

Comune di
Susegana

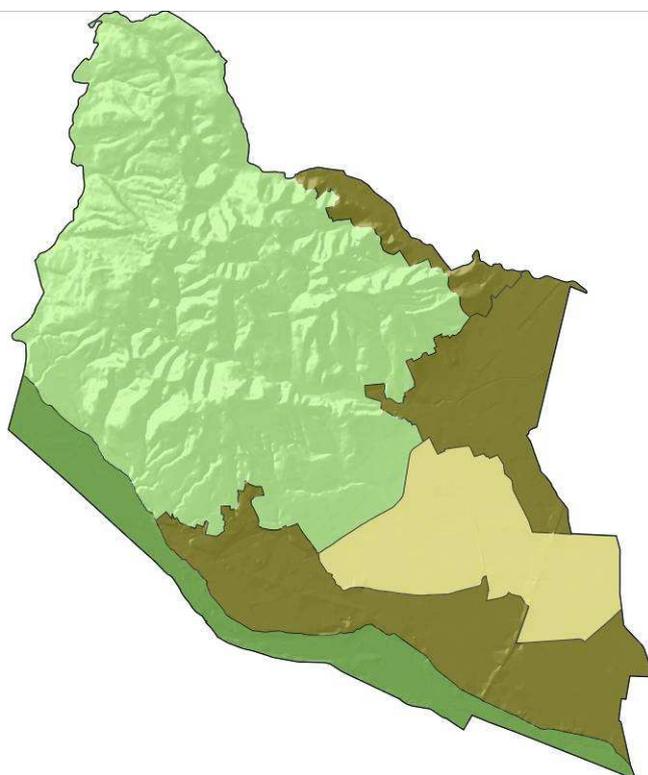
Provincia di Treviso
Regione del Veneto



P.A.T.

Piano di Assetto del Territorio

Relazione sismica



Progettisti:

Urb. Roberto Rossetto

Urb. Francesco Finotto

Arch. Leopoldo Saccon

Con:

Arch. Stefano Maria Doardo

Dott. Urb. Michele Saccon

Studio geologico: Dott. Geol. Dario Barazzuol

Co-progettazione:

Regione del Veneto – Direzione Urbanistica

Provincia di Treviso

INDICE

1 - INTRODUZIONE	3
1.1 – Lo stato dell’arte: mappe di pericolosità sismica di riferimento.....	3
2 – LA SITUAZIONE TETTONICA E STRUTTURALE	7
2.1 – Introduzione	7
2.2 – Assetto tettonico.....	8
2.3 – I sistemi di faglie attive.....	10
2.3.1 – <i>Cenni storici</i>	10
2.3.2 – <i>La metodologia di indagine</i>	12
2.3.3 – <i>Le sorgenti sismogenetiche responsabili di terremoti distruttivi nell’Italia nord-orientale</i>	12
2.3.4 - <i>Caratteri particolari</i>	15
2.4 – Sismicità storica dell’area	16
2.5 – Sismicità storica del comune di Susegana	18
2.6 – La classificazione sismica del territorio comunale	19
3 – LA PERICOLOSITA’ SISMICA LOCALE.....	20
3.1 – Introduzione	20
3.2 – TAV. 5.A Carta degli elementi geologici in prospettiva sismica	21
3.2.1 – <i>Amplificazione stratigrafica</i>	21
3.2.2 – <i>Amplificazione topografica</i>	22
3.2.3 – <i>Gli aspetti cartografati</i>	23
3.3 – TAV. 6.A Carta delle zone omogenee in prospettiva sismica	24
3.3.1 – <i>Gli aspetti cartografati</i>	24

1 - INTRODUZIONE

Teoria ed esperienze nazionali ed internazionali, mostrano con estrema chiarezza che in concomitanza di eventi sismici, l'intrinseca eterogeneità delle caratteristiche geometriche, fisiche, idrauliche e meccaniche dei terreni può indurre danni all'ambiente fisico ed all'ambiente costruito variabili anche in siti posti a breve o brevissima distanza. La valutazione della pericolosità sismica a scala locale non può pertanto prescindere da studi di tipo geologico, geofisico e geotecnico finalizzati alla valutazione dei fenomeni di amplificazione del moto sismico, alla valutazione della suscettibilità alla liquefazione, al potenziale innesco di frane. Dal punto di vista strettamente fenomenologico, per risposta sismica locale si intende l'insieme delle modifiche in ampiezza, durata e contenuto in frequenza che un moto sismico, relativo ad una formazione rocciosa di base (substrato sismico), subisce attraversando gli strati di terreno sovrastanti fino alla superficie libera. Tale fenomeno dipende innanzitutto dalle caratteristiche del moto sismico al tetto della formazione di base, nonché dalle caratteristiche geometriche profonde e superficiali dei terreni, dalle loro proprietà fisiche e meccaniche, dalle caratteristiche di permeabilità e dalle condizioni idrauliche al contorno.

E' per questo motivo che l'Eurocodice 8, la stessa OPCM 3274/2003, e le seguenti Norme Tecniche per le Costruzioni (D.M. 14/9/2005 e il D.M. 14/01/2008) richiedono che per la valutazione dell'azione sismica siano adeguatamente considerate le condizioni geologiche e geomorfologiche attraverso dettagliati studi di microzonazione sismica che consistono nella suddivisione dettagliata del territorio in sottozone a diversa pericolosità sismica locale, tenendo conto, sia della sismicità di base (distanza dalle sorgenti sismogenetiche, energia, frequenza e tipo dei terremoti attesi), sia delle caratteristiche geologiche e morfologiche locali. La microzonazione sismica, individuando le aree a diversa pericolosità sismica, consente, in particolare, di indirizzare le scelte di pianificazione verso gli ambiti a minore rischio.

In questa prospettiva l'Allegato A collegato al D.G.R. Veneto n. 3308 del 04.11.08 "Modalità operative ed indicazioni tecniche per la redazione e la verifica sismica della pianificazione urbanistica" stabilisce che il Quadro Conoscitivo dei Piani di Assetto del Territorio P.A.T. (L.R. 11/2004) deve migliorare la conoscenza delle componenti che determinano la pericolosità sismica locale, nonché fornire criteri di scelta finalizzati alla prevenzione dell'eventuale rischio. Quindi per le zone sismiche 1 e 2, ogni nuovo strumento urbanistico comunale, deve contenere, ai fini dell'adozione, uno specifico studio di compatibilità sismica che fornendo una valutazione della pericolosità sismica di base e locale dia una indicazione della vulnerabilità del territorio. Lo studio si riferisce alla vulnerabilità geologica, geomorfologia ed idrogeologica, escludendo la parte relativa alle infrastrutture. Lo studio che segue fa riferimento alla suddetta D.G.R.V..

1.1 – Lo stato dell'arte: mappe di pericolosità sismica di riferimento

Il quadro legislativo relativo alla tematica sismica in Italia, presenta negli ultimi anni molte innovazioni e modifiche, talvolta di difficile e anche contraddittoria interpretazione.

La più recente normativa sismica italiana, entrata in vigore il 8/5/2003 con la pubblicazione sulla G.U. dell'Ordinanza P.C.M. n. 3274, recepita dalla Regione Veneto con DCR n. 67 del 3/12/2003, suddivide il territorio italiano in quattro zone sismiche, abbandonando la precedente terminologia di categorie sismiche.

Uno dei cambiamenti fondamentali apportati dalla normativa è stata l'introduzione della zona 4, in questo modo tutto il territorio italiano viene definito come sismico. L'appartenenza a ciascuna zona sismica comporta l'adozione di specifiche caratteristiche prestazionali per nuovi edifici e strutture, regolate da opportune norme sismiche contenute nel medesimo provvedimento legislativo, e successive modifiche ed integrazioni. In linea teorica, l'ingresso in zona sismica è agganciato al valore dell'accelerazione orizzontale di picco (Peak Ground Acceleration, PGA, indicata anche come accelerazione massima orizzontale) riferita ad un terreno a comportamento assimilabile alla roccia, ottenuta per un predeterminato livello di probabilità da studi di pericolosità sismica a carattere nazionale. I valori di PGA convenzionalmente associati alle zone sismiche sono riportati nella tabella successiva.

Zona	Accelerazione con probabilità di superamento pari al 10% in 50 anni (ag/g)	Accelerazione di ancoraggio dello spettro di risposta elastico (ag/g)
1	> 0.25	0.35
2	0.15 ÷ 0.25	0.25
3	0.05 ÷ 0.15	0.15
4	< 0.05	0.05

Tabella 1 – valori di riferimento della attuale normativa sismica

Un ulteriore affinamento delle zone sismiche è stato fatto con l'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri 28 aprile 2006, n. 3519 recante "*Criteri generali per l'individuazione delle zone sismiche e per la formazione e l'aggiornamento degli elenchi delle medesime zone*", pubblicata nella G.U. dell'11 maggio 2006, n. 108, in cui sono state stabilite nuove disposizioni per l'individuazione a livello regionale delle zone sismiche che supera il concetto di categoria legato alle suddivisioni amministrative della precedente Ordinanza. Con il medesimo provvedimento è stata approvata la mappa di pericolosità sismica di riferimento nazionale che contiene le accelerazioni orizzontali massime convenzionali al suolo di tipo A, necessarie per redigere il calcolo sismico delle costruzioni.

Va osservato come detti valori di accelerazione di riferimento siano stati ribaditi nel documento approvato con il voto n. 35 del 27 luglio 2007, da parte del Consiglio Superiore dei LL.PP. a seguito degli esiti della ricerca operata dall'apposito Gruppo di Lavoro istituito con decreto del Presidente del Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici n. 12/RIS/SEGR. del 28 febbraio 2006.

I nuovi criteri per l'individuazione della zona sismica si basano su un elaborato grafico che rappresenta il territorio italiano in 12 fasce di valori di PGA di riferimento; innovando le disposizioni dell'O.P.C.M. 3274/03, oltre ai valori standard delle accelerazioni riferite a suoli rigidi viene fornita anche una stima dell'incertezza, tramite predefiniti percentili della distribuzione associata. Per l'attribuzione del sito alla fascia di pericolosità sismica di competenza è stato creato un reticolo di riferimento i cui nodi, individuati in termine di latitudine e longitudine, debbono distare di un passo $\leq 0,05^\circ$: l'INGV ha fornito i parametri di griglia con passo $0,05^\circ$ e $0,02^\circ$ (in termini di distanza circa 10 km e circa 5 km). Per ogni punto vengono forniti i seguenti parametri:

id identificativo del punto della griglia di calcolo
lon longitudine espressa in gradi sessagesimali-decimali
lat latitudine espressa in gradi sessagesimali-decimali
ag accelerazione massima del suolo (50mo percentile, valore standard)

16perc accelerazione massima del suolo (16mo percentile)

84perc accelerazione massima del suolo (84mo percentile)

Quindi la OPCM 3519 di fatto supera il concetto stesso di zonazione, imponendo valori discretizzati nello spazio. In sostanza si è passati da una mappa di pericolosità sismica (2004) usabile dalle Regioni come riferimento per aggiornare l'assegnazione di un Comune a una delle 4 zone sismiche a una dettagliata descrizione dello scuotimento atteso, espresso in termini di parametri ingegneristici. Successive elaborazioni (Progetto INGV-DPC S1, realizzato nell'ambito della Convenzione triennale 2004-2006 fra il Dipartimento Nazionale di Protezione Civile, e INGV, avente come oggetto l'assistenza scientifica e manutenzione dell'elaborato di pericolosità rilasciato nel 2004) hanno portato ad ampliare la disponibilità di valori di pericolosità, riferiti a diverse probabilità di eccedenza, e/o valori di accelerazione spettrale. In particolare alcuni dati estrapolati dalla griglia:

- a_g = accelerazione orizzontale massima al sito;
- F_0 = valore massimo del fattore di amplificazione dello spettro in accelerazione orizzontale;
- T_C^* = periodo di inizio del tratto a velocità costante dello spettro in accelerazione orizzontale,

servono per ricavare gli spettri di progetto da utilizzare nella progettazione secondo le nuove Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC) approvate col D.M. 14/01/08. I valori dei parametri a_g , F_0 e T_C^* determinati sono relativi a situazioni geologiche corrispondenti ad un sito con assenza di effetti locali dei terreni, ovvero con presenza di substrato sismico ($V_{s30} > 800\text{m/s}$) affiorante o subaffiorante ed in condizioni morfologiche pianeggianti.

