

Distretti sismici del Veneto

M. SUGAN E L. PERUZZA

Centro Ricerche Sismologiche, Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Cussignacco (UD) e Sgonico (TS)

(Received: September 2, 2011; accepted: December 28, 2011)

RIASSUNTO Il presente lavoro ha raccolto in modo sistematico i dati di base sismologici e sismotettonici della Regione Veneto, una delle regioni dell'Italia nord-orientale per le quali l'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS) fornisce il servizio di monitoraggio e allarme sismico alla Protezione Civile Regionale. Dalla loro revisione critica ed analisi è stata realizzata una suddivisione del territorio in distretti sismici, ovvero areali caratterizzati da elementi sismologico-sismogenici comuni. Questa zonazione ha uno scopo prevalentemente operativo; la sintesi dei dati disponibili consente una visione di insieme sullo stato delle conoscenze della sismogenesi in questo settore delle Alpi, mentre l'analisi dettagliata delle caratteristiche dei distretti è uno strumento rapido di consultazione in caso di evento sismico, utile sia al personale scientifico in servizio di reperibilità al dipartimento Centro Ricerche Sismologiche di OGS, sia alle autorità deputate ad intervenire sul territorio. Dopo una presentazione dei dati di base analizzati (cap. 2) e dei criteri metodologici utilizzati per analizzare la sismicità (cap. 3), viene fornita una descrizione specifica per distretto (cap. 4), articolata in diversi punti: la sintesi del contesto geologico-strutturale, la presentazione della sismicità storica e strumentale, e il commento di ulteriori livelli informativi riguardanti le strutture attive, gli effetti sul territorio e la normativa sismica. Il Veneto si conferma una regione dalla sismicità significativa, come documentato dalle informazioni storiche; questo aspetto forse non viene adeguatamente messo in rilievo dal dato strumentale disponibile dal 1977, e dalla normativa sismica vigente. Terremoti al di sopra della soglia di percezione hanno interessato un'ampia fascia circa corrispondente alle Prealpi Venete, laddove vi sono maggiori indizi geomorfologici di una deformazione in atto. Non trascurabile, seppure poco nota e di più difficile investigazione, è l'attività di strutture sepolte nella pianura veneta, sia nel settore orientale che in quello occidentale. Nonostante in vaste porzioni del territorio regionale veneto il monitoraggio sismico sia stato, negli ultimi 30-40 anni, disomogeneo e talvolta discontinuo, i database regionali di OGS rappresentano la fonte di dati più omogenea, per l'analisi della sismicità in quest'area. L'installazione di nuove stazioni in aree del Veneto precedentemente poco coperte dal monitoraggio, e l'elaborazione congiunta da parte di OGS dei dati di stazioni sismometriche appartenenti anche ad altre reti hanno notevolmente migliorato negli ultimi anni la capacità di detezione di eventi al di sotto della soglia di percezione. Nella seconda metà del 2011 infine, durante la revisione di questo lavoro, sono avvenuti alcuni eventi fra i più rilevanti del periodo strumentale per l'area del Veneto; essi sono stati citati nella descrizione analitica, pur non essendo concluse le elaborazioni del dato sismologico; queste analisi ed ulteriori

studi mirati di carattere multidisciplinare porteranno presumibilmente significativi miglioramenti al quadro conoscitivo dell'area. L'informazione sismologica qui raccolta è confluita nella realizzazione di archivi elettronici, la cui consultazione dinamica è attualmente in fase di implementazione sul sito istituzionale di OGS dedicato alla sismologia in tempo reale (<http://rts.crs.inogs.it>).

ABSTRACT In this paper we gather and review seismological database and seismotectonic literature for one of the north-eastern Italian regions to which OGS (Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale) provides seismic monitoring and alarm system, the Veneto region. We subdivide the region into 9 seismic districts (Fig. 1), according to some common criteria about seismogenic processes, or data availability. This zonation has a basic operational purpose: it helps the personnel of the Centro Ricerche Sismologiche (CRS) department involved in the rapid availability service, in having an updated and technical overview of the earthquake space-time distribution, and a more detailed description about the main events of the past and about the available knowledge of potential seismogenic sources. This state-of-the-art is a quick manual set up for the local authorities too, as the Regional Civil Defence system is charged to intervene in case of potentially damaging earthquakes. In chapter 2 we describe the dataset available and the ones we used: the data are described separately by historical database (par. 2.1), instrumental archives (par. 2.2), seismogenic sources (par. 2.3), and seismic hazard and regulation (par. 2.4), taking into account the most updated and reliable sources available at the time of the analysis (mid 2011); a synthetic geological and structural framework of eastern Southern Alps and northern Apennines is given as well in par. 2.5, based on literature data only. In chapter 3 some methodological considerations about data quality are given, in order to compile a reference dataset and to represent/analyze the seismicity. Heterogeneous data completeness and magnitude estimates are the main problems pertaining the national and regional instrumental dataset; as no authoritative region is set up for different data providers in north-eastern Italy (from 1977 OGS, but then Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - INGV and Provincia Autonoma di Trento - PAT, with their independent stations and/or data processing), a composition of different datasets is suggested in Table 3.1 for two districts (Giudicarie and Pianura Veneto Ovest) that fall in marginal position with respect to the bulk of OGS monitoring system. Nevertheless, some mislocations, omissions or questionable differences in location parameters have been detected; they have been tracked in the description of individual districts. Chapter 4 describes separately each district, following a common scheme (structural and geological context, historical and instrumental seismicity, neotectonic and active sources, damaging effects and seismic regulation). The Veneto region confirms to be a mid-to-high seismic region, like documented by the historical records. Instrumental data are available since 1977, but their completeness is strongly heterogeneous in time and space; the seismicity pictures of the last decades should take this fact into account. Similarly, many Veneto municipalities exhibit a seismic protection deficit, as they entered in seismic

regulation in 2003 only. Earthquakes above the perception threshold occur along a NE-SW wide stripe of mountain-to-plain transition in the Southern Alps, and along the last trait of the Po river. In the Venetian Prealps there are several geomorphological signatures of active deformation, but rates and geometries of potential sources are in many cases still doubtful, or controversial; similarly, the comprehension of mechanisms and activity rates of seismogenic sources buried above thick alluvial deposits, in the lower plain, is tricky. Even if the seismometric monitoring of the Veneto region performed by OGS since 1977 has not been constant in time and coverage, the regional OGS database of instrumental seismicity is by far the most homogeneous and reliable dataset available, for all but the two districts on the westward border of the Lombardia region, and Emilia Romagna region southwards; in these areas, a manual revision of earthquake location is needed by integrating original phases of different seismometric networks, and by common data processing in earthquake location and magnitude assignment. The new seismometric stations installed in the Veneto region during the last 5 years, in the frame of the agreements between Protezione Civile Regionale and OGS, and the uniform processing of data belonging to other networks (the PAT network, and some INGV stations) have increased the detection capability and location quality of small earthquakes. Lastly, some districts (namely Lessini-Schio, Pedemontana Sud and Pianura Veneto Ovest) have been affected in the second half of 2011, by some of the most important earthquakes (widely felt, till to sporadic damages) ever experienced during the modern instrumental period: preliminary comments on this activity have been added to the initial manuscript during its revision, but additional analyses are still ongoing and they will probably increase the level of knowledge about seismogenesis in these areas. The seismological information here gathered and reviewed has been set up into electronic archives in the institutional OGS-CRS web site devoted to real time seismology (<http://rts.crs.inogs.it>), for dynamic queries under development.

Parole chiave: Veneto, sismogenesi, catalogo terremoti OGS.

Key words: Veneto Region, Italy, seismogenesys, OGS earthquakes catalogue.

1. Introduzione

Sin dagli albori della sismologia in Italia, la descrizione dei terremoti di una regione ha fatto ricorso all'individuazione di centri, o zone sismiche (ad es. Cancani, 1894; Caloi, 1938) che sintetizzassero le peculiarità del fenomeno. A partire dagli anni '80 sono stati proposti numerosi modelli sismotettonici e zonazioni la cui finalità era prevalentemente la stima probabilistica della pericolosità sismica (ad es. Carulli *et al.*, 1982; Slejko *et al.*, 1987; Meletti *et al.*, 2000; Meletti e Valensise, 2004): nell'ultimo decennio, infine, stanno crescendo le analisi che mirano a ricondurre gli eventi sismici a ben precise discontinuità tettoniche, individuate con metodi indiretti e osservazioni di superficie (ad es. Basili *et al.*, 2008). Il *trait d'union* di questi studi è la necessità di comprendere meglio i meccanismi globali e locali di generazione di un evento

sismico e descrivere l'evoluzione delle sequenze sismiche, per stimare correttamente il potenziale sismico di una determinata regione, oltre i limiti spazio-temporali tipici di ciascun metodo di indagine.

Con la medesima finalità, e allo scopo di fornire un'adeguata sintesi di conoscenze al personale del Dipartimento Centro Ricerche Sismologiche (CRS) dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS), in servizio di reperibilità in caso di terremoti locali significativi, il territorio regionale del Veneto è stato suddiviso in "distretti sismici". Ogni distretto rappresenta un'area all'interno della quale si ritiene che i terremoti possano essere identificati da alcuni elementi sismogenetici comuni, pur consapevoli comunque che le schematizzazioni in tal senso sono sempre riduttive e devono essere opportunamente contestualizzate nell'interpretazione dello specifico evento sismico.

Sulla base di dati sismologici, elementi geologico-strutturali e informazioni relative alla cinematica e alla tettonica attiva, sono stati identificati 9 distretti sismici (Fig. 1), rispettivamente:

- 1) Giudicarie (G), descritto in dettaglio nel cap. 4.1;
- 2) Lessini-Schio (L), vedi cap. 4.2;
- 3) Pedemontana Sud (PS), vedi cap. 4.3;
- 4) Pedemontana Nord (PN), vedi cap. 4.4;
- 5) Alpago-Cansiglio (A), vedi cap. 4.5;
- 6) Claut (C), vedi cap. 4.6;
- 7) Alto Bellunese-Dolomiti (B), vedi cap. 4.7;
- 8) Pianura Veneta Est (PVE), vedi cap. 4.8;
- 9) Pianura Veneta Ovest (PVO), vedi cap. 4.9.

Tutti i distretti interessano, almeno parzialmente, territori amministrati dalla Regione Veneto. I confini dei distretti ricalcano talora geometrie di zonazioni precedentemente proposte in letteratura, o propongono nuovi limiti basati essenzialmente sulla rilettura del dato sismologico; laddove non vi siano chiari indizi relativi alla sismogenesi (p. es., distretto B), o viceversa dove i terremoti siano da ascrivere a importanti centri sismici esterni alla regione analizzata (p. es. sismicità del Friuli centrale al confine orientale, e del fronte appenninico verso sud) il limite del distretto è stato tracciato seguendo grossolanamente i confini amministrativi del Veneto, con una fascia di rispetto tale da accomodare le incertezze nelle localizzazioni epicentrali. Si ricorda infatti che, in base alla convenzione di cui al DGR 3801 del 9/12/2009, OGS garantisce al sistema di Protezione Civile della Regione Veneto la segnalazione automatica degli eventi con magnitudo superiore a 2,5 entro circa 30 km dal confine regionale; per eventi di magnitudo uguale o superiore a 3,5 OGS attiva anche un sistema di reperibilità di operatori e il pronto intervento per la revisione manuale della localizzazione del terremoto e l'inquadramento della sismicità.

Questo lavoro descrive i dati di base, le procedure di analisi, e le caratteristiche salienti individuate per i distretti sismici in Veneto. I livelli di informazione sismologica qui raccolti sono confluiti nella realizzazione di archivi elettronici, la cui consultazione dinamica è attualmente in fase di implementazione nel sito istituzionale del CRS dedicato alla sismologia in tempo reale (<http://rts.crs.inogs.it>).

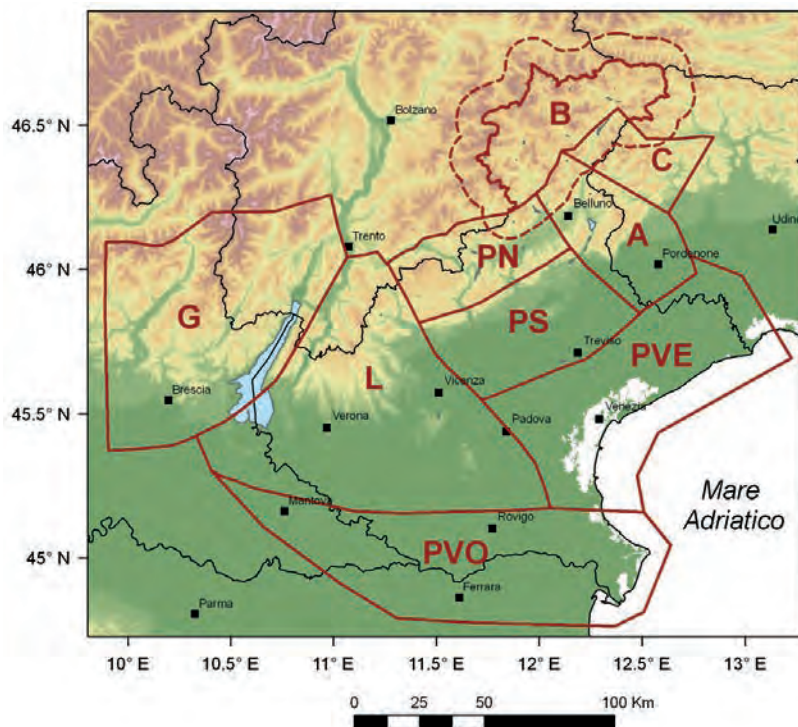


Fig. 1 - Distretti sismici del Veneto (in rosso): sigle descritte nel testo.
Seismic districts in the Veneto region (red polygons): acronyms in the text.

2. Dati di base

La delimitazione dei distretti sismici e la compilazione di sintesi descrittive si basa su un insieme di banche dati, pubbliche e non, qui di seguito individuate e brevemente descritte. Altri dati di letteratura vengono sinteticamente presentati nel cap. 3, e nella specifica descrizione di ciascun distretto, in cap. 4.

2.1. Sismicità storica

Per sismicità storica si intende usualmente non solo lo studio di terremoti avvenuti in epoca pre-strumentale, ma più in generale la caratterizzazione di eventi tramite dati macrosismici, basati cioè sull'intensità macrosismica, in Italia tradizionalmente espressa mediante la scala MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg). Per la problematica della parametrizzazione di eventi storici si fa riferimento a Gasperini *et al.* (1999, 2010) e riferimenti ivi citati.

2.1.1. Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani

Il database di riferimento per terremoti storici, disponibile a giugno 2011 per l'Italia nord-orientale, è il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani - versione 2004 [CPTI04: CPTI Working Group, (2004)], rilasciato come aggiornamento di una precedente versione del catalogo a seguito dell'iniziativa per la redazione di una mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale [Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003: MPS Working Group (2004)]. Il catalogo parametrico riporta complessivamente 2550 eventi, avvenuti dal 217 a.C. al 2002, al di sopra di

una soglia di intensità epicentrale $I_0 \geq V/VI$ MCS o magnitudo da onde di superficie $M_s \geq 4,0$. Come i precedenti database finalizzati alla stima della pericolosità sismica mediante approccio stazionario [NT4.1: Camassi e Stucchi (1997), CPTI99: CPTI GdL (1999)] i terremoti riportati in catalogo rappresentano eventi ritenuti “indipendenti” tra loro, ovvero sono stati preventivamente rimossi i record relativi a *foreshock* e *aftershocks*. Oltre ai consueti parametri identificativi dell’evento quali tempo origine, località e coordinate epicentrali, l’energia rilasciata è parametrizzata in termini di intensità e/o magnitudo. Per l’intensità macrosismica sono riportati il valore di intensità massima osservata I_{mx} , ed epicentrale I_0 , con la codifica prettamente italiana che trasforma i valori ordinali delle classi di intensità in corrispondenti numeri interi con la formula $I = I_{MCS} * 10$ (quindi IX MCS viene indicato con 90, VII-VIII con 75). La magnitudo invece viene espressa mediante tre alternative, corrispondenti a diverse modalità di utilizzo di questo dato nelle principali relazioni di attenuazione del moto del suolo, indicate con Maw , Mas e Msp ; la prima, qui utilizzata, rappresenta nominalmente valori di magnitudo momento (Maw o M_w), osservati in qualche caso, ma prevalentemente ottenuti come media pesata di grandezze convertite. Per maggiori dettagli si rinvia a <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/presentazione.html> e documenti ivi citati.

2.1.2. Materiali per un catalogo dei terremoti italiani

Un ampio lavoro di revisione della sismicità minore del territorio nazionale è stato recentemente pubblicato da alcuni autori di CPTI04 (Molin *et al.*, 2008) poiché un numero consistente di terremoti riportati in catalogo risultava privo di uno studio di riferimento recente. Sono stati pertanto sottoposti a una sistematica revisione oltre 850 eventi con I_0 tra il V-VI e il VII grado MCS, verificatisi dal 1198 al 1980 ma soprattutto nel Novecento, i cui parametri epicentrali in CPTI04 derivano dal catalogo PFG (Postpischl, 1985).

Adottando una procedura omogenea e rigorosa sono stati riparametrizzati 741 eventi sul territorio nazionale, 26 eventi sono risultati inesistenti o estremamente dubbi, mentre per altri 84 casi le informazioni storiche raccolte non sono risultate sufficienti per l’elaborazione di nuovi parametri. La revisione ha portato ad una generalizzata diminuzione del valore di intensità epicentrale (72% dei casi), che porta il 50% circa dei terremoti rivisti sotto la soglia attualmente adottata dal catalogo ($I_0 \geq V/VI$ MCS). I risultati di questo studio sono stati recepiti, mantenendone la tracciabilità, nella compilazione dell’archivio per la sismicità storica assemblato per i distretti in Veneto (Fig. 2.1).

Nell’area analizzata (limite rosso dei distretti in Fig. 2.1) ricadono nel catalogo CPTI04 modificato in accordo con Molin *et al.* (2008) 158 eventi distribuiti nelle classi di intensità come in Fig. 2.2. Non essendo disponibile per gli eventi revisionati la stima della Maw ricavata dalla distribuzione dei massimi osservati [vedi ad esempio Gasperini *et al.* (2010)], la stessa è stata derivata tramite relazione empirica con l’intensità epicentrale (riportata in par. 3.1).

Oltre alle fonti citate, questo lavoro ha consentito di raccogliere ulteriore letteratura minore, per eventi al di sotto la soglia del limite del danno ma presenti nel catalogo PFG (Postpischl, 1985), a tutt’oggi l’elenco più completo di terremoti disponibile per l’Italia; in alcuni casi si tratta di terremoti non dotati di uno specifico studio di riferimento. Le nuove informazioni disponibili sono citate nel distretto di riferimento.

2.1.3. Database macrosismico italiano

Il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani DBMI04 (Stucchi *et al.*,

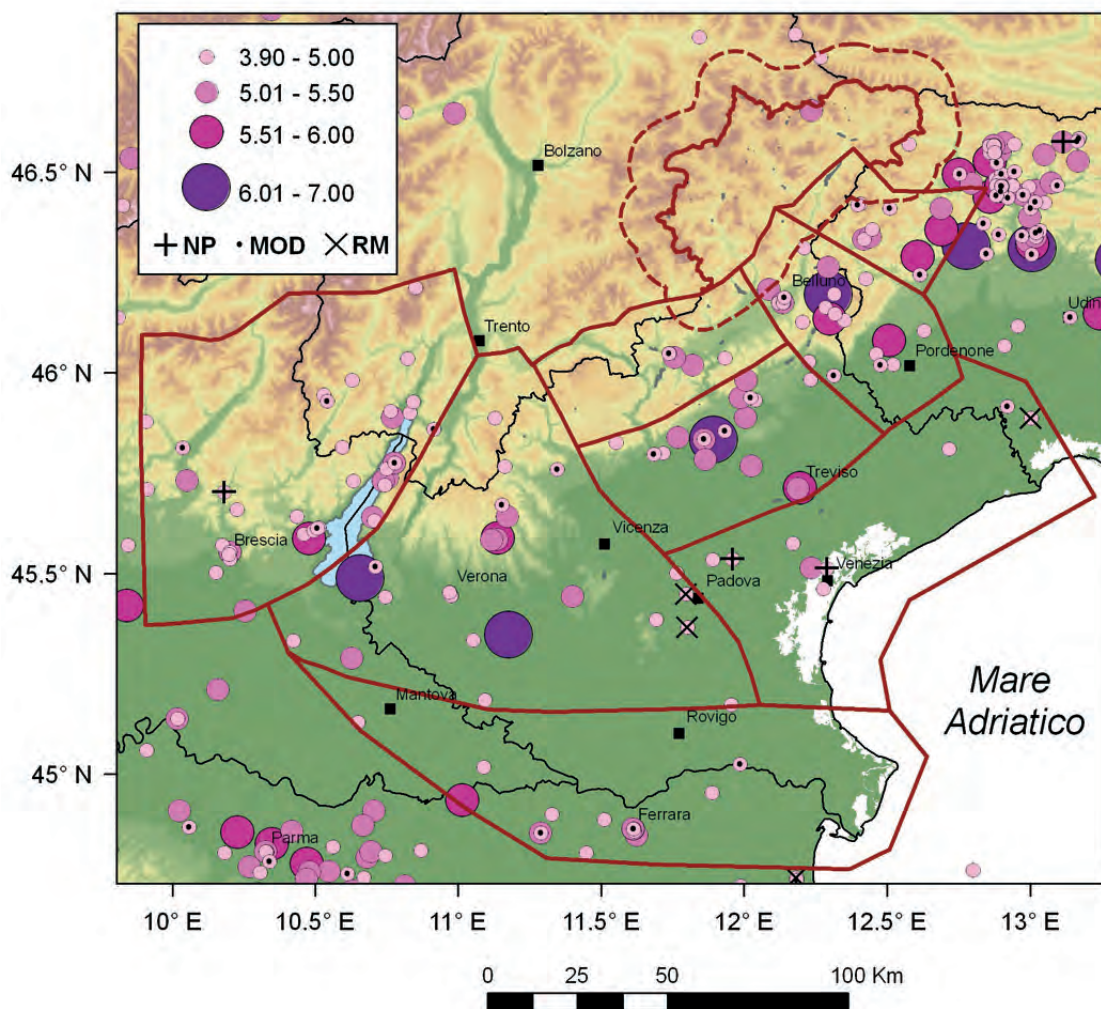


Fig. 2.1 - Mappa della sismicità storica del Veneto e aree limitrofe; fonte dati CPTI04 criticamente rivisto (Molin *et al.*, 2008). In legenda i simboli colorati indicano la magnitudo equivalente a M_W riportata in CPTI Working Group (2004); i sovrassegni indicano eventi revisionati, rispettivamente come non parametrizzati 'NP', modificati 'MOD' o rimossi 'RM'.

Historical seismicity in the Veneto region and surrounding areas: data taken from CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), critically revised according to Molin et al. (2008). In the legend: pink symbols sized according to M_W given by M_W in the original catalogue; in black revised events, respectively 'NP' not parameterized, 'MOD' modified, 'RM' removed.

2007) rappresenta l'archivio di dati di intensità utilizzati per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04. Anch'esso è il database pubblico più aggiornato, disponibile per l'Italia nord-orientale alla metà del 2011. L'archivio consente di accedere a tabelle, mappe e grafici di intensità macrosismiche osservate, così come definite da specifici studi di riferimento per 1041 terremoti. La consultazione avviene online per terremoto o località, o mediante *download* dal sito <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04/>.

L'intensità massima osservata contenuta nel DBMI04 al di sopra della soglia di primo danno

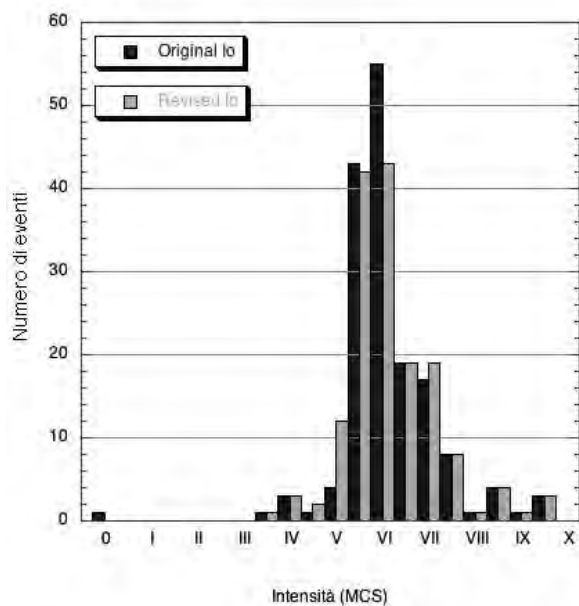


Fig. 2.2 - Istogramma degli eventi sismici storici ricadenti nei distretti sismici del Veneto; le barre nere indicano la frequenza di eventi nella classe di intensità epicentrale del catalogo originale CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), in grigio i dati dopo la revisione di Molin *et al.* (2008). Intensità pari a 0 significa dato mancante.

*Histogram of earthquakes located inside the Veneto districts: black bars indicate the frequency of events in epicentral intensity classes of the original catalogue CPIT04 (CPTI Working Group, 2004), grey bars after revision (Molin *et al.*, 2008). Epicentral intensity equal to 0 means value not given.*

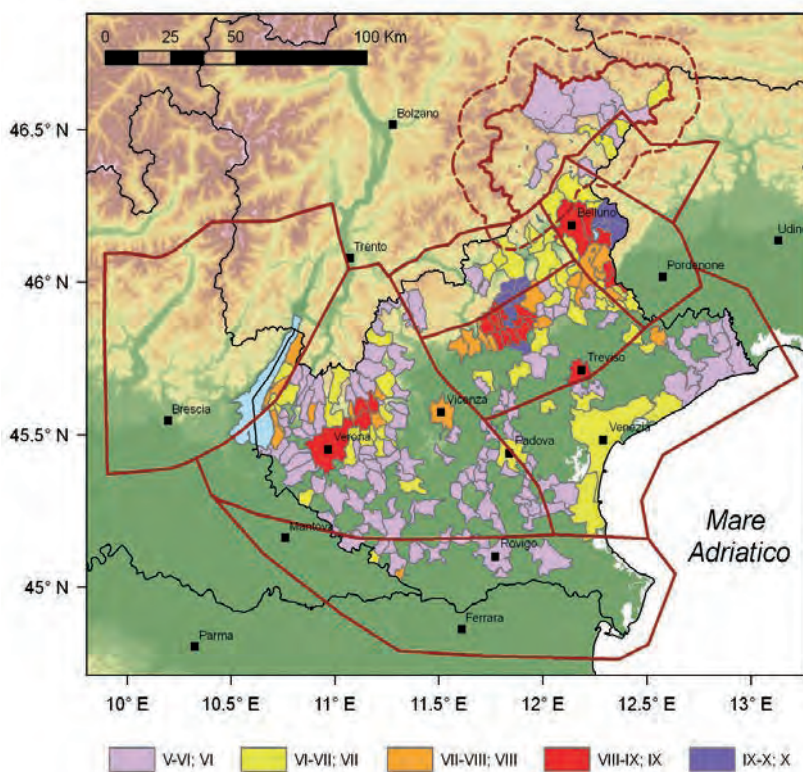


Fig. 2.3 - Massima intensità osservata al di sopra della soglia di primo danno (V-VI MCS) da DBMI04 (Stucchi *et al.*, 2007).

*Maximum observed intensity above the first damage threshold (V-VI MCS) from DBMI04 (Stucchi *et al.*, 2007).*

(V-VI MCS) è rappresentata in Fig. 2.3. L'intensità può riferirsi ad un solo evento, e una sola località all'interno del territorio comunale, ma il colore relativo all'intensità macrosismica massima osservata viene rappresentato, per facilità di lettura, su tutto il comune. Questa rappresentazione permette di riconoscere la distribuzione dei danni degli eventi maggiori, ma anche l'incompletezza delle informazioni in molti comuni minori.

2.2. Sismicità strumentale

Col termine di sismicità strumentale vengono indicati gli eventi parametrizzati grazie al funzionamento di stazioni sismometriche sul territorio. Nonostante l'Italia sia stato uno dei paesi pionieri nella realizzazione e installazione di sismometri (dalla fine del XIX secolo, vedi ad es. <http://sismos.rm.ingv.it/>), il catalogo strumentale in alcune regioni può ritenersi sufficientemente completo e affidabile per eventi di magnitudo medio-bassa (M_L 3,5-5,5 circa) solo a partire dagli anni '70 (p. es. Giardini *et al.*, 1992). Database di carattere regionale e nazionale convivono oggi in un panorama di archivi che abbastanza frequentemente viene revisionato o corretto. Per l'area in studio abbiamo individuato quelli di maggior interesse, disponibili pubblicamente, descritti in seguito.

2.2.1. Bollettini OGS-CRS dal 1977 ad oggi

Un anno dopo il disastroso terremoto del 6 maggio 1976 venne inaugurato il primo nucleo di stazioni sismometriche nel Friuli centrale, che assieme alla stazione di Trieste operativa con discontinuità dal 1899, costituì la prima Rete Sismologica del Friuli-Venezia Giulia. La rete, gestita dall'allora Osservatorio Geofisico Sperimentale OGS (oggi Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale), si è progressivamente sviluppata ed estesa, a coprire parte dell'Italia nord-orientale. I dati sismometrici sono rilasciati in forma di bollettini preliminari e definitivi, in formato cartaceo (OGS, 1977-1981, 1982-1990, 1991-1997) e dal 1998 in modalità esclusivamente elettronica (OGS, 1977-2011). Analisi dettagliate sullo stato di operatività della rete e revisioni del catalogo di eventi localizzati sono state pubblicate in Renner (1995), Priolo *et al.* (2005), Gentili *et al.* (2011). Il dataset qui utilizzato è il catalogo complessivo parzialmente rivisto, integrato, e reso pubblico da Gentili *et al.* (2011); esso contiene 39096 eventi dal 6 maggio 1977 al 31 dicembre 2007 di cui 16496 localizzati e dotati del valore di magnitudo. I restanti sono eventi non localizzati, perchè fuori area o caratterizzati da un inadeguato numero di fasi disponibili. La magnitudo è espressa come magnitudo da durata M_D^1 , omogeneamente ricalcolata per tutto il periodo (Rebez e Renner, 1991). Per una descrizione esaustiva delle potenzialità e problematiche della rete si rimanda al già citato lavoro del 2011. Per il periodo successivo al 2007 i dati provengono dai bollettini definitivi (anni 2008 e 2009) o preliminari (2010 e 2011), accessibili tramite il sito del monitoraggio sismico in tempo reale (<http://rts.crs.inogs.it/>), o direttamente all'indirizzo <http://www.crs.inogs.it/bollettino/RSFVG/RSFVG.en.html>.

2.2.2. Catalogo strumentale dei terremoti italiani CSTI 1981-1996

Una prima standardizzazione e rielaborazione omogenea dei dati sismometrici di varie reti italiane venne realizzata alla fine degli anni '90, nell'ambito di un sottoprogetto finanziato dal Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti (GNDT, PE98 - 5.1.3, coordinato da Gasperini e

¹Maggiori dettagli sul problema magnitudo verranno forniti al cap. 3.

Monachesi, vedi “Progetti principali” in <http://emidius.mi.ingv.it/GNDT/>). Il *database* fu rilasciato sotto forma di CD-Rom in una prima versione 1.0 (CSTI GdL., 2001), successivamente revisionato [v. 1.1: CSTI Working Group (2005)] e reso disponibile online (http://gaspdy.df.unibo.it/paolo/gndt/Versione1_1/Dati/) in diversi formati. Il catalogo, rimosse le localizzazioni ritenute inaffidabili, riporta 46404 eventi di cui 32903 dotati di stima di magnitudo, prevalentemente derivate da durata. Questo archivio, teoricamente ripreso dai lavori successivi di omogeneizzazione del database strumentale, è stato utilizzato in questo lavoro solo per confronto e verifica in caso di soluzioni molto discordanti fra il *database* OGS e gli archivi nazionali, nelle aree non adeguatamente coperte dalla rete OGS nel periodo di competenza.

2.2.3. Catalogo della sismicità italiana CSI 1981-2002

Sempre nell’ambito di progetti GNDT, venne successivamente rilasciato un nuovo *database*, volto ad estendere la rielaborazione omogenea di fasi provenienti da varie reti per il periodo successivo a quello analizzato dal CSTI. Nacque così il catalogo CSI 1.0 (Castello *et al.*, 2005), aggiornato dopo un anno nei valori di magnitudo locali, e per errori di editing segnalati [CSI 1.1: Castello *et al.* (2006)]. Nell’intero periodo 1981-2002 il catalogo contiene 91797 terremoti localizzati, circa la metà dei quali dotati di stime di magnitudo superiori a 1,5. La magnitudo viene indicata come locale M_L , previa calibrazione di una regressione lineare sui dati di durata (Castello *et al.*, 2007). Questo *dataset* è stato utilizzato per integrare l’informazione disponibile in aree non adeguatamente coperte dalla rete OGS nel periodo 1990-2002.

2.2.4. Archivi elettronici della Rete Sismica Nazionale Italiana dal 2003 ad oggi

A partire dal 1983, i dati sismometrici dell’Istituto Nazionale di Geofisica (ING) ora Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), sono confluiti in bollettini. Prima del 16 aprile 2005, i parametri ipocentrali venivano assegnati riesaminando i segnali della sola rete ING a trasmissione analogica, composta nel massimo della sua espansione da circa 100 stazioni verticali a corto periodo. Dal 2002 un bollettino quindicinale viene pubblicato via web (<http://bollettinosismico.rm.ingv.it/>). Dall’aprile 2005 la revisione delle localizzazioni è effettuata sull’intera Rete Sismica Nazionale Centralizzata Italiana (RSNC) che conta nel 2011 più di 250 stazioni in tempo reale, la maggior parte delle quali a 3 componenti. Confluiscono alla RSNC anche dati di alcune stazioni di reti locali, o estere. Il Bollettino Sismico Italiano è parte del *database* ISIDE che include anche localizzazioni Tempo-Quasi-Reale riviste (<http://iside.rm.ingv.it/iside/standard/index.jsp>).

In WAVES (<http://waves.ingv.it/>), archivio continuo delle forme d’onda digitali della RSNC, confluiscono invece dati relativi a stazioni, eventi e registrazioni fino al 2005.

Si è fatto ricorso a questi archivi per integrare l’informazione disponibile in aree non adeguatamente coperte dalla rete OGS dal 2003 al 2007.

2.2.5. Catalogo Provincia Autonoma di Trento

Oltre ai *database* nazionali e regionali già descritti, il Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento (PAT) ha compilato archivi con soluzioni ipocentrali (vedi <http://www.protezionecivile.tn.it/territorio/Banchedati/Eventisismici/>) prevalentemente di eventi localizzati in Trentino, ottenute autonomamente utilizzando le fasi delle proprie stazioni a partire dal 1991. Tali fasi sono state recepite e rielaborate omogeneamente da CSI 1.1, in questo lavoro utilizzato per integrare l’informazione sismologica nel distretto Giudicarie. Per tale motivo

abbiamo ritenuto superfluo effettuare un ulteriore confronto ragionato di eventi localizzati in Trentino utilizzando anche i cataloghi della PAT. Si ricorda infine che a partire dal 2008, in base agli accordi stipulati fra la PAT e OGS, l'elaborazione dati delle stazioni trentine è nuovamente gestita dal CRS di OGS.

Ulteriori dati strumentali sono anche quelli elaborati per gli studi di sorgente, che saranno descritti al successivo par. 2.3.2.

2.3. Sorgenti sismogeniche

L'informazione relativa alle strutture responsabili dei terremoti è indispensabile, nel momento in cui si cerchino di definire distretti sismici dalle caratteristiche comuni. In Italia, l'identificazione di faglie con indicatori di movimento nel Quaternario (di tipo cosismico o meno), ha avuto una battuta di arresto, alla fine degli anni '80, alla conclusione del Progetto Finalizzato Geodinamica del CNR. Vi è stata un'intensa ripresa di interesse con i terremoti di Umbria-Marche del 1997-98, e da allora alcune iniziative hanno cercato di raccogliere sistematicamente le informazioni disponibili, e di colmare il gap accumulato rispetto ad altri paesi [come ad esempio gli Stati Uniti, (<http://earthquake.usgs.gov/hazards/qfaults/>) e la Nuova Zelanda (<http://data.gns.cri.nz/af/>)]. Fra esse, alcune sono di impostazione marcatamente geologica, come ad es. ITHACA - Catalogo delle faglie capaci (http://www.apat.gov.it/site/it-IT/Progetti/ITHACA_-_Catalogo_delle_faglie_capaci/) realizzato da ISPRA, ex APAT, o la sintesi delle conoscenze in Italia centrale (Barchi *et al.*, 2000) realizzata nell'ambito di progetti CNR-GNDT. Il "Database of Individual Seismogenic Sources" (DISS), ideato e curato da ricercatori di INGV a partire dalla fine degli anni '90 (Valensise e Pantosti, 1999, 2001 <http://diss.rm.ingv.it/diss/index.html>), nasce invece più fortemente guidato dall'informazione di sismologia storica, integrata progressivamente con dati di letteratura di varia estrazione.

Analogamente, soluzioni interamente derivanti dalla sismologia strumentale, come ad esempio i meccanismi focali, possono essere considerati dei "surrogati" significativi per l'individuazione di una faglia sismogenica, pur nell'ambiguità e nelle incertezze intrinseche a questo tipo di modellizzazione.

Quelli che vengono brevemente descritti sono i *database* ritenuti più significativi per il nostro studio.

2.3.1. Database delle sorgenti sismogeniche individuali DISS

Dalla prima versione 2.0 (Valensise e Pantosti, 2001) rilasciata su CD-Rom, alle più recenti versioni consultabili interattivamente (DISS Working Group, 2007, 2010; Basili *et al.*, 2009), il *database* DISS ha subito notevoli evoluzioni, concettuali e nella quantità di sorgenti parametrizzate. Concepito come strumento per lo sviluppo di modelli di pericolosità sismica, oggi è considerato il più avanzato archivio di sorgenti sismogeniche sviluppato in ambito europeo (Haller e Basili, 2011). Esso raccoglie riferimenti bibliografici importanti per varie finalità, come ad esempio studi di pericolosità sismica, o analisi esclusivamente di tipo sismotettonico. Le sorgenti, nella versione 3.1.1 qui utilizzata, sono indicate come sorgenti individuali (IS), composite (CS) e dibattute (DS); le prime rappresentano una struttura nota o presunta, associata ad almeno un terremoto significativo ($M > 5.5$) dato in catalogo o riconosciuto mediante indagini paleosismologiche; le seconde sono una sorta di area inviluppo che può racchiudere più eventi

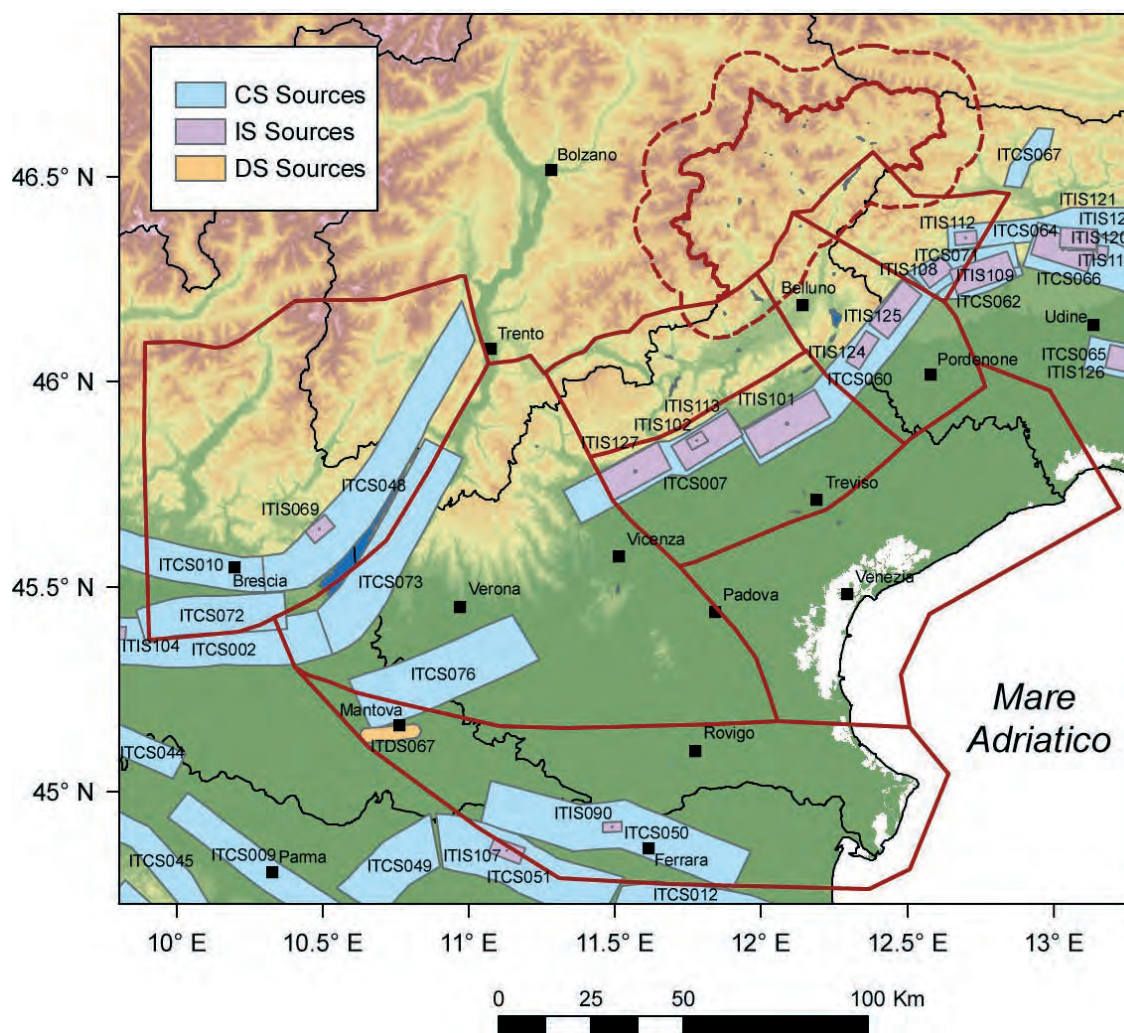


Fig. 2.4 - Sorgenti sismogeniche DISS versione 3.1.1 (DISS Working Group, 2010). Visualizzazione su DEM. Con codice sorgente in azzurro le sorgenti composite (CS), in rosa le sorgenti individuali (IS) e in arancione le sorgenti ritenute controverse (*Debated Sources*, DS).

Seismogenic sources in DISS 3.1.1 database (DISS Working Group, 2010) on Digital Elevation Model (DEM). Composite sources (CS) in light blue, individual sources (IS) in pink, debated sources (DS) in orange; source identification code is given as well.

significativi avvenuti in passato, o in base a considerazioni geologico-strutturali eventi potenziali del futuro; le “*debated sources*” sono, come suggerisce la nomenclatura, ipotesi di sorgente su cui non vi è ancora accordo interpretativo.

La formulazione delle sorgenti riportate in DISS per l’Italia nord-orientale muove da alcuni lavori recenti proposti da Galadini *et al.* (2005), Burrato *et al.* (2008) e Poli *et al.* (2008); la rappresentazione delle sorgenti di DISS, sovrapposte al modello digitale del terreno in scala cromatica è riportata in Fig. 2.4. Nella descrizione individuale dei distretti (cap. 4), verrà riproposta la rappresentazione grafica delle sorgenti DISS alla scala del distretto, indicando il nome attribuito e

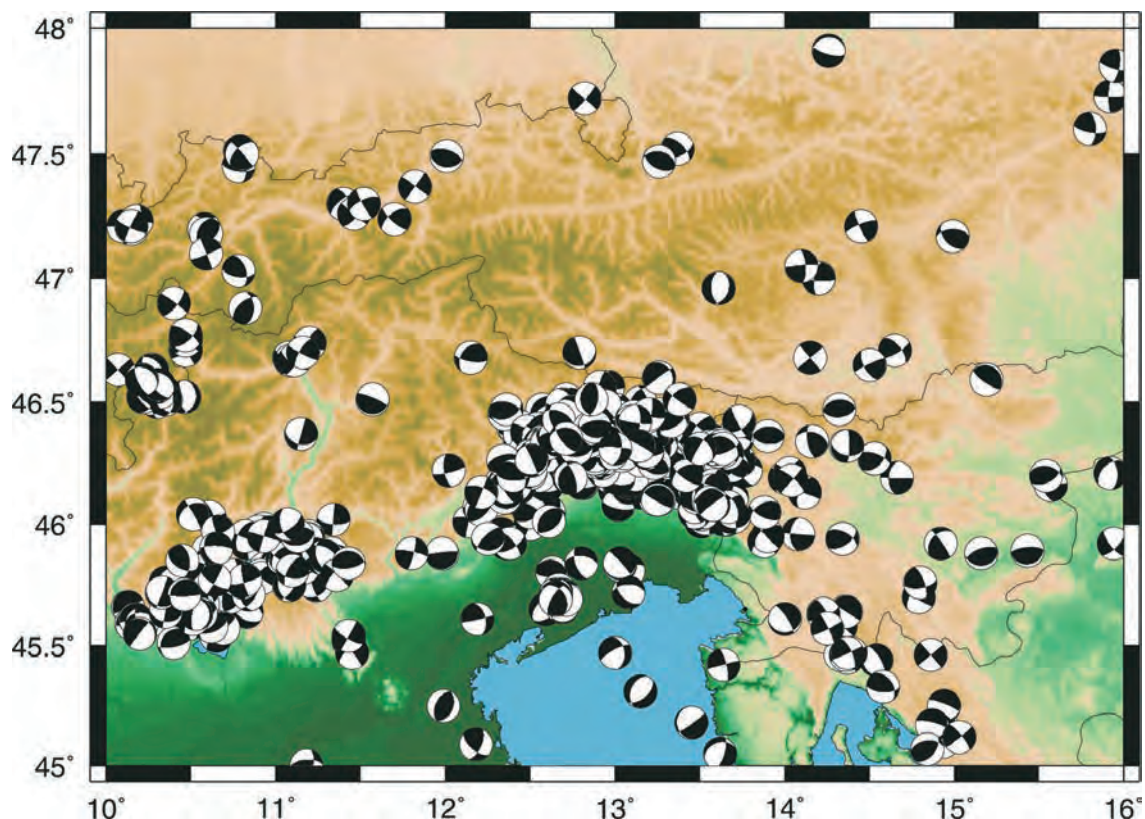


Fig. 2.5 - Rappresentazione complessiva dei meccanismi focali dal 1928 al 2008, tratti dal catalogo "Focal Mechanisms of NE Italy and surroundings (1928-2008)" (Saraò, 2008).

