa tutta l'area morenica non interessata dai rilievi collinari e dalle vallecole fluviali intramoreniche; essa rappresenta un livello altimetrico intermedio tra le colline e le vallecole. Dal punto di vista topografico le pendenze non superano il 10%. La morfologia è ondulata o subpianeggiante. Nei punti più depressi la piana intramorenica presenta locali aree depresse, note anche come bassure, che talvolta sono sede di minuscoli laghetti, come il suggestivo Lago del Frassino, e che sono spesso sorgenti di locali torrenti oltre a rappresentare aree interessanti del paesaggio morenico.

L'azione di modellamento fluviale è stata operata in passato dai torrenti fluvioglaciali che solcavano l'anfiteatro durante i periodi glaciali, svolgendo azioni erosive; in tempi più recenti dai corpi idrici attualmente presenti nell'area, come il Fiume Mincio, il Fiume Tione, il Rio Bisavola, il Rio Dugale e il Lago di Garda.

La presenza degli scaricatori fluvioglaciali è testimoniata dalle morfosculture prodotte, come:

- linee di ruscellamento concentrato , che hanno consentito anche di definire il verso di deflusso degli scaricatori.*
- aree a ristagno d'acqua, presenti in alcune vallecole infracollinari e che hanno modificato anche la litologia dei depositi superficiali spostandoli a frazioni da argillose a torbose. In tali aree il*

deflusso difficoltoso favorisce il ristagno delle acque e la creazione di zone umide e paludose (un esempio è la zona paludosa a ridosso del Lago del Frassino).

I corpi idrici principali, ricadenti nei territori comunali considerati, hanno svolto, in tempi geologicamente recenti, un ruolo principale nella modificazione dell'assetto morfologico locale.”

3.2. Inquadramento geomorfologico

Per la descrizione dell'inquadramento geomorfologico del Comune di Castelnuovo del Garda sono riportati di seguito i paragrafi estratti dalla Relazione Geologica del Piano di Assetto del Territorio del Comune che descrive in maniera esaustiva e precisa le condizioni geomorfologiche e le modalità di messa in posto dei depositi morenici e fluvioglaciali su cui sorgono le principali frazioni del Comune. Dalle lettura appare evidente come la principale caratteristica dell'area indagata sia costituita dai depositi morenici.

Il territorio studiato è caratterizzato nella sua quasi totalità da colline costituite da sedimenti di origine fluvioglaciale (morene), che lasciano il posto nelle aree intracollinari a piccole porzioni pianeggianti.

La successione degli eventi glaciali ha portato alla sovrapposizione di più livelli colluviali a loro volta incisi da strutture fluviali che, scendendo da nord verso sud, hanno coperto con i loro sedimenti alluvionali recenti le strutture geologiche più antiche (tetto del pliocene).

La zona delle colline moreniche rappresenta, geomorfologicamente parlando, una struttura, risultante da più cicli di modellamento avvenuti nel Quaternario, in condizioni paleoclimatiche variabili, denominata Anfiteatro Morenico del Garda.

Dall' attuale Sistema Morfoclimatico temperato, caratterizzato da fenomeni di erosione fluviale, gravitativi e antropici, si passò in passato (a partire da circa 10.000 anni fa) al Sistema morfoclimatico glaciale contraddistinto dall' azione di modellamento svolta dal ghiacciaio, che nel territorio esaminato ha operato un' azione di trasporto e deposizione dell' anfiteatro morenico gardesano.

Si tratta di colline di elevazione variabile che sfiorano anche i 160 m s.l.m., con versanti a morfologia molto dolce, circa 20° gradi. Tale inclinazione è indice di un certo equilibrio geomorfologico, conseguentemente alla presenza di litologie con un buon comportamento geotecnico che assicura una certa resistenza agli agenti esogeni.

Durante il Pleistocene, infatti, si verificarono almeno cinque avanzate glaciali, intervallate da periodi interglaciali più caldi; le ultime due, rispettivamente nel Riss e nel Wurm, sono quelle che hanno lasciato le maggiori tracce sul territorio attuale.

Nel periodo di massima espansione glaciale il grande ghiacciaio Benacense ha sospinto enormi quantità di detriti che corrugandosi hanno prodotto la serie di cerchie moreniche disposte con la convessità rivolta verso sud.

Durante i periodi interglaciali si diramavano numerosi torrenti, come il fiume Mincio, epi e subglaciali che trasportavano notevoli quantità di detriti successivamente depositati in potenti coltri alluvionali ghiaiose, che costituiscono le morene.

In tale contesto appare intuitivo che il principale agente morfogenetico è costituito dal Fiume Mincio, che scorrendo profondamente incassato nella coltre alluvionale, ha prodotto, più a sud, almeno quattro ordini di terrazzi fluviali con dislivelli di circa 10m.

Le colline sono intervallate da vallecole e aree depresse la cui ampiezza e pendenza variabile denota una morfogenesi comune, ma di differente valenza a secondo delle località; in effetti in tali valli scorrevano gli scaricatori glaciali la cui azione modellatrice prima e deposizionale poi, era funzione delle portate solide, di quelle liquide e delle energie complessive in gioco.

3.3. Descrizione della carta geologico-tecnica

La carta geologico tecnica, in scala 1:10.000 è stata predisposta, sulla base delle informazioni esistenti e reperibili, su tutto il territorio comunale ed in essa, seguendo le indicazioni riportate negli standard di rappresentazione, sono graficizzati i dati finalizzati alla definizione del quadro della risposta sismica della zona indagata.

Sono stati così raccolte informazioni dalle seguenti fonti originali:

- Cartografia geologica allegata agli strumenti pianificatori del Comune di Castelnuovo del Garda;
- Documentazione e cartografia geologica disponibile nell'ambito del PTCP della Provincia di Verona;
- Progetto IFFI - Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia – ISPRA;
- Indagini del sottosuolo ricavate dal sito internet dell'ISPRA;
- Dati morfologici ricavabili dalla elaborazione 3D della Carta Tecnica Regionale Numerica della Regione Veneto;

La carta geologico tecnica è stata realizzata riportando le informazioni grafiche derivate dalla documentazione geologica redatta per la predisposizione del Piano Regolatore Generale e successivamente per il Piano di Assetto del Territorio, riconvertita e riclassificata secondo le specifiche degli Standard di rappresentazione e archiviazione informatica Versione 3.0 - ottobre 2013.

La carta geologico-tecnica evidenzia una modesta variabilità nei termini litologici presenti poiché il Comune di Castelnuovo del Garda è interessato esclusivamente da terreni di tipo morenico, senza nessun affioramento del substrato roccioso che si trova a profondità sicuramente superiori ai 100 metri.

Le differenze riscontrabili nell'ambito dei depositi morenici e fluvioglaciali derivano quindi dalle diverse fasi/età deposizionali (principalmente rissiane e wurmiane) e dalle successive fasi di erosione e rideposizione dei materiali prevalentemente morenici dei rilievi collinari.

Tali successioni di fasi ed eventi determinano principalmente delle differenziazioni granulometriche e tessiturali dei sedimenti che vengono talvolta modificate in ambito locale da effetti di cementazione incipiente dei livelli granulari/conglomeratici.

In sintesi si può affermare che i rilievi collinari sono costituiti da sedimenti morenici s.s. con granulometria molto eterogenea e con presenza talora di massi, mentre nei modesti fondovalle che si insinuano tra le colline prevalgono i sedimenti tendenzialmente più fini e alcuni accenni a strutture e tessiture deposizionali.

I terreni affioranti nella zona di indagine, che come abbiamo visto in precedenza non comprendono rocce del substrato, sono i seguenti.