I punti della griglia sono consultabili on-line presso un sito WebGis appositamente predisposto: <http://esse1.mi.ingv.it>.

Le zone sismiche tradizionali dell'Ordinanza 3274 sopravvivono solo per scopi amministrativi e per la zona 4.

Nella figura alla pagina seguente è riportato uno stralcio della "Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale" relativa alla Regione Veneto redatta dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia nel 2004 e recepita dalla recente Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3519 del 28.04.2006 sopra citata, che assume il ruolo di riferimento ufficiale per eventuali aggiornamenti della zonazione sismica del territorio da parte dei soggetti che ne hanno la competenza territoriale ovvero le Regioni.

Per calare la normativa in ambito locale, va ricordato che la classificazione nazionale e la mappa di pericolosità di cui all'Ordinanza 3519 e alla D.G.R. Veneto n. 71 del 22/01/08 esprimono la sismicità di un'area sulla base dei terremoti avvenuti in epoca storica e della distanza dalle potenziali sorgenti sismogenetiche, senza considerare le caratteristiche locali del territorio che possono modificare il moto sismico atteso, soprattutto in termini di amplificazione.



ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

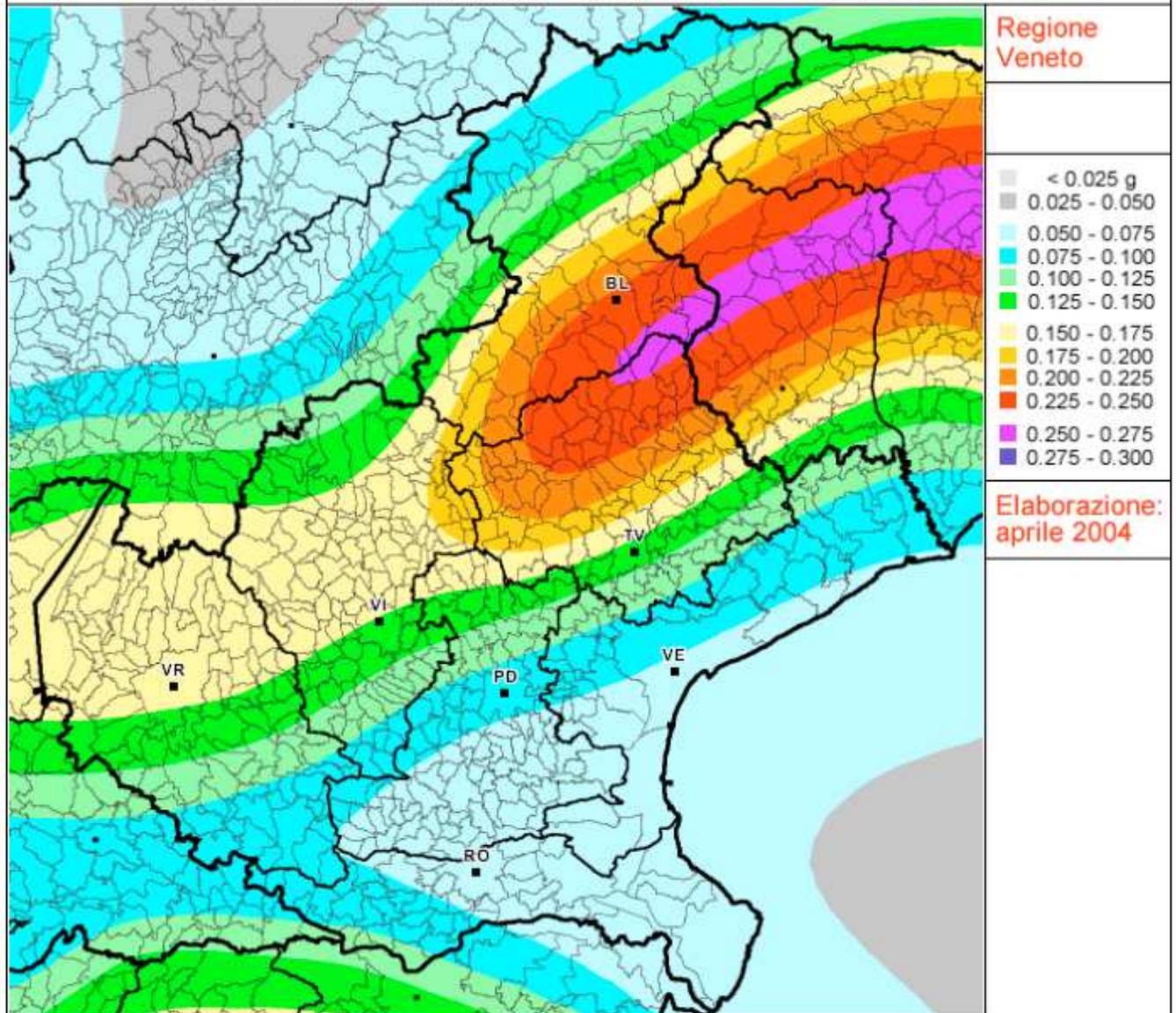
Mapa di pericolosità sismica del territorio nazionale

(riferimento: Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n.3519, All.1b)

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)



Per una più rigorosa analisi della risposta sismica locale vanno quindi considerate sia le caratteristiche della superficie topografica che quelle stratigrafiche le quali possono modificare il moto sismico in superficie favorendo fenomeni di instabilità.

2 – LA SITUAZIONE TETTONICA E STRUTTURALE

2.1 – Introduzione

I cataloghi sismici storici indicano che il settore orientale della catena delle Alpi Meridionali (Italia del NE, e Regione Veneto e Friuli) è stato colpito da numerosi terremoti, alcuni dei quali molto forti, nell'ultimo millennio.

Nel periodo 1977-2006 la rete gestita in convenzione dall'OGS (Osservatorio Geofisico Sperimentale) di Trieste ha registrato in Veneto quasi 1200 eventi sismici con magnitudo compresa tra 2,0 e 3,0. La maggior parte di essi è localizzata lungo la fascia prealpina che unisce l'Alpago al Monte Baldo.

In fig. 1 sotto è riportata la distribuzione di tutti i terremoti registrati da OGS distinti per classi di magnitudo di durata M_D^* . Gli eventi con $M_D > 4$ i cui epicentri ricadono nel territorio regionale o in prossimità di esso sono identificati con una stella rossa. Si tratta dei seguenti:

- 24/05/1987 Garda $M_D = 4,2$
- 13/04/1996 Claut $M_D = 4,2$
- 13/09/1989 Pasubio $M_D = 4,8$
- 24/11/2004 Salò $M_D = 5,2$

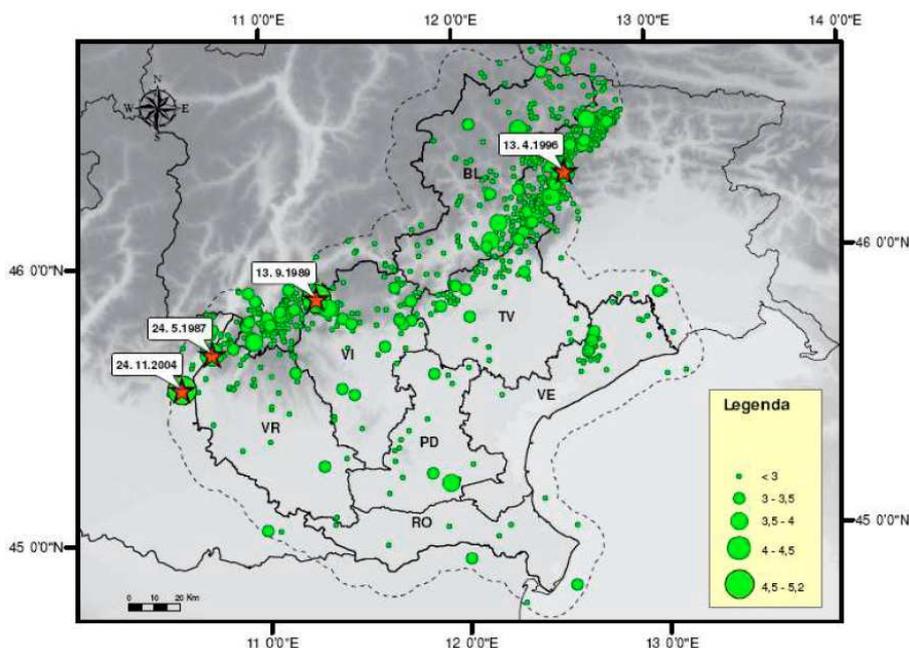


Fig. 1 Distribuzione di tutti i terremoti recenti registrati dalla rete sismometrica gestita da OGS in Veneto nel periodo 1977 – 2006 (Priolo, 2008).

Considerando la frequenza dell'accadimento terremoto e che quest'area ha un'alta densità di popolazione e la più alta densità di insediamenti industriali tra le regioni italiane considerate maggiormente sismiche, può senz'altro essere invocato un alto livello di rischio sismico. Per questo motivo la definizione della neotettonica regionale e le caratteristiche sismotettoniche sono state oggetto di numerosi studi, particolarmente dopo il devastante terremoto del Friuli del Maggio 1976 (M 6,5) che causò danni stimati fra il IX e X grado di intensità macrosismica (scala MCS). Benché le moderne investigazioni della sismotettonica regionale siano iniziate più di 30 anni fa, la conoscenza delle sorgenti sismogenetiche è ancora incerta. Questo dipende soprattutto dal fatto che la recente/odierna attività tettonica è collegata ai movimenti di sistemi di faglie cieche, le cui caratteristiche (es. lunghezza del singolo segmento, entità del scivolamento ecc.) non può essere definita solamente attraverso la classica analisi geomorfologica. Molti dati

sulle sorgenti sismogenetiche delle Alpi Meridionali derivano dall'applicazione di algoritmi che permettono di definire la geometria della sorgente dai dati puntuali di distribuzione dell'intensità dei terremoti storici (es. Sirovich *et al.* 2000; Valensise & Pantosti 2001). Durante gli ultimi anni tuttavia, la conoscenza delle caratteristiche strutturali superficiali del settore orientale delle Alpi Meridionali, ha subito un forte impulso, grazie soprattutto ai dati provenienti dalle ricerche sismiche. Inoltre lavori recenti hanno dimostrato che dettagliate investigazioni geomorfologiche possono definire le aree affette da deformazioni continue, che tipicamente rappresentano l'espressione superficiale delle faglie cieche (es. Ferrarese *et al.* 1998; Benedetti *et al.* 2000).

Di seguito vengono riportate le ipotesi più attuali sulle sorgenti sismogenetiche, responsabili dei terremoti più forti, basate oltre che su dati geomorfologici, sui recenti risultati dei profili sismici a riflessione attraverso le Alpi Meridionali (per una lunghezza totale di 1700 km), che hanno permesso di definire la geometria (in 3-D) delle maggiori sorgenti sismogenetiche. Ad esse sono associati i terremoti di magnitudo $M \geq 6$ (ricordiamo che tale magnitudo corrisponde al valore di soglia per i danni strutturali agli edifici che è attorno all'VIII grado di intensità MCS). Vengono altresì discusse le ipotesi di associazione di queste sorgenti con i terremoti storici (basate sul confronto tra le località maggiormente danneggiate e la geometria delle sorgenti). Questa procedura permette di ipotizzare anche sorgenti alle quali è associata una deformazione attiva ma prive di terremoti in tempi storici. L'identificazione di tali sorgenti, concisamente definite silenti, permette di definire le aree potenzialmente affette da un alto livello di pericolosità sismica.

