



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI CATANIA

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali

**DOTTORANDA
DOTT. SSA SIMONA SICALI**

Dottorato in Scienze della Terra – XXVI ciclo.

**CARATTERIZZAZIONE SISMICA DELL'AREA ETNEA
TRAMITE L'ANALISI DELLA DISTRIBUZIONE SPAZIO-
TEMPORALE DEGLI INTERTEMPI**

TESI DI DOTTORATO

**Tutor
Prof. ssa M. S. Barbano**

**Coordinatore
Prof. C. Monaco**

**Co-Tutor
Dott. S. D'Amico**

ANNO ACCADEMICO 2012 – 2013

INDICE

RIASSUNTO	3
ABSTRACT	5
1 INTRODUZIONE	9
1.1 Cenni sulle Caratteristiche Strutturali e sulla Sismicità Etna	9
1.2 Studi Sismologici all'Etna	10
1.3 Analisi Statistiche sulla Sismicità Etna	11
1.4 Scopo del Lavoro	13
2 STATO DELL'ARTE SULLO STUDIO DEGLI INTERTEMPI.....	15
2.1 Definizione e Caratteristiche degli Intertempi	15
2.2 Intertempi in Aree Vulcaniche	17
2.3 Modelli Stocastici per la Ricorrenza dei Terremoti	20
2.3.1 Modello Poissoniano	20
2.3.2 ETAS Model	21
3 INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE	22
3.1 Localizzazione e Caratteristiche Geologiche	22
3.2 Caratteristiche Strutturali	24
3.3 Caratteristiche della Sismicità.....	25
3.4 Instabilità del Fianco Orientale dell'Etna.....	25
4 DATASET E METODOLOGIA	28
4.1 Reti Sismiche, Dataset e Analisi di Completezza	28
4.1.1 Dataset Etneo	28
4.1.2 Dataset Nazionale.....	32
4.1.3 Dataset Regionale.....	37
4.2 Trattamento Dati	40
4.2.1 Declustering	40
4.2.2 Rappresentazione Intertempi	40
4.2.3 Griglia	41
4.3 Parametri Statistici	41
4.3.1 Indici di Posizione.....	42
4.3.2 Indici di Variabilità o Dispersione	42
4.3.3 Indici di forma.....	43
4.3.4 Aperiodicità (o Coefficiente di Variazione)	44
5 ANALISI DEI DATI: MD > 2.5	46
5.1 Analisi Temporale.....	46
5.1.1 Stima del Contributo degli Sciami nel Dataset.....	50
5.2 Analisi Spaziale	55

5.2.1	Effetti del Declustering sui Diversi Settori Etnei	59
5.2.2	Confronto tra Pattern dello Stile Sismico e Distribuzioni degli IETs nei Diversi Settori	61
5.2.3	Analisi degli IETs all'Etna dopo le Principali Eruzioni Lateralì.....	66
5.3	Confronto tra l'Area Etnea ed il Contesto Regionale Attraverso l'Analisi degli IETs	69
6	ANALISI DEI DATI: MD > 1.5	74
6.1	Analisi Temporale.....	74
6.1.1	Stima del Contributo degli Sciami nel Dataset.....	78
6.2	Analisi Spaziale	82
6.2.1	Effetti del Declustering sui Diversi Settori Etnei	85
6.2.2	Confronto tra Pattern dello Stile Sismico e Distribuzioni degli IETs nei Diversi Settori	87
6.2.3	Analisi degli IETs all'Etna dopo le Principali Eruzioni Lateralì.....	91
6.3	Confronto tra l'Area Etnea ed il Contesto Regionale Attraverso l'Analisi degli IETs	94
7	ANALISI DEGLI IETS ALL'ETNA SU UN INTERVALLO TEMPORALE PIÙ LUNGO (1976-2011).	96
7.1	Catalogo Sismico 1976-2011	96
7.2	Analisi dei Dati	98
7.2.1	Analisi Spaziale della Sismicità	98
7.2.2	Analisi Temporale della Sismicità	102
8	DISCUSSIONE	108
8.1	Caratterizzazione Sismica dell'Etna	108
8.1.1	IETs sull'Intero Volume Crostale Etneo	108
8.1.2	IETs in Sub-Volumi Crostali Etnei	109
8.2	Stress Regionale Agente all'Etna Dedotto dall'Analisi degli IETs.....	113
8.3	Analisi degli IETs all'Etna Ampliando il Dataset.....	114
9	CONCLUSIONI	116
10	RINGRAZIAMENTI	118
11	BIBLIOGRAFIA.....	119

RIASSUNTO

Le relazioni di scala che descrivono l'accadimento dei terremoti, sono state spesso utilizzate per analizzare le modalità di rilascio dell'energia sismica in diversi ambienti tettonici. In particolare, negli ultimi anni la legge che regola la distribuzione degli intertempi (IETs), cioè dei tempi di inter-arrivo tra terremoti successivi, è stata applicata da alcuni autori per la caratterizzazione sismica di specifiche aree. In questa tesi è stata analizzata la variazione, sia nello spazio che nel tempo, delle distribuzioni degli IETs della sismicità registrata all'Etna tra il 1988 ed il 2011. Il fine di questo studio è quello di identificare il comportamento periodico o stazionario della sismicità etnea e correlarlo alle caratteristiche vulcano-tettoniche della regione. Il confronto con l'analisi della sismicità in Sicilia ed in Italia, mostra che a larga scala gli IETs sono ben modellati da una distribuzione Gamma, mentre su scala del vulcano la distribuzione degli IETs è una curva bimodale, i cui picchi sono dovuti: (i) al contributo di sciami sismici locali caratterizzati da tempi di interricorrenza molto brevi, (ii) all'attività sismica regionale e stazionaria di background.

L'analisi degli IETs si è rivelato un importante strumento per comprendere il comportamento della sismicità in differenti livelli crostali all'Etna, ha infatti permesso di distinguere tra settori soggetti maggiormente ai processi legati dalla dinamica del vulcano e/o dalla tettonica regionale. Infatti, la variazione spaziale delle distribuzioni degli IETs, nei differenti settori dell'Etna, mostra che la sismicità indotta dalla pressione dei magmi è ben evidente in un volume sismogenico che si estende dalla superficie fino a 5 km di profondità, localizzato nell'area dei crateri sommitali.

La sismicità nei volumi crostali etnei risente sia dalla pressione del magma che dell'azione della tettonica regionale; quest'ultima induce (i) una sismicità di background riconoscibile in ogni settore del vulcano ed (ii) un differente stile sismico, tra fianco orientale ed occidentale del vulcano, ben distinguibile per profondità superiori a 5 km.

Per terremoti con profondità superiore ai 5 km, sia nel versante orientale del vulcano che nel settore orientale della Sicilia, le distribuzioni degli IETs sono caratterizzate da eventi indipendenti che suggeriscono che entrambe le aree, sono influenzate dello stesso regime tettonico estensionale. Le distribuzioni nel fianco occidentale del vulcano e nel settore nord-occidentale della Sicilia, sono invece bimodali e rivelano che in entrambe le aree agisce lo stesso regime compressivo. Quindi l'analisi degli IETs su sub-dataset etnei ed il confronto con il contesto regionale, conferma che il vulcano è localizzato al confine tra due differenti domini tettonici, come precedentemente osservato da altri autori utilizzando altre metodologie di indagine.

A conclusione dell'analisi svolta, è stato condotto uno studio di dettaglio solo sull'Etna, ampliando il catalogo dei terremoti con i dati registrati dalla rete sismica gestita dall'Università di Catania durante il periodo 1976–1987. Gli IETs sono stati analizzati unitamente alla variazione, nel tempo e nello spazio, della localizzazione della sismicità nei diversi settori del vulcano, al fine di verificare possibili correlazioni tra l'attivazione di particolari volumi sismogenici e processi eruttivi. I risultati ottenuti confermano il diverso comportamento sismico dei settori discriminati attraverso l'analisi degli IETs svolta utilizzando il catalogo 1988-2011, avvalorando le considerazioni precedenti e confermando la bontà dell'approccio statistico utilizzato. Inoltre, periodici cambiamenti nella frequenza di

accadimento dei terremoti nel settore occidentale del vulcano, mettono in evidenza una tendenza alla migrazione degli ipocentri da volumi crostali più profondi ($Z > 12$ km) a più superficiali ($5 < Z \leq 12$ km), prima di molte eruzioni laterali. Questo fenomeno, potrebbe essere interpretato come la risposta ad una ricarica profonda del sistema di alimentazione seguita da migrazione di magma verso livelli più superficiali. Infine, l'analisi temporale degli IETs, svolta selezionando sub-periodi, in funzione delle variazioni del rate sismico osservate sull'intero dataset (1976-2011), mostra che quando è presente una elevata attività eruttiva laterale, l'accadimento degli sciami sismici è ristretta al livello di profondità $Z \leq 5$ km. Un diverso comportamento caratterizza i periodi di intensa attività sommitale, durante i quali all'Etna è presente solo una moderata attività di background, espressa da molti eventi indipendenti ed una quantità minore di eventi correlati.

ABSTRACT

Like other volcanic areas, the tectonic setting of Mt. Etna is commonly interpreted as due to the interaction of regional tectonics and local-scale volcano-related processes. In recent years the law that describe the interevent time (IETs) distribution, has been applied by some authors for seismic characterization both of tectonic and volcanic areas. An IET is defined as the waiting time between two consecutive earthquakes, related to particular threshold of magnitude. The waiting time distribution of global or national size catalogues is usually modelled using a gamma law (Corral, 2003). This single-peaked distribution, typical of tectonic areas, is clearly different from the IET distribution for regional or local catalogues that generally has a bimodal shape deriving from the combination of two distributions, one due to correlated events (which have short inter-event time) and the other due to independent events (which tend to be separated by longer gaps) (Naylor et al., 2010). Therefore, for a small region, the bimodal shape of IET distribution is heavily influenced by the high percentage of correlated events (aftershocks). Some authors have pointed out that, in a volcano, the analysis of the IET distribution pattern could represent an important tool to distinguish among sectors affected by different stress fields (e.g. Bell and Kilburn, 2008; Traversa and Grasso, 2010).

In this thesis, it has been investigated the space-time variation of the IET distributions at Mt. Etna and the result have been compared to the IET analysis at larger scale. The purpose of this study is to identify the periodicity or stationary features of seismicity and correlate them to the volcano-tectonic characteristics of the region. The used catalogue consists in a dataset of earthquakes occurred from January 1988 to December 2011 at Mt. Etna, which were recorded through the permanent seismic networks run by the IIV-CNR (Istituto Internazionale di Vulcanologia), Sistema Poseidon and INGV-CT (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Catania) (Patanè et al., 2004; Gruppo Analisi Dati Sismici, 2011). Whereas the IETs relate to the national and regional scale have been calculated using a dataset obtained from the integration of the Catalogue of Italian Seismicity (CSI 1.1, Castle et al., 2006) from 1988 to 2002, with data from seismic bulletin (BSI; Italian Seismic Bulletin, 2003-2011) for the following years until 2011. The tests performed to evaluate the completeness of the catalogues, showed that the threshold completeness duration magnitude is $M_d > 2.5$. Therefore for the IET analysis we selected from the dataset of the Italy, Sicily and Mt. Etna earthquakes above this threshold. To understand how the seismicity in the different crustal sectors of Etna is mostly influenced by the volcano dynamic and/or by the regional tectonics, we used a dense grid with nodes spaced 2 km, in longitude and latitude. Whereas, a grid with inter-nodal distance of 20 km is arranged to investigate the IETs in Sicily. In each node it has been calculated the distribution of IETs for all earthquakes and then performed for different levels of depth. In this way, it has been created a mobile grid to characterize contiguous and intermediate overlapping areas. In order to quantify the features for each IET distributions, some statistical parameters were also computed. The kurtosis k and the asymmetry S , have provided the measure of the "peakedness" of the distributions and an indication about the position of the IET peaks in relation with high or low time values, respectively. Instead, the aperiodicity α ($\alpha = \sigma/\mu$, where σ is the standard deviation and μ is the mean) has allowed to estimate the regularity of occurrence of earthquakes over the time.

The comparison between the IET distributions computed considering the whole dataset of the Sicily and the Italy, shows that the large-scale IETs are well modelled by a Gamma law, while at the entire volcano scale, the distribution of the IETs is a bimodal curve. The two peaks have an IET values of $\sim 10^3$ s (that is, a mean value of about an hour and half) and of $\sim 10^6$ s (that is, a mean value of about 11 days) and are due: (i) the contribution of local earthquake swarms characterized by very short inter-arrival times, which considerably modify the usual seismic rate, (ii) the background stationary seismic activity.

The detailed investigation performed using the arranged grid above described, demonstrate that the IET analysis represent an important tool to identify crustal sectors characterised by specific behaviour. At Mt. Etna the seismicity induced by the pressure of magma is evident in the crustal volume from the surface up to 5 km b.s.l., located in the summit area. In this sector of the volcano, the seismic activity is characterised by the occurrence of a moderate background seismicity, sometimes interrupted by sudden increments of the seismic rate that point out the beginning of lateral eruptions. For earthquakes with depth greater than 5 km b.s.l., both on the eastern flank of the volcano and on the eastern part of Sicily, the IET distributions are characterized by independent events suggesting that both areas are affected by the same extensional tectonic regime. The distributions both in the western flank of the volcano and in the north-west of Sicily, are bimodal and reveal that in both areas the same compressive regime is acting. Such findings further support the evidences that Mt. Etna is located at the boundary of two different tectonic domains (Neri et al., 2005; La Vecchia et al., 2007; Palano et al., 2012; Presti et al., 2013), as previously observed by other authors using other methods of investigation.

Thanks to this statistical approach it has been possible to distinguish between areas where the seismicity is more related to the processes connected to the volcano dynamics from the ones where the occurrence of earthquakes is more influenced by the regional tectonics. Consequently, the seismicity in the crustal volumes of Mt. Etna is affected both by the pressure of the magma and by the action of the regional tectonics, the latter induces: (i) a background seismicity recognizable in every sector of the volcano and (ii) a different style seismic, between the eastern flank and west of the volcano, easily distinguishable for depths greater than 5 km b.s.l..

At the end of the analysis, it has been conducted a thorough study regarding only Mt. Etna, expanding the earthquake catalogue with the data recorded by the seismic network run by the University of Catania during the period 1976-1987. This allows analysing a longer and more significant range of time which spans from 1976 to 2011, evaluating both the space-time IET distributions and the earthquake cumulative patterns in different sectors of the volcano. With the aim of having an homogenous catalogue, all the earthquakes were relocated using the HypoEllipse algorithm (Lahr, 1989) and the velocity model proposed by Hirn et al. (1991). According to the results of completeness tests and to the analysis of vertical and horizontal location uncertainty, all further analysis have been carried out by selecting the earthquakes having: magnitude threshold more than 2.5 and an hypocentre location uncertainty lower than 2.5 km. As for the previous analysis, the IET characterization both on the whole volcano and by sub-grouping the earthquakes into different depth classes has been performed at Mt. Etna using the 1976-2011 dataset. In order to verify a possible correlation between the occurrence

of eruptive phenomena and the activation of particular seismogenic volumes, the variations of the seismic rate into the sectors characterized by different earthquake recurrence time were analysed.

The results obtained using the 1976-2011 catalogue, confirm the presence of specific seismic styles into different crustal volumes of the volcano, supporting the considerations carried out using the 1988-2011 dataset and confirming the validity of the statistical used approach. In addition, periodic changes in the frequency of earthquake occurrence in the western sector of the volcano, show a tendency to migration of hypocentres from a deep crustal volumes ($Z > 12$ km) to the shallower ones ($5 < Z \leq 12$ km), before many lateral eruptions. Such behaviour of the seismicity could be interpreted as the response to a deep recharging phase of the magma plumbing system followed by migration of magma towards shallower levels.

Finally, trying to describe the time evolution of the seismicity at Mt. Etna, it appears clear a change in the seismic style of the volcano. The dataset 1976-2011 can be subdivided into four time intervals characterizing: (i) by a lot of lateral eruptions (1976-1987, 2000-2003) and (ii) by intense summit activities (1988-2000, 2003-2011). The temporal analysis of IETs, carried out by selecting different time intervals, shows that the period with frequent flank eruptive activity is correlate to an intense seismic activity, and the occurrence of earthquake swarms is restricted to the level of depth $Z \leq 5$ km. A different behaviour characterizes periods of intense summit activity, during which at Mt. Etna is present only a moderate background activity, expressed by many independent events and a minor amount of correlated events.

In conclusion, the space-time IET distributions and the variation of the seismic rate, performed in this thesis allow drawing the following considerations:

- The seismicity at Mt. Etna is not randomly located in time and space, but the hypocentral distribution of the earthquakes defines seismogenic volumes characterized by particular seismic patterns. This result confirms similar finding obtained through other methodologies (Cardaci et al., 1993; Lombardo and Cardaci, 1994; Privitera et al., 2001; Alparone et al., 2010) that describe the relationships between different stages in the volcanic activity of Mt. Etna and the characteristics of recorded seismic activity.
- A detailed analysis of different sectors of the volcano indicates that seismogenic volumes at depth shallower than 5 km show a quite stationary background seismic activity that sometimes is interrupted by sudden increments of the seismic rate linked to eruptive phenomena.
- On the other hand, earthquakes deeper than 5 km, appear mainly linked to the regional tectonic setting. In particular, the eastern flank seismicity is influenced by the extensional regional tectonics typical of the eastern Sicily, whereas the western flank seismicity seems consistent with the compressional processes observed in the north-western Sicily.
- The temporal IET analysis highlights that during the periods with strong flank activity, a great number of correlated events takes place in the seismogenic volume located in the summit area with a depth $Z \leq 5$ km. Whereas, during the period of intense summit activity a moderate seismicity occurs as independent events. The seismogenic volumes at depth $Z > 5$ km do not show significant temporal variations of the statistical parameters related to the IETs, keeping steady the observed differences in seismic behaviour between the eastern and western sectors of the volcano.

- The time variation of statistical parameters related to the IET distribution, evaluated by splitting the dataset in several periods, emphasizes different seismic behaviours linked to different typologies of the volcanic activity. Lateral eruptions imply the most evident variations in the space-time features of the seismicity, as confirmed by the activation of specific seismogenic volumes. Conversely, summit eruptions follow and occur simultaneously to a regular increasing of the seismic rate.
- Changes of the seismic rate in the western sector of the volcano highlight that an increment of the occurrence frequency of the events precedes by some days (sometimes weeks) the unrest of several flank eruptions and some summit eruptions. The increase of seismic activity starts in the deeper seismogenic level ($Z > 12$ km) and continues in the shallower one ($5 < Z \leq 12$ km). Such a behaviour can be interpreted as a first sign of the deep ($Z > 12$ km) recharging phase of the volcanic system that is soon after followed by magma migration at shallower levels ($5 < Z \leq 12$ km). When the magma rising process keeps going, it triggers shallow seismic swarms ($Z \leq 5$ km) indicating the opening of eruptive fractures. When such tendency towards a magma migration is not observed (i.e. before the 2002 and 2004 eruptions) it could be hypothesized (Andronico et al., 2005; Collins et al., 2013) that the magma was already still standing in the shallower part of the volcano consequently to a previous uprising.

1 INTRODUZIONE

Negli ultimi anni un gran numero di ricercatori ha sviluppato studi geofisici in aree vulcaniche, che com'è noto, sono ambienti strutturalmente complessi. L'approccio geofisico è uno degli strumenti più potenti per una buona comprensione della dinamica di un vulcano; tuttavia, la non unicità del problema inverso, le diverse limitazioni nella risoluzione e la sensibilità di ogni tecnica sono motivazioni che hanno spinto gli studiosi ad integrare diverse tecniche e dati geofisici per ottenere interpretazioni e modelli più accurati ed efficaci. La continua attività vulcanica e sismica all'Etna rende questo vulcano un importante laboratorio per studi geofisici e sismologici. Studi sistematici di deformazioni del suolo, di anomalie magnetiche, elettriche, termiche e gravimetriche forniscono indizi importanti per la comprensione della struttura vulcanica, ma la maggior parte delle informazioni immediate proviene da osservazioni sismologiche.

1.1 Cenni sulle Caratteristiche Strutturali e sulla Sismicità Etnea

Studi sismologici eseguiti all'Etna nel corso degli ultimi anni hanno fornito molte informazioni per ampliare le conoscenze e migliorare la comprensione di alcune caratteristiche legate alla dinamica del vulcano. La complessità strutturale di questo ambiente spesso non permette di definire facilmente i terremoti che si verificano nell'area etnea come puramente "vulcanici" o "tettonici"; pertanto spesso è difficoltoso distinguere quali eventi sismici sono legati all'attività strettamente vulcanica (ad esempio, eventi sismici indotti dalla risalita del magma all'interno dell'apparato vulcanico), e quali sono legati prevalentemente ai meccanismi di fratturazione delle rocce soggette ad un campo di stress regionale. Gli eventi sismici all'Etna sono generalmente caratterizzati da magnitudo relativamente modeste, $M_I \leq 5.1$ (Azzaro, 2004); i piccoli accumuli di stress che generano questi eventi potrebbero essere spiegati con la grande eterogeneità della crosta, causata da dicchi ed intrusioni magmatiche, che non permette grossi accumuli di sforzo o la creazione di faglie di grandi dimensioni (Gresta and Patanè, 1987).

Le strutture tettoniche riconosciute all'Etna spesso riflettono la distribuzione delle principali discontinuità regionali che attraversano il basamento etneo; un importante esempio è dato dal sistema strutturale Timpe (Fig. 1.1), localizzato sul fianco orientale e ritenuto da alcuni autori la continuazione della Scarpata di Malta (Monaco et al., 1997). Tuttavia, l'analisi di profili sismici (Argnani et al., 2013), non ha messo in evidenza una continuità tra le strutture sul versante orientale dell'Etna e la Scarpata di Malta. All'Etna il fianco orientale è caratterizzato da frequente attività sismica superficiale ($Z < 7$ km); al contrario, il fianco occidentale è normalmente interessato da una sismicità più profonda ($Z > 5$ km) ed è considerato il settore più stabile del vulcano (Patanè et al., 2011). Nel settore occidentale, vi sono solo poche evidenze morfologiche di fagliazione, ne sono un esempio alcuni piccoli segmenti di faglia (Fig. 1.1). Tuttavia, è da ricordare, che le faglie con evidenza morfologica possono rappresentare solo una parte delle strutture tettoniche presenti nell'area etnea, quindi possono esistere segmenti di strutture nascoste coperti dalla pila di prodotti vulcanici.

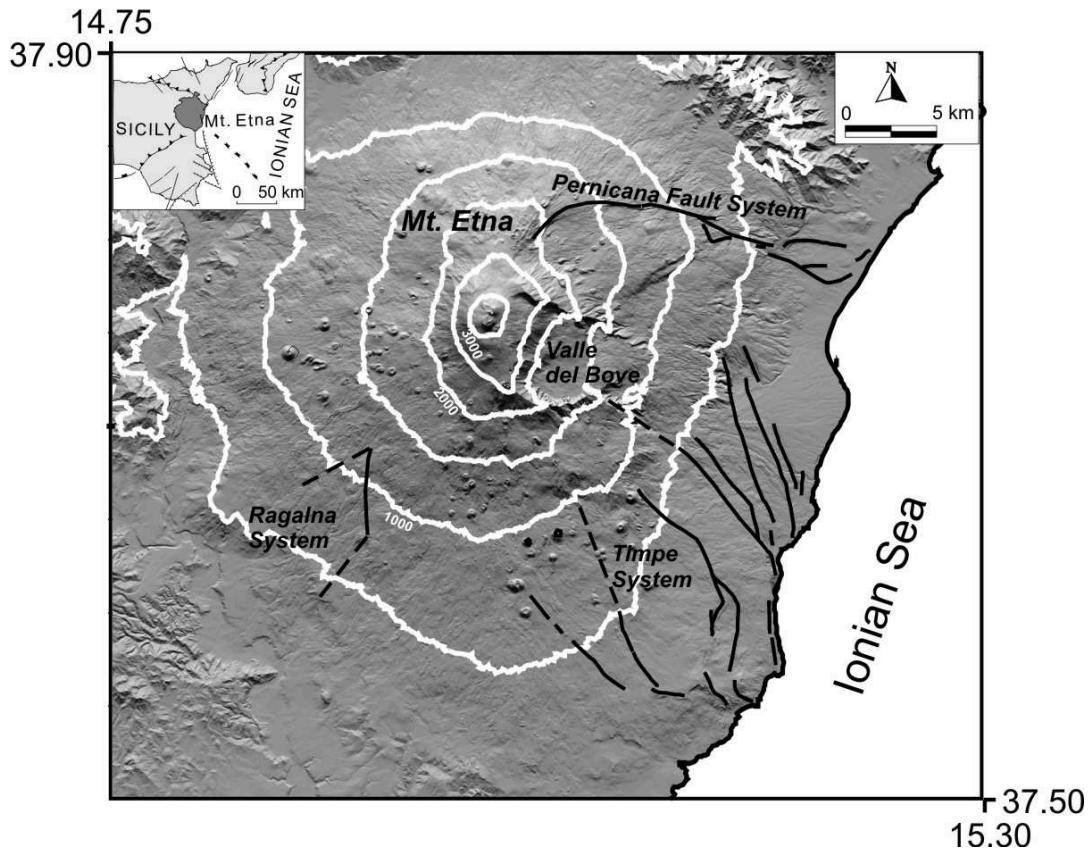


Fig. 1.1 – Mappa strutturale dell'Etna (da Azzaro et al., 2012; modificata).

Le strutture vulcano-tettoniche, che possiedono un'orientazione differente da quella caratterizzante i principali allineamenti tettonici regionali, rappresentano invece la risposta rigida della copertura vulcanica alle sollecitazioni indotte dall'interazione tra: il (i) campo di stress regionale, (ii) quello locale legato all'attività vulcanica e (iii) fenomeni gravitazionali. Le strutture vulcano-tettoniche che si osservano sul vulcano Etna sono rappresentate da: fessure eruttive, coni piroclastici, orli di antiche caldere collassate e bordi del fianco instabile (Azzaro et al., 2012).

1.2 Studi Sismologici all'Etna

Già i primi studi sui meccanismi focali condotti nell'area etnea, che utilizzavano l'informazione sulla polarità del primo impulso delle onde P (es. Scarpa et al., 1983; Gresta et al., 1985), hanno mostrato che il meccanismo di fagliazione normale è dominante per volumi crostali inferiori ai 7 km; mentre per gli eventi più profondi i meccanismi di fagliazione normale e compressiva coesistono (Gresta et al., 1985). Questa differenza è stata attribuita alla sovrapposizione di un regime estensionale che agisce su un preesistente e più profondo regime compressivo (Scarpa et al., 1983). Secondo questa teoria, il regime compressivo orientato N-S (Cocina et al., 1997; Lanzafame et al., 1997; Patanè and Privitera, 2001) relativo alla collisione Africa-Europa interagirebbe con il regime estensionale orientato WNW-ESE osservabile lungo la costa orientale della Sicilia (Azzaro, 1999; Bousquet and Lanzafame, 2004; Monaco et al., 2005). Ad avvalorare questa ipotesi, vi sono studi

sismologici correlati a dati di deformazione del suolo che suggeriscono che all'Etna, non soltanto i due regimi descritti coesistono, ma che il regime estensionale induca l'instabilità del fianco orientale e sia in grado di facilitare l'intrusione magmatica nella parte superiore del vulcano (Neri and Acocella, 2006). Nonostante siano diversi gli autori che affermano che l'attività eruttiva e la deformazione del fianco sono strettamente correlati, alcuni di loro ritengono che siano le intrusioni di magma nel sistema di alimentazione superiore del vulcano ad accelerare l'instabilità del fianco (Bonforte and Puglisi, 2003; Neri et al., 2004; Puglisi and Bonforte, 2004; Neri et al., 2005a, 2009).

Dagli anni '90, allo scopo di migliorare la conoscenza della struttura dell'Etna sono state eseguite, con varie tecniche, anche inversioni tomografiche basate sui tempi di arrivo di onde P ed S di terremoti locali (Hirn et al., 1991, 1997; Cardaci et al., 1993; De Luca et al., 1997; Laigle et al., 2000; Chiarabba et al., 2000; Patanè et al., 2002; Patanè et al., 2003; Chiarabba et al., 2004). Un dato importante è che nessuno di questi studi di tomografica ha dimostrato la presenza di una grande regione anomala a bassa velocità all'interno della crosta sotto il vulcano, interpretabile come una grande camera magmatica. Viceversa, la caratteristica più importante è la presenza di un ampio corpo centrale ad alta velocità (HVB) incorporato nei sedimenti pre-etnei, interpretato come un'antica intrusione magmatica raffreddata che è anche un volume quasi asismico circondato da una regione sismicamente attiva (Patanè et al., 2006). Questo HVB mostra una forma approssimativamente ellissoidale nella crosta superiore (profondità ~ 10 km).

1.3 Analisi Statistiche sulla Sismicità Etnea

Ulteriori considerazioni sulla caratterizzazione dell'Etna possono certamente essere effettuate applicando le leggi di scala che descrivono l'accadimento dei terremoti. In riferimento a quest'ultime, l'analisi sulla variabilità del parametro b della legge di distribuzione magnitudo-frequenza (Gutenberg and Richter, 1956) è molto utilizzata nell'ambito di studi sulla caratterizzazione sismica delle diverse aree del vulcano. All'Etna, così come in altre zone vulcaniche, oltre a metodi di tomografia sismica (Chiarabba et al., 2000; Laigle et al., 2000; Patanè et al., 2002, 2003, 2006) anche la mappatura dei valori di b (Murru et al., 2005) è stata utilizzata per individuare settori crostali di accumulo di materiale parzialmente fuso.

Generalmente la mappatura dei valori di b indica regioni in cui l'accadimento di piccoli terremoti è statisticamente superiore o inferiore alla media. I valori tipici del coefficiente b riconosciuti a scala globale sono attorno 1 (Frolich and Davis, 1993), ma studi condotti in regioni vulcaniche (Murru et al., 1999, 2005; Wiemer e McNutt, 1997; Wyss et al., 2001; Wiemer et al., 2002) hanno identificato zone all'interno della crosta, con un valore insolitamente elevato di b ($b \sim 1.3$), probabilmente a causa delle fratture prodotte da intrusioni di magma. Come riassunto da Wiemer e Wyss (2002), gli scienziati concordano sul fatto che i valori elevati di b in aree vulcaniche possono essere usati per modellare la posizione, la dimensione e la morfologia di una camera magmatica (Rierola, 2005). È importante chiarire che le camere magmatiche ed i volumi contenenti roccia parzialmente fusa non hanno associato alcun valore intrinseco di b , dal momento che il magma non ha abbastanza resistenza al taglio per generare terremoti. Di conseguenza, gli alti valori rilevati del

coefficiente b si riferiscono alle zone circostanti pressurizzate dallo stoccaggio di magma (o da fusione parziale); in alternativa possono essere associati a sistemi di fratture piene di liquido. Quindi il coefficiente b non permette la distinzione tra un volume che contiene materiale parzialmente fuso ed un volume attraversato da dicchi. Altre giustificazioni possibili per valori di b elevati, osservati in aree vulcaniche, possono essere attribuite all'elevato gradiente termico (Warren and Latham, 1970). Secondo un'altra teoria (Scholz, 1968), invece, i terremoti in area vulcanica, spesso caratterizzati da valori di b da 2 a 3, potrebbero accadere in condizioni di un campo di stress non uniforme.

A questo proposito, importanti variazioni a breve termine del coefficiente b all'Etna sono stati osservati alcune settimane prima dell'inizio di eruzioni laterali (Gresta and Patanè, 1983a, b). Variazioni di questo tipo, sono interpretate come piccoli ma rapidi cambiamenti nel campo di stress che agisce sui settori più superficiali del vulcano (Gresta and Patanè, 1983b), dovuti ad iniezioni di magma che possono aver causato variazioni di stress estremamente locali. Murru et al. (2005), in uno studio sulla distribuzione dei terremoti prima e durante l'eruzione 2001, hanno osservato variazioni spaziali significative del valore di b , che sono state interpretate come dovute a due fasi diverse di un processo di migrazione di magma. Tutti i dati e le evidenze geofisiche disponibili, come misurazioni di deformazione geodetica, meccanismi focali e studi tomografici (Bonaccorso et al., 2002; Behncke et al., 2003; Patanè et al., 2002) hanno dato validità a questa interpretazione.

Rimanendo in tema di leggi statistiche sulla ricorrenza dei terremoti, molte di queste dipendono da parametri che possono essere considerati indipendenti dalla regione geografica considerata, quindi tali leggi, sotto alcuni vincoli, possono essere considerate universali. I principali esempi sono il parametro p della legge di Omori (Omori, 1894) e il parametro b della distribuzione della Gutenberg – Richter che, come accennato sopra, assumono valori prossimi ad 1 per differenti regioni geografiche e periodi di tempo. Negli ultimi anni la questione dell'universalità è stata affrontata attraverso lo studio della distribuzione degli intertempi, $D(\Delta t)$, dove per intertempo Δt , si intende il tempo di interarrivo tra terremoti successivi.

Molti autori hanno mostrato che riscaldando Δt per il tasso medio di accadimento dei terremoti R , la $D(\Delta t)$ obbedisce alla relazione di scala:

$$D(\Delta t) = R^{-1} f(R \Delta t) \quad (1.1)$$

dove la forma funzionale di f è indipendente dalla regione sismica e dalla soglia di magnitudo (Bak et al., 2002; Corral, 2003, 2004; Davidsen and Goltz, 2004). Ciononostante, recentemente sono state osservate deviazioni dall'universalità per piccoli Δt (Touati et al., 2009). Tali deviazioni sono legate all'azione reciproca di (i) eventi correlati (terremoti che fanno parte della stessa sequenza sismica o sciame) e sono caratterizzati da brevi Δt , ed (ii) eventi indipendenti che invece possiedono grandi valori di Δt (Touati et al., 2009).

Traversa e Grasso (2010), hanno confrontato le distribuzioni degli intertempi della sismicità etnea durante le fasi inter-eruttive ed intrusive relative alle eruzioni 2001 e 2002, con quelle della sismicità tettonica della California meridionale. Durante le fasi inter-eruttive, le distribuzioni degli intertempi, sono ben approssimate da una distribuzione Gamma, la stessa che descrive i terremoti tettonici della California meridionale. Al contrario, le distribuzioni durante gli episodi intrusivi si discostano dalla legge Gamma. Essi stimano inoltre,

utilizzando la statistica sugli intertempi, che le crisi sismiche pre-eruttive esaminate, sono caratterizzate da un tasso di sismicità medio di circa 2 ordini di grandezza superiore di quella che caratterizza i periodi inter-eruttivi.

Studi preliminari, sulla variazione areale (non temporale come quella argomentata da Traversa e Grasso, 2010) della distribuzione degli intertempi all'Etna, sono stati condotti da Peruzza et al. (2009), nell'ambito di un lavoro volto alla valutazione dell'hazard sismico. Gli autori mostrarono che la distribuzione degli intertempi, ottenuta considerando tutti i terremoti strumentali, dal 2000 al 2009 (Gruppo Analisi Dati Sismici, 2009), al di sopra della soglia di completezza ($M_l = 1.5$), presenta caratteristiche diverse a seconda del fatto che si consideri l'area etnea nel suo complesso o solo il suo settore più orientale, corrispondente alla zona del sistema strutturale delle Timpe. Nel primo caso la modalità di rilascio dell'energia sismica è dominata da intertempi di tipo "vulcanico", mentre nel secondo può essere assimilabile ad un comportamento "tettonico", così come suggerito da Bell e Kilburn (2008) per il Kilauea.

Peruzza et al. (2009), per mezzo di un'analisi di maggior dettaglio, condotta sul versante orientale dell'Etna, suggeriscono la presenza di variazioni laterali nella distribuzione degli intertempi, qualitativamente molto ben riconoscibili. Gli stessi autori affermarono che la distribuzione in mappa dei terremoti utilizzati per l'analisi, sembra indicare che la porzione settentrionale del sistema Timpe fosse quella maggiormente caratterizzata da intertempi di tipo "tettonico", mentre nel settore più interno del versante, la modalità di rilascio dell'energia sismica è meno marcata e presenta anche variazioni locali del b-value (alti valori). Una interpretazione in chiave sismotettonica di quanto osservato, (Peruzza et al., 2009), potrebbe essere che le strutture a direttrice NNW-SSE del sistema strutturale Timpe, siano soggette anche a "influenze" legate alle dinamiche magmatiche dell'edificio vulcanico oltre che a quelle legate alla tettonica regionale.

1.4 Scopo del Lavoro

Prendendo spunto dai recenti lavori condotti all'Etna sulla ricorrenza temporale dei terremoti, nasce l'idea di sviluppare un progetto di ricerca volto all'analisi approfondita della distribuzione degli intertempi, al fine di ottenere elementi significativi per comprendere le correlazioni spazio-temporali tra l'attività vulcanica e sismotettonica. Tale analisi sarà volta anche a verificare in che misura questa metodologia alternativa, rispetto i pregressi studi sismologici condotti sul vulcano, possa rappresentare uno strumento valido per discriminare aree soggette all'azione di diversi campi di stress.

In dettaglio, i primi tre capitoli di questa tesi riguardano la definizione degli obiettivi da raggiungere con lo sviluppo del progetto di ricerca. Essi descrivono i risultati di un'approfondita indagine bibliografica volta a raccogliere informazioni sulle conoscenze geologico – strutturali dell'area oggetto di studio e sui pregressi studi ed applicazioni degli intertempi in ambito sismologico. Il capitolo 4, è dedicato ad una completa descrizione dei cataloghi sismici e della metodologia di trattamento dei dati, successivamente analizzati nei capitoli 5 e 6. L'analisi sia dell'evoluzione temporale che spaziale degli intertempi dei terremoti strumentali etnei, registrati durante il periodo 1988-2011 da diverse reti sismiche è svolta selezionando il dataset secondo diverse soglie di magnitudo, range temporali e livelli di

profondità. I risultati sono confrontati con quelli ottenuti da cataloghi sismici riferiti a contesti più ampi, come la Sicilia e l'Italia, per verificare differenze e correlazioni tra gli stili sismici presenti sul vulcano e quelli in aree tettoniche. La finalità dell'indagine è quella di individuare e caratterizzare quali volumi sismogenici all'Etna sono maggiormente influenzati dalla tettonica regionale e/o dell'attività vulcanica.

Il capitolo 7 della tesi è dedicato alla descrizione di un'analisi di dettaglio degli IETs integrata a quella della localizzazione dei terremoti nei settori a differente stile sismico, focalizzando l'attenzione sul contesto vulcanico. Il fine di quest'ultima analisi è quello di verificare possibili correlazioni tra l'attivazione di particolari volumi sismogenici e processi eruttivi; per questo scopo è stato ampliato il catalogo dei terremoti con i dati registrati dalla rete sismica gestita dall'Università di Catania durante il periodo 1976–1987. I risultati ottenuti confermano il diverso comportamento sismico dei settori discriminati con il catalogo 1988-2011, avvalorando le considerazioni precedenti e confermando la bontà dell'approccio statistico utilizzato. Nei capitoli 8 e 9 è discussa l'analisi dei dati e sono tratte le conclusioni sui risultati del lavoro svolto.

2 STATO DELL'ARTE SULLO STUDIO DEGLI INTERTEMPI

2.1 Definizione e Caratteristiche degli Intertempi

L'obiettivo del progetto di ricerca, sviluppato nell'ambito del dottorato è la caratterizzazione sismica dell'area etnea tramite l'analisi della distribuzione spazio-temporale degli intertempi (IETs). L'intertempo (IET) è il tempo che trascorre tra un terremoto ed il successivo, rispetto una soglia di magnitudo prefissata, all'interno di determinati intervallo temporale ed area da analizzare (Fig. 2.1). La ricorrenza dei terremoti è un fenomeno di grande complessità, poiché coinvolge vari processi che agiscono su differenti scale spaziali e temporali. La funzione densità di probabilità dei tempi di ricorrenza è data approssimativamente dalla relazione:

$$f(t) = \frac{1}{N_{tot}} \frac{\Delta N(t)}{\Delta t} \quad (2.1) \text{ (Zoller et al., 2007),}$$

dove N_{tot} è il numero totale dei tempi di intercorrenza, $N(t)$ è il numero dei tempi di intercorrenza nell'intervallo $[t; t + \Delta t]$.

Recenti studi (Bak et al., 2002; Corral, 2003, 2004) hanno dimostrato che scalando la distribuzione degli IETs ($D(t)$) per il tasso medio di ricorrenza dei terremoti R , la forma funzionale della distribuzione è abbastanza indipendente dalla zona geografica e della soglia di magnitudo considerata:

$$D(t) = R f(R \Delta t) \quad (2.2),$$

dove Δt è l'intertempo.

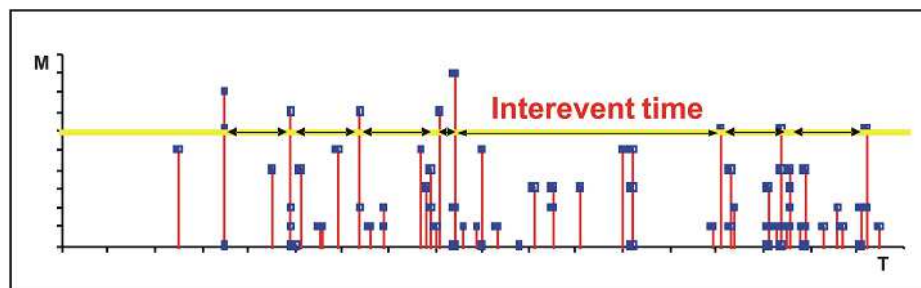


Fig. 2.1 - Rappresentazione schematica degli intertempi; ognuna delle barre rappresenta un terremoto, la cui altezza dipende dalla M . Nell'asse delle ascisse è riportato il tempo e nell'asse delle ordinate la magnitudo.

Questi risultati suggeriscono che il tasso medio di ricorrenza dei terremoti R non è una quantità universale e l'unico tipico fattore di scala, che influenza la distribuzione $D(t)$, è proprio $1/R$. La relazione (2.2) è stata osservata anche per le aree vulcaniche (Bottiglieri et al., 2009), sebbene in questo caso il tasso di ricorrenza dei terremoti R , non è sempre semplice da stimare a causa delle sue fluttuazioni.

Tuttavia, alcuni studi hanno messo in discussione l'universalità della distribuzione degli IETs $D(t)$; in particolare deviazioni dall'universalità sono state osservate per piccoli Δt legati all'interazione tra eventi correlati (o aftershocks) ed eventi non correlati (o eventi indipendenti, Fig. 2.2, Touati et al., 2009). Questo comportamento è ben descritto da

simulazioni numeriche con il modello ETAS (Epidemic-Type Aftershock Sequence) (Molchan, 2005); infatti studi analitici di questo tipo hanno provato che la forma funzionale di $D(t)$ dipende dal rapporto tra eventi correlati e non correlati.

Touati et al. (2009) dimostrarono che operando su un catalogo a scala globale (mondiale) con una soglia di magnitudo $M > 5$, la distribuzione degli IETs che si ottiene è una curva unimodale (Fig. 2.3a) che suggerisce l'accadimento di un gran numero di terremoti caratterizzati da IETs relativamente alti. Mentre la distribuzione degli IETs calcolata su un catalogo a scala regionale, selezionato per $M > 2.4$, mostra un pattern bimodale (Fig. 2.3b).

Gli stessi autori hanno suggerito, confrontando i risultati ottenuti a scala globale e regionale con quelli ricavati da modelli sintetici (simulazioni con il modello ETAS, Ogata et al., 1988), che al variare del tasso di sismicità μ , si ottengono pattern differenti della distribuzione degli IETs. Essi conclusero che, adoperando un catalogo dei terremoti riferito ad aree spazialmente grandi come quella mondiale, o considerando un catalogo filtrato per magnitudo relativamente energetiche (es. $M > 5$), il tasso di IETs considerati indipendenti è elevato, come conseguenza di un alto grado di sovrapposizioni temporali delle sequenze di aftershocks (Touati et al., 2009, Fig 2.2b). Mentre un catalogo regionale, rispetto al catalogo mondiale, tende ad isolare le sequenze di aftershocks, comportando un più basso valore di μ ed un aumento degli eventi correlati (Fig 2.2a).

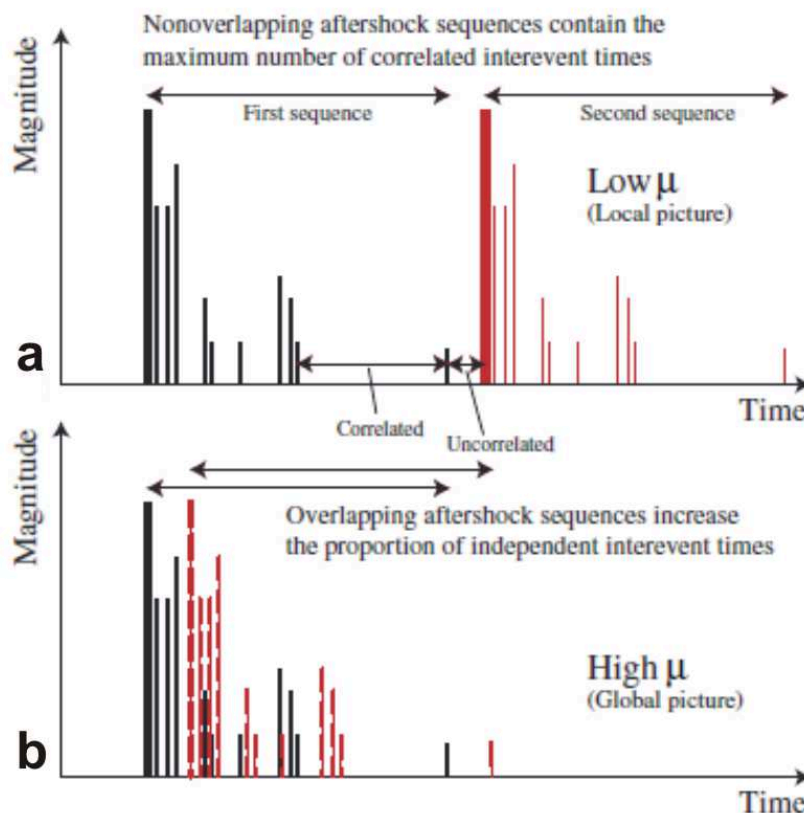


Fig. 2.2 - L'immagine mostra la variazione della proporzione eventi correlati/eventi non correlati (o indipendenti) come conseguenza del grado di sovrapposizione sequenze di aftershocks. (a) Il catalogo regionale tende a isolare le sequenze di aftershocks; (b) Il catalogo globale tende a contenere più sovrapposizioni temporali e quindi più intertempi indipendenti (da Touati et al., 2009).

Ne consegue che per valori molto bassi di μ , la distribuzione degli IETs è una curva la cui moda è piccata su piccoli valori di IETs (curva in rosso, Fig. 2.3c), per alti valori di μ si ottiene una distribuzione la cui moda è rappresentata da IETs più elevati (curva in verde, Fig. 2.3c), che corrispondono a lunghi intervalli di ricorrenza dei terremoti. Rapportando quanto esposto a valori intermedi di μ (es. catalogo dei terremoti strumentali a sud della California, Fig. 2.3) la forma bimodale della distribuzione degli IETs che ne consegue (curva in nero, Fig. 2.3c) è un mix di due distribuzioni, rispettivamente riferite agli eventi correlati e indipendenti.

In altre parole, su grande scala, dove il contributo dello stress tettonico è dominante, e maschera l'azione di quello locale, la distribuzione degli IETs dei terremoti è una distribuzione unimodale, ben descritta da una legge di distribuzione Gamma (Corral, 2003):

$$P(\tau) = C \tau^{\gamma-1} e^{-\tau/\alpha} \quad (2.3)$$

dove $C = 0.5 \pm 0.1$, $\gamma = 0.67 \pm 0.05$, $\alpha = 1.58 \pm 0.15$, τ è l'intertempo normalizzato ottenuto moltiplicando l'intertempo Δt con il tasso medio di sismicità μ . Tali distribuzioni unimodali differiscono significativamente dalle distribuzioni ottenute su aree più ristrette, dove l'interazione di fenomeni locali dà luogo a distribuzioni generalmente bimodali. Queste ultime sono originate dalla ricorrenza nello stesso settore, in percentuale variabile, di eventi correlati (che tendono ad essere separati da brevi intervalli temporali) e eventi indipendenti (che tendono ad essere separati da intervalli temporali maggiori). L'unione delle due distribuzioni determina i due picchi (Naylor et al., 2010) nel pattern nella curva (Fig. 2.3c).

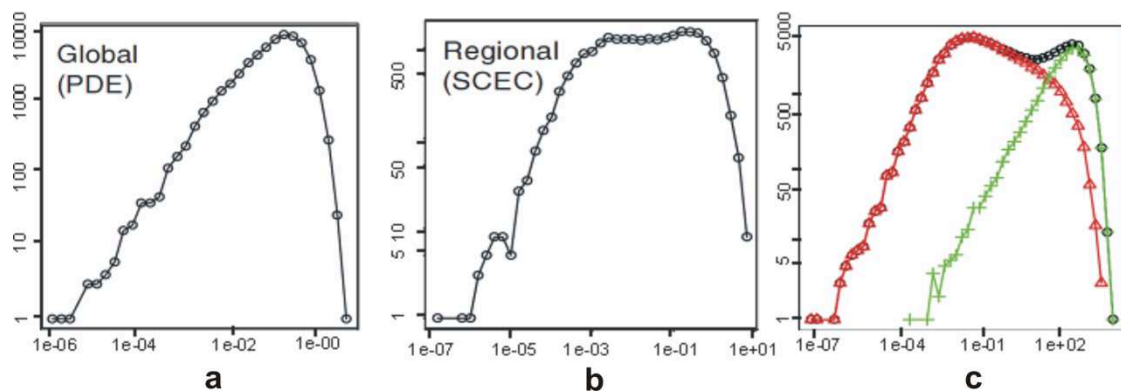


Fig. 2.3 – Esempi di distribuzione degli intertempi: (a) a scala mondiale, Preliminary Epicentre Determination (PDE) catalogue; (b) a scala regionale, Southern California Earthquakes center catalogue (SCEC); (c) simulazione con modello ETAS (Epidemic-Type Aftershock Sequences) (da Touati et al., 2009, modificata).

2.2 Intertempi in Aree Vulcaniche

In un vulcano generalmente, il campo di stress agente è il risultato dell'interazione di due campi di stress attivi: quello regionale (indotto dai processi tettonici ad ampia scala) e quello locale (innescato dalla dinamica propria del vulcano; quindi dovuto ai movimenti di magma all'interno del vulcano, intrusione di dicchi, fenomeni gravitativi...). È noto anche che

variazioni periodiche e locali del campo di stress causate dall'attivazione di sorgenti magmatiche, possono modificare le condizioni di stress preesistenti. Di conseguenza i processi vulcanici sono in grado di condizionare fortemente la localizzazione ed i meccanismi degli eventi sismici locali (e.g. Musumeci et al., 2004) e di indurre cambiamenti significativi nello stato di stress di un vulcano. Analisi sulla distribuzione degli IETs in aree vulcaniche (e.g. Bell and Kilburn, 2008), hanno suggerito che la distribuzione degli IETs possiede un pattern caratteristico nelle aree dove sono dominanti i processi tettonici, mentre pattern differenti identificano aree in cui i processi vulcanici o altri fattori locali influenzano significativamente l'occorrenza dei terremoti. Uno studio recente sulla distribuzione degli IETs al Kilauea (Bell and Kilburn, 2009), ha messo in evidenza che all'interno dell'apparato vulcanico sono riscontrabili differenti "stili" di rilascio dell'energia sismica caratterizzanti diversi settori; in particolare questa tipologia di indagine ha permesso di individuare tre pattern di distribuzione degli IETs, ognuno dovuto ad una precisa organizzazione temporale della sismicità (Fig 2.4).

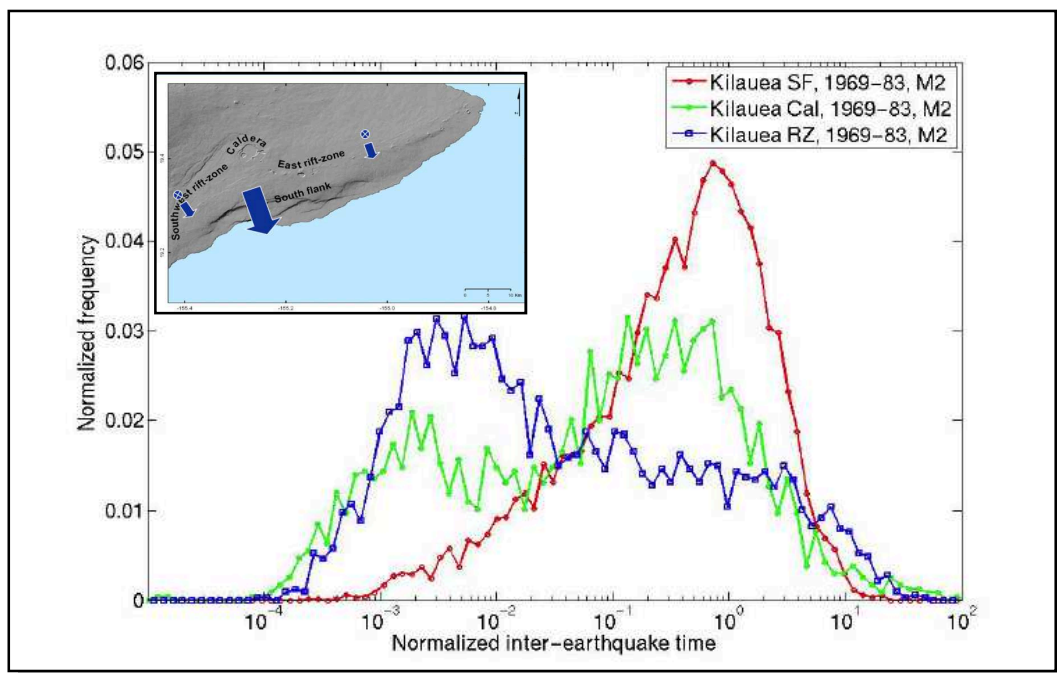


Fig. 2.4 - Distribuzione degli intertempi per il fianco sud (rosso), zona dei rift (blue) e zona di caldera del Kilauea (verde). La distribuzione del fianco sud ha lo stesso pattern dei terremoti in aree tettonica (da Bell and Kilburn, 2009). Nell'inset è riportata la divisione in settori del vulcano Kilauea, sulla base dei diversi pattern della distribuzione degli intertempi (Bell e Kilburn, 2009).

Gli autori hanno osservato che la distribuzione degli IETs sul fianco sud del vulcano Kilauea (Fig. 2.4, curva in rosso) possiede un pattern molto simile a quello tipico di aree tettoniche; analogo cioè a quello che descrive la ricorrenza degli eventi non correlati su scala ampia (es. mondiale, Europea) o a quello che si ottiene considerando soglie di magnitudo relativamente alte (Bell and Kilburn, 2009, Fig. 2.5).

Le altre zone del Kilauea, mostrano un pattern bimodale della distribuzione degli IETs. In particolare, nella zona dei Rift (Fig. 2.4, curva in blu) la distribuzione degli IETs è caratterizzata da un evidente picco su bassi valori degli IETs; mentre per il settore della

Caldera il picco più evidente è quello ad alti valori degli IETs (Fig. 2.4, curva in verde). Gli autori dimostrarono che in questi ultimi due settori la sismicità è in larga parte innescata da processi legati all'attività vulcanica ed è diversa da quella che ricorre nel settore del fianco sud, maggiormente influenzata dai processi indotti dalla tettonica ad ampia scala.

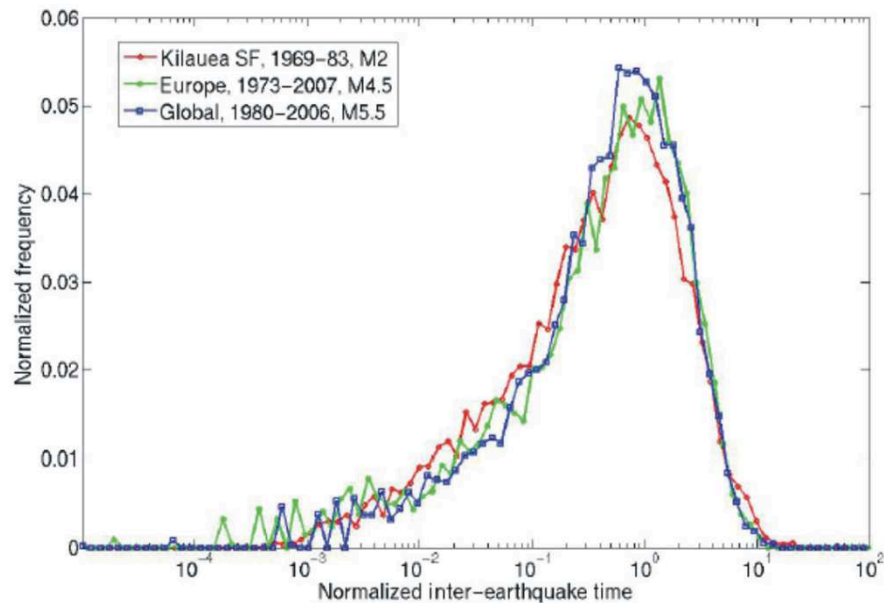


Fig. 2.5 – La distribuzione degli intertempi nel fianco sud del Kilauea (rosso) ha lo stesso pattern delle distribuzioni “tettoniche” ottenute su catalogo mondiale (blue) ed europeo (verde) (da Bell e Kilburn, 2009).

Variazioni del pattern degli IETs si osservano anche nel tempo, ad esempio tra periodi eruttivi e inter-eruttivi (Traversa and Grasso, 2010).

Traversa e Grasso (2010) osservarono che la distribuzione degli IETs all'Etna durante i periodi intra-eruttivi segue la stessa legge di distribuzione degli IETs tipica di aree tettoniche (legge Gamma). Il pattern della distribuzione degli IETs varia sensibilmente, e segue una distribuzione esponenziale, nei periodi caratterizzati dalle crisi sismiche che si verificano durante le intrusioni dei dicchi che precedono le eruzioni. Quindi l'organizzazione temporale della sismicità all'Etna, come affermato da questi autori, è analoga a quella tipica delle aree tettoniche, ma la pressione indotta dalla risalita del magma varia periodicamente l'occorrenza dei terremoti.

Una ricerca bibliografica relativa agli studi pregressi condotti dai vari autori sugli IETs, suggerisce che in aree vulcaniche (e.g. Bell and Kilburn, 2008; Peruzza et al., 2009; Traversa and Grasso, 2010), l'analisi della ricorrenza temporale dei terremoti strumentali può rappresentare un metodo di indagine utile all'identificazione e distinzione dei settori, all'interno di un edificio vulcanico, maggiormente influenzati dalla dinamica del vulcano e/o dalla tettonica regionale. Questo tipo di studio, in ultima analisi, potrebbe permettere di comprendere quanto, nell'area etnea, la componente “tettonica” dello stress e/o quella “vulcanica” incidano sul processo di generazione dei terremoti, nei diversi volumi cristallini del complesso vulcanico.

2.3 Modelli Stocastici per la Ricorrenza dei Terremoti

Alcuni autori hanno modellato i tempi di occorrenza tra terremoti successivi, come processi di Poisson che possiedono una distribuzione Gamma (Corral, 2006). Corral et al. (2003 e 2004) e Bak et al. (2002), hanno studiato dal punto di vista statistico la sismicità tettonica, dimostrando che la distribuzione degli IETs, può essere considerata indipendente dalla regione sismica, dalla soglia di magnitudo e dalla scala di osservazione. Tali caratteristiche hanno condotto questi autori a proporre una legge di scala universale per descrivere i tempi di attesa tra terremoti, con la distribuzione 2.3 (Corral, 2003).

