

IL RISCHIO SISMICO NELL'AREA MEDITERRANEA E LA SUA MITIGAZIONE

(Area tematica 7)

Rodolfo Console, Presidente del Centro di Geomorfologia Integrata per l'Area Mediterranea, Associato di ricerca dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

Abstract

The Mediterranean region is seismically active due to the convergence of the African Plate with the Eurasian plate. The Africa-Eurasia plate boundary is complex, and includes extensional and translational zones in addition to the dominant convergent regimes characterized by subduction and continental collision. The highest rates of seismicity in the Mediterranean region are found along the Hellenic subduction zone of southern Greece and the North Anatolian Fault Zone of northwestern Turkey, but significant rates of current seismicity and large historical earthquakes have occurred throughout the whole region spanning the Mediterranean Sea. The high rate of seismicity produces a high level of risk, which requires appropriate mitigation measures. These measures should aim at a balanced approach between the costs of protection and the losses due to strong earthquakes. As earthquakes cannot be predicted, earthquake hazard assessment is performed by statistical methods, in terms of probability of exceedance of given earthquake intensities. Earthquake hazard assessment is largely based on the available information concerning past earthquakes, but with important limitations due to the scarce quantity and quality of data related to the seismicity reported in the historical records. From these considerations, it follows the opportunity of supporting the studies on seismic hazard with geophysical information about earthquake sources, such as the geometrical sizes of active faults and their long-term slip rate due to tectonic movements. In this respect, the application of recently developed physics-based earthquake simulators could be a useful tool for the improvement of our capacity of understanding and forecasting the seismic processes.

Premessa

“La pericolosità sismica e di conseguenza il rischio sismico sono un tema sociale che riemerge in occasione di eventi calamitosi, ma che troppo spesso si cerca di rimuovere dalla memoria, mentre deve essere proprio nei periodi di relativa, ma solo apparente, inattività sismica che la nostra comunità dovrebbe operare per proteggersi dalle potenziali tragedie.”¹

1. La tettonica e la sismicità dell'area mediterranea

1.1 Tettonica²

Il Bacino del mar Mediterraneo è composto da un complesso sistema di strutture generate dall'interazione tra la Placca euroasiatica e la Placca africana (Figura 1). Secondo la teoria della Tettonica delle placche, queste due placche si sono avvicinate con un movimento rotatorio durante gli ultimi 300 milioni di anni, durante i quali le zone intermedie tra le due placche si sono deformate, scivolando e ruotando tra di loro, sovrapponendosi e lasciando spazio per l'apertura di nuovi bacini interni.

¹ Da: Carlo Doglioni, presentazione al volume “Simulatori di Terremoti Applicati alle Valutazioni della Pericolosità Sismica in Calabria e nell'Appennino Centrale”, Rodolfo Console, monografia del CGIAM, 2017.

² Da: https://it.wikipedia.org/wiki/Mar_Mediterraneo

Il processo di formazione orogenetica della catena Alpino-Himalayana è iniziato nel tardo Mesozoico e proseguito nel Cenozoico (da circa 150 milioni a circa 50 milioni di anni fa). Questa orogenesi è stata causata dalla chiusura dell'oceano Tetide in seguito alla risalita verso nord dell'Africa e dell'Arabia verso l'Eurasia. Con la collisione delle masse continentali si sono formate numerose catene montuose che andarono a costituire la catena Alpino-Himalayana, estesa dal Marocco nell'Africa settentrionale e proseguita fino alla penisola indocinese. La formazione degli Appennini si fa risalire, invece, a poche decine di milioni di anni fa (Era Cenozoica o Terziaria); una nuova spinta della placca Africana contro quella Europea ha determinato la compressione e il sollevamento delle rocce di origine sedimentaria che si erano depositate nel Mediterraneo centrale (argille, marne e arenarie nella porzione settentrionale della catena e calcaree nel settore centro-meridionale, che è la porzione più elevata della catena). Soltanto più recentemente, nell'intervallo di tempo compreso tra il Pleistocene medio (~700.000 anni) e il presente l'evoluzione geodinamica dell'Appennino centro meridionale è caratterizzata da una inversione del campo di sforzo orizzontale che da compressivo diventa distensivo. A questo nuovo regime di sforzo sono attribuibili le cause della recente attività sismica degli Appennini, come il terremoto dell'Irpinia del 1980, quelli dell'Umbria-Marche del 1990, quello dell'Aquila del 2012, per finire con quelli di Amatrice e Norcia del 2016.