Focal mechanism solutions from 1928 to 2008 available in the catalogue "Focal Mechanisms of NE Italy and surroundings (1928-2008)" from Saraò (2008). If multiple solutions are available, the catalogue does not select a best quality or preferred solution.

nel testo il codice di riferimento per una eventuale più agevole consultazione del *database*.

2.3.2. Meccanismi focali

Il meccanismo focale è un elemento basilare per studi sismotettonici e analisi di pericolosità sismica. Da alcuni anni molte agenzie rendono disponibili cataloghi *online* di soluzioni del meccanismo focale da tensore momento (ad esempio il Global Centroid Moment Tensor *database*, prima noto come catalogo Harvard CMT <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>). Per eventi avvenuti prima dello sviluppo della sismologia digitale a banda larga, e comunque per eventi di magnitudo inferiore a 4,5-5,0, la rappresentazione della sorgente è ancora prevalentemente legata ad studi sulla polarità del primo impulso, e l'archiviazione e validazione di queste soluzioni è molto complessa. Un grosso sforzo alla scala dell'area mediterranea è stato intrapreso dalla realizzazione di un archivio denominato EMMA (Vannucci e Gasperini, 2003, 2004); nato inizialmente nell'ambito dei progetti GNDT, il *database* archivia su piattaforma MS-ACCESS i parametri di oltre 6000 soluzioni focali prese da letteratura, per il periodo 1905-2003 (vedi http://gaspdy.df.unibo.it/paolo/ATLAS/pages/EMMA_description.htm;

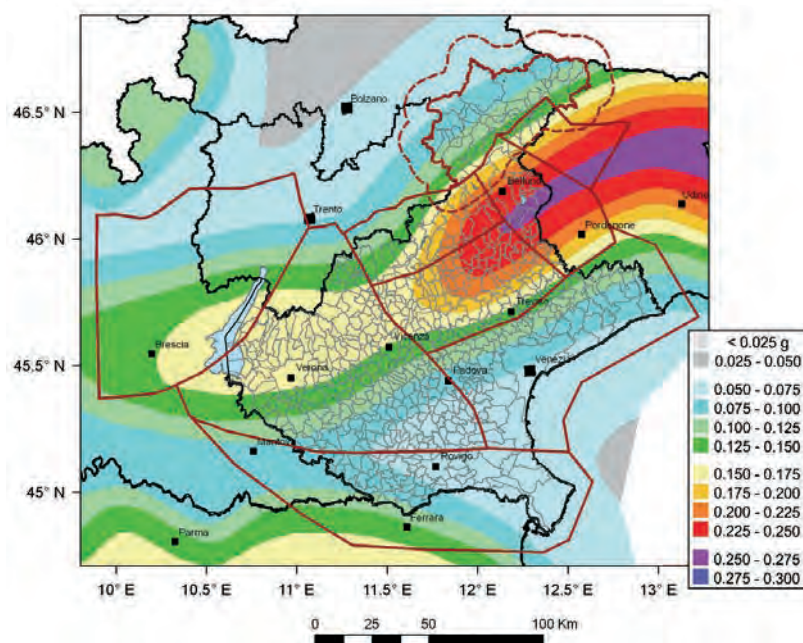


Fig. 2.6 - Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale (MPS Working Group, 2004 entrata in vigore con l'Ord. PCM 3519/2006) e distretti sismici del Veneto; la scala cromatica rappresenta valori di accelerazione orizzontale di picco (g), attesa di non essere superata al 90% di probabilità in 50 anni.

Seismic hazard map of Italy (MPS Working Group, 2004) and seismic districts in the Veneto region: it came into force with the law 3519/2006. Horizontal peak ground acceleration (in g) at 90% probability of not exceedence in 50 years, rock reference soil type.

<http://www.bo.ingv.it/italiano/ricerca/Sismologia/sorgenti-sismiche/database-emma-e-sismotettonica8.html>; <http://www.emsc-csem.org/Earthquake/emma.php>).

Partendo da questa base di dati, Saraò (2008) ha implementato la raccolta delle soluzioni ottenute con varie tecniche alla scala dell'Italia nord-orientale, per il periodo 1928-2008. Il catalogo riporta 858 soluzioni di 586 eventi riferite ad un'area rettangolare di vertici (48°N , 10°E) (45°N , 16°E); oltre il 70% dei meccanismi focali sono nuove soluzioni, prevalentemente relative a terremoti minori, non pubblicati, e sono presenti soluzioni multiple riferite agli eventi maggiormente studiati. In Fig. 2.5 viene rappresentato il contenuto del *database* che è attualmente in fase di revisione, per l'aggiornamento degli eventi recenti, e la qualificazione della soluzione ritenuta più affidabile. Parallelamente si sta procedendo ad una rielaborazione completa degli eventi di interesse per la regione Veneto (Restivo, 2011), poco rappresentati nella raccolta; essa prevede il recupero di forme d'onda originali, la rilettura di fasi e polarità, la rilocalizzazione con adeguati modelli cristallini e determinazione del meccanismo focale, per giungere auspicabilmente ad una analisi delle variazioni spaziali dei tensori di sforzo e deformazione nell'area veneta, analogamente a quanto effettuato per la regione friulana (Bressan *et al.*, 2003).

2.4. Pericolosità sismica e normativa

Un ulteriore livello informativo di interesse in caso di allarme sismico riguarda l'aspetto normativo. A questo proposito, il documento di riferimento è la carta di pericolosità sismica nazionale (MPS Working Group, 2004; Stucchi *et al.*, 2011), realizzata da INGV a seguito dell'Ord. 3274/03 ed entrata in vigore con l'Ord. 3519 del 2006. In Fig. 2.6 è data la rappresentazione dei valori di riferimento (accelerazione orizzontale di picco, attesa di non essere superata nel 90% dei casi in 50 anni), in relazione alle geometrie dei distretti. Una consultazione

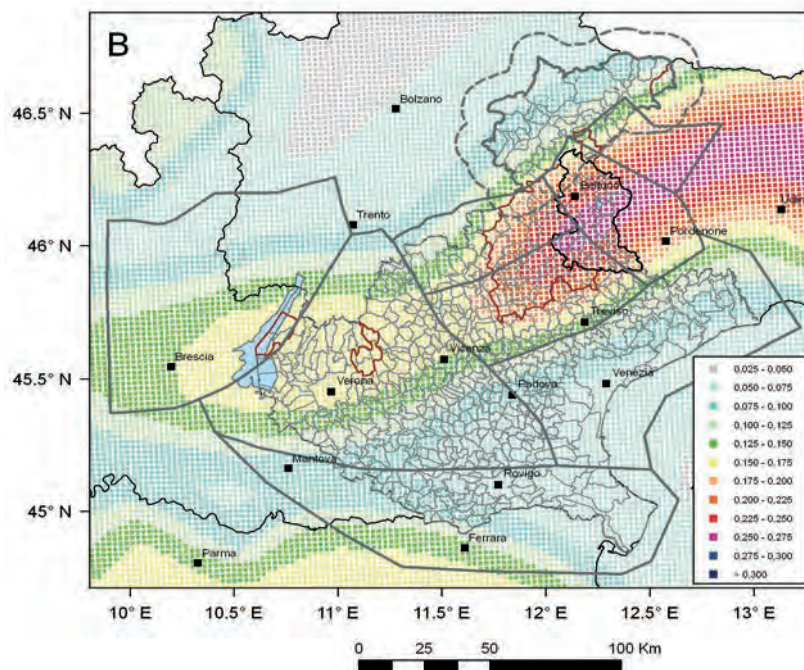
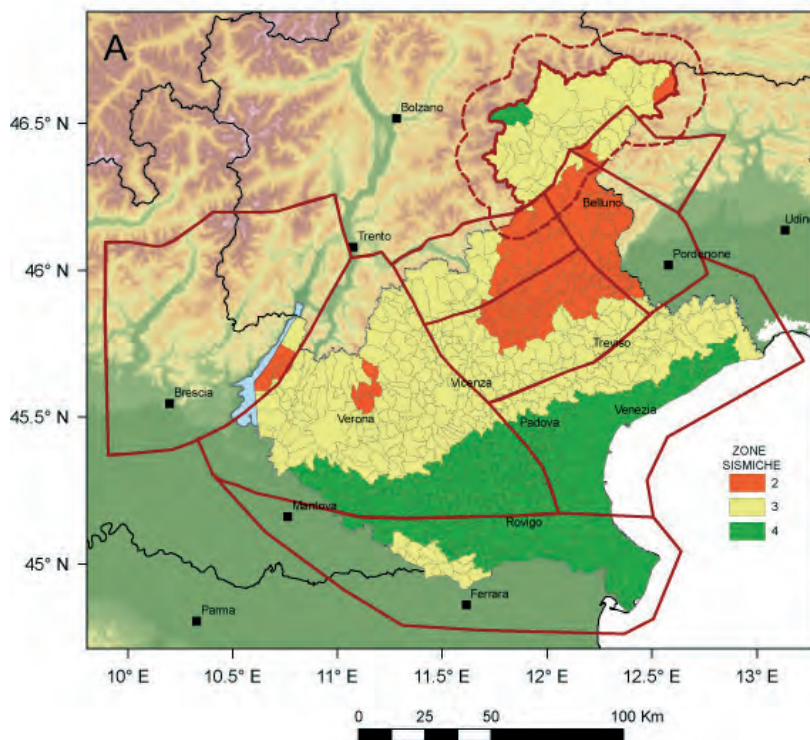


Fig. 2.7 - Zonazione e pericolosità sismica dei comuni del Veneto: A) Zone sismiche (colori in legenda) entrate in vigore alla fine del 2003 (Ord. 3274/03 recepita dal DGR 67/2003); B) valori di pericolosità su griglia regolare, divenuti legge nel 2006 (legenda come Fig. 2.6). I comuni entro il perimetro nero sono entrati in classificazione sismica già dal 1937 (Classe II delle precedenti legislazioni), a seguito del terremoto del Cansiglio del 1936: entro il perimetro rosso invece sono mappati i comuni entrati in classificazione nel 1982, dopo la prima proposta di riclassificazione sismica del territorio nazionale (Petrini et al., 1980, 1981). *Seismic zoning and hazard map of Italy on the Veneto municipalities: A) seismic zones (color in legend) as stated in 2003 (Ord. 3274/03, applied with the regional act DGR 67/2003); B) seismic hazard reference values on a regular grid (MPS Working Group, 2004, it came into force with the law 3519/2006) (legend like Fig. 2.6). Municipalities inside the black border entered in regulation in 1937, inside the red border in 1982, after the deliver of the first proposal of seismic zoning of Italy based on scientific analyses (Petrini et al., 1980, 1981).*

di maggior dettaglio può essere effettuata con funzionalità WebGis sul sito “I dati *online* della pericolosità sismica in Italia” <http://esse1.mi.ingv.it/> dell’INGV.

Dal punto di vista della normativa sismica, comuni appartenenti alla Regione Veneto sono stati classificati sismici in II Categoria già a partire dal 1937 (Regio Decreto del 22/11/1937), con successive modifiche nel 1947 e nel 1982 (DM. 470915; DM. 820514). La regione ha recepito l’Ord. 3274/2003 con il DGR n. 67 del 3/12/2003, confermando per i comuni già classificati la Zona 2, e inserendo i rimanenti nelle zone a minor pericolosità sismica (Zona 3 e 4, Fig. 2.7A).

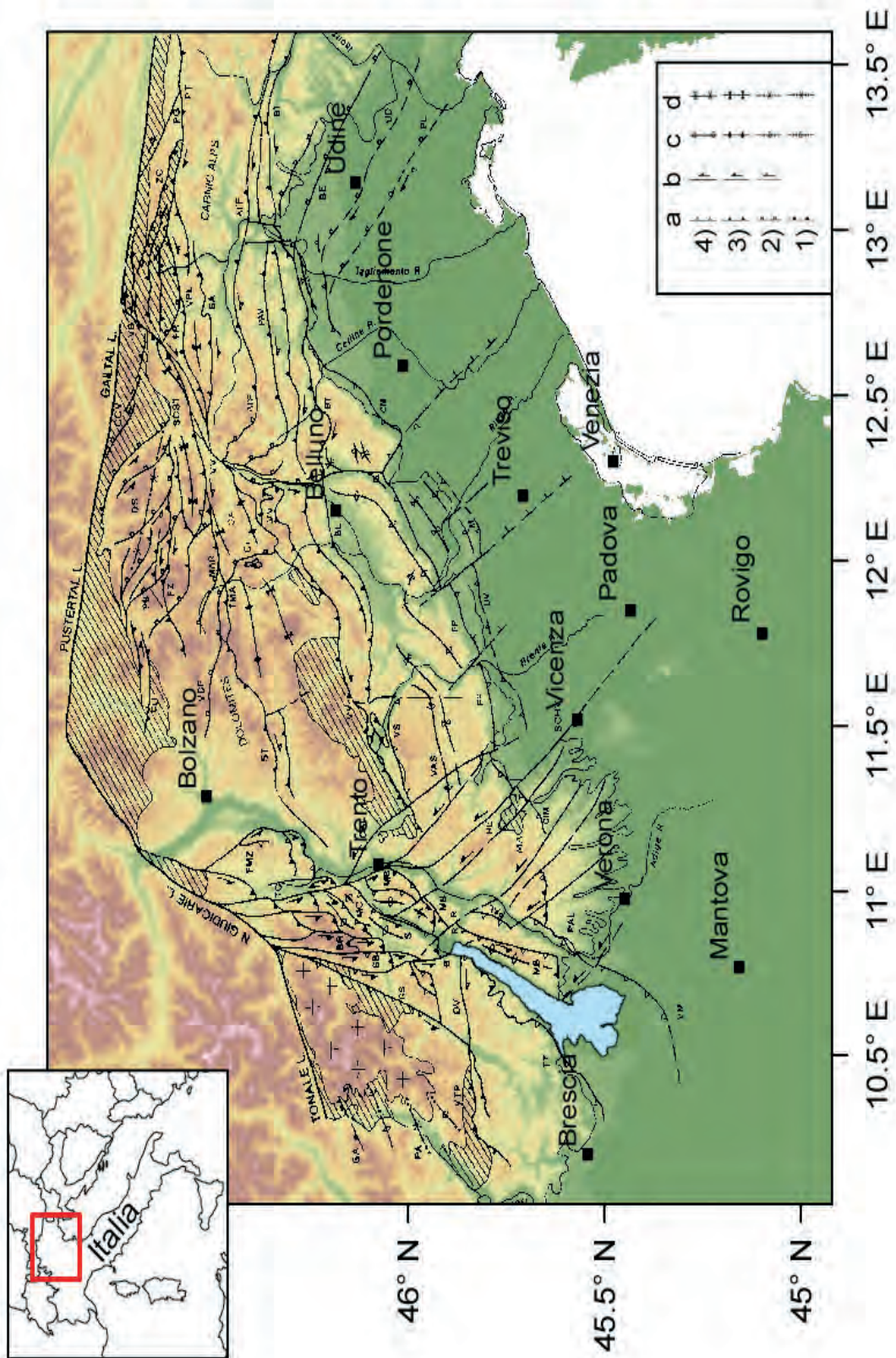
Il concetto di zonazione è però di fatto superato dai successivi provvedimenti legislativi (Ord. 3519/2006, DGR n. 96CR del 7 agosto 2006 e provvedimenti successivi) che fanno riferimento direttamente a valori di accelerazione orizzontale di picco forniti su predefiniti nodi di una griglia regolare (<http://esse1-gis.mi.ingv.it/>). Come si può notare in Fig. 2.7B un’ampia fascia della regione montuosa e pedemontana nel Veneto raggiunge valori di accelerazione attesi pari o superiori a 0,15 g; esiste, prevalentemente nelle provincie di Vicenza e Verona, un significativo problema di deficit di protezione sismica, non solo relativo al patrimonio edilizio più antico. Nell’area a maggior pericolosità, infatti, solo 45 comuni sono entrati in classificazione sismica dalla fine degli anni ‘30 (area con perimetro nero) mentre altri 108 (aree con perimetro rosso) a partire dal 1982: per i restanti comuni, l’applicazione di criteri antisismici riguarda solo l’edificato degli ultimi anni.

2.5. Inquadramento geologico-strutturale

Il territorio della Regione Veneto è costituito dalla porzione occidentale delle Alpi Meridionali orientali (AMO) a nord e dalla pianura veneta a sud. All’estremo sud, al confine con la Regione Emilia Romagna in corrispondenza del fiume Po, il fronte degli Appennini non coincide con il limite morfologico collina-pianura, ma è costituito dagli archi esterni delle Pieghe Emiliane e

Fig. 2.8 - Interpretazione strutturale delle Alpi Meridionali orientali (AMO) tratta da Castellarin *et al.* (1998b). L’area con croci indica il corpo intrusivo dell’Adamello, il tratteggio obliquo affioramenti di basamento cristallino e di catena paleo-carnica; i simboli in legenda sono rispettivamente: a) sovrascorrimenti, b) faglie trascorrenti, c) anticlinali, d) sinclinali, riferite alle fasi deformative 1) pre-Adamello (Cretaceo sup.), 2) dinarica (Eocene/Cattiano-Burdigaliano), 3) valsuganese - giudicariense (Miocene-Tortoniano), 4) scledense (Messiniano-Pliocene). L. sta per linea tettonica, lineamento, sovrascorrimento, faglia trascorrente; S: sistema strutturale locale; B: catena strutturale. Palmanova L. (PL); Udine L. (UD); Bernadia L. (BE); Bassano - Valdobbiadene L. (BV); Montello L. (M); Caneva-Maniago L. (CM); Pinedo-Avasinis L. (PAV); Barcis-Taro Selo L. (BT); Alto Tagliamento L.-Fella L. (ATF); Sauris L. (SA); Val Pesarina-Lozzo L. (VPL); Pontebba-Tarvisio L. (PT); Poludnig L. (PG); M. Zermula-M. Cavallo L. (ZC); Forni Avoltri-Ravaschetto L. (FR); Croce di Comelico-Val Visdende L. (CCV); S. Candido-S. Stefano di Cadore L. (SCST); Val Bortaglia L. (VB); Dolomiti di Sesto S. (DS); Funes L. (FU); Falzarego L. (FZ); M. Parei-Col Becchei-Fanes S. (PB); Stava-Collaccio L. (ST); Marmolada-Antelao L. (MAR); Giunzione Cadorina (GA); Valsugana S. (VV); Val di Sella L. (VS); Belluno L. (BL); Civetta L. (CI); Duron-Fedaia L. (VDF); Foiana-Mezzocorona S. (FMZ); Trento-Cles L. (TC); Calisio L. (CAL); Val d’Astico L. (VAS); Schio-Vicenza L. (SCHV); Castel Malera klippe (MA); zona di trasferimento Rovereto-Riva-Arco (R); zona di Recoaro (RE); Cima Marana L. (CIM); Flessura Pedemontana (FP); M. Pastello-Ala L. (PAL); Volta Mantovana L. (VM); Doss del Vento L. (DV); Tremosine-Tignale-Costa L. (TT); Giudicarie S. L. (GS); Val Trompia L. (VTP); Gruppo del Brenta S. (BR); Ballino L. (B); M. Baldo-M. Stivo-M. Bondone L. (MB); Sarca-Paganella L. (S); Molveno L. (MO); Pre-Adamello B. (PA); Gallinera L. (GA).

Scheme of structural evolution in the eastern Southern Alps (AMO) modified from Castellarin et al. (1998b) on DEM. Adamello intrusions are marked by cross pattern, Paleo-Carnic chain and basement with oblique traits. In legend symbols indicate: a) overthrusts, b) transcurrent faults, c) anticlines, d) synclines, referred to deformation phases as 1) pre-Adamello (Cretaceous sup.), 2) Dinaric (Eocene/Cattian-Burdigalian), 3) Valsuganese-Giudicariense (Miocene-Tortonian), 4) Scledense (Messinian-Pliocene). Name of the structures given in the Italian caption.



Ferraresi sepolte sotto i depositi quaternari.

2.5.1. Alpi Meridionali orientali

Le AMO, situate sull'estremità nord-orientale della microplacca Adriatica, sono una catena a pieghe e sovrascorrimenti sud-vergenti, retrovergente rispetto alla catena alpina s.s. dalla quale è separata ad opera del sistema di faglie Giudicarie-Nord, Pustertal, Gailtal e Karawanken, denominato complessivamente Lineamento Periadriatico (o anche Linea Insubrica). Nel presente lavoro si fa riferimento allo schema di evoluzione strutturale di Castellarin *et al.* (1998b), ripreso in Castellarin e Cantelli (2000), Castellarin *et al.* (2004, 2006a), e riportato in Fig. 2.8. Va precisato che nell'ultimo decennio sono stati prodotti vari lavori (ad. esempio Benedetti *et al.*, 2000; Galadini *et al.*, 2001a, 2005; Fantoni *et al.*, 2002; Caputo *et al.*, 2003; Nicolich *et al.*, 2004; Livio *et al.*, 2008; Poli *et al.*, 2008; Burrato *et al.*, 2009; Brückl *et al.*, 2010), che modificano e aggiornano il quadro strutturale soprattutto nel settore a cavallo delle Prealpi Venete e antistante pianura, ai cui contenuti e bibliografia si rinvia.

L'architettura attuale delle AMO nell'area veneta è il risultato di due principali fasi compressive del Terziario (Doglioni e Bosellini, 1987; Dal Piaz *et al.*, 1988). La fase meso-alpina (Paleogene) ha deformato intensamente la copertura permo-cenozoica, producendo nel Veneto nord-orientale sovrascorrimenti e pieghe vergenti a OSO, interpretate come fronte esterno della Catena Dinarica. Deformazioni dinariche (simboli riferiti alla fase deformativa 2 in legenda di Fig. 2.8) si rinvencono come spettacolari strutture (scaglie listriche e "sovrascorrimenti di vetta") in alcune famose cime delle Dolomiti (Doglioni, 1987). La fase neo-alpina (Neogene-Quaternario) è responsabile invece di buona parte del sollevamento delle montagne venete, con formazione di sovrascorrimenti S-SE-vergenti che migrano progressivamente verso la pianura. Mancano nella regione veneta evidenze delle antecedenti deformazioni eoalpine segnalate invece più a ovest: nel settore centro-occidentale delle Alpi Meridionali la deformazione più antica è legata alla fase pre-Adamello e ha interessato la porzione posta ad ovest della Linea delle Giudicarie dal Cretaceo sup. all'Eocene inferiore.

La geometria delle deformazioni neo-Alpine è molto complessa in quanto eredita e interferisce con preesistenti faglie mesozoiche e paleogeniche, riattivate con differenti cinematiche. Il sistema strutturale valsuganese (simboli fase 3 in Fig. 2.8) si è sviluppato nel Miocene medio, prevalentemente nel Serravalliano-Tortoniano ed è caratterizzato da un andamento ENE-OSO con direzione del *paleostress* $\sigma_1=N340^\circ$ (Castellarin e Cantelli, 2000). Nella porzione meridionale delle Dolomiti i sovrascorrimenti interessano anche il basamento cristallino (vedi ad es. Linea della Valsugana - VV - in Fig. 2.8). Al Miocene sup. sono riconducibili anche le strutture con vergenza SE del sistema giudicariense, nel settore più occidentale dei Monti Lessini e sul Monte Baldo (MB in Fig. 2.8). Le deformazioni compressive del Messiniano-Pliocene (con direzione di *paleostress* $N310^\circ$: fase 4 in Fig. 2.8) hanno generato pieghe e sovrascorrimenti disposti NE-SO (ad es. la Flessura Pedemontana - FP -, anticlinale di rampa frontale del sovrascorrimento Bassano-Valdobbiadene - BV - in Fig. 2.8), e riattivato il sistema trascorrente Schio-Vicenza (SCHV) orientato ortogonalmente ad essi. Scarsa influenza hanno avuto le deformazioni neogeniche nel settore ad ovest della Schio-Vicenza che comprende i Monti Lessini, Monti Berici e Colli Euganei; in quest'area è stato attivo invece dal Paleogene un *rifting* d'intraplacca continentale, che ha favorito lo sviluppo del vulcanismo terziario veneto

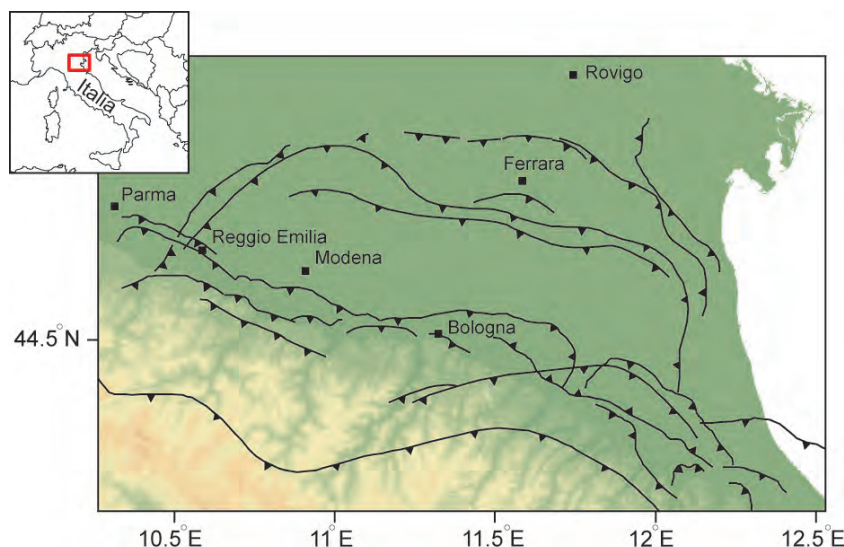


Fig. 2.9 - Schema tettonico modificato dalla "Carta Sismotettonica della Regione Emilia Romagna" (Boccaletti *et al.*, 2004).

*Tectonic scheme modified from "Carta Sismotettonica della Regione Emilia Romagna" (Boccaletti *et al.*, 2004), represented on DEM.*

[vedi Barbieri *et al.* (1991) e riferimenti citati].

All'ultima fase deformativa si devono in particolare i sovrascorrimenti sepolti sotto le alluvioni dell'alta pianura veneta, che limitano verso sud i rilievi collinari del Vicentino e Trevigiano; di questi elementi si sono occupati studi di geologia strutturale e neotettonica apparsi negli ultimi anni, con revisioni talvolta sensibili di alcune strutture. Comunque, nella descrizione dei distretti, utilizzeremo come riferimento grafico lo schema proposto da Castellarin *et al.* (1998b) e ripreso in Fig. 2.8, per la sua visione d'insieme mirata a descrivere l'evoluzione strutturale, segnalando ove necessario le divergenze e le informazioni più aggiornate disponibili.

2.5.2. Appennino settentrionale

L'Appennino settentrionale è una catena a *thrusts*, formatosi in gran parte a spese della crosta della microplacca Adria e della sua copertura sedimentaria, per l'interazione fra le placche Africana ed Eurasiatica (Boccaletti *et al.*, 2004). La formazione della catena avviene attraverso un processo di deformazione continentale polifasica riferibile a due cicli orogenetici (Alpino e Appenninico) susseguitesi nel tempo, ma geodinamicamente indipendenti. La strutturazione dell'arco dell'Appennino settentrionale inizia nell'Oligocene superiore, con il successivo coinvolgimento nella deformazione delle zone esterne della catena e dell'avampaese padano (a partire dal Messiniano). A partire dal Tortoniano medio si sviluppano all'interno della catena appenninica bacini che sono connessi ad attivazioni dei sovrascorrimenti del basamento e/o a riattivazioni di sovrascorrimenti preesistenti della copertura (Boccaletti e Sani, 1998). In questo quadro, le faglie normali, che interessano il settore interno della catena e delimitano alcuni bacini, sono considerate strutture di secondo ordine rispetto ai sovrascorrimenti, che accomodano il sollevamento delle culminazioni del basamento generate da *thrusts* litosferici attivi (Finetti *et al.*, 2001). Nell'avanfossa molassica padano-adriatica sedimentano importanti serie stratigrafiche, dalle evaporiti del Messiniano, a sequenze torbiditiche e pelitiche del Pliocene,

fino al graduale riempimento nel Pleistocene inferiore-medio con depositi meno profondi, sabbie continentali e localmente costiere. Lo spessore dei depositi neogenici testimonia la diminuzione del tasso di deformazione quaternaria verso ovest, dall'arco di Ferrara, a quello di Reggio Emilia e del Monferrato (ad ovest dell'area rappresentata); esso infatti raggiunge gli 8 km nel sistema di pieghe ferraresi, e attesta la significativa subsidenza dell'area in questo periodo. La complessa struttura dell'Appennino settentrionale è anche stata interpretata in chiave di tettonica transpressiva, secondo un modello che implica direzioni differenziate del *paleostress* fra due blocchi crostali [sforzo orientato circa N-S per il blocco occidentale, e SO-NE per quello orientale, vedi Cerrina Feroni *et al.* (2002)]. Uno schema semplificato dei principali elementi strutturali è rappresentato in Fig. 2.9.

L'arco della dorsale ferrarese tra Reggio Emilia e Ravenna, fronte esterno della catena Appenninica settentrionale, è anche l'area di massimo interesse relativamente ai distretti sismici del Veneto. L'attività tettonica attuale è supportata da dati indiretti, quali rilievi geofisici e stratigrafici nel sottosuolo (Pieri e Groppi, 1981; Boccaletti *et al.*, 2004) e studi sulla deformazione superficiale e sismicità recente (ad es. Ciaccio e Chiarabba, 2002; Burrato *et al.*, 2003; Calderoni *et al.*, 2009).

3. Criteri metodologici

Come specificato nell'introduzione, scopo di questo lavoro è predisporre un quadro conoscitivo sintetico e adeguati archivi elettronici per la caratterizzazione sismica di un'area, da utilizzarsi in modalità statica e dinamica, qualora eventi sismici diano luogo a segnalazioni di allarme ai sistemi regionali di Protezione Civile. Il lavoro si incentra sulla regione Veneto, poiché questa porzione di territorio, pur essendo stata sede di importanti terremoti nel passato, è stata complessivamente poco studiata, e fino all'ultimo decennio meno intensamente monitorata strumentalmente rispetto alle adiacenti regioni del Friuli Venezia Giulia (FVG) e del Trentino (TN). I benefici derivanti dalla compilazione di archivi di dati di base criticamente rivisti e aggiornati, utilizzabili per consultazione dinamica mediante il sito OGS sulla sismicità in tempo reale (<http://rts.crs.inogs.it>), si estendono comunque all'intera Italia nord-orientale e parte delle zone confinarie con Austria e Slovenia.

Dal punto di vista metodologico, la conoscenza del comportamento sismico di una regione non si riduce mai alla rappresentazione di un semplice livello di informazione, quale ad esempio una mappa di terremoti, o ad una cartografia semplificata di strutture capaci di generare terremoti. È infatti necessario che l'informazione disponibile sia consultata ed interpretata tenendo in considerazione la finalità originale per la quale il dato è stato raccolto e formalizzato, e l'affidabilità intrinseca dei parametri rappresentati. In Italia, ad esempio, talvolta si trascura il problema della rimozione di eventi (repliche, *foreshocks*) operata sul più recente ed affidabile catalogo storico (CPTI04), frutto della finalità per la quale il catalogo è stato originariamente compilato, e cioè la realizzazione di analisi di pericolosità sismica mediante un approccio stazionario che deve a priori considerare i terremoti come eventi indipendenti fra loro.

Questa sintesi cerca parzialmente di rispondere a tali esigenze.

Nel presente lavoro, il contesto geologico e strutturale dei distretti muove da alcuni lavori di respiro regionale; lo schema di interpretazione strutturale di Castellarin *et al.* (1998b) e le Note

Illustrative della Carta Geologica del Veneto alla scala 1:250.000 (Dal Piaz *et al.*, 1988) per il settore delle Alpi Meridionali orientali, e la Carta Sismotettonica della Regione Emilia Romagna alla scala 1:250.000 (Boccaletti *et al.*, 2004), per i fronti dell'Appennino settentrionale sepolti dalla pianura veneta occidentale. Nel primo caso si tratta di un lavoro di sintesi di dati originali rilasciati essenzialmente prima degli '90 (ad es. CNR, 1991), seppur ripreso in pubblicazioni anche più recenti (Castellarin e Cantelli, 2000; Castellarin, 2002; Fantoni *et al.*, 2002; Castellarin *et al.*, 2006b); esso propone per alcuni elementi strutturali delle interpretazioni non più condivise, o datate, come commentato nel cap. 2.5; per contro non esiste un lavoro di sintesi strutturale unitario per l'area di interesse, che recepisca le nuove conoscenze emerse negli ultimi 10-15 anni mantenendo un analogo dettaglio. Nella descrizione specifica di ciascun distretto quindi si farà riferimento a letteratura più aggiornata e lo schema strutturale servirà come un livello di informazione orientativo, che aiuta la georeferenziazione della sismicità, ma che non può essere utilizzato semplicisticamente per associazioni terremoto-struttura. Similmente, le indicazioni sulla neotettonica muovono dalla sintesi proposta da Zanferrari *et al.* (1982), per arrivare, anche grazie alle informazioni archiviate nel DISS 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) alla letteratura più recente, citata nei singoli distretti. Nella consapevolezza che la bibliografia citata possa non risultare esaustiva, vale comunque la pena ricordare che il dibattito e confronto scientifico sulle interpretazioni sismogeniche è molto vivace in Italia, e la letteratura in rapida evoluzione.

Altrettanto complessa, e in una certa accezione persino soggettiva, è la lettura ed interpretazione dei *database* sismologici, siano essi storici o strumentali. Il nostro lavoro recepisce il quadro di sismicità storica dato dal più recente catalogo nazionale disponibile (alla fine del 2011), CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), integrato con gli aggiornamenti successivi resi disponibili in letteratura (Molin *et al.*, 2008). Qualche evento rilevante della prima metà del XX secolo è anche documentato tramite analisi di dati strumentali. Nonostante la massima attenzione sia rivolta agli eventi significativi occorsi negli ultimi 100-200 anni, meglio vincolati rispetto a terremoti più antichi, la localizzazione e la quantificazione energetica dei terremoti storici rimangono affette da incertezze che è opportuno tenere in considerazione durante l'analisi dei dati. Terremoti medio-forti e forti con epicentri esterni al Veneto, come quelli che interessano l'area friulana a est e l'Appennino settentrionale a sud, SO, possono essere fortemente risentiti in Veneto, come testimoniato dal quadro dei risentimenti macrosismici. Per dare adeguato rilievo agli eventi maggiori è stata mappata in Fig. 2.3 la massima intensità risentita sopra la soglia di inizio danno nei comuni del Veneto (dati tratti da <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04/>); una corretta interpretazione non può però prescindere da una analisi di dettaglio della distribuzione degli effetti (comunemente indicata col termine di "piano quotato") del singolo terremoto di interesse.

Non necessariamente di qualità superiore deve essere considerato, infine, il dato strumentale, soprattutto se relativo a terremoti meno recenti, o di bassa magnitudo. Per far fronte a incompletezze dell'informazione, abbiamo dovuto comporre assieme diversi *database* strumentali, operazione che è in genere da evitare.

In massima parte, i dati sulla sismicità strumentale utilizzati sono quelli rilasciati da OGS, sui quali abbiamo diretta capacità di controllo dal dato originale (la registrazione) al metadato (record di catalogo). I bollettini OGS definitivi per il periodo 1977-2007, sono stati integrati con

²Rete realizzata nell'ambito di un progetto di ricerca finanziato dal Ministero dell'Università e della Ricerca – Fondo per gli Investimenti della Ricerca di Base (MIUR-FIRB).

Tabella 3.1 - Composizione del *database* strumentale.

Periodo	Giudicarie (G) / Pianura Veneta Ovest (PVO)	Altri distretti
1977-1989:	RINEOGS_77-07	RINEOGS_77-07
1990- 2002:	CSI 1.1- INGV	RINEOGS_77-07
2003-15/4/2005:	dati parametrici WAVES- INGV	RINEOGS_77-07
16/4/2005-31/12/2007:	dati parametrici ISIDE-INGV	RINEOGS_77-07
2008-2010	Bollettini OGS	Bollettini OGS

i dati registrati dalla rete temporanea FIRB² attiva nella zona Bassano-Vittorio Veneto dal giugno 2004 al maggio 2005 (Anselmi *et al.*, 2007, 2011; Lovisa *et al.*, 2008; Chiaraluce *et al.*, 2009), e infine revisionati in Gentili *et al.* (2011); questo *database* reso pubblico per le analisi di completezza che su di esso sono state effettuate, viene qui indicato come RINEOGS_77-07. Dal 2008 in poi si fa riferimento ai bollettini mensili OGS, disponibili sul sito <http://www.crs.inogs.it/bollettino/RSFVG>. Per l'analisi della sismicità strumentale relativa ai distretti caratterizzati da un monitoraggio discontinuo da parte di OGS dopo il 1990, è stato composto territorialmente un *database* dei terremoti utilizzando i dati parametrici ritenuti più affidabili relativi a diversi cataloghi, come indicato in Tabella 3.1. L'analisi della sismicità strumentale degli altri distretti è stata realizzata utilizzando esclusivamente parametri forniti da OGS.

Il quadro della sismicità che ne deriva è visivamente più completo, e statisticamente più robusto, ma questa operazione di *merging* porta con sé molteplici problemi, che cercheremo di dettagliare e fronteggiare nei prossimi paragrafi.

3.1. Intensità e magnitudo

L'eterogeneità delle scale di magnitudo utilizzate da diversi *database*, e la complessità di convertire ad una medesima metrica dati di epoche diverse è un problema cruciale, ma molto spesso sottovalutato, nelle analisi della sismicità. Esso riguarda prevalentemente la conversione tra intensità macrosismica e le diverse scale di magnitudo, ma sono affetti da anomalie anche dati strumentali acquisiti con apparecchi o criteri operativi diversi. Questo argomento è delicato, e richiede estrema cautela soprattutto quando il dato del terremoto viene diffuso ad una utenza non specialistica (comunicati ad enti territoriali di Protezione Civile, diffusione delle notizie sui media).

La Fig. 3.1 (modificata da Kanamori, 1983) illustra graficamente i rapporti esistenti tra magnitudo momento M_W e altre scale di magnitudo, in particolare la magnitudo locale M_L (o Wood-Anderson).

Si ricorda a tal proposito che la magnitudo momento M_W è definita a partire dal momento sismico (M_0), come segue:

$$M_0 = G\Delta uA \quad (1)$$

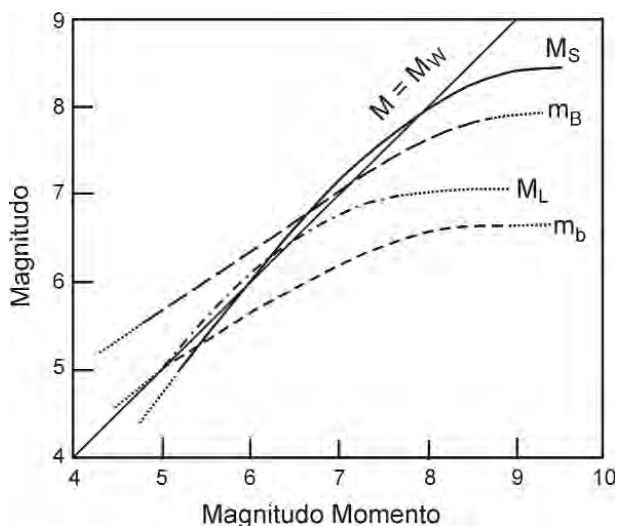


Fig. 3.1 - Relazione tra magnitudo momento M_W e altre scale di magnitudo, in particolare la magnitudo locale M_L (modificata da Kanamori, 1983).

Relationship of moment magnitude M_W vs. other magnitude scales, in particular local magnitude M_L (modified from Kanamori, 1983).

dove G è il modulo di taglio del materiale crostale in cui avviene la rottura sismica, A l'area della superficie di rottura nella faglia sismogenetica, e Δu il valor medio dello scorrimento cosismico sulla superficie di rottura. La magnitudo momento si calcola a partire dal momento sismico con l'espressione:

$$M_W = 2/3 \log(M_0) - \text{cost} \quad (2)$$

dove $\text{cost} = 10,7$ se M_0 è misurato in $\text{dyne}\cdot\text{cm}$ e $\text{cost} = 6,0$ se M_0 è misurato in $\text{N}\cdot\text{m}$. M_0 è una grandezza che può crescere indefinitamente al crescere delle dimensioni della sorgente e della dislocazione, pertanto M_W non satura. La magnitudo momento (M_{aw} o M_W) è utilizzata per quantificare gli eventi maggiori: in Italia, in epoca pre-strumentale la M_{aw} è ricavata indirettamente dal quadro degli effetti, tramite relazioni di conversione (Gasperini, 2004). Dal 2002 OGS calcola sistematicamente la M_W per eventi minori (purchè con $M_L > 3,5$), tramite inversione del tensore momento (Saraò, 2007, 2011a, 2011b).

La magnitudo locale (M_L , anche nota come magnitudo Richter) è ottenuta misurando la massima ampiezza di una registrazione secondo il sismometro a torsione di Wood-Anderson (o uno calibrato ad esso), ad una distanza di 100 km dall'epicentro del terremoto. La scala di magnitudo M_L tende alla saturazione per magnitudo attorno a 7,0-7,5. Uno strumento originale Wood-Anderson è stato attivo a Trieste presso la stazione WWSSN TRI dal 1972 al 1989; nel 2003 il sistema di acquisizione analogico è stato rimpiazzato da un rilevatore laser digitale, e la stazione è attualmente ancora funzionante, seppure in modo discontinuo. Su queste osservazioni reali si basano le calibrazioni $M_L - M_D$ e $M_L - M_W$ di gran parte dei dati nazionali e dei dati regionali. Dal 2008 le magnitudo locali vengono ricavate anche tramite simulazione sintetica di un Wood-Anderson di alcune stazioni *broad-band* della rete OGS.

In genere, per piccoli eventi sismici locali ($M_L < 3,5$) la magnitudo è espressa dalla magnitudo di durata (M_D), calcolata cioè in relazione alla durata del segnale riconducibile all'evento sismico.

Intensità I_{MCS}	Scossa	Effetti	MAW - MD
I	strumentale		$\leq 2.6 - 2.3$
II	leggerissima		3.0 - 2.7
III	leggera		3.4 - 3.0
IV	mediocre	Percezione	3.9 - 3.4
V	forte		4.3 - 3.9
VI	molto forte		4.8 - 4.5
VII	fortissima	Danno	5.1 - 4.9
VIII	rovinosa		5.5
IX	disastrosa		5.9
X	disastrosissima		6.5
XI	catastrofica		7.0
XII	grande catastrofe	Distruzione	> 7.3

Fig. 3.2 - Relazione orientativa tra intensità macro-sismica, effetti e magnitudo strumentali, come da Eq. (1) - (3).

Approximate relationship between macroseismic intensity, effects and instrumental magnitudes, as given in Eqs. (1) to (3).

I coefficienti di calibrazione di parte delle stazioni OGS sono stati calcolati da Rebez e Renner (1991). Per tutte le stazioni installate successivamente a tale data vengono applicati dei coefficienti medi. Quando non è possibile stimare la fine del segnale (in genere per gli eventi maggiori, con $M_L > 3,5$) le letture di alcune stazioni sono state dotate di un valore di durata fittizio, tale da riprodurre (con l'applicazione omogenea delle formule di conversione durata-magnitudo) il valore di M_L ottenuto dall'ampiezza; si salvaguarda in tal modo l'identità $M_D = M_L$. Precedenti analisi (Bragato e Slejko, 2005; Gentili *et al.*, 2011) hanno investigato il problema nella conversione $M_D - M_L$ nel dataset OGS, dimostrando che i sistemi di lettura della durata sono variati nel tempo, e con essi la correlazione $M_D - M_L$; questo può inficiare ovviamente una metrica omogenea della scala di magnitudo.

Meno documentata è invece l'omogeneità nella scala di magnitudo adottata da altri cataloghi strumentali, come il già citato CSI e gli altri database INGV. Per questo motivo, nel testo i valori di magnitudo vengono indicati come MAG se non specificamente caratterizzati, o indicando il tipo di magnitudo se noto. I valori riportati nei grafici e nelle mappe sono comunque sempre quelli indicati nella fonte originale. Per ulteriori elaborazioni, come ad esempio ricavare una relazione magnitudo-frequenza, bisogna avvalersi di opportune conversioni. Le conversioni sono sempre da utilizzare con cautela, nell'intervallo di definizione, e con i margini di errore derivati dalla regressione, e devono considerarsi di carattere orientativo, come orientativa è la correlazione fra intensità e magnitudo, adottata nella descrizione della sismicità dei distretti e riportata in Fig. 3.2. Le conversioni fra magnitudo di durata (M_D), e magnitudo momento (M_W o Maw) che possono essere utilizzate nel nostro caso passano attraverso il termine di magnitudo locale (M_L), e in dettaglio sono:

$$M_L = 1,508 M_D - 1,743 \quad \text{con } \sigma = 0,35 \quad (3)$$

relazione tarata nell'analisi specifica condotta a livello regionale per i dati 1977-2007 (Gentili *et*

al., 2011) che viene applicata solo agli eventi post 1994 e con $M_D < 3,5$;

$$M_W = 0,812 M_L + 1,145 \quad \text{con } \sigma = 0,25 \quad (4)$$

conversione che deriva dal documento di riferimento per la stima della pericolosità sismica (Gasperini, 2004; MPS Working Group, 2004), ed è applicata come suggerito dagli autori per $M_L > 2,5$. Sempre dal medesimo lavoro proviene infine la relazione di conversione

$$M_W = 0,430 I_0 + 2,182 \quad \text{con } \sigma = 0,34 \quad (5)$$

utilizzata per ricavare speditamente il valore di magnitudo equivalente M_{aw} per gli eventi del catalogo CPT104 modificati da Molin *et al.* (2008) di cui è data la I_0 .