Molchan (2005) afferma che la distribuzione degli IETs è in disaccordo con questa legge nel caso di eventi clusterizzati nel tempo e nello spazio, osservati in aree tettoniche. Assumendo che la sismicità sia composta da una sismicità di background di Poisson e da aftershocks che obbediscono alla legge di Omori (Omori, 1894), il parametro $1/\alpha$ dell'equazione 2.3 rappresenta la frazione di eventi non correlati, cioè quelli direttamente guidati da forze esterne agenti sul sistema. L'equazione, quindi, diventa universale se la frazione degli eventi non correlati è costante e limitata al 60% (es. $\alpha = 1.58$). Simulazioni empiriche condotte con modello ETAS (epidemic type aftershock sequence; es. da Touati et al., 2009; Saichev and Sornette, 2007) sulle distribuzioni degli IETs, hanno confermato l'interpretazione di Molchan (2005).

Saichev e Sornette (2007) hanno generalizzando le affermazioni di Molchan e hanno mostrato che può essere trovata un'approssimativa legge unificata, compatibile con le osservazioni sulla distribuzione degli IETs, basata su leggi empiriche di sismologia; cioè la legge Gutenberg–Richter e la legge di Omori, insieme alle assunzioni che tutti i terremoti sono statisticamente simili (senza nessuna distinzione tra mainshocks, aftershocks, o foreshocks). I progressi studi statistici relativi ai modelli di ricorrenza dei terremoti, suggeriscono che l'analisi degli IETs può fornire importanti indizi sui meccanismi fisici del processo di generazione dei terremoti.

2.3.1 Modello Poissoniano

Un processo di Poisson, è un processo stocastico. Si tratta di un processo che fa riferimento all'evoluzione di alcuni variabili random, o di sistemi di variabili random, nel tempo. Il processo simula il manifestarsi di eventi che siano indipendenti l'uno dall'altro e che accadano continuamente nel tempo. Questo modello approssima bene l'occorrenza di grandi terremoti in un catalogo declusterizzato.

Il processo poissoniano è definito da una collezione di variabili aleatorie N_t per $t > 0$, che vengono viste come il numero di eventi avvenuti dal tempo 0 al tempo t . Inoltre il numero di eventi tra il tempo a e il tempo b è dato come $N_b - N_a$ ed ha una distribuzione di Poisson. Nella teoria delle probabilità la distribuzione di Poisson (o poissoniana) è una distribuzione di probabilità discreta che esprime le probabilità di verificarsi di un numero di eventi che accadono successivamente ed indipendentemente, in un dato intervallo di tempo,

sapendo che mediamente se ne verifica un numero λ . Una delle proprietà di questa distribuzione è che il tempo del n -esimo evento ha distribuzione Gamma (nella teoria delle probabilità la distribuzione Gamma è una distribuzione di probabilità continua).

La distribuzione di Poisson $P(\lambda)$ è

$$P(n) = e^{-\lambda} \frac{\lambda^n}{n!} \text{ per ogni } n \in \mathbb{N},$$

dove λ è il numero medio di eventi per intervallo di tempo.

Inoltre, un processo di Poisson si definisce omogeneo se descrive un fenomeno stazionario nel tempo, viceversa il processo di Poisson non omogeneo fa riferimento ad un fenomeno non stazionario.

2.3.2 ETAS Model

Il modello ETAS è una procedura nel quale ogni aftershock innescato da un precedente evento è capace di innescare ulteriori aftershocks (e.g., Ogata, 1988; Helmstetter and Sornette, 2002). Questo modello combina: (1) la distribuzione Gutenberg–Richter delle magnitudo degli eventi con (2) la legge di Omori–Utsu per il tasso di aftershock, come funzione del tempo dopo un mainshock (Utsu et al., 1992) e (3) la legge di produttività, che definisce il contributo magnitudo dipendente di ogni evento nell'innescare di nuovi terremoti (e.g., Helmstetter et al., 2005). Il modello ETAS è molto utilizzato nella statistica dei terremoti tettonici e per la predizione dei terremoti (e.g., Saichev and Sornette, 2007). In accordo con il modello ETAS, l'attività sismica può essere descritta, nel tempo, come la sovrapposizione di due differenti processi: un processo omogeneo di Poisson che genera la sismicità di background (sismicità non correlata) e un processo di Poisson non omogeneo corrispondente alla legge di Omori per il decadimento del numero degli aftershock dopo un dato evento (e.g., Utsu et al., 1992; Helmstetter and Sornette, 2002).

3 INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE

3.1 Localizzazione e Caratteristiche Geologiche

L'Etna è un tipico strato vulcano del periodo Quaternario, caratterizzato da magmatismo Na-alcalino, che è cresciuto fino alla sua altezza attuale di 3329 m (Neri et al., 2008) per l'accumulo di lave e prodotti piroclastici, eruttati nel corso degli ultimi 200 ka (Gillott et al., 1994). Si tratta del più alto vulcano attivo d'Europa ed è localizzato nel sud Italia, in Sicilia orientale, in una complessa zona geodinamica e strutturale (Fig. 3.1).

La Sicilia orientale e la Calabria, sono soggette ad una continua deformazione estensionale ESE-WNW come dedotta da analisi di geologia strutturale (Tortorici et al., 1995; Monaco et al., 1997; Jacques et al., 2001; Ferranti et al., 2007), dai dati sismologici (Cello et al., 1982; Gasparini et al., 1982; Anderson and Jackson, 1987; CMT 1976-2006 e 1997-2006 RCMT Cataloghi) e dai campi di velocità ricavati da tecniche VLBI (Ward, 1994) e GPS (D'agostino and Selvaggi, 2004; Mattia et al., 2009). Nel settore orientale della Sicilia le faglie normali sono per lo più situate in mare aperto e controllano la costa ionica da Messina al basso versante orientale dell'Etna, unendo il settore meridionale del vulcano al sistema della Scarpata di Malta; quest'ultima è una discontinuità Mesozoica che separa la crosta continentale (Plateau ibleo) dalla crosta oceanica del Mar Ionio (Makris et al., 1986). Tuttavia secondo altri autori (es. Chiocci et al., 2011; Argnani et al., 2013) non ci sarebbero evidenze di correlazione tra le strutture sullo Ionio e quelle presenti all'Etna.

In generale, i domini geodinamici della Sicilia orientale sono due. Il primo, nel settore nord, è rappresentato dalla catena Appennino – Maghrebide; mentre il secondo riguarda il settore a sud ed è rappresentato dall'Avampese Ibleo. L'Etna si trova al confine tra questi due domini e giace a ridosso di un sistema di faglie normali a carattere regionale (Fig. 3.1a) come ad esempio (1) la Scarpata di Malta (ME), la cui prosecuzione nella terraferma (con orientazione NNW– SSE) è rappresentata dal sistema di faglie delle Timpe, sul fianco orientale dell'edificio vulcanico; ed (2) il sistema Messina - Fiumefreddo orientato NE– SW (Ghisetti and Vezzani, 1980; Lo Giudice et al., 1982) che interessa il fianco settentrionale dell'Etna (Fig. 3.1a). La tettonica estensionale da esse testimoniata, insieme a condizioni favorevoli per la fusione del mantello (Hirn et al., 1997; Tanguy et al., 1997), le caratteristiche vulcano-tettoniche e la sismicità lungo il fianco orientale del vulcano (Monaco et al., 1997, 2005; Gresta et al., 1997; Azzaro, 1999; Patanè et al., 2004) suggeriscono che il vulcanismo del M. Etna potrebbe essere una conseguenza diretta del trend regionale estensionale WNW-ESE relativo a processi di rifting (Tapponnier, 1977; Continisio et al., 1997; Monaco et al., 1997). In alternativa, i processi estensionali potrebbero essere correlati al moto verticale del materiale astenosferico al confine sud-occidentale della placca ionica in subduzione al di sotto della litosfera tirrenica (Hirn et al., 1997; Gvirtzman and Nur, 1999; Doglioni et al., 2001). Similmente ad altre aree vulcaniche, l'assetto tettonico dell'Etna è interpretato come la conseguenza dell'interazione tra processi legati alla tettonica regionale e quelli correlati alla dinamica del vulcano. In questo caso, il dominante regime compressivo N-S e il regime estensionale WNW- ESE coesistono e interagiscono con instabilità gravitativa e le intrusioni magmatiche che portano alle eruzioni etnee (Monaco et al., 2005).

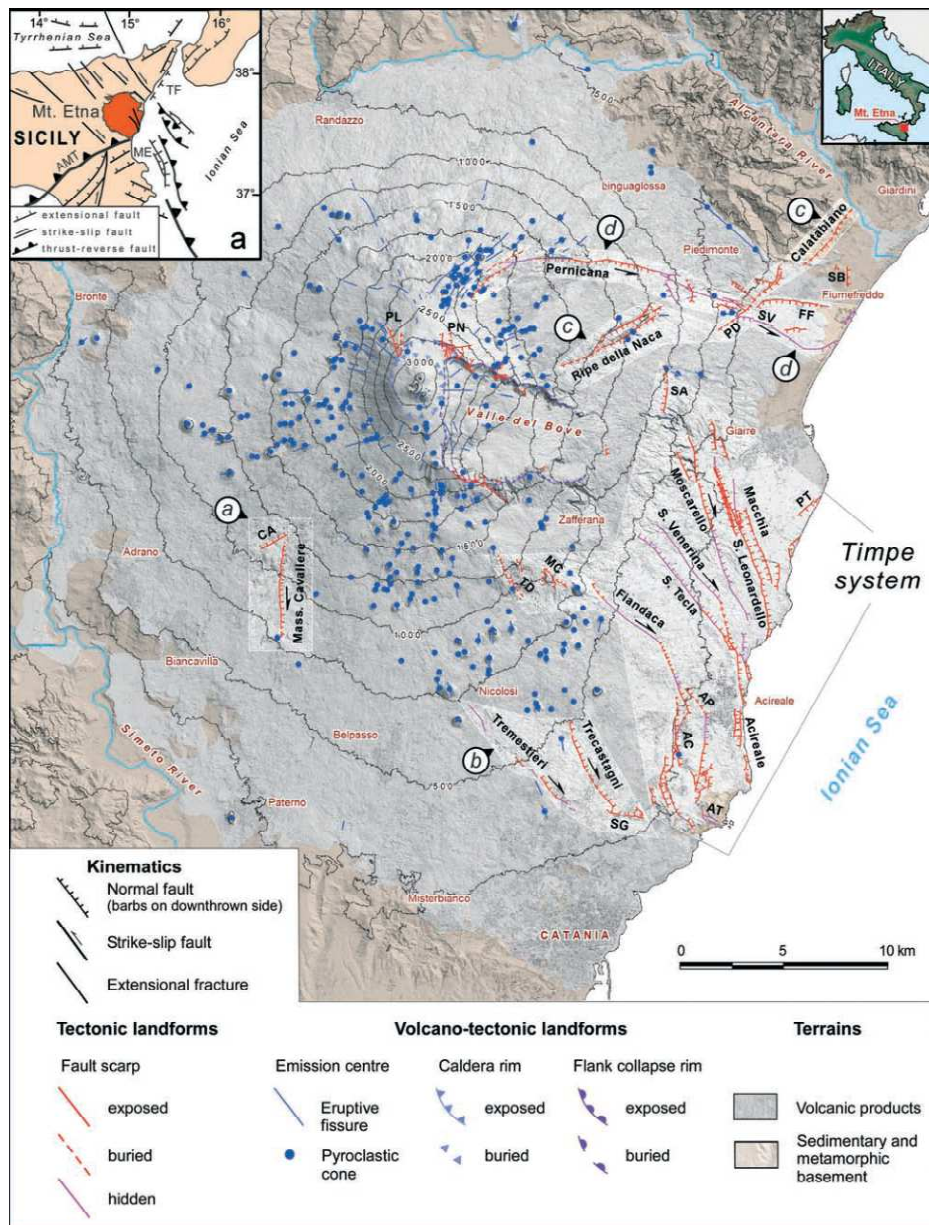


Fig. 3.1 - Mappa vulcano-tettonica del Mt. Etna (Azzaro et. Al, 2012). Abbreviazioni delle faglie: a) Sistema di faglie di Ragalna; b) Sistema di faglie di Tremestieri-Trecastagni-S. Gregorio; c) Sistema di faglie di Ripe della Naca-Piedimonte-Calatabiano; d) Sistema della Pernicana; AC) Acicatena; AP) Aciplatani; AT) Acitrezza; CA) Calcerana; FF) Fiumefreddo; MC) M. Cicirello; PD) Piedimonte; PL) Punta Lucia; PN) Pizzi Deneri; PT) Praiola-Torre Archirafi; SA) S. Alfio; SB) Serra S. Biagio; SG) Gregorio; SV) Venera; TD) Tarderìa.

La mappa nel riquadro in alto a sinistra (a) riporta le maggiori strutture tettoniche regionale (da Lentini et alii, 2006 e Argnani et alii, 2009, semplificate): AMT) fronte del thrust belt della catena Appennino-Maghrebide; ME) Scarpata di Malta; TF) faglia di Taormina.

L'analisi dei meccanismi focali ed i calcoli del tensore degli sforzi indicano che, nella crosta inferiore ($Z \geq 10$ km), sotto il settore occidentale dell'edificio vulcanico, l'asse di massima compressione (σ_1) ha direzione N-S (Cocina et al., 1997; Lanzafame et al., 1997; Patanè and Privitera, 2001). Questi ultimi dati sono coerenti con il modello regionale che caratterizza la Sicilia centrale e occidentale (Monaco et al., 1996; Caccamo et al., 1996; Frepoli and Amato,

2000; Lavecchia et al., 2007), relativo alla convergenza Africa-Europa (Ward et al., 1994; Ferranti et al., 2008). Il dominio compressivo coesiste con quello estensivo che invece produce la fagliazione cosismica lungo il basso versante orientale dell'edificio vulcano (Hirn et al., 1997; Gresta et al., 1997; Monaco et al., 1997; Azzaro, 1999).

3.2 Caratteristiche Strutturali

Le più rilevanti caratteristiche tettoniche all'Etna sono confinate nel suo fianco orientale, dove un sistema di strutture estensionali lunghe circa 20 km ed ampie 5 km orientate da NW a N costituiscono il sistema delle Timpe. Questo sistema è morfologicamente segmentato in ripide scarpate di faglia lunghe fino a 5-8 km e alte fino a circa 200 m, che dislocano colate laviche datate dal tardo Pleistocene all'Olocene e storiche (Azzaro et al., 2004). L'intensa attività tettonica si manifesta in questo settore con scarpate lineari e piani di faglia molto ripidi; dati geologici e morfologici, indicano uno slip-rate a lungo termine da 0.8 a 2 mm/a (Azzaro et al., 1999).

Sul vulcano è presente anche un sistema tettonico, interpretato come il prolungamento della linea Messina – Fiumefreddo e, consistente in strutture trascorrenti orientate generalmente NE-SW. Tra queste, due gruppi di strutture appaiono nel settore orientale del vulcano e sono le faglia delle Ripe della Naca-Piedimonte e Praiola (Lanzafame et al., 1996; Monaco et al., 1997; Gropelli and Tribaldi, 1999). Mentre sul lato sud-occidentale del vulcano si trovano il sistema di faglie Ragalna-Calcerana (Lo Giudice et al., 1982; Rust and Neri, 1996).

Sul fianco nord orientale, la faglia della Pernicana, orientata circa E-W, rappresenta un elemento strutturale insolito nell'inquadramento tettonico della regione Etna, a causa della sua cinematica e della sua geometria. Si tratta di una struttura segmentata e lunga circa 11 km, caratterizzata da movimenti di trascorrenza sinistra e da un alto tasso di movimento, fino a 28 mm/a (Azzaro et al., 2001). Questa struttura è stata interpretata come l'estensione, a più basse altitudini, della faglia di Fiumefreddo (Azzaro et al., 1998a, b; Gropelli and Tribaldi, 1999).

Diversi studi suggeriscono che il contesto tettonico etneo potrebbe riflettere processi di instabilità a grande scala del versante orientale del vulcano, risultanti dall'interazione tra lo stress tettonico regionale, forze gravitative agenti sull'edificio vulcanico e fenomeni di rifting indotte dall'intrusione di dicchi (Borgia et al., 1992; McGuire et al., 1996; Rasà et al., 1996). In questo contesto la segmentazione del fianco orientale dell'Etna, e quindi il sistema delle Timpe, rappresenterebbe le principali strutture che accomodano il movimento estensionale verso il basso di questo settore del vulcano. I limiti del settore instabile sono definiti: a nord dal sistema di faglie Pernicana – Fiumefreddo (Fig. 3.1, *(d)*) e a sud dalle faglie di Tremestieri e Trecastagni (Fig. 3.1, *(b)*) (Lo Giudice and Rasà 1992; Froger et al., 2001; Bonforte et al., 2013) o in alternativa dal sistema Ragalna - Calcerana (Fig. 3.1, *(a)*) (Rust and Neri, 1996; Azzaro et al., 2013).

3.3 Caratteristiche della Sismicità

Le principali caratteristiche sismiche all'Etna sono: (i) l'alta frequenza di accadimento dei terremoti, (ii) la modesta magnitudo degli eventi sismici e (iii) la loro scarsa profondità ipocentrale, spesso entro i 3 km di profondità (Gresta and Patanè, 1987). Di conseguenza, anche se la magnitudo dei terremoti più superficiali non eccede M_l di 5.1, gli effetti nelle aree epicentrali possono essere severi e localmente i valori di intensità possono essere alti (fino al decimo grado della scala EMS) (Azzaro et al., 2011). Grazie all'alta intensità di urbanizzazione, gli effetti macrosismici dei terremoti superficiali con danno, hanno permesso di identificare le faglie sismogeniche. Infatti, sono state spesso osservate distribuzioni degli effetti dei terremoti lungo aree limitate in cui l'attenuazione dell'energia sismica è maggiore in direzione ortogonale alle faglie. Per i terremoti più forti è stato possibile inoltre osservare fratturazione sul terreno dovuta a fagliazione cosismica (Azzaro, 2004). Gli eventi sismici più profondi, localizzati a circa 5-15 km, anche se avvertiti dalla popolazione e con effetti macrosismici estesi su aree spazialmente più grandi, difficilmente forniscono informazioni sulla faglia responsabile dei terremoti stessi (Cocina et al., 1998).

I dati strumentali coprono solo le ultime decine di anni e quindi non possono essere considerati rappresentativi dell'intera sismicità etnea. Le analisi basate su tempi significativamente più lunghi (centinaia di anni), richiedono l'uso dei dati storici; poiché da metà '800 l'attività sismica ed eruttiva dell'Etna è riportata regolarmente, si possono avere qualitative informazioni macrosismiche (Azzaro and Barbano, 1996). Questo tipo di analisi ha consentito la compilazione di cataloghi dei terremoti per l'area etnea, come quello dei terremoti avvenuti tra il 1832 e il 2008 (CMTE, 2008), che registra 1790 eventi. L'analisi dei terremoti del catalogo hanno mostrato che in generale, la sismicità etnea non è uniformemente distribuita nel tempo e che la maggior parte degli eventi sismici sono localizzati nel settore orientale del vulcano, in particolare i terremoti più forti sono relativi all'attività sismica delle faglie delle Timpe (Moscarello, S. Tecla, S. Venerina e Fiandaca). Eventi di più moderata intensità sono avvenuti nel tempo lungo la Pernicana, il sistema Trecastagni-Tremestieri e le faglie di Ragalna-Calcerana (Azzaro et al., 2004).

3.4 Instabilità del Fianco Orientale dell'Etna

Come affermato da diversi autori fino dai primi anni '90, l'instabilità del fianco orientale del M. Etna è stata indicata come un'importante caratteristica della dinamica del vulcano. Alcuni autori, indicano lo spreading gravitazionale come una diretta conseguenza del processo di crescita di un vulcano, anche se spesso è difficile da riconoscere. Questo fenomeno è dovuto al peso dei prodotti vulcanici ed al campo di stress regionale che insieme inducono la creazione di strutture estensionali nell'area sommitale dell'Etna e strutture compressive nella parte meridionale dei fianchi del vulcano (Borgia et al., 1992).

Uno dei primi modelli sullo scivolamento all'Etna è quello proposto da Borgia et al. (1992), per cui l'estensione alla sommità e la compressione alla base del vulcano sembrano variare per blocchi o settori adiacenti ed aumentare verso est. Secondo questo modello, riportato in Fig. 3.2, il settore I scivolerebbe verso est, il settore II avrebbe una tettonica di transizione tra

il settore I e III, il settore III scivolerebbe verso sud ed i settori IV e V sarebbero caratterizzati da un diverso regime tettonico a causa delle diverse caratteristiche topografiche e meccaniche del substrato. La gravità e la pressione del magma, in combinazione con altri locali e specifici fattori, indurrebbero uno scivolamento a larga scala del vulcano, particolarmente marcato sui settori orientale e sud-orientale dell'Etna (Borgia et al., 1992; Lo Giudice and Rasà 1992; Neri et al., 2004; Azzaro et al., 2013).

Sono molti gli studi riguardanti l'esistenza di fenomeni di instabilità che indicano movimenti di scivolamento del fianco orientale del vulcano (Borgia et al., 1992, Acocella and Neri, 2003; Rust et al., 2005; Bonforte and Puglisi, 2006; Bonforte et al., 2009; Solaro et al., 2010; Bonaccorso et al., 2013). I diversi autori che si sono occupati di questa tematica, concordano sul fatto che il settore instabile sia affetto da un continuo movimento verso il mare, con direzione ESE e che l'entità dello scivolamento aumenti in velocità in occasione delle intrusioni di magma (Bonforte and Puglisi, 2006 and Palano et al., 2008).

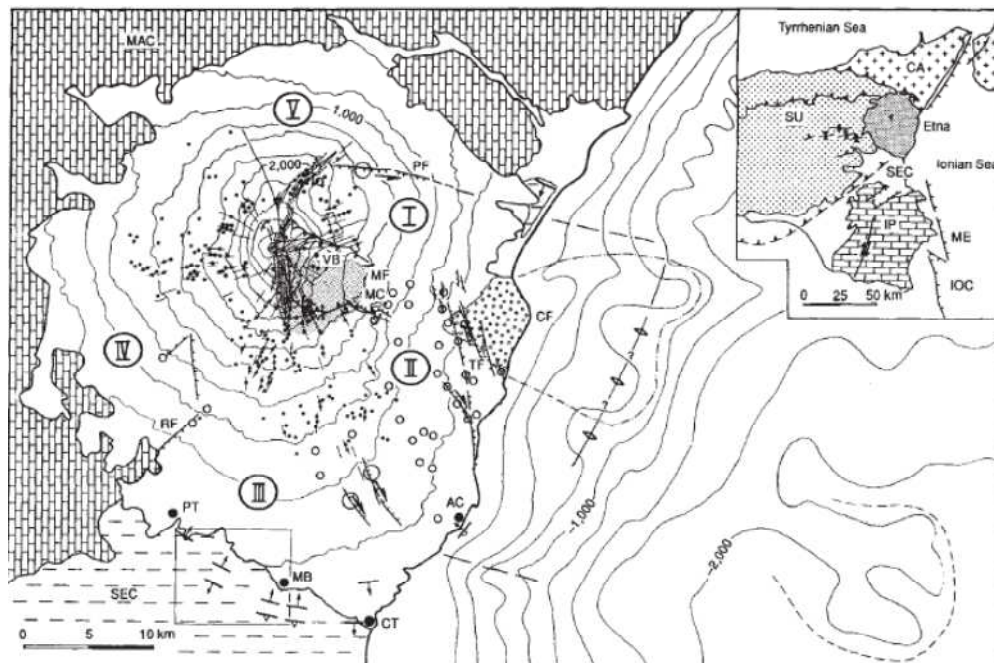


Fig. 3.2 - Mappa geologica semplificata del M. Etna e divisione in settori a comportamento diverso. Nella figura sono riportate: MAC) Catena Appenninico Maghrebide, CA) Arco Calabro, SU) Unità Sicilide, IP) Plateau Ibleo, PF) Faglia della Pernicana, RG) Sistema di Ragalna, TF) Sistema delle Timpe, VB) Valle del Bove, CF) Sistema del Chiancone, (da Borgia et al., 1992).

L'esistenza, la natura, la portata e la profondità areale dell'instabilità sull'Etna, così come i possibili ruoli della gravità e della pressione del magma, sono stati discussi in una serie di articoli. I più recenti lavori a riguardo (Tibaldi and Groppelli, 2002, Acocella and Neri, 2005, Rust et al., 2005, Neri et al., 2007; Siniscalchi et al., 2012) indicano il sistema della Pernicana il limite nord del blocco instabile (strutture transtensive orientate circa E-W con movimento laterale sinistro) mentre a SW il limite del blocco instabile è rappresentato dal sistema della faglia di Ragalna (orientata circa N-S, una sistema transtensivo con movimento laterale destro). La Fig. 3.3, sintetizzando gli studi a riguardo, riporta l'area affetta dalle maggiori evidenze sull'instabilità del fianco orientale dell'Etna.

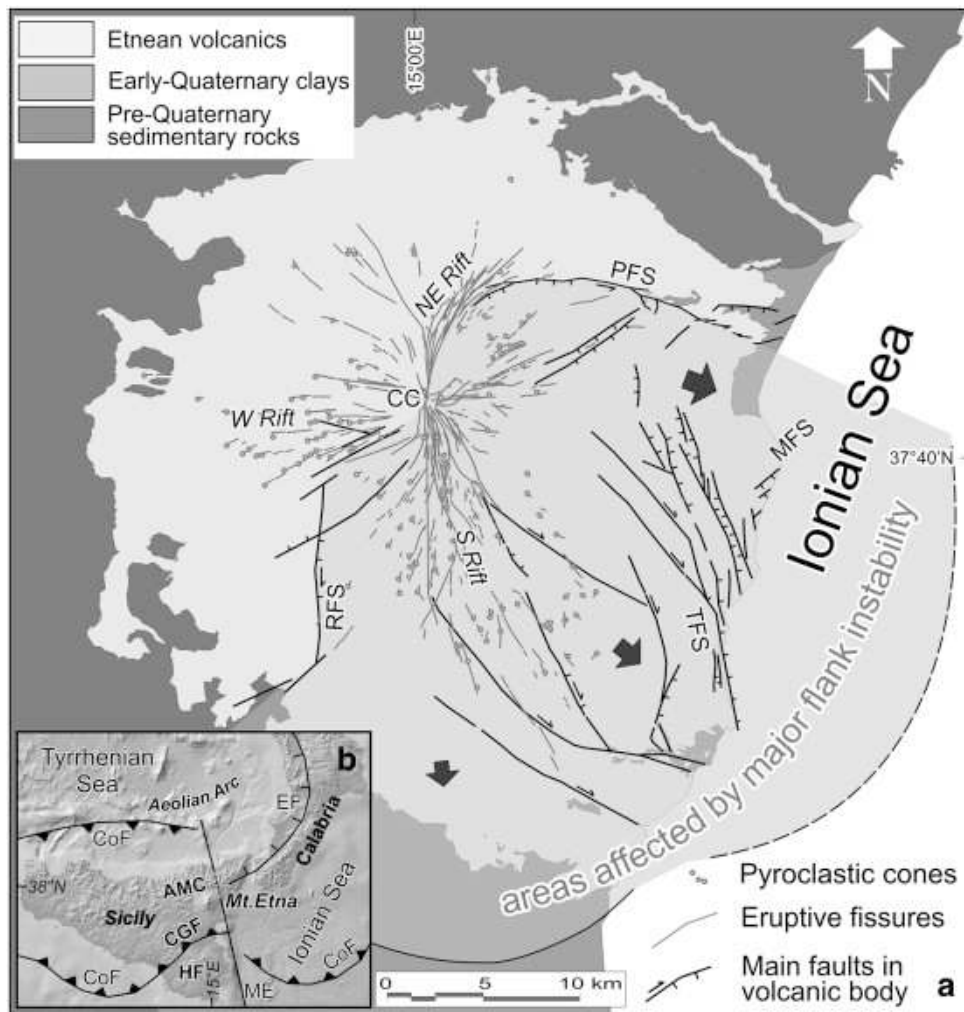


Fig. 3.3 - (a) Mappa strutturale semplificata dell'Etna, che riporta i principali rift, le principali faglia e l'area affetta dall'instabilità del fianco (grigio); le frecce nere indicano le direzioni di movimento dei blocchi interessati da scivolamento. TFS = Sistema di faglie delle Timpe, RFS = Sistema di Faglie di Ragalna, PFS = Sistema di Faglie della Pernicana, MSF = Sistema di faglie di Messina. (b) Inset: assetto tettonico regionale; AMC = Catena Apenninica-Maghrebide; CGF = Avanfossa Catania-Gela ; HF = Avampaese Ibleo ; ME = Scarpata di Malta; CoF = Fronte Compressionale; EF = Fronte Estensionale (Acocella et al., 2013; modificata).

Diversi studi suggeriscono che al M. Etna, l'attività eruttiva e la deformazione del versante orientale sono strettamente correlati. Ma in realtà, anche se l'esistenza di questi fenomeni è evidente, informazioni chiare sulla posizione e la presenza in profondità di superfici di scollamento sono ancora carenti. Quindi sebbene, alcuni autori hanno definito la cinematica del blocco instabile all'Etna (Fig. 3.3), l'identificazione dei meccanismi che guidano l'instabilità (ad esempio lo stress della tettonica regionale, lo scivolamento indotto dalla gravità, i fenomeni di rifting indotti dall'intrusione di dicchi...), è ancora un argomento fortemente dibattuto (Froger et al., 2001; Lundgren et al., 2004; Bonaccorso et al., 2013; Norini et al., 2011).

4 DATASET E METODOLOGIA

Al fine di condurre un'analisi volta ad individuare ed interpretare l'eventuale presenza di settori a differente modalità di rilascio dell'energia sismica all'Etna e caratterizzare differenti fasi e porzioni del complesso vulcanico, si è scelto di utilizzare le informazioni provenienti dall'analisi degli IETs. A questo proposito, è stato preso in esame un catalogo di terremoti strumentali registrati dal 1988 al 2011 dal quale sono stati successivamente selezionati, secondo dei criteri che saranno discussi in questo capitolo, sub-dataset caratterizzati da differenti: range temporale, soglie di completezza e profondità dei terremoti.

Le distribuzioni degli IETs all'Etna, sono state anche confrontate con le distribuzioni ottenute sul territorio italiano e su quello regionale, paragonate quindi con distribuzioni calcolate su contesti in cui l'accadimento della sismicità è principalmente dovuta all'azione della tettonica a grande scala, predominante sui fenomeni locali. Gli IETs su scala nazionale e regionale sono stati calcolati utilizzando un dataset ottenuto dall'integrazione del Catalogo della Sismicità Italiana (CSI 1.1; Castello et al., 2006) dal 1981 al 2002, con i dati di bollettino sismico (BSI; Bollettino Sismico Italiano, 2003-2011) per gli anni successivi fino al 2011.

4.1 Reti Sismiche, Dataset e Analisi di Completezza

4.1.1 Dataset Etneo

Per il calcolo della distribuzione degli IETs all'Etna è stato usato un catalogo dei terremoti strumentali ottenuto integrando al catalogo dei terremoti etnei registrati dall'INGV dal 1999 al 2011 (Gruppo Analisi Dati Sismici, 2011), quelli localizzati dalla rete sismica del Sistema POSEIDON nel periodo 1996-1998 e i terremoti dal 1988 al 2001 rilevati dalla rete IIV-CNR (Patanè et al., 2004). Il dataset risultante è costituito da 8716 terremoti.

I terremoti utilizzati per questo studio, sono stati identificati da reti sismiche con differenti caratteristiche tecniche e geometriche; il numero di stazioni sismiche operanti e la qualità della strumentazione sono cambiate e migliorate nel tempo molte volte dal 1988 ad oggi (Alparone et al., 2010).

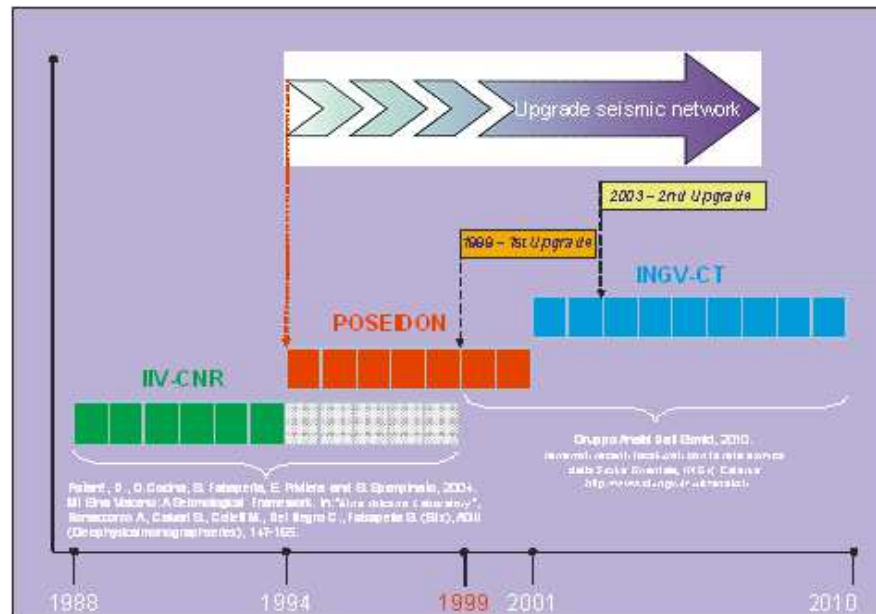


Fig. 4.1 -Upgrade rete sismica: IIV-CNR (1988-2000): 13 stazioni sismiche; Sistema Poseidon (1994-2001): 37 stazioni sismiche; INGV (dal 2001): 44 stazioni sismiche registranti (da Alparone et al., 2010).

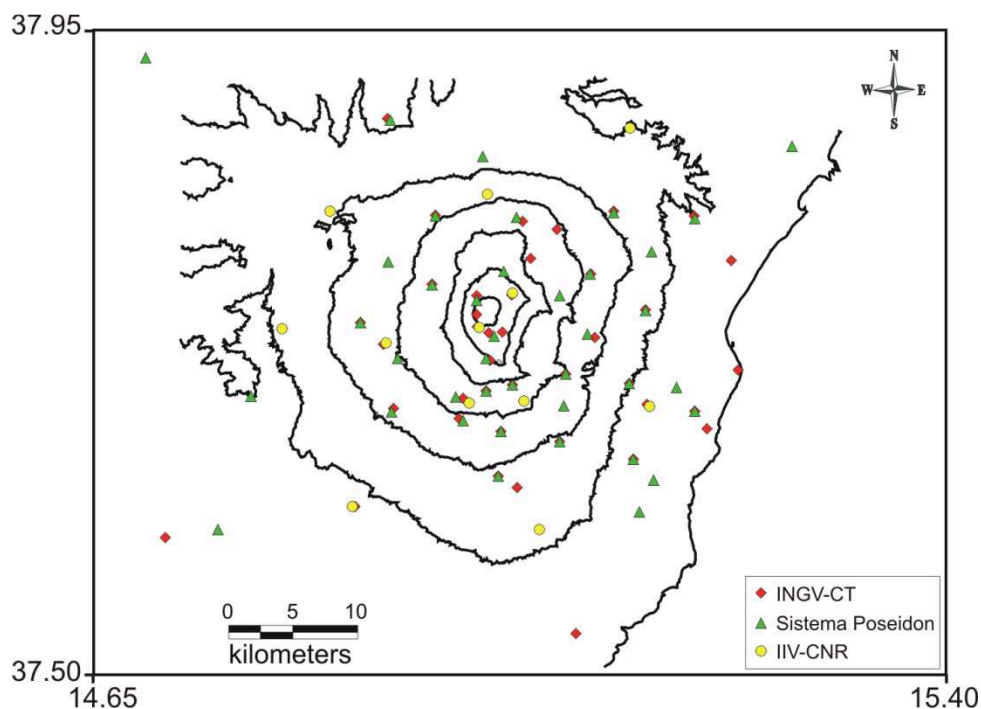


Fig. 4.2 - Rete sismica utilizzata per la localizzazione dei terremoti utilizzati in questo studio.

L'analisi di completezza condotta sul dataset analizzato, ottenuta analizzando la distribuzione statistica delle magnitudo dei terremoti, integrata a dati di bibliografia relativi al periodo 1988-2010 (Alparone et al., 2010), mostra che la magnitudo di completezza, M_c , per l'intero catalogo sismico è diminuita nel tempo grazie all'upgrade della rete sismica, passando da $M_d \sim 2.5$ nel 1988 a $M_d \sim 1.5$ alla fine degli anni '90, raggiungendo l'attuale valore di $M_d \sim 1.0$, dove M_d indica la magnitudo calcolata dalla durata della registrazione sismica (Fig. 4.3).

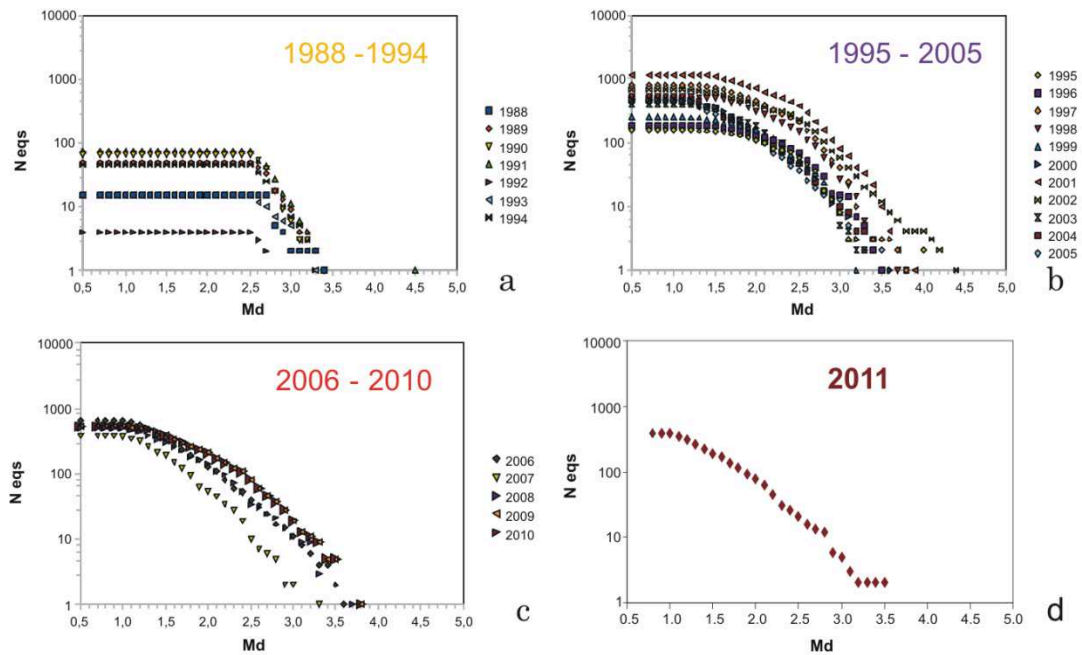


Fig. 4.3 - Completezza durante i tre principali periodi dell'upgrade delle rete sismica durante i periodi: 1988-1994, 1995-2005, 2006-2010 (a, b, c; Alparone et al., 2010). Il dato relativo al 2011 (d) è stato calcolato nell'ambito di questo lavoro.

Dato che dal 1988 al 1995 il catalogo dei terremoti etnei contiene soltanto terremoti con magnitudo $M_d > 2.5$, per non rinunciare ai dati più recenti e completi, l'analisi dei terremoti è stata condotta utilizzando due diverse soglie di magnitudo: 1) $M_d > 2.5$ per l'intero catalogo disponibile 1988-2011 e 2) $M_d > 1.5$ per il periodo più recente 1995-2011 (Fig. 4.3); l'errore sulla stima della magnitudo è di 0.2 (Caltabiano et al., 1986).

L'errore associato alle localizzazioni ipocentrali del catalogo iniziale, quindi nel periodo che va dal 1988 al 2011 (8716 terremoti), è inferiore a 2.5 km (Alparone et al., 2012), ed i dataset finali sono rispettivamente rappresentati da 1326 ($M_d > 2.5$) terremoti per il periodo 1988-2011 e 5636 ($M_d > 1.5$) terremoti per il periodo 1995-2011 distribuiti sull'intero vulcano.

La mappa epicentrale (Fig. 4.4 e Fig. 4.5), relativa al periodo studiato, mette in evidenza l'esistenza di aree sismicamente più attive di altre.

La sismicità inferiore ai 5 km di profondità, è principalmente localizzata in quattro settori del vulcano (Fig. 4.4): 1) nell'area dei Crateri Centrali e a sud di questi, 2) nell'area della faglia della Pernicana, 3) nel settore Valle del Bove – sistema Timpe e 4) in misura minore, nel settore SW del vulcano dove sono localizzati solo pochi terremoti. Tra i 5 ed i 12 km di profondità, gli ipocentri sono concentrati in due aree, rispettivamente nell'area della Valle del Bove - Timpe e nel settore Occidentale - Rift Sud. La sismicità più profonda di 12 km è principalmente confinata nel settore NW del vulcano.

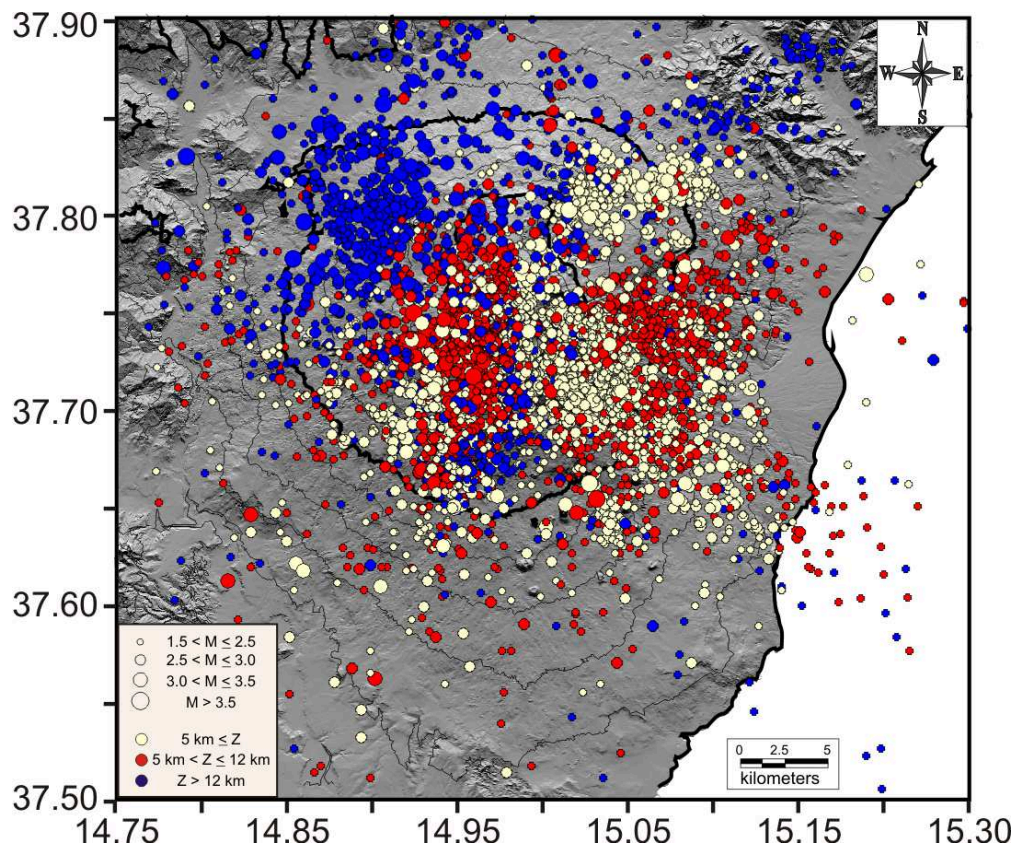


Fig. 4.4 - Mappa ipocentrale dei terremoti etnei nel periodo 1995-2011 con $M_d > 1.5$.

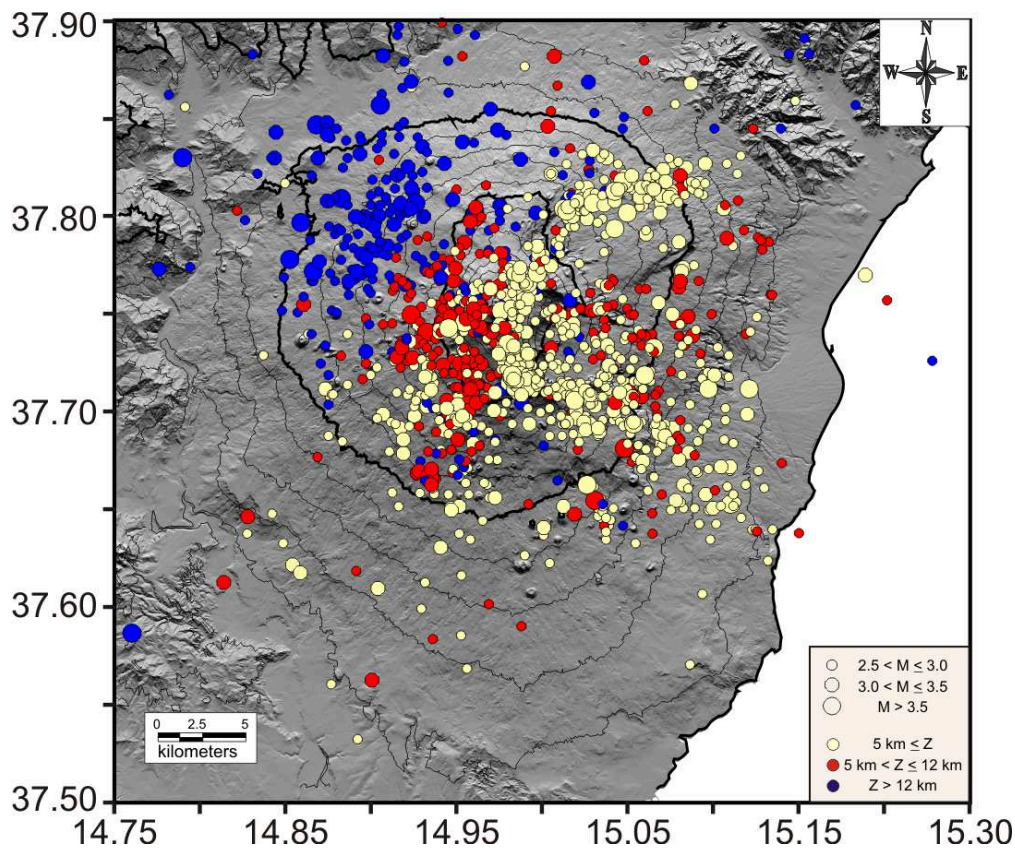


Fig. 4.5 - Mappa ipocentrale dei terremoti etnei nel periodo 1988-2011 con $M_d > 2.5$.

Come mostrano gli istogrammi in Fig. 4.6, la distribuzione ipocentrale non è uniforme a tutti i livelli di profondità, ma la maggior parte dei terremoti presenti nel dataset non eccede i 5 km. Oltre questo livello di profondità, il numero di ipocentri gradualmente decresce fino a circa 12 km. Per profondità superiori, il numero di ipocentri in ogni classe di profondità è confrontabile l'un l'altro.

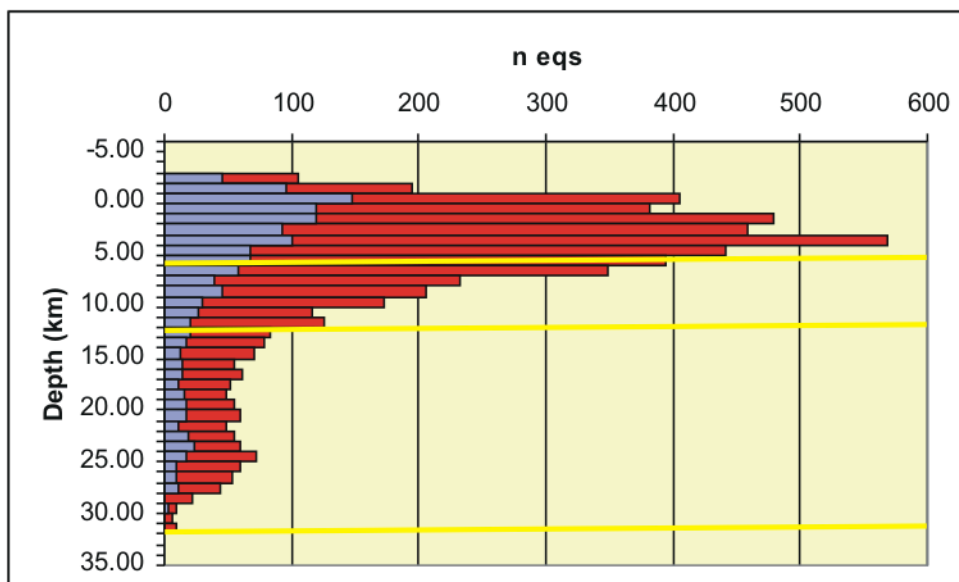


Fig. 4.6 - Istogramma relativo al numero di terremoti per differenti livelli di profondità, calcolato per i periodi 1988-2011, $M_d > 2.5$ (in blu) e per il periodo 1995-2011, $M_d > 1.5$ (in rosso).

4.1.2 Dataset Nazionale

Al fine di effettuare un confronto tra l'analisi degli IETs condotta all'Etna e quella relativa ad aree di scala superiore, è stata valutata la completezza del catalogo CSI per i terremoti che si sono verificati nella Penisola Italiana e per un subdataset che fa riferimento ai terremoti localizzati nella regione Sicilia.

Tra il 1988 ed il 2002, il Catalogo della Sismicità Italiana (CSI 1.1, Castello et al., 2006) contiene 45000 terremoti selezionati con: un RMS inferiore a 0,8 s, errori epicentrali inferiori a 4 km (ed inferiori a 10 km per terremoti intermedi e profondi, ovvero $Z < 30$ km) e un gap azimutale inferiore a 180° e 240° , rispettivamente per eventi crostali superficiali e profondi (Castello et al., 2006). La maggior parte dei terremoti hanno magnitudo inferiore a 4.0 e si trovano all'interno della crosta terrestre entro i 12 km. Solo 33 terremoti hanno superato magnitudo 5.0 nel periodo tra il 1981 e il 2002; l'evento più energetico ha $M_w = 6.0$ e fa riferimento al terremoto Umbria-Marche avvenuto il 26 settembre 1997 (Castello et al., 2006). La Fig. 4.7 mostra la distribuzione delle stazioni sismiche registranti su territorio nazionale dal 1988 al 2002 (da <http://csi.rm.ingv.it/>).

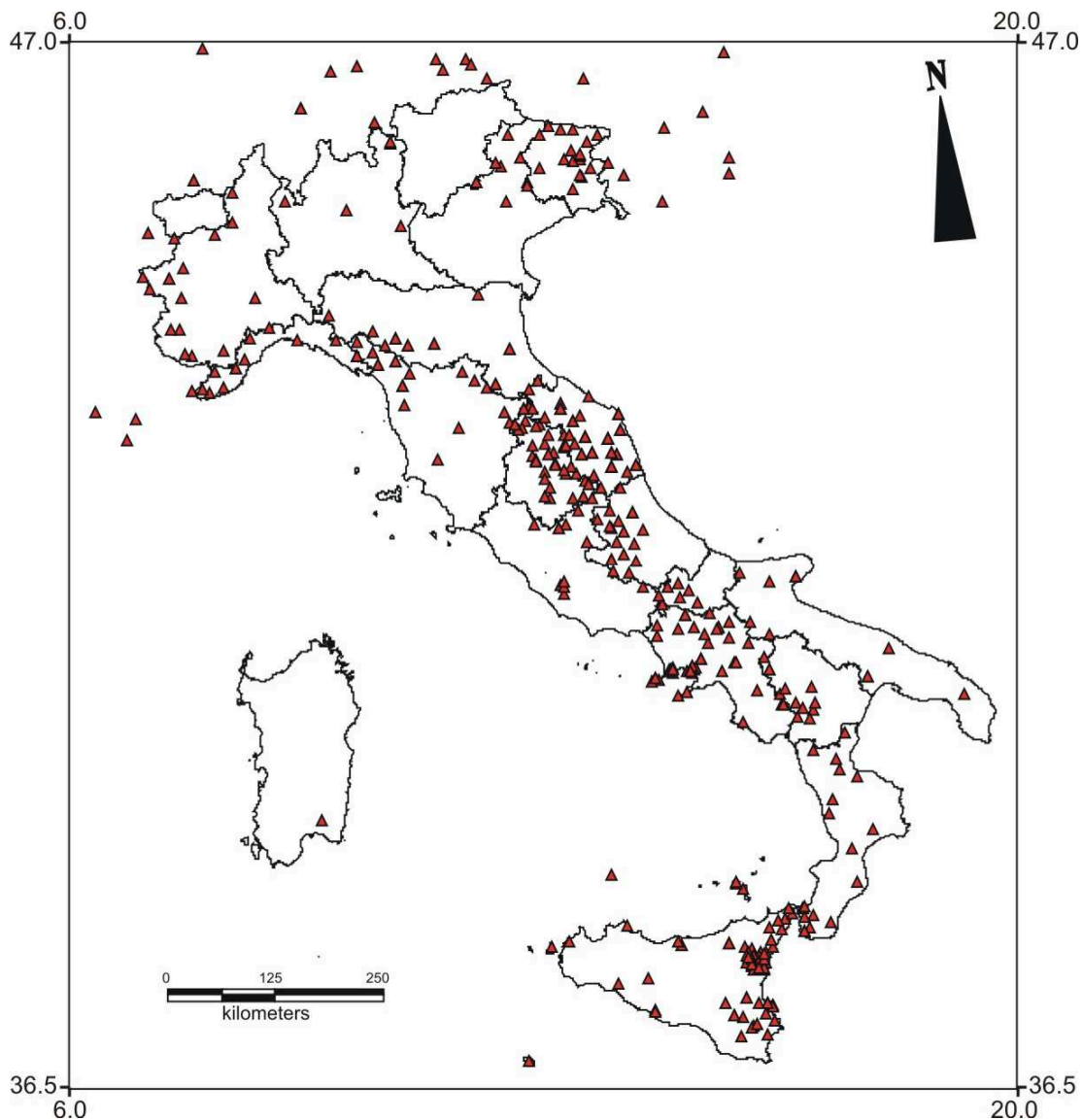


Fig. 4.7 - Mappa delle stazioni sismiche del Centro Nazionale Terremoti operanti sul territorio nazionale dal 1981 al 2002.

Dal 2002, il Centro Nazionale Terremoti dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia riceve nella sede centrale di Roma segnali in tempo reale da oltre 250 stazioni sismiche (Fig. 4.8) e tutte le informazioni sui parametri di localizzazione ipocentrale confluiscono nel Bollettino Sismico, pubblicato sulla pagina Web <http://iside.rm.ingv.it>.



Fig. 4.8 - Mappa delle stazioni sismiche del Centro Nazionale Terremoti operanti sul territorio nazionale dal 2002 (da <http://iside.rm.ingv.it>).

Gli errori medi di localizzazioni calcolati sul dataset dei terremoti nazionali dal 2002 sono: 2.4 km di incertezza sulla longitudine, 2.2 km sulla latitudine ed 1.2 km sulla profondità; mentre il valore medio dell'RMS è di 0.3 s.

Come si osserva in Fig. 4.9a, la completezza del catalogo in esame, stimata dalla distribuzione delle magnitudo sul dataset riferito al periodo 1988-2011, per l'intera penisola Italiana, possiede un valore in magnitudo compreso tra compreso tra 1.0 ed 1.5. Se si considera il periodo più recente e meno esteso, 1995-2011, lo stesso intervallo temporale considerato anche per il dataset etneo, la completezza del catalogo aumenta leggermente fornendo un valore di M_c compreso tra 1.0 ed 1.3 (Fig. 4.9b).

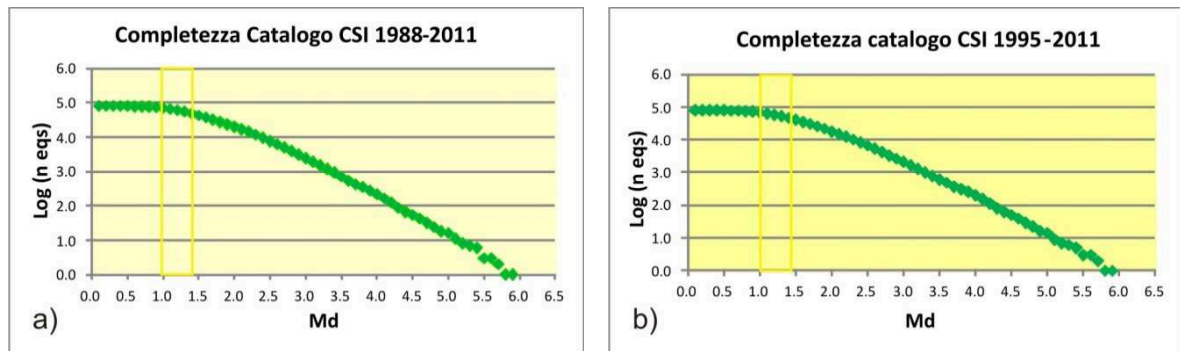


Fig. 4.9 - Completezza del catalogo CSI calcolata per i periodi a) 1988-2011 e b) 1995-2011.

La sismicità con $M_d > 1.5$ avvenuta su territorio nazionale, conta 32,025 terremoti, il numero di eventi sismici si riduce a 6186 terremoti se si considera la soglia energetica $M_d > 2.5$.

Guardando la mappa degli ultimi 23 o 16 anni di sismicità, si nota che i terremoti recenti sono localizzati in aree distribuite principalmente lungo la fascia degli Appennini, dell'arco Calabro, delle Alpi e nella fascia tirrenica (Fig. 4.10). Un'altra area di importante di notevole attività sismica è il promontorio del Gargano, mentre in Italia settentrionale la sismicità si concentra principalmente lungo la fascia prealpina orientale.

Si osserva inoltre, visibile più in dettaglio in Fig. 4.12, una elevata sismicità crostale al largo delle coste settentrionali della Sicilia mentre la zona del Tirreno meridionale è caratterizzata da sismicità dovuta probabilmente al processo di subduzione della litosfera ionica al di sotto della Calabria (es. Neri et al., 2012).

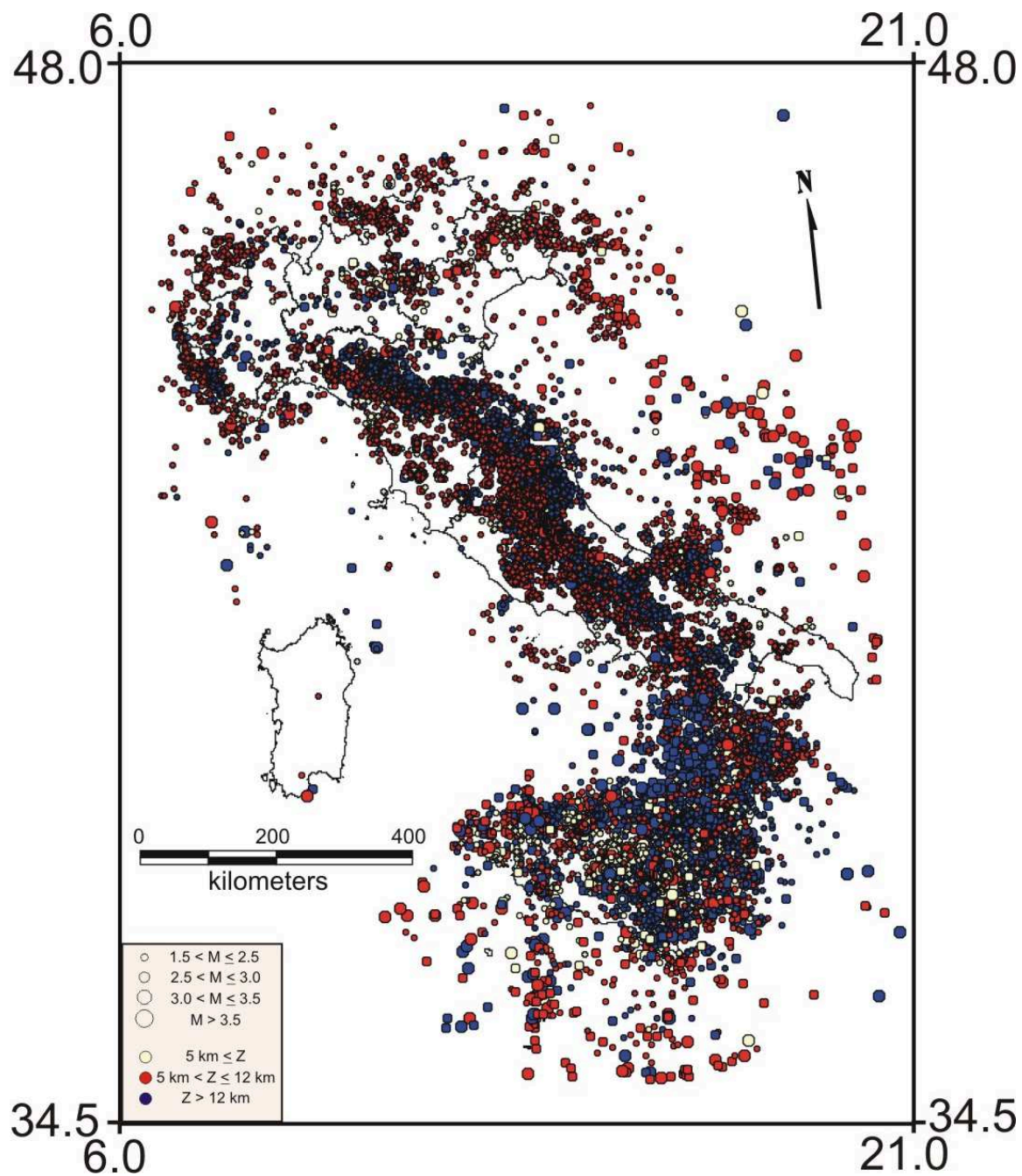


Fig. 4.10 - Mappa epicentrale dei terremoti nell'area siciliana, 1988-2011, $M_d > 1.5$.

