

Previsioni sismiche e loro validazione

Rodolfo Console^{1,2} e Giuseppe Falcone^{1,3}

¹ *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma*

² *Centro di Geomorfologia Integrata per l'Area del Mediterraneo, Potenza*

³ *Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Messina*

Introduzione

Il terremoto è uno dei fenomeni naturali che più desta l'attenzione del pubblico perché gli eventi di grande intensità colpiscono un gran numero di persone nello stesso istante e nella stessa area geografica, sovente senza alcun preavviso utilizzabile al fine della protezione della popolazione.

La contrapposizione fra due concezioni così diverse, quella della prevedibilità e quella della casualità del terremoto richiederebbe una trattazione lunga e dettagliata. In questa nota cercherò di dare un'idea, sia pure schematica, delle problematiche aperte e della possibilità di un approccio razionale e coerente a questa tematica.

Inizierò questa presentazione partendo da alcuni richiami ai modelli di genesi dei terremoti che sono o sono stati in passato maggiormente accreditati. Farò quindi brevi cenni all'argomento dei precursori dei terremoti, che è stato particolarmente popolare fra gli anni '70 e '80.

Nel proseguimento della panoramica, farò qualche esempio di applicazione di modelli statistici a lungo termine (su una scala dei tempi di decenni). In questi modelli la pericolosità sismica (espressa come probabilità di occorrenza di terremoti di determinata magnitudo in specifiche aree geografiche e in un dato intervallo di tempo) non è costante, ma dipendente dal tempo. In particolare sarà considerata un'applicazione all'Appennino centro-meridionale di un modello che contiene alcuni elementi deterministici. Darò anche qualche esempio di un modello di previsione statistica a breve termine (su una scala dei tempi di alcune ore o di giorni) che è già utilizzabile praticamente allo stato attuale delle conoscenze. Entrambi questi tipi di approccio non possono essere definiti previsioni nel senso convenzionale che il pubblico attribuisce a questo termine. Hanno piuttosto delle analogie con le previsioni del tempo, per le quali il termine inglese corretto è *forecast*, anziché *prediction*.

Presenterò, infine, alcune mie idee su come si dovrebbe formulare una previsione affinché essa possa essere confermata, o respinta con un certo livello di confidenza. Infatti, anche se esistono numerosi metodi conclamati come capaci di consentire la previsione dei terremoti, rimane aperto il problema di formulare tali previsioni in modo rigoroso e ripetibile, che consenta la loro validazione in maniera oggettiva. Alla verifica statistica delle previsioni è collegata anche la loro reale utilizzabilità. In questo contesto, la presentazione termina con un cenno al bilancio fra i costi ed i benefici di una previsione in termini economici, e ai risultati di alcuni studi sul comportamento della popolazione a seguito di falsi allarmi nei riguardi di possibili terremoti.

Le considerazioni che verranno fatte in questa presentazione inducono ad attendersi un comportamento fortemente casuale dei terremoti, che lascia poco spazio ad una loro prevedibilità di tipo deterministico. Alcuni sostengono, peraltro, che il carattere caotico del fenomeno sismico, come quello di altri fenomeni geofisici auto-organizzati, non preclude del tutto una loro certa prevedibilità. Potrebbe essere possibile individuare precursori che indichino come il processo della nucleazione di un forte terremoto sia arrivato ad una fase irreversibile e conclusiva, che deve presto giungere al terremoto vero e proprio. Si potrebbe citare, come analogia in campo meteorologico, il fatto che, mentre è impossibile prevedere la formazione di un nuovo ciclone quando esso non è ancora osservabile, è poi possibile attraverso modelli fisici prevederne l'evoluzione con risultati utilissimi nella previsione del tempo.

Resta il fatto che la previsione dei terremoti è stato sempre un tema che ha attratto l'attenzione di molti studiosi ed è un obiettivo fortemente presente nell'opinione pubblica.

Modelli di genesi dei terremoti

E' universalmente riconosciuto che un evento sismico scaturisca dal superamento della resistenza dei materiali che compongono la crosta terrestre, sotto l'effetto delle deformazioni tettoniche e degli sforzi elastici ad esse associati. Questo fenomeno si manifesta con una frattura su un certo piano di maggiore debolezza, come mostrato dal diagramma di figura 1, conosciuto come diagramma di Mohr, che mette in relazione lo sforzo effettivo σ_n - p perpendicolare al piano di probabile frattura (mostrato in ascissa) con quello tangenziale τ (mostrato in ordinata). La linea obli-

Rottura se lo sforzo di taglio τ raggiunge il limite di rottura di Coulomb τ_c

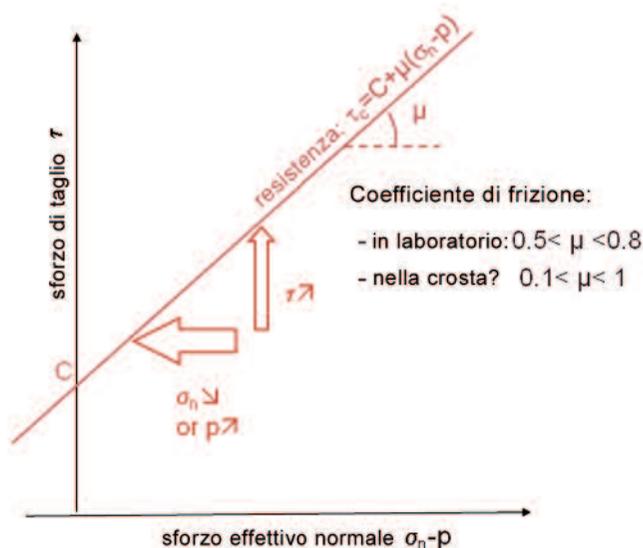


fig. 1 Diagramma che illustra le condizioni di frattura di Coulomb-Amontou per la nucleazione di un terremoto nella crosta terrestre, detto anche diagramma di Mohr (da Agnès Helmstetter, 2006).