3.2. Sismicità nel tempo e completezza nei distretti

La sismicità di ogni distretto è rappresentata attraverso mappe e alcuni grafici che descrivono l'andamento della sismicità in funzione dello spazio e del tempo.

Alcuni effetti sistematici sulle localizzazioni, dovuti alla distribuzione dei centri abitati (per i dati macrosismici) e delle stazioni sismometriche (per i dati microsismici), sono inevitabili ed ineliminabili. L'analisi ha fatto emergere problemi di eterogeneità nella scala di magnitudo utilizzata dai singoli cataloghi, o più in generale significative variazioni nella completezza del *dataset* analizzato. Questi fattori comportano visivamente fluttuazioni della sismicità nello spazio e nel tempo, che devono essere accuratamente analizzate, prima di venir interpretate come espressione del fenomeno fisico. Per una eccellente trattazione dei problemi connessi alla qualità dei cataloghi si rinvia ai materiali sul sito <http://www.corssa.org/articles/themeiv>.

L'andamento della magnitudo di completezza, in base alle diverse capacità di deteazione della rete OGS, è stata dettagliatamente descritta in Gentili *et al.* (2011). Allo scopo di consentire un adeguato esame della sismicità strumentale riportata nei distretti (p. es. interpretazione delle lacune temporali nei pettini di sismicità) e ricordando che la capacità di deteazione dei terremoti dipende fortemente dalle caratteristiche della rete sismometrica (p. es. geometria, numero di stazioni, tipologia degli strumenti), si ritiene utile richiamare alcuni aspetti che hanno riguardato lo sviluppo della rete gestita da OGS, grossomodo suddivisibile in quattro periodi fondamentali:

- 6 maggio 1977 - 31 dicembre 1987: registrazione analogica e dati in continuo; fino a 16 stazioni a corto periodo funzionanti in FVG e successivamente 6 in TN. La magnitudo di completezza raggiunge valori prossimi all'unità nel Friuli centrale e in parte del TN (Figg. 3.3A, 3.3B);
- 1 gennaio 1988 - 5 maggio 1994: cambia il sistema di acquisizione da analogico a digitale, con acquisizione non più in continuo; aumenta il numero di stazioni (17 in FVG, 3 in Veneto, e 8 in TN) ma esistono problemi di deteazione degli eventi che si traducono in valori di completezza ritenuti fittizi (Fig. 3.3C). Dalla metà del 1990 i dati delle stazioni trentine non vengono più elaborati in modo unificato;
- 6 maggio 1994 - 31 dicembre 1999: cambia nuovamente il sistema di acquisizione digitale, e vengono installate le prime stazioni a banda larga. La gestione diretta delle stazioni di TN da parte della PAT, dalla metà del 1990 fino alla fine del 2007, ha comportato un evidente

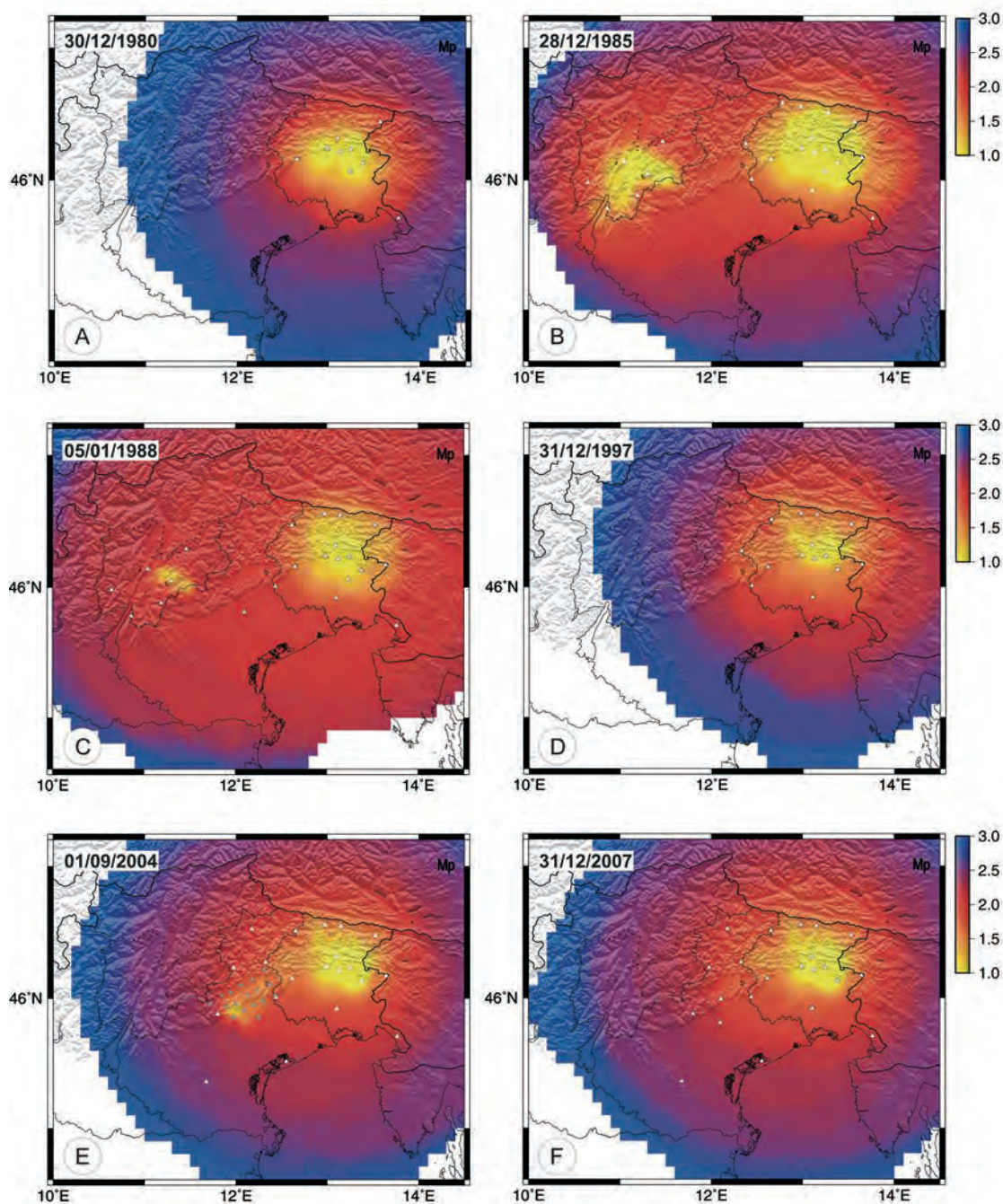


Fig. 3.3 - Magnitudo di completezza probabilistica M_p (legenda in scala cromatica), espressa in M_L , nel tempo e nello spazio calcolata con la recente tecnica proposta da Schorlemmer and Woessner (2008) per l'Italia nord-orientale (modificata da Gentili *et al.*, 2011). Viene riportata la data cui si riferisce ogni singola elaborazione. *Probabilistic magnitude of completeness M_p (color legend), given in M_L , in time and space as recently computed with the technique proposed by Schorlemmer and Woessner (2008) in NE Italy (modified from Gentili *et al.*, 2011). Each frame refers to a date, given in the upper-left corner.*

problema di completezza nel *database* OGS per la porzione di territorio occidentale del Veneto. Confrontando infatti la Fig. 3.3B con la Fig. 3.3D si osserva ancora come l'elaborazione frazionata dei dati disponibili abbia comportato un peggioramento delle capacità di identificazione di eventi anche per parte del Veneto che, pur risultando fuori rete OGS, beneficiava del monitoraggio nelle regioni adiacenti. Per questo si è ricorsi ad un *database* composto, così come precedentemente descritto;

- 1 gennaio 2000 - 31 dicembre 2007: aumenta il numero di stazioni nel Veneto (Fig. 3.3F). Nel periodo dal 16 giugno 2004 al 27 maggio 2005 è attiva la rete FIRB (Fig. 3.3E), che abbassa notevolmente la magnitudo di completezza nell'area tra Asolo-Bassano e l'Alpago-Bellunese, limitatamente a questo periodo.

Dal 2008 la situazione è migliorata grazie all'installazione di nuove stazioni in Veneto, e a un più efficace scambio dati in tempo reale o differito con altre reti (locali, nazionali ed internazionali): dal medesimo anno inoltre l'elaborazione del Bollettino per la PAT è nuovamente gestita da OGS. Per una visione aggiornata si rinvia alle informazioni relative alle stazioni e bollettini riportate sul sito del monitoraggio in tempo reale <http://rts.crs.inogs.it>. Sono infine in corso elaborazioni mirate su alcuni eventi di interesse nell'area veneta (Restivo, 2011), e controlli generalizzati, di *routine* e non, sulla attribuzione di magnitudo che consentiranno un ulteriore miglioramento qualitativo dell'archivio di localizzazioni strumentali disponibile per l'Italia nord-orientale.

3.3. Meccanismi focali

Nella descrizione del singolo distretto si farà riferimento ad uno o più eventi rappresentati tramite il meccanismo focale dell'evento. Questi eventi singoli rappresentano il più forte evento documentato strumentalmente, e sono per questo motivo ritenuti significativi per l'area, ma non possono essere considerati alla stregua di un tensore di sforzo del distretto, alla cui caratterizzazione devono concorrere informazioni plurime e talvolta di diversa natura [come ad esempio meccanismi focali, *breakout* di pozzo, si faccia riferimento a Heidbach *et al.* (2010) e bibliografia citata per una più esauriente descrizione].

Un primo tentativo di utilizzare estensivamente i meccanismi focali del catalogo "Focal Mechanisms of NE Italy and surroundings (1928-2008)" (Saraò, 2008) ha messo in evidenza una serie di problemi per un suo corretto utilizzo, problemi che non sono stati ancora soddisfacentemente risolti al momento della stesura di questo lavoro. In particolare:

- le localizzazioni e magnitudo riportate nel catalogo dei meccanismi focali sono quasi sempre diverse rispetto alle soluzioni contenute nei cataloghi strumentali dei terremoti (RINEOGS_77-07, Bollettini OGS e altri *database* strumentali); questo comporta frequenti casi di "migrazione" di eventi fra un distretto e l'altro, e anomalie nei valori di riferimento per la magnitudo dei terremoti maggiori;
- nel caso di soluzioni multiple per un medesimo evento, il catalogo non contiene un campo che identifichi la soluzione ritenuta più affidabile: il censimento degli studi effettuati è una risorsa fondamentale per lo studio della singola sequenza, ma non sempre è possibile stabilire un criterio di "qualità" che guidi alla selezione della migliore tra le soluzioni proposte.

Grazie al confronto critico fra *database* dei meccanismi focali e catalogo strumentale sono

state risolte alcune lacune conoscitive, ma è necessaria una sistematica forma di integrazione delle informazioni, per ottenere in futuro un *database* unificato, da utilizzarsi nella consultazione dinamica degli archivi, in implementazione sul sito <http://rts.crs.inogs.it>. Come già citato, inoltre, è in completamento uno studio mirato su eventi del Veneto (Restivo, 2011) che amplierà e omogeneizzerà il *database* di meccanismi focali disponibili.

4. Distretti sismici

Come menzionato nell'introduzione, sono stati definiti 9 distretti sismici in Veneto (Fig. 1), caratterizzati mediante evidenze sismologiche, geologico-strutturali, e geodinamiche.

Per ogni distretto vengono riportate in modo sintetico informazioni relative a: 1) contesto geologico-strutturale, 2) sismicità storica, 3) sismicità strumentale, 4) neotettonica, sorgenti attive, e eventuali caratterizzazione della deformazione in atto, 5) brevi considerazioni sulla massima intensità macrosismica osservata e aspetti legati alla normativa sismica.

4.1. Distretto Giudicarie: G

Questa regione rappresenta la zona di cerniera tra le Alpi Meridionali centrali e le Alpi Meridionali orientali; trasversalmente alla catena si estende dal Lineamento Periadiatico fino ad est della faglia Ballino-Garda (rispettivamente Tonale L., e B in Fig. 2.8), lungo il fronte di sovrascorrimenti più esterni del Monte Baldo, Monte Stivo e Monte Grattacul (MB in Fig. 2.8). Il limite occidentale del distretto è dal punto di vista della sismicità e dell'assetto strutturale mal vincolato, e viene esteso ad includere eventi localizzati nelle Prealpi bresciane.

4.1.1. Contesto geologico-strutturale

L'area è caratterizzata da *thrusts* e faglie inverse nel settore posto a SE (Giudicarie meridionali, es.: area del Lago di Garda), con strutture prevalentemente orientate NNE-SSO, trasversali rispetto alla direzione della Catena Sudalpina, con pieghe e sovrascorrimenti SE-vergenti [PAL, MB, GS in Fig. 2.8, vedi anche Castellarin *et al.* (2006b)]. Procedendo verso ovest, i sovrascorrimenti subiscono una progressiva rotazione oraria, con evidenze di tettonica quaternaria limitate alla zona di pianura a sudovest del Lago di Garda [strutture non mappate nelle figure di riferimento del distretto, si faccia riferimento a Livio *et al.* (2008, 2009)], ed esternamente all'area rappresentata, nella regione insubria [fra il Lago di Como e il Ticino: Sileo *et al.* (2007)]. Il distretto è soggetto ad un generale sollevamento (Zanferrari *et al.*, 1982; Massironi *et al.*, 2009). La successione stratigrafica comprende il basamento metamorfico pre-Permiano fino alle rocce Plio-Quaternarie. Il basamento è coinvolto nella deformazione (Castellarin *et al.*, 2006b) e affiora sul tetto del *thrust* della Val Trompia (VTP, in Fig. 2.8) e nell'area dell'Adamello. Proprio in questo batolite (plutone di Avio, di età ca. 34 Ma) sono state rinvenute pseudotachiliti a testimonianza dell'esistenza di una struttura trascorrente esumata che rappresenta un ramo meridionale della Linea del Tonale [Gole Large Fault Zone, circa coincidente con il segmento E-O del limite settentrionale del distretto, vedi Di Toro *et al.* (2009), Mittempergher *et al.* (2009) e riferimenti ivi contenuti]; anche se questo elemento non presenta oggi indizi di attività, esso rappresenta un laboratorio naturale dove sono in corso studi innovativi sulle caratteristiche del piano di faglia, sulla reologia e dinamica di una sorgente sismogenica (Bistacchi *et al.*, 2011).

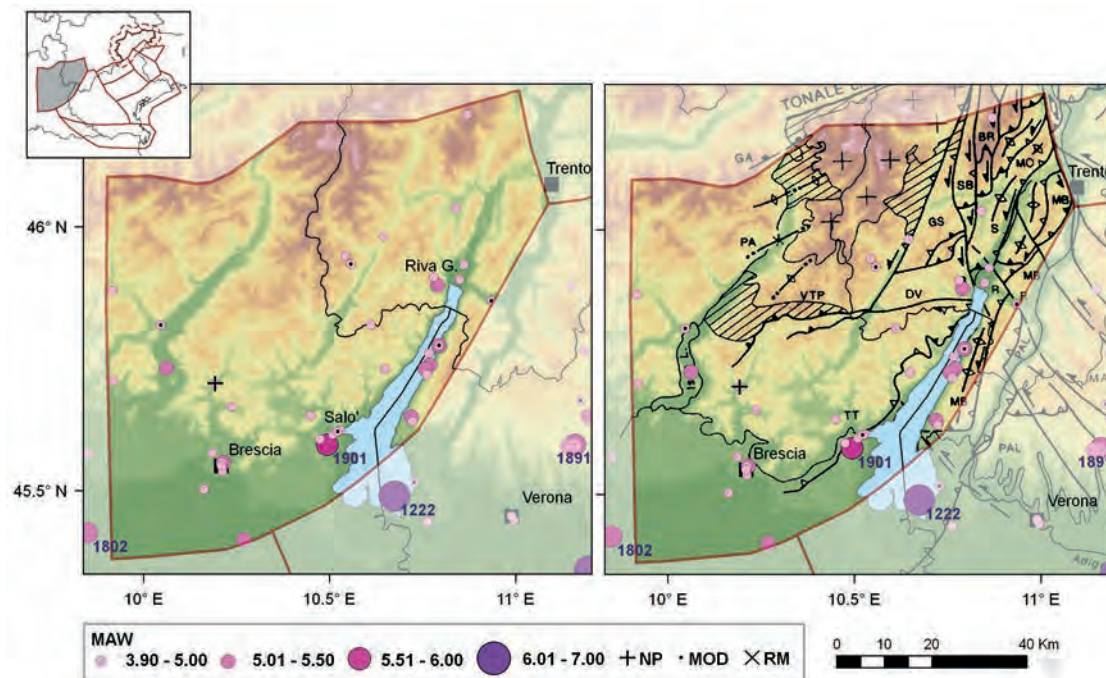


Fig. 4.1 - Mappa della sismicità storica del distretto Giudicarie (G); fonte dati CPTI04 criticamente rivisto (Molin *et al.*, 2008). Visualizzazione su DEM in scala cromatica (sn) e su DEM integrato con modello strutturale tratto da Castellarin *et al.* (1998b) (dx). In legenda: *Maw* indica la magnitudo equivalente a M_w riportata in CPTI Working Group (2004); i sovrassegni indicano eventi revisionati, rispettivamente come non parametrizzati 'NP', modificati 'MOD' o rimossi 'RM'.

*Historical seismicity in the Giudicarie (G) district: data taken from CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), critically revised according to Molin et al. (2008). Epicentres location on DEM (left), integrated by the structural scheme from Castellarin et al. (1998b) (right). In the legend: pink symbols sized according to M_w given by *Maw* in the original catalogue; in black revised events, respectively 'NP' not parameterized, 'MOD' modified, 'RM' removed.*

4.1.2. Sismicità storica

Il distretto delle Giudicarie è una zona interessata storicamente da diversi eventi che hanno superato la soglia del danno ($I_0=VI$ MCS), documentati dall'XI secolo (Figg. 4.1 e 4.2). L'evento più forte avvenuto entro i limiti definiti per il distretto è il terremoto del 30 ottobre 1901, localizzato nell'area di Salò, che ha raggiunto la soglia del danno grave ($I_0=VIII$ MCS, $M_w=5,67$) in prossimità dell'epicentro, mentre gli effetti massimi risentiti in Veneto sono stati del VII grado MCS. Forti analogie presentano gli eventi del 1892 ($I_0=VI-VII$, $M_w=4,96$, epicentro sovrapposto al simbolo dell'evento del 1901) e il più forte terremoto avvenuto in epoca strumentale, che si è verificato il 24 novembre 2004 sempre nell'area di Salò ($I_0=VII-VIII$ MCS, $MAG=5,2$).

Altri importanti terremoti storici, tenendo conto dell'incertezza nella determinazione epicentrale, sono localizzati lungo quella che alcuni autori (DISS Working Group, 2010) definiscono come la fascia esterna del sistema giudicariense, nella zona del Lago di Garda e delle Prealpi bresciane; così per gli eventi del 1222 ($M_w=6,05$) e 1802 ($M_w=5,67$), entrambi localizzati esternamente al poligono Giudicarie (Fig. 4.1). Per l'evento del 1222 esistono interpretazioni alternative all'attuale localizzazione, e studi paleosismologici che suggeriscono l'attivazione di

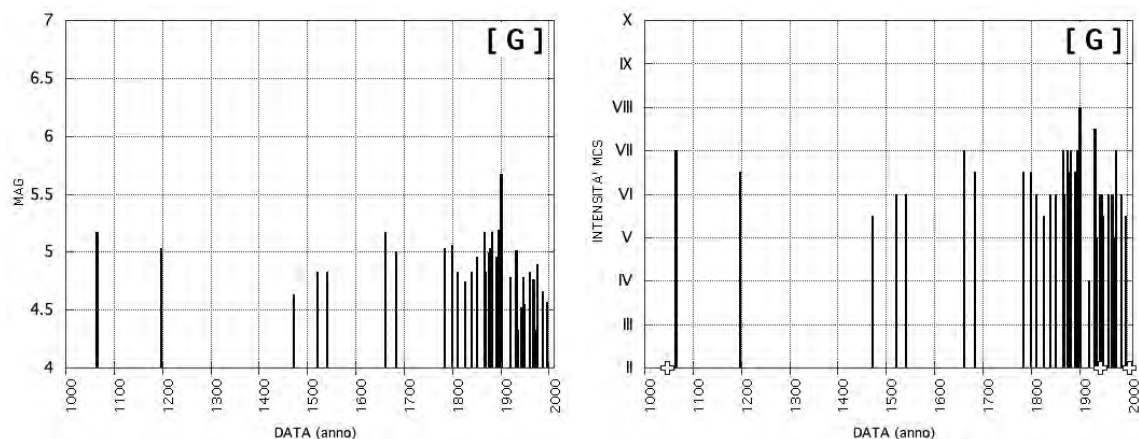


Fig. 4.2 - Sismicità storica nel tempo del distretto Giudicarie (G); fonte dati CPTI04 criticamente rivisto Molin *et al.* (2008) e integrato. Visualizzazione in magnitudo (sn) e intensità epicentrale (dx). *MAG* indica la magnitudo equivalente a M_W indicata in catalogo. Gli eventi citati nel testo e non rappresentati in mappa in quanto non presenti in catalogo sono indicati con una piccola croce sull'asse temporale del grafico in intensità.

Historical seismicity in the Giudicarie (G) district: data taken from CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), critically revised according to Molin et al. (2008). Left) magnitude vs. time; MAG is M_W in the original catalogue; right) epicentral intensity vs. time. Events cited in the text and not represented on the map as not given in the catalogue are shown by small white crosses on the time axis of the intensity graph.

strutture sepolte nel bresciano [*blind thrust* di Monte Netto, Livio *et al.* (2009)].

Altri eventi come quelli del 1932, 1882 e 1866, caratterizzati da M_W maggiore di 5, sono collegati alla sismicità che si registra nella parte nord e nel settore del Monte Baldo. Ancora nei pressi di Riva del Garda si segnala l'evento del 13 dicembre 1976 (I_0 =VII, M_W =4,89).

La revisione recentemente condotta su eventi minori (Molin *et al.*, 2008) ha portato alla riparametrizzazione di 5 eventi (1895, 1934, 1948, 1968, e 1970, indicati con sovrassegno 'MOD' in Fig. 4.1), mentre non sono state recuperate informazioni sufficienti alla parametrizzazione per l'evento del 25 dicembre 1947 (indicato con il sovrassegno 'NP' nella medesima figura). Sotto la soglia del primo danno si segnala anche un evento avvenuto il 24 gennaio 1943 nell'area di Salò, descritto sotto l'aspetto microsismico da Caloi (1945).

Studi recenti hanno anche evidenziato l'esistenza di un terremoto accaduto nel 1046 nell'area del Monte Baldo e nella valle dell'Adige, non rappresentato in Fig. 4.1; il terremoto avrebbe causato il collasso di più di trenta castelli (Guidoboni e Comastri, 2005; Guidoboni *et al.*, 2005; Galadini e Stucchi, 2007; Stucchi *et al.*, 2008). Da segnalare che nella seconda metà del XIX secolo, forse per concorrenti motivi di carattere storiografico, si concentra quasi un terzo delle scosse sopra la soglia di danno riportate nel catalogo storico.

4.1.3. Sismicità strumentale

La sismicità registrata strumentalmente dal 1977 si presenta moderata, con eventi che hanno raggiunto la soglia del danno (24 maggio 1987, I_0 =VI; 24 novembre 2004, I_0 =VII-VIII), e diversi eventi sopra la soglia di percezione (Figg. 4.3 e 4.4). L'evento del 29 ottobre 1995, I_0 =V-VI, cade al limite occidentale del distretto, come già accennato non facilmente definibile in base alle

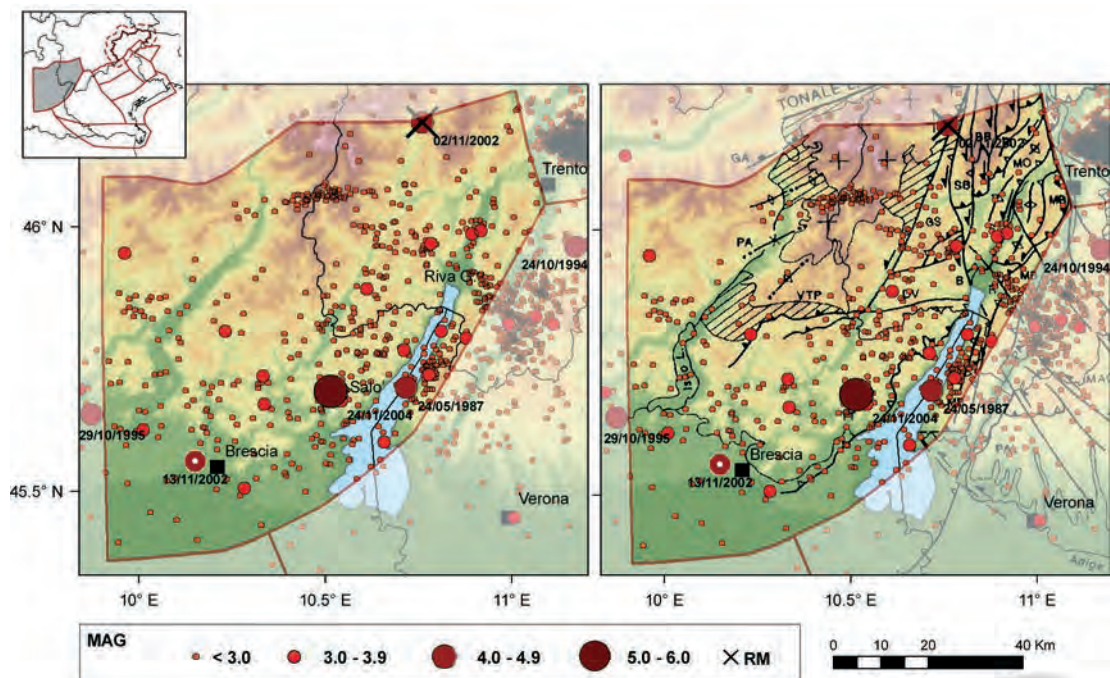


Fig. 4.3 - Mappa della sismicità strumentale del distretto Giudicarie (G); fonte dati catalogo composito (vedi Tabella 3.1). Visualizzazione su DEM in scala cromatica (sn) e su DEM integrato con modello strutturale tratto da Castellarin *et al.* (1998b) (dx). L'evento del 2.11.2002 è stato manualmente rimosso (simbolo RM in legenda) dal catalogo composito, in quanto risultò un errore di localizzazione (evento in Adriatico) del database nazionale di provenienza (CSI 1.1); l'evento del 13.11.2002 è stato reinserito con la soluzione dal database OGS, in quanto privo di magnitudo in CSI 1.1.

*Instrumental seismicity in the Giudicarie (G) district: data taken from composition of catalogues (see Table 3.1), reported with their original magnitude values. Epicentres location on DEM (left), integrated by the structural scheme from Castellarin *et al.* (1998b) (right). The November 2, 2002 earthquake has been manually removed from the composite catalogue, as it resulted a mislocation (event in central Adriatic) in the CSI 1.1 original source catalogue; the November 13, 2002 has been inserted with the location given by OGS database, as it resulted without magnitude assignment in CSI 1.1.*

evidenze sismologiche e/o strutturali; la localizzazione macrosismica del terremoto del 1995, da CPTI04, rientra nel poligono Giudicarie (Fig. 4.1), ma esternamente ad esso nel dataset strumentale (Fig. 4.3). Simili differenze nella localizzazione riguardano anche il terremoto del 13 dicembre 1976 di $M_W=4,9$ ($I_0=VII$), che a pochi mesi dagli eventi disastrosi del Friuli ha interessato la zona di Riva del Garda [dato strumentale in Slejko *et al.* (1989), non rappresentato in Fig. 4.3].

La sismicità si concentra nella parte superficiale della crosta, entro i 20-25 km (Carulli e Slejko, 2009). I terremoti con magnitudo superiore a 3 (orientativamente corrispondente alla soglia di percezione) sono localizzati lungo la fascia esterna del sistema giudicariense, nella zona del Lago di Garda (Fig. 4.3), ed esiste un discreto accordo fra la sismicità recente, e le localizzazioni attribuite ai terremoti storici (Fig. 4.1).

In epoca strumentale il terremoto più forte in questo distretto si è verificato il 24 novembre 2004 vicino a Salò ($I_0=VII-VIII$ MCS, $MAG=5,2$), nella stessa area dove, in epoca storica, è stato localizzato il terremoto di Salò del 1901 ($I_0=VIII$ MCS, $M_W=5,7$; vedi Fig. 4.1). La sorgente del

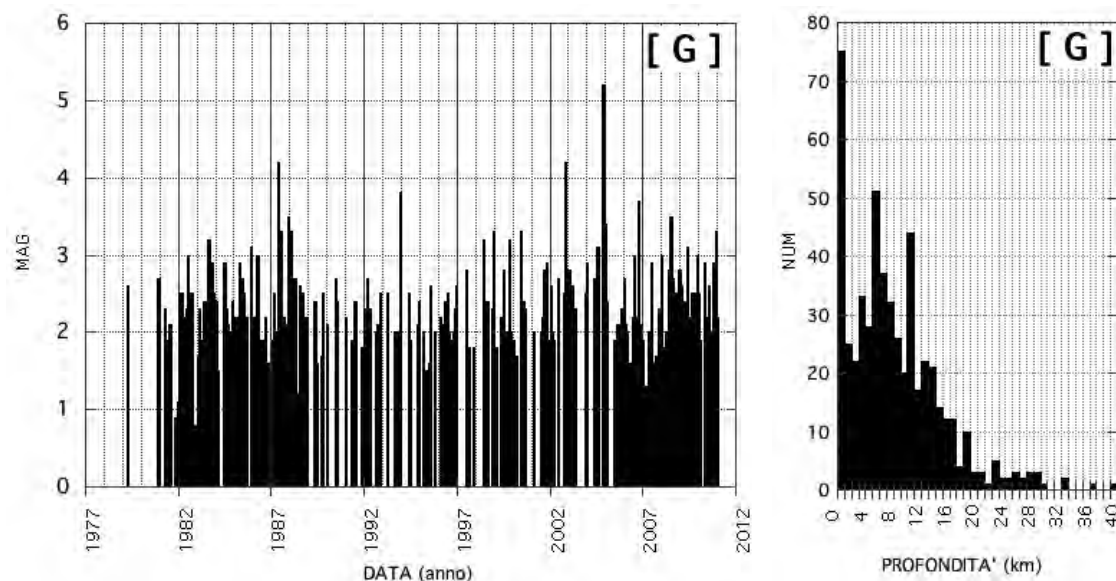


Fig. 4.4 - Sismicità strumentale del distretto Giudicarie (G); fonte dati catalogo composto (vedi Tabella 3.1). Andamento nel tempo della magnitudo (sn), e istogramma della profondità degli eventi (dx). Il picco a profondità nulla è legato alla possibile presenza di eventi artificiali (esplosioni) nelle localizzazioni di quest'area. Come descritto nel testo, sono stati manualmente modificati due record relativi agli eventi del 2 e 13 novembre 2002.

Instrumental seismicity in the Giudicarie (G) district: data taken from composition of catalogues (see Table 3.1), reported with their original magnitude values. Left) magnitude vs. time; right) depth histogram. The peak at zero depth in this area is due to the location quality (explosions not recognised). As cited in the text, two records in November 2002 have been modified with respect to the original source.

terremoto del 2004 è stata vincolata mediante informazioni sismologiche e considerazioni geologico-strutturali. Il piano di faglia è definito attraverso la localizzazione ipocentrale dell'evento principale, stimata ad una profondità variabile tra 5 e 10 km, e di quella degli *aftershocks*, variabile tra 8 e 12 km di profondità (Augliera *et al.*, 2006). Il meccanismo focale mostra un angolo di immersione NO congruente con la geometria del sistema di faglie inverse delle Giudicarie (MEDNET, 2006; Pondrelli *et al.*, 2006; Saraò, 2007; Viganò *et al.*, 2008). Il terremoto conferma il meccanismo di deformazione della catena sudalpina centro-orientale, e lo stile di faglie sismogeniche del sistema giudicariense.

La distribuzione dell'intensità macrosismica per questo evento (QUEST QUick Earthquake Survey Team, 2005) mostra valori non simmetricamente distribuiti attorno all'epicentro ma concentrati in un'area di circa 100 km², in direzione sud e SO (intensità osservata: VII e VII-VIII). A parità di distanza epicentrale (10-15 km), in direzione opposta (nord e NE) si registrano pochi, ma soprattutto bassi valori di intensità (V e V-VI) che difficilmente possono essere imputati alla sola scarsità di centri abitati in quella zona.

È lecito ipotizzare che l'evento del 1901 sia avvenuto sul medesimo sistema di faglie inverse che hanno dato origine all'evento del 2004; dopo quest'ultimo evento infatti la sorgente del terremoto del 1901 è stata formalizzata come una sorgente individuale (Salò - ITIS069 di DISS 3.1.1, vedi Figg. 2.4 e 4.5A) lunga circa 7 km con direzione N230° e immersione a NO, localizzata qualche chilometro più a sud dell'evento recente. Le prime versioni di DISS, invece,

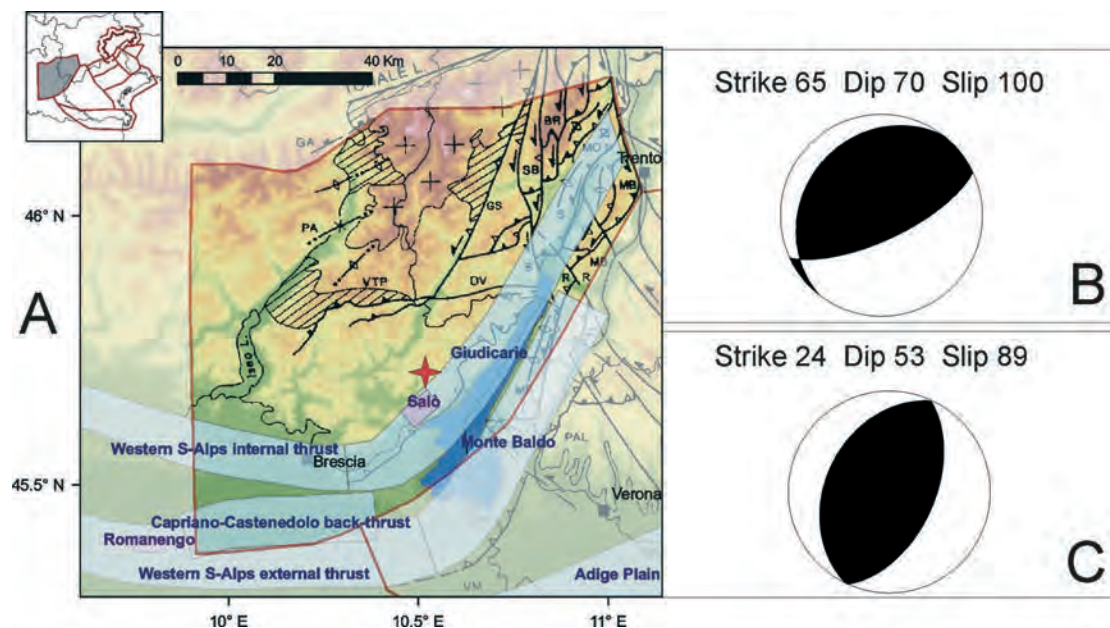


Fig. 4.5 - Sorgenti sismogeniche per il distretto Giudicarie (G). A) DISS versione 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) su DEM e modello strutturale da Castellarin *et al.* (1998b); codici sorgente e legenda in Fig. 2.4; le soluzioni del meccanismo focale per l'evento del 24.11.2004 (stella rossa) sono rispettivamente B) da polarità del primo impulso (Viganò *et al.*, 2008), e C) da inversione del tensore momento (Saraò, 2007).

*Seismogenic sources in the Giudicarie (G) district: A) DISS database, release 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) on DEM and structural model taken from Castellarin *et al.* (1998b); source codes and legend given in Fig. 2.4. The focal mechanism solutions of the main event occurred during modern instrumental period (Salò earthquake of November 24, 2004, $MAG=5.2$, located with a red star on the map) are given by: B) first motion polarity by Viganò *et al.*, 2008; C) moment tensor inversion by Saraò (2007).*

privilegiando una interpretazione basata sull'allungamento dell'area di massimo danneggiamento, la mappavano con andamento ortogonale al fascio giudicariense.

Da segnalare anche l'evento sulla sponda orientale del Garda del 24 maggio 1987 ($MAG=4,2$), che alcune recenti rielaborazioni, effettuate per la stima del meccanismo focale (Eva e Solarino, 1992) collocano leggermente più a est, entro il distretto dei Lessini (vedi par. 4.2.3).

Dall'analisi critica del catalogo composito, per il periodo 1990-2007 costituito da *database* nazionali (come descritto in cap. 3), sono emerse alcune anomalie per eventi maggiori, e in generale una sensibile differenza nelle localizzazioni, ma soprattutto nelle stime di magnitudo rispetto agli eventi riportati in catalogo OGS. In particolare, al confine settentrionale del distretto, l'evento del 2 novembre 2002 di $MAG=4,2$ è risultato essere un errore di localizzazione del catalogo di provenienza (CSI 1.1); l'evento è avvenuto in Adriatico, come indicato nel bollettino INGV che riporta coordinate $Lat=44,576^{\circ}N$, $Lon=12,263^{\circ}E$, mentre il bollettino OGS riporta fasi non localizzate, ma consistenti nei tempi di arrivo con questa ubicazione. L'evento, sovrassegnato in Fig. 4.3 con una croce, è stato pertanto rimosso. Alcuni giorni dopo, il 13 novembre 2002, non risulta invece parametrizzata in CSI 1.1 la magnitudo di un evento localizzato ad ovest di Brescia, riportato nel *dataset* OGS ($M_D=4,2$) e analizzato anche da studi specifici (Viganò *et al.*, 2008); è stata pertanto privilegiata la parametrizzazione proposta da OGS, rappresentata con sovrassegno

in bianco in Fig. 4.3. Le sostituzioni non sono apprezzabili nel grafico temporale (Fig. 4.4), in quanto si riferiscono ad eventi con la medesima magnitudo, avvenuti nell'arco di pochi giorni.

La soluzione adottata di comporre un *dataset* strumentale di riferimento per l'area, privilegiando per la finestra temporale 1990-2007 i *database* nazionali rispetto a quello OGS, è giustificata dall'acquisizione ed elaborazione disgiunta e scambio dati incompleto, fra la Rete della PAT e la rete di OGS. La composizione di differenti cataloghi non è però una soluzione ottimale, per i problemi di eterogeneità nella stima di magnitudo e differenze nelle localizzazioni. Solo quando il controllo manuale qui effettuato per gli eventi di $MAG > 3$ sarà stato esteso a tutti gli eventi minori, si potrà realizzare un *dataset* strumentale adeguato per un'analisi della sismicità di dettaglio.

Le soluzioni dei meccanismi focali complessivamente disponibili per l'area sono numerose (Eva e Solarino, 1992; Pondrelli *et al.*, 2006; Saraò, 2008; Viganò *et al.*, 2008; Carulli e Slejko, 2009): esse descrivono un regime compressivo di tipo *dip-slip* prevalente, con locale componente transpressiva. Per l'evento più forte e recente del 24 novembre 2004, preso come esempio dello stile deformativo del distretto (Fig. 4.5B), viene rappresentata la soluzione ottenuta da polarità del primo impulso (Viganò *et al.*, 2008) e quella tramite l'inversione del tensore momento [Saraò (2007), Fig. 4.5C].

4.1.4. Neotettonica, sorgenti attive

Come già menzionato, il distretto è interessato da un rapido sollevamento, con molteplici evidenze di tettonica gravitativa postglaciale [vedi ad es. Galadini *et al.* (2001a) e Agliardi *et al.* (2009) e bibliografia citata]. Recenti lavori enfatizzano il ruolo giocato da eredità strutturali (la rigidità della Piattaforma di Trento, rispetto all'incompetenza delle formazioni del Bacino Lombardo) nell'estrusione in direzione S-SE delle Giudicarie meridionali in corrispondenza della Linea Ballino-Garda: rilievi interferometrici radar con *permanent scatters* nella zona a nord del Lago di Garda documentano un sollevamento differenziale di 1,4-1,7 mm/a della Valle del Sarca rispetto alla Valle dell'Adige (Massironi *et al.*, 2009). Le sorgenti che ricadono in questo distretto, secondo l'interpretazione di DISS, versione 3.1.1, sono (Figg. 2.4 e 4.5A):

- la sorgente composita denominata Giudicarie (codice: ITCS048), che si estende dalla città di Brescia a quella di Trento. Di questa struttura composita fa parte la sorgente individuale di Salò (codice: ITIS069), cui è stato associato il terremoto di Salò del 30 ottobre 1901, $M_w=5,7$, e tentativamente il più recente evento del 24 novembre 2004 ($MAG=5,2$, indicato con una stella rossa in Fig. 4.5A). Per la sorgente individuale di Salò la stima dello *slip rate* (0,1-0,5 mm/a) deriva da vincoli geodinamici di ampia scala ed incertezza;
- la sorgente composita denominata Western S-Alps Internal Thrust (ITCS010), che si estende ad occidente del Lago di Garda fra le città di Bergamo e Brescia, rappresentata da sovrascorrimenti ciechi a vergenza meridionale;
- la sorgente Capriano-Castenedolo Back-Thrust (ITCS072), un sistema di faglie inverse a doppia vergenza incentrato sui rilievi morfologici di Castenedolo, Ciliverghe e Capriano del Colle, dove sono stati rinvenute evidenze di fagliazione superficiale cosismica e liquefazione al nucleo di una anticlinale attiva nel Pleistocene medio - Olocene (Livio *et al.*, 2008, 2009); a questa sorgente composita vengono tentativamente associati l'evento del 1802 (ITIS104 Romanengo) e quello del 1222.

La delimitazione orientale del distretto Giudicarie adottata in questo lavoro non comprende, se non molto parzialmente nella porzione orientale, al confine con il distretto dei Lessini-Schio, la sorgente composita denominata Monte Baldo (ITCS073), che rappresenta invece per gli autori di DISS il fronte più esterno di sovrascorrimenti del sistema delle Giudicarie meridionali.

La direzione di massimo sforzo compressivo derivata da inversione di meccanismi focali (Viganò *et al.*, 2008) per il settore Giudicarie è SE-NO ($\sigma_1=142^\circ/30^\circ$; $\sigma_2=247^\circ/24^\circ$; $\sigma_3=009^\circ/50^\circ$), circa perpendicolare al fronte di sovrascorrimento delle Giudicarie e compatibile con la direzione di massimo raccorciamento crostale (Zanferrari *et al.*, 1982).

4.1.5. Massima intensità osservata e zonazione sismica

Questo distretto riguarda una minima porzione della regione Veneto, ovvero alcuni comuni della provincia di Verona. I maggiori risentimenti in termini di intensità macrosismica riferibili a questa porzione di territorio del Veneto sono stati del VIII grado della scala MCS, cui corrisponde un serio danneggiamento (Fig. 2.3). I maggiori risentimenti sono principalmente il frutto degli effetti registrati al suolo a seguito degli eventi occorsi negli ultimi due secoli nella zona del Monte Baldo e del Garda occidentale. Il recente evento di Salò del 24 novembre 2004 ha fatto invece registrare effetti del V grado MCS a Verona e in alcuni comuni del Veronese in prossimità del Lago di Garda.

Dei pochi comuni veneti che ricadono in questo distretto, tre veronesi, Brenzone, San Zeno di Montagna e Torri del Benaco, sono stati inseriti in zona sismica a partire dal D.M. del 14.5.1982; le accelerazioni previste dalla mappa di pericolosità (Fig. 2.7) sono nella classe 0,150-0,175 g.

4.2. Distretto Lessini-Schio: L

Questa regione si estende dai fronti di accavallamento più esterni del sistema delle Giudicarie Meridionali ad ovest, fino alla Flessura Pedemontana ad est (rispettivamente MB e FP in Fig. 2.8), e comprende i Monti Lessini, la fascia della Linea Schio-Vicenza (SCHV), e i rilievi dei Monti Berici e dei Colli Euganei. La transizione dal dominio pede-alpino a quello pede-appenninico avviene nella pianura padana; il limite meridionale del poligono è stato tracciato in modo arbitrario laddove la sismicità nota risulta minima.

4.2.1. Contesto geologico-strutturale

L'area è interessata da faglie prevalentemente trascorrenti, disposte NO-SE. Sono mappati anche alcuni elementi tettonici ad andamento ENE-OSO, quali il sovrascorrimento di Cima Marana o il klippen di Castel Malera (rispettivamente CM e MA, in Fig. 2.8). La fascia Schio-Vicenza separa strutture plicative ad est (terminazione occidentale del sistema della Valsugana VV, flessura pedemontana FP in Fig. 2.8), dai Lessini posti ad ovest. Essi rappresentano un settore meno deformato, ponte, per alcuni autori, all'avampaese indeformato che si estende a NE di Venezia; in quest'area infatti il Pliocene non risulta piegato, e immerge dolcemente verso sud nella direzione del centro bacino (p. es. Fantoni *et al.*, 2002; Fantoni e Franciosi, 2009). L'attività recente, e talora l'esistenza stessa di diverse faglie ad andamento NO-SE e NNO-SSE che attraversano la pianura veneto-friulana, è confutata da diversi autori, e gli schemi strutturali pubblicati negli ultimi anni privilegiano la continuità laterale del fronte deformativo [si vedano ad esempio i lavori di Galadini *et al.* (2002) e Poli *et al.* (2002, 2009)]. Per la Schio-Vicenza è documentata invece una significativa attività quaternaria (Pellegrini, 1988; Tosi *et al.*, 2007a).