3.3.1. Depositi sciolti quaternari

Morene ghiaioso-ciottolose con massi in matrice limo-argillosa (classificate come GC – Ghiaie argillose, miscele di ghiaia, sabbia e argilla): si tratta della tipologia di terreni più rappresentata all'interno del territorio comunale, particolarmente rappresentati nelle frazioni di Sandra, Cavalcaselle e lungo l'allineamento Zenati, Mongabia e Oliosì.

Sono costituiti da materiali morenici senza strutture o tessiture deposizionali e quindi in totale mancanza di classazione granulometrica ed elevata eterogeneità delle classi: si passa infatti dai massi, alle ghiaie, ai limi ed alle argille.

Lo spessore complessivo può raggiungere e superare i cento metri e possono presentare frequenti orizzonti e livelli cementati dei termini ghiaiosi e sabbiosi a cemento carbonatico che in taluni casi può aumentare in modo considerevole le caratteristiche geotecniche del deposito stesso.

Morene ghiaioso ciottolose, poco grossolane, in matrice limo-argillosa (classificate come GC – Ghiaie argillose, miscele di ghiaia, sabbia e argilla): Compaiono con maggiore frequenza nel settore occidentale del territorio comunale nelle aree prossime al lago. Sono state interpretate come morene legate all'ultima espansione glaciale quaternaria (Würm) che per l'area benacense, risulta essere stata di minore importanza. Questi sedimenti non hanno quindi superato le cerchie moreniche esterne rissiane che hanno determinato una specie di effetto "argine".

Rispetto ai depositi morenici precedenti questi si possono distinguere per una minore presenza degli elementi grossolani, per la maggiore frazione di termini argillosi e la attenuazione della cementazione dei termini granulari.

Depositi fluvio-glaciali, prevalentemente ghiaiosi con sabbie e limi (classificati come CL - argille ghiaiose e sabbiose, argille limose, argille magre) si tratta dei materiali erosi e risedimentati a distanza ravvicinata dagli scaricatori glaciali provenienti dal fronte glaciale. I sedimenti dimostrano una modesta struttura e tessitura sedimentaria mentre sono assenti i massi e gli elementi ghiaiosi più grossolani proprio a causa delle modalità di trasporto e deposizione in cui l'azione glaciale viene completamente a mancare.

Sono disposti normalmente nelle fasce inter-vallive comprese tra i dossi morenici principali e quindi con morfologia pianeggiante e costituiscono in modo prevalente le vallate del rio Bisola e del fiume Tione. A causa delle diverse tipologie di sedimenti da cui traggono origine evidenziano una marcata variabilità laterale e verticale nell'ambito delle classi granulometriche comprese tra le ghiaie e le argille con una leggera prevalenza di queste ultime.

Alluvioni pluvio fluviali dei corsi d'acqua attuali o recenti (classificati come MH – Limi inorganici, sabbie fini, limi micacei o diatomitici) sono costituite da depositi limo-sabbiosi di spessore in genere modesto che occupano le aree in cui si sono verificati fenomeni di sovralluvionamento in periodi in ogni caso post glaciali. Queste tipologie di depositi possono dare luogo, soprattutto nelle aree più depresse, a fenomeni di deflusso difficoltoso a causa anche della bassa permeabilità dei sedimenti.

Depositi di impaludamento recente (classificati come OL – limi organici, argille limose organiche di bassa plasticità). Terreni con frazione organica costituiti da argille prevalenti di spessore generalmente modesto che traggono origine dalle aree di bassura in cui si assiste a drenaggio difficoltoso. Compaiono con maggiore evidenza nell'area nord orientale del territorio comunale.

Depositi morenici di fondo con piccoli ciottoli in argille plastiche (classificati come CH – argille inorganiche di alta plasticità, argille grasse). Si tratta di argille generalmente plastiche di età würmiana localizzate in un ambito ristretto in prossimità del lago di Garda.

Depositi fluvio-glaciali ghiaioso-sabbiosi con limi ed argille (classificati come GC - Ghiaie argillose, miscele di ghiaia, sabbia e argilla): si ritrovano prevalentemente nel settore occidentale del territorio comunale.

Materiali eterogenei di conoide di deiezione (classificato come GM – Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo). Depositi in genere eterogenei posizionati nell'area di confluenza del rio Dugale entro il lago di Garda.

3.3.2. Elementi geomorfologici

Dal punto di vista morfologico, con rilevanza in condizioni sismiche, sono stati inseriti gli orli di terrazzi morfologici (di altezza sia inferiore che superiore ai 20 metri) che delimitano alcuni dei dossi più rilevanti e, in parte, anche generati da erosione fluviale degli antichi scaricatori fluviali. Alcuni dei dossi morenici più ridotti in larghezza sono stati classificati come creste per indicare proprio tale situazione morfologica.

3.3.3. Elementi tettonico strutturali

Nella carta sono state indicate le tracce di due “faglie capaci” segnalate anche in varie pubblicazioni riportate in bibliografia. In particolare, nel database relativo al progetto ITHACA (ITaly HAZard from CAPable faults) sono citate le seguenti faglie capaci, reperibili nel portale dell'ISPRA all'indirizzo: <http://sgi.isprambiente.it/geoportal/catalogo/content/project/ithaca.page>

- Linea del Monte Pastello (n. 71401 del catalogo)
- Linea Gomito del Garda (n. 90101 del catalogo)

Si segnala come tali dislocazioni siano posizionate in modo non congruente alla scala di rilevamento e quindi, con ubicazione incerta.

Si tratta comunque di strutture complesse che traggono la loro origine anche da considerazioni tettoniche di svincolo tra aree sismiche a comportamento diversificato o che rappresentano raggruppamenti di lineamenti tettonici nati da interpretazione di elementi neotettonici (Serva L. 1980, Panizza M. et al. 1981).

Per non determinare una significativa elisione delle aree microzionate si è adottato un buffer di 75 metri per lato rispetto all'ipotetico posizionamento delle lineazioni identificate segnalando come, in questa fase di primo livello, l'ubicazione e l'area di influenza rappresentano unicamente dei “promemoria” per successivi approfondimenti necessari alla corretta ubicazione delle discontinuità e delle relative possibilità di espressione in superficie.

La fascia di 150 metri complessivi, come peraltro già utilizzata anche in letteratura, rappresenta quindi una semplice segnalazione e non un preciso limite geografico relativo alla possibile influenza degli effetti di movimento delle faglie indicate.

Appare evidente come gli elementi di maggiore considerazione che dovranno essere affrontati anche nei livelli successivi di approfondimento, sono quelli relativi agli effetti co-sismici, legati alle amplificazioni litostratigrafiche, topografiche ed alle potenziali aree di attenzione nei confronti della liquefazione.

In ogni caso, gli elementi segnalati, a prescindere da un eventuale livello di approfondimento successivo della microzonazione sismica, possono sin d'ora essere considerati negli strumenti di pianificazione come elementi di instabilità e di valutazione prudenziale delle potenzialità edificatorie del territorio.

4. LA CARTA DELLE INDAGINI

4.1. *Indagini pregresse e le nuove indagini*

Le indagini pregresse sono state recuperate presso gli uffici tecnici del Comune di Castelnuovo del Garda dove, grazie ad una accurata azione di sensibilizzazione e richiesta di relazioni geologiche, si sono potute così raccogliere prove e stratigrafie situate all'interno del territorio comunale. Delle indagini rese disponibili sono state utilizzate soprattutto quelle relative a sondaggi o prove penetrometriche di lunghezza significativa.