2.2 – Assetto tettonico

Per descrivere la situazione tettonica dell'area si è fatto riferimento a 4 principali pubblicazioni:

- AA.VV. "Modello sismotettonico dell'Italia Nord Orientale", C.N.R., Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Rendiconto N. 1, Trieste, 1987: è un lavoro di sintesi ed inquadramento dei caratteri strutturali e sismologici per l'intera Italia Nord-Orientale;
- "Map of active faults between the Po and Piave Rivers and Lake Como" (Castaldini & Panizza, 1991);
- AA.VV. "Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with $M \geq 6$ in the Southern Alps (Thiene – Udine sector, NE Italy)" *Geophysical Journal International* (2005): rappresenta un modello più evoluto rispetto a quelli precedenti basati sull'andamento superficiale delle sole faglie attive, in quanto l'interpretazione sismotettonica è spinta fino alla scala della individuazione, o dell'ipotesi, di singoli segmenti strutturali potenzialmente in grado di generare terremoti significativi; la schematizzazione delle sorgenti è stata in seguito ripresa da DISS Working Group, 2007, Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.0.4: A compilation of potential sources for earthquakes larger than $M 5,5$ in Italy and surrounding areas, in I. N. d. G. e Vulcanologia, ed., <http://diss.rm.ingv.it/diss/>.
- ITHACA "ITaly HAZard from CApable faults". disponibile on-line all'indirizzo <http://www.apat.gov.it/site/it-IT/Progetti/ITHACA - Catalogo delle faglie capaci>

- Geometric and Kinematic modeling of the thrust fronts in the Montello-Cansiglio area from geologic and geodetic data (Eastern Southalpine Chain, NE Italy). Pierfrancesco Burrato et al. Rendiconti online Soc. Geol. It., Vol. 5 (2009), 48-50, 2 ff.

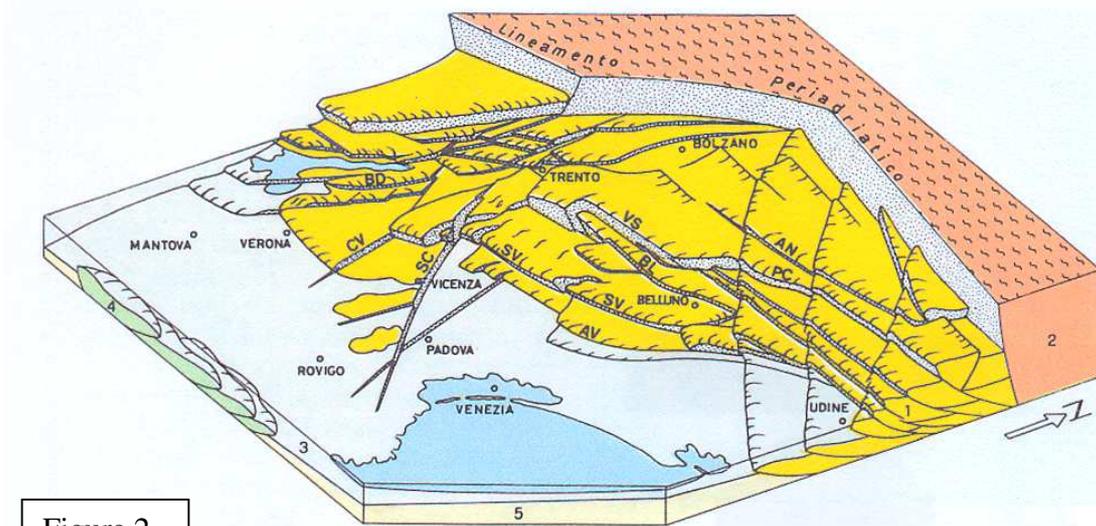


Figura 2

Visione tridimensionale delle principali deformazioni Alpine: AN = Linea dell'Antelao; AV = Linea di Aviano; BD = Faglia del M. Baldo; BL = Linea di Belluno; CV = Faglia di Castelvero; FP = Fronte della Catena Appenninica; PC = Linea di Pieve di Cadore; SC = Faglia Schio-Vicenza; SV = Sovrascorrimento Schio-Valdobbiadene ("Flessura pedemontana").

Dal punto di vista tettonico regionale l'area in esame appartiene al fronte Prealpino delle Alpi Meridionali, esteso tra Gemona e Schio, che corrisponde al fronte Plio-Quaternario della catena Sudalpina Orientale, un insieme embriciato di ricoprimenti a basso angolo diretti circa tra WSW - ENE e WNW - ESE. La raccolta di nuovi dati geomorfologici e strutturali (sia superficiali che profondi), assieme a quelli di letteratura, ha permesso di definire con discreta precisione i maggiori *thrust* attivi che interessano le Alpi Meridionali orientali (Italia del NE - vedi fig. 2).

Come si vede dalla figura 3 seguente, nel settore delle Prealpi Venete il fronte più a S della catena Sudalpina Orientale è delimitato dal Montello *thrust* (MT), diretto WSW-ENE, immergente verso NNW e lungo una trentina di chilometri, e da due minori ricoprimenti aventi direzione ed immersione coerenti col primo: i *thrusts* Bassano-Cornuda e Thiene-Bassano.

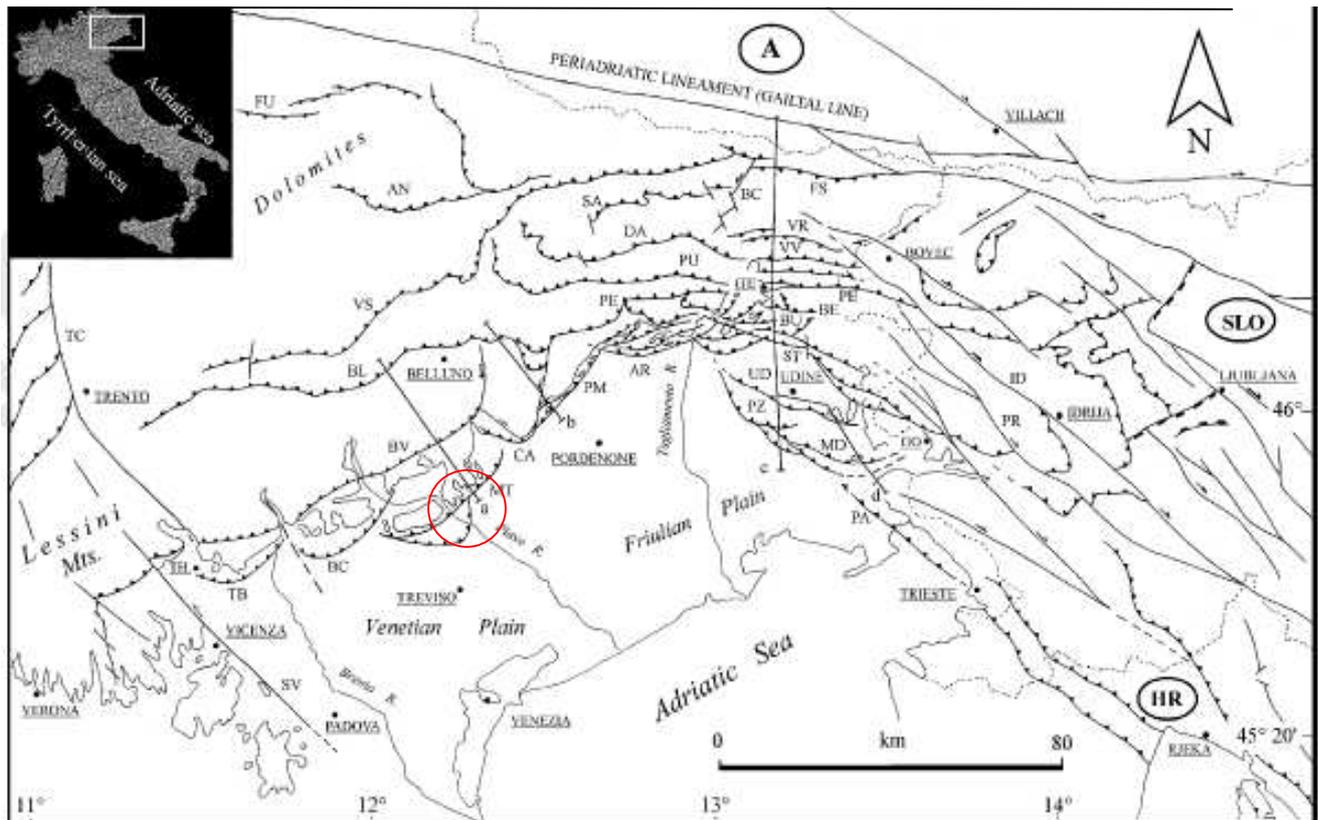


Fig. 3: Modello strutturale del NE Italia e W Slovenia. Le lettere a, b, c e d definiscono le tracce delle sezioni geologiche (vedi fig. 3). Legenda (città): TH: Thiene; GE: Gemona; GO: Gorizia. Legenda delle strutture che interessano la zona in esame e quelle adiacenti: TB: faglia Thiene-Bassano; BC: faglia Bassano-Cornuda; BV: faglia Bassano-Valdobbiadene; MT: faglia del Montello; CA: faglia del Cansiglio.

2.3 – I sistemi di faglie attive

2.3.1 – Cenni storici

Negli anni '60 e '70 furono raccolti un gran numero di dati sull'attività Plio-Quaternaria delle faglie dell'Italia del NE, poi sintetizzati nella "Mappa Neotettonica dell'Italia" (CNR-PFG 1987). In questa vennero mappati i maggiori sistemi di *thrust* sud-vergenti che bordavano le pianure Veneta e Friulana ed influenzavano il dominio pre-Alpino, come strutture continue attive durante il Pliocene ed il Quaternario (faglie capaci).

La recente attività dei sovrascorrimenti che delimitano le pianure Veneta e Friulana viene rimarcata anche nella "Map of active faults between the Po and Piave Rivers and Lake Como" (Castaldini & Panizza, 1991), che riporta 112 faglie attive nell'area compresa tra il lago di Garda e la regione Friulana. Gli autori hanno mappato 4 principali strutture compressive dirette ENE-WSW: le linee Bassano-Valdobbiadene, Aviano, Sacile e Valsugana Sud, insieme con un gran numero di faglie minori.

Un sommario a scala regionale delle faglie attive che interessano la catena orientale delle Alpi Meridionali è stato recentemente proposto da Galadini *et al.* (2001b). Il lavoro, che rileggeva criticamente la letteratura disponibile, riportava nuovi dati di campagna del settore W dell'area indagata. La mappa elaborata includeva le faglie principali (come tracce superficiali) la cui lunghezza era consistente con terremoti di magnitudo $M \geq 6,2$. Le faglie mappate sono caratterizzate dall'evidenza di attività o dall'indicazione di probabile attività

durante il tardo Pleistocene-Olocene (dopo l'ultima massima espansione glaciale, LGM). Il risultato di questa operazione fu un inventario di 8 faglie (si tratta di strutture continue maggiori) che interessavano l'area tra Thiene ed il bordo orientale Friulano. Una successiva rivisitazione critica del lavoro ridusse ulteriormente il numero di faglie attive.

La presenza di faglie capaci nel territorio oggetto di studio può essere verificata consultando il catalogo delle faglie capaci ITHACA "ITaly HAZard from Capable faults" disponibile on-line all'indirizzo [http://www.apat.gov.it/site/it-IT/Progetti/ITHACA - Catalogo delle faglie capaci](http://www.apat.gov.it/site/it-IT/Progetti/ITHACA_Catalogo_delle_faglie_capaci) (fig. 4).