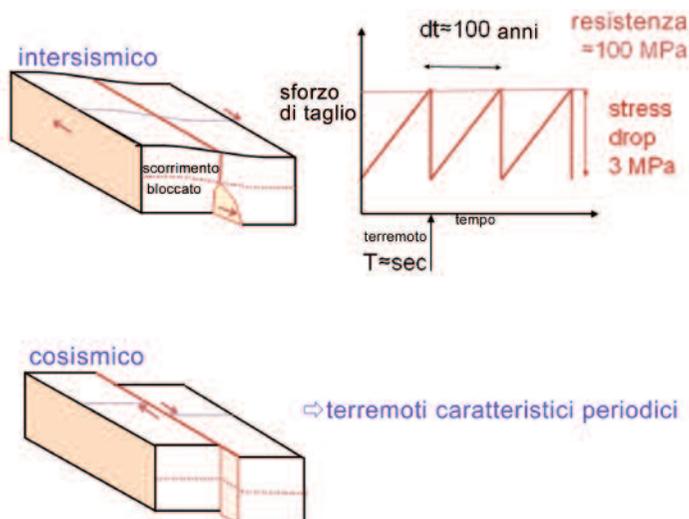


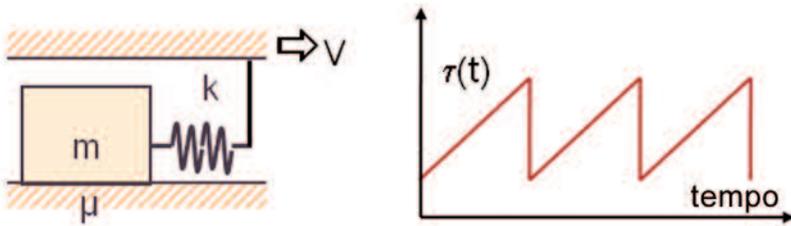
fig. 2 Modello di genesi dei terremoti proposto da Reid nel 1910, e universalmente noto come modello dell'*elastic rebound* (da Agnès Helmstetter, 2006).

qua rossa rappresenta il limite di resistenza, che pu  essere superato o per un incremento dello sforzo di taglio τ (questo per ragioni di accumulo tettonico secolare, o anche per variazioni causate dallo sforzo rilasciato da terremoti avvenuti in zone limitrofe) oppure per diminuzione dello sforzo normale σ_n o per aumento della pressione di poro p che pu  avvenire per diffusione di fluidi. La figura 2 mostra il modello tipico del processo di accumulo e rilascio di tensione elastica, chiamato anche "rimbalzo elastico" o *elastic rebound*, proposto da Reid nel 1910, in base ai suoi studi sul grande terremoto di San Francisco del 1906. Questo modello prevede un accadimento quasi periodico del terremoto su una stessa faglia, e quindi anche una quasi certa prevedibilit  temporale. L'idea base dell'*elastic rebound*   stata pi  recentemente (negli anni '80) sviluppata in quella del terremoto caratteristico che associa ad ogni faglia o segmento di faglia un determinato terremoto che si ripete nel tempo con caratteristiche essenzialmente invarianti.

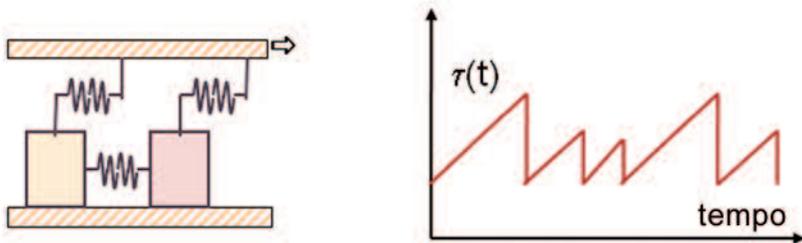
In opposizione al pensiero comune dei suoi tempi, la teoria di Reid era stata definita da Frank Evison, un sismologo neozelandese scomparso recentemente, una delle pi  perniciose nel cammino verso la comprensione dei processi sismogenetici. L'idea del terremoto caratteristico, in realt , non tiene conto dell'interazione elastica fra faglie vicine e di altre circostanze che rendono il fenomeno sismico fortemente caotico. Altri possibili scenari pi  complessi che sono stati presi in considerazione pi  recentemente sono mostrati in figura 3.

Il secondo modello presentato in figura 3   quello di due faglie accoppiate elasticamente. Un evento sismico su una faglia carica maggiormente di sforzo l'altra, e viceversa. Per effetto dell'interazione, gli eventi incominciano a presentarsi in maniera meno deterministica, con una meno evidente periodicit ; in certi casi tendono anche a sincronizzarsi nel tempo. Un modello ancora pi  complesso, ma pi  realistico   quello che prevede numerosi blocchi interagenti elasticamente fra loro

- 1 blocco: periodico, completamente prevedibile



- 2 blocchi: quasi-periodico, # grandezze dei terremoti, caos



- grande numero di blocchi: «SOC»,

- (quasi) imprevedibile,
- \approx processo di Poisson nel tempo,
- legge di potenza per la grandezza dei terremoti

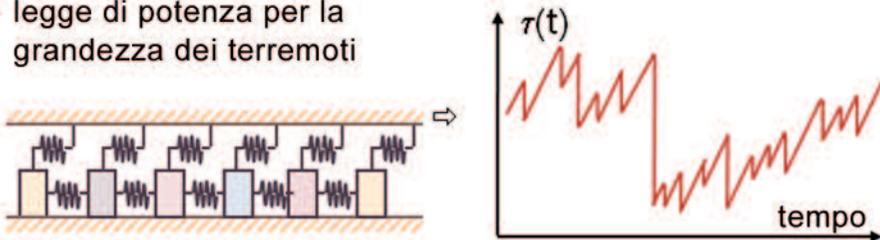


fig. 3 Modelli sismogenetici di crescente complessità. (da Agnès Helmstetter, 2006).

stessi, rappresentato in basso in figura 3. Un modello simile è stato applicato a simulazioni che tendono a rappresentare il comportamento sismico delle faglie dell'Appennino (Marzocchi et al., 2008). In questo caso la prevedibilità, ovvero la periodicità, va diminuendo fortemente; in uno stesso evento si possono muovere due o più blocchi contemporaneamente. Il numero di blocchi che si muovono nello stesso evento determina la magnitudo del terremoto: ci si avvicina ad un comportamento conosciuto come “criticalità auto-organizzata” (SOC), che si manifesta con proprietà frattali nelle dimensioni degli eventi.

La realtà potrebbe essere ancora più complicata di quanto rappresentato dal terzo modello di figura 3. I blocchi potrebbero essere distribuiti su due o anche su tre dimensioni, anziché su una sola dimensione. Inoltre la grandezza dei blocchi potrebbero tendere a zero, e il loro numero tendere ad infinito, verso un caso limite di comportamento continuo. In questa ottica, non ci sarebbe più una dimensione minima delle fratture associate ai terremoti, né una loro magnitudo minima. L'osservazione sismologica sembra adattarsi bene a questo modello che prevede, fra l'altro, una frequenza degli eventi inversamente dipendente dalla magnitudo, in accordo a una legge universale di potenza. Tale legge di potenza, comune a numerosi processi naturali a comportamento frattale, è nota in sismologia dagli anni '40 come legge di Gutenberg-Richter.