Sono stati poi raccolte ulteriori informazioni su indagini del sottosuolo dal sito internet dell'ISPRA dove sono rese disponibili le colonne stratigrafiche semplificate di alcuni sondaggi (la maggior parte dei quali terebrati a scopo idropotabile), le quali hanno evidenziato soprattutto la elevata profondità del substrato che non è mai stato intercettato.

Dall'elenco generale delle indagini rese disponibili, è stata poi realizzata una selezione finalizzata a raccogliere tutte le indagini che per posizione geografica, contesto geologico ed area morfologica, potessero avere una significatività nei confronti delle aree oggetto di microzonazione.

L'analisi delle indagini ha portato all'estrazione delle seguenti prove in sito; nella tabella sono riportati anche i codici identificativi e la tipologia di indagini secondo le specifiche previste dalle IMCS. *(Nelle tabelle sono riportate anche le indagini realizzate ex-novo descritte nei paragrafi successivi).*

Indagini di tipo puntuale

n.	Codice indagine	Tipo indagine
1	023022P1	PA
2	023022P2	PA
3	023022P3	PA
4	023022P4	DS
5	023022P5	DS
6	023022P6	HVSR
7	023022P7	HVSR
8	023022P8	S
9	023022P9	PA
10	023022P10	PA
11	023022P11	DS
12	023022P12	CPT
13	023022P13	CPT
14	023022P14	CPT

n.	Codice indagine	Tipo indagine
15	023022P15	HVSR
16	023022P16	T
17	023022P17	T
18	023022P18	S
19	023022P19	S
20	023022P20	S
21	023022P21	S
22	023022P22	S
23	023022P23	S
24	023022P24	S
25	023022P25(*)	HVSR
26	023022P26(*)	HVSR
27	023022P27(*)	HVSR
28	023022P28(*)	HVSR

n.	Codice indagine	Tipo indagine
29	023022P29(*)	HVSR
30	023022P30(*)	HVSR
31	023022P31(*)	HVSR
32	023022P32(*)	HVSR
33	023022P33(*)	HVSR
34	023022P34(*)	HVSR
35	023022P35(*)	HVSR
36	023022P36(*)	HVSR
37	023022P3(*)7	HVSR
38	023022P38(*)	HVSR
39	023022P39(*)	HVSR
40	023022P40(*)	HVSR
41	023022P41(*)	HVSR
42	023022P42(*)	HVSR
43	023022P43(*)	HVSR
44	023022P44(*)	HVSR
45	023022P45(*)	HVSR
46	023022P46(*)	HVSR
47	023022P47(*)	HVSR

n.	Codice indagine	Tipo indagine
48	023022P48(*)	HVSR
49	023022P49(*)	HVSR
50	023022P50(*)	HVSR
51	023022P51(*)	HVSR
52	023022P52(*)	HVSR
53	023022P53(*)	HVSR
54	023022P54(*)	HVSR
55	023022P55(*)	HVSR
56	023022P56(*)	HVSR
57	023022P57(*)	HVSR
58	023022P58(*)	HVSR
59	023022P59(*)	HVSR
60	023022P60(*)	HVSR
61	023022P61(*)	HVSR
62	023022P62(*)	HVSR
63	023022P63(*)	HVSR
64	023022P64(*)	HVSR

Indagini di tipo lineare

n.	Codice Indagine	Tipo indagine
1	023022L1(*)	MASW
2	023022L2(*)	MASW
3	023022L3(*)	MASW
4	023022L4(*)	MASW
5	023022L5(*)	MASW
6	023022L6(*)	MASW
7	023022L7(*)	MASW
8	023022L8(*)	MASW
9	023022L9(*)	MASW
10	023022L10(*)	MASW
11	023022L11(*)	MASW

n.	Codice Indagine	Tipo indagine
12	023022L12(*)	MASW
13	023022L13(*)	MASW
14	023022L14(*)	MASW
15	023022L15(*)	MASW
16	023022L16(*)	MASW
17	023022L17(*)	MASW
18	023022L18(*)	MASW
19	023022L19(*)	MASW
20	023022L20(*)	MASW
21	023022L21	MASW
22	023022L22	MASW

(*) Indagini eseguite ex novo per il presente studio

Il codice delle indagini corrisponde alle seguenti tipologie:

PA	Pozzo per acqua
DS	Prova penetrometrica super-pesante
CPT	Prova penetrometrica statica
T	Trincea
S	Sondaggio a carotaggio continuo
HVSR	Prova a microtremore a stazione singola
MASW	Prova MASW

Le indagini selezionate sono graficizzate nella carta delle indagini ove, oltre al simbolo identificativo della tipologia di indagini, è stato anche riportato il codice identificativo per una loro più facile collocazione nell'ambito di ogni area. Le indagini che non riportano la codifica della tipologia, sono da ricollegarsi a relazioni geologiche che non hanno previsto la realizzazione di analisi in sito, ma che comunque possono fornire indicazioni di tipo geologico. Nella tavola delle indagini, per rendere la lettura più chiara, è stato riportato il codice con l'esclusione dei primi sei caratteri (uguali per tutte le indagini e corrispondenti a 023022) relativi al codice ISTAT della Provincia di Verona e del Comune di Castelnuovo del Garda.

Per facilitare la lettura ed il posizionamento in carta delle nuove indagini geofisiche, realizzate nell'ambito del presente studio, sono riportati in allegato degli stralci cartografici in scala 1:5.000.

5. MODELLO DEL SOTTOSUOLO

5.1. Premessa

Al fine di acquisire, alcuni parametri quantitativi inerenti le caratteristiche sismiche del sottosuolo, sono state eseguite delle indagini geofisiche in corrispondenza ad una serie di siti distribuiti sul territorio comunale; in particolare sono state utilizzate le seguenti metodologie:

- analisi delle onde di superficie con tecnica denominata “MASW” per determinare la velocità delle onde di taglio (onde “S”);
- studio del rumore sismico ambientale con tecnica HVSR;

La prospezione geofisica, eseguita sul terreno nel periodo compreso tra marzo e giugno 2014, si è articolata in:

- N° 20 stendimenti sismici utilizzando la tecnica MASW;
- N° 40 stazioni di misura del rumore sismico ambientale con tecnica a stazione singola (HVSR).

L'ubicazione delle indagini sismiche è riportata nelle tavole allegate.

5.2. *Analisi delle onde di superficie con tecnica “MASW”*

5.2.1. Generalità sulle onde di superficie e la tecnica attiva

Le onde in grado di propagarsi nei pressi di una superficie libera sono conosciute come onde superficiali. Tra queste, le onde di Rayleigh, si producono alla superficie libera di un mezzo dalla combinazione delle onde longitudinali e trasversali. Possono essere trasmesse sulla superficie di un semispazio uniforme o in un mezzo in cui la velocità cambia con la profondità. Le onde superficiali si caratterizzano per una proprietà denominata “dispersione”, cioè ogni componente in frequenza (e quindi lunghezza d'onda) possiede diversa velocità (chiamata velocità di fase). Lo studio della dispersione delle onde superficiali costituisce uno dei metodi utilizzati per la determinazione della velocità delle onde di taglio (V_s). La velocità di propagazione delle onde Rayleigh varia tra $0,9 V_s$ e $0,95 V_s$.

Con le registrazioni effettuate secondo la tecnica MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) metodo investigativo sviluppato da vari ricercatori, è possibile distinguere ed evidenziare, all'interno del sismogramma di registrazione, le onde di Rayleigh, le quali normalmente sono caratterizzate da un'elevata ampiezza del segnale (circa il 60% dell'energia prodotta dalla sorgente di energia si distribuisce in onde di superficie). L'analisi spettrale del segnale produce un grafico velocità di fase - frequenza all'interno del quale in cui si può distinguere il modo

fondamentale ed i modi superiori di propagazione delle onde di superficie, sui quali effettuare l'operazione di "picking" per ricavare la curva di dispersione.