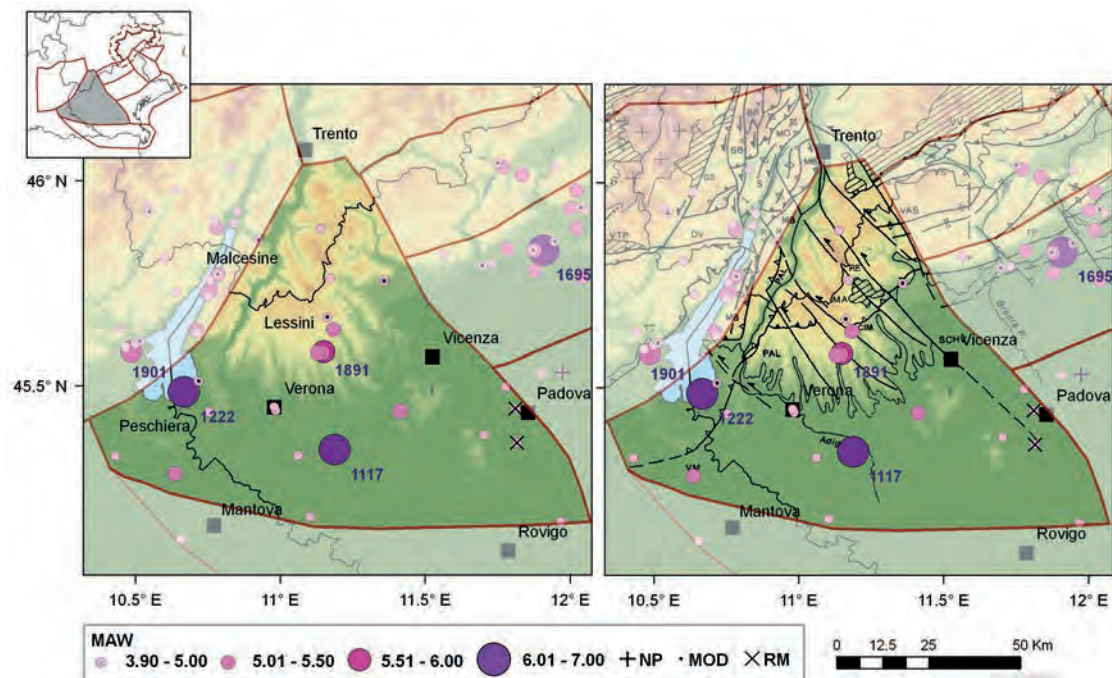


Fig. 4.6 - Mappa della sismicità storica del distretto Lessini-Schio (L); fonte dati CPTI04 criticamente rivisto Molin *et al.* (2008). Visualizzazione su DEM in scala cromatica (sn) e su DEM integrato con modello strutturale tratto da Castellarin *et al.* (1998b) (dx). In legenda: *Maw* indica la magnitudo equivalente a M_W riportata in CPTI Working Group, 2004; i sovrassegni indicano eventi revisionati, rispettivamente come non parametrizzati 'NP', modificati 'MOD' o rimossi 'RM'.

*Historical seismicity in the Lessini-Schio (L) district: data taken from CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), critically revised according to Molin et al. (2008). Epicentres location on DEM (left), integrated by the structural scheme from Castellarin et al. (1998b) (right). In the legend: pink symbols sized according to M_W given by *Maw* in the original catalogue; in black revised events, respectively 'NP' not parameterized, 'MOD' modified, 'RM' removed.*

Infine, il vulcanismo terziario diffuso dal Lago di Garda al fiume Brenta, e da Trento ai Colli Euganei ha giocato un ruolo determinante, nella strutturazione della crosta delle Alpi Meridionali orientali e nella reologia deformativa successiva; quanto esso condizioni oggi le modalità del rilascio sismico è difficile provarlo.

4.2.2. Sismicità storica

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 (Figg. 4.6 e 4.7).

In quest'area ricadono graficamente gli epicentri derivati da informazioni macrosismiche, dei disastrosi eventi di Verona del 3 gennaio 1117 ($M_W=6,49$, $I_0=IX-X$ MCS) e del Basso Bresciano del 25 dicembre 1222 ($M_W=6,05$, $I_0=VIII-IX$ 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

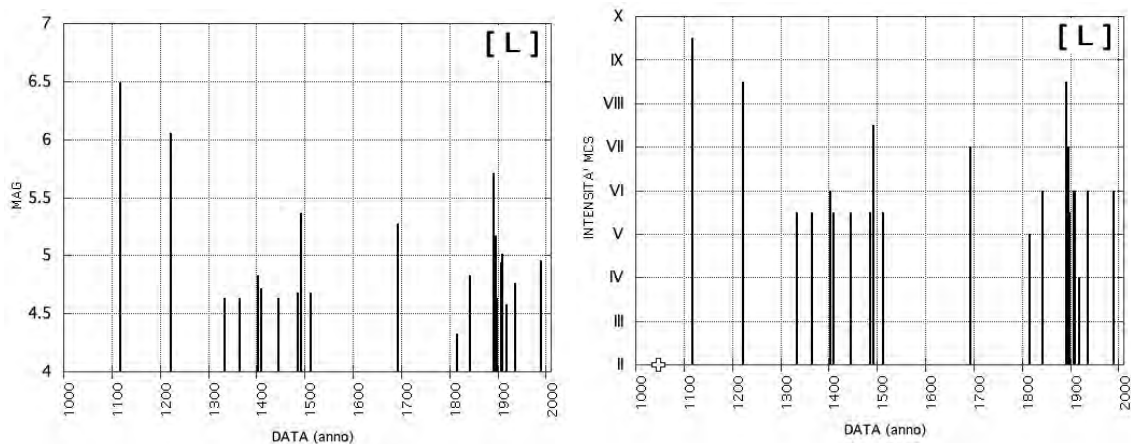


Fig. 4.7 - Sismicità storica nel tempo del distretto Lessini-Schio (L); fonte dati CPTI04 criticamente rivisto (Molin *et al.*, 2008) e integrato. Visualizzazione in magnitudo (sn) e intensità epicentrale (dx). *MAG* indica la magnitudo equivalente a M_W indicata in catalogo. Gli eventi citati nel testo e non rappresentati in mappa in quanto non presenti in catalogo sono indicati con una piccola croce sull'asse temporale del grafico in intensità.

Historical seismicity in the Lessini-Schio (L) district: data taken from CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), critically revised according to Molin et al. (2008). Left) magnitude vs. time; MAG is M_W in the original catalogue; right) epicentral intensity vs. time. Events cited in the text and not represented on the map as not given in the catalogue are shown by small white crosses on the time axis of the intensity graph.

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 Fig. 4.6), 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, M_W =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, M_W =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 M_W =5,17; 9 febbraio 1894 M_W =5,17; 15 marzo 1908 M_W =5,01). Anche l'area di Recoaro-Pasubio è stata interessata da eventi in epoca storica (ad es. I_0 =V-VI avvenuto il 27 gennaio 1897), e strumentale (massimo evento registrato avvenuto il 13 settembre 1989, I_0 =VI, M_W =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

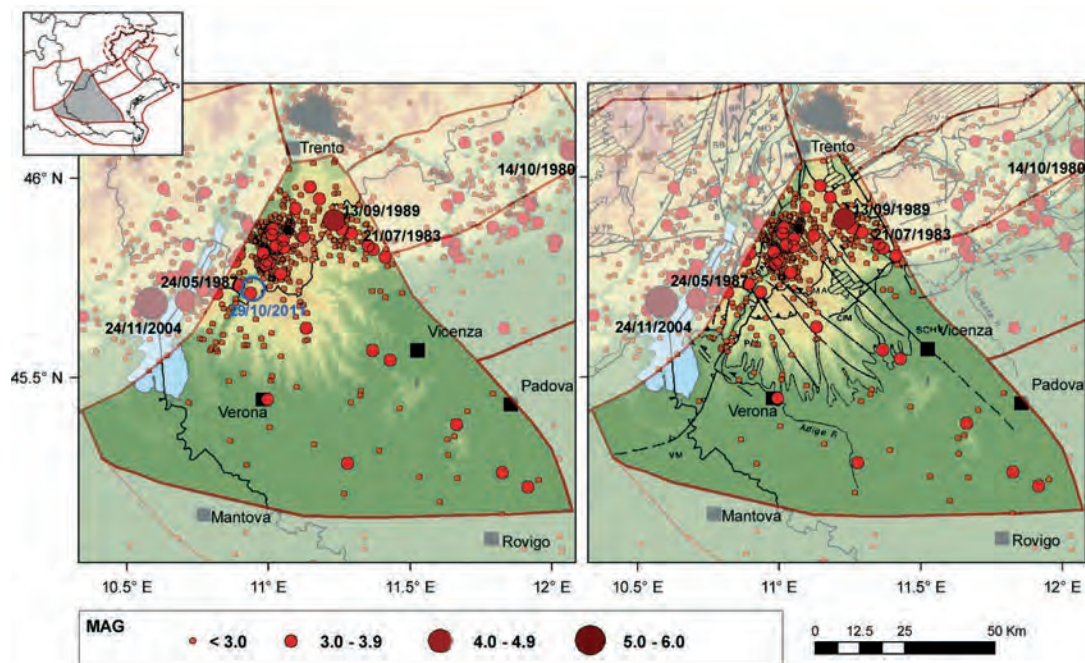


Fig. 4.8 - Mappa della sismicità strumentale del distretto Lessini-Schio (L); fonte dati OGS (vedi Tabella 3.1). Visualizzazione su DEM in scala cromatica (sn) e su DEM integrato con modello strutturale tratto da Castellarin *et al.* (1998b) (dx). In blu nella mappa di sinistra è riportata la localizzazione dell'ultimo evento significativo, avvenuto nella zona di Ala-Avio il 29 ottobre 2011 ($M_L=4,4$, $M_W=4,0$).

*Instrumental seismicity in the Lessini-Schio (L) district: data taken from OGS database (see Tab. 3.1), reported with their original magnitude values. Epicentres location on DEM (left), integrated by the structural scheme from Castellarin *et al.* (1998b) (right). The Ala-Avio earthquake, occurred on October 29, 2011 ($M_L=4.4$, $M_W=4.0$) is shown with a blue circle.*

riguardano il tratto più settentrionale della valle dell'Adige [III sec. d. C.; 2200-2600 a. C.; (Galadini e Galli, 1999)].

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.

4.2.3. Sismicità strumentale

La sismicità registrata strumentalmente dal 1977 al 2010 presenta un solo evento rilevante, e

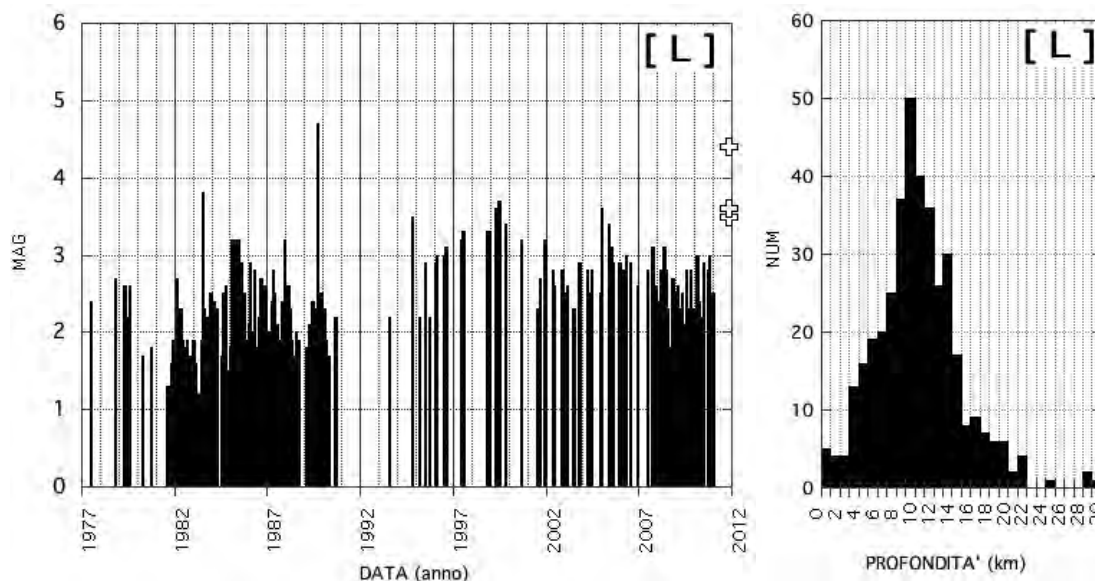


Fig. 4.9 - Sismicità strumentale del distretto Lessini-Schio (L); fonte dati OGS (vedi Tabella 3.1). Andamento nel tempo della magnitudo (sn), e istogramma della profondità degli eventi (dx). Le croci indicano gli eventi principali avvenuti nella zona di Ala-Avio a partire dal 29 ottobre 2011.

Instrumental seismicity in the Lessini-Schio (L) district: data taken from OGS database (see Table 3.1), reported with their original magnitude values. Left) magnitude vs. time; right) depth histogram. White crosses in the left graph show the main events occurred in the Ala-Avio area since October 29, 2011.

si concentra nella regione montuosa, entro i 20-25 km di profondità. Il 29 ottobre 2011, un terremoto ($M_L=4,4$, $M_W=4,0$, rappresentato in blu in Fig. 4.8) nella zona di Ala-Avio, ha dato inizio ad una sequenza di piccoli eventi ancora in corso durante la revisione finale di questo articolo [per una analisi sismologica preliminare, si faccia riferimento a Garbin *et al.* (2011)]. I terremoti con magnitudo superiore a 3 sono localizzati nella porzione settentrionale della Lessinia, e verso la pianura in una fascia delimitata dalla Schio-Vicenza a est e il fiume Adige a ovest (Fig. 4.8).

In epoca strumentale il terremoto più forte si è verificato il 13 settembre 1989, nell'area di Pasubio ($M_D=4,7$, profondità: 9-10 km, meccanismo nelle Figg. 4.10B e 4.10C). Sempre nella stessa area si nota l'evento del 21 luglio 1983 di $M_D=3,8$. A NO dell'epicentro del 1989, un evento avvenuto il 24 ottobre 1994 [$M_D=3,5$ secondo dati OGS e in Viganò *et al.* (2008)] viene riportato con magnitudo sensibilmente superiore nel catalogo CSI 1.1 ($MAG=4,3$). In Fig. 4.9 si nota la diversa completezza del catalogo strumentale, legata a variazioni nel tempo nella gestione dei dati delle stazioni sismometriche della PAT (Gentili *et al.*, 2011). L'evento del 24 maggio 1987 ($M_D=4,2$), localizzato da OGS nella zona del Garda orientale nel distretto Giudicarie, viene da alcune recenti rielaborazioni spostato a SE, nel distretto dei Lessini, e rivalutato in termini energetici [$M_L=4,4$, $M_W=4,8$; Eva e Solarino (1992), Eva e Pastore (1993)]. Se il meccanismo focale di tipo distensivo [ricalcolato dai parametri dei già citati autori da Vannucci e Gasperini (2003)] sarà riconfermato, questo evento è congruente con lo stile deformativo tuttora in atto nella porzione meridionale dei Lessini, dominato da suddivisione in blocchi e sollevamenti

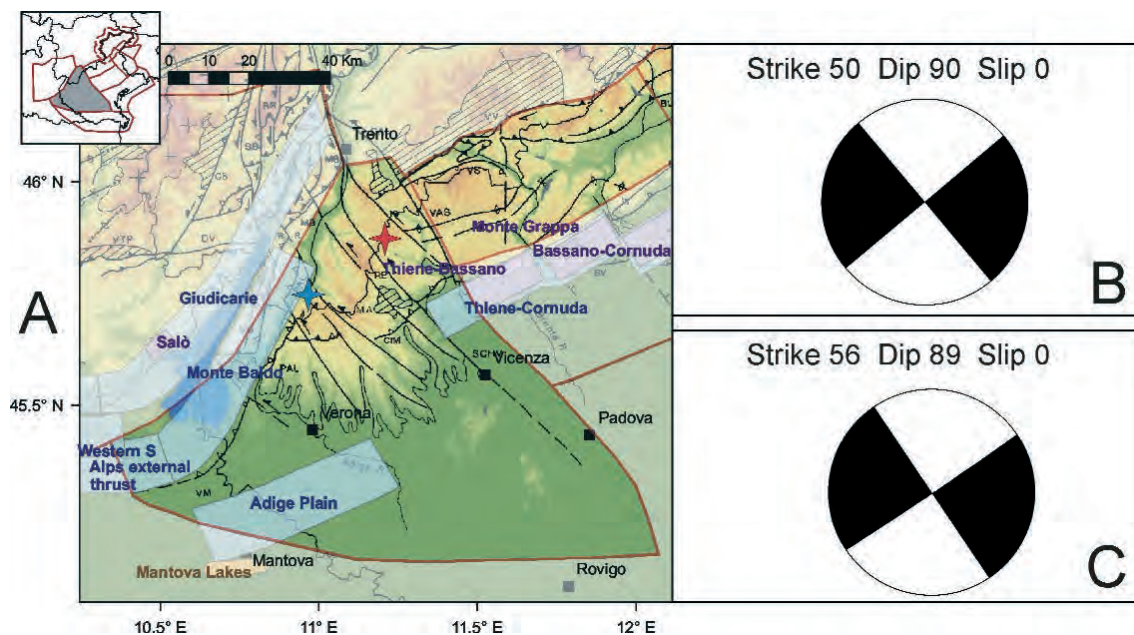


Fig. 4.10 - Sorgenti sismogeniche per il distretto Lessini-Schio (L). A) DISS versione 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) su DEM e modello strutturale da Castellarin *et al.* (1998b); codici sorgente e legenda in Fig. 2.4; le soluzioni del meccanismo focale per l'evento del 13.9.1989 (stella rossa) sono rispettivamente B) da polarità del primo impulso (Viganò *et al.*, 2008), e C) da inversione del tensore momento (Pondrelli *et al.*, 2006). La stella azzurra indica l'epicentro dell'evento del 29 ottobre 2011.

*Seismogenic sources in the Lessini-Schio (L) district: A) DISS database, release 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) on DEM and structural model taken from Castellarin *et al.* (1998b); source codes and legend given in Fig. 2.4. The focal mechanism solutions of the main event occurred during modern instrumental period (Lastebasse earthquake of September 13, 1989, $M_D=4.7$, located with a red star on the map) are given by: B) first motion polarity by Viganò *et al.* (2008); C) moment tensor inversion by Pondrelli *et al.* (2006). The blue star shows the location of the Ala-Avio earthquake (October 29, 2011), still under study.*

differenziali (Zanferrari *et al.*, 1982; Zampieri, 2000). Infine, le soluzioni dei meccanismi focali degli eventi del 2011 aggiungono un ulteriore elemento di complessità, riguardo l'assetto strutturale degli elementi sismogenici di quest'area, con soluzioni di tipo *dip-slip* su piani orientati ENE-OSO, o subordinatamente transpressive (Garbin *et al.*, 2011, <http://rts.crs.inogs.it/it/detail.html?id=2012>). In Fig. 4.10 sono riportate anche le soluzioni più recenti per l'evento del Pasubio del 13 settembre 1989, maggior evento registrato nell'area in epoca strumentale. I meccanismi focali sono ottenuti con la polarità del primo impulso [Viganò *et al.* (2008), Fig.4.10B] e mediante inversione del tensore momento [Pondrelli *et al.* (2006), Fig. 4.10C].

4.2.4. Neotettonica, sorgenti attive

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).

In quest'area, DISS versione 3.1.1 individua alcune sorgenti sismogeniche composite (Figg. 2.4 e 4.10A), 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 $M_w=4,0$, $M_L=4,4$ del 29 ottobre 2011 rappresentato con una stella azzurra in Fig. 4.10A) 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 (PAL in Fig. 2.8). 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 (Fig. 2.8).

4.2.5. Massima intensità osservata e zonazione sismica

In questo distretto ricadono la maggior parte dei comuni delle provincie di Verona, Vicenza e Padova, nonché parte di quella di Trento. I maggiori risentimenti in termini di intensità macrosismica riferibili a questa porzione di territorio del Veneto sono stati del IX grado della scala MCS, cui corrisponde un livello di distruzione (Fig. 2.3). Tale livello viene raggiunto nell'area del Veronese a seguito di un'unica osservazione macrosismica associata al dibattuto terremoto di Verona del 1117. Nel comune di Vestenanova il IX grado è invece associato al terremoto del 1891, localizzato nella Valle d'Illasi ($I_0=VIII-IX$ MCS, $M_w=5,71$); tale evento ha

causato effetti al di sopra della soglia del danno in gran parte della Lessinia (p. es. ai comuni di Tregnano e Badia Calavena risulta associato l'VIII-IX grado per questo evento).

Oltre i già citati comuni, San Mauro di Saline (VR) e Crespadoro (VI) sono stati inseriti in zona sismica a partire dal D.M. del 14.5.1982. La restante parte di comuni veneti del distretto appartiene alla zona 3 e zona 4, secondo la normativa del 2003 (Fig. 2.7), con valori di accelerazione attesi fra 0,050 e 0,175 g.

4.3. Distretto Pedemontana Sud: PS

Questa regione comprende parte del fronte esterno Plio-Quaternario della Catena Sudalpina orientale, e si estende dall'altopiano di Asiago fino alla zona pedemontana del margine del Cansiglio. In questo settore è presente la Flessura Pedemontana (FP in Fig. 2.8), elemento dal quale prendono il nome sia questo distretto, sia il contiguo elemento (Pedemontana Nord) a NO; essi sono stati analizzati separatamente, privilegiando le interpretazioni che ritengono le strutture verso nord abbiano raggiunto una configurazione tettonica quasi definitiva (Zanferrari *et al.*, 1982), e individuano invece nella porzione meridionale le potenziali sorgenti di terremoti distruttivi (Galadini *et al.*, 2005; Burrato *et al.*, 2008, 2009; Poli *et al.*, 2008). Il distretto Pedemontana Sud si estende a SE alla zona di pianura, approssimativamente ad includere la fascia delle risorgive; lungo la catena, il sistema strutturale è troncato bruscamente ad ovest dagli allineamenti disposti NO-SE del Sistema Schio-Vicenza (SCHV in Fig. 2.8), verso est da elementi paleogeografici riconducibili alla strutturazione della Piattaforma Friulana (margine occidentale del massiccio del Cansiglio indicato in Fig. 4.11); i limiti scelti non includono questi elementi.

4.3.1. Contesto geologico-strutturale

L'area è caratterizzata da pieghe e sovrascorrimenti ad andamento ENE-OSO, prevalentemente vergenti a S-SE (Poli *et al.*, 2008). La strutturazione della attuale fascia pedemontana, estesa dal Bassanese fino al fiume Tagliamento trae le sue origini nell'evento compressivo del Messiniano-Pliocene, ampiamente propagatosi all'interno della catena entro sistemi già strutturati (Castellarin *et al.*, 1998b). Tuttora l'area presenta un'attività tettonica rilevante, con una compressione attiva la cui velocità è stimata nell'ordine di qualche mm/a (D'Agostino *et al.*, 2005). Negli ultimi 15 anni circa, le ipotesi cilindriche, che identificano come potenzialmente sismogenici alcuni sovrascorrimenti subparalleli, sono state riviste alla luce di nuovi dati, e di più moderni criteri di segmentazione; oltre a ridurre il numero di potenziali faglie attive rispetto ai precedenti studi, le analisi geomorfologiche delle deformazioni quaternarie, in particolare, si sono dimostrate adatte per quantificare l'attività di sovrascorrimenti ciechi, o pieghe-faglie di crescita (Galadini *et al.*, 2005). La stretta di Quero e il rilievo del Montello sono gli elementi geologici e morfologici del distretto Pedemontana Sud attorno ai quali si sono maggiormente concentrati studi per il riconoscimento di faglie attive (p. es. Benedetti *et al.*, 2000; Ferrarese e Sauro, 2005; Anselmi *et al.*, 2007, 2011; Burrato *et al.*, 2009). Nonostante ciò, il potenziale sismico dell'area resta ancora piuttosto controverso, e si moltiplicano gli studi per comprendere la relativa assenza di sismicità su faglie ritenute capaci di generare forti terremoti. Per questo, si attendono i risultati di monitoraggi specifici, attualmente in corso per caratterizzare la deformazione geodetica e la microsismicità (p. es. Serpelloni e Cavaliere, 2010; OMBRA

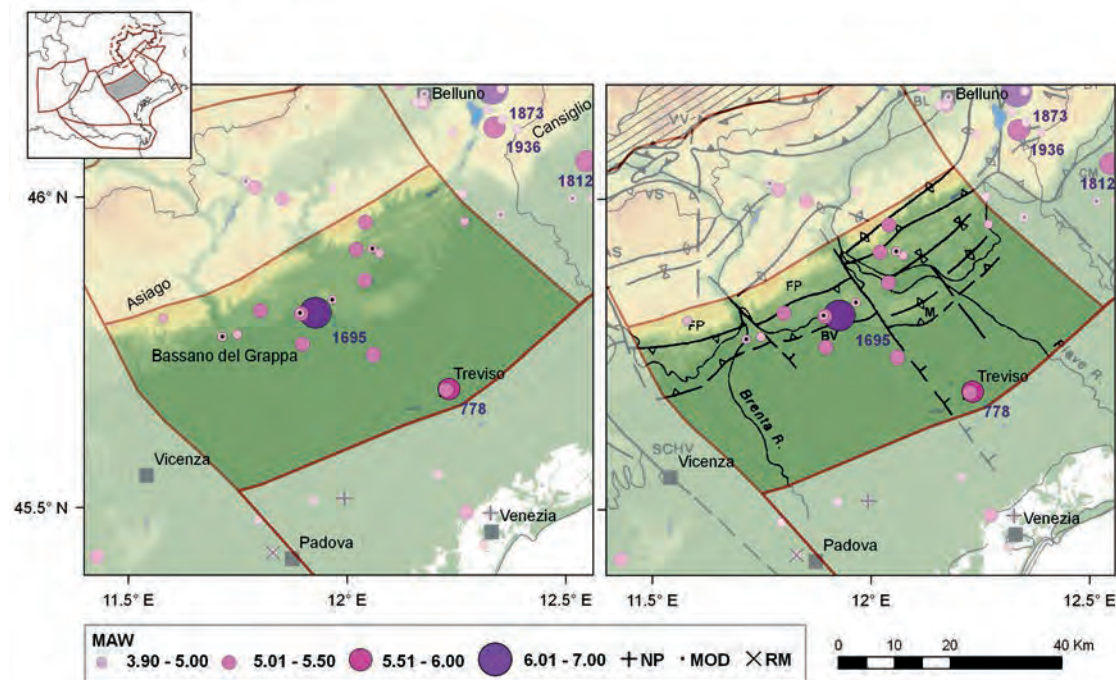


Fig. 4.11 - Mappa della sismicità storica del distretto Pedemontana Sud (PS); fonte dati CPTI04 criticamente rivisto (Molin *et al.*, 2008). Visualizzazione su DEM in scala cromatica (sn) e su DEM integrato con modello strutturale tratto da Castellarin *et al.* (1998b) (dx). In legenda: M_{aw} indica 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'.

*Historical seismicity in the Pedemontana Sud (PS) district: data taken from CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), critically revised according to Molin *et al.* (2008). Epicenters location on DEM (left), integrated by the structural scheme from Castellarin *et al.* (1998b) (right). In the legend: pink symbols sized according to M_w given by M_{aw} in the original catalogue; in black revised events, respectively 'NP' not parameterized, 'MOD' modified, 'RM' removed.*

Project Group, 2011).

4.3.2. Sismicità storica

Il distretto Pedemontana Sud è una zona interessata storicamente da un evento distruttivo, e numerosi eventi che hanno superato la soglia del danno ($I_0=VI$ MCS), documentati in modo abbastanza affidabile sin dal XIII secolo (Figg. 4.11, 4.12). Risale al 25 febbraio 1695 l'evento più energetico ($I_0=IX-X$ MCS, $M_w=6,61$), la cui magnitudo derivata da dati macrosismici è comparabile ai massimi eventi registrati nell'area friulana a seguito del terremoto del 1976. Localizzato nell'Asolano, l'evento ha raggiunto la soglia della distruzione coinvolgendo pesantemente l'area compresa tra Bassano del Grappa e Valdobbiadene. Le ipotesi genetiche relative a questo terremoto sono molto dibattute; il piano quotato è ben rappresentato nella direzione della pianura, ma nessuna informazione è riferita alle zone montuose. E' questo un tipico effetto della diversa accessibilità alle fonti documentarie contemporanee all'evento; il territorio della pedemontana risultava infatti controllato dall'amministrazione territoriale della Repubblica di Venezia, i cui confini all'epoca del terremoto passavano poco a nord della zona di

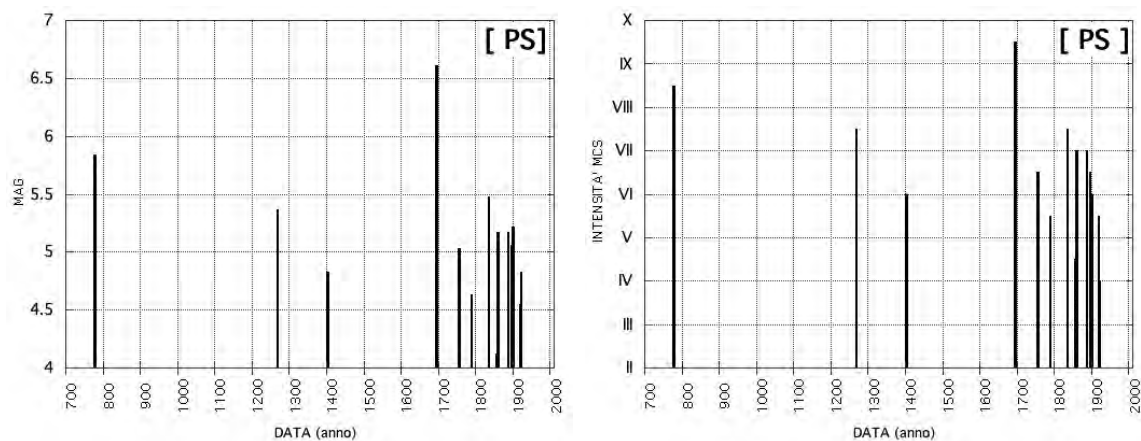


Fig. 4.12 - Sismicità storica nel tempo del distretto Pedemontana Sud (PS); fonte dati CPTI04 criticamente rivisto (Molin *et al.*, 2008). Visualizzazione in magnitudo (sn) e intensità epicentrale (dx). *MAG* indica la magnitudo equivalente a M_W indicata in catalogo.

Historical seismicity in the Pedemontana Sud (PS) district: data taken from CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), critically revised according to Molin *et al.* (2008). Left) magnitude vs. time; *MAG* is M_w in the original catalogue; right) epicentral intensity vs. time.

Asolo, mentre il resto del territorio era sotto la giurisdizione dell'Impero Austro-Ungarico. Studi su fonti austriache sono in corso in questi ultimi anni, e porteranno presumibilmente ad un quadro del danneggiamento più documentato verso nord.

Danni significativi dovuti ad eventi più antichi vengono invece attribuiti esclusivamente o prevalentemente alla città di Treviso (778, I_0 =VIII-IX, M_W =5,84; 1268, I_0 =VII-VIII, M_W =5,37); per questi eventi è oggi impossibile risolvere la vera localizzazione, data la scarsità di fonti storiografiche che documentano danni. Si è adottata una estensione meridionale del distretto fino al limite della bassa pianura proprio per includere questi eventi nella medesima sorgente sismogenica del 1695.

Quattro eventi minori (25 febbraio 1756, 1857, 1897, e 1919, indicati con sovrassegno 'MOD' in Fig. 4.11) sono stati recentemente revisionati (Molin *et al.*, 2008) con modifiche lievi ai parametri di intensità e localizzazione. Negli ultimi due secoli, l'evento maggiore è stato quello del 12 giugno 1836, localizzato nell'area di Bassano, che ha raggiunto la soglia del danno significativo (I_0 =VII-VIII MCS, M_W =5,48), e una serie di eventi dannosi, prevalentemente documentati nella seconda metà del XIX secolo. Da oltre un secolo, quindi, nell'area non si verificano eventi di energia significativa.

4.3.3. Sismicità strumentale

La sismicità registrata strumentalmente dal 1977 si presenta da bassa a moderata, con diversi eventi di magnitudo maggiore di 3, limite teorico della soglia di percezione, localizzati lungo la fascia esterna della catena alpina, nella zona della Flessura Pedemontana (FP) e del Montello (M). La magnitudo massima registrata nell'area fino al 2010 è M_D =3,3, relativa agli eventi marcati con la data in Fig. 4.13. Il 13 settembre 2011, è avvenuto un evento di M_L =3,7

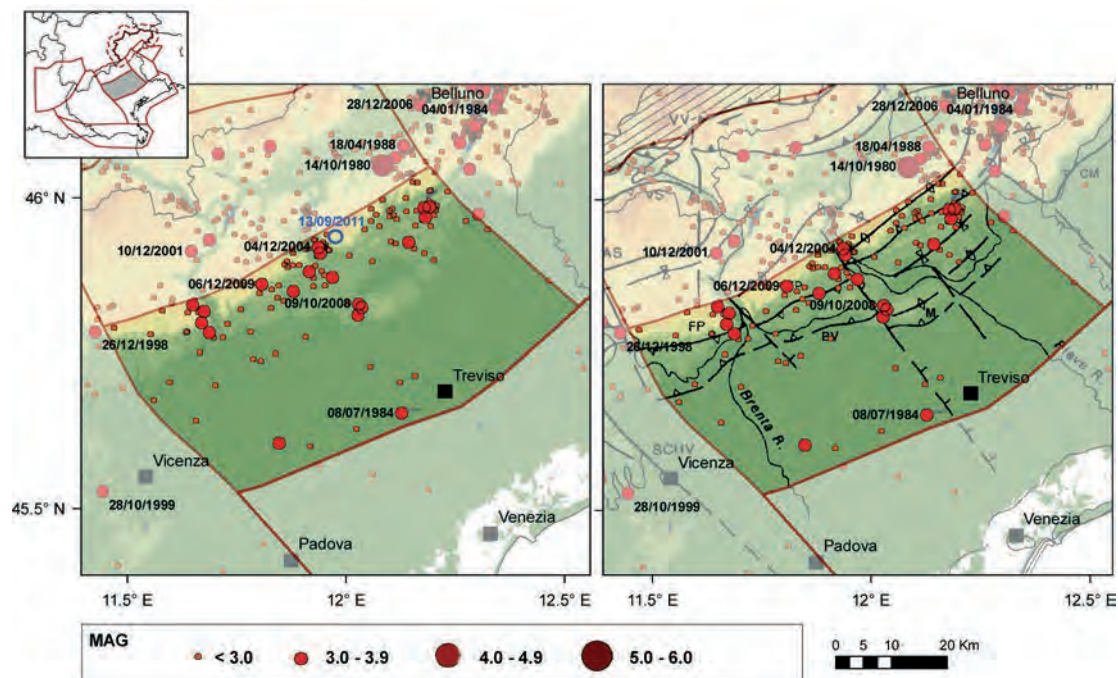


Fig. 4.13 - Mappa della sismicità strumentale del distretto Pedemontana Sud (PS); fonte dati OGS (vedi Tabella 3.1). Visualizzazione su DEM in scala cromatica (sn) e su DEM integrato con modello strutturale tratto da Castellarin *et al.* (1998b) (dx). In blu nella mappa di sinistra è riportata la localizzazione dell'ultimo evento significativo, avvenuto nella zona di Valdobbiadene il 13 settembre 2011 ($M_L=3,7$).

*Instrumental seismicity in the Pedemontana Sud (PS) district: data taken from OGS database (see Table 3.1), reported with their original magnitude values. Epicentres location on DEM (left), integrated by the structural scheme from Castellarin *et al.* (1998b) (right). The Valdobbiadene earthquake, occurred on September 13, 2011 ($M_L=3.7$) is added with a blue circle.*

(localizzazione in blu in Fig. 4.13, parametri preliminari al sito <http://rts.crs.inogs.it/en/detail.html?id=1822>), percepito particolarmente nella località di Moriago della Battaglia; esso risulterebbe l'evento più energetico in epoca strumentale, nonostante effetti di stazione abbiano portato ad una possibile sovrastima della magnitudo di 2-3 decimi di grado. La complessità della sorgente, con diversi eventi succedutisi nell'arco di pochi minuti, è probabilmente responsabile dell'incertezza nel meccanismo focale, non ben vincolato sia utilizzando la tecnica dell'inversione del momento sismico, sia da polarità del primo impulso; elaborazioni di maggior dettaglio sono tuttora in corso. Altri eventi di $M>3.0$ sono avvenuti lungo il corso del Brenta nel 2002 (maggio, luglio e settembre) e nel 2006; il 6 dicembre 2009 sono stati registrati nella zona del Monte Grappa due eventi rispettivamente di M_D 2,7 e 3,3, il meccanismo focale del maggiore dei quali viene riportato in Fig. 4.15B in quanto evento ben vincolato, sufficientemente forte e recente. All'area del Montello sono invece riferiti gli eventi del 9 ottobre 2008 ($M_D=3,3$) e del 23 giugno 2010 ($M_D=3,2^3$). Si ritiene utile ricordare che nell'adiacente distretto Pedemontana Nord, al confine con la PS, nel comune di Mel, è localizzato l'epicentro

³Il dato può subire lievi modifiche in quanto non proviene dal bollettino definitivo.

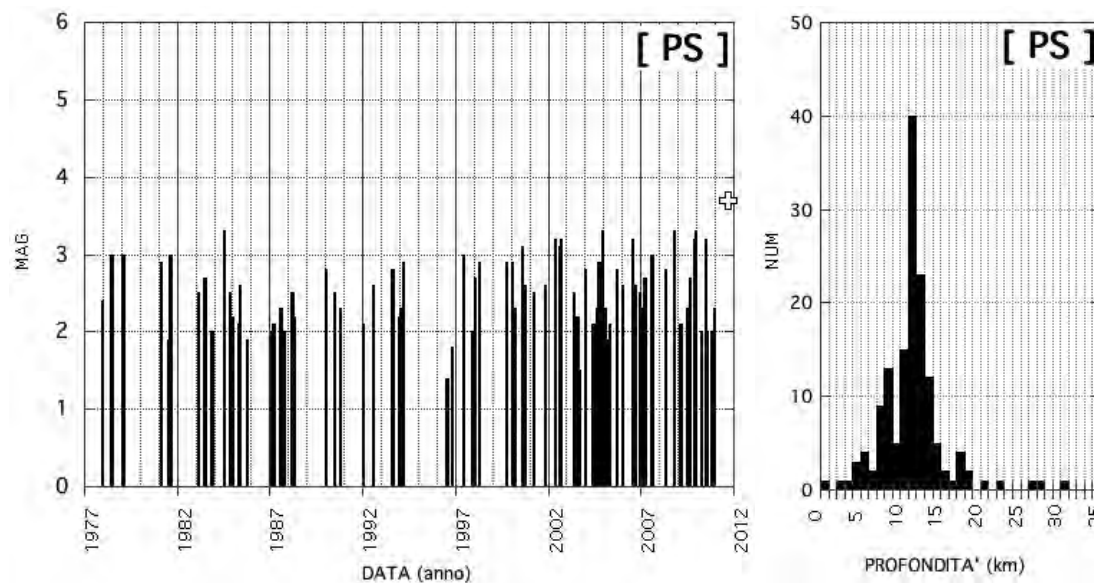


Fig. 4.14 - Sismicità strumentale del distretto Pedemontana Sud (PS); fonte dati OGS (vedi Tabella 3.1). Andamento nel tempo della magnitudo (sn), e istogramma della profondità degli eventi (dx). Il set di dati disponibili nel periodo 2004-2005 beneficia di un monitoraggio con rete densa di stazioni temporanee [localizzazioni da Lovisa *et al.* (2008)]. La croce indica l'evento avvenuto nella zona di Valdobbadiene il 13 settembre 2011.

*Instrumental seismicity in the Pedemontana Sud (PS) district: data taken from OGS database (see Table 3.1), reported with their original magnitude values. Left) magnitude vs. time; right) depth histogram. The dataset included a temporary monitoring in 2004-2005 [locations from Lovisa *et al.* (2008)]. White cross in the left graph shows the main event occurred in the Valdobbadiene area on September 13, 2011.*

del terremoto del 14 ottobre 1980 di $M_D=4,0$ (Slejko *et al.*, 1989). Anche questo evento, ad oggi il terremoto più forte occorso in tempi recenti nel distretto Pedemontana in senso lato, presenta una prevalente componente trascorrente (vedi Fig. 4.20B).

Da segnalare infine che la completezza dell'informazione microsismica ha beneficiato nel periodo 2004-2005 dell'integrazione di dati in catalogo, relativi ad una campagna di monitoraggio con stazioni mobili [rete realizzata nell'ambito di un progetto di ricerca finanziato dal Ministero dell'Università e della Ricerca - Fondo per gli Investimenti della Ricerca di Base MIUR-FIRB: Anselmi *et al.* (2007, 2011) e Lovisa *et al.* (2008)]. Durante il monitoraggio temporaneo, fra dicembre 2004 e gennaio 2005, si è verificato uno sciame sismico nell'area di Valdobbadiene, nei pressi della sequenza del 2011 (vedi Fig. 4.13), con eventi di magnitudo compresa tra 1,7 e 3,3. L'evento più forte è avvenuto il 4 dicembre 2004 ($M_D=3,3$); la cinematica degli eventi più energetici (Anselmi *et al.*, 2011), così come la distribuzione in profondità dei terremoti della sequenza sismica, lascia ampi margini di interpretazione sulle strutture attivate; in genere le soluzioni indicano la coesistenza di meccanismi di tipo *dip-slip* e trascorrente, in accordo con l'assetto strutturale dell'area. Per quest'area è in completamento un'elaborazione complessiva di meccanismi focali da polarità del primo impulso, relativa ad eventi occorsi dal 1978 al 2007 (Restivo, 2011). Da questi dati originali e dai primi risultati delle campagne di monitoraggio con stazioni dense (Peruzza *et al.*, 2007; OMBRA Project Group, 2011) si attendono importanti elementi conoscitivi sulla sismotettonica dell'area.

4.3.4. Neotettonica, sorgenti attive

Dal punto di vista della neotettonica è in atto un processo di sollevamento causato da compressione con forte raccorciamento crostale che raggiunge valori massimi nel Friuli centrale. Le strutture neotettoniche più importanti sono rappresentate in primo luogo dai sovrascorrimenti orientati ENE-OSO e subordinatamente da *back-thrust* e faglie subverticali con componenti più o meno rilevanti di trascorrenza orientate NO-SE (Zanferrari *et al.*, 1982). Modelli cinematici del movimento della microplacca Adria, basati su misure geodetiche, stimano una convergenza in quest'area di 2-3 mm/a (Serpelloni *et al.*, 2005; Bechtold *et al.*, 2009). Sulla base di datazioni di terrazzi fluviali, Benedetti *et al.* (2000) attribuiscono un tasso costante di scorrimento di 1,8-2 mm/a alla sola faglia del Montello negli ultimi 300.000 anni; pur in presenza di ulteriori indicatori di movimento nell'area (ad es. Balestri *et al.*, 1988; Mozzi, 2005) tali stime sono dibattute, e hanno motivato la realizzazione di campagne di misure specifiche (Serpelloni e Cavaliere, 2010) i cui risultati non sono ancora disponibili.

In questo distretto, DISS, versione 3.1.1 (Fig. 4.15A), identifica due sorgenti composite, denominate Thiene-Cornuda (ITCS007), che si estende dalla città di Schio a Cornuda, e Montebelluna-Montereale (ITCS060), dallo sbocco in pianura del fiume Piave, a quello del torrente Cellina (vedi Fig. 2.4, oltre il limite orientale rappresentato in Fig. 4.15A). Entrambe le sorgenti composite rappresentano segmenti di sovrascorrimenti vergenti a S-SE, implicati nella sismogenesi degli eventi maggiori fino a profondità modeste (7-9 km) e frammentati da elementi trasversali.

Alla prima sorgente composita appartengono le sorgenti individuali di Thiene-Bassano (ITIS127), che risulta quiescente in epoca storica, e la struttura Bassano-Cornuda (ITIS102), cui viene associato il terremoto di Asolo del 25 febbraio 1695, nonché la sorgente individuale di Monte Grappa (ITIS113). Quest'ultima viene interpretata come il *back-thrust* della più grande sorgente di Bassano-Cornuda, e ad essa è associato il terremoto di Bassano del 1836, $M_W=5,48$. *Strike-slip* appare invece il meccanismo dell'evento di $M_D=3,3$ avvenuto il 6 dicembre 2009 nella medesima area (stella rossa in Fig. 4.15A).

Procedendo verso est, della sorgente composita Montebelluna-Montereale fa parte la sorgente sismogenica individuale del Montello (ITIS101), collegata al sovrascorrimento Montello-Conegliano. Anche in questo caso, non vi sono indizi di forti terremoti storici associati. Sebbene le evidenze geomorfologiche e geologiche [terrazzi fluviali deformati, diversione del Piave, vedi Benedetti *et al.* (2000)] confermino l'attività recente dei fronti di deformazione del *thrust* Montello-Conegliano, non vi sono chiare informazioni che permettano di definire quanto la deformazione venga rilasciata attraverso eventi sismici, e quanto questo fenomeno avvenga in modo asismico (Galadini *et al.*, 2005). Sequenze di eventi di modesta magnitudo si sono verificate nell'area di Valdobbiadene anche recentemente (stella blu, in Fig. 4.15A), fuori dalle porzioni mappate attive.

Gli assi di massima compressione ricavabili dalle strutture geologiche del margine pedemontano risultano compatibili con una compressione orientata NO-SE (Burrato *et al.*, 2008). Dato il limitato numero di eventi strumentali dotati di meccanismi focali di buona qualità, non è stato finora possibile ottenere una zonizzazione degli assi di sforzo, da inversione delle sorgenti sismologiche, come realizzato invece per i vicini settori del Friuli e Garda (Bressan *et al.*, 2003; Viganò *et al.*, 2008; Bressan e Bragato, 2009).