La contrapposizione fra modello caratteristico e quello frattale della sismicità è oggetto di dibattiti in questi ultimi anni (vedi p.es. Parsons, 2009). L'opinione di alcuni sismologi, che tendono a separare nel concetto di terremoto caratteristico le proprietà spaziali della sorgente da quelle della periodicità degli eventi non è supportata dall'applicazione della teoria dell'elasticità, se si ammette costante la velocità di accumulo dello sforzo tettonico sulle faglie. Dislocazioni variabili, e quindi intervalli di tempo variabili fra successivi terremoti sono possibili soltanto se si ipotizzano superfici di frattura di area variabile. L'osservazione e la teoria mostrano che la caduta di tensione (*stress drop*) che si verifica su una faglia in occasione del terremoto non esce quasi mai dall'intervallo compreso tra 1 e 10 MPa, con valori tipici intorno a 3 MPa. La dislocazione, invece, può variare tra ordini di grandezza molto più ampi, passando da valori inferiori al centimetro (terremoti di magnitudo inferiore a 3), fino a una decina di metri (terremoti di magnitudo superiore a 8). La teoria prevede che a parità di *stress drop* la dislocazione associata a un terremoto sia circa 10.000 volte più piccola della più piccola dimensione lineare della faglia che si frattura. Terremoti di varia magnitudo, di varia superficie dislocata e di varia ampiezza della dislocazione avvengono successivamente su una stessa faglia con una frequenza legata alla loro magnitudo in accordo alla già citata legge di Gutenberg-Richter. Su periodi lunghi di tempo, la dislocazione tende a rimanere mediamente uniforme sull'intera struttura sismogenetica. Si noti anche che la tensione elastica liberata da un terremoto sulla sua superficie di frattura, tensione che, come si è detto, può considerarsi dell'ordine di 3 Mpa, è soltanto una piccola frazione dello sforzo necessario a vincere l'attrito che tiene coeso il materiale roccioso lungo la superficie di faglia (dell'ordine di 50 Mpa). Ogni terremoto, quindi, non azzerava lo sforzo tettonico accumulato, ma lo riduce, lasciandone una buona parte disponibile per successivi eventi sismici.

Precursori dei terremoti

Fin dall'inizio della sismologia come scienza moderna, dall'800 e forse anche prima, moltissimi studiosi hanno cercato di individuare sintomi precursori, segnali visibili, che indicassero l'imminente pericolo del terremoto. Questi precursori dovevano identificare inequivocabilmente l'avvicinarsi dell'istante del terremoto, e manifestarsi soltanto per i terremoti forti, in modo tale da essere utilizzabili per la mitigazione del rischio nei confronti dell'incolumità della popolazione.

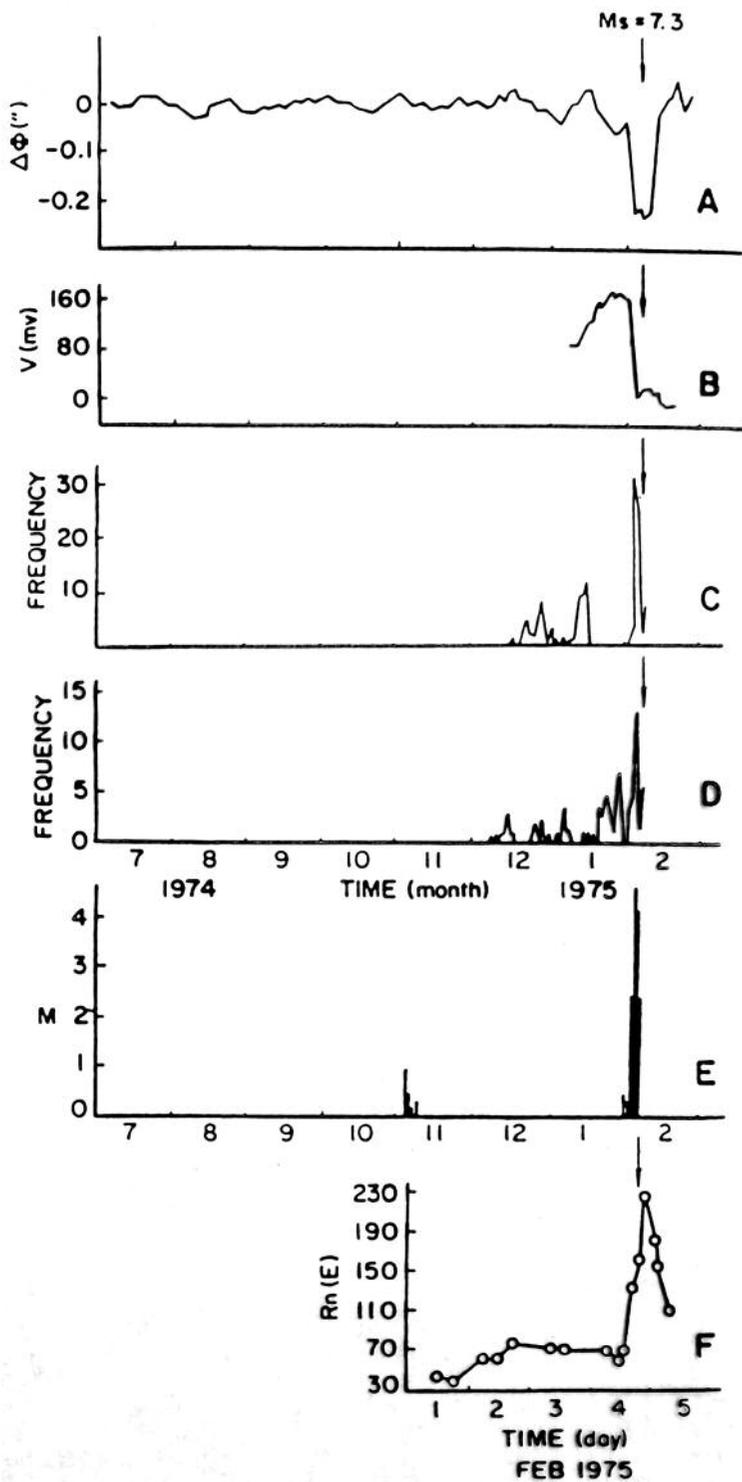


fig. 4 Esempi di fenomeni precursori che precedettero il terremoto di Haicheng (Cina) del 4 febbraio 1975.

Si è parlato lungamente di precursori, e tali precursori sono stati trattati diffusamente in sismologia, almeno dall'inizio degli anni '60 fino alla fine degli anni '80 (vedi, tra le prime rassegne sull'argomento, il report del *Panel on Earthquake Prediction of the Committee of Seismology* del 1976). Hanno ormai fatto storia alcuni casi famosi: il primo in assoluto pare essere stato quello del terremoto distruttivo di Tashkent, capitale dell'Uzbekhstan, del 26 aprile 1966. Nonostante la sua magnitudo fosse stata appena pari a 5.0, questo terremoto causò la morte di 10 persone, il ferimento di altre 1000, e 100.000 perdettero le proprie abitazioni. Nel susseguente convegno "*International Symposium on Earthquake Prediction*" organizzato proprio a Tashkent nel 1973, il gruppo di ricercatori guidato dal Prof. Sultankhodjaev riportò di aver rilevato variazioni della concentrazione di Radon nelle acque sotterranee prima di tale terremoto (Wakita, 1995).