Oltre alle onde di Rayleigh, in alcuni casi, è utile analizzare anche un altro tipo di onde di superficie, denominate "onde di Love", per le quali sono valide regole simili a quelle indicate per le onde di Rayleigh. Le onde di Love si caratterizzano perché sono "sensibili" alle V_s , allo spessore e alla densità del mezzo, mentre non hanno relazione con le V_p (onde longitudinali). La loro generazione e registrazione richiedono però particolari accorgimenti, come indicato di seguito.

Le onde di Love, in determinate condizioni abbastanza diffuse in natura, generano spettri più chiari e quindi di più semplice interpretazione rispetto agli spettri ottenuti con le onde di Rayleigh, dove i modi superiori possono mascherare il modo fondamentale.

Nel corso di questa indagine, per l'elaborazione dei dati acquisiti è stato utilizzato il software WinMASW che consente l'analisi sia delle onde di Rayleigh, sia delle onde di Love. Questo software consente sia la modellazione diretta degli spettri, sia l'inversione delle curve di dispersione; è possibile inoltre effettuare un'analisi congiunta degli spettri relativi alle onde di Rayleigh e alle onde di Love.

I risultati delle elaborazioni forniscono il profilo verticale delle V_s che è riferito al centro dello stendimento, ed è relativo al volume di sottosuolo sotteso dallo stendimento realizzato in superficie.

Per analizzare le onde di Rayleigh, la tecnica operativa consiste nello stendere sul terreno un profilo lineare (array) di geofoni verticali a bassa frequenza (preferibilmente 4,5 Hz), egualmente spaziat; quindi si effettuano una o più energizzazioni mediante massa battente ad impulso verticale, a diverse distanze dal primo geofono (source offset). Per ogni punto di energizzazione viene registrato il corrispondente sismogramma, che viene poi importato nel software di elaborazione.

La generazione e la registrazione delle onde di Love richiede invece l'utilizzo di geofoni orizzontali e l'energizzazione deve essere fatta in modo da generare onde trasversali, per cui l'impulso viene fatto battendo orizzontalmente su un asse di legno, reso solidale con il terreno per mezzo di un carico statico.

La prospezione eseguita mediante analisi delle onde di superficie offre alcuni vantaggi rispetto alle tecniche classiche di sismica a rifrazione, tra i quali si segnala la relativa facilità di lettura del segnale anche in aree antropizzate, caratterizzate da elevato rumore di fondo e la possibilità di evidenziare la presenza di inversioni di velocità nel sottosuolo. Per la tecnica attiva, le limitazioni sono date dalla profondità di indagine e dall'elevata sensibilità a variazioni laterali di litologia.

La conoscenza della V_s è utile quando sia necessario valutare la variabilità geotecnica dei materiali presenti nel sottosuolo, in quanto consente di rilevarne le proprietà fisiche, poiché i valori di V_s sono proporzionali al grado di compattezza dei mezzi percorsi e, a differenza delle onde P (onde longitudinali) non sono influenzati dalle condizioni di saturazione dei sedimenti. Va precisato che la correlazione tra parametri geofisici e caratteristiche litologiche-geomeccaniche ha

carattere qualitativo, soprattutto se non sussiste la possibilità di tarare l'interpretazione geofisica mediante il confronto con informazioni provenienti da indagini geognostiche di tipo diretto.

5.2.2. Operazioni di campagna ed Elaborazione dati

Complessivamente sono stati eseguiti N° 20 profili sismici, distribuiti secondo lo schema seguente, nel quale sono indicate anche le geometrie adottate :

Codice Profilo MASW	Località	Lunghezza (m)	Passo inter-geofonico (m)	Source offset (m)
023022L1	Sandrà	69	3	3
023022L2	Sandrà	69	3	3
023022L3	Sandrà	69	3	3
023022L4	Castelnuovo-Renaldo	69	3	3
023022L5	Castelnuovo	69	3	3
023022L6	Volperara	69	3	3
023022L7	Sandrà-Ponte Tione	69	3	3
023022L8	Sandrà	69	3	3
023022L9	Sandrà	69	3	3
023022L10	Castelnuovo	69	3	3
023022L11	Ronchi	69	3	3
023022L12	Castelnuovo-Valbruna	69	3	3
023022L13	Castelnuovo-Valbruna	57,5	2,5	2,5
023022L14	Oliosì	69	3	3
023022L15	Camalavicina	57,5	2,5	2,5
023022L16	Ronchi	69	3	3
023022L17	Castelnuovo	57,5	2,5	2,5
023022L18	Cavalcaselle	69	3	3
023022L19	Case essiccatoio	69	3	3

Codice Profilo MASW	Località	Lunghezza (m)	Passo inter-geofonico (m)	Source offset (m)
023022L20	Case essiccatoio Nord	69	3	3

Per l'acquisizione degli impulsi sismici è stato usato un sismografo digitale a 24 tracce, modello "Geode", della Ditta EG & G GEOMETRICS, 24 geofoni verticali con frequenza propria di 4,5 Hz e 24 geofoni orizzontali con frequenza propria di 4,5 Hz. Il tempo di registrazione è stato fissato, per ogni registrazione, pari a 1 o 2 secondi, con intervallo di campionamento di 0,5 ms. Come sorgente di energia sismica è stata utilizzata una massa battente. La registrazione dei dati è avvenuta su personal computer portatile, collegato al sismografo.

L'elaborazione dei dati sismici è stata eseguita utilizzando il programma winMASW, vers. 5.2 Professional. In sintesi, l'elaborazione si articola nei seguenti passaggi principali:

- Implementazione del file di registrazione (dataset) e delle caratteristiche geometriche del profilo;
- determinazione dello spettro di velocità;
- modellazione diretta dello spettro e generazione del modello di velocità delle Vs;
- eventuale costruzione della curva di dispersione (picking) ed inversione della curva di dispersione.

Il risultato finale di tali elaborazioni consiste in un diagramma nel quale è riportato l'andamento della velocità delle onde di taglio in rapporto alla profondità. Nelle figure allegate sono illustrate, per ogni profilo sismico, le immagini relative ai passaggi sopraelencati.

5.3. Analisi del rumore sismico ambientale (tecnica HVSR)

La campagna di acquisizione di rumore sismico si prefigge due scopi. La ricostruzione della profondità dei principali contrasti di impedenza acustica del sottosuolo e l'individuazione di particolari frequenze di risonanza dei suoli.

E' noto dalla letteratura, alla quale fa riferimento il presente paragrafo, che il rumore sismico è presente in qualsiasi punto della superficie terrestre e consiste per lo più nelle onde prodotte dall'interferenza costruttiva delle onde P ed S negli strati superficiali. Il rumore sismico, onnipresente e incessato, viene prodotto principalmente dal vento, da perturbazioni atmosferiche, da onde oceaniche e marine. Anche le industrie e il traffico veicolare producono localmente rumore sismico ma, in genere, solo a frequenze relativamente alte, superiori ad alcuni Hz, che vengono attenuate piuttosto rapidamente.

La tecnica HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio, Kanai,1957; Igarashi 1970; Nakamura 1989) permette di estrarre informazioni relative al sottosuolo a partire dagli spettri di rumore

sismico registrati in sito. La tecnica prevede di calcolare il rapporto, in funzione della frequenza, tra gli spettri di risposta della componente orizzontale e verticale del moto dovuto ai microtremori (rumore sismico).