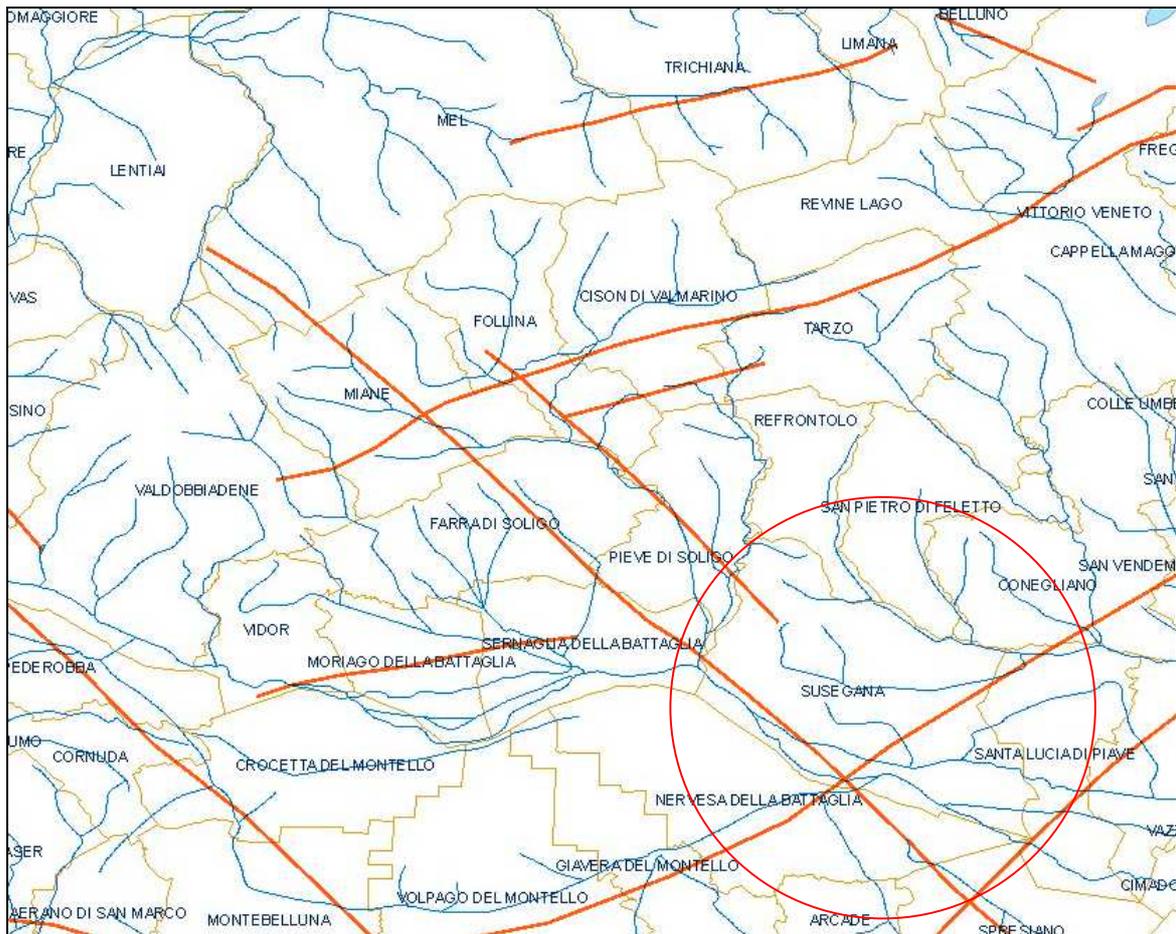


Fig. 4 Cartografia con indicate le faglie capaci che interessano il territorio del PAT desunte dall'archivio ITHACA.

Dai dati geologici disponibili si può vedere come la recente attività tettonica sia il risultato di sovrascorrimenti "ciechi" responsabili di movimenti verticali differenziali e continua deformazione dei depositi e della morfologia del tardo Quaternario, ubicati sopra la linea di estremità delle faglie sepolte (Benedetti *et al.* 2000; Merlini *et al.* 2002; Peruzza *et al.* 2002). Questo stile deformativo (vedi figura 5) impedisce la possibilità di comprendere il comportamento delle faglie attraverso il solo uso esteso delle ricerche paleosismologiche. Il quadro si complica ulteriormente qualora le faglie attive della tettonica Neo-Alpina riattivino faglie di sovrascorrimenti più antichi, in particolare quelli Dinarici (diretti NW-SE).

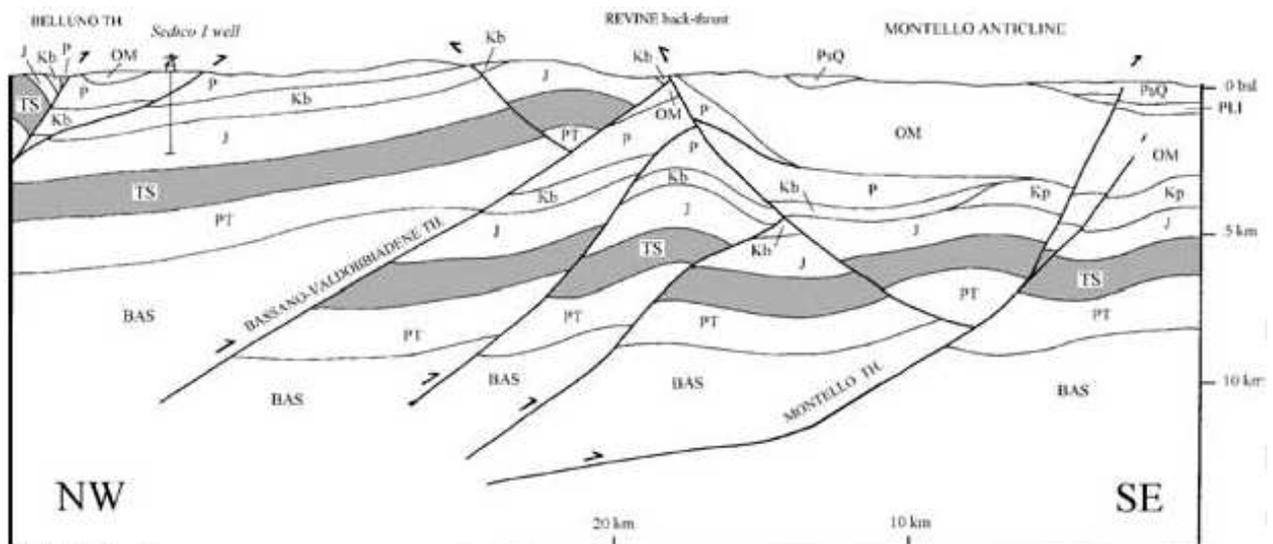


Fig. 5: Sezione geologica attraverso il margine meridionale delle Alpi Meridionali orientali nell'area del Montello (da Fantoni et al., 2001). Legenda: PsQ: Pliocene sup.-Quaternario; PLI: Oligo-Miocene; P: Paleocene; Kb: Cretaceo (bacino); Kp: Cretaceo (piattaforma); J: Giurassico; TS: Trias superiore; PT: Permo-Trias; BAS: Basamento magnetico.

2.3.2 – La metodologia di indagine

La definizione della geometria tridimensionale delle faglie in profondità, soprattutto quando, come in questo caso, si tratta di sistemi di faglie “cieche”, viene ricavata:

- dall'interpolazione e dal confronto di dati che vengono dallo studio geomorfologico superficiale (che danno informazioni sull'interazione tra la crescita del sovrascorrimento e le forme del territorio);
- dai profili sismici a riflessione trasversali ad esse. I dati geofisici (insieme ai dati dei sondaggi) aiutano a definire il profilo profondo della faglia, permettendo così di legare l'espressione superficiale di questa ad una superficie di faglia profonda;
- se la sorgente sismogenetica è stata responsabile di un terremoto in tempi recenti (es. Friuli 1976), dalla localizzazione epicentrale delle scosse principali e di assestamento e dallo studio dei parametri focali;
- dalla distribuzione dei danni dei terremoti storici.

Secondo questa filosofia, per la definizione della geometria dei maggiori sovrascorrimenti ciechi che interessano la nostra zona, sono stati utilizzati dati strutturali del sottosuolo, derivati da più di 1700 km di profili sismici a riflessione, che hanno permesso di definire la geometria profonda dei segmenti di faglia, fino a profondità comprese tra 5 e 14 km. I vettori di spostamento delle faglie sono stati ricavati da dati strutturali di superficie e dalla precedente conoscenza dei campi di stress che interessano la nostra regione. I tassi di spostamento a lungo termine sono stati invece ricavati dalle dislocazioni dei depositi quaternari.

2.3.3 – Le sorgenti sismogenetiche responsabili di terremoti distruttivi nell'Italia nord-orientale

Per quanto riguarda la fascia Prealpina, l'elaborazione di un gran numero di dati ha permesso di segmentare il fronte della deformazione attuale in diverse strutture sismogenetiche individuali che possono essere potenzialmente responsabili di terremoti con magnitudo $M \geq 6$ (ricordiamo che l'energia rilasciata dipende

dalla dimensione della sorgente). Sono state così riconosciute 9 strutture tettoniche potenzialmente sismogenetiche (vedi fig. 6).

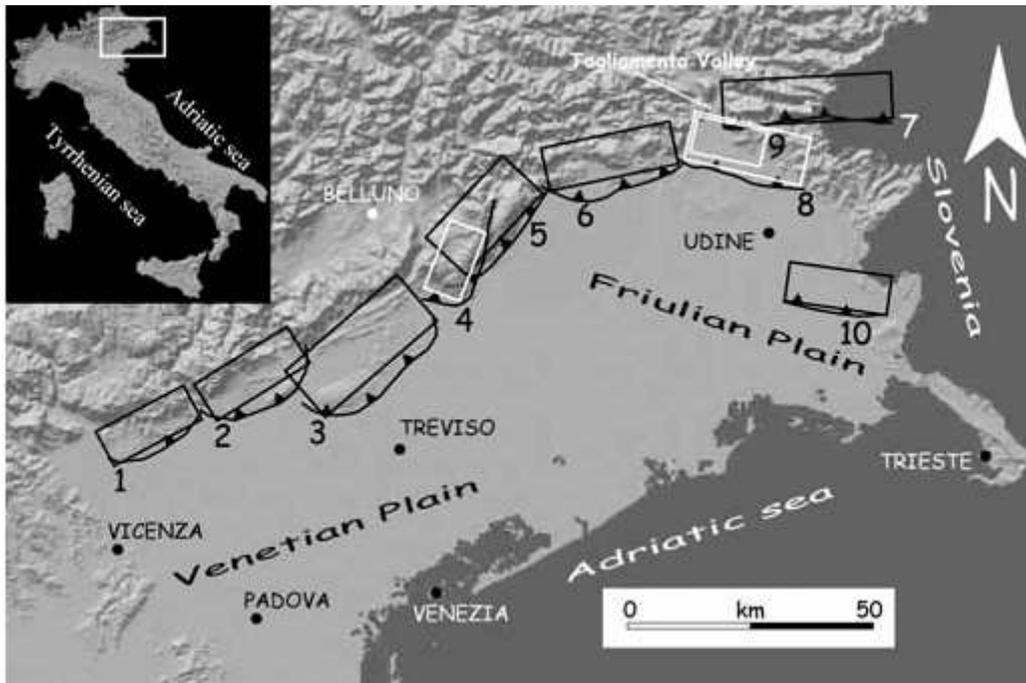


Fig. 6: Mappa delle sorgenti sismogenetiche nel settore Thiene-Udine della catena delle Alpi Meridionali orientali: (1) Thien-Bassano; (2) Bassano-Cornuda; (3) Montello-Conegliano; (4) Cansiglio; (5) Polcenigo-Maniago; (6) Arba-Ragogna; (7) Gemona-Kobarid; (8) Susan-Tricesimo; (9) Trasaghis; (10) Medea. Le sorgenti contornate da rettangoli neri sono state definite principalmente attraverso dati geologici (superficiali e profondi); quelle dai rettangoli bianchi da dati misti geologici-sismici (da Galadini *et al.*, 2005)

Restando in ambito locale, seguendo la suddetta suddivisione, la struttura tettonica che più influenza la zona in esame è quella denominata Montello-Conegliano *thrust*. Il plateau del Montello è un evidente caso di innalzamento tettonico della superficie morfologica (vedi fig. 7).