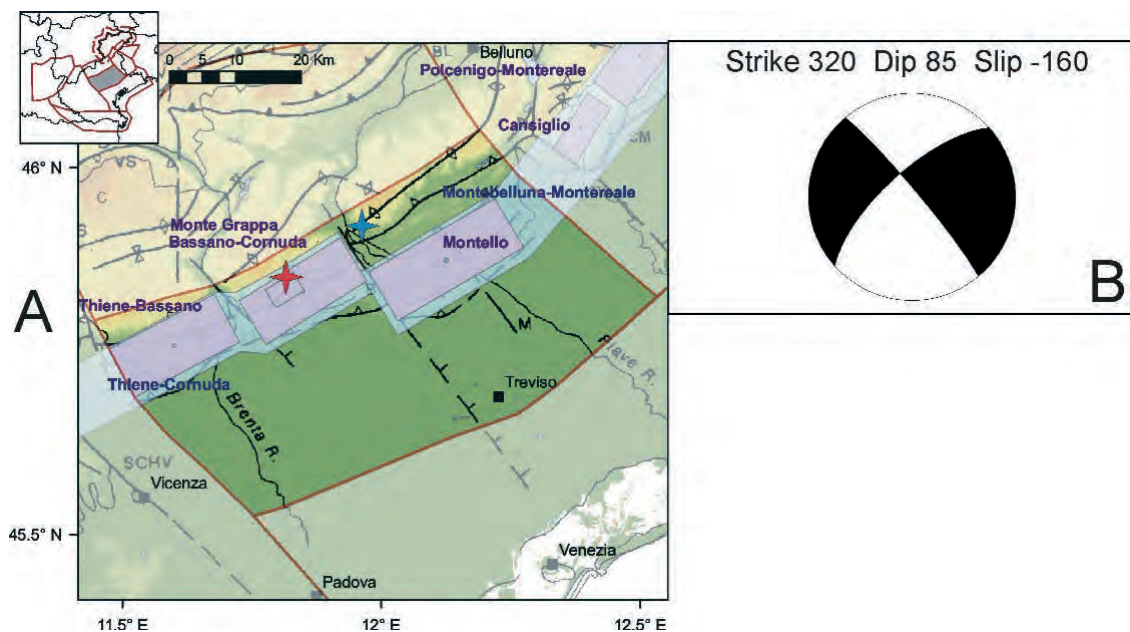


Fig. 4.15 - Sorgenti sismogeniche per il distretto Pedemontana Sud (PS). A) DISS versione 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) su DEM e modello strutturale da Castellarin *et al.* (1998b); codici sorgente e legenda in Fig. 2.4; B) soluzione del meccanismo focale per l'evento del 6.12.2009 (stella rossa) da polarità del primo impulso, elaborata per questo studio. La stella azzurra indica l'epicentro dell'evento del 13 settembre 2011 il cui meccanismo è mal vincolato. *Seismogenic sources in the Pedemontana Sud (PS) district: A) DISS database, release 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) on DEM and structural model taken from Castellarin et al. (1998b); source codes and legend given in Fig. 2.4; B) the focal mechanism solution of the main event occurred during modern instrumental period (Cavaso del Tomba earthquake of December 6, 2009, $M_D=3.3$, located with a red star on the map) is given by first motion polarity, computed for this study. The blue star shows the location of the Valdobbiadene earthquake (September 13, 2011), still under study.*

4.3.5. Massima intensità osservata e zonazione sismica

In questo distretto ricadono parte dei comuni delle provincie di Vicenza, Padova e Treviso. I maggiori risentimenti in termini di intensità macrosismica riferibili a questa porzione di territorio sono stati del X grado della scala MCS, cui corrisponde un livello di distruzione catastrofica (Fig. 2.3).

Nei comuni della zona dell'Asolano, i livelli più alti di intensità macrosismica sono associati al terremoto del 25 febbraio 1695 ($I_0=IX-X$ MCS, $M_W=6,61$) che ha raggiunto la soglia della distruzione, coinvolgendo pesantemente l'area compresa tra Bassano del Grappa e Valdobbiadene. Alla città di Treviso vengono invece riferiti eventi catastrofici più antichi (778, $I_0=VIII-IX$, $M_W=5,84$; 1268 $I_0=VII-VIII$, $M_W=5,37$) per i quali è impossibile risolvere la vera localizzazione.

A fronte di una sismicità recente modesta, sono stati proprio i forti eventi del passato ad aver consentito un'applicazione abbastanza precoce di norme antisismiche a circa la metà dei comuni veneti che ricadono nel distretto (Fig. 2.7B); 11 comuni sono entrati in classificazione col Regio Decreto del 22 novembre 1937, mentre il gruppo più corposo di comuni in Classe II risale al 1982. Grossomodo i limiti dell'area mantenuta in zona 2 con l'Ord. 3274/03 coincide con valori

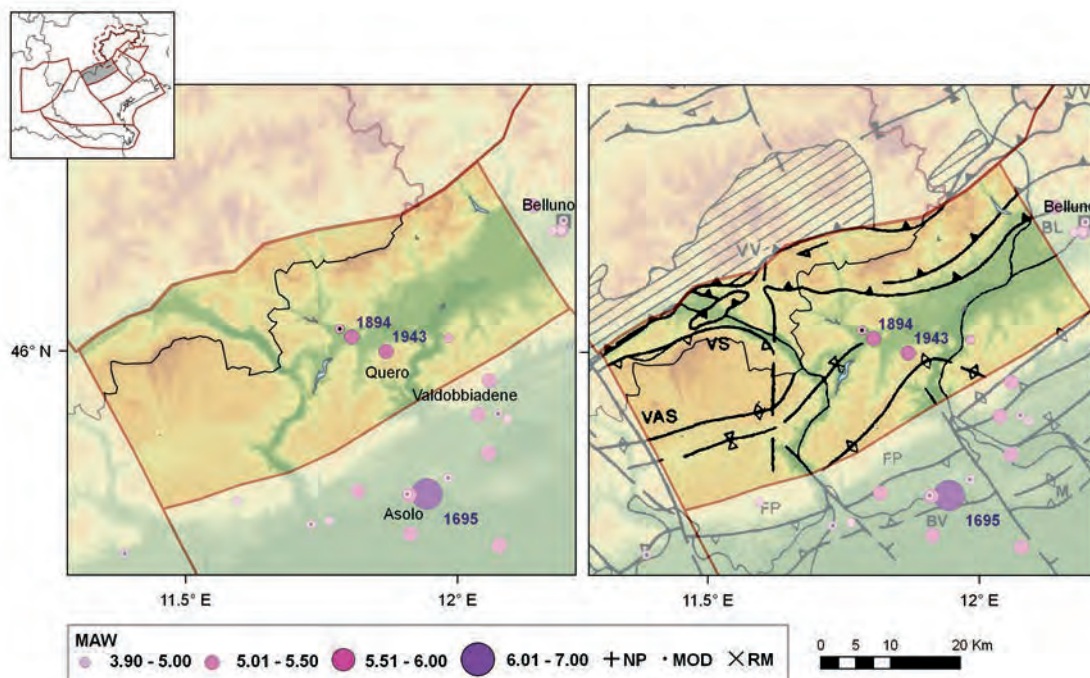


Fig. 4.16 - Mappa della sismicità storica del distretto Pedemontana Nord (PN); fonte dati CPTI04 criticamente rivisto (Molin *et al.*, 2008). Visualizzazione su DEM in scala cromatica (sn) e su DEM integrato con modello strutturale tratto da Castellarin *et al.* (1998b) (dx). In legenda: *Maw* indica la magnitudo equivalente a M_w riportata in CPTI Working Group (2004); i sovrassegni indicano eventi revisionati, rispettivamente come non parametrizzati 'NP', modificati 'MOD' o rimossi 'RM'.

*Historical seismicity in the Pedemontana Nord (PN) district: data taken from CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), critically revised according to Molin et al. (2008). Epicentres location on DEM (left), integrated by the structural scheme from Castellarin et al. (1998b) (right). In the legend: pink symbols sized according to M_w given by *Maw* in the original catalogue; in black revised events, respectively 'NP' not parameterized, 'MOD' modified, 'RM' removed.*

di accelerazione attesa superiori a 0,2 g, con qualche anomalia nella pedemontana trevigiana. Nel distretto complessivamente si attendono valori di pericolosità non inferiori a 0,125-0,150 g (Fig. 2.6), fino a 0,250 g nella porzione orientale del distretto.

4.4. Distretto Pedemontana Nord: PN

Questo distretto ha come limite settentrionale il sovrascorrimento della Valsugana che nel suo *hangingwall* coinvolge ampiamente il basamento metamorfico, e come limite meridionale la Flessura Pedemontana (rispettivamente VV e FP in Fig. 2.8). Come già anticipato, la suddivisione del distretto Pedemontana in due porzioni distinte riprende l'idea che nella porzione settentrionale le strutture abbiano raggiunto una configurazione tettonica pressoché definitiva (Zanferrari *et al.*, 1982): analogamente, in direzione longitudinale alla catena, i caratteri della sismicità variano con gradualità; definire con precisione dei limiti è, in questi casi, una semplificazione.

4.4.1. Contesto geologico-strutturale

L'area è caratterizzata da pieghe, pieghe/faglie e sovrascorrimenti ad andamento ENE-OSO,

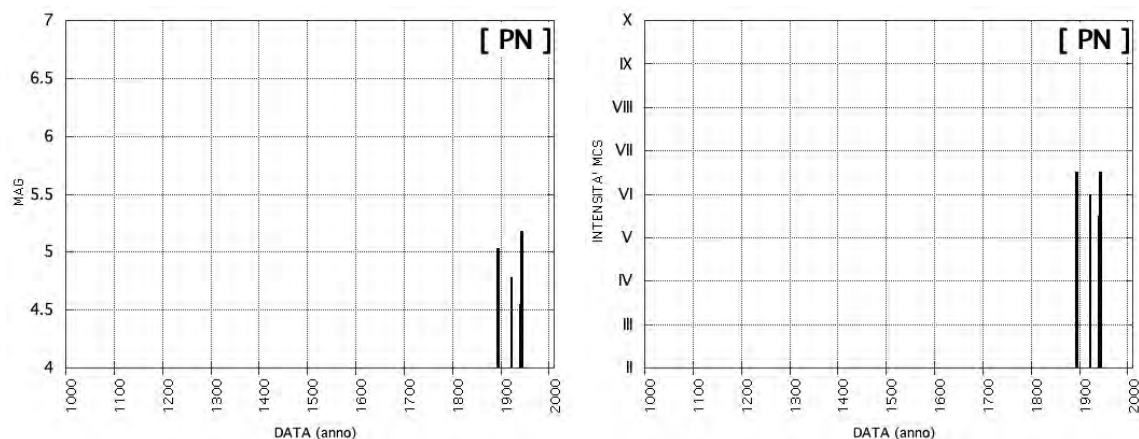


Fig. 4.17 - Sismicità storica nel tempo del distretto Pedemontana Nord (PN); fonte dati CPTI04 criticamente rivisto (Molin *et al.*, 2008). Visualizzazione in magnitudo (sn) e intensità epicentrale (dx). *MAG* indica la magnitudo equivalente a M_W indicata in catalogo.

Historical seismicity in the Pedemontana Nord (PN) district: data taken from CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), critically revised according to Molin et al. (2008). Left) magnitude vs. time; MAG is M_W in the original catalogue; right) epicentral intensity vs. time.

vergenti a SSE. L'assetto strutturale ha le sue origini nell'evento compressivo della fase valsuganese (Miocene medio e sup., fase 3 in Fig. 2.8), successivamente riarrangiato dall'evento compressionale del Messiniano-Pliocene (fase 4, Castellarin *et al.*, 1998a). Due fasce di svincolo di rilievo regionale interrompono lateralmente la continuità del *thrust* della Valsugana (VV in Fig. 2.8); ad ovest l'allineamento Trento-Cles-Calisio-Schio-Vicenza (TC, CAL, SCHV in Fig. 2.8) rappresenta la separazione fra il Sistema delle Giudicarie dalle strutture valsuganesi; ad est la valle del Cordevole - Val Medon a NO di Belluno separa le Dolomiti occidentali e quelle orientali: a cavallo di questo lineamento il *thrust* della Valsugana si sfrangia in numerose strutture minori, mentre fra Trento ed Agordo resta una struttura singola ben definita (Castellarin *et al.*, 2004). Il distretto non include questi elementi di svincolo.

4.4.2. Sismicità storica

L'area della Pedemontana Nord è una zona documentata storicamente solo dalla fine del '800, con pochi eventi che hanno superato la soglia del danno ($I_0=VI$ MCS). Per molti secoli, l'assenza di centri urbanizzati rilevanti può aver causato una focalizzazione dell'informazione storica degli effetti verso Belluno, Treviso e Verona.

Gli eventi più importanti sono riferiti alla terminazione occidentale della Val Belluna (Fonzaso, Seren del Grappa) con un evento in epoca pre-strumentale (Fonzaso, 28 novembre 1894, $I_0=VI-VII$ MCS, $M_W=5,03$) e un altro avvenuto durante il travagliato periodo bellico (in catalogo riferito alla località di Valdobbiadene, il 24 luglio 1943, $I_0=VII$ MCS, $M_W=5,18$; Figg. 4.16 e 4.17).

Un evento (1940, indicato con sovrassegno 'MOD' in Fig. 4.16) è stato recentemente revisionato (Molin *et al.*, 2008). Diversi eventi percepiti nel XX secolo non risultano inseriti in

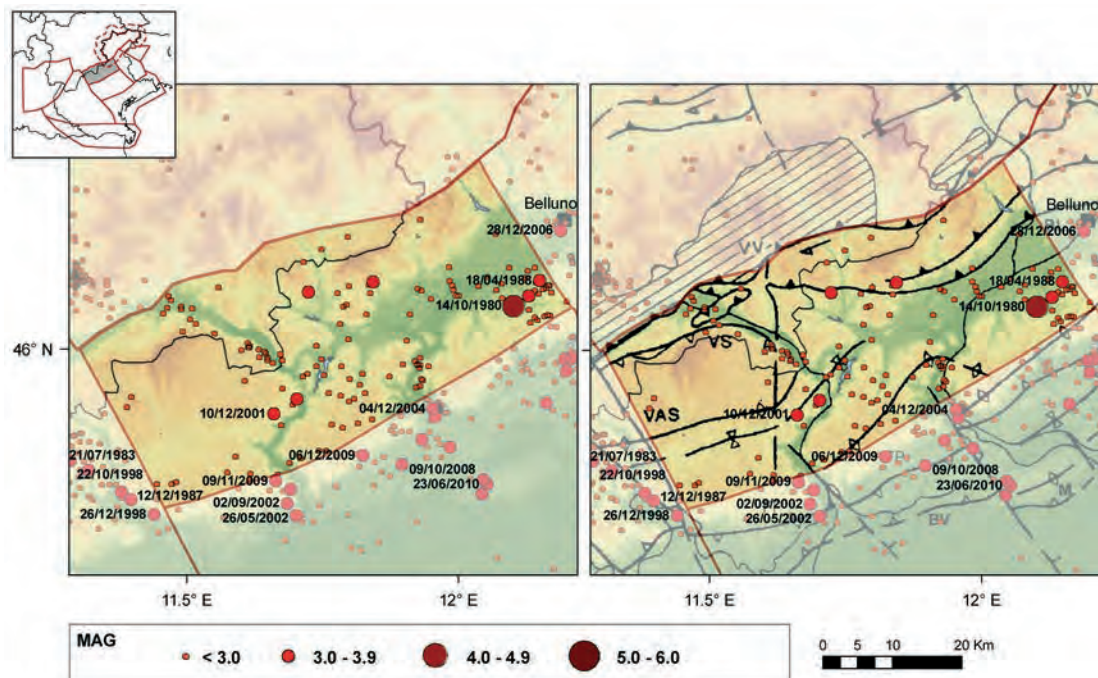


Fig. 4.18 - Mappa della sismicità strumentale del distretto Pedemontana Nord (PN); fonte dati OGS (vedi Tabella 3.1). Visualizzazione su DEM in scala cromatica (sn) e su DEM integrato con modello strutturale tratto da Castellarin *et al.* (1998b) (dx).

*Instrumental seismicity in the Pedemontana Nord (PN) district: data taken from OGS database (see Table 3.1), reported with their original magnitude values. Epicentres location on DEM (left), integrated by the structural scheme from Castellarin *et al.* (1998b) (right).*

catalogo in quanto sotto soglia.

4.4.3. Sismicità strumentale

La sismicità registrata strumentalmente dal 1977 si presenta da bassa a moderata, con qualche evento caratterizzato da magnitudo maggiore di 3; essi si concentrano lungo le aste vallive (Brenta, stretta di Quero del Piave, margine orientale; Fig. 4.18). La magnitudo massima registrata nell'area è associata al terremoto del 14 ottobre 1980 ($M_D=4,0$), inserito tardivamente nel bollettino della sismicità registrata da OGS grazie ad una rielaborazione dati mirata alla determinazione del meccanismo focale (Slejko *et al.*, 1989). L'evento, localizzato nell'estremo orientale del distretto, nel comune di Mel, al confine con gli adiacenti distretti Pedemontana Sud e Alpago-Cansiglio, risulta il terremoto più forte occorso in tempi recenti nell'area compresa fra Belluno e Vicenza (Fig. 4.19). La sua localizzazione non è estremamente ben vincolata, dato il limitato numero di stazioni operanti nell'area all'epoca; analoghe considerazioni valgono per il meccanismo focale, che risulta prevalentemente trascorrente (Fig. 4.20B). Nella medesima area, sono localizzate altre due scosse, rispettivamente di $M_D=3,5$ (18 aprile 1988) e $M_D=3,2$ (22 luglio 1979); l'evento recente più forte risale al 10 dicembre 2001 ($M_D=3,3$, zona di Arsìè).

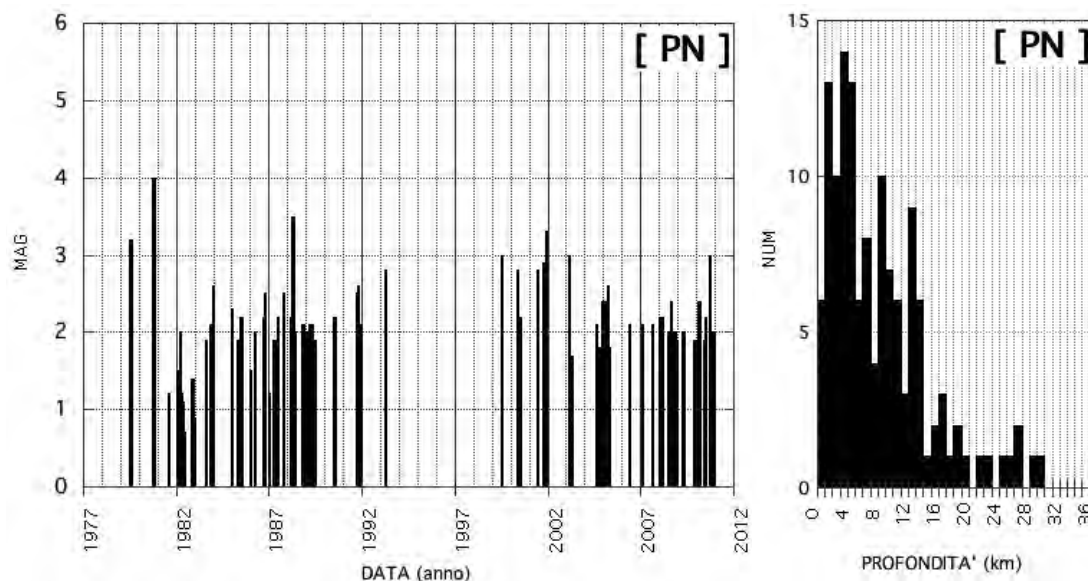


Fig. 4.19 - Sismicità strumentale del distretto Pedemontana Nord (PN); fonte dati OGS (vedi Tabella 3.1). Andamento nel tempo della magnitudo (sn), e istogramma della profondità degli eventi (dx). La lacuna relativa al periodo 1993 al 1998 è dovuta alla scarsa capacità della rete sismometrica di rilevare terremoti in quest'area durante questo intervallo (vedi Fig. 3.2D), e non necessariamente rappresenta una caratteristica della sismicità dell'area. Il set di dati disponibili nel periodo 2004-2005 beneficia al contrario di un monitoraggio con rete densa di stazioni temporanee (Lovisa *et al.*, 2008).

*Instrumental seismicity in the Pedemontana Nord (PN) district: data taken from OGS database (see Table 3.1), reported with their original magnitude values. Left) magnitude vs. time; right) depth histogram. The lack of data in the period 1993-1998 is due to a lower detection capability of the network in this area (see Fig. 3.2D), and not necessarily it represents a characteristic of the natural seismicity. Conversely, higher detection capability is given in 2004-2005 by the monitoring with temporary stations (Lovisa *et al.*, 2008).*

Le scarse soluzioni disponibili come meccanismi focali indicano una cinematica compressiva o trascorrente, compatibile con l'assetto strutturale dell'area. Anche per questo distretto si attende il completamento della elaborazione complessiva dei meccanismi focali da polarità del primo impulso (Restivo, 2011).

Da segnalare che la minor frequenza di eventi di piccola magnitudo localizzati in quest'area negli anni '90 è da attribuirsi preminentemente a problemi di completezza del catalogo; il periodo 2004-2005 invece ha beneficiato della integrazione di dati in catalogo, relativi ad acquisizione con la rete temporanea, già descritto e commentato nel distretto Pedemontana Sud.

4.4.4. Neotettonica, sorgenti attive

La maggior parte degli autori ritiene che le strutture presenti in quest'area dimostrino di avere raggiunto una configurazione tettonica quasi definitiva (es. Zanferrari *et al.*, 1982). Similmente, DISS, versione 3.1.1 non individua alcuna sorgente sismogenica che ricada in questo distretto (Fig. 4.20A). Il fronte deformativo viene associato a strutture più meridionali poste nel distretto della Pedemontana Sud. L'assenza di un buon vincolo strumentale nella profondità del terremoto del 1980 (stella rossa in Fig. 4.20A), e il debole vincolo sul meccanismo focale, non consentono

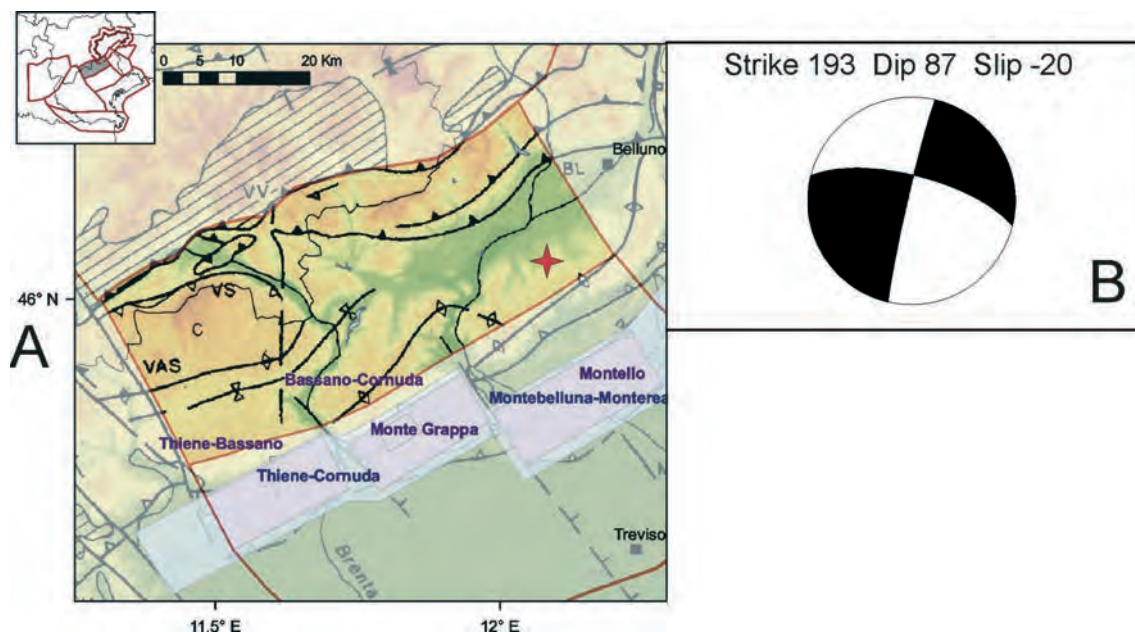


Fig. 4.20 - Sorgenti sismogeniche per il distretto Pedemontana Nord (PN). A) DISS versione 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) su DEM e modello strutturale da Castellarin *et al.* (1998b); codici sorgente e legenda in Fig. 2.4; B) soluzione del meccanismo focale da polarità del primo impulso, per l'evento del 14 ottobre 1980 (stella rossa) da Slejko *et al.* (1989), modificato da Vannucci and Gasperini (2004).

Seismogenic sources in the Pedemontana Nord (PN) district: A) DISS database, release 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) on DEM and structural model taken from Castellarin et al. (1998b); source codes and legend given in Fig. 2.4; B) the focal mechanism solution of the main event occurred during modern instrumental period (Mel earthquake of October 14, 1980, $M_p=4.0$, located with a red star on the map) are given by first motion polarity by Slejko et al. (1989), modified by Vannucci and Gasperini (2004).

un'interpretazione in termini di associazione terremoto-struttura.

4.4.5. Massima intensità osservata e zonazione sismica

In questo distretto ricadono comuni della provincie di Belluno e Vicenza, e in parte del Trentino. Come nell'adiacente Pedemontana Sud, i maggiori risentimenti in termini di intensità macrosismica sono riferiti ad eventi antichi, e raggiungono il X grado della scala MCS, cui corrisponde un livello di distruzione catastrofica (Fig. 2.3): essi sono legati ad eventi precedentemente identificati nel distretto meridionale. Al comune di Alano di Piave il X grado è associato al terremoto del 25 febbraio 1695 ($I_0=IX-X$ MCS, $M_W=6,61$), localizzato nell'Asolano (distretto Pedemontana Sud) che ha raggiunto la soglia della distruzione tra Bassano del Grappa e Valdobbiadene. Sempre a questo evento è associato il IX-X grado attribuito ai comuni di Quero, Segusino e Vas.

Per i comuni ubicati nel distretto Pedemontana Nord valgono considerazioni analoghe a quelle fatte per la Pedemontana Sud: una buona parte dei comuni veneti del distretto è entrata in classificazione da almeno 30 anni, a seguito della prima proposta di riclassificazione del territorio italiano (Petrini *et al.*, 1981). In questi comuni sono attese accelerazioni significative,

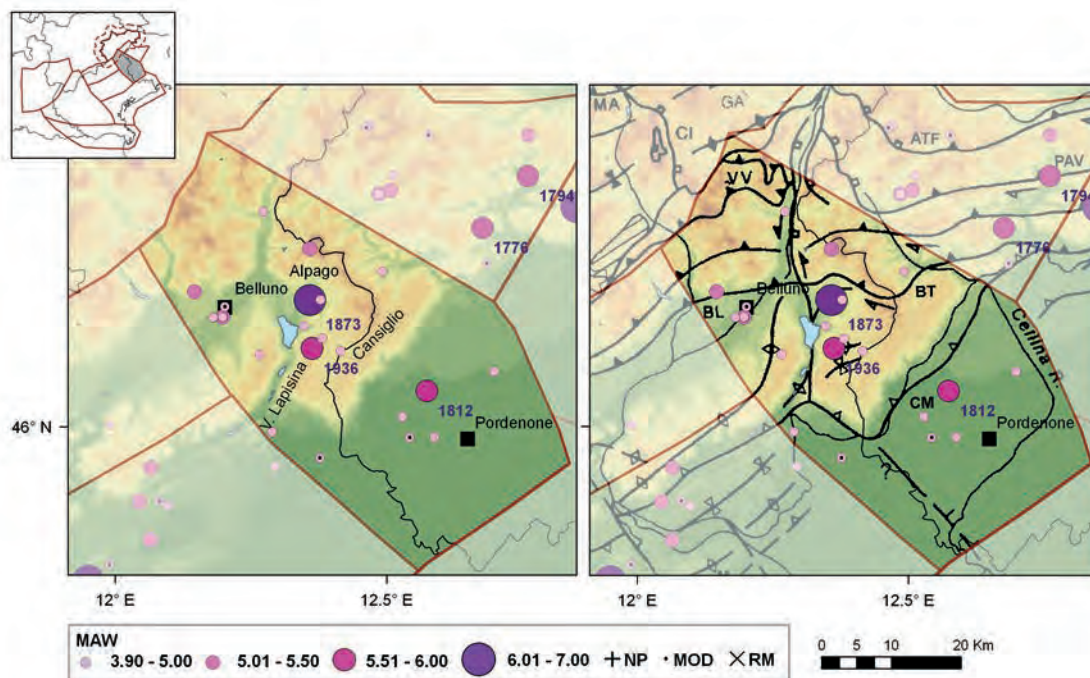


Fig. 4.21 - Mappa della sismicità storica del distretto Alpago-Cansiglio (A); fonte dati CPTI04 criticamente rivisto (Molin *et al.*, 2008). Visualizzazione su DEM in scala cromatica (sn) e su DEM integrato con modello strutturale tratto da Castellarin *et al.* (1998b) (dx). In legenda: M_{aw} indica 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'.

*Historical seismicity in the Alpago-Cansiglio (A) district: data taken from CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), critically revised according to Molin *et al.* (2008). Epicentres location on DEM (left), integrated by the structural scheme from Castellarin *et al.* (1998b) (right). In the legend: pink symbols sized according to M_w given by M_{aw} in the original catalogue; in black revised events, respectively 'NP' not parameterized, 'MOD' modified, 'RM' removed.*

superiori a 0,175-0,2 g (Figg. 2.6 e 2.7); solo nel limite occidentale del distretto la pericolosità diminuisce fino a valori di circa 0,1 g.

4.5. Distretto Alpago-Cansiglio: A

Questa regione è situata all'intersezione dei sistemi valsuganesi del Veneto centrale, con i sovrascorrimenti tilaventini E-O del Friuli settentrionale. Il distretto si estende a comprendere la parte montana del corso del Piave ad andamento meridiano fino a Belluno, il suo paleoalveo attraverso la Val Lapisina, la conca dell'Alpago e il massiccio del Cansiglio; la zona di pianura si estende approssimativamente tra il corso del Livenza e quello del Cellina, fino alla fascia delle risorgive.

4.5.1. Contesto geologico-strutturale

Anche questa regione comprende il settore esterno della catena delle Alpi Meridionali orientali, l'ultimo ad essere coinvolto nella fase compressiva Miocenico-Pliocenica. L'area è caratterizzata da una notevole complessità strutturale: pieghe e sovrascorrimenti sud-vergenti

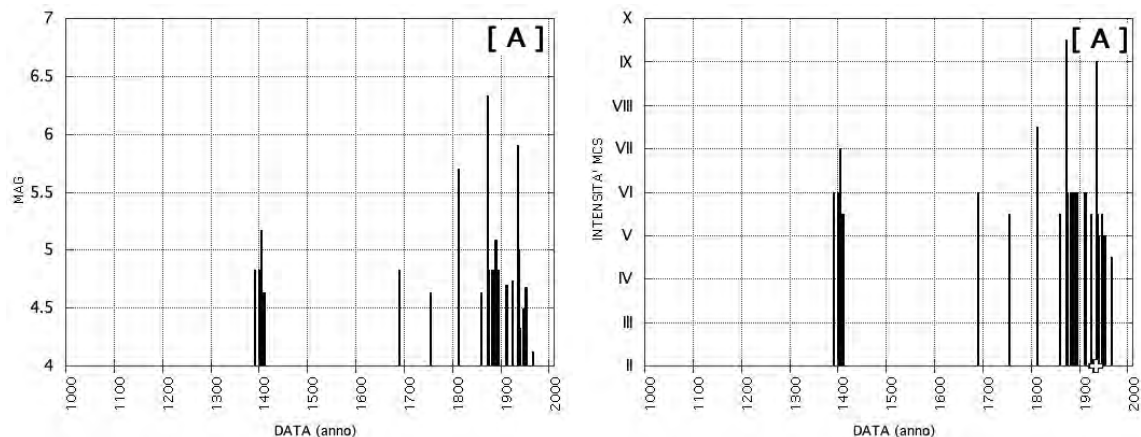


Fig. 4.22 - Sismicità storica nel tempo del distretto Alpage-Cansiglio (A); fonte dati CPTI04 criticamente rivisto (Molin *et al.*, 2008) e integrato. Visualizzazione in magnitudo (sn) e intensità epicentrale (dx). MAG indica la magnitudo equivalente a M_w indicata in catalogo. Gli eventi citati nel testo e non rappresentati in mappa in quanto non presenti in catalogo sono indicati con una piccola croce sull'asse temporale del grafico in intensità.

*Historical seismicity in the Alpage-Cansiglio (A) district: data taken from CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), critically revised according to Molin *et al.* (2008). Left) magnitude vs. time; MAG is M_w in the original catalogue; right) epicentral intensity vs. time. Events cited in the text and not represented on the map as not given in the catalogue are shown by small white crosses on the time axis of the intensity graph.*

risultano condizionati dai preesistenti rapporti paleogeografici tra la Piattaforma Friulana e il Bacino Bellunese (Bosellini, 2004) il cui margine è rappresentato dalla dorsale a NO della Val Lapisina (Fig. 4.21). Il fascio di elementi strutturali a direzione meridiana attivi durante le fasi tensionali mesozoiche, ha guidato infatti una transpressione sinistra che ruota la direzione del fronte e l'assetto dei sovrascorrimenti principali. Quest'area rappresenta pertanto una zona di transizione tra due diversi sistemi strutturali, quello valsuganese (ENE-OSO) in Veneto, e il sistema tilaventino in Friuli (E-O), attraverso la rampa laterale costituita dall'allineamento N-S Longhere-Fadalto-Cadola (Costa *et al.*, 1996; Pellegrini e Surian, 1996). La delimitazione geografica del distretto racchiude, non seguendoli rigidamente, elementi strutturali quali i sovrascorrimenti della Valsugana, Pinedo-Avasinis e Barcis-Taro Selo nella parte settentrionale (VV, PAV e BT in Fig. 2.8), fino al sovrascorrimento che borda il margine sud-orientale del massiccio del Cansiglio (linea di Caneva-Maniago, CM) e agli elementi sepolti in pianura. Il margine sud-occidentale del Cansiglio invece è una dislocazione complessa, interpretata come flessura, sovrascorrimento (Cavallin e Martinis, 1982) o *transfer line* (Doglioni, 1990); l'ipotesi dell'esistenza di una prosecuzione in pianura (Linea di Montaner - Caorle) è da sempre dibattuta, e decisamente abbandonata nei più recenti schemi strutturali (Poli *et al.*, 2009), ai quali si rimanda.

4.5.2. Sismicità storica

Il distretto Alpage-Cansiglio è una zona interessata storicamente da alcuni eventi che hanno raggiunto o superato la soglia della distruzione ($I_0=IX$ MCS), e diversi eventi con forti danni documentati sin dal XV secolo (Figg. 4.21, 4.22). I due eventi più significativi si sono verificati

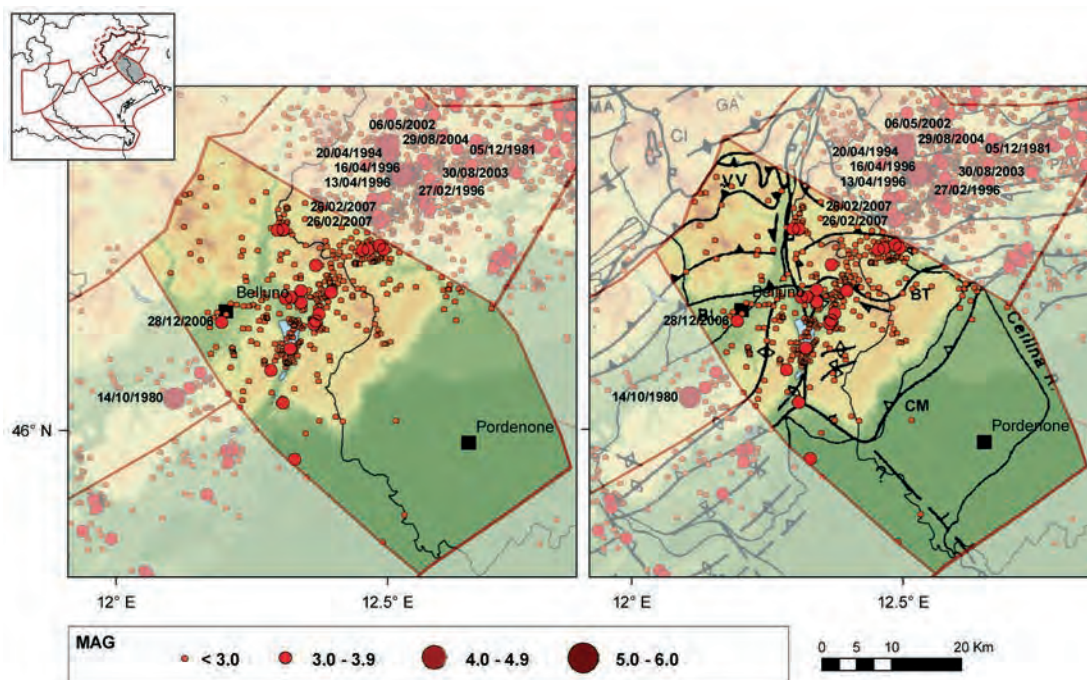


Fig. 4.23 - Mappa della sismicità strumentale del distretto Alpego-Cansiglio (A); fonte dati OGS (vedi Tabella 3.1). Visualizzazione su DEM in scala cromatica (sn) e su DEM integrato con modello strutturale tratto da Castellarin *et al.* (1998b) (dx).

*Instrumental seismicity in the Alpego-Cansiglio (A) district: data taken from OGS database (see Table 3.1), reported with their original magnitude values. Epicentres location on DEM (left), integrated by the structural scheme from Castellarin *et al.* (1998b) (right).*

nel 1873 e nel 1936.

L'evento più forte è avvenuto il 29 giugno 1873 ($I_0=IX-X$ MCS, $M_W=6,33$), e ha distrutto molti villaggi dell'Alpego, causando forti danni anche a Belluno. La sequenza sismica collegata a questo terremoto è durata per più di un anno (Pirone e Taramelli, 1873). L'altro importante evento che ha riguardato quest'area è il terremoto del Cansiglio del 18 ottobre 1936 ($I_0=IX$ MCS, $M_W=5,9$); esso ha colpito le zone già danneggiate dall'evento del 1873 ma soprattutto alcune località verso la pianura veneto-friulana (Andreotti, 1937a, 1937b). L'evento è stato registrato dalle prime stazioni sismometriche esistenti, ed esistono interpretazioni controverse del meccanismo focale. Il terremoto del Cansiglio del 1936 è stato interpretato infatti sia in termini di struttura trascorrente (Caloi, 1939; Peruzza *et al.*, 1989), sia come faglia inversa (Sirovich *et al.*, 1999; Sirovich e Pettenati, 2004); quest'ultima interpretazione (vedi Fig. 4.25B) è alla base della parametrizzazione del segmento di faglia recentemente proposto da Galadini *et al.* (2005) e Poli *et al.* (2008) e recepito nel *database* delle sorgenti sismogeniche DISS (Burrato *et al.*, 2008). La controversia non potrà probabilmente essere risolta fino a quando non emergeranno nuove informazioni relative alla sismogenesi dell'area in generale, che chiariscano la relazione eventualmente esistente fra i due massimi terremoti dell'area.

Viene accorpato strutturalmente a questo distretto l'evento di Sequals del 25 ottobre 1812

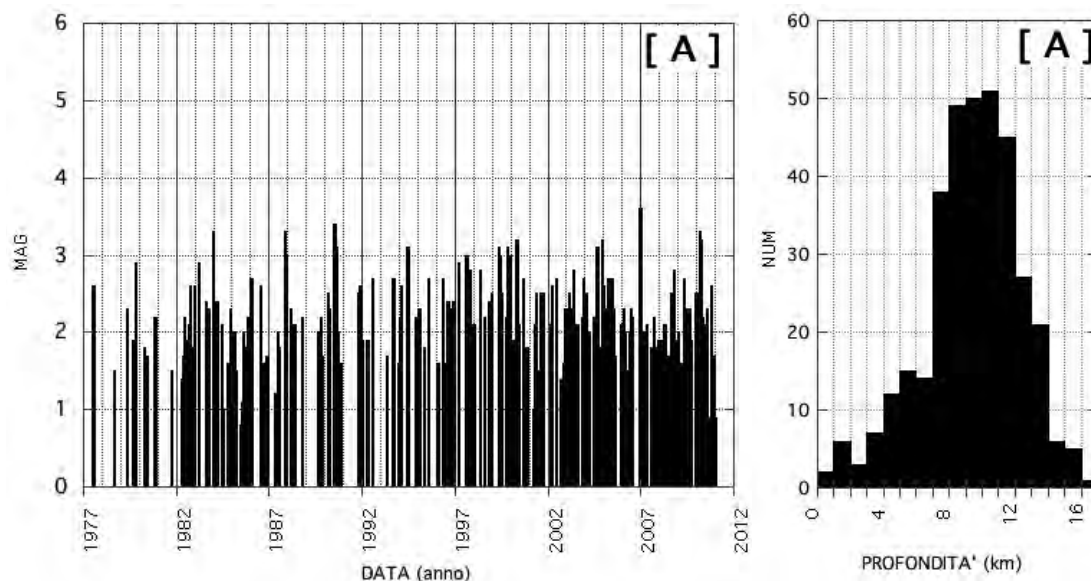


Fig. 4.24 - Sismicità strumentale del distretto Alpage-Cansiglio (A); fonte dati OGS (vedi Tabella 3.1). Andamento nel tempo della magnitudo (sn), e istogramma della profondità degli eventi (dx). Nella serie ultratrentennale di dati microsismici, si individua la lacuna di dati dovuta all'incendio che ha distrutto il centro di acquisizione di Udine, con sospensione del monitoraggio fra il 4 dicembre 1990 e il 21 maggio 1991. Il set di dati disponibili beneficia invece di una maggior sensibilità nel periodo 2004-2005, grazie ad un monitoraggio con rete densa di stazioni temporanee [localizzazioni da Lovisa *et al.* (2008)].

*Instrumental seismicity in the Alpage-Cansiglio (A) district: data taken from OGS database (see Table 3.1), reported with their original magnitude values. Left) magnitude vs. time; right) depth histogram. In the long time history of instrumental location of this area we recognise the lack of data due to the fire accident at Udine acquisition centre (December 4, 1990 - May 21, 1991) and the higher detection capability given in 2004-2005 by the monitoring with temporary stations (Lovisa *et al.*, 2008).*

(I_0 =VII-VIII MCS, $M_W=5,7$) per il quale sono riportati deboli effetti sul territorio del Veneto. Sono stati recentemente revisionati da Molin *et al.* (2008) tre eventi minori del 1937, 1939, e 1966 con leggere modifiche nella parametrizzazione proposta (indicati con sovrassegno 'MOD' in Fig. 4.21). Diversi eventi percepiti nel XX secolo non risultano inseriti in catalogo in quanto sotto soglia [ad es. 27 dicembre 1933 e 17 gennaio 1935, Agamennone (1941)].

4.5.3. Sismicità strumentale

La sismicità registrata strumentalmente dal 1977 al 2010 si presenta con diversi eventi di magnitudo superiore a 3 (Fig. 4.23). Da notare che le localizzazioni di alcuni eventi antecedenti gli anni '90 (periodo in cui è cominciato il progressivo ampliamento della rete di monitoraggio verso il Veneto), quale ad esempio il terremoto dell'ottobre 1980 ($M_D=4,0$) già menzionato nel distretto PN, non sono ben vincolate; parimenti, la progressiva rotazione degli elementi strutturali, ed il graduale incremento della sismicità da SO a NE rende problematico definire dei limiti per il distretto, sia ad occidente verso i distretti PN e PS, sia ad oriente verso l'area clautana. Gli eventi si concentrano nella crosta superiore, con un ben marcato picco fra 8 e 13 km di profondità (Fig. 4.24). I terremoti con magnitudo maggiore di 3 si dispongono lungo una fascia

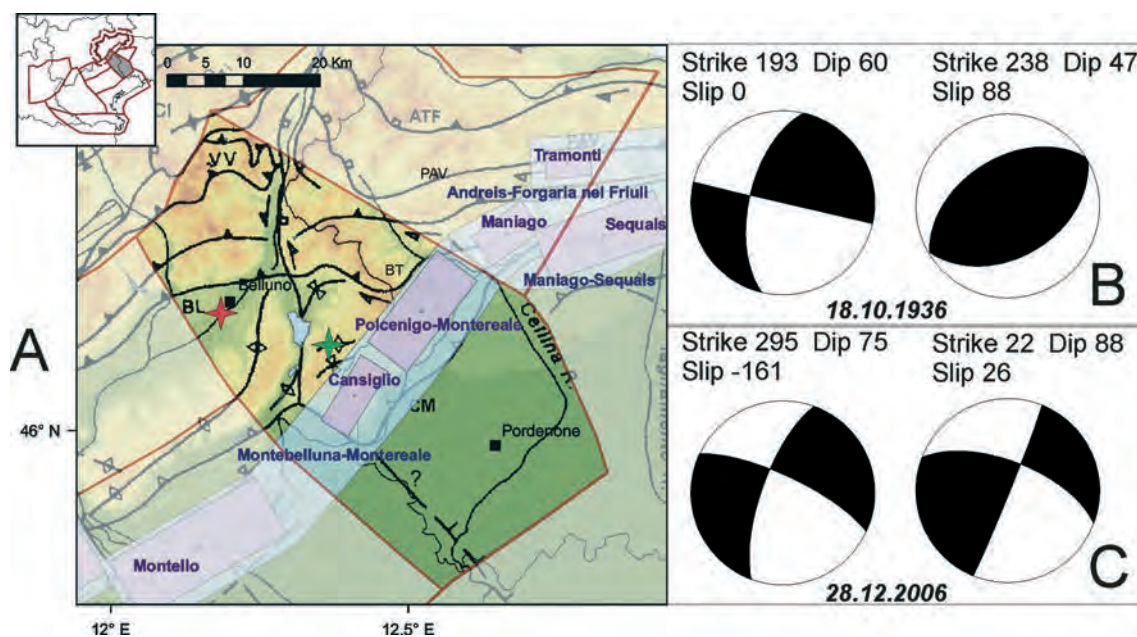


Fig. 4.25 - Sorgenti sismogeniche per il distretto Alpego–Cansiglio (A). A) DISS versione 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) su DEM e modello strutturale da Castellarin *et al.* (1998b); codici sorgente e legenda in Fig. 2.4; le soluzioni del meccanismo focale sono rispettivamente B) evento del Cansiglio del 18 ottobre 1936 $MAG=5.9$ (stella verde nella mappa): a sinistra da polarità del primo impulso (Peruzza *et al.*, 1989), a destra da inversione di dati macrosismici (Sirovich and Pettenati, 2004). C) evento di Belluno del 28 dicembre 2006 $M_D=3.6$ (stella rossa): a sinistra da inversione del tensore momento (Saraò, 2007), a destra da polarità del primo impulso (Bressan and Bragato, 2009). *Seismogenic sources in the Alpego–Cansiglio (A) district: A) DISS database, release 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) on DEM and structural model taken from Castellarin *et al.* (1998b); source codes and legend given in Fig. 2.4. The focal mechanism solutions of the main events occurred during modern instrumental period are: B) Cansiglio earthquake of October 18, 1936, $MAG=5.9$, located with a green star on the map) by first motion polarity (Peruzza *et al.*, 1989) on the left, and by inversion of macroseismic data (Sirovich and Pettenati, 2004) on the right; C) Belluno earthquake of December 28, 2006 $M_D=3.6$ (red star on the map) by moment tensor inversion (Saraò, 2007) on the left, and by first motion polarity (Bressan and Bragato, 2009) on the right.*

orientata NE-SO compatibile con la geometria dei principali sovrascorrimenti (Fig. 4.23). La massima magnitudo registrata nell'area è relativa ad un evento avvenuto il 28 dicembre 2006 di $M_D=3.6$, localizzato in prossimità della città di Belluno. Il meccanismo focale di quest'evento, determinato con tecniche diverse (Fig. 4.25C), è consistente con un regime trascorrente, analogamente ad una delle soluzioni ottenute per l'evento principale della sequenza del 1936 (Fig. 4.25B), controverso nella interpretazione come già citato nel paragrafo precedente.