La natura generatrice del rumore sismico registrato, e dei relativi picchi dei rapporti spettrali, è tuttora molto discussa in ambito scientifico: i microtremori non sono costituiti esclusivamente da onde di volume (P e S), ma principalmente da onde di superficie, in particolare di Rayleigh (Lachet and Bard,1994). Se assumiamo che in un semispazio i 2 strati differiscano, in modo rilevante, in termini di velocità sismica e densità (contrasto di impedenza acustica), e che la risonanza sia legata alla lunghezza d'onda (λ) incidente pari a 4 volte lo spessore h del primo strato (ipotesi $\lambda/4$), si può ricavare una stima della profondità del rifratore sismico dal riconoscimento della frequenza di risonanza propria del sottosuolo. Dunque il riconoscimento della frequenza di risonanza propria del sito, ricavato dal rapporto spettrale H/V del rumore sismico, permette, nota una stima delle V_s , la determinazione delle profondità dei contrasti di impedenza acustica del sottosuolo. (funzione di densità e moduli elastici del terreno).

Le misure sono state effettuate con un sismografo modello SR04S3 "Geobox" prodotto dalla Ditta SARA S.r.l.. Si tratta di un tromografo digitale avente un intervallo di acquisizione sulle frequenze da 0,1 a 100 Hz, dotato di sistema di acquisizione digitale ad alta risoluzione (24 bit). Lo strumento viene posizionato sul terreno orientandolo verso il Nord magnetico ed assicurandone la livellazione micrometrica tramite bolla di precisione, agendo sui tre punti di appoggio.. Lo strumento è gestito da p.c. portatile per mezzo del software "Seismowin", fornito dalla ditta costruttrice. Le misure hanno avuto durata di 20 minuti; la frequenza di campionamento è stata mantenuta pari a 200 Hz.

I dati acquisiti sono stati trattati con il software winMASW, che contiene anche una sezione dedicata all'analisi di microtremori, con valutazione dei parametri definiti dalle direttive europee del progetto SESAME, per il trattamento e l'elaborazione delle tecniche di analisi di rumore sismico a stazione singola. I segnali acquisiti sono stati suddivisi in finestre temporali di 20 s.

Va ricordato che dai rapporti spettrali ricavati con questa metodologia non è possibile stabilire i fattori di amplificazione sismica, per la valutazione dei quali necessitano analisi più complesse.

Le stazioni di misura HVSR sono state ubicate secondo lo schema seguente:

Codice Stazione HVSR	Località
023022P25	Sandrà
023022P26	Sandrà
023022P27	Sandrà-Silani
023022P28	Sandrà

Codice Stazione HVSR	Località
023022P29	Sandrà
023022P30	Castelnuovo-Renaldo
023022P31	Sandrà-Calderare
023022P32	Castelnuovo
023022P33	Case essiccatoio Nord
023022P34	Case essiccatoio
023022P35	Ronchi
023022P36	Ronchi
023022P37	Castelnuovo
023022P38	Castelnuovo-Giardinieri
023022P39	Cavalcaselle
023022P40	Volperara
023022P41	Castelnuovo-Valbruna
023022P42	Castelnuovo-Valbruna
023022P43	Sandrà
023022P44	Sandrà
023022P45	Sandrà-Ponte Tione
023022P46	Castelnuovo Nord Est
023022P47	Castelnuovo-Renaldo
023022P48	Castelnuovo-Renaldo
023022P49	Castelnuovo-Palazzo Sella
023022P50	Castelnuovo
023022P51	Castelnuovo Sud
023022P52	Mongabia-Fenilon
023022P53	Oliosì

Codice Stazione HVSR	Località
023022P54	Cavalcaselle
023022P55	Zuccotti
023022P56	Camalavicina
023022P57	Cavalcaselle
023022P58	Cavalcaselle
023022P59	Cavalcaselle
023022P60	Case essiccatoio Est
023022P61	Moretto
023022P62	Mischi
023022P63	Castelnuovo Sud Ovest
023022P64	Castelnuovo Est

5.4. Risultati ottenuti con l'indagine geosismica

Con le indagini eseguite, si è fornita una ricostruzione preliminare dell'assetto sismostratigrafico del sottosuolo. Di seguito si riassumono i risultati ottenuti, i quali fanno riferimento agli spettri ed ai diagrammi ricavati con le diverse metodologie adottate e riportati nell'allegato alla relazione.

L'elaborazione dei dati sismici acquisiti con tecnica MASW, consente di formulare le seguenti correlazioni tra velocità sismiche delle onde di taglio e tipologia di terreni presenti.

Tipologia	Velocità onde S (m/s)
Terreni superficiali sciolti	< 230
Depositi morenici e/o fluvioglaciali poco addensati/consistenti	230 – 320
Depositi morenici e/o fluvioglaciali mediamente addensati	320 – 450
Depositi morenici e/o fluvioglaciali molto addensati e/o cementati	500 – 650

Si vuole qui ricordare che i risultati dell'indagine geofisica derivano da prove indirette e, pertanto, non va loro attribuito il medesimo valore di quello derivante da prove dirette. Le correlazioni proposte tra le velocità sismiche e le diverse tipologie hanno quindi un valore indicativo e derivano da considerazioni di carattere geofisico, da quanto desumibile dal quadro geologico locale e dal confronto con dati stratigrafici desumibili da sondaggi geognostici diretti. Questi ultimi sono numericamente limitati, situazione che determina un maggior grado di incertezza nel correlare le velocità sismiche con la litologia.

Per quanto riguarda le acquisizioni del rumore sismico ambientale, effettuate con la tecnica HVSR, alcune misurazioni sono state disturbate da rumore antropico; alcuni eventi transienti, probabilmente legati al rumore antropico, sono stati esclusi dal computo spettrale. Nell'allegato alla relazione sono riportati i grafici ottenuti dall'analisi spettrale, relativi alle varie stazioni di misura, così suddivisi:

- Analisi direzionale del rumore sismico
- Andamento delle singole componenti spettrali del moto (N - S, E - O e Verticale)
- Rapporto H/V del rumore sismico (con linea continua la media, con linea a tratteggio la deviazione standard)

Nei diagrammi riportati in allegato, si osserva come l'andamento delle curve indicative del rapporto H/V risulti alquanto disturbato, presentando picchi di dubbia interpretazione e difficoltà nell'identificare una univoca frequenza di risonanza. Solo in corrispondenza ad alcuni diagrammi si osservano picchi abbastanza chiari in un range di frequenze di interesse ingegneristico. Tale situazione può essere causata da:

- sottosuolo estremamente eterogeneo sia in senso verticale sia in senso orizzontale, con assenza di contrasti velocità ben definiti (il substrato lapideo si trova presumibilmente a centinaia di metri di profondità)
- presenza di rumore di origine antropica polarizzato, con direzionalità elevata, che determina l'eccitazione di una sola componente, con la conseguente formazione di picchi anomali. Tale situazione è in disaccordo con la base teorica del metodo che prevede l'omnidirezionalità del segnale.

Nei paragrafi seguenti vengono descritti i principali lineamenti sismostratigrafici relativamente alle zone investigate.

5.4.1. Sandrà - Volperara

L'analisi delle onde di superficie eseguita con la tecnica MASW, ha evidenziato la presenza di una prima serie di sismostrati caratterizzati da $V_s < 320$ m/s, correlabili con terreni da poco a mediamente addensati/consistenti, aventi spessore di pochi metri. Seguono, sismostrati con $320 < V_s < 450$ m/s, velocità che possono essere attribuite a depositi morenici mediamente

consistenti/addensati; lo spessore di questi terreni varia da pochi metri a valori massimi di una decina di metri. I terreni più profondi hanno velocità variabili tra 500 e 630 m/s e sono stati correlati a depositi morenici molto addensati/consistenti o cementati.