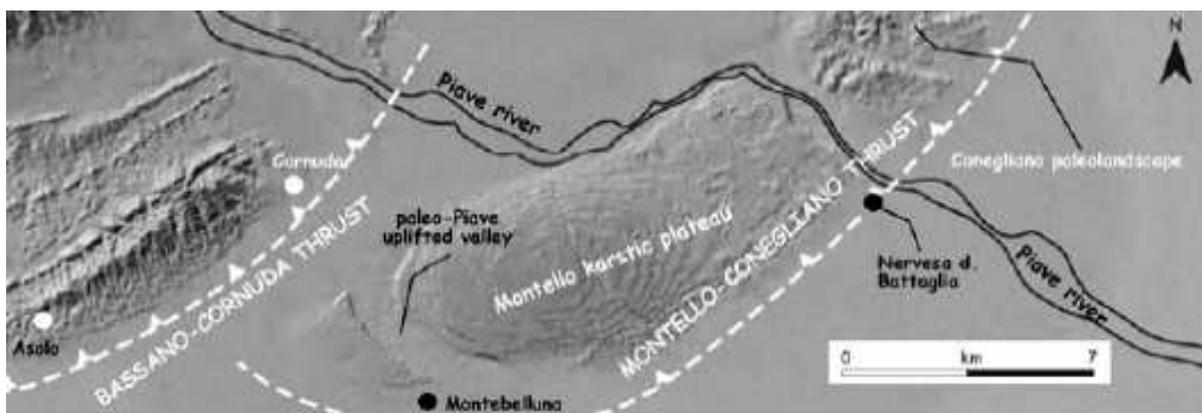


Fig. 7: schema geomorfologico dell'area Asolo-Conegliano. A NW dei sovrascorrimenti di Bassano-Cornuda e Montello-Conegliano si possono notare le aree ripiegate. L'innalzamento del Montello ha condizionato il drenaggio del f. Piave (da Galadini *et al.*, 2005)

La formazione dei suoi terrazzi è infatti collegata all'innalzamento che proviene dall'attività dei sottostanti sovrascorrimenti ciechi. Ogni terrazzo rimarca l'approfondimento del f. Piave in conseguenza dell'incremento del rilievo. La morfologia carsica superficiale indica chiaramente il diacronismo del rilievo, essendo molto più maturo sui vecchi terrazzi che sui giovani (Ferrarese *et al.* 1998). Anche la convessità dei

terrazzi lungo il profilo NW-SE rimarca la distorsione tettonica. Questa è maggiormente evidente in quelli più vecchi che in quelli più recenti, indicando una continuità nel tempo dell'azione tettonica. I profili sismici a riflessione mostrano la deformazione dei depositi quaternari.

Anche il prolungamento verso NE della geometria della faglia del Montello, definita da numerosi profili sismici della British Gas e della CPL Concordia (vedi fig. 6), mostra la terminazione della faglia a NE di Conegliano sotto il *thrust* del Cansiglio.

Non sono state osservate evidenze geomorfologiche di superficie che indichino separazione tra il settore del Montello e quello di Conegliano, e quindi si tratta di un singolo sovrascorrimento che rappresenta l'espressione superficiale di una singola sorgente sismogenetica (Montello-Conegliano).

A NE e a SW la struttura Montello-Conegliano confina con altre due distinte strutture sismogenetiche: quella del Cansiglio e quella di Bassano-Cornuda rispettivamente.

Oltre al lineamento principale che delimita a SE la struttura maggiore, all'interno dell'area di interesse coesistono altre strutture minori alcune delle quali rivestono grande importanza per capire l'assetto strutturale a livello locale (vedi anche figure 3 e 5):

- lungo il margine dei rilievi montani delle Prealpi la grande flessura Bassano-Valdobbiadene-Vittorio Veneto, elemento neotettonico principale di tutta l'area allargata;
- la faglia di Longhere o della Valcalda: grossomodo si snoda al piede e parallelamente alla flessura Bassano-Valdobbiadene, sul fondo della Vallata; si tratta di un fascio di faglie inverse con direzione WSW-ENE, rigetti complessivi dell'ordine di 4 km e lunghezza di circa 25 km;
- parallela alla faglia della Valcalda è la faglia di Farrò che interessa il substrato poco a Nord del centro della località omonima.
- più a Sud la sinclinale del Soligo, con asse parallelo ai rilievi collinari e cerniera all'altezza del centro di Refrontolo. Il fianco della sinclinale è complicato, all'altezza della sede dell'ASCO Piave a Pieve di Soligo, dalla faglia del Quartier del Piave (vedi descrizione sotto).
- anticlinale del Montello: costituisce il rilievo che chiude a S la pianura del Quartier del Piave, ed è formato da strati conglomeratici piegati ad anticlinale con fianchi molto aperti che tende a chiudersi lateralmente (brachianticlinale);
- faglia del Montello: la piega del Montello è il riflesso superficiale di questa deformazione tuttora attiva prodotta dal suo movimento inverso ad alto angolo immergente a NNW che rappresenta la faglia più esterna della catena Sudalpina orientale;
- la linea di Montebelluna: è un lineamento diretto verso NW-SE e circa verticale che si trova ad W del rilievo del Montello; si tratta di un insieme di faglie sia trascorrenti che con importante movimento verticale;
- poco oltre il limite settentrionale del Montello, verso NE, la faglia del Quartier del Piave; è costituita in realtà da uno stretto fascio di faglie dirette, attive, con direzione WSW-ENE, oblitrate dai sedimenti di copertura;

- faglia di Nervesa: circa parallela alla precedente si insinua dentro la stretta di Nervesa e prosegue poi a monte sulla traiettoria del torrente Raboso (dove dà ragione della spaccatura della dorsale collinare), per proseguire poi sulla direttrice Campea-Miane-Carmine fino oltre il crinale delle Prealpi; si tratta di una faglia trascorrente sinistrorsa a trend Dinarico (NW-SE);
- faglia di Pedeguarda: si insinua nel medio corso del fiume Soligo con direzione circa NW-SE, incidendo il versante prealpino verso il m. Crep. Verso S la sua presenza è ancora documentabile nella zona di Collalto.
- linea di Sacile: faglia inversa ad alto angolo con direzione NE/SW che viene intersecata dalla faglia di Nervesa all'altezza di Spresiano mentre secondo alcuni autori passa leggermente più a N e quindi è stata inserita in carta all'estremità meridionale del comune.

2.3.4 - Caratteri particolari

Il plateau del Montello è un evidente caso di sollevamento tettonico, sospeso circa 150 m sopra la pianura Veneta. Il substrato è costituito da conglomerati e sabbie ascrivibili al Tardo Pliocene- Inizio Pleistocene, che sono stati interessati da un'intesa erosione carsica, come si evince dall'abbondanza di doline.

Lungo il margine di SW (dove si trova la località di Biadene), si nota la presenza di una valle abbandonata, appartenente al corso del paleo-Piave, che attualmente scorre a nord del rilievo collinare. Secondo Benedetti et al. (2000), l'abbandono della valle di Biadene si realizzò tra 14.000 e 8.000 anni fa, alla fine dell'ultimo massimo glaciale (LGM), quando il riscaldamento climatico provocò la rapida fusione dei ghiacci e un imponente trasporto solido da parte del Piave (aggradazione), in grado di formare uno sbarramento al deflusso delle acque. Per analogia, anche i terrazzi più antichi secondo questi autori sarebbero dovuti ad aggradazione per riscaldamento climatico corrispondente a periodi tardoglaciali o interstadiali, correlabili a oscillazioni eustatiche.

Per quanto riguarda il sollevamento del Montello-Conegliano *thrust*, Benedetti *et al.* (2000), suggeriscono un tasso di innalzamento lungo la faglia pari ad 1 mm/anno, sulla base dell'indagine geomorfologia dei terrazzi fluviali deformati, con effetto la crescita verticale e laterale dell'anticlinale per almeno 300.000 anni, che avrebbe progressivamente spostato verso ovest il corso del Piave, prima della sua brusca deviazione verso ENE. Il dato va preso con cautela in quanto questo valore dipende oltre che dal movimento vero e proprio lungo la struttura (*slip rate*), anche dall'iniziale quota di deposizione dei sedimenti del Quaternario antico rispetto al piede della faglia. Eventuali episodi di ingressione marina possono aver portato in conto materiali esterni durante le fasi di stasi della spinta verticale del *thrust*, falsandone lo spessore attribuibile al suo solo movimento. Secondo uno studio recente dello Geophysical Journal International (2005), basato sui profili sismici e sullo spessore dei depositi quaternari, la dislocazione minima imputabile alla sola struttura (*slip rate*), è ipotizzabile essere attorno ai 0,32 - 0,4 mm/anno. Tale valore è in linea con i riscontri geodetici delle misure effettuate all'interno della galleria-canale ENEL Castelletto-Nervesa.

Il sollevamento in corso del Montello è supportato anche dal riconoscimento di scarpate parallele alle strutture tettoniche (ENE-OSO) nei megaconoidi di Montebelluna (tardo-pleistocenico, formato dal paleo-

Piave) e di Nervesa (tardopleistocenico-olocenico, formato dal Piave attuale) che circondano verso Sud il colle con apici situati rispettivamente a Ovest e ad Est (MOZZI, 2005).

La struttura tettonica che caratterizza il comune di Susegana, è senza dubbio la faglia del Montello, che delimita a S la struttura sismogenetica descritta.

Le caratteristiche cinematiche sommarie della struttura sono riportate in tab. 2 sotto:

Lunghezza (km)	Area della frattura (km ²)	Profondità massima (km)	Movimento verticale minimo (mm/anno)	Magnitudo
30-35	480	6,2	0,32-0,4	6,72

Tab. 2: principali caratteristiche cinematiche della sorgente sismogenetica Montello-Conegliano (da Galadini *et al.*, 2005)

La sorgente sismogenetica del Montello –Conegliano *thrust* non viene messa in relazione con alcun terremoto storico. Questo porta a definire un gap sismico minimo dall’ultima attivazione della sorgente dell’ordine degli 800 anni. Da un punto di vista pratico l’identificazione del *thrust* come “silente” permette di inserirlo tra le aree caratterizzate da un alto livello di rischio sismico.

L’insieme delle azioni orogenetiche, responsabili del sollevamento prima della zona montana e poi di quella collinare, ha prodotto un complesso di fratture e di faglie, che si possono ricondurre ai seguenti due sistemi:

- **Sistema “valsuganese” a direzione ENE – WSW:** rappresentato nella nostra zona dalla “faglia del Quartier del Piave”.
- **Sistema “scledense” a direzione NW – SE** con strutture riferibili solo a tettonica di tipo disgiuntivo. In zona appartengono a questo sistema le faglie che si insinuano nei fondovali principali (val la pena di ricordare le faglie di Montebelluna e di Nervesa). Varie faglie aventi medesima direzione interessano i conglomerati che formano la parte settentrionale del Comune; esse sono talora evidenziate da allineamenti di doline e da scarpate. Per quanto riguarda fratture e fessurazioni l’andamento è in genere subverticale ed interessa sia i banchi di conglomerato, sia le intercalazioni arenaceo-marnose. I vari sistemi di frattura in parte possono essere evidenziati in corrispondenza degli affioramenti e delle cavità sia superficiali che sotterranee, in parte risultano dall’andamento delle doline e delle altre forme carsiche superficiali.