Il distretto è stato ripetutamente interessato da aumenti della sismicità spesso equiparati a sciame o sequenze, che trovano scarso riscontro nel *database* degli eventi localizzati, ma hanno invece una certa rilevanza nel monitoraggio microsismico a stazione singola. Nel periodo dal 11 al 14 dicembre 2003, ad esempio, uno sciame è stato localizzato nell'area dell'Alpego, Veneto orientale (Snidarci *et al.*, 2003). Questo fenomeno è stato registrato da una o più stazioni, principalmente quella di Caneva (CAE) e occasionalmente quelle di Malnisio (MNL) e Montello (MTLO); nell'arco di circa una giornata a cavallo tra il 13 e 14 dicembre, si sono verificati 8 eventi localizzati nel comune di Puos d'Alpego (BL) e uno fuori dall'area dell'Alpego in località

Monte Pramaggiore. La microsismicità è poi scemata ed è stata nuovamente rilevata dalla sola stazione di Caneva. Gli eventi localizzati hanno una M_D fra 2,0 e 2,7. Successivamente al periodo indicato la microsismicità è ritornata a livelli normali.

Alla fine del 2010 sono stati invece i ripetuti fenomeni acustici, percepiti in Val Lapisina e presso Sella Fadalto, tra i comuni di Vittorio Veneto (TV) e Farra d'Alpago (BL), ad allarmare la popolazione. Gli abitanti hanno segnalato il manifestarsi di eventi descritti come “botti” o “boati”, talvolta accompagnati da leggere vibrazioni di vetri e suppellettili. I fenomeni si sono accentuati nel gennaio del 2011, tanto da indurre gli abitanti della località Fadalto Basso (frazione di Vittorio Veneto) ad annotare e segnalare in maniera sistematica alla polizia locale il loro verificarsi. Poiché il sistema di allarme sismico che OGS gestisce per conto della Regione Veneto non evidenziava nel frattempo significativi incrementi di sismicità nell'area, dal 26 gennaio 2011 è stata avviata una campagna di misure sismometriche nell'area mediante l'installazione di una piccola rete di stazioni portatili (CRS Staff, 2011). Le analisi hanno riscontrato la corrispondenza tra le segnalazioni della popolazione e micro eventi locali, caratterizzato gli eventi sulla base delle caratteristiche temporali e spettrali dei sismogrammi e localizzato la sorgente delle emissioni sismiche e acustiche. Le ipotesi fenomenologiche propendono nel ritenere che gli eventi siano dovuti alla circolazione di fluidi in acquifero carsico, a profondità molto limitate, e sono stati predisposti strumenti automatici e in tempo reale, per seguire l'evoluzione del fenomeno, a supporto di eventuali azioni di protezione civile. La microrete alla data del luglio 2011 è ancora funzionante, anche se il fenomeno è gradualmente andato scemando nel tempo.

4.5.4. Neotettonica, sorgenti attive

L'analisi dell'evoluzione recente di questo settore richiederebbe una trattazione a sé stante, per la complessità dell'area e la coesistenza di indicatori cinematici controversi. Nell'interpretazione proposta da Galadini *et al.* (2005), ripresa sostanzialmente da DISS, il fronte sudalpino risulterebbe unitario, e la Linea del Fadalto taglierebbe solo localmente il sistema di sovrascorrimenti SE vergenti, il più esterno dei quali nell'area del distretto è la Linea di Sacile [sovrascorrimento OSO-ENE sepolto nella pedemontana, si faccia riferimento agli schemi strutturali riportati in Zanferrari *et al.* (2008b) e Poli *et al.* (2009)]. In alternativa, lo svincolo del Fadalto potrebbe frammentare il fronte mediante movimenti trascorrenti, e in tal caso assumerebbe un ruolo sismogenico il sistema di rampe oblique dinariche (Poli, *pers. comm.*). Gli indicatori cinematici di tipo sismologico (meccanismi focali vedi Figg. 4.25B e 4.25C) suggeriscono peraltro una trascorrenza destra per strutture grossomodo orientate ONO-ESE, e sinistra in caso di strutture ad esse ortogonali. Diffuse e imponenti sono infine le frane tardiglaciali e postglaciali, per le quali prevale l'interpretazione genetica non di carattere sismogenico (Costa *et al.*, 1996; Pellegrini e Surian, 1996; Pellegrini e Girardi, 2000). In questo quadro, la delimitazione di distretto da noi proposta racchiude una fascia di svincolo piuttosto ampia, in attesa che ulteriori elementi definiscano più chiaramente il potenziale sismogenico.

In questo distretto DISS colloca la porzione orientale della sorgente composita denominata Montebelluna-Montereale (ITCS060), che nella versione 3.1.1 si estende dal Montello fino allo sbocco in pianura del Cellina (Fig. 4.25A). Di questa struttura composita fanno parte le sorgenti individuali del Cansiglio (ITIS124), cui è stato associato il terremoto del Cansiglio del 18 ottobre

1936, $M_w=5,9$, e la sorgente individuale di Polcenigo-Montereale (ITIS125), cui è stato associato il terremoto del Bellunese del 1873, $M_w=6,33$.

4.5.5. Massima intensità osservata e zonazione sismica

In questo distretto ricadono parte delle provincie di Belluno, Treviso e, fuori dal Veneto, Pordenone. I maggiori risentimenti in termini di intensità macrosismica riferibili a questa porzione di territorio veneto sono stati del IX-X grado della scala MCS, cui corrisponde un livello di distruzione catastrofica (Fig. 2.3). Tale livello risulta associato al terremoto del 29 giugno 1873 ($I_0=IX-X$ MCS, $M_w=6,33$); nei comuni della zona dell'Alpago e del Bellunese, il IX-X e IX grado sono associati anche al terremoto del 18 ottobre 1936 ($I_0=IX$ MCS, $M_w=5,9$).

Proprio il verificarsi di un forte terremoto a pochi decenni dall'entrata in vigore della prima normativa sismica dell'Italia unita, con l'esigenza di inserire i comuni danneggiati nelle liste dei comuni classificati per poter allocare e distribuire risorse economiche per la ricostruzione, ha permesso di classificare sismici quasi tutti i comuni veneti appartenenti al distretto dal 1937 (vedi Fig. 2.7B), con l'eccezione di alcuni comuni verso nord, e due (Mansuè e Portobuffolè) in bassa pianura. Modifiche o restrizioni a parte del territorio comunale hanno riguardato successivamente i comuni di Conegliano, Follina, Gaiarine, Pieve di Soligo e Revine Lago nel 1938, Vittorio Veneto nel 1947, e infine Cison di Valmarino nel 1962. Successivamente (1982) sono stati classificati i comuni di Castellavazzo, Ospitale di Cadore e Cibiana, in parte appartenenti al distretto. Nel distretto Alpago-Cansiglio si raggiungono i massimi valori di accelerazione attesa del Veneto, con una fascia di 0,250-0,275 g localizzata nella conca dell'Alpago (Fig. 2.6).

4.6. Distretto Claut: C

Il distretto denominato Claut interessa quasi totalmente la regione FVG; viene analizzato per l'influenza che esso ha nell'adiacente Veneto, oggetto di questo studio. L'area riprende nei limiti geografici alcuni elementi di precedenti zonazioni sismotettoniche che hanno considerato come criterio guida l'omogeneità del tensore di sforzo da meccanismi focali (Bressan *et al.*, 2003; Bressan e Bragato, 2009); fino ad oggi tale criterio non è applicabile alla maggior parte del territorio del Veneto, a causa del limitato numero di eventi disponibili, spesso unito ad uno scarso vincolo nelle soluzioni focali.

4.6.1. Contesto geologico-strutturale

L'area è caratterizzata da *thrust* sud-vergenti con direzione N80°-90°E. Nel settore occidentale l'eredità dell'influenza della tettonica compressiva che nel Paleogene ha originato la catena dinarica esterna ovest-vergente si manifesta con la rotazione del sistema di sovrascorrimenti che assume un'orientazione NO-SE. La zona in deformazione è soggetta ad un raccorciamento crostale orientato NNO-SSE, accomodato mediante faglie inverse e strutture transpressive (Zanferrari *et al.*, 2000), con faglie cieche che nel settore di pianura sono state ricostruite mediante l'analisi e reinterpretazione di linee sismiche a riflessione e sondaggi profondi (Zanferrari *et al.*, 2008b). Nella delimitazione geografica di questo piccolo settore sono stati presi come riferimento elementi strutturali regionali, quali le linee di Sauris, Alto Tagliamento-Fella, la terminazione orientale della linea della Valsugana e la linea Barcis-Taro Selo (rispettivamente SA, ATF, VV e BT in Fig. 2.8); lo schema di Fig. 2.8 non rappresenta peraltro il sistema di

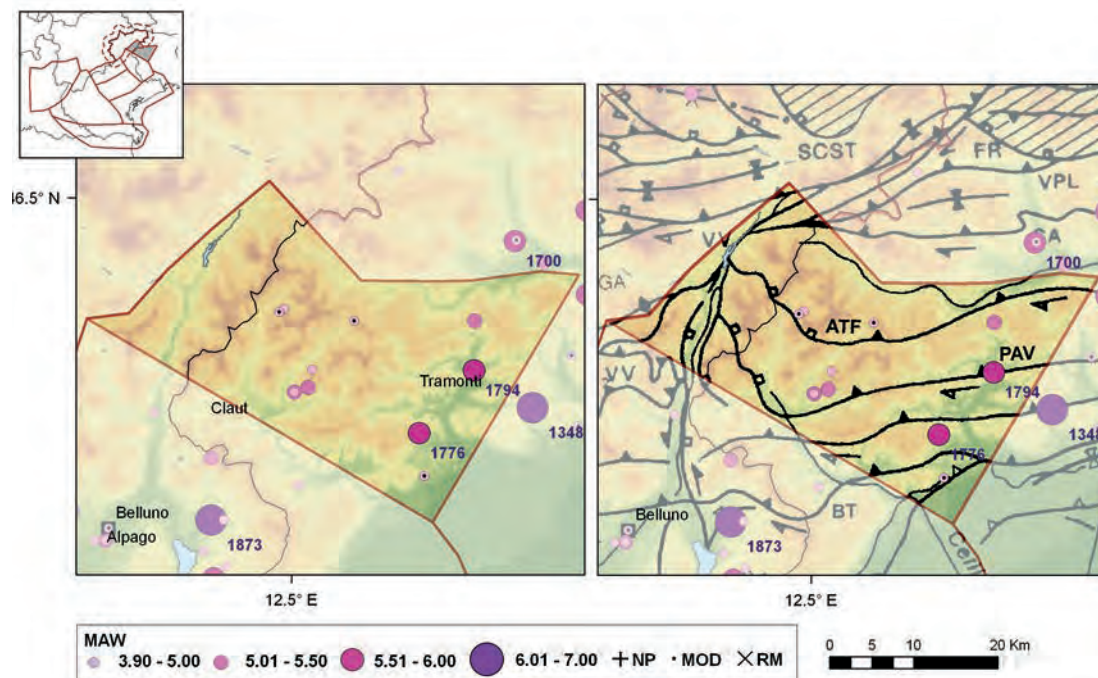


Fig. 4.26 - Mappa della sismicità storica del distretto Claut (C); fonte dati CPTI04 criticamente rivisto (Molin *et al.*, 2008). Visualizzazione su DEM in scala cromatica (sn) e su DEM integrato con modello strutturale tratto da Castellarin *et al.* (1998b) (dx). In legenda: *Maw* indica la magnitudo equivalente a M_w riportata in CPTI Working Group, 2004; i sovrassegni indicano eventi revisionati, rispettivamente come non parametrizzati ‘NP’, modificati ‘MOD’ o rimossi ‘RM’.

*Historical seismicity in the Claut (C) district: data taken from CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), critically revised according to Molin et al. (2008). Epicentres location on DEM (left), integrated by the structural scheme from Castellarin et al. (1998b) (right). In the legend: pink symbols sized according to M_w given by *Maw* in the original catalogue; in black revised events, respectively ‘NP’ not parameterized, ‘MOD’ modified, ‘RM’ removed.*

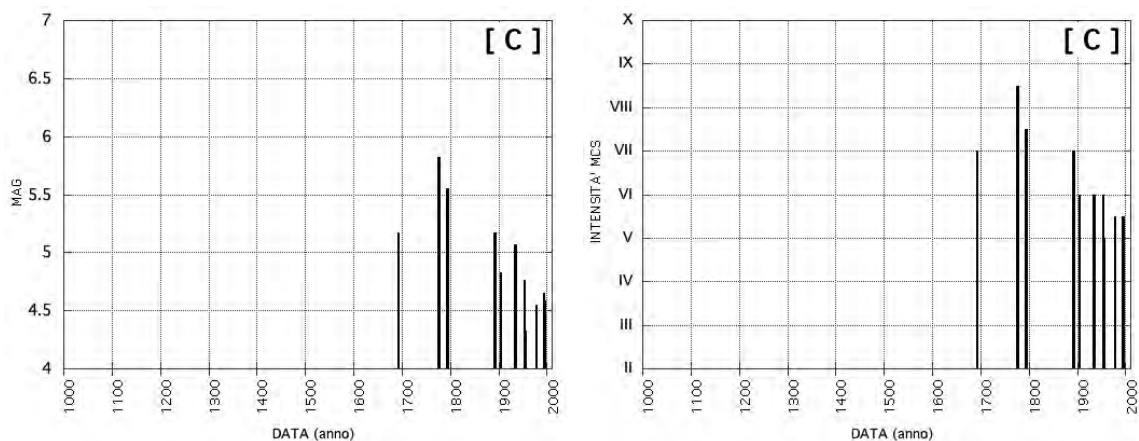


Fig. 4.27 - Sismicità storica nel tempo del distretto Claut (C); fonte dati CPTI04 criticamente rivisto Molin *et al.* (2008) e integrato. Visualizzazione in magnitudo (sn) e intensità epicentrale (dx). *MAG* indica la magnitudo equivalente a M_w indicata in catalogo.

*Historical seismicity in the Claut (C) district: data taken from CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), critically revised according to Molin et al. (2008). Left) magnitude vs. time; *MAG* is *Maw* in the original catalogue; right) epicentral intensity vs. time.*

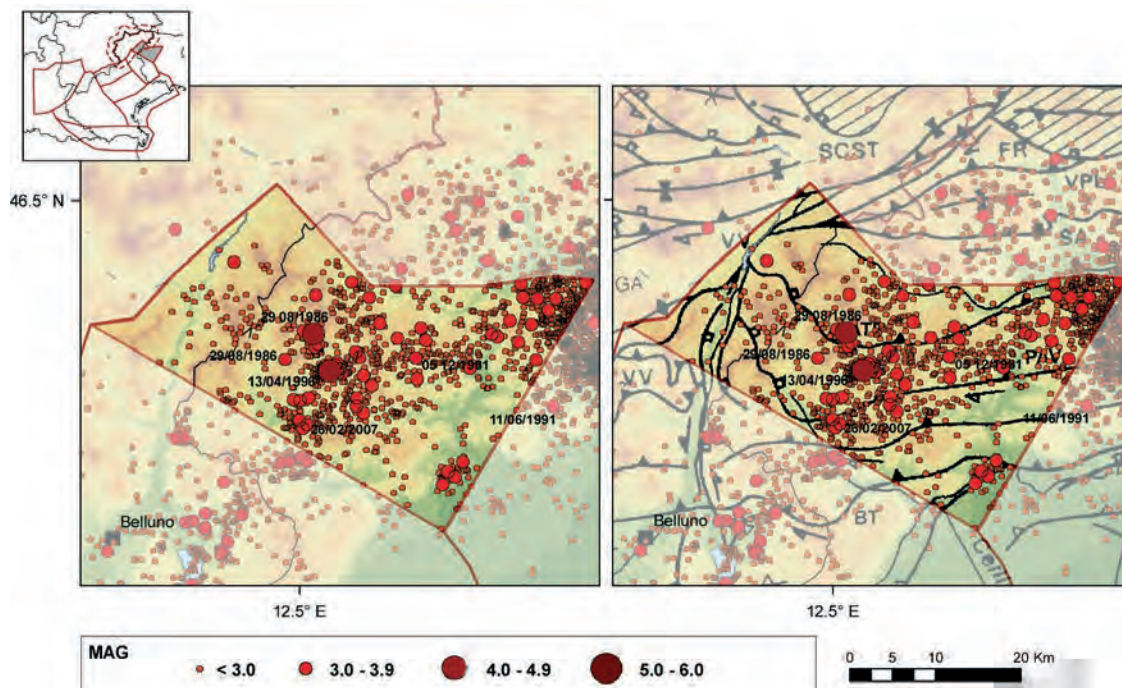


Fig. 4.28 - Mappa della sismicità strumentale del distretto Claut (C); fonte dati OGS (vedi Tabella 3.1). Visualizzazione su DEM in scala cromatica (sn) e su DEM integrato con modello strutturale tratto da Castellarin *et al.* (1998b) (dx). *Instrumental seismicity in the Claut (C) district: data taken from OGS database (see Table 3.1), reported with their original magnitude values. Epicentres location on DEM (left), integrated by the structural scheme from Castellarin *et al.* (1998b) (right).*

trascorrenti del Monte Cornetto e gli elementi sepolti in pianura: si faccia riferimento a tal proposito al quadro aggiornato proposto in Galadini *et al.* (2005) e Poli *et al.* (2009).

4.6.2. Sismicità storica

Il distretto di Claut è una zona interessata storicamente da sismicità frequente ma non catastrofica, con eventi che hanno superato la soglia del danno ($I_0=VI$ MCS) nel XVIII e XIX secolo (Figg. 4.26 e 4.27). Gli eventi più forti sono tardo-settecenteschi, rispettivamente il terremoto di Tramonti del 10 luglio 1776 ($I_0=VIII-IX$ MCS, $M_W=5,82$), e quello del 7 giugno 1794 ($I_0=VII-VIII$ MCS, $M_W=5,55$).

Negli ultimi due secoli, l'evento di Claut del 23 giugno 1892 ($I_0=VII$ MCS, $M_W=5,17$) ha superato la soglia del danno in prossimità dell'epicentro, senza provocare però danni in Veneto. Danni lievi sono ancora riferiti a Claut nel 1904, 1934 e 1954; da notare che per l'evento del 8 giugno 1934 ($I_0=VI$ MCS, $M_W=5,07$) esistono pionieristiche analisi strumentali (Agamennone, 1946), mentre successivamente e fino al 1977 esistono solo dati macrosismici. Ben documentati sono infine gli effetti dell'evento che il 23 luglio 1955 ha causato lievi danni nella pedemontana; l'evento è stato recentemente revisionato da Molin *et al.* (2008) e viene riferito a Maniago o Prealpi Carniche, con $I_0=V-VI$; altri due eventi minori sono stati recentemente rivisti, con minime

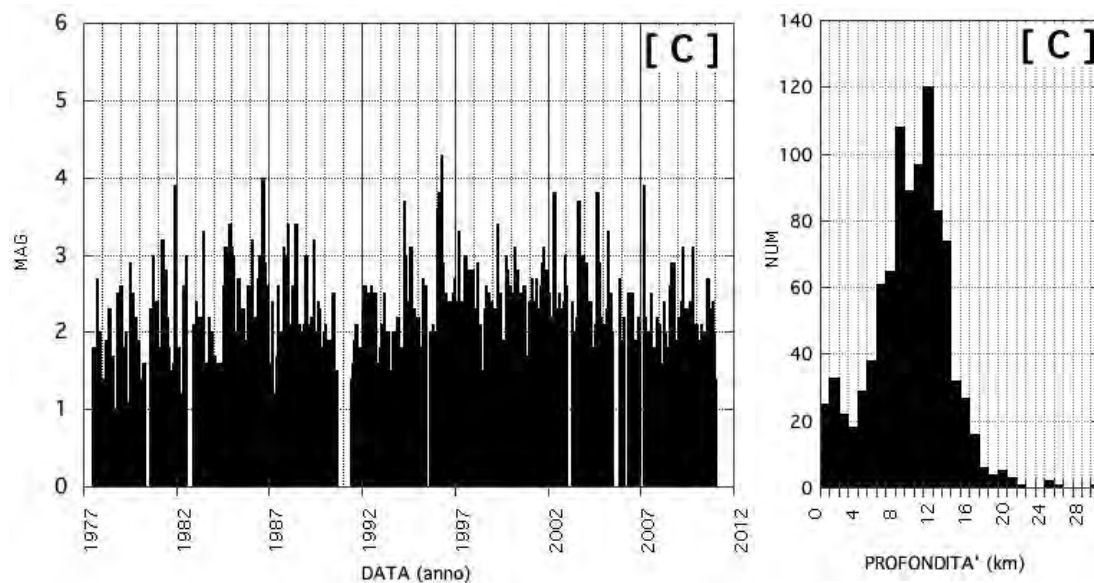


Fig. 4.29 - Sismicità strumentale del distretto Claut (C); fonte dati OGS (vedi Tabella 3.1). Andamento nel tempo della magnitudo (sn), e istogramma della profondità degli eventi (dx). Ben riconoscibile, nella serie ultratrentennale di dati microsismici, la lacuna di dati relativa al periodo 4 dicembre 1990 al 21 maggio 1991, dovuta alla non operatività della rete a seguito dell'incendio che ha distrutto il centro di acquisizione di Udine.

Instrumental seismicity in the Claut (C) district: data taken from OGS database (see Table 3.1), reported with their original magnitude values. Left) magnitude vs. time; right) depth histogram. In the long time history of instrumental location of this area we clearly recognise the lack of data due to the fire accident at the Udine acquisition centre (December 4, 1990 - May 21, 1991).

modifiche alla parametrizzazione (1954 e 1978, indicati con sovrassegno 'MOD' in Fig. 4.26).

4.6.3. Sismicità strumentale

La sismicità è ben documentata strumentalmente dal 1977, e si presenta significativa e frequente. I terremoti con magnitudo maggiore di 3 interessano una fascia orientata E-O (Fig. 4.28), con sensibile diminuzione degli eventi nella porzione occidentale del distretto (territorio parte essenzialmente del Veneto, circa corrispondente alla sinistra idrografica del fiume Piave, nel tratto fra Lozzo e Perarolo di Cadore). In generale l'attività sismica riguarda la crosta superiore, con l'energia sismica radiata principalmente tra i 9 e 14 km [Fig. 4.29, vedi anche Bressan e Bragato (2009)].

La sismicità di quest'area è caratterizzata da sciame sismici, con eventi di magnitudo simile nell'arco di poche ore o giorni. Il terremoto più forte del distretto si è verificato durante lo sciame sismico che ha interessato Claut nel 1996, caratterizzato da tre sequenze in successione (eventi principali il 27 gennaio $M_D=3,6$; 27 febbraio $M_D=3,8$; 13 aprile $M_D=4,3$). L'evento del 13 aprile 1996 ha causato leggeri danni ad alcune strutture abitative (Bernardis *et al.*, 1996), ed è riportato con $I_0=V-VI$ MCS, e $M_W=4,59$ nel database CPTI04; il meccanismo focale (Fig. 4.30B) evidenzia una soluzione di faglia inversa, con componente trascorrente, mentre le soluzioni proposte per gli eventi meno energetici (Bernardis *et al.*, 1997) sono molto eterogenee. Precedentemente sono da

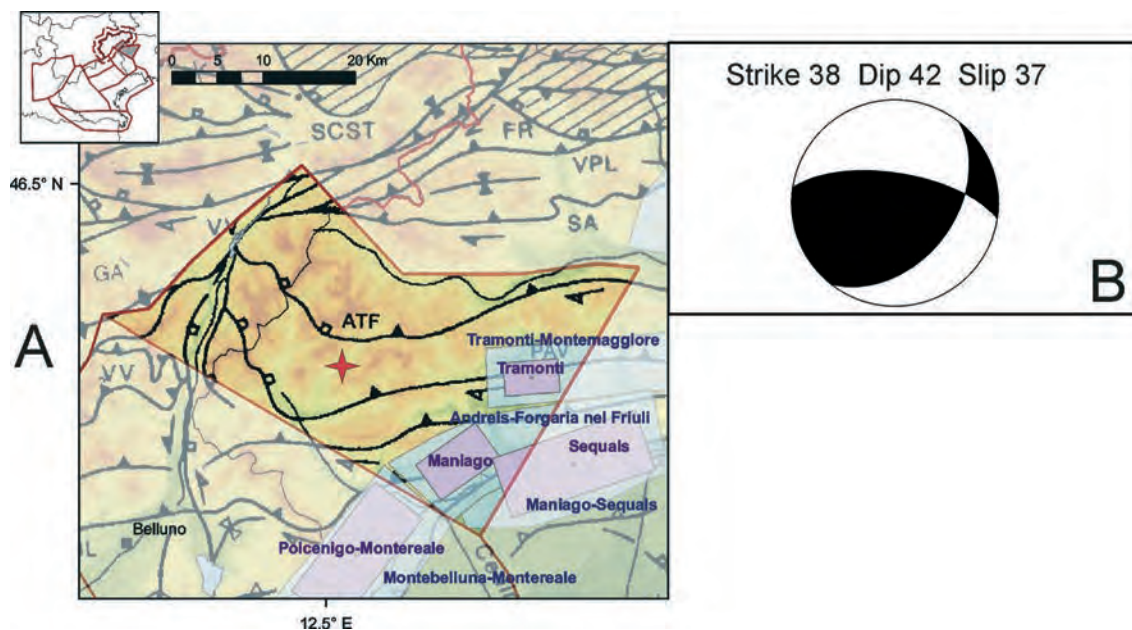


Fig. 4.30 - Sorgenti sismogeniche per il distretto Claut (C). A) DISS versione 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) su DEM e modello strutturale da Castellarin *et al.* (1998b); codici sorgente e legenda in Fig. 2.4; B) soluzione del meccanismo focale per l'evento del 13 aprile 1996, $M_D=4,3$ (stella rossa nella mappa); soluzione da inversione della polarità del primo impulso (Bressan *et al.*, 2007).

*Seismogenic sources in the Claut (C) district: A) DISS database, release 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) on DEM and structural model taken from Castellarin *et al.* (1998b); source codes and legend given in Fig. 2.4; B) the focal mechanism solution of the main event occurred during modern instrumental period (Claut earthquake of April 13, 1996, $M_D=4.3$ located with a red star on the map) are given by first motion polarity by Bressan *et al.* (2007).*

citare l'evento del 5 dicembre 1981 di $M_D=3,9$, e due eventi del 29 agosto 1986 di $M_D=4$ e $M_D=3,9$ rispettivamente. Un altro sciame nell'area di Claut ha causato due eventi avvenuti il 26 febbraio 2007 a distanza di poche ore ($M_D=3,9$ alle 5:50 e $M_D=3,8$ alle 14:16). Infine, come già riscontrato per un evento nel distretto dei Lessini, vi è una significativa differenza di magnitudo per l'evento del 20 aprile 1994 fra il catalogo OGS ($M_D=3,7$) e i *database* nazionali ($Maw=4,65$, $Mas=4,2$ in CPTI04; $MAG=4,4$ in CSI 1.1). Si segnala che è attualmente in corso una revisione generalizzata nel *dataset* OGS dei valori di magnitudo locale, per gli eventi per i quali la magnitudo da durata perde significatività; tale controllo comunque esula dagli scopi di questo lavoro.

L'inversione congiunta dei meccanismi focali di buona qualità per l'area descrive un regime compressivo prevalente (Bressan e Bragato, 2009), e secondariamente trascorrente, ben rappresentato nella soluzione dell'evento del 1996 (Fig. 4.30B).

4.6.4. Neotettonica, sorgenti attive

L'evoluzione pliocenico-quadernaria di tutto questo settore è marcata dalla attivazione ed evoluzione del sistema di sovrascorrimenti, il più esterno dei quali è la terminazione occidentale della Linea Arba-Ragogna, elemento cieco sotto i sedimenti del Cellina. L'andamento delle isobate della base dei depositi quadernari documenta un cambiamento nel motore della

flessurazione dell'avampaese avvenuta durante il Pliocene inferiore, con la progressiva migrazione verso NE del carico tettonico del sistema frontale della catena appenninica (Zanferrari *et al.*, 2008b).

In questo distretto ricadono le porzioni terminali di tre sorgenti composite, identificate in DISS, versione 3.1.1 (Fig. 4.30A) come: la sorgente composita Tramonti-Montemaggiore (ITCS064), la Andreis-Forgaria nel Friuli (ITCS071) e la Maniago-Sequals (ITCS062). Ad ognuna di essa è associata una sorgente individuale, rispettivamente Tramonti (ITIS112) cui è stato associato il terremoto di Tramonti del 7 giugno 1794 (I_0 =VII-VIII MCS, M_w =5,55), la sorgente individuale di Maniago (ITIS108) cui viene associato l'evento del 10 luglio 1776 (I_0 =VIII-IX MCS, M_w =5,82), e la sorgente Sequals (ITIS109) cui viene assegnato un massimo evento potenziale di M_w =6,5, simile quindi al devastante terremoto che ha colpito il Friuli centrale il 6 maggio 1976.

Studi recenti basati sull'inversione degli assi di sforzo di meccanismi focali hanno dimostrato che la deformazione in questo settore è prevalentemente di tipo compressivo, lungo la direzione NNO-SSE (Bressan e Bragato, 2009).

4.6.5. Massima intensità osservata e zonazione sismica

Questo distretto interessa prevalentemente la regione FVG, e una minima parte della provincia di Belluno. I maggiori risentimenti in termini di intensità macrosismica riferibili a questa porzione di territorio veneto sono stati del VI-VII grado della scala MCS, cui corrisponde un livello di danno (Fig. 2.3). Tale livello è il risultato delle osservazioni macrosismiche associate al catastrofico terremoto che ha interessato il Friuli nel 1976 (I_0 =IX-X, M_w =6,43).

Solo i comuni veneti di Ospitale di Cadore e Cibiana sono stati classificati sismici prima dell'Ord. 3274/2003, e i livelli di accelerazione attesa (Fig. 2.7) passano da 0,125 a 0,250 g procedendo da NO a SE, nei circa 40 km di estensione del distretto in questa direzione.

4.7. Distretto Alto Bellunese - Dolomiti: B

Questo distretto si estende circa dalla linea della Valsugana e di Sauris a sud, fino alla linea della Pusteria (rispettivamente VV, SA e Pustertal-Gailtal L. in Fig. 2.8) verso nord, comprendendo un settore importante delle Dolomiti. L'area analizzata confina con gli adiacenti distretti PN, A e C, verso sud: a nord, data la scarsità di eventi sismici di questo territorio, vengono adottati i limiti amministrativi della Regione Veneto. Infine per inquadrare meglio le caratteristiche sismotettoniche, viene adottata, su tutto il perimetro del distretto, una fascia di tolleranza di 10 km ad includere eventi oltre confine (linea tratteggiata).

4.7.1. Contesto geologico-strutturale

L'area appartiene alla parte più interna del sistema sud-vergente delle Alpi Meridionali orientali, e mantiene traccia di molti degli eventi deformativi relativi al ciclo alpino, dal *rifting* giurassico alla collisione della fase meso-alpina (Doglioni, 1987). L'area è caratterizzata da sovrascorrimenti, pieghe e pieghe/faglie sud-vergenti disposti con orientamento dinarico (NO-SE) e valsuganese (ENE-OSO). Nella zona tra Sappada, Pieve di Cadore e le Dolomiti di Sesto si assiste alla sovrapposizione dei due sistemi strutturali, il sistema strutturale dinarico della fase meso-alpina (fase 2 in Fig. 2.8), e quello valsuganese successivo (fase 3). Proprio gli eventi

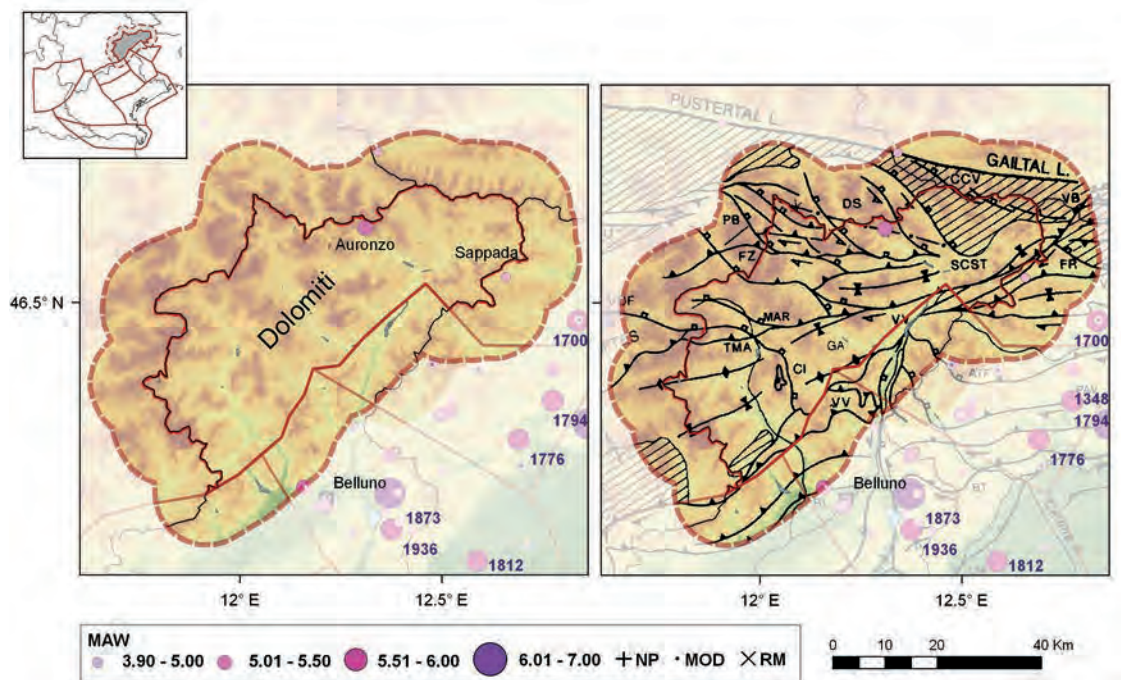


Fig. 4.31 - Mappa della sismicità storica del distretto Alto Bellunese-Dolomiti (B); fonte dati CPTI04 criticamente rivisto (Molin *et al.*, 2008). Visualizzazione su DEM in scala cromatica (sn) e su DEM integrato con modello strutturale tratto da Castellarin *et al.* (1998b) (dx). In legenda: *Maw* indica la magnitudo equivalente a M_w riportata in CPTI Working Group (2004); i sovrassegni indicano eventi revisionati, rispettivamente come non parametrizzati 'NP', modificati 'MOD' o rimossi 'RM'.

*Historical seismicity in the Alto Bellunese-Dolomiti (B) district: data taken from CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), critically revised according to Molin et al. (2008). Epicentres location on DEM (left), integrated by the structural scheme from Castellarin et al. (1998b) (right). In the legend: pink symbols sized according to M_w given by *Maw* in the original catalogue; in black revised events, respectively 'NP' not parameterized, 'MOD' modified, 'RM' removed.*

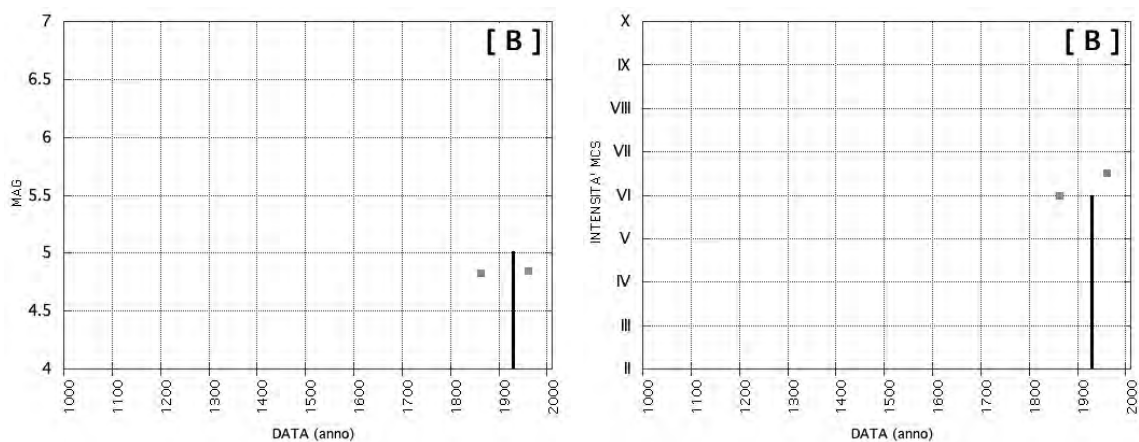


Fig. 4.32 - Sismicità storica nel tempo del distretto Alto Bellunese-Dolomiti (B); fonte dati CPTI04 criticamente rivisto (Molin *et al.*, 2008). Visualizzazione in magnitudo (sn) e intensità epicentrale (dx). *MAG* indica la magnitudo equivalente a M_w indicata in catalogo. In grigio i dati contenuti nel buffer 10 km che si estende oltre il confine regionale a settentrione, e i limiti dei distretti adiacenti verso sud.

*Historical seismicity in the Alto Bellunese-Dolomiti (B) district: data taken from CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), critically revised according to Molin et al. (2008). Left) magnitude vs. time; *MAG* is *Maw* in the original catalogue; right) epicentral intensity vs. time. In grey the events located in the buffer zone of 10 km (dashed line), around the district border (full red line).*

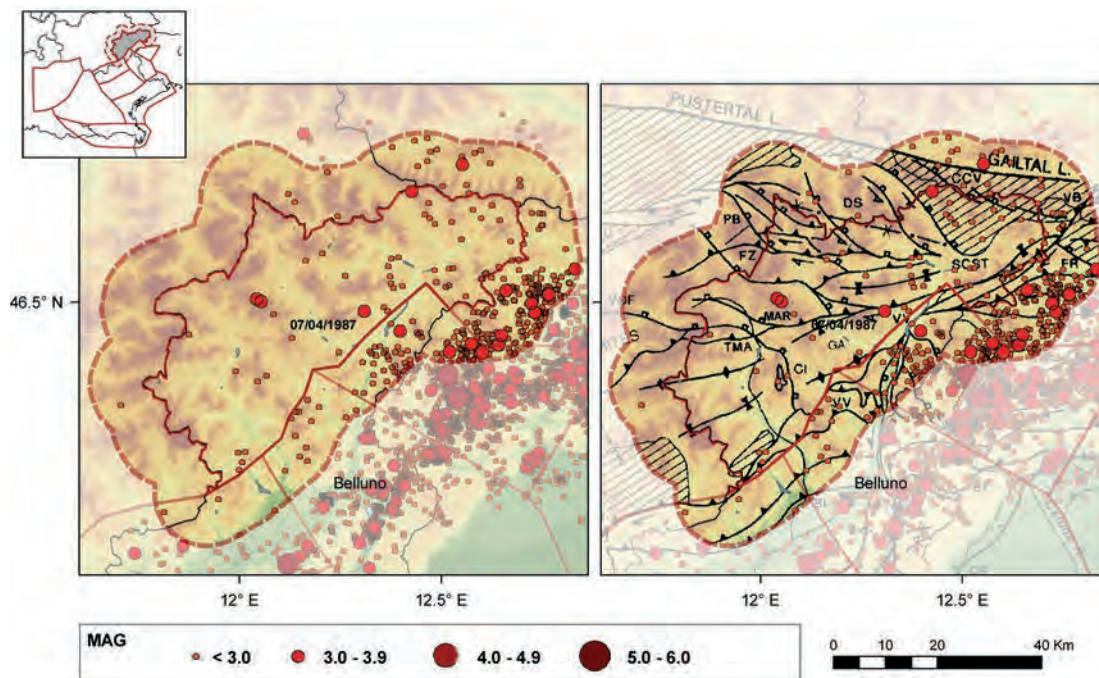


Fig. 4.33 - Mappa della sismicità strumentale del distretto Alto Bellunese-Dolomiti (B); fonte dati OGS (vedi Tabella 3.1). Visualizzazione su DEM in scala cromatica (sn) e su DEM integrato con modello strutturale tratto da Castellarin *et al.* (1998b) (dx).

*Instrumental seismicity in the Alto Bellunese-Dolomiti (B) district: data taken from OGS database (see Table 3.1), reported with their original magnitude values. Epicentres location on DEM (left), integrated by the structural scheme from Castellarin *et al.* (1998b) (right).*

compressivi della fase neo-alpina (Messiniano-Pliocene) hanno comportato notevoli riarrangiamenti e riattivazioni di elementi quali il sovrascorrimento della Valsugana e i maggiori elementi strutturali delle Dolomiti e del Cadore. Nelle Dolomiti di Sesto, le deformazioni riferibili a questo evento sono talora intense e rappresentate in prevalenza da sistemi coniugati di strutture trascorrenti (Castellarin *et al.*, 1998c). La complessità strutturale ereditata non trova riscontro in molti indizi di attività recente, a parte un sollevamento generalizzato per riequilibrio isostatico.

4.7.2. Sismicità storica

L'area dell'Alto Bellunese-Dolomiti è una zona scarsamente abitata, con terremoti documentati solo negli ultimi 150 anni, e rari eventi che hanno raggiunto la soglia del primo danno. L'evento di Auronzo del 14 maggio 1930, $I_0=VI$ MCS, $M_w=5,01$ è l'unico evento localizzato nel territorio del Veneto, mentre due altri piccoli eventi sono riferiti alla zona di confidenza - *buffer* - di 10 km utilizzata per l'analisi oltre i confini del distretto (Figg. 4.31, 4.32 con eventi del *buffer* indicati in grigio).

4.7.3. Sismicità strumentale

La sismicità registrata strumentalmente dal 1977 si presenta bassa sia in termini di magnitudo, sia di frequenza (Figg. 4.33 e 4.34); essa si concentra nella parte superficiale delle crosta,

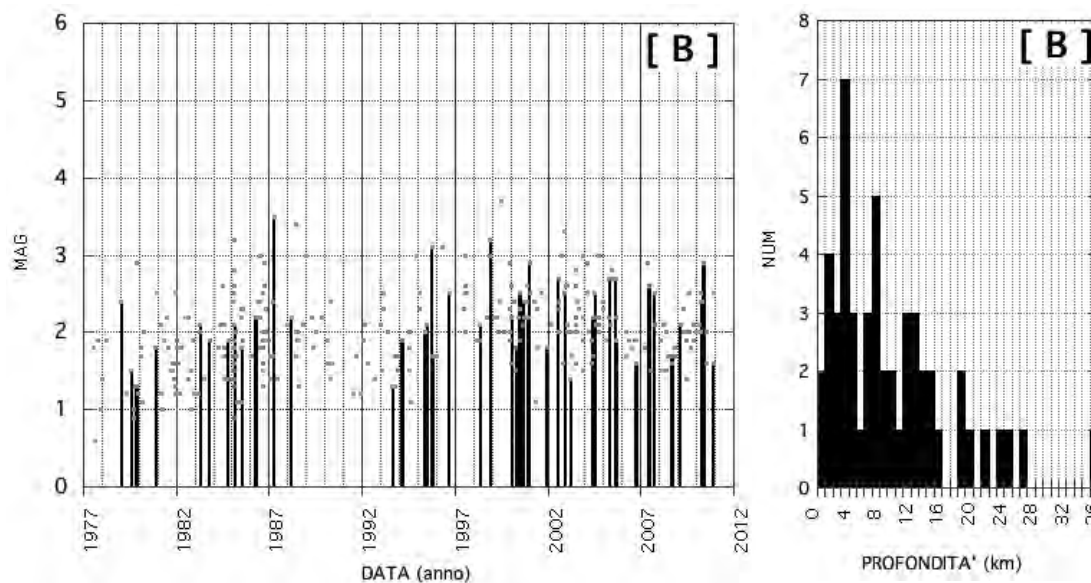


Fig. 4.34 - Sismicità strumentale del distretto Alto Bellunese-Dolomiti (B); fonte dati OGS (vedi Tabella 3.1). Andamento nel tempo della magnitudo (sn), e istogramma della profondità degli eventi (dx). La lacuna relativa al periodo 1989 al 1992 è dovuta alla scarsa capacità della rete sismometrica di rilevare terremoti in quest'area durante questo intervallo. In grigio i dati contenuti nel buffer 10 km che si estende oltre il confine regionale verso nord e i limiti dei distretti verso sud.