Da questa situazione generale si discosta l'area esaminata con il profilo N° 023022L7 (Sandrà - Ponte Tione), dove fino alla profondità di circa 8 m si rilevano sismostrati a bassa velocità (V_s inferiore a 200 m/s), cui seguono terreni ad elevata velocità ($V_s = 600$ m/s).

5.4.2. Castelnuovo del Garda

I profili MASW eseguiti nel territorio circostante il centro abitato comunale, hanno evidenziato la seguente situazione sismostratigrafica. Nelle zone investigate con i profili N° 023022L5, L10 e L17, dopo i primi metri di profondità dove i terreni hanno velocità prossima a 300 m/s, si rileva un orizzonte caratterizzato da velocità dell'ordine di 400 – 450 m/s e con spessore di 3 – 4 m. A partire da una profondità di 6 – 7 m dal p.c., la V_s si attesta su valori uguali o maggiori di 500 m/s.

Nei settori investigati con i profili N° 023022L4, L12 e L13 (zone di Renaldo e Valbruna) si rilevano, invece, terreni relativamente più lenti, poichè fino a profondità dell'ordine di 15 – 20 m dal p.c. i sismostrati hanno velocità uguale o inferiore a 350 m/s. A profondità maggiori, la V_s si attesta su valori compresi tra 550 e 650 m/s.

5.4.3. Cavalcaselle

Il profilo MASW 023022L18 eseguito in questa zona, mostra fino alla profondità di 3 m, terreni con $V_s < 300$ m/s, cui segue uno strato caratterizzato da $V_s = 400$ m/s e spessore pari a 8 m. A profondità maggiore di 11 m la velocità si attesta su valori dell'ordine di 480 m/s.

5.4.4. Settore occidentale del Comune

Nella zona compresa tra Case essiccatoio e Ronchi sono stati eseguiti i profili N° 023022L11, L16, L19 e L20. I sismostrati più superficiali hanno velocità compresa tra 200 e 300 m/s e spessore di pochi metri. Seguono, fino a profondità di circa 15 m dal p.c., sismostrati con $300 < V_s < 360$ m/s, ad eccezione del profilo L19 dove la V_s si attesta intorno a 400 m/s. E' da notare inoltre come nei profili L11 e L16 si manifestino limitate inversioni di velocità. Nel profilo L20, a profondità maggiore di 15 m si misura una velocità pari a 500 m/s.

5.4.5. Settore meridionale del Comune

Il profilo MASW N° 023022L14 è stato eseguito in località Oliosì. Il diagramma di velocità indica come i terreni più superficiali abbiano velocità inferiore a 340 m/s e spessore di 3,5 m. I sismostrati sottostanti possiedono velocità pari a 600 m/s.

Il profilo N° 023022L15 è stato eseguito in località Camalavicina. In questo sito, lo strato superficiale ha spessore di 2,5 m e la V_s è di 230 m/s. I sismostrati più profondi mostrano una crescita abbastanza regolare della velocità, che si attesta sui 530 m/s a -15 m dal p.c.. A profondità maggiore, si misura una V_s pari a 640 m/s.

6. DESCRIZIONE DELLA CARTA DELLE MOPS

6.1. Premessa

L'analisi della stratigrafia e dell'assetto geologico ha permesso di stabilire che, nell'ambito del territorio comunale, non esistono aree classificate come "Zone stabili", nelle quali non si ipotizzano effetti amplificativi di alcuna natura.

Sulla base delle indagini pregresse recuperate presso il Comune e delle nuove indagini geofisiche, si è potuto suddividere il territorio indagato in otto zone stabili ma "suscettibili di amplificazioni locali". Inoltre vengono identificate in cartografia delle zone suscettibili di instabilità in corrispondenza a due linee di faglia.

L'analisi morfologica infine ha permesso di individuare alcune forme di superficie tra quelle indicate nelle ICMS e, precisamente, le scarpate morfologiche e le creste.

Nella carta sono state inoltre segnalate le aree i cui terreni potenzialmente possono dare luogo ad effetti di liquefazione (*zone di attenzione per liquefazioni*). Infatti, con i dati disponibili, si può solo segnalare la possibile esistenza di condizioni predisponenti il fenomeno della liquefazione.

Per valutare con maggiore precisione tale fenomeno, dovranno essere eseguite specifiche indagini, in fase progettuale delle costruzioni o nei successivi livelli di MS. Qualora la presenza di queste condizioni fosse confermata, si dovrà procedere alla valutazione del rischio di liquefazione ed alla stima degli effetti in termini di cedimenti permanenti post-sismici.

Anche se non previsto nell'ambito degli Standard e delle Linee guida per gli studi di MS, si segnala in questa sede la possibilità di formazione di onde anomale (sesse) provocate da sismi di intensità maggiori del VIII grado della scala ESI2007 che potrebbero interessare le fasce spondali del lago di Garda.

6.2. Definizione profili tipo

ZONA 2001

- Copertura di terreno agrario - alterato (spessore massimo 5 m)
- GC - Terreni ghiaioso-sabbiosi con limo ed argilla, livelli cementati posti in corrispondenza dei dossi morenici ($V_s > 400$ m/s).

ZONA 2002

- CL - Terreni argilloso-sabbiosi con ghiaia; alternanze di livelli a prevalenza argillosa o ghiaiosa.

ZONA 2003

- GC - Terreni ghiaioso-sabbiosi con abbondante matrice ed assenza di cementazione degli orizzonti ghiaiosi (Vs 300 - 350 m/s).

ZONA 2004

- MH - Terreni a grana fine limoso-sabbiosa posti in corrispondenza dei paleovalvei (Vs < 300 m/s).

ZONA 2005

- OL - Depositi limoso-argillosi ricchi di sostanza organica delle zone depresse o a drenaggio difficoltoso (Vs < 300 m/s).

6.3. Descrizione delle frazioni principali

Nei paragrafi seguenti vengono sinteticamente descritte le caratteristiche delle principali frazioni in cui è suddiviso il territorio comunale e dove è più probabile si sviluppi l'eventuale espansione urbanistica. Si rammenta che tutto il territorio comunale di Castelnuovo del Garda risulta amplificabile per motivi stratigrafici e/o topografici.

6.3.1. Sandra

Nell'area corrispondente alla frazione di Sandra, è stata individuata la zona stabile amplificabile, definita come 2001.

Lo spessore dei depositi morenici è maggiore di 150 m.

La fascia più superficiale dei depositi morenici possiede velocità delle onde di taglio (Vs) inferiore a 320 m/s, mentre a profondità dell'ordine di una decina di metri si misurano velocità variabili tra 460 e 630 m/s.

I diagrammi della curva H/V, mostrano, ove determinabili, picchi di risonanza che si collocano su frequenze comprese tra 1,7 e 8 Hz, espressione della presenza, a profondità molto diverse, di contrasti nello stato di addensamento/consistenza dei terreni all'interno del materasso morenico

Le condizioni litostratigrafiche hanno portato ad escludere la presenza di terreni "potenzialmente liquefacibili", ad eccezione di una piccola area situata Sud di Sandra,

6.3.2. Castelnuovo del Garda

Nel territorio corrispondente al centro comunale ed in quello limitrofo sono presenti le zone 2001, 2002, 2004 e 2005. La zona 2001 si sviluppa prevalentemente in corrispondenza dei dossi

morenici, mentre le altre zone interessano i territori più pianeggianti. In particolare, le zone 2004 e 2005 si sviluppano nei dintorni delle località Valbruna e Renaldo.