Una vera e propria previsione coronata da successo fu considerata quella del terremoto di Haicheng del 4 febbraio 1975 di magnitudo 7.3. La [figura 4](#) mostra che prima di tale terremoto furono osservati vari tipi di precursori, tra i quali, oltre alle variazioni nella concentrazione di Radon e in altri parametri idrogeologici, alle variazioni della verticale apparente e alle cosiddette scosse premonitriche, di cui ci occuperemo più avanti, anche il comportamento anomalo degli animali. Questi precursori furono segnalati alle autorità prima del forte terremoto, tanto è vero che fu dato un ordine di sgombero che si ritiene possa aver salvato molte migliaia di vite umane.

Infine è stato molte volte citato in letteratura tra quelli preceduti da precursori, anche il terremoto di magnitudo 7.0 avvenuto a largo della penisola di Oshima, a sud di Tokyo, il 17 gennaio 1978. Anche per questo evento sono stati riportati a posteriori vari tipi di fenomeni considerati come possibili precursori, tra i quali, ancora una volta l'andamento della concentrazione di Radon, con un abbassamento e un nuovo innalzamento poche ore prima del terremoto (Wakita et al., 1979). La [figura 5](#) mostra, inoltre, variazione di altri parametri idrogeologici (livello e temperatura delle acque), nonché attività sismica premonitrice. Anche parametri di carattere elettrico e acustico sono stati utilizzati per ricerche sui precursori dei terremoti. Come esempio di studi recenti che riguardano l'Italia più da vicino, variazioni nel potenziale elettrico spontaneo ed emissioni acustiche di carattere anomalo sono state registrate prima di eventi sismici (Cuomo et al., 2000). Un interessante tentativo di migliorare le prestazioni dei precursori di carattere geochimico è stato recentemente compiuto tramite l'impiego di satelliti in grado di monitorare eventuali emissioni gassose di carattere anomalo su aree molto vaste (Tramutoli et al., 2005, Aliano et al., 2008). Ciò ha permesso di verificare a posteriori l'esistenza di vaste anomalie gassose prima di eventi sismici di carattere significativo.

Già nel 1981 il famoso studioso di previsioni dei terremoti Tsuneji Rikitake aveva pubblicato un *data base* di osservazioni di precursori contenente più di 300 casi riportati in letteratura ([Tabella I](#)).

All'inizio degli anni '80 si dava per scontato che le previsioni a breve termine dei terremoti, basate sui fenomeni precursori, sarebbero state possibili ed utilizzate su larga scala entro i successivi dieci, vent'anni. Per dare una spiegazione scienti-

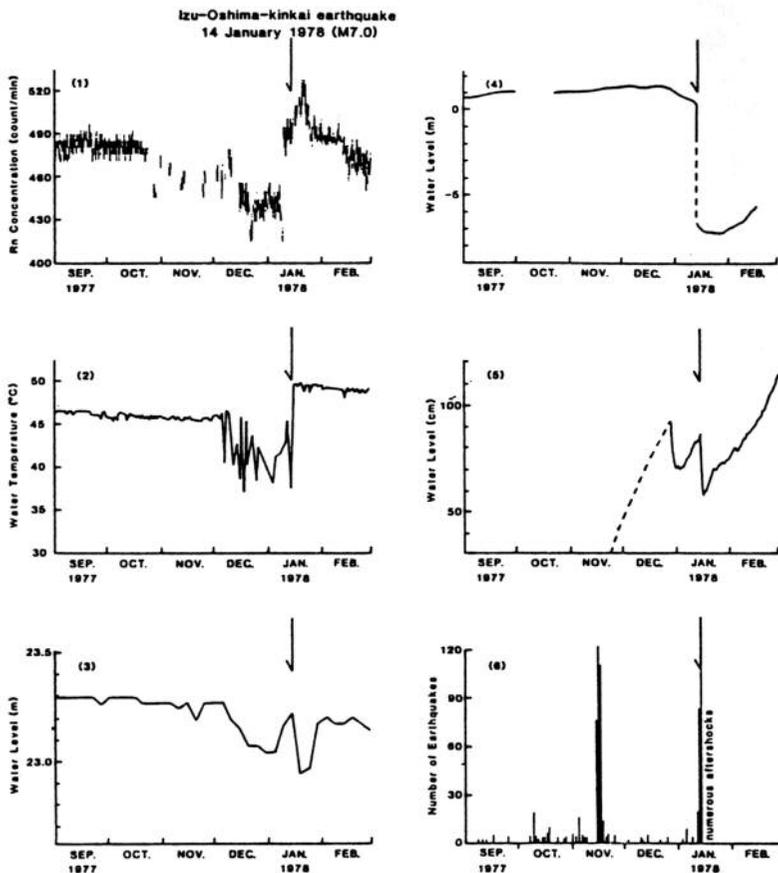


fig. 5 Esempi di fenomeni precursori che precedettero il terremoto di Izu-Oshima-Kinkai del 14 gennaio 1978.

fica ai precursori osservati, soprattutto quelli in campo geochimico, idrogeologico o deformativo, venne elaborata una teoria, o modello, della “dilatanza”.

La cosa deludente è che dopo circa trent’anni la situazione è più o meno la stessa, cioè le previsioni basate sui precursori a breve termine sono rimaste a livello aneddottico: viene riportata a posteriori l’osservazione di qualche segnale registrato prima di un certo evento. L’osservazione viene poi abbandonata e non viene utilizzata per l’elaborazione di un metodo di validità generale. Il modello della dilatanza non viene quasi più citato nelle pubblicazioni sulle riviste internazionali di maggior rilievo, se non per motivi storici. D’altra parte progressi compiuti nell’interpretazione dei fenomeni osservati hanno indotto i ricercatori ad aggiornare i propri riferimenti e a considerare con maggiore attenzione le implicazioni derivanti dallo studio della cosiddetta “poroelasticità” (e.g. Roeloffs, 1996). Probabilmente anche a causa del parziale insuccesso di costosi programmi di ricerca sui precursori dei terremoti (vedi i casi del Tokai in Giappone e di Parkfield negli Stati Uniti d’America) i Governi ed i grandi Enti di ricerca giapponesi e statunitensi hanno ridotto i fondi su tali tipi di ricerche, dirottandone gran parte sullo studio della prevenzione e della previsione a lungo termine.

*Numero di precursori osservati per ogni gruppo di fenomeni
(da Rikitake, 1981)*

Tipo di precursore	Numero di osservazioni
Deformazioni geodetiche	30
Variazioni clinometriche ed estensimetriche	89
Scosse premonitorie	83
Sismicità anomala	14
b-value	12
Microsismicità	4
Meccanismo focale	7
Migrazione degli ipocentri	4
Rapporto Vp/Vs	50
Vp e/o Vs	19
Geomagnetismo	6
Correnti telluriche	17
Resistività	32
Anomalie di conduttività elettrica	3
Concentrazione di Radon	12
Acque sotterranee	2
Flusso di petrolio	3

Tabella I Elenco di fenomeni precursori osservati prima dei terremoti compilato da Rikitake (1981).

La ricerca sui precursori è, allo stato attuale della situazione, in vari luoghi del mondo soprattutto condotta da singoli gruppi di ricercatori, anche se in altri luoghi, caratterizzati da forti necessità locali e da diverse forme di percezione del successo delle ricerche, esiste una attiva politica governativa di investimenti nel settore. Tra gli esempi di questo tipo di politica, ricordiamo come nell'isola di Taiwan siano state promosse ricerche e attività di servizio routinario che prevedono il monitoraggio in continuo del livello delle acque di pozzi su reti di estese dimensioni (e.g. Chia et al., 2007). Vaste reti di monitoraggio automatico del gas radon, di parametri ideologici e delle deformazioni crostali tramite GPS sono in corso di implementazione anche in Turchia (Inan et al., 2007).

Previsioni statistiche in Italia

Passiamo a questo punto ad occuparci delle cosiddette previsioni statistiche, nelle quali, attraverso opportuni algoritmi e dati di osservazione, l'occorrenza dei futuri terremoti è modellata in maniera tale da fornire quantitativamente ed oggettivamente valori del rateo atteso e di probabilità di accadimento.

Ricordiamo, prima di proseguire, che la probabilità è una quantità statistica inerente all'applicazione di uno specifico modello della realtà. Ha, quindi, un valore concettuale e non deve essere considerata come una misura di una grandezza fisica, per la quale possiamo immaginare un valore "vero" e una serie di osservazioni

approssimate. Non esiste il valore “vero” della probabilità, ma esistono metodi statistici per stabilire se un modello di un processo naturale sia più verosimile di un altro, a patto di avere una quantità sufficientemente grande di osservazioni reali.

Nel contesto di questa sezione, usando i termini inglesi, si parla di *forecast* e non di *prediction*. Sostanzialmente, tutte le metodologie che verranno via via prese in considerazione non sono orientate a formulare previsioni che individuano il luogo, l'istante e la magnitudo di un terremoto con precisione sufficiente a giustificare l'evacuazione di zone popolate, ma ci possono soltanto indicare aree geografiche e periodi di tempo nei quali i terremoti sono più probabili. Il concetto di probabilità, d'altronde, è familiare a tutti, perché si presenta in quasi ogni occasione della vita civile. Così, per esempio, tutti hanno un'idea di cosa intenda un medico affermando che le cure adeguate danno una probabilità del 90% di superare una certa malattia, o quando si dice che è stata stimata una probabilità che nella prossima estate la temperatura massima supererà un certo limite. E' il caso di ricordare, poi, che la statistica e il calcolo delle probabilità sono poi alla base di tutte le analisi di rischio e di tutte le politiche assicurative.

In questa sezione, in particolare, rimanendo nel discorso della prevedibilità dei terremoti, prendiamo in esame metodologie e reali applicazioni riferite alla sismicità dell'Appennino, sia dal punto di vista delle previsioni a lungo termine, che di quelle a breve termine.

*Modelli a lungo termine, detti di **renewal***

Per prima cosa, consideriamo un modello del tipo “terremoto caratteristico” in cui determinate faglie di dimensioni, posizione e meccanismo di frattura, noti a priori, vengono ipotizzate come le uniche strutture che possono dare origine ai terremoti, trascurando tutta la sismicità di magnitudo minore.

La [figura 6](#) mostra una mappa degli epicentri dei principali terremoti dell'Appennino centrale, con le tracce delle faglie attive più importanti, e un'altra con le strutture sismogenetiche riconosciute nel lavoro pubblicato da Akinci et al. nel 2009. Si noti che il lavoro, stampato nel numero di aprile 2009 del BSSA, era stato accettato dalla rivista ben prima del terremoto aquilano del 6 aprile dello stesso anno. Tra gli epicentri si notano quelli del terremoto del 1703 e del terremoto del 1461, che sono quelli che hanno colpito maggiormente L'Aquila nella storia. Il periodo di ritorno (tempo intercorrente in media tra un terremoto caratteristico e un altro sulla stessa faglia) stimato per ciascuna struttura sismogenetica è dell'ordine del migliaio di anni.

Ognuna delle strutture sismogenetiche indicate nella mappa, rompendosi nella sua interezza, può dar luogo a un terremoto di magnitudo anche superiore a 6. Nella mappa di destra della [figura 6](#) si deve fare particolare attenzione alla faglia di Paganica, indicata con il numero 18, che è considerata quella che più credibilmente ha causato il terremoto del 1461 ed è stata almeno in parte interessata dal terremoto del 6 aprile di quest'anno. Come molte altre sorgenti sismogenetiche dell'Appennino, è una faglia di tipo normale (in un regime di sforzo distensivo, con direzione appenninica e inclinazione di circa 45° verso sud-ovest).

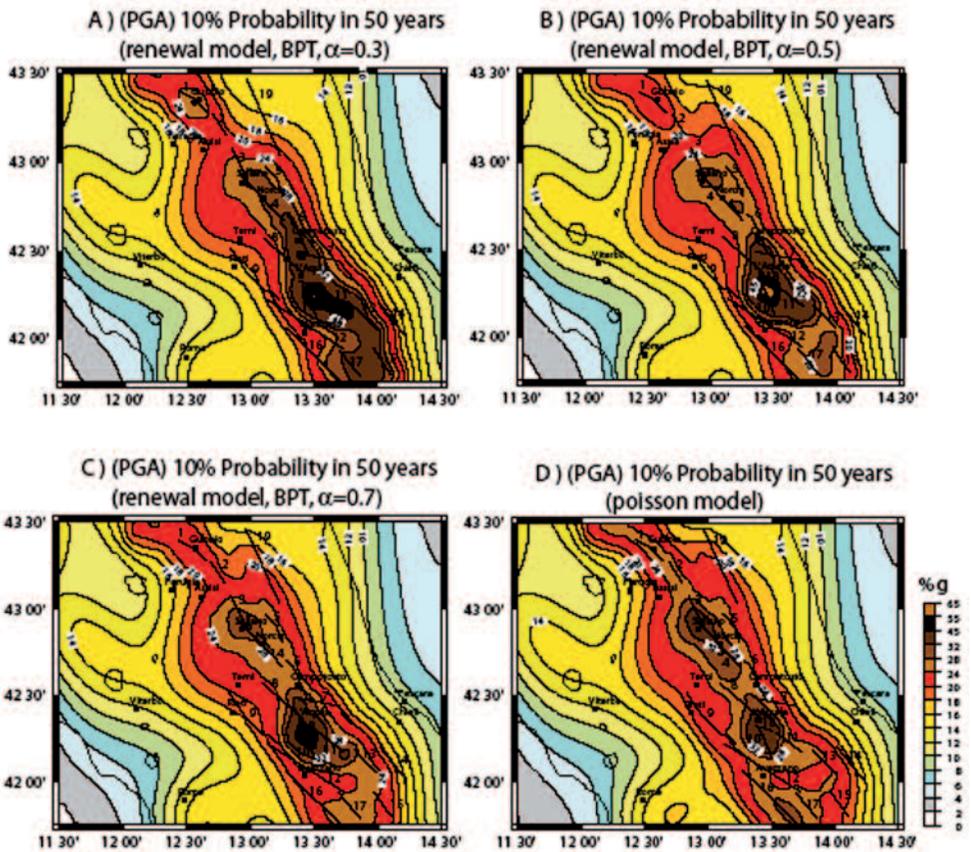


fig. 7 Accelerazioni orizzontali di picco con una probabilità di superamento pari al 10% per 50 anni a partire dal 2008, per la zona dell'Aquila, con tre diversi possibili modelli statistici, confrontati con il modello a probabilità indipendente dal tempo di Poisson.

tivo (*Coulomb stress change*) prodotto da una dislocazione sismica di una determinata faglia sul probabile piano di frattura di un'altra faglia. Mediante opportuni algoritmi, questa variazione di sforzo (positiva nel senso che avvicina una faglia alla condizione di frattura, negativo nel senso di allontanarla da tale condizione) viene tradotta rispettivamente in un anticipo o in un ritardo del prossimo evento sismico rispetto a quanto atteso in condizioni imperturbate.

Console et al. (2007, 2009) hanno applicato una modellazione di questo tipo al *Data Base* delle Sorgenti Sismogenetiche Individuali italiano (DISS) per l'area dell'Appennino centro-meridionale (figura 8) (si noti comunque che questo *data base* non comprende la sopracitata faglia di Paganica). Tenendo conto della possibile interazione delle faglie tra di loro, oltre al tempo trascorso da quando è avvenuto l'ultimo terremoto su ogni singola faglia, è possibile calcolare il rateo atteso di un terremoto dello stesso tipo al momento attuale (*hazard rate*), e da quest'ultimo, la probabilità condizionale di avere un tale terremoto in un dato periodo di tempo futuro.

	Sulmona basin	Melandro-Pergola
Date of latest event	1315.12.3	1857.12.16
Slip rate (mm)	0.24±0.06	0.11±0.04
Recurrence time (years)	2300±1370	4300±3700
Max. Poisson probability for the next 50 years	5.3%	8.8%
Elapsed time (years)	692	150
Max. renewal probability for the next 50 years	8.4 %	1.8%
Max. Δ CFF (Mpa)	0.15	0.19
Max. Δ t (years)	132	39
Max. modified probability for the next 50 years	11.8%	18.6%

Tabella II Risultati dell'analisi dell'interazione elastica per due sorgenti sismogenetiche dell'Appennino centro-meridionale (da Console et al., 2007, 2009).

La **tabella II** mostra alcuni risultati ottenuti dall'analisi condotta tramite tale modellazione sulle due sorgenti sismogenetiche dell'Appennino centro-meridionale mostrate nelle figure 9a e 9b.

Prendendo in considerazione la faglia di Sulmona (**figura 9a**), si può vedere che su di essa il terremoto di Avezzano del 1915 ha indotto uno sforzo di Coulomb negativo, che tende ad alleggerire il valore accumulato dalle deformazioni di origine tettonica. Al contrario, i terremoti avvenuti sulle faglie trascorrenti poste ad est di Sulmona forniscono un contributo positivo, cioè tendono ad accelerare il processo di carico tettonico, e quindi ad avvicinare il momento della frattura.

Il risultato, mostrato in **tabella II** (prima colonna dei valori), mette a confronto le probabilità di occorrenza del prossimo terremoto caratteristico per i prossimi 50 anni, stimate in base a differenti ipotesi. Per il modello chiamato "Poissoniano", basato soltanto sul tempo di ricorrenza, e completamente indipendente dal tempo, la massima probabilità di un nuovo evento nei prossimi cinquant'anni è del 5.3%. Tenendo conto che il tempo passato dall'ultimo terremoto che ha completamente rotto la faglia di Sulmona, quello del 13 dicembre 1315, è di 692 anni, in base ad un modello di *renewal*, con memoria, questa probabilità cresce all'8.4%. Però se si considera anche il fatto che un possibile futuro evento può essere favorito da una variazione di sforzo determinato da cosa è avvenuto nelle zone circostanti successivamente al 1315, tale probabilità sale ulteriormente all'11.8%.

Andando un po' più a sud e prendendo in considerazione la faglia Melandro-Pergola, una delle due che hanno dato luogo al terremoto della Val D'Agri del 16 dicembre 1857, possiamo vedere in **figura 9b** che il terremoto dell'Irpinia del novembre 1980, per il quale sono state individuate tre sorgenti fratturate a una distanza di soli 20 secondi l'una dall'altra, ha avuto un'influenza positiva, cioè tende ad accelerare il prossimo evento su questa faglia. Quindi è come se si fosse accelerato il processo sismogenetico o, come si dice abitualmente, come se si fosse rimesso più in avanti l'orologio del terremoto.

Quindi, in questo secondo caso, come mostrato dalla seconda colonna dei valori di **tabella II**, la massima probabilità poissoniana (uniforme nel tempo) per i prossimi

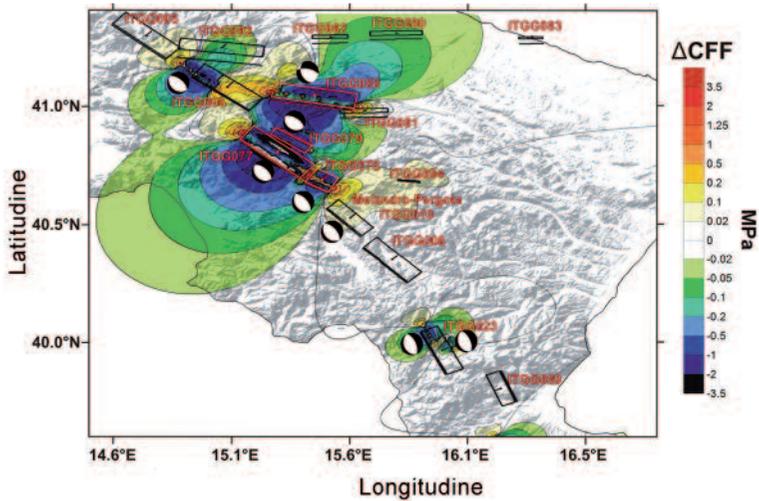
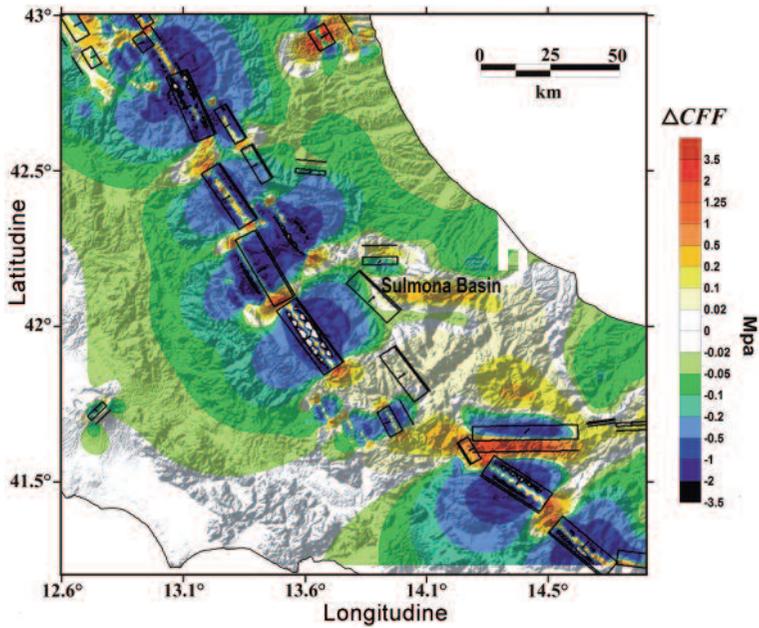


fig. 9 Mappe della variazione di sforzo causata dagli eventi sismici avvenuti sulle faglie del catalogo DISS successivamente a (a) il terremoto di Sulmona del 3 dicembre 1315, e (b) il terremoto della Val D'Agri del 16 dicembre 1857. Le variazioni sono calcolate ipotizzando su ogni punto della mappa un meccanismo atteso dell'eventuale terremoto indotto uguale a quello degli eventi del passato rispettivamente considerati in (a) e (b).

mi 50 anni è pari all'8.8%. Infatti il tempo minimo di ricorrenza (valore medio meno il limite di incertezza) ipotizzato per la faglia di Melandro-Pergola (600 anni) è inferiore a quello della faglia di Sulmona (930 anni). Però, per la faglia di Melandro-Pergola (Val D'Agri) l'ultimo terremoto caratteristico è avvenuto, diciamo così, soltanto 150 anni fa. Questo comporta che la probabilità condizionale fornita dal modello di *renewal* scende ad appena l'1.8% per i prossimi 50 anni. Infine, includendo nei calcoli il potenziale effetto del terremoto dell'Irpinia del 1980 che, come si è detto, è positivo, la probabilità condizionale sale di nuovo al 18.6%.

Modelli epidemici a breve termine

Ci occupiamo adesso di un'altra categoria di modelli statistici. Esaminiamo il modello a breve termine, chiamato ETAS (*Epidemic Type Aftershock Sequence*). Il modello ETAS viene costruito in base ad alcune semplici ipotesi di come gli eventi possano interagire a breve termine a breve distanza di spazio e di tempo tra loro. L'idea base del modello ETAS consiste nell'ipotizzare che ogni evento sismico (evento genitore) possa favorire l'occorrenza di nuovi eventi in base alla sua magnitudo e alla distanza nello spazio e nel tempo dagli eventi successivi (eventi figli). Qui si afferma, in sostanza, che gli eventi, hanno tutti lo stesso rango, cioè tutti possono generare i successivi e tutti possono essere stati generati dai precedenti. Non vengono considerati in questo modello i concetti di *foreshock*, *mainshock* e *aftershock*.

In **tabella III** possiamo vedere (in maniera retrospettiva fino al 9 aprile, ma prospettiva successivamente a tale data) il risultato che ha dato questo modello. Il 1 dicembre è ritenuto precedente all'inizio di ogni attività sismica collegata al terremoto dell'Aquila del 6 aprile 2009.

La probabilità di un terremoto di magnitudo 5,0 o superiore su tutta la zona interessata era di 0,02%, cioè 2 su 10.000. Per un terremoto più grande la probabilità sarebbe più piccola, diciamo di 1 su 15.000 per un terremoto di magnitudo 5,5 o superiore. Questo significa che un terremoto di questo genere sarebbe mediamente una volta ogni 40 anni. In altri termini si tratta dell'attività sismica di fondo per l'area,

Data	Probabilità
1 dicembre 2008 06:00	0.02 %
27 marzo 2009 06:00	0.06 %
31 marzo 2009 06:00	1.5 %
5 aprile 2009 22:00	0.4 %
5 aprile 2009 23:00	1.6 %
6 aprile 2009 01:00	2.0 %
6 aprile 2009 04:00	8.3 %
6 aprile 2009 12:00	12.8 %
20 aprile 2009 06:00	7.6 %
10 maggio 2009 06:00	4.4 %

Tabella III Probabilità di un evento di magnitudo pari o superiore a 5.0 nelle successive 24 ore nell'Aquilano (modello ETAS)

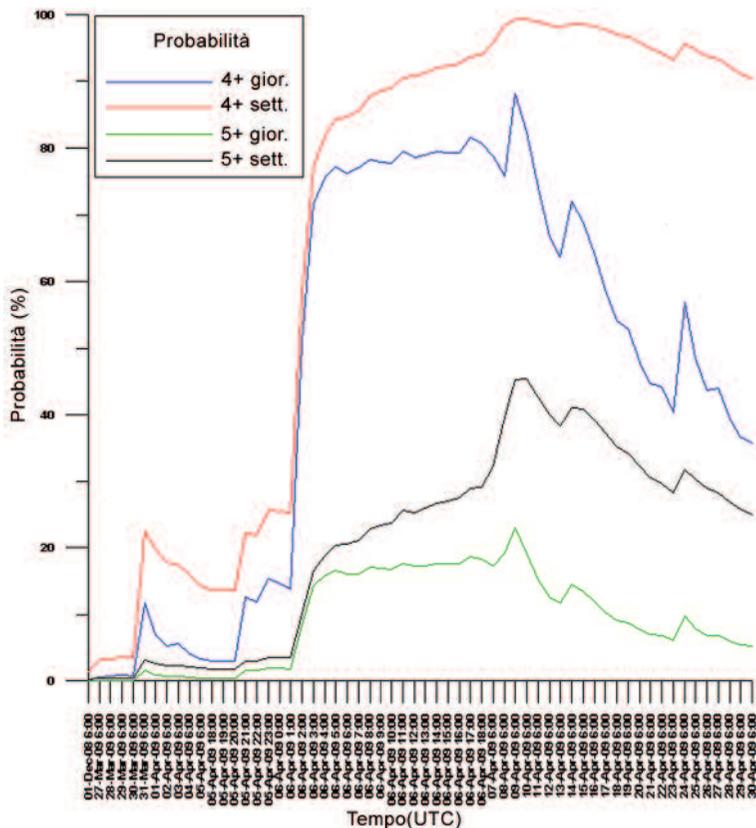


fig. 10 Andamento delle probabilità giornaliere per un terremoto di magnitudo 5,0 o superiore nelle successive 24 ore nell'Aquilano, in base al modello epidemico ETAS. Si noti l'espansione della scala dei tempi, da un valore per giorno ad un valore per ora, nel periodo che va dal 5 aprile 2009 alle ore 18:00, alle ore 18:00 del giorno successivo.

detta anche attività di *background*. Poi l'attività si è evoluta, è andata aumentando lentamente; il 27 marzo la probabilità giornaliera era triplicata, salendo a 6 su 10.000. Il 31 marzo, a seguito di alcuni eventi sismici che qualcuno potrebbe chiamare *foreshock*, anche se il termine è improprio in questo nostro contesto, la probabilità di un evento di magnitudo 5,0 o superiore, in tutta l'area dell'Aquilano, è salita all'1,5 %, ovvero circa 70 volte superiore a quella di *background*. Il 5 aprile, in conseguenza ad una stasi del fenomeno sismico, la probabilità stimata dal modello era di nuovo scesa attorno allo 0,4%, ma il 5 aprile alle 23, ora italiana, la popolazione della provincia dell'Aquila ha avvertito nuovamente leggere scosse di terremoto e la probabilità calcolata con questo modello era tornata all'1,6 %. Va tenuto presente che un allarme dato con questo livello di probabilità stimata sarebbe coronato da successo soltanto una volta contro un numero medio di 60 falsi allarmi. Riferendosi ad un allarme dato per un terremoto più grande, per esempio di magnitudo 5,5, il numero di falsi allarmi salirebbe a circa 200 contro un solo successo. Per un terremoto di magnitudo 6,0, avremmo circa 600 falsi allarmi contro ogni singolo successo.

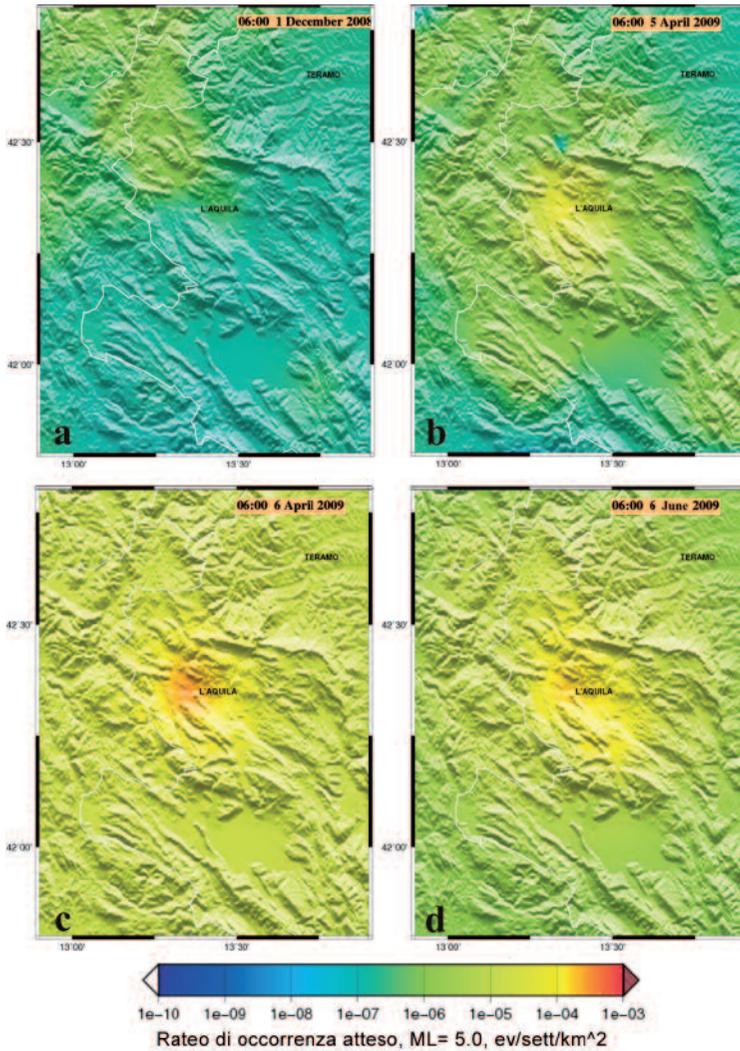


fig. 11 Mappe della densità del rateo di occoreanza per un terremoto di magnitudo 5,0 o superiore in tutta la zona dell'Aquilano, alle ore 08:00 italiane rispettivamente (a) del 1 dicembre 2009, (b) il 5 aprile 2009, (c) il 6 aprile 2009 e (d) il 6 giugno 2009.

Continuando la storia della sequenza Aquilana, il 6 aprile all'una di notte, cioè un paio d'ore prima del terremoto distruttivo di magnitudo 5,8, la probabilità per un terremoto di magnitudo 5,0 o superiore nelle successive 24 ore era salita al 2%. Immediatamente dopo l'evento principale la probabilità è salita immediatamente all'8,3% e poi con le numerose *aftershock* subito verificatesi, alle 12 del giorno stesso era salita ancora al 12,8%, per iniziare poi a scendere gradualmente col tempo, portandosi al 7,6% il 20 aprile e al 4,4% il 20 maggio.

Per la prima volta nella storia della sismologia italiana, le Autorità di Protezione Civile hanno chiesto ed ottenuto informazioni aggiornate su queste stime di probabilità, ricevendo bollettini giornalieri alle ore 10 di ogni mattina, a partire dal 9 aprile.

La [figura 10](#) dà un'immagine ancora più dettagliata dell'evolversi del fenomeno sismico e dei relativi *forecasts*, sempre per terremoti di magnitudo 5,0 o superiore nell'area dell'Aquilano.

Il modello epidemico ETAS, non è soltanto in grado di fornire stime di probabilità di occorrenza nel tempo, ma può anche essere utilizzato per una descrizione spaziale del fenomeno, mediante una rappresentazione su mappa della densità del rateo di occorrenza per una magnitudo di soglia fissata. Alcuni esempi di queste mappe, mostrate in [figura 11](#), danno un'idea dell'evoluzione spazio-temporale della sequenza sismica.

Formulazione di un'ipotesi di previsione sismica e sua validazione statistica

La Sotto-Commissione IASPEI per la Previsione dei Terremoti, della quale lo scrivente ha fatto parte, ha definito un precursore come “*a quantitatively measurable change in an environmental parameter that occurs before mainshocks, and that is thought to be linked to the preparation process for this mainshock*” (Wyss, 1991). Nel contesto di questa presentazione, l'insieme di idee che sono alla base e conducono alla definizione quantitativa di un precursore è chiamato “ipotesi” o “modello”. Al fine di una verifica statistica di un'ipotesi, non è strettamente necessario che essa abbia una precisa giustificazione fisica a priori: anche un metodo empirico è suscettibile di una valutazione rigorosa a posteriori. Comunque, va sottolineata la necessità che l'ipotesi, o il modello, che caratterizzano l'anomalia o il precursore in questione, siano definiti in maniera univoca e quantitativa, così che essi possano essere oggettivamente rilevati e valutati in ogni circostanza e da ogni osservatore.

La sequenza di fasi che dovrebbe essere seguita in un'auspicata scoperta di un vero metodo di previsione e alla sua utilizzazione pratica può essere riassunta in questi passi:

1. Formulazione dell'idea sulla quale costruire l'ipotesi (modello), tutto questo generalmente sulla base di osservazioni fenomenologiche retrospettive.
2. Costruzione dell'ipotesi in forma quantