

Vol. 60 – Supplemento 3

Dicembre 2019

# **Bollettino di Geofisica** teorica ed applicata

*An International Journal of Earth Sciences*

G. Bressan, C. Barnaba, P.L. Bragato,  
A. Peresan, G. Rossi e S. Urban

## **Distretti sismici del Friuli Venezia Giulia**



Istituto Nazionale di Oceanografia  
e di Geofisica Sperimentale

ISSN 0006-6729

*Responsibility for all statements made in B.G.T.A. lies with the authors*

Typesetting: Luglioprint, Trieste  
Printing: Luglioprint, Trieste

Authorised by the Tribunale di Trieste, n. 242, September 17, 1960  
Direttore responsabile: P. Giurco

## Distretti sismici del Friuli Venezia Giulia

G. BRESSAN, C. BARNABA, P.L. BRAGATO, A. PERESAN, G. ROSSI e S. URBAN

*Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale - OGS, Sezione Centro  
Ricerche Sismologiche, Udine, Italia*

(Ricevuto: 7 marzo 2018; accettato: 15 settembre 2019)

**RIASSUNTO** Il presente lavoro è focalizzato sulla suddivisione in distretti sismici del territorio della regione Friuli Venezia Giulia, di parte della Slovenia occidentale e di parte del Veneto orientale, sulla base di dati sismologici ed aspetti sismotettonici. La finalità è effettuare una sintesi delle conoscenze fin qui maturate sulle relazioni tra aspetti spazio-temporali della sismicità e contesto geologico-strutturale per fornire le informazioni sismologiche di base a supporto della sorveglianza sismica regionale. L'analisi della sismicità strumentale ha evidenziato che l'attività sismica appare dominata dalla sismicità di fondo (componente poissoniana) con una componente di raggruppamento (*clustering*) piuttosto limitata. Le sequenze con caratteristiche di sciame sono prevalentemente associate alla parte nord-occidentale dell'area analizzata mentre le sequenze classiche (scossa principale seguita da repliche con energia sismica irradiata molto più bassa) sono prevalenti nella porzione sud-orientale. Aspetto peculiare dell'attività sismica è la variabilità spaziale del parametro  $B$  e della geometria frattale. Il parametro  $B$  esprime le variazioni del numero di eventi in funzione della magnitudo ed è analogo al  $b$  della legge Gutenberg-Richter. La porzione orientale dell'area è contraddistinta da valori bassi-intermedi del parametro  $B$  e da bassi valori della dimensione frattale. La parte centrale della regione evidenzia valori intermedi sia di  $B$  che della dimensione frattale. La parte occidentale è invece prevalentemente caratterizzata da alti valori sia di  $B$  che della dimensione frattale. I distretti sismici sono stati identificati sulla base delle strutture tettoniche dominanti, le caratteristiche geometrico-spaziali della sismicità, l'assetto spaziale dei moduli elastici nella crosta superficiale, la tipologia dei meccanismi focali. L'inversione di questi ultimi ha permesso di ricostruire i campi di sforzo e di deformazione. I domini sismici orientali sono caratterizzati da un campo di sforzi trascorrente. I domini centrali dell'area regionale sono sottoposti ad un generale campo di sforzo compressivo. Invece, i domini della porzione occidentale dell'area, che parzialmente includono territori del Veneto, sono sottoposti ad un campo di sforzo trascorrente, con l'eccezione dell'area friulana occidentale, caratterizzata da un campo di sforzi compressivo. Infine, è stata effettuata l'analisi della geometria frattale e dei piani che interpolano la sismicità lungo alcune sezioni geologiche per avere un confronto diretto con le strutture tettoniche. Lo studio è stato condotto separatamente per la sismicità di fondo e per alcune sequenze sismiche ben documentate. L'analisi dell'organizzazione spaziale della sismicità di fondo evidenzia un diverso comportamento della crosta superficiale per gli intervalli di profondità tra 0 e 10 km e tra 10 e 20 km. Nell'intervallo più superficiale, la dimensione frattale evidenzia una distribuzione della sismicità che tende alla planarità senza raggiungerla e che si dispone

su piani ad orientazione variabile, con l'eccezione della Faglia di Ravne, in Slovenia occidentale, dove gli eventi tendono a riempire un piano sub-verticale. La variabilità dell'orientazione dei piani viene attribuita alle significative variazioni delle proprietà meccaniche delle rocce. L'analisi delle componenti principali nell'intervallo 10-20 km mette in luce che la sismicità si distribuisce lungo direttrici dinariche nella parte settentrionale ed orientale dell'area in esame e lungo direttrici alpine nella parte sud-occidentale. La geometria frattale, invece, indica che l'attività sismica si distribuisce su piani nella porzione settentrionale ed orientale dell'area, mentre negli altri casi i valori ottenuti sono indicativi di una sismicità che riempie solo parzialmente il piano (valori compresi tra 1 e 2). L'analisi condotta sulle sequenze sismiche maggiormente documentate, analizzando il decadimento temporale delle repliche e le variazioni di sforzo statico indotte dalla scossa principale, insieme alle caratteristiche della geometria frattale e dei piani, che meglio interpolano gli eventi, hanno permesso di inquadrare il meccanismo delle repliche in un processo governato dalla fatica statica. Processo favorito dalla diminuzione della pressione litostatica, dalle marcate variazioni delle proprietà meccaniche del mezzo e dall'effetto di svincolo generato dalle variazioni positive della componente dello sforzo normale generate dalla scossa principale.

**ABSTRACT** The paper focuses on the subdivision of the Friuli Venezia Giulia region, parts of western Slovenia and eastern Veneto into seismic districts, according to seismological data and seismotectonic features. The goal is to give a summary of the body of knowledge acquired up to now on the relation between the space-time aspects of seismicity and the geological-structural framework and to provide background seismological information that helps supporting the regional earthquake monitoring. The analysis of instrumental seismicity highlighted that the seismic activity is characterised by a prevalent background seismicity (Poissonian) with a limited clustering component. Swarm-like sequences are mainly associated with the north-western part of the area and burst-like sequences (a dominant mainshock followed by substantially smaller magnitude events) are associated with the south-western part of the study area. The distinctive feature of the seismic activity is the spatial variability of the magnitude balance  $B$  (similar to the  $b$ -value of the Gutenberg-Richter law) and of the fractal dimension. The eastern part of the study area is characterised by low-intermediate  $B$  values and by low fractal dimension values. The central part of the area is marked by intermediate values of magnitude balance and of fractal dimension. The western zone is mainly characterised by high values of  $B$  and by high fractal dimension. The seismic districts are recognised by the dominant tectonic structures, the spatial properties of the seismicity, the elastic moduli pattern of the upper crust (0-10 km depth), and the focal mechanism type. The stress and strain fields are inferred from the inversion of focal mechanisms. A dominant strike-slip stress field characterises the eastern seismic districts. The central districts of the area are undergoing a thrusting regime. By contrast, the western seismic districts are characterised by prevailing strike-slip stress field and dominant compression only in one seismic district. Finally, the seismological framework is completed by the analysis of the spatial organisation of the background seismicity (seismicity declustered of aftershock sequences) and of well-documented sequences. The fractal dimension and

the recognition of the orientations of the planar features fitting the hypocentral data are computed along five deep structural geologic cross-sections of the Friuli and western Slovenia upper crust, to ensure direct comparison with fault geometries. The analysis of the spatial organisation of seismicity reveals different patterns in the shallow range (0-10 km depth) and in the 10-20 km depth interval. In the shallow depth range, the fractal analysis reveals that the hypocentre pattern generally fills only partially a plane. The seismicity tends to define planes with variable orientation, which are attributed to the sharp variations of the mechanical properties of the crust. The seismicity, on the contrary, clearly depicts a sub-vertical plane, with the tendency of the hypocentres to fill it, in the case of the Ravne strike-slip fault in the western Slovenia. The seismicity in the 10-20 km depth interval is located along Dinaric lineaments in the northern and eastern parts of the study area, while in the western and southern parts along Alpine trends. The fractal analysis reveals that the seismicity tends towards planarity in the northern and eastern parts of the area, whereas the distribution of earthquakes in the other zones does not fill a plane, showing values between 1 and 2. Finally, the analysis on the aftershock decay and the Coulomb stress changes performed on well-documented sequences, together with the analysis of fractal geometry and of principal components, enabled explaining the aftershock pattern by a static fatigue process. The process is favoured by the decrease of the lithostatic pressure, the sharp variations of the mechanical properties in the aftershock volume and by the unclamping effect caused by the positive normal stress changes generated by the mainshock.

## 1. Introduzione

Lo studio è interamente focalizzato sulla suddivisione del territorio della regione Friuli Venezia Giulia, di parte della Slovenia occidentale e di parte del Veneto orientale in distretti sismici, sulla base delle esperienze fin qui maturate dai ricercatori della sezione Centro di Ricerche Sismologiche (CRS) dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale - OGS.

L'analisi condotta è stata strutturata in maniera analoga allo studio condotto da Sukan e Peruzza (2011) sui distretti sismici del Veneto.

La suddivisione è stata effettuata sulla base di caratteristiche sismogeniche che si ritengono essere peculiari di ciascuna zona, anche se va puntualizzato che tale suddivisione è pur sempre riduttiva in quanto i caratteri sismogenici di un'area talvolta non sono sempre marcati nettamente rispetto alle aree contigue.

I distretti sismici identificati sono riportati in Fig. 1 e la descrizione è riportata nel capitolo 7.

Lo studio inizia con una descrizione sintetica della rete sismometrica dell'Italia nord-orientale e della rete FreDNet (Friuli Regional Deformation Network) di stazioni GNSS (Global Navigation Satellite System) per la valutazione delle deformazioni crostali. Successivamente viene delineato l'assetto geologico-strutturale regionale ed il contesto geodinamico dai dati GNSS. L'indagine prosegue con la descrizione delle principali sorgenti sismogeniche, ovvero i sistemi di faglie attive che possono generare un terremoto significativo, dal *database* delle sorgenti sismogeniche

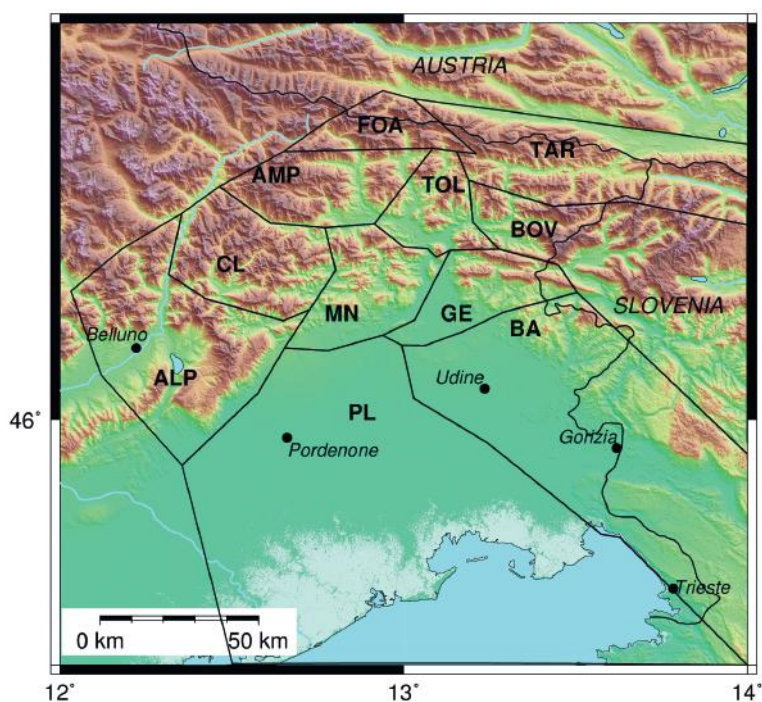


Fig. 1 - Distretti sismici del Friuli Venezia Giulia (poligoni tracciati in nero).

*Seismic districts in the Friuli Venezia Giulia region (black polygons).*

individuali DISS (*Database of Individual Seismogenic Sources*). Lo studio si articola inoltre con un breve capitolo dedicato ai principali eventi storici. Il capitolo 6, dedicato alle caratteristiche spazio-temporali della sismicità regionale è particolarmente importante per la suddivisione in distretti sismici. Definisce le caratteristiche poissoniane e di raggruppamento della sismicità nonché la complessità della struttura interna delle sequenze sismiche. Il capitolo 7, che rappresenta l'aspetto centrale del presente studio, illustra la suddivisione in distretti sismici basata sullo stile tettonico predominante ed assetto spaziale dei moduli elastici crostali superficiali, l'attività sismica, le caratteristiche spaziali della sismicità strumentale, le tipologie dei meccanismi focali. Completano il quadro informazioni sulla sismicità storica ed i campi di sforzo e deformazione ottenuti dall'inversione dei meccanismi focali. In questo capitolo i dati sismologici strumentali impiegati sono gli eventi registrati dalla rete sismometrica dal 1984 al giugno 2018 e la magnitudo considerata è la magnitudo da durata  $M_D$ . Il capitolo 8 costituisce un approfondimento degli aspetti dell'organizzazione spaziale della sismicità di fondo e di alcune sequenze lungo alcuni profili geologici per un confronto diretto con le strutture tettoniche. L'organizzazione spaziale viene analizzata con la geometria frattale ed i piani nello spazio che meglio interpolano la distribuzione degli ipocentri. L'ultimo capitolo descrive sinteticamente gli studi di pericolosità sismica che hanno portato alla mappa di classificazione sismica del Friuli Venezia Giulia. A tale riguardo si ricorda che in precedenza erano state elaborate zonazioni sismogeniche finalizzate all'elaborazione di mappe di pericolosità sismica (Slejko *et al.*, 2011 e referenze incluse). Infine Santulin *et al.* (2017) hanno elaborato una nuova zonazione sismogenica che verrà utilizzata per l'aggiornamento della mappa di pericolosità sismica d'Italia. Per quanto riguarda il territorio della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, la nuova zonazione differisce da quelle precedentemente proposte (ad es. Gruppo di lavoro MPS, 2004), in quanto risulta suddivisa in un numero maggiore di zone relativamente piccole.

Questo studio ha la valenza di fornire le informazioni sismologiche di base per quanto riguarda la sorveglianza sismica regionale. Si ricorda, infatti, che ai sensi della legge n. 399/1989 è compito istituzionale dell'OGS, attraverso il suo CRS, svolgere in autonomia scientifica ricerche sulla sismicità e sulla sismogenesi dell'Italia nord-orientale, gestendo e sviluppando inoltre la connessa rete di rilevamento sismico anche per fini di protezione civile. Tale legge prendeva spunto dall'art. 8, legge dell'11 novembre 1982 n. 828 per la ricostruzione del Friuli terremotato, che prevedeva la costruzione della sede del CRS e della rete di sorveglianza del Friuli.

Andando più in dettaglio, in base alle convenzioni passate e quella corrente di cui al DGR 1667 del 8/09/2017, il CRS garantisce al sistema di Protezione Civile della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia la segnalazione automatica per epicentri interni ai confini amministrativi con magnitudo superiori a 2,2. La segnalazione automatica avviene anche per eventi esterni, se lo scuotimento stimato è percepibile fisicamente dalla popolazione regionale. Per eventi di magnitudo uguale o superiore a 2,8 entro i confini regionali, il CRS attiva anche l'intervento del personale specializzato presso la propria sede di Udine per la revisione manuale della localizzazione e l'inquadramento dell'evento nella sismicità locale.

Infine si ricorda che sul sito <http://rts.crs.inogs.it> sono riportate in tempo reale le informazioni relative ai terremoti che avvengono nell'Italia nord-orientale, con indicazione delle coordinate epicentrali, la magnitudo, la mappa preliminare dello scuotimento del suolo. Queste informazioni sono diffuse anche tramite i principali canali social (Facebook, Twitter).

Sono inoltre consultabili i dati della sismicità pregressa, sia in termini parametrici che in forme d'onda. I primi sono contenuti nei bollettini della rete sismometrica, a partire dal 1977 (<http://www.crs.inogs.it/bollettino/RSFVG/RSFVG.en.html>). Le registrazioni delle serie temporali invece, disponibili dal 1996, sono accessibili tramite il portale web OGS (<https://www.oasis.crs.inogs.it>).

## 2. Reti osservative

### 2.1. La Rete Sismometrica dell'Italia Nord-orientale

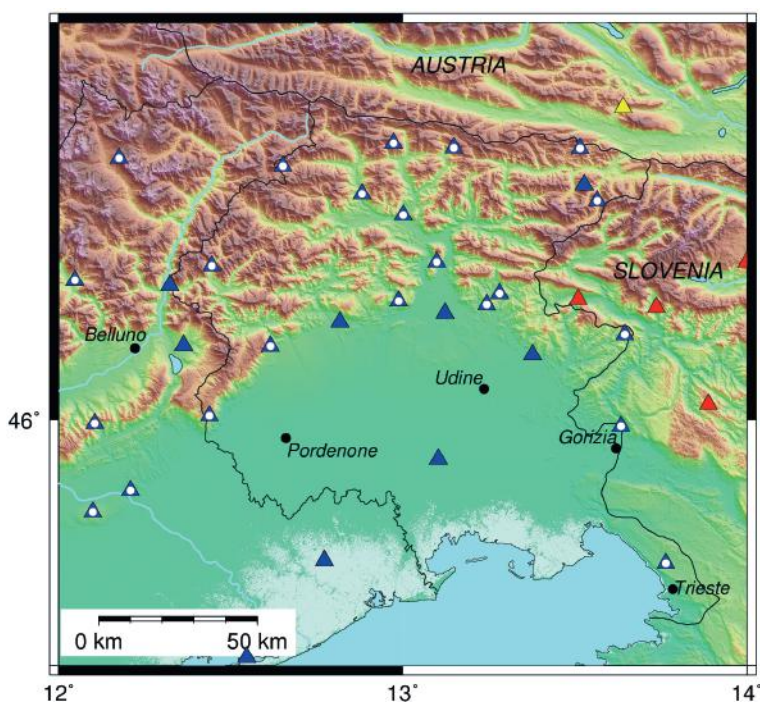
La Rete Sismometrica dell'Italia Nord-orientale, realizzata e gestita dal CRS dell'OGS, è costituita da 44 stazioni di registrazione dislocate in Friuli Venezia Giulia, Veneto, Lombardia orientale (provincia di Brescia) ed Emilia-Romagna settentrionale (provincia di Ferrara). I triangoli blu in Fig. 2.1 indicano le stazioni più strettamente connesse con il monitoraggio dell'area friulana (23 in Friuli Venezia Giulia e 6 in Veneto).

La rete è stata realizzata in diverse fasi a partire dal 6 maggio 1977, quando furono attivate le prime 3 stazioni nell'area epicentrale del terremoto del Friuli ad un anno dal suo verificarsi. In seguito la rete è stata estesa a tutto il Friuli Venezia Giulia (anni 1980-1990) ed al Veneto (in maniera sistematica a partire dal 2000). Dal 2004, sulla base di un accordo di scambio dati in tempo reale con le reti sismiche nazionali di Austria [gestita dallo Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) di Vienna, triangolo giallo in Fig. 2.1] e Slovenia [gestita dall'Agencija Republike Slovenije za Okolje (ARSO) di Lubiana, triangoli rossi], il monitoraggio sismico dell'area friulana è stato potenziato anche in prossimità del confine nazionale.

Allo stato attuale, nell'area friulana la rete dell'OGS è costituita da stazioni a banda larga (19 stazioni, evidenziate con il punto bianco in Fig. 2.1, equipaggiate con diversi tipi di sismometro,

Fig. 2.1 - Rete sismometrica. Triangoli blu: stazioni a corto periodo; triangoli blu con pallino bianco: stazioni a banda larga; triangolo giallo: stazione ZAMG (Austria); triangoli rossi: stazioni ARSO (Slovenia).

*Seismic network. Blue triangles: short period stations; blue triangles with white ball: broad band stations; yellow triangle: ZAMG station (Austria); red triangles: ARSO stations (Slovenia).*



aventi periodo proprio di oscillazione di 40, 120 o 360 secondi) o a corto periodo (sismometri Lennartz LE3D Lite con periodo proprio di un secondo). Tutte le stazioni includono un acquirente a sei canali con 24 bit di dinamica (Quanterra Q330 per le stazioni a banda larga, SARA SL06 per quelle a corto periodo). Le stazioni a banda larga sono tutte dotate di accelerometro, sensore che verrà introdotto anche sulle stazioni a corto periodo.

I dati della rete sismometrica sono acquisiti in tempo reale presso la sede del CRS ad Udine. Per la maggior parte delle stazioni in Fig. 2.1 (24), la trasmissione avviene per mezzo di una rete radio basata su tecnologia digitale HIPERLAN (HIGH PERFORMANCE Radio LAN), uno standard di comunicazione che consente di realizzare collegamenti con protocollo IP su tratte di qualche decina di chilometri, con velocità di trasmissione dell'ordine dei 10 Mbps. Le rimanenti sono collegate via cavo oppure con sistemi UTMS (Universal Mobile Telecommunications System) di operatori di telefonia mobile.

Gli sviluppi tecnologici degli ultimi 10 anni hanno esteso le potenzialità della rete, sia in termini di supporto alla ricerca scientifica che alle attività di protezione civile. Sismometri estremamente sensibili ed acquisitori ad alta risoluzione permettono di localizzare in maniera sistematica terremoti di magnitudo vicina a 0, raggiungendo una magnitudo di completezza prossima ad 1. Inoltre, l'introduzione degli accelerometri garantisce la possibilità di misurare in scala anche gli eventuali forti terremoti. I sistemi di trasmissione via radio hanno irrobustito la rete, rendendola indipendente da problemi di saturazione di banda a seguito degli eventi sismici. L'evoluzione tecnologica garantisce al contempo il rapido trasferimento dei dati, ed una caratterizzazione tempestiva ed affidabile dei terremoti, funzionale agli interventi sul territorio da parte della Protezione Civile regionale nel corso di emergenze.



## 2.2. I dati della sismicità strumentale

La rete sismometrica permanente dell'OGS opera con continuità a partire dal 6 maggio 1977; le attività di monitoraggio sismico sono state interrotte solo dal 4 dicembre 1990 al 21 maggio 1991, a causa di un incendio presso la sede del CRS dell'OGS (Bragato *et al.*, 2013). I dati relativi alla sismicità strumentale sono pubblicati, come bollettini mensili, sul sito web dell'OGS (<http://www.crs.inogs.it/bollettino/RSFVG/>). Una descrizione generale dei dati resi disponibili dalla rete sismometrica del Friuli Venezia Giulia, incluse le principali variazioni nel tempo della geometria della rete, modalità di acquisizione, tipologia dei sismografi è fornita da Gentili *et al.* (2011) e Peruzza *et al.* (2015). Saltuariamente sono state condotte delle revisioni sia dell'intera banca dati che di specifiche sequenze sismiche, al fine di migliorare l'omogeneità delle stime di magnitudo e l'accuratezza della localizzazione degli eventi (ad es. Renner, 1995), nonché per rimuovere le esplosioni ed altri eventi di origine antropica (Peruzza *et al.*, 2015).

La rete sismometrica OGS ha cambiato caratteristiche nel tempo, sia in termini di configurazione spaziale e numero di stazioni, che per modalità di acquisizione e tipologia dei sismografi. Inoltre in diversi studi sono state considerate stime di magnitudo differenti; in alcune sezioni del presente lavoro, ad esempio, sono impiegate le scale di magnitudo locale  $M_L$  e magnitudo da durata  $M_D$  (Rebez e Renner, 1991). Il problema dell'eterogeneità delle scale di magnitudo e della conversione fra l'una e l'altra è stato descritto da Sugan e Peruzza (2011), cui si rimanda. Gli aspetti della relazione  $M_L - M_D$  sono stati trattati, inoltre, da Bragato e Tinto (2005) e Gentili *et al.* (2011). Qui di seguito si riporta una breve panoramica delle scale di magnitudo utilizzate e delle relazioni di conversione proposte.

La magnitudo locale  $M_L$  (magnitudo Richter) è stata stimata, nel periodo dal 1972 al 1989, utilizzando lo strumento originale Wood-Anderson della stazione World-Wide Standardized Seismograph Network - WWSSN TRI di Trieste. Dal 2003 il sistema di acquisizione analogico è stato sostituito da un rilevatore laser digitale. La magnitudo è stata espressa in magnitudo da durata  $M_D$ , calcolata in relazione alla durata del segnale dell'evento sismico, per eventi con  $M_L < 3,5$ , utilizzando i coefficienti di calibrazione calcolati da Rebez e Renner (1991). Dal 2008 la magnitudo  $M_L$  viene ricavata tramite simulazione sintetica dello strumento Wood-Anderson. Inoltre, dal 2009 viene calcolata la magnitudo momento  $M_w$  per eventi con  $M_L > 3,5$  mediante inversione del tensore momento sismico (Saraò e CRS staff, 2013). Gentili *et al.* (2011) presentano i grafici  $M_L - M_D$  e le varie relazioni di correlazione ottenute utilizzando diversi dati (ad es. Rebez e Renner, 1991; Bragato e Tinto, 2005; Govoni *et al.*, 2005) per la calibrazione degli eventi di stazione. In particolare, Gentili *et al.* (2011) hanno deciso di considerare  $M_D = M_L$  per gli eventi fino ad aprile 1994, mentre a partire da aprile 1994, utilizzano la seguente relazione di conversione per  $M_D < 3,5$ :

$$M_L = 1,508 M_D - 1,743 \quad (2.1)$$

I medesimi autori (Gentili *et al.*, 2011), riportano, inoltre, la seguente relazione, basata sui dati di Bragato e Tinto (2005):

$$M_L = 1,377 M_D - 1,376 \quad (2.2)$$

Infine, Sandron *et al.* (2018) hanno elaborato nuove relazioni empiriche tra  $M_L$  e  $M_D$ , basandosi

su un catalogo di eventi con  $M_L$  rivista e corretta, registrati della stazione sismologica Wood-Anderson di Trieste.

### 2.3. Rete FreDNet

Il campo di deformazione della regione è monitorato da FReDNet (Friuli Regional Deformation Network), una rete di stazioni GNSS (Fig. 2.2) continue (website <http://frednet.crs.inogs.it>; Battaglia *et al.*, 2003; Zuliani *et al.*, 2018). La rete ha avuto origine nel 2002 e consiste attualmente di 16 stazioni permanenti, di cui una, ZOUF, fa parte della European Reference Frame Permanent Network (EUREF: [http://www.epncb.oma.be/\\_trackingnetwork/siteinfo4onestation.php?station=ZOUF\\_12763M001](http://www.epncb.oma.be/_trackingnetwork/siteinfo4onestation.php?station=ZOUF_12763M001)).

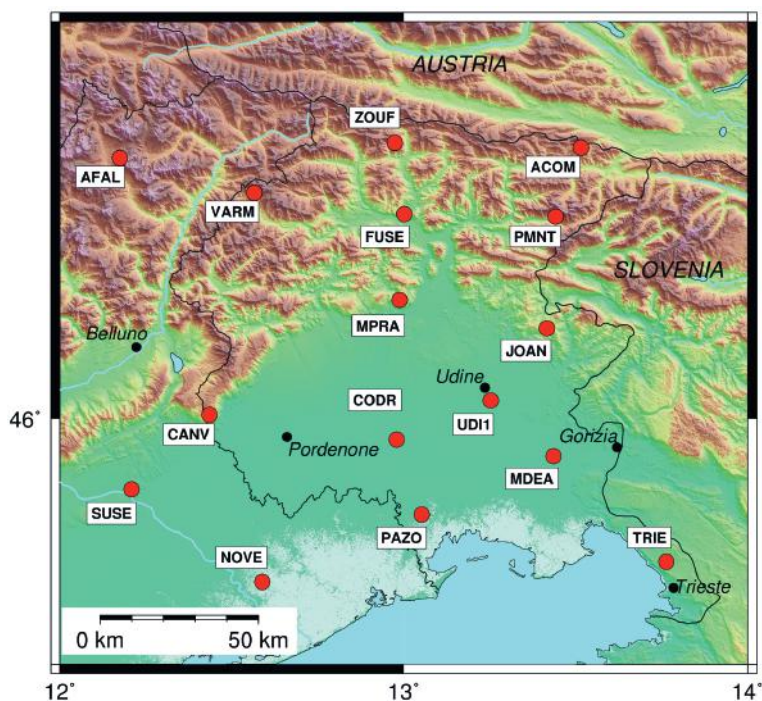


Fig. 2.2 - Mappa della rete permanente GNSS FReDNet.  
Map of the permanent GNSS sites of the FreDNet network.

A partire dal 2006, FReDNet è stata modificata e migliorata, ed è iniziato anche il servizio di posizionamento in tempo reale (Real Time Kinematic, RTK), che si avvale anche dello scambio di dati con enti sloveni ed austriaci per garantire la copertura nell'area di confine. Attualmente, tutte le stazioni della rete includono ricevitori GNSS professionali a doppia frequenza (L1 e L2) per costellazioni multiple (almeno GPS e GLONASS). Particolare cura è data all'installazione degli strumenti per accoppiare al meglio l'antenna al terreno, sia roccioso che sciolto. I tipi di monumentazione sono: pilastrino in cemento e GPS MAST su affioramento roccioso, tripode in metallo per il terreno sciolto. Poiché il pilastrino in cemento tende a degradarsi nel tempo, il GPS MAST è il tipo di monumentazione prevalente in FReDNet. Nel caso d'installazioni su edifici, l'antenna è fissata su un pilastro della casa. I dati sono elaborati con il pacchetto GAMIT/GLOBK per l'elaborazione GNSS e la post-elaborazione (serie temporali di spostamento, velocità di deformazione crostale). GAMIT/GLOBK (Herring *et al.*, 2010) è sviluppato dal MIT, Scripps

Institution of Oceanography, e l'Università di Harvard con il supporto della National Science Foundation ed è gratuito per università e ricerca. Per il servizio RTK viene usato RTKLIB, un *open-software* distribuito con licenza (<http://www.rtklib.com/>).

### 3. Inquadramento geologico-strutturale e geodinamico

L'area regionale del Friuli Venezia Giulia è costituita, nella porzione settentrionale, dalle Alpi Carniche e Giulie, con le rispettive Prealpi, e nella parte centrale e meridionale, dalla Pianura Friulana, prosecuzione orientale di quella veneta, estesa dai piedi dei rilievi prealpini fino alla linea di costa.

Il complesso assetto strutturale dell'area (Fig. 3.1) è il risultato della progressiva rotazione antioraria e dell'indentazione della microplacca adriatica (Adria) rispetto alla placca euroasiatica (Anderson e Jackson, 1987; Mantovani *et al.*, 1996).

L'area montana è una catena polifasica data dall'unione di tre diversi orogeni: la Catena Paleocarnica, la porzione orientale di quella Sudalpina (o Alpi Meridionali) e quella nord-occidentale delle Dinaridi Esterne (Carulli, 2006), mentre la pianura rappresenta l'avampaese condiviso delle tre catene (Fantoni *et al.*, 2002). Ciascuna di queste ha avuto luogo in tempi e condizioni ambientali differenti, ma ognuna di esse ha influito sull'evoluzione strutturale dell'orogenesi successiva, in quanto le discontinuità crostali sono state riattivate, distorte e dislocate, col risultato di condizionare l'architettura del settore alpino carnico e giuliano (Fantoni *et al.*, 1993; Castellarin *et al.*, 2006).

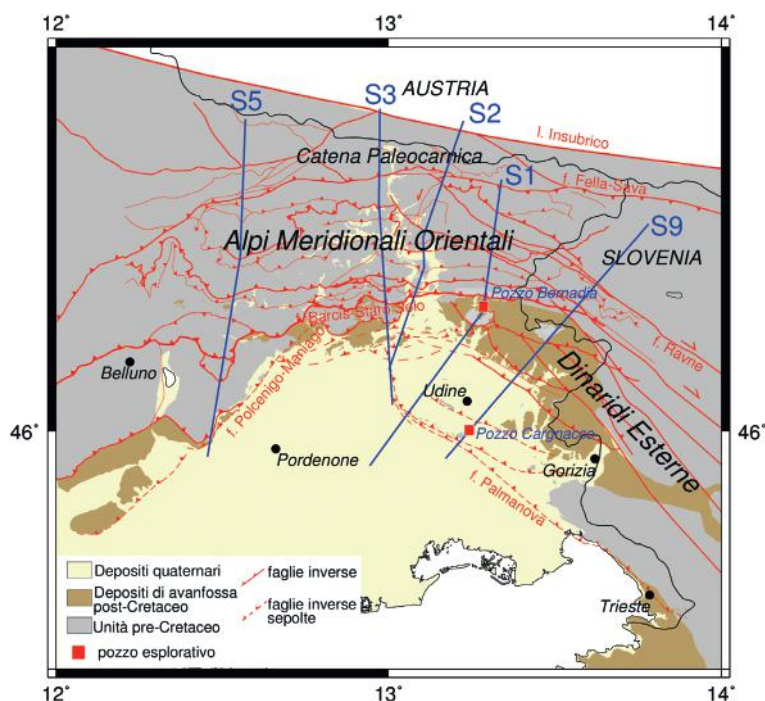


Fig. 3.1 - Mappa geologica schematica (modificata da Ponton, 2010). Sono riportati i principali lineamenti tettonici e le tracce delle sezioni geologiche S1, S2, S3, S5 e S9 come in Ponton (2010).

*Schematic geological map (modified from Ponton, 2010) with the main tectonic lineaments and the traces of the geological cross-sections S1, S2, S3, S5 and S9, as in Ponton (2010).*

Dal punto di vista tettonico (Fig. 3.1), la parte centrale della regione è caratterizzata dalla massima interferenza tra i sistemi strutturali dinarici ed alpini, secondo lo schema strutturale di Ponton (2010). Secondo il recente modello tettonico di Poli e Zanferrari (2018), la trascorrenza destra del sistema dinarico della Slovenia occidentale si propaga nell'alta valle del fiume Tagliamento, dando luogo ad un ampio complesso di strutture associate.

A partire dal Cretaceo Superiore-Paleocene, la fase mesoalpina (fase dinarica), con compressioni orientate NE-SO, ha portato alla formazione di una catena che si è propagata verso SO. La successiva fase neo-alpina (fase insubrica), con l'asse principale di compressione orientato NNE-SSO di età chattiano-burdigaliana, ha dislocato i *thrust* dinarici precedenti, riattivandoli parzialmente e ruotandoli in senso antiorario.

La successiva fase valsuganese (Serravalliano-Tortoniano), caratterizzata da compressioni orientate NNO-SSE, ha causato l'ulteriore rotazione antioraria, generando il sistema a *thrust* e *back-thrust* orientato OSO-ENE. L'ultima fase, attiva dalla fine del Tortoniano, è caratterizzata da compressioni orientate N-S. Questa fase ha generato i sistemi a *thrust* più meridionali, con orientazione variabile da NE-SO a E-O e vergenza da SE a sud. I sistemi trascorrenti destri orientati NO-SE, tipo le faglie di Idria e di Ravne, sono stati attivati nelle Alpi Giulie in questa fase.

A causa dell'intensa fase tettonica subita, i rilievi sono costituiti dalla ripetizione della sequenza stratigrafica, che da nord a sud diventa più recente. Le più antiche unità paleozoiche affiorano nei settori settentrionali della regione, lungo la fascia di confine. Sono costituite da metamorfiti di basso grado affioranti al confine con il Veneto e dalla successione varisica non metamorfica delle Alpi Carniche centrali ed orientali. I terreni più antichi della regione sono rappresentati da siltiti quarzose dell'Ordoviciano superiore, mentre a partire dal Devoniano inferiore si sviluppano le prime piattaforme carbonatiche. Tali deposizioni persistono fino al Carbonifero inferiore, quando una fase distensiva porta alla frammentazione delle scogliere ed al loro sprofondamento. Il *rifting* carbonifero è accompagnato da potenti effusioni vulcaniche, seguito dalla deposizione clastica del Flysch Varisico (Spalletta e Venturini, 1988).

La parte centrale della regione è costituita da rocce di età permo-cretacica, organizzate in scaglie tettoniche a vergenza meridionale. L'elemento caratterizzante è la presenza di potenti piattaforme carbonatiche, intervallate da bacini [ad ovest il Bacino Bellunese, ad est il Bacino Sloveno: Cati *et al.* (1989); Carulli *et al.* (2003) e Masetti *et al.* (2012)]. Non mancano episodi vulcanici, dovuti a momentanei fenomeni di *rifting* crostale. A partire dal Paleogene, inizia la sedimentazione di depositi terrigeni, che affiorano estesamente al bordo meridionale di tutti i rilievi prealpini affacciati sull'alta pianura friulana, specie nella parte orientale.

La deposizione neogenico-quadernaria porta alla formazione della Pianura Friulana, costituita dai depositi molassici neogenici di età compresa tra l'Aquitano ed il Messiniano, di mare poco profondo (Grandesso *et al.*, 2002) e dai depositi pleistocenici continentali. A questi ultimi appartengono i depositi glaciali, fluvioglaciali e lacustri che formano i rilievi morenici dell'anfiteatro del Tagliamento e gli enormi sistemi deposizionali, in *facies* di conoidi alluvionali, del Cellina, del Meduna, del Torre, del Natisone e dell'Isonzo. Elemento caratterizzante della Pianura Friulana è la fascia delle risorgive (o dei fontanili), che marca la separazione netta fra i depositi alluvionali prevalentemente ghiaiosi dell'alta pianura, ed i sedimenti sabbioso-limosi e limoso-argillosi della bassa pianura. Dal punto di vista strutturale, nel sottosuolo sono presenti i fronti sepolti delle due catene esterne (Fantoni *et al.*, 2002), che nel settore ovest sono SE-

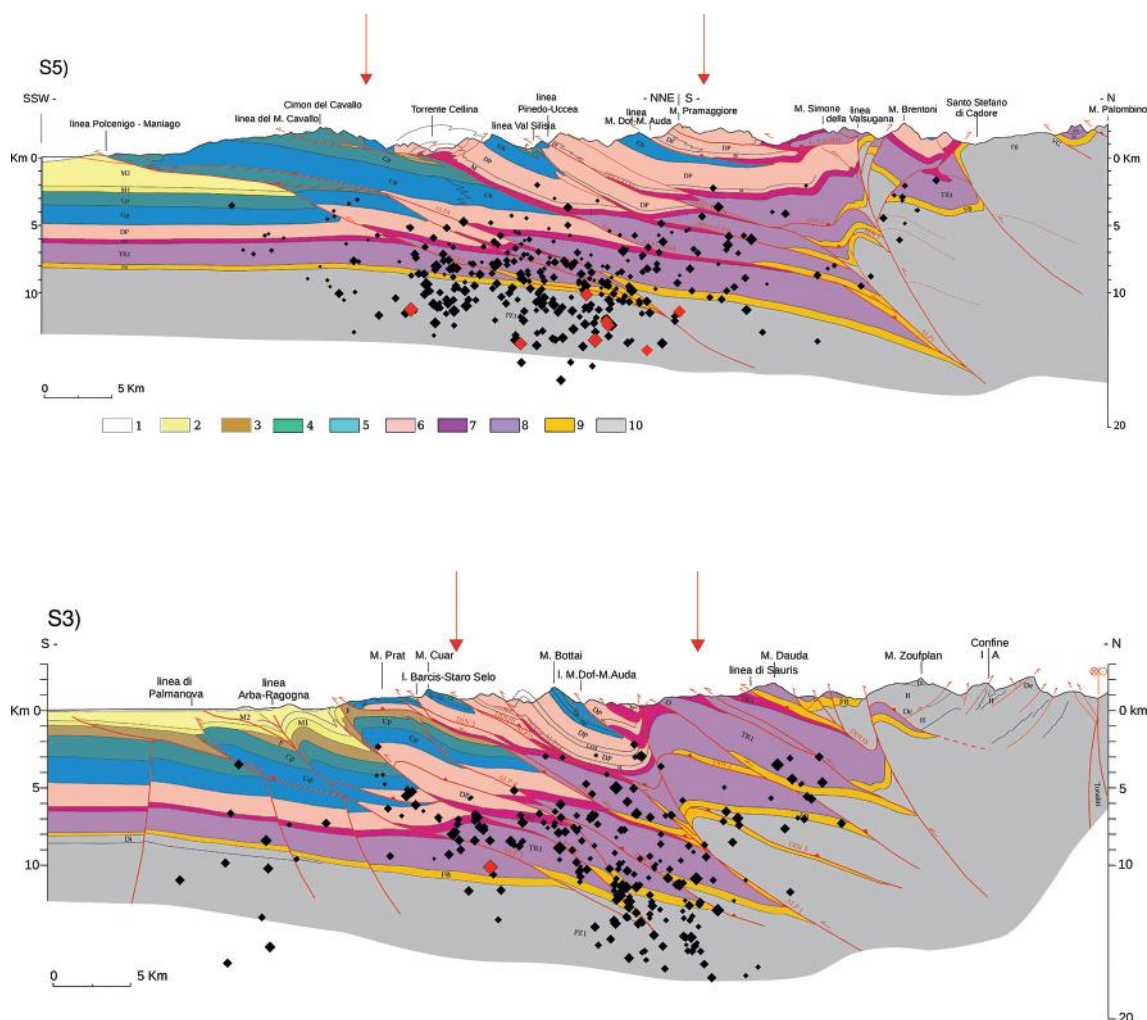


Fig. 3.2 - Sezioni geologiche di Fig. 3.1 presentate da ovest ad est (modificate da Ponton, 2010, 2015). 1: depositi quaternari; 2: depositi molassici (M1, M2: Miocene - Pliocene); 3: depositi di *flysch* e livelli carbonatici (F1, F2, pp: Cretaceo Sup. - Eocene); 4: calcari del Cretaceo (Cp: piattaforma; Cb: bacino); 5: calcari del Giurassico (Gp, Gb); 6: rocce dolomitiche del Triassico Sup. (piattaforma e bacino) e calcari massicci (DP, CD); 7: rocce evaporitiche, terrigena e carbonatica del Triassico Sup. (TR2); 8: calcari prevalenti del Triassico Inf. (TR1); 9: rocce carbonatiche, marnose ed evaporitiche del Permiano Sup. (FB); 10: depositi terrigeni, carbonatici e localmente vulcanici del Paleozoico (PZ1); linee rosse: faglie principali; diamanti neri: terremoti nell'intorno della sezione (vedi testo per dettagli); diamanti rossi: eventi sismici con  $M_D > 3,5$ . Le frecce rosse mostrano le zone nelle sezioni dove sono state effettuate l'analisi frattale e delle componenti principali (capitolo 8). La sismicità considerata va dal 1988 al 30 giugno 2018, con  $M_D$  compresa tra 1,0 e 5,6. Le sezioni S1 e S5 raccolgono tutti gli eventi entro 5 km di distanza dalla sezione, le sezioni S2 e S3 gli eventi con distanze entro i 3,5 km, la sezione S9 gli eventi con distanze entro i 2,5 km (figura modificata da Bressan *et al.*, 2012).

Geological cross-section mapped in Fig. 3.1 shown from west to east (modified from Ponton, 2010, 2015). 1: Quaternary deposits; 2: molasse deposits (M1, M2: Miocene - Pliocene); 3: *flysch* deposits and carbonatic levels (F1, F2, pp: Upper Cretaceous - Eocene); 4: Cretaceous limestones (Cp: platform; Cb: basin); 5: Jurassic limestones (Gp, Gb); 6: Upper Triassic dolomitic rocks and massive limestones (DP, CD); 7: Upper Triassic evaporitic, terrigenous and carbonatic rocks (TR2); 8: Lower Triassic prevailing limestones (TR1); 9: Upper Permian carbonatic, marly and evaporitic rocks (FB); 10: Paleozoic terrigenous, carbonatic and locally volcanic deposits (PZ1); red lines: faults; black diamonds: earthquakes (see text for details); red diamonds: seismic events with  $M_D > 3.5$ . The vertical arrows show the zone of the sections where the fractal analysis and the principal component analysis are performed (chapter 8). The plotted seismicity is from 1998 to 30 June, 2018 with  $M_D$  ranging from 1.0 to 5.6. The seismicity is analysed on bands extended laterally  $\pm 5$  km for sections S1 and S5,  $\pm 3.5$  km for sections S2 and S3,  $\pm 2.5$  km for section S9 (modified from Bressan *et al.*, 2012).

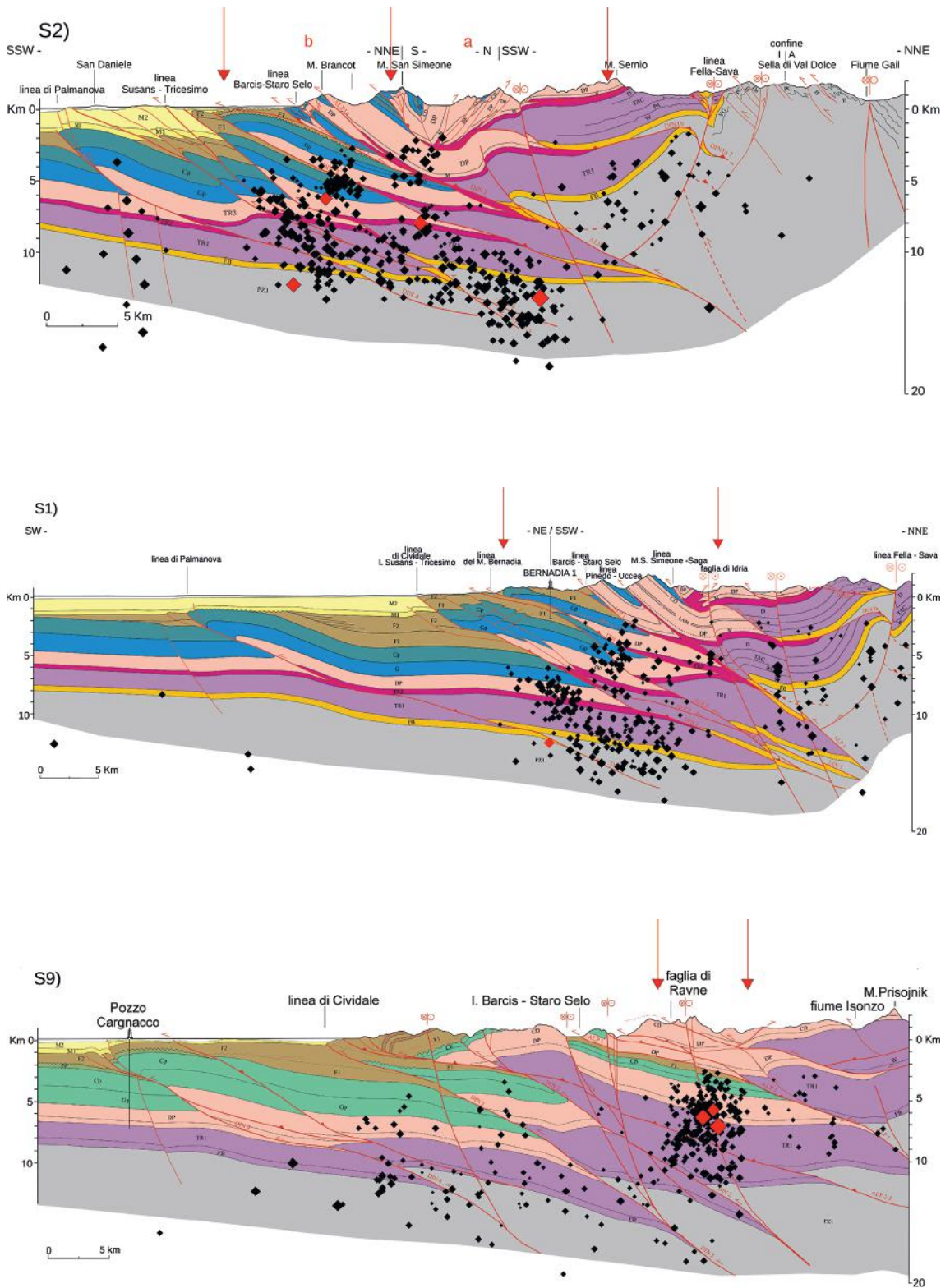


Fig. 3.2 - continua.  
Continued.

vergenti, a nord sono sud-vergenti, mentre ad est danno luogo a sovrascorrimenti ciechi, impostati sui sovrascorrimenti dinarici OSO-vergenti (Poli *et al.*, 2002).

Le sezioni geologiche in Fig. 3.2 evidenziano le relazioni geometriche tra le strutture generate dalle diverse fasi tettoniche (Bressan *et al.*, 2016). Le sezioni S1, S2, S3 e S5 sono orientate all'incirca N-S, ortogonali alle faglie nealpine ed oblique rispetto alle faglie dinariche. Lo stile strutturale che le caratterizza è ad embrici tettonici sud-vergenti, con retro-scorrimenti nella parte settentrionale, connessi al sollevamento del basamento paleozoico e all'interferenza con le strutture dinariche. La sezione geologica S9, ortogonale alle strutture dinariche, evidenzia la vergenza SO della catena, dove prevalgono le faglie inverse e trascorrenti, orientate NO-SE.

Gli eventi sismici riportati sui profili sono stati rilocalizzati con il modello 3D  $V_p$  e  $V_s$  di Bressan *et al.* (2012). La sismicità considerata va dal 1988 al 30 giugno 2018,  $M_D$  compresa tra 1,0 e 5,6. Le sequenze sismiche generate dagli eventi maggiori (diamanti rossi in Fig. 3.2) non sono state riportate. Le sezioni S1 e S5 raccolgono tutti gli eventi entro 5,0 km di distanza dalla sezione, le sezioni S2 e S3 gli eventi con distanze entro i 3,5 km, la sezione S9 gli eventi con distanze entro i 2,5 km.

L'evoluzione attuale dell'area è documentata dalle misure GNSS (Rossi *et al.*, 2016). Nella Fig. 3.3 sono riportate le velocità di deformazione crostale del settore friulano nel sistema di riferimento europeo definito da Altamimi *et al.* (2012).

L'andamento delle velocità orizzontali è in accordo con il quadro cinematico regionale, che vede la microplacca adriatica muoversi in senso antiorario rispetto all'Eurasia, con cui collide (p. es. D'Agostino *et al.*, 2008; Caporali *et al.*, 2013). I valori delle velocità sono compresi tra 0,6 e 2,8 mm/a, con valori che progressivamente diminuiscono da sud a nord, e, in maniera meno pronunciata, da est ad ovest. Il raccorciamento crostale in direzione approssimativamente N-S, è

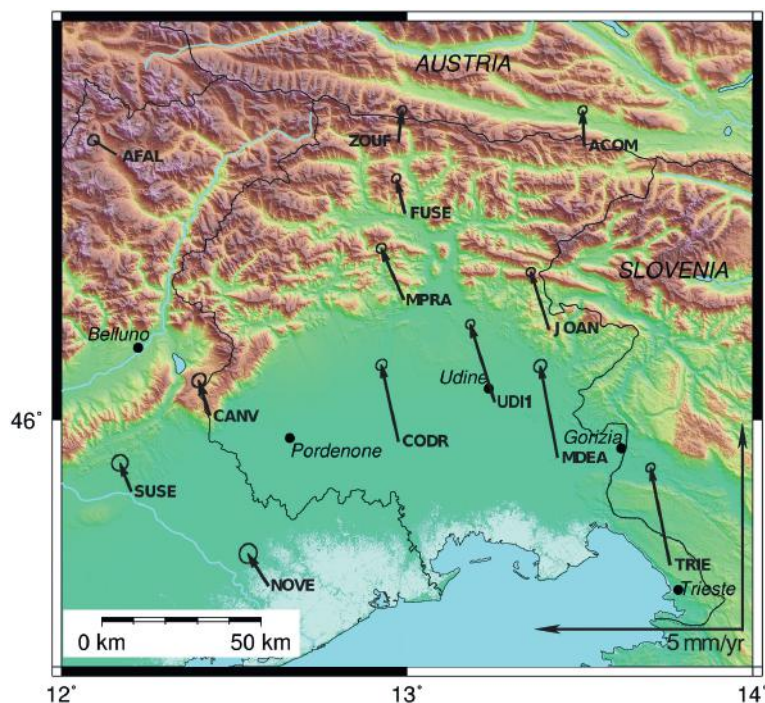


Fig. 3.3 - Velocità di deformazione crostale nel sistema di riferimento europeo definito da Altamimi *et al.* (2012) nei siti GNSS della rete FReDNet con registrazioni superiori ai 3 anni continuativi. Sono indicate anche le ellissi degli errori (da Zuliani *et al.*, 2018, ridisegnata).

*Crustal strain velocity in the European reference frame as defined by Altamimi *et al.* (2012) in the GNSS sites of the FReDNet network with continuous recording longer than 3 years. The error ellipses are also shown (from Zuliani *et al.*, 2018, redrawn).*

di circa 1,5 mm/a tra le stazioni poste al confine settentrionale della regione e la stazione TRIE, presa come riferimento del moto della microplacca adriatica, con il maggior tasso di deformazione registrato nella fascia pedemontana, tra UDI1 e la stazione MPRA. Per quanto riguarda invece le velocità verticali, le stazioni poste nell'area montana e pedemontana mostrano spostamenti positivi anche se molto ridotti, mentre una certa subsidenza (3,2-3,8 mm/a) è osservata nelle stazioni della pianura, in accordo con quanto osservato con altre misurazioni (Da Lio e Tosi, 2018).

L'analisi congiunta delle componenti orizzontali e verticali dello spostamento (Rossi *et al.*, 2016, 2017, 2018) ha dimostrato che il campo di deformazione è soggetto a variazioni a scala spazio-temporale più piccola di quella del moto delle placche. Rimossi i contributi legati ai fattori idrologici, gli autori hanno evidenziato la comparsa di un segnale che si è propagato attraverso l'Italia nord-orientale e la Slovenia occidentale tra il 2006 ed il 2010. Il disturbo (transiente) ha causato un movimento inizialmente verso l'alto e successivamente verso il basso, ed è stato interpretato come legato alla liberazione di fluidi profondi in corrispondenza della Faglia di Ravne (Slovenia), nell'intorno spazio-temporale dell'evento di magnitudo 5,1 di Bovec-Krn del 2004.

#### 4. Sorgenti sismogeniche

Le potenziali sorgenti sismiche presenti sull'area studio sono analizzate secondo due approcci distinti: il primo, marcatamente geologico, è volto ad individuare le faglie attive capaci (progetto ITHACA), mentre il secondo (progetto DISS) è orientato all'individuazione delle strutture profonde ed a ricostruire la geometria e gli *slip rate* di lungo termine delle faglie attive (Maesano *et al.*, 2015; Vannoli e Burrato, 2018).

Il progetto ITHACA (ITaly HAZard from CAPable faults), sviluppato dal Servizio Geologico d'Italia - ISPRA, raccoglie in ambiente GIS le informazioni disponibili sulle strutture tettoniche attive, interessandosi in modo particolare alle faglie capaci che interessano il territorio italiano. Secondo la definizione, una faglia capace è una faglia attiva che ha determinato la rottura della superficie topografica negli ultimi 40.000 anni (Commissione tecnica per la microzonazione sismica, 2015). Le faglie capaci vengono mappate e caratterizzate in ITHACA sulla base dei dati disponibili in letteratura, dopo una attenta revisione critica. Tuttavia, il catalogo ITHACA, a parere degli stessi autori, non può essere utilizzato per una caratterizzazione della sorgente sismogenica in termini di scuotimento, in quanto le evidenze potrebbero rappresentare l'espressione superficiale diretta o indiretta dell'attività delle sorgenti profonde, sia in risposta della dislocazione sul piano di faglia principale profondo, sia in conseguenza della deformazione cosismica superficiale di altra natura (ad es. gravitativa). Per questo motivo quindi è indispensabile consultare le banche dati sismogeniche, espressamente sviluppate per applicazioni nell'ambito della valutazione della pericolosità sismica (Guerrieri *et al.*, 2015).

A livello europeo il *database* delle faglie sismogenetiche [European Database of Seismogenic Faults: EDSF, Basili *et al.* (2013)] include soltanto le strutture che possono generare eventi sismici di magnitudo uguale o superiore a 5,5, in modo da garantire un *input* omogeneo per gli studi di pericolosità sismica nell'area euro-mediterranea. A livello italiano, l'archivio è conosciuto come DISS - Database of Individual Seismogenic Sources, e nella sua più recente versione (3.2.1, DISS Working Group, 2018), è la base su cui è stato elaborato il modello di sismicità per stimare la nuova mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale MPS16.



Il contenuto del *database* è costituito da sorgenti sismogeniche rappresentate in 3D, ottenute parametrizzando la geometria e la cinematica di faglie e sistemi di faglie attive.

Per l'area friulana (Fig. 4.1) la formulazione delle sorgenti sismogeniche si basa principalmente sui lavori di Galadini *et al.* (2005), Burrato *et al.* (2008) e Poli *et al.* (2008), revisionati criticamente per la versione 3.2.1 del DISS (DISS Working Group, 2018). In Tabella 4.1 sono riportati geometria, cinematica e potenziale sismogenico delle sorgenti presenti nel *database*. Le strutture potenzialmente attive sono i sovrascorrimenti alpini, che bordano la pianura, e le faglie trascorrenti destre della Slovenia occidentale. A nord, il Lineamento Periadriatico segna il margine litosferico tra la placca adriatica e quella europea. Recentemente, Kastelic *et al.* (2013; e riferimenti inclusi) hanno individuato nel Golfo di Trieste delle strutture geologiche, ritenute potenzialmente in grado di generare terremoti di magnitudo superiore a  $M = 6,0$ .

## 5. Informazioni macrosismiche

Il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani CPTI15 (Rovida *et al.*, 2016) raccoglie i dati riguardanti 4584 eventi nel periodo compreso tra l'anno 1000 ed il 2014. Il catalogo è consultabile all'indirizzo <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15>, a cui si rimanda per gli approfondimenti. Il catalogo CPTI15 si basa sui dati macrosismici del Database Macrosismico Italiano 2015 (DBMI15) di Locati *et al.* (2016). Sono riportati gli eventi sismici con intensità massima o epicentrale maggiore o uguale a V MCS (scala Mercalli - Cancani - Sieberg) assieme agli eventi con magnitudo strumentale pari o superiore a  $M_w$  (magnitudo momento) 4,0, ad eccezione di alcuni terremoti con  $M_w < 4,0$  riportati per le aree vulcaniche dell'Etna e dei Campi Flegrei.

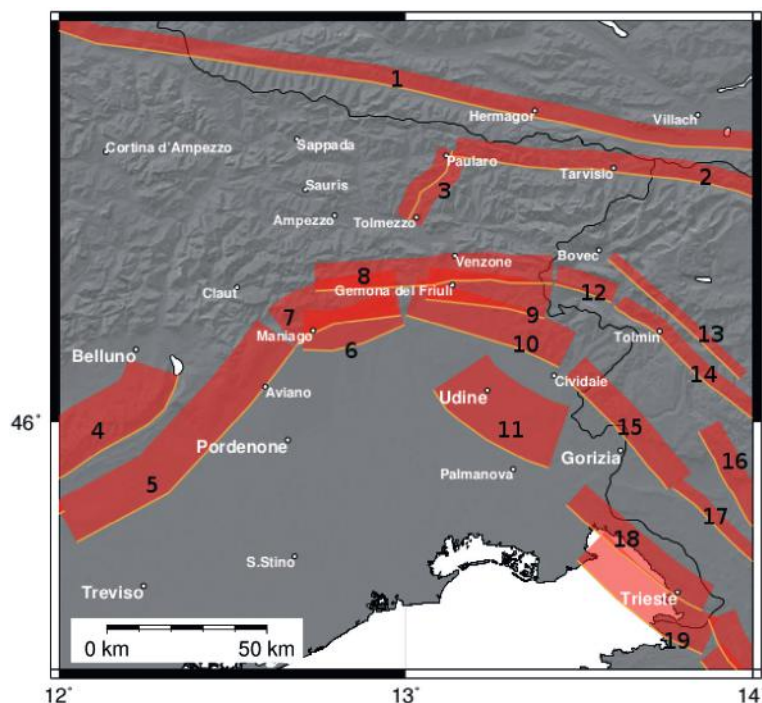


Fig. 4.1 - Mappa delle sorgenti sismiche DISS (DISS Working Group, 2018 - versione 3.2.1). I numeri individuano le sorgenti composte (in rosso l'area della sorgente sismica, in giallo la proiezione in superficie della faglia corrispondente) descritte nella Tabella 4.1.

*DISS seismogenic sources map (DISS Working Group, 2018 - version 3.2.1). The numbers identify the composite sources (in red the area of the seismic source, in yellow the surface projection of the corresponding fault) described in Table 4.1.*

Tabella 4.1 - Tabella riassuntiva delle sorgenti sismiche presenti nell'area in esame. I dati di geometria, cinematica e potenziale sismogenico sono desunti dal *database* DISS. Per la posizione delle sorgenti, si rimanda alla Fig. 4.1 (in parentesi quadra è indicata la corrispondente sorgente).

*Summary table of the seismic sources present in the studied area. Geometry, kinematics, and seismogenic potential information is taken from DISS database. For source position, see Fig. 4.1 (in square brackets the corresponding source is indicated).*

ID	Geometria e Cinematica	Potenziale ( $M_w$ )
ATCS010: Western Periadriatic [1]	Trascorrente destra, orientata NO-SE	7,0
ITCS102: Tarvisio [2]	Trascorrente destra, orientata E-O	6,5
ITCS067: But-Chiarsò [3]	Trascorrente sinistra ad alto angolo, orientata NE-SO	5,8
ITCS105: Bassano-Vittorio Veneto [4]	Inversa a basso angolo SE-vergente, orientata NE-SO	6,5
ITCS060: Montebelluna-Montereale [5]	Inversa a basso angolo SE-vergente, orientata NE-SO	6,2
ITCS062: Maniago-Sequals [6]	Inversa a basso angolo da S a SE-vergente, orientata OSO-ENE	6,5
ITCS071: Andreis-Forgaria nel Friuli [7]	Inversa a basso angolo da S a SE-vergente, orientata OSO-ENE	5,9
ITCS064: Tramonti-Montemaggiore [8]	Inversa a basso angolo S-vergente, orientata E-O	6,2
ITCS061: Trasaghis-Taipana [9]	Inversa a basso angolo da S a SO-vergente, orientata ONO-ESE	6,1
ITCS066: Gemona-Tarcento [10]	Inversa a basso angolo SO-vergente, orientata ONO-ESE	6,5
ITCS065: Medea [11]	Inversa a basso angolo SO-vergente, orientata NO-SE	6,5
SICS003: Stol [12]	Inversa a basso angolo SSO-vergente, con componente trascorrente destra, orientata E-O	6,0
SICS001: Bovec-Tolminka Spring [13]	Trascorrente destra, con componente inversa, orientata NO-SE	5,8
SICS002: Idrija [14]	Trascorrente destra, con componente inversa, orientata NO-SE	6,8
SICS005: Cividale-Nova Gorica [15]	Inversa a basso angolo SO-vergente, con componente trascorrente destra, orientata NO-SE	5,5
SICS019: Vipava [16]	Trascorrente destra, con componente inversa, orientata NNO-SSE	6,0
SICS004: Branik-Ilirska Bistrica [17]	Trascorrente destra, con componente inversa, orientata NO-SE	6,5
ITCS100: Northern Trieste Gulf [18]	Inversa a basso angolo SO-vergente, con componente trascorrente destra, orientata NO-SE	6,5
ITCS101: Southern Trieste Gulf [19]	Inversa a basso angolo SO-vergente, con componente trascorrente destra, orientata NO-SE	6,5

Il catalogo contiene i terremoti considerati *foreshock* e repliche all'interno delle soglie fissate d'intensità e magnitudo di cui sopra. La localizzazione scelta è macrosismica fino al 1984, successivamente si considera quella strumentale.

I parametri degli eventi caratterizzati da dati macrosismici sono stati ricavati con la procedura Boxer di Gasperini *et al.* (1999, 2010). Le localizzazioni macrosismiche degli eventi storici prima del 1900 e dal 1900 in poi sono riportate rispettivamente in Figg. 5.1 e 5.2.

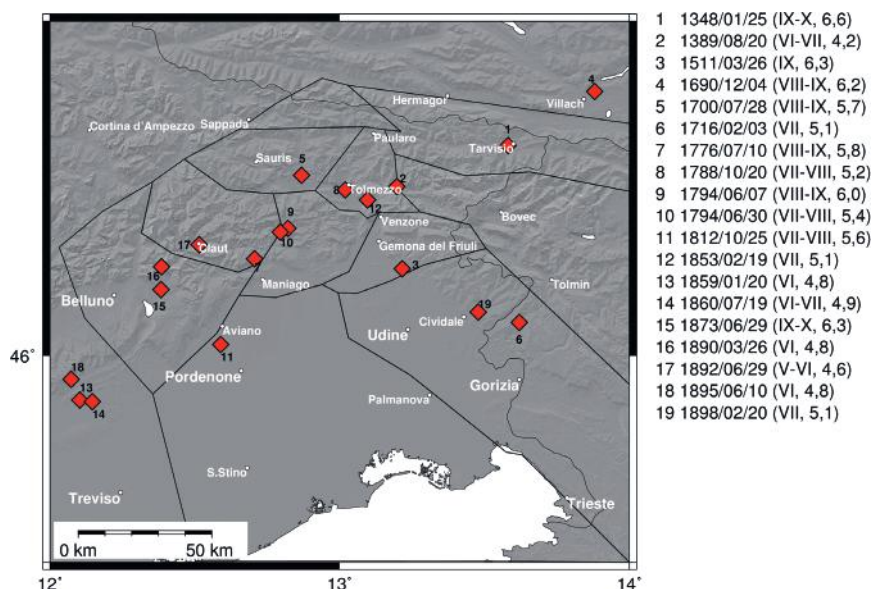


Fig. 5.1 - Mappa della sismicità storica prima del 1900. La fonte è il catalogo CPTI15 (Rovida *et al.*, 2016). Sono riportate la data e tra parentesi l'intensità epicentrale e  $M_w$ .

*Historical seismicity in the Friuli Venezia Giulia region and neighbouring areas before 1900. The data are taken from the CPTI15 catalogue (Rovida *et al.*, 2016). The date of occurrence is shown. The epicentral intensity and the  $M_w$  are quoted in parentheses.*

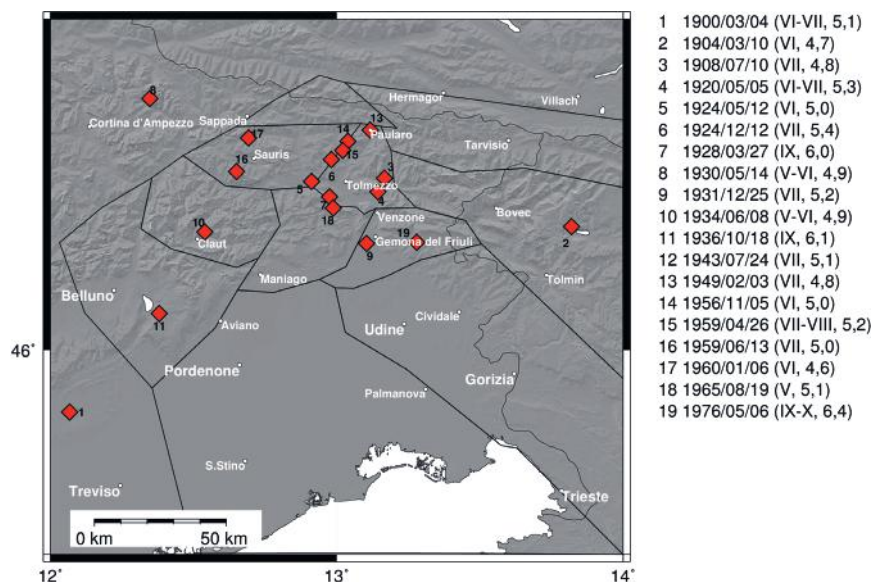


Fig. 5.2 - Mappa della sismicità storica del 1900. La fonte è dal catalogo CPTI15 (Rovida *et al.*, 2016). Sono riportate la data e tra parentesi l'intensità epicentrale e  $M_w$ . Le informazioni relative alla magnitudo dalle onde superficiali degli eventi del 3 febbraio del 1949 e del 13 giugno 1959 sono di Margottini *et al.* (1992, 1993). La localizzazione del terremoto del 19 agosto 1965 è di Sandron *et al.* (2014). La localizzazione dell'evento del 6 maggio 1976 corrisponde a quella stimata da Slejko (2018).

*Historical seismicity in the Friuli Venezia Giulia region and neighbouring areas in 1900. The data are taken from the CPTI15 catalogue (Rovida *et al.*, 2016). The date of occurrence is shown. The epicentral intensity and the  $M_w$  are quoted in parentheses. The magnitude of the 3 February 1949 and the 13 June 1959 earthquakes is based on the surface waves (Margottini *et al.*, 1992, 1993). The location of the 19 August 1965 earthquake is from Sandron *et al.* (2014). The location of the 6 May 1976 event is from Slejko (2018).*

## 6. Analisi della sismicità strumentale

Una definizione attendibile delle proprietà che caratterizzano l'evoluzione spazio-temporale della sismicità fornisce indicazioni importanti per la comprensione dei processi tettonici in atto alla transizione Alpi-Dinaridi. Una rigorosa descrizione quantitativa rappresenta, inoltre, un'informazione particolarmente utile per inquadrare in modo opportuno gli eventi sismici di moderata intensità, che occasionalmente interessano il Friuli Venezia Giulia e le aree circostanti, consentendo di evidenziare eventuali variazioni nel rilascio di energia sismica che si discostino dalla normale sismicità di fondo.

La banca dati qui considerata, nel seguito indicata come "catalogo OGS", comprende 24279 terremoti, avvenuti nel periodo che va dal 6 maggio 1977 al 31 dicembre 2015, e localizzati entro un'area compresa nell'intervallo di longitudine 8,9-16,6°E e latitudine 44,0-48,6°N.

### 6.1. Analisi della completezza spaziale dei dati

Ai fini dell'analisi delle proprietà spazio-temporali della sismicità descritte nel seguito è necessario delineare un'area caratterizzata da una magnitudo di completezza dei dati,  $M_C$ , sufficientemente rappresentativa ed uniforme nello spazio e nel tempo. Per studiare la completezza spaziale del catalogo OGS, ad integrazione dello studio di Gentili *et al.* (2011), è stata effettuata un'analisi comparativa con i dati globali, ovvero i dati compilati dall'International Seismological Centre (ISC, 2015); questi ultimi sono naturalmente molto meno completi ed accurati dei dati OGS per l'area in esame, ma hanno una copertura territoriale più ampia. Specificatamente, la valutazione della completezza spaziale per confronto di cataloghi è stata eseguita seguendo lo schema generale proposto da Kossobokov *et al.* (1999), e già applicato ai dati italiani su scala nazionale (Romashkova e Peresan, 2013). La procedura si basa sull'ipotesi che, entro il territorio di completezza del catalogo OGS, praticamente tutti gli eventi riportati dall'ISC sono riportati anche nel catalogo OGS. Questo significa che nell'area di competenza, l'informazione fornita dai dati OGS è maggiore o uguale, a meno delle inevitabili incertezze, di quella fornita dai dati ISC. I risultati dell'analisi comparativa e la regione delineata (indicata come POLY1 nel seguito) sono rappresentati in Fig. 6.1.

È possibile osservare che, all'interno del poligono identificato (evidenziato in rosso in Fig. 6.1), solo pochi dei terremoti riportati dall'ISC non trovano corrispondenza nel catalogo OGS; gli eventi mancanti sono generalmente riconducibili ad eventi spuri rimossi dai dati OGS. Ad esempio, nell'area in basso a destra del poligono selezionato (per es. nel Golfo di Trieste), vi sono diversi terremoti riportati dall'ISC che sono stati rimossi dal catalogo OGS, in quanto associati ad esplosioni oppure a terremoti avvenuti in mare, scarsamente vincolati dalle osservazioni. Al di fuori del poligono identificato, invece, il numero di eventi ISC che non trova corrispondenza nei dati OGS, è evidentemente molto maggiore (per es. in Slovenia), suggerendo una minore completezza del catalogo OGS in tali aree.

Considerando i soli terremoti con epicentro all'interno del poligono selezionato, è stata analizzata la distribuzione del numero di eventi in funzione della magnitudo. La distribuzione ottenuta (Fig. 6.2a), che presenta una variazione significativa della pendenza in corrispondenza di magnitudo  $M_D = 3,5$ , ha evidenziato la necessità di ricalcolare le magnitudo dei terremoti più piccoli a partire dal 1994, per garantire una maggiore omogeneità temporale delle magnitudo stesse.

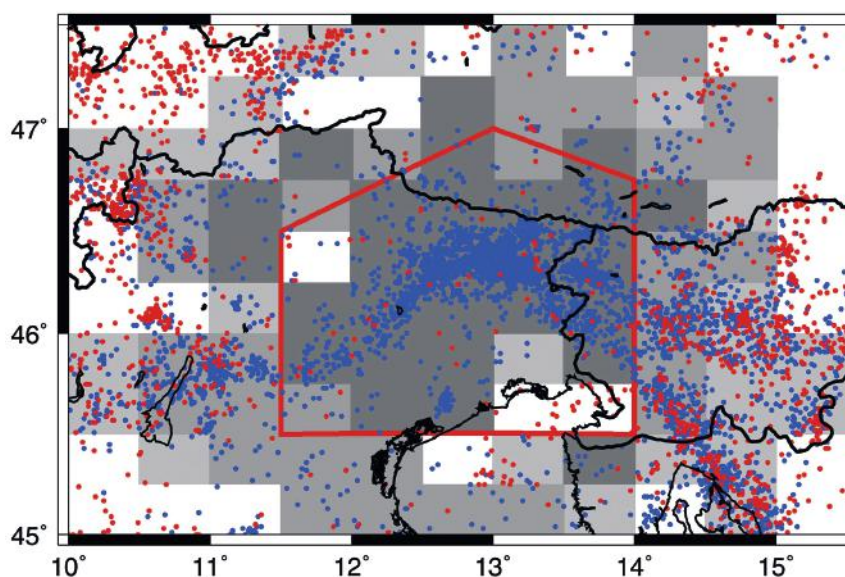


Fig. 6.1 - Distribuzione spaziale del livello di completezza dei dati OGS, ottenuto mediante analisi comparativa con il catalogo globale ISC [per una descrizione dettagliata si veda Peresan e Gentili (2018)]. In grigio scuro sono evidenziate le aree caratterizzate da elevata completezza dei dati OGS, in grigio chiaro quelle meno complete; il poligono rosso delimita l'area selezionata per l'analisi della sismicità strumentale. La mappa, tratta da Peresan e Gentili (2018), mostra anche gli epicentri di terremoti con magnitudo maggiore di 2,0 riportati da OGS (punti blu) e gli eventi del catalogo ISC che non hanno equivalente nel catalogo OGS (punti rossi).

*Spatial distribution of OGS data completeness level, as obtained by comparative analysis with ISC global catalogue (map from Peresan and Gentili, 2018). The areas characterised by a high level of completeness of OGS data are mapped in dark grey, the less complete ones in light grey. The selected area of investigation (red polygon) and epicentres of earthquakes with magnitude larger than 2.0 are shown as well: events reported by OGS (blue dots) and events from ISC catalogue that have no equivalent in OGS catalogue (red dots).*

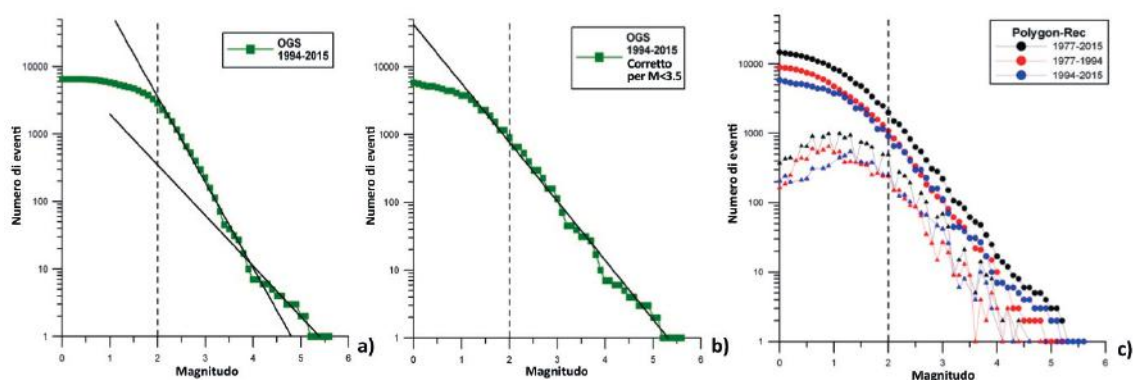


Fig. 6.2 - Distribuzione del numero di terremoti in funzione della magnitudo per gli eventi riportati nel catalogo OGS entro il poligono selezionato: prima (a) e dopo (b) la revisione delle stime di magnitudo nell'intervallo di tempo 1994-2015; distribuzioni cumulative e discrete (c) per i dati rivisti, considerando tre diversi intervalli di tempo: 1977-2015, 1977-1994 e 1994-2015 (basato su Peresan e Gentili, 2018).

*Distribution of the number of earthquakes as a function of magnitude for OGS data within the selected polygon: before (a) and after (b) the revision of magnitude estimates in the time interval 1994-2015; the cumulative and non-cumulative distributions for the revised data (c), considering three different time intervals: 1977-2015, 1977-1994 and 1994-2015 (modified after Peresan and Gentili, 2018).*

In particolare, le magnitudo sono state ricalcolate secondo la relazione 2.2 (Peresan e Gentili, 2018 e riferimenti inclusi), già introdotta al paragrafo 2.2. Appare evidente che ricalcolando la magnitudo la linearità della distribuzione migliora (Figg. 6.2a e 6.2b) e questo consente una valutazione più adeguata della soglia di completezza  $M_c$  e dei parametri di scala della sismicità (cioè *b-value*). Le distribuzioni cumulative e discrete ottenute dal catalogo OGS con magnitudo ricalcolate (Fig. 6.2c) indicano che, all'interno del poligono identificato, il catalogo può essere considerato sufficientemente completo per  $M \geq M_c = 2,0$  a partire dal 1977 (eccetto il periodo di interruzione dei dati, da dicembre 1990 a maggio 1991) e per  $M \geq M_c = 1,5$  a partire dal 1994.

### 6.2. Analisi dei parametri di scala della sismicità

Importanti indicazioni sulle modalità di rilascio dell'energia sismica a scala regionale sono fornite dai parametri di scala che descrivono l'occorrenza dei terremoti, ed in particolare il *b-value* ( $b$ ), che caratterizza la distribuzione della frequenza dei terremoti in funzione della magnitudo, e la dimensione frattale ( $d$ ) degli epicentri nell'area in esame, che ne caratterizza la distribuzione spaziale. Tali parametri sono inoltre necessari per studiare le proprietà delle sequenze sismiche, ossia il *clustering* dei terremoti, con il metodo dei “*nearest-neighbour*” (Zaliapin e Ben-Zion, 2013a).

Per stimare i parametri di scala della sismicità in Friuli Venezia Giulia e nelle aree adiacenti sono state applicate diverse metodologie, inclusi i tradizionali metodi per la stima del *b-value* (Gutenberg e Richter, 1954) e della dimensione frattale (Grassberger, 1983; Rossi, 1990). In particolare è stata utilizzata l'*Unified Scaling Law for Earthquakes* [USLE (Kossobokov e Mazhkenov, 1988; Nekrasova et al., 2011)], che fornisce una stima congiunta di entrambi i parametri. Infatti, la classica legge Gutenberg-Richter (GR) (Gutenberg e Richter, 1954), stabilisce una relazione tra il numero annuale di terremoti,  $N$ , e la loro magnitudo,  $M$ , all'interno di un volume spazio-temporale predefinito. Tuttavia la GR non fornisce alcuna indicazione sulla dimensione della regione considerata, né sulle modalità con cui i terremoti si distribuiscono nello spazio. Secondo quanto proposto da Kossobokov e Mazhkenov (1988), nell'ipotesi d'invarianza scalare (*self-similarity*) della distribuzione spaziale degli epicentri, la GR può essere generalizzata come segue:

$$\log_{10} N(M, L) = A + B(M_0 - M) + C \log_{10} L \quad (6.1)$$

Questa relazione, indicata appunto come *Unified Scaling Law for Earthquakes*, descrive il numero  $N(M, L)$  annuale di terremoti atteso all'interno di un'area di dimensioni  $L \times L$ , ed i coefficienti  $A$  e  $B$  sono analoghi ai parametri  $a$  e  $b$  della GR. Il coefficiente  $C$  invece corrisponde alla dimensione frattale  $d$  (Mandelbrot, 1983) della distribuzione spaziale degli epicentri, e descrive come varia il numero di terremoti,  $N$ , al variare della dimensione  $L$  dell'area in esame. In questo studio i parametri  $A$ ,  $B$  e  $C$  dell'USLE sono stati calcolati mediante l'algoritmo SCE, *Scaling Coefficients Estimation* (Nekrasova et al., 2015), ossia conteggiando i terremoti entro aree di dimensioni progressivamente decrescenti (tecnica “telescope”).

Per quantificare i parametri di scala che contraddistinguono la sismicità dell'Italia nord-orientale, la USLE è stata applicata al catalogo OGS rivisto e corretto (Nekrasova et al., 2016), limitatamente al periodo caratterizzato da modalità di acquisizione e completezza dei dati relativamente uniformi (Gentili et al., 2011), ossia dal 1/7/1994 al 31/12/2015. I coefficienti  $A$ ,

$B$  e  $C$  sono stati calcolati a diversa risoluzione spaziale, considerando i terremoti di magnitudo maggiore o uguale a 1,5 avvenuti all'interno del poligono delineato (Fig. 6.1). In particolare sono stati valutati i parametri associati alle celle sismicamente attive di una griglia a maglie regolari di dimensioni  $1/16 \times 1/16^\circ$ . Le mappe dei coefficienti dell'USLE così ottenute sono illustrate in Fig. 6.3.

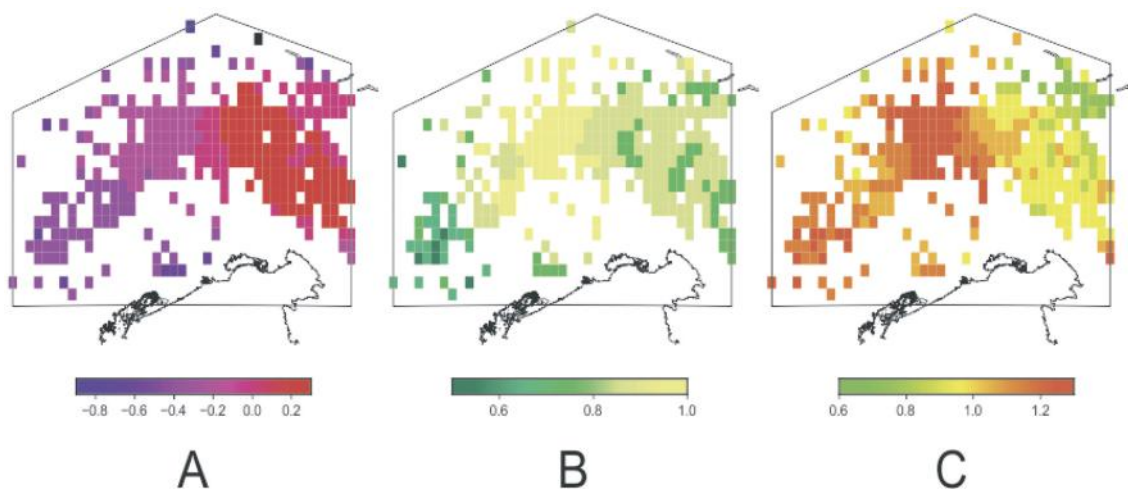


Fig. 6.3 - Mappe dei coefficienti dell'USLE, ottenuti considerando il catalogo OGS rivisto (1994-2015), per una griglia regolare con celle di dimensioni  $1/16^\circ \times 1/16^\circ$ . Il poligono delimita l'area di completezza selezionata (tratta da Peresan e Gentili, 2018).

Map of the USLE coefficients, obtained based on the corrected OGS catalogue (1994-2015), on a regular grid with cells size  $1/16^\circ \times 1/16^\circ$ . The polygon delimits the selected completeness area (from Peresan and Gentili, 2018).

Il parametro  $A$ , che quantifica il livello dell'attività sismica e corrisponde al logaritmo del numero di terremoti di magnitudo  $M_0 = 3,5$ , normalizzato per l'unità di area di  $1,0^\circ \times 1,0^\circ$  e l'unità di tempo di un anno, assume valori compresi fra  $-0,9$  e  $0,2$ . Il parametro  $B$ , che analogamente al  $b$ -value della GR descrive come varia il numero di eventi in funzione della magnitudo, si concentra nell'intervallo  $0,5$ - $1,0$ , mentre la dimensione frattale  $C$  degli epicentri varia da  $0,6$  a  $1,3$ . I valori ottenuti per la dimensione frattale, che si concentrano attorno a  $C \approx 1$ , suggeriscono una tendenza approssimativamente lineare nella distribuzione degli epicentri all'interno del poligono delineato. La deviazione standard delle stime dei parametri  $A$ ,  $B$  e  $C$  ottenute non supera  $0,06$ , evidenziando una buona accuratezza delle stime e supportando l'ipotesi di *self-similarity* della sismicità nell'area (Nekrasova *et al.*, 2016).

Successivamente, a partire dai valori dei coefficienti dell'USLE ottenuti sulla griglia selezionata, sono state estratte delle robuste stime medie associabili all'intera regione analizzata (POLY1, Fig. 6.1), ossia:  $b = B = 0,83 \pm 0,08$  e  $d = C = 1,05 \pm 0,15$ .

E' stata valutata, infine, la corrispondenza dei coefficienti dell'USLE con le classiche stime del  $b$ -value (Gutenberg e Richter, 1954) e della dimensione frattale (Grassberger, 1983; Rossi, 1990). In particolare, applicando ai medesimi dati il criterio della massima verosimiglianza (Wiemer, 2001), sono state ottenute le seguenti stime del  $b$ -value:  $b = 0,80 \pm 0,01$  per eventi con  $M \geq 1,5$  e  $b = 0,95 \pm 0,03$  per  $M \geq 2,0$ . Analogamente, per calcolare la dimensione frattale è

stato utilizzato il metodo dell'integrale di correlazione (Grassberger, 1983; Bressan *et al.*, 2016), considerando una soglia di magnitudo minima variabile da  $M_C = 1,5$  a  $M_C = 3,0$ . La dimensione frattale risultante è pari a  $d = 1,10 \pm 0,02$ , in buon accordo con le stime fornite dall'USLE (Peresan e Gentili, 2018).

Conseguentemente, considerati anche i valori ottenuti con le metodologie tradizionali, sono state definite le seguenti stime robuste dei parametri di scala della sismicità  $b = 0,9$  e  $d = 1,1$ , utilizzate nel seguito per l'analisi del *clustering* dei terremoti nell'intero territorio delineato (Fig. 6.1).

### 6.3. Identificazione di sequenze e sciame con il metodo dei nearest-neighbour

L'identificazione delle sequenze di terremoti viene effettuata utilizzando il metodo dei *nearest-neighbour* (Zaliapin e Ben-Zion, 2016 e riferimenti inclusi), che si basa su una definizione generalizzata delle distanze tra coppie di terremoti nel dominio spazio-tempo-magnitudo, ossia le distanze fra "vicini prossimi" (*nearest-neighbour distances*) introdotte da Baiesi e Paczuski (2004). Il metodo consente di effettuare una partizione dei terremoti in due classi distinte, ossia sismicità di fondo e sequenze sismiche, sfruttando la bi-modalità della distribuzione delle *nearest-neighbour distance* (Zaliapin *et al.*, 2008), che caratterizza sia la sismicità reale, sia la sismicità sintetica generata da modelli tipo ETAS [*Epidemic Type Aftershock Sequences* (Ogata, 1998)].

Specificamente, dato un catalogo di terremoti, dove per ciascun terremoto sono riportati il tempo di origine, la posizione (latitudine, longitudine e profondità) e la magnitudo  $\{t_i, \Phi_i, \lambda_i, d_i, m_i\}$ , per ogni evento  $j$  è possibile trovare il suo vicino prossimo  $i$  e calcolare la corrispondente *nearest-neighbour distance*  $\eta_{ij}$ . Il vicino prossimo di un terremoto è indicato come "genitore" (*parent*); ogni evento ha un solo genitore, e può essere a sua volta genitore di molti eventi, detti "figli" (*offsprings*). L'elemento principale utilizzato per associare genitori e figli è la specifica distanza, definita per ciascuna coppia di terremoti  $i$  e  $j$  (Baiesi e Paczuski, 2004) come segue:

$$\eta_{ij} = \begin{cases} t_{ij} r_{ij}^d 10^{-bm_i}, & t_{ij} > 0 \\ \infty, & t_{ij} \leq 0 \end{cases} \tag{6.2}$$

dove  $t_{ij} = t_j - t_i$  è il tempo intercorso tra i due eventi,  $r_{ij} \geq 0$  è la distanza spaziale tra gli ipocentri,  $b$  è il *b-value* dalla legge di Gutenberg-Richter (GR), che caratterizza il rapporto fra il numero di eventi di magnitudo diversa, e  $d$  è la dimensione frattale della distribuzione spaziale degli ipocentri. Secondo tale definizione, la distanza  $\eta_{ij}$  è inversamente proporzionale all'intensità sismica (rappresentata dal termine  $10^{-bm_i}$ ); dunque, per  $\eta_{ij}$  fissato, tanto maggiore è l'intensità sismica, tanto più è grande la distanza nello spazio e nel tempo fra i due terremoti vicini prossimi. Inoltre, secondo quanto proposto da Zaliapin *et al.* (2008), la distanza può essere convenientemente decomposta nelle corrispondenti distanza spaziale riscalata (*rescaled distance*,  $R_{ij}$ ) e distanza temporale riscalata (*rescaled time*,  $T_{ij}$ ) tra l'evento genitore ed i suoi discendenti, normalizzata rispetto all'entità dell'evento genitore, ossia:

$$T_{ij} = t_{ij} 10^{-qbm_i}, \quad R_{ij} = r_{ij}^d 10^{-pbm_i}, \quad q + p = 1 \tag{6.3}$$

da cui discende:

$$\eta_{ij} = T_{ij} R_{ij} \quad \text{e} \quad \log_{10} \eta_{ij} = \log_{10} T_{ij} + \log_{10} R_{ij} \tag{6.4}$$



Gli aspetti teorici e le proprietà della distanza  $\eta$  sono discussi da Zaliapin *et al.* (2008), ove si dimostra che, per eventi generati da un processo poissoniano stazionario e spazialmente eterogeneo, con magnitudo indipendenti e distribuite secondo la GR, i valori della distanza  $\eta$  sono caratterizzati da una distribuzione di densità unimodale centrata attorno a valori relativamente elevati. Il metodo dei *nearest-neighbour* per l'identificazione dei *cluster* sismici, indicato nel seguito come “metodo NN”, si basa proprio sulle deviazioni delle distanze osservate  $\eta_{ij}$  da tale distribuzione teorica. La sismicità osservata, infatti, è generalmente caratterizzata da una distribuzione bimodale dei valori di  $\eta$ : un picco della distribuzione è associato alla sismicità di fondo (flusso stazionario e poissoniano degli eventi sismici), mentre il secondo picco corrisponde alla componente “clusterizzata” della sismicità, ossia ai terremoti che risultano significativamente più vicini, nello spazio e nel tempo, di quanto avviene per la sismicità di fondo. I parametri  $q$  e  $p$  corrispondono ai pesi assegnati alle due componenti, spaziale e temporale rispettivamente, delle distanze riscalate.

La bi-modalità della distribuzione della distanza  $\eta$  osservata per la sismicità reale, ben documentata in California ed in altre regioni del mondo (Zaliapin e Ben-Zion, 2016 e riferimenti inclusi), consente di distinguere i terremoti che compongono la sismicità di fondo da quelli che invece formano sequenze e sciame. Infatti, nella distribuzione 1D dei valori di  $\eta$  è possibile selezionare un'opportuna soglia  $\eta_0$ , così che ciascun terremoto può essere formalmente attribuito alla sismicità di *background* (se  $\eta_{ij} > \eta_0$ ) oppure ad un *cluster* (se  $\eta_{ij} \leq \eta_0$ ), sulla base della distanza tra vicini prossimi. La soglia  $\eta_0$  può essere identificata in modo del tutto automatico, sulla base della distribuzione di densità 1D, oppure può essere definita manualmente.

Collegando ciascun evento con il suo vicino prossimo, identificato in base alla distanza si ottiene un “albero” topologico (Fig. 6.4a), cioè una struttura ramificata orientata nel tempo, la cui “radice” corrisponde al primo terremoto del catalogo (Baiesi e Paczuski, 2004). Rimuovendo tutte le connessioni associate a distanze genitori-figli elevate (ossia  $\eta_{ij} > \eta_0$ ) è possibile separare i singoli *clusters* di terremoti. I *clusters* composti da un unico evento sono indicati come “singoli” (*singles*), mentre quelli composti da due o più eventi sono indicati come “famiglie” (*families*). Il terremoto di magnitudo più elevata all'interno di una famiglia è indicato come “evento principale” o *mainshock*; tutti gli eventi della famiglia che seguono il *mainshock* sono chiamati *aftershock*, quelli che lo precedono sono chiamati *foreshock*. Tutti gli eventi singoli sono considerati come *mainshock*. Se il *mainshock* avviene nella parte centrale del *cluster*, invece che al suo inizio, e se la famiglia include altri terremoti di magnitudo comparabile, allora il *cluster* viene indicato come “sciame” (Mogi, 1963).

Un elemento importante del metodo qui adottato consiste nella struttura ad albero che risulta associata ad ogni famiglia, dove ciascun evento è collegato al suo vicino prossimo. L'analisi col metodo dei *nearest-neighbour* permette, infatti, di identificare non solo gli *aftershock* dell'evento principale, ma anche gli *aftershock* degli *aftershock* stessi (*aftershock* a livelli subordinati), consentendo di studiare la struttura interna dei *cluster* sismici.

### 6.3.1. Applicazione del metodo dei *nearest-neighbour* all'Italia nord-orientale

Le caratteristiche della distribuzione di densità della *nearest-neighbour distance*  $\eta$ , per i terremoti avvenuti in Friuli Venezia Giulia e nelle aree limitrofe, sono state analizzate considerando il catalogo OGS rivisto ed i corrispondenti parametri di scala, definiti nelle sezioni precedenti. In particolare, i seguenti valori dei parametri sono stati utilizzati per calcolare  $\eta$ ,

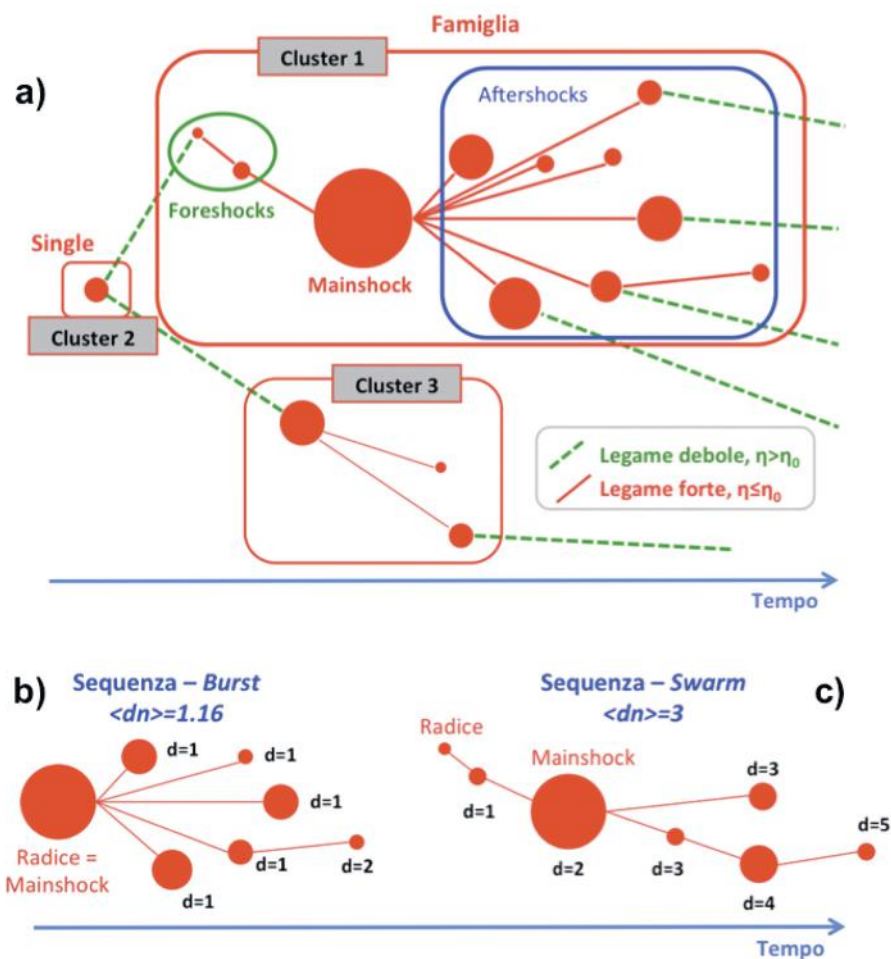


Fig. 6.4 - a) Rappresentazione schematica della struttura ad albero, orientata nel tempo, e dei cluster associati alle sequenze sismiche identificate con il metodo dei *nearest-neighbour*. I circoli rossi (nodi) corrispondono agli eventi sismici, e sono proporzionali alla magnitudo. I segmenti legano ciascun evento al suo vicino prossimo; rimuovendo i legami deboli (ossia per distanze maggiori di  $\eta_0$ ) l'albero risulta suddiviso in cluster. Rappresentazione grafica di sequenze: b) di tipo *burst* e c) di tipo *swarm*; per ciascun nodo/evento è indicata la corrispondente distanza dalla radice (primo evento della sequenza), necessaria per il calcolo della distanza media  $\langle dn \rangle$ .

a) Schematic representation of the time-oriented tree structure, and of the clusters associated with seismic sequences identified by the nearest-neighbour method. The red circles (nodes) correspond to the seismic events, and are proportional to the magnitude. The segments connect each event to its nearest-neighbour; by removing the weak links (i.e. for distances greater than  $\eta_0$ ) the tree is splitted into clusters. Graphical representation of sequences: b) of burst type and c) of swarm type. For each node/event the corresponding distance from the root (i.e. the first event of the sequence) is indicated, which is necessary to compute the average distance  $\langle dn \rangle$ .

nonché le corrispondenti distanze spazio e tempo riscalate ( $T,R$ ), mediante le Eqq. 6.3 e 6.4:  $b = 0,9$ ,  $d = 1,1$  e  $q = p = 0,5$ . Quest'ultima condizione indica che viene attribuito lo stesso peso alle componenti dello spazio e del tempo; la scelta dei parametri  $q$  e  $p$  non ha comunque alcuna influenza sull'identificazione dei cluster.

Lo studio effettuato ha consentito una caratterizzazione ben definita e stabile della sismicità in termini di sismicità di fondo e cluster. I risultati ottenuti per l'intera finestra temporale coperta dal catalogo OGS, ossia per gli eventi di magnitudo  $M_D \geq M_C = 2,0$  nel periodo 1977-2015, così

come per la sua parte recente e più completa, ossia per  $M_D \geq M_C = 1,5$  nel periodo 1994-2015, sono illustrati in Fig. 6.5.

In particolare, i risultati ottenuti evidenziano una sismicità caratterizzata da una componente poissoniana (cioè da un verificarsi casuale di eventi indipendenti fra loro, assimilabile alla sismicità di fondo - corrispondente al picco di destra) nettamente prevalente e da una componente “clusterizzata” (cioè sequenze e sciami, caratterizzati da distanze spazio-temporali relativamente brevi - corrispondenti al picco di sinistra) molto limitata (Figg. 6.5a e 6.5b).

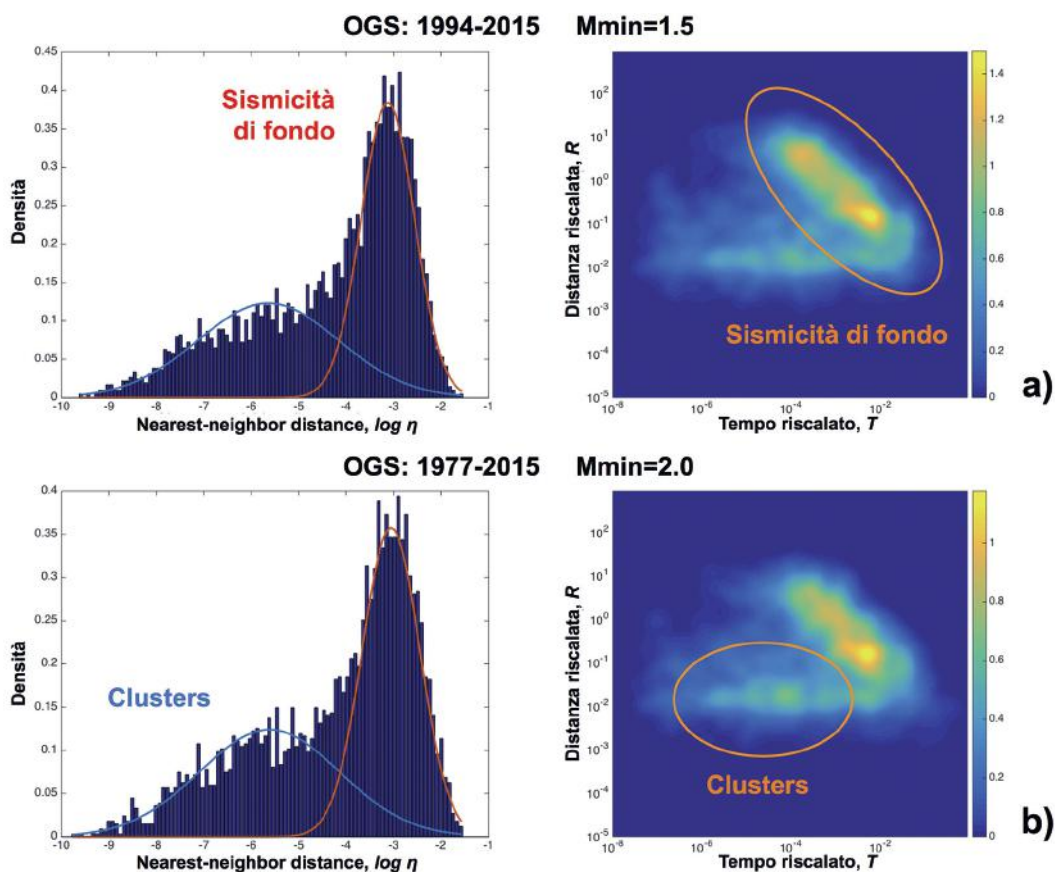


Fig. 6.5 - Applicazione del metodo dei *nearest-neighbour* ai terremoti nell'Italia nord-orientale considerando le due finestre temporali: a) 1994-2015; b) 1977-2015. Colonna di sinistra: distribuzioni di densità 1D di  $\eta$ , con le corrispondenti distribuzioni gaussiane associate alla componente poissoniana (sismicità di fondo), evidenziata in rosso, ed alla componente “clusterizzata” (sciami e sequenze), evidenziata in blu. Colonna di destra: Distribuzioni bivariate 2D delle distanze spazio e tempo riscalati ( $T, R$ ), con  $p = q = 0,5$ . Le distribuzioni sono state ottenute utilizzando il catalogo OGS rivisto, considerando i terremoti verificatisi all'interno del poligono selezionato (Fig. 6.1). Per ciascuna finestra temporale analizzata sono stati considerati gli eventi con magnitudo  $M \geq M_{min} = M_c$  corrispondente alla soglia di completezza. I parametri di scala utilizzati sono:  $b$ -value = 0,9 e dimensione frattale  $d = 1,1$  (modificato a partire da Peresan e Gentili, 2018).

*Nearest-neighbour method application to earthquakes in north-eastern Italy for the following time windows: a) 1994-2015; b) 1977-2015. Left column: 1D density distribution of  $\eta$ , with estimated Gaussian densities for Poissonian component (background) in red, and clustered component (sequences and swarms) in blue. Right column: 2D joint distribution of rescaled space and time distances ( $R, T$ ), with  $p = q = 0.5$ . Distributions are obtained using the revised OGS data, for earthquakes occurred within the selected polygon (Fig. 6.1). Within each analysed time window, only the events with magnitude  $M \geq M_{min} = M_c$ , corresponding to the completeness threshold, are considered. The adopted scaling parameters are:  $b$ -value = 0.9 and fractal dimension  $d = 1.1$  (modified from Peresan and Gentili, 2018).*

Sciame e sequenze sismiche rappresentano dunque una porzione piuttosto piccola dei terremoti registrati a scala regionale dal 1977 in poi, e quindi l'attività sismica recente appare dominata dalla sismicità di fondo (cioè sismicità di *background*, con caratteristiche *poissoniane*). Considerata la limitata proporzione di eventi compresi nei *cluster*, e quindi la separazione poco marcata fra i due modi della distribuzione di densità di  $\log_{10}\eta$  (colonna di sinistra in Fig. 6.5), ai fini dell'estrazione delle sequenze sismiche nell'Italia nord-orientale è preferibile utilizzare la soglia  $\log_{10}\eta_0 = -5$  predefinita, che esclude sostanzialmente la componente poissoniana dalle sequenze estratte.

Al fine di verificare in modo più specifico l'attendibilità dei risultati forniti da questo metodo fisico-statistico, è stata effettuata una analisi comparativa fra le sequenze di repliche identificate con il metodo dei *nearest-neighbour* e le repliche selezionate manualmente, nell'ambito di una analisi di dettaglio effettuata da Gentili e Bressan (2008) per i più forti terremoti riportati nel catalogo OGS dal 1977 in poi. L'analisi comparativa (Peresan e Gentili, 2018, 2019), ha evidenziato che:

- le sequenze di *aftershock* automaticamente identificate con il metodo dei *nearest-neighbour* sono stabili rispetto all'intervallo temporale ed alla soglia di magnitudo minima considerati per l'analisi;
- qualora si utilizzino appropriati parametri di scala, le sequenze di *aftershock* estratte con il metodo NN risultano ben confrontabili con quelle estratte manualmente, sia in termini di estensione spaziale, che di durata temporale.

#### 6.4. Analisi statistica delle caratteristiche di clustering nell'Italia nord-orientale

Come evidenziato precedentemente, il metodo dei *nearest-neighbour* permette di identificare non solo gli *aftershocks* dell'evento principale, ma anche gli *aftershock* a livelli subordinati (Fig. 6.4). Una possibile misura dell'organizzazione della struttura ad albero associata a ciascuna famiglia di terremoti (ossia i *cluster* composti da due o più eventi), è fornita dalla *average node depth*  $\langle dn \rangle$  adottata da Peresan e Gentili (2018). Specificamente  $\langle dn \rangle$  è definita come il numero medio di connessioni che legano ciascun nodo (ossia ciascun evento sismico di livello subordinato) alla radice dell'albero (cioè il primo evento della famiglia). Secondo tale definizione, data una famiglia composta da  $N$  eventi (o nodi), dove il primo evento nella famiglia corrisponde alla radice dell'albero ed i rimanenti  $N-1$  eventi ai suoi nodi, il parametro  $\langle dn \rangle$  della famiglia è fornito da:

$$\langle dn \rangle = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N-1} d_i \quad (6.5)$$

ove  $d_i$  è il numero di connessioni tra il nodo  $i$ -esimo e la radice.

Per meglio comprendere come viene stimata la profondità media dei nodi  $\langle dn \rangle$ , consideriamo due famiglie, entrambe composte da sette eventi, ma con struttura totalmente diversa. Nella prima famiglia (Fig. 6.4b) praticamente tutti gli eventi discendenti sono direttamente collegati al primo evento (cioè alla radice), e dunque l'albero ha cinque foglie (ossia nodi/eventi senza ulteriori figli), ciascuna corrispondente ad una singola connessione (eccetto una, che ha due connessioni); in questo caso si ha  $\langle dn \rangle = (1 + 1 + 1 + 1 + 1 + 2) / 6 = 7 / 6 = 1,16$ . Nella seconda famiglia (Fig. 6.4c) gli eventi discendenti sono prevalentemente collegati in successione, uno dopo l'altro, formando una catena con ben cinque collegamenti consecutivi e due sole foglie; in questo caso  $\langle dn \rangle = (1 + 2 + 3 + 3 + 4 + 5) / 6 = 18 / 6 = 3,0$ . Questo secondo tipo di famiglia, caratterizzato

da una struttura ad albero distribuita, con eventi connessi a formare una catena, è definito come *swarm-like sequence* (o sciame) e risulta associato a valori di  $\langle dn \rangle$  relativamente alti. Il primo tipo di famiglia, caratterizzato invece da bassi valori della profondità media, e dunque dove la maggior parte degli eventi sono direttamente collegati all'evento principale, è definita come *burst-like sequence* (o sequenza a "scoppio"), secondo quanto descritto in dettaglio da Zaliapin e Ben-Zion (2013b).

Nell'applicazione all'analisi delle sequenze sismiche dell'Italia nord-orientale, una volta fissato il valore della soglia  $\log_{10} \eta_0 = -5$ , i *cluster* identificati ed i valori assunti dal parametro  $\langle dn \rangle$  restano stabili per diversi valori di  $M_{min}$ , confermando che la struttura dei *cluster* non risente dell'eventuale incompletezza del catalogo (ad es.: Rotondi *et al.*, 2017). Pertanto le principali proprietà dei *cluster* di terremoti sono state analizzate considerando inizialmente una soglia di magnitudo coerente con la stima di completezza conservativa, ovvero  $M_{min} = M_c = 2,0$ ; successivamente l'analisi è stata generalizzata a soglie di magnitudo più basse  $M_{min} = 1,0$  e  $M_{min} = 0,1$  (cioè includendo tutti gli eventi con magnitudo assegnata), in modo da utilizzare al massimo i dati disponibili.

I risultati della classificazione degli eventi, ottenuta per le diverse soglie di  $M_{min}$ , sono sintetizzati in Tabella 6.1.

Tabella 6.1 - Statistiche relative al numero di *cluster* ed alla sua dipendenza dalla soglia di magnitudo  $M_{min}$ . Il numero di *mainshocks* coincide con il numero di famiglie, ossia con il numero di *cluster* composti da almeno due eventi. I *cluster* sono stati identificati secondo il metodo dei *nearest-neighbour*, applicato al catalogo OGS nell'intervallo temporale 1977-2015. In tutti e tre i casi sono stati utilizzati i parametri di scala  $b = 0,9$  e  $d = 1,1$  e la soglia prefissata  $\log_{10} \eta_0 = -5$  (tabella tratta da Peresan e Gentili, 2018).

*Clusters statistics and its dependence on magnitude  $M_{min}$ . The number of mainshocks coincides with the number of families, that is clusters formed by at least two events. Earthquake clusters were identified by the nearest-neighbour method, considering the OGS catalogue in the time interval 1977-2015. In all the three cases the fixed threshold distance,  $\log_{10} \eta_0 = -5$  and scaling parameters  $b = 0.9$  and  $d = 1.1$ , were used (table from Peresan and Gentili, 2018).*

	Numero di eventi	Numero di singles (%)	Famiglie		
			Numero di mainshocks (%)	Numero di aftershocks (%)	Numero di foreshocks (%)
$M_{min} = 2,0$	4059	2670 (65,8%)	238 (5,8%)	1029 (25,4%)	122 (3,0%)
$M_{min} = 1,0$	11454	8292 (72,4%)	572 (5,0%)	2296 (20,0%)	294 (2,6%)
$M_{min} = 0,1$	15527	11617 (74,8%)	753 (4,8%)	2758 (17,8%)	400 (2,6%)

Gli esperimenti effettuati hanno evidenziato che la sismicità dell'area è composta prevalentemente da *single* (ossia da eventi isolati), i quali rappresentano approssimativamente il 65-75% degli eventi totali del catalogo OGS. Gli ulteriori esperimenti, condotti al variare della soglia  $M_{min}$ , hanno evidenziato che: a) la percentuale di *mainshock*, pari al 5-6% del numero totale di eventi, rimane piuttosto stabile; b) la percentuale dei *single* aumenta del 10%. Complessivamente, gli eventi isolati e gli eventi principali (*single* e *mainshock*) costituiscono il 70-80% del numero totale di terremoti, mentre il restante 20-30% viene classificato come *aftershock/foreshock*. Anche considerando una soglia automatica e meno restrittiva (ad es.  $\log_{10} \eta_0 = -4,1$ ), la percentuale di *aftershock* e *foreshock* resta molto inferiore di quella identificata per la California da Zaliapin e Ben-Zion (2013a), confermando il carattere prevalentemente poissoniano della sismicità strumentale nell'Italia nord-orientale.

La dipendenza della complessità topologica dei *cluster* dalla magnitudo dell'evento principale, nonché dalle dimensioni del *cluster* stesso, è analizzata in Fig. 6.6. La dimensione dei *cluster* appare naturalmente correlata con la magnitudo dei *mainshock*, ossia il numero di eventi che formano un *cluster* generalmente aumenta per gli eventi più forti (Fig. 6.6a). Inoltre sia la dimensione del *cluster* che la sua complessità  $\langle dn \rangle$  aumentano al diminuire della soglia  $M_{min}$  (confrontare i diagrammi ottenuti per  $M_{min} = 2,0$  e  $M_{min} = 1,0$  in Figg. 6.6a e 6.6c). Non si osserva invece alcuna evidente correlazione tra il numero di eventi che formano un *cluster* e la complessità della struttura dell'albero corrispondente, quantificata mediante  $\langle dn \rangle$  (Fig. 6.6b). Ad esempio, l'evento più energetico riportato nel catalogo OGS, ossia il terremoto di Kobarid del 1998 ( $M_D$  5,6), è associato al *cluster* più numeroso (composto da oltre 600 eventi), ma la profondità media della sua struttura ad albero è molto piccola ( $\langle dn \rangle \approx 1,3$ ). I valori più alti di  $\langle dn \rangle$  (superiori a 4,0) sono invece associati a *mainshock* di magnitudo moderata o bassa ( $M \approx 3,0-4,0$ ), che presentano tuttavia un numero relativamente elevato di eventi correlati. Infine si può osservare che la maggior parte dei *cluster* è caratterizzata da valori di  $\langle dn \rangle$  piuttosto bassi, prevalentemente inferiori a 2,5 (Fig. 6.6d); questo indica che per la maggior parte delle sequenze analizzate, gli *aftershock* scaturiscono direttamente dal *mainshock* (sequenze di tipo *burst*).

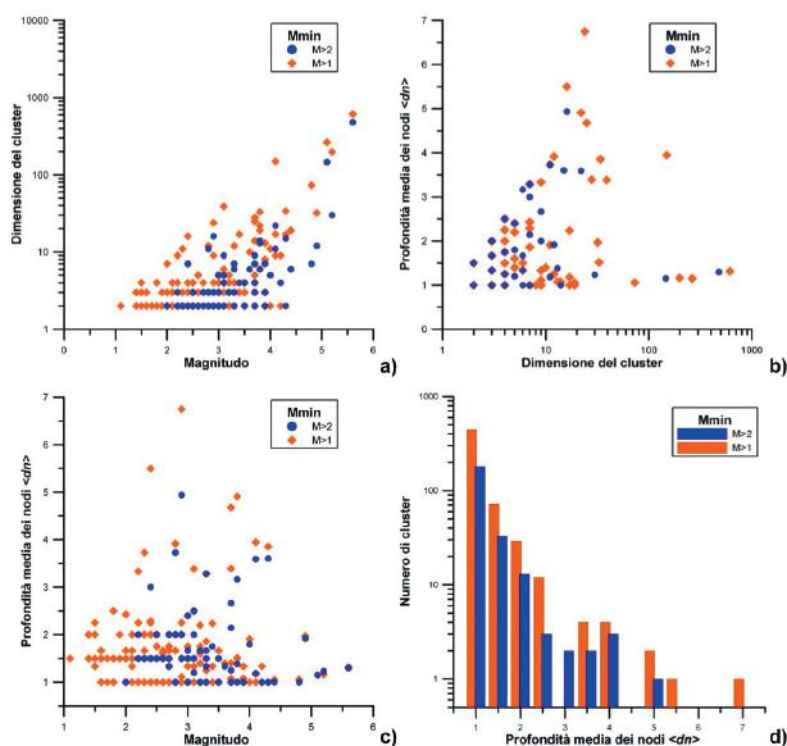


Fig. 6.6 - Statistiche relative ai *cluster* identificati ed alla loro dipendenza dalla soglia di magnitudo  $M_{min}$ : a) diagramma della dimensione del *cluster* in funzione della magnitudo dell'evento principale; b) diagramma della profondità media dei nodi  $\langle dn \rangle$  in funzione della dimensione del *cluster*; c) diagramma di  $\langle dn \rangle$  in funzione della magnitudo del *mainshock*; d) istogramma del numero di *cluster* in funzione della profondità media dei nodi  $\langle dn \rangle$  (basato su Peresan e Gentili, 2018).

*Clusters statistics and its dependence on magnitude  $M_{min}$* : a) scatterplot of cluster size (i.e. number of events forming a cluster) as a function of the mainshock magnitude; b) scatterplot of the average node depth  $\langle dn \rangle$  vs. clusters size; c) average node depth  $\langle dn \rangle$  vs. mainshock magnitude; d) distribution of the number of clusters as a function of the average node depth  $\langle dn \rangle$  (modified after Peresan and Gentili, 2018).

### 6.5. Analisi della distribuzione spaziale di sciame e sequenze sismiche

Poiché la complessità della struttura dei *cluster* non dipende semplicemente dal numero di eventi che li compongono, né dalla magnitudo del *mainshock*, è interessante verificare se essa sia invece dipendente dalla localizzazione geografica dei terremoti. A tal fine sono stati identificati sistematicamente tutti i *cluster* composti da eventi con  $M_{min} \geq 1,0$ , avvenuti entro le zone incluse nel poligono (Fig. 6.1), quantificandone la complessità mediante il parametro  $\langle dn \rangle$ , ed analizzandone la variabilità dal punto di vista spaziale. Secondo quanto discusso da Zaliapin e Ben-Zion (2013b), prendiamo qui in considerazione solo i *mainshock* con  $M_{main} \geq 3,0$ . Inoltre, per meglio evidenziare l'eventuale presenza di sciame, è stato introdotto il parametro  $D$ , definito come:

$$D = \langle dn \rangle - \langle dn \rangle_{main} \quad (6.6)$$

$D$  corrisponde alla differenza fra  $\langle dn \rangle$ , stimato per l'intero *cluster*, e  $\langle dn \rangle_{main}$ , calcolato considerando i soli terremoti generati direttamente dal *mainshock*. Valori di  $D$  prossimi o uguali a 0, come quelli ottenuti nel caso dei *cluster* di Kobarid del 1998 e 2004, indicano che praticamente tutti gli eventi del *cluster* discendono direttamente dal *mainshock*. Viceversa, alti valori di  $D$  evidenziano una struttura più articolata, dove una parte significativa del *cluster* non discende dal *mainshock*; in tali sequenze si ha la presenza di *foreshock* che generano a loro volta eventi connessi, con varie generazioni successive, e dunque con le caratteristiche di sciame complesso. Un esempio di questo tipo di sciame è fornito dal terremoto di magnitudo  $M_D = 3,8$  avvenuto a Claut il 12 febbraio 2013, composto da 22 eventi con  $M \geq 1,0$ , per il quale  $D = 3,9$ .

Le mappe di  $\langle dn \rangle$  e  $D$ , ottenute per i *cluster* con  $M_{main} \geq 3,0$  avvenuti nel periodo 1977-2015, sono riportate in Fig. 6.7. A tal fine sono stati presi in esame i *cluster* composti da almeno

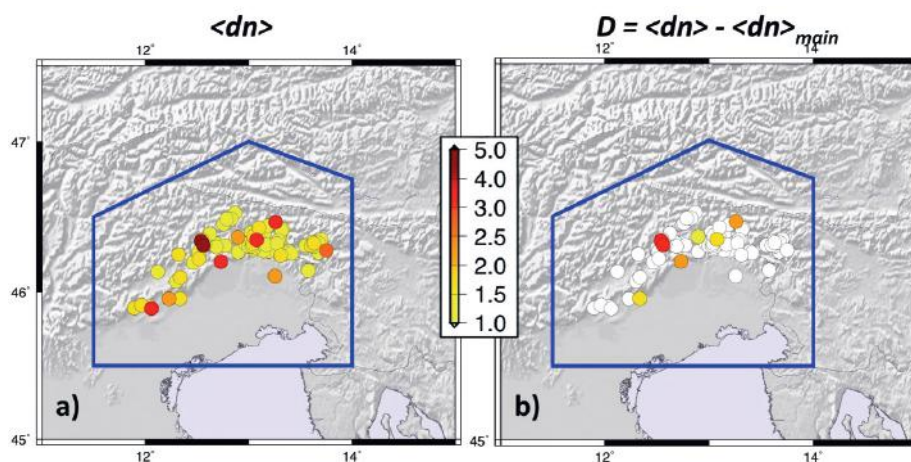


Fig. 6.7 - Distribuzione spaziale della profondità media dei nodi  $\langle dn \rangle$  (a sinistra) e  $D$  (a destra) per i *cluster* associati ai *mainshock* di magnitudo  $M_{main} \geq 3,0$ . Sono stati considerati solo i *cluster* formati da almeno tre eventi con magnitudo  $M \geq M_{min} = 1,0$ . I *cluster* sono stati identificati utilizzando, come in Fig. 6.6, i dati OGS nell'intervallo temporale 1977-2015, e con i seguenti parametri:  $b = 0,9$ ,  $d = 1,1$  (tratto da Peresan e Gentili, 2018).

Spatial distribution of the average node depth  $\langle dn \rangle$  (left) and  $D$  (right) for clusters of mainshocks with  $M_{main} \geq 3,0$ . Only clusters formed by at least three events with  $M \geq M_{min} = 1,0$ , are considered. Earthquake clusters were identified, as in Fig. 6.6, using the OGS catalogue in the time interval 1977-2015, with the following parameters:  $b = 0,9$ ,  $d = 1,1$ , (after Peresan and Gentili, 2018).

tre eventi (cioè il *mainshock* più due eventi correlati) ed i valori di  $\langle dn \rangle$  e  $D$  vengono riferiti all'epicentro dei *mainshock*. Le mappe evidenziano che i *cluster* associati ai valori più elevati di  $\langle dn \rangle$  si collocano principalmente nella parte nord-occidentale della regione di studio e sono allineati, con una tendenza SO-NE, lungo il confine morfologico tra la pianura friulana e le Prealpi Venete, un'area caratterizzata da sismicità a bassa intensità nel periodo considerato (1977-2015). È interessante notare che la parte orientale della regione, lungo la giunzione Alpi-Dinaridi, è associata a valori relativamente bassi di  $\langle dn \rangle$ , nonostante in tale area siano avvenuti i maggiori terremoti riportati nel catalogo OGS nel periodo considerato (cioè gli eventi di Kobarid del 1998 e del 2004) e che i *cluster* siano composti da un numero molto elevato di *aftershock*. Questo schema rimane stabile al variare della magnitudo minima  $M_{min}$ , suggerendo che le stime di  $\langle dn \rangle$  e  $D$  non siano eccessivamente influenzate dall'incompletezza dei dati, né dalla differenza  $\Delta M = M_{main} - M_{min}$ .

### 6.5.1. Identificazione di aree con caratteristiche di *clustering* differenti

Per valutare la consistenza e robustezza della tendenza spaziale osservata e per meglio comprendere le differenze delle caratteristiche entro regioni specifiche, il territorio studiato è stato suddiviso grossolanamente in due sotto-aree, indicate come Area 1 e Area 2 (Fig. 6.8a).

Le statistiche dei *single* e *cluster* all'interno delle due aree sono sintetizzate nella Tabella 6.2.

Osserviamo che entrambe le aree includono un numero abbastanza elevato di eventi con  $M \geq M_{min} = 2,0$  (circa 2000 eventi ciascuna). Tuttavia, il tasso di *aftershock/foreshock* è molto più alto nell'Area 2, mentre il tasso di *single* è decisamente più alto nell'Area 1. Nello specifico, nell'Area 1 più di 3/4 degli eventi sono *single*, mentre nell'Area 2 sono poco più della metà. I *cluster* (cioè i *mainshock*, con eventi correlati) rappresentano quasi la metà ( $\approx 44\%$ ) dell'attività sismica entro l'Area 2. La Fig. 6.8c mostra, inoltre, che l'Area 2 è generalmente caratterizzata da *cluster* più grandi (il più grande è composto da oltre 400 eventi con magnitudo superiore a 2,0), mentre l'Area 1 include principalmente *single* e *cluster* relativamente piccoli (fino a 30 eventi). D'altra parte, l'analisi dei *nearest-neighbour* indica che i *cluster* nell'Area 1 sono associati ad una struttura interna più complessa. Infatti, la distribuzione del numero di *cluster* in funzione di  $\langle dn \rangle$  (Fig. 6.8d), mostra che l'Area 1 è generalmente caratterizzata da valori più elevati di  $\langle dn \rangle$ , e quindi da un numero maggiore di sequenze di tipo *swarm* rispetto all'Area 2, dove prevalgono invece sequenze di tipo *burst*, con  $\langle dn \rangle$  basso. Questa osservazione appare ancor più interessante in considerazione della distribuzione dei *cluster* rispetto alla magnitudo dei *mainshock* (Fig. 6.8b), la quale evidenzia che l'Area 2 è caratterizzata da *cluster* con magnitudo relativamente più elevate e che includono un numero maggiore di *aftershock* (Fig. 6.8c) rispetto all'Area 1.

Tabella 6.2 - Statistiche relative al numero di *cluster*, identificati considerando  $M_{min} = 2,0$ , all'interno delle due aree selezionate. Il numero di *mainshock* coincide col numero di *cluster* (tabella tratta da Peresan e Gentili, 2018). *Clusters statistics within the two identified sub-regions, as identified considering  $M_{min} = 2.0$ . The number of mainshocks coincides with the number of clusters (table from Peresan and Gentili, 2018).*

	Numero di eventi $M \geq 2,0$	Numero di <i>single</i> (%)	Numero di <i>mainshock</i> (%)	Numero di <i>fore-/aftershock</i> (%)
Area 1	1973	1507 (76,4%)	134 (6,8%)	332 (16,8%)
Area 2	2129	1199 (56,3%)	107 (5,0%)	823 (38,6%)



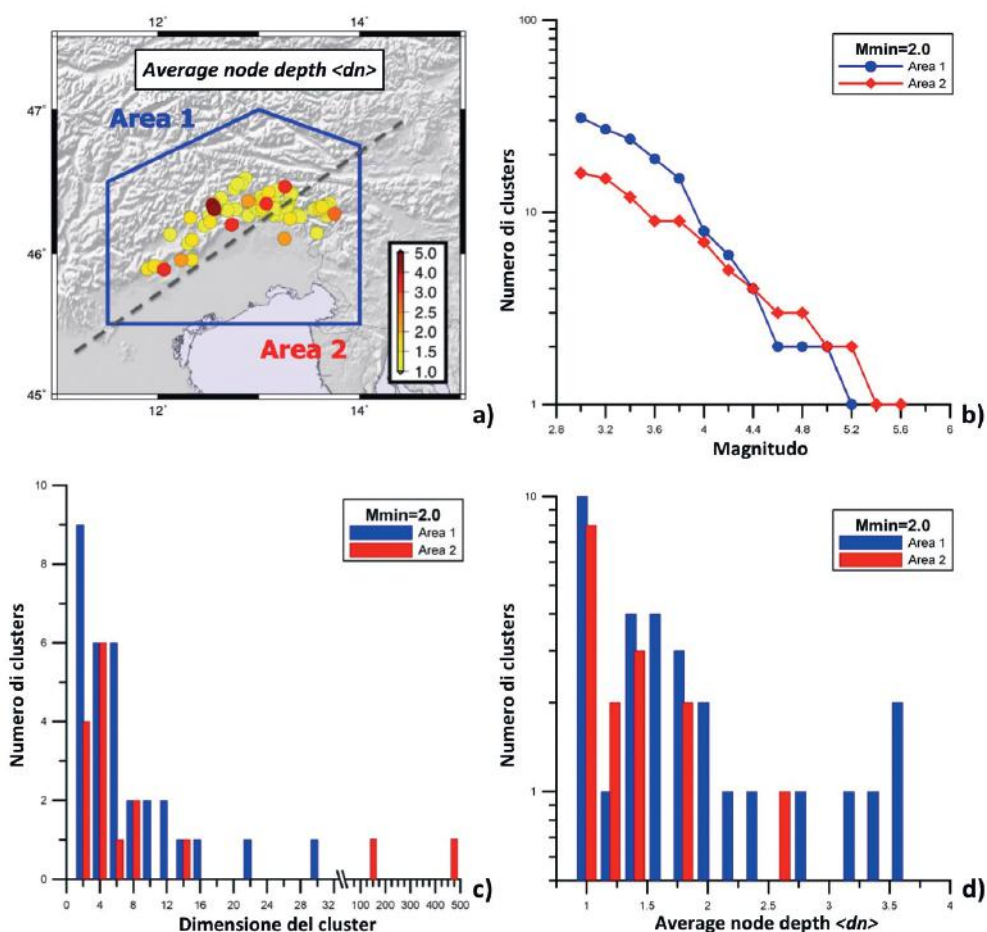


Fig. 6.8 - Analisi statistica dei *cluster* di terremoti in due diverse sotto-aree: a) mappa delle sotto-aree identificate (Area 1 e 2) con i valori di  $\langle dn \rangle$  associati all'epicentro dei *mainshocks*, come in Fig. 6.7a; b) distribuzione del numero di *cluster* in funzione della magnitudo dei relativi *mainshocks*; c) numero di *cluster* in funzione della loro dimensione; d) numero di *cluster* in funzione di  $\langle dn \rangle$ . Solo i *mainshocks* con  $M_{main} \geq 3.0$  sono inclusi nell'analisi (basato su Peresan e Gentili, 2018).

*Statistical features of earthquakes clusters in two different sub-areas: a) map of the identified sub-areas (Area 1 and Area 2) including values of  $\langle dn \rangle$  associated with the mainshock epicentres, as in Fig. 6.7a; b) number of clusters vs magnitude of mainshocks; c) distribution of the number of clusters vs. cluster size; d) distribution of the number of clusters vs. the average node depth  $\langle dn \rangle$ . Only mainshocks with  $M_{main} \geq 3.0$  are included in the analysis (modified after Peresan and Gentili, 2018).*

## 6.6. Sintesi degli aspetti emersi dall'analisi della sismicità

L'analisi delle caratteristiche di *clustering* per i terremoti dell'Italia nord-orientale ha evidenziato che: 1) l'attività sismica dell'area, nel periodo 1977-2015, è caratterizzata da una componente di *cluster* piuttosto limitata, ed appare dominata dalla sismicità di fondo (componente poissoniana); 2) la complessità della struttura interna delle sequenze sismiche risulta dipendente dalla localizzazione geografica della sequenza stessa. Più precisamente, sequenze con caratteristiche di sciame (*swarm-like*) sono prevalentemente associate alla parte nord-occidentale dell'area di studio, lungo il confine morfologico tra la Pianura Friulana e le Prealpi Venete (Fig. 6.7). Classiche sequenze caratterizzate da un evento principale seguito dalle sue repliche (*burst-like*) sono invece prevalenti nella parte sud-orientale, a partire dalla giunzione Alpi - Dinaridi.

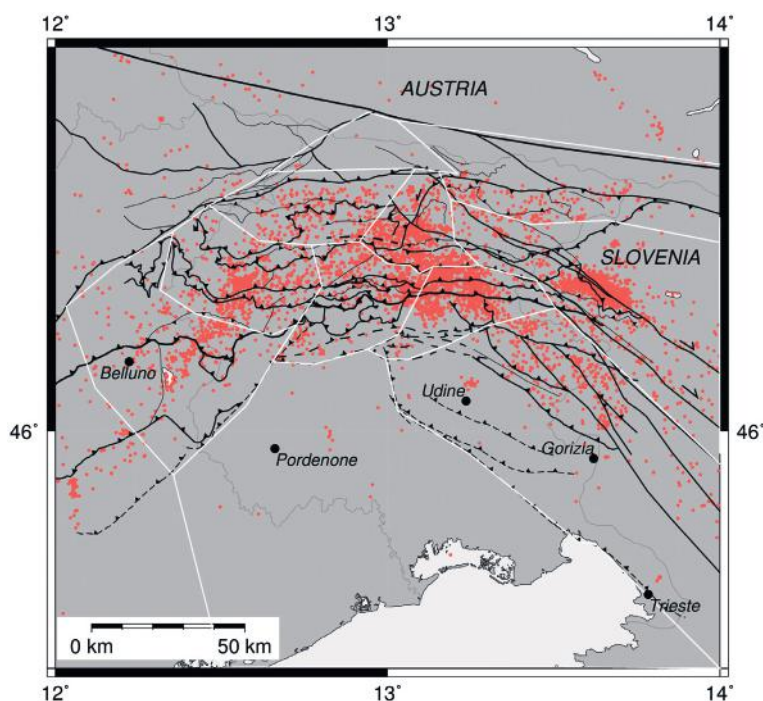
La variabilità spaziale della tipologia di *clustering* dei terremoti risulta in buon accordo con la distribuzione dei parametri della USLE (Fig. 6.3). In particolare, la dimensione frattale presenta valori relativamente più elevati ad ovest (intorno a 1,2-1,4), suggerendo una sismicità spazialmente più distribuita, rispetto alla parte orientale del territorio investigato, dove la dimensione frattale è molto bassa (circa 0,8-1,0).

## 7. Distretti sismici

Il capitolo è interamente strutturato sullo studio di Bressan *et al.* (2018a). La suddivisione in distretti sismici è impostata sullo stile tettonico predominante, l'orientazione e l'andamento spaziale degli allineamenti tettonici, le caratteristiche geometrico-spaziali della sismicità, l'assetto spaziale dei moduli elastici rocciosi nella crosta superficiale (0-10 km di profondità), la tipologia prevalente dei meccanismi focali. La mappa dei distretti è riportata in Fig. 7.1.

Fig. 7.1 - Mappa dei distretti sismici. È riportata la sismicità registrata dalla rete sismometrica dal 1984 al 30 giugno 2018, con  $M_D$  che varia tra 1,0 e 5,6, localizzata con errori verticali ed orizzontali inferiori o uguali a 2,0 km e  $gap < 180^\circ$ . I simboli della tettonica sono come in Fig. 3.1 (modificata da Bressan *et al.*, 2018a).

*Seismic districts map. The earthquakes (red dots) recorded by the OGS local seismic network from 1984 to 30 June 2018 are shown, with  $M_D$  ranging from 1.0 to 5.6, located with vertical and horizontal errors less than, or equal, to 2.0 km and gap less than  $180^\circ$ . Tectonic symbols as in Fig. 3.1 (modified from Bressan *et al.*, 2018a).*



In prima approssimazione, l'orientazione delle faglie superficiali è considerata come tracciante strutturale delle deformazioni crostali attive, per il motivo che le relazioni geometriche tra tettonica superficiale e profonda non possono essere chiaramente definite in molti settori. Come evidenziato precedentemente, la sovrapposizione di diverse fasi tettoniche con assi principali di sforzo diversamente orientati ha causato la frammentazione della crosta superficiale in diversi domini tettonici. Ciascuna fase tettonica ha ereditato e riattivato le deformazioni geologiche della fase precedente producendo un complesso assetto deformativo tridimensionale e la segmentazione dei principali lineamenti tettonici superficiali (Galadini *et al.*, 2005).

La complessità geometrico-strutturale della crosta superficiale trova un riscontro anche nelle immagini tomografiche tridimensionali  $V_p$  e  $V_p/V_s$  (Bressan *et al.*, 2012). La crosta appare costituita da blocchi e corpi rocciosi caratterizzati da marcate eterogeneità laterali dei valori  $V_p$  e  $V_p/V_s$ . Tali anomalie sono legate alle eterogeneità litologiche e a diverso grado di fratturazione, che nell'insieme ne determinano la fragilità. Tali aspetti si riflettono nell'assetto spaziale tridimensionale dei moduli elastici, ottenuti sempre in Bressan *et al.* (2012) con un'inversione sequenziale integrata di immagini tomografiche  $V_p$  e  $V_s$  e dati gravimetrici, che sono legati alla resistenza meccanica delle rocce. La sismicità, infatti, è localizzata principalmente lungo le marcate variazioni dei moduli elastici e l'ammontare dell'energia irradiata appare correlata all'entità del contrasto tra alta e bassa rigidità delle rocce.

Il settore centrale costituito dai distretti TOL, MN, GE è caratterizzato dalla massima interferenza tra i lineamenti tettonici alpini e dinarici (Fig. 7.2).

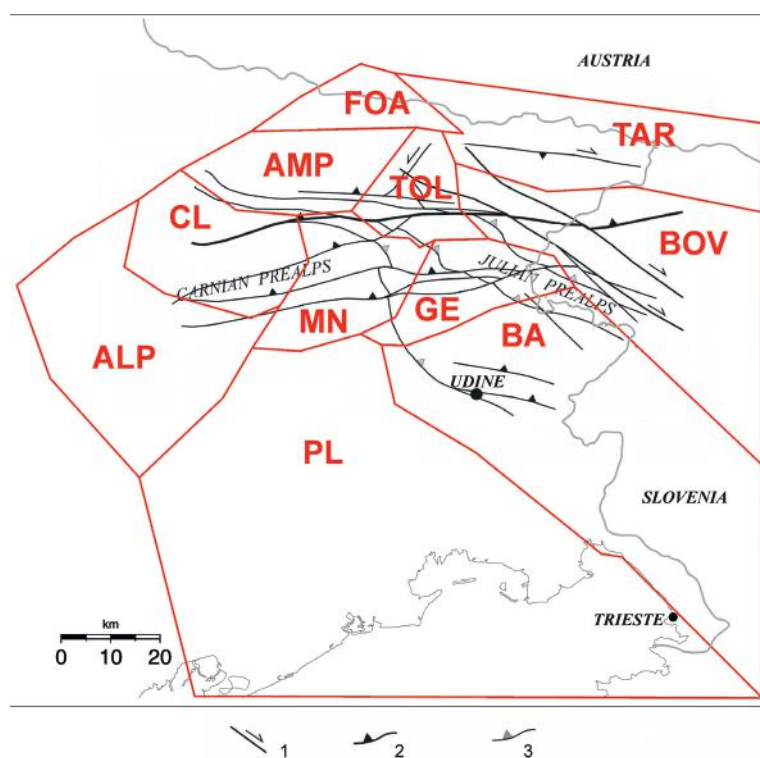


Fig. 7.2 - Mappa dei distretti sismici (in rosso) e dei principali lineamenti tettonici di Fig. 3.1 proiettati a 6 km di profondità (modificata da Bressan *et al.*, 2018a).

Map of the seismic districts (in red) and of the main tectonic lineaments of Fig. 3.1, projected at 6 km depth. 1: Neo-Alpine strike-slip fault; 2: Neo-Alpine thrust; 3: Dinaric thrust (modified from Bressan *et al.*, 2018a).

Il confine tra alcuni distretti è stato definito con l'assetto spaziale dei moduli elastici. La Fig. 7.3 mostra i distretti sismici assieme all'assetto spaziale del modulo di taglio a 6 km di profondità. Marcate variazioni laterali caratterizzano i confini tra i distretti BOV e GE, TOL e MN, GE e MN.

Per la suddivisione in distretti sismici ci si è basati anche sulle caratteristiche spaziali della sismicità emerse dallo studio di Peresan e Gentili (2018), precedentemente illustrato. In particolare, il parametro  $B$ , che è analogo al  $b$ -value della relazione Gutenberg-Richter (Fig. 7.4) ed il parametro  $C$  (Fig. 7.5) che esprime la dimensione frattale.

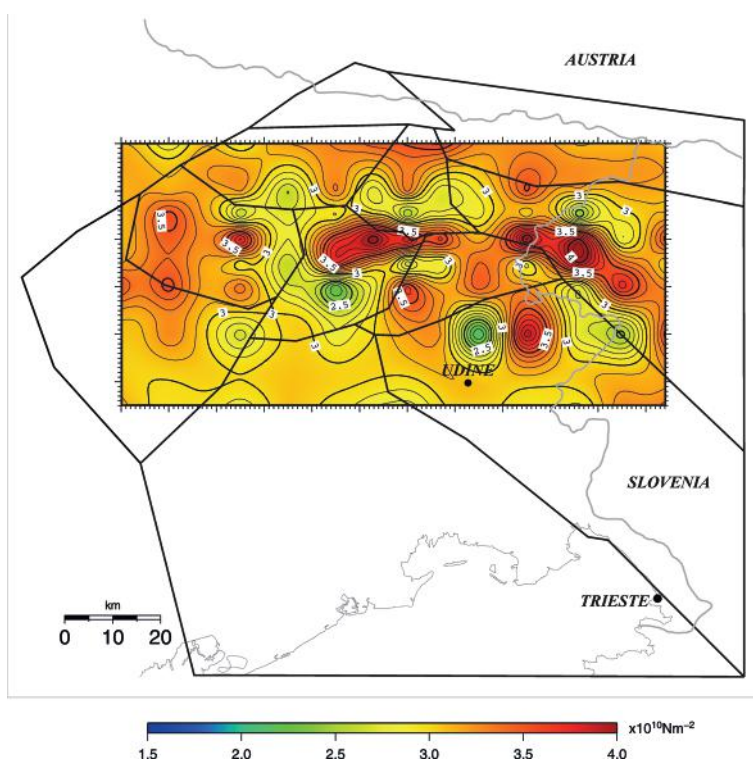


Fig. 7.3 - Mappa dei distretti sismici e dell'assetto spaziale del modulo di taglio, tracciato in colori graduati a 6 km di profondità (da Bressan et al., 2018a).  
 Map of the seismic districts and shear modulus pattern, plotted in graded colours at 6 km depth (from Bressan et al., 2018a).

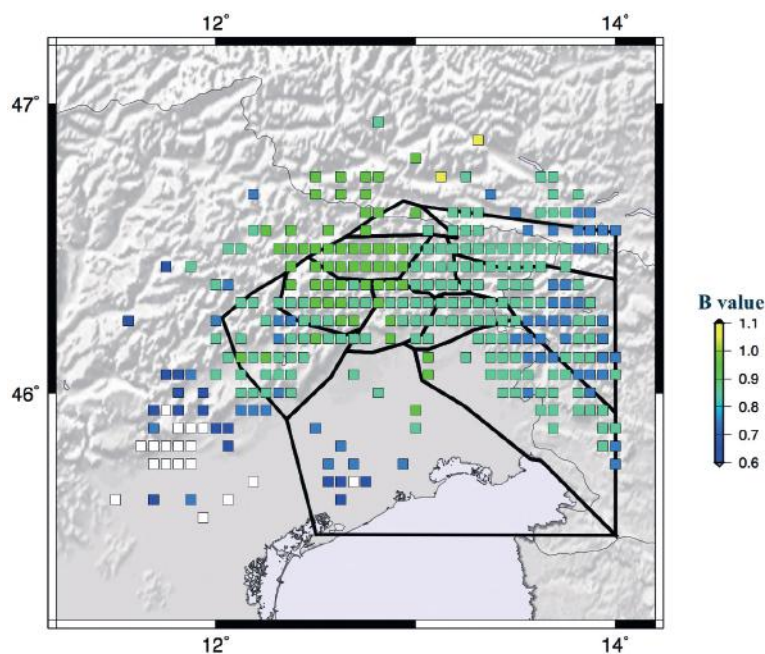


Fig. 7.4 - Mappa dei distretti sismici con la distribuzione spaziale del parametro  $B$ . Per ulteriori dettagli si faccia riferimento alla sezione 6.2 ed alla Fig. 6.3 (da Bressan et al., 2018a).  
 Map of the seismic districts and of the space distribution of the magnitude balance  $B$ . Refer to section 6.2 and Fig. 6.3 for a detailed description (from Bressan et al., 2018a).

I distretti sismici orientali TAR, BOV e BA sono caratterizzati da valori bassi-intermedi del parametro  $B$  e da bassi valori della dimensione frattale (nella maggior parte minori di 1,1). I distretti centrali GE, MN, TOL sono invece prevalentemente caratterizzati da valori intermedi di  $B$  e valori intermedi della dimensione frattale. I distretti occidentali AMP e CL sono caratterizzati

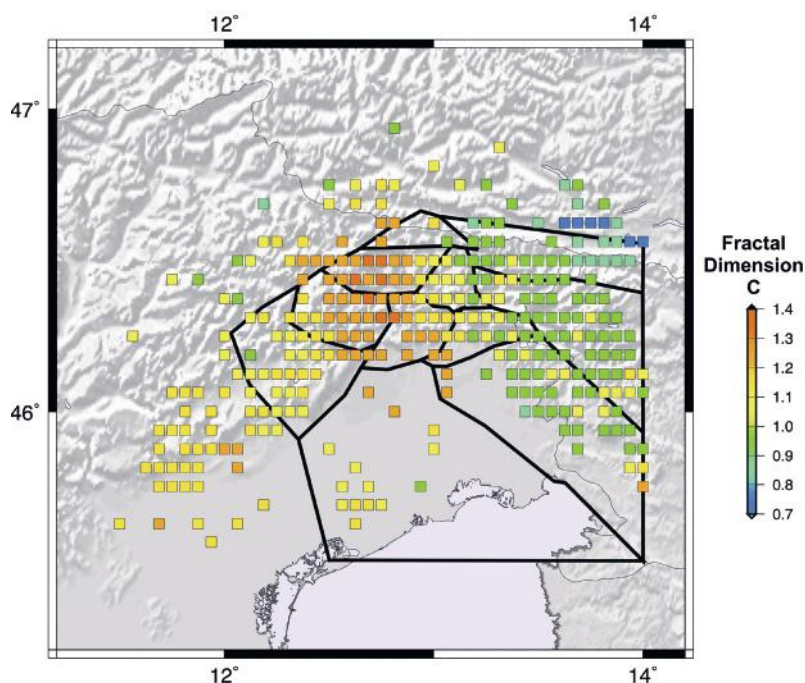


Fig. 7.5 - Mappa dei distretti sismici con la distribuzione spaziale della dimensione frattale C. Per ulteriori dettagli si faccia riferimento alla sezione 6.2 ed alla Fig. 6.3 (da Bressan et al., 2018a).  
 Map of seismic districts and of the space distribution of the fractal dimension C. Refer to section 6.2 and Fig. 6.3 for a detailed description (from Bressan et al., 2018a).

da alti valori di B e da alti valori frattali. Infine il distretto ALP mostra alta variabilità del valore B ed è caratterizzato prevalentemente da valori frattali intermedi. I valori medi del parametro B e della dimensione frattale C dei distretti sismici sono riportati nella tabella 7.1.

Tabella 7.1 - Valori medi dei parametri B e C nei distretti sismici, ottenuti a partire dalle stime dell’USLE. La distribuzione spaziale dei parametri è rappresentata nelle Figs. 7.4 e 7.5.  
 Average values of parameters B and C within seismic districts, based on the USLE estimates. The spatial distribution of the parameters is shown in Figs. 7.4 and 7.5.

ZONA	B - Media ± Dev. Standard	C - Media ± Dev. Standard
ALP	0,85 ± 0,04	1,11 ± 0,07
AMP	0,91 ± 0,01	1,26 ± 0,08
BAR	0,82 ± 0,03	0,99 ± 0,08
BOV	0,81 ± 0,02	0,98 ± 0,05
CL	0,90 ± 0,03	1,24 ± 0,05
FOA	0,90 ± 0,04	1,15 ± 0,17
GE	0,86 ± 0,02	1,04 ± 0,08
MN	0,90 ± 0,01	1,22 ± 0,06
PL	0,75 ± 0,11	1,09 ± 0,07
TAR	0,81 ± 0,02	0,91 ± 0,05
TOL	0,86 ± 0,01	1,04 ± 0,05

La tipologia dei meccanismi focali è riportata in Tabella 7.2.

Tabella 7.2 - Tipologia dei meccanismi focali delle zone sismotettoniche secondo la classificazione di Zoback (1992): NF = meccanismo di faglia normale, NS = meccanismo di faglia normale predominante con componente trascorrente, SS = meccanismo di faglia trascorrente, TS = meccanismo di faglia inversa predominante con componente trascorrente, TF = meccanismo di faglia inversa, U = non classificabile (da Bressan *et al.*, 2018a).

*Classification of focal mechanisms of the seismotectonic zones according to Zoback (1992): NF = normal faulting, NS = predominately normal faulting with strike-slip component, SS = strike-slip faulting, TS = predominately thrust faulting with strike-slip component, TF = thrust faulting, U = unknown (from Bressan et al., 2018a).*

ZONA	Numero	NF	NS	SS	TS	TF	U
ALP	21	2	1	5	0	8	5
AMP	24	6	1	5	1	8	3
BA	20	3	1	5	1	8	2
BOV	24	2	0	14	2	4	2
CL	22	2	0	5	3	12	0
GE	22	0	0	3	1	14	4
MN	24	0	0	6	1	15	2
PL	4	2	1	0	1	0	0
TAR	19	1	1	12	1	1	3
TOL	23	0	0	13	1	7	2
Totale	203	18	5	68	12	77	23

L'energia sismica irradiata è calcolata per ciascun distretto usando la relazione tra energia sismica e magnitudo da durata  $M_D$  di Franceschina *et al.* (2006):

$$\log_{10} E_s = 1,94M_D + 2,26 \quad \sigma(\log_{10} E_s) = 0,52. \quad (7.1)$$

I dati considerati per queste elaborazioni vanno dal 1984 al 30 giugno 2018, con  $M_D$  compresa tra 1,0 e 5,6. L'attività sismica e la distribuzione cumulativa dell'energia sismica irradiata con la profondità dei distretti sono rispettivamente illustrate nelle Figg. 7.6 e 7.7. Per le notizie storiche della sismicità si rimanda al cap. 5.

Il campo di sforzo nei vari distretti sismici è stato ottenuto dall'inversione dei meccanismi focali, ottenuti da prime polarità, con il metodo di Gephart e Forsyth (1984). Gli eventi sono stati pesati in base alla qualità ed al numero di stazioni del meccanismo focale ottenuto. Generalmente, gli eventi più forti, che riflettono maggiormente il campo regionale di sforzo, sono caratterizzati da un peso maggiore. Il metodo consente di determinare l'orientazione degli assi principali di sforzo e la loro ampiezza relativa per una data popolazione di meccanismi focali. Il campo di sforzo ottimale corrisponde al tensore di sforzo che minimizza la differenza tra la direzione di scivolamento osservata su ciascun piano del meccanismo focale e la direzione di scivolamento calcolata dal tensore di sforzo. Gli assi principali di deformazione sono stati ricavati sempre dai meccanismi focali con la formulazione di Kostrov (1974).

Le orientazioni degli assi principali di sforzo e deformazione sono riportate rispettivamente nelle Tabelle 7.3 e 7.4. La proiezione stereografica degli assi principali di sforzo e deformazione è riportata in Fig. 7.8.

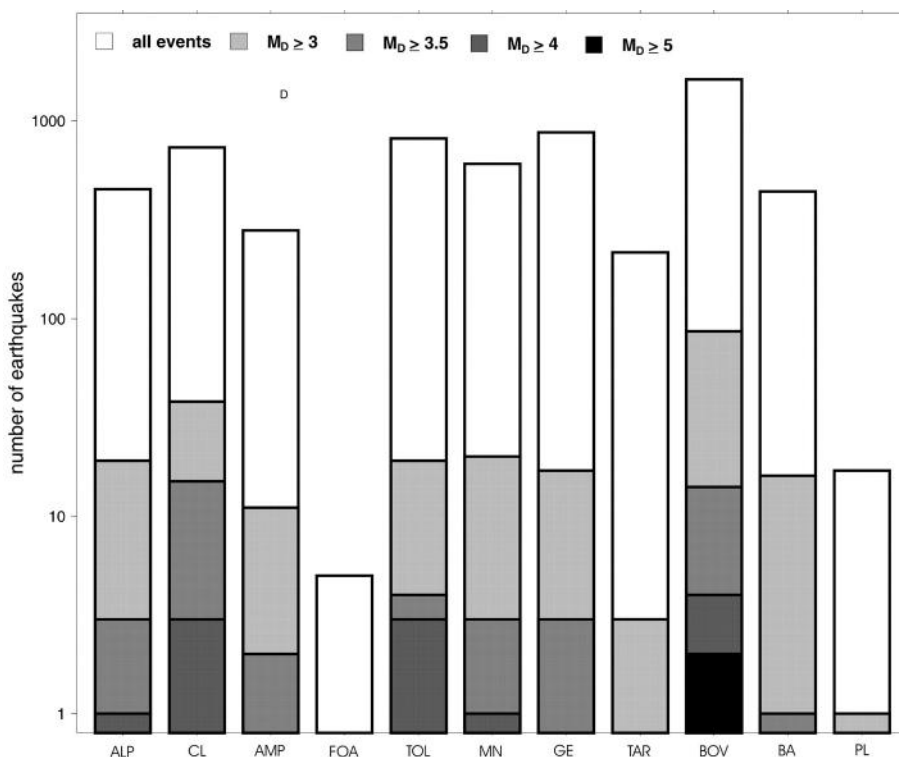


Fig. 7.6 - Numero di eventi in funzione di intervalli di magnitudo  $M_D$  per ciascun distretto sismico. Gli eventi riportati sono dal 1984 al 30 giugno 2018, con  $M_D$  che varia tra 1,0 e 5,6, localizzati con errori verticale ed orizzontale inferiori a 2,0 km e  $gap < 180^\circ$  (modificata da Bressan et al., 2018a).

*Number of earthquakes with respect to  $M_D$  intervals for each seismic district, from 1984 to 30 June 2018, with  $M_D$  ranging from 1.0 to 5.6, located with vertical and horizontal errors less than, or equal to, 2.0 km and gap less than  $180^\circ$  (modified from Bressan et al., 2018a).*

Tabella 7.3 - Assi principali di sforzo.  $N$ : numero di meccanismi focali usati nell’inversione.  $\sigma_1$ : sforzo di massima compressione,  $\sigma_2$ : sforzo di compressione intermedia,  $\sigma_3$ : sforzo di minima compressione.  $F$ : scarto minimo medio, in gradi. *Azimuth* (coordinata orizzontale angolare) e *plunge* (immersione) sono espressi in gradi.  $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$  (da Bressan et al., 2018a).

*Principal axes of stress.  $N$  is the number of the focal mechanisms used in the inversion.  $\sigma_1$ : maximum compression stress,  $\sigma_2$ : intermediate compression stress,  $\sigma_3$ : minimum compression stress.  $F$  is the minimum average misfit, in degrees.  $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$  Azimuth and plunge are expressed in degrees (from Bressan et al., 2018a).*

ZONA	N	F	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		R
			Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge	
ALP	21	5,4	169	19	280	45	63	39	0,6
CL	22	5,4	320	12	226	20	79	66	0,4
AMP	24	5,5	140	8	34	63	234	25	0,6
TOL	23	4,6	170	5	264	36	73	54	0,7
MN	24	6,5	311	1	221	13	45	77	0,6
GE	22	5,4	167	14	73	16	297	68	0,6
TAR	19	4,8	164	26	9	62	259	11	0,4
BOV	24	5,4	180	15	3	75	271	1	0,4
BA	20	3,7	191	31	31	58	286	9	0,4

Tabella 7.4 - Assi principali di deformazione.  $N$ : numero di meccanismi focali usati nel calcolo.  $\epsilon_1$ : asse di massimo raccorciamento,  $\epsilon_2$ : asse di raccorciamento intermedio,  $\epsilon_3$ : asse di minimo raccorciamento. Azimuth e plunge sono espressi in gradi (da Bressan et al., 2018a).

*Principal axes of strain.  $N$  is the number of the focal mechanisms used in the computation.  $\epsilon_1$ : maximum shortening axis,  $\epsilon_2$ : intermediate shortening axis;  $\epsilon_3$ : minimum shortening axis. Azimuth and plunge are expressed in degrees (from Bressan et al., 2018a).*

ZONA	N	$\epsilon_1$		$\epsilon_2$		$\epsilon_3$	
		Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge
ALP	21	160	21	262	29	39	53
CL	22	344	14	76	9	198	73
AMP	24	323	12	74	58	226	29
TOL	22	165	12	70	18	287	69
MN	24	147	24	239	4	337	66
GE	22	193	6	284	10	73	79
TAR	19	159	4	276	81	68	8
BOV	24	179	22	16	67	272	6
BA	20	193	16	353	73	102	6

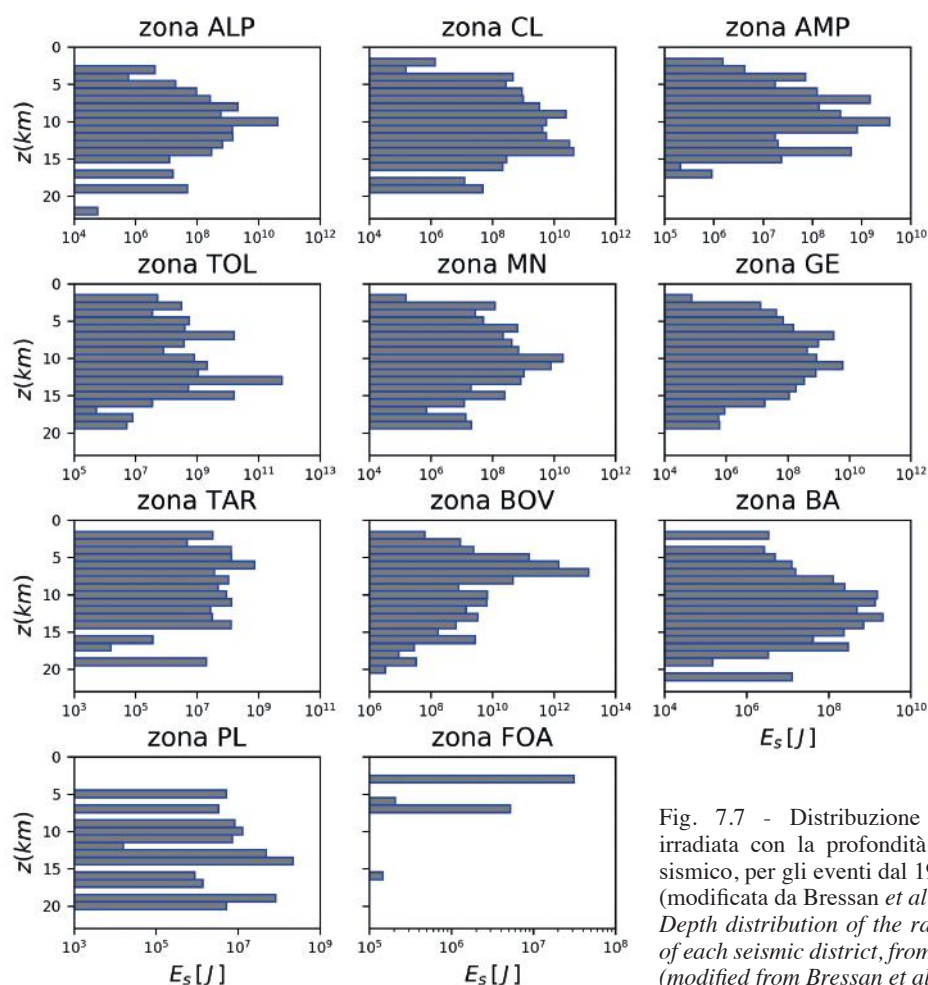


Fig. 7.7 - Distribuzione dell'energia sismica irradiata con la profondità per ciascun distretto sismico, per gli eventi dal 1984 al 30 giugno 2018 (modificata da Bressan et al., 2018a).  
*Depth distribution of the radiated seismic energy of each seismic district, from 1984 to 30 June 2018 (modified from Bressan et al., 2018a).*



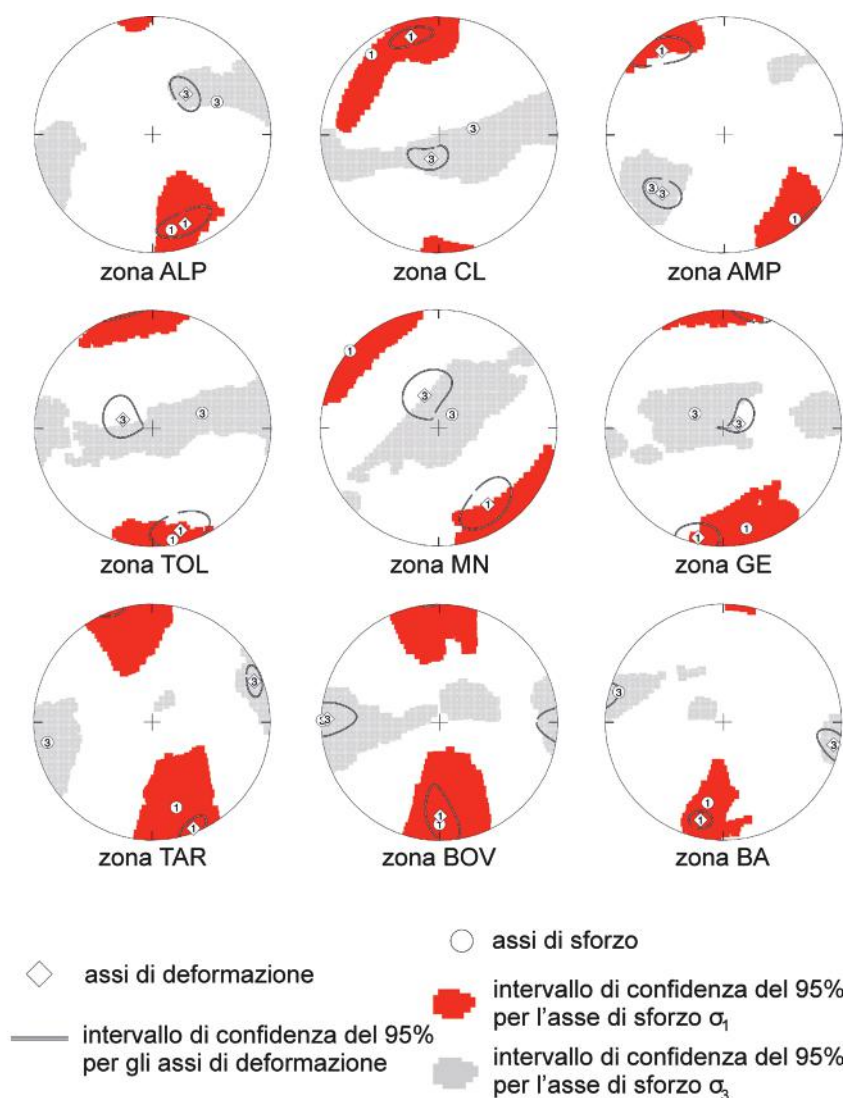


Fig. 7.8 - Proiezione stereografica degli assi principali di sforzo e deformazione massimi e minimi, con i rispettivi intervalli di confidenza del 95% (da Bressan *et al.*, 2018a).

*Lower hemisphere stereographic projection of the maximum and minimum principal stress and strain axes, with their 95% confidence ranges (from Bressan *et al.*, 2018a).*

## 7.1. Distretto ALP

### 7.1.1. Contesto tettonico

La struttura tettonica dell'area è condizionata dai preesistenti domini paleogeografici giurassici della Piattaforma Friulana e del Bacino Bellunese (Carulli *et al.*, 2003). L'area è principalmente caratterizzata dalla transizione tra il sistema valsuganese con pieghe/faglie e faglie inverse orientate ENE-OSO vergenti a SSE ed il sistema friulano con faglie inverse E-O, vergenti a sud (Sugan e Peruzza, 2011). Le principali strutture tettoniche sono costituite da anticlinali e faglie inverse, orientate circa E-O e NE-SO ed immergenti con angolo intermedio a nord e NO con retroscorrimenti. Sono presenti inoltre faglie trascorrenti orientate N-S. Risalta la struttura dominante del Monte Cavallo, un alto strutturale costituito da una successione carbonatica di

piattaforma cretacea. Tale rilievo è il prodotto dall'attività di faglie alpine che portano le unità carbonatiche a sovrascorrere le unità molassiche della pianura (Linea Polcenigo-Maniago) (Fig. 3.2).

### 7.1.2. Sismicità storica

Il distretto è stato interessato da terremoti distruttivi il 29 giugno del 1873 con intensità epicentrale (tutte le intensità di seguito citate sono espresse nella scala MCS)  $I_0 = IX-X$  ( $M_w = 6,3$ ) ed il 18 ottobre del 1936 con  $I_0 = IX$  ( $M_w = 6,1$ ). Si segnala inoltre l'evento del 26 marzo del 1890 con  $I_0 = VI$  ( $M_w = 4,8$ ).

### 7.1.3. Sismicità strumentale

L'attività sismica rapportata a quella degli altri distretti può essere considerata di basso-medio livello. Gli eventi maggiormente significativi registrati dalla rete sismica sono avvenuti il 9 giugno 2012 con  $M_D$  4,3, che ha generato una piccola sequenza ed il 28 dicembre 2006 con  $M_D$  3,6. L'energia irradiata è distribuita prevalentemente tra 7 e 15 km di profondità. La sismicità presenta un trend spazialmente raggruppato con orientazione NE-SO che continua nel settore adiacente CL.

I meccanismi focali prevalenti sono di tipo *thrust* ed in subordine di *strike-slip*. La Fig. 7.9 mostra le soluzioni focali degli eventi con magnitudo maggiore che hanno interessato il distretto.

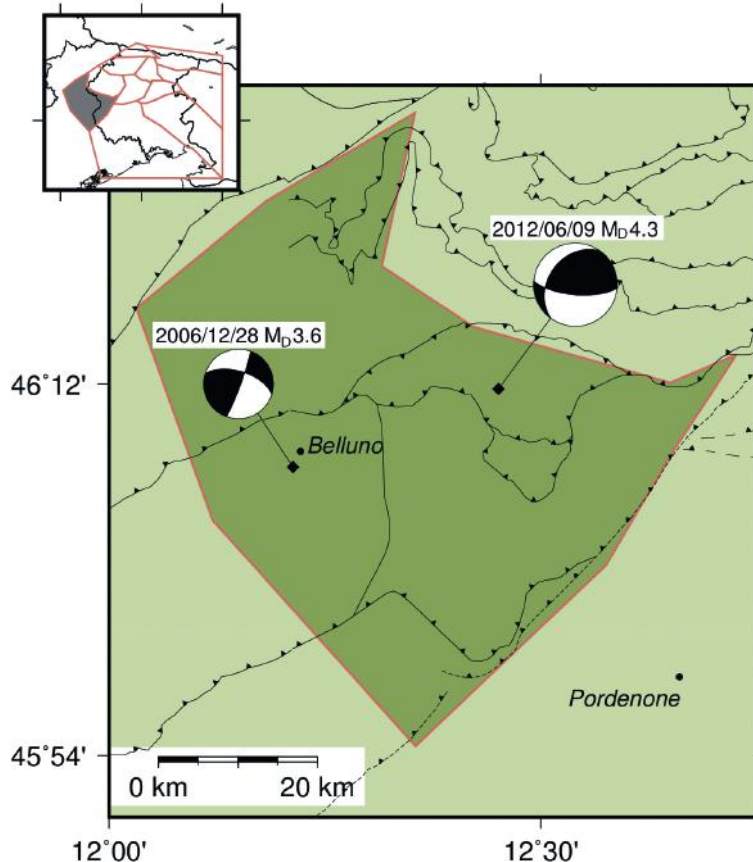


Fig. 7.9 - Distretto ALP: meccanismi focali da prime polarità delle scosse più significative. Sono riportate la data e la magnitudo da durata  $M_D$ .  
ALP district: first polarity focal mechanisms of most significant earthquakes. The date of occurrence and  $M_D$  are shown.

L'inversione dei meccanismi focali evidenzia che il distretto è sottoposto ad un campo di sforzo trascorrente, con asse di compressione massima orientato circa NNO-SSE ed immersione di  $19^\circ$ . L'asse di massimo raccorciamento ha orientazione e pendenza simile all'asse di compressione massima. Il confronto tra gli assi principali di sforzo e di deformazione (Fig. 7.8) indica una sostanziale relativa uniformità della resistenza crostale alla rottura, con piani di debolezza meccanica orientati all'incirca E-O immergenti a nord con angolo di circa  $70^\circ$ .

## 7.2. Distretto CL

### 7.2.1. Contesto tettonico

La struttura tettonica dominante è costituita da sovrascorrimenti sovrapposti con immersione  $20-40^\circ$  verso nord e orientati  $N80-90^\circ E$  (Fig. 3.2). Nella porzione occidentale dell'area tali faglie inverse assumono un'orientazione NW-SE. Paleofaglie minori, orientate NNE-SSO sono state riattivate come faglie trascorrenti sinistre. Le faglie inverse sovrapposte causano più volte il raddoppio della formazione della Dolomia Principale. Parte degli estesi sovrascorrimenti sono piani di orientazione dinarica riattivati durante la fase alpina. Il sovrascorrimento più esteso, la Linea Pinedo-Uccea con orientamento E-O, interessa l'intera regione fino alla Faglia di Idria. La Linea della Val Silisia, l'altro sovrascorrimento esteso localizzato poco più a sud, si raccorda ad est con il *thrust* Barcis-Starò Selo nella parte centrale della regione (Fig. 3.1).

### 7.2.2. Sismicità storica

Gli eventi più forti che hanno interessato quest'area sono gli eventi del 1700 di Tramonti al confine con il distretto MN: l'evento con  $I_0 = VIII-IX$  ( $M_w = 5,8$ ) del 10 luglio 1776, l'evento con  $I_0 = VIII-IX$  ( $M_w = 6,0$ ) del 7 giugno 1794 e l'evento con  $I_0 = VII-VIII$  ( $M_w = 5,4$ ) del 30 giugno 1794. Il 23 giugno del 1892 l'abitato di Claut fu interessato da un evento con  $I_0 = V-VI$  ( $M_w = 4,6$ ). Lo stesso abitato fu successivamente interessato l'8 giugno del 1934 da un evento caratterizzato da  $I_0 = V-VI$  ( $M_w = 4,9$ ).

### 7.2.3. Sismicità strumentale

L'attività sismica confrontata con gli altri distretti è moderata. A differenza delle altre zone, questo settore è caratterizzato dal maggior numero di eventi con magnitudo moderata ( $M_D$  compresa tra 3,6 e 4,3). Gran parte dell'energia irradiata è localizzata tra 8 e 15 km di profondità. La sismicità di questo distretto si manifesta talvolta con caratteri di sciame sismico, ovvero con eventi di magnitudo simile in un lasso di tempo variabile da poche ore a qualche settimana. Un esempio è rappresentato dalle scosse di magnitudo 4,1 e 3,9 avvenute il 29 agosto del 1986 a distanza di circa 3 minuti l'una dall'altra. È anche il caso del 26 febbraio 2007, quando una scossa di magnitudo 3,9 fu seguita 8 ore dopo da una scossa di magnitudo 3,8. Il caso più vistoso è lo sciame del 1996, costituito da 3 sequenze innescate rispettivamente dall'evento del 27 gennaio con  $M_D = 3,6$ , l'evento del 27 febbraio con  $M_D = 4,0$  e l'evento del 13 aprile con  $M_D = 4,3$ . Quest'ultimo causò leggeri danni alle strutture abitative (Bernardis *et al.*, 1996) con  $I_0$  stimata V-VI MCS.

In generale la sismicità si presenta spazialmente clusterizzata, con un trend riconoscibile circa NE-SO e diramazioni secondarie, che continua in parte nel settore limitrofo ALP.

I meccanismi focali prevalenti sono di tipo *thrust* e *thrust* con limitata componente trascorrente. Un numero minore di eventi è caratterizzato da meccanismo di tipo *strike-slip*. In Fig. 7.10 sono

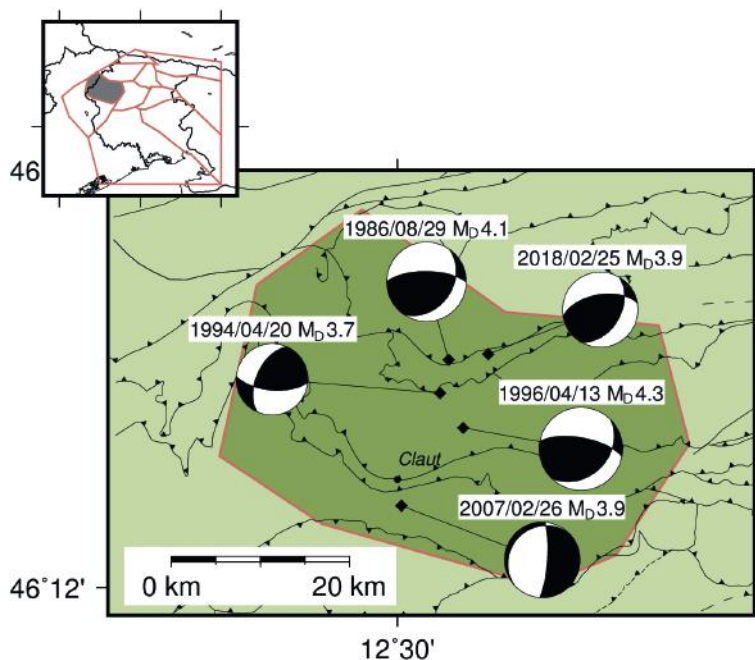


Fig. 7.10 - Distretto CL: meccanismi focali da prime polarità delle scosse più significative. Sono riportate la data e  $M_D$ .

*CL district: first polarity focal mechanisms of most significant earthquakes. The date of occurrence and  $M_D$  are shown.*

riportate le soluzioni focali dei principali eventi che hanno interessato il distretto. Tali soluzioni sono prevalentemente di carattere compressivo con piani variabili, ma sono presenti anche un evento di tipo normale (26 febbraio 2007,  $M_D = 3,9$ ) ed un evento di tipo trascorrente (12 febbraio 2013,  $M_D = 3,7$ ).

Il campo di sforzi invertito dai meccanismi focali è compressivo con asse massimo di compressione orientato circa NO-SE ed inclinazione  $12^\circ$ . L'asse di raccorciamento massimo è orientato NNO-SSE, con inclinazione di  $12^\circ$ . Il confronto tra gli assi principali di sforzo e deformazione (Fig. 7.8) indica che l'orientazione degli assi principali di deformazione è consistente con piani di debolezza meccanica orientati circa  $N260^\circ$  ed immersione di  $60^\circ$  a NNO, non favorevolmente orientati rispetto al tensore di sforzo e generati durante la fase neo-alpina.

### 7.3. Distretto AMP

#### 7.3.1. Contesto tettonico

Le principali strutture tettoniche sono costituite da *thrust* sud-vergenti, orientati all'incirca E-O ed un sistema di faglie trascorrenti orientate circa NNO-SSE. Nella zona di Sauris (Fig. 3.1) sono osservati presso la superficie raddoppi della successione Permo-Triassica con fenomeni di scaglie tettoniche ed ondulazioni dei piani di sovrascorrimento. Tali piani sono piegati per effetto di rampe profonde appartenenti a strutture tettoniche dinariche, riprese nell'*hanging-wall* dell'estesa faglia inversa neoalpina Barcis-Staro Selo.

#### 7.3.2. Sismicità storica

Il terremoto più significativo localizzato in tale settore avvenne il 28 luglio 1700 ( $I_0 = \text{VIII-IX}$ ,  $M_w = 5,7$ ) a Raveo. I terremoti maggiormente significativi che hanno interessato l'area di Forni di Sopra-Sauris sono del 13 giugno 1959 ( $I_0 = \text{VII}$ ,  $M_w = 5,3$ ) e del 6 gennaio 1960 ( $I_0 = \text{VI}$ ,  $M_w = 4,6$ ). I sismi avvenuti nell'area a confine con il distretto TOL sono: 12 maggio 1924 presso Villa Santina

( $I_0 = VI$ ,  $M_w = 5,0$ ), 12 dicembre 1924 presso Zuglio ( $I_0 = VII$ ,  $M_w = 5,4$ ), 5 novembre 1956 a Paluzza ( $I_0 = VI$ ,  $M_w = 5,0$ ) e 26 aprile 1959 ( $I_0 = VII-VIII$ ,  $M_w = 5,2$ ) a Zuglio.

### 7.3.3. Sismicità strumentale

L'attività sismica può essere considerata di basso-medio livello, con l'evento più rilevante registrato dalla rete sismica il 25 febbraio 2018 di  $M_D$  3,8. L'energia sismica irradiata è prevalentemente distribuita tra 5 e 15 km di profondità. Il distretto è caratterizzato da una gran varietà di meccanismi focali di tipo inverso, normale e trascorrente, nessuno chiaramente prevalente, con piani nodali diversamente orientati. In Fig. 7.11 sono illustrati i meccanismi focali degli eventi più rilevanti. L'inversione del campo di sforzo dai meccanismi focali evidenzia che il distretto è sottoposto ad un regime trascorrente. L'asse di massima compressione è sub-orizzontale ed orientato circa NO-SE, con similare orientazione dell'asse di massimo accorciamento. L'orientazione simile degli assi di sforzo e di deformazione (Fig. 7.8) indica una relativa uniformità della resistenza a rottura crostale, con piani di debolezza meccanica orientati all'incirca E-O, immergenti a nord ad alto angolo.

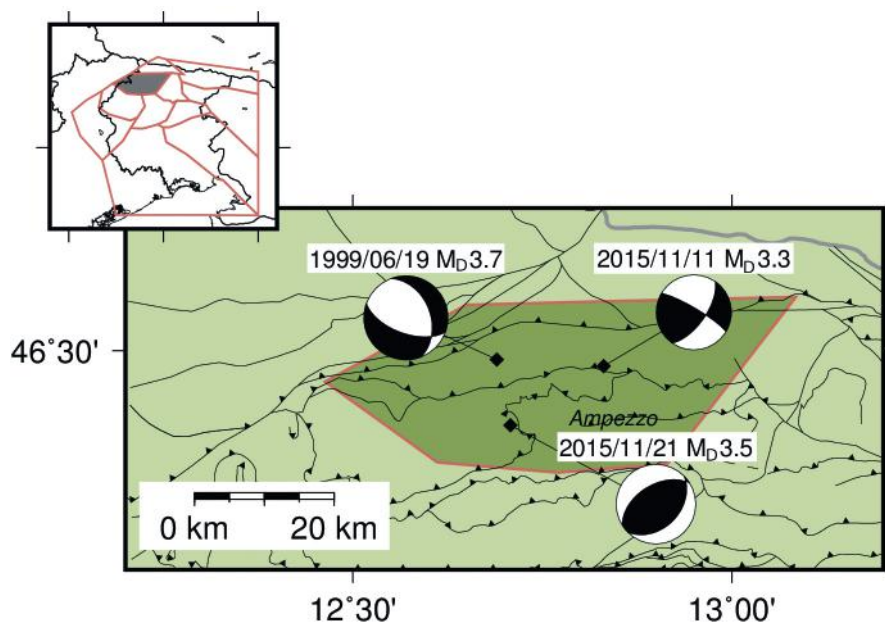


Fig. 7.11 - Distretto AMP: meccanismi focali da prime polarità delle scosse più significative. Sono riportate la data e  $M_D$ .  
 AMP district: first polarity focal mechanisms of most significant earthquakes. The date of occurrence and  $M_D$  are shown.

## 7.4. Distretto FOA

### 7.4.1. Contesto tettonico

Il settore, delimitato a nord dal Lineamento Insubrico (Fig. 3.1), costituisce la porzione occidentale della Catena Paleocarnica. La struttura tettonica superficiale è molto complessa con varie faglie di limitate dimensioni e diversa orientazione. I principali lineamenti tettonici sono

costituiti da faglie inverse sud-vergenti e nord-vergenti con orientazione variabile da NE-SO a NO-SE.

#### 7.4.2. Sismicità storica

Non si ha alcuna notizia di terremoti storici significativi.

#### 7.4.3. Sismicità strumentale

L'attività sismica è la più bassa fra tutti i distretti considerati con evento di magnitudo massima  $M_D$  2,7 del 24 luglio 2002, avvenuto nei dintorni di Prato Carnico. L'energia sismica irradiata è prevalentemente localizzata a profondità compresa tra 4 ed 8 km. Non vi sono meccanismi focali disponibili.

### 7.5. Distretto TOL

#### 7.5.1. Contesto tettonico

L'assetto tettonico è caratterizzato principalmente da faglie inverse e retro-scorrimenti orientati all'incirca E-O e dislocati da faglie trascorrenti sub-verticali, orientati circa NNE-SSO ed ONO-ESE. I sovrascorrimenti vergenti a sud causano in profondità la ripetizione delle serie calcaree del Triassico inferiore e del Triassico superiore, queste ultime costituite in prevalenza da Dolomia Principale (Fig. 3.2). Da notare la struttura tettonica a *pop-up* (faglie ad opposta vergenza) presente nella parte superficiale tra il monte San Simeone ed il monte Amariana, che coinvolge in gran parte la Dolomia Principale. Le faglie inverse alpine riutilizzano in parte in profondità le dislocazioni dinariche. Si tratta del settore caratterizzato dal più marcato raccorciamento crostale. Il settore costituisce dal punto di vista litologico un'importante zona di transizione di paleoambienti triassici.

#### 7.5.2. Sismicità storica

La sismicità storica è particolarmente documentata e testimonia l'occorrenza nel passato di eventi significativi. Nell'area di Tolmezzo si ricorda l'evento del 20 ottobre 1788 con intensità epicentrale VII-VIII ( $M_W = 5,2$ ). Il XX secolo è stato caratterizzato dall'occorrenza di eventi importanti in prossimità del confine con altri distretti sismici. Si ricordano gli eventi del 12 dicembre 1924 ( $I_0 = VII$ ,  $M_W = 5,2$ ) ed il 26 aprile del 1959 ( $I_0 = VII-VIII$ ,  $M_W = 5,2$ ) che hanno entrambi colpito la zona di Zuglio, in prossimità del confine con il distretto AMP. Il 27 marzo del 1928 si verificò un evento con  $I_0 = IX$ , ( $M_W = 6,0$ ), con danni maggiori nell'area di Verzegnis e Val d'Arzino, in prossimità del bordo con il distretto MN. Da ricordare ancora gli eventi che colpirono l'area della Val d'Aupa e di Moggio Udinese il 10 luglio 1908 ( $I_0 = VII$ ,  $M_W = 4,8$ ) ed il 5 maggio del 1920 ( $I_0 = VI-VII$ ,  $M_W = 5,3$ ). Infine, il 3 febbraio del 1949 l'area attorno a Paularo fu interessata da un evento con  $I_0 = VII$  e  $M_S = 4,7$ .

#### 7.5.3. Sismicità strumentale

L'attività sismica, confrontata con le altre zone può essere considerata moderata. L'evento più importante registrato dalla rete sismica è il terremoto del 14 febbraio 2002 con  $M_D$  4,9. L'energia sismica irradiata è distribuita in profondità prevalentemente tra 5 e 16 km. Il distretto è caratterizzato da meccanismi focali prevalentemente di tipo trascorrente e minori soluzioni di tipo inverso. La Fig. 7.12 mostra i meccanismi focali degli eventi più significativi. Il campo di sforzi agente è

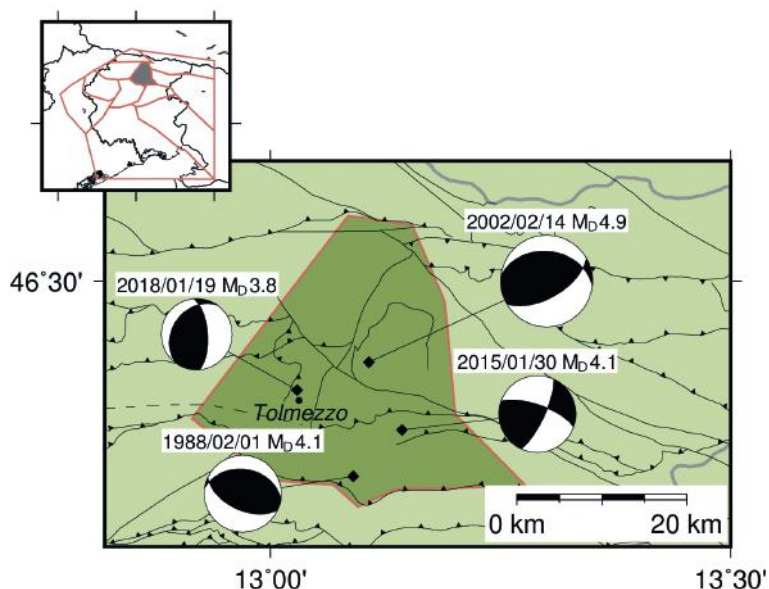


Fig. 7.12 - Distretto TOL: meccanismi focali da prime polarità delle scosse più significative. Sono riportate la data e  $M_D$ .  
*TOL district: first polarity focal mechanisms of most significant earthquakes. The date of occurrence and  $M_D$  are shown.*

compressivo con componente trascorrente, con asse massimo di compressione sub-orizzontale ed orientato circa NNO-SSE. L'orientazione dell'asse di raccorciamento massimo è simile a quella dell'asse massimo di compressione, con inclinazione di  $12^\circ$ . Il confronto tra gli assi principali di sforzo e di deformazione (Fig. 7.8) indica che l'orientazione degli assi principali di deformazione è consistente con piani di debolezza meccanica, di genesi neoalpina, orientati circa  $N280^\circ$  ed immersione di  $36^\circ$  a NNE, non favorevolmente orientati rispetto al tensore di sforzo.

## 7.6. Distretto MN

### 7.6.1. Contesto tettonico

L'assetto tettonico è condizionato dall'interferenza dinarico-alpino mentre nella porzione meridionale risaltano le pieghe associate alle faglie inverse più esterne neoalpine. Le principali strutture tettoniche sono costituite da faglie sud-vergenti, orientate circa E-O ed immergenti a nord con angoli variabili da  $20$  a  $50^\circ$  (Fig. 3.2). La parte meridionale è costituita da anticlinali pre-alpine, orientate circa ENE-OSO. Anche questo settore è caratterizzato da significativo raccorciamento crostale che ha prodotto un sistema di piani embricati che provocano ripetizioni di serie geologiche. Parte dei piani di faglia neoalpini riattivano originari piani dinarici. Nella porzione meridionale i depositi miocenico-pleistocenici sono deformati da una struttura *fault propagation folding*. Le faglie dirette in profondità sono interpretate come faglie distensive giurassiche, riattivate poi in età cretacea con la propagazione del fronte dinarico.

### 7.6.2. Sismicità storica

Il distretto è stato interessato da risentimenti significativi in termini di intensità macrosismica nella Val Tramontina, in prossimità del confine con il distretto CL. Il 10 luglio del 1776 si verificò un evento con  $I_0 = \text{VIII-IX}$ , ( $M_w = 5,8$ ). Il 7 giugno del 1794 avvenne un evento con  $M_w = 6,0$  e  $I_0 = \text{VIII-IX}$ , seguito il 30 giugno da un evento con  $M_w = 5,4$  ed  $I_0 = \text{VII-VIII}$ . Da ricordare infine, il già citato evento del 27 marzo 1928 ( $I_0 = \text{IX}$ ,  $M_w = 6,0$ ) che causò danni nell'area di Verzegnis e Val d'Arzino.

### 7.6.3. Sismicità strumentale

L'attività sismica esibisce un profilo basso-moderato, con massimo evento  $M_D$  4,1 del 28 maggio 1998 ed energia sismica irradiata prevalentemente distribuita in profondità tra 7 e 15 km. I meccanismi focali sono prevalentemente di tipo inverso e subordinatamente di tipo trascorrente. In Fig. 7.13 sono riportati i meccanismi focali degli eventi più significativi. Il campo di sforzo è compressivo, con asse massimo di compressione sub-orizzontale ed orientato circa NO-SE. L'asse di raccorciamento massimo è orientato circa NO-SE ed inclinazione di  $24^\circ$ . L'orientazione degli assi principali di deformazione è consistente con piani di debolezza meccanica orientati circa NE-SO ed immersione di  $22^\circ$  a NO, non favorevolmente orientati rispetto al tensore di sforzo (Fig. 7.8).

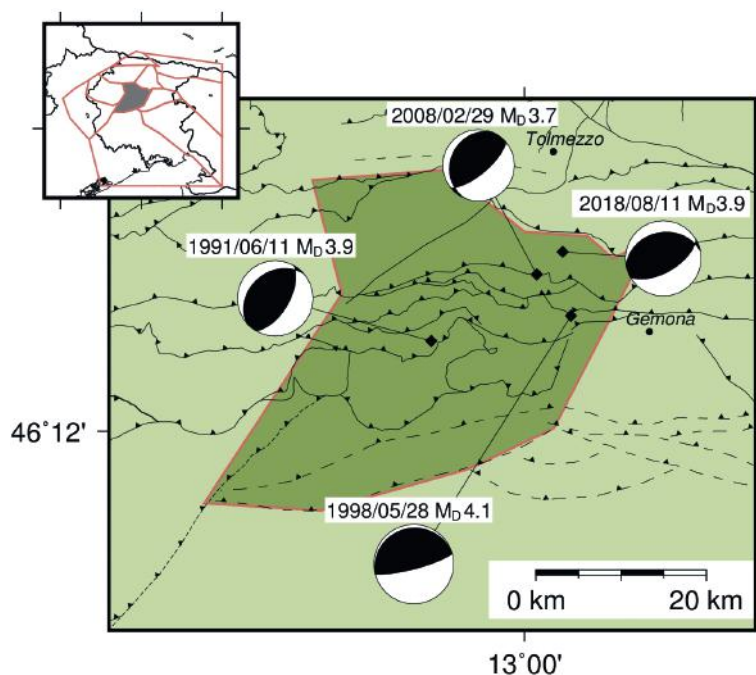


Fig. 7.13 - Distretto MN: meccanismi focali da prime polarità delle scosse più significative. Sono riportate la data e  $M_D$ .  
*MN district: first polarity focal mechanisms of most significant earthquakes. The date of occurrence and  $M_D$  are shown.*

## 7.7. Distretto GE

### 7.7.1. Contesto tettonico

È la zona di massima interferenza tra le strutture dinariche e quelle neoalpine. Gli elementi tettonici predominanti sono costituiti da faglie inverse orientate E-O ed immergenti a nord, con inclinazione variabile da  $20^\circ$  a  $60^\circ$  (Fig. 3.2). L'assetto è ad embrici tettoniche con piani alpini che hanno in molti casi riattivato elementi strutturali dinarici. Tale assetto causa ripetizioni delle serie triassiche, giurassiche e cretacee. Si evidenzia l'anticlinale da rampa del monte Bernadia, con il flysch che copre i calcari di piattaforma giurassico-cretacei.

### 7.7.2. Sismicità storica

In questo distretto sono avvenuti due eventi distruttivi che hanno entrambi interessato l'area del Gemonese: il 26 marzo 1511  $I_0 = IX$ ,  $M_W = 6,3$  (Camassi et al., 2011) ed il 6 maggio 1976 con  $I_0 = IX-X$ ,  $M_L = 6,4$  (Slejko, 2018).



La ricostruzione dello scenario degli effetti provocati dal terremoto del 1511 è stato oggetto di diversi studi. Solo per citare gli studi più recenti, l'epicentro macrosismico viene attribuito nel distretto BA in prossimità del confine con il distretto GE (CPTI Working Group, 2004) oppure in prossimità del bordo con il distretto BOV (Boschi *et al.*, 2000). Fitzko *et al.* (2005) lo attribuiscono in prossimità del bordo dei distretti BA-BOV, ma più a sud di Boschi *et al.* (2000). Per una rassegna critica dei vari studi e del campo macrosismico rivisto si veda l'articolo di Camassi *et al.* (2011). I meccanismi focali dei principali eventi ( $M_L$  3,4-6,1) della sequenza del 1976 (Slejko *et al.*, 1999) sono stati principalmente di tipo *thrust* con pochi episodi di tipo *strike-slip*. L'inversione del campo di sforzi, secondo gli stessi autori, delinea chiaramente un regime compressivo con un certo livello di eterogeneità, interpretato in termini di risposte locali sovrainposte al campo regionale di sforzo.

Da segnalare ancora l'evento avvenuto il 25 dicembre del 1931, con  $I_0 = VII$  e  $M_w$  pari a 5,2, sempre nel Gemonese in prossimità del confine con il distretto MN.

### 7.7.3. Sismicità strumentale

L'attività sismica può essere considerata di tipo basso-moderato. Il più forte evento registrato è avvenuto il 5 ottobre del 1991 con  $M_D$  4,1. La maggior parte dell'energia sismica è irradiata tra 6 e 15 km di profondità. I meccanismi focali sono principalmente di tipo inverso. La Fig. 7.14 mostra i meccanismi focali degli eventi più significativi. Il campo di sforzi è compressivo con asse di compressione massima orientato NNO-SSE ed inclinato  $14^\circ$ . L'asse di massimo accorciamento

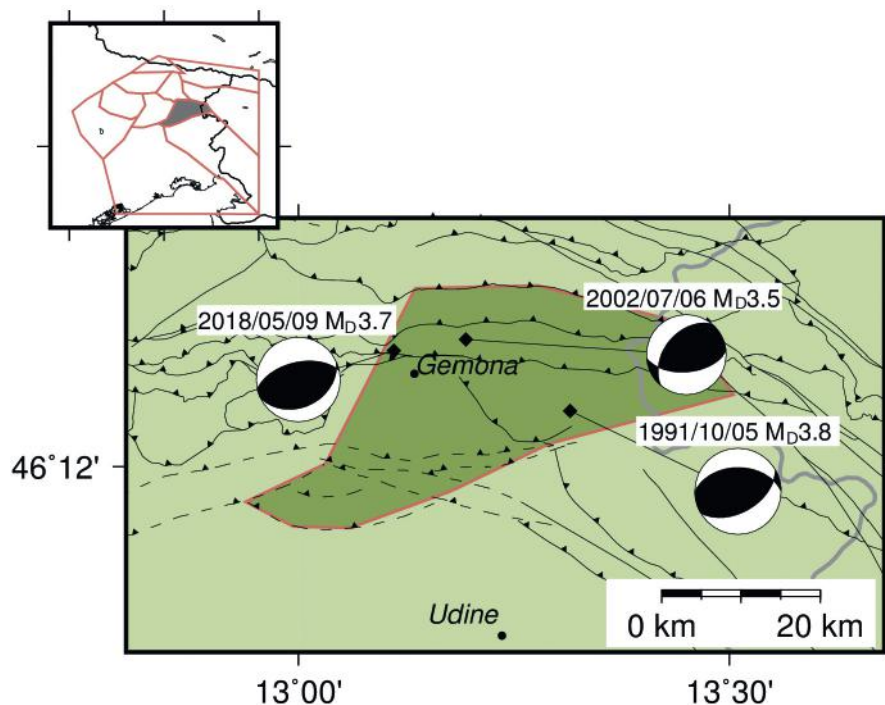


Fig. 7.14 - Distretto GE: meccanismi focali da prime polarità delle scosse più significative. Sono riportate la data e  $M_D$ .  
 GE district: first polarity focal mechanisms of most significant earthquakes. The date of occurrence and  $M_D$  are shown.

è orientato NNE-SSO, sub-orizzontale. L'orientazione degli assi principali di deformazione è consistente con piani di debolezza meccanica orientati circa E-O ed immergenti circa 40° a nord, identificabili come piani neo-alpini, non favorevolmente orientati rispetto al tensore di sforzo (Fig. 7.8).

## 7.8. Distretto TAR

### 7.8.1. Contesto tettonico

I lineamenti tettonici principali sono la Faglia Insubrica in regime di transpressione destra e la faglia trascorrente sub-verticale, orientata E-O denominata Linea Fella-Sava, anch'essa caratterizzata da transpressione destra (Venturini, 1990; Merlini *et al.*, 2002) (Fig. 3.1). Sono presenti altre faglie minori trascorrenti destre, orientate NO-SE. I piani di sovrascorrimento dinarici sono dislocati e piegati per effetto delle fasi dinariche più recenti e delle fasi neoalpine (Fig. 3.2).

### 7.8.2. Sismicità storica

L'area è sede del più forte evento che abbia mai colpito l'intero territorio regionale. In questo settore si verificò il 25 gennaio del 1348 un terremoto con  $I_0 = IX-X$  e  $M_w$  stimata 6,6. Non si hanno notizie di altri terremoti particolarmente significativi. Il quadro macrosimico del terremoto del 1348 è stato ricostruito da Caracciolo *et al.* (2015). La ricostruzione è particolarmente complessa, come evidenziato dagli stessi autori, perché l'evento si colloca in zona di confine tra diverse aree culturali, con diverse collocazioni politiche ed amministrative, e modificazione nel tempo dei toponimi. Il campo con intensità superiore alla soglia di danno è molto esteso e comprende la Carinzia (Austria), la Carniola (Slovenia), e gran parte della regione friulana. L'epicentro macrosimico è localizzato nel Tarvisiano.

### 7.8.3. Sismicità strumentale

L'attività sismica è bassa se confrontata agli altri distretti, con massimo evento registrato di  $M_D$  3,4, il 12 dicembre 2005. L'energia sismica irradiata si estende in profondità prevalentemente tra 5 e 15 km. Tra i meccanismi focali vi è una netta prevalenza di soluzioni trascorrenti. I meccanismi focali degli eventi più significativi sono riportati in Fig. 7.15. Il campo di sforzo è trascorrente, con asse di compressione massimo orientato NNO-SSE ed inclinazione di 26°. L'orientazione dell'asse di massimo raccorciamento è simile a quello dell'asse di compressione massimo, con inclinazione sub-orizzontale. Il confronto tra gli assi principali di sforzo e di deformazione (Fig. 7.8) indica una relativa uniformità della resistenza meccanica a rottura crostale, con piani di debolezza meccanica favorevolmente orientati rispetto al tensore di sforzo.

## 7.9. Distretto BOV

### 7.9.1. Contesto tettonico

Lo stile tettonico (Fig. 3.1) è dominato dai lineamenti di Idria e Ravne, faglie sub-verticali trascorrenti destre, orientate NO-SE (Kastelic *et al.*, 2008). La parte settentrionale dell'area è interessata principalmente da una faglia inversa orientata ENE-OSO, immergente a SSO. Nell'area sono presenti inoltre faglie inverse minori con orientazione variabile da NO-SE, immergenti a NE, ad ESE-ONO, immergenti a NNO. Kastelic *et al.* (2008) hanno illustrato in dettaglio l'evoluzione e l'attività tettonica recente della zona di Faglia di Ravne, attualmente la struttura sismogenica

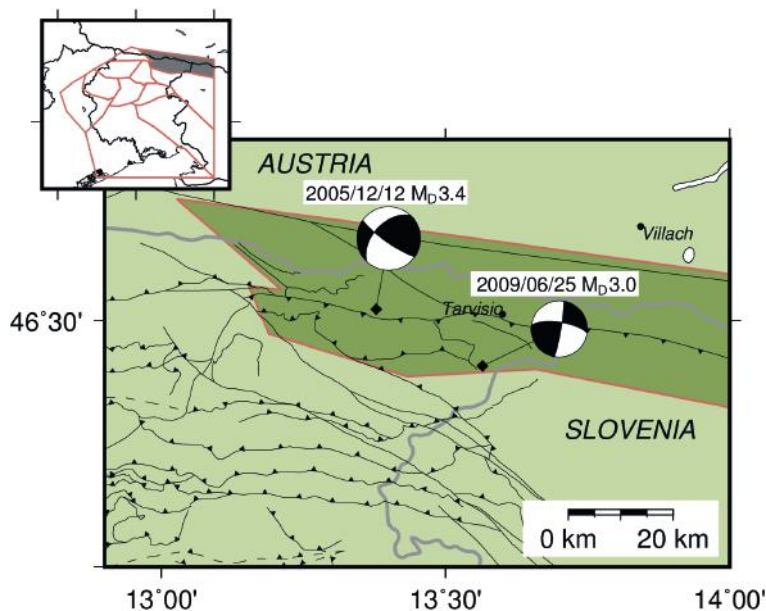


Fig. 7.15 - Distretto TAR: meccanismi focali da prime polarità delle scosse più significative. Sono riportate la data e  $M_D$ .  
 TAR district: first polarity focal mechanisms of most significant earthquakes. The date of occurrence and  $M_D$  are shown.

più importante ed attiva in questo settore (Fig. 3.2). La zona di Faglia di Ravne è caratterizzata da movimento trascorrente su più piani di faglia ad alta pendenza alla profondità sismogenica mentre la deformazione prevalente nella porzione superficiale è accomodata da un insieme di segmenti di faglia ereditati da faglie inverse orientate NO-SE.

### 7.9.2. Sismicità storica

Non vi sono dati storici attendibili su terremoti distruttivi, né eventi di particolare rilievo del passato. Si segnala soltanto l'evento avvenuto il 10 marzo 1904 con  $I_0 = VI$  (Sandron *et al.*, 2014).

### 7.9.3. Sismicità strumentale

L'attività sismica è la più alta fra tutti i distretti, con l'evento più forte di  $M_D$  5,6 [intensità epicentrale VII-VIII (Zupancic *et al.*, 2001)], verificatosi il 12 aprile 1998 nella zona di Kobarid. In prossimità dell'ipocentro del 1998, si è verificato il 12 luglio 2004 un altro evento significativo con  $M_D$  5,1. La sismicità tende a raggrupparsi lungo l'estesa zona di Faglia di Ravne. La maggior parte dell'energia sismica è irradiata a profondità compresa tra 5 e 10 km. I meccanismi focali dominanti sono di tipo trascorrente. La Fig. 7.16 mostra le soluzioni focali dei principali eventi. Il settore è sottoposto ad un campo di sforzo trascorrente destro, con asse di compressione massimo orientato N-S ed inclinazione di  $15^\circ$ . L'orientazione pressoché identica degli assi principali di sforzo e deformazione (Fig. 7.8) indica una relativa uniformità crostale della resistenza a rottura. I piani di debolezza meccanica sono orientati circa NO-SE, subverticali, di genesi dinarica e favorevolmente orientati rispetto al tensore di sforzo.

## 7.10. Distretto BA

### 7.10.1. Contesto tettonico

L'assetto strutturale è caratterizzato prevalentemente da lineamenti tettonici orientati NO-SE quali pieghe e faglie inverse, quest'ultime immergenti  $20-40^\circ$  a NE (Fig. 3.1). Tali elementi

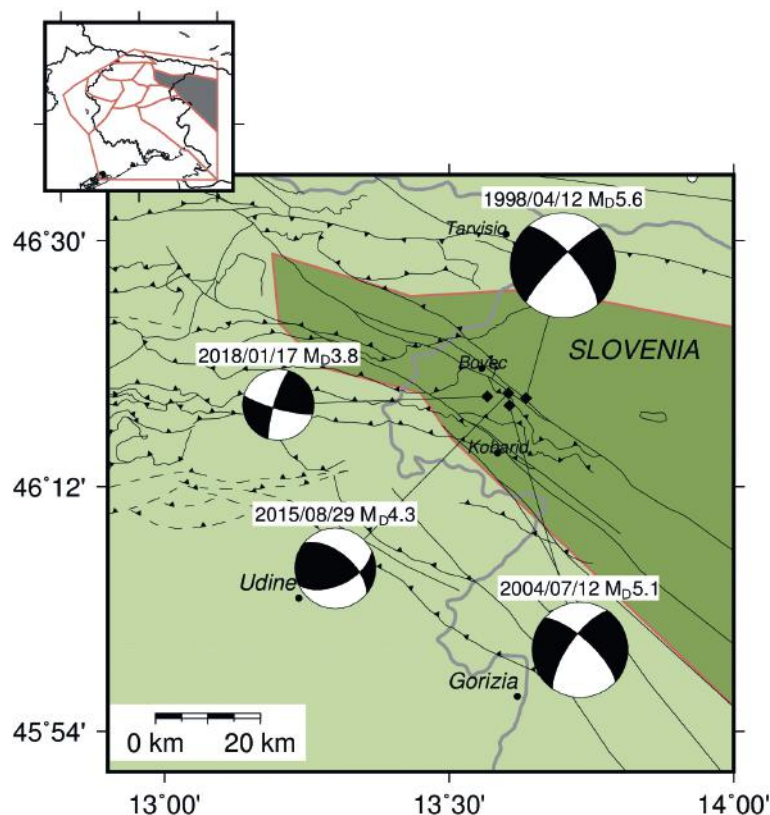


Fig. 7.16 - Distretto BOV: meccanismi focali da prime polarità delle scosse più significative. Sono riportate la data e  $M_D$ .  
 BOV district: first polarity focal mechanisms of most significant earthquakes. The date of occurrence and  $M_D$  are shown.

strutturali interessano le serie bacinali e torbiditiche del bacino sloveno ed il margine orientale della piattaforma friulana (Fig. 3.2). Un elemento strutturale di rilievo è rappresentato dall'ampia anticlinale da rampa connessa alla Linea di Palmanova, che s'immerge verso NO sotto la Pianura Friulana. Il distretto è inoltre interessato da faglie trascorrenti destre, sub-verticali, orientate NO-SE.

### 7.10.2. Sismicità storica

Gli eventi maggiormente significativi sono avvenuti il 3 febbraio 1716 nell'area di Plave (Slovenia) ed il 20 febbraio del 1898 nel Cividalese. Per entrambi gli eventi l'intensità epicentrale è stata stimata VII con  $M_w$  5,1.

### 7.10.3. Sismicità strumentale

Il regime sismico del distretto è basso, con evento di magnitudo massima  $M_D$  3,5, verificatosi il 21 dicembre del 2009 nell'area di Cividale. L'energia sismica irradiata è distribuita prevalentemente tra 10 e 18 km. I meccanismi focali sono di vario tipo, prevalentemente di tipo inverso e subordinatamente di tipo trascorrente e di tipo normale. Le soluzioni focali dei principali eventi sono illustrate in Fig. 7.17. Il campo di sforzo invertito è trascorrente destro, con asse massimo di compressione orientato NNE-SSO ed inclinazione  $31^\circ$ . L'asse di massimo accorciamento è orientato NNE-SSO con inclinazione  $16^\circ$ . L'orientazione degli assi principali di sforzo e deformazione è pressochè simile (Fig. 7.8). I piani di debolezza meccanica consistenti con il tensore di deformazione sono sub-verticali ed orientati circa NO-SE, favorevolmente orientati rispetto al tensore di sforzo.

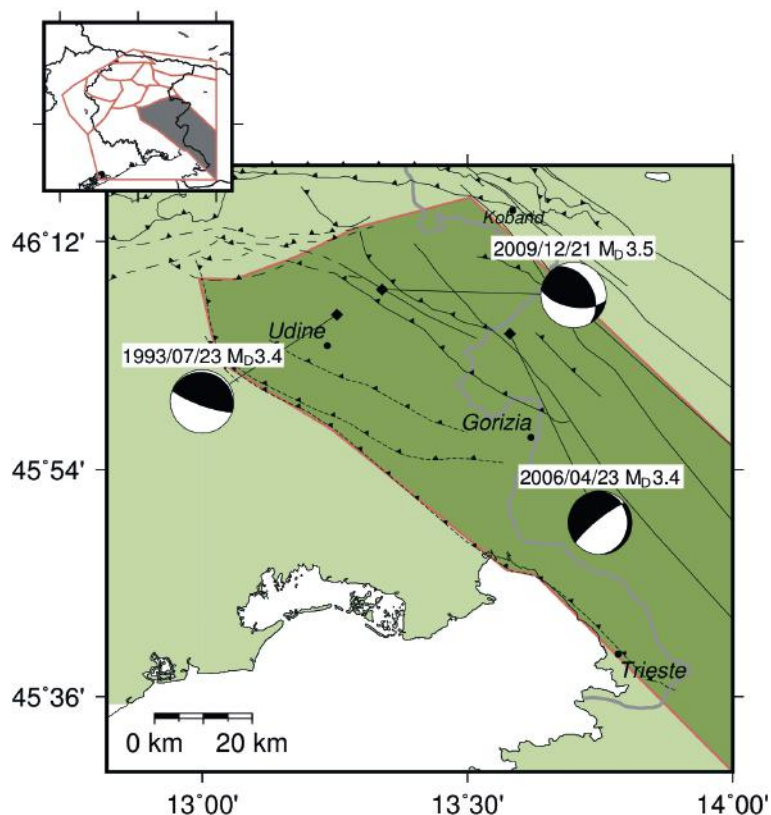


Fig. 7.17 - Distretto BA: meccanismi focali da prime polarità delle scosse più significative. Sono riportate la data e  $M_D$ .  
*BA district: first polarity focal mechanisms of most significant earthquakes. The date of occurrence and  $M_D$  are shown.*

### 7.11. Distretto PL

#### 7.11.1. Contesto tettonico

Il distretto comprende il settore di avampaese. Sotto la copertura quaternaria, è costituito in profondità da una successione continua di piattaforma carbonatica del Triassico superiore-Cretaceo, spesso fino a 5000 m. (Fig. 3.2), che s'immerge verso est coperta da 3000 m di torbiditi paleogeniche sia verso nord che NO coperta da 3000 m di depositi molassici neogenici. È interessata verso est dal fronte esterno dinarico sepolto (Linea di Palmanova) e da piani neoalpini di riattivazione transpressiva. Sono presenti faglie dirette con direzione NO-SE ed interpretate come faglie distensive, originatesi nelle fasi estensionali giurassiche e successivamente riattivate nel Cretaceo in risposta all'avanzata del fronte dinarico.

#### 7.11.2. Sismicità storica

Non si hanno fonti documentate di terremoti storici significativi ad eccezione dell'evento del 25 ottobre 1812 con  $I_0 = VII-VIII$ ,  $M_w$  5,6, il cui epicentro macrosismico è localizzato in prossimità del dominio sismotettonico ALP.

#### 7.11.3. Sismicità strumentale

L'attività sismica è molto bassa, con l'evento di magnitudo massima  $M_D$  3,1 avvenuto a Motta di Livenza il 29 giugno 2011. La maggior parte dell'energia sismica irradiata è distribuita tra 10 e 20 km di profondità. Il basso numero di meccanismi focali disponibili non consente un'attendibile inversione dei campi di sforzo e deformazione.

## 8. Organizzazione spaziale della sismicità

Il capitolo è un approfondimento dell'organizzazione spaziale della sismicità, sia quella regionale di fondo che di alcune sequenze ben documentate, lungo alcuni profili geologici per avere un confronto diretto con le strutture tettoniche. Nel paragrafo 8.1. si calcola l'orientazione dei piani che meglio interpolano la sismicità di fondo per i tratti di sezioni geologiche nei distretti attraversati. Nel paragrafo 8.2. vengono calcolate le variazioni nel tempo della geometria frattale e dell'orientazione dei piani che meglio interpolano le sequenze sismiche riportate su alcune sezioni geologiche. In entrambi i casi si analizzano eventi rilocalizzati con modelli 3D di velocità  $V_p$  e  $V_s$  (Bressan *et al.*, 2012), a partire da localizzazioni effettuate con HYPO71 (Lee e Lahr, 1975) ben vincolate e con alto numero di stazioni.

Bressan *et al.* (2012) hanno posto in risalto come la distribuzione spaziale della sismicità sia strettamente legata all'eterogeneità meccaniche della crosta superficiale. Ad eccezione di qualche caso (sismicità slovena lungo la Faglia di Ravne), la distribuzione spaziale della sismicità nella maggior parte dei casi non può essere risolta su piani discreti ed appare semplicistico attribuire la localizzazione di terremoti in modo univoco ad una particolare faglia.

L'assetto spaziale della sismicità viene analizzato con l'analisi frattale e l'analisi delle componenti principali (PCA), per ricavare la dimensione frattale che caratterizza nello spazio i terremoti e le orientazioni dei piani che meglio interpolano gli ipocentri.

### 8.1. Organizzazione spaziale della sismicità di fondo

La distribuzione spaziale degli eventi sismici è stata analizzata lungo cinque sezioni geostrutturali (Fig. 3.2) con le metodologie delle PCA e dell'analisi frattale, per permettere un confronto diretto con le geometrie di faglia. Questa procedura ricalca l'analisi condotta da Bressan *et al.* (2016), estendendo l'insieme di dati che ora coprono l'intervallo: gennaio 1988 - giugno 2018.

Dal catalogo degli eventi sono rimosse le sequenze di repliche. Il motivo per cui viene analizzata la sismicità di fondo è legato al fatto che le repliche costituiscono un processo secondario indotto dal carico dinamico della scossa principale (Scholz, 1990). Il carico dinamico provoca un riaggiustamento dello sforzo nel volume che include il piano di rottura principale. Le repliche sono pertanto il risultato dell'interazione tra lo sforzo dinamico indotto dalla scossa principale e le eterogeneità meccaniche del mezzo; effetto che causa una rotazione del tensore di sforzo con diverse modalità di fratture ed orientazione spaziale delle stesse.

Si considerano gli eventi che giacciono entro una distanza dalla sezione di  $\pm 5$  km per le sezioni S1 e S5 (tratti compresi tra le frecce rosse nelle sezioni di Fig. 3.2),  $\pm 3,5$  km per le sezioni S2 e S3 (tratti compresi tra le frecce rosse nelle sezioni di Fig. 3.2), e  $\pm 2,5$  km per la sezione S9 (tratto compreso tra le frecce rosse nella sezione di Fig. 3.2). L'analisi è svolta per ciascuno dei poligoni risultanti per due intervalli di profondità: da 0 a 10 km e da 10 a 20 km. La profondità di 10 km approssima, infatti, il livello di scollamento tra la copertura mesozoica e le unità geologiche del Paleozoico, caratterizzate da uno stile tettonico diverso. La sezione S2 (Fig. 3.2) è suddivisa in due parti (a, b), tenendo conto delle diverse caratteristiche tettoniche. La parte a (compresa nel distretto TOL) è, infatti, caratterizzata dall'interferenza tra sovrascorrimenti dinarici (orientati NO-SE) ed alpini (orientati E-O), mentre sovrascorrimenti sud-vergenti dominano nella parte b (al confine tra i distretti MN e GE). Riassumendo, S1 è rappresentativa di GE, S2a di TOL, S9 di

BOV, S5 prevalentemente di CL ed in parte ALP. S3 è al confine tra MN e TOL, mentre S2b è al confine tra MN e GE.

### 8.1.1. Analisi frattale

L'importanza della geometria e dell'analisi frattale sta nel riconoscimento della "autosomiglianza" di molti fenomeni e strutture naturali, che consente di estendere alle scale più grandi osservazioni fatte a scala microscopica. Inoltre la dimensione frattale  $D$  permette di quantificare caratteristiche come ruvidezza, irregolarità, o la tendenza al raggruppamento, altrimenti descrivibili solo in termini qualitativi.  $D$ , infatti, diversa dall'intero, va a riempire la lacuna tra le dimensioni della geometria euclidea che descrivono un punto (0), una linea (1), un piano (2), ed una sfera (3). Essa quindi caratterizza distribuzioni spaziali che sono intermedie tra gli estremi dati dalle dimensioni euclidee. Valori di  $D$  frazionari e compresi tra 1 e 2 quantificano la tendenza di linee a riempire un piano, tanto più densamente, quanto più prossimi a 2 sono i valori (Mandelbrot, 1977; Kagan, 1991). Fin dagli esordi dell'analisi frattale, il processo di fratturazione e la sismicità sono stati riconosciuti aventi carattere di auto somiglianza (tra gli altri Mandelbrot, 1977; Kagan e Knopoff, 1980; Kagan, 1982; Sadvovskiy *et al.*, 1984; Turcotte, 1986; Hirata *et al.*, 1987; Okubo e Aki, 1987; Yamashita e Knopoff, 1987, 1989; Hirata, 1989; Chelidze, 1993; Tosi *et al.*, 2008). Il metodo dell'integrale di correlazione (Mandelbrot, 1977; Grassberger, 1983) è forse il più diffuso, grazie alla sua scarsa sensibilità al numero dei dati ed alla forma della distribuzione spaziale degli stessi, e quindi, particolarmente adatto all'analisi di *data set* ridotti (Hirata *et al.*, 1987; Rossi, 1990; Theiler, 1990; Molchan e Kronrod, 2005; Kagan, 2007; Bressan *et al.*, 2016).

Secondo questo metodo la dimensione frattale  $D_c$  è:

$$D_c = \lim_{L \rightarrow 0} \frac{\log C(L)}{\log(L)} \quad (8.1)$$

mentre

$$C(L) = \frac{n}{N} \quad (8.2)$$

dove  $n$  è il numero di coppie di punti che distano di una quantità inferiore a  $L$ , che viene progressivamente ridotta, e  $N$  è il numero totale di punti. Quindi  $D_c$  è la pendenza della curva di  $C(L)$  funzione di  $L$  in un diagramma bi-logaritmico. La scelta di effettuare l'analisi frattale su sottoinsiemi di ipocentri centrati sulle diverse sezioni geologiche limita le grandi distanze a cui l'algoritmo satura (Eneva, 1996). Lo scopo dell'analisi frattale è descrivere in maniera quantitativa la forma della distribuzione degli ipocentri nella regione: se molto clusterizzata ( $D = 0$ ), prevalentemente lineare ( $D = 1$ ), planare ( $D = 2$ ), o tendente a riempire l'intero volume ( $D = 3$ ).

Per questo, si sono estratti sei sottoinsiemi dal catalogo declusterizzato, considerando i poligoni su descritti e centrati sulle sezioni S1, S2a, S2b, S3, S5 e S9 (indicati dalle frecce rosse nelle sezioni di Fig. 3.2) per i due intervalli di profondità 0-10 km e 10-20 km. Purtroppo, questo implica un numero variabile di eventi per i vari sottoinsiemi, anche se i dati sono significativamente più numerosi di quelli trattati da Bressan *et al.* (2016). Il più grande numero di eventi (293) caratterizza l'intervallo più superficiale della sezione S9, seguito da S1 con 127 e 133 eventi nei due intervalli di profondità. Il minor numero di eventi appartiene all'intervallo 10-20 km di profondità per S9 e

S2b (28 e 38). Tali dati implicano classifiche migliori rispetto all'analisi effettuata da Bressan *et al.* (2016) sulla stessa area. L'errore RMS del *fit* lineare è piccolo ( $1.0 \times 10^{-4}$  -  $1.2 \times 10^{-3}$ ).

I risultati, riportati nelle Figg. 8.1 e 8.2, non si discostano molto da quelli riportati da Bressan *et al.* (2016). La differenza più rimarchevole riguarda la presenza di quattro casi in cui gli ipocentri hanno  $D_c \approx 2$ , e cioè la tendenza a riempire un piano: S1 (10-20 km), S2a (10-20 km), S5 (0-10 km) e S9 (0-10 km). Il valore  $D_c \approx 1$ , caratteristica di una distribuzione lineare, si rileva per S2a (0-10 km), e S9 (10-20 km). Il valore  $D_c = 0,93$  di S2b (10-20 km) indica un forte raggruppamento

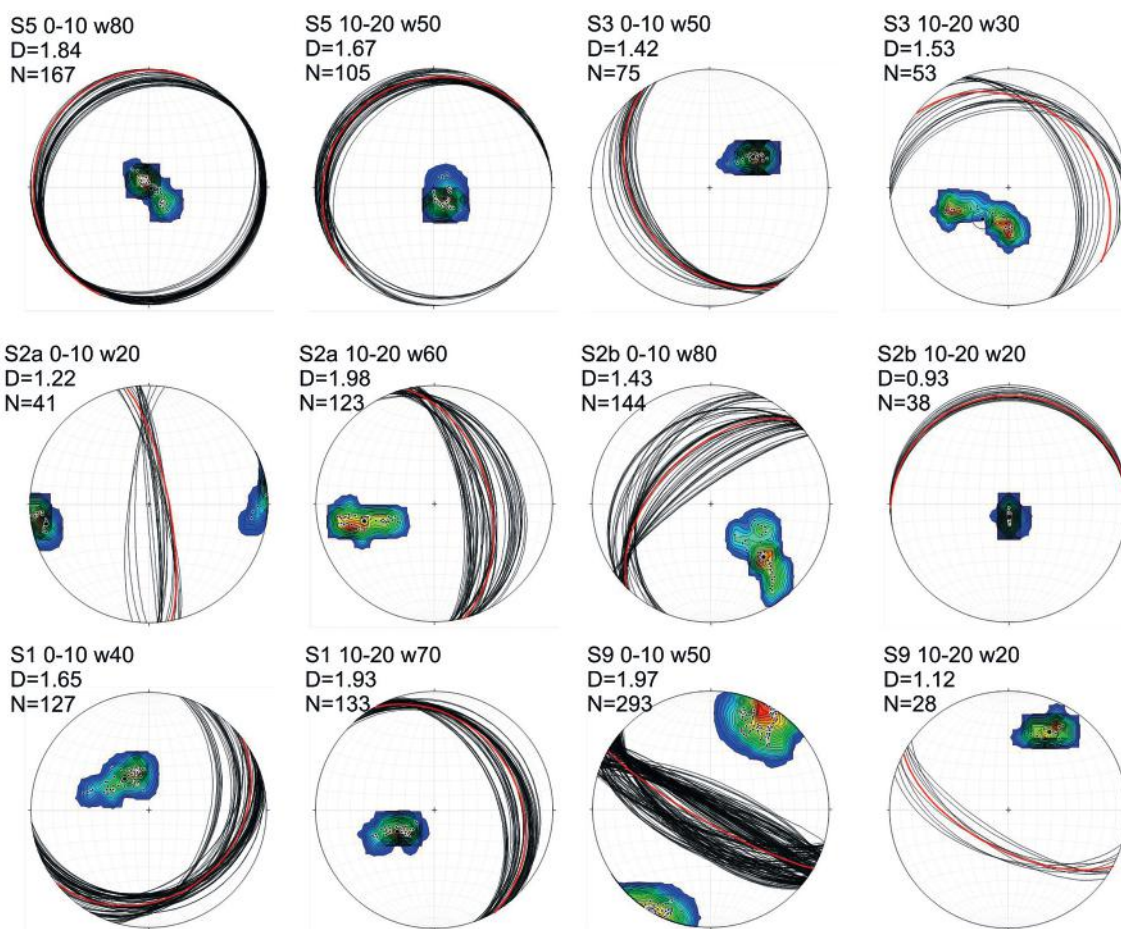


Fig. 8.1 - Stereogrammi (emisfero inferiore, proiezione equiareale) dell'orientazione dell'asse minimo dell'ellissoide (pallini neri) per i 12 set di dati corrispondenti ai due intervalli di profondità (0-10 e 10-20 km) per le sezioni S1, S2a, S2b, S3, S5 e S9 di Fig. 3.2, ed i piani normali all'asse (in nero). Il *contour* mette in evidenza la maggiore o minor concentrazione delle direzioni trovate. Un pallino più grande indica l'asse medio (Fisher, 1953), mentre il piano normale a questo è rappresentato in rosso. L'indicazione della sezione, l'intervallo di profondità considerati, e la finestra (w) usata per l'analisi PCA sono nella prima riga. Sotto, è riportato il valore della dimensione frattale (D) ed il numero di eventi (N).

*Stereograms (lower hemisphere, equiareal projection) of the orientation (black dots, also contoured) of the ellipsoid minimum axis for the 12 data sets in the two depth intervals (0-10 and 10-20 km) for the sections S1, S2a, S2b, S3, S5 and S9 of Fig. 3.2, and the plane normal to the axes (black lines). A larger dot indicates the average axis (Fisher, 1953), whereas the plane normal to it is in red. Outside the stereogram, the indication of the section, of the depth interval considered, and the window (w) used for the PCA analysis (first line). Below, the value of the fractal dimension (D) and the number of events of the data set (N).*



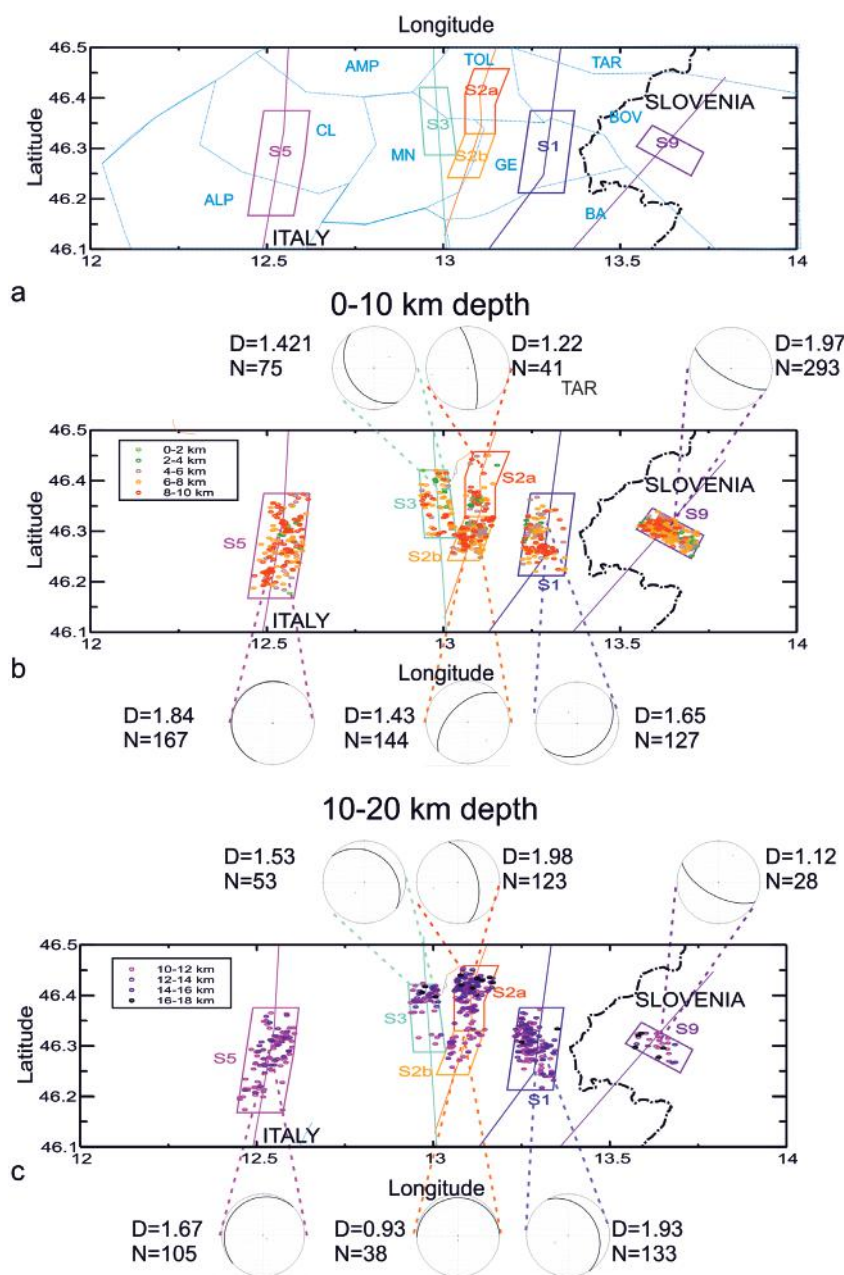


Fig. 8.2 - Per ogni sezione (S1, S2, S3, S5 e S9 di Fig. 3.2) è riportata la proiezione dei limiti dei poligoni su cui sono state effettuate analisi frattale e PCA (a). In azzurro i limiti dei distretti sismici. Risultati dell'analisi della distribuzione degli ipocentri per l'intervallo di profondità 0-10 km (b) e 10-20 km (c). Per ogni sezione (S1, S2, S3, S5 e S9), all'interno dei poligoni (pannello a) è riportata la proiezione degli ipocentri considerati. Questi hanno il colore corrispondente alle classi profondità indicate nei riquadri in figura. In corrispondenza di ciascuna sezione è riportato lo stereogramma (emisfero inferiore, proiezione equiareale) con la soluzione PCA media, la dimensione frattale ( $D$ ) ed il numero di eventi considerati ( $N$ ).

For each section (S1, S2, S3, S5, and S9 of Fig. 3.2) we report the projection of the limits of the polygon on which the fractal and PCA analyses has been made (a). In fair blue, the limits of the seismic districts. Results of the analysis of the hypocentral distribution for the depth interval 0-10 km (b) and 10-20 km (c). For each section (S1, S2, S3, S5, and S9), within the polygons (panel a), the projection of the considered hypocentres is drawn. The colour of these corresponds to the depth classes, as indicated in the figure. For each section the stereogram (lower hemisphere, equiareal projection) is drawn, reporting the average PCA solution, the fractal dimension ( $D$ ) and the event number ( $N$ ).

degli eventi. Tali valori, alla luce del maggior numero di eventi considerati rispetto a Bressan *et al.* (2016), sembrano attendibili, con la sola eccezione di S9 (10-20 km), con soli 28 eventi. In tutti gli altri casi la dimensione frattale è compresa nell'intervallo  $1,43 \leq D_c \leq 1,67$ . Tali valori possono essere interpretati come indicativi di una distribuzione che tende alla planarietà, pur non raggiungendola. I terremoti cioè si distribuiscono su un piano seguendo una o più direzioni di propagazione preferenziale, o su diversi segmenti di faglia che si attivano, seguendo un *trend* di propagazione. L'analisi che segue vuole discriminare queste due possibilità.

### 8.1.2. Analisi delle componenti principali

L'analisi PCA permette di ottenere, a partire da un set di dati originale di  $n$  dimensioni, una descrizione concisa in termini di  $m$  funzioni ortogonali tra loro, dove  $m < n$ , ottenuto con la scomposizione dei valori singolari (SVD) della matrice di covarianza dei dati. La funzione con il valore maggiore rappresenta l'andamento principale dei valori considerati, e poi via via, al calare del valore, le funzioni rappresentano gli scarti rispetto a questo. Trova applicazioni nei campi più svariati, per la capacità di estrarre dei fattori comuni da osservazioni diverse. Nel caso di punti sparsi, permette di ottenere in modo semplice il piano che meglio li approssima, come normale all'asse minore dell'ellissoide che si può pensare rappresenti la matrice (Pearson, 1901). Di qui le applicazioni in sismologia, che portano all'identificazione di piani di rottura che si possono confrontare con le strutture tettoniche presenti nell'area (Ebblin e Michelini, 1986; Michelini e Bolt, 1986; Tselentis *et al.*, 1989; Rossi e Ebblin, 1990; Bressan *et al.*, 2009, 2016).

L'insieme delle componenti o parametri principali  $C=[c_{ij}]$  è definito come:

$$c_{ij} = c_{ji} = N^{-1} \sum_{k=1}^{k=N} (x_{ki} - \bar{x}_i)(x_{kj} - \bar{x}_j) \quad (8.3)$$

dove  $N$  è il numero di ipocentri,  $x_{kj}$  e  $x_{ki}$  sono le loro coordinate nello spazio tridimensionale, per  $i, j = 1, \dots, 3$  e

$$\bar{x}_i = N^{-1} \sum_{k=1}^{k=N} x_{ki} \quad (8.4)$$

per  $i = 1, \dots, 3$  sono le coordinate del centroide.

La matrice  $C$  può essere rappresentata come un ellissoide tridimensionale, i cui semiassi principali si ottengono tramite la scomposizione ai valori singolari dalle radici quadrate degli autovalori della matrice  $C$ ,  $R_i$  con  $i = 1, \dots, 3$  per la lunghezza e dagli autovettori  $u_{ij}$  ( $i, j = 1, \dots, 3$ ) per l'orientazione.

Il residuo medio quadratico ( $SR$ ) è proporzionale all'asse minimo (Pearson, 1901):

$$SR = \sqrt{\Delta} \cdot R_{min} \quad (8.5)$$

dove  $\Delta$  è il determinante della matrice e  $R_{min}$  è l'asse minimo.

Si precisa che non sempre il piano di migliore approssimazione indica un reale piano di faglia, ma rappresenta l'orientazione media, o più rappresentativa della regione, mentre l'asse minore indica l'ampiezza della zona di fagliazione (Bressan *et al.*, 2016). L'analisi delle PCA è volta

a determinare l'orientazione del piano o le direzioni di propagazione (come evinti dall'analisi frattale), da confrontare con l'orientamento delle strutture tettoniche dell'area.

Si sono calcolate, inoltre, la direzione e l'inclinazione del vettore medio (Fisher, 1953) di  $R_{min}$  per tutti i *data set*, con il limite di confidenza  $\alpha_{95}$ , una misura della precisione con cui la direzione media viene stimata (Allmendinger *et al.*, 2012). I valori più piccoli sono ottenuti per S1 (10-20 km), S2b (10-20 km) e S5 (10-20 km), il maggiore per S3 (10-20 km). La Fig. 8.1 presenta i risultati dell'analisi: gli stereogrammi riportano l'asse minimo degli ellissoidi ( $R_{min}$ ), e l'orientazione dei piani normali a questi. Alcuni diagrammi mostrano due direzioni principali, chiaramente separate, come in S3 (10-20 km) e S2b (0-10 km) coerentemente con  $D$  compresa tra 1 e 2. In altri casi, le due direzioni sono vicine, come per S1 (entrambi gli intervalli), S2a (10-20 km). In ogni stereogramma in rosso, è riportato il piano normale all'asse  $R_{min}$  medio.

Il maggior numero di eventi rispetto all'analogia analisi di Bressan *et al.* (2016) ha portato all'adozione di una finestra con un maggior numero di eventi per esempio per S1 (10-20 km), S2a (10-20 km), S2b (0-10 km), S3 e S5 (entrambi gli intervalli). Nonostante questo, le soluzioni non sono variate di molto.

In Tabella 8.1 sono riportati, per ogni *data set* (insieme di dati), *trend* (andamento) e *plunge* (immersione) dell'asse  $R_{min}$  medio, il relativo limite di confidenza  $\alpha_{95}$ , *strike* (orientazione) e *dip* (pendenza) del piano normale, il distretto di appartenenza.