I dati relativi a pozzi eseguiti in questa zona indicano uno spessore minimo dei depositi quaternari pari a 75 m, ma è presumibile che lo spessore complessivo sia molto maggiore.

In generale, le misure MASW indicano che il primo strato superficiale possiede $V_s < 300$ m/s; a partire dalla profondità di 6 – 7 m la V_s si attesta su valori dell'ordine di 500 m/s. Nelle località Valbruna e Renaldo si rilevano invece valori di V_s inferiori a 350 m/s, fino alla profondità di circa 15 - 20 m dal p.c..

Gli spettri relativi alle misure HVSR mostrano picchi di risonanza a frequenza variabili tra 1,6 e 6Hz; il significato è lo stesso di quello indicato per la frazione di Sandrà.

Il territorio in oggetto è stato classificato come potenzialmente liquefacibile, ad eccezione dei settori ricadenti nella zona 2001.

6.3.3. Cavalcaselle

In corrispondenza della frazione di Cavalcaselle si rilevano prevalentemente i terreni inseriti nelle zone 2001 e 2002.

Un pozzo terebrato poco a Nord di questa località indica la presenza di depositi quaternari fino ad una profondità di 380 m.

La velocità dei terreni superficiali è inferiore a 300 m/s, mentre a partire da una profondità di circa 11 m, la V_s si attesta su valori di 480 m/s.

Le misure HVSR non hanno consentito di rilevare chiari picchi di risonanza.

Escludendo i settori ricadenti nella zona 2001, il territorio è stato classificato come potenzialmente liquefacibile.

7. BIBLIOGRAFIA

- Burrato, Poli, Vannoli 2008 Sources of Mw 5+ earthquakes in northeastern Italy and western Slovenia: an updated view based on geological and seismological evidence.
- Castellaro S., Mulargia F., Bianconi L. (2005): Stratigrafia sismica passiva: una nuova tecnica accurata veloce ed economica. *Geologia Tecnica & Ambientale*, n. 3, pp. 76-102.
- CPTI Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani INGV, Roma
- DISS 3.1.0, Database of Individual Seismogenetic Sources, INGV, Roma: <http://diss.rm.ingv.it/diss>
- Galadini F., Meletti C. and Vittori E.; 2001: Major active faults in Italy: available surficial data. *Geol. en Mijn.* (Netherlands Journal of Geosciences), 80, 273-296.
- Galadini F., Poli M. E. and Zanferrari A.; 2005: Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with $M \geq 6$ in the eastern Southern Alps (Thiene-Udine sector, NE Italy). *Geophys. J. Int.*, 161, 739-762.
- E. Guidoboni, G. Ferrari, D. Mariotti, A. Comastri, G. Tarabusi, G. Valensise. CFTI Catalogo dei Forti terremoti in Italia 461 B.C. – 1997
- Ibs Von Seht M., Wohlenberg J. (1999): Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bull. Seism. Soc. Am.* 89, pp. 250-259.
- Iliceto V., Peruzza L., Rovelli A., Slejko D. (2002): La difesa dai terremoti mediante zonazione sismica: sinergie fra Protezione Civile e Piani Regolatori. *Geologia Tecnica & Ambientale*, n. 3, pp. 15-36.
- Iliceto V., Boaga J. (2005): Deterministic earthquake scenarios and site effects estimation for S. Michele al Tagliamento (VE)-Italy. *Proc. of the 5th Forum Nazionale di Scienze della Terra, Geoitalia 2005*, 20-23 sept. 2005, Spoleto.
- Iliceto V., Boaga J. (2005): Influenza delle geostrutture nella valutazione degli effetti sismici di sito: il caso della Val d'Adige. *Atti del Workshop di Geofisica: "La Geofisica a servizio dell'ambiente e dei beni culturali, con attenzione alle problematiche in ambito montano"*, Rovereto (TN), 9-12-2005.
- ITACA Banca Dati Accelerometrica Italiana, INGV, Milano: <http://itaca.mi.ingv.it/ItacaNet>
- Kohler A., Ohrnberger M., Scherbaum F., Stange S., Kind F. (2004): Ambient vibration measurements in the southern Rhine Graben close to Basel. *Annals of Geoph.* 47, n. 6, pp. 1771-1781.
- Konno K., Omachi T. (1998): Ground motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremors. *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, pp. 228-241.
- Lachet C, Bard P.-Y. (1994): Numerical and Theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's Technique. *J. Phys. Earth* 42, pp. 377-397.
- C. Meletti, G. Valensise: Zonazione sismogenetica ZS9 – App. 2 al Rapporto Conclusivo. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. Marzo 2004
- Melli M., 2007: Studio geologico e relativa cartografia allegati alla documentazioni del PATI dei Comuni di Peschiera e Castelnuovo del Garda.
- D. Molin, M. Stucchi e G. Valensise: Massime intensità macrosismiche osservate nei comuni italiani. GNDT. ING, SSN – 1996
- Nakamura Y. (1989): A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface. *Quarterly Rept. RTRI, Japan* 33, pp. 25-33.
- Nogoshi M., Igarashi T. (1970): On the propagation characteristics of the microtremors. *J. Seism. Soc. Japan* 24, pp. 24-40.
- NT4.1 Catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno, INGV, Milano
- Panizza M., Slejko D., Bartolomei G., Carton A., Castaldini D., Demartin M., Nicolich R., Sauro U., Semenza E. & Sorbini L. (1981): Modello sismotettonico dell'area fra il Lago di Garda ed il Monte Grappa; *Rend. Soc. Geol. It.*, 3, 587-603.

Peruzza L., Poli M.E., Rebez A., Renner G., Rogledi S., Slejko D. and Zanferrari A.; 2002: The 1976-1977 seismic sequence in Friuli: new seismotectonic aspects. Mem. Soc. Geol. It., 57, 391-400.

Poli M.E., P. Burrato, F. Galadini e A. Zanferrari, 2008 Seismogenic sources responsible for destructive earthquakes in north-eastern Italy , INGV Roma

SERVA L., 1990: Il ruolo delle Scienze della Terra nelle analisi di sicurezza di un sito per alcune tipologie di impianti industriali: il terremoto di riferimento per il sito di Viadana (MN). Boll. Soc. Geol. It., 109, 375-411

SESAME Project AA.VV. http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/SES_Reports.htm

M. Sukan e L. Peruzza: Distretti sismici del Veneto. Bollettino di Geofisica teorica ed applicata Vol. 52 supplement - OGS - 2011

D. Slejko, G.B. Carulli, F. Carraro, D. Castaldini, A. Cavallin, C. Doglioni, V. Iliceto, R. Nicolich, A. Rebez, E. Semenza, A. Zanferrari e C. Zanolla : Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale. C. N. R. – Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti. Trieste 1987

Zanetti G., 1991: Relazione e cartografia geologica allegata alla variante di PRG del 1991, Comune di Catelnuovo fel Garda (VR)

Zanferrari A., Bollettinari G., Carobene L., Carton A., Carulli G.B., Castaldini D., Cavallin A., Panizza M., Pellegrini G.B., Pianett F. and Sauro U.; 1982: Evoluzione neotettonica dell'Italia nord-orientale. Mem. di Sc. Geol., 35, 355376.