La recente costituzione della zona Mediterranea è il risultato di questa complessa storia geodinamica e mostra una serie di microplacche deformate, zone mobili tra queste microplacche (le catene montuose) e vecchie e nuove croste oceaniche (i bacini). Non esiste tuttora una singola teoria complessiva per descrivere la storia di questo sistema, e numerosi modelli sono stati proposti.

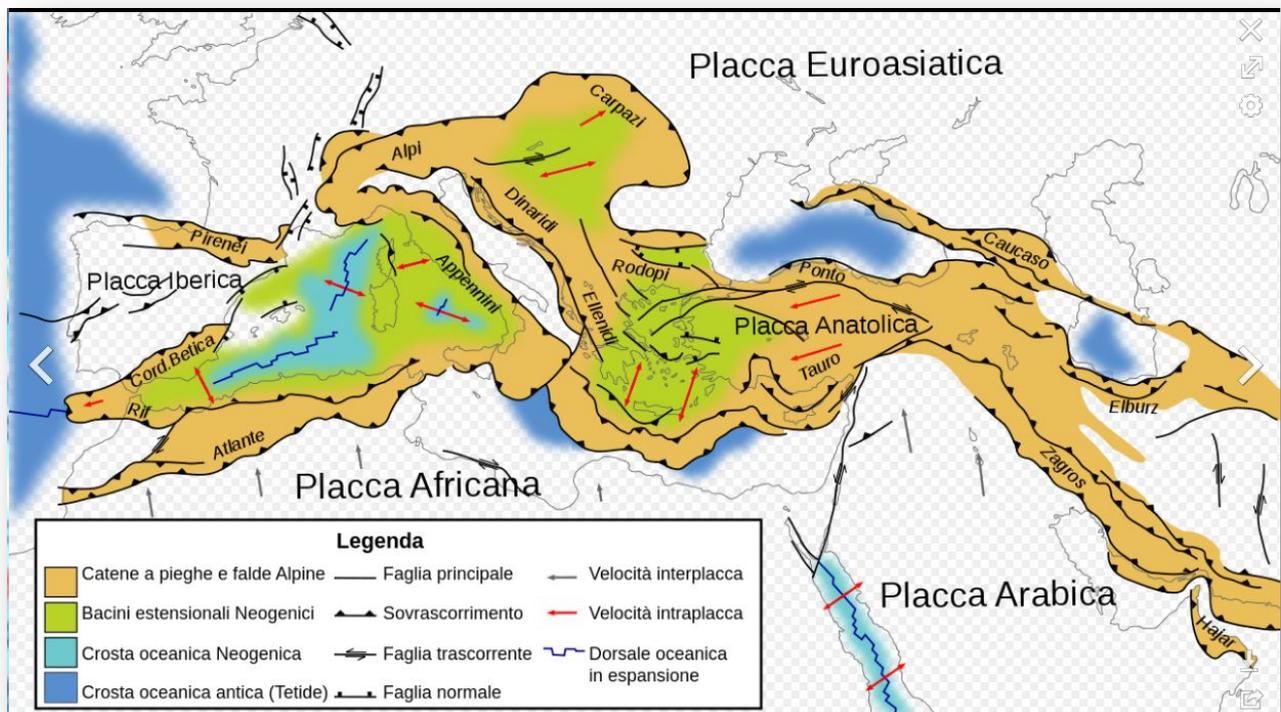


Figura 1 – Schema strutturale dell'area mediterranea.

1.2 Sismicità ³

Una prova del fatto che il bacino del Mediterraneo sia una zona tettonicamente attiva è data dall'elevata sismicità di alcune sue regioni, in particolare gran parte della penisola italiana, di quella balcanica, di quella anatolica, e del Levante, nonché delle isole vicine (Sicilia, Creta, isole ioniche ed egee, Cipro). In tali regioni si sono verificati alcuni dei terremoti più disastrosi della storia, come quello di Antiochia del 526 o quello della Val di Noto del 1693. Tale sismicità espone le coste mediterranee anche al rischio di maremoti: alcuni fra i più significativi si verificarono ad esempio in occasione del terremoto di Creta del 365 (il cui maremoto arrivò a devastare Alessandria), o in quello di Messina del 1908 (probabilmente la più grave catastrofe naturale ad aver colpito l'Europa in tempi storici).