2.4 – Sismicità storica dell’area

Per quanto riguarda i terremoti storici che hanno colpito l’area si è fatto riferimento al *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani* (CPTI), disponibile al sito <http://emidius.mi.ingv..it/CPTI04/>, frutto di un progetto portato avanti da un Gruppo di Lavoro formato da ricercatori dell’*Istituto Nazionale di Geofisica* (ING), del *Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti* (GNDT) del CNR, della società *SGA Storia Geofisica Ambiente* (SGA) e del *Servizio Sismico Nazionale* (SSN). Il catalogo viene aggiornato periodicamente sulla scorta delle nuove conoscenze. Dalla prima formulazione del 1999 (CPTI99), ne è seguita una seconda nel 2004 (CPTI04) ed infine una terza nel 2008 (CPTI08) che aggiornava quella precedente per gli anni dal 1901 al 2006, anche questa disponibile online.

Secondo il Catalogo, il fronte Alpino della catena delle Alpi Meridionali, cui appartiene la zona in esame, in epoca storica è stata affetta da numerosi terremoti di magnitudo $M > 6.0$, di cui quello distruttivo del Friuli del 1976 rappresenta l'episodio recente più importante. Secondo lo studio CPTI, sono 8 i terremoti con magnitudo superiore a 6.0 che hanno danneggiato l'area localizzata grossomodo in una fascia diretta NE-SW e compresa tra il dominio Alpino e la pianura Veneto-Friulana. Di questi, 3 hanno interessato da vicino l'area in studio: nella tabella sottostante vengono riportati con la parametrizzazione CPTI04 per quelli antecedenti il 1901 e con quella CPTI08 per quello successivo:

anno	data	ora	località epicentrale	intensità epicentrale	Magnitudo
	gg.mm.	ora min.		$I_0 = MCS \times 10^*$	M_{aw}^{**}
1695	25.02	05.30	Asolo	95 CPTI04	6,6 CPTI04
1873	29.06	03.55	Belluno-Alpago	95 CPTI04	6,3 CPTI04
1936	18.10	03.10	Bosco Cansiglio	90 CPTI04	6,1 CPTI08

*= I_0 significa intensità epicentrale, MCS scala Mercalli-Cancani-Sieberg

** = magnitudo momento: proporzionale all'energia rilasciata nel momento di rottura

E' inoltre documentato un terremoto con epicentro Collalto, avvenuto il 20/01/1859, con magnitudo momento pari a 4.97, che ha dato risentimenti in tutta la zona.

Numerosi altri terremoti a minore sismicità, di magnitudo tra 5 e 6, hanno interessato l'area: quello del 778 a Treviso, del 1268 nel Trevigiano, del 1895 e 1900 a Valdobbiadene (M 5.8, 5.1, 5.1 e 5.3 rispettivamente).

Come detto sopra nella fascia Prealpina delle Alpi Meridionali sono state riconosciute 9 strutture tettoniche potenzialmente sismogenetiche (vedi figg. 4 e 6). Un confronto tra la geometria delle sorgenti sismogenetiche e la distribuzione delle località che hanno subito il maggior danneggiamento (ovvero la massima intensità macrosismica) durante i terremoti storici con magnitudo $M \geq 6$ ha permesso di avanzare ipotesi sull'associazione di questi terremoti con le specifiche sorgenti sismogenetiche. Secondo questo schema è plausibile ipotizzare che i terremoti messi in tabella sono da attribuirsi al *thrust* Bassano-Cornuda per quello dell'anno 1695, al *thrust* Polcenigo-Maniago per quello del 1873, mentre per quello del 1936 non si hanno dati sufficienti per poterlo assegnare ad una sorgente precisa, anche se l'attribuzione al *thrust* del Cansiglio sembra la più plausibile.

Secondo i cataloghi disponibili (es. Working Group CPTI 2008), non si sono quindi registrati terremoti significativi che possono essere sicuramente associati al Montello-Conegliano *thrust*, la struttura sismogenetica entro cui ricade l'area in esame. I terremoti di intensità minore (ad esempio quello di Collalto del 1859), derivando da limitate rotture profonde non possono essere correlati con certezza con le sorgenti maggiori senza specifici dati strumentali. Tenendo conto che i cataloghi in genere danno esaustive informazioni solo sui terremoti di forte magnitudo, la sorgente Montello-Conegliano viene considerata silente perché negli ultimi 800 anni non ha registrato eventi sismici di magnitudo superiore alla soglia considerata.

Alcuni autori ritengono silente in epoca storica la sorgente sismogenetica del Montello-Conegliano *thrust*, e ciò può rappresentare, assieme ad altre aree vicine (la Thiene-Bassano, la Arba-Ragogna e la Medea) una

zona di potenziale *gap* sismico nel NE dell'Italia. Essi ritengono che proprio nelle zone di *gap* sismico sia maggiore la probabilità di occorrenza di un evento sismico significativo nel breve-medio termine; di conseguenza la pericolosità sismica nelle aree dove queste sorgenti sismogenetiche sono collocate è potenzialmente più elevata rispetto alle aree poste in corrispondenza di sorgenti che hanno originato terremoti in epoca storica.

Tenendo conto che la completezza dell'informazione contenuta nei cataloghi dei terremoti storici cresce al crescere della soglia di magnitudo considerata, ma diminuisce in generale andando a ritroso nel tempo, le sorgenti sismogenetiche caratterizzate da intervalli di ricorrenza lunghi, di diversi secoli o, possibilmente, 1000 anni possono non essere rappresentate in catalogo. Tassi di innalzamento inferiori ad 1 mm/anno sembrano confermare le conclusioni circa l'intervallo di ricorrenza di ogni sorgente. Infatti gli spostamenti superficiali per evento relativi ai terremoti dei sovrascorrimenti con magnitudo tra 6,0 e 6,7 (quelli previsti dai sovrascorrimenti investigati) sono generalmente di parecchie decine di centimetri. Ad esempio nel Montello-Conegliano *thrust* (al quale secondo Benedetti viene associata una magnitudo potenziale di 6,7 ed un tasso di spostamento di 1 mm/anno, mentre per altri autori è circa la metà), l'offset stimato per evento permette di ipotizzare un intervallo di ricorrenza di circa 700 anni. Questo lasso temporale ovviamente aumenta se il tasso di 1 mm/anno incorpora una parte di spostamenti non sismici o spostamenti collegati a terremoti di bassa magnitudo. Per la verità una componente asismica del moto può essere ragionevolmente molto probabile per le faglie investigate. Ad esempio nell'area del Cansiglio *thrust* rilievi geodetici hanno accertato evidenti movimenti delle faglie in tempi recenti che non possono essere correlati a terremoti di alta magnitudo.

2.5 – Sismicità storica del comune di Susegana

Per l'analisi storica dei terremoti di una certa entità con epicentro documentato entro il territorio del Comune di Susegana, sono stati consultati sia il catalogo NT4.1 (Camassi e Stucchi, 1996), sia il Data Base Macrosismico Italiano del 2004 (DBMI04): entrambi danno notizia di un solo evento significativo nell'area in epoca storica ed è quello riferito al terremoto di Collalto avvenuto il 20/01/1859, con intensità epicentrale tra 6 e 7 e magnitudo momento $M_w = 4,97$. È riportata in allegato a fondo relazione la cartografia relativa a questo evento con indicata intensità epicentrale I_0 , magnitudo momento M_w ricostruita ed intensità macrosismica osservata I_s .

Per i valori di intensità risentita sono stati invece utilizzati i dati contenuti nel solo Data Base Macrosismico Italiano del 2004 (DBMI04, il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04), redatto dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), disponibile al sito <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04/>. Secondo il database a Susegana, come detto sopra, si registra un solo evento con epicentro nel territorio comunale; secondo lo stesso il territorio non è invece stato interessato da scuotimenti sismici di una certa entità (intensità registrata al sito $I_s \geq 5$) in occasione di terremoti avvenuti nelle vicinanze.

Anche il terremoto del 1873 dell'Alpago, pur avendo prodotto danni in vari centri dell'alto Trevigiano, ricordiamo le 42 vittime di San Pietro di Feletto, i cataloghi consultati non riportano notizie di risentimenti nel vicino comune di Susegana.

2.6 – La classificazione sismica del territorio comunale

In base alla zonazione attualmente adottata dall'INGV (ZS9), il territorio di Susegana ricade all'interno della zona sismotettonica ZS905 (Friuli – Veneto Orientale, vedi fig. 8) con M_{wmax} attesa di 6.60. Il meccanismo di fagliazione responsabile dei terremoti che si sono verificati in questa zona è di tipo faglia inversa, con profondità ipocentrale media stimata di 8km.

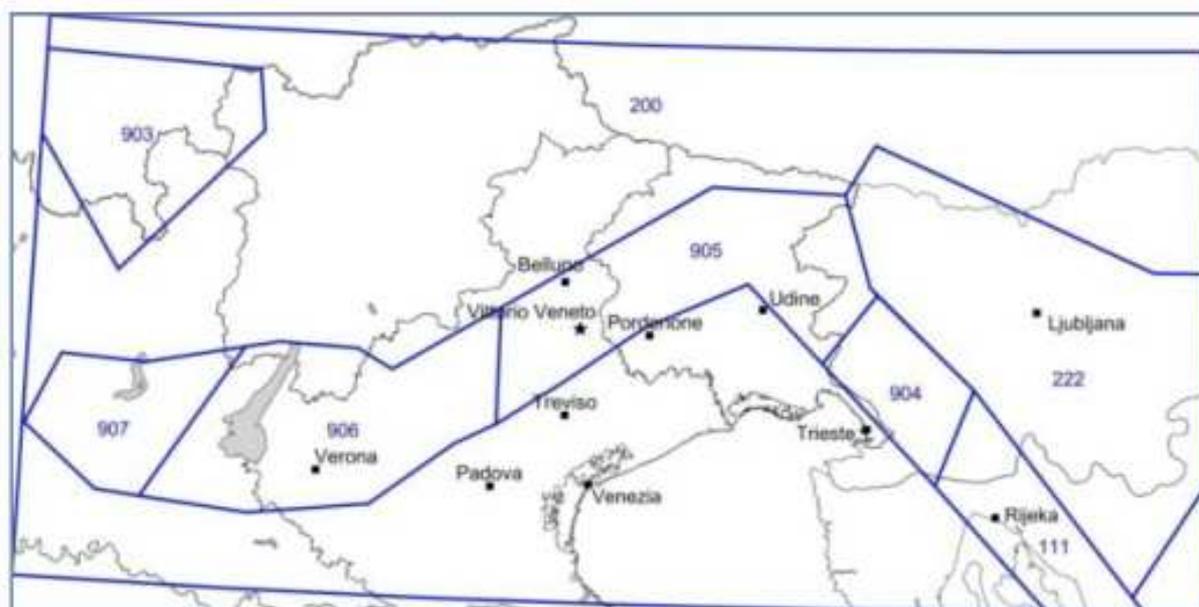


Fig. 8 : Zonazione sismogenetica ZS9

Per quanto riguarda la pericolosità sismica del territorio dal punto di vista macrosismico, come detto in introduzione, l'Ordinanza P.C.M. n. 3274 ha inserito il comune di Susegana in zona 2, confermandone la sismicità già riconosciuta da provvedimenti precedenti in particolare il D.M. 14 maggio 1982. Questa zona prevede una accelerazione massima di picco su suolo di riferimento rigido di 0,25g, con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, che corrisponde al valore con tempo di ritorno di 475 anni (vedi figura 9).

Con l'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri 28 aprile 2006, n. 3519, è stato introdotto il reticolo di riferimento e per avere i dati relativi al comune bisogna mediare i valori imposti ai quattro nodi della maglia relativa. Il reticolo permette di ricavare i parametri per risalire allo spettro elastico di risposta da introdurre nella progettazione.

Secondo la mappa di pericolosità sismica elaborata dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia si vede come il comune di Susegana è compreso entro 2 fasce di accelerazione massima al suolo (riferita a suolo rigido di tipo A):

- $0,200 \div 0,225g$ = settori Sud del comune (grossomodo la zona di pianura)
- $0,225 \div 0,250g$ = settore Nord del comune (grossomodo la zona collinare)

Pertanto i valori di riferimento da utilizzarsi nella progettazione degli edifici devono essere compresi entro questa fascia.