Colonne stratigrafiche sintetiche delle microzone omogenee


Zona 2001



Copertura terr. agrario < 5 m
Terreni ghiaioso sabbiosi con limo ed argilla, livelli cementati posti in corrispondenza dei dossi morenici
Vs > 400 m/s


Zona 2002



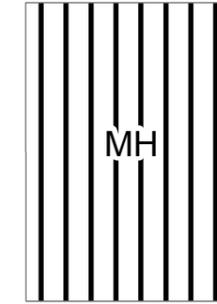
Terreni argilloso-sabbiosi con ghiaia e alternanze di livelli a prevalenza argillosa o ghiaiosa


Zona 2003



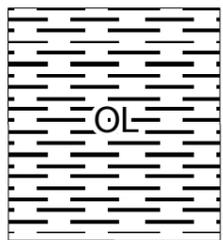
Terreni ghiaioso sabbiosi con abbondante matrice e assenza di cementazione degli orizzonti ghiaiosi
Vs 300 - 350 m/s


Zona 2004



Terreni a grana fine limo-sabbiosa posti in corrispondenza dei paleovalvei
Vs < 300 m/s


Zona 2005

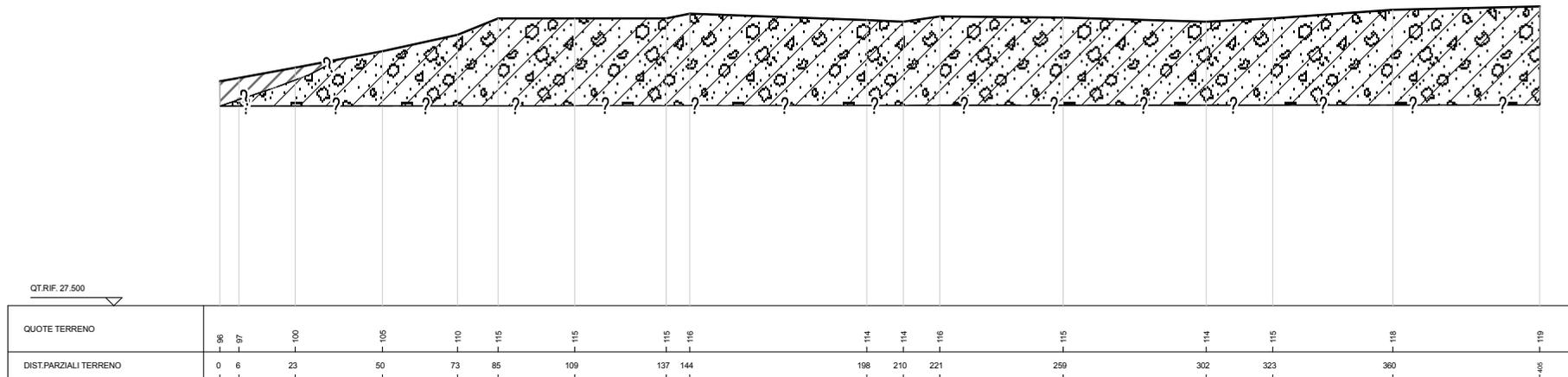


Depositi limoso-sabbiosi ricchi di sostanza organica delle zone depresse o a drenaggio difficoltoso
Vs < 300 m/s

Sezione N. 1

NNE

SSO



QTRIF. 27.500

Legenda

 CL - Argille ghiaiose e sabbiose, argille limose

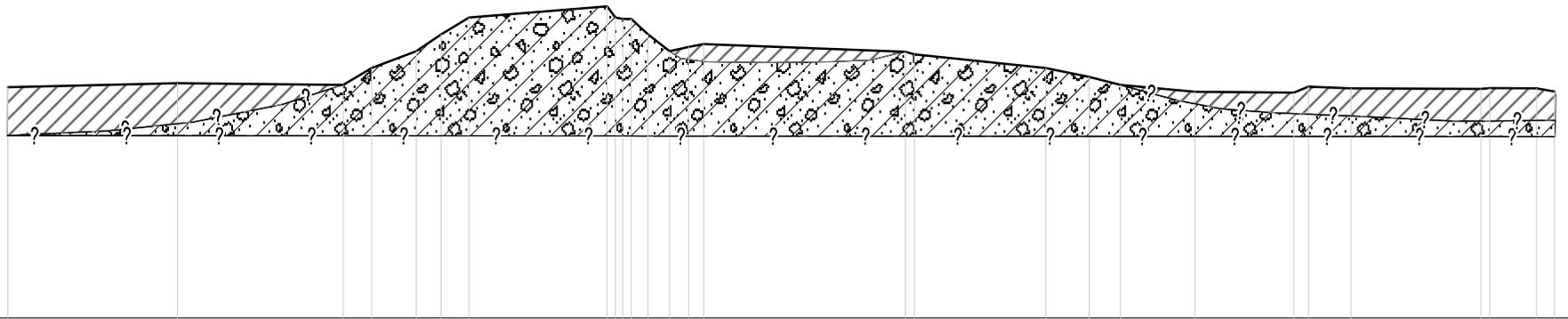
 GC - Ghiaie argillose, miscela di ghiaia, sabbia e argilla

1:2.000

Sezione N. 2

NNE

SSO



QT.RIF. 36.000

QUOTE TERRENO	104	106	105	110	115	120	125	128	125	125	120	115	116	117	115	114	110	107	105	103	103	104	104	104	104	104	103
DIST.PARZIALI TERRENO	0	51	100	108	122	129	137	179	181	186	191	197	203	207	270	309	322	332	354	388	400	400	442	456	461	461	461

Legenda



CL - Argille ghiaiose o sabbiose, argille limose



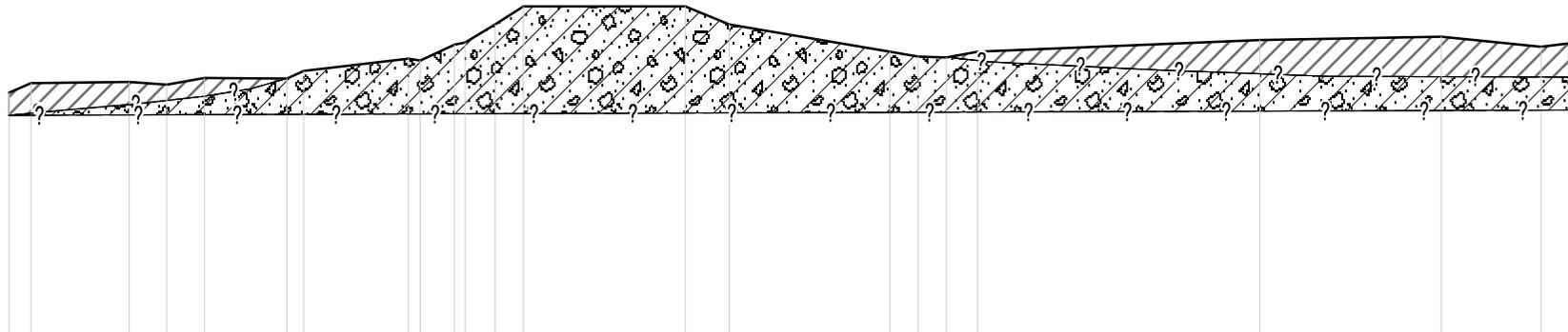
GC - Ghiaie argillose, miscele di ghiaia, sabbia e argilla

1:2.000

Sezione N. 3

NO

SE



QTRIF. 38.500

QUOTE TERRENO	106	109	109	108	110	110	112	116	115	119	120	125	130	130	125	117	116	116	117	121	122	119	120
DIST.PARZIALI TERRENO	0	6	34	44	55	78	82	111	115	127	135	143	188	201	245	253	261	270	348	399	426	431	

Legenda

-  CL - Argille ghiaiose o sabbiose, argille limose
-  GC - Ghiaie argillose, miscela di ghiaia, sabbia e argilla

1:2.000