Instrumental seismicity in the Alto Bellunese-Dolomiti (B) district: data taken from composition of catalogues (see Table 3.1), reported with their original magnitude values. Left) magnitude vs. time; right) depth histogram. The lack of data in the period 1989-1992 is due to a lower detection capability of the network in this area, and not necessarily it represents a characteristic of the natural seismicity. In grey we plotted the events located in the buffer zone of 10 km (dashed line), around the district border (full red line).

prevalentemente entro i primi 15 km, pur essendo le localizzazioni ipocentrali di quest'area meno vincolate nella componente profondità. La massima magnitudo registrata nell'area è un evento di $M_D=3,5$, avvenuto il 7 aprile 1987 (Fig. 4.34 con eventi nel *buffer* indicati in grigio) per il quale viene riportato il meccanismo da polarità del primo impulso (Fig. 4.35B), seppure non fortemente vincolato. Non sono sufficienti i dati per ulteriori meccanismi di sorgente.

4.7.4. Neotettonica, sorgenti attive

Questa zona è caratterizzata da un generale sollevamento (Zanferrari *et al.*, 1982), attività che sembra legata essenzialmente ai processi di riequilibrio isostatico nell'ambito della catena alpina. Alcune deformazioni gravitative vengono potenzialmente collegate alla riattivazione di strutture antiche (Panizza *et al.*, 1996).

In questo distretto, il DISS versione 3.1.1 non identifica alcuna sorgente (Fig. 4.30A).

4.7.5. Massima intensità osservata e zonazione sismica

Questo distretto interessa parte della provincia di Belluno. I maggiori risentimenti in termini di intensità macrosismica riferibili a questa porzione di territorio veneto sono riferiti al VI-VII grado della scala MCS o al VII considerando anche l'area di *buffer* di 10 km, cui corrisponde un

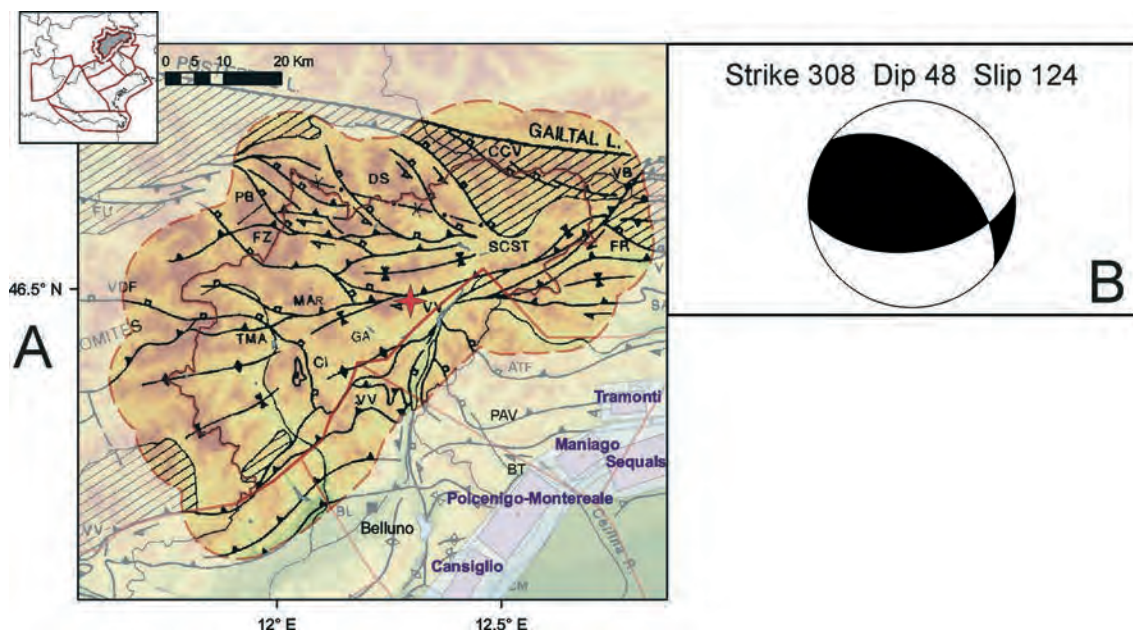


Fig. 4.35 - Sorgenti sismogeniche per il distretto Alto Bellunese–Dolomiti (B). A) DISS versione 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) su DEM e modello strutturale da Castellarin *et al.* (1998b); codici sorgente e legenda in Fig. 2.4; B) soluzione del meccanismo focale per l'evento del 7 aprile 1987 $M_D=3,5$ (stella rossa in mappa) da inversione della polarità del primo impulso da Renner [comunicazione personale in Saraò (2008)].
Seismogenic sources in the Alto Bellunese–Dolomiti (B) district: A) DISS database, release 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) on DEM and structural model taken from Castellarin et al. (1998b); source codes and legend given in Fig. 2.4; B) fault plane solution of the main event occurred during modern instrumental period (Pieve di Cadore earthquake of April 7, 1987, $M_D=3.5$, located with a red star on the map) from first motion polarity [Renner (pers. comm.) in Saraò (2008)].

livello di danno moderato. Tali effetti sono il risultato delle osservazioni macrosismiche associate ai terremoti del Bellunese del 29 giugno 1873 ($I_0=IX-X$ MCS, $M_W=6,33$), del Cansiglio del 18 ottobre 1936 ($I_0=IX$ MCS, $M_W=5,9$) e del terremoto del Friuli nel 1976 ($I_0=IX-X$, $M_W=6,43$).

Sappada è l'unico comune entrato in classificazione sismica prima dell'Ord. 3274, nel 1982. I livelli di accelerazione attesi, dal documento nazionale di riferimento sono inferiori a 0,150 g (Fig. 2.7).

4.8. Distretto Pianura Veneta Est: PVE

L'area di bassa pianura veneta è delimitata dai fiumi Tagliamento ad est, Adige a ovest, ed Po a sud. Per considerazioni legate alla disponibilità del dato microsismico e motivazioni di tipo geologico-strutturale, la pianura veneta viene analizzata separatamente in due settori, rispettivamente distretti Pianura Veneta Est (PVE) e Pianura Veneta Ovest (PVO) suddivisi da una linea arbitraria E-O che estende verso l'Adriatico il limite meridionale del distretto Lessini-Schio.

4.8.1. Contesto geologico-strutturale

La pianura veneto-friulana rappresenta il riempimento di età pliocenico-quadernaria di un

bacino deposizionale situato fra le Alpi Meridionali orientali e la catena nord-appenninica: essa rappresenta l'avampaese condiviso dalle catene che la delimitano, Alpi Meridionali orientali a nord, e Appennini settentrionali a SO (Fantoni *et al.*, 2002). In Veneto, il fronte sudalpino è sepolto sotto la piana alluvionale pedealpina, mentre i *thrust* più esterni dell'avampaese appenninico sono sepolti sotto l'attuale pianura padana orientale. L'influenza della migrazione verso NE dell'avanfossa appenninica ha provocato un *tilting* con immersione dell'avampaese verso SO, riconosciuto fino all'area di Venezia (Carminati *et al.*, 2003) e più ad est fino alla pianura friulana centrale (Zanferrari *et al.*, 2008a, 2008b).

I tratti fondamentali dell'evoluzione più recente della pianura sono rappresentati dall'innalzamento del settore settentrionale, corrispondente all'alta pianura e dal persistere della subsidenza nell'area restante, con tassi di abbassamento che decrescono rapidamente dalla zona a sud di Chioggia alla costa fra Livenza e il Tagliamento (Bondesan *et al.*, 2008). Oltre alle deformazioni tettoniche, l'evento Messiniano, col rapido abbassamento del livello del Mediterraneo, ha causato l'emersione dell'area, intensi processi di erosione e riorganizzazione del reticolo fluviale, e depressioni nel substrato della pianura che hanno poi guidato la sedimentazione successiva. L'andamento del substrato roccioso (ad es. Nicolich *et al.*, 2004) e l'attività delle strutture sepolte sono noti tramite dati del sottosuolo ricavati da pozzi per l'esplorazione petrolifera, da linee sismiche e altri metodi indiretti di indagine geofisica. Come già menzionato, varie faglie con andamento NO-SE che attraversano la pianura veneta, rappresentate anche nello schema di evoluzione strutturale qui ripreso in Fig. 2.8, sono state riconsiderate, o sembra abbiano avuto scarsa attività quaternaria: solo per la Schio-Vicenza vi sono indizi di attività quaternaria (Tosi *et al.*, 2007b). Ulteriori indicazioni indirette sull'attività recente derivano da misure geodetiche o analisi di elementi morfologici, quali ad esempio la migrazione dei maggiori corsi d'acqua e loro terrazzamenti (ad es. Burrato *et al.*, 2003; D'Agostino *et al.*, 2008).

4.8.2. Sismicità storica

E' complesso, per l'area della pianura veneta, discernere quali fra i terremoti storici sono davvero avvenuti localmente, rispetto ad eventi localizzati altrove ma percepiti e "registrati" solo dai più antichi insediamenti antropici della pianura. Al distretto PVE vengono ricondotti solo alcuni eventi antichi che hanno raggiunto o superato la soglia del danno ($I_0=VI$ MCS; Figg. 4.36 e 4.37). L'evento più significativo è quello riferito a Venezia del 17 gennaio 1284 ($I_0=VII$ MCS, $M_W=5,18$). Tuttavia i terremoti attribuiti alla città di Venezia devono essere considerati con senso critico; l'importanza storiografica della Repubblica di Venezia, e le vicende legate alla sua espansione territoriale, non sempre consentono una corretta ubicazione geografica di effetti genericamente attribuiti a "Venezia", e di conseguenza la formalizzazione epicentrale da dati macrosismici può essere affetta da notevole incertezza. Al confine con il FVG, resta confermata dalle fonti revisionate (Molin *et al.*, 2008) la presenza di un focolaio sismico dalle caratteristiche molto locali, nelle località di Villanova, Mussons e Morsano, con alcune scosse avvertite fortemente dalla popolazione nel 1910 ($I_0=V-VI$), mentre gli altri epicentri sono da considerarsi localizzazioni fittizie (non precisabile per l'evento riportato in CPTI nel 1529; cancellato l'epicentro del 24 giugno 1892, localizzato a Palazzolo in quanto riconducibile ad un evento dell'area di Barcis-Claut). Non risultano infine parametrizzabili gli eventi riferiti al veneziano del

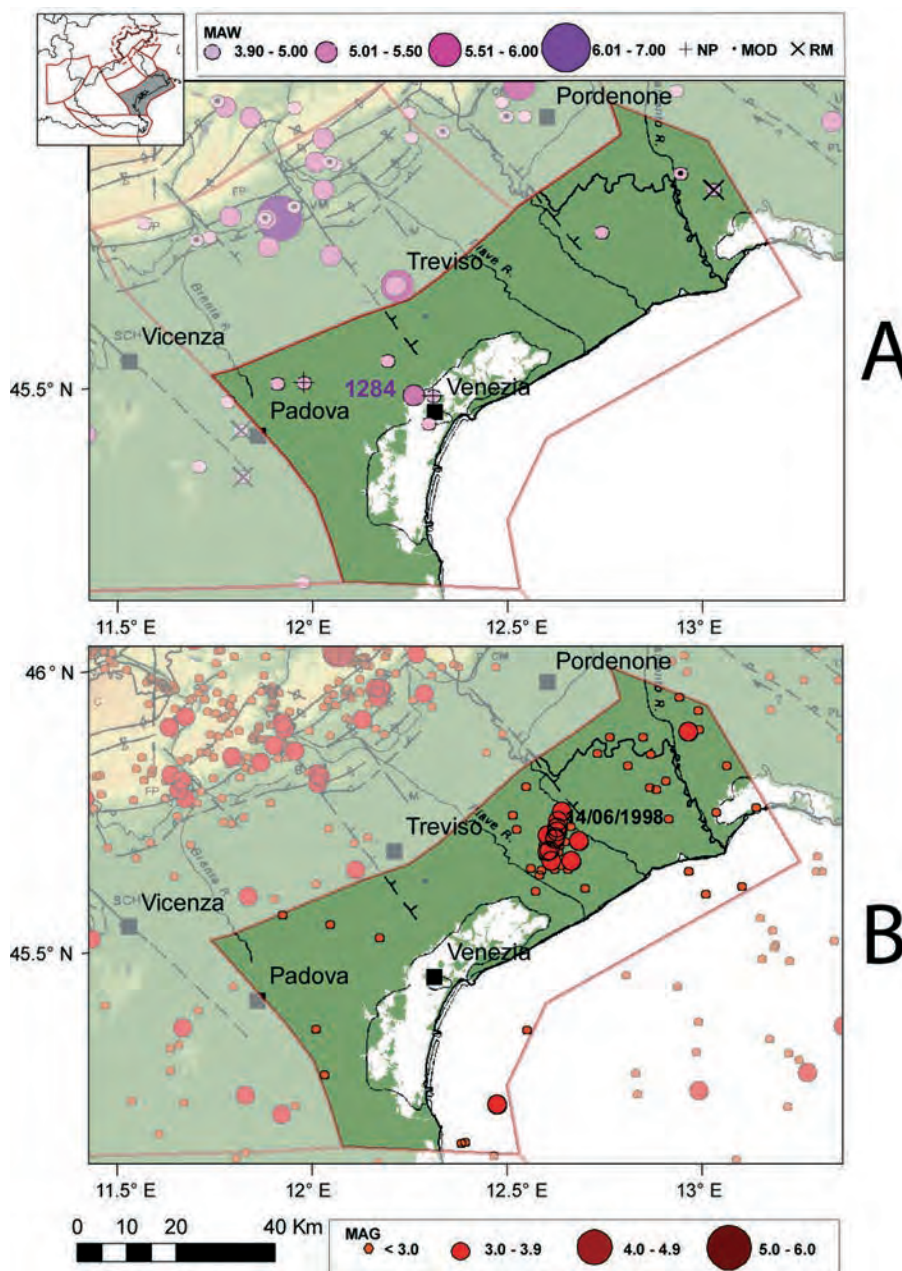


Fig. 4.36 - Mappa della sismicità del distretto Pianura Veneta Est (PVE); A) sismicità storica da CPTI04 criticamente rivisto (Molin *et al.*, 2008); B) sismicità strumentale: fonte dati OGS (vedi Tabella 3.1). Visualizzazione su DEM in scala cromatica integrato con modello strutturale tratto da Castellarin *et al.* (1998b). In legenda: i sovrassegni indicano eventi revisionati, rispettivamente come non parametrizzati 'NP', modificati 'MOD' o rimossi 'RM'; *Maw* indica la magnitudo equivalente a M_w riportata in CPTI Working Group (2004); *MAG* indica invece la magnitudo strumentale riportata nei cataloghi di provenienza del dato.

*Seismicity in the Pianura Veneta Est (PVE) district: A) historical data taken from CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), critically revised according to Molin *et al.* (2008); B) instrumental data OGS (see Table 3.1). Epicentres location on DEM integrated by the structural scheme from Castellarin *et al.* (1998b). In the legends: pink symbols sized according to M_w given by *Maw* in the CPTI04 catalogue; in black revised events, respectively 'NP' not parameterized, 'MOD' modified, 'RM' removed; red symbols sized according to the *MAG* reported in the catalogue where the data came from.*

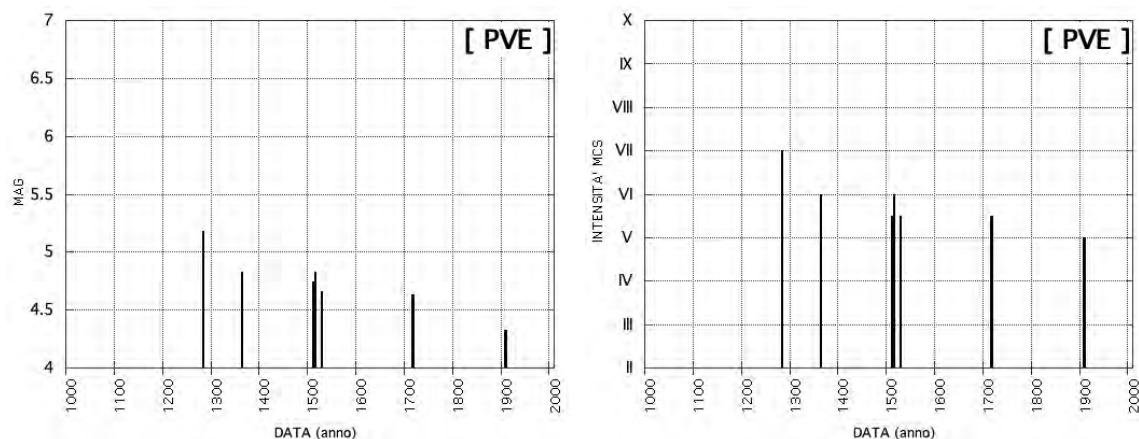


Fig. 4.37 - Sismicità storica nel tempo del distretto Pianura Veneta Est (PVE); fonte dati CPTI04 criticamente rivisto (Molin *et al.*, 2008). Visualizzazione in magnitudo (sn) e intensità epicentrale (dx). *MAG* indica la magnitudo equivalente a M_w indicata in catalogo.

Historical seismicity in the Pianura Veneta Est (PVE) district: data taken from CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), critically revised according to Molin et al. (2008). Left) magnitude vs. time; MAG is M_w in the original catalogue; right) epicentral intensity vs. time.

1365 e del 1516.

4.8.3. Sismicità strumentale

La sismicità registrata strumentalmente dal 1977 si presenta bassa, con profondità mal vincolate (vedi Figg. 4.36B e 4.38). I terremoti hanno raggiunto magnitudo circa pari alla soglia di percezione solo occasionalmente, in particolare durante una sequenza sismica recente, nell'area di San Stino di Livenza. L'evento più forte è un terremoto di $M_D=3,5$ avvenuto il 14 giugno 1998, riconducibile ad un aumento della sismicità nella zona di San Stino di Livenza registrato nel periodo tra il 1997 e 1998. L'attività, caratterizzata da eventi di magnitudo compresa tra 2,4 e 3,5, è cominciata il 31 agosto 1997 per concludersi nel settembre 1998. Gli eventi sono contraddistinti da valori di profondità mediamente elevati (10-22 km), ma l'asimmetria delle stazioni sismometriche e la loro notevole spazatura in quest'area non consentono una buona definizione del parametro profondità; i meccanismi focali sono mal vincolati [per l'evento principale, una soluzione di faglia inversa $018^\circ/061^\circ/99^\circ$, è stata proposta da Renner (pers. comm.) in Saraò (2008), mentre meccanismi di tipo distensivo sono riportate da Poli in Zanferrari *et al.* (2008a)], anche se compatibili con la distribuzione epicentrale, e con l'esistenza di lineamenti strutturali profondi che segnano il margine della Piattaforma Carbonatica Friulana rispetto al dominio paleogeografico del Bacino Bellunese. L'installazione di nuove stazioni in pianura (ADRI, vicino ad Adria, operativa dal 2008 - vedi http://rts.crs.inogs.it/it/project/1_station-info.html - e una prevista nella zona di San Stino di Livenza) consentirà in futuro di migliorare la copertura e qualità del dato sismologico di quest'area.

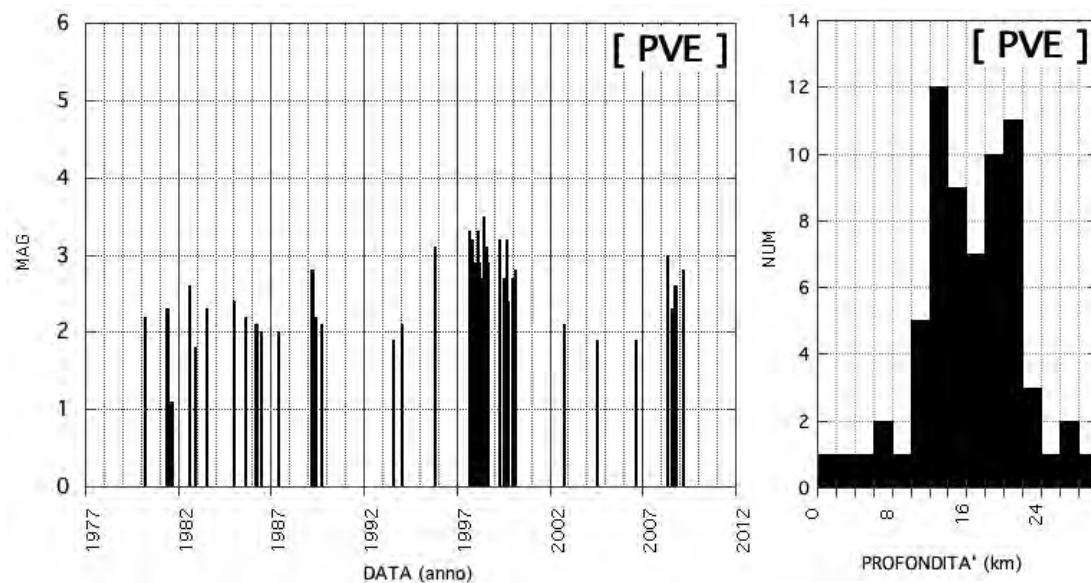


Fig. 4.38 - Sismicità strumentale del distretto Pianura Veneta Est (PVE); fonte dati OGS (vedi Tabella 3.1). Andamento nel tempo della magnitudo (sn), e istogramma della profondità degli eventi (dx).
Instrumental seismicity in the Pianura Veneta Est (PVE) district: data taken from OGS database (see Table 3.1), reported with their original magnitude values. Left) magnitude vs. time; right) depth histogram.

4.8.4. Neotettonica, sorgenti attive

Come descritto nella parte introduttiva, l'attività neotettonica della Pianura Veneta Est è caratterizzata dall'innalzamento del settore settentrionale, corrispondente all'alta pianura, in cui è stato delimitato il distretto denominato Pedemontana Sud, e dal persistere della subsidenza nell'area restante (Zanferrari *et al.*, 1982). I tassi di subsidenza calcolati sugli ultimi 125.000 anni decrescono rapidamente da SO a NE, passando da oltre 1 mm/a nella zona a sud di Chioggia a 0,5-0,6 mm/a tra Venezia e il Livenza, e meno di 0,45 mm/a fra il Livenza e il Tagliamento (Bondesan *et al.*, 2008; Fontana *et al.*, 2008; Zanferrari *et al.*, 2008a). L'esistenza di alcune strutture sepolte, come ad esempio la cosiddetta Linea Caorle-Montaner, è confutata da diversi autori, come evidenziato nei più recenti schemi strutturali (Poli *et al.*, 2008).

In questo distretto, DISS, versione 3.1.1 non identifica alcuna sorgente.

Le soluzioni dei pochi meccanismi focali disponibili per l'area sono mal vincolate.

4.8.5. Massima intensità osservata e zonazione sismica

Questo distretto copre gran parte della provincia di Venezia, e parte di quelle di Treviso, e Padova. I maggiori risentimenti in termini di intensità macrosismica riferibili a questa porzione di territorio veneto sono stati locali effetti del VII-VIII grado della scala MCS, cui corrisponde un livello di danno (Fig. 2.3), collegati all'evento dell'Asolano del 1695 ($I_0=IX-X$ MCS, $M_W=6,61$) nel comune di Motta di Livenza. Il VII grado viene raggiunto nella provincia di Venezia a seguito delle osservazioni macrosismiche associate a eventi piuttosto distanti, quali il terremoto storico localizzato tra Slovenia e Friuli del 1511 ($I_0=IX$ MCS, $M_W=6,51$), l'evento

riferito alla Carnia nel 1348 ($I_0=IX-X$ MCS, $M_W=6,66$) e un evento attribuito a Venezia nel 1284 ($I_0=VII$ MCS, $M_W=5,18$) per cui sono disponibili sole 3 osservazioni macrosismiche (Venezia - VII MCS, Mestre - VII MCS e risentimento a Parma). Appare giustificato ritenere si tratti di effetti amplificativi locali, che uno studio recentissimo attribuisce alla struttura crostale più che alla risposta dei depositi sedimentari (Bragato *et al.*, 2011); già i primi studi di sismologia strumentale (ad es. Caloi, 1937), infatti, notarono come vengano distintamente percepiti in quest'area anche eventi distanti di modesta magnitudo. Un esempio concreto riguarda alcuni recenti eventi occorsi nell'Appennino settentrionale (es. evento del 23 dicembre 2008 $M_L=5,2$), per i quali in un'ampia area del Veneto sono stati registrati valori di *PGA* maggiori di quelli stimati dalle leggi di attenuazione in uso. In letteratura questo fenomeno è attribuito a condizioni di riflessione critica delle onde sismiche alla Moho, e si verifica per distanze che dipendono dallo spessore della crosta, dalla profondità del terremoto, e dalla pendenza della Moho.

I livelli di accelerazione attesi, dal documento nazionale di riferimento MPS04 (Fig. 2.6) sono inferiori a 0,150 g. Nessun comune rientrava in classificazione sismica prima dell'Ord. 3274; per oltre metà dei comuni del distretto Pianura Veneta Est che ricadono in zona sismica 4 (Fig. 2.7A) non è prevista l'applicazione di alcun criterio antisismico per l'edificato non strategico.

4.9. Distretto Pianura Veneta Ovest: PVO

La restante porzione di bassa pianura veneta è una fascia grossomodo E-O, delimitata a nord circa alla latitudine dei comuni più meridionali della provincia di Venezia, e a sud da una spezzata che, con una fascia di rispetto, riprende grossolanamente il limite amministrativo del Veneto. Come in altre parti di confine, anche in questo caso la delimitazione è prevalentemente di carattere geografico. Le informazioni sismologiche strumentali presentano per quest'area problemi di completezza e omogeneità analoghi e forse superiori a quanto descritto nel distretto Giudicarie; una zonazione più marcatamente di stampo sismotettonico deve considerare uniformemente il più vasto settore dell'Appennino settentrionale, obiettivo questo fuori dalle finalità del nostro lavoro. Per queste motivazioni, l'analisi è stata limitata agli eventi o sorgenti potenzialmente rilevanti per il Veneto. Nel 2011 infine si è verificato il più forte terremoto strumentale registrato per l'area, evento per il quale si raccoglie in questo studio solo la sintesi dei risultati di analisi tuttora preliminari.

4.9.1. Contesto geologico-strutturale

Il distretto Pianura Veneta Ovest contiene al suo interno i sovrascorrimenti più esterni dell'Appennino settentrionale, in particolare del cosiddetto arco di Ferrara che si estende da Parma al Ravennate (Boccaletti *et al.*, 2004). La transizione dal dominio pede-alpino a quello pede-appenninico è nota mediante dati indiretti, perforazioni e linee sismiche per l'esplorazione petrolifera (p. es. Fantoni *et al.*, 2002; Fantoni e Franciosi, 2009). La zona dell'attuale delta del Po risente della migrazione verso NE dell'avanfossa appenninica, con sedimenti quaternari che superano i 2000 m di spessore (Nicolich *et al.*, 2004), tassi di subsidenza elevati nella zona a sud di Chioggia (Bondesan *et al.*, 2008) e da altri indicatori di deformazione (Montone e Mariucci, 1999; Schrefler *et al.*, 2009).

4.9.2. Sismicità storica

Anche per il distretto Pianura Veneta Ovest bisogna analizzare il dato di sismologia storica alla

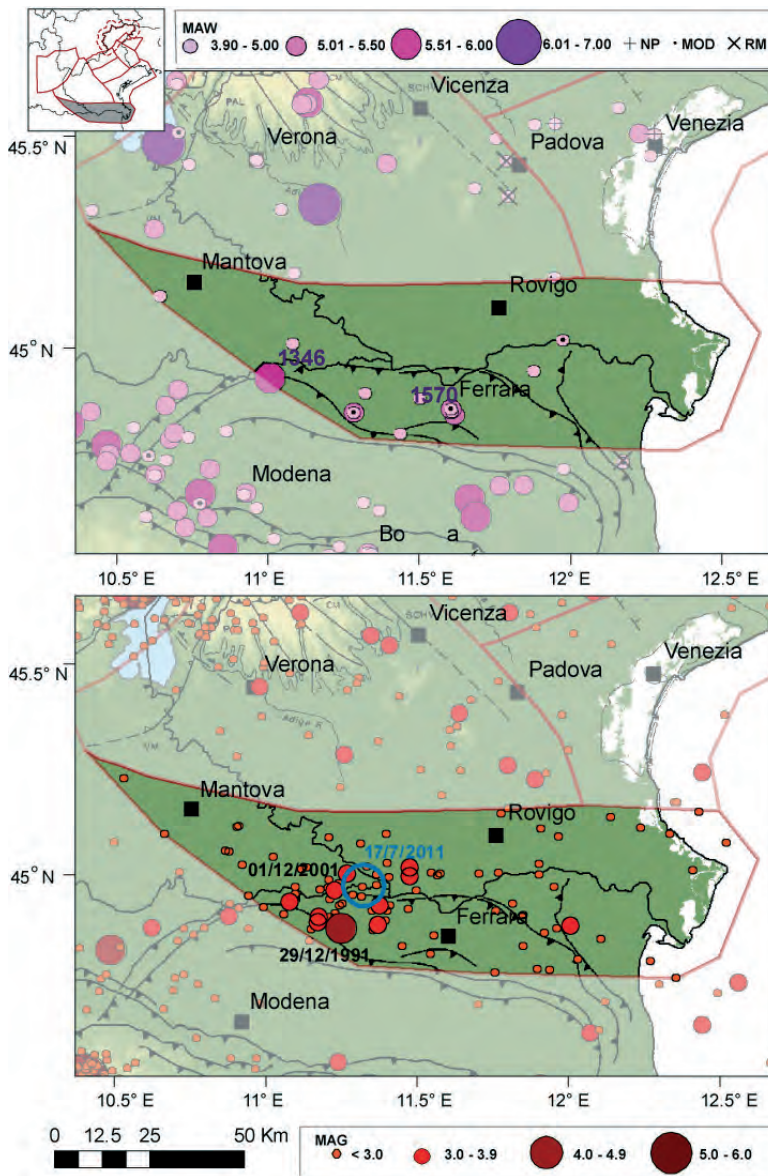


Fig. 4.39 - Mappa della sismicità del distretto Pianura Veneta Ovest (PVO); A) sismicità storica da CPTI04 criticamente rivisto (Molin *et al.*, 2008); B) sismicità strumentale: fonte dati catalogo composito (vedi Tabella 3.1). Visualizzazione su DEM in scala cromatica integrato con modello strutturale tratto da Castellarin *et al.* (1998b) per le Alpi Meridionali orientali e da Boccaletti *et al.* (2004) per l'Appennino settentrionale. In legenda: i sovrassegni indicano eventi revisionati, rispettivamente come non parametrizzati 'NP', modificati 'MOD' o rimossi 'RM'; M_{aw} indica la magnitudo equivalente a M_w riportata in CPTI Working Group (2004); MAG indica invece la magnitudo strumentale riportata nei cataloghi di provenienza del dato. In blu nella mappa strumentale è riportata la localizzazione dell'evento più forte avvenuto nella zona di Sermide-Ficarolo il 17 luglio 2011 ($M_L=5.0$); lo studio della sequenza è ancora in corso.

Seismicity in the Pianura Veneta Ovest (PVO) district: A) historical data taken from CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), critically revised according to Molin et al., 2008); B) instrumental data by catalogues composition (see Table 3.1). Epicentres location on DEM integrated by the structural scheme from Castellarin et al. (1998b) for the Southern Alps, and Boccaletti et al. (2004) for the Northern Apennines. In the legends: pink symbols sized according to M_{aw} given by M_{aw} in the CPTI04 catalogue; in black revised events, respectively 'NP' not parameterized, 'MOD' modified, 'RM' removed; red symbols sized according to the MAG reported in the catalogue where the data came from. In blue the location of the main earthquake occurred in the Sermide-Ficarolo area on July 17, 2011 ($M_L=5.0$); the analysis of the sequence is ongoing.

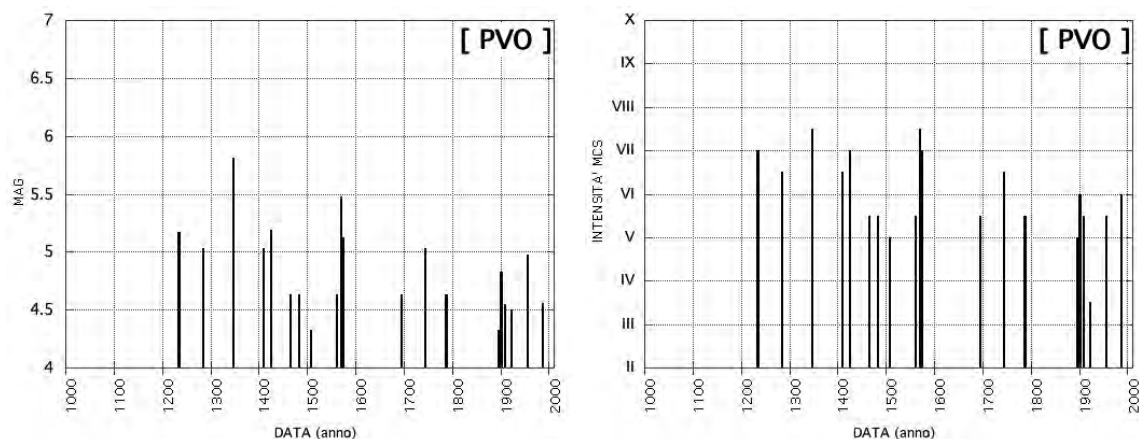


Fig. 4.40 - Sismicità storica nel tempo del distretto Pianura Veneta Ovest (PVO); fonte dati CPTI04 criticamente rivisto (Molin *et al.*, 2008). Visualizzazione in magnitudo (sn) e intensità epicentrale (dx). *MAG* indica la magnitudo equivalente a M_W indicata in catalogo.

Historical seismicity in the Pianura Veneta Ovest (PVO) district: data taken from CPTI04 (CPTI Working Group, 2004), critically revised according to Molin et al. (2008). Left) magnitude vs. time; MAG is M_W in the original catalogue; right) epicentral intensity vs. time.

luce degli insediamenti di un certo rilievo culturale presenti nell'area. Ferrara, analogamente a Venezia, ha sicuramente rappresentato nel passato un punto di catalizzazione dell'informazione. Al distretto vengono associati alcuni eventi antichi modestamente dannosi (I_0 =VII-VIII MCS; Figg. 4.39A e 4.40), quali i terremoti riferiti a Ferrara del 1346 e 1570; la magnitudo e localizzazione dell'evento più antico è vincolata da sole due osservazioni. Negli ultimi due secoli, gli eventi non hanno superato la soglia del primo danno; i più forti risultano gli eventi di Argenta del 20 febbraio 1956 (I_0 =V-VI MCS, M_W =4,98) e di Bondeno del 6 dicembre 1986 (I_0 =VI MCS, M_W =4,56). Gli eventi del 10 agosto 1425 e del 18 ottobre 1508, localizzati in prossimità di Ferrara sud, sono stati recentemente rivisti in termini di valori di I_0 : l'evento del 1425 è passato dal VI al VII grado mentre l'evento del 1508 è stato abbassato dal VI al V grado (Molin *et al.*, 2008). Rivisitati anche i parametri di un evento del 1895, al confine fra Veneto ed Emilia Romagna.

4.9.3. Sismicità strumentale

La sismicità registrata strumentalmente dal 1977 al 2010 si concentra in una fascia centrale del distretto, e presenta profondità mal vincolate ma che talvolta raggiungono la crosta inferiore (20-40 km, vedi Figg. 4.39B e 4.41). Si ricorda che il catalogo strumentale di questo distretto è compilato mediante l'integrazione del *dataset* OGS con dati parametrici dei cataloghi INGV; gli eventi riconosciuti dalla rete nazionale sono indispensabili per caratterizzare la sismicità del Ferrarese, ma sussiste la necessità, già peraltro emersa nel distretto Giudicarie, di rivedere individualmente le soluzioni non riportate da entrambe le agenzie, per accertare la qualità del dato, e soprattutto per risolvere problemi di disomogeneità nelle stime della magnitudo e profondità.

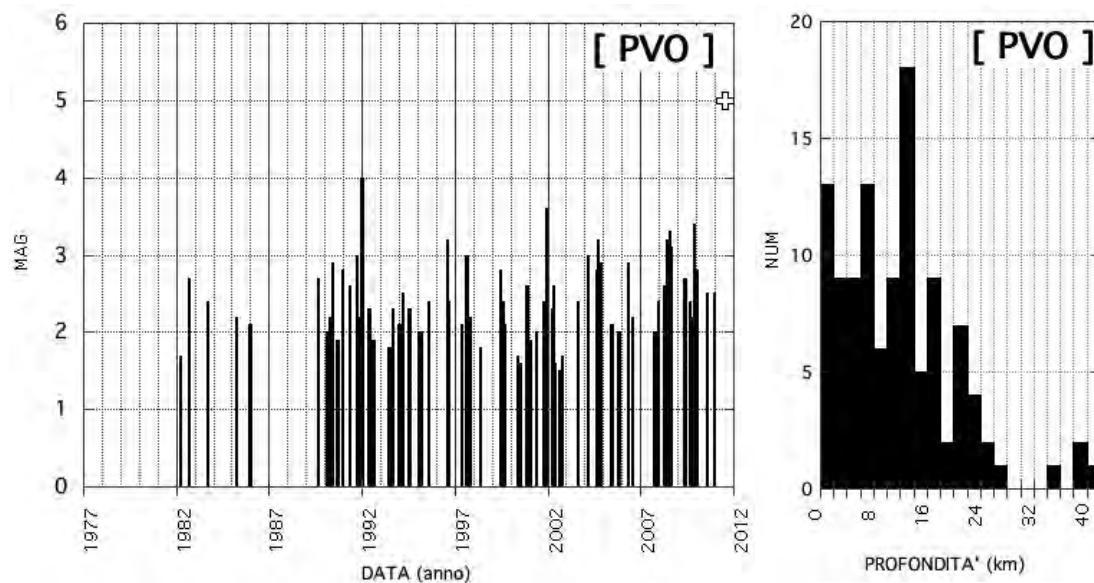


Fig. 4.41 - Sismicità strumentale del distretto Pianura Veneta Ovest (PVO); fonte dati catalogo composto (vedi Tabella 3.1). Andamento nel tempo della magnitudo (sn), e istogramma della profondità degli eventi (dx). La croce indica l'evento principale della sequenza avvenuta nella zona di Sermide-Ficarolo il 17 luglio 2011 ($M_L=5,0$, $M_W=4,7$). *Instrumental seismicity in the Pianura Veneta Ovest (PVO) district: data taken from composition of catalogues (see Table 3.1), reported with their original magnitude values. Left) magnitude vs. time; right) depth histogram. The cross in the left graph shows the main event occurred in the Sermide-Ficarolo area on July 17, 2011 ($M_L=5.0$, $M_W=4.7$).*

In epoca strumentale, i terremoti maggiori sono un evento verificatosi il 29 dicembre 1991 al limite del distretto ad ovest di Ferrara ($MAG=4,0$; Fig. 4.39B), e un evento del 1 dicembre 2001 di $MAG=3,6$. Recentissimo è infine l'evento del 17 luglio 2011, avvenuto nell'area di Sermide-Ficarolo ($M_L=5,0$, $M_W=4,7$; epicentro in blu in Fig. 4.39B), la cui sequenza sismica, non rappresentata nelle mappe e nei grafici, è ancora in corso durante la stesura di questo articolo. L'evento principale (18:30 UTC, 20:30 ora locale: <http://rts.crs.inogs.it/eu/detail.html?id=1622>) è stato preceduto da una scossa alle ore 20:23 (ora locale) di M_D 3,3 e da due repliche alle ore 20:38 ($M_D=3,0$), e alle ore 21:22 ($M_D=2,5$).

Localizzazione e cinematica (Fig. 4.42B) della più forte scossa registrata nell'area dal 1977 sono compatibili con l'attivazione di una struttura compressiva del fronte sepolto delle pieghe ferraresi (Fig. 2.9). Mal vincolate ed eterogenee fra loro sono invece le soluzioni degli eventi antecedenti, la cui revisione è in completamento (Restivo, 2011).

4.9.4. Neotettonica, sorgenti attive

La deformazione prevalente nel distretto Pianura Veneta Ovest è legata al fenomeno della subsidenza, di origine tettonica, sedimentologica, e nell'ultimo secolo anche antropica (bonifiche, emungimento di acquiferi e sfruttamento della risorsa di idrocarburi). Alcuni autori ritengono che circa la metà dell'abbassamento verificatosi nell'area della laguna veneta nel Pleistocene sia imputabile al carico tettonico dell'Appennino settentrionale (Amorosi, 2003; Barbieri *et al.*, 2007). Riguardo l'attività recente dei fronti sepolti dell'arco ferrarese, le

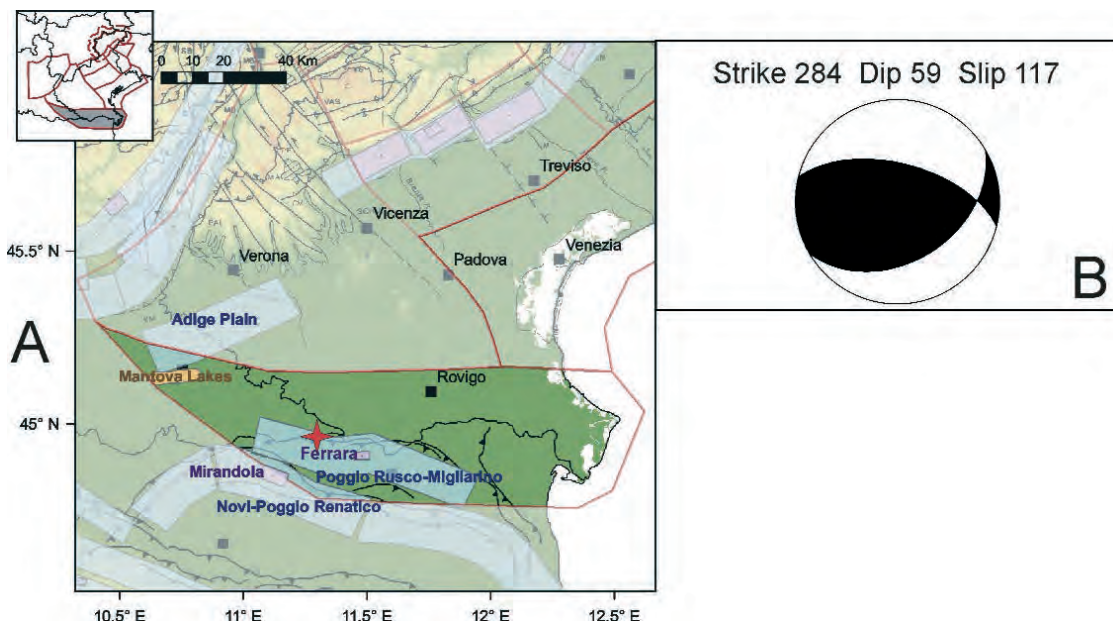


Fig. 4.42 - Sorgenti sismogeniche per il distretto Pianura Veneta Ovest (PVO). A) DISS versione 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) su DEM e modello strutturale da Castellarin *et al.* (1998b) per le Alpi Meridionali orientali e da Boccaletti *et al.* (2004) per l'Appennino settentrionale; codici sorgente e legenda in Fig. 2.4; B) soluzione del meccanismo focale per l'evento del 17 luglio 2011 (stella rossa) da inversione del tensore momento (Saraò, 2011a). *Seismogenic sources in the Pianura Veneta Ovest (PVO) district: A) DISS database, release 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) on DEM and structural model taken from Castellarin et al., 1998b and Boccaletti et al. (2004); source codes and legend given in Fig. 2.4. The focal mechanism solution of the main event recently occurred (Sermide-Ficarolo earthquake of July 17, 2011, $M_L=5.0$, located with a red star on the map) is given by moment tensor inversion by Saraò (2011a).*

interpretazioni non sono univoche (vedi ad es. Picotti *et al.*, 2009; Ghielmi *et al.*, 2010; Rogledi, 2010 e bibliografia citata) e, in una sorta di circolo vizioso, le interpretazioni geologiche spesso muovono proprio dal dato sismologico che a sua volta richiede una lettura in chiave geologico-strutturale.

In questo distretto, DISS versione 3.1.1 identifica una sorgente composta (Fig. 4.42A) denominata Poggio Rusco-Migliarino (ITCS050) cui viene associato il terremoto del 1346 ($M_W=5,8$, Ferrara). L'evento del 17 novembre 1570 ($I_0=VII-VIII$ MCS, $M_W=5,48$), ben documentato dal punto di vista macrosismico, è formalizzato in una sorgente individuale, denominata Ferrara (ITIS090), sempre all'interno della medesima sorgente composta.

Nell'estremo occidentale del distretto ricadono invece la sorgente dibattuta denominata Mantova Lakes (ITDS067), e in parte la sorgente composta Adige Plain (ITCS076), entrambe potenziali elementi sepolti che hanno dato origine al terremoto veronese del 1117, descritto nel distretto Lessini-Schio.

4.9.5. Massima intensità osservata e zonazione sismica

I risentimenti in termini di intensità macrosismica riferiti a località del Veneto raggiungono la

soglia di primo danno (Fig. 2.3), ed occasionalmente la superano (Castelmassa, VII-VIII; Melara VI-VII; entrambi in occasione dell'evento del 1570).

I livelli di accelerazione attesi, dal documento nazionale di riferimento MPS04 (Fig. 2.6) sono più bassi di quelli attribuiti al distretto Pianura Veneta Est (inferiori a 0,125 g); analogamente a quel distretto, nessun comune risultava classificato prima dell'Ord. 3274 del 2003. Nonostante la magnitudo massima della zona sorgente più influente sul distretto Pianura Veneta Ovest sia intermedia [$M_w=6,17$ per la SZ 912, dall'elaborato di pericolosità della normativa, Stucchi *et al.* (2011)] e le sorgenti sismogeniche proposte in DISS non vengano ritenute capaci di generare eventi disastrosi (ITCS050 Poggio Rusco-Migliarino Max *MAG* pari a 5,5), la mancata adozione di criteri antisismici nella maggior parte dei comuni veneti del distretto (quelli cioè che ricadono in zona sismica 4, vedi Fig. 2.7A) potrebbe comportare un deficit di protezione antisismica che deve essere attentamente considerato, anche alla luce dell'esperienza de L'Aquila e dei recentissimi eventi del 2011.

5. Considerazioni finali

Questo lavoro ha raccolto e riletto in chiave critica i dati di base sismologici e sismotettonici disponibili per la Regione Veneto. Il lavoro propone una suddivisione del territorio in distretti sismici (Fig. 1), ovvero areali caratterizzati da elementi comuni, con uno scopo prevalentemente operativo. Il contesto geologico-strutturale viene descritto in modo sintetico per ciascun distretto, per fornire una caratterizzazione tettonica e geodinamica d'insieme. Per la sismicità, invece, è stata effettuata un'analisi di maggior dettaglio; la sismicità storica recepisce gli ultimi studi disponibili in letteratura, e li commenta in rapporto allo stato delle conoscenze e alle strutture potenzialmente attive; la sismicità strumentale ha visto invece un confronto critico fra i dati rilasciati a livello nazionale e i *database* OGS per gli eventi maggiori avvenuti negli ultimi decenni. Il lavoro ha dimostrato che ogni catalogo presenta alcune criticità, e non si può fare un *merge* di *database* diversi senza riprocessare o controllare puntualmente il dato di partenza (informazioni macrosismiche, o letture delle fasi). I *database* regionali di OGS sono risultati la fonte di dati più affidabile e omogenea per le analisi della sismicità della regione; per 7 distretti sui 9 proposti il catalogo strumentale OGS può essere considerato il *database* "autoritativo", mentre nella porzione occidentale e meridionale dell'area analizzata è necessario estendere il controllo individuale qui effettuato esclusivamente sugli eventi con $M > 3$ anche ad eventi di magnitudo inferiore. Complementa infine l'informazione sismologica la descrizione dei meccanismi focali (anche ottenuti con tecniche diverse) per gli eventi maggiori avvenuti in epoca strumentale, di cui solitamente viene proposta la soluzione dell'evento più forte e recente localizzato all'interno del distretto analizzato. Non è stato possibile invece utilizzare la compilazione di soluzioni pubblicate per l'area, in quanto è risultato necessario un controllo di qualità basato su criteri oggettivi, che richiede tempi notevoli di realizzazione; peraltro è in fase di completamento una revisione delle letture di polarità dei primi arrivi, per la maggior parte dei terremoti avvenuti in Veneto dal 1978 al 2007. Le sorgenti su base esclusivamente sismologico-strumentale vengono presentate assieme alle sorgenti sismogeniche proposte in letteratura; talvolta la rappresentazione congiunta di sismicità e zonazione apre nuovi quesiti, che potranno essere forse risolti solo disponendo di elementi conoscitivi nuovi. Alcuni di questi elementi

conoscitivi sono emersi grazie ad eventi recentissimi, avvenuti nella seconda metà del 2011; essi sono stati inseriti sinteticamente per completezza di informazione, ma la loro analisi dettagliata è ancora in corso. Altri contributi potranno venire invece da campagne di misura specifiche e finalizzate, come alcune ad esempio in corso nell'area della Pedemontana Sud. Allo stato attuale, i dati relativi la fagliazione attiva e più in generale la deformazione geodetica, non sono in grado di risolvere l'attualissimo dibattito sulla associazione terremoto-struttura; essi però, congiuntamente al dato sismologico, concorrono a definire lo stile della deformazione. Chiudono infine la descrizione del distretto i livelli informativi relativi al danneggiamento e alla normativa sismica.

La schematizzazione proposta conferma il Veneto come una regione complessivamente a sismicità medio-alta. Ciò è risaputo grazie alle informazioni storiche disponibili per l'area (Figg. 2.1 e 2.2), ma forse il potenziale sismico dell'area non viene adeguatamente messo in rilievo dalle osservazioni strumentali degli ultimi decenni, periodo in cui non sono avvenuti, in Veneto, terremoti rilevanti. A partire dal 1977 (anno in cui OGS ha installato il primo nucleo di stazioni destinate a costituire una rete regionale), vaste porzioni del territorio regionale veneto hanno usufruito di un monitoraggio sismico talvolta però disomogeneo in copertura e discontinuo nel tempo. Dal 2003 la Rete del Veneto beneficia dell'installazione di nuove stazioni, in aree precedentemente poco coperte dal monitoraggio; dal 2008 infine OGS elabora nuovamente in modo congiunto e omogeneo anche i dati di alcune stazioni sismometriche appartenenti ad altre reti (*in primis* le stazioni della PAT, alcune stazioni dell'INGV, e stazioni internazionali). Questi fattori hanno notevolmente migliorato negli ultimi anni la capacità di detezione di eventi al di sotto della soglia di percezione, e la qualità delle localizzazioni.

Terremoti al di sopra della soglia di percezione hanno interessato una ampia fascia che attraversa diagonalmente il Veneto, e corrisponde all'area dove vi sono maggiori indizi geomorfologici di una deformazione in atto. Gli indicatori cinematici derivati dalla sismologia privilegiano meccanismi compressivi e trascorrenti, in linea con lo stile deformativo dell'area. Non trascurabile, seppure poco nota e di più difficile investigazione, è l'attività di strutture sepolte nella pianura veneta, sia nel settore orientale che in quello occidentale.

L'informazione qui raccolta è confluita nella realizzazione di archivi elettronici, la cui consultazione dinamica è attualmente in fase di implementazione sul sito istituzionale di OGS dedicato alla sismologia in tempo reale (<http://rts.crs.inogs.it>). Un'ulteriore miglioramento del quadro conoscitivo dell'area potrà essere dato da revisioni e studi pluridisciplinari mirati, attualmente in corso.

Riconoscimenti. Il monitoraggio sismologico di OGS in Italia nord-orientale è supportato finanziariamente dalla Protezione Civile della Regione Veneto, dalla Protezione Civile della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia e dal Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento. Protocolli di scambio dati sono attivi con l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, e organizzazioni sismologiche internazionali. Ringraziamo l'intero staff del dipartimento Centro di Ricerche Sismologiche per l'acquisizione e il processing dei dati, e la gestione del sito dedicato alla sismologia in tempo reale. Questo lavoro è stato realizzato nell'ambito della Convenzione con la Regione Veneto n. 24016 - DGR n. 3801 del 9/12/2009. Il lavoro di revisione sul primo manoscritto, svolto da Eliana Poli e Alessandro Rebez, è stato prezioso e determinante per i contenuti descritti.

BIBLIOGRAFIA

- Agamennone G.; 1941: *Studio macrosismico del terremoto del Bellunese del 27 dicembre 1933 e discussione sulla profondità ipocentrale*. Boll. Soc. Sismol. Ital., **38**, 150-193.
- Agamennone G.; 1946: *Il terremoto delle Prealpi Carniche dell'8 Giugno 1934 e sua profondità ipocentrale*. Pure Appl. Geophys., **8**, 1-2.
- Agliardi F., Zanchi A. and Crosta G.B.; 2009: *Tectonic vs. gravitational morphostructures in the central Eastern Alps (Italy): Constraints on the recent evolution of the mountain range*. Tectonophys., **474**, 250-270.
- Amorosi A.; 2003: *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 223 RAVENNA*. APAT Regione Emilia Romagna, SystemCart, Roma, Italy, 141 pp.
- Andreotti G.; 1937a: *Il terremoto del 18 ottobre 1936*. Atti Regio Ist. Veneto Sci., **96** Part 1, 18-19.
- Andreotti G.; 1937b: *Il terremoto del 18 ottobre 1936*. Mem. Regio Ist. Veneto Sci. Lett. Arti, **30**, 1-24.
- Anselmi M., Govoni A., De Gori P. and Chiarabba C.; 2007: *A microseismic study in the NE Alps: The Alpagò-Cansiglio experiment*. In: Proc. 24th IUGG Congress, Poster Session, Perugia, Italy, <http://www.iugg2007perugia.it/>.
- Anselmi M., Govoni A., De Gori P. and Chiarabba C.; 2011: *Seismicity and velocity structures along the south-Alpine thrust front of the Venetian Alps (NE-Italy)*. Tectonophys., **513**, 37-48.
- Augliera P., D'Alema E., Marzorati S., Massa M., De Gori P. and Marchetti A.; 2006: *Data set Garda 2004: Elaborazione dati, installazione stazioni sismiche*. Progetto DPC-S3: Scenari di scuotimento in aree di interesse prioritario e/o strategico, <http://rais.mi.ingv.it/statiche/GARDA-04/HTML/main.html>.
- Balestri L., Magnoni G., Mozzi G., Santangelo R. and Zambon G.; 1988: *Movimenti recenti nell'Italia Nord-Orientale da ripetizioni di livellazioni di precisione (1952-1985)*. Geog. Fis. Din. Quat., **1**, 25-30.
- Barbieri C., Di Giulio A., Massari F., Asioli A., Bonato M. and Mancin N.; 2007: *Natural subsidence of the Venice area during the last 60 Myr*. Basin Res., **19**, 105-123.
- Barbieri G., De Zanche V. and Sedeà R.; 1991: *Vulcanismo paleogenico ed evoluzione del semigraben Alpone-Agno (Monti Lessini)*. Rend. Soc. Geol. Ital., **14**, 5-12.
- Barchi M., Lavecchia G., Galadini F., Messina P., Michetti A.M., Peruzza L., Pizzi A., Tondi E. and Vittori E. (eds); 2000: *Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia Centrale: Parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica*, Esagrafica, Roma, Italy, 62 pp.
- Basili R., Kastelic V., Valensise G. and DISS Working Group; 2009: *DISS3 tutorial series: Guidelines for compiling records of the Database of Individual Seismogenic Sources, Version 3*. Rapporti Tecnici INGV, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, Italy, 108, 20 pp.
- Basili R., Valensise G., Vannoli P., Burrato P., Fracassi U., Mariano S., Tiberti M.M. and Boschi E.; 2008: *The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: Summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology*. Tectonophys., **453**, 20-43.
- Bechtold M., Battaglia M., Tanner D.C. and Zuliani D.; 2009: *Constraints on the active tectonics of the Friuli/NW Slovenia area from CGPS measurements and three-dimensional kinematic modeling*. J. Geophys. Res., **114**, B03408.
- Benedetti L., Tapponnier P., King G.C.P., Meyer B. and Manighetti I.; 2000: *Growth folding and active thrusting in the Montello region, Veneto, northern Italy*. J. Geophys. Res., **105**, 739-766, doi:10.1029/1999JB900222.
- Bernardis G., Cecotti C., Poli E., Renner G., Snidarcig A. and Zanferrari A.; 1996: *Considerazioni sulla sismicità dell'area di Claut (Prealpi carniche) e sui danni causati dal terremoto del 13 aprile 1996*. In: Atti del Convegno, La Scienza e i Terremoti: Analisi e prospettive dall'esperienza del Friuli; 1976-1996, Forum Editrice, Udine, Italy, pp. 61-68.
- Bernardis G., Poli E., Renner G., Snidarcig A. and Zanferrari A.; 1997: *Le tre sequenze sismiche del 1996 a Claut (Prealpi Carniche)*. In: CNR-GNGTS (ed), Atti del 15° Convegno Nazionale, Esagrafica, Roma, Italy, pp. 343-348.
- Bistacchi A., Griffith W.A., Smith S., Di Toro G., Jones R. and Nielsen S.; 2011: *Fault Roughness at Seismogenic Depths from LIDAR and Photogrammetric Analysis*. Pure Appl. Geophys., **168**, 2345-2363, doi:10.1007/s00024-011-0301-7.
- Boccaletti M. and Sani F.; 1998: *Cover thrust reactivations related to internal basement involvement during the Neogene-Quaternary evolution of the Northern Apennines*. Tectonics, **17**, 112-130.
- Boccaletti M., Bonini M., Corti G., Gasperini P., Martelli L., Piccardi L., Tanini C. and Vannucci G.; 2004: *Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna, in scala 1: 250.000. Note illustrative*. Regione Emilia-Romagna - CNR IGG, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Bologna, Italy, 60 pp.

- Bondesan A., Primon S., Bassan V. and Vitturi A.; 2008: *Le unità geologiche della Provincia di Venezia*. Provincia di Venezia, Università di Padova, Ed. Cierre Grafica, Verona, Italy, 184 pp., 3 All.
- Bosellini A.; 2004: *The Western passive margin of Adria and its carbonate platforms*. In: Crescenti V., D'Offizi S., Merlini S. and Sacchi L. (eds), *Geology of Italy, Spec. Vol. Ital. Geol. Soc., Proc. 32nd International Geological Congress, Firenze*, pp. 79-92.
- Bragato P.L. and Slejko D.; 2005: *Empirical ground-motion attenuation relations for the Eastern Alps in the magnitude range 2.5-6.3*. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **95**, 252-276.
- Bragato P.L., Sugan M., Augliera P., Massa M., Vuan A. and Saraò A.; 2011: *Moho reflection effects in the Po Plain (Northern Italy): Observed from instrumental and intensity data*. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **101**, 2142-2152.
- Bressan G. and Bragato P.L.; 2009: *Seismic deformation pattern in the Friuli-Venezia Giulia region (north-eastern Italy) and western Slovenia*. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **50**, 255-275.
- Bressan G., Bragato P.L. and Venturini C.; 2003: *Stress and strain tensors based on focal mechanisms in the seismotectonic framework of the Friuli-Venezia Giulia region (Northeastern Italy)*. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **93**, 1280-1297.
- Bressan G., Kravanja S. and Franceschina G.; 2007: *Source parameters and stress release of seismic sequences occurred in the Friuli-Venezia Giulia region (Northeastern Italy) and in Western Slovenia*. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **160**, 192-214.
- Brückl E., Behm M., Decker K., Grad M., Guterch A., Keller G.R. and Thybo H.; 2010: *Crustal structure and active tectonics in the Eastern Alps*. *Tectonics*, **29**, TC2011.
- Burrato P., Ciucci F. and Valensise G.; 2003: *An inventory of river anomalies in the Po Plain, Northern Italy: Evidence for active blind thrust faulting*. *Ann. Geophys.*, **46**, 865-882.
- Burrato P., De Martini P.M., Poli M.E. and Zanferrari A.; 2009: *Geometric and Kinematic modeling of the thrust fronts in the Montello-Cansiglio area from geologic and geodetic data (Eastern Southalpine Chain, NE Italy)*. *Rend. online Soc. Geol. Ital.*, **5**, 48-50.
- Burrato P., Poli M.E., Vannoli P., Zanferrari A., Basili R. and Galadini F.; 2008: *Sources of M_w 5+ earthquakes in northeastern Italy and western Slovenia: An updated view based on geological and seismological evidence*. *Tectonophysics*, **453**, 157-176.
- Calderoni G., Di Giovambattista R., Burrato P. and Ventura G.; 2009: *A seismic sequence from Northern Apennines (Italy) provides new insight on the role of fluids in the active tectonics of accretionary wedges*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **281**, 99-109.
- Caloi P.; 1937: *Centri sismici dell'alto Adriatico*. *Boll. Soc. Sismol. Ital.*, **35**, 171-181.
- Caloi P.; 1938: *Aspetti dell'attività dei centri sismici dell'alto Friuli e delle Prealpi Carniche*. In: *Atti 12° Congresso Geografico Italiano, Udine, Italy*, pp. 100-104.
- Caloi P.; 1939: *Sull'epicentro e la profondità ipocentrale del terremoto del Cansiglio del 18 Ottobre 1936*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **37**, 165-171.
- Caloi P.; 1945: *Epicentro e profondità epicentrale del terremoto di Salò del 24 Gennaio 1943*. In: *Atti, Istituto Veneto di Scienze Lettere ed Arti, Officine Grafiche Ferrari, Venezia, Italy*, pp. 117-122.
- Camassi R. and Stucchi M. (a cura di); 1997: *NT4.1 un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*. Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, CNR, Milano, Italy, 86 pp.
- Cancani A.; 1894: *Sugli strumenti più adatti allo studio delle grandi ondulazioni provenienti da centri sismici lontani*. *Rend. Regia Acc. Lincei*, **III**, 551-555.
- Caputo R., Poli E. and Zanferrari A.; 2003: *Neogene-Quaternary twist tectonics in the eastern Southern Alps, Italy*. *Mem. Sci. Geol.*, **54**, 155-158.
- Carminati E., Doglioni C. and Scrocca D.; 2003: *Apennines subduction-related subsidence of Venice (Italy)*. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1717, doi:10.1029/2003GL017001.
- Carulli G.B. and Slejko D.; 2009: *Seismotectonic characteristics of the Italian central Alps and implications for the seismic hazard*. *Ital. J. Geosci.*, **128**, 201-215.
- Carulli G.B., Giorgetti F., Nicolich R. and Slejko D.; 1982: *Friuli zona sismica: sintesi di dati sismologici, strutturali e geofisici*. In: *Castellarin A. and Vai G.B. (eds), Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale, Società Geologica Italiana, Bologna, Italy*, pp. 361-370.
- Castellarin A.; 2002: *The Italian side of the Transalp seismic reflection profile-geological overview*. *Boll. Soc. Geol. Ital., Spec. Vol. 1*, pp. 61-65.
- Castellarin A. and Cantelli L.; 2000: *Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps*. *J. Geodyn.*, **30**, 251-274.

- Castellarin A., Cantelli L., Picotti V., Selli L., Fantoni R., Nicolich R., Dal Piaz G.V., Nardin M. and Del Pero E.; 2004: *Structure of the Italian Dolomites, partially along the southern sector of the TRANSALP seismic profile*. In: Guerrieri L., Rischia I. and Serva L. (eds), 32nd International Geological Congress, APAT, Firenze, Italy, vol. 5, pp. 1-42.
- Castellarin A., Cantelli L., Selli L., Picotti V. and Capozzi R.; 1998a: *The CROP I-1A subproject in the frame of the TransAlp Project and of the Central European seismic profile*. Mem. Sci. Geol. Padova, **50**, 53-56.
- Castellarin A., Rabbi E., Cremonini S., Martelli L. and Piattoni F.; 2006a: *New insights into the underground hydrology of the eastern Po Plain (Northern Italy)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **47**, 271-298.
- Castellarin A., Selli L., Picotti V. and Cantelli L.; 1998b: *La tettonica delle Dolomiti nel quadro delle Alpi meridionali orientali*. Mem. Soc. Geol. Ital., **53**, 133-143.
- Castellarin A., Selli L., Picotti V. and Cantelli L.; 1998c: *Tettonismo e diapirismo medio Triassico delle Dolomiti*. Mem. Soc. Geol. Ital., **53**, 145-169.
- Castellarin A., Vai G.B. and Cantelli L.; 2006b: *The Alpine evolution of the Southern Alps around the Giudicarie faults: A Late Cretaceous to Early Eocene transfer zone*. Tectonophys., **414**, 203-223.
- Castello B., Olivieri M. and Selvaggi G.; 2007: *Local and duration magnitude determination for the Italian earthquake catalog, 1981-2002*. Bull. Seismol. Soc. Am., **97**, 128-139.
- Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C. and Amato A.; 2005: *CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, v. 1.0*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - Centro Nazionale Terremoti, Roma, Italy.
- Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C. and Amato A.; 2006: *CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - Centro Nazionale Terremoti, Roma, Italy, <http://csi.rm.ingv.it/>, last access Dec. 2011.
- Cavallin A. and Martinis B.; 1982: *Gli scorrimenti del margine settentrionale della piattaforma carbonatica adriatica*. In: Castellarin A. and Vai G.B. (eds), Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale, Società Geologica Italiana, Bologna, Italy, pp. 349-359.
- Cerrina Feroni A., Martelli L., Martinelli P., Ottria G. and Catanzariti R.; 2002: *Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo. Scala 1:250.000. Note Illustrative*. Regione Emilia-Romagna - CNR IGG, SELCA, Firenze, Italy.
- Chiaraluca L., Valoroso L., Anselmi M., Bagh S. and Chiarabba C.; 2009: *A decade of passive seismic monitoring experiments with local networks in four Italian regions*. Tectonophys., **476**, 85-98.
- Ciaccio M.G. and Chiarabba C.; 2002: *Tomographic models and seismotectonics of the Reggio Emilia region, Italy*. Tectonophys., **344**, 261-276.
- CNR; 1991: *Structural Model of Italy and Gravity Map. Scale 1:500.000*, SELCA, Firenze, Italy.
- Costa V., Doglioni C., Grandesso P., Masetti D., Pellegrini G.B. and Tracanella E.; 1996: *Note illustrative del Foglio 063 BELLUNO*. Servizio Geologico d'Italia, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma, Italy, 74 pp.
- CPTI GdL (Boschi E., Gasperini P., Valensise G., Camassi R., Castelli V., Stucchi M., Rebez A., Monachesi G., Barbano M.S., Albini P., Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Comastri A. and Molin D.); 1999: *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. ING, GNDT, SGA, Bologna, Italy, 92 pp.
- CPTI Working Group; 2004: *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, vers. 2004 (CPTI04)*. INGV, Roma, Italy, <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04>, last access Dec. 2011.
- CRS Staff; 2011: *Indagini sismologiche sui fenomeni acustici percepiti in Val Lapisina (Vittorio Veneto) nel 2011*. In: Atti 30° Convegno Nazionale GNGTS, Riassunti estesi, Mosetti, Trieste, Italy, pp. 97-100.
- CSTI GdL; 2001: *Catalogo strumentale dei terremoti "italiani" dal 1981 al 1996, versione 1.0*. INGV-GNDT, ISBN 88-491-1734-5, Clueb Bologna, CD-Rom.
- CSTI Working Group; 2005: *Catalogo strumentale dei terremoti italiani dal 1981 al 1996 (Versione 1.1)*. ING-GNDT, http://gaspy.df.unibo.it/paolo/gndt/Versione1_1.Leggimi.htm, last access Dec. 2011.
- D'Agostino N., Avallone A., Cheloni D., D'Anastasio E., Mantenuto S. and Selvaggi G.; 2008: *Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors*. J. Geophys. Res., **113**, B12413.
- D'Agostino N., Cheloni D., Mantenuto S., Selvaggi G., Michelini A. and Zuliani D.; 2005: *Strain accumulation in the southern Alps (NE Italy) and deformation at the northeastern boundary of Adria observed by CGPS measurements*. Geophys. Res. Lett., **32**, L19306.
- Dal Piaz G.V., Antonelli R., Barbieri G., Dal Prà A., De Zanche V., Grandesso P., Mietto P., Sedeo R., Zanferrari A. and Spagna V.; 1988: *Carta Geologica del Veneto Scala 1:250.000. Note illustrative*. Servizio Geologico d'Italia and Regione Veneto, SELCA, Firenze, Italy, 31 pp.

- 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*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, Italy.
- DISS Working Group; 2010: *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, Italy, <http://diss.rm.ingv.it/diss>, last access Dec. 2011.
- Di Toro G., Pennacchioni G. and Nielsen S.; 2009: *From field geology to earthquake mechanics: The case of the Gole Larche Fault Zone (Italian Southern Alps)*. Rend. online Soc. Geol. Ital., **9**, 27-30.
- Dogliani C.; 1987: *Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, northern Italy)*. J. Struct. Geol., **9**, 181-193.
- Dogliani C.; 1990: *Thrust tectonics examples from the Venetian Alps*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., **1**, 117-129.
- Dogliani C. and Bosellini A.; 1987: *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundsch., **76**, 735-754.
- Eva E. and Pastore S.; 1993: *Revisione dei meccanismi focali dell'appennino settentrionale*. In: Atti 12° Convegno Nazionale GNGTS, CNR, Roma, Italy, pp. 147-159.
- Eva E. and Solarino S.; 1992: *Alcune considerazioni sulla sismotettonica dell'Appennino nord-occidentale ricavate dall'analisi dei meccanismi focali*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., **2**, 75-83.
- Fantoni R. and Franciosi R.; 2009: *Mesozoic extension and Cenozoic compression in Po Plain and Adriatic foreland*. Rend. online Soc. Geol. Ital., **9**, 31-34.
- Fantoni R., Della Vedova B., Giustiniani M., Nicolich R., Barbieri C., Del Ben A., Finetti I. and Castellarin A.; 2002: *Deep seismic profiles through the Venetian and Adriatic foreland (Northern Italy)*. Mem. Sci. Geol., **54**, 131-134.
- Ferrarese F. and Sauro U.; 2005: *La geomorfologia del Montello*. In: Castiglioni B. (ed), Montello, Museo di Storia Naturale e Archeologia, Montebelluna, Italy, pp. 26-41.
- Finetti I.R., Boccaletti M., Bonini M., Del Ben A., Geletti R., Pipan M. and Sani F.; 2001: *Crustal section based on CROP seismic data across the North Tyrrhenian-Northern Apennines-Adriatic Sea*. Tectonophysics., **343**, 135-163.
- Fontana A., Mozzi P. and Bondesan A.; 2008: *Late Quaternary evolution of the Venetian-Friulian plain*. Rend. online Soc. Geol. Ital., **9**, 91-93.
- Galadini F. and Galli P.; 1999: *Palaeoseismology related to the displaced Roman archaeological remains at Egna (Adige Valley, northern Italy)*. Tectonophysics., **308**, 171-191.
- Galadini F. and Stucchi M.; 2007: *La sismicità del settore atesino delle Alpi centrali (Italia settentrionale): alcuni problemi aperti, limiti ed implicazioni dell'approccio multidisciplinare (geologico, storico-sismologico, archeosismologico e archeologico-architettonico)*. Geographica Historica, Band 24, 82-98.
- Galadini F., Galli P., Cittadini A. and Giaccio B.; 2001a: *Late Quaternary fault movements in the Mt. Baldo-Lessini Mts. sector of the Southalpine area (Northern Italy)*. Neth. J. Geosci., **80**, 187-208.
- Galadini F., Galli P., Molin D. and Ciurletti G.; 2001b: *Searching for the source of the 1117 earthquake in northern Italy: A multidisciplinary approach*. In: Glade T., Albini P. and Frances F. (eds), The use of the historical data in natural hazard assessment, Kluwer Academic, Dordrecht, pp. 3-27.
- Galadini F., Poli M.E. and Zanferrari A.; 2002: *Sorgenti sismogenetiche responsabili di terremoti distruttivi nell'Italia nord-orientale*. In: Atti 21° Convegno Nazionale GNGTS, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Riassunti estesi, Roma, Italy, pp. 27-30.
- Galadini F., Poli M.E. and Zanferrari A.; 2005: *Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with M > 6 in the eastern Southern Alps (Thiene-Udine sector, NE Italy)*. Geophys. J. Int., **161**, 739-762.
- Galli M.T.; 2005: *I terremoti del gennaio del 1117. Ipotesi di un epicentro nel Cremonese*. Il Quaternario, **18**, 85-100.
- Garbin M., Peruzza L., Saraò A. and Priolo E.; 2011: *La sequenza sismica di Ala-Avio del 29 ottobre 2011: analisi preliminare dei dati sismologici*. In: Museo Civico di Rovereto (ed), Workshop in geofisica, "La sapienza è figliola dell'esperienza" (Leonardo da Vinci), Rovereto, Italy, pp. 1.
- Gasparini P.; 2004: *Catalogo dei terremoti CPTI2 - App. 1 al Rapporto Conclusivo*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, Italy, 29 pp, <http://zonesismiche.mi.ingv.it/>.
- Gasparini P., Bernardini F., Valensise G. and Boschi E.; 1999: *Defining seismogenic sources from historical earthquake felt reports*. Bull. Seismol. Soc. Am., **89**, 94-110.
- Gasparini P., Vannucci G., Tripone D. and Boschi E.; 2010: *The Location and sizing of historical earthquakes using the attenuation of macroseismic intensity with distance*. Bull. Seismol. Soc. Am., **100**, 2035-2066.
- Gentili S., Sugan M., Peruzza L. and Schorlemmer D.; 2011: *Probabilistic completeness assessment of the past 30*

- years of seismic monitoring in northeastern Italy. *Phys. Earth Planet. Int.*, **186**, 81-96.
- Ghielmi M., Minervini M., Nini C., Rogledi S., Rossi M. and Vignolo A.; 2010: *Sedimentary and tectonic evolution in the Eastern Po Plain and Northern Adriatic Sea area from Messinian to Middle Pleistocene (Italy)*. *Rend. online Soc. Geol. Ital.*, **4**, 21, Suppl. 1, 131-166.
- Giardini D., Velona M.A. and Boschi E.; 1992: *The compilation of the instrumental seismic catalogue of Italy; 1975-1984*. *Phys. Earth Planet. Int.*, **75**, 131-143.
- Guidoboni E. and Comastri A.; 2005: *Catalogue of Earthquakes and Tsunamis in the Mediterranean area from the 11th to the 15th century*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia e SGA, Roma-Bologna, Italy, 1037 pp.
- Guidoboni E., Comastri A. and Boschi E.; 2005: *The 'exceptional' earthquake of 3 January 1117 in the Verona area (northern Italy): A critical time review and detection of two lost earthquakes (lower Germany and Tuscany)*. *J. Geophys. Res.*, **110**, B12309, 1-20.
- Haller K.M. and Basili R.; 2011: *Developing seismogenic source models based on geologic fault data*. *Seismol. Res. Lett.*, **82**, 519-525.
- Heidbach O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfeß D. and Müller B.; 2010: *Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008*. *Tectonophysics*, **482**, 3-15.
- Kanamori H.; 1983: *Magnitude scale and quantification of earthquakes*. *Tectonophysics*, **93**, 185-199.
- Livio F.A., Berlusconi A., Michetti A.M., Sileo G., Zerboni A., Cremaschi M., Trombino L., Carcano C., Rogledi S., Vittori E. and Mueller K.; 2008: *Fagliazione superficiale olocenica e paleoliquefazione nel sito di Monte Netto, Brescia: implicazioni sismotettoniche*. *Rend. online Soc. Geol. Ital.*, **1**, 101-103.
- Livio F.A., Berlusconi A., Michetti A.M., Sileo G., Zerboni A., Trombino L., Cremaschi M., Mueller K., Vittori E., Carcano C. and Rogledi S.; 2009: *Active fault-related folding in the epicentral area of the December 25, 1222 ($I_0=IX$ MCS) Brescia earthquake (Northern Italy): Seismotectonic implications*. *Tectonophysics*, **476**, 320-335.
- Lovisa L., Garbin M. and Peruzza L.; 2008: *Distribuzione spazio-temporale dei terremoti registrati nel vallone bellunese*. In: *Atti 27° Convegno Nazionale GNGTS, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Riassunti estesi, Stella Arti Grafiche, Trieste, Italy, pp. 158-159*.
- Massironi M., Zampieri D., Bianchi M., Schiavo A. and Franceschini A.; 2009: *Use of PSInSAR™ data to infer active tectonics: Clues on the differential uplift across the Giudicarie belt (Central-Eastern Alps, Italy)*. *Tectonophysics*, **476**, 297-303.
- MEDNET; 2006: *MEDiterranean very broadband seismographic NETwork*. INGV, Roma, Italy, <http://mednet.rm.ingv.it/>, last access Dec. 2011.
- Meletti C. and Valensise G.; 2004: *Zonazione sismogenetica ZS9 - App.2 al Rapporto Conclusivo*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, Italy, 38 pp.
- Meletti C., Patacca E. and Scandone P.; 2000: *Construction of a seismotectonic model: The case of Italy*. *Pageoph*, **157**, 11-35.
- Mitterperger S., Pennacchioni G. and Di Toro G.; 2009: *The effects of fault orientation and fluid infiltration on fault rock assemblages at seismogenic depths*. *J. Struct. Geol.*, **31**, 1511-1524.
- Molin D., Bernardini F., Camassi R., Caracciolo C.H., Castelli V., Ercolani E. and Postpischl L.; 2008: *Materiali per un catalogo dei terremoti italiani: Revisione della sismicità minore del territorio nazionale*. *Quad. Geof.*, **57**, 75 pp.
- Montone P. and Mariucci M.T.; 1999: *Active stress along the NE external margin of the Apennines; the Ferrara arc, northern Italy*. *J. Geodyn.*, **28**, 251-265.
- Mozzi P.; 2005: *Alluvial plain formation during the Late Quaternary between the Southern Alpine margin and the lagoon of Venice (Northern Italy)*. *Geogr. Fis. Din. Quat.*, **VII**, 219-229.
- MPS Working Group; 2004: *Redazione della Mappa di Pericolosità Sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 Marzo 2003*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Milano-Roma, Italy, 65 pp. + 5 app.
- Nicolich R., Della Vedova B., Giustiniani M. and Fantoni R.; 2004: *Carta del sottosuolo della Pianura Friulana. Note illustrative*. Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia e Università degli Studi di Trieste, Litografia Artistica Cartografica, Firenze, Italy, 32pp.
- OGS; 1977-1981: *Bollettino della Rete Sismologica del Friuli-Venezia Giulia*. Bollettino mensile, OGS, Trieste, Italy.
- OGS; 1982-1990: *Bollettino della Rete Sismometrica dell'Italia Nord-Orientale*. Bollettino mensile, OGS, Trieste, Italy.
- OGS; 1991-1997: *Bollettino della Rete Sismometrica del Friuli Venezia Giulia*. Bollettino mensile, OGS, Trieste, Italy.

- OGS; 1977-2011: *Bollettino della Rete Sismometrica del Friuli Venezia Giulia*. CRS, Udine, Italy, <http://www.crs.inogs.it/bollettino/RSFVG/>, last access Dec. 2011.
- OMBRA Project Group; 2011: *OMBRA: Observing Montello Broad Activity - Deployment of a temporary seismic network to study the deformation process across Montello fault (Eastern Alps)*. Rapporti Tecnici INGV, RT180, Roma, Italy, 42 pp.
- Panizza M., Pasuto A., Silvano S. and Soldati M.; 1996: *Temporal occurrence and activity of landslides in the area of Cortina d'Ampezzo (Dolomites, Italy)*. *Geomorph.*, **15**, 311-326.
- Pellegrini G.B.; 1988: *Aspetti morfologici ed evidenze neotettoniche della linea Schio-Vicenza: Morphological and neotectonic evidences along the Schio-Vicenza Line*. *Geog. Fis. Din. Quat.*, **1**, 69-81.
- Pellegrini G.B. and Girardi G.P.; 2000: *Belluno Foglio 063*. Serv. Geol. d'Italia, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma, Italy.
- Pellegrini G.B. and Surian N.; 1996: *Geomorphological study of the Fadalto landslide, Venetian Prealps, Italy*. *Geomorph.*, **15**, 337-350.
- Peruzza L., Iliceto V. and Slejko D.; 1989: *Some seismotectonic aspects of the Alpago-Cansiglio area (N.E. Italy)*. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **31**, 63-75.
- Peruzza L., Romanelli M., Priolo E., Lovisa L., Garbin M. and Gentili S.; 2007: *Progetto di fattibilità per la definizione di una rete di monitoraggio sismico della struttura Montello-Feletto (TV) finalizzata allo studio della sismicità naturale e della microsismicità indotta nell'area interessata dalla concessione di stoccaggio gas metano denominata "Collalto Stoccaggio"*. Rapporti Interni OGS, Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Dipartimento Centro di Ricerche Sismologiche, OGS-58/2007/CRS-15, Trieste, Italy, 119 pp.
- Petrini V., Bosi C., Bigi G., Eva C., Grandori G., Iaccarino E., Luongo G., Postpischl D., Praturlon A., Ruscetti M., Scandone P., Scarpa R., Stucchi M. and Vezzani L.; 1981: *Pericolosità sismica e politica di difesa dai terremoti in Italia*. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica, Roma, Italy, pubbl. 442, 17 pp.
- Petrini V., Bosi C., Bigi G., Eva C., Iaccarino E., Luongo G., Postpischl D., Praturlon A., Ruscetti M., Scandone P., Scarpa R., Stucchi M. and Vezzani L.; 1980: *Proposta di riclassificazione sismica del territorio nazionale*. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica, Roma, Italy, pubbl. 361, 83 pp.
- Picotti V., Ponza A. and Pazzaglia F.J.; 2009: *Topographic expression of active faults in the foothills of the Northern Apennines*. *Tectonophys.*, **474**, 285-294.
- Pieri M. and Groppi G.; 1981: *Subsurface geological structures of the Po Plain, Italy*. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto "Modello Strutturale", Roma, pubbl. 414, 13 pp.
- Pirone G.A. and Taramelli T.; 1873: *Sul terremoto del Bellunese del 29 Giugno 1873*. Atti - Regio Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, **4**, 1-52.
- Poli M.E., Burrato P., Galadini F. and Zanferrari A.; 2008: *Seismogenic sources responsible for destructive earthquakes in north-eastern Italy*. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **49**, 301-313.
- Poli M.E., Peruzza L., Rebez A., Renner G., Slejko D. and Zanferrari A.; 2002: *New seismotectonic evidence from the analysis of the 1976-1977 and 1977-1999 seismicity in Friuli (NE Italy)*. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **43**, 53-78.
- Poli M.E., Zanferrari A. and Monegato G.; 2009: *Evoluzione Cenozoica della pianura friulana e delle Prealpi Carniche e Giulie. Guida all'escursione*. In: Gruppo Italiano di Geologia Strutturale (ed), Convegno Annuale, Evoluzione Cenozoica della Pianura Friulana e delle Prealpi Carniche e Giulie. Guida all'escursione, Udine, Italy, pp. 1-59.
- Pondrelli S., Salimbeni S., Ekstrom G., Morelli A., Gasperini P. and Vannucci G.; 2006: *The Italian CMT dataset from 1977 to the present*. *Phys. Earth Planet. Int.*, **159**, 286-303.
- Postpischl D.; 1985: *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. CNR, Rome, Italy, 239 pp.
- Priolo E., Barnaba C., Bernardi P., Bernardis G., Bragato P.L., Bressan G., Candido M., Cazzador E., Di Bartolomeo P., Duri G., Gentili S., Govoni A., Klin P., Kravanja S., Laurenzano G., Lovisa L., Marotta P., Michelini A., Ponton F., Restivo A., Romanelli M., Snidarcig A., Urban S., Vuan A. and Zuliani D.; 2005: *Seismic monitoring in Northeastern Italy: A ten-year experience*. *Seismol. Res. Lett.*, **76**, 446-454.
- QUEST Quick Earthquake Survey Team; 2005: *Rilievo macrosismico del terremoto del Garda del 24 Novembre 2004*. *Ingegn. Sism.*, **XXII**, 44-59.
- Rebez A. and Renner G.; 1991: *Duration magnitude for the northeastern Italy seismometric network*. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **33**, 177-186.
- Renner G.; 1995: *The revision of the northeastern Italy seismometric network catalogue*. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **37**, 329-505.

- Restivo A.; 2011: *Meccanismi focali per l'area veneta dal 1978 al 2007*. In: Atti 30° Convegno Nazionale GNGTS, Riassunti estesi, Mosetti, Trieste, Italy, pp. 143-145.
- Rogledi S.; 2010: *Assetto strutturale delle unità alpine nella pianura tra il lago d'Iseo e il Garda*. In: CESIA (ed), Rischio sismico nella pianura padana, Assetto strutturale delle unità alpine nella pianura tra il lago d'Iseo e il Garda, Brescia, 20 pp.
- Sarà A.; 2007: *Seismic moment tensor determination at CRS: feasibility study*. Rapporti Interni OGS, Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Dipartimento Centro di Ricerche Sismologiche, OGS-60/200/CRS-16, Trieste, Italy, 43 pp.
- Sarà A.; 2008: *Focal mechanisms of NE Italy and surroundings (1928-2008)*. Rapporti Interni OGS, Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Dipartimento Centro di Ricerche Sismologiche, OGS-143/2008/CRS-20, Trieste, Italy, 75 pp.
- Sarà A.; 2011a: *Revised moment tensor solution*. rts.crs.inogs.it/it/project/3_moment.tensor.html, last access Dec. 2011.
- Sarà A.; 2011b: *Rapid computation of seismic moment tensor in the southeastern Alps and surroundings*. In preparation.
- Sauro U. and Zampieri D.; 2001: *Evidence of recent surface faulting and surface rupture in the Fore-Alps of Veneto and Trentino (NE Italy)*. *Geomorph.*, **40**, 169-184.
- Schorlemmer D. and Woessner J.; 2008: *Probability of detecting an earthquake*. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **98**, 2103-2117.
- Schrefler B.A., Ricceri G., Achilli V., Menin A. and Salomoni V.A.; 2009: *Ground displacement data around the city of Ravenna do not support uplifting Venice by water injection*. *Terra Nova*, **21**, 144-150.
- Serpelloni E. and Cavaliere A.; 2010: *A complementary GPS survey mode for precise crustal deformation monitoring: The Conegliano-Montello active thrust semicontinuous GPS network*. Rapporti Tecnici, INGV, RT131, Roma, Italy, 44 pp.
- Serpelloni E., Anzidei M., Baldi P., Casula G. and Galvani A.; 2005: *Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: new results from the analysis of permanent and non-permanent GPS networks*. *Geophys. J. Int.*, **161**, 861-880.
- Sileo G., Giardina F., Livio F.A., Michetti A.M., Mueller K. and Vittori E.; 2007: *Remarks on the Quaternary tectonics of the Insubria Region (Lombardia, NW Italy, and Ticino, SE Switzerland)*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **126**, 411-425.
- Sirovich L. and Pettenati F.; 2004: *Source inversion of intensity patterns of earthquakes: A destructive shock in 1936 in northeast Italy*. *J. Geophys. Res.*, **109**, B10309.
- Sirovich L., Pettenati F. and Bobbio M.; 1999: *Caratteristiche di sorgente dall'inversione di intensità macrosismiche, terremoti del Consiglio (1936) e di Fabriano (1741)*. In: Atti 18° Convegno Nazionale GNGTS, ProsperoScientific, Trieste, CD-Rom file 13.06.
- Slejko D., Carulli G.B., Carraro F., Castadini D., Cavallin A., Doglioni C., Iliceto V., Nicolich R., Rebez A., Semenza E., Zanferrari A. and Zanolli C.; 1987: *Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale*. CNR, Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti (GNDT), Trieste, Italy, 84 pp.
- Slejko D., Carulli G.B., Nicolich R., Rebez A., Zanferrari A., Cavallin A., Doglioni C., Carraro F., Castaldini D., Iliceto V., Semenza E. and Zanolli C.; 1989: *Seismotectonics of the eastern Southern-Alps: A review*. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **31**, 109-136.
- Snidarci A., Bressan G., Urban S. and Priolo E.; 2003: *Sciame sismico localizzato nell'Alpago*. Rapporti Interni OGS, Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Dipartimento Centro di Ricerche Sismologiche, OGS-42/2003/CRS-7, Trieste, Italy, 6 pp.
- Stucchi M., Camassi R., Rovida A., Locati M., Ercolani E., Meletti C., Migliavacca P., Bernardini F. and Azzaro R.; 2007: *DBMI04, il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04*. *Quad. Geof.*, **49**, pp. 1-38.
- Stucchi M., Galadini F., Rovida A., Moroni A., Albini P., Mirto C. and Migliavacca P.; 2008: *Investigation of pre-1700 earthquakes between the Adda and the Middle Adige River Basins (Southern Alps)*. In: Frechet J., Meghraoui M. and Stucchi M. (eds), *Historical Seismology: Interdisciplinary Studies of Past and Recent Earthquakes*, Springer-Verlag, pp. 93-129.
- Stucchi M., Meletti C., Montaldo V., Crowley H., Calvi G.M. and Boschi E.; 2011: *Seismic Hazard Assessment (2003-2009) for the Italian Building Code*. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **101**, 1885-1911.
- Tosi L., Rizzetto F., Bonardi M., Donnici S., Serandrei Barbero R. and Toffoletto F.; 2007a: *Note illustrative alla carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 128 VENEZIA*. APAT - Regione Veneto, SystemCart, Roma, Italy, 164 pp.

- Tosi L., Rizzetto F., Bonardi M., Donnici S., Serandrei Barbero R. and Toffoletto F.; 2007b: *Note illustrative alla carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 148-159 CHIOGGIA-MALAMOCCO*. APAT - Regione Veneto, SystemCart, Roma, Italy, 164 pp.
- Valensise G. and Pantosti D.; 1999: *The database of potential sources for earthquakes larger than magnitude 5.5 in Italy*. In: EUG (ed), European Union of Geosciences conference abstracts, Cambridge Publications, Cambridge, UK, 4, pp. 542-543.
- Valensise G. and Pantosti D.; 2001: *Database of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy*. Ann. Geof., **44**, 1-180
- Vannucci G. and Gasperini P.; 2003: *A database of revised fault plane solutions for Italy and surrounding regions*. Comput. Geosci., **29**, 903-909.
- Vannucci G. and Gasperini P.; 2004: *The new release of the database of earthquake mechanisms of the Mediterranean Area (EMMA version 2)*. Ann. Geophys., **47**, 307-334.
- Viganò A., Bressan G., Ranalli G. and Martin S.; 2008: *Focal mechanism inversion in the Giudicarie-Lessini seismotectonic region (Southern Alps, Italy): Insights on tectonic stress and strain*. Tectonophys., **460**, 106-115.
- Zampieri D.; 2000: *Segmentation and linkage of the Lessini Mountains normal faults, Southern Alps, Italy*. Tectonophys., **319**, 19-31.
- Zanferrari A., Avigliano R., Fontana A. and Paiero G.; 2008a: *Note illustrative alla carta geologica d'Italia alla scala 1: 50.000 Foglio 086 SAN VITO AL TAGLIAMENTO*. APAT - Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Graphic Linea, Udine, Italy, 178 pp.
- Zanferrari A., Avigliano R., Grandesso P., Monegato G., Paiero G., Poli M.E. and Stefani C.; 2008b: *Note illustrative alla carta geologica d'Italia alla scala 1: 50.000 Foglio 065 MANIAGO*. APAT - Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Graphic Linea, Udine, Italy, 225 pp.
- Zanferrari A., Bollettinari G., Carobene L., Carton A., Carulli G.B., Castaldini D., Cavallin A., Panizza M., Pellegrini G.B., Pianetti F. and Sauro U.; 1982: *Evoluzione neotettonica dell'Italia nord-orientale*. Mem. Sci. Geol., **35**, 355-376.
- Zanferrari A., Rogledi S. and Poli M.E.; 2000: *Il fronte della Catena Sudalpina orientale nelle Prealpi Carniche centro-orientali (Friuli)*. In: Atti 80° Riunione Estiva Società Geologica Italiana, "Il fronte della Catena Sudalpina orientale nelle Prealpi Carniche centro-orientali (Friuli)", Trieste, Italy, Riassunti, pp. 467-468.

Autore da contattare: Laura Peruzza

CRS - OGS Borgo Grotta Gigante 42/c, 34010 Sgonico (TS)
Tel: +39 0402140244; fax: +39 040327307; email: lperuzza@inogs.it.