Dalla figura 2 è evidente come, nelle regioni circostanti il mar Mediterraneo, la sismicità sia molto elevata, sia per frequenza che per entità. Fra tutti i terremoti presi in considerazione (1964-1992), ne risultano più di una ventina con magnitudo maggiore di 6 (quadrantini neri in figura 2); gli eventi maggiori sono avvenuti in Romania (zona della Vrancea, 1990, M = 6.5, in Atlantico (il maggiore è del 1969, M = 6.5), in Grecia (Arco Ellenico, 1965, M = 6.3; Arco Ellenico, 1983, M = 7.0), in Turchia (l'ultimo nel marzo 1992, M = 6.8), in Algeria (El Asnam, 1980, M = 7.2), in Albania (1979, M = 6.9) e in Italia (Irpina, 1980, M = 6.8). La distribuzione della sismicità osservabile dalla figura 2 e l'andamento dei meccanismi focali si correlano coi maggiori sistemi tettonici conosciuti (figura 1) e permettono di identificare chiaramente almeno alcuni tratti del margine tettonico fra placca euroasiatica e africana (es. Gibilterra-Magrebridi-Appennino-Alpi-Dinaridi-Arco Ellenico). La profondità dei terremoti è normale, escluse alcune zone lungo le quali si ha subduzione e dove gli eventi si generano a profondità intermedie ed elevate (fino ad oltre 400 km). Ciò accade lungo l'Arco Ellenico, nel Golfo di Antalia (Turchia meridionale), nella zona dell'Arco Calabro-Isole Eolie, nella Vrancea (Romania) e, per casi più rari e di più difficile interpretazione, lungo la costa Jugoslava e nella zona attorno a Gibilterra. All'interno del bacino mediterraneo, la zona che risulta maggiormente attiva è la Grecia. La sismicità si concentra principalmente lungo la fascia di subduzione dell'Arco Ellenico e lungo la complessa zona comprendente la Jugoslavia meridionale, l'Albania, la regione balcanica, la Grecia centrale, il Mar Egeo e la Turchia occidentale. In tutta quest'area è evidente l'elevata frequenza di eventi con magnitudo maggiore di 4, ma numerosissimi sono anche gli eventi di minor entità. Altri sistemi sismogenetici di grande rilievo, in cui però gli eventi hanno minore frequenza, sono la catena alpina, la catena appenninica, la zona costiera della Jugoslavia, lungo le Dinaridi, la regione della Vrancea nei Carpazi (eventi profondi con magnitudo maggiore di 6), la faglia Nord Anatolica e il sistema della faglia Est Anatolica-arco di Cipro-faglia del Mar Morto. Un'altra zona significativa è quella che, partendo dalle Azzorre, si sviluppa da W a E e che, attraversata Gibilterra, si biforca fra la Spagna meridionale (Cordigliera Betica) e il Marocco (catena del Riff), prosegue in Algeria (catena dell'Atlas), in Sicilia e nell'Arco Calabro. Quest'intera fascia viene considerata particolarmente rappresentativa del margine collisionale fra placca africana ed euroasiatica, poiché lungo di essa, rispetto alle altre zone sismogenetiche, si ha una direzione del campo di sforzo abbastanza uniforme e concorde con la direzione relativa di movimento prevista dai modelli globali di moto delle placche, mentre, nel resto dell'area mediterranea, la situazione si presenta più complessa.

³ Da: <http://legacy.ingv.it/roma/attivita/sismologia/sismotettonica/sismomedi/sismimedi.html>