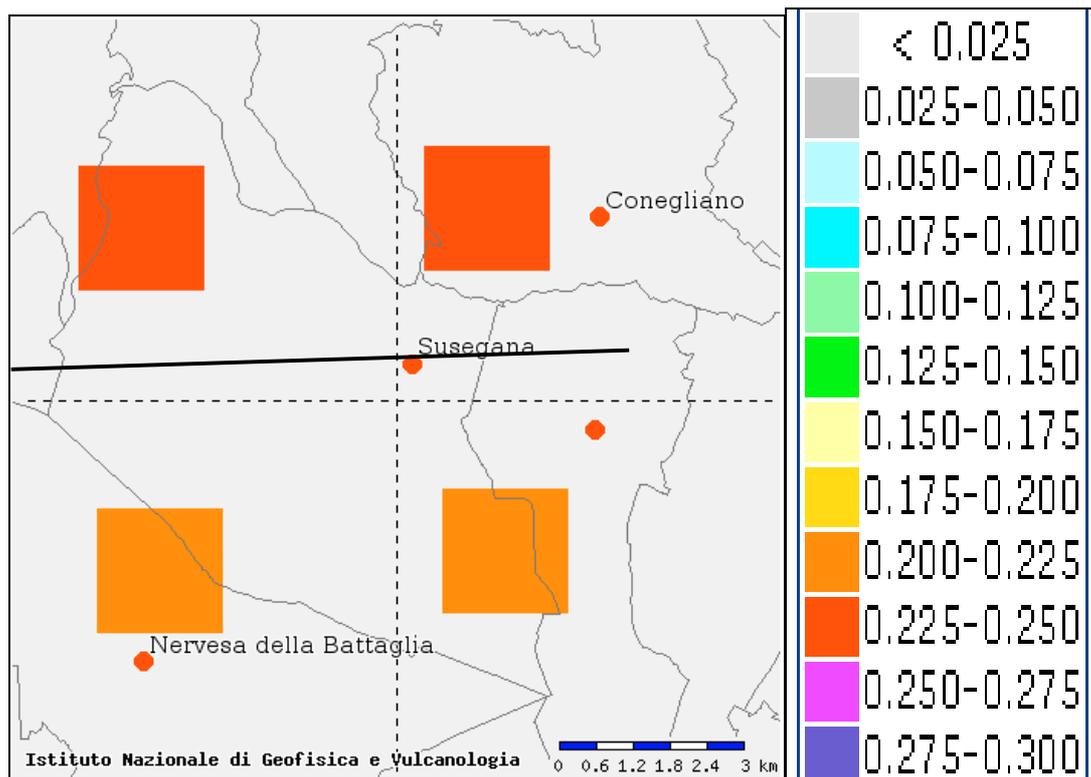


Fig. 9: Mappa di pericolosità sismica del territorio comunale di Susegana

3 – LA PERICOLOSITA' SISMICA LOCALE

3.1 – Introduzione

La carta degli elementi geologici in prospettiva sismica e la carta delle zone omogenee in prospettiva sismica costituiscono uno strumento di affinamento delle mappe di pericolosità sismica di riferimento già esistenti, redatte sulla base della O.P.C.M. 3519/2006, in quanto sintetizzano sulla carta una stima della pericolosità sismica locale in termini di caratteristiche geologiche, geomorfologiche, idrogeologiche e strutturali del sito, associata all'acquisizione di informazioni relative agli effetti dei terremoti storici. Lo studio dei fenomeni di amplificazione locale del moto sismico del suolo rappresenta un passo fondamentale verso la microzonazione sismica di un territorio finalizzata alla caratterizzazione della risposta di sito ed alla conseguente riduzione dei rischi indotti dai terremoti.

Le metodologie di lavoro da utilizzare per gli studi di zonazione sismica, vanno calibrati alla scala del problema. Alla scala territoriale, vengono qui riportati i procedimenti con i quali analizzare e quantificare l'influenza che le condizioni locali di sito (morfologia superficiale e sepolta, regime delle acque sotterranee, costituzione del sottosuolo, proprietà fisico meccaniche dei terreni e delle rocce) hanno sul moto sismico e sugli effetti indotti da un terremoto. Il procedimento di analisi ha fatto riferimento in primo luogo all'allegato A ed alle Linee guida per la realizzazione dello studio di compatibilità sismica per i Piani di Assetto del Territorio comunali e intercomunali (PAT e PATI) della D.G.R.V. n. 3308/2008 oltre che ad uno studio pilota elaborato dal Politecnico di Milano che suddivide l'analisi del rischio sismico in 3 livelli:

1° livello: di tipo qualitativo;

2° livello: di tipo semiquantitativo;

3° livello: di tipo quantitativo.

In questa fase siamo nell'analisi del 1° livello, che prevede la redazione di una carta di pericolosità sismica locale.

L'elaborato è inteso a identificare gli scenari di pericolosità sismica locale sulla base degli effetti di:

- **instabilità:** si riferisce alle zone caratterizzate da movimenti franosi attivi o quiescenti o zone potenzialmente franose o esposte al rischio di frana;
- **cedimenti e/o liquefazioni:** vale per le zone con terreni di fondazione particolarmente scadenti (depositi e riporti poco addensati, terreni granulari fini con falda superficiale ecc.);
- **amplificazioni topografiche:** zone con ciglio $H > 10$ m (scarpate con parete subverticale, bordo di cava, nicchia di distacco, orlo di terrazzo fluviale o di natura antropica), zone di cresta rocciosa e/o cocuzzolo;
- **amplificazioni litologiche e geometriche:** zone di fondovalle con presenza di depositi alluvionali e/o fluvioglaciali granulari e/o coesivi, zone pedemontane di falda di detrito, conoide alluvionale e conoide deltizio-lacustre, zone moreniche con presenza di depositi granulari e/o coesivi, zone con presenza di argille residuali e terre rosse di origine pluvio-colluviale;
- **comportamenti differenziali:** si riferisce a zone di contatto stratigrafico e/o tettonico tra litotipi con caratteristiche fisico-meccaniche molto diverse in termini di rigidità.

3.2 – TAV. 5.A Carta degli elementi geologici in prospettiva sismica

Gli elementi geologici che possono produrre amplificazione sismica sono descritti dalle NTC (Norme Tecniche per le Costruzioni) del D.M. 14 gennaio 2008 e prendono in considerazione l'amplificazione legata agli effetti litologico-stratigrafici e a quelli topografici; vengono purtroppo trascurati gli effetti di valle e di bordo vallivo perché, allo stato attuale delle conoscenze, sono difficilmente quantificabili. Secondo le NTC si valuta:

- a) AMPLIFICAZIONE STRATIGRAFICA (per gli effetti litologico-stratigrafici) dovuta al contrasto di impedenza tra mezzi geologici diversi;
- b) AMPLIFICAZIONE TOPOGRAFICA (per gli effetti topografici di superficie) legata alla focalizzazione delle onde sismiche in corrispondenza di creste e scarpate.

3.2.1 – Amplificazione stratigrafica

L'amplificazione stratigrafica è attesa su suoli (con il termine suolo qui si intende qualsiasi tipo di materiale roccioso o sciolto su cui è modellata la superficie topografica) di categoria diversa da A, caratterizzati da $V_s < 800$ m/s e spessori $>$ di 3 metri.

Qualsiasi tipologia di suolo (roccia o deposito quaternario) che possiede $V_s > 800$ m/s rientra, invece, nella categoria A ed è considerata bedrock sismico, quindi non in grado di generare amplificazione stratigrafica.

Su questa base si distinguono suoli di categoria A, identificati spesso con la sigla SNA (Suoli Non Amplificabili), e suoli di categoria diversa da A, denominati talora con la sigla SA1, SA2, SA3, ecc.

(Suoli Amplificabili = suoli B, C, D, E nelle NTC2008), in funzione delle caratteristiche elastiche stimate (vedi figura sotto).

Categoria di suolo	Descrizione	Esempi di depositi quaternari associati
A $V_s > 800$ m/s	- rocce di basamento (es: filladi) - rocce sedimentarie massive o in banchi spessi (es: calcari, dolomie, arenarie ben cementate), con fratturazione debole o assente, affioranti o coperte da depositi quaternari di spessore non superiore a 3 metri	- depositi glaciali di fondo fortemente consolidati
diversa da A $V_s < 800$ m/s ↓ V_s decescente	- depositi clastici molto grossolani, ghiaie e sabbie cementate - rocce sedimentarie a stratificazione sottile, - rocce tenere (es: marne) - rocce di basamento o sedimentarie massive molto fratturate	- depositi glaciali di fondo normal consolidati - detrito di falda cementato - accumuli di frana a grossi blocchi - depositi alluvionali grossolani cementati
	- ghiaie e sabbie normalmente consolidate e non cementate	- depositi glaciali non consolidati - detrito di falda non cementato - depositi alluvionali - coltre detritico-colluviale
	- depositi di sabbie fini, silt o argille non consolidate - torbe - depositi vulcanici sciolti recenti	- depositi alluvionali fini - depositi transizionali (di laguna, deltizi, di cordone litorale ecc.) - coltre eluvio-colluviale

Nelle carte vengono messe in evidenza anche quegli elementi che possono determinare effetti differenziali (elementi di penalizzazione), sia amplificazione che cedimenti, come le zone con substrato a profondità inferiore a 20 m, le linee di contatto tra litotipi a caratteristiche fisico meccaniche molto diverse o le aree a diffuso carsismo.

Infine nella carta vengono identificate le aree con soggiacenza della falda freatica inferiore a 15 m dal p.c. in quanto potenzialmente soggette a fenomeni di liquefazione oppure esposte a densificazione in terreni insaturi (costipazione e cedimento).

3.2.2 – Amplificazione topografica

L'amplificazione topografica ovvero la focalizzazione (o concentrazione) delle onde sismiche in corrispondenza di creste, cime o cigli di scarpata è un fenomeno ampiamente documentato. Tanto da essere stata considerata una tra le cause principali di concentrazione di danni durante diversi terremoti, soprattutto dell'area mediterranea (Friuli, 1976; Irpinia, 1980; Atene, 1999). Negli anni si è avuto un limitato avanzamento delle conoscenze su questo tema. Tra le ragioni di tale limitato avanzamento va sicuramente citato il fatto che gli effetti topografici sono generalmente più modesti di quelli stratigrafici e sono poi influenzati sensibilmente dalla direzione di provenienza del segnale e che, nonostante l'enorme disponibilità di nuove registrazioni accelerometriche da terremoti recenti, non esistono ancora dati strumentali di buona qualità che evidenzino con chiarezza effetti topografici.

Inoltre, gli effetti topografici sono tipicamente 3D, e pochi gruppi di ricerca sono in grado di eseguire simulazioni con adeguati codici di calcolo numerico. A conferma di questo, si nota che la maggior parte dei

dati disponibili in letteratura, nonché gli stessi fattori di amplificazione topografica proposti nell'Eurocodice 8, sono ottenuti da analisi numeriche 2D.

In linea generale l'amplificazione topografica è massima in corrispondenza di linee di cresta/cigli di scarpata e poi decresce con modelli complessi allontanandoci da esse.

Convenzionalmente, secondo la normativa tecnica italiana (D.M. 14/1/2008), gli elementi geomorfologici (naturali o artificiali) di altezza > 30 metri, per i quali si stima una possibile amplificazione sismica topografica sono:

- a) creste con larghezza alla sommità sensibilmente inferiore rispetto alla base;
- b) cigli di scarpata, orli di terrazzo, nicchie di distacco di fenomeni di frana importanti, orli di scarpata di degradazione e rotture di pendenza generiche. Tra gli elementi geomorfologici artificiali capaci di produrre amplificazione topografica si ricordano anche i cigli di scarpata che delimitano dighe in terra, terrazzi in terreni di riporto e cave di inerti.
- c) cime isolate o guglie

Tuttavia, si consiglia di valutare anche altezze comprese tra 10 e 30 metri, in accordo con quanto indicato negli Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica del Dipartimento della Protezione Civile nazionale.

3.2.3 – Gli aspetti cartografati

Amplificazioni stratigrafiche

A parte gli ammassi rocciosi appartenenti alla facies conglomeratica della Formazione del Montello, a comportamento sismico rigido e quindi assimilabili ai suoli di categoria A, nella restante parte del territorio comunale di Susegana affiorano suoli diversi da A e quindi amplificabili.

Le amplificazioni sono essenzialmente imputabili a cause litologiche e geometriche ovvero al contrasto di impedenza sismica tra il substrato e la copertura. Come visibile in carta, tra i suoli suscettibili di amplificazioni, oltre alle formazioni sciolte quaternarie, sono stati inseriti anche i terreni appartenenti alla facies pelitica della formazione del conglomerato del Montello, costituiti da sabbie e sabbie argillose aventi all'interno subordinate lenti conglomeratiche, considerati come rocce tenere (con $V_s < 800$ m/s).

Naturalmente all'interno delle zone classificate come categoria A andrà verificato in seguito con studi puntuali che il reale spessore dello strato di alterazione o della copertura sia inferiore a 3 m.

Comportamenti differenziali

Nel territorio in studio le uniche zone suscettibili di amplificazioni a causa del contatto stratigrafico e/o tettonico tra litotipi con caratteristiche fisico-meccaniche molto diverse, si trovano lungo il corso del torrente Crevada, dove il contatto stratigrafico tra gli ammassi rocciosi conglomeratici dei rilievi ed i terreni di copertura è pressoché verticale.

Cedimenti e/o liquefazioni

In caso di sisma, fenomeni di cedimento possono essere attesi a causa del collasso di cavità sotterranee ovvero cedimenti improvvisi della superficie topografica. Il profondo carsismo che interessa l'ambiente

della zona Pedrè Doline fa sì che ampie zone siano esposte al rischio di cedimenti o crolli, appunto dove questo fenomeno è più accentuato.

La liquefazione è un fenomeno per cui durante un terremoto la rigidità e la resistenza di un terreno possono ridursi significativamente. Il fenomeno della liquefazione interessa terreni granulari (prevalentemente sabbiosi) sciolti, saturi ed in uno stato di confinamento iniziale modesto (per esempio a breve profondità dal piano campagna). Nell'ambito della carta per quanto riguarda la eventuale suscettibilità dei terreni alla liquefazione, sono state segnalate le aree di pianura con profondità media della falda < 15 m, una discriminante ribadita anche nelle NTC08 (Par. 7.11.3.4.2). Per quanto riguarda le altre circostanze come la granulometria e l'addensamento dei depositi alluvionali o colluviali essa andrà approfondita con studi puntuali. Nelle aree di collina non si individua una vera e propria falda, ma in genere la composizione dei sedimenti di copertura, il loro spessore, le pendenze topografiche e la circolazione idrica sotterranea costituiscono situazioni sfavorevoli al verificarsi del fenomeno della liquefazione.

3.3 – TAV. 6.A Carta delle zone omogenee in prospettiva sismica

La carta delle zone omogenee in prospettiva sismica rappresenta il documento di sintesi finale in cui tutte le condizioni geolitologiche, geomorfologiche e idrogeologiche che possono potenzialmente variare la risposta sismica locale rispetto al terreno di riferimento di categoria A, vengono accorpate in 3 zone omogenee, come richiesto dall'allegato A e dalle Linee Guida della D.G.R.V. n. 3308/2008, che possono essere caratterizzate da condizioni:

- di stabilità
- di stabilità ma suscettibili di amplificazioni sismiche
- suscettibili di instabilità

3.3.1 – Gli aspetti cartografati

aree stabili non suscettibili di amplificazioni sismiche: nel territorio del comune di Susegana non sono state riconosciute zone stabili, ovvero non potenzialmente passibili di amplificazioni del moto sismico. Infatti anche quei settori del territorio in cui non si ha la penalizzazione dovuta alla pendenza oppure allo spessore della coltre sciolta inferiore a 3 m oppure alla presenza di cigli di scarpate o aree con diffuso carsismo con possibili cedimenti, comunque non vi è presenza di ammassi rocciosi affioranti o suoli molto rigidi come prevede la normativa per la categoria A.

Dal punto di vista strettamente morfologico compaiono in realtà aree con pendenza inferiore ai 15° con substrato affiorante anche sui versanti collinari, ma si tratta di situazioni estremamente locali o di fasce limitate. Per questi motivi è stato ritenuto opportuno non evidenziarle nell'ambito della carta delle zone omogenee in prospettiva sismica sia per la scala utilizzata nella rappresentazione, che non consente precisioni elevate, sia per la coesistenza nelle vicinanze di situazioni sfavorevoli, preferendo una interpretazione conservativa della situazione locale a favore di una maggiore sicurezza.

aree stabili suscettibili di amplificazioni sismiche: è stato inserito in questa categoria l'intero territorio comunale ad eccezione dei lembi che rientrano nella classe successiva. L'amplificazione del moto sismico, come effetto dell'assetto litostratigrafico e/o morfologico locale riguarda sia i versanti a pendenza media ($15^\circ \div 30^\circ$) o elevata ($>30^\circ$), che le zone collinari con substrato a profondità inferiore a 20 m, che la zona di pianura con terreni sciolti.

aree instabili per azione sismica: sono le aree nelle quali gli effetti sismici attesi e predominanti sono riconducibili a "deformazioni" del territorio, ma in generale racchiudono anche gli effetti della classe precedente. Le potenziali situazioni geologiche interessate da fenomeni di instabilità durante il sisma possono essere così schematizzate:

- a) instabilità di versante
- b) cedimenti
- c) rotture in superficie

Instabilità di versante

- *zona collinare:* le zone che in caso di sisma possono essere soggette ad accentuazione o riattivazione dei fenomeni di instabilità sono quelle caratterizzate da movimenti franosi attivi o quiescenti. Nel territorio in esame non sono stati documentati fenomeni di dimensioni tali che possono rientrare nelle categorie descritte. Le nicchie di frane di crollo attive rilevate nell'area sono di altezza modesta e risultano difficilmente riattivabili in caso di sisma. Gli unici elementi di dissesto riconoscibili, così come cartografati nella Tav. 5.1 – Carta geomorfologica, sono le superfici dissestate da creep, non ben localizzabili o circoscrivibili, che si rinvergono su ampi tratti dei rilievi collinari. Si tratta in prevalenza di movimenti lenti e superficiali, che si innescano per azione della gravità in versanti formati da terreni meccanicamente deteriorati sia per rimaneggiamento antropico che per variazione cicliche del regime delle pressioni neutre a seguito delle precipitazioni o del gelo, che per il loro modesto spessore in caso di sisma non sono suscettibili di evoluzione verso instabilità vere e proprie. Possono essere interessate al fenomeno dell'instabilità anche le zone a diffuso carsismo (area Pedrè Doline), a causa di crolli o cedimenti di volumi rocciosi in equilibrio instabile per rottura dei ponti di roccia. La loro identificazione andrà puntualizzata e verificata nel P.I.
- *zona di zona di pianura:* in queste zone non ci sono aree suscettibili di instabilità per instabilità di versante.

Cedimenti

Questo tipo di fenomeno durante un sisma si può avere:

- a) per densificazione di terreni insaturi
- b) per liquefazione di terreni saturi
- c) per collasso di cavità sotterranee

La presenza di potenziali situazioni di rischio connessa all'accadimento dei primi due fenomeni andrà puntualizzata e verificata nel P.I. Viene invece segnalata in carta la possibilità di sprofondamenti carsici nell'area Pedrè Doline.

Rotture in superficie

Il fenomeno è collegato ad eventi sismici di forte intensità (in genere \geq VIII-IX grado della scala ESI2007), che può colpire le zone epicentrali per riattivazione delle faglie capaci, ovvero quelle faglie sismiche con indizi di attività negli ultimi 40.000 anni, “capaci” di produrre deformazioni in superficie. Nel nostro caso in carta sono state segnalate le faglie capaci tratte dal catalogo delle faglie capaci ITHACA (“ITaly HAZard from Capable faults”) e così riassunte:

- Linea del Montello: faglia inversa ad alto angolo immergente a NNW che interessa la zona di pianura lungo una direttrice che orientata NE-SW passa tra Colfosco e Ponte della Priula e si dirige verso la zona industriale di Susegana.
- Linea di Sacile: faglia inversa ad alto angolo con direzione NE/SW, parallela alla precedente, che lambisce il bordo sud-orientale del territorio (secondo alcuni autori questa passa più a S intersecando la faglia di Nervesa all’altezza di Spresiano).
- Faglia di Nervesa: si tratta di una faglia trascorrente sinistrorsa che si insinua dentro la stretta di Nervesa e prosegue poi a monte sulla traiettoria del torrente Raboso (dove dà ragione della spaccatura della dorsale collinare), per proseguire poi sulla direttrice Campea-Miane-Carmine fino oltre il crinale delle Prealpi
- Faglia di Pedeguarda: si insinua nel medio corso del fiume Soligo con direzione circa NW-SE, incidendo il versante prealpino verso il m. Crep. Verso S la sua presenza è ancora documentabile nella zona di Collalto

Tutte le faglie capaci segnalate, ad eccezione della faglia di Pedeguarda, sono sepolte sotto una coltre di depositi quaternari, che ne mascherano l’esatta posizione, per cui la loro traccia in carta è tratteggiata.

Faglia di Pedeguarda

Faglia di Nervesa



Faglia del Montello

Faglia di Sacile

Fig. 10: faglie capaci in comune di Susegana (fonte catalogo ITHACA)

NORMATIVA SISMICA DI RIFERIMENTO

In Italia la difesa dai terremoti è attuata esclusivamente tramite la normativa sismica, ovvero da quell'insieme di regole costruttive (norme tecniche) che si applicano ai comuni classificati sismici.

In questo senso la normativa di riferimento è data dai seguenti atti principali:

- L. 02.02.1974, n. 64, "Provvedimenti per le costruzioni con particolari prescrizioni per le zone sismiche";
- D.M. 11.03.1988, "Norme tecniche riguardanti le indagini sui terreni e sulle rocce, la stabilità dei pendii naturali e delle scarpate, i criteri generali e le prescrizioni per la progettazione, l'esecuzione e il collaudo delle opere di sostegno delle terre e delle opere di fondazione";
- Circ. LL. PP. 24.09.1988, n. 30483 "Norme tecniche per terreni e fondazioni - Istruzioni applicative";
- Circ. Reg. 05.04.2000, n. 9, "Indirizzi in materia di prescrizioni tecniche da osservare per la realizzazione di opere pubbliche e private. Obblighi derivanti dalla L. 02.02.1974, n. 64 e dal D.M. 11.03.1988";
- Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri del 20.03.2003, n. 3274 "Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per la costruzione in zona sismica";
- Deliberazione n. 67 del 03.12.2003 del Consiglio Regionale del Veneto "Decreto legislativo n. 112/1998 articolo 94, Legge 2 febbraio 1974, n. 64 e Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri 20.03.2003, n. 3274 come modificata dall'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri 02.10.2003, n. 3316. Nuova classificazione sismica del territorio regionale: Direttive";
- Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri del 03.05.2005 n. 3431 "Ulteriori modifiche ed integrazioni all'ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20 marzo 2003, recante «Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per le costruzioni in zona sismica»";
- D.M. 14.09.2005, "Norme tecniche per le costruzioni";
- Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3519 del 28.04.2006 "Criteri generali per l'individuazione delle zone sismiche e per la formazione e l'aggiornamento degli elenchi delle medesime zone".
- D.M. 14.01.2008, "Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni".
- D.G.R.Veneto n. 3308 del 04.11.08 "Modalità operative ed indicazioni tecniche per la redazione e la verifica sismica della pianificazione urbanistica".
- Circolare 02 febbraio 2009 n. 617/C.S.LL.PP..

Farra di Soligo, dicembre 2011

dott. geol. Dario Barazzuol
Ordine Geologi del Veneto n. 618