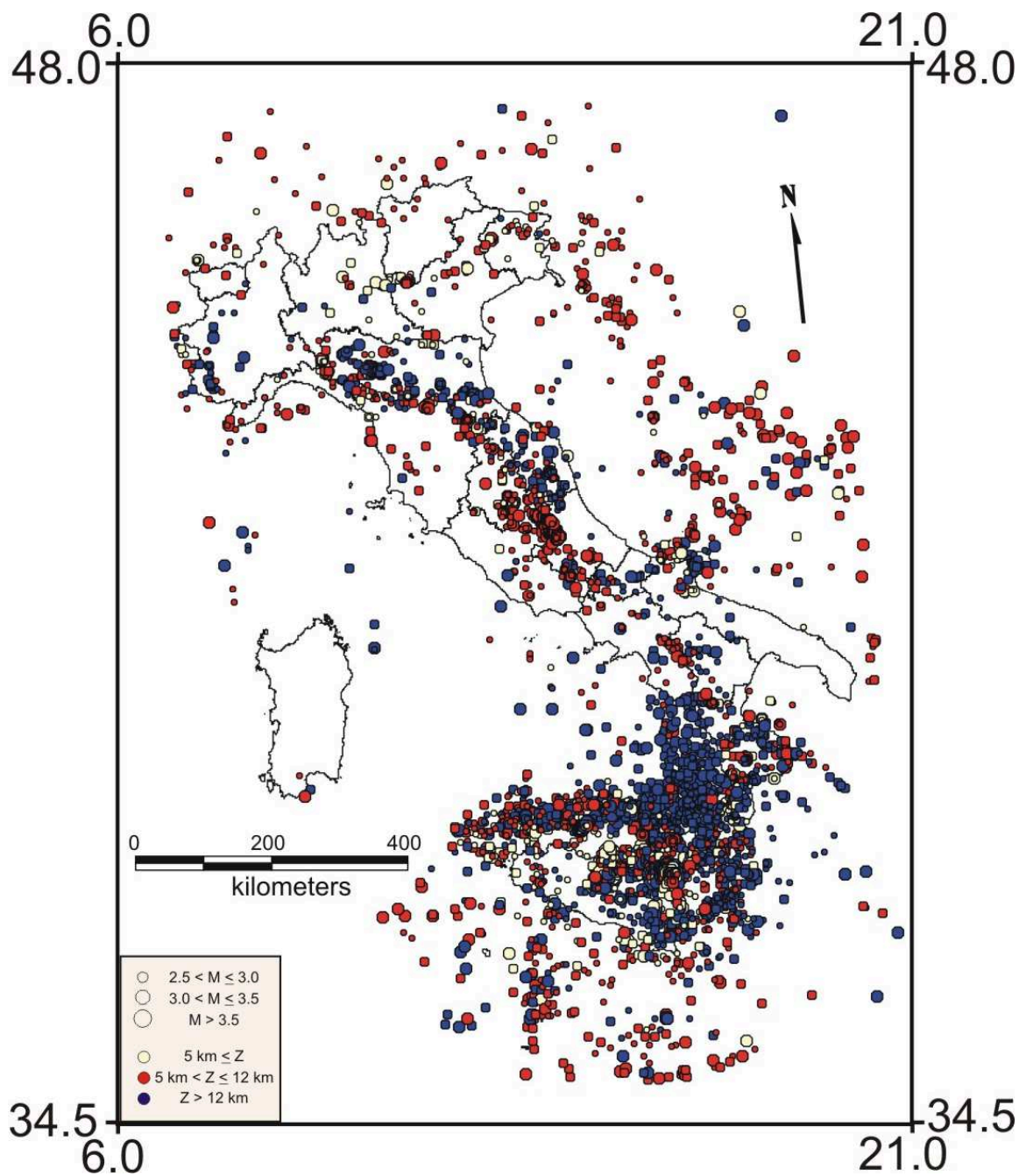


Fig. 4.11 - Mappa epicentrale dei terremoti nella penisola italiana, 1988-2011, $M_d > 2.5$.

4.1.3 Dataset Regionale

Restringendo l'area geografica ed estraendo dal catalogo CSI i terremoti avvenuti in Sicilia, la soglia di completezza varia in maniera trascurabile, sia si consideri il periodo 1988-2011 (Fig. 4.12 a) che il periodo più recente 1995-2011 (Fig. 4.12b), fornendo valori rispettivamente di $1.6 < M_d < 2.2$ e di $1.5 < M_d < 2.2$.

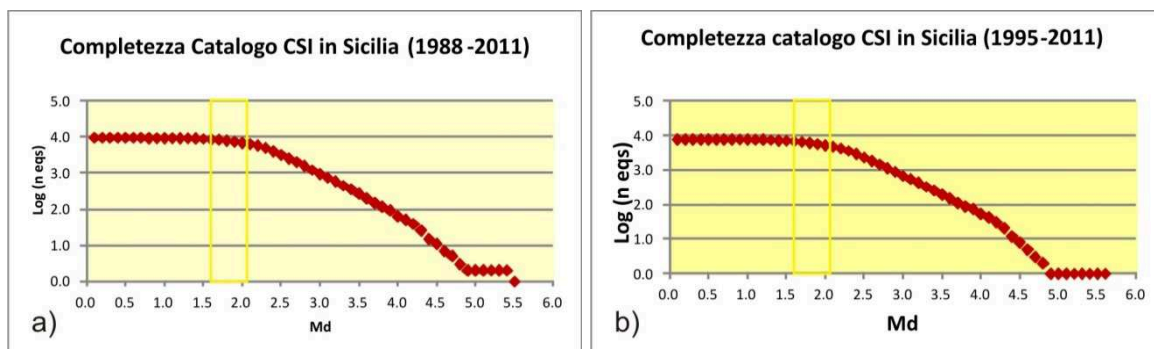


Fig. 4.12 - Completezza del catalogo CSI calcolata per i periodi a) 1988-2011 e b) 1995-2011 nella regione Sicilia.

I terremoti con $M_d > 1.5$ sono 9884, mentre quelli con $M_d > 2.5$ localizzati nell'area siciliana sono 3086 eventi, distribuiti come riportano rispettivamente le mappe in Fig. 4.13 e Fig. 4.14.

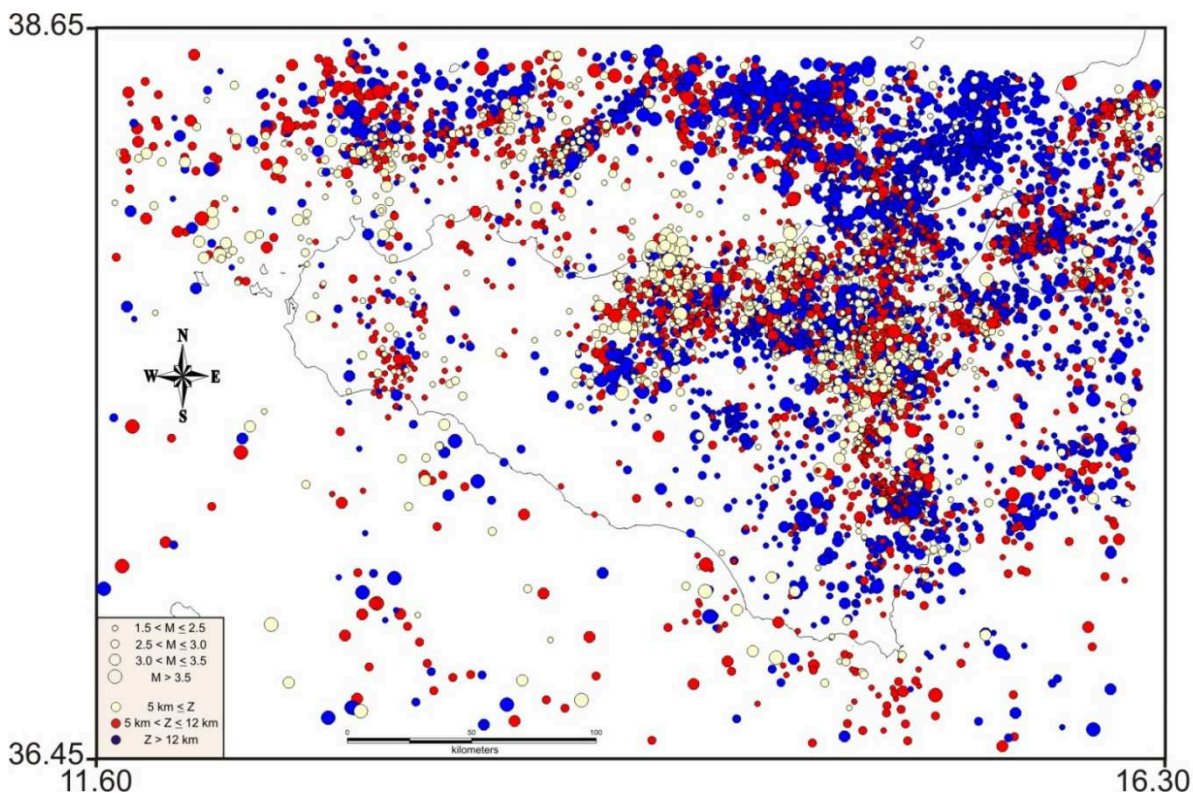


Fig. 4.13 - Mappa epicentrale dei terremoti nell'area siciliana, 1995-2011, $M_d > 1.5$.

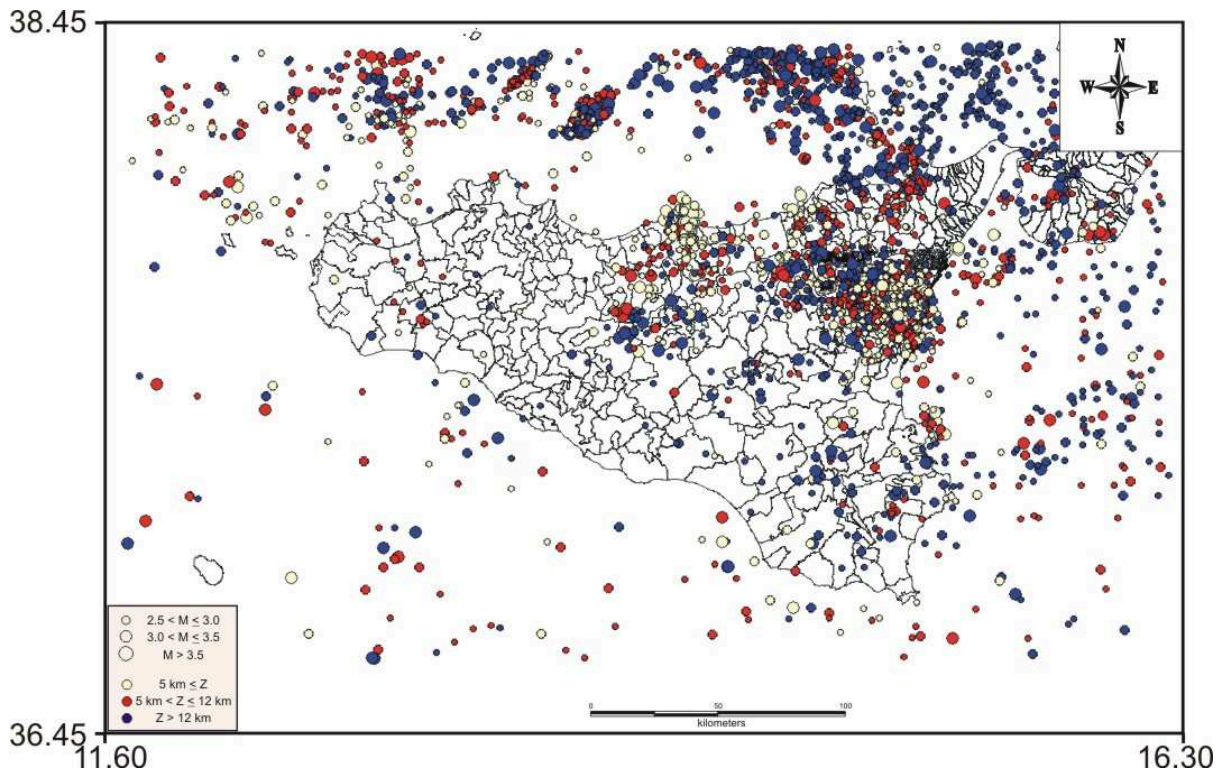


Fig. 4.14 - Mappa epicentrale dei terremoti nell'area siciliana, 1988-2011, Md > 2.5.

Di seguito sono riportate due tabelle riepilogative del numero di terremoti contenuti in ogni classe di profondità, per i dataset relativi all'Etna ed alla regione Sicilia. Questa informazione risulta interessante ai fini del lavoro da svolgere, in quanto nel progetto di ricerca da sviluppare in questa tesi, è previsto un confronto tra la sismicità etnea e quella dell'area ad esso circostante. In riferimento alla tabella 4.1 e 4.2, si osserva che la maggior parte della sismicità interessa un volume crostale che non eccede i 12 km di profondità sia per soglia di Md > 2.5 che Md > 1.5.

Tab. 4.1 – Numero di terremoti con Md > 1.5 avvenuti tra il 1995-2011 in diverse aree e per diversi livelli di profondità

Md > 1.5	PROFONDITA'	Z ≤ 5	5 < Z ≤ 12	12 < Z ≤ 30	Z > 30	TOTALE EVENTI
	AREA	km	km	km	km	
	Sicilia	2758	2980	1886	945	8569
	Etna	2833	1745	1034	23	5635

Tab. 4.2 – Numero di terremoti con Md > 2.5 avvenuti tra il 1988-2011 in diverse aree e per diversi livelli di profondità.

Md > 2.5	PROFONDITA'	Z ≤ 5	5 < Z ≤ 12	12 < Z ≤ 30	Z > 30	TOTALE EVENTI
	AREA	km	km	km	km	
	Sicilia	1004	783	1030	269	3086
	Etna	756	309	254	7	1326

Nell'area Siciliana soltanto l'11 % dell'intera sismicità con $M_d > 1.5$ ha profondità $Z > 30$ km, la percentuale scende ulteriormente e diventa dell'8.7 % se si considerano i terremoti con magnitudo più energetica, $M_d > 2.5$ (Tab 4.1 e Tab. 4.2).

La percentuale dei terremoti profondi (con $Z > 30$ km) è trascurabile anche per i dataset etnei, si tratta infatti dello 0.5% e dello 0.4%, rispettivamente per i terremoti con $M_d > 1.5$ e $M_d > 2.5$ (Tab 4.1 e Tab. 4.2).

Considerando la similitudine tra le profondità ipocentrali che interessano i volumi crostali descritti in Tab. 4.1 e 4.2, è plausibile nell'ambito di questo progetto di ricerca, confrontare l'analisi degli IETs dei terremoti etnei con quella dei terremoti che si verificano nel contesto regionale, al fine di verificare eventuali correlazioni tra le caratteristiche della sismicità in Sicilia e sull'Etna.

4.2 Trattamento Dati

4.2.1 Declustering

Allo scopo di verificare l'importanza dei numerosi sciami sismici etnei, nel calcolo della distribuzione degli IETs, l'analisi è stata condotta anche declusterizzando il catalogo sismico descritto nel paragrafo 4.1.1. Per confrontare i pattern della distribuzione degli IETs calcolata sull'intero catalogo sismico (quindi contenente foreshocks e aftershocks) e il pattern della distribuzione riferita alla sismicità di background, in maniera sistematica, è stata applicata la procedura standard di Reasenber (1985) per il declustering.

L'identificazione e lo scarto degli aftershocks nelle sequenze sismiche, comunemente chiamata declustering, non è una scienza esatta e dipende in misura diversa da alcuni parametri soggettivi predefiniti, nell'approccio utilizzato. Quello di Reasenber (1985), è uno dei più popolari algoritmi standard di declustering, nel quale le finestre spazio-temporali sono considerate attorno ogni evento nel catalogo. La dimensione e la durata di ogni finestra, variano insieme alla magnitudo del potenziale mainshock. Il più grande evento in ogni finestra è identificato come mainshock, mentre gli altri sono rimossi poiché identificati come foreshocks o aftershocks (Reasenber, 1985).

4.2.2 Rappresentazione Intertempi

La distribuzione degli IETs è stata calcolata computando il numero di intertempi che ricadono entro classi temporali predefinite che variano da 10^0 a 10^{10} s (cioè, da 1 secondo a 316 anni).

Il metodo di rappresentazione della distribuzione degli IETs su grafico è un misto tra la modalità di rappresentazione scelta da Touati et al. (2009; Capitolo 2, Fig. 2.2) e da Bell e Kilburn (2008; Capitolo 2, Fig. 2.4). Touati et al. (2009) riportano sull'asse delle y, di un diagramma cartesiano, il numero di intertempi (usando una scala lineare) che ricorrono entro precisi intervalli temporali. Questi ultimi si trovano sull'asse delle x e sono espressi in giorni (scala logaritmica).

Anche Bell e Kilburn (2008) rappresentano il numero di intertempi (asse y, scala lineare) all'interno di classi predefinite (asse x, logaritmica) ma in questo caso i valori presenti in entrambi gli assi sono normalizzati.

Nel presente lavoro le distribuzioni degli IETs calcolate all'Etna, in Sicilia e sull'Italia, sono riportate su un diagramma cartesiano come il numero di IETs (asse y, scala lineare) che è contenuto all'interno di specifiche classi temporali espresse in secondi (asse x, scala logaritmica). I valori sull'asse delle ordinate, sono normalizzati al massimo numero di intertempi presenti nel dataset considerato, mentre i valori sull'asse delle ascisse sono espressi in notazione scientifica.

4.2.3 Griglia

Per investigare ristretti volumi etnei, e per comprendere in dettaglio le caratteristiche della sismicità nei diversi settori crostali del vulcano, è stata utilizzata una griglia di nodi equidistanti 2 km in longitudine e in latitudine. Per tutti i terremoti localizzati all'interno di 3.5 km di raggio da ciascun nodo della griglia è stata calcolata la distribuzione degli IETs e l'analisi è stata compiuta per diversi livelli di profondità.

Per confrontare i differenti pattern degli IETs all'Etna con quelli relativi alle aree influenzate dalla tettonica regionale, sono stati calcolati gli IETs "settore per settore" anche per la regione Sicilia. A questo scopo è stata predisposta una griglia con distanza internodale di 20 km e sono state calcolate le distribuzioni degli IETs per tutti i terremoti avvenuti in Sicilia nel periodo 1988-2011, localizzati nell'intorno di 35 km di ciascun nodo, escludendo la sismicità etnea. Applicando questa tecnica è stata creata una griglia mobile per valutare variazioni delle distribuzioni di IETs su settori adiacenti e intermedi sia all'Etna che in Sicilia.

Successivamente, al fine di quantificare le caratteristiche di forma per ciascuna distribuzione degli IETs ottenuta, sono stati calcolati alcuni parametri statistici. In particolare, la curtosi k e l'asimmetria A , forniscono rispettivamente la misura di quanto è "piccata" la distribuzione e una indicazione sulla posizione del picco dominante, in riferimento a relativi alti o bassi valori degli IETs (asimmetria negativa e positiva). Invece l'aperiodicità α ($\alpha = \sigma/\mu$, dove σ è la deviazione standard e μ è la media) rappresenta un modo per stimare la regolarità della ricorrenza dei terremoti nel tempo. In generale, i valori di α definiscono: (i) regime periodico, se $\alpha \simeq 0$ e quindi $\sigma \ll \mu$; (ii) regime stazionario, se $\alpha \simeq 1$, cioè $\sigma \sim \mu$; (iii) regime a cluster se $\alpha \geq 2$ e quindi $\sigma \gg \mu$.

4.3 Parametri Statistici

La statistica descrittiva è la branca della statistica che studia i criteri di rilevazione, di classificazione e di sintesi delle informazioni relative ad una popolazione oggetto di studio. La statistica descrittiva raccoglie le informazioni sulla popolazione in distribuzioni e le sintetizza descrittivamente attraverso famiglie di indici, principalmente: indici di forma (asimmetria e curtosi), dispersione o variabilità (varianza, deviazione standard, range), di posizione (media, moda mediana).

Sulle distribuzioni degli IETs, è possibile fare delle considerazioni di tipo statistico e calcolarne dei parametri molto interessanti al fine di distinguere quantitativamente ed in maniera oggettiva una distribuzione dall'altra. In particolare risultano interessanti due parametri: la media μ e la deviazione standard σ .

In questo contesto il valore medio della distribuzione ha un significato di tempo medio di ricorrenza nell'intervallo di tempo analizzato. La probabilità di occorrenza associata al valore medio è correlata ad un parametro statistico chiamato coefficiente di variabilità, che diversi autori in quest'ambito hanno definito come coefficiente di aperiodicità (σ/μ).

Dal punto di vista statistico, questo coefficiente fornisce una stima di quanto sia significativa la media. Dal punto di vista sismico rappresenta un indicatore del carattere periodico o stazionario della sismicità in un settore.

4.3.1 Indici di Posizione

Gli indici di posizione indicano il valore attorno al quale i dati del campione sono posizionati, hanno però il limite di non darci alcuna informazione sulla distribuzione dei dati.

- **Media.** È quel valore che corrisponde alla somma di tutti i valori diviso il numero dei valori stessi. I valori medi sono indici importanti per la descrizione sintetica di un fenomeno statistico.

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n}$$

dove: X_i = esito i-ma misura, n = numero dei dati

- **Moda.** È definita come il valore che viene osservato con la frequenza più alta.
- **Mediana.** È quel valore al di sotto del quale cadono la metà dei valori campionari.

4.3.2 Indici di Variabilità o Dispersione

In statistica è possibile valutare in modo sintetico la distribuzione dei dati mediante gli indici di variabilità (o dispersione)

- **Campo di variazione o range.** E' il più semplice degli indici di variazione e si calcola facendo la differenza tra il dato più grande e il dato più piccolo.

$$\text{Campo variazione} = X_{\max} - X_{\min}$$

- **Varianza:** Rappresenta la media aritmetica dei quadrati delle distanze dei dati (x_1, x_2, \dots, x_n) dalla media \bar{x} .

$$\text{Varianza} = \sigma^2 = \frac{(x_1 - \bar{x})^2 + (x_2 - \bar{x})^2 + \dots + (x_n - \bar{x})^2}{n}$$

- **Scarto quadratico medio o Deviazione standard:** È uguale alla radice quadrata della varianza

$$\text{Scarto quadr medio} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta x_i)^2}{n}}$$

La varianza σ^2 e lo scarto quadratico medio σ danno informazioni sulla distribuzione dei dati: più σ^2 e σ sono piccoli più i dati sono concentrati, più σ^2 e σ sono grandi più i dati sono dispersi.

Entrambi gli indici, varianza e scarto quadratico medio, tengono conto di tutti i dati della distribuzione ed entrambi si basano sulla proprietà della media per cui la somma dei quadrati degli scarti dalla media è minima. La varianza è espressa mediante il quadrato dell'unità di misura dei dati. Lo scarto quadratico ha la stessa unità di misura dei dati e pertanto viene preferito alla varianza.

4.3.3 Indici di forma

- **Curtosi.** In statistica, l'indice di curtosi (o kurtosis), è uno degli indici relativi alla forma di una distribuzione, che costituisce una misura dello "spessore" delle code di una funzione di densità, ovvero il grado di "appiattimento" di una distribuzione. L'interesse per questo indice è dato dal fatto che lo "spessore" delle code influenza il comportamento di diverse distribuzioni statistiche.

$$\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \mu)^4}{n\sigma^4}$$

- **Asimmetria.** Un indice di asimmetria (in inglese skewness) di una distribuzione è un valore che cerca di fornire una misura della sua mancanza di simmetria).

$$\frac{\sum (x_i - \mu)^3}{n\sigma^3}$$

L'asimmetria positiva indica che la distribuzione in esame è "piccata" su alti valori relativi riportati sull'asse delle ascisse; viceversa l'asimmetria negativa (Fig. 4.15).

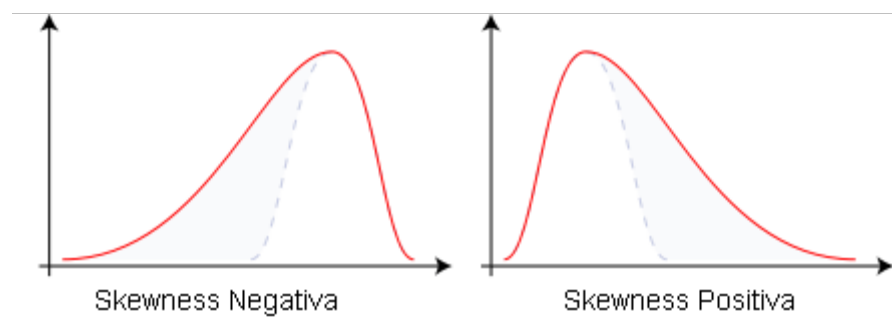


Fig. 4.15 - Esempi di asimmetria negativa e positiva

Per un insieme comprendente un numero n di dati x_i , è possibile esprimere lo scostamento dalla distribuzione dei dati trovata rispetto alla distribuzione gaussiana teorica, ricorrendo al coefficiente di asimmetria (A) e al coefficiente di curtosi (K), che indicano il tipo di scostamento dalla normalità (Fig. 4.16) come qui di seguito specificato:

- $A < 0$: asimmetria negativa, cioè la coda sinistra della distribuzione è eccessivamente lunga;
- $A > 0$: asimmetria positiva, cioè la coda destra della distribuzione è eccessivamente lunga;
- $A = 0$: coincide con una distribuzione normale;
- $K < 0$: indica una condizione di platicurtosi, cioè la distribuzione è più “piatta” di una distribuzione normale, con code troppo corte;
- $K > 0$: indica una condizione di leptocurtosi, cioè una distribuzione più appuntita (e più alta) di una distribuzione normale, con code troppo lunghe.
- $K = 0$: indica una distribuzione normocurtica o mesocurtica, cioè con lo stessa entità di “appiattimento” di una distribuzione normale.

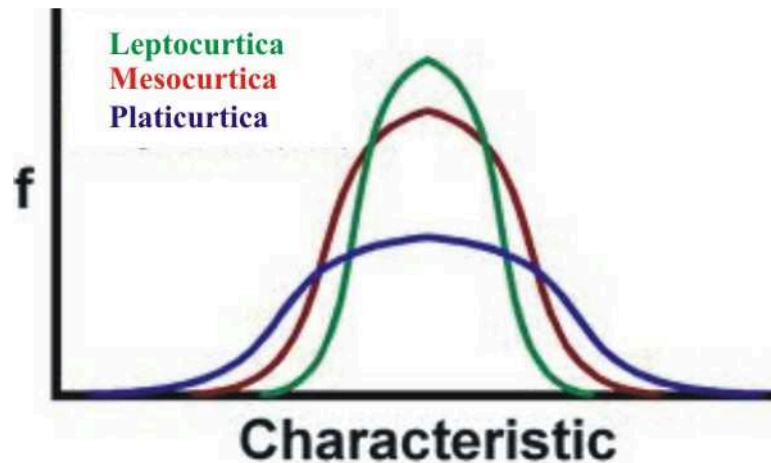


Fig. 4.16 - Esempi di distribuzioni: leptocurtica (verde), mesocurtica (rossa), platicurtica (blu).

Facendo riferimento al coefficiente di bimodalità di Sarles (Ellision, 1987),

$$\beta = \frac{\gamma^2 + 1}{k}$$

dove k è la curtosi mentre γ è l'asimmetria, questo implica che una distribuzione bimodale avrà curtosi molto bassa, un carattere asimmetrico, o entrambi. Invece, in accordo con Gneddin (2010) una condizione necessaria ma non sufficiente perchè una distribuzione sia bimodale è che la curtosi sia inferiore a tre.

4.3.4 Aperiodicità (o Coefficiente di Variazione)

Questo coefficiente, chiamato anche deviazione standard relativa α , è un indice di dispersione che permette di confrontare misure di fenomeni riferiti a unità di

misura differenti, in quanto si tratta di un numero puro (ovvero non riferito ad alcuna unità di misura). È un indice della precisione di una misura. Viene definito, per un dato campione, come il rapporto tra la sua deviazione standard (σ) e il valore assoluto della sua media aritmetica (μ): $\alpha = \sigma/\mu$. Chiaramente ha senso solo per campioni aventi la media aritmetica non nulla.

In questo contesto l'aperiodicità α rappresenta un modo per stimare la regolarità dell'accadimento dei terremoti nel tempo.

In generale i valori di aperiodicità consentono di definire:

1. Regime periodico, se $\alpha \simeq 0$, quindi $\sigma \ll \mu$.

In questo caso si osserva una ricorrenza temporale regolare degli eventi sismici, che si verificano cioè dopo un preciso periodo di ritorno (curva ben piccata su un particolare valore).

2. Regime stazionario, se $\alpha \simeq 1$, quindi $\sigma \simeq \mu$.

Significa che nell'area in esame i terremoti si verificano sempre e con qualsiasi intervallo temporale, senza un particolare periodo di ricorrenza (distribuzione a campana larga).

3. Regime a Cluster, se $\alpha \geq 2$, quindi $\sigma \gg \mu$.

In questo caso, nell'area oggetto di studio cluster di eventi che si ripetono nel tempo costantemente ed all'incirca con lo stesso tempo medio di ritorno.

Riepilogando, se α risulta prossimo o uguale a 1, dal punto di vista puramente matematico significa che denominatore e numeratore sono uguali, ovvero che $\sigma = \mu$, oppure σ è paragonabile a μ , quindi ne risulterà una distribuzione con una campana molto larga ed una media che non è significativa. Quindi dal punto di vista sismico, significa che un evento della magnitudo considerata e nel settore analizzato può verificarsi "in qualunque momento" all'interno del range temporale definito da $\mu \pm \sigma$, quindi questo valore medio non è un buon indicatore del tempo medio di ritorno da associare al terremoto in questione.

Viceversa, nel caso in cui il coefficiente di aperiodicità risulta prossimo o uguale a 0, da un punto di vista matematico significa che $\sigma \ll \mu$, ciò corrisponde ad una campana molto stretta, piccata attorno al valore medio, che in questo caso è significativo e quindi da un punto di vista sismico può rappresentare bene il tempo medio di ritorno di terremoti con una certa magnitudo.

5 ANALISI DEI DATI: MD > 2.5

Dopo aver effettuato un'analisi di completezza sul catalogo dei terremoti etnei (Cap. 4.0, Paragrafo 4.1), si è ritenuto opportuno proseguire l'analisi sismologica oggetto di questo studio, considerando due differenti subdataset, caratterizzati ognuno da una propria soglia di completezza.

Il primo di questi, ha un'estensione temporale maggiore, fa riferimento ai terremoti con $M_d > 2.5$ che si sono verificati nel corso di 23 anni, dal 1988 al 2011, e sarà analizzato in questo capitolo. L'altro subdataset, sarà trattato nel capitolo successivo e riguarda gli eventi registrati all'Etna in un periodo più recente, dal 1995-2011, e con una completezza maggiore ($M_d > 1.5$).

L'analisi degli IETs di entrambi i cataloghi, è stata messa a confronto con quella condotta sul catalogo dei terremoti che si sono verificati su scala nazionale e regionale, selezionando il dato per lo stesso range temporale e soglia energetica.

5.1 Analisi Temporale

Le distribuzioni degli IETs calcolate per l'Italia e per la regione Sicilia sono state ottenute usando il catalogo italiano dei terremoti strumentali (CSI catalogo 1.1; Castello et al., 2006) integrato con dati da bollettino sismico per il periodo 2003-2011 (Bollettino Sismico Italiano, 2003-2011). Per analizzare gli IETs del dataset italiano, della regione Sicilia e del dataset etneo (Patanè et al., 2004; Gruppo Analisi Dati Sismici, 2011) sono stati presi in considerazione i medesimi: intervallo temporale (1988-2011) e magnitudo di completezza ($M_c = 2.5$).

Le distribuzioni ottenute per l'Italia e per la Sicilia, sono ben descritte da una legge di distribuzione Gamma, e ben piccate rispettivamente su valori di IETs di circa 10^5 s e $10^5 - 10^6$ s, quindi tra circa 1 e 12 giorni, (curve in verde e in rosso, in Fig. 5.1). Tali distribuzioni sono simili a quelle che descrivono gli IETs su scala mondiale, quindi possiedono un pattern tipico di aree a prevalente comportamento tettonico, dove i tempi che intercorrono tra terremoti non correlati (o indipendenti) sono numericamente superiori agli eventi correlati (aftershocks) (Touati et al., 2009). La distribuzione ottenuta per l'intero vulcano Etna risulta ben diversa da quelle appena descritte, infatti il catalogo dei terremoti etnei contiene molti eventi sismici con tempi di intercorrenza brevi che danno luogo ad una curva bimodale. In particolare i valori degli IETs in corrispondenza dei due picchi sono rispettivamente di circa 12 giorni ($\sim 10^6$ s) e circa un'ora e mezza (10^3 s - 10^4 s).

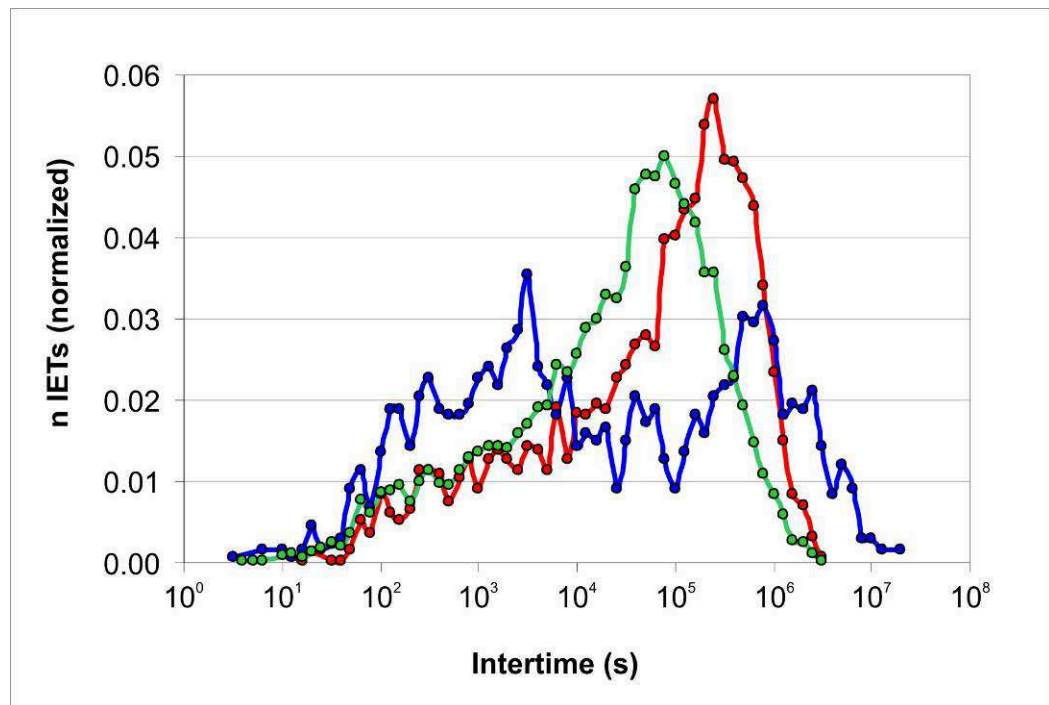


Fig. 5.1 – Distribuzioni degli IETs calcolate per: l'Italia (in verde), in Sicilia (in rosso) e all'Etna (in blu), durante il periodo 1988-2011, $M_d > 2.5$.

Per comprendere il significato dei due picchi o mode presenti nella distribuzione degli IETs all'Etna, è stata analizzata la successione temporale di tutti gli IETs presenti nel dataset etneo (Fig. 5.2, a). A questo proposito, si osserva che l'IET di circa 12 giorni ($\sim 10^6$ s), il tempo medio del picco al più alto valore temporale nella distribuzione degli IETs, è sempre presente; quindi non sembra essere correlato a particolari fasi del vulcano. Pertanto si tratta di un valore temporale riferibile a terremoti che accadono regolarmente nel tempo, che è possibile indicare come sismicità di background.

La classe con IETs di $\sim 10^3$ s, invece, è ben rappresentata durante specifiche fasi del vulcano, principalmente in occasione di intensi sciami sismici (Fig. 5.2 a, b, c); i più evidenti si sono verificati in occasione di alcune eruzioni, come quelle del 1998, 2001 e 2002 (e.g. Allard et al., 2006). All'Etna l'IET di $\sim 10^3$ s (un'ora e mezza) è quindi correlabile con eventi sismici molto ravvicinati tra loro nel tempo e nello spazio, che occasionalmente interrompono la normale attività sismica di background (Fig. 5.2 a, b). Questi eventi di solito producono un improvviso incremento del tasso di sismicità, e a volte sono dovuti all'attività vulcanica che localmente varia il campo di stress agente all'Etna.

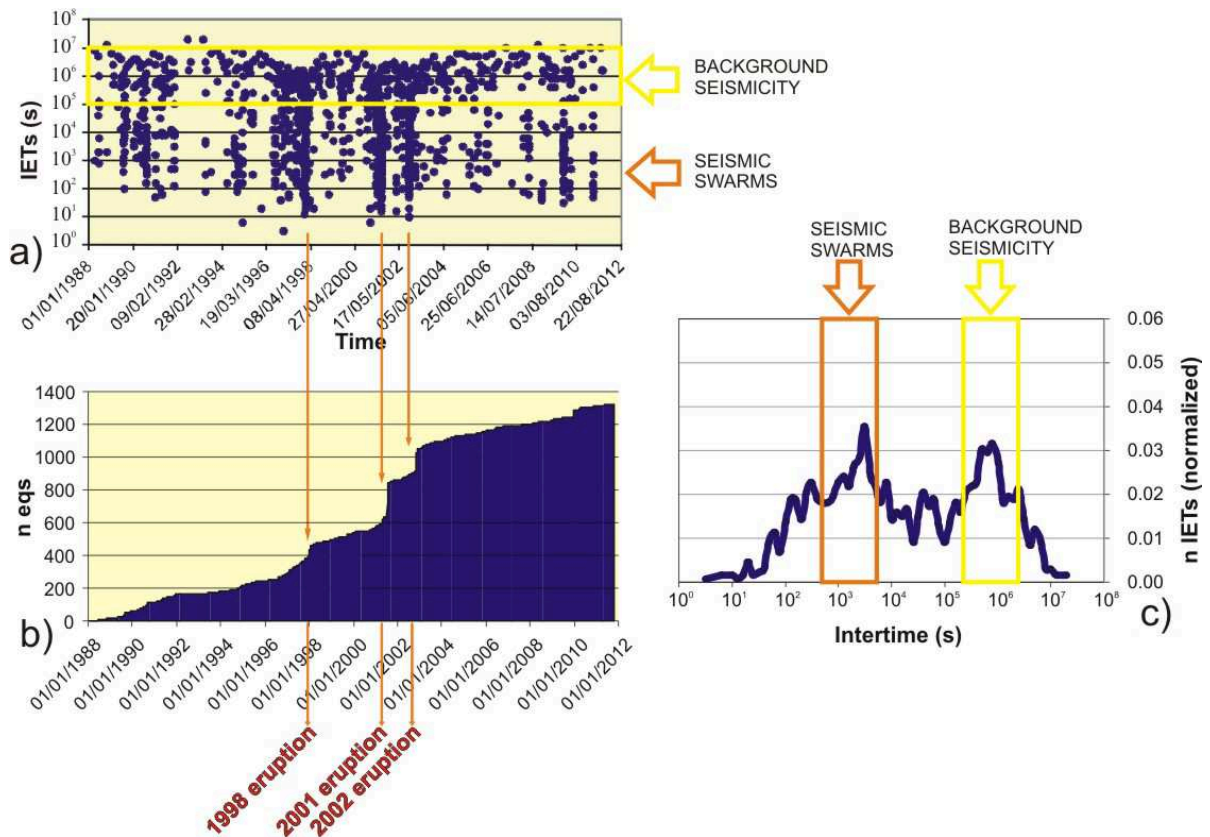


Fig. 5.2 - a) Andamento degli IETs vs. tempo; b) Numero cumulative di terremoti avvenuti tra il 1988 ed il 2011.

Nelle immagini il rettangolo e le frecce arancioni indicano la connessione tra il picco con IETs di $\sim 10^3$ s nella distribuzione degli IETs e gli sciame sismici (avvenuti prima delle eruzioni 1998, 2001 e 2002). I rettangoli e frecce gialle indicano la sismicità di background. I terremoti considerati hanno $M_d > 2.5$ e sono eventi avvenuti all'Etna nel periodo 1988-2011. c) Distribuzione degli IETs dell'Etna.

I “gradini” evidenti nel grafico in Fig. 5.2 b sono correlabili con le seguenti crisi sismiche:

- 9-14 Gennaio 1998, intenso sciame sismico localizzato nel fianco occidentale del vulcano
- 13-17 Luglio 2001, intenso sciame sismico localizzato nel sud orientale del vulcano
- 26 e 29 Ottobre 2002, intensi sciame sismici localizzati nel fianco nord est.

Forti incrementi del numero di terremoti sono contemporaneamente presenti, se pur in misura diversa, nei tre livelli di profondità che si è scelto di investigare (Fig. 5.3) perché ritenuti maggiormente significativi ai fini dell'analisi da svolgere nel progetto di ricerca (Cap. 4). Tuttavia, non tutte le principali eruzioni etnee sono state precedute da incrementi così elevati della sismicità; ne sono un importante esempio le eruzioni avvenute nel Luglio 2006 e a Maggio 2008. Viceversa, si osservano dei “gradini” nel grafico del numero di terremoti vs il tempo, cioè una ricorrenza di sciame o sequenze sismiche, che non sono correlabili con l'attività eruttiva (Fig. 5.3). Un esempio abbastanza evidente, si trova in Fig. 5.3 c, sul livello di profondità $Z > 12$ km.

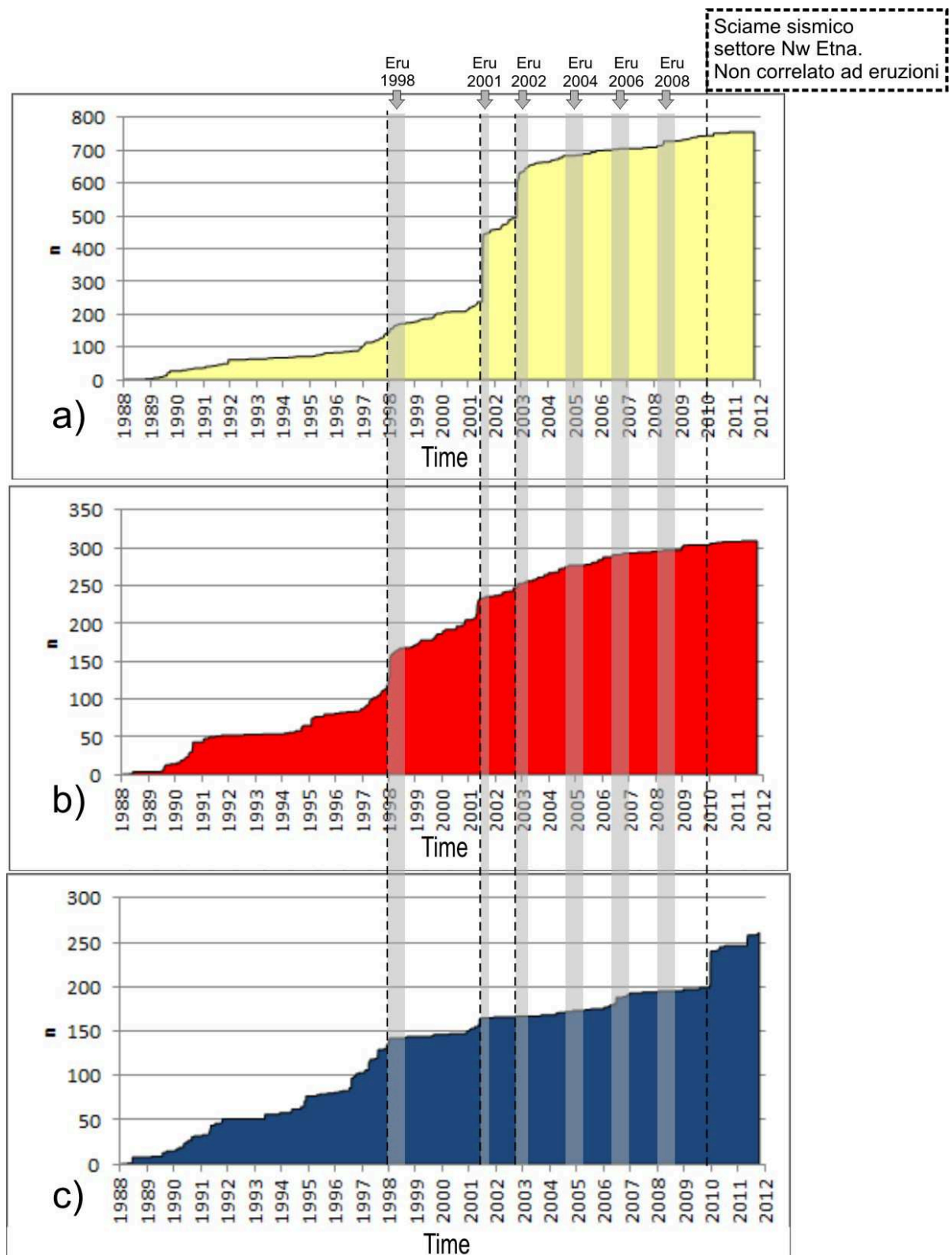


Fig. 5.3 - Numero di terremoti nel tempo con $M_d > 2.5$, riferito a tre livelli di profondità: a) inferiore a 5 km, b) tra 5 e 12 km, c) superiore a 12 km. I periodi evidenziati in grigio specificano la durata delle principali eruzioni etnee, mentre le linee tratteggiate indicano i “gradini” più evidenti dovuti a importanti crisi sismiche che in alcuni casi hanno accompagnato l’inizio delle eruzioni, in altri casi, come nel 2010, si sono verificati in periodi lontani da attività eruttiva.

Come osservato da una attenta analisi sul catalogo sismico utilizzato, nel Dicembre 2009 si è verificata una sequenza sismica di oltre 170 terremoti, localizzati nel versante nord-occidentale dell'Etna, in una zona situata a circa 6 km a SE del villaggio di Maletto, ad una profondità di 20-30 km. La medesima zona è stata interessata poco dopo, nel Luglio 2010 e nel Maggio 2011, da attività sismica avente essenzialmente le stesse caratteristiche in termini di durata e numero di eventi. L'area di M. Maletto è la porzione del vulcano in cui è confinata la maggior parte della sismicità profonda (Fig. 4.6, Cap. 4). Le crisi sismiche descritte non sono state seguite da alcun evento eruttivo, diversamente da quelle che hanno interessato la sismicità meno profonda discussa prima ($Z < 12$ km).

Recentemente Scarfì et al. (2013), nell'ambito di un'analisi sui meccanismi focali all'Etna relativi al periodo 2002-2011, hanno mostrato che i cluster di eventi localizzati nel settore nord occidentale (profondità 20-30 km) mostrano principalmente meccanismi di fagliazione inversa o trascorrente con assi P orientati in direzione NW-SE. Gli autori affermano che, data la profondità che caratterizza gli eventi e l'orientazione degli assi di massima compressione (assi P) dei relativi meccanismi focali, la sismicità nel settore possa essere legata alle strutture tettoniche regionali.

5.1.1 Stima del Contributo degli Sciami nel Dataset

Per isolare il contributo degli sciami sismici e delle sequenze sismiche, e stimare le differenze tra pattern della distribuzione degli IETs ottenute usando l'intero catalogo dei terremoti etnei e quello declusterizzato, è stata applicata la procedura standard di declustering di Reasenber (1985). L'algoritmo è stato applicato seguendo alcuni criteri scelti dopo aver effettuato alcune verifiche sul dataset, riguardo la durata media delle sequenze sismiche e la dimensione del volume focale che esse interessano. I criteri adottati principalmente sono: (i) l'intervallo di temporale tra eventi della stessa sequenza non eccede i dieci giorni, (ii) la massima distanza epi- ed ipocentrale tra due eventi è contenuta in un raggio di 5 km.

In Fig. 5.4 è riportato il numero di terremoti nel tempo calcolato sul catalogo intero e su quello declusterizzato; il confronto tra i due cataloghi indica che circa il 21% della sismicità presente nell'intero dataset è rappresentata da foreshock/aftershocks (quindi la sismicità di background rappresenta il 79% dei terremoti che si sono verificati all'Etna nel periodo 1988-2011).

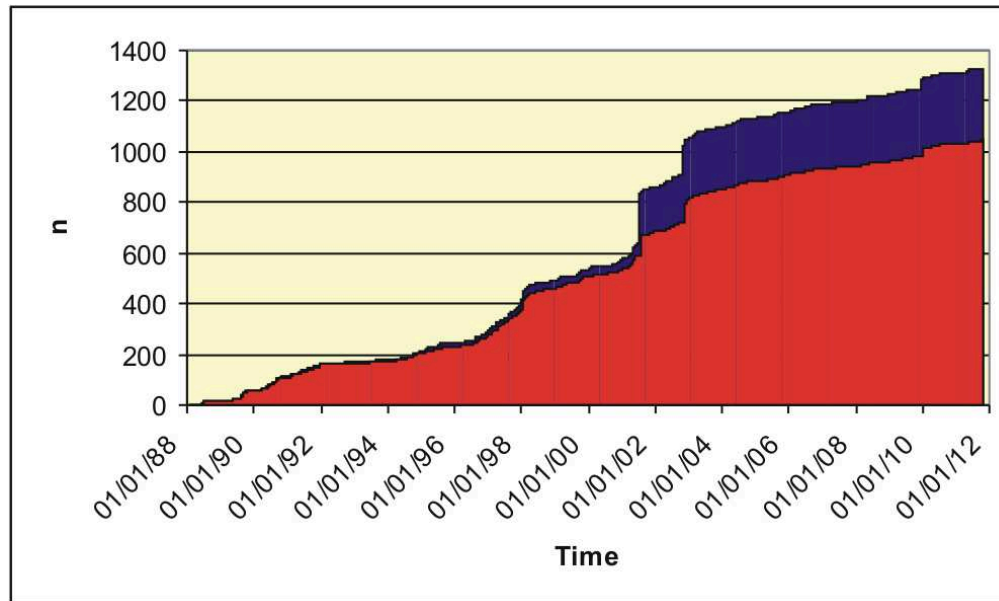


Fig. 5.4 – Numero di terremoti che si sono verificati nel tempo durante il periodo 1988-2011 all'Etna con $M_d > 2.5$; relativi all'intero catalogo (in blu) ed al catalogo declusterizzato (in rosso).

Come si osserva dalla Fig. 5.5, l'applicazione dell'algoritmo di Reasenberg non ha eliminato tutti gli eventi correlati presenti nel dataset di partenza; si nota inoltre che la procedura applicata per il declustering risulta maggiormente efficace sui livelli crostali più superficiali, dove la maggior parte degli eventi caratterizzati da brevi intervalli temporali sono stati eliminati dal catalogo di partenza.

I "gradini" riferiti alle crisi sismiche, infatti, sono molto smussati sugli livelli sismogenici $Z \leq 5$ km e $5 < Z \leq 12$ km, mentre i gradini relativi alla sismicità etnea con $Z > 12$ km hanno un'altezza paragonabile a quella che si osserva sul dataset intero (Fig. 5.3c). Una stima della quantità di terremoti eliminati dal dataset, con il declustering, si può avere facendo un confronto tra il numero di eventi riportato sull'asse delle ordinate dei grafici in Fig. 5.3 e Fig. 5.5.

Il numero cumulativo totale dei terremoti, calcolato per i tre livelli di profondità, sul catalogo intero e su quello declusterizzato (Fig. 5.3 e Fig. 5.5), è rispettivamente variato: da 754 a 535 per $Z \leq 5$ km, (il numero degli eventi si è ridotto circa del 30%), da 309 a 296 per i terremoti intermedi con $5 < Z \leq 12$ km (è stato eliminato circa il 5% dei terremoti), e da 261 a 242 sul livello crostale $Z > 12$ km (la diminuzione è stata dell'8%).

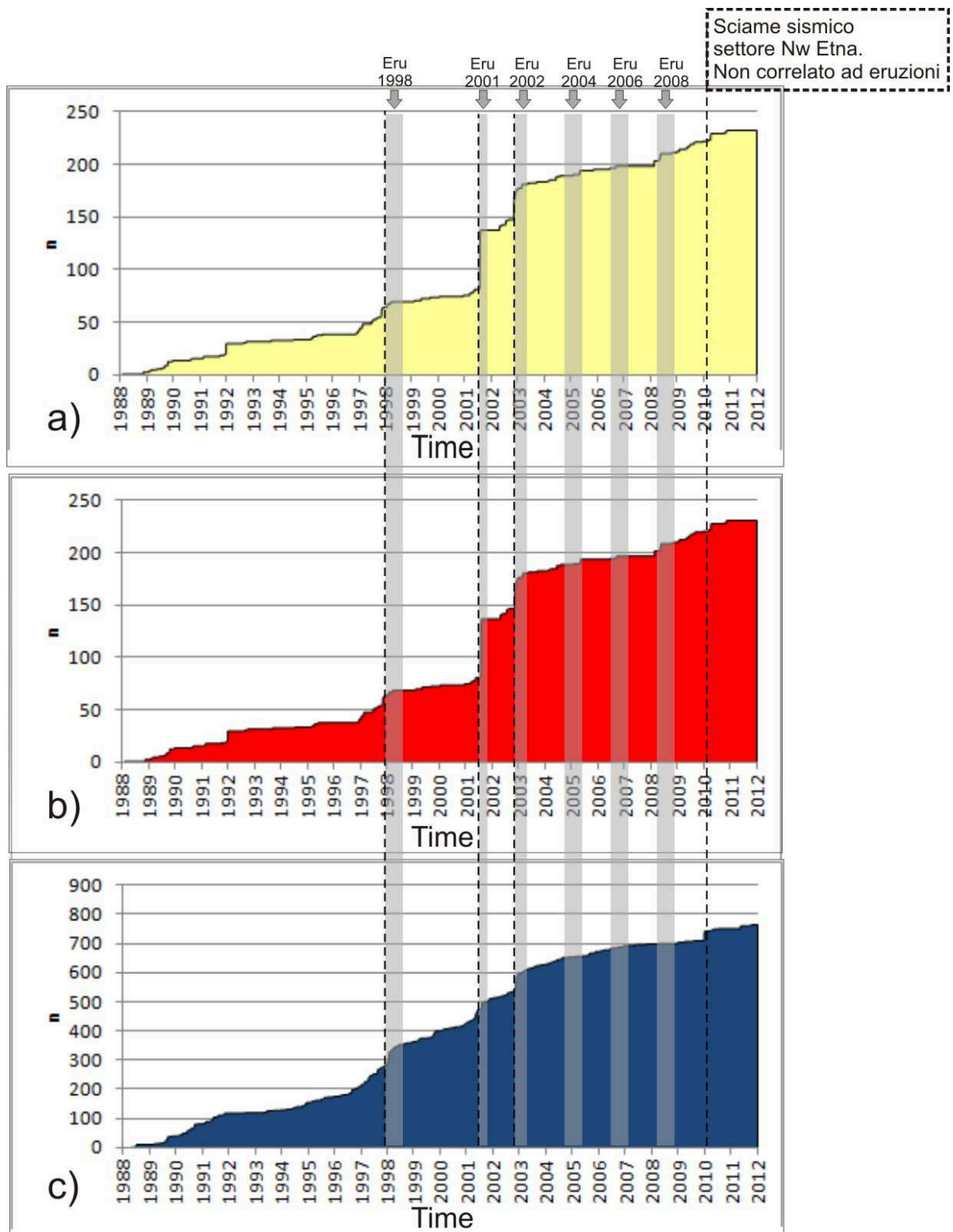


Fig. 5.5 - Numero di terremoti nel tempo con $M_d > 2.5$, calcolati sul catalogo declusterizzato, riferito a tre livelli di profondità: a) inferiore a 5 km, b) tra 5 e 12 km, c) superiore a 12 km. I periodi evidenziati in grigio specificano la durata delle principali eruzioni etnee, mentre le linee tratteggiate indicano i “gradini” più evidenti dovuti a importanti crisi sismiche che in alcuni casi hanno accompagnato l’inizio delle eruzioni, in altri casi, come nel 2010, si sono verificati in periodi lontani da attività eruttiva.

Tenendo presente i risultati ottenuti applicando l'algoritmo di Reasenberg, è stata calcolata la distribuzione degli IETs sul catalogo dei terremoti etnei declusterizzato (dove, quindi, gran parte degli aftershock sono stati eliminati); la curva ottenuta possiede un picco molto evidente centrato su valori di IETs di $\sim 10^6$ s (curva in rosso, Fig. 5.6), mentre il picco a brevi IETs ($\sim 10^3$ s) precedentemente associato agli sciami, è fortemente smorzato rispetto quello che caratterizzava la distribuzione degli IETs sull'intero catalogo (curva in blu, Fig. 5.6). Questo risultato conferma che la maggior parte degli IETs che incrementano il picco a $\sim 10^3$ s, sono riconducibili ad eventi correlati.

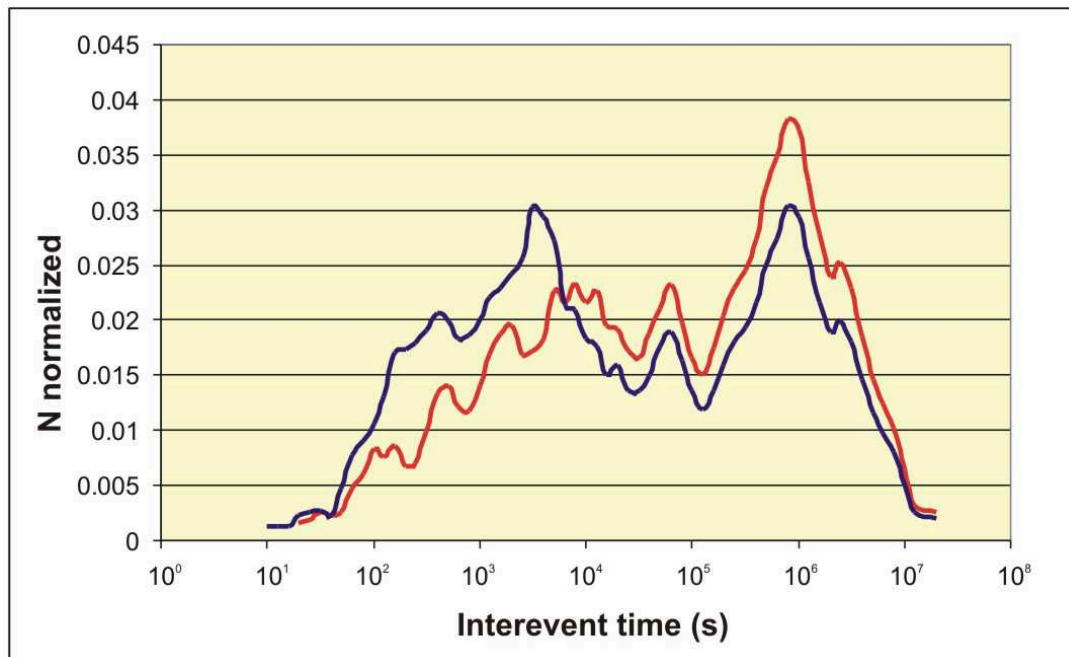


Fig. 5.6 – Confronto tra le distribuzioni degli IETs relative all'intero catalogo 1988-2011, Md > 2.5 (in blu) ed al medesimo catalogo dopo essere stato declusterizzato (in rosso).