### 8.1.3. Sintesi dei risultati

La Fig. 8.2 riassume i risultati delle analisi effettuate sulla distribuzione spaziale degli ipocentri. Per le PCA, si è scelto di rappresentare il piano medio, normale alla media degli  $R_{min}$ , già mostrato

Tabella 8.1 - Tabella che riassume i risultati dell'analisi PCA; da sinistra: indice della sezione; intervallo di profondità (km); numero di eventi sismici; *azimuth* dell'asse  $R_{min}$  medio; *plunge* dell'asse  $R_{min}$  medio; dispersione dell'asse  $R_{min}$  medio ( $\alpha_{95}$ ) secondo Fisher (1953); direzione del piano normale all'asse  $R_{min}$  medio; inclinazione del piano normale all'asse  $R_{min}$  medio; distretto/i attraversato/i.

*Table summarising the results of the PCA analysis; from the left: index of the section; depth interval (km); number of the seismic events; trend of the average  $R_{min}$  axis; plunge of the average  $R_{min}$  axis; dispersion ( $\alpha_{95}$ ) according to Fisher (1953); strike of the plane normal to the average  $R_{min}$  axis; dip of the plane the average  $R_{min}$  axis; crossed district(s).*

Sezione	Intervallo di profondità (km)	N. eventi	Azimuth $R_{min}$ medio	Plunge $R_{min}$ medio	$\alpha_{95}$	Strike Piano medio	Dip Piano medio	Zona
S1	0-10	88	322	63	2,3	52	27	GE
S1	10-20	111	240	60	1,9	330	30	GE
S2a	0-10	28	259	13	2,8	349	76	TOL/GE
S2a	10-20	94	256	39	3,1	346	51	TOL/GE
S2b	0-10	106	135	37	3,6	225	53	GE/MN
S2b	10-20	25	178	81	1,5	268	9	GE/MN
S3	0-10	48	55	53	2,4	145	37	MN/TOL
S3	10-20	35	219	62	7,0	309	28	MN/TOL
S5	0-10	77	114	88	2,3	204	2	CL/ALP
S5	10-20	74	138	80	1,8	227	10	CL/ALP
S9	0-10	173	30	9	7,0	120	81	BOV
S9	10-20	28	28	27	5,3	118	63	BOV

in rosso in Fig. 8.1 e riportato in Tabella 8.1. In Fig. 8.2 sono indicati i poligoni che racchiudono i *data set* considerati e gli ipocentri, con colori in funzione delle diverse profondità: da verde a rosso per l'intervallo 0-10 km, da magenta a nero per 10-20 km. La caratteristica più evidente è la coerenza della soluzione per S9 (distretto BOV) nei due intervalli di profondità, nonostante l'enorme differenza di numero (293 nel primo caso, solo 28 nel secondo). Il piano è subverticale (direzione N120°E, immersione 70°), e coerente con l'orientazione dei lineamenti dinarici presenti nell'area ed in particolare con la Faglia di Ravne, lungo cui si sono originate le sequenze sismiche del 1998 e 2004 di Bovec-Krn (western Slovenia) (Kastelic *et al.*, 2008; Bressan *et al.*, 2009). La dimensione frattale pari a 1,97 del sottoinsieme più superficiale conferma la tendenza degli ipocentri a riempire un piano. Il valore di 1,12 della parte più profonda può essere ritenuto meno attendibile visto il basso numero di terremoti.

L'altra caratteristica che emerge dall'esame di Fig. 8.2 è la maggior omogeneità nella parte più profonda (10-20 km), rispetto a quella più superficiale (0-10 km). Tra 10 e 20 km, infatti, S1, S2a e S3 (compresi rispettivamente nei distretti GE, TOL ed in parte in MN) mostrano piani con direzione da N309°E a N346°E immergenti di 50° per S2a, e 28-30° per S1 e S3, in accordo con i lineamenti dinarici che sono presenti nei distretti considerati. Nel caso di S1 e S2a, è confermata la tendenza a riempire un piano, con  $D_c = 1,93$  e  $D_c = 1,98$  rispettivamente, mentre la  $D_c = 1,53$  di S3 sembra indicare un riempimento solo parziale del piano. La distribuzione in profondità, evidenziata dall'aumento dei colori scuri che caratterizzano gli ipocentri, è in accordo con l'immersione dei piani calcolati delle soluzioni PCA. S2b e S5 mostrano a loro volta soluzioni simili tra loro, nonostante il diverso numero d'ipocentri: piani suborizzontali (immersione 5-7°) ed in direzione tra ENE-OSO ed E-O, in accordo con l'andamento delle strutture E-O (alpine) presenti nell'area che copre i distretti MN, CL e la parte settentrionale di ALP (Ponton, 2010).

Nel caso di S5, il valore 1,65 è maggiore rispetto a 1,48 riportato da Bressan *et al.* (2016) ed indica una maggior tendenza a riempire il piano negli ultimi anni. La distribuzione in profondità, con la maggior parte degli eventi nell'intervallo 10-12 km (fucsia), giustifica la suborizzontalità della soluzione PCA.

L'intervallo di profondità 0-10 km è quello in cui si osserva il maggior numero di eventi sismici, il che implica una soluzione delle PCA attendibile, e la possibilità di un confronto con le strutture tettoniche presenti. Tuttavia, le soluzioni PCA mostrano una maggiore variabilità rispetto all'intervallo più profondo. Per S1 (distretto GE) l'analisi PCA identifica un piano suborizzontale vergente a SE, non in accordo con l'andamento delle faglie nel tratto di sezione considerato. Per la sezione S2a (distretto TOL) viene identificato un piano subverticale, orientato NNO-SSE, non in accordo con l'andamento delle faglie nel tratto di sezione considerato. Per la sezione S2b (distretti MN-GE) s'identifica un piano mediamente inclinato, orientato NE-SO, con vergenza NO, non in accordo con l'andamento delle faglie nel tratto di sezione considerato. L'analisi PCA identifica per la sezione S3 un piano medio orientato NO-SE, a basso angolo, con vergenza SO, parzialmente in accordo con le faglie nel tratto di sezione considerato. Per la sezione S5 (distretti CL ed ALP) il piano a basso angolo, orientato NE-SO con vergenza NO, identificato dall'analisi PCA, è in buon accordo con le faglie presenti nel tratto di sezione considerato. Per la sezione S9 (distretto BOV), in cui è identificato un piano subverticale orientato NO-SE, c'è ottimo accordo con l'andamento delle faglie nel tratto di sezione considerato ed in particolare con l'andamento della Faglia di Ravne.

Per i *data set* tra 0 e 10 km, la dimensione frattale è compresa nell'intervallo  $1,22 \leq D_c \leq 1,97$ , con i limiti rappresentati da S2a e S9, rispettivamente. La distribuzione in profondità degli ipocentri conferma un andamento quasi lineare degli stessi. I valori della dimensione frattale delle altre sezioni, compresi tra 1 e 2, indicano una distribuzione che tende alla planarietà, senza raggiungerla (come nel caso di S1), o legata alla successiva attivazione di due strutture (S2b, S5).

Riassumendo, l'area caratterizzata dall'interferenza tra i sistemi di faglie alpine e dinariche mostra la maggiore attività sismica. L'analisi PCA della sismicità mette in evidenza andamenti diversi per i due intervalli di profondità considerati. Nell'intervallo 10-20 km la sismicità si distribuisce lungo direttrici dinariche (NO-SE) nella parte settentrionale ed orientale della regione (distretti BOV, GE, TOL e MN), e lungo direttrici alpine (E-O) nella parte sud-occidentale (distretti MN, CL ed ALP). Nell'intervallo più superficiale (0-10 km) al contrario, c'è una maggior variabilità (che viene attribuita all'eterogeneità meccanica del mezzo) anche se c'è una certa coerenza tra le direzioni individuate e le strutture alpine ed anti-dinariche presenti. L'altro elemento notevole è dato dall'andamento della sismicità che riconduce alla famiglia dei piani subverticali del sistema della Faglia di Ravne (sezione S9 in Fig. 3.2) nel distretto BOV.

## 8.2. Organizzazione spaziale delle sequenze

L'aspetto di come la partizione dell'energia nelle sequenze sismiche sia significativa nell'evoluzione temporale delle stesse è stato trattato in Gentili e Bressan (2008).

L'evoluzione spazio-temporale di otto popolazioni di eventi, che includono le principali sequenze registrate dalla rete sismica dal 1988 al 2015, è stata analizzata calcolando la variazione dell'entropia di Shannon e della dimensione frattale (Bressan *et al.*, 2017). Le fluttuazioni dell'entropia e della dimensione frattale sono state interpretate come causate dall'accoppiamento tra il campo di sforzo e le eterogeneità meccaniche crostali, che induce fluttuazioni spaziali e temporali dell'energia di deformazione.

Nelle Figg. 8.3, 8.4, 8.5 e 8.6 sono riportate le principali sequenze sui profili geologici dell'area friulano-slovena precedentemente usati. Si ricorda che il distretto GE è ben rappresentato dal profilo S1 ed in parte da S2, TOL dai profili S2 e S3, MN dai profili S2 e S3, BOV dal profilo S9, mentre i distretti CL ed ALP dal profilo S5.

Il *pattern* spaziale delle repliche non appare concordante con l'orientazione di faglie note o al limite, come nel caso delle sequenze dei terremoti di Kobarid del 12 aprile 1998 ( $M_d$  5,6) e del 12 luglio 2004 ( $M_d$  5,1), anche se parzialmente concordante con l'orientazione della Faglia principale di Ravne (Kastelic *et al.*, 2008), presenta eventi sismici distribuiti su piani multipli con varia orientazione (Fig. 8.6).

Si può notare, inoltre, che la maggior parte delle repliche è localizzata a profondità più superficiali delle scosse principali. Per spiegare questo aspetto, si riportano le analisi di Bressan *et al.* (2018b) effettuate su 3 sequenze ben documentate di Mena 1/2/1988 (Mena88, distretto TOL), Kobarid 12/4/1998 (Kob98, distretto BOV) e Kobarid 12/7/2004 (Kob04, distretto BOV), riportate rispettivamente nelle Figg. 8.4 e 8.6.

La Fig. 8.7 mostra la distribuzione in profondità dell'energia sismica irradiata dalle sequenze assieme al modulo di taglio crostale ottenuto con l'inversione sequenziale integrata di dati tomografici  $V_p$  e  $V_s$  e gravimetrici. L'energia sismica irradiata  $E_s$  è calcolata dalla magnitudo di durata  $M_d$  con la Eq. 7.1.

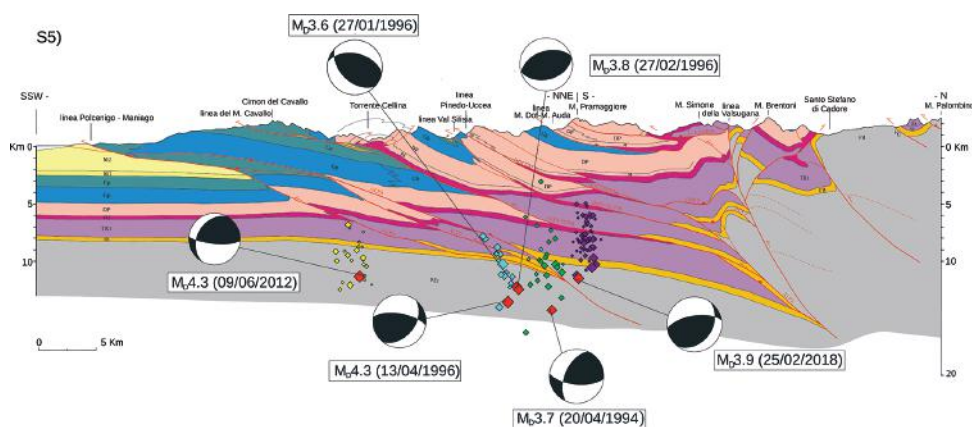


Fig. 8.3 - Sezione geologica S5 (CL ed ALP) con riportate le sequenze sismiche indotte dagli eventi (diamanti rossi):  $M_D$  4,3 del 6 giugno 2012 (repliche: diamanti in colore giallo);  $M_D$  3,7 del 20 aprile 1994 (repliche: diamanti colore verde);  $M_D$  3,9 del 25 febbraio 2018 (repliche: diamanti colore fucsia). È riportato lo sciame del 1996 di Claut con i 3 eventi principali del 27 gennaio ( $M_D$  3,6), 27 febbraio ( $M_D$  3,8) e 13 aprile ( $M_D$  4,3). Le relative repliche sono riportate con diamanti azzurri. I meccanismi focali degli eventi principali non sono proiettati nel piano della sezione, ma sono riportati come proiezione equi-areale dell'emisfero inferiore. Le simbologie geologiche sono le stesse di Fig. 3.2.

*Geological cross-section S5 (CL and ALP) with the seismic sequences caused by the 20 April 1994 ( $M_D$  3.7), the 9 June 2012 ( $M_D$  4.3) and the 25 February 2018 ( $M_D$  3.9) earthquakes. The 1996 swarm is also plotted with the three main episodes: 27 January ( $M_D$  3.6), 27 February ( $M_D$  3.8), 13 April ( $M_D$  4.3). The inset shows  $M_D$  and the time occurrence. Red diamonds: mainshocks. The aftershocks pertaining to 20 April 1994  $M_D$  3.7 are plotted as green diamonds. The aftershocks of the 9 June 2012  $M_D$  4.3 are plotted as yellow diamonds. The aftershocks of the 25 February 2018  $M_D$  3.9 are plotted as fuchsia diamonds. The earthquakes of the 1996 swarm are plotted as fair blue diamonds. The focal mechanism of the mainshocks are shown, displayed as lower hemisphere equal-area projection, not projected in the section plane. Symbols and references are as in Fig. 3.2.*

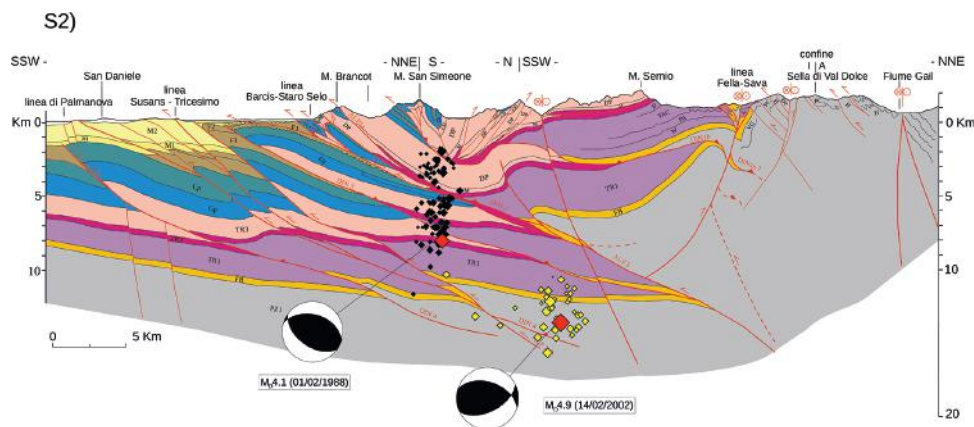


Fig. 8.4 - Sezione geologica S2 (GE, MN, TOL) con riportate le sequenze sismiche indotte dagli eventi di  $M_D$  4,1 del 1 febbraio 1988 e di  $M_D$  4,9 del 14 febbraio del 2002. Diamanti rossi: scosse principali; diamanti neri: repliche dell'evento  $M_D$  4,1; diamanti gialli: repliche dell'evento  $M_D$  4,9. I meccanismi focali degli eventi principali non sono proiettati nel piano della sezione, ma sono riportati come proiezione equi-areale dell'emisfero inferiore. Le simbologie geologiche sono le stesse di Fig. 3.2 (da Bressan et al., 2018b).

*Geological cross-section S2 (GE, MN, TOL) with the seismic sequences caused by the 1 February 1988 ( $M_D$  4.1) and the 14 February 2002 ( $M_D$  4.9) earthquakes. The inset shows  $M_D$  and the time occurrence. Red diamonds: mainshocks. The aftershocks pertaining to 1 February 1988  $M_D$  4.1 are plotted as black diamonds. The aftershocks of the 14 February 2002  $M_D$  4.9 are plotted as yellow diamonds. The focal mechanism of the mainshocks are shown, displayed as lower hemisphere equal-area projection, not projected in the section plane. Symbols and references are as in Fig. 3.2 (from Bressan et al., 2018b).*

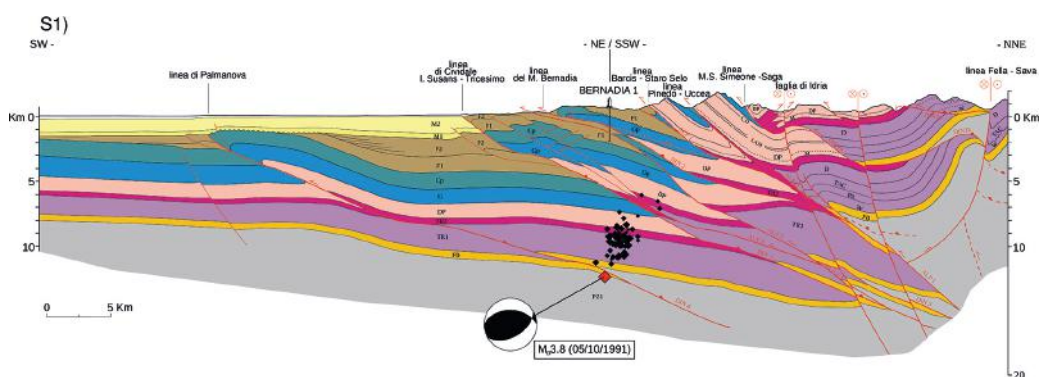


Fig. 8.5 - Sezione geologica S1 (GE) con riportata la sequenza sismica indotta dall'evento di  $M_D$  3,8 del 5 ottobre 1991. Diamante rosso: scossa principale; diamanti neri: repliche. Il meccanismo focale dell'evento principale non è proiettato nel piano della sezione, ma è riportato come proiezione equi-areale dell'emisfero inferiore. Le simbologie geologiche sono le stesse di Fig. 3.2.

*Geological cross-section S1 (GE) with the seismic sequence caused by the 5 October 1991 earthquake ( $M_D$  3.8). The inset shows  $M_D$  and the time occurrence. Red diamond: mainshock, black diamonds: aftershocks. The focal mechanism is shown, displayed as lower hemisphere equal-area projection, not projected in the section plane. Symbols and references are as in Fig. 3.2.*

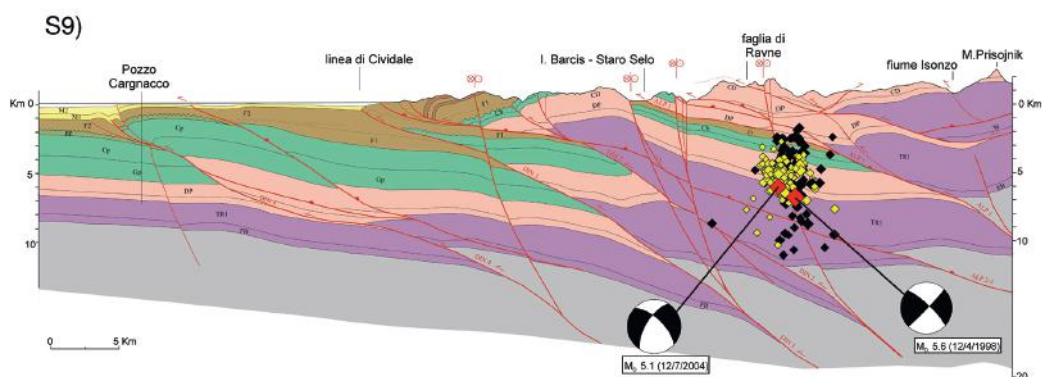


Fig. 8.6 - Sezione geologica S9 (BOV) con riportate le sequenze sismiche indotte dagli eventi di  $M_D$  5,6 del 12 aprile 1998 e di  $M_D$  5,1 del 12 luglio del 2004. Diamanti rossi: scosse principali; diamanti neri: repliche dell'evento  $M_D$  5,6; diamanti gialli: repliche dell'evento  $M_D$  5,1. I meccanismi focali degli eventi principali non sono proiettati nel piano della sezione, ma sono riportati come proiezione equi-areale dell'emisfero inferiore. Le simbologie geologiche sono le stesse di Fig. 3.2 (da Bressan *et al.*, 2018b).

*Geological cross-section S9 (BOV) with the seismic sequences caused by the 12 April 1998 ( $M_D$  5.6) and the 12 July 2004 ( $M_D$  5.1) earthquakes. The inset shows  $M_D$  and the time occurrence. Red diamonds: mainshocks. The aftershocks pertaining to 12 April 1998  $M_D$  5.6 are plotted as black diamonds. The aftershocks of the 12 July 2004  $M_D$  5.1 are plotted as yellow diamonds. The focal mechanism of the mainshocks are shown, displayed as lower hemisphere equal-area projection, not projected in the section plane. Symbols and references are as in Fig. 3.2 (from Bressan *et al.*, 2018b).*

Si può osservare che la maggior parte dell'energia sismica irradiata dalle repliche è localizzata in prossimità ed al di sopra dell'ipocentro della scossa principale e lungo le transizioni più marcate del modulo di taglio.

L'organizzazione spaziale delle sequenze è stata esplorata con l'analisi frattale nel tempo (Fig. 8.8) e con il metodo statistico delle componenti principali PCA (Fig. 8.9).

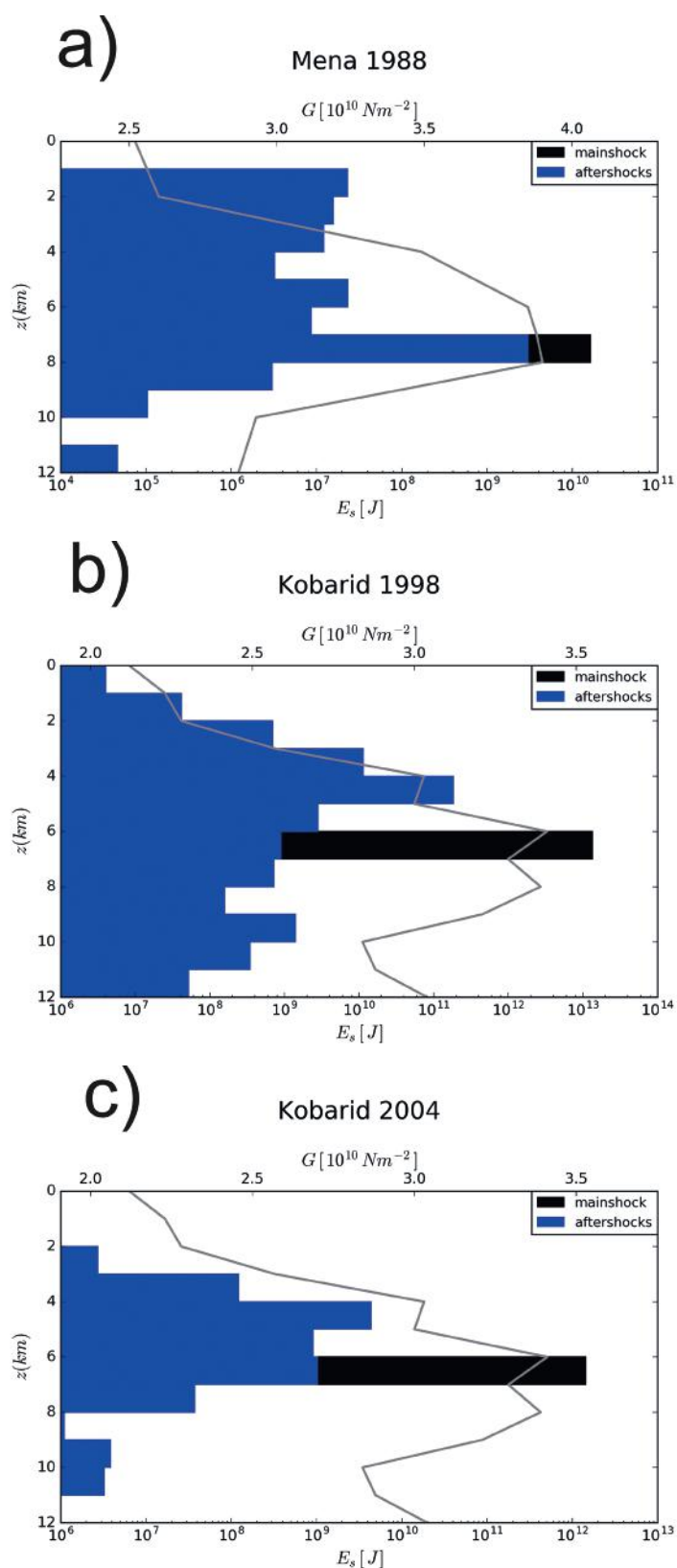


Fig. 8.7 - Distribuzione in profondità dell'energia sismica irradiata dalle sequenze: a) Mena 1988 (distretto TOL); b) Kobarid 1998 (distretto BOV); c) Kobarid 2004 (distretto BOV). In nero: energia irradiata dalla scossa principale; in blu: energia cumulativa irradiata dalle repliche. Curva grigia: modulo di taglio  $G$  ottenuto da Bressan et al. (2012) (modificato da Bressan et al., 2018b).  
*Depth distribution of the cumulative seismic energy radiated by the sequences: a) Mena 1988 sequence (TOL district); b) Kobarid 1998 sequence (BOV district); c) Kobarid 2004 sequence (BOV district). In black the energy radiated by the mainshocks. Grey curves: shear modulus  $G$  obtained by the sequential integrated inversion of tomographic images and gravity data of Bressan et al. (2012) (modified from Bressan et al., 2018b).*



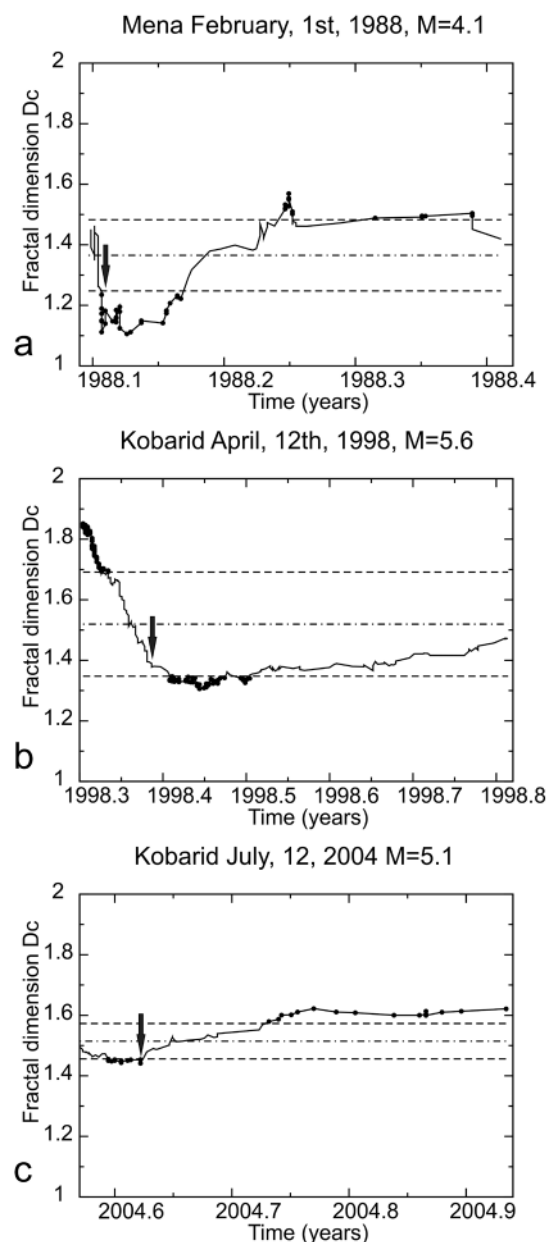


Fig. 8.8 - Dimensione frattale delle sequenze: a) Mena 1988 (finestra di 50 eventi); b) Kobarid 1998 (finestra di 170 eventi); c) Kobarid 2004 (finestra di 110 eventi). Le linee tratteggiate rappresentano l'incertezza di una deviazione standard della dimensione frattale dal suo valore medio (linea tratteggiata ed a punti). Le frecce nere indicano i limiti tra la prima e la seconda parte delle sequenze nell'analisi PCA (modificato da Bressan *et al.*, 2018b).

*Fractal dimensions for the three sequences: a) Mena 1988 (50 - event window); b) Kobarid 1998 (170 - event window); c) Kobarid 2004 (110 - event window). Dashed lines show the uncertainty of one standard deviation of the fractal dimension from its mean (dash - dot line). The black arrows indicate the limits between the first and the second part of the sequence for the analysis PCA (modified from Bressan *et al.*, 2018b).*

I valori della dimensione frattale della sequenza di Mena88 (Fig. 8.8a) evidenziano una distribuzione pressoché lineare nella prima parte della sequenza, seguita da un parziale riempimento di un piano o più piani. L'analisi frattale di Kob98 (Fig. 8.8b) evidenzia all'inizio un parziale riempimento di un piano che evolve nel periodo successivo ad una distribuzione lineare. L'evoluzione temporale della dimensione frattale di Kob04 (Fig. 8.8c) esprime la tendenza a riempire progressivamente un piano.

I risultati dell'analisi delle componenti principali sono illustrati in Fig. 8.9. La colonna A rappresenta le soluzioni considerando l'intero intervallo temporale. La sequenza Mena88 consiste nell'attivazione di una sorta di fascio di piani verticali, orientati NE-SO. La sequenza Kob98 si sviluppa lungo 2 famiglie di piani con orientazione NO-SE: una costituita da piani pressoché

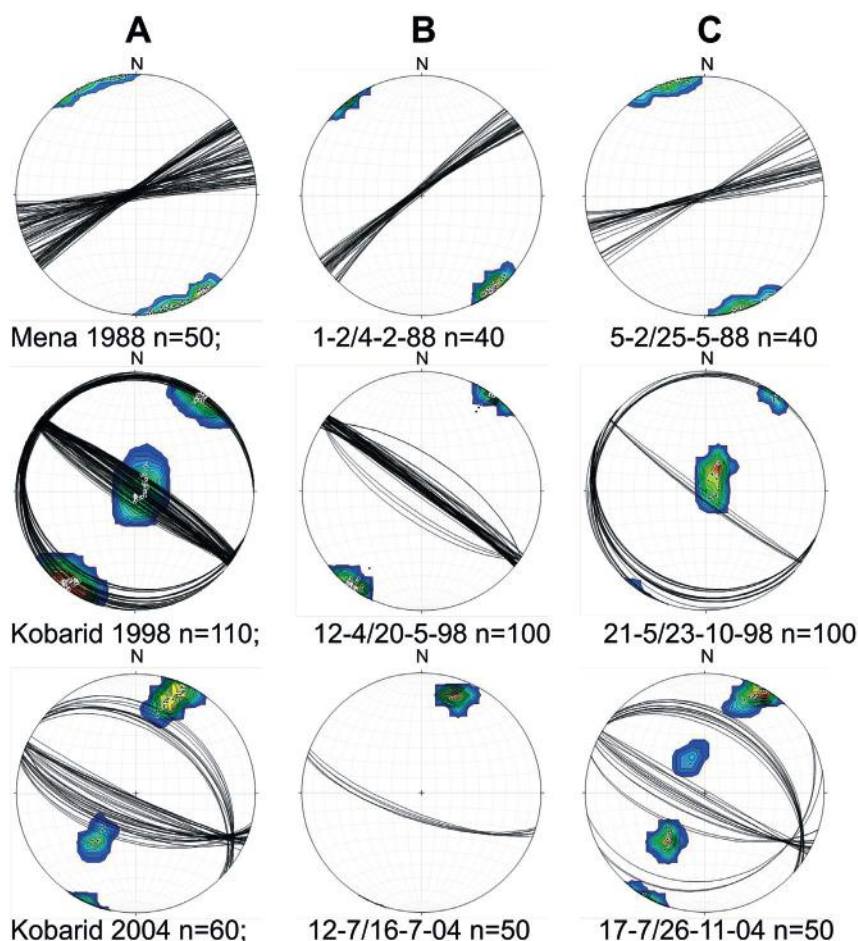


Fig. 8.9 - Stereogrammi (emisfero inferiore, proiezione equiareale) dell'orientazione dell'asse minimo dell'ellissoide delle sequenze: Mena 1988 (in alto nella figura); Kobarid 1998 (nel mezzo della figura); Kobarid 2004 (in basso nella figura). Colonna A: analisi dell'intera sequenza; colonna B: analisi della prima parte della sequenza identificata dalla freccia in Fig. 8.8; colonna C: analisi della seconda parte della sequenza. n: numero di eventi della finestra usata (modificato da Bressan et al., 2018b).

*Lower-hemisphere, equal-area projection of the ellipsoid minimum axis (also contoured) for the three sequences: Mena 1988 (top of the figure); Kobarid 1998 (middle of the figure); Kobarid, 2004 (bottom of the figure). A: analysis of the whole sequence. B: analysis of the first part of the sequence marked by the black arrow in Fig. 8.8. C: as B, for the second part of the sequence (modified from Bressan et al., 2018b).*

verticali e l'altra da piani sub-orizzontali. Anche la sequenza di Kob04 si sviluppa su due famiglie di piani con orientazione circa NO-SE, con prevalente media inclinazione, ma con opposta vergenza.

Le colonne B e C mostrano l'analisi PCA condotta su due parti della sequenza, identificate da variazioni significative della dimensione frattale nel tempo (freccia in Fig. 8.8).

La sequenza Mena88 è caratterizzata nella prima parte da piani verticali orientati NE-SO e nella seconda da piani sempre verticali, ma orientati circa E-O. Kob98 è caratterizzata nella prima fase da piani subverticali orientati NO-SE mentre la seconda fase è caratterizzata prevalentemente da piani suborizzontali, sempre orientati NO-SE. Nel caso di Kob04, inizialmente la soluzione è simile a quella di Kob98, ma con opposta vergenza. La seconda parte è caratterizzata

prevalentemente invece dalla comparsa di due famiglie di piani orientati NO-SE con vergenza opposta e media inclinazione.

In sintesi, il *pattern* spazio-temporale delle sequenze di repliche viene spiegato (Bressan *et al.*, 2018b) con il meccanismo della fatica statica (Scholz, 1972; Marcellini, 1995).

L'effetto dinamico indotto dalla frattura relativa alla scossa principale provoca una redistribuzione di sforzo nel volume circostante ed induce la crescita sottocritica delle microfrazture (cricche di fatica) lungo disomogeneità meccaniche. Le microfrazture crescono in modo quasi-statico fino alla frattura fragile della roccia con un tempo che dipende dal fattore d'intensità di sforzo all'estremità della frattura. Il processo che porta ad una migrazione delle repliche verso l'alto è favorito dalla diminuzione del carico litostatico e della pressione di confinamento. Inoltre, brusche variazioni delle proprietà meccaniche del mezzo, come il modulo di taglio, favoriscono la concentrazione di microfrazture e conseguentemente la concentrazione della sismicità. Infine, la variazione positiva della componente normale dello sforzo indotto dalla scossa principale, come risulta dalla modellazione del criterio di frattura di Coulomb (*Coulomb failure function*), favorisce una riduzione della resistenza d'attrito sulle superfici potenziali di rottura, promuovendo in tal modo l'insorgenza delle repliche.

I risultati di questa analisi condotta su tre delle sequenze meglio documentate della regione aiutano a comprendere la complessità dell'evoluzione delle sequenze sismiche, non solo nei due distretti interessati (TOL e BOV), ma anche negli altri.

## 9. Pericolosità sismica e classificazione

La valutazione della pericolosità sismica, ossia la stima dello scuotimento sismico del suolo previsto in un certo sito entro un dato intervallo di tempo, utilizza in vario modo le informazioni disponibili riguardo alle caratteristiche geologiche, sismogeniche e di occorrenza dei terremoti della regione analizzata. Esistono, infatti, diverse metodologie per il calcolo della pericolosità sismica, da quelle più semplici, dove i risultati rappresentano sostanzialmente la proiezione futura delle osservazioni del passato, a quelle più elaborate e speculative, che integrano le conoscenze della sismicità storica e recente con le informazioni fornite dall'analisi geodinamica e dagli elementi di geologia regionale. Forniamo qui di seguito una breve descrizione delle mappe di pericolosità sismica che sono state definite per il territorio della Regione Friuli Venezia Giulia secondo metodologie di tipo probabilistico; per ulteriori dettagli sulla metodologia e sulle informazioni utilizzate si rimanda a Slejko *et al.* (2011) e Santulin *et al.* (2017).

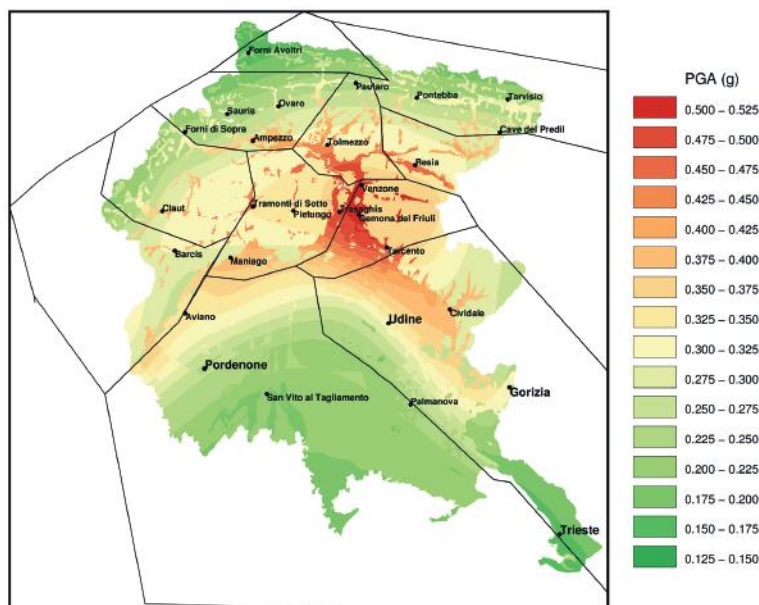
Da un punto di vista legislativo, ricordiamo che la materia riguardante la classificazione sismica, ossia l'assegnazione di ciascun comune ad una specifica zona sismica sulla base delle indicazioni fornite dalle mappe di pericolosità sismica, è divenuta di competenza delle Regioni e delle province autonome a seguito del D.lgs. 112/1998. E' rimasta invece dello Stato la competenza relativa alla definizione dei criteri generali per la classificazione, così come quella relativa alle norme tecniche. Nel 2004 è stata realizzata, da parte dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, la mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale (Gruppo di lavoro MPS, 2004; Stucchi *et al.*, 2011), entrata in vigore con l'ordinanza OPCM 3519 del 28 aprile 2006. Nella stessa ordinanza sono stati formulati i criteri che le Regioni devono seguire per l'assegnazione dei comuni ad una delle quattro zone sismiche previste.

Nel 2006, nell'ambito del progetto dedicato alla riclassificazione sismica della Regione Friuli Venezia Giulia, è stata elaborata la mappa di pericolosità sismica di dettaglio per la Regione. Il progetto riclassificazione è stato finanziato dalla Protezione Civile regionale ed ha visto la partecipazione di OGS, Università degli Studi di Udine ed Università degli Studi di Trieste. Per la stima della pericolosità sismica alla scala regionale è stata seguita una procedura analoga a quanto fatto sulla scala nazionale. Le elaborazioni probabilistiche della pericolosità sismica regionale, tuttavia, sono state realizzate considerando diverse varianti della zonazione sismogenica (Slejko *et al.*, 2008, 2011). Inoltre le mappe di pericolosità definite a scala regionale sono dipendenti dalla geologia locale, ossia la stima dei fattori di amplificazione locale è stata effettuata considerando, per quanto possibile, anche la natura geologica-geotecnica dei diversi siti. In particolare, in Slejko *et al.* (2008) sono riportate le mappe dell'accelerazione orizzontale di picco (*Peak Ground Acceleration, PGA*) stimate per l'Italia nord-orientale considerando i diversi tipi di suoli, mentre Slejko *et al.* (2011) forniscono mappe ottenute per diverse classi litologiche e fattori morfologici, limitatamente alla Regione Friuli Venezia Giulia.

La Fig. 9.1 mostra la mappa di pericolosità sismica, espressa in termini di accelerazione orizzontale di picco attesa con una probabilità di superamento del 10% in 50 anni, ottenuta tenendo conto dell'influenza della geologia locale (Slejko *et al.*, 2011), unitamente ai distretti sismici descritti in questo studio. Si può osservare che un'ampia porzione del settore regionale è interessata da valori di accelerazione superiore a 0,30 g. I distretti entro i quali la pericolosità sismica risulta più elevata sono quelli di Tolmezzo (TOL), Gemona (GE) e Maniago (MN). Il ruolo della litologia appare comunque rilevante: molti depositi intra-vallivi sono infatti caratterizzati da valori superiori a 0,40 g e superano anche 0,50 g nelle aree attorno a Gemona, Venzone, Tolmezzo e localmente Val Tramontina, alta Val del Torre, Val Resia.

La mappa di classificazione sismica dei comuni, promulgata dalla Regione Friuli Venezia Giulia nel 2010 (delibera Giunta regionale n. 845 del 2010 e L.R. 16/2009) è stata definita considerando sia la mappa di pericolosità a scala nazionale del 2004 (Gruppo di lavoro MPS,

Fig. 9.1 - Mappa della pericolosità sismica della Regione Friuli Venezia Giulia (Slejko *et al.*, 2011) ottenuta considerando il contributo amplificativo della geologia di superficie. I valori di pericolosità rappresentati, espressi in termini di accelerazione orizzontale di picco (*PGA*, in g), corrispondono ad un periodo di ritorno di 475 anni, pari ad una probabilità del 10% di essere superati in 50 anni. I poligoni delimitano i distretti sismici descritti in questo lavoro. *Seismic hazard map (Slejko et al., 2011) representing the peak ground acceleration (PGA, in g) with a 475-year return period computed by considering soil amplification. The polygons represent the boundaries of the seismic districts.*



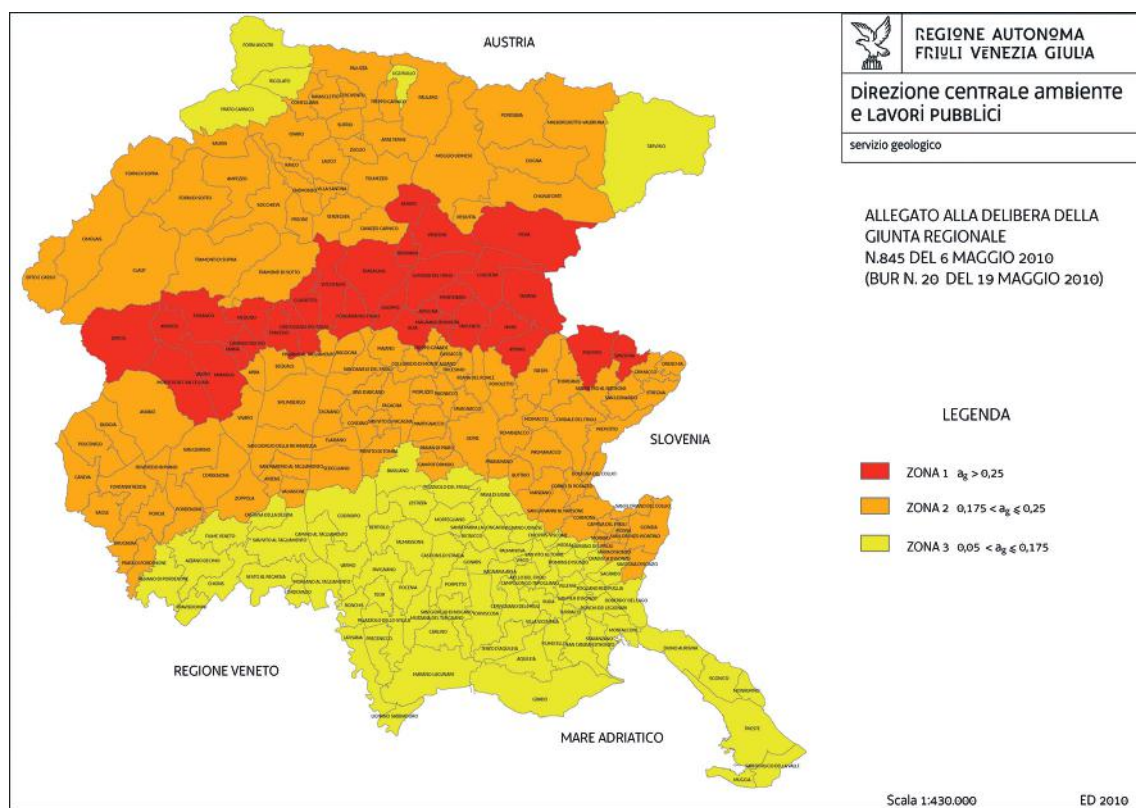


Fig. 9.2 - Mappa della classificazione sismica dei comuni della Regione Friuli Venezia Giulia.  
*Seismic classification map of the Friuli Venezia Giulia municipalities.*

2004), sia la mappa di pericolosità regionale del 2006. La classificazione, che consiste di tre classi, con soglie di accelerazione superiori a 0,250 g (zona 1), comprese tra 0,175 e 0,250 g (zona 2) e comprese tra 0,050 e 0,175 g (zona 3) rispettivamente, è illustrata in Fig. 9.2.

## 10. Considerazioni finali

Il presente contributo ha come aspetto centrale la suddivisione del territorio regionale e delle zone contigue in distretti sismici, ciascuno identificato sulla base dei caratteri tettonici dominanti, aspetti geometrico-spaziali peculiari della sismicità, elementi sismogenici distintivi. Come espresso nell'introduzione, tale suddivisione presenta comunque dei limiti in quanto i caratteri sismologici in senso generale di un'area talvolta non sono sempre marcati e chiaramente distinti rispetto alle aree contigue.

La descrizione dei distretti si è articolata in una sintetica descrizione del contesto tettonico, degli eventi storici maggiormente significativi, dell'attività sismica registrata strumentalmente e del campo di sforzi e deformazioni tettoniche agenti.

La sismicità si colloca nel contesto della rotazione antioraria ed indentazione della microplacca Adriatica rispetto a quella euroasiatica e che nel tempo è stata caratterizzata dalla sovrapposizione

di diverse fasi tettoniche. Quest'ultima, con assi di sforzo diversamente orientati, ha causato la frammentazione della crosta superficiale in diversi domini tettonici. Tale complessità strutturale trova un chiaro riscontro nell'assetto spaziale tridimensionale dei moduli elastici della crosta superficiale, che suggeriscono la presenza di marcate eterogeneità meccaniche.

Ciò porta a considerare che generalmente le relazioni geometriche tra tettonica superficiale e profonda non possono essere chiaramente definite in molti settori, con l'eccezione del sistema di faglie trascorrenti della Faglia di Ravne in Slovenia occidentale e della Faglia sub-verticale Fella-Sava nel Friuli nord-occidentale.

Consequente riflesso di questo complesso assetto geodinamico-strutturale è la variabilità spaziale dell'attività sismica, quantificata dai parametri  $B$  e  $C$  che caratterizzano la variazione del numero di eventi in funzione della magnitudo e della geometria frattale.

Analoga complessità geometrica si rileva con lo studio della dimensione frattale e dei piani che meglio interpolano la distribuzione della sismicità di fondo. Nell'intervallo più superficiale, fino a 10 km di profondità, la dimensione frattale evidenzia una distribuzione della sismicità che tende alla planarità, senza raggiungerla e che si dispone su piani ad orientazione variabile, con l'eccezione della Faglia di Ravne, in Slovenia occidentale, dove gli eventi tendono a riempire un piano sub-verticale con orientazione NO-SE. L'intervallo di profondità 10-20 km, invece, è caratterizzato da una maggiore regolarità. La sismicità si distribuisce lungo direttrici dinariche nella parte settentrionale ed orientale dell'area considerata, con tendenza in qualche caso alla planarità, mentre lungo direttrici alpine nella parte centrale ed occidentale la planarità non viene raggiunta.

Le stesse tecniche dell'analisi frattale e dell'analisi delle componenti principali, applicate ad alcune sequenze sismiche ben documentate, hanno evidenziato che la dimensione frattale varia più o meno marcatamente in funzione del tempo e le repliche tendono a disporsi lungo piani verticali. Ciò ha permesso di inquadrare il meccanismo delle repliche in un processo fisico governato dalla fatica statica.

In sintesi, i dati osservati e le indagini condotte non consentono di risolvere in modo univoco l'associazione terremoto-fagliazione attiva ed appare problematico attribuire la sismicità a precise discontinuità tettoniche in profondità con osservazioni di superficie. Infatti, gli eventi sismici osservati presentano una geometria spaziale complessa e, come si è visto dall'analisi delle componenti principali e della stessa geometria frattale, non si distribuiscono lungo singole discontinuità planari ben definite, ad eccezione di qualche caso.

Il problema va ricondotto ad un più generale ed articolato modello di danneggiamento. Il concetto di danneggiamento fu introdotto per descrivere la variazione della struttura del materiale roccioso man mano che si deforma e considera un progressivo deterioramento delle proprietà fisiche e meccaniche, in conseguenza dell'azione di uno sforzo applicato. In questa visione, i piani di discontinuità possono essere non solo le faglie, ma anche i limiti tra rocce con proprietà meccaniche diverse, dal momento che l'interfaccia che separa i mezzi con moduli elastici diversi è energeticamente favorevole per la generazione e localizzazione delle fratture.

**Riconoscimenti.** Si ringraziano Giusy Lavecchia ed Alfio Viganò per il paziente lavoro di revisione. I loro commenti hanno stimolato una fruttuosa ed articolata discussione. Il rilevamento dell'attività sismica del Centro di Ricerche Sismologiche dell'OGS è sostenuto finanziariamente dalla Protezione Civile della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia e dalla Protezione Civile della Regione Veneto. Sono attivi protocolli di scambio dati con l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia e le reti sismiche nazionali di Austria, gestita dallo ZAMG di Vienna, e Slovenia, gestita dall'ARSO di Lubiana. Si ringraziano Alessandro Rebez, Andrea Magrin, Stefania Gentili, Ilaria Dreossi e Andrea Restivo per il prezioso apporto fornito.

## REFERENCES

- Allmendinger R.W., Cardozo N.C. e Fisher D.; 2012: *Structural geology algorithms: vectors and tensors*. Cambridge University Press, Cambridge, Inghilterra, 302 pp.
- Altamimi Z., Métivier L. e Collilieux X.; 2012: *ITRF2008 plate motion model*. J. Geophys. Res., **117**, B07402, doi: 10.1029/2011JB008930.
- Anderson H. e Jackson J.; 1987: *Active tectonics of the Adriatic Region*. Geophys. J. R. Astron. Soc., **91**, 937-983.
- Baiesi M. e Paczuski M.; 2004: *Scale-free networks of earthquakes and aftershocks*. Phys. Rev. E, **69**, 066106.
- Basili R., Kastelic V., Demircioglu M.B., Garcia Moreno D., Nemser E.S., Petricca P., Sboras S.P., Besana-Ostman G.M., Cabral J., Camelbeeck T., Caputo R., Danciu L., Domac H., Fonseca J., García-Mayordomo J., Giardini D., Glavatovic B., Gulen L., Ince Y., Pavlides S., Sesetyan K., Tarabusi G., Tiberti M.M., Utkucu M., Valensise G., Vanneste K., Vilanova S. e Wössner J.; 2013: *The European Database of Seismogenic Faults (EDSF) compiled in the framework of the Project SHARE*, <diss.rm.ingv.it/share-edsf/>, doi: 10.6092/INGV.IT-SHARE-EDSF.
- Battaglia M., Zuliani D., Pascutti D., Michelini A., Marson I., Murray M.H. e Burgmann R.; 2003: *Network assesses earthquake potential in Italy's Southern Alps*. EOS, **84**, 262-264, doi: 10.1029/2003EO280003.
- Bernardis G., Cecotti C., Poli E., Renner G. e Zanferrari A.; 1996: *Considerazioni sulla sismicità dell'area di Claut (Prealpi Carniche) e sui danni causati dal terremoto del 13 aprile 1996*. In: Atti, Convegno La Scienza e i Terremoti: analisi e prospettive dell'esperienza del Friuli (1976-1996), Udine, Italia, pp. 61-68.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Valensise G. e Gasperini P. (eds); 2000: *Catalogue of strong Italian earthquakes from 461 B.C. to 1997*. Ann. Geofis., **43**, 609-858.
- Bragato P.L. e Tiento A.; 2005: *Local magnitude in northeastern Italy*. Bull. Seismol. Soc. Am., **95**, 579-591.
- Bragato P.L., Pesaresi D., Saraò A., Di Bartolomeo P. e Duri G.; 2013: *OGS improvements in the year 2011 in running the northeastern Italy seismic network*. Adv. Geosci., **34**, 5-8, doi: 10.5194/adgeo-34-5-2013.
- Bressan G., Gentile G.F., Perniola B. e Urban S.; 2009: *The 1998 and 2004 Bovec-Krn (Slovenia) seismic sequences: aftershock pattern, focal mechanisms and static stress changes*. Geophys. J. Int., **179**, 231-253, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04247.x.
- Bressan G., Gentile G.F., Tondi R., De Franco R. e Urban S.; 2012: *Sequential integrated inversion of tomographic images and gravity data: an application to the Friuli Area (north-eastern Italy)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **53**, 191-212.
- Bressan G., Ponton M., Rossi G. e Urban S.; 2016: *Spatial organization of seismicity and fracture pattern in NE Italy and W Slovenia*. J. Seismol., **20**, 511-534, doi: 10.1007/s10950-015-9541-9.
- Bressan G., Barnaba C., Gentili S. e Rossi G.; 2017: *Information entropy of earthquake populations in northeastern Italy and western Slovenia*. Phys. Earth Planet. Inter., **271**, 29-46.
- Bressan G., Barnaba C., Bragato P., Ponton M. e Restivo A.; 2018a: *revised seismotectonic model of NE Italy and W Slovenia based on focal mechanism inversion*. J. Seismol., **22**, 1563-1578, doi: 10.1007/s10950-018-9785-2.
- Bressan G., Barnaba C., Magrin A. e Rossi G.; 2018b: *A study on off-fault aftershock pattern at N-Adria Microplate*. J. Seismol., **22**, 863-881, doi: 10.1007/s10950-018-9737-x.
- Burrato P., Poli M.E., Vannoli P., Zanferrari A., Basili R. e Galadini F.; 2008: *Sources of Mw 5+ earthquakes in northeastern Italy and western Slovenia: an updated view based on geological and seismological evidence*. Tectonophysics., **453**, 157-176, doi: 10.1016/j.tecto.2007.07.009.
- Camassi R., Caracciolo C.H., Castelli V. e Slejko D.; 2011: *The 1511 eastern Alps earthquakes: a critical update and comparison of existing macroseismic datasets*. J. Seismol., **15**, 191-213, doi: 10.1007/s10950-010-9220-9.
- Caporali A., Neubauer F., Ostini L., Stangl G. e Zuliani D.; 2013: *Modeling surface GPS velocities in the Southern and Eastern Alps by finite dislocations at crustal depths*. Tectonophysics., **590**, 136-150, doi: 10.1016/j.tecto.2013.01.016.
- Caracciolo C.H., Camassi R. e Castelli V.; 2015: *Il terremoto del 25 gennaio 1348 (Alpi orientali)*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Roma, Italia, Rapporto interno, 12 pp.

- Carulli G.B.; 2006: *Carta Geologica del Friuli-Venezia Giulia alla scala 1:150.000 - Note Illustrative*. SELCA, Firenze, Italia, 44 pp.
- Carulli G.B., Cozzi A., Masetti D., Pernacì E., Podda F. e Ponton M.; 2003: *Middle Triassic-Early Jurassic extensional tectonics in the Carnian Prealps (eastern Southern Alps, N.E. Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **54**, 151-154.
- Castellarin A., Nicolich R., Fantoni R., Cantelli L., Sella M. e Selli L.; 2006: *Structure of the lithosphere beneath the Eastern Alps (southern sector of the TRANSALP transect)*. Tectonophysics., **414**, 259-282.
- Cati A., Sartorio D. e Venturini S.; 1989: *Carbonate platform in the subsurface of the northern Adriatic Area*. Mem. Soc. Geol. It., **40**, 295-308.
- Chelidze T.; 1993: *Fractal damage mechanics of geomaterials*. Terra Nova, **5**, 421-437.
- Commissione tecnica per la microzonazione sismica; 2015: *Microzonazione sismica: linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC), versione 1.0*. Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome - Dipartimento della Protezione Civile, Roma, Italia, 66 pp.
- CPTI Working Group; 2004: *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, vers. 2004 (CPTI04)*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Roma, Italia, <emidius.mi.ingv.it/CPTI04>.
- D'Agostino N., Avallone A., Cheloni D., D'Anastasio E., Mantenuto S. e Selvaggi G.; 2008: *Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors*. J. Geophys. Res., **113**, B12413, doi: 10.1029/2008JB005860.
- Da Lio C. e Tosi L.; 2018: *Land subsidence in the Friuli Venezia Giulia coastal plain, Italy: 1992-2010 results from SAR-based interferometry*. Sci. Total Environ., **633**, 752-764.
- DISS Working Group; 2018: *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.1: a compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Roma, Italia, <diss.rm.ingv.it/diss/>, doi: 10.6092/INGV.IT-DISS3.2.1.
- Ebblin C. e Michelini A.; 1986: *A principal parameter analysis of aftershock sequences applied to the 1977 Friuli, Italy, sequence*. Ann. Geophys., **4**, 473-480.
- Eneva M.; 1996: *Effect of limited data sets in evaluating the scaling properties of spatially distributed data: an example from mining-induced seismic activity*. Geophys. J. Int., **124**, 773-786.
- Fantoni R., Pellini S., Perdiceni S. e Scarascia S.; 1993: *Alpi Orientali: una sezione crostale dall'avampaese europeo all'avampaese adriatico*. Studi Geol. Camerti, **1992/2**, 27-34.
- Fantoni R., Catellani D., Merlini S., Rogledi S. e Venturini S.; 2002: *La registrazione degli eventi deformativi cenozoici nell'Avampaese Veneto-Friulano*. Mem. Soc. Geol. It., **57**, 301-313.
- Fisher R.A.; 1953: *Dispersion on a Sphere*. Proc. R. Soc. London, **A217**, 295-305.
- Fitzko F., Suhadolc P., Aoudia A. e Panza G.F.; 2005: *Constraints on the location and mechanism of the 1511 western-Slovenia earthquake from active tectonics and modeling of macroseismic data*. Tectonophysics., **404**, 77-90.
- Franceschina G., Kravanja S. e Bressan G.; 2006: *Source parameters and scaling relationships in the Friuli-Venezia Giulia (NorthEastern Italy) Region*. Phys. Earth Planet. Inter., **154**, 148-167.
- Galadini F., Poli M.E. e 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.
- Gasperini P., Bernardini F., Valensise G. e Boschi E.; 1999: *Defining seismogenic sources from historical earthquake felt reports*. Bull. Seismol. Soc. Am., **89**, 94-110.
- Gasperini P., Vannucci G., Tripone D. e 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. e Bressan G.; 2008: *The partitioning of radiated energy and the largest aftershock of seismic sequences occurred in the northeastern Italy and western Slovenia*. J. Seismol., **12**, 343-354.
- Gentili S., Sukan M., Peruzza L. e Schorlemmer D.; 2011: *Probabilistic completeness assessment of the past 30 years of seismic monitoring in northeastern Italy*. Phys. Earth Planet. Inter., **186**, 81-96, doi: 10.1016/j.pepi.2011.03.005.
- Gephart J.W. e Forsyth D.W.; 1984: *An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence*. J. Geophys. Res., **89**, 9305-9320.
- Govoni A., Anselmi M., Ascione E., Chiarabba C., Chiaraluce L., Colasanti G., Gentili S., De Gori P., Di Bartolomeo P., Moretti M., Romanelli M. e Valoroso L.; 2005: *Studio della microsismicità lungo la linea Bassano - Valdobbiadene - Vittorio Veneto: esperimento Alpago - Consiglio 2004-2005*. In: Atti, 24° Convegno Nazionale Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Roma, Italia, pp. 37-39.
- Grandesso P., Stefani C. e Tunis G.; 2002: *Stratigrafia del Friuli-Venezia Giulia: la sequenza Neogenica*. In: Vai G.B., Venturini C., Carulli G.B. e Zanferrari A. (eds), Alpi Carniche e Giulie, Guide Geologiche Regionali, BE-MA Editrice, Milano, Italia.
- Grassberger P.; 1983: *Generalized dimensions of strange attractors*. Phys. Lett., **97A**, 227-230.



- Gruppo di lavoro MPS; 2004: *Redazione della mappa di Pericolosità Sismica prevista dall'ordinanza PCM 3274 del 20 Marzo 2003*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Milano - Roma, Italia, Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, 65 pp. + 5 app.
- Guerrieri L., Blumetti A.M., Comerci V., Di Manna P., Michetti A.M., Vittori E. e Serva L.; 2015: *Surface faulting hazard in Italy: towards a first assessment based on the ITHACA database*. In: Lollino G., Manconi A., Guzzetti F., Culshaw M., Bobrowsky P. e Luino F. (eds), *Engineering Geology for Society and Territory*, Springer International Publishing, Switzerland, Vol. 5, pp. 1021-1025, doi: 10.1007/978-3-319-09048-1\_195.
- Gutenberg B. e Richter C.F.; 1954: *Seismicity of the Earth and associated phenomena*, 2<sup>nd</sup> ed. Princeton University Press, Princeton, NJ, USA, 319 pp.
- Herring T.A., King R.W. e McClusky S.C.; 2010: *Introduction to GAMIT/GLOBK* - report. Mass. Inst. Technol., Cambridge, MA, Stati Uniti, 27 pp.
- Hirata T.; 1989: *Fractal dimension of fault systems in Japan: fractal structure in rock fracture geometry at various scales*. *Pure Appl. Geophys.*, **131**, 157-170.
- Hirata T., Satoh T. e Ito K.; 1987: *Fractal structure of the spatial distribution of microfracturing in rock*. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **90**, 369-374.
- Kagan Y.Y.; 1982: *Stochastic model of earthquake fault geometry*. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **71**, 659-691.
- Kagan Y.Y.; 1991: *Fractal dimension of brittle fracture*. *J. Nonlinear Sci.*, **1**, 1-16.
- Kagan Y.Y.; 2007: *Earthquake spatial distribution: the correlation dimension*. *Geophys. J. Int.*, **168**, 1175-1194, doi: 10.1111/j1365-246X.2006.03251x.
- Kagan Y.Y. e Knopoff L.; 1980: *Spatial distribution of earthquakes: the two point correlation function*. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **62**, 303-320.
- Kastelic V., Vrabec M., Cunningham D. e Gosar A.; 2008: *Neo-Alpine structural evolution and present-day tectonic activity of the eastern Southern Alps: the case of the Ravne Fault, NW Slovenia*. *J. Struct. Geol.*, **30**, 963-975.
- Kastelic V., Vannoli P., Burrato P.F., Fracassi U., Tiberti M.M. e Valensise G.; 2013: *Seismogenetic sources in the Adriatic domain*. *Mar. Pet. Geol.*, **42**, 191-213.
- Kossobokov V.G. e Mazhkenov S.A.; 1988: *Spatial characteristics of similarity for earthquake sequences: fractality of seismicity*. In: *Lecture Notes, Workshop on Global Geophysical Informatics with Applications to Research in Earthquake Prediction and Reduction of Seismic Risk*, ICTP, Trieste, Italia, 15 pp.
- Kossobokov V.G., Maeda K. e Uyeda S.; 1999: *Precursory activation of seismicity in advance of Kobe, 1995 M = 7.2 earthquake*. *Pure Appl. Geophys.*, **155**, 409-423.
- Kostrov B.V.; 1974: *Seismic moment and energy of earthquakes and seismic flow of rocks*. *Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth*, **1**, 23-44.
- ISC; 2015: *International Seismological Centre, on-line Bulletin*. Thatcham, Inghilterra, doi: 10.31905/D808B830.
- Lee W.H.K. e Lahr J.C.; 1975: *Hypo 71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes*. U.S.G.S. Open File Report 75-311, Menlo Park, 113 pp.
- Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D'Amico S., Conte S. e Rocchetti E.; 2016: *Database Macrosismico Italiano (DBMI15)*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Roma, Italia, doi: 10.6092/INGV.IT-DBMI15.
- Maesano F.E., D'Ambrogio C., Burrato P. e Toscani G.; 2015: *Slip-rates of blind thrusts in slow deforming areas: examples from the Po Plain (Italy)*. *Tectonophysics*, **643**, 8-25.
- Mandelbrot B.B.; 1977: *Fractals: form, chance and dimension*. W.H. Freeman and Company, San Francisco, CA, USA, 365 pp.
- Mandelbrot B.B.; 1983: *The fractal geometry of nature*. W.H. Freeman and Company, San Francisco, CA, USA, 460 pp.
- Mantovani E., Albarello D., Tamburelli C. e Babucci D.; 1996: *Evolution of the Tyrrhenian Basin and surrounding regions as a result of the Africa-Eurasia convergence*. *J. Geodyn.*, **21**, 35-72.
- Marcellini A.; 1995: *Arrhenius behavior of aftershock sequences*. *J. Geophys. Res.*, **100**, 6463-6468.
- Margottini C., Martini G. e Slejko D.; 1992: *An instrumental earthquake catalogue for northeastern Italy since 1990*. ENEA, Roma, Italia, 51 pp.
- Margottini C., Ambraseys N.N. e Screpanti A.; 1993: *La magnitudo dei terremoti italiani del XX secolo*. ENEA, Roma, Italia, 57 pp.
- Masetti D., Fantoni R., Romano R., Sartorio D. e Trevisani E.; 2012: *Tectonostratigraphic evolution of the eastern Southern Alps and Adriatic Foreland based on an integrated study of surface and subsurface data*. *AAPG Bull.*, **96**, 2065-2089.

- Merlini S., Doglioni C., Fantoni R. e Ponton M.; 2002: *Analisi strutturale lungo un profilo geologico tra la Linea Fella - Sava e l'Avampaese Adriatico (Friuli-Venezia Giulia - Italia)*. Mem. Soc. Geol. It., **57**, 293-300.
- Michelini A. e Bolt B.; 1986: *Application of the principal parameters method to the Coalinga, California, aftershock sequence*. Bull. Seismol. Soc. Am., **76**, 409-420.
- Mogi K.; 1963: *Some discussions on aftershocks, foreshocks, and earthquake swarms: the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomenon*. Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, **41**, 615-658.
- Molchan G. e Kronrod T.; 2005: *On the spatial scaling of seismicity rate*. Geophys. J. Int., **162**, 899-909, doi: 10.1111/j1365-246X2005.02693x.
- Nekrasova A., Kossobokov V., Peresan A., Aoudia A. e Panza G.F.; 2011: *A multiscale application of the unified scaling law for earthquakes in the central Mediterranean Area and Alpine Region*. Pure Appl. Geophys., **168**, 297-327, doi: 10.1007/s00024-010-0163-4.
- Nekrasova A., Kossobokov V., Parvez I.A. e Tao X.; 2015: *Seismic hazard and risk assessment based on the unified scaling law for earthquakes*. Acta Geod. Geophys., **50**, 21-37, doi: 10.1007/s40328-014-0082-4.
- Nekrasova A., Peresan A., Magrin A. e Kossobokov V.; 2016: *The unified scaling law for earthquakes in the Friuli-Venezia Giulia Region*. In: Poster, European Geosciences Union, General Assembly, Vienna, Austria, Geophys. Res. Abstracts, Vol. 18, NH4.4-17706, doi: 10.13140/RG.2.1.2992.6801.
- Ogata Y.; 1998: *Space-time point-process models for earthquake occurrences*. Ann. Inst. Stat. Math., **50**, 379-402, doi: 10.1023/A:1003403601725.
- Okubo P.G. e Aki K.; 1987: *Fractal geometry in the San Andreas Fault System*. J. Geophys. Res., **92**, 345-355.
- Pearson K.; 1901: *On lines and planes of closest fit to systems of points in space*. Philos. Mag., **2**, 559-572, doi: 10.1080/14786440109462720.
- Peresan A. e Gentili S.; 2018: *Seismic clusters analysis in northeastern Italy by the nearest-neighbor approach*. Phys. Earth Planet. Inter., **274**, 87-104, doi: 10.1016/j.pepi.2017.11.007.
- Peresan A. e Gentili S.; 2019: *Identification and characterization of earthquake clusters: a comparative analysis for selected sequences in Italy and adjacent regions*. Boll. Geof. Teor. Appl., **60**, doi: 10.4430/bgta0249, in stampa.
- Peruzza L., Garbin M., Snidarcic A., Sugan M., Urban S., Renner G. e Romano M.A.; 2015: *Quarry blasts, underwater explosions and other dubious seismic events in NE Italy from 1977 till 2013*. Boll. Geof. Teor. Appl., **56**, 437-459.
- Poli M.E. e Zanferrari A.; 2018: *The seismogenic sources of the 1976 Friuli earthquakes: a new seismotectonic model for the Friuli Area*. Boll. Geof. Teor. Appl., **59**, 463-480, doi: 10.4430/btga0209.
- Poli M.E., Peruzza L., Rebez A., Renner G., Slejko D. e Zanferrari A.; 2002: *New seismotectonics 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., Burrato P., Galadini F. e Zanferrari A.; 2008: *Seismogenic sources responsible for destructive earthquakes in NE Italy*. Boll. Geof. Teor. Appl., **49**, 301-313.
- Ponton M.; 2010: *Architettura delle Alpi Friulane*. Comune di Udine, Museo Friulano di Storia Naturale, Udine, Italia, Pubbl. n. 52, 78 pp.
- Ponton M.; 2015: *Depth structural analysis of the external Dinaric chain in Julian Alps and Prealps (Italy and Slovenia)*. Gortania, Atti Museo Friulano di St. Nat. Udine, **36**, 23-34.
- Rebez A. e 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.
- Romashkova L. e Peresan A.; 2013: *Analysis of Italian earthquake catalogs in the context of intermediate-term prediction problem*. Acta Geophys., **61**, 583-610, doi: 10.2478/s11600-012-0085-x.
- Rossi G.; 1990: *Fractal dimension time variations in the Friuli (northeastern Italy) seismic area*. Boll. Geof. Teor. Appl., **32**, 175-184.
- Rossi G. e Ebblin C.; 1990: *Space (3-D) and space-time (4-D) analysis of aftershock sequences: the Friuli (NE Italy) case*. Boll. Geof. Teor. Appl., **32**, 37-49.
- Rossi G., Zuliani D. e Fabris P.; 2016: *Long-term GNSS measurements from the northern Adria microplate reveal fault-induced fluid mobilization*. Tectonophysics., **690**, 142-159, doi: 10.1016/j.tecto.2016.04.031.
- Rossi G., Zuliani D. e Fabris P.; 2017: *Corrigendum to: Long-term GNSS measurements through northern Adria microplate reveal fault-induced fluid mobilization*. Tectonophysics., **694**, 486-487, doi: 10.1016/j.tecto.2016.10.035.

- Rossi G., Fabris P. e Zuliani D.; 2018: *Overpressure and fluid diffusion causing non-hydrological transient GNSS displacements*. Pure Appl. Geophys., **175**, 1869-1888, doi: 10.1007/s00024-017-1712-x.
- Rotondi R., Peresan A., Gentili S. e Varini E.; 2017: *Identification of earthquake clusters through a new space-time-magnitude metric*. In: Proc., 11<sup>th</sup> Scientific Meeting, Classification and Data Analysis Group, Italian Statistical Society, Milano, Italia, n. 44.
- Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B. e Gasperini P. (eds); 2016: *CPTI15, the 2015 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), doi: 10.6092/INGV.IT-CPTI15.
- Sadovskiy M.A., Golubeva T.V., Pisarenko V.F. e Shnirman M.G.; 1984: *Characteristic dimensions of rock and hierarchical properties of seismicity*. Fizika Zemly, **2**, 3-15 (in Russo).
- Sandron D., Renner G. e Rebez A.; 2014: *Early instrumental seismicity recorded in the eastern Alps*. Boll. Geof. Teor. Appl., **55**, 755-788.
- Sandron D., Rebez A. e Slejko D.; 2018: *Calibration of the duration magnitude for the north-eastern Italy Seismic Network (OX) on the basis of the revised local magnitudes of the Trieste Station*. Boll. Geof. Teor. Appl., **59**, 249-266.
- Santulin M., Tamaro A., Rebez A., Slejko D., Sani F., Martelli L., Bonini M., Corti G., Poli M.E., Zanferrari A., Marchesini A., Busetti M., Dal Cin M., Spallarossa D., Barani S., Scafidi D., Barreca G. e Monaco C.; 2017: *Seismogenic zonation as a branch of the logic tree for the new Italian seismic hazard map - MPS16: a preliminary outline*. Boll. Geof. Teor. Appl., **58**, 313-342.
- Saraò A. e CRS staff; 2013: *On line catalogue of moment tensor solutions of earthquakes occurred in NE Italy and its surroundings since 2009*. <trs.crs.inogs.it/en/project/3 moment-tensors.html>.
- Scholz C.H.; 1972: *Static fatigue of quartz*. J. Geophys. Res., **77**, 2104-2114.
- Scholz C.H.; 1990: *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press, Cambridge, Inghilterra, 439 pp.
- Slejko D.; 2018: *What science remains of the 1976 Friuli earthquake?* Boll. Geof. Teor. Appl., **59**, 327-350.
- Slejko D., Neri G., Orozova I., Renner G. e Wyss M.; 1999: *Stress field in Friuli (NE Italy) from fault plane solutions of activity following the 1976 main shock*. Bull. Seismol. Soc. Am., **89**, 1037-1052.
- Slejko D., Rebez A. e Santulin M.; 2008: *Seismic hazard estimates for the Vittorio Veneto broader area (NE Italy)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **49**, 329-356.
- Slejko D., Carulli G.B., Riuscetti M., Cucchi F., Grimaz S., Rebez A., Accaino F., Affatato A., Biolchi S., Nieto D., Puntel E., Sanò T., Santulin M., Tinivella U. e Zini L.; 2011: *Soil characterization and seismic hazard maps for the Friuli-Venezia Giulia Region (NE Italy)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **52**, 59-104.
- Spalletta C. e Venturini C.; 1988: *Conglomeratic sequences in the Hochwipfel formation: a new palaeogeographic hypothesis on the Hercynian Flysch stage of the Carnic Alps*. Jahrb. Geol. Bundesanst., **131**, 637-647.
- Stucchi M., Meletti C., Montaldo V., Crowley H., Calvi G.M. e Boschi E.; 2011: *Seismic hazard assessment (2003-2009) for the Italian building code*. Bull. Seismol. Soc. Am., **101**, 1885-1911.
- Sugan M. e Peruzza L.; 2011: *Distretti sismici del Veneto*. Boll. Geof. Teor. Appl., **52**, s3-s90, doi: 10.4430/bgta0057.
- Theiler J.; 1990: *Estimating fractal dimension*. J. Opt. Soc. Am., **A7**, 1055-1073.
- Tosi P., de Rubéis V., Loreto V. e Pietronero L.; 2008: *Space-time correlation of earthquakes*. Geophys. J. Int., **173**, 932-941.
- Tselentis G.A., Makropoulos K. e Voulgaris N.; 1989: *Cluster and spectral characteristics of the aftershock activity of the Kalamata, September 13, 1986 earthquake, south Greece*. Tectonophys., **169**, 135-148.
- Turcotte D.L.; 1986: *Fractals and fragmentation*. J. Geophys. Res., **91**, 1921-1926.
- Vannoli P. e Burrato P.; 2018: *I caratteri della sismotettonica in Italia: osservazioni e modelli*. Geologia dell' Ambiente, Supplemento **1/2018**, 139-147.
- Venturini C.; 1990: *Cinematica neogenico-quadernaria del Sudalpino orientale (settore friulano)*. Studi Geol. Camerti, Camerino, **Vol. Spec.**, 109-116.
- Wiemer S.; 2001: *A software package to analyze seismicity: ZMAP*. Seismol. Res. Lett., **72**, 373-382.
- Yamashita T. e Knopoff L.; 1987: *Models of aftershock occurrence*. Geophys. J. R. Astron. Soc., **91**, 13-26.
- Yamashita T. e Knopoff L.; 1989: *A model of foreshock occurrence*. Geophys. J. Int., **96**, 389-399.

- Zaliapin I. e Ben-Zion Y.; 2013a: *Earthquake clusters in southern California I: identification and stability*. J. Geophys. Res., **118**, 2847-2864, doi: 10.1002/jgrb.50179.
- Zaliapin I. e Ben-Zion Y.; 2013b: *Earthquake clusters in southern California II: classification and relation to physical properties of the crust*. J. Geophys. Res., **118**, 2865-2877, doi: 10.1002/jgrb.50178.
- Zaliapin I. e Ben-Zion Y.; 2016: *A global classification and characterization of earthquake clusters*. Geophys. J. Int., **207**, 608-634, doi: 10.1093/gji/ggw300.
- Zaliapin I., Gabrielov A., Wong H. e Keilis-Borok V.I.; 2008: *Clustering analysis of seismicity and aftershock identification*. Phys. Rev. Lett., **101**, 018501, doi: 10.1103/PHYSREVLETT.101.018501.
- Zoback M.L.; 1992: *First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project*. J. Geophys. Res., **97**, 11703-11728.
- Zuliani D., Fabris P. e Rossi G.; 2018: *FReDNet: evolution of permanent GNSS receiver system*. New Advanced GNSS and 3D Spatial Techniques, Springer, Cham, Svizzera, pp.123-137.
- Zupančič P., Cecić I., Gosar A., Placer L., Poljak M. e Živčić M.; 2001: *The earthquake of 12 April 1998 in the Krn Mountains (upper Soča Valley, Slovenia) and its seimotectonic characteristics*. Geologija, **44**, 169-192.

*Autore di riferimento:* Gianni Bressan  
Centro di Ricerche Sismologiche,  
Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale  
Via Treviso 55, 33100 Udine  
Tel.: 040 2140122; e-mail: gbressan@inogs.it