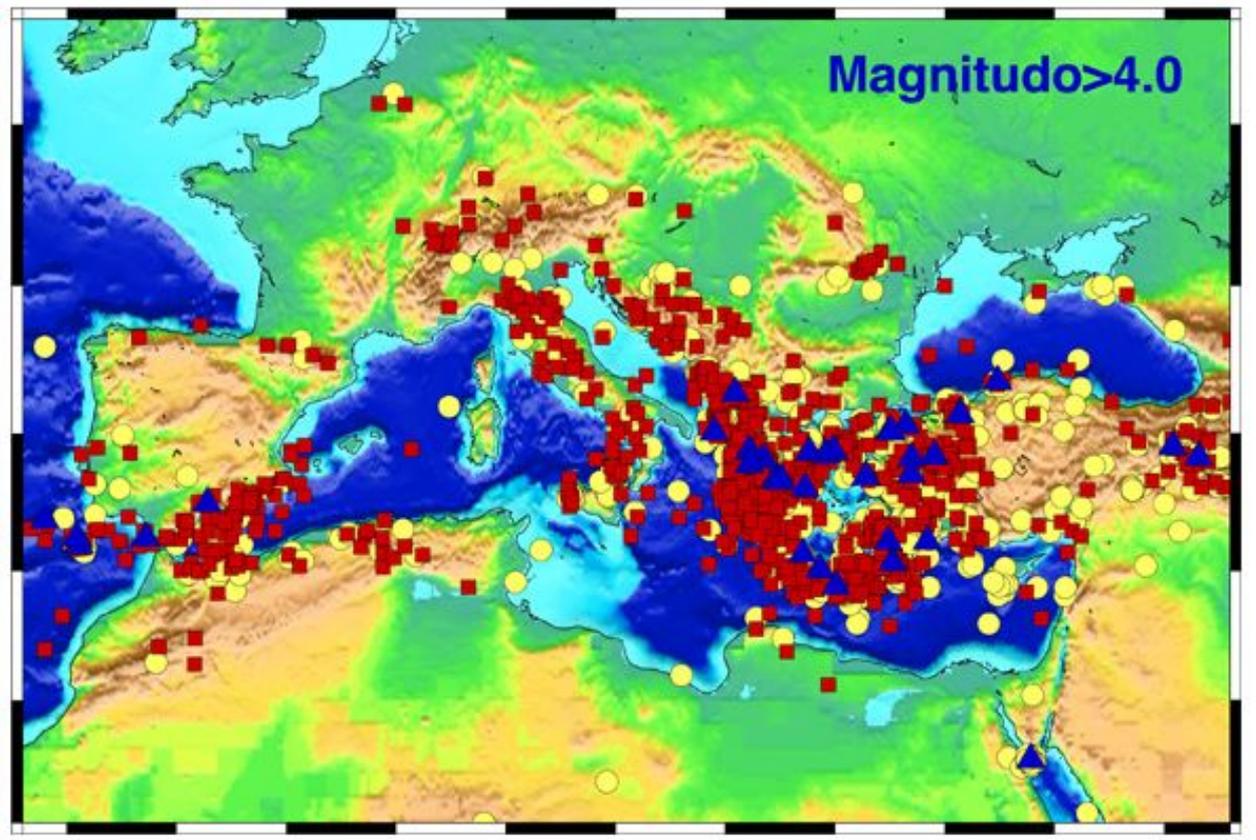


Figura 2 - Mappa degli eventi con magnitudo superiore a 4 dell'area mediterranea ed europea dal 1964 al 1992. I dati sono tratti dai bollettini ISC e NEIS. I triangoli rappresentano gli eventi con magnitudo tra 4 e 5, i quadrati vuoti quelli con magnitudo tra 5 e 6 e i quadrati pieni quelli con magnitudo maggiore di 6.

2. Il rischio sismico

Il rischio sismico può essere definito quantitativamente (da un punto di vista economico) come il costo atteso che nel lungo termine la comunità paga a causa dei danni prodotti dai terremoti, dato sinteticamente dal prodotto:

$$R = S \cdot V \cdot Q$$

dove,

R = rischio = costo per unità di tempo (M€/anno)

S = pericolosità = frequenza degli eventi di intensità superiore a un dato livello (anni⁻¹)

V = vulnerabilità = frazione di valore perso dai beni esposti ad un evento di tale intensità

Q = valore totale dei beni esposti al rischio (M€)

Questo costo può variare in funzione dei criteri di costruzione preventivamente adottati per la difesa dai terremoti, e può essere diviso in due parti, come mostrato in maniera qualitativa dalla figura 3: il costo delle misure di protezione che si sostiene prima degli eventi (per esempio, adottando più severi criteri di robustezza nella progettazione degli edifici), e il costo che si sostiene per la riparazione dei danni prodotti dagli eventi di forte intensità. Gli andamenti di questi costi in funzione della severità delle misure di prevenzione sono generalmente di senso opposto, rispettivamente a decrescere per quello dei danni, e a crescere per quello delle misure di prevenzione. La curva del totale dei costi

che la comunità nel lungo termine pagherà al terremoto ha tipicamente un punto di minimo, che definisce il criterio economico ottimale per mitigare il rischio dovuto ai terremoti. Una strategia che adottasse un livello di protezione al di sotto del punto di minimo della curva dei costi totali (come sarebbe quella di ignorare addirittura il problema) non solo sarebbe criminale nei confronti della sicurezza delle persone, ma anche antieconomica. Al contrario, l'adozione di un livello di protezione superiore, a spese di un costo maggiore del minimo, garantirebbe una maggiore sicurezza alla popolazione. Di quanto sarebbe opportuno alzare il livello di protezione, diventa così un problema da risolvere a livello decisionale-politico, nel quale si deve tenere anche conto del necessario equilibrio fra le risorse che devono essere ripartite fra tutte le possibili cause di rischio.

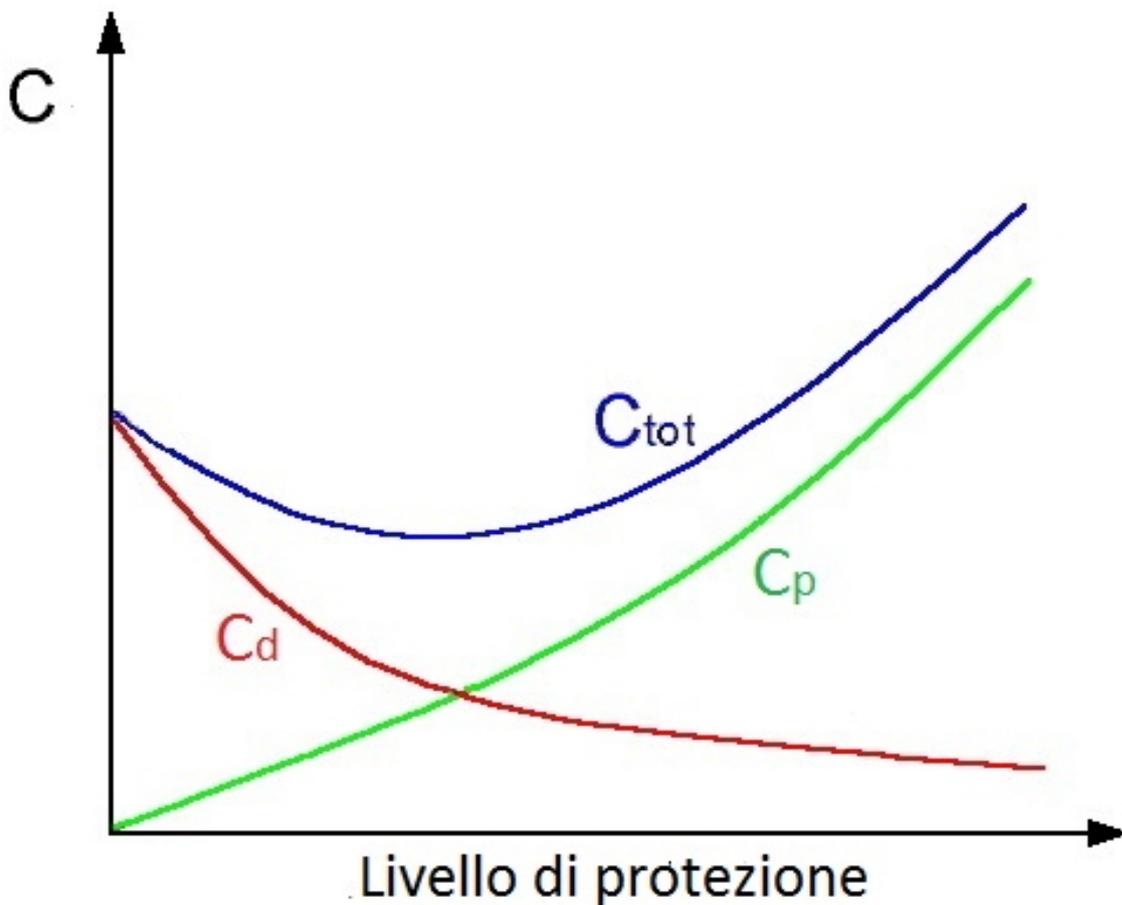


Figura 3 – Diagramma dei costi sostenuti dalla comunità a causa dei terremoti in funzione del livello di protezione adottato: C_d costo dei danni; C_p costo delle misure di prevenzione; C_{tot} costo totale.

3. La validità delle stime di pericolosità sismica

Come abbiamo visto nella sezione precedente, la conoscenza delle caratteristiche distruttive dei terremoti, e la loro probabilità di occorrenza in determinati periodo di tempo, è una componente fondamentale delle conoscenze che conducono alla valutazione del rischio sismico e a una sua efficace mitigazione. L'Italia, come tutti i Paesi del Mondo ad alta sismicità ed economicamente sviluppati, ha una specifica normativa per le costruzioni in zone sismiche⁴, che include una mappa di pericolosità del territorio nazionale (figura 4), ed è soggetta ad aggiornamenti periodici. La mappa

⁴ Ordinanza PCM 3519 del 28 aprile 2006 e relative norme tecniche

di pericolosità valida per l'Italia si basa, oltre che sul catalogo dei forti terremoti avvenuti sul territorio nazionale (CPTI⁵), anche sulle conoscenze delle sorgenti sismogenetiche riconosciute come capaci di generare terremoti di magnitudo pari o superiore a 5,5 nel nostro Paese (DISS⁶).

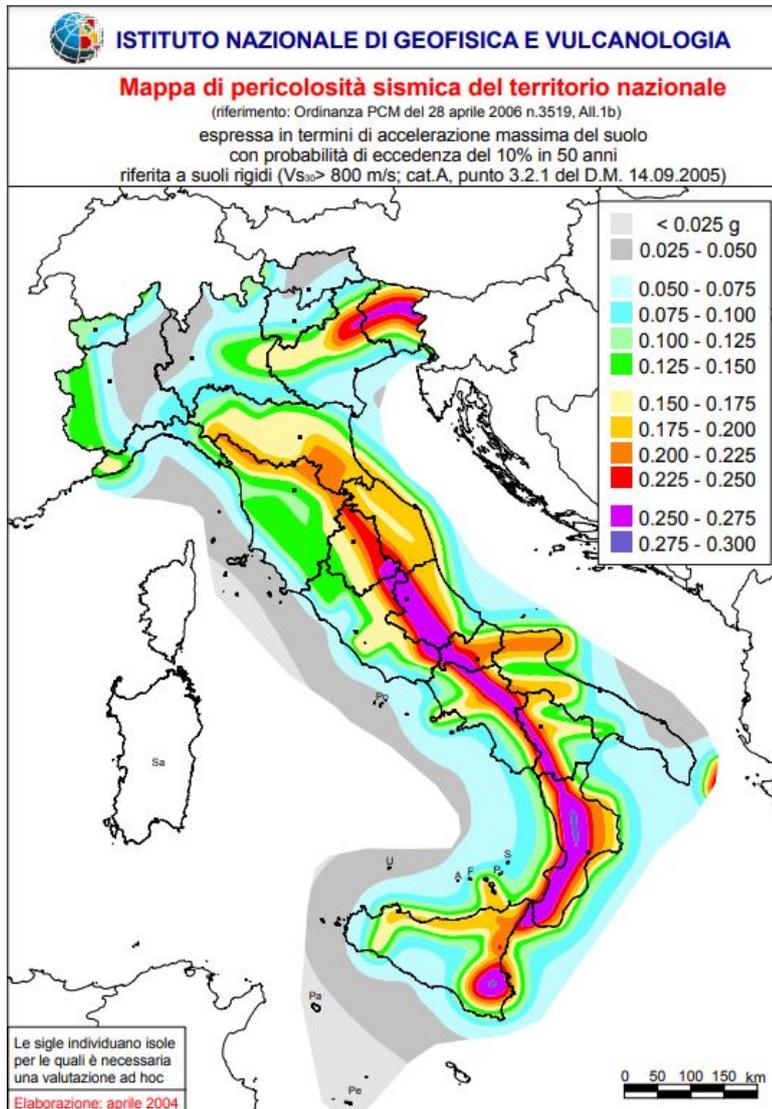


Figura 4 – Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale

Le domande che ci possiamo porre sono:

- 1) È possibile valutare la validità dei modelli di pericolosità sismica adottati per le misure di prevenzione, sulla base delle osservazioni?
- 2) Il modello adottato dall'attuale normativa è quello ottimale per minimizzare i danni alle persone e alle cose prodotti dai terremoti?

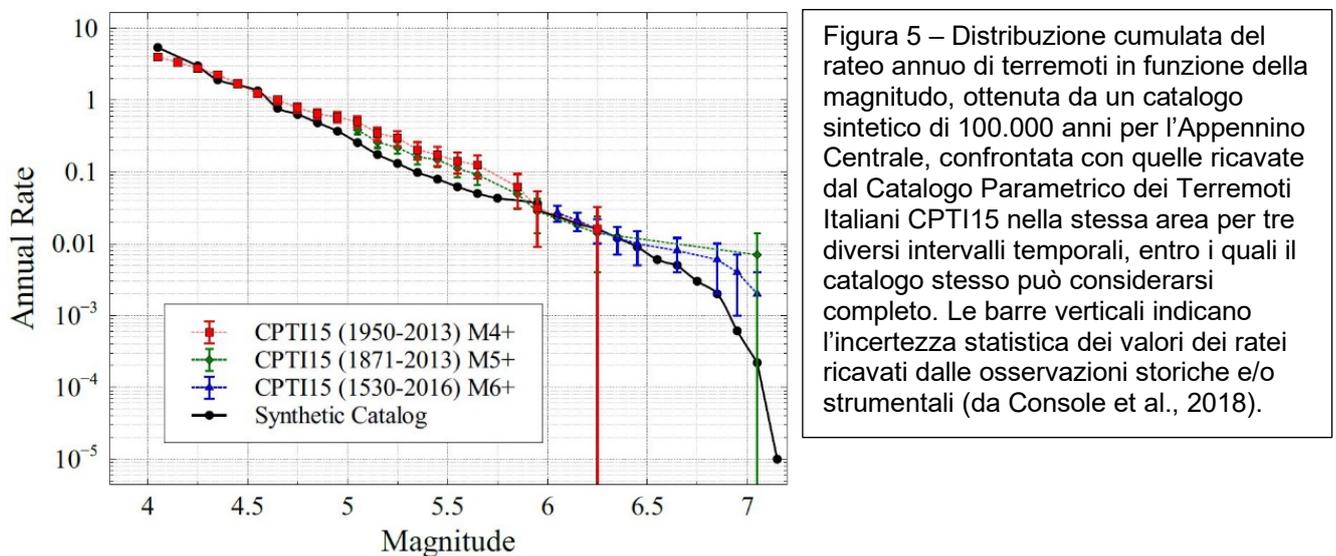
⁵ Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli, B., Gasperini P., 2019. Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), versione 2.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/CPTI/CPTI15.2>.

⁶ DISS Working Group, 2018. Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, doi: 10.6092/INGV.IT-DISS3.2.1.

E' ovvio che una risposta negativa alla prima domanda preclude la possibilità di rispondere alla seconda.

Qualche considerazione che può essere d'aiuto a rispondere alla prima domanda può derivare dall'analisi della figura 5, che mostra la frequenza annua dei terremoti avvenuti nell'Appennino Centrale in funzione della loro magnitudo di soglia per tre diversi intervalli temporali, entro i quali il catalogo CPTI può considerarsi completo. In figura 5 i simboli rossi riguardano il catalogo a partire dal 1950, anno dal quale si stima che tutti i terremoti di magnitudo almeno pari a 4 siano stati rilevati. I simboli verdi e blu rappresentano i dati con magnitudo di soglia pari a 5 e a 6, rispettivamente completi dall'anno 1871 e 1530. La figura 5 mostra che l'andamento dei ratei, in scala logaritmica, segue un andamento decrescente approssimativamente rettilineo secondo il quale il numero di terremoti di una data magnitudo è all'incirca un decimo di quelli di magnitudo inferiore di un'unità (regola conosciuta come "Legge di Gutenberg e Richter"). Assumendo come valida questa legge, sarebbe possibile stimare per una qualunque zona sismica la frequenza attesa di terremoti di magnitudo grande a piacere, semplicemente estrapolando l'andamento del diagramma di figura 5, anche se tali terremoti non sono stati ancora realmente osservati. Questa possibilità consentirebbe di stimare la pericolosità sismica di un'area, semplicemente basandosi su dati strumentali moderni ed affidabili.

Nella realtà, non esistono certezze su quali siano i valori di magnitudo massima fino alla quale la legge di Gutenberg-Richter può essere assunta come valida. Dalla figura 5 si nota anche, molto chiaramente, che l'incertezza statistica sui valori ottenuti dei ratei, rappresentata dall'altezza delle barre verticali associate a ciascun simbolo, cresce con l'aumentare delle magnitudo considerate; infatti, come stabilito dalla teoria degli errori di Poisson, tale incertezza va aumentando al decrescere del numero di eventi considerati nell'analisi.



La figura 5 mostra anche, con simboli neri, i ratei ottenuti per la stessa zona sismica dell'Italia Centrale, da un algoritmo di simulazione basato su leggi fisiche deterministiche. Questo tipo di algoritmo può generare, in alcune ore di calcolo su un computer di buone prestazioni, un catalogo sintetico della durata di 100.000 anni, contenente oltre 300.000 terremoti di magnitudo superiore a 4. Il confronto fra l'andamento ottenuto dal simulatore e quello proveniente dai cataloghi reali, mostra una stretta analogia nel rispetto della legge di Gutenberg-Richter, ma anche qualche discrepanza, come nell'intervallo di magnitudo tra 5 e 6, nel quale il simulatore mostra un'attività sismica inferiore a quella osservata.

La discrepanza più importante riguarda, comunque, l'andamento delle curve alle magnitudo più grandi (superiori a 6.5) che sono quelle più rilevanti ai fini delle stime di pericolosità sismica. Come è stato già detto, per tali grandi magnitudo il catalogo reale è basato su di un numero di eventi osservati molto limitato (anche di uno soltanto, come nel caso del terremoto di Avezzano del 1915 di magnitudo 7.1, riportato in figura 5) e presenta incertezze quanto mai rilevanti. Per magnitudo superiori a 6.5, la curva nera, che rappresenta i ratei del catalogo simulato al computer, mostra una tendenza a decrescere sempre più rapidamente rispetto ai dati osservati. Questo dipende dal fatto che il modello di faglie fornito con i dati di ingresso all'algoritmo di simulazione pone dei limiti fisici all'energia (e quindi alla magnitudo) rilasciata dal fenomeno di frattura che genera i terremoti: un chiaro motivo che spiega l'esistenza di un limite superiore di magnitudo oltre il quale non può essere applicata la legge di Gutenberg-Richter.

1. Conclusioni

In questa brevissima, e necessariamente incompleta rassegna sul rischio sismico, abbiamo visto che l'area Mediterranea è soggetta in molte sue parti ad attività sismica di notevole intensità, che richiede misure di prevenzione adeguate ad assicurarne una ragionevole mitigazione.

In mancanza di una qualsiasi possibilità di formulare previsioni deterministiche dei terremoti, si ricorre a metodi statistici, che forniscono stime di pericolosità in termini di probabilità di eccedenza di determinati valori degli effetti dei terremoti. Del resto anche le previsioni meteorologiche, pur essendo basate in larga misura su formulazioni fisiche deterministiche, non esprimono mai la certezza dei fenomeni futuri, ma li annunciano entro margini di errore.

Abbiamo anche visto che la stima della pericolosità sismica è in gran parte legata alle informazioni disponibili riguardo i terremoti del passato, ma con gravi limitazioni dovute alla rarità dei terremoti di grande magnitudo, che sono quelli che determinano la componente principale del rischio. Da insieme di dati con numerosità così piccola non possono essere ricavati dati significativi mediante analisi statistiche. Non solo: dato che i tempi di ritorno dei grandi terremoti generati da una sorgente sismica (dell'ordine di migliaia di anni) sono tipicamente superiori al periodo coperto dai cataloghi storici disponibili, si può facilmente ipotizzare che i terremoti più forti di una particolare sorgente sismica potrebbero non essere stati ancora osservati e riportati nei cataloghi stessi. Allo stesso tempo, questo può far sopravvalutare il rischio delle zone dove un grande terremoto è realmente avvenuto in tempi relativamente recenti.

Da quanto esposto, consegue la necessità di non limitare gli studi per la valutazione della pericolosità sismica all'analisi dei cataloghi sismici storici e/o strumentali, ma di integrarli con informazioni legate alle caratteristiche fisiche e geologiche delle sorgenti dei terremoti (ad esempio, le dimensioni geometriche delle faglie attive e la velocità media del moto di scorrimento relativo fra due placche). In questo senso, l'applicazione dei simulatori dei terremoti basati sulla modellazione fisica dei sistemi di faglie sismogenetiche può costituire un utile metodo di indagine a supporto di una migliore comprensione e prevedibilità dei processi sismogenetici.