Adesso valutiamo le differenze tra pattern della distribuzione degli IETs calcolate sull'intero catalogo sismico e su quello declusterizzato considerando differenti soglie di completezza. L'intero catalogo sismico è caratterizzato da evidente bimodalità qualsiasi sia la soglia di magnitudo per cui si filtra il dataset (Fig. 5.7), quindi sono sempre presenti sia il picco associato agli eventi correlati che quello riconducibile alla sismicità di background (o agli eventi indipendenti). Soltanto filtrando il dataset per una soglia energetica di Md > 3.5 il pattern della distribuzione degli IETs presenta unimodalità, ed è caratterizzato soltanto dal picco associato agli eventi non correlati (Fig. 5.7).

Invece, nelle distribuzioni degli IETs calcolate usando il catalogo declusterizzato, diversamente dalle precedenti, il picco associato agli sciami sismici è appena accennato per tutte le soglie di magnitudo prese in esame (Fig. 5.8). Questo dato avvalorava ulteriormente l'ipotesi che sono gli eventi correlati o aftershocks a dare luogo al picco caratterizzato da un IET di $\sim 10^3$ s. Quindi questo IET è dovuto con molta probabilità all'accadimento di eventi che si verificano con tempi di intercorrenza molto brevi ed appartenenti allo stesso volume sismogenico. Ulteriori conferme, riguardo questa affermazione, saranno argomentate nel paragrafo 5.4.

Si nota infine, che in entrambi i dataset discussi fino ad ora (catalogo declusterizzato e non), il picco a più alti IETs è gradualmente shiftato verso destra (Fig. 5.7 e 5.8) all'aumentare della soglia energetica considerata, indicando che il tempo che intercorre tra eventi non correlati aumenta con la magnitudo. Infatti, in accordo con la legge di Gutenberg-Richter (1944), a parità di area ed intervallo temporale analizzato, il numero di terremoti decresce con la soglia energetica degli eventi considerati. Terremoti a bassa energia ricorrono più frequentemente rispetto quelli più forti, seguendo l'espressione:

$$\log N = A - bM$$

dove N è il numero di terremoti, A e b sono due costanti che definiscono il rate sismico nell'area considerata, M è la magnitudo.

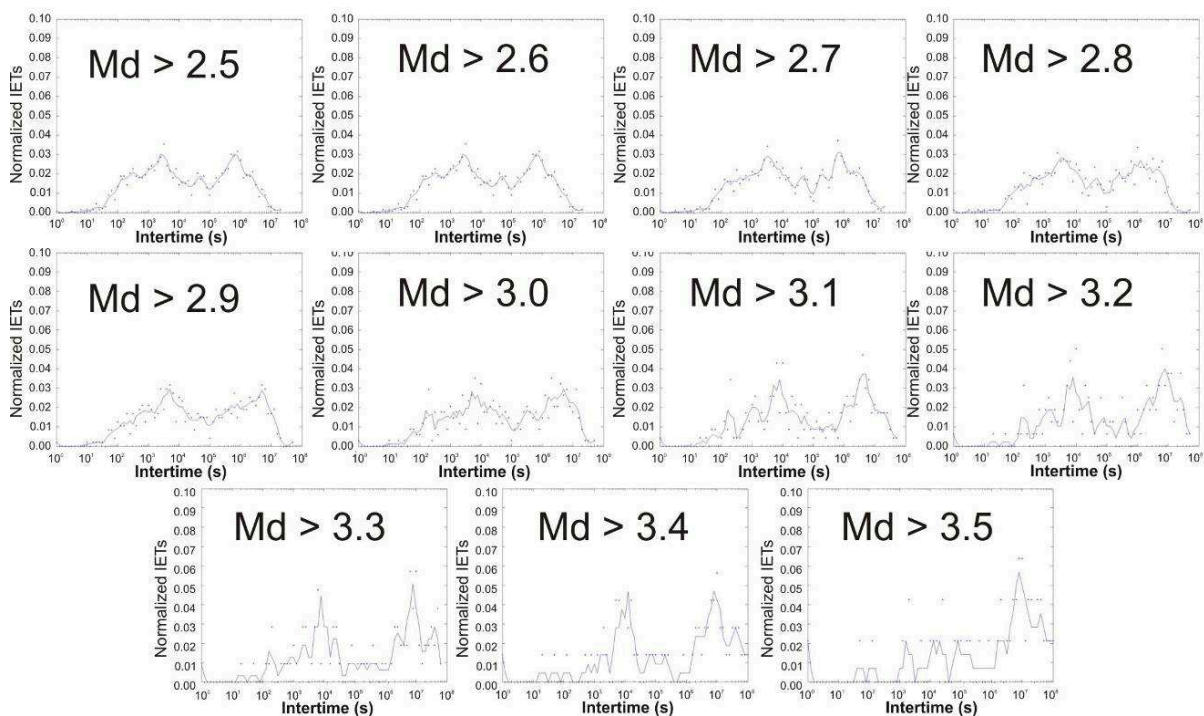


Fig. 5.7 – Distribuzioni degli IETs calcolate filtrando l'intero catalogo dei terremoti etnei per diverse soglie di magnitudo (da $M_d > 2.5$ a $M_d > 3.5$).

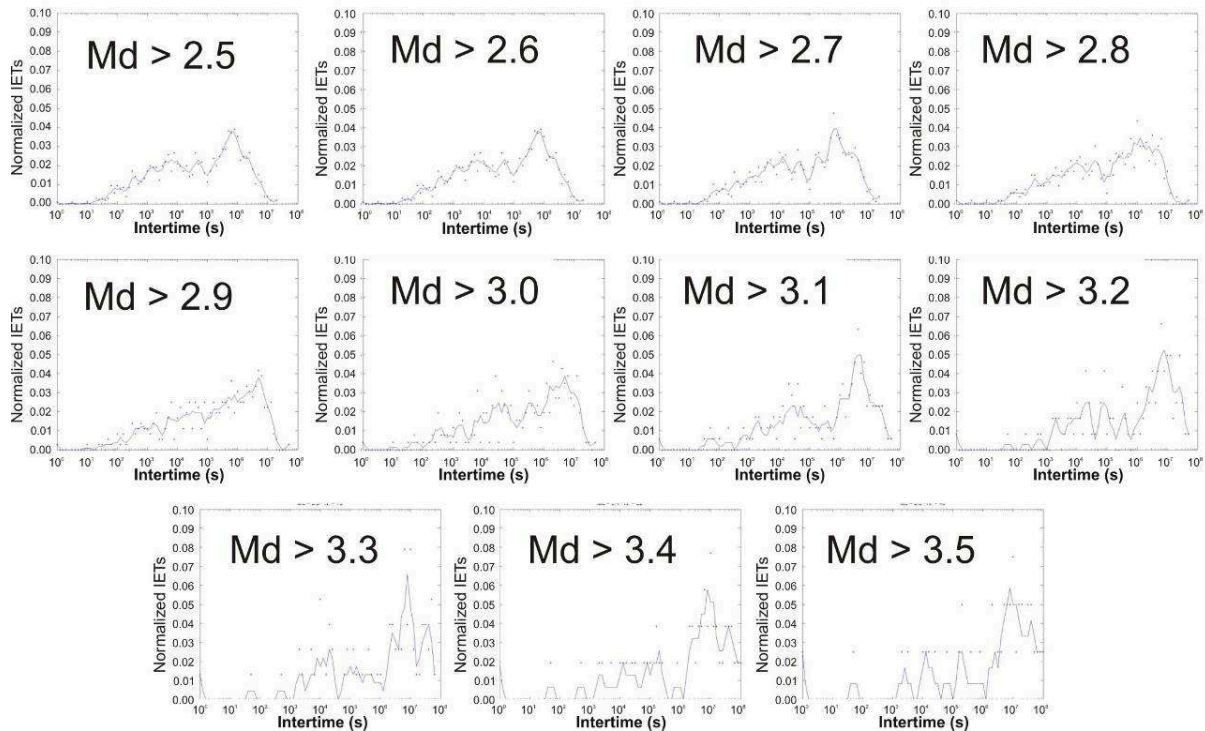


Fig. 5.8 - Distribuzioni degli IETs calcolate filtrando il catalogo dei terremoti etnei declusterizzato. Le distribuzioni sono state calcolate per diverse soglie di magnitudo (da $M_d > 2.5$ a $M_d > 3.5$).

I risultati ottenuti con il catalogo declusterizzato, confermano che i due picchi (o mode), che caratterizzano la distribuzione degli IETs all'Etna (Fig. 5.1 in blue), possono essere associati in questo contesto: (i) alla attività sismica stazionaria di background (rappresentata da eventi non correlati tra loro), (ii) al contributo degli sciami sismici che occasionalmente interrompono la normale attività sismica all'Etna.

5.2 Analisi Spaziale

Riconsideriamo l'intero catalogo dei terremoti etnei (1988-2011, $M_d > 2.5$). Come mostrato nella Fig. 4.7, Cap. 4, la sismicità all'Etna non è uniformemente distribuita in profondità, ma i terremoti possiedono una diversa frequenza di accadimento nei diversi livelli crostali. Sull'istogramma in Fig. 4.7, Cap. 4, che riporta il numero di terremoti vs le profondità focali, sono riconoscibili tre diversi pattern della distribuzione degli ipocentri riferiti a tre particolari orizzonti sismogenici. La maggior parte degli ipocentri è confinata entro i primi 5 km di profondità, il numero di terremoti decresce rapidamente fino a 12 km, per profondità oltre i 12 km il numero di ipocentri si mantiene all'incirca costante. Di conseguenza, al fine di ottenere informazioni sulla distribuzione temporale della sismicità in differenti volumi crostali, l'analisi spaziale degli IETs, nei diversi settori del vulcano, è stata condotta estraendo dal catalogo sismico tre subdataset, selezionando i terremoti secondo i range di profondità ritenuti più significativi:

- $Z \leq 5$ km
- $5 < Z \leq 12$ km
- $Z > 12$ km

Successivamente, sui tre subdataset, sono state calcolate le distribuzioni degli IETs ed i parametri statistici (Fig. 5.9) ad esse associate (asimmetria A , curtosi k , aperiodicità α), considerando gli eventi sismici localizzati entro un raggio di 3.5 km da ogni nodo di una griglia con una distanza inter-nodale di 2 km in latitudine e longitudine (Cap. 4, Paragrafo 4.2.3).

Il confronto tra i pattern delle distribuzioni degli IETs in ogni nodo della griglia (Fig. 5.10) insieme all'analisi delle variazioni dei parametri statistici, ha permesso di accomunare alcuni settori caratterizzati da differente organizzazione temporale della sismicità. L'asimmetria (Fig. 5.9a) è particolarmente utile per descrivere le differenze di forma nelle distribuzioni, perché fornisce un'informazione sulla posizione del picco dominante (indicando la posizione di quest'ultimo su relativi alti o bassi valori di IETs, rispettivamente per valori di asimmetria negativi o positivi). Nelle Fig. 5.9 sono riportati i limiti dei settori identificati sulla base dei valori di soglia -0.5 e $+0.5$ dell'asimmetria. Questi limiti ben si adattano alle variazioni degli altri parametri statistici (curtosi ed aperiodicità) osservabili su mappa (Fig. 5.9).

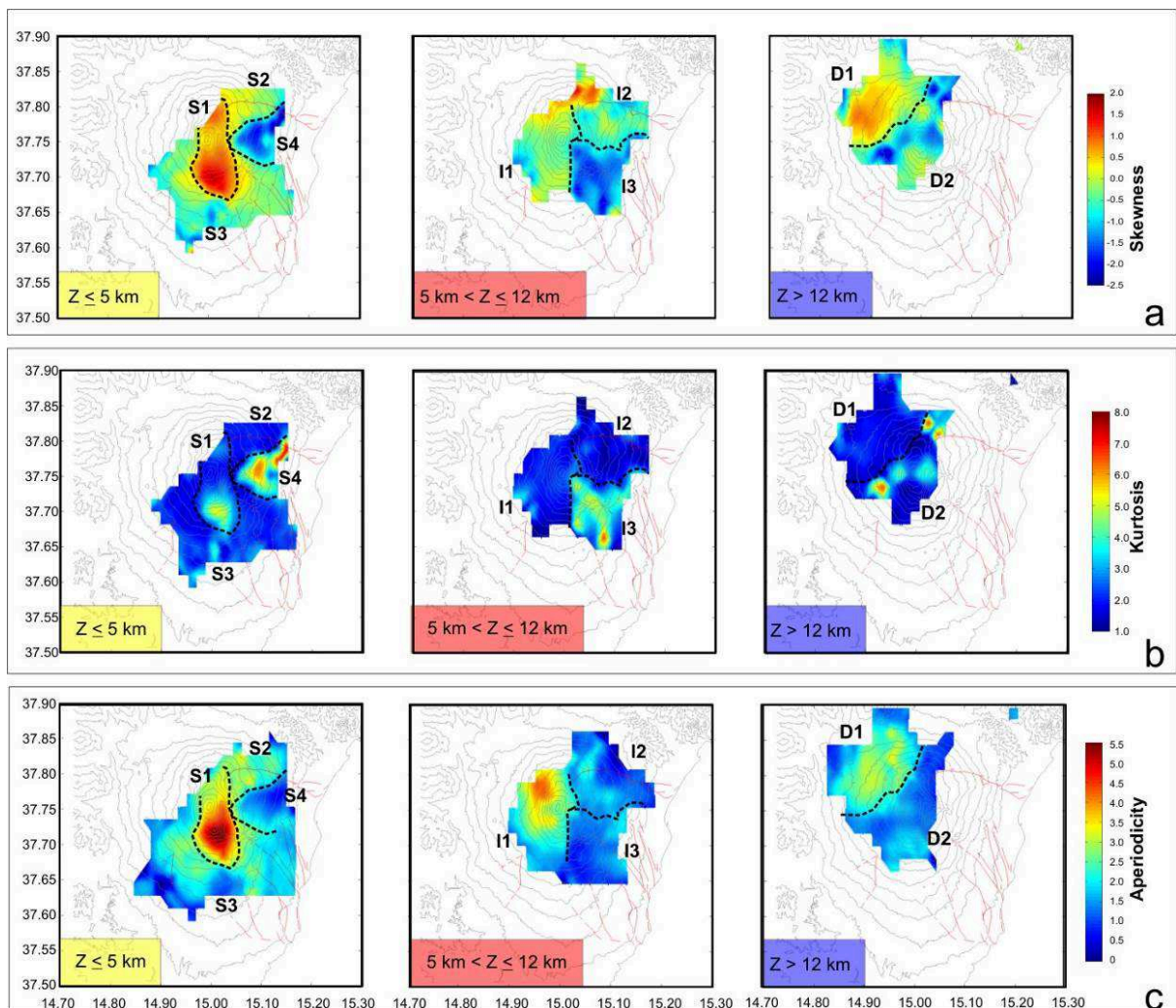


Fig. 5.9 - Mappa dei valori di asimmetria (a), curtosi (b), aperiodicità (c) delle distribuzioni degli IETs (scala colorata) per tre livelli di profondità (Z). Le linee tratteggiate, definiscono settori del vulcano sulla base di valori di soglia dell'asimmetria (-0.5 e $+0.5$).

In *S1* gli alti valori di asimmetria (Fig. 5.9a) indicano la presenza di un picco posizionato a sinistra del grafico della distribuzione, cioè su bassi IETs; mentre per i settori *S4* ed *I3*, l'asimmetria negativa suggerisce che il picco dominante è posizionato a destra del grafico, quindi su alti IETs (Fig. 5.9b). È da precisare che l'area del settore *S4* possiede pochi terremoti, quindi le informazioni statistiche sono ottenute su una modesta quantità di dati.

I rimanenti settori del vulcano, *S2*, *S3*, *I1*, *I2*, *D1* e *D2* possiedono valori di asimmetria che variano tra 0.5 e -0.5, che non indicano la presenza di classi di IETs nettamente predominanti su altre.

Dalla Fig. 5.9b si evince che la maggior parte delle distribuzioni degli IETs all'Etna possiedono valori di curtosi inferiori a 3.5, quindi si tratta di curve poco "piccate" su un particolare valore di IET. Valori di $k > 3.5$, indicanti la presenza di curve con una forma ben piccata, e quindi distribuzioni degli IETs tendenzialmente unimodali, si trovano nei settori *S1*, *S4* ed *I3*. Le caratteristiche delle distribuzioni degli IETs nei vari settori, dedotte dai parametri statistici di forma è facilmente riscontrabile con l'osservazione dei pattern mostrati in Fig. 5.10.

Sul livello crostale $Z \leq 5$ km, nel settore dei Crateri Centrali (*S1*), la maggior parte dei terremoti possiede un intertempo di $\sim 10^3$ s (un ora e mezza), infatti il picco con questo IET è molto evidente (Fig. 5.10a), mentre il picco con IET di $\sim 10^7$ s (circa 115 giorni) è appena accennato. Quindi, nel settore *S1* (Fig. 5.10a), dove sono localizzate la maggior parte delle fratture eruttive, il pattern della distribuzione degli IETs indica che la sismicità principalmente avviene in forma di sciame sismici, cioè come eventi correlati (IET $\sim 10^3$ s). In questo settore dell'Etna, si trovano anche i più alti valori relativi di aperiodicità (Fig. 5.9c), che indicano la presenza di una sismicità fortemente clusterizzata nel tempo. La distribuzione degli IETs cambia la sua forma spostandosi dal settore *S1* ai settori circostanti, dove i picchi connessi con gli sciame sismici sono gradualmente smussati.

Nel settore *S2* (area della Pernicana), la distribuzione degli IETs è rappresentata da una larga curva senza picchi evidenti (Fig. 5.10a). Le distribuzioni degli IETs nel settore *S3* (settore SW del vulcano e zona Valle del Bove - Timpe) sono leggermente bimodali senza picchi predominanti per particolari valori di IETs (Fig. 5.10a). Il settore *S4* (a nord della Valle del Bove, Fig. 5.9) è l'unica area, all'interno del livello di profondità $Z \leq 5$ km, ad avere bassa sismicità e un marcato pattern unimodale che indica la quasi totale assenza di sciame nel settore.

All'interno del range di profondità 5 – 12 km, il settore *S1* non è più identificabile. È anche interessante osservare che per profondità superiori a 5 km, vi sono delle differenze tra il settore orientale e quello occidentale del vulcano. Infatti, il pattern degli IETs nel settore *I1* (caratterizzato da distribuzioni leggermente bimodali, come la porzione del settore *S3* che vi sta sopra) è diverso da quello del settore *I2* ed *I3*, che sono marcatamente unimodali e piccati su IETs di $\sim 10^7$ s (Fig. 5.10b).

Le distribuzioni relative al più profondo livello di profondità scelto ($Z > 12$ km), hanno permesso di identificare due volumi sismogenici. Il primo, *D1*, localizzato nel settore NW del vulcano, nell'area di M. Maletto (Fig. 5.9 e Fig. 5.10c), è caratterizzato da due IETs dominanti. Il pattern bimodale della curva indica che eventi correlati e non correlati si verificano in egual misura ($\sim 10^3$ e $\sim 10^7$ s). Il secondo settore, *D2* (Fig. 5.9), ricade nell'area

del Rift-Sud. In questo caso il pattern della distribuzione degli IETs non è marcatamente bimodale come *D1*, ma il suo pattern è più simile a quello dei settori *I2* ed *I3*. Bisogna precisare che il numero di terremoti che ricadono nel settore *D2*, e con il quale sono state ottenute le distribuzioni degli IETs ed i parametri statistici, è relativamente modesto (come per il settore *S4*), pertanto le informazioni ricavate potrebbero essere statisticamente poco significative.

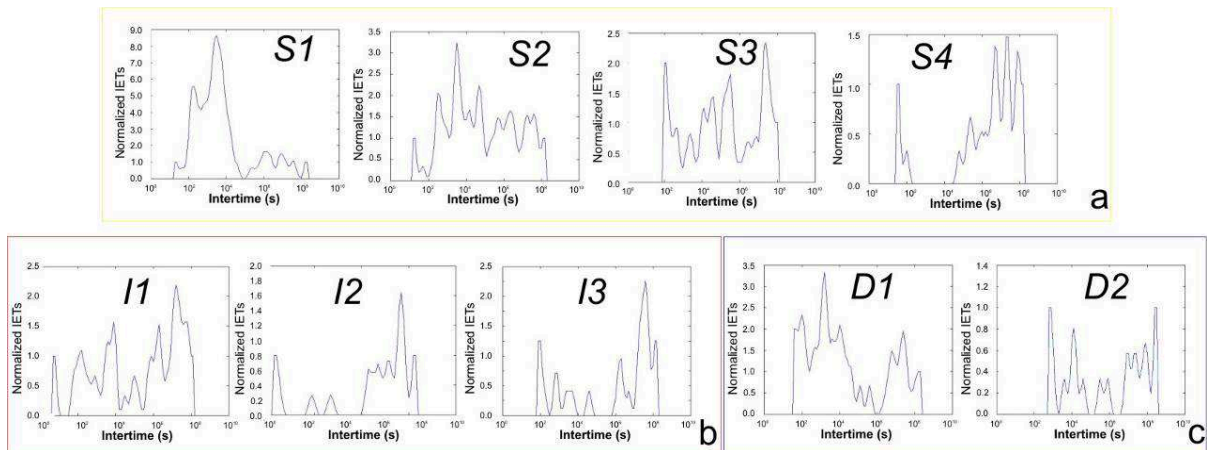


Fig. 5.10 - Distribuzioni degli IETs più rappresentative dei diversi settori etnei per: a) $Z \leq 5$ km, b) $5 < Z \leq 12$ km, c) $Z > 12$ km.

Riassumendo quanto osservato, quest'analisi ha messo in evidenza che, sebbene in porzioni variabili, ci sono due principali IETs che si verificano all'interno dei differenti settori dell'Etna. Questi IETs hanno valore di $\sim 10^3$ (un ora e mezza) e $\sim 10^7$ s (115 giorni), e sembrano, come constatato su scala dell'intero vulcano, rispettivamente legati all'accadimento degli eventi correlati (quindi legati alla ricorrenza degli sciami sismici) e degli eventi non correlati o indipendenti (riferibili alla normale sismicità di background).

In particolare, i valori ottenuti di curtosi e di asimmetria, hanno permesso di quantificare le differenze relative alla posizione e alla larghezza dei picchi osservati, rappresentando degli indicatori statistici in grado di parametrizzare le caratteristiche di forma delle distribuzioni degli IETs (Fig. 5.9 e Fig. 5.10).

I valori di aperiodicità α ottenuti all'Etna (Fig. 5.9c) suggeriscono che la sismicità etnea con $M_d > 2.5$, tra il 1988 ed il 2011, si è verificata quasi in ogni porzione del vulcano secondo un regime a cluster (Cap. 4, Paragrafo 4.3.4). Infatti per $Z \leq 5$ km, i valori di α sono per la maggior parte superiori a 2 ed aumentano notevolmente nell'area dei Crateri Centrali (settorio *S1* in Fig. 5.9), dove raggiungono un massimo relativo di 5.5. Soltanto nelle aree più periferiche della mappa in Fig. 5.9c (dove la sismicità è a livelli molto bassi e possiede tempi di ricorrenza molto lunghi) e nella maggior parte del fianco orientale dell'Etna (settori *I2* ed *I3*) per $5 < Z \leq 12$ km, l'aperiodicità indica un comportamento della sismicità che varia da un regime stazionario a uno periodico.

Si nota inoltre, che per $Z > 5$ km, la sismicità nel settore occidentale e nord occidentale del vulcano (settori *I1* ed *D1*) è più clusterizzata nel tempo (Fig. 5.9c) rispetto quella del fianco orientale (*I3*).

Va sottolineato che il picco di background, riconosciuto sulla distribuzione degli IETs ottenuta considerando la sismicità dell'intero vulcano, ha un valore di $\sim 10^6$ s (Fig. 5.1). Questo valore aumenta fino a $\sim 10^7$ s quando l'analisi viene condotta con un piccolo insieme di dati, come accade quando si considerano i singoli settori individuati all'Etna (Fig. 5.10). Questo fenomeno può essere attribuito al fatto che, a parità di soglia di completezza per cui è filtrato il dataset, il numero dei terremoti che si verificano nel tempo su aree di dimensioni più ristrette (rispetto quelle a cui è riferito l'intero catalogo) è minore e i tempi di attesa tra terremoti successivi diventano più grandi. L'IETs con valore compreso tra 10^6 s e 10^7 s (da 10 a 100 giorni) è presente praticamente in qualsiasi settore del vulcano, mentre quello di $\sim 10^3$ s è molto evidente nei settori dove avvengono sciami sismici innescati dall'attività vulcanica (come per il settore *S1*) ed in quelli dove si osservano le crisi sismiche maggiormente connesse a fenomeni di natura tettonica (come per il settore *D1*).

5.2.1 Effetti del Declustering sui Diversi Settori Etnei

I parametri statistici e le distribuzioni degli IETs nodo per nodo, facendo riferimento alla griglia descritta nel Cap. 4 Paragrafo 4.2.3, sono stati calcolati anche per il catalogo declusterizzato.

Il fine di questa analisi è quello di mettere in evidenza il contributo degli sciami sismici, oltre che sull'intero vulcano (Paragrafo 5.1.1), nei diversi sub-settori etnei e valutarlo sia in termini di pattern della distribuzione degli IETs che di parametri statistici associati.

Relativamente al volume sismogenico $Z \leq 5$ km, l'effetto del declustering è stato quello di abbassare i valori di asimmetria, di curtosi e di aperiodicità (Fig. 5.11) del settore *S1*, rendendoli più simili a quelli dei settori adiacenti *S2*, *S3*. Il pattern della distribuzione degli IETs, nel settore *S1* (Fig. 5.12) mostra che l'eliminazione di gran parte degli eventi correlati, come conseguenza del declustering, ha accentuato la bimodalità della distribuzione; in questo caso il numero di eventi correlati e non correlati sono confrontabili. Infatti, in *S1*, il picco correlato con gli sciami sismici di circa $\sim 10^3$ s, sulla distribuzione ottenuta usando il catalogo declusterizzato, è fortemente smorzato ma non del tutto assente, risulta invece più evidente il "picco di background".

Anche nel settore *S2* il picco associato agli eventi correlati, adesso è molto più smorzato e difficile da distinguere; la distribuzione degli IETs in questo settore possiede comunque in porzione variabile tutte le classi temporali da 10^0 s a 10^8 s.

Nelle distribuzioni degli IETs di *S3* e *S4* (Fig. 5.12), i picchi a bassi IETs sono meno marcati, lasciando ben evidente nella distribuzione il picco relativo agli eventi non correlati.

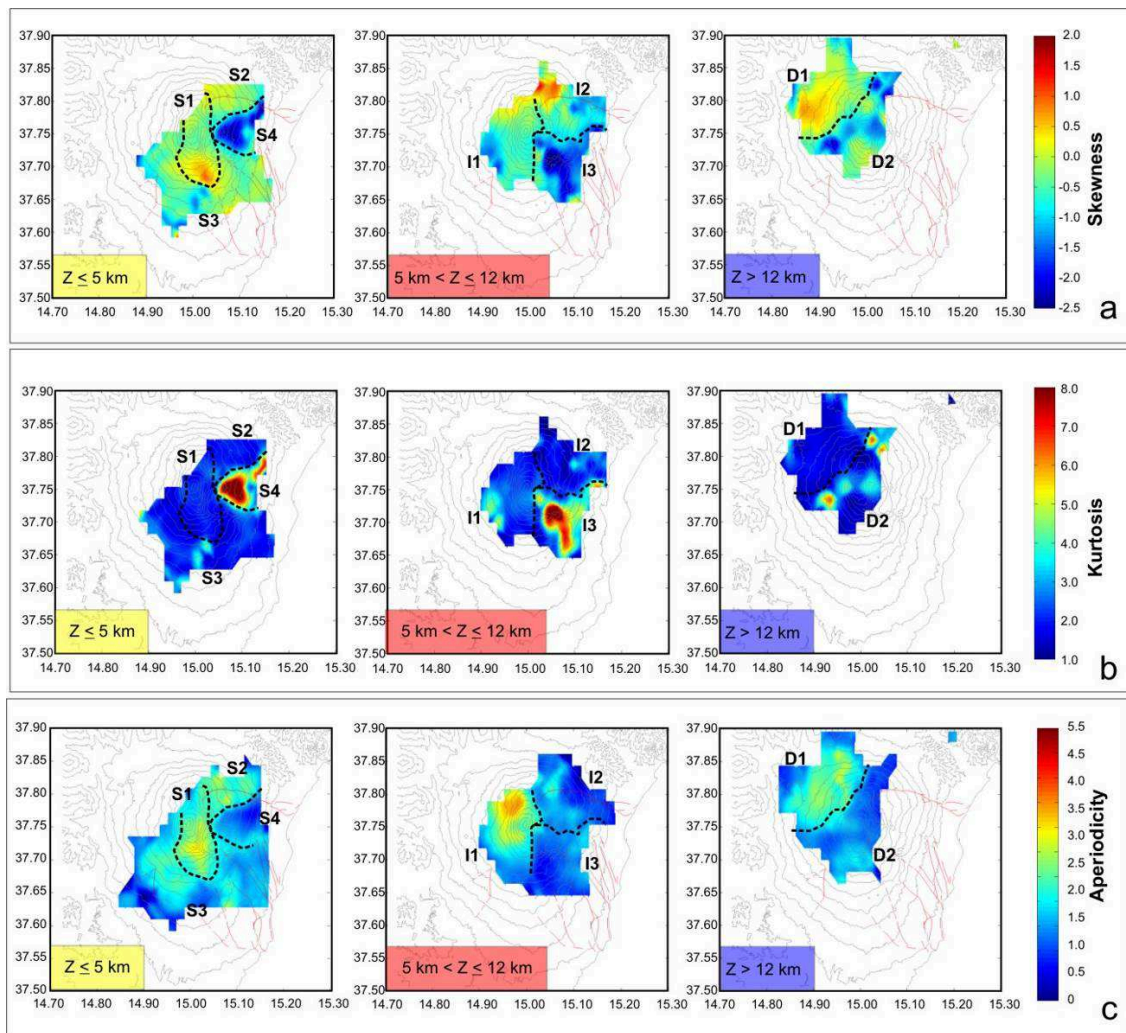


Fig. 5.11 – Mappa dei valori di asimmetria (a), curtosi (b), aperiodicità (c) delle distribuzioni degli IET (scala colorata) per tre differenti livelli di profondità (Z), calcolate sul catalogo declusterizzato dei terremoti etnei. Le linee tratteggiate, definiscono settori del vulcano sulla base di valori di soglia dell'asimmetria (-0.5 e +0.5).

Le caratteristiche dei settori con profondità intermedia ($5 < Z \leq 12$ km) non hanno subito particolari variazioni sia dal punto di vista dei parametri statistici (Fig. 5.13, 5.14, 5.15) che relativamente al pattern della distribuzione degli IETs (Fig. 5.12).

Per profondità superiori a 12 km, nel settore $D1$, il declustering ha eliminato molti eventi correlati ed il picco a bassi valori degli IETs non è più dominante e ben definito nella distribuzione. L'effetto è una curva ancora bimodale ma con i due picchi confrontabili, come se eventi correlati e non si verificassero nella stessa misura. Non si osservano variazioni nel settore $D2$.

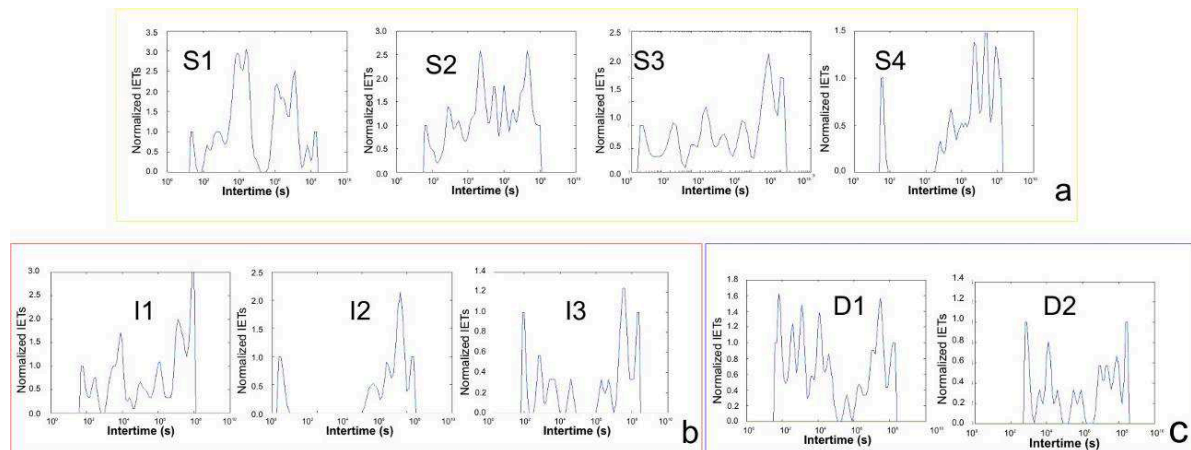


Fig. 5.12 - Distribuzioni degli IETs più rappresentative, calcolati su catalogo declusterizzato, dei diversi settori per: a) $Z \leq 5$ km, b) $5 < Z \leq 12$ km, c) $Z > 12$ km.

L'analisi spaziale su catalogo declusterizzato, mostra che l'eliminazione di gran parte degli aftershock mette in risalto la componente legata agli eventi non correlati (o indipendenti) in quei settori caratterizzati da una sismicità probabilmente per lo più indotta dalla tettonica regionale (*S4*, *I3*). Il declustering enfatizza anche le differenze tra questi settori e quelli in cui l'interazione con il campo di stress locale o fenomeni di altra natura danno luogo ad uno stile sismico dominato da eventi correlati, che rendendo il pattern della distribuzione degli IETs bimodale (*S1*, *S2*, *D1*).

5.2.2 Confronto tra Pattern dello Stile Sismico e Distribuzioni degli IETs nei Diversi Settori

Per meglio caratterizzare dal punto di vista sismico i differenti volumi crostali individuati con l'analisi degli IETs, per ciascun settore sono stati calcolati il numero cumulativo giornaliero di terremoti e la curva di strain.

L'andamento del numero di terremoti che si sono verificati nel tempo (Fig. 5.13), mette in evidenza la presenza di diversi stili sismici all'interno del vulcano. In particolare, si nota che alcuni settori sono caratterizzati dallo stesso pattern della curva cumulativa del numero di terremoti nel tempo.

Nei settori *S2*, *S3*, *I1*, ad esempio, i terremoti sembrano verificarsi regolarmente nel tempo ma la loro sismicità è caratterizzata da improvvise e periodiche accelerazioni del rate particolarmente evidenti in occasione di alcune eruzioni etnee (Fig. 5.13). Mentre settori come *I2* o *I3*, hanno uno stile sismico in cui mancano evidenti incrementi del rate in occasione degli eventi eruttivi.

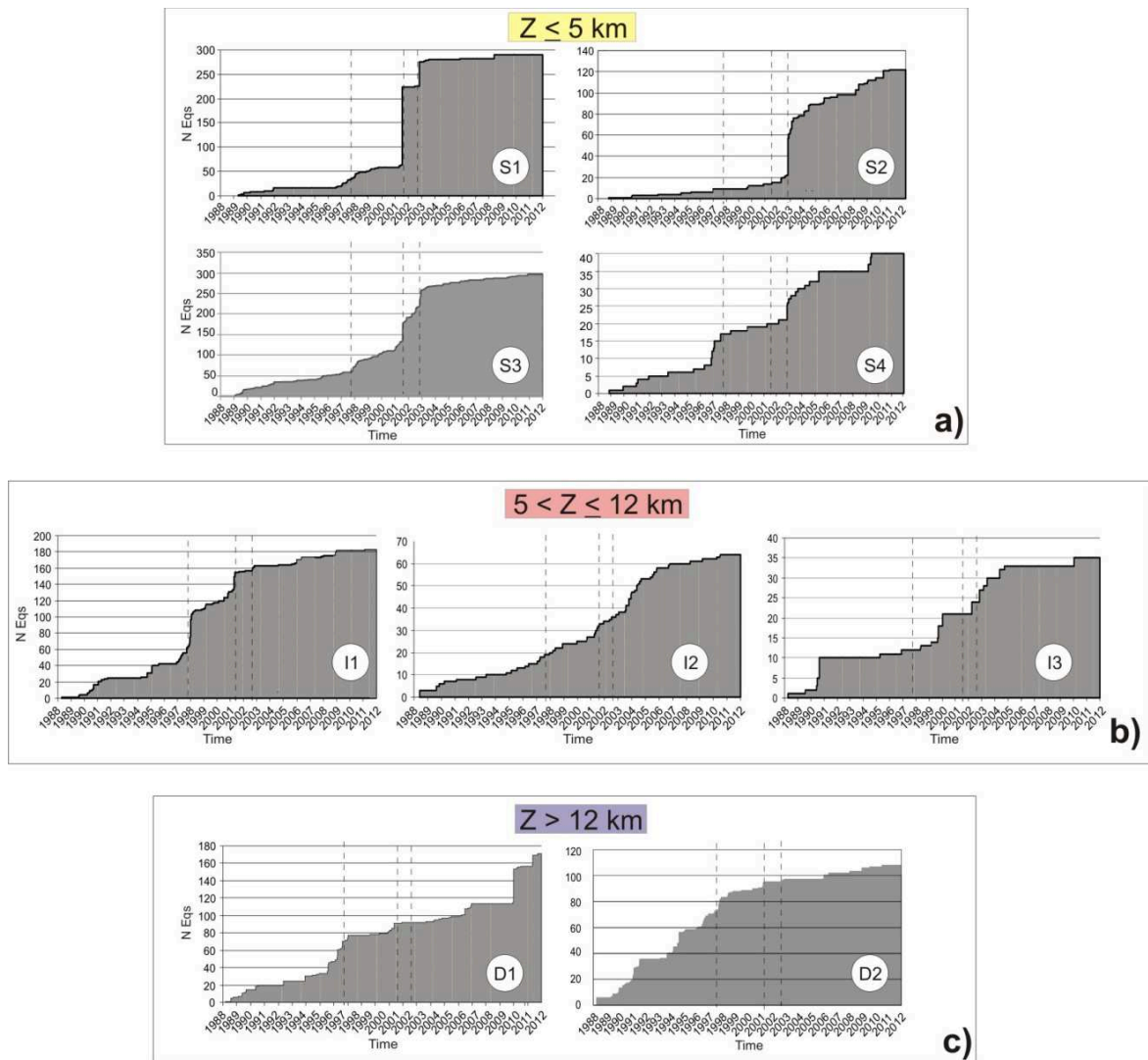


Fig. 5.13 – Numero cumulative di terremoti nel tempo, nei differenti settori individuati all’Etna per a) $Z \leq 5$ km; b) $5 < Z \leq 12$ km; c) $Z > 12$ km. Con la linea tratteggiata sono indicate le principali eruzioni etnee.

Un attento confronto tra particolari stili sismici osservati in alcuni settori ed i rispettivi pattern della distribuzione degli IETs, permette di distinguere i settori in tre famiglie diverse (Fig. 5.14).

In dettaglio, in Fig. 5.14a, si osserva che i settori S2, S3, I1 (cioè quei settori che possiedono un pattern più o meno marcatamente bimodale degli IETs) sono caratterizzati da un rapido incremento della frequenza di accadimento dei terremoti, giorni prima (a volte pochi mesi prima) di qualche eruzione ed un tasso di sismicità tra un’eruzione e l’altra che si mantiene basso. Un altro elemento comune ai settori S2, S3, I1, è che la pendenza della curva cumulativa del numero di terremoti non è costante nel tempo, indicando che il rate sismico è soggetto a periodiche accelerazioni ed diminuzioni (Fig. 5.14a). In Fig. 5.14a, tale tipologia dello stile sismico è stata indicata come “**bimodal**”, proprio per la correlazione con questo particolare pattern degli IETs. Quindi la sismicità di questi settori sembra in parte influenzata dall’attività vulcanica, in quanto si osservano incrementi della sismicità (sciame) in occasione di alcune eruzioni, soprattutto per i settori con $Z \leq 5$ km (S2 ed S3). Per profondità superiori a

5 km (quindi per il settore *II*) si nota che gli sciame avvengono non soltanto in occasione delle eruzioni ma anche lontano da queste (Fig. 5.14a).

Invece, nel settore *SI* la distribuzione degli IETs è una curva ben piccata su bassi valori degli IETs, che indica un accadimento di eventi correlati nettamente predominante rispetto la sismicità di background. Come si osserva in Fig. 5.14b, in questo settore si verificano improvvisi e forti incrementi della sismicità nell'arco di tempi molto brevi e solo in occasione delle eruzioni o immediatamente prima di queste. Il numero di terremoti che accompagnano l'attività vulcanica è variabile, come si evince dalla dimensione non costante dei "gradini" nel grafico che riporta il numero di terremoti vs tempo (Fig. 5.14b). Questi "gradini" sono intervallati da porzioni quasi piatte della curva cumulativa, suggerendo che il tasso di sismicità che precede e segue le eruzioni è molto basso. Il settore *SI*, infatti, sembra attivarsi dal punto di vista sismico, quasi esclusivamente durante i periodi eruttivi, quindi, come precedentemente ipotizzato, questo sembra il settore che più degli altri risente delle pressioni indotte dal magma. In Fig. 5.14b, questo particolare stile sismico insieme al pattern degli IETs è stato indicato "**by swarms**", per sottolineare l'importanza di tale modalità di rilascio dell'energia sismica nel settore.

L'analisi dello stile sismico dei settori in Fig. 5.14c indica che l'attività eruttiva nella maggior parte dei casi non influenza l'accadimento dei terremoti (soltanto nel settore *S4* vi è un evidente "gradino" in corrispondenza dell'eruzione del 2002). Quindi ci sono rare occasioni in cui il tasso di sismicità accelera al verificarsi di un'eruzione, ma nella maggior parte dei casi la modalità di rilascio dell'energia sismica rimane inalterata. Un'altra particolarità di questi settori è data dalla presenza di improvvisi incrementi della sismicità ("gradini") non legati a fasi eruttive (un esempio evidente è dato dallo sciame del 2010 nel settore *D1*, non seguito da attività vulcanica). Lo stile sismico nei settori *I2*, *I3*, *D1*, *D2* mostra che l'accadimento dei terremoti è più regolare nel tempo (Fig. 5.14c), rispetto i primi due stili descritti sopra (Fig. 5.14a, b). In questo contesto lo stile sismico dei settori in Fig. 5.14c è stato definito "**tectonic**" per l'associazione con il pattern unimodale della distribuzione degli IETs, che è generalmente associato ad aree tettoniche (Bell and Kilburn, 2008). Infatti, una peculiarità dei settori rappresentati in Fig. 5.14c, è quella di possedere un pattern degli intertempi marcatamente unimodale ad eccezione di *D1*. Come argomentato nei paragrafi precedenti, in quest'ultimo settore i numerosi eventi correlati che danno luogo ad una distribuzione degli IETs bimodale, non sembrano avere alcuna correlazione con l'attività vulcanica perchè dipendono dalle recenti sequenze sismiche (Dicembre 2009, Luglio 2010, Maggio 2011) localizzate nel settore di M. Maletto.

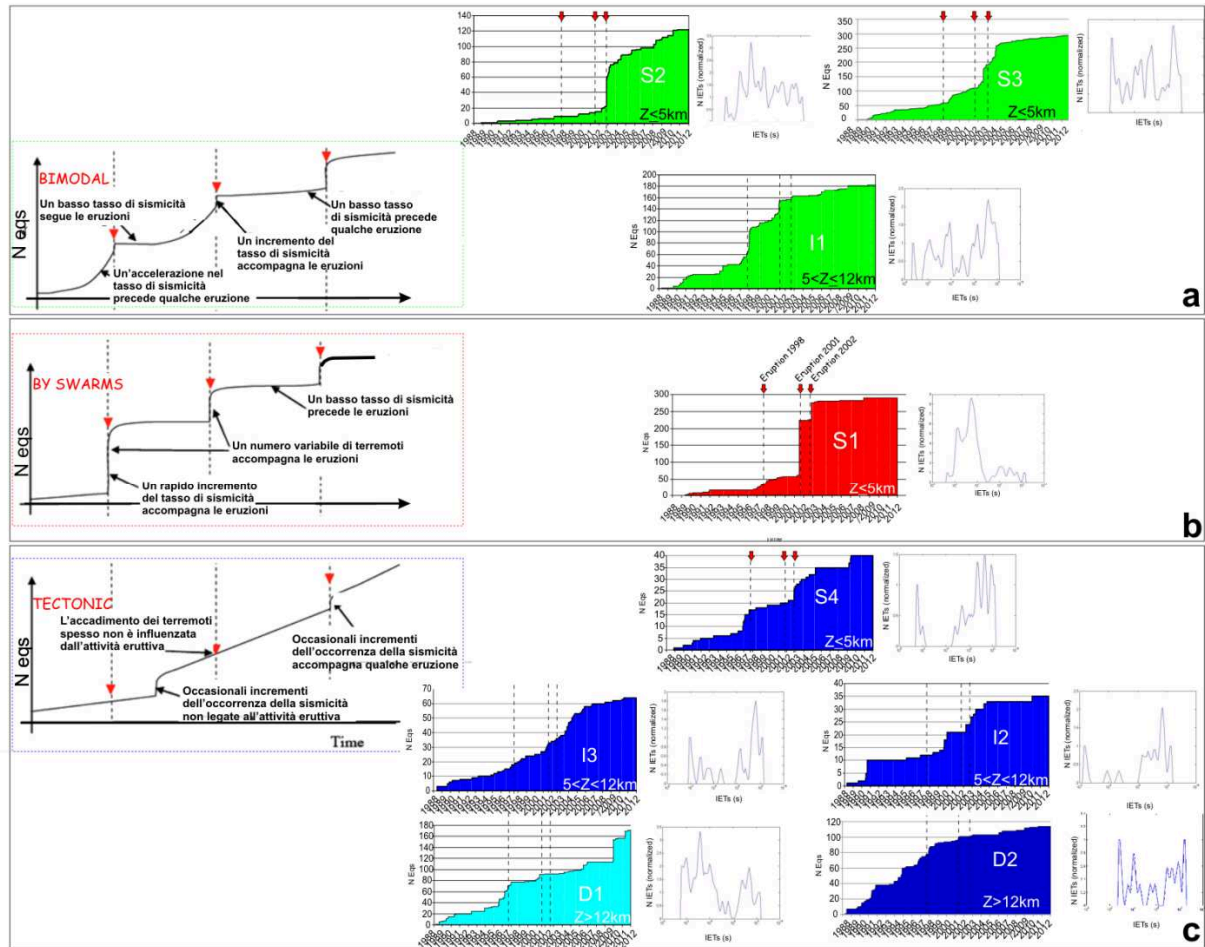


Fig. 5.14 – I grafici a sinistra indicano in maniera schematica tre differenti tipologie di stile sismico (modificati da Bell and Kilburn, 2008); a destra dei riquadri è mostrato l'andamento del numero cumulativo di terremoti nel tempo e i pattern degli IETs nei diversi settori dell'Etna. Le linee tratteggiate indicano l'inizio delle principali eruzioni etnee, già argomentate nei paragrafi precedenti.

Nelle Fig. 5.15, 5.16, 5.17 sono mostrati in dettaglio il rilascio di strain e il numero di terremoti giornaliero dei settori analizzati. Il rilascio di strain sismico è stato calcolato come $\text{radq} (E)$ secondo la relazione di Richter (1958): $\text{Log } E = 9.9 + 1.9 M_d - 0.024 (M_d)^2$, dove M_d è la magnitudo in durata. L'energia rilasciata dai terremoti che si verificano nei settori accomunati in Fig. 5.15, sono confrontabili tra loro.

I maggiori rilasci di energia si osservano nel settore S1 (Fig. 5.16), in occasione delle crisi sismiche legate all'attività vulcanica, mentre nei settori caratterizzati da un pattern più "tettonico" degli IETs (Fig. 5.17) si verificano un minor numero di terremoti ed i valori dell'energia da essi rilasciata sono bassi rispetto gli altri settori del vulcano. Valori intermedi di energia sono rilasciati dai settori caratterizzati da pattern bimodale degli IETs (Fig. 5.15).

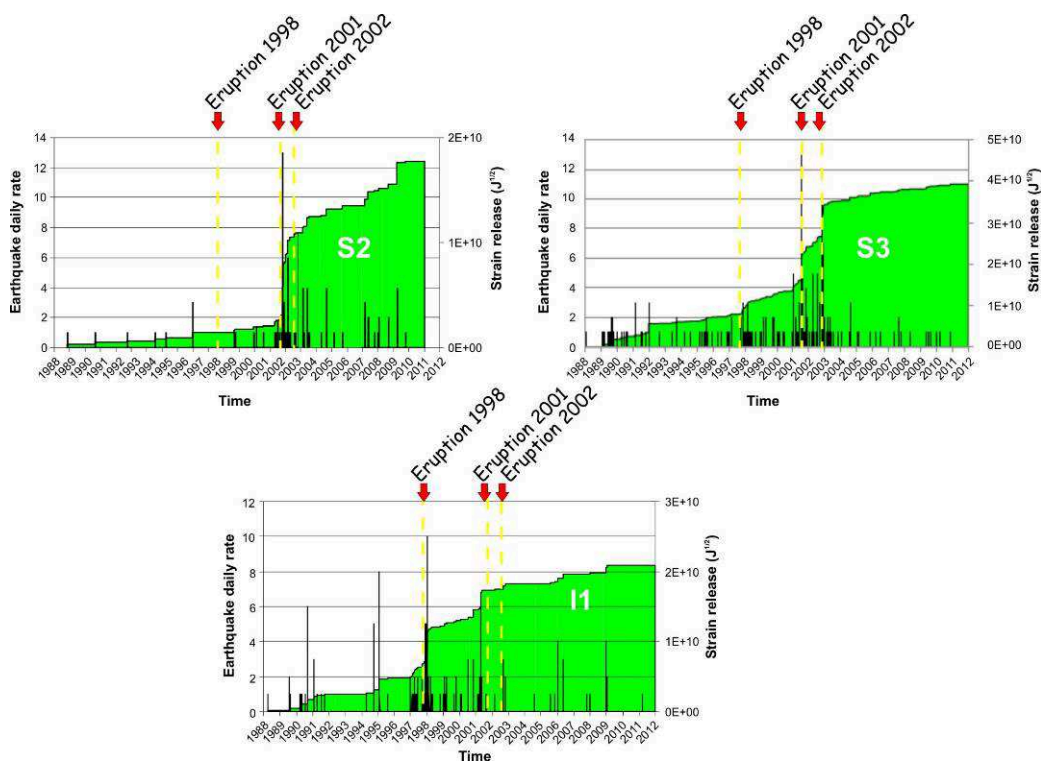


Fig. 5.15 – Dettaglio sullo strain release e sul numero dei terremoti giornaliero nei settori dell'Etna caratterizzati da pattern bimodale degli IETs.

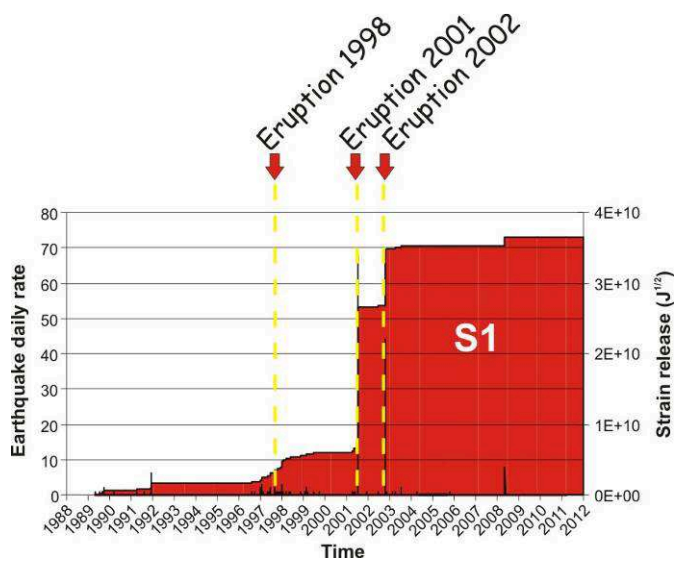


Fig. 5.16 – Dettaglio sullo strain release e sul numero dei terremoti giornaliero nel settore dell'Etna caratterizzato da pattern degli IETs dove predomina gli eventi correlati.

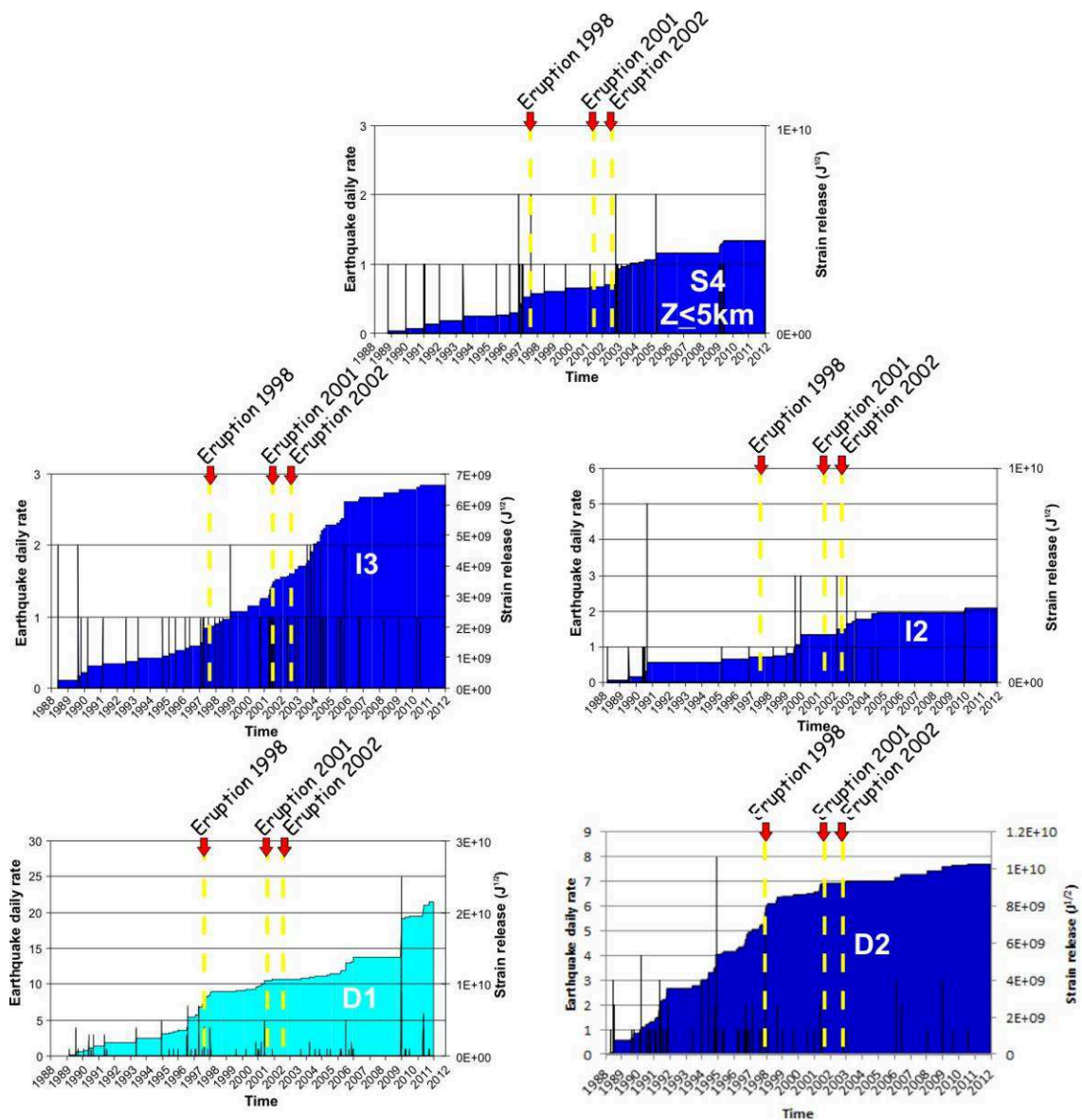


Fig. 5.17 – Dettaglio sullo strain release e sul numero dei terremoti giornaliero nei settori dell'Etna caratterizzati da pattern degli IETs tipico di aree tettoniche.

5.2.3 Analisi degli IETs all'Etna dopo le Principali Eruzioni Laterali

Nell'intento di cercare un'ulteriore conferma che le caratteristiche individuate nel settore S1 (Cap. 5 e 6), cioè nell'area sommitale e nella zona dei rift, siano espressione della componente "vulcanica" dello stress agente all'Etna, sono stati analizzati gli IETs selezionando secondo un diverso criterio il dataset dei terremoti a disposizione. In particolare sono stati valutati gli IETs, eliminando in maniera arbitraria dal dataset il contributo della sismicità avvenuta durante le principali eruzioni laterali e calcolando quindi i parametri statistici relativi alle distribuzioni degli IETs per un periodo antecedente e posteriore le eruzioni 2001, 2002-2003. Infatti, come emerso da un'analisi sul catalogo sismico utilizzato in questa tesi e da informazioni di bibliografia (Andronico et al., 2005; Andronico and

Lodato, 2005; Allard et al 2006), le eruzioni etnee accompagnate da tassi di sismicità particolarmente elevati, sono le eruzioni laterali che si sono verificate dopo l'anno 2000.

Pertanto, per compiere l'analisi oggetto di questo paragrafo, dal dataset etneo sono stati estratti separatamente i terremoti avvenuti con $M_d > 2.5$: (i) dal 1988 fino a Dicembre 2000 e (ii) dal Gennaio 2003 al Dicembre 2011; i risultati relativi saranno commentati in questo capitolo. Mentre l'analisi dei dataset con $M_d > 1.5$ (dal 1995 al 2000 e dal Gennaio 2003 al Dicembre 2011) è rimandata al prossimo capitolo di questa tesi (paragrafo 6.2.3). Adesso quindi focalizziamo l'attenzione sulla variazione temporale degli IETs relativi ai terremoti più energetici.

Durante il periodo compreso tra il 1988 ed il 2000 l'attività vulcanica è concentrata ai crateri centrali e l'attività eruttiva laterale è scarsa (Andronico and Lodato, 2005), anche l'attività sismica che accompagna l'apertura di fratture eruttive è molto modesta (Allard et al., 2006). In questo intervallo temporale, il livello $Z \leq 5$ km è quello che presenta le maggiori variazioni dei parametri statistici relativi alle distribuzioni degli IETs (Fig. 5.18) rispetto il dataset intero (Fig. 5.9). L'aperiodicità in questo livello crostale, descrive una sismicità meno clusterizzata (relativi bassi valori dell'aperiodicità) e i valori dell'asimmetria suggeriscono un minor numero di eventi correlati. Pertanto, sembra che la maggior parte dei terremoti sia rappresentata da una sismicità di background che tende ad un regime stazionario. Quindi, durante il periodo antecedente le principali eruzioni etnee (1988-2000), gli alti valori di asimmetria, curtosi ed aperiodicità osservati in precedenza per l'intero periodo 1988-2011 e che hanno permesso di discriminare *SI* come il settore con marcata componente vulcanica, non sono più identificabili. Durante lo stesso intervallo temporale, per profondità superiori ($Z \leq 5$ km e $5 < Z \leq 12$ km) non si osservano variazioni tra il dataset 1988-2011 (Fig. 5.9) e quello 1988-2000 (Fig. 5.18), indicando che le maggiori variazioni indotte dalla pressione del magma sullo stile sismico dei terremoti etnei, sono confinate in un volume che non eccede i 5 km di profondità.

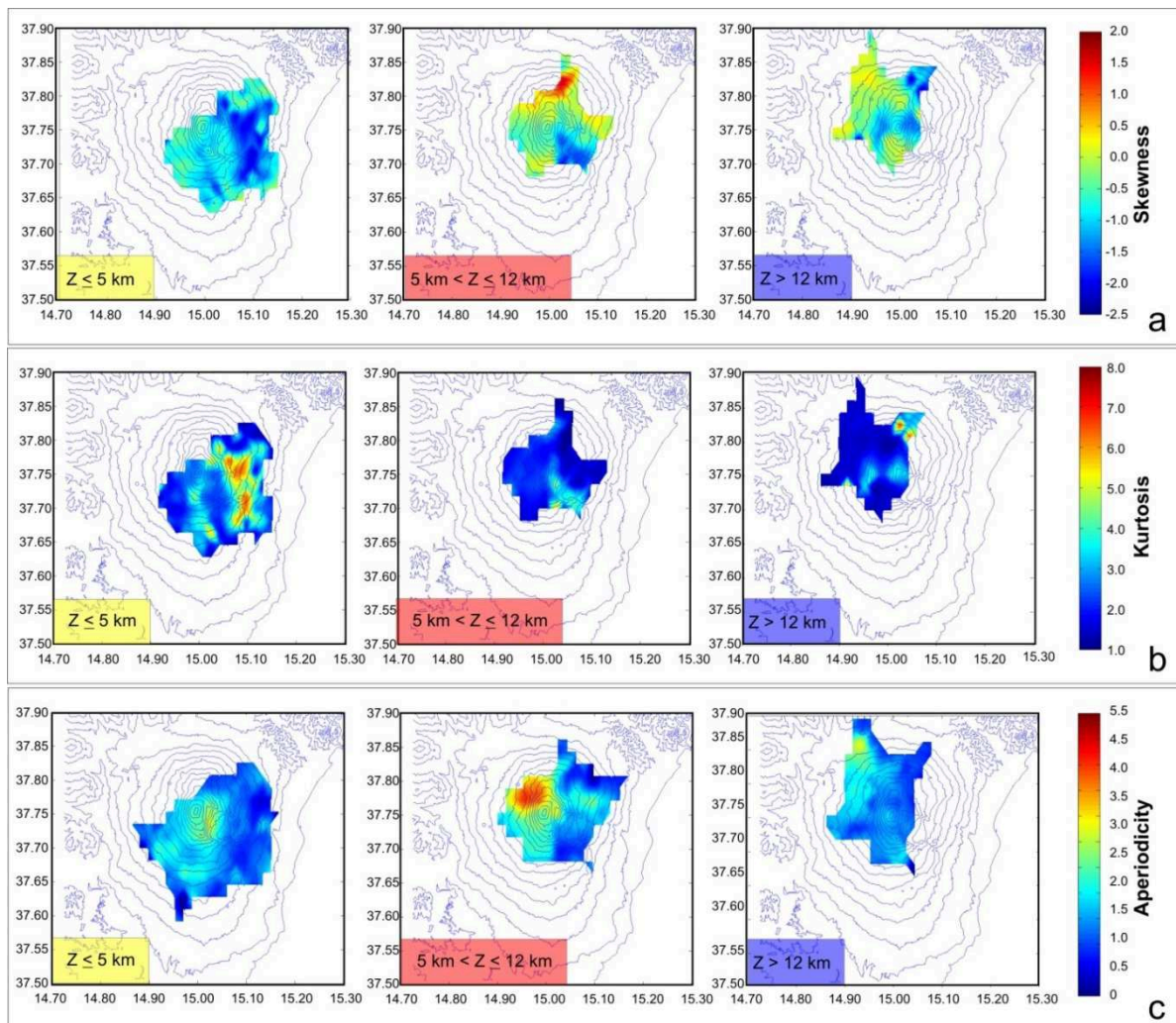


Fig. 5.18 - Mappa dei valori di asimmetria (a), curtosi (b), aperiodicit  (c) delle distribuzioni degli IETs (scala colorata) per tre differenti livelli di profondit  (Z), ottenute per il periodo 1988-2000, $M_d > 2.5$.

Il numero di terremoti con $M_d > 2.5$ durante il periodo 2003-2011, non   sufficiente per compiere una significativa analisi statistica e descrivere in maniera completa il comportamento degli IETs; le informazioni ottenute descrivono solo piccole porzioni del vulcano, all'interno dei tre livelli di profondit  studiati nell'ambito di questa tesi (Fig. 5.19).

Tuttavia, si osserva che parte del settore orientale del vulcano per $Z \leq 5$ km per il periodo che segue le eruzioni 2001 e 2002-2003 (Fig. 5.19), presenta valori dei parametri statistici correlati agli IETs, anche in questo caso, pi  bassi da quelli osservati sull'intero dataset (Fig. 5.9).

  facile dedurre quindi che la sismicit  fortemente clusterizzata nello spazio e nel tempo, rappresentata per la maggior parte da eventi correlati tipica del settore *SI*, che si osserva nel dataset completo che comprende la sismicit  avvenuta durante le eruzioni, sia da attribuirsi alla risposta della crosta etnea alla risalita di magma e alla conseguente apertura di fratture eruttive che hanno caratterizzato i periodi dal 2000 al 2003.

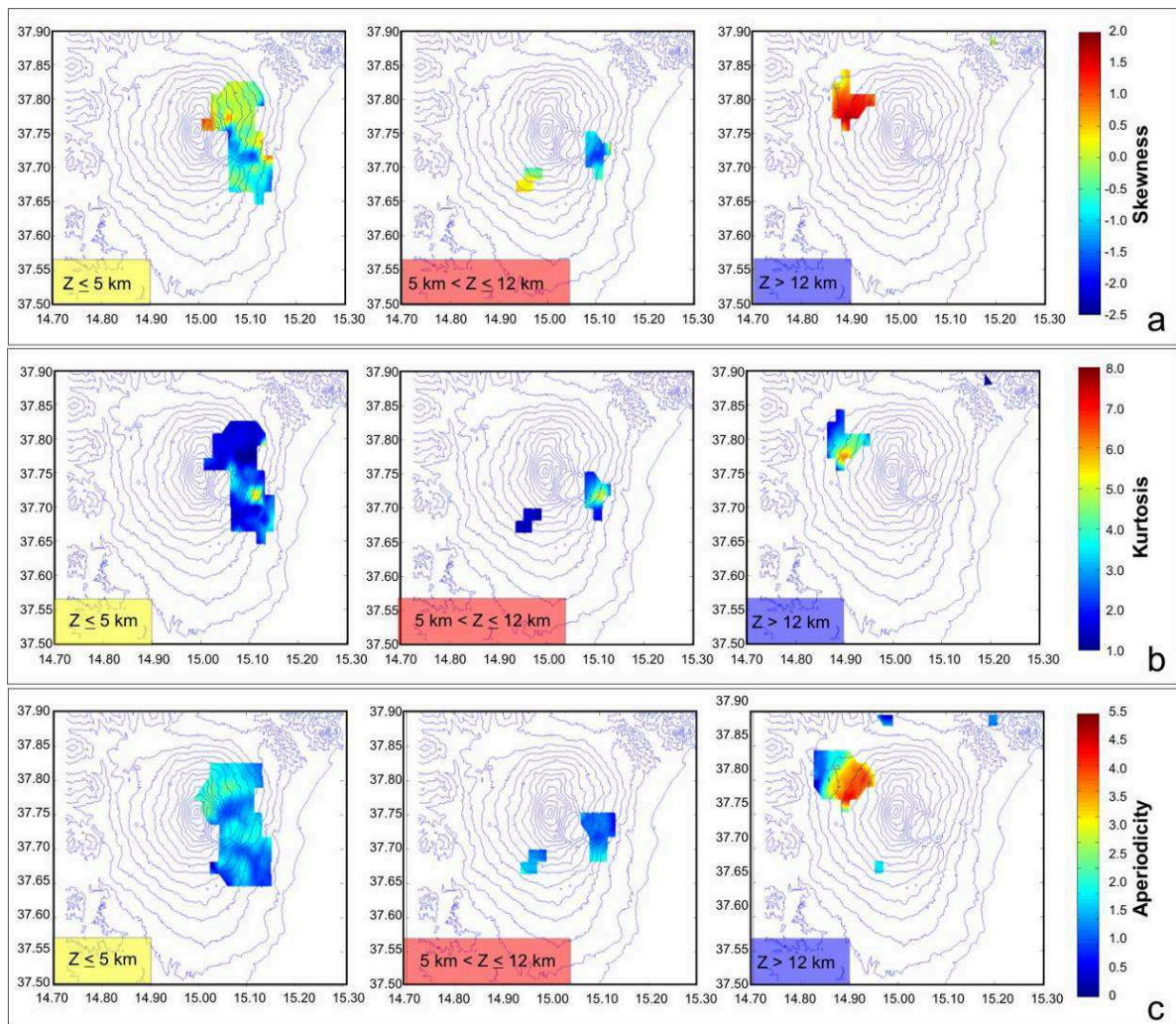


Fig. 5.19 - Mappa dei valori di asimmetria (a), curtosi (b), aperiodicità (c) delle distribuzioni degli IETs (scala colorata) per tre differenti livelli di profondità (Z), ottenute per il periodo 2003-2011, $M_d > 2.5$.

Informazioni più complete, sul comportamento degli IETs durante il periodo 2003-2011, provengono dall'analisi della sismicità con $M_d > 1.5$, trattata nel prossimo capitolo.

5.3 Confronto tra l'Area Etnea ed il Contesto Regionale Attraverso l'Analisi degli IETs

Per mettere in evidenza la componente della sismicità etnea legata allo stress regionale, sono state calcolate le distribuzioni degli IETs su ogni nodo di una griglia spaziata 20 km in longitudine e in latitudine, considerando tutti i terremoti con $M_d > 2.5$ avvenuti nella regione dal 1988 al 2011, escludendo gli eventi sismici localizzati nell'area etnea (quindi quelli che rientravano nell'area caratterizzata dalle seguenti coordinate geografiche: longitudine 14.7 - 15.3, latitudine 37.5 - 37.9). Successivamente sono stati analizzati i pattern delle distribuzioni degli IETs ed i relativi parametri statistici. In generale, le distribuzioni degli IETs ottenute per sub-settori della Sicilia, sono tutte unimodali (Fig. 5.20) e con un picco bene identificabile per valori $10^6 - 10^7$ s di IET, ovvero 12 - 115 giorni circa. Le distribuzioni in ogni nodo, sono

quindi tutte caratterizzate da una predominanza di eventi non correlati, ma sono riconoscibili delle leggere differenze tra la larghezza dei loro picchi. Il confronto tra i pattern delle distribuzioni degli IETs e variazioni dei parametri statistici, permette l'identificazione di due larghi settori con differente comportamento sismico, distinti principalmente sulla base di soglia -1.0 e +1.0 dei valori dell'asimmetria, che in Fig. 5.20 sono indicati come *SETTORE A* (che delimita il settore NW della Sicilia) e *SETTORE B* (che include l'area nord-orientale della Sicilia e l'area Iblea-Ionica).

Le distribuzioni degli IETs del *SETTORE A* sono meno "piccate" di quelle che caratterizzano il *SETTORE B* (Fig. 5.20). Quindi nel settore NW della Sicilia (*SETTORE A*) la sismicità è caratterizzata da un più alto numero di eventi correlati, infatti i valori di aperiodicità $\alpha > 1.5$ indicano una la sismicità che tende a clusterizzarsi nel tempo. Mentre l'asimmetria e la curtosi associata alle distribuzioni degli IETs hanno valori di $\mathbf{A} > -1$ e $\mathbf{k} < 3.5$, indicando curve a campana larga influenzate da eventi sia correlati che indipendenti.

Nell'area Iblea-Ionica (*SETTORE B*), invece, i valori di aperiodicità $\alpha < 1.5$, descrivono una sismicità che avviene in maniera stazionaria nel tempo e generalmente rappresentata da eventi non correlati, con tempi di intercorrenza relativamente lunghi; la porzione di eventi correlati è trascurabile (come espresso dai valori di asimmetria e curtosi, rispettivamente di $\mathbf{A} < -1$ e $\mathbf{k} > 3.5$). Quindi sia l'analisi sul pattern degli IETs che i parametri statistici ottenuti suggeriscono che l'Etna è localizzato al margine tra due differenti domini, infatti il limite tra i due settori attraversa l'area etnea (Fig. 5.20).

Più in dettaglio si osservano dei caratteri comuni tra alcuni settori del vulcano e quelli individuati su scala regionale. Il *SETTORE A* in Sicilia ed il settore *II* sull'Etna sono entrambi caratterizzati da relativi bassi valori di asimmetria e curtosi (Fig. 5.9), rispettivamente $\mathbf{A} \sim 0$ e $\mathbf{k} < 3.5$. Soltanto l'aperiodicità α , è differente tra il *SETTORE A* ed il settore *II*, rispettivamente superiore a 1.5 e superiore a 2.5, ma si tratta comunque di aree in cui l'aperiodicità possiede i più alti valori relativi. Mentre il *SETTORE B* in Sicilia ed il settore *I3* all'Etna hanno valori di aperiodicità $\alpha < 1.5$, asimmetria $\mathbf{A} < -1$ e relativo alto valore di curtosi $\mathbf{k} > 3.5$ (Fig. 5.9). Anche i pattern della distribuzione degli IETs accomunano rispettivamente: il *SETTORE A* al settore *II*, e il *SETTORE B* al settore *I3* (Fig. 5.10 e Fig. 5.20).

Il confronto tra la sismicità etnea e quella regionale, mette in evidenza che un differente stile sismico, che rende simili: (i) il settore orientale della Sicilia con quello orientale etneo ed (ii) il settore W dell'Etna con quello della Sicilia NW. In particolare, questi ultimi sono caratterizzati da un numero maggiore di eventi correlati (sciame).

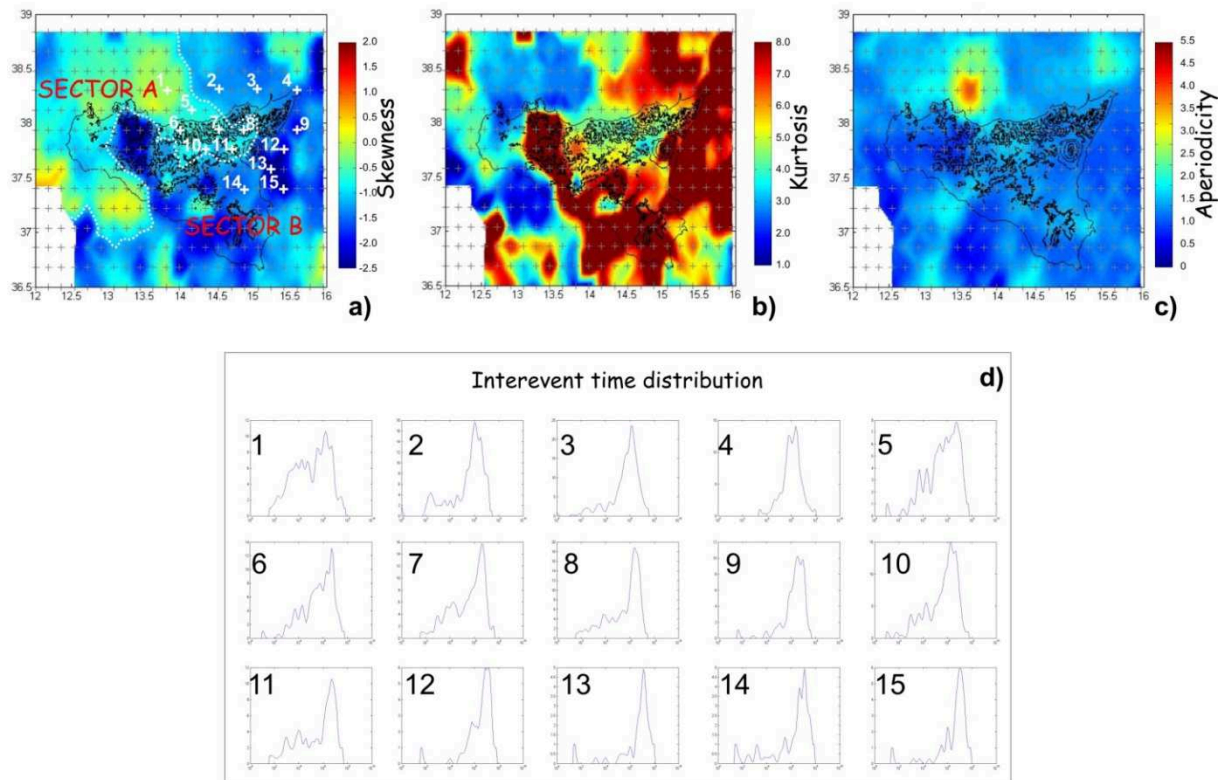


Fig. 5.20 – Mappe della variazione dei parametri statistici riferiti alle distribuzioni degli IETs in Sicilia per i terremoti con $M_d > 2.5$: a) asimmetria, b) curtosi, c) aperiodicità, d) distribuzioni degli IETs più rappresentative. La linea tratteggiata in bianco, delimita i settori della regione Sicilia sulla base dei valori di asimmetria (-1 e +1).

I limiti delle variazioni dei parametri statistici relativi alle distribuzioni degli IETs, osservate sul contesto regionale (Fig. 5.20), fittano bene con i limiti che in letteratura comunemente separano aree in compressione da quelle dove è presente un regime estensionale (Neri et al., 2005b; Lavecchia et al., 2007; Presti et al., 2013). Questo dato indica, come argomentato in altri lavori (e. g. Scarfi et al., 2013), che l'Etna si trova in una zona di transizione tra dominio estensionale e compressivo. Quindi la diversa organizzazione temporale osservata con gli IETs potrebbe riflettere la presenza di diversi meccanismi di rottura (compressivi e distensivi, thrust e normali) e tipologie di stress. Infatti l'analisi degli IETs mette in evidenza una sismicità più clusterizzata nelle aree in cui alcuni autori affermano agisca un regime tettonico compressivo (Palano et al., 2012; Presti et al., 2013), mentre nelle aree dove è presente un regime tettonico estensionale si verificano quasi esclusivamente eventi indipendenti (Fig. 5.21). Schorlemmer et al. (2005) hanno osservato che differenti meccanismi di fagliazione sono caratterizzati da una diversa modalità di rilascio dell'energia sismica. Essi hanno osservato una correlazione tra tipologia dei meccanismi focali e particolari range di valori del coefficiente b della legge Gutenberg – Richter (1944); in particolare, i più bassi valori relativi di b sono correlabili a meccanismi di fagliazione inversa, relativi alti valori di b riflettono la presenza di meccanismi di fagliazione normale e valori intermedi del valore di b sono accompagnati da meccanismi trascorrenti. Generalmente un alto b indica una larga porzione di piccoli terremoti e, viceversa, bassi valori di b indicano la presenza di eventi con più alte magnitudo (ma numericamente meno numerosi). Stando a quanto affermato da Schorlemmer

et al. (2005), poiché la frequenza di accadimento dei terremoti (diversi b-value) può variare con lo stile della fagliazione, i due domini individuati nei differenti settori dell'Etna e della Sicilia sulla base degli IETs, potrebbero riflettere la presenza di differenti pattern cinematici dedotti dall'analisi dei meccanismi focali (Neri et al., 2005b; Sgroi et al., 2012; Presti et al., 2013; Scarfi et al., 2013), e quindi diverse tipologie di stress agenti (Fig. 5.21).

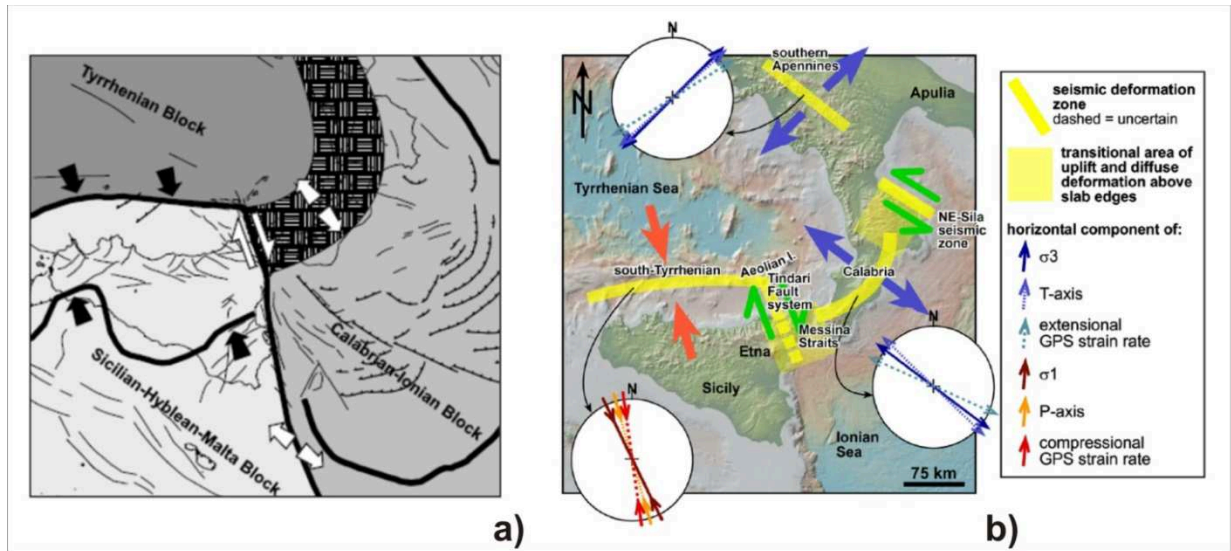


Fig. 5.21 – Mappa indicante la presenza di diversi regimi tettonici nel sud Italia come suggerito da a) Palano et al., 2012 e da b) Presti et al., 2013.

Inoltre, la stima della percentuale degli eventi sismici più energetici, presenti sia in Sicilia che sull'Etna (Tab. 5.1 e 5.2), mostra che, anche se non di grande entità, ci sono comunque delle differenze tra i settori orientali ed occidentali in termini di magnitudo dei terremoti che accadono.

Tab. 5.1 – Stima in percentuale dei terremoti che ricorrono in Sicilia in funzione della magnitudo.

SICILIA W	N terremoti sul totale nel settore	In percentuale	SICILIA E	N terremoti sul totale nel settore	In percentuale
Md ≥ 3.0	452 / 1544	29.0%	Md ≥ 3.0	85 / 393	21.6%
Md ≥ 3.5	1427 / 1544	7.0%	Md ≥ 3.5	18 / 393	4.5%
Md ≥ 4.0	33 / 1544	2.0%	Md ≥ 4.0	5 / 393	1.2%

Tabella 5.2 - Stima in percentuale dei terremoti che ricorrono all'Etna in funzione della magnitudo.

I1	N terremoti sul totale nel settore	In percentuale	I3	N terremoti sul totale nel settore	In percentuale
Md ≥ 3.0	42 / 182	23.1%	Md ≥ 3.0	10 / 64	15.6%
Md ≥ 3.5	5 / 182	2.7%	Md ≥ 3.5	2 / 64	3.1%
Md ≥ 4.0	1 / 182	0.5%	Md ≥ 4.0	0 / 64	0%

I terremoti che avvengono nei settori occidentali sia della Sicilia che dell'Etna, hanno magnitudo più energetiche di quelli che si verificano nei settori orientali, confermando la tesi di Schorlemmer per cui aree con prevalenza di strutture compressive possiedono bassi b value e quindi una ricorrenza di eventi con M_d superiori.

Un'altra interessante informazione, ottenuta con dati sperimentali, indica che per attivare meccanismi di fagliazione inversa occorre uno sforzo maggiore, rispetto quello necessario per attivare le strutture distensive (Moos and Zoback 1990; Rebai et al., 1993; Zoback et al., 2003), in accordo con i modelli teorici proposti da Andreson (1951). Questo potrebbe giustificare la presenza di sforzi differenti presenti nei due regimi, compressivo e distensivo, sia in Sicilia che in parte dei settori etnei, in grado di indurre diversi stili sismici, con particolare riferimento alla ricorrenza di sciame sismici più marcata su un settore rispetto l'altro.

Nella Sicilia orientale (Fig. 5.19), i volumi crostali sono caratterizzati da strutture estensionali che si propagano fino al versante orientale dell'Etna (Monaco et al., 2005). In queste zone, lo sforzo che si deve cumulare per attivare le strutture ed innescare terremoti è inferiore a quello che è necessario per avere sismicità nel settore occidentale dell'Etna e nord-occidentale della Sicilia, dove ci sono strutture compressive (Palano et al., 2012). Nel primo caso, probabilmente lo sforzo si cumula fino al punto di rottura, fino a quando cioè si libera energia con il terremoto e successivamente il fenomeno si ripete dopo un certo tempo di ricarica; di conseguenza, in questi settori, come osservato, avvengono prevalentemente eventi indipendenti. Nel secondo caso, la resistenza esercitata dalla crosta è maggiore, quindi è probabile che l'energia cumulata per rompere le asperità lungo le strutture sia superiore rispetto quella necessaria ad attivare strutture normali e/o trascorrenti. Pertanto, quando si attivano le strutture compressive l'energia immagazzinata e quella liberata potrebbero essere tali da rompere molte più asperità e dare luogo a terremoti con M_d più alte, oltre che ad una serie di eventi molto ravvicinati nel tempo e nello spazio (sciame).

Facendo riferimento agli studi condotti da Sibson (1986), Zoback et al. (2003), Schorlemmer (2005) secondo cui diverse modalità di rilascio di strain sarebbero dovute alla presenza di diverse reologie e/o di strutture con cinematica diversa, possono essere varie le spiegazioni che avvalorano la caratterizzazione sismica ottenuta con lo studio degli IETs, che divide: (1) settori orientali dell'Etna e della Sicilia e (2) settori NW del vulcano e della Sicilia.

6 ANALISI DEI DATI: MD > 1.5

I terremoti registrati all'Etna nel periodo 1995-2011 con $M_d > 1.5$, pur facendo riferimento ad un range temporale meno ampio, sono molto più numerosi rispetto quelli che si sono verificati tra il 1988 ed il 2011, con $M_d > 2.5$. Si tratta di 5636 eventi sismici distribuiti su una superficie più ampia rispetto quella coperta dagli ipocentri del dataset 1988-2011 analizzato nel precedente capitolo.

Al fine di valutare il comportamento della sismicità meno energetica, di seguito saranno descritti i risultati dell'analisi degli IETs condotta sul dataset 1995-2011.

6.1 Analisi Temporale

Il confronto tra le distribuzioni degli IETs all'Etna (in giallo), per l'Italia (in verde in Fig. 6.1) e per la regione Sicilia (in rosso in Fig. 6.1), mostra che su ampia scala anche la sismicità riferita ad un intervallo temporale più breve e che considera terremoti meno energetici possiede un pattern unimodale degli IETs, molto diverso da quello che caratterizza il complesso vulcanico etneo.

La distribuzione degli IETs all'Etna ottenuta analizzando il dataset 1995-2011 filtrato per una soglia di completezza $M_d > 1.5$ (in giallo in Fig. 6.1) è bimodale. Tuttavia, rispetto la distribuzione calcolata usando il catalogo dei terremoti etnei 1988-2011, che includeva solo i terremoti più energetici, il picco di $\sim 10^3$ s di IET è più smorzato, indicando che il numero di eventi correlati sul dataset 1995-2011 è minore in relazione agli eventi indipendenti.

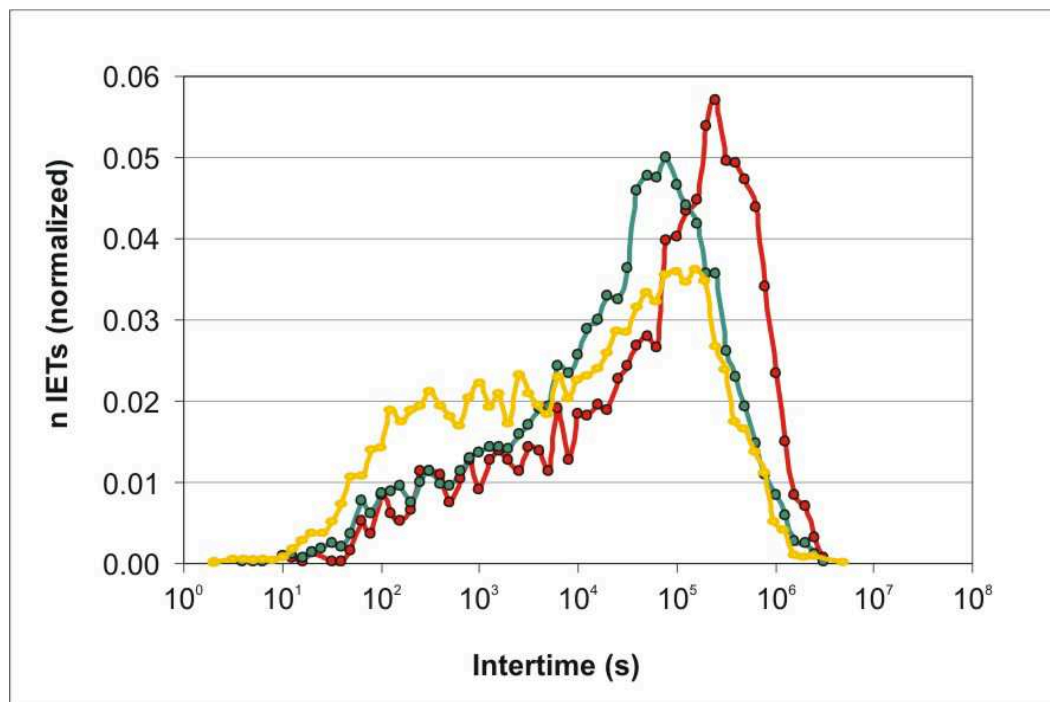


Fig. 6.1 Comparazione tra le distribuzioni degli IETs calcolate per: la penisola Italiana (in verde), la regione Sicilia (in rosso) e l'Etna (in giallo), per il dataset 1995-2011, $M_d > 1.5$.

Un'altra caratteristica, è che il picco a più alto valore temporale sulla distribuzione degli IETs all'Etna, in questo caso è di $\sim 10^5$ s, quindi si presenta leggermente shiftato verso valori più bassi dei tempi di intercorrenza tra terremoti successivi (Fig. 6.1) rispetto la sismicità del catalogo 1988-2011 (Cap. 5, Fig. 5.1).

Si osserva inoltre che le distribuzioni dei due dataset (1988-2011 e 1995-2011) sono uguali per soglia di $M_d > 2.5$. Quindi si può affermare che a parità di soglia energetica degli eventi sismici presi in esame, il comportamento degli IETs all'Etna è costante nel tempo, sia si analizzi un periodo di 22 anni (range temporale del primo dataset) che di 15 anni (Fig. 6.2). Inoltre il fatto che la distribuzione degli intertempi per dataset filtrati per la stessa soglia di M_d , non vari pur osservando cataloghi con diversa estensione temporale, lascia supporre che la distribuzione degli IETs all'Etna è condizionata soprattutto dalla soglia di M_d dei terremoti in esame più che da ogni altro fattore.

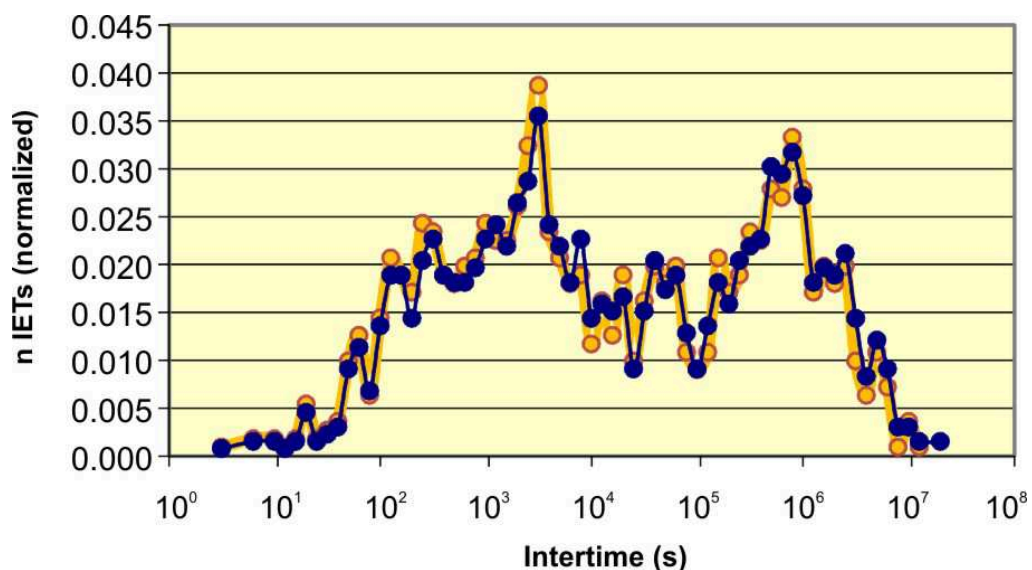


Fig. 6.2 – Confronto tra la distribuzione degli IETs calcolata per il catalogo 1988-2011 (in blu) e per quello 1995-2011 (in giallo), entrambi filtrati per soglia di $M_d > 2.5$.

Anche per il catalogo 1995-2011 è stato analizzato l'andamento di tutti gli intertempi presenti nel dataset etneo vs il tempo (Fig. 6.3a) e messo a confronto sia con l'andamento del numero di terremoti nel tempo (Fig. 6.3b) che con la distribuzione degli IETs (Fig. 6.3c). Come osservato precedentemente, il picco caratterizzato da più alti valori relativi degli IETs, in questo caso di circa $\sim 10^5$ s, è sempre presente nel dataset; molto probabilmente non è correlato a particolari fasi del vulcano e quindi si tratta di un valore temporale riferibile a terremoti che accadono regolarmente nel tempo, denominati nel precedente capitolo "sismicità di background".

La pendenza della curva che mostra il numero di terremoti nel tempo (Fig. 6b), è minore rispetto quella che caratterizzava i terremoti filtrati per $M_d > 2.5$, e i forti incrementi del rate in occasione di alcune eruzioni sono meno evidenti a causa della elevata attività sismica di background. Tuttavia, anche in questo caso, risulta abbastanza evidente che il tempo medio del picco a più basso valore temporale nella distribuzione degli IETs all'Etna ($\sim 10^3$ s) è correlabile, come già osservato per l'analisi condotta sui terremoti con $M_d > 2.5$, con gli

sciame sismici che occasionalmente interrompono la normale attività sismica etnea (Fig. 6.3 a, b). Questa ultima classe di IETs è ben rappresentata durante specifiche fasi del vulcano, principalmente in occasione di intensi sciame sismici che accompagnano le eruzioni (Fig. 6.3a, b, c), come osservato in occasione delle eruzioni avvenute nel 1998, 2001 e 2002. Questi eventi di solito producono improvvisi incrementi del tasso di sismicità, e quindi un gran numero di eventi correlati (foreshock/aftershocks) generalmente dovuti alla risposta della crosta etnea alla risalita di magma, che localmente fa variare il campo di stress agente.

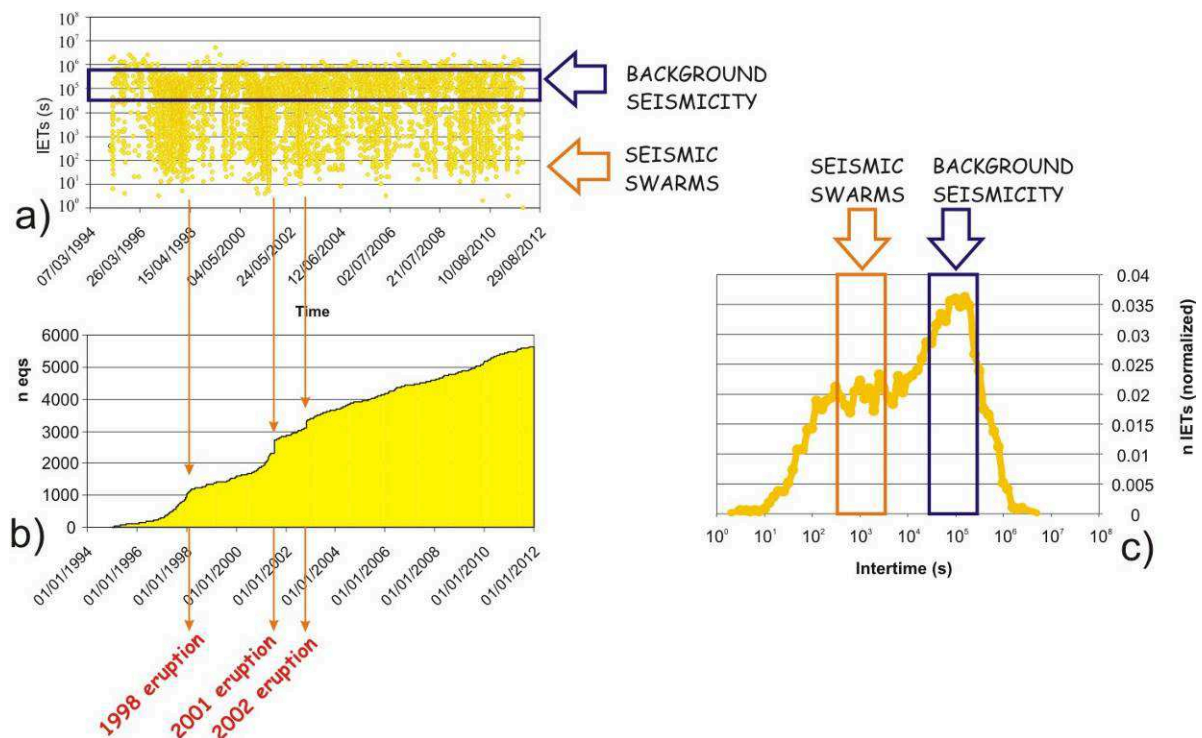


Fig. 6.3 - a) Distribuzione degli IETs vs. tempo; b) numero di terremoti cumulativo nel tempo c) distribuzione degli IETs. Nelle immagini le frecce ed i rettangoli arancioni indicano la connessione tra i picchi e gli sciame sismici (avvenuti prima delle eruzioni 1998, 2001 e 2002), le frecce ed i rettangoli blu indicano la sismicità di background. I terremoti considerati sono quelli con $M_d > 1.5$ che si sono verificati nel periodo 1995-2011 all'Etna.

Questi forti incrementi del numero di terremoti prima di un'importante eruzione sono contemporaneamente presenti, se pur in misura diversa, nei tre livelli di profondità investigati (Fig. 6.4). Dall'analisi del dataset 1995-2011 (Fig. 6.4) si evince che non tutte le principali eruzioni etnee sono state precedute da incrementi elevati della sismicità con $M_d > 1.5$ e/o da intensi sciame sismici. Inoltre, anche in questo caso, come già osservato per i terremoti con $M_d > 2.5$, vi sono degli improvvisi ed intensi incrementi del rate sismico non accompagnati da attività eruttiva (Fig. 6.4).

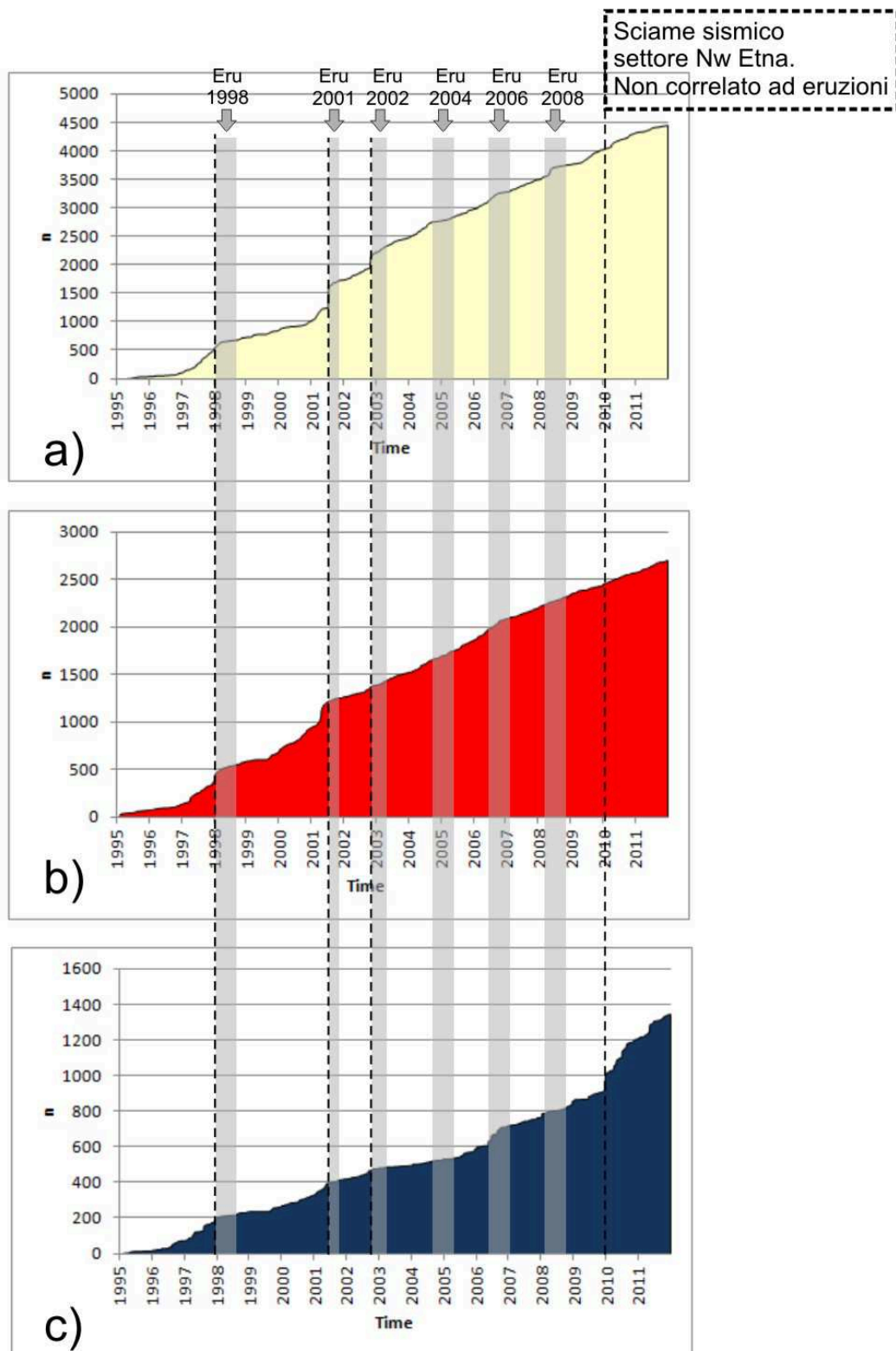


Fig. 6.4 - Numero di terremoti nel tempo con $M_d > 1.5$, riferito a tre livelli di profondità: a) inferiore a 5 km, b) tra 5 e 12 km, c) superiore a 12 km. I periodi evidenziati in grigio specificano la durata delle principali eruzioni etnee, mentre le linee tratteggiate indicano i “gradini” più evidenti dovuti a importanti crisi sismiche che in alcuni casi hanno accompagnato l’inizio delle eruzioni, in altri casi, come nel 2010, si sono verificati in periodi lontani da attività eruttiva.

6.1.1 Stima del Contributo degli Sciami nel Dataset

Per stimare il contributo degli sciami sismici e delle sequenze sismiche, è stata applicata la procedura standard di declustering di Reasenberg (1985) sul dataset 1995-2011, seguendo gli stessi criteri utilizzati per il dataset 1988-2011. In Fig. 6.5 è riportato il numero di terremoti nel tempo calcolato sul catalogo intero e su quello declusterizzato; il confronto tra i due cataloghi indica che circa il 13% della sismicità presente nell'intero dataset è rappresentata da aftershocks (quindi la sismicità di background rappresenta il 87% dei terremoti che si sono verificati all'Etna nel periodo 1995-2011 con $M_d > 1.5$).

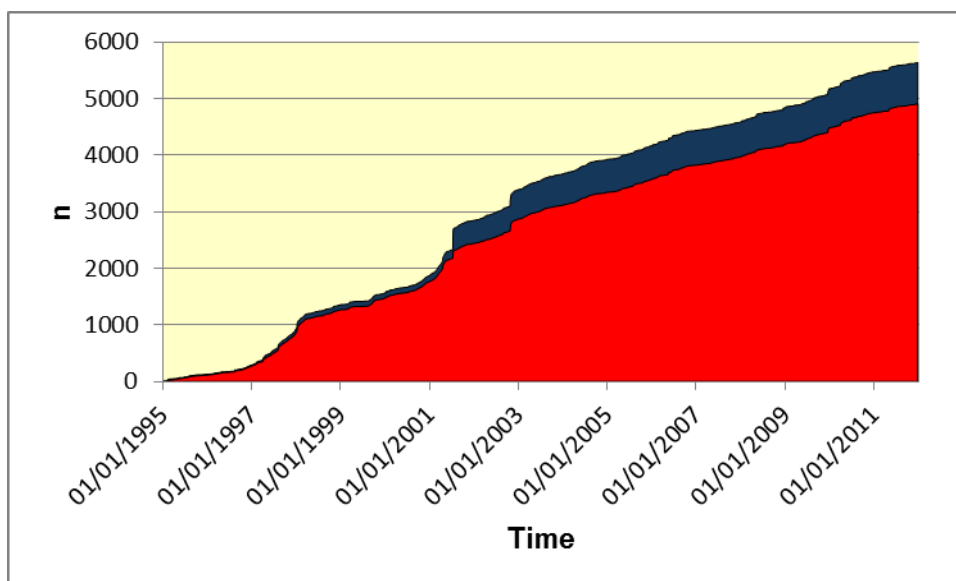


Fig. 6.5 – Numero di terremoti ricorsi nel tempo durante il periodo 1995-2011 all'Etna per terremoti con $M_d > 1.5$, relativi all'intero catalogo (in blue) ed al catalogo declusterizzato (in rosso).

Come già osservato per il dataset filtrato con soglia di $M_d > 2.5$, nel periodo 1988-2011, anche in questo caso l'applicazione dell'algorithmo di Reasenberg (1985) risulta maggiormente efficace sui livelli crostali più superficiali (Fig. 6.6). I "gradini" riferiti a queste crisi sismiche, infatti, sono molto smussati sui grafici del numero di terremoti nel tempo ottenuti per gli orizzonti sismogenici $Z \leq 5$ km e $5 < Z \leq 12$ km; mentre le variazioni dei "gradini" sono trascurabili quando si considera la sismicità etnea con $Z > 12$ km (Fig. 6.6c).

Una stima della quantità di terremoti eliminati dal dataset con il declustering si può avere facendo un confronto tra il numero di eventi riportato nell'asse delle ordinate dei grafici in Fig. 6.4 e in Fig. 6.6. Il numero cumulativo totale dei terremoti per i diversi livelli di profondità, osservate sul catalogo intero e su quello declusterizzato (Fig. 6.4 e Fig. 6.6) è variato: da 2833 a 2288 per $Z \leq 5$ km (il numero degli eventi si è ridotto circa del 20 %), da 1745 a 1616 per $5 < Z \leq 12$ km (il declustering ha eliminato circa l'8 % dei terremoti), e da 1057 a 1003 per $Z > 12$ km (la diminuzione è stata del 6 %).

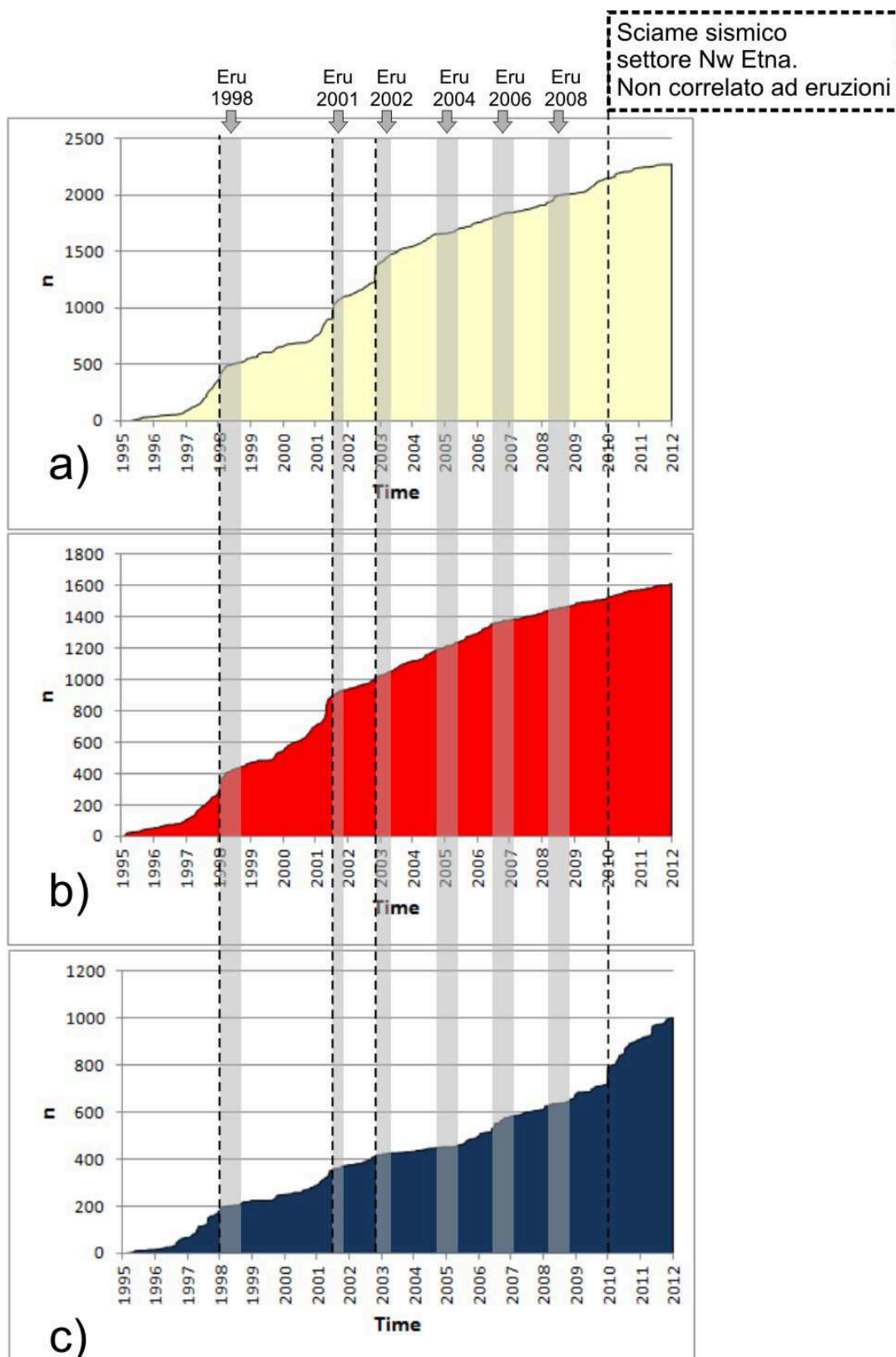


Fig. 6.6 - Numero di terremoti nel tempo con $M_d > 2.5$, calcolati sul catalogo declusterizzato, riferito a tre livelli di profondità: a) inferiore a 5 km, b) tra 5 e 12 km, c) superiore a 12 km. I periodi evidenziati in grigio specificano la durata delle principali eruzioni etnee, mentre le linee tratteggiate indicano i “gradini” più evidenti dovuti a importanti crisi sismiche che in alcuni casi hanno accompagnato l’inizio delle eruzioni, in altri casi, come nel 2010, si sono verificati in periodi lontani da attività eruttiva.

Tenendo presente i risultati ottenuti applicando l'algoritmo di Reasenberg, è stata calcolata la distribuzione degli IETs sul catalogo dei terremoti etnei declusterizzato (dove, quindi, il contributo degli aftershock dovrebbe essere stato eliminato); la curva ottenuta possiede un picco molto evidente centrato su valori di IETs di $\sim 10^5$ s (curva in rosso, Fig. 6.7), mentre il picco a brevi IETs ($\sim 10^3$ s) associato agli sciami, è un pò smorzato (curva in rosso, Fig. 6.7) rispetto quello che caratterizzava la distribuzione degli IETs sull'intero catalogo (curva in blu, Fig. 6.7).

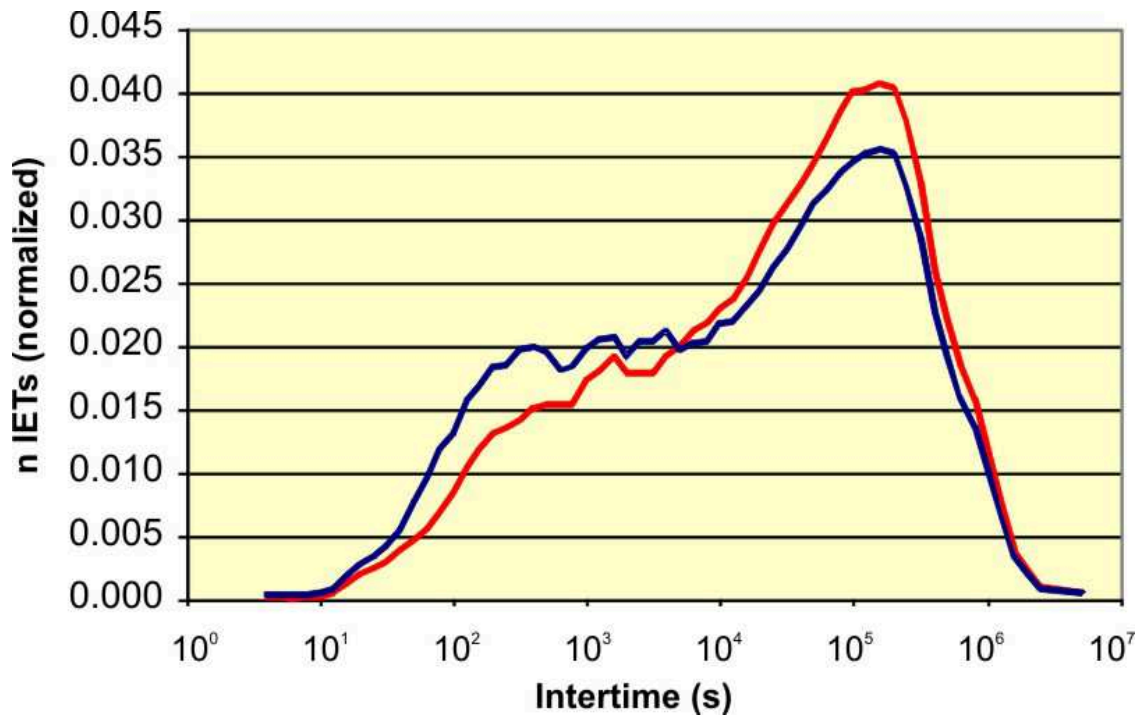


Fig. 6.7 – Confronto tra le distribuzioni degli IETs relative all'intero catalogo 1995-2011, $M_d > 1.5$ (in blu) ed al medesimo catalogo, ma declusterizzato (in rosso).

Per valutare in maniera completa le differenze tra pattern delle distribuzioni degli IETs calcolate sull'intero catalogo sismico e su quello declusterizzato, sono state considerate differenti soglie di completezza. Le distribuzioni degli IETs calcolate selezionando l'intero catalogo sismico 1995-2011 per tutte le soglie di M_d comprese tra 1.5 e 2.5, sono caratterizzate da una leggera bimodalità, in cui il picco a più alto valore temporale degli IETs è ben evidente mentre quello relativo ai relativi bassi IETs è più smorzato (Fig. 6.8). Come già verificato nel Cap. 5, la bimodalità della distribuzione degli IETs è particolarmente marcata quando si filtra il dataset per una soglia di $M_d > 2.5$ (Fig. 6.8); mentre filtrando il dataset per una soglia energetica di $M_d > 3.6$ la distribuzione è caratterizzata dalla presenza del solo picco associato agli eventi non correlati o alla sismicità di background e manca il picco dovuto ai piccoli tempi di intercorrenza tipico degli sciami (Fig. 6.8).

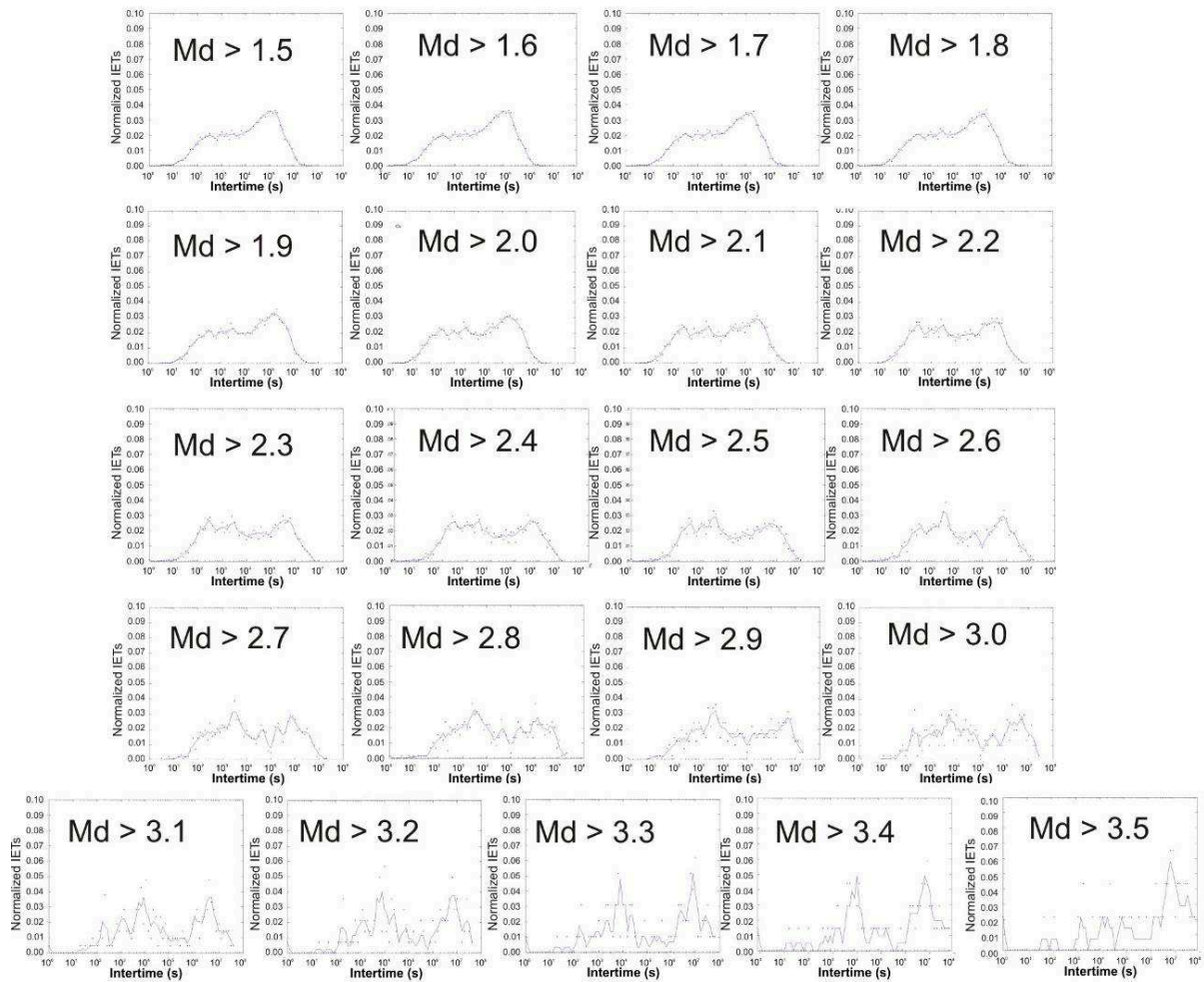


Fig. 6.8 – Distribuzioni degli IETs calcolate filtrando l'intero catalogo dei terremoti etnei per diverse soglie di magnitudo (da Md > 1.5 a Md > 3.5).

Il comportamento delle distribuzioni degli IETs calcolate su catalogo declusterizzato, per varie soglie energetiche, è differente dal precedente. Il picco caratterizzato da un tempo di $\sim 10^3$ s non è ben definito come per l'intero catalogo, qualsiasi sia la soglia di completezza considerata, confermando che questo IETs è imputabile agli eventi che ricorrono in occasione di sciami o di sequenze sismiche (Fig. 6.9). Invece, il picco posizionato su relativi alti valori di IETs, associato alla sismicità di background, rimane invariato.

È interessante osservare che, questo ultimo picco, sia si consideri il catalogo intero che quello declusterizzato (Fig. 6.8 e Fig. 6.9) è gradualmente shiftato verso destra, all'aumentare della soglia energetica considerata, indicando, in accordo con la legge di Gutenberg-Richter (1944), che il tempo che intercorre tra eventi non correlati aumenta con la magnitudo.

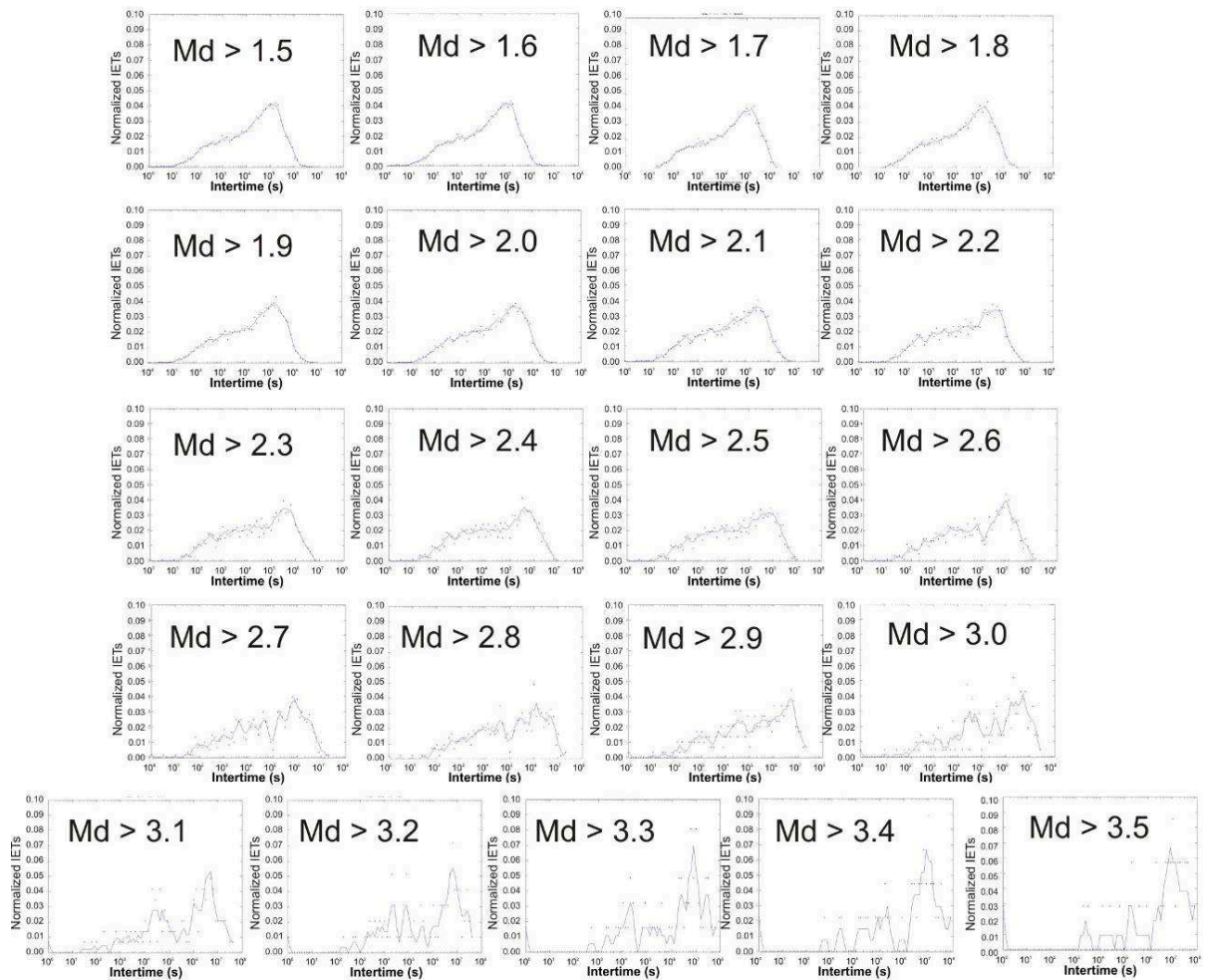


Fig. 6.9 - Distribuzioni degli IETs calcolate filtrando il catalogo dei terremoti etnei declusterizzato. Le distribuzioni sono state calcolate per diverse soglie di magnitudo (da Md > 1.5 a Md > 3.5).

I risultati ottenuti con il catalogo declusterizzato riferito al periodo 1995-2011, avvalorano l'ipotesi, già esposta nel Cap. 5, che i due picchi (o mode), che caratterizzano nella distribuzione degli IETs all'Etna (Fig. 6.1 in giallo), possono essere associate: (i) alla stazionaria attività sismica di background (rappresentata da eventi non correlati tra loro), (ii) al contributo degli sciami sismici che occasionalmente interrompono la normale attività sismica all'Etna.

6.2 Analisi Spaziale

Le mappe in Fig. 6.10, mostrano la variazione dei parametri statistici associati alla distribuzione degli IETs, calcolati per i terremoti con Md > 1.5 nel periodo 1995-2011. Su queste mappe con delle linee tratteggiate in grigio sono riportati i limiti dei settori individuati dall'analisi degli IETs relativa ai terremoti con Md > 2.5 trattata nel precedente capitolo, per valutare se esiste una corrispondenza tra le informazioni fornite dai due dataset. La principale differenza tra i risultati ottenuti in quest'analisi rispetto la precedente, riguarda la dimensione delle aree definite dai valori dei parametri statistici; si osserva infatti che i terremoti meno

energetici, si distribuiscono su aree di grandezza maggiore e quindi permettono di ottenere informazioni su zone più estese rispetto i terremoti con $M_d > 2.5$.

I limiti definiti tra settori a diverso comportamento sismico sulla base dei parametri statistici ottenuti per i terremoti con $M_d > 2.5$, in parte si adattano alle variazioni osservate nelle mappe di asimmetria, curtosi e aperiodicità ottenute per il dataset 1995-2011 (Fig. 6.10). Tuttavia l'entità delle differenze è dell'ordine di un paio di km, quindi all'incirca dello stesso ordine di grandezza dell'errore sulle localizzazioni utilizzate per l'analisi (Cap. 4.0, Paragrafo 4.1).

Il range di variabilità dei valori degli indici di forma e dell'aperiodicità, ottenuti con $M_d > 1.5$, è inferiore a quello ottenuto per i terremoti selezionati con una soglia energetica superiore. Le variazioni dei pattern della distribuzione degli IETs e dei valori associati ai parametri statistici tra settori adiacenti sono quindi meno marcate.

La distribuzione degli IETs nel settore dei Crateri Centrali (*S1*), non possiede più il picco ben evidente centrato su $IET \sim 10^3$ s (Fig. 6.10a), come accadeva per l'analisi dei terremoti con $M_d > 2.5$, ma è una curva che indica l'accadimento di tutte le classi di IETs comprese tra 10^2 s e 10^6 s. Quindi, in questo caso in *S1* (Fig. 6.10), il pattern della distribuzione degli IETs indica che la sismicità avviene non soltanto con tempi molto brevi di intercorrenza tipici degli sciame sismici, ma anche come eventi non correlati con tempi di attesa maggiori. La frazione di background nell'area sommitale del vulcano, era invece quasi del tutto assente in questo settore per i terremoti $M_d > 2.5$, mentre la sismicità rappresentata da sciame sismici era maggiormente enfatizzata. Il settore *S1* nel caso dei terremoti con $M_d > 1.5$ è caratterizzato da valori di asimmetria poco superiori allo zero insieme ad relativi bassi valori di curtosi, quindi si tratta di curve poco piccate su un particolare valore temporale.

Anche nel settore *S2* (area della Pernicana) e nel settore *S3*, la distribuzione degli IETs è rappresentata da una larga curva senza picchi evidenti (Fig. 6.10a), in questo caso, analogamente a quanto osservato per la sismicità $M_d > 2.5$.

La distribuzione degli IETs riconosciuta nel settore *S4* (a nord della Valle del Bove), per $M_d > 1.5$, possiede invece un pattern marcatamente unimodale, che indica la quasi totale assenza di sciame. In questo settore, l'asimmetria negativa, indica una distribuzione piccata su relativamente alti valori di IETs, e come si evince dalla distribuzione in Fig. 6.11a, il picco è centrato su valori degli IETs di $\sim 10^7$ s.

All'interno del range di profondità 5 – 12 km, i pattern delle distribuzioni *I1*, *I2*, *I3*, ottenuti dalla sismicità con $M_d > 1.5$, mantengono le stesse caratteristiche osservate sul livello di profondità precedente (Fig. 6.10), ma le differenze tra il settore orientale (*I1*) e quello occidentale del vulcano (*I2* ed *I3*), sono più marcate.

Analogamente all'analisi fatta per i terremoti con $M_d > 2.5$, le distribuzioni degli IETs relative al livello di profondità con $Z > 12$ km, permette di identificare due volumi sismogenici. Di questi, il settore *D1* (nell'area di M. Maletto, Fig. 6.10 e Fig. 6.11 c), è caratterizzato da due IETs dominanti, il pattern bimodale della curva indica che eventi correlati e non correlati si verificano in egual misura ($\sim 10^3$ e $\sim 10^7$ s). Il settore *D2* possiede una piccola frazione di eventi correlati, ma il picco relativo agli eventi non correlati è dominante nella distribuzione (Fig. 6.11c).

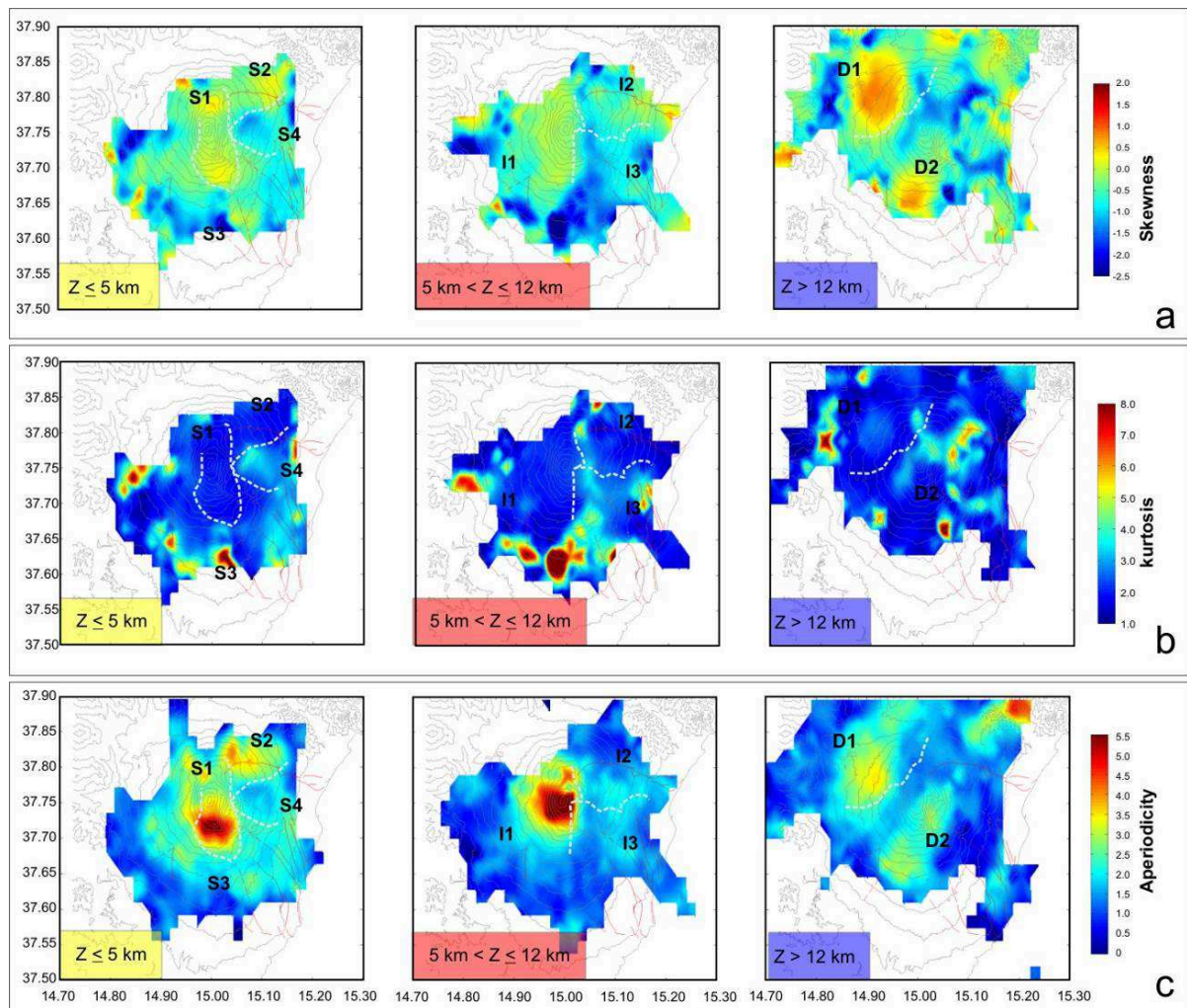


Fig. 6.10 – Mappa dei valori di asimmetria (a), curtosi (b), aperiodicità (c) delle distribuzioni degli IETs (scala colorata) per tre differenti livelli di profondità (Z). Le linee tratteggiate in grigio, indicano i limiti dei settori, riconosciuti sul vulcano, che mostrano lo stesso pattern della distribuzione degli IETs e gli stessi valori di parametri statistici riconosciuti analizzando i terremoti che si sono verificati tra il 1995-2011 con $M_d > 1.5$.

Riassumendo, l'analisi descritta nei primi due paragrafi di questo capitolo, ha messo in evidenza che i terremoti che si verificano con $M_d > 1.5$ nei differenti settori dell'Etna, sono caratterizzati da due principali IETs. Questi hanno valore di $\sim 10^3$ s e $\sim 10^7$ s, e sono rispettivamente legati all'accadimento degli eventi correlati (quindi connessi agli sciami sismici) e degli eventi non correlati o indipendenti (riferibili alla normale attività sismica di background).

I valori di aperiodicità α ottenuti all'Etna (Fig. 6.10c) suggeriscono che la sismicità etnea con $M_d > 1.5$, tra il 1995 ed il 2011, è avvenuta quasi in ogni porzione del vulcano secondo un regime a cluster (Cap. 4, Paragrafo 4.6.3), con dei massimi nel settore dei Crateri centrali e nella porzione più orientale della Pernicana (per profondità inferiori ai 5 km). Nella parte SW del settore S3, e nei settori I1, I2, I3, l'aperiodicità invece indica un comportamento della sismicità che varia dal regime stazionario a quello periodico. Per profondità superiori ai 12 km i valori di aperiodicità tornano ad indicare la presenza di cluster nel settore D1.

Quindi, è possibile affermare che l'analisi degli IETs condotta su un campione di terremoti riferito a un range temporale meno esteso e con una soglia di M_d più bassa, conferma per buona parte quanto osservato analizzando i terremoti con $M_d > 2.5$, avvenuti tra il 1988 ed il 2011.

Anche il dataset analizzato in questo capitolo consente di discriminare all'Etna la presenza di settori caratterizzati da diversi pattern degli IETs. Inoltre, i risultati ottenuti hanno confermato che nei differenti settori del vulcano sono presenti due principali IETs: uno connesso ad una sismicità di fondo che varia da 10^6 s a 10^7 s (da 10 a 100 giorni), osservabile in tutti i settori del vulcano, e una distribuzione di IETs molto brevi ($\sim 10^3$ s, circa mezz'ora) che essenzialmente dovuti agli sciami sismici particolarmente evidenti nel settore *S1* e nel settore *D1*. In dettaglio, i pattern degli IETs più rappresentativi di ogni settore del vulcano, calcolati per i terremoti 1995-2011, mostrano un numero superiore di eventi indipendenti; questo lascia supporre che la sismicità più energetica all'Etna avviene soprattutto in occasione di sciami sismici, mentre la sismicità di background è per lo più rappresentata da eventi con $1.5 < M_d < 2.5$.

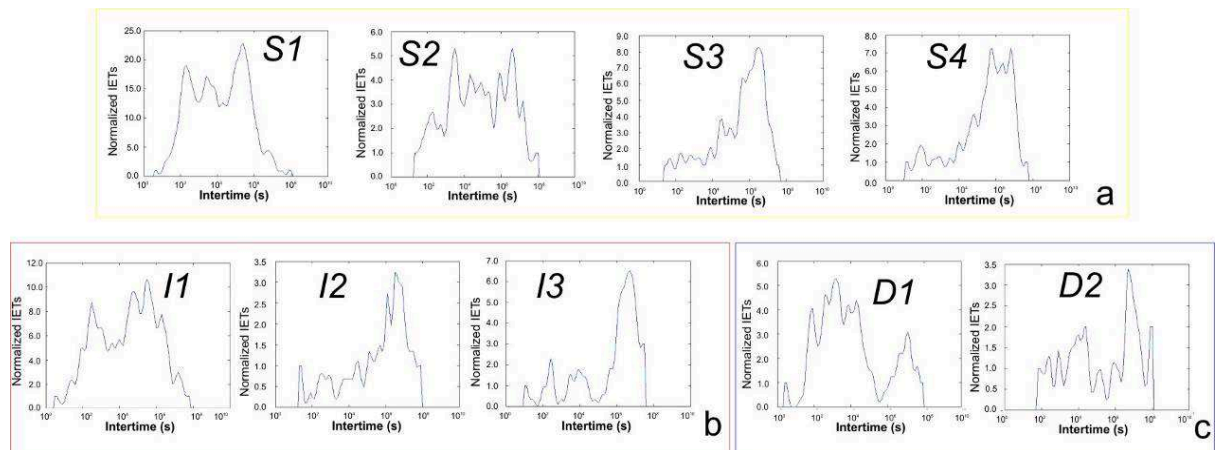


Fig. 6.11 - Distribuzioni degli IETs più rappresentative dei diversi settori per: a) $Z \leq 5$ km, b) $5 < Z \leq 12$ km, c) $Z > 12$ km

6.2.1 Effetti del Declustering sui Diversi Settori Etnei

Le variazioni più significative tra il catalogo declusterizzato e non, in termini di pattern della distribuzione degli IETs e dei parametri statistici associati, si hanno sul settore *S1* più che su ogni altro settore del vulcano. Relativamente ai terremoti con $M_d > 1.5$, l'effetto del declustering è stato quello di omogeneizzare i valori di asimmetria tra il settore *S1* e i settori adiacenti (Fig. 6.11). Mentre in termini di pattern degli IETs, la distribuzione è caratterizzata da un unico picco (Fig. 6.12).

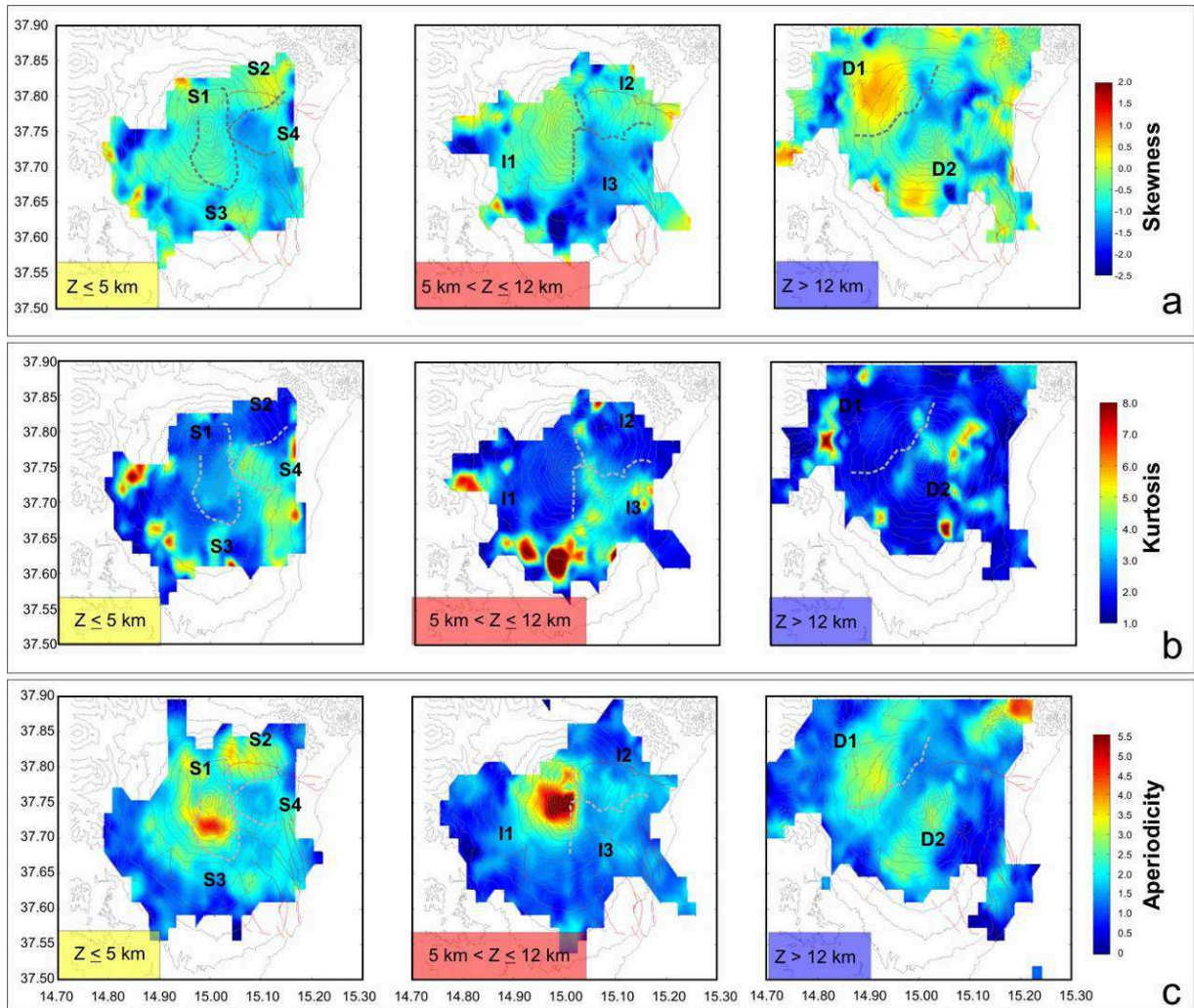


Fig. 6.12 – Mappa dei valori di asimmetria delle distribuzioni degli IET (scala colorata) per tre differenti livelli di profondità (Z), calcolate sul catalogo declusterizzato dei terremoti etnei. Le linee tratteggiate, indicano i limiti dei settori, riconosciuti sul vulcano, che mostrano lo stesso pattern della distribuzione degli IETs e gli stessi valori di parametri statistici.

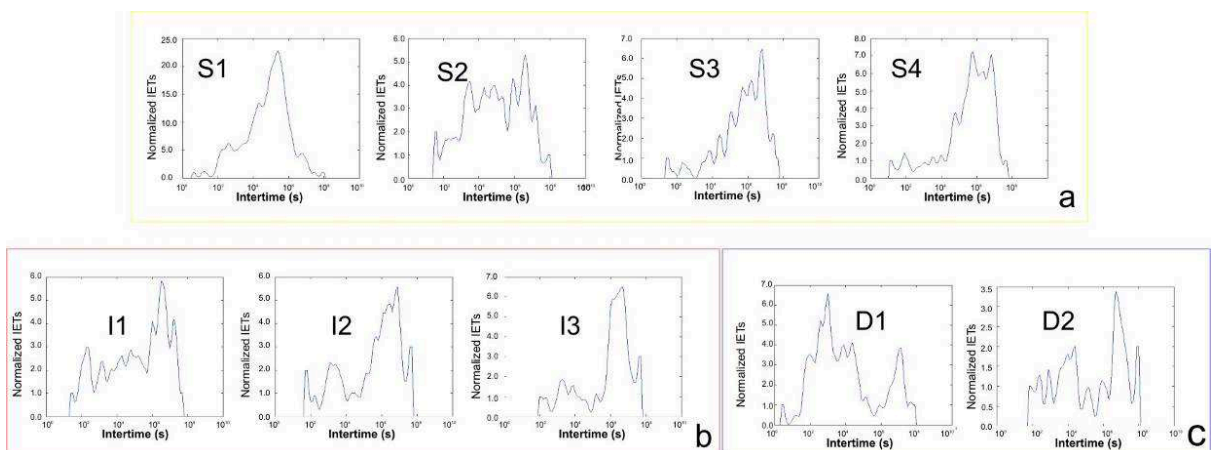


Fig. 6.13 - Distribuzioni degli IETs più rappresentative, calcolati su catalogo declusterizzato, dei diversi settori per: a) $Z \leq 5$ km, b) $5 < Z \leq 12$ km, c) $Z > 12$ km.

Negli altri settori, non si osservano particolari variazioni tra distribuzioni degli IETs e mappe dei relativi parametri statistici ottenute con il catalogo intero e quello declusterizzato (Fig. 6.12), diversamente da quanto avveniva per i terremoti con $M_d > 2.5$. In quel caso tutti i settori caratterizzati da $Z \leq 5$, ed il settore *D2* per $Z > 12$ Km, hanno variato il loro pattern, riducendo l'altezza del picco legato agli sciami. Per la sismicità con $M_d > 1.5$, invece, ad eccezione del settore *S1*, le distribuzioni degli IETs non hanno subito modifiche apprezzabili e quindi l'algoritmo di Reasenberg (1985) non ha eliminato gli eventi correlati presenti nei diversi settori del vulcano.

6.2.2 Confronto tra Pattern dello Stile Sismico e Distribuzioni degli IETs nei Diversi Settori

Come già fatto per la sismicità con $M_d > 2.5$, analizzata nel capitolo precedente, anche per la sismicità con $M_d > 1.5$ sono stati calcolati il numero cumulativo giornaliero e la curva di strain nei differenti volumi crostali etnei. L'andamento del numero di terremoti che si sono verificati nel tempo con $M_d > 1.5$ (Fig. 6.14), mette in evidenza la presenza di diversi stili sismici all'interno del vulcano.

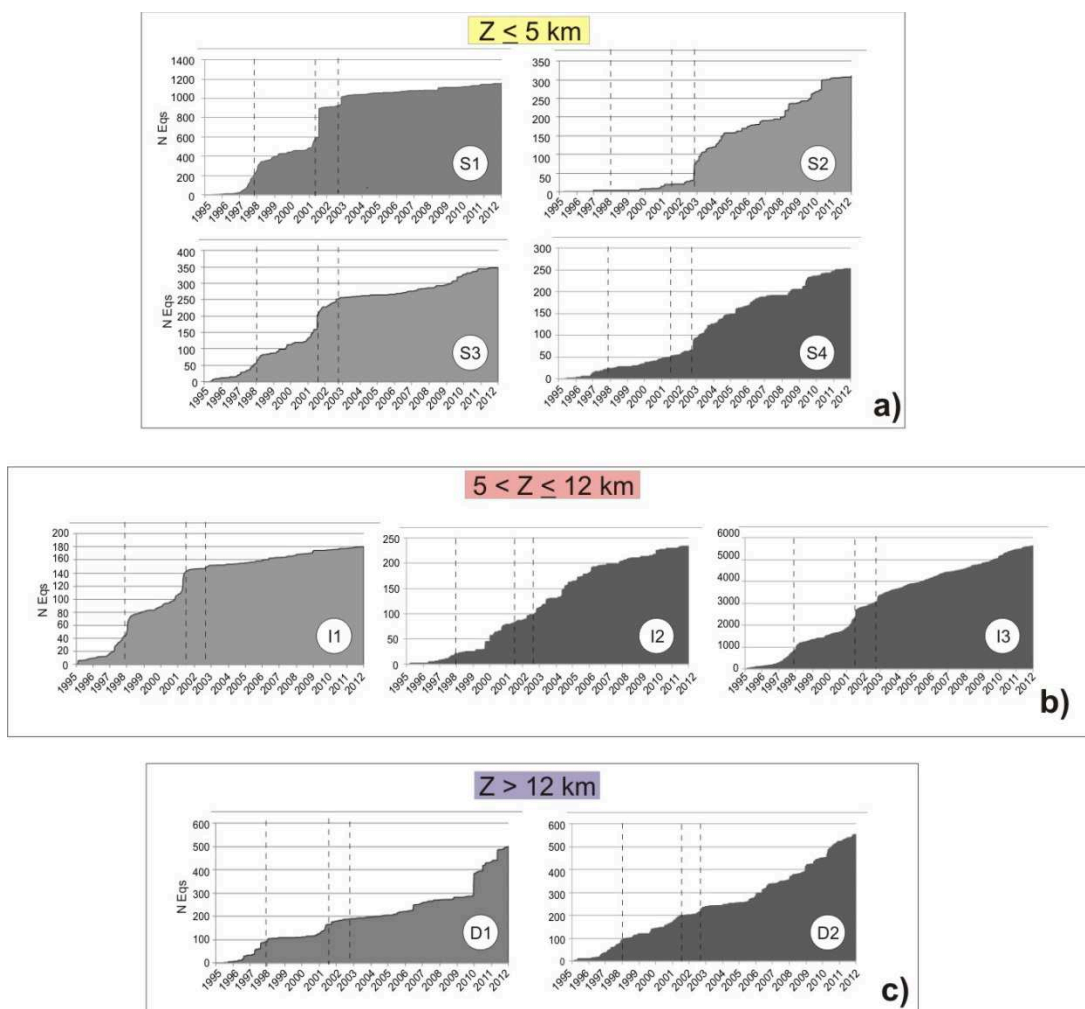


Fig. 6.14 – Numero cumulativo di terremoti nel tempo, nei differenti settori individuati all'Etna per a) $Z \leq 5$ km; b) $5 < Z \leq 12$ km; c) $Z > 12$ km. Con la linea tratteggiata sono indicate le principali eruzioni etnee.

Settori caratterizzati dallo stesso stile sismico, sono stati accomunati e analizzati insieme al loro pattern della distribuzione degli IETs (Fig. 6.15).

In riferimento alla Fig. 6.15a, si osserva che i settori *S2* e *S3* sono caratterizzati da un rapido incremento della frequenza di accadimento dei terremoti in occasione di alcune eruzioni (“gradini”) ed un tasso di sismicità tra un'eruzione e l'altra che si mantiene basso.

Il settore *S1* è caratterizzato da improvvisi e forti incrementi della sismicità nell'arco di tempi molto brevi (alti “gradini” in Fig. 6.15b) in occasione delle eruzioni o immediatamente prima di queste. In questo settore, il numero di terremoti che accompagnano le eruzioni è variabile, come si osserva dalla dimensione non costante dei “gradini” nel grafico che riporta il numero di terremoti vs tempo (Fig. 6.15b), presenti in corrispondenza dei periodi eruttivi. Questi “gradini” sono intervallati da porzioni quasi piatte della curva cumulativa, indicando che il tasso di sismicità che precede e segue le eruzioni è molto basso. Il settore *S1*, infatti, sembra attivarsi dal punto di vista sismico, soprattutto durante i periodi eruttivi, quindi potrebbe essere il settore che risente maggiormente delle pressioni indotte dal magma. Il pattern degli IETs tipico di questo settore è quello di una curva larga e centrata su intertempi relativamente bassi, che indica una sismicità che accade prevalentemente con relativi brevi tempi di intercorrenza ed una bassa sismicità di background.

Una peculiarità dello stile sismico dei settori *I2*, *I3*, *D1* e *D2* (Fig. 6.15c) è che talvolta l'accadimento dei terremoti non è influenzato dalle eruzioni (ad esempio nel settore *I2* vi è un “gradino” in corrispondenza soltanto dell'eruzione del 2002). Quindi ci sono volte in cui il tasso di sismicità accelera in occasione di un'eruzione, altre volte l'andamento del numero di terremoti rimane inalterato nel tempo. Un'altra caratteristica distintiva è la presenza di improvvisi incrementi della sismicità (“gradini”) non legati a fasi eruttive (es. nel 2010 c'è un gradino evidente nel settore *D1*, Fig. 6.15, questo evento non è stato seguito da attività vulcanica). I settori *I2* e *I3*, hanno un pattern unimodale degli IETs, piccato su relativamente alti valori di temporali (un pattern molto simile a quello tipico di aree tettoniche). Il settore *D1* ha un pattern degli IETs bimodale, ma i picchi relativi all'accadimento degli sciame, non sembrano influenzati da particolari fasi del vulcano (Fig. 6.15), come precedentemente osservato (Cap. 5). Rispetto l'analisi discussa nel Cap. 5, in questo caso è possibile definire meglio il settore *D2*, infatti in questo settore, il numero di terremoti con $M_d > 1.5$ è superiore rispetto quelli con $M_d > 2.5$, e coprono un'area più vasta. Questo settore ha un pattern unimodale degli IETs ed uno stile sismico che lo accomuna ai altri settori riportati in Fig. 6.15c. Lo stile sismico dei settori *I2*, *I3*, *D1* e *D2* mostra che l'accadimento dei terremoti è più regolare nel tempo, rispetto i primi due stili descritti sopra. In questo contesto tale stile sismico è stato definito “**tectonic**” per la correlazione con il pattern “tettonico” della distribuzione degli IETs, che caratterizza i settori in questione (Fig. 6.15c).

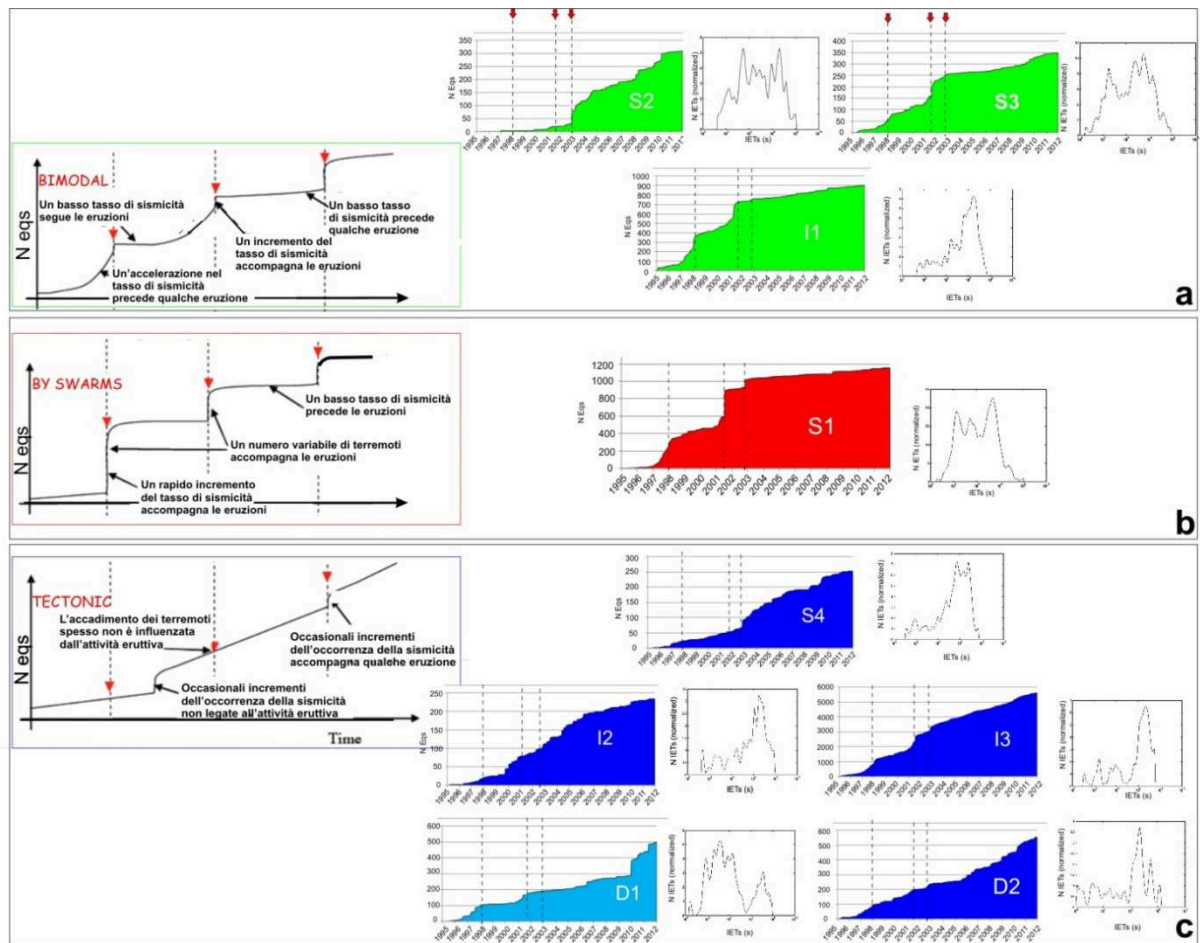


Fig. 6.15 – I grafici a sinistra indicano in maniera schematica tre differenti tipologie di stile sismico (modificati da Bell and Kilburn, 2008); a destra dei riquadri è mostrato l'andamento del numero cumulativo di terremoti nel tempo e i pattern degli IETs nei diversi settori dell'Etna. Le linee tratteggiate indicano l'inizio delle principali eruzioni etnee, già argomentate nei paragrafi precedenti.

Nelle Fig. 6.16, 6.17, 6.18 sono mostrati in dettaglio il rilascio di strain e il numero di terremoti giornaliero dei settori analizzati. Il rilascio di strain sismico è stato calcolato come $\text{radq} (E)$ secondo la relazione di Richter (1958). I valori di rilascio dell'energia dei terremoti nei settori S3, S4 e I2 ottenuti per i terremoti con $M_d > 1.5$ (durante il 1995-2011) sono simili a quelli con soglia $M_d > 2.5$ (durante 1988-2011, Cap. 5), anche se il numero di terremoti settore per settore per quest'ultimo dataset è inferiore. Per gli altri settori analizzati all'Etna (Fig. 6.16, 6.17, 6.18), sia i rilasci di strain che il numero di terremoti con $M_d > 1.5$ sono sempre superiori rispetto quelli calcolati con una completezza di $M_d > 2.5$. Questo fenomeno, può essere attribuito all'elevato numero di terremoti con $1.5 < M_d < 2.5$ che avvengono all'Etna, in grado di rilasciare complessivamente molta più energia dei terremoti con $M_d > 2.5$. Un'altra spiegazione potrebbe essere che i terremoti dal 1988 al 2005 sono pochi e a livello energetico sono poco influenti.

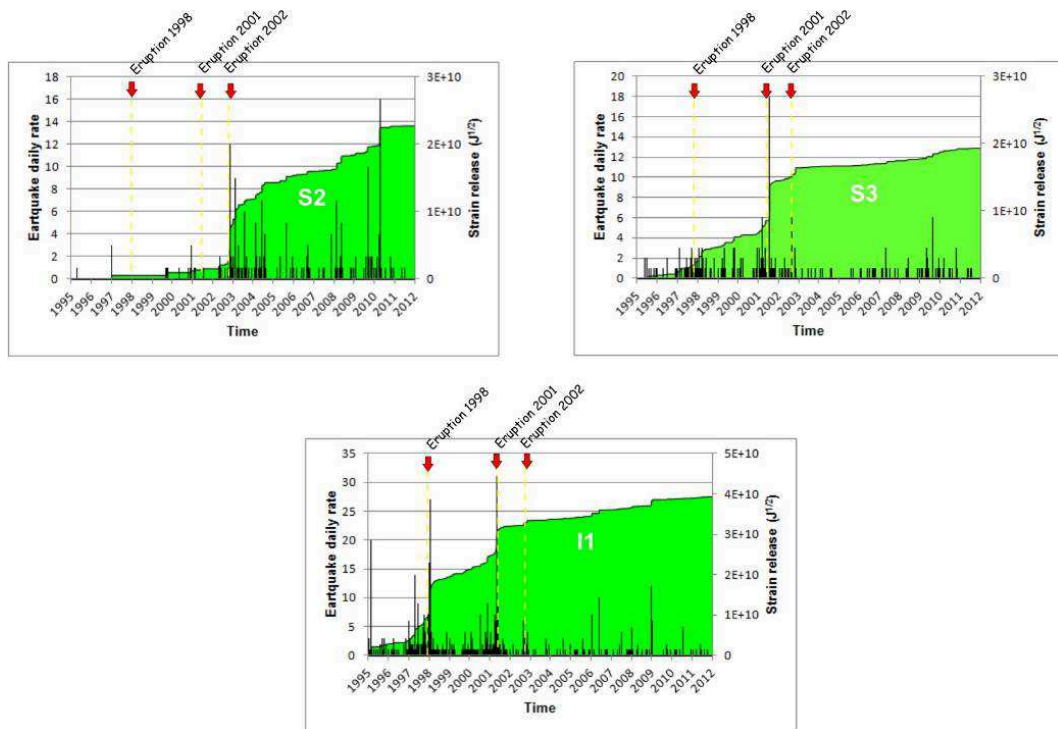


Fig. 6.16 – Dettaglio sullo strain release e sul numero dei terremoti giornaliero nei settori dell’Etna caratterizzati da pattern bimodale degli IETs.

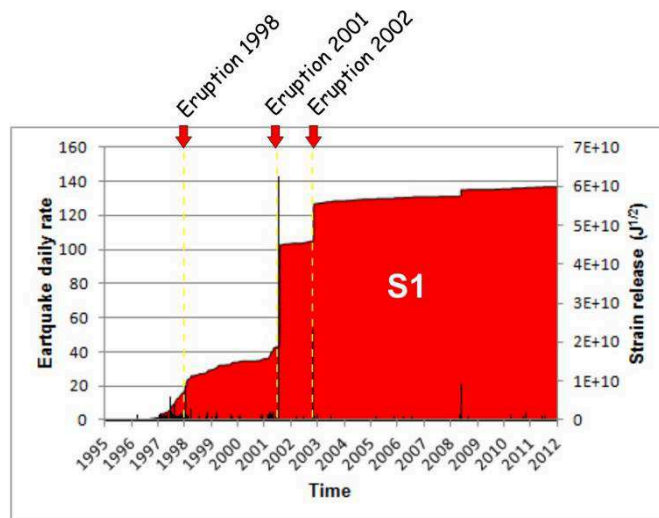


Fig. 6.17 – Dettaglio sullo strain release e sul numero dei terremoti giornaliero nel settore dell’Etna caratterizzato da pattern degli IETs dove predomina gli eventi correlati.

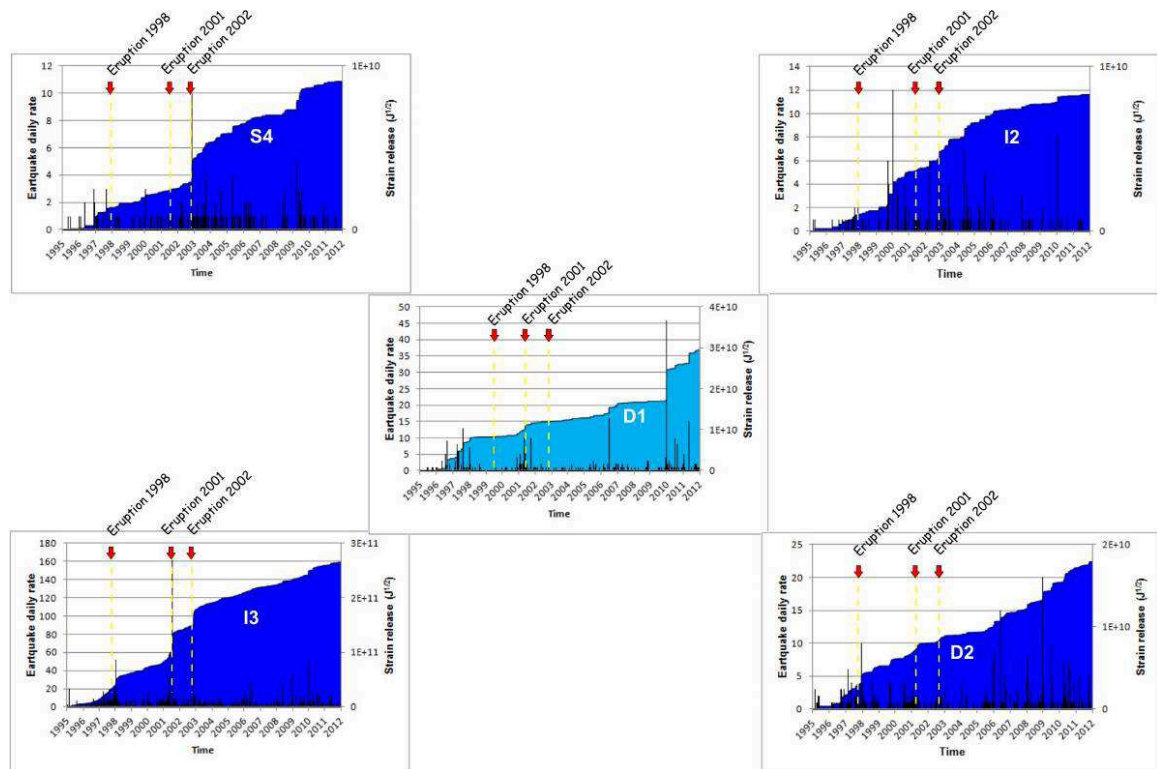


Fig. 6.18 – Dettaglio sullo strain release e sul numero dei terremoti giornaliero nei settori dell'Etna caratterizzati da pattern degli IETs tipico di aree tettoniche.

6.2.3 Analisi degli IETs all'Etna dopo le Principali Eruzioni Lateralali

Come per l'analisi discussa nel Cap. 5, le maggiori differenze tra le mappe dei parametri statistici ottenute utilizzando i terremoti con $M_d > 1.5$ per il periodo che precede (1995-2000, Fig. 6.19) e segue (2003-2011, Fig. 6.20) le principali eruzioni laterali etnee, riguardano i volumi crostali $Z \leq 5$ km. In particolare, il periodo 2003-2011 contiene un numero di terremoti con $M_d > 1.5$ nettamente superiore rispetto quelli $M_d > 2.5$ estratti ai fini dell'analisi descritta nel Cap. 5. I terremoti con $M_d > 1.5$ permettono un'indagine statisticamente più significativa degli IETs nel tempo, soprattutto per il periodo posteriore al 2003, durante il quale il numero di eventi stimati con soglia $M_d > 1.5$ sono 2245, mentre quelli con $M_d > 2.5$ sono 373 eventi sismici.

Nelle mappe di Fig. 6.19 e 6.20, è come se mancasse il settore *S1*. La conseguenza più evidente dell'esclusione dei periodi in cui si sono verificate le eruzioni laterali 2001 e 2002-2003, sulle mappe dei parametri statistici, è stata l'eliminazione degli alti valori di **A**, **k**, **α**, sul livello crostale $Z \leq 5$ km, rappresentativi di una sismicità fortemente clusterizzata nel tempo e consistente per lo più in eventi correlati. Mentre i parametri statistici ottenuti per $Z > 5$ km non variano in maniera apprezzabile nel tempo. Infatti, le differenze tra versante occidentale ed orientale del vulcano, per profondità intermedie ($5 < Z \leq 12$ Km), continuano ad apprezzarsi anche escludendo i periodi delle eruzioni del 2001 e del 2002-2003. Un'altra costante è il carattere bimodale e fortemente aperiodico del settore NW del vulcano, ad una profondità $Z > 12$ km, che rimane costante. Quindi l'attività eruttiva influenza in maniera apprezzabile solo la porzione più superficiale del volume crostale etneo.

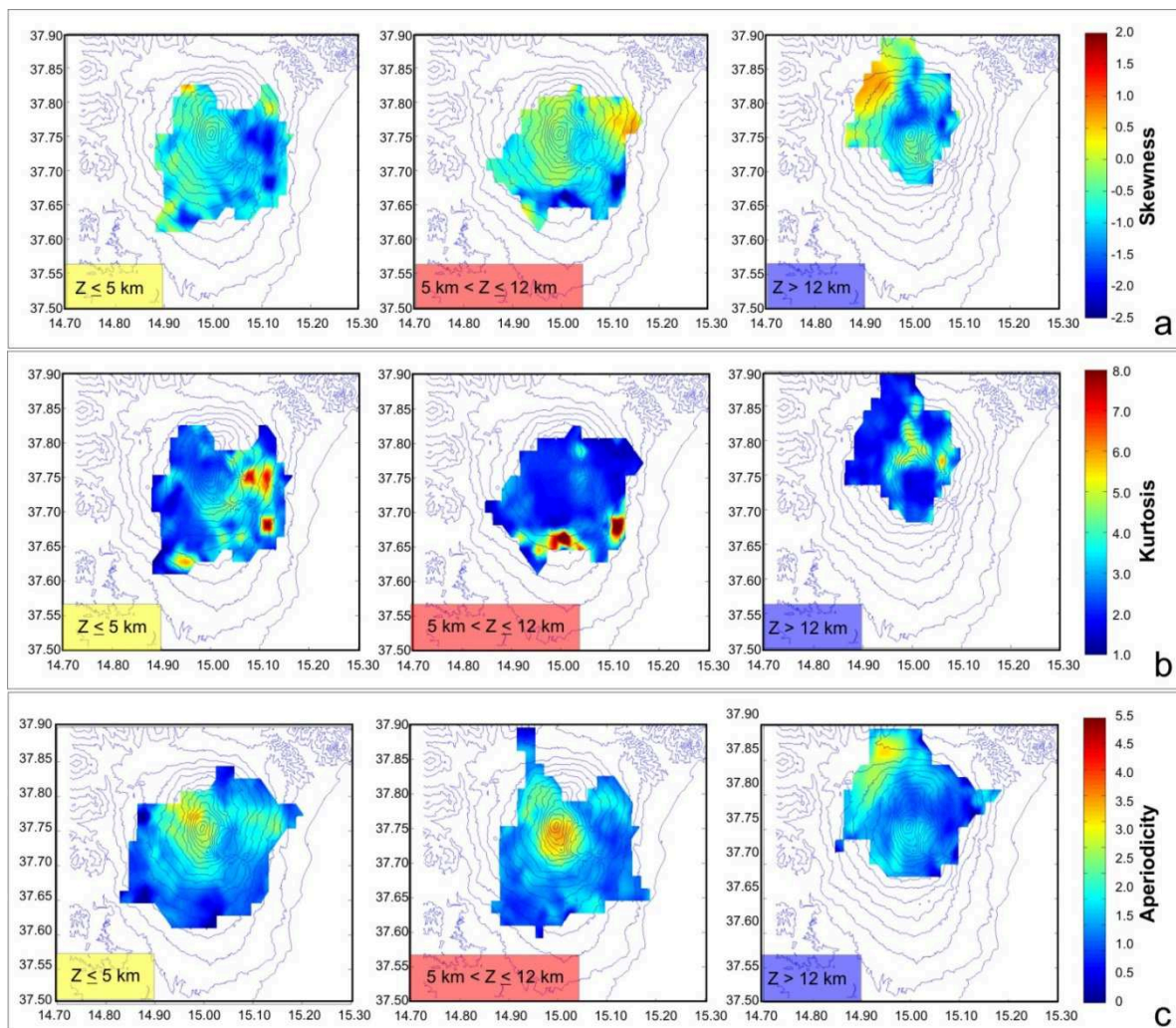


Fig. 6.19 - Mappa dei valori di asimmetria (a), curtosi (b), aperiodicit  (c) delle distribuzioni degli IETs (scala colorata) per tre differenti livelli di profondit  (Z) ottenuti per il periodo 1995-2000, $M_d > 1.5$.

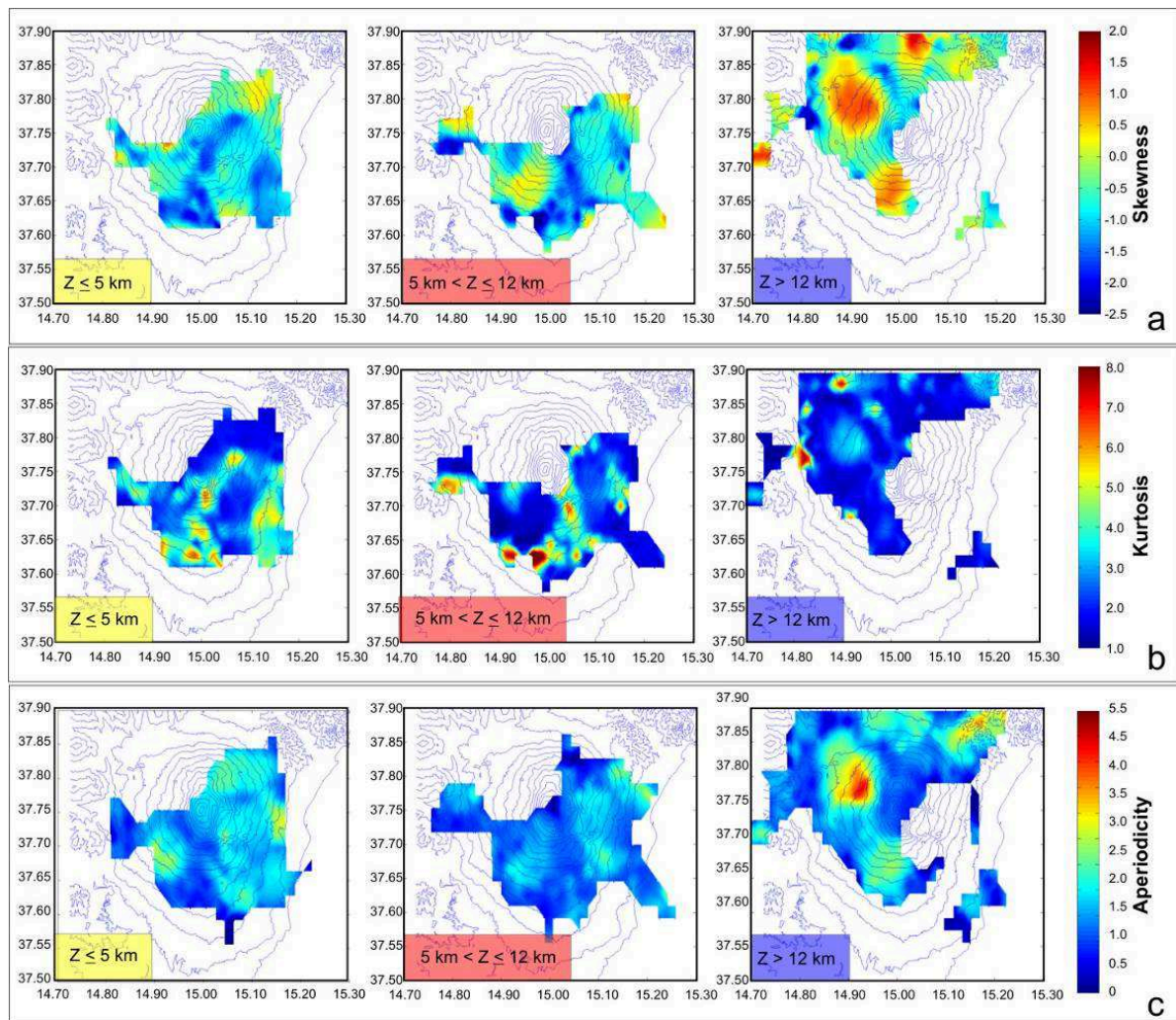


Fig. 6.20 - Mappa dei valori di asimmetria (a), curtosi (b), aperiodicità (c) delle distribuzioni degli IETs (scala colorata) per tre differenti livelli di profondità (Z) ottenuti per il periodo 2003-2011, $M_d > 1.5$.

I valori di aperiodicità e di asimmetria ottenuti analizzando sia il periodo 1995-2000 che il periodo 2003-2011 con $M_d > 1.5$, sono più bassi di quelli ricavati valutando gli IETs su catalogo declusterizzato (Cap. 6, Paragrafo 6.1.3). Infatti l'applicazione dell'algoritmo di Reasenberg, non ha permesso la totale eliminazione delle crisi sismiche legate alle fasi eruttive, come osservabile dalla presenza di "gradini" legati alle crisi sismiche pre-eruttive sul grafico del numero di terremoti nel tempo (Cap. 6, Fig. 6.4).

Considerando quindi che com'è noto la struttura di sciami e sequenze sismiche è diversa, la rimozione parziale degli aftershocks sul dataset potrebbe indicare che il metodo di Reasenberg è inadeguato ai fini del declustering all'Etna, dove lo stile sismico che ricorre maggiormente è quello degli sciami. Probabilmente il declustering è più efficace in aree puramente tettoniche in cui si verificano delle pure sequenze piuttosto che sciami sismici; all'interno dei quali potrebbe diventare più difficile per gli algoritmi di declustering isolare gli aftershocks.

6.3 Confronto tra l'Area Etnea ed il Contesto Regionale Attraverso l'Analisi degli IETs

Il confronto tra i pattern delle distribuzioni degli IETs e delle variazioni dei parametri statistici associati, calcolati nei differenti nodi della griglia, permette l'identificazione di due larghi settori con differente comportamento sismico (Fig. 6.21).

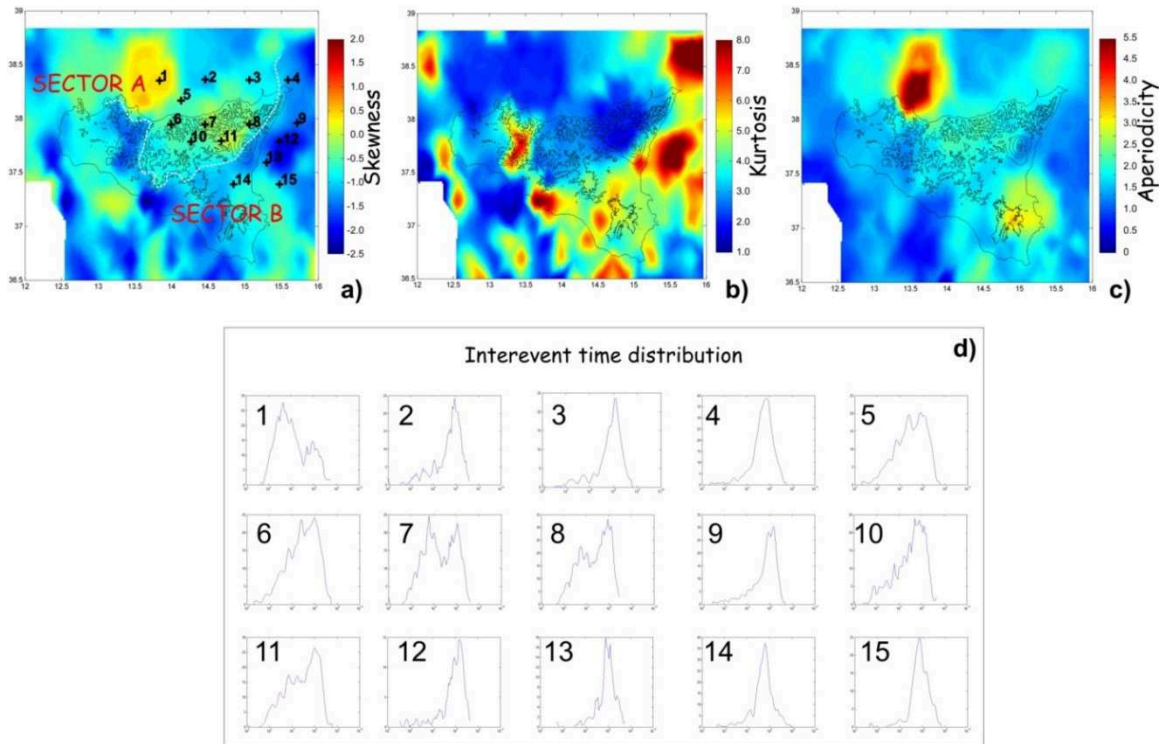


Fig. 6.21 – Mappe della variazione dei parametri statistici riferiti alle distribuzioni degli IETs in Sicilia per i terremoti con $M_d > 1.5$: a) asimmetria, b) curtosi, c) aperiodicità, d) distribuzioni degli IETs più rappresentative.

Il *SETTORE A* riguarda principalmente il settore NW della Sicilia; il *SETTORE B* include l'area centro-nord della Sicilia e l'area Iblea-Ionica. Le distribuzioni degli IETs del *SETTORE A* (Fig. 6.21) sono meno “piccate” di quelle che caratterizzano il *SETTORE B*, mentre i parametri statistici hanno rispettivamente valori di $\alpha > 2.5$, $A > -0.5$, $k < 3.5$ ed $\alpha < 2.5$, $A < -0.5$, $k > 3.5$. Questa evidenza suggerisce che nell'area centro-nord della Sicilia e in quella Iblea-Ionica, la sismicità generalmente ricorre con eventi non correlati tra loro e la porzione di eventi correlati è trascurabile; mentre NW della Sicilia la sismicità è caratterizzata da un più alto numero di eventi correlati. Il confine tra i due settori attraversa l'area etnea (Fig. 6.21), suggerendo che il vulcano si trova al margine tra due differenti domini. In dettaglio, il confronto tra i risultati ottenuti analizzando la sismicità con $M_d > 1.5$ a livello regionale e all'Etna, mette in evidenza che il *SETTORE A* discriminato in Sicilia ed il settore *I1* sull'Etna sono entrambi caratterizzati da relativi bassi valori di asimmetria e curtosi (Fig. 6.9 a, b e Fig. 6.21), rispettivamente $A \sim -0.5$ e $k < 3.5$, e da valori di aperiodicità entrambi superiori a 2.5. Mentre il *SETTORE B* in Sicilia ed il settore *I3* all'Etna sono entrambi settori di relativi bassi

valori di aperiodicità ed asimmetria ($\alpha < 2.0$, $-0.5 < \mathbf{A} < -1$), oltre che di relativo alto valore di curtosi $\mathbf{k} > 3.5$ (Fig. 6.9 a, b e Fig. 6.21). Il pattern della distribuzione degli IETs del *SETTORE A* è simile a quello osservato nel settore *S3* sull'Etna, mentre il pattern del *SETTORE B* e del settore *I3* sono molto simili tra loro (Fig. 6.10 e 6.21).

L'individuazione di differenti domini a livello regionale e sul vulcano, conferma quanto precedentemente osservato analizzando gli IETs dei terremoti con $M_d > 2.5$ (Cap. 5).

Pertanto, l'analisi degli IETs fornisce risultati comparabili sulla caratterizzazione sismica dell'area etnea e del contesto regionale, anche quando si utilizzano cataloghi sismici selezionati con diverse soglie di completezza ($M_d > 1.5$ e $M_d > 2.5$).

7 ANALISI DEGLI IETS ALL'ETNA SU UN INTERVALLO TEMPORALE PIÙ LUNGO (1976-2011)

L'analisi precedentemente condotta utilizzando un catalogo dei terremoti strumentali dal 1988 al 2011, e selezionato per due differenti soglie di completezza (Cap. 5 e 6), ha dimostrato che la distribuzione degli IETs sul vulcano è bimodale perché influenzata dalla sismicità di background e da occasionali sciame sismici. Inoltre il confronto a più ampia scala, ha permesso di distinguere all'Etna settori caratterizzati da diverso stile sismico e correlarli con le caratteristiche tettoniche della regione. In particolare, è stato dimostrato che la sismicità caratterizzata da profondità inferiori ai 5 km è quasi interamente rappresentata da brevi IETs e principalmente confinata nella porzione sommitale del vulcano. Mentre la sismicità con $5 < Z \leq 12$ km e $Z > 12$ km, appare maggiormente legata alla tettonica regionale nel seguente modo: la sismicità del versante orientale del vulcano sembra influenzata dalla tettonica estensionale tipica del settore orientale della Sicilia; la sismicità del fianco occidentale, sembra risentire del regime compressivo, agente nel settore centrale della Sicilia. Questi risultati supportano ulteriormente la teoria che l'Etna sia localizzata al confine tra due differenti domini tettonici (Neri et al., 2005b; Lavecchia et al., 2007; Palano et al., 2012; Presti et al., 2013).

In questo capitolo sono descritti i risultati ottenuti conducendo una più accurata analisi degli IETs focalizzata solo sul complesso vulcanico etneo. Lo scopo dell'analisi è quello di studiare in dettaglio la sismicità a scala dei singoli settori del vulcano precedentemente individuati e definire possibili correlazioni tra la sismicità e eruzioni. Per questo scopo il dataset precedentemente usato (1988-2011) è stato ampliato di altri 11 anni (1976–1987), incrementando il dataset con i dati provenienti dalla rete sismica gestita dall'Università di Catania. L'utilizzo di un più consistente catalogo sismico, permetterà di analizzare un intervallo temporale più ampio e più significativo dal punto di vista sismico (1976 – 2011), valutando sia le variazioni spazio-temporali delle distribuzioni degli IETs, ma anche i diversi pattern del numero cumulativo di terremoti nel tempo, riferiti ai vari settori del vulcano.

7.1 Catalogo Sismico 1976-2011

Il catalogo dei terremoti discusso in questo capitolo include i terremoti registrati all'Etna da Gennaio 1976 a Dicembre 2011, ed è formato da un totale di 12,645 eventi sismici. I dati forniti provengono dalle registrazioni dalle reti sismiche permanenti gestite dall'Università di Catania (1976-1987) e dall' IIV-CNR (Istituto Internazionale di Vulcanologia), Sistema Poseidon e INGV-CT (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Catania) dal 1988 al 2011 (Patanè et al., 2004; Gruppo Analisi Dati Sismici, 2011). Durante il periodo di funzionamento della rete dell'Università di Catania, oltre ai dati provenienti dalla rete permanente, sono stati aggiunti, quando disponibili, i dati registrati da diverse reti sismiche temporanee, gestite da differenti istituzioni (Lombardo and Cardaci, 1994), per ridurre la scopertura delle stazioni sismiche registranti.

Per analizzare un catalogo omogeneo, tutti i terremoti sono stati rilocalizzati usando l'algoritmo di HypoEllipse (Lahr, 1989) ed il modello di velocità proposto da Hirn et al. (1991). Successivamente, test sulla completezza del catalogo, usando il criterio della massima curvatura della curva magnitudo- frequenza (Richter, 1958), hanno fornito una stima della magnitudo di completezza pari a $M_d = 2.5$. Quindi le analisi che saranno descritte, sono state condotte su un dataset finale formato da 2762 terremoti che si sono verificati all'Etna dal 1976-2011 (Fig. 7.1), ottenuto selezionando i terremoti con $M_d > 2.5$ e con un incertezza sulla localizzazione ipocentrale inferiore a 2.5 km.

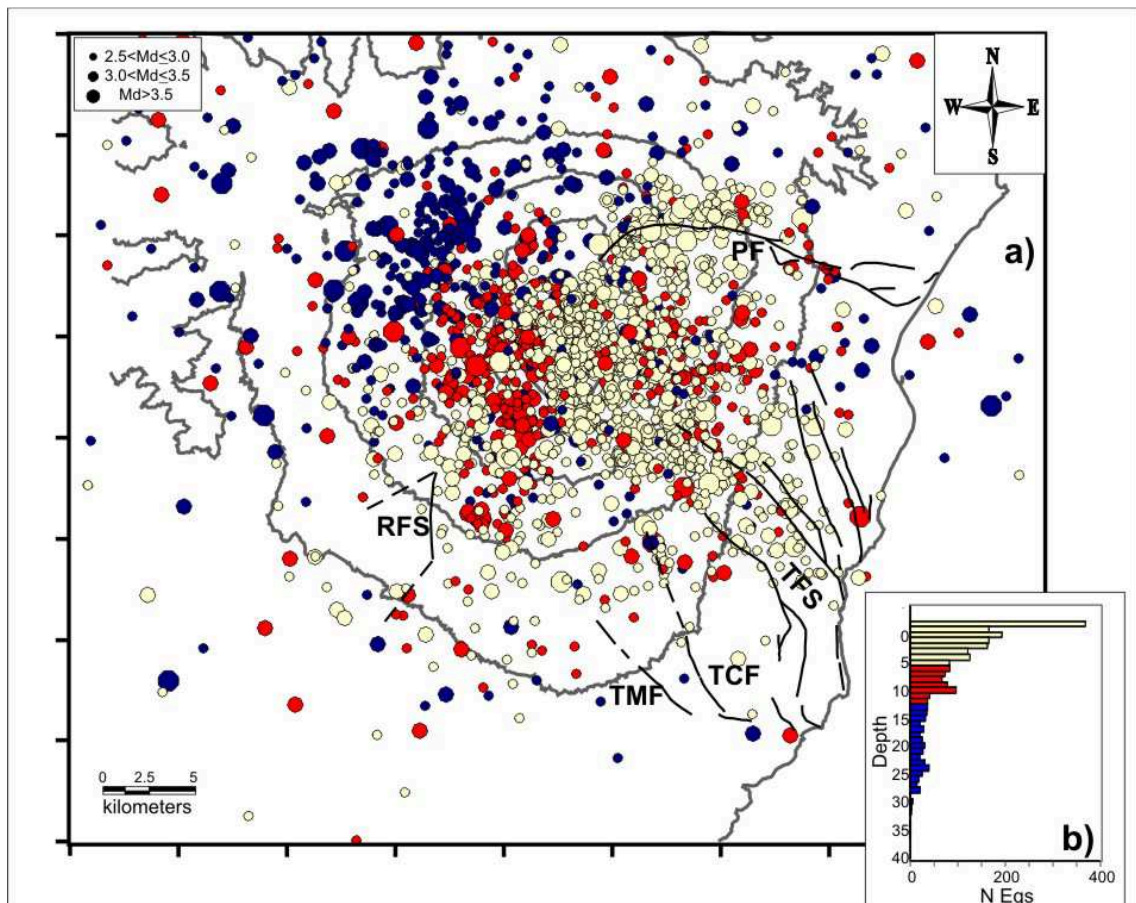


Fig. 7.1 – a) Mappa ipocentrale dei terremoti etnei nel periodo 1976-2011 con $M_d > 2.5$; b) Istogramma relativo al numero di terremoti per differenti livelli di profondità.

Anche in questo caso, sono stati osservati tre differenti pattern della distribuzione degli ipocentri (Fig. 1b), quindi come per le analisi descritte nei capitoli precedenti, gli IETs sono stati studiati separando i terremoti in tre classi di profondità: 1) $Z \leq 5$ km, 2) $5 < Z \leq 12$ km, 3) $Z > 12$ km. Le distribuzioni degli IETs ottenute per tutti i terremoti localizzati nell'intorno di 3.5 km da ogni nodo di una griglia con distanza internodale di 2 km, sono state parametrizzate utilizzando i parametri statistici di aperiodicità α , asimmetria A e curtosi k .

7.2 Analisi dei Dati

7.2.1 Analisi Spaziale della Sismicità

La variazione dei parametri statistici (Fig. 7.2) associate alle distribuzioni degli IETs (Fig. 7.3), calcolate per il periodo 1976-2011, mostrano che il livello di profondità $Z \leq 5$ km appare quello più attivo dal punto di vista sismico e meglio definito. L'alto valore di asimmetria ($A > 0$), osservato nei settori caratterizzati da profondità $Z \leq 5$ km (Fig. 7.2), suggerisce che la maggior parte dei terremoti hanno brevi intervalli di intercorrenza, si tratta quindi settori in cui avvengono un gran numero di eventi correlati (Fig. 7.3a). In particolare la distribuzione degli IETs nel settore sommitale del vulcano (S1, Fig. 7.2), possiede un picco particolarmente evidente sulla parte destra della curva (Fig. 7.3a), indicando la netta superiorità numerica degli eventi correlati rispetto gli eventi indipendenti. L'aperiodicità, invece, per il livello crostale più superficiale, ha valori di $\alpha > 1.5$, ed assume $\alpha > 3$ nel settore S1, indicando una forte clusterizzazione dell'attività sismica.

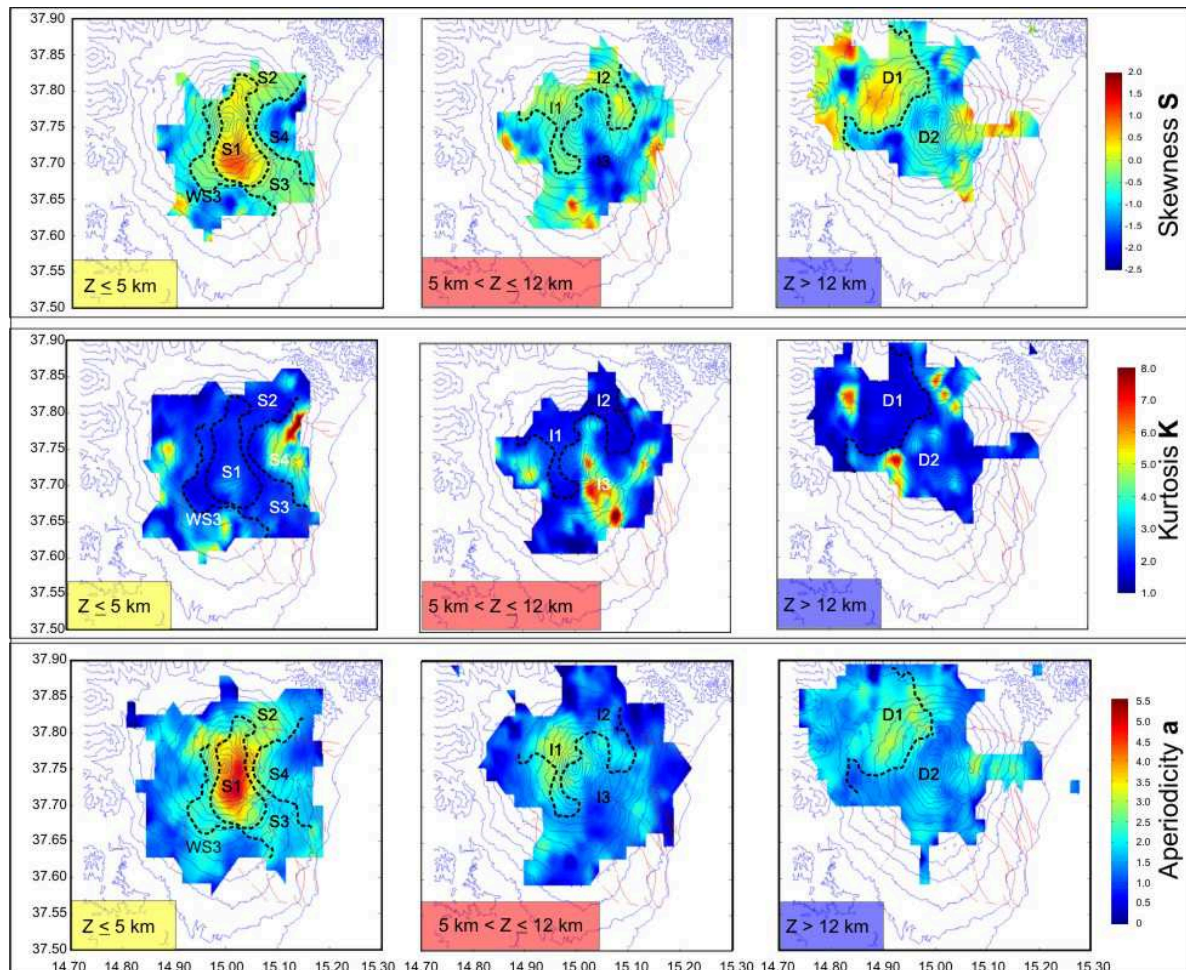


Fig. 7.2 - Mappa dei valori di asimmetria (a), curtosi (b), aperiodicità (c) delle distribuzioni degli IETs (scala colorata) per tre livelli di profondità (Z). Le linee tratteggiate, definiscono settori del vulcano differenziati sulla base di valori di soglia dell'asimmetria (-0.5 e +0.5).

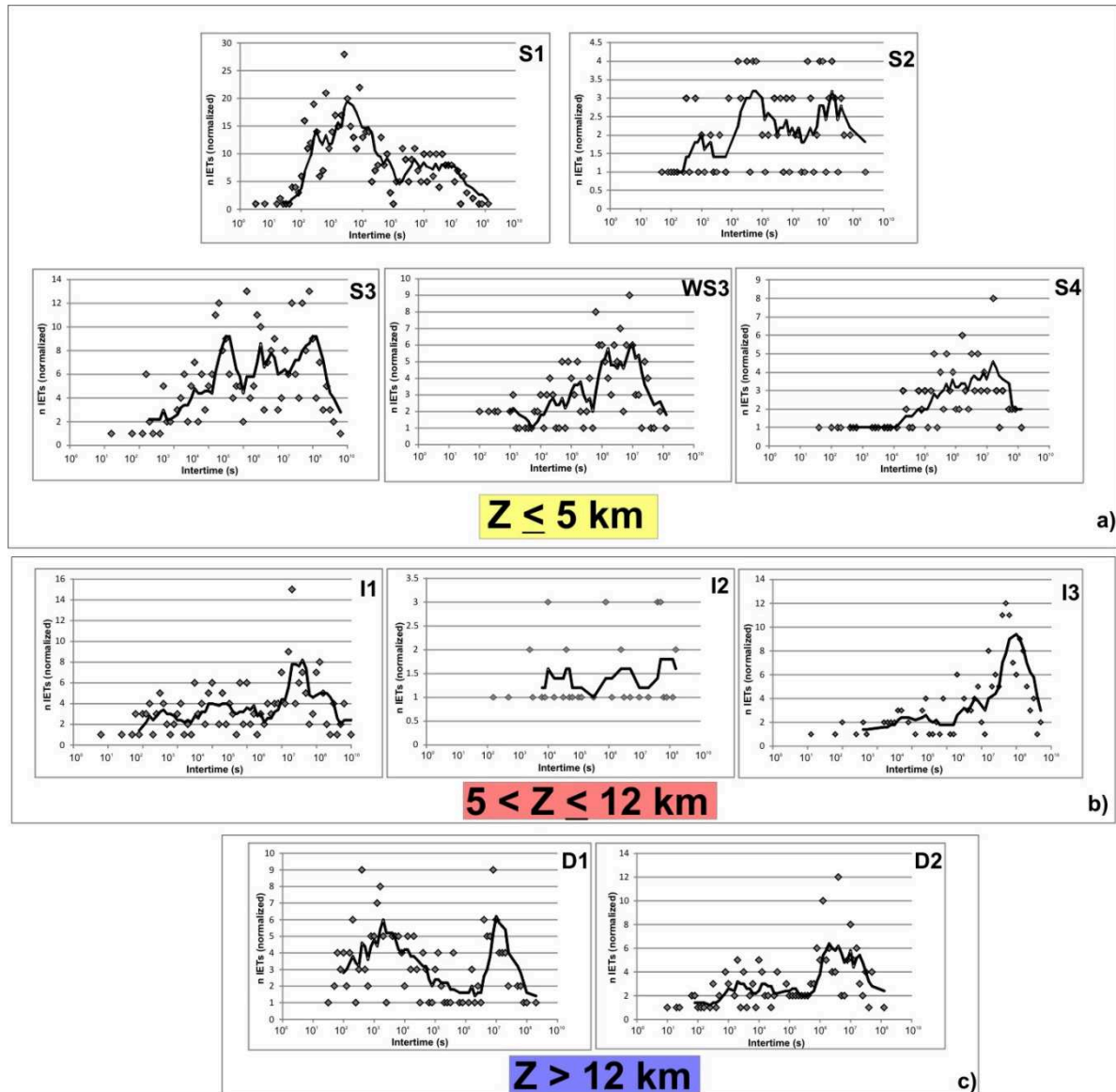


Fig. 7.3 - Distribuzioni degli IETs più rappresentative dei diversi settori per: a) $Z \leq 5$ km, b) $5 < Z \leq 12$ km, c) $Z > 12$ km.

Nell'intervallo di profondità $5 < Z \leq 12$ km, si osservano valori negativi di asimmetria (Fig. 7.2), che denotano un moderato numero di eventi correlati e quindi distribuzioni degli IETs tendenzialmente unimodali (Fig. 7.3b) caratterizzati da molti eventi indipendenti con alti tempi di inter-arrivo. In Fig. 7.2 è anche evidente che un diverso comportamento sismico distingue il settore orientale da quello occidentale del vulcano. Nel settore orientale sono presenti valori di asimmetria $A \sim -1.5$, e curtosi $k > 3$ (Fig. 7.2), che indicano la prevalenza di eventi non correlati; il settore occidentale è invece caratterizzato da una più alta percentuale di eventi correlati come suggerito dai valori: $A \sim -0.5$, $k \sim 2$ (Fig. 7.2). L'aperiodicità α (Fig. 7.2), indica che nel settore orientale la sismicità è stazionaria ($\alpha \sim 1$), mentre nel settore occidentale i terremoti tendono a clusterizzarsi nel tempo ($\alpha > 2$).

Infine, nel livello di profondità $Z > 12$ km, è possibile discriminare due settori. Il primo è D1, ed è localizzato nel settore NW del vulcano, settore interessato in tempi recenti (dopo il 2009) da forti sciami sismici. D1 possiede infatti valori di asimmetria $A > 0$, che indicano la

presenza di molti eventi correlati e valori di aperiodicità che indicano sismicità clusterizzata nel tempo ($\alpha > 2$). Il settore D2, invece, è localizzato nella porzione centrale del vulcano, dove i valori di aperiodicità, $\alpha \sim 1.5$, indicano una sismicità che avviene in maniera continua nel tempo e l'asimmetria negativa indica che nel settore si verificano principalmente eventi indipendenti.

Per definire meglio le caratteristiche della sismicità nei singoli volumi crostali, lo studio degli IETs è stato affiancato a quello delle curve cumulative del numero di terremoti nel tempo, calcolate sia per l'intero vulcano che per i differenti settori distinti. Sia sull'intero dataset (Fig. 7.4) che nei singoli settori (Fig. 7.5), si osserva che lo stile sismico non è costante nel tempo ma periodi di più alta frequenza di accadimento dei terremoti si alternano a periodi di bassa sismicità.

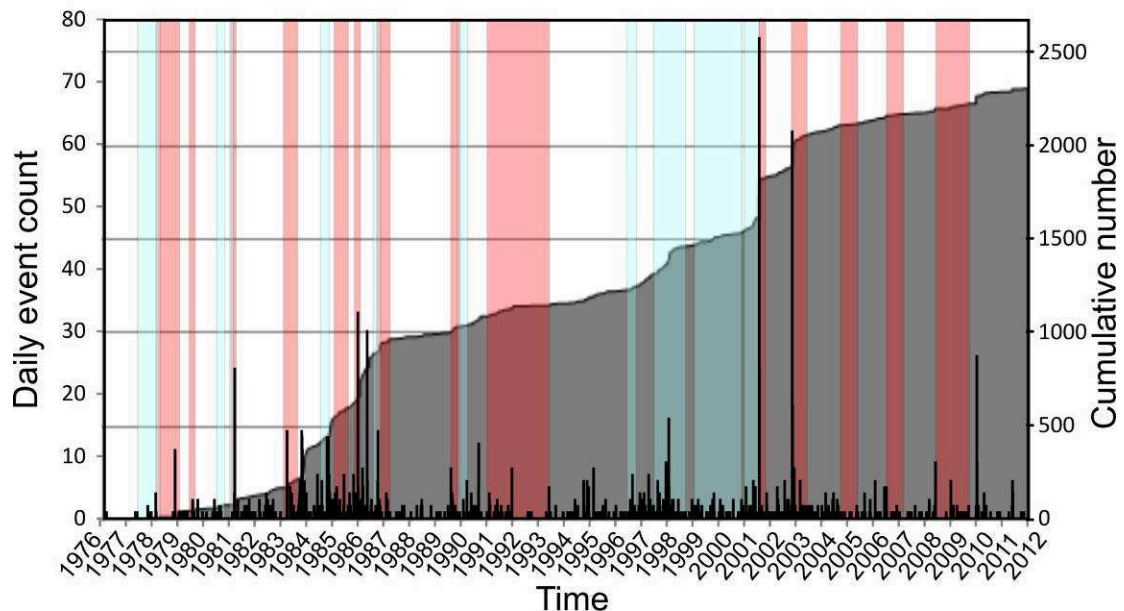


Fig. 7.4 – Numero cumulativo di terremoti nel tempo, calcolato all'Etna per il dataset 1976-2011, $M_d > 2.5$. Le aree colorate indicano la durata delle principali eruzioni laterali (in rosso) e sommitali (in azzurro) (Andronico and Lodato, 2005; dati da bollettino disponibili in: <http://www.ct.ingv.it/it/banca-dati-delle-eruzioni/eruzioni-etna.html>).

Analizzando in dettaglio le curve del numero di terremoti cumulati nel tempo su ogni settore (Fig. 7.5), si osserva un differente comportamento per profondità $Z \leq 5$ e per $Z > 5$ km. Nel primo caso (Fig. 7.5a), si osserva l'alternanza di periodi di intensa e modesta attività sismica; i periodi di elevata sismicità sono così rilevanti che influenzano fortemente il pattern della curva cumulativa dei terremoti calcolata per l'intero vulcano (Fig. 7.4). Per $Z < 5$ km, la frequenza di accadimento dei terremoti è particolarmente alta fino al 1987, mentre l'intervallo temporale 1987-2001 mostra una riduzione dell'attività sismica (Fig. 7.5a). Questo fenomeno potrebbe essere legato all'assenza di eruzioni laterali e alla prevalente attività sommitale avvenuta soprattutto a seguito dell'eruzione di fianco 1991-1993 (Allard et al., 2006). Tale riduzione della sismicità è particolarmente evidente nel settore S1 (Fig. 7.5a), dove di solito la moderata attività sismica è interrotta da improvvisi incrementi della frequenza di accadimento

dei terremoti che accompagna l'inizio delle eruzioni laterali (Fig. 7.5a). Le eruzioni sommitali, invece, sono precedute e accompagnate da un graduale incremento dell'attività sismica nel settore S1 (Fig.7.5a). Queste evidenze supportano ulteriormente la stretta relazione tra attività vulcanica e incremento del rate sismico nei primi 5 chilometri di crosta del vulcano, già messa in evidenza nei capitoli 5 e 6.

Quando il numero cumulativo dei terremoti è calcolato per i settori con $5 < Z \leq 12$ km e $Z > 12$ km, non si osservano significativi incrementi dell'attività sismica durante l'intero periodo 1976-2011. Solo in pochi casi lievi incrementi dell'attività sismica nel settore occidentale del vulcano (settoe I1, Fig.7.5b) precedono alcune eruzioni di fianco, e questo fenomeno continua ad essere osservato a profondità superiori $Z > 12$ km (settoe D2 in Fig. 7.5c).

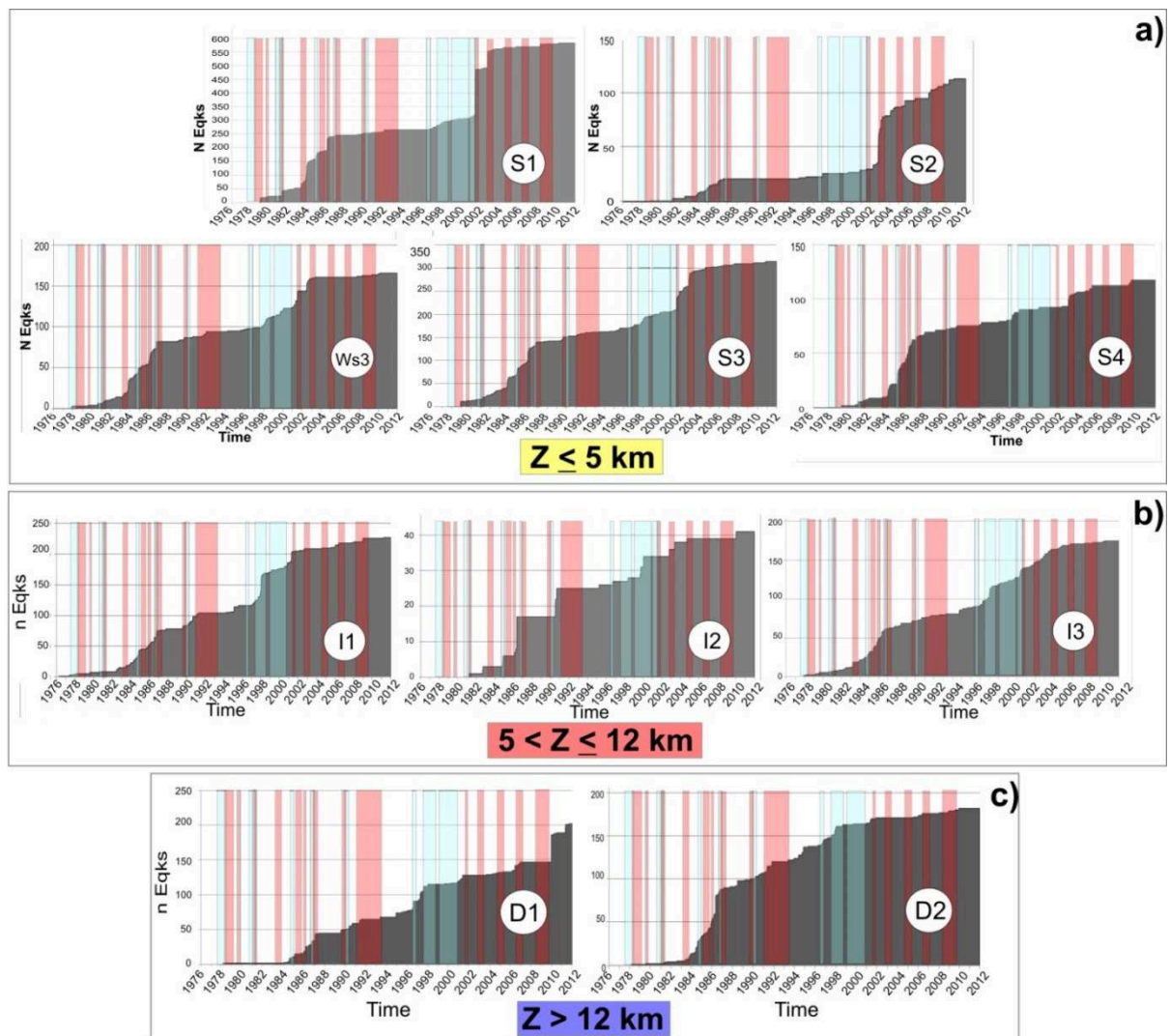


Fig. 7.5 – Numero cumulativo di terremoti nel tempo, nei differenti settori individuati all'Etnea per a) $Z \leq 5$ km; b) $5 < Z \leq 12$ km; c) $Z > 12$ km. Le aree colorate indicano la durata delle principali eruzioni laterali (in rosso) e sommitali (in azzurro) (Andronico and Lodato, 2005; dati da bollettino disponibili in: <http://www.ct.ingv.it/it/banca-dati-delle-eruzioni/eruzioni-etna.html>).

Un confronto più accurato tra le curve del numero di terremoti cumulati nel tempo, per profondità intermedia ($5 < Z \leq 12$ km) e profonda ($Z > 12$ km), nel settore occidentale e sud-occidentale del vulcano (Fig. 7.6), mostra che incrementi della frequenza di accadimento

dell'attività sismica precedono, di qualche giorno (a volte settimane), l'inizio di molte eruzioni laterali e di alcune eruzioni sommitali. In particolare, si osserva che gli incrementi dell'attività sismica in esame, iniziano nel livello sismogenico profondo ($Z > 12$ km) e continuano in quello più superficiale ($5 < Z < 12$ km). Questo comportamento può essere interpretato come il primo segnale di ricarica profonda ($Z > 12$ km) del sistema vulcanico che poco dopo è seguito da un incremento della sismicità nei livelli più superficiali ($5 < Z \leq 12$ km) probabilmente a causa della migrazione di magma. In successione temporale, gli sciami sismici ($Z \leq 5$ km) osservati in occasione delle principali eruzioni laterali, potrebbero essere indicatori dell'ultima fase del processo di risalita di magma, segnando l'apertura delle fratture eruttive. Bisogna tuttavia specificare, che questa tendenza alla migrazione degli ipocentri (che testimoniano la risalita di magma verso la superficie), non è osservata in alcuni casi, come ad esempio in occasione delle eruzioni laterali del 2002 e del 2004. In questi casi, potrebbe essere ipotizzato che il magma stazionava già a livelli crostali superficiali, in seguito ad un precedente processo di risalita (Andronico et al., 2005; Collins et al., 2013).

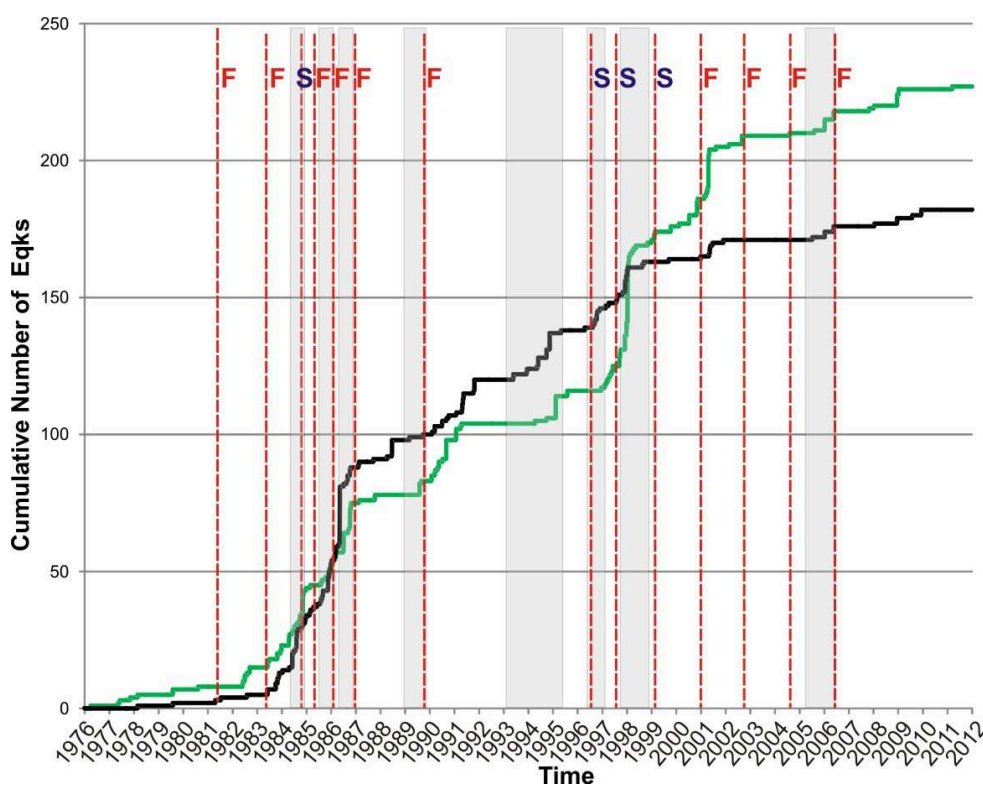


Fig. 7.6 - Confronto tra la curva cumulativa dei terremoti nel settore I1 (in verde) e nel settore D2 (in nero). Le linee tratteggiate indicano l'inizio delle principali eruzioni di fianco F e sommitali S (Andronico and Lodato, 2005; dati da bollettino disponibili in: <http://www.ct.ingv.it/it/banca-dati-delle-eruzioni/eruzioni-etna.html>), mentre le aree in grigio indicano i periodi in cui nel settore W e SW del vulcano, si è verificato, in successione temporale, un incremento della sismicità rispettivamente per $Z > 12$ km e per $5 < Z \leq 12$ km.

7.2.2 Analisi Temporale della Sismicità

La curva cumulativa del numero di terremoti che si sono verificati all'Etna durante il periodo 1976-2011 (Fig. 7.4), mostra differenti pendenze che suggeriscono una variazione nel tempo

dello stile sismico dei diversi settori del vulcano. Il primo cambiamento significativo del pattern della curva si osserva dopo il 1987. Inoltre dalla Fig. 7.4 risulta evidente che tutte le eruzioni sommitali, eccetto l'eruzione del 1998, avvengono senza essere accompagnate da significativi cambiamenti del rate sismico, mentre la maggior parte delle eruzioni laterali, sono marcate da un notevole incremento dell'attività sismica. In relazione all'andamento della curva mostrata in Fig. 7.4, il dataset 1976-2011 può essere diviso in quattro periodi: due caratterizzati da intensa attività sismica ed eruzioni laterali, altri due durante il quale si è verificata principalmente attività eruttiva sommitale e minore sismicità. Quindi l'analisi degli IETs è stata condotta analizzando separatamente i periodi: 1976-1987, 1988-2000, 2000-2003, 2003-2011. In Fig. 7.7 sono riportati i valori di asimmetria (A) per i quattro intervalli temporali; questo parametro statistico è quello che meglio rappresenta il differente stile sismico ed il diverso pattern della distribuzione degli IETs, come già sottolineato nei capitoli 5 e 6.

Durante il periodo 1976-1987 si sono verificati diversi episodi eruttivi, sia eruzioni laterali che sommitali. Il livello sismogenico con $Z \leq 5$ km, oltre ad essere l'intervallo di profondità più attivo e meglio definito dai parametri statistici nel periodo considerato, è anche quello in cui si osservano i più alti valori relativi di asimmetria (Fig. 7.7a). Tali valori suggeriscono la presenza di un gran numero di eventi correlati, localizzati soprattutto nell'area sommitale. Nei livelli sismogenici $5 < Z \leq 12$ km e $Z > 12$ km l'asimmetria assume valori negativi ($A < -0.5$) che indicano una sismicità che si verifica soprattutto in forma di eventi indipendenti con relativi lunghi periodi di inter-arrivo. I valori di curtosi (Fig. 7.8a) indicano che le distribuzioni degli IETs non sono molto piccate, eccetto per i settori più a margine della mappa con $Z \leq 5$ km e nel settore occidentale del livello sismogenico $5 < Z \leq 12$ km. L'aperiodicità invece suggerisce una sismicità che varia da un regime che varia da stazionario a periodico (Fig. 7.9a).

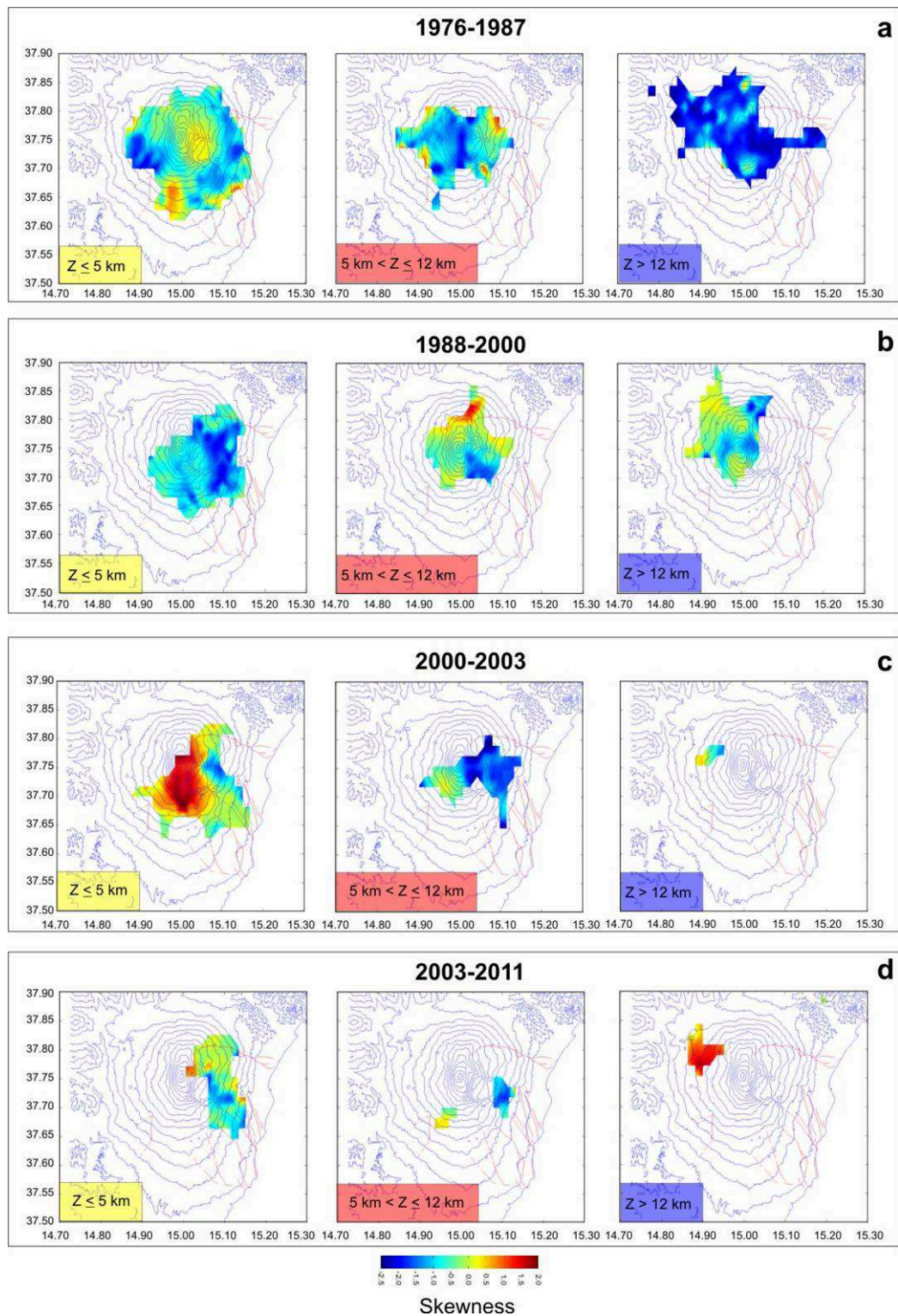


Fig. 7.7 – Distribuzione areale dei valori di asimmetria durante differenti intervalli temporali.

Il secondo intervallo temporale ispezionato (1988-2000) è caratterizzato dall'accadimento di una serie di eruzioni sommitali, eccetto l'eruzione laterale 1991-1993. Durante questi dodici anni, i tre livelli sismogenici analizzati sembrano egualmente attivi dal punto di vista sismico ed i parametri statistici osservati sono quelli tipici di attività sismica rappresentata principalmente da eventi indipendenti ($A < 0$) connessi con l'attività sismica di background

(Fig. 7.7b). È particolarmente evidente che, come osservato precedentemente sull'intero dataset (1976-2011), esiste una marcata differenza tra lo stile sismico nel settore occidentale ed orientale del vulcano per $5 < Z \leq 12$ km; i valori di asimmetria del primo dei due settori suggerisce un numero superiore di eventi correlati.

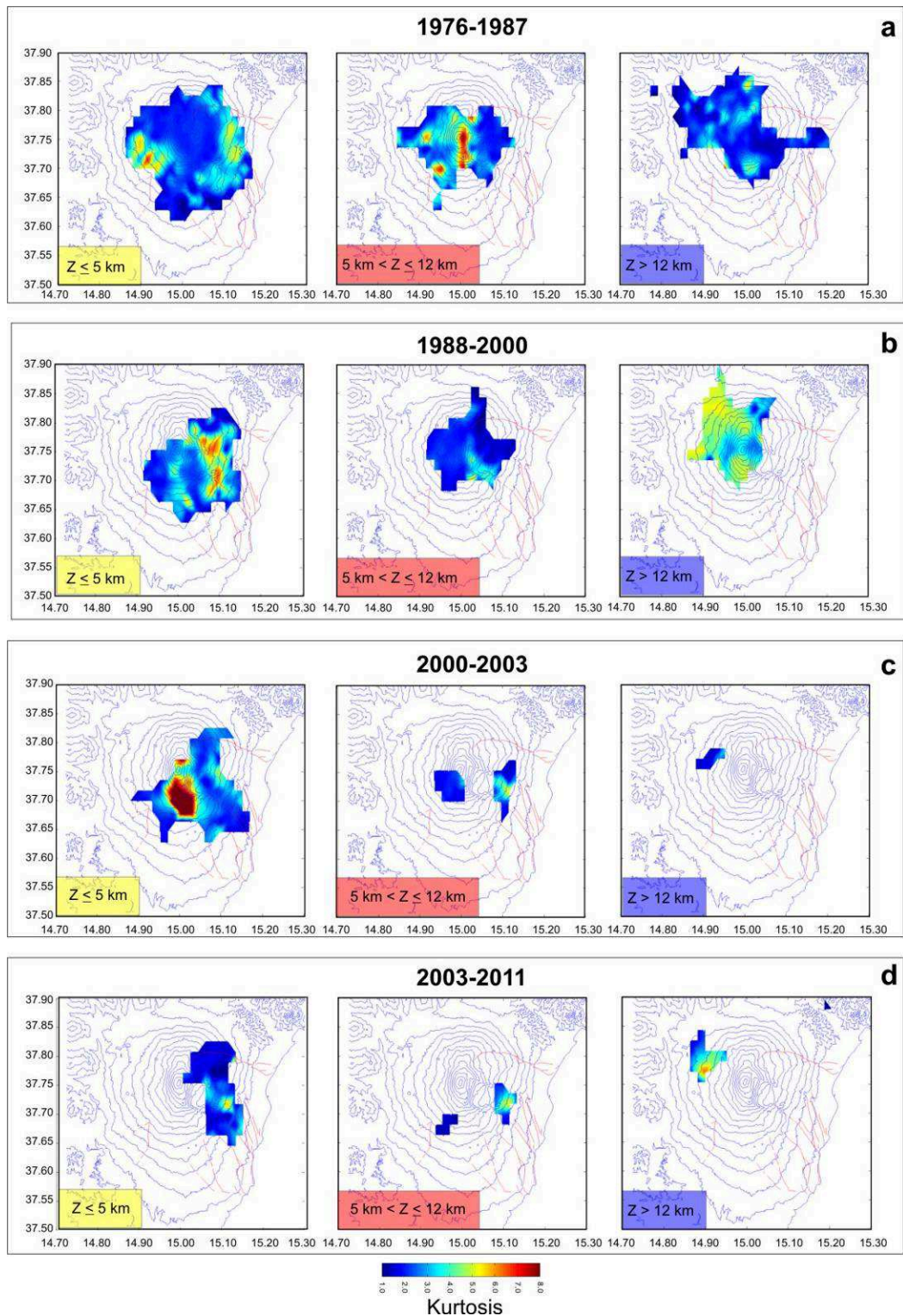


Fig. 7.8 – Distribuzione areale dei valori di curtosi durante differenti intervalli temporali.

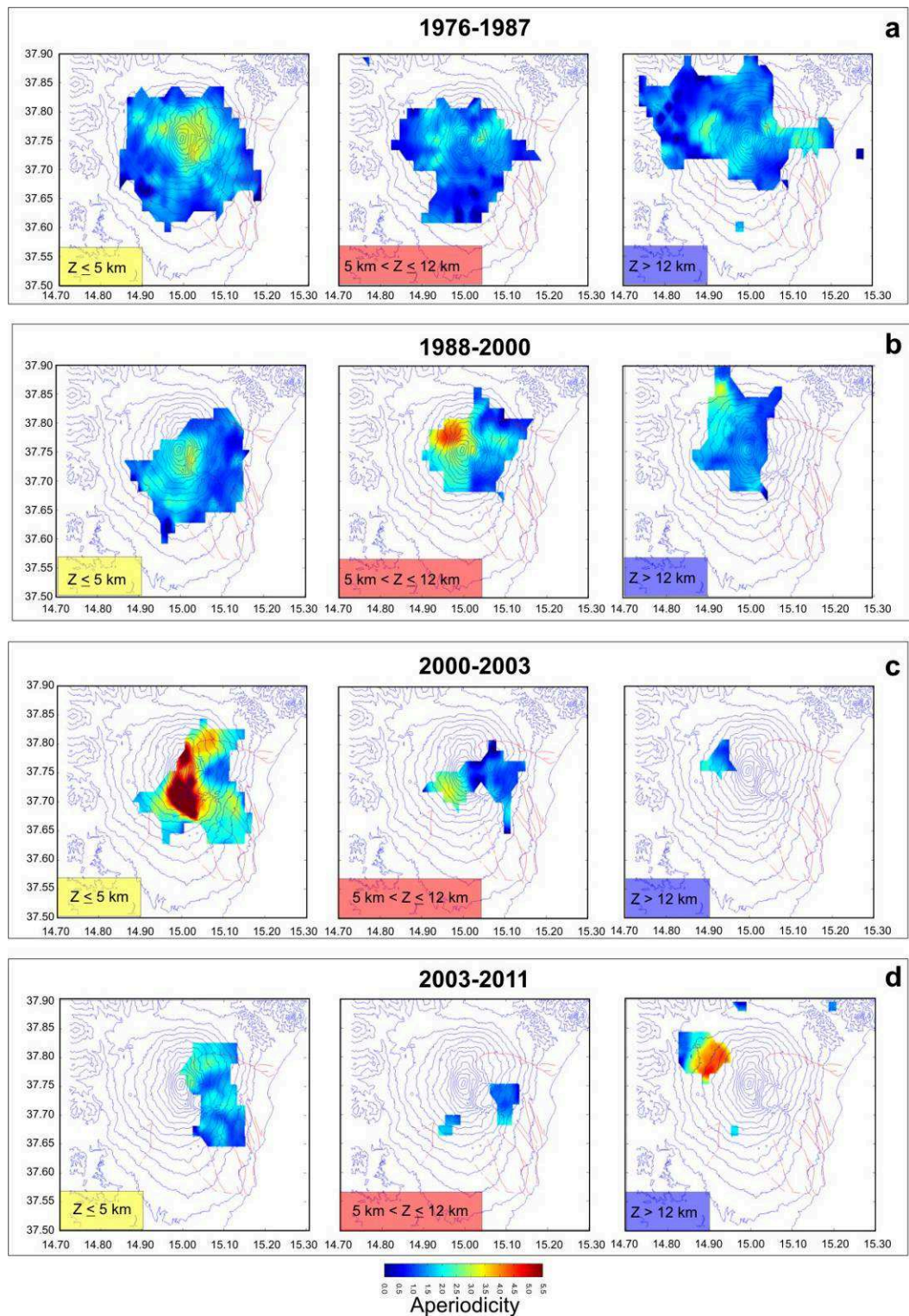


Fig. 7.9 – Distribuzione areale dei valori di aperiodicità durante differenti intervalli temporali.

I valori dei parametri statistici calcolati per il periodo 2000-2003, per $Z \leq 5$ km indicano una netta predominanza di eventi correlati ($0.5 < A < 2.5$ e valori di curtosi fino a 8.0, rispettivamente Fig. 7.7c, 7.8c), e una sismicità fortemente clusterizzata nel tempo (α fino a 5.5, Fig. 7.9c). Questi valori mettono in risalto la stretta relazione tra attività sismica e vulcanica, infatti i numerosi eventi correlate sono rappresentati da sciami sismici che si

verificano con l'apertura delle fratture eruttive. Sebbene l'intervallo temporale descritto è particolarmente breve, e il numero di dati non è elevato, si possono fare delle importanti considerazioni. Infatti, similmente a quanto osservato sull'intero dataset (1976-2011), per profondità superiori a 5 km è evidente un differente comportamento sismico tra il settore occidentale ed orientale del vulcano (Fig. 7.7c, 7.8c, 7.9c).

Il dataset relativo all'ultimo periodo analizzato in dettaglio va dal 2003 al 2011 ed anche in questo caso i dati a disposizione sono pochi e permettono la descrizione solo di alcuni settori del vulcano. Tuttavia, i valori dei parametri statistici sono simili a quelli ottenuti per il periodo 1988-2000. Nei volumi crostali con $Z \leq 5$ km, i valori di asimmetria non sono particolarmente elevati suggerendo la presenza principalmente di sismicità di background senza la sovrapposizione di un elevato numero di eventi correlati dovuti a sciame sismici (Fig. 7.7d). Oltre la profondità di 12 km, si osserva che nel settore NW del vulcano sono localizzati numerosi eventi correlati ($A \sim 1.5$, Fig. 7.7d). Tali eventi, sono imputabili agli sciame sismici che si sono verificati in tempi recenti (dopo il 2009), la cui occorrenza (come discusso nel Cap. 5) non sembra connessa a fenomeni eruttivi.

8 DISCUSSIONE

8.1 Caratterizzazione Sismica dell'Etna

8.1.1 IETs sull'Intero Volume Crostale Etneo

Le relazioni di scala che descrivono l'accadimento dei terremoti, sono state spesso utilizzate per analizzare le caratteristiche del rilascio dell'energia sismica in diversi ambienti tettonici. In particolare, negli ultimi anni, la legge che regola la distribuzione degli intertempi (IETs), cioè dei tempi di inter-arrivo tra terremoti successivi, è stata applicata da diversi autori, ai fini della caratterizzazione sismica di alcune aree. Prendendo spunto dai recenti lavori sui tempi di interricorrenza dei terremoti in aree vulcaniche (e.g. Bell and Kilburn, 2008; Traversa and Grasso, 2010), nasce l'idea di sviluppare un progetto di ricerca volto all'analisi approfondita degli IETs, al fine di ottenere elementi significativi per comprendere le correlazioni tra l'attività vulcanica e sismotettonica nei diversi settori crostali dell'Etna. Il progetto include anche un confronto tra lo stile sismico che caratterizza i diversi settori del vulcano e il contesto regionale in cui esso è inserito.

Per studiare gli IETs della sismicità etnea è stato usato un catalogo strumentale dei terremoti che si sono verificati dal 1988 al 2011 (Patanè et al., 2004; Gruppo Analisi Dati Sismici, 2011). Dopo aver osservato che la completezza del catalogo non è costante per tutto il periodo preso in esame, si è ritenuto opportuno proseguire l'analisi utilizzando due soglie di magnitudo: 1) $M_d > 2.5$ per l'intero periodo disponibile 1988-2011 e 2) $M_d > 1.5$ per il periodo più recente 1995-2011. L'indagine su scala nazionale e regionale è stata condotta utilizzando il Catalogo della Sismicità Italiana (CSI 1.1; Castello et al., 2006) dal 1988 al 2002, ed i dati di bollettino sismico (BSI; Bollettino Sismico Italiano, 2003-2011) per gli anni successivi fino al 2011.

La distribuzione degli IETs ottenuta per la Sicilia e per l'Italia è ben descritta da una legge di distribuzione Gamma, tipica di aree a comportamento prevalente tettonico, dove i terremoti non correlati (o indipendenti) sono predominanti rispetto quelli correlati (Touati et al., 2009; Naylor et al., 2010). La distribuzione degli IETs valutata sull'intero volume crostale etneo, è invece ben diversa dalle precedenti, ed è caratterizzata dalla presenza di due picchi (o mode), sia si considerino i terremoti con $M_d > 1.5$ (durante il periodo 1995-2011) che i terremoti con $M_d > 2.5$ (durante il periodo 1988-2011). In dettaglio, i valori di IET dei due picchi all'Etna sono rispettivamente di $\sim 10^3$ e di $\sim 10^6$ s (0.3 ore e 11.5 giorni, rispettivamente); la doppia moda nella distribuzione è presente qualsiasi sia la soglia di M_d per cui si filtra il dataset (da $M_d > 1.5$ a $M_d > 3.5$). Il rapporto tra gli eventi non correlati (background) e quelli correlati (sciame) su scala dell'intero vulcano è a favore dei primi per magnitudo inferiori a 2.5; invece, per $2.5 < M_d < 3.5$ gli eventi correlati e non avvengono nelle stesse proporzioni. Solo selezionando il dataset oltre una soglia di $M_d > 3.5$, la distribuzione diventa unimodale, caratterizzata da un picco con relativo alto valore di IETs ($\sim 10^6$ s). Quindi sembra che sul dataset analizzato, la quasi totalità dei terremoti che si verificano con una soglia di magnitudo superiore a 3.5 sia rappresentata da eventi non correlati; mentre la sismicità meno energetica consiste in eventi correlati e non, che avvengono in misura variabile nei diversi settori del vulcano.

Confrontando l'analisi degli IETs con l'analisi del numero di terremoti nel tempo, riferita a particolari livelli sismogenici, è stato osservato che la presenza degli eventi correlati all'Etna interessa ogni classe di profondità, ma è particolarmente marcata nei livelli più superficiali (per $Z \leq 5$ km). Inoltre da quest'ultima analisi si evince che gli sciami si verificano principalmente durante particolari fasi del vulcano, in prossimità delle eruzioni, probabilmente in risposta al processo di intrusione e risalita di magma. Tuttavia improvvisi incrementi del rate sismico, talvolta si verificano anche senza alcuna correlazione con le fasi eruttive. Crisi sismiche di questo tipo sono meno importanti in termini di numero di terremoti rispetto quelli che avvengono durante i periodi pre-eruttivi; alcuni esempi sono rappresentati dagli sciami sismici che si sono verificati nel settore nord occidentale del vulcano, vicino M. Maletto nel Dicembre 2009, Luglio 2010 e Maggio 2011.

È stato osservato inoltre che quando l'analisi degli IETs è condotta sul catalogo declusterizzato (applicando l'algoritmo di Reasenberg), il picco associato agli sciami, nelle distribuzioni calcolate sull'intero vulcano per diverse soglie di Md, è fortemente smorzato, confermando che l'IETs 10^3 s è influenzato dalla ricorrenza di sciami sismici. Tuttavia, il rate sismico riferito al catalogo declusterizzato mostra ancora la presenza di eventi clusterizzati, se pur in misura inferiore rispetto il dataset intero, quindi il declustering non ha eliminato tutti gli eventi correlati dal catalogo. Quanto osservato potrebbe indicare che l'algoritmo di declustering utilizzato, risulta non completamente efficace se applicato al dataset etneo, oppure che esistono nel catalogo terremoti che avvengono in maniera molto ravvicinata nel tempo ma non nello spazio; quindi terremoti temporalmente vicini ma non facenti parte dello stesso sciame e non accomunati dalla stessa sorgente sismica. Questo aspetto è stato studiato durante l'analisi di dettaglio della sismicità, condotta per mezzo di una griglia mobile, utilizzata per approfondire lo studio su particolari livelli di profondità e periodi.

I risultati dell'analisi compiuta: (i) sulla distribuzione temporale degli IETs, (ii) sul rate sismico che caratterizza la sismicità dell'intero vulcano e quella di alcuni particolari livelli sismogenici, (iii) verifiche effettuate applicando l'algoritmo di declustering, forniscono importanti indizi per comprendere il complesso pattern degli IETs all'Etna. Quanto osservato consente di affermare che la bimodalità della distribuzione degli IETs calcolata sull'intero volume crostale etneo è legata ad una attività sismica stazionaria di background, rappresentata da eventi indipendenti con un IETs medio di $\sim 10^6$ s, alla quale si sovrappongono occasionalmente sciami sismici con eventi correlati caratterizzati da brevi IETs ($\sim 10^3$ s).

8.1.2 IETs in Sub-Volumi Crostali Etnei

Definite le caratteristiche degli IETs su scala dell'intero vulcano, è stato condotto uno studio di dettaglio su sub-volumi crostali etnei. A questo proposito su ciascun nodo di una griglia tridimensionale, predisposta con distanza internodale di 2 km, sono state calcolate le distribuzioni degli IETs insieme ad alcuni parametri statistici associati, necessari per quantificare le differenze tra i pattern delle distribuzioni e per stimare la regolarità dell'accadimento dei terremoti nel tempo settore per settore. Tale indagine, compiuta sia a scala regionale che del vulcano, ha lo scopo di caratterizzare la sismicità nei differenti settori del vulcano e verificare in ognuno di essi, l'influenza dei processi vulcanici e della tettonica

regionale. I picchi associati agli eventi correlati ed alla sismicità di background, riconosciuti sulla distribuzione degli IETs calcolata sull'intero vulcano, vengono individuati anche in ristretti settori del vulcano. Tuttavia, per questi ultimi, il valore del picco di background è di 10^7 s (115 giorni) invece di 10^6 s (11.5 giorni), mentre quello associato agli sciami rimane invariato. I settori differenziati all'Etnea sono schematizzati in Fig. 7.1.

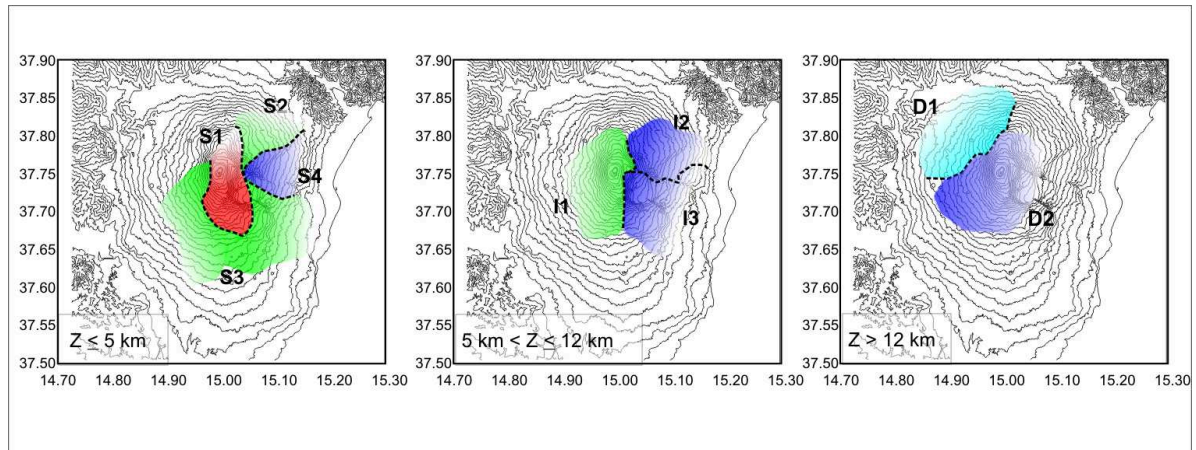


Fig. 8.1 – Settori individuati dall'analisi degli IETs all'Etnea. I colori accomunano aree con le stesse caratteristiche in termini di pattern degli IETs e parametri statistici.

Uno dei principali volumi individuati e ben distinto dagli altri è *S1* (Fig. 8.1); un volume crostale che si estende dalla superficie fino a 5 km di profondità ed include il Rift di NE, i crateri sommitali ed il Rift Sud. Da quanto si evince dall'analisi degli IETs, in questa zona la sismicità è quasi esclusivamente rappresentata da sciami sismici legati all'attività eruttiva, che avvengono prevalentemente con Md superiori a 2.5 e con un IET medio di $\sim 10^3$ s. L'analisi degli IETs, suggerisce che la sismicità del settore *S1* ha un comportamento più "vulcanico" rispetto altri settori, come riportato anche in letteratura. In questo settore, per profondità inferiori ai 10 km, il tensore dello stress è generalmente compatibile con il campo di stress regionale; ma variazioni significative del tensore sono state osservate durante alcuni periodi pre-eruttivi ed attribuiti alla risalita di magma (Cocina et al., 1998; Bonaccorso et al, 1996; Bonaccorso et al., 2004).

Spostandoci sul settore NE del vulcano (Fig. 8.1), il pattern della distribuzione degli IETs nel settore *S2*, dov'è localizzato il sistema strutturale della Pernicana, è leggermente bimodale e senza picchi evidenti, indicando che la sismicità ricorre in maniera stazionaria. In quest'area, l'energia sismica rilasciata fa riferimento a eventi correlati e non correlati che si verificano in egual misura, caratterizzati da tutte le classi di IETs comprese tra 10^3 e 10^7 s. Questo sistema di faglia è descritto da diversi autori come il bordo più settentrionale del fianco instabile (e.g. Azzaro et al., 2012) ed è caratterizzato da attività sismica anche durante intrusioni di dicchi che precedono le eruzioni, come è accaduto per l'eruzione 2001 e per l'eruzione 2002-2003, quando il movimento laterale destro lungo la Pernicana sembra aver accomodato l'estensione del Rift di NE indotta dalla risalita di magma (e. g. Monaco et al., 2005). Quindi, *S2* potrebbe essere una regione dove regime vulcanico e tettonico coesistono ed insieme contribuiscono a generare sismicità nel settore.

Nel settore *S3* la distribuzione degli IETs indica che la sismicità ricorre sia come eventi correlati che non correlati, ma diversamente dal settore *S1* e *S2*, i terremoti di background sono numericamente superiori agli eventi correlati. In *S4* la sismicità, invece, è rappresentata quasi esclusivamente da eventi non correlati.

Nei volumi crostali più profondi di 5 km, si osserva una differenza tra lo stile sismico ed il pattern degli IETs che caratterizza versante orientale ed occidentale del vulcano. Le differenze tra i due settori sono meglio evidenti ed ancora più marcate se valutate con $M_d > 1.5$. *I2* e *I3* (Fig. 8.1), nel versante orientale, mostrano una scarsa, quasi nulla, influenza dell'attività vulcanica sullo stile sismico e sul pattern degli IETs, che è molto simile a quello tipico di aree tettoniche. *I2* e *I3* sono settori caratterizzati da pattern degli IET marcatamente unimodale con un valore di IETs del picco di $\sim 10^7$ s e possiedono asimmetria negativa; quindi nel settore orientale dell'Etna al di sotto di 5 km di profondità avvengono soprattutto eventi non correlati. La distribuzione degli IETs nel settore *I1*, versante occidentale del vulcano, è prevalentemente unimodale, ma differentemente dal settore orientale dell'Etna, il picco possiede una maggiore larghezza. Questa caratteristica (molto evidente per la sismicità con $M_d > 1.5$) indica un contributo maggiore di eventi con bassi IETs nella distribuzione del settore occidentale rispetto quello orientale del vulcano. Quindi nel settore occidentale del vulcano con $Z > 5$ km, si verificano eventi correlati e non, mentre nel settore orientale si osservano quasi esclusivamente eventi non correlati. Ma una peculiarità dello stile sismico del settore *I1* è che solo una parte degli eventi correlati che si verificano sembrano influenzati dall'attività vulcanica. Pertanto, si deduce, che il campo di stress agente crea una diversa organizzazione temporale della sismicità di background tra settore occidentale e orientale del vulcano, particolarmente evidente per $Z > 5$ km.

Infine, il settore *D1*, settore NW del vulcano, insieme all'area dei crateri sommitali nel settore *S1*, è caratterizzato da una distribuzione bimodale degli IETs (i picchi hanno valore di $\sim 10^3$ e $\sim 10^7$ s), ma, differentemente dal settore *S1*, nell'area NW del vulcano non è stata osservata alcuna correlazione tra la ricorrenza di sciame sismici e particolari fasi di attività del vulcano (mancano correlazioni con i periodi eruttivi). Per profondità superiori a 12 km, è stato discriminato un altro settore (*D2*), che include un volume crostale localizzato nella porzione centrale e SW del vulcano. In questo settore la distribuzione degli IETs indica che la maggior parte della sismicità è rappresentata da eventi indipendenti con $M_d > 1.5$.

Riguardo la sismicità analizzata si può affermare che la maggior parte degli terremoti sono localizzati nei livelli più superficiali; anche la ricorrenza degli sciame sismici è molto più marcata sui livelli crostali meno profondi. In ogni settore dell'Etna, la maggior parte dell'energia sismica viene rilasciata con eventi di magnitudo piccola $M_d = 1.5$, che avvengono molto più di frequente rispetto agli eventi con M_d relativamente più energetica.

Poiché alcuni autori hanno trovato una correlazione tra pattern del numero cumulativo di terremoti nel tempo e pattern degli IETs (Bell e Kilburn, 2008), è stata condotta un'analisi volta ad una caratterizzazione sismica più completa, verificando per ogni settore dell'Etna l'esistenza di relazioni simili a quelle proposte da Bell e Kilburn per il Kilauea. Questo confronto mostra che all'Etna la peculiarità dei settori caratterizzati da un pattern bimodale degli IETs è un rapido incremento della frequenza di accadimento dei terremoti in occasione di alcuni periodi eruttivi ("gradini"), mentre il tasso di sismicità tra un'eruzione e l'altra si

mantiene basso. I pattern nettamente unimodali degli IETs sono invece accompagnati da un tasso di sismicità che accelera raramente in occasione delle eruzioni. Generalmente l'accadimento dei terremoti è più regolare nel tempo, rispetto lo stile sismico descritto prima, e non sembra risentire dell'attività vulcanica. Un'altra particolarità è data dalla presenza di improvvisi incrementi della sismicità (sciame o sequenze sismiche) non legati a fasi eruttive. Infine, per il settore *SI*, l'unico ad avere un pattern degli IETs ben piccato su bassi valori degli IETs, dall'analisi della curva che descrive il numero cumulativo di terremoti nel tempo, si evince l'occorrenza di improvvisi e forti incrementi della sismicità nell'arco di tempi molto brevi (sciame) solo in occasione delle eruzioni o immediatamente prima di queste. Questi eventi sono intervallati da porzioni quasi piatte della curva cumulativa, indicando che il tasso di sismicità che precede e segue le eruzioni è molto basso. Il settore *SI*, infatti, sembra attivarsi dal punto di vista sismico, quasi esclusivamente durante i periodi eruttivi, quindi potrebbe essere il settore che risente maggiormente delle pressioni indotte dal magma. Poiché selezionando il dataset per magnitudo $M_d > 2.5$, la quasi totalità dei terremoti del settore *SI* sono sciame accaduti in occasione delle principali eruzioni e durante gli altri periodi la sismicità è praticamente assente è possibile affermare che in questa porzione del vulcano la maggior parte degli sciame pre-eruttivi sono costituiti da eventi più energetici, mentre la sismicità di più bassa energia rappresenta la sismicità di background. Infatti quando si considerano nel calcolo delle distribuzioni degli IETs terremoti di energia minore ($M_d > 1.5$), il pattern della distribuzione degli IETs è una curva bimodale, indicante che il numero di terremoti relativi alla sismicità di background e agli sciame che accompagnano le eruzioni si verificano in egual misura.

I risultati dell'analisi più dettagliata, che include la valutazione del rate per ogni settore, ha confermato che anche in ristretti settori del vulcano sono presenti due principali IETs: il primo connesso ad una sismicità di fondo che varia da 10^6 s e 10^7 s (da 10 a 100 giorni), osservabile in tutti i settori del vulcano, e l'altro con valori molto brevi ($\sim 10^3$ s, circa mezz'ora) che sono essenzialmente dovuti agli sciame sismici innescati dall'attività vulcanica (soprattutto nel settore *SI*) e alle sequenze sismiche maggiormente connesse a fenomeni di natura tettonica (nel settore *DI*).

Infine, l'applicazione dell'algoritmo di declustering nei diversi settori individuati ha modificato i parametri statistici rispetto a quelli del catalogo intero, in maniera poco significativa, eliminando solo parte degli eventi clusterizzati. Tuttavia, per verificare se gli eventi correlati ancora presenti nel catalogo declusterizzato fossero da attribuirsi a fasi eruttive oppure fossero indipendenti da queste, è stata condotta un'analisi nel tempo degli IETs, dividendo il catalogo sismico di partenza in due periodi: prima e dopo l'accadimento delle più importanti eruzioni etnee (prima del 2001 e dopo il 2003). In questo modo è stata eliminata in maniera arbitraria la sismicità legata ai periodi eruttivi. Le mappe ottenute considerando un periodo che esclude il contributo delle eruzioni (prima dell'anno 2000 e dopo il 2003), mostrano che le caratteristiche dei settori individuati sulla base dei parametri statistici con l'analisi degli IETs sul catalogo intero oltre i 5 km di profondità, non sono state alterate. Un'altra evidenza importante è che, analizzando la sismicità lontana da periodi eruttivi, il settore *SI* non è più presente né evidenziabile. Infatti il risultato dell'analisi condotta in periodi senza eruzioni, è stato quello di eliminare totalmente il settore

precedentemente definito più “vulcanico” dell'Etna. Questo dato avvalorza la caratterizzazione sismica per cui il settore *SI* è il settore che risente più degli altri della risalita di magma e suggerisce che l'applicazione dell'algoritmo di Reasenberg non è adeguato per effettuare il declustering nell'area etnea, poiché ha eliminato solo in parte degli eventi correlati presenti nel dataset iniziale.

8.2 Stress Regionale Agente all'Etna Dedotto dall'Analisi degli IETs

L'analisi degli IETs all'Etna per $Z > 5$ km, quindi oltre il livello di profondità in cui i processi vulcanici influenzano la sismicità, è stata messa a confronto con quella condotta a scala regionale. Il confronto con il contesto regionale ha lo scopo di capire come la sismicità nei diversi settori etnei è legata al campo di stress regionale. Parametri statistici e pattern degli IETs accomunano: (1) i settori occidentali e nord-occidentali dell'Etna e con il settore nord-occidentale della Sicilia e (2) il settore orientale dell'Etna a quello della Sicilia orientale (Fig. 8.2).

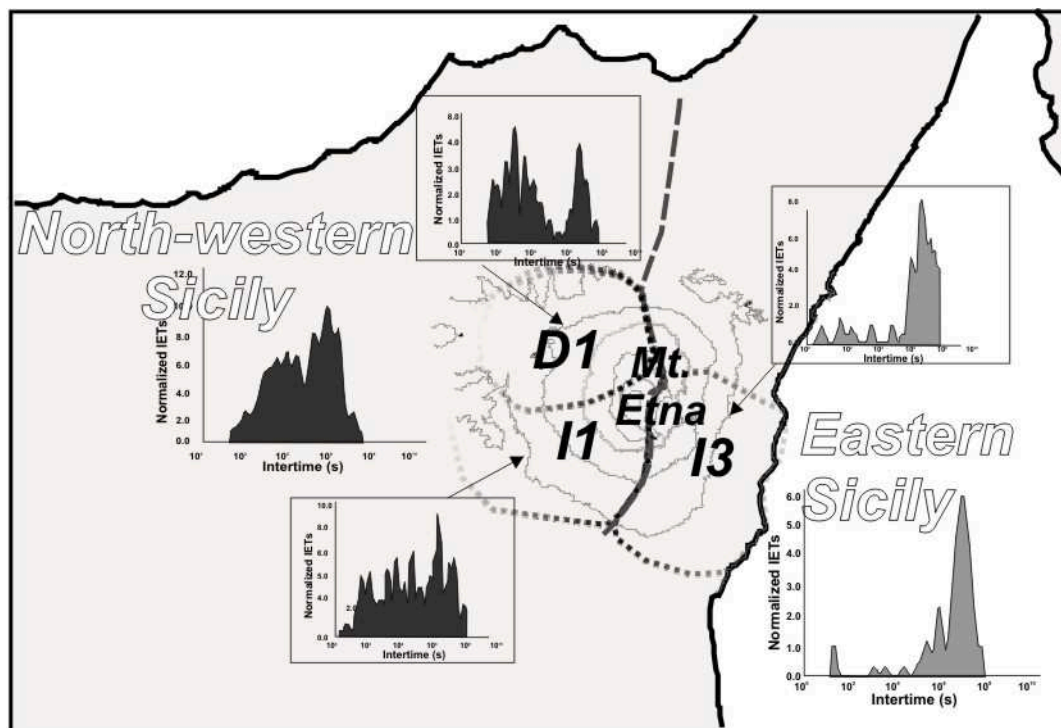


Fig. 8.2 – Settori individuati dall'analisi degli IETs a livello regionale e correlazioni con i settori etnei.

I primi possiedono valori di asimmetria e aperiodicità relativamente alti, bassa curtosi, e pattern delle distribuzioni degli IETs simili. Tali caratteristiche suggeriscono che questi settori, pur mantenendo un pattern prevalentemente unimodale simile a quello tipico di aree tettoniche, sono accomunati un numero superiore di eventi correlati. Quindi in questi settori occasionalmente si verificano forti sciami sismici. Al contrario, i settori orientali dell'Etna e della Sicilia, oltre ad avere un pattern marcatamente unimodale, possiedono rispetto i precedenti, valori di aperiodicità e asimmetria relativamente più bassi e alto valore di curtosi;

hanno quindi una marcata componente legata a eventi indipendenti e il numero di aftershocks/foreshocks è basso rispetto a quello degli eventi indipendenti.

Secondo alcuni autori parte del sistema di faglie delle Timpe è identificato come la continuazione della Scarpata di Malta sul fianco orientale dell'Etna (e.g. Monaco et al., 2005), quindi sia il versante orientale dell'Etna che il settore ionico potrebbero risentire dello stesso regime estensionale. In accordo con alcuni Autori, nel settore occidentale dell'Etna, il campo di stress agente tra 10 e 30 km invece è dovuto alla tettonica compressiva regionale (Cocina et al., 1998; Barberi et al., 2000), causata dalla convergenza tra Africa ed Europa, che è identificabile con un σ^1 orientato N-S. Altri autori, usando differenti criteri, hanno riconosciuto un regime compressivo agente nel settore della Sicilia nord-occidentale e nel settore occidentale dell'Etna, e un regime estensionale nei settori orientali della Sicilia e dell'Etna (Neri et al., 2005b; Lavecchia et al., 2007; Palano et al., 2012); i limiti tra settori in compressione e in distensione, ben si adattano a quelli riconosciuti con l'analisi degli IETs (Fig. 8.2). Poiché sono molti gli studiosi che hanno trovato correlazioni tra diverse tipologie di stress agente e particolari modalità di ricorrenza temporali dei terremoti (Andreson 1951; Moos and Zoback 1990; Rebai et al., 1993; Zoback et al., 2003; Schorlemmer et al., 2005), si può ipotizzare che i settori della Sicilia e dell'Etna accomunati dell'analisi degli IETs, risentano dello stesso tipo di stress regionale.

8.3 Analisi degli IETs all'Etna Ampliando il Dataset

Focalizzando l'attenzione sull'area vulcanica, è stata infine condotta un'analisi di dettaglio degli IETs e confrontata con quella del rate dei terremoti nei settori a differente stile sismico (precedentemente identificati) per verificare possibili correlazioni tra l'attivazione di particolari volumi sismogenici e processi eruttivi. Per questo scopo è stato ampliato il catalogo dei terremoti con i dati registrati dalla rete sismica gestita dall'Università di Catania durante il periodo 1976–1987. I risultati ottenuti confermano il diverso comportamento sismico dei settori distinti attraverso l'analisi degli IETs condotta usando il catalogo 1988–2011 ed il catalogo 1995–2011, avvalorando le considerazioni precedenti e confermando la bontà dell'approccio statistico utilizzato.

Inoltre l'analisi più approfondita della variazione dello stile sismico in ciascun settore, valutata unitamente alle informazioni sulla durata e sulla tipologia dell'attività eruttiva che si è verificata all'Etna nel corso di 25 anni (1976–2011), aggiunge importanti dettagli per una più completa caratterizzazione sismica. In particolare, l'analisi delle variazioni del tasso di sismicità nei diversi settori, mette in evidenza una tendenza alla migrazione degli ipocentri da volumi crostali più profondi ($Z > 12$ km) a più superficiali ($5 < Z \leq 12$ km), nel settore occidentale del vulcano, prima di molte eruzioni laterali. Questo fenomeno, potrebbe essere interpretato come una risposta ad una ricarica profonda del sistema seguita da migrazione di magma verso livelli più superficiali.

L'analisi temporale degli IETs, selezionando sub-periodi in funzione delle variazioni del rate, mostra che durante i periodi di elevata attività eruttiva laterale, l'accadimento degli sciami sismici è ristretta a livello di profondità $Z \leq 5$ km. Viceversa, durante i periodi di assenza di eruzioni laterali e di elevata attività sommitale, è presente solo una moderata attività di

background, espressa da molti eventi indipendenti ed una quantità minore di eventi correlati. Questi risultati confermano osservazioni precedenti, ottenute con altre metodologie di indagine, da Lombardo and Cardaci (1994), Privitera et al. (2001), Bonaccorso et al. (2004). Per $Z > 5$ km non si osservano variazioni significative dei parametri statistici tra i diversi settori del vulcano nel tempo.

9 CONCLUSIONI

L'analisi delle distribuzioni degli IET e dei parametri statistici ad esse associati, valutata durante il periodo 1988-2011, ha messo in evidenza alcune caratteristiche sul comportamento della sismicità nei diversi settori dell'Etna. Il confronto con la sismicità a più grande scala, ha permesso inoltre di distinguere nei diversi settori del vulcano sismicità legata a processi vulcanici da quella connessa a fenomeni di natura tettonica.

La distribuzione degli IETs all'Etna è ben diversa da quella ottenuta per la Sicilia e per l'Italia, che possiedono un pattern tipico di aree tettoniche, dove i terremoti indipendenti sono predominanti rispetto quelli correlati (Touati et al., 2009; Naylor et al., 2010). La distribuzione degli IETs per l'intero vulcano invece è bimodale, suggerendo che i terremoti avvengono principalmente con due IETs diversi: 10^3 e 10^7 s. Questa caratteristica indica uno stile sismico fortemente influenzato dalla ricorrenza di sciame, bene evidente fino ad una soglia di $M_d = 3.5$, oltre questa soglia energetica si osserva una netta predominanza di eventi indipendenti e una percentuale trascurabile di eventi correlati.

Un'analisi di dettaglio relativa a subvolumi crostali etnei, mostra che nel vulcano sono presenti diversi sismici comportamenti sismici. La variazione dei parametri statistici in varie aree del vulcano, insieme ai diversi pattern della distribuzione degli IETs che caratterizzano ristretti volumi crostali etnei, hanno permesso di distinguere settori del vulcano in cui i processi tettonici sembrano avere un ruolo dominante sulla genesi dei terremoti, da settori in cui l'attività sismica è maggiormente condizionata da processi vulcanici. Sono state distinte aree caratterizzate quasi esclusivamente dalla ricorrenza di eventi indipendenti da quelle in cui la sismicità è molto più clusterizzata nel tempo e nello spazio ed è quindi rappresentata da eventi correlati. In dettaglio, la sismicità indotta dalla pressione dei magmi è ben evidente in un volume sismogenico che si estende dalla superficie fino a 5 km di profondità, localizzato in un'area che comprende i crateri centrali e la zona dei Rift. La sismicità degli altri settori con $Z \leq 5$ km è influenzata in parte dalla componente vulcanica in parte dal campo di stress regionale. Oltre questa profondità vi sono poche evidenze di sismicità indotta dalla risalita di magma e la sismicità nei volumi crostali mostra caratteristiche tipiche di ambienti tettonici, ma di differente tipo tra il versante orientale ed occidentale. Nel settore orientale del vulcano l'accadimento dei terremoti è più regolare nel tempo, mentre nel settore occidentale avvengono sciame sismici sia non connessi ad attività vulcanica che in periodi prossimi alle eruzioni. Il confronto tra l'analisi degli IETs ottenuti per l'Etna e la Sicilia, conferma che il vulcano è localizzato al confine tra due differenti domini tettonici, come dimostrato anche da altri autori con diverse metodologie. La sismicità nei volumi crostali etnei sembra quindi risentire sia dalla pressione del magma che dell'azione della tettonica regionale; quest'ultima induce (1) una sismicità di background riconoscibile in ogni settore del vulcano ed (2) un differente stile sismico, tra fianco orientale ed occidentale del vulcano, ben distinguibile per profondità superiori a 5 km.

Poiché la diversa organizzazione temporale della sismicità può riflettere l'azione di diversi campi di stress, l'analisi degli IET suggerisce che l'Etna è localizzata in una zona di transizione in cui agiscono due differenti regimi di stress tettonico: (i) uno compressivo tipico dei settori centrali ed occidentali della Sicilia (che molti autori connettono al processo di

convergenza tra Africa ed Europa) e (ii) uno estensionale che caratterizza i settori dell'Arco Calabro e della Sicilia orientale.

Infine, un approfondimento usando un catalogo dei terremoti strumentali più ampio, ha validato le osservazioni precedenti sugli IETs all'Etna e aggiunto interessanti dettagli. Si può quindi affermare che lo studio di dettaglio sulla sismicità etnea ottenuta estendendo il catalogo sismico oltre a confermare la bontà dei risultati ottenuti ha aggiunto informazioni importanti grazie al maggior numero di dati utilizzati che hanno consentito un'analisi più approfondita. Inoltre la variazione temporale dei parametri statistici relativi agli IETs valutata separando il catalogo in diversi periodi, ha enfatizzato il differente comportamento sismico dei differenti settori mettendo in maggior risalto i volumi crostali in cui la sismicità è maggiormente connessa l'attività vulcanica. In particolare le eruzioni laterali sono quelle connesse con le variazioni più evidenti, sia nello spazio che nel tempo, sullo stile sismico dei diversi settori, mentre le eruzioni sommitali sono precedute e seguite da un graduale aumento della sismicità.

In conclusione, si può affermare che all'Etna la sismicità non si verifica in maniera casuale nello spazio e nel tempo, ma la distribuzione ipocentrale definisce particolari volumi. La ricorrenza dei terremoti all'Etna riflette l'influenza di processi vulcanici e di quelli relative alla tettonica regionale, pertanto è possibile affermare che l'analisi degli IETs può rappresentare un valido strumento per distinguere settori soggetti a diversi campi di stress.

10 RINGRAZIAMENTI

Ho intrapreso questo percorso didattico carica di entusiasmo, consapevole che il dottorato di ricerca rappresenta un'importante esperienza formativa per acquisire e sviluppare metodi e capacità fondamentali per la propria carriera da ricercatore. Questa esperienza rappresenta anche la prima importante occasione per sviluppare un proprio progetto di ricerca, e quindi per apprezzare a fondo il significato di svolgere un lavoro che appassiona e gratifica. Desiderosa di occuparmi di tematiche che da sempre mi affascinano, ho frequentato un corso di dottorato, anche se senza borsa. L'assenza di compenso economico durante questi tre anni, non ha interferito con il mio entusiasmo e la mia dedizione per le attività da svolgere. Tuttavia, ci sono stati dei momenti in cui, ultimato il lavoro quotidiano, la realtà prendeva il sopravvento, evidenziando tutte le difficoltà dettate dalla mancanza di retribuzione. A questo proposito desidero ringraziare alcune persone importanti per me. Queste persone comprendono la mia famiglia ed il mio compagno di vita Salvo, che mi hanno sostenuta e hanno fatto in modo che non mi precludessi dall'affrontare una esperienza tanto importante per me, incoraggiandomi a dare il meglio per ciò in cui credo.

Un ringraziamento speciale va alla prof. ssa Barbano, tutore del mio dottorato, per la professionalità e l'attenzione con cui ha seguito il mio lavoro di tesi e per i preziosi consigli. Il suo incoraggiamento a credere nel proprio lavoro e nelle proprie idee valorizzandole, anche nei momenti più difficili, è stato di grande insegnamento.

Ringrazio anche il dott. Salvatore D'Amico, co-tutore del dottorato, per avermi affiancato durante le fasi di sviluppo del mio progetto di ricerca e per i suoi consigli sullo svolgimento del lavoro di tesi.

Grazie anche al dott. Azzaro per gli stimolanti e costruttivi suggerimenti sul lavoro svolto.

Ringrazio il Gruppo Analisi Dati sismici dell'INGV di Catania ed il prof. Giuseppe Lombardo per aver fornito i cataloghi dei terremoti etnei utilizzati nella mia tesi.

11 BIBLIOGRAFIA

Acocella V. and Neri M., 2003. What makes flank eruptions? The 2001 Etna eruption and its possible triggering mechanism.

Bull. Volcanol., 65, 517–529. doi: 10.1007/s00445-003-0280-3.

Acocella V. and Neri M., 2005. Structural features of an active strike-slip fault on the sliding flank of Mt. Etna (Italy). *J. Struct. Geol.*, 27, 343–355 doi: 10.1016/j.jsg.2004.07.006.

Acocella V., Neri M., Norini G., 2013. An overview of experimental models to understand a complex volcanic instability: Application to Mount Etna, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 251, 98–111.

Allard P., Behncke B., D'Amico S., Neri M., Gambino S., 2006. Mount Etna 1993– 2005: Anatomy of an evolving eruptive cycle, *Earth Sci. Rev.*, 78, 85– 114.

Alparone S., D'Amico S., Maiolino V. and Ursino A., 2010. Sismicità all'Etna dal 1989 al 2010: evidenze sull'evoluzione spazio-temporale della attività sismica. In: Slejko D. and Riggio A. (a cura di), Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, 29° Convegno Nazionale, Riassunti estesi della Comunicazione, Stella Arti Grafiche Trieste, pp. 5.

Alparone S., Maiolino V., Mostaccio A., Scaltrito A., Ursino A., Barberi G., D'Amico S., Giampiccolo E., Musumeci C., Scarfi L., Zuccarello L., 2012. Instrumental seismic catalog of etnean earthquakes (Sicily, Italy): ten years of instrumental recordings (2000-2010). Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, 21° Convegno Nazionale.

Anderson E. M., 1951. *The Dynamics of Faulting and Dike Formation With Applications in Britain*, 2nd ed., Oliver and Boyd, Edinburgh.

Anderson H. and Jackson J. A., 1987. Active tectonics of the Adriatic Region. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 91, 937-983.

Andronico D., Branca S., Calvari S., Burton M., Caltabiano T., Corsaro R.A., Del Carlo P., Garfi G., Lodato L., Miraglia L., Murè F., Neri M., Pecora E., Pompilio M., Salerno G. and Spampinato L., 2005. A multi-disciplinary study of the 2002–03 Etna eruption: insights into a complex plumbing system. *Bull. Volcanol.*, 67, 314–330.

Andronico D. and Lodato L., 2005. Effusive Activity at Mount Etna Volcano (Italy) During the 20th Century: A Contribution to Volcanic Hazard Assessment. *Natural Hazards*, 36, 407–443.

Argnani, A., Mazzarini, F., Bonazzi, C., Bisson, M., Isola, I., 2013. The deformation offshore of Mount Etna as imaged by multichannel seismic reflection profiles. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 251, 50-64.

Andronico D., Branca S., Calvari S., Burton M.B., Caltabiano T., Corsaro R.A., Del Carlo P., Garfi G., Lodato L., Miraglia L., Murè F., Neri M., Pecora E., Pompilio M., Salerno G., Spampinato L., 2005. "A multi-disciplinary study of the 2002–03 Etna eruption: insights into a complex plumbing system". *Bull. Volcanol.*, 67, 314–330.

Azzaro R. and Barbano M.S., 1996. Relationship between seismicity and eruptive activity at Mt. Etna volcano (Italy) as inferred from historical record analysis: the 1883 and 1971 case histories. *Ann. Geofis.*, 39, 2, 445-461.

Azzaro R., Branca S., Giammanco S., Gurrieri S., Rasà R., Valenza M., 1998a. New evidence for the form and extent of the Pernicana Fault System (Mt. Etna) from structural and soil-gas surveying. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 84: 143-152.

Azzaro R., Ferreli L., Michetti A.M., Serva L., Vittori E. 1998b. Environmental hazard of capable faults: the case of the Pernicana fault (Mt. Etna, Sicily). *Natural Hazards*, 18, 1-16, Kluwer Academic Publisher, Netherlands.

Azzaro R., 1999. Earthquake surface faulting at Mount Etna volcano (Sicily) and implications for active tectonics. *Geodynamics* 28, 193-213.

Azzaro R., Mattia M., Puglisi G., 2001. Fault creep and kinematics of the eastern segment of the Pernicana fault (Mt. Etna, Sicily) derived from geodetic observations and their tectonic significance. *Tectonophysics*, 333, 401-415.

Azzaro R., 2004. Seismicity and active tectonics in the Etna region: constraints for a seismotectonic model. In: A. Bonaccorso, S. Calvari, M. Coltelli, C. Del Negro, S. Falsaperla (Eds.), *Mt. Etna: volcano laboratory*. *Am. Geophys. Un.*, Geophysical monograph, 143: 205-220.

Azzaro R., D'Amico S., Tuvè T., 2011. Estimating the Magnitude of Historical Earthquakes from Macroseismic Intensity Data: New Relationships for the Volcanic Region of Mount Etna (Italy). *Seismological Research Letters*, 82 (4), 533-544.

Azzaro R., Branca S., Gwinner K., Coltelli M., 2012. The volcano-tectonic map of Etna volcano, 1:100.000 scale: an integrated approach based on a morphotectonic analysis from high-resolution DEM constrained by geologic, active faulting and seismotectonic data. *Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.)*, 131, 153-170. Doi: 10.3301/IJG.2011.29.

Azzaro R., Bonforte A., Branca S., Guglielmino F., 2013. Geometry and kinematics of the fault systems controlling the unstable flank of Etna volcano (Sicily)". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 251 (2013) 5–15.

Bak P., Christensen K., Dalon L., Scalon T., 2002. Unified scaling law for earthquakes, *Phys. Rev. Lett.*, 88, 178501-178504.

Barberi G., Cocina O., Neri G., Privitera E., Spampinato S., 2000. Volcanological inferences from seismic strain tensor computations at Mt. Etna Volcano, Sicily. *Bull. Volcanol.*, 62, 318-330.

Bell A., Kilburn C., 2008. Patterns of accelerating rates of volcano-tectonic seismicity preceding basaltic flank eruptions. *EGU General Assembly 2008, Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10, EGU2008-A-03752.

Behncke B. and Neri M., 2003. The July –August 2001 eruption of Mt. Etna (Sicily), *Bull. Volcanol.*, 65, 461– 476, doi:10.1007/s00445- 003-0274-1.

Bollettino Sismico Italiano 2008. Istituto Nazionale di. Geofisica e Vulcanologia. ISSN 1590-2595. Anno 2010_Numero 85.

Bonaccorso A., 1996. Dynamic inversion of ground deformation data for modelling volcanic sources (Etna 1991 – 93), *Geophys. Res. Lett.*, 23, 451–454.

Bonaccorso A., Aloisi M., Mattia M., 2002. Dike emplacement forerunning the Etna July 2001 eruption modeled through continuous tilt and GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, 29 (13), 1624, doi:10.1029/ 2001GL014397.

Bonaccorso A., D'Amico S., Mattia M., Patane` D., 2004. Intrusive mechanism at Mt. Etna forerunning the July–August 2001 eruption from seismic and ground deformation data, *Pure Appl. Geophys.*, 161, doi:10.1007/s00024-004-2515-4.

Bonaccorso A., Currenti G., Del Negro C., 2013. Interaction of volcano-tectonic fault with magma storage, intrusion and flank instability: A thirty years study at Mt. Etna volcano *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 251, 127-136.

Bonforte A. and Puglisi G., 2003. Magma uprising and flank dynamics on Mount Etna volcano, studied using GPS data (1994– 1995), *J. Geophys. Res.*, 108(B3), 2153, doi:10.1029/2002JB001845.

Bonforte A., Puglisi G., 2006. Dynamics of the eastern flank of Mt. Etna volcano (Italy) investigated by a dense GPS network. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 153, 357–369.

- Bonforte A., Gambino S., Neri M., 2009. Intrusion of eccentric dikes: The case of the 2001 eruption and its role in the dynamics of Mt. Etna volcano, *Tectonophysics*, 471 (1-2), 78-86.
- Bonforte A., Carnazzo A., Gambino S., Guglielmino F., Obrizzo F., Puglisi G., 2013. A multidisciplinary study of an active fault crossing urban areas: The Trecastagni Fault at Mt. Etna (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 251, 41–49.
- Borgia A., Ferrari L., Pasquale G., 1992. Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mount Etna. *Nature*, 357, 231-235.
- Bousquet J.C., Lanzafame G., 2004. The tectonics and geodynamics of Mt. Etna: synthesis and interpretation of geological and geophysical data. In: Bonaccorso A., Calvari S., Coltelli M., Del Negro C. and Falsaperla S. (eds), *Mt. Etna: Volcano Laboratory*, American Geophysical Union, Geophysical monograph, 143, pp. 29-47.
- Bottiglieri M., Godano C., D'Auria L., 2009. Distribution of volcanic earthquake recurrence intervals. *J. Geophys. Res.*, Vol. 114, B10309.
- Caccamo D., Neri G., Sarao A., Wyss, 1996. Estimates of stress directions by inversion of earthquake fault-plane solutions insicily. *Geophys. J. Int.*, 125, 857-868.
- Caltabiano T., Condarelli D., Gresta S., Patanè D., Patanè G., 1986. Analisi preliminare dei dati della stazione sismica di Serra Pizzuta Calvarina, IIV-CNR, Open-File Rep. 10/86.
- Cardaci C., Falsaperla S., Gasperini P., Lombardo G., Marzocchi W. and Mulargia F., 1993. Cross-correlation analysis of seismic and volcanic data at Mt. Etna volcano, Italy. *Bull. Volcanol.*, 55, 596-603.
- Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C., Amato A., 2006. CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1. INGV-CNT, Roma <http://csi.rm.ingv.it/>
- Cello G., Guerra I., Tortorici L., Turco E., Scarpa R., 1982. Geometry of the neotectonic stress field in southern Italy: geological and seismological evidence. *J. Struct. Geol.* 4, 385–393.
- Chiarabba C., Amato A., Boschi E., Barberi F., 2000. Recent seismicity and tomographic modeling of the Mount Etna plumbing system, *J. Geophys. Res.*, 105, 10,923–10,938.
- Chiarabba C., De Gori P., Patane` D., 2004. The Mt. Etna plumbing system: The contribution of seismic tomography, in *Mount Etna: Volcano Laboratory*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 143, edited by A. Bonaccorso et al., pp. 191– 204, AGU, Washington, D. C.

Chiocci F.L., Coltelli M., Bosman A., Cavallaro D., 2011. Continental margin large-scale instability controlling the flank sliding of Etna volcano. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 305, (1–2), 57–64.

CMT Catalogue, 1976–2006. <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>.

Cocina O., Neri G., Privitera E., Spampinato S., 1997. Stress tensor computations in the Mount Etna area (Southern Italy) and tectonic implications. *J. Geodynamics* 23, 109-127.

Cocina O., Neri G., Privitera E., Spampinato S., 1998. Seismogenic stress field beneath Mt. Etna (South Italy) and possible relationships with volcano-tectonic features. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 83, 335-348.

Collins S. J., Pyle D. M. and Maclennan J., 2009. Melt inclusions track pre-eruption storage and dehydration of magmas at Etna. *Geology*, 37(6),571-574.

Continisio R., Ferrucci F., Gaudiosi G., Lo Bascio D., Ventura G., 1997. Malta escarpment and Mt. Etna; early stages of an asymmetric rifting process? Evidences from geophysical and geological data. *Acta Vulcanologica*, 9, 45-53

Corral A., 2003. Local distributions and rate fluctuations in a unified scaling law for earthquakes *Phys. Rev. E* 68, 035102.

Corral A., 2004. Long-Term Clustering, Scaling, and Universality in the Temporal Occurrence of Earthquakes. *Phys. Rev. Lett.* 92, 108501.

Corral A., 2006. Modelling critical and catastrophic phenomena in Geoscience: A statistical physics approach, in *Lecture Notes in Physics*, vol. 705, edited by P. Bhattacharyya and B. K. Chakrabarti, pp. 191– 221, Springer, Berlin.

D'Agostino N. and Selvaggi G., 2004. Crustal motion along the Eurasia-Nubia plate boundary in the Calabrian Arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements, *J. Geophys. Res.*, 109, B11402, doi:10.1029/2004JB002998.

De Luca G., Filippi L., Patanè G., Scarpa R., Vinciguerra S., 1997. Three dimensional velocity structure and seismicity of Mt. Etna volcano, Italy. *J. Volc. Geotherm. Res.* 79, 123-138.

Davidsen J. , Goltz C., 2004. Are seismic waiting time distributions universal?, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L21612, doi:10.1029/2004GL020892.

Dogliani C., Innocenti F., Mariotti G., 2001,. Why Mt. Etna? *Terra Nova*, 13, pp. 25-31.

Ferranti L., Monaco C., Antonioli F., Maschio L., Kershaw S., Verrubbi V., 2007. The contribution of regional uplift and coseismic slip to the vertical crustal motion in the Messina Straits, southern Italy: Evidence from raised late Holocene shorelines, *J. Geophys. Res.*, 112, B06401, doi:10.1029/2006JB004473.

Ferranti L., Oldow J.S., D'Argenio B., Catalano R., Lewis D., Marsella E., Avellone G., Maschio L., Pappone G., Pepe F., Sulli A., 2008. Active deformation in Southern Italy, Sicily and southern Sardinia from GPS velocities of the Peri-Tyrrhenian Geodetic Array (PTGA). *Boll. Soc. Geol. It., (Ital. J. Geosci.)*, 127/2, 299-316.

Frepoli A. and Amato A., 2000. Spatial variation in stresses in peninsular Italy and Sicily from background seismicity. *Tectonophysics*, 317, 109-124.

Froger J. L., Merle O., Briole P., 2001. Active spreading and regional extension at Mount Etna imaged by SAR interferometry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 187, 245-258.

Frolich C., Davis S., 1993. Teleseismic b-values: Or much ado about 1.0, *J. Geophys. Res.*, 98, 631-634.

Gasparini C., Iannaccone G., Scandone P., Scarpa R., 1982. Seismotectonics of the Calabrian arc. *Tectonophysics*, 84: 267-286.

Ghisetti F. and L. Vezzani, 1980. The structural features of the Iblean Plateau and of the Mount Judica area (south-eastern Sicily): a microtectonic contribution to the deformational history of the Calabria Arc, *Boll. Soc. Geol. It.*, 99 (01-02), 57-102.

Gillot P-Y, Kieffer G, Romano R, 1994. The evolution of Mount Etna in the light of potassium-argon dating. *Acta Vulc*, 5: 81-87.

Gneddin OY, 2010. Quantifying Bimodality.

(From:http://en.wikipedia.org/wiki/Bimodal_distribution#cite_note-Gneddin2010-13)

Gresta S. and Patanè G., 1983a. Variation of b values before the Etnean eruption of March 1981. *Pure Appl. Geophys.* 121, 287-295.

Gresta S. and Patanè G., 1983b. Changes in b values before the Etnean eruption of March-August 1983. *Pure Appl. Geophys.* 121, 903-912.

Gresta S., Glot J. P., Patanè G., 1985. Studio di meccanismi focali di terremoti etnei. *Proc. 4 Cony. Ann. GNGTS, Rome, October 28-30, 1985*, 809-815.

Gresta S., Bella D., Musumeci C., Carveni P., 1997. Some efforts on active faulting processes (earthquakes and aseismic creep) acting on the eastern flank of Mt. Etna (Sicily). *Acta Vulcanol.* 9, 101-108.

Groppelli G., Tibaldi A., 1999. Control of rock rheology on deformation style and sliprate along the active Pernicana Fault, Mt. Etna, Italy. *Tectonophysics*, 305, 521–537.

Gruppo Analisti Dati Sismici, 2009. Terremoti recenti localizzati con la rete sismica della Sicilia Orientale, Ist. Naz. di Geofis. e Vulcanol., Catania, Italy. (Available at <http://www.ct.ingv.it/Sismologia/analisti/default.asp>).

Gruppo Analisi Dati Sismici, 2011. Terremoti recenti localizzati con la rete sismica della Sicilia Orientale. INGV, Catania, available from <http://www.ct.ingv.it/Sismologia/analisti>

Gutenberg B., Richter C. F., 1944. Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 34, 185– 188.

Gvirtsman Z. and Nur A., 1999. The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback. *Nature*, 401, 782–785.

Helmstetter A. and Sornette D., 2002. Diffusion of epicenters of earthquake aftershock, Omori law and generalized continuous-time random walk model, *Phys. Rev. E.*, 66, 061104.

Helmstetter A., Kagan Y.Y., Jackson D.D., 2005. Importance of small earthquakes for stress transfers and earthquake triggering. *J. Geophys. Res.*, 110, doi: 10.1029/2004JB003286. issn: 0148-0227.

Hirn A., Nercessian A., Sapin M., Ferrucci F., Wittlinger G., 1991. Seismic heterogeneity of Mt. Etna: Structure and activity, *Geophys. J. Int.*, 105, 139–153.

Hirn A., Nicolich R., Gallart J., Laigle M., Cernobori L., ETNASEIS Scientific Group, 1997. Roots of Etna volcano in the faults of great earthquakes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148, pp. 171–191.

Jacques E., Monaco C., Tapponnier P., Tortorici L., Winter T., 2001. Faulting and earthquake triggering during the 1783 Calabria seismic sequence, *Geophys. J. Int.*, 147, 499–516, doi:10.1046/j.0956-540x.2001.01518.x

Lahr J. C., 1989. HYPOELLIPSE/VERSION 2.0: A computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first motion pattern, U.S. Geol. Surv. Open File Rep., 89– 116, 81 pp.

Laigle M., Hirn A., Sapin M., Lepine J. C., Diaz J., Gallart J., Nicolich R., 2000. Mount Etna dense array local earthquake P and S tomography and implications for volcanic plumbing, *J. Geophys. Res.*, 105, 21,633–21,646.

Lanzafame G., Neri M., Rust D., 1996. Active tectonics affecting the eastern flank of Mount Etna: Structural interactions at regional and local scale, Etna: Fifteen Years On, edited by P. H.

Lanzafame G., Leonardi A., Neri M., Rust D., 1997. Late overthrust of the Appenine - Maghrebain Chain at the NE periphery of Mt. Etna, Sicily. C. R. Acad. Sci. Paris, t.324, serie II a, 325-332.

Lavecchia G., Ferrarini F., De Nardis R., Visini F., Barbano M.S., 2007. Active thrusting as a possible seismogenic source in Sicily (Southern Italy): some insights from integrated structural-kinematic and seismological data. Tectonophysics, 445, 145–167.

Lo Giudice E., Patanè G., Rasa`R., Romano R., 1982. The structural framework of Mount Etna, Mem. Soc. Geol. Ital., 23, 125– 158.

Lo Giudice E., Rasà R., 1992. Very shallow earthquakes and brittle deformation in active volcanic areas: the Etnean region as an example. Tectonophysics, 202, 257–268.

Lombardo G. and Cardaci C.; 1994: The seismicity of the Etnean area and different features of observed seismic sequences. Acta Vulcanologica, 5, 155 – 163.

Lundgren P., Casu F., Manzo M., Pepe A., Berardino P., Sansosti E., Lanari R., 2004. Gravity and magma induced spreading of Mount Etna volcano revealed by satellite radar interferometry, Geophys. Res. Lett., 31, L04602, doi:10.1029/2003GL018736.

Makris J., Nicolich R., Weigel W., 1986. A seismic study in the Western Ionian Sea. Ann. Geoph., 4, 665-678.

Mattia M., Palano M., Bruno V., Cannavò F., 2009. Crustal motion along the Calabro-Peloritan Arc as imaged by twelve years of measurements on a dense GPS network, Tectonophysics, 476, 528–537, doi:10.1016/j.tecto.2009.06.006.

McGuire W.J., Moss J.L., Saunders S.J., Stewart I.S., 1996. Dyke-induced rifting and edifice instability at Mount Etna. In: Gravestock, P.J., McGuire, W.J. (Eds.), Etna: fifteen years on. Cheltenham and Gloucester Spec. Publ., pp. 20–24.

Molchan G.M., 2005. Interevent time distribution of seismicity: a theoretical approach, Pure.appl. Geophys., vol.162, 1135-1150.

Monaco C., Mazzoli S., Tortorici L., 1996. Active thrust tectonics in western Sicily (southern Italy): the 1968 Belice earthquake sequence. Terra Nova (Wiley) 8 (4): 372–381, doi:10.1111/j.1365-3121.1996.tb00570.x.

Monaco C., Tapponnier P., Tortorici L., Gillot P.Y., 1997. Late Quaternary slip rates on the Acireale–Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily). *Earth Planet. Sci. Lett.* 147, 125– 139.

Monaco C., Catalano S., Cocina O., De Guidi G., Ferlito C., Gresta S., Musumeci C., Tortorici L., 2005. Tectonic control on the eruptive dynamics at Mt Etna Volcano (Sicily) during the 2001 and 2002–2003 eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 144, 211–233.

Moos M. and Zoback D., 1990. Utilization of Observations of Well Bore Failure to Constrain the Orientation and Magnitude of Crustal Stresses' Application to Continental, Deep Sea Drilling Project, and Ocean Drilling Program Boreholes *J. Geophys. Res.*, 95, B6, 9305-9325.

Murru M., Montuori C., Wyss M., Privitera E., 1999. The locations of magma chambers at Mt. Etna, Italy, mapped by b values, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2553–2556.

Murru, M., Montuori C., Console R., Lisi A., 2005. Mapping of the b value anomalies beneath Mt. Etna, Italy, during July–August 2001 lateral eruption, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L05309, doi:10.1029/2004GL021545.

Musumeci, C., Cocina, O., De Gori, P., Patanè, D., 2004. Seismological evidences of stress induced by dike injection during the 2001 Mt. Etna eruption. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L07617, doi:10.1029/2003GL019367.

Naylor M., Touati S., Main I., Bell A., 2010. Earthquake interevent time distribution reflect the proportion of dependent and independent events pairs and are therefore not universal. , EGU General Assembly 2009, Geophysical Research Abstracts, Vol. 12, EGU2009-8699.

Neri M., V. Acocella V., B. Behncke, 2004. The role of the Pernicana Fault system in the spreading of Mt. Etna (Italy) during the 20022003 eruption, *B. Volcanol.*, 66, 417430; doi: 10.1007/S00445-003-0322-X.

Neri M., Acocella V., Behncke B., Maiolino V., Ursino A., Velardita R., 2005a. Contrasting triggering mechanisms of the 2001 and 2002– 2003 eruptions of Mount Etna (Italy), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 144, 235– 255.

Neri G., Barberi G., Oliva G., Orecchio B., 2005b. Spatial variation of seismogenic stress orientations in Sicily, South Italy. *Phys. Earth Planet. Inter.* 148, 175–191.

Neri M., Guglielmino F., Rust D., 2007. Flank instability on Mount Etna: radon, radar interferometry and geodetic data from the southern boundary of the unstable sector. *J. Geophys. Res.*, 112, 1–15, doi: 10.1029/2006JB004756.

Neri M., Mazzarini F., Tarquini S., Bisson M., Isola I., Behncke B., Pareschi M. T., 2008. The changing face of Mount Etna's summit area documented with Lidar technology, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L09305, doi:10.1029/2008GL033740.

Neri M., Casu F., Acocella V., Solaro G., Pepe S., Berardino P., Sansosti E., Caltabiano T., Lundgren P., Lanari R., 2009. Deformation and eruptions at Mt. Etna (Italy): a lesson from 15 years of observations. *Geophys. Res. Lett.*, 36, p. L02309, doi: 10.1029/2008GL036151.

Neri G., Marotta A., Orecchio B., Presti D., Totaro C., Barzaghi R., Borghi A., 2012. How lithospheric subduction changes along the calabrian arc insouthern Italy: geophysical evidences. Authors. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, Vol. 101, Issue 7, 1949.

Norini G. and Acocella V.; 2011: Analogue modeling of flank instability at Mount Etna: understanding the driving factors. *J. Geophys. Res.*, 116, B07206, doi:10.1029/2011JB008216.

Ogata Y. and Katsura K., 1993. Analysis of temporal and spatial heterogeneity of magnitude frequency distribution inferred from earthquake catalogues, *Geophys. J. Int.*, 113, 727–738.

Omori F., 1894. "On the aftershocks of earthquakes". *Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo* 7: 111–200.

Palano M., Puglisi G., Gresta S., 2008. Ground deformation patterns at Mt. Etna from 1993 to 2000 from joint use of InSAR and GPS techniques. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 169, 99–120. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.08.014.

Palano M., Ferranti L., Monaco C., Mattia M., Aloisi M., Bruno V., Cannavò F., Siligato G., 2012. GPS velocity and strain fields in Sicily and southern Calabria, Italy: Updated geodetic constraints on tectonic block interaction in the central Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, 117, B07401, doi:10.1029/2012JB009254.

Patanè D. and Privitera E., 2001. Seismicity related to 1989 and 1991-93 Mt. Etna (Italy) eruptions: kinematic constraints by fault plane solution analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 109, 77-98.

Patanè D., Chiarabba C., Cocina O., De Gori P., Moretti M., Boschi E., 2002. Tomographic images and 3D earthquake locations of the seismic swarm preceding the 2001 Mt. Etna eruption: Evidence for a dike intrusion, *Geophys. Res. Lett.*, 29 (10), 1497, doi:10.1029/2001GL014391.

Patanè D., De Gori P., Chiarabba C., Bonaccorso A., 2003. Magma ascent and the pressurization of Mt. Etna's volcanic system, *Science*, 299, 2061–2063.

Patanè D., Cocina O., Falsaperla S., Privitera E., Spampinato S., 2004. Mt. Etna Volcano: A Seismological Framework. In Bonaccorso A., Calvari S., Coltelli M., Del Negro C. & Falsaperla S. (eds.), Mt.Etna: Volcano Laboratory, Geophysical Monograph Series 143, 147-165

Patanè D., Barberi G., Cocina O., De Gori P., Chiarabba C., 2006. Time-resolved seismic tomography detects magma intrusions at Mount Etna. *Science*, 313, 821– 823

Patanè D., Aliotta M., Cannata A., Cassisi C., Coltelli M., Di Grazia G., Montalto P., Zuccarello L., 2011. Interplay between Tectonics and Mount Etna's Volcanism: Insights into the Geometry of the Plumbing System, *New Frontiers in Tectonic Research - At the Midst of Plate Convergence*, Dr. Uri Schattner (Ed.), ISBN: 978-953-307-594-5.

Peruzza L., Azzaro R., D'Amico S., Tuvè T., 2009. Faglie e terremoti all'Etna II. Analisi degli intertempi a supporto dei modelli di occorrenza, 28° Convegno Nazionale GNGTS, Trieste, 16-19 Novembre 2009, riassunti estesi delle comunicazioni.

Presti, D., Billi, B., Orecchio, B., Totaro, C., Faccenna, C., Neri, G., 2013. Earthquake focal mechanisms, seismogenic stress, and seismotectonics of the Calabrian Arc, Italy. *Tectonophysics*, 602, 153–175, doi: 10.1016/j.tecto.2013.01.030.

Privitera E., Alparone S., D'Amico S., Gambino S., Maiolino V., Spampinato S. and Zuccarello L., 2001. Seismic evidences of magma intrusion at intermediate depth before the July-August 2001 Mt. Etna (Italy) eruption. *Assemblea Generale GNV*.

Puglisi G. and Bonforte A., 2004. Dynamics of Mount Etna volcano inferred from static and kinematic GPS measurements, *J. Geophys. Res.*, 109, B11404, doi:10.1029/2003JB002878.

Rasà R., Azzaro R., Leonardi O., 1996. Aseismic creep on faults and flank instability at Mt. Etna volcano. In: McGuire, W.J., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 110, 179–192.

RCMT Catalogue, 1997-2006. Available from: <http://www.bo.ingv.it/RCMT>.

Reasenber P., 1985. Second-Order Moment of Central California Seismicity, 1969-1982. *J. Geophys. Res.*, 90, 5479-5495.

Rebai S., Philip H., Dorbath L., Borisso B., Haessle H., Cisterna A., 1993. Active tectonics in the lesser caucasus: coexistence of compressive and extensional structures. *Tectonics*, 12, 5, 1089-1114.

Richter C. F., 1958. *Elementary seismology*. W. H. Freeman & Co., San Francisco.

- Rierola M., 2005. Temporal and spatial transients in b-values beneath volcanoes, Diploma thesis, pp. 6, Inst. of Geophys., ETH-Zurich, Zurich.
- Rust D. and Neri M., 1996. The boundaries of large-scale collapse on the flanks of Mount Etna, Sicily. In: McGuire, W.J., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), *Volcano instability on the Earth and other planets*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 110, 193–208.
- Rust D., Behncke B., Neri M., Ciocanel A., 2005. Nested zones of instability in the Mount Etna volcanic edifice, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 144, 137–153.
- Saichev, A., and D. Sornette, 2007. Theory of Earthquake Recurrence Times, *J. Geophys. Res.*, 112, B04313, doi:10.1029/2006JB004536.
- Scarfi L., Messina A., Cassisi C., 2013. Sicily and southern Calabria focal mechanism database: a valuable tool for local and regional stress-field determination, *Annals Of Geophysics*, 56, 1, 2013, D0109, doi:10.4401/ag-6109.
- Scarpa R., Patanè G., Lombardo G., 1983. Space-time evolution of seismic activity at Mount Etna during 1974-1982. *Ann. Geophys.*, 1, 451 - 462.
- Schorlemmer D., Wiemer S., Wyss M., 2005. Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, 437, 539-542, doi:10.1038/nature04094.
- Sgroi, T., De Nardis, R., Lavecchia G., 2012. Crustal structure and seismotectonics of central Sicily (southern Italy): new constraints from instrumental seismicity. *Geophys. J. Int.* 189, 1237–1252, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05392.x.
- Sibson R. H., 1986. Earthquakes and rock deformation in crustal fault zones. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 14: 149-75.
- Sicali S., Barberi G., Cocina O., Musumeci C. and Patanè D., 2011. Seismological constraints on the intrusive mechanism leading to the 2001 Etna eruption. Annual workshop "S O S: Seismic & Other Signals", ESC Working Group and the IAVCEI-IASPEI. Abs. Vol. INGVCT2011-004.
- Sicali S., Barbano M.S., D'Amico S. and Azzaro R., 2012. Characterization of Mt. Etna's Seismicity Inter-event Time Distribution. *Proc. 31st GNGTS*, 243-248.
- Siniscalchi A., Tripaldi S., Neri M., Balasco M., Romano G., Ruch J., Schiavone D., 2012. Flank instability structure of Mt. Etna inferred magnetotelluric survey. *J. Geophys. Res.*, 117, doi: 10.1029/2011JB008657.

Solaro G., Acocella V., Pepe S., Ruch J., Neri M., Sansosti E., 2010. Anatomy of an unstable volcano from InSAR: Multiple processes affecting flank instability at Mt. Etna, 1994–2008, *J. Geophys. Res.*, 115, B10405, doi: 10.1029/2009JB000820.

Tanguy J. C., Condomines M., Kieffer G., 1997. Evolution of the Mount Etna magma: constraints on the present feeding system and eruptive mechanism, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 75, 221-250.

Tortorici L., Monaco C., Tansi C., Cocina O., 1995. Recent and active tectonics in the Calabrian arc (southern Italy), *Tectonophysics*, 243(1-2), 37-55.

Touati S., Naylor M., Main I. G., 2009. Origin and Nonuniversality of the Earthquake Interevent Time Distribution. *Phys. Rev. Lett.* 102, 168501.

Tibaldi A. and Groppelli G., 2002. Volcano-tectonic activity along structures of the unstable NE flank of Mt. Etna (Italy) and their possible origin. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 115, 277–302.

Traversa P., Grasso J. R., 2010. How is Volcano Seismicity Different from Tectonic Seismicity? *Bull. Seism. Soc. Am.*, 100 (4), 1755-1769.

Utsu T., 1961. A statistical study of the occurrence of aftershocks. *Geophysical Magazine* 30: 521–605.

Utsu T., 1992. On seismicity, in *Mathematical Seismology (VII)*, Coop. Res. Rep. 34, pp. 139–157, Inst. for Stat. Math., Tokyo.

Ward S.N., 1994. Constraints on the seismotectonics of the central Mediterranean from Very Long Baseline Interferometry. *Geophys. J. Int.*, 117, 441–452.

Warren N. W. and Latham G. V., 1970. An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity, *J. Geophys. Res.*, 75, 4455–4464.

Wiemer S. and McNutt S., 1997. Variations in frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 189–192.

Wiemer S. and Wyss M., 2002. Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes, *Adv. Geophys.*, 45, 259–302.

Wyss M., Klein F., Nagamine K., Wiemer S., 2001. Anomalously high b-values in the south flank of Kilauea Volcano, Hawaii: Evidence for the distribution of magma below Kilauea's East Rift Zone, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 106, 23–37.

Zoback M. D., Bartonb, M. Brudy C.A., Castillo D.A., Finkbeiner T., Grollimund B.R., Moos D.B., Peska P., Ward C.D., Wiprut D.J., 2003. Determination of stress orientation and magnitude in deep wells. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 40 1049–1076.

Zoller G., Ben-Zion Y., Holschneider M., Hainzl S., 2007. Estimating recurrence times and seismic hazard of large earthquakes on an individual fault. *Geophys. J. Int.* 170, 1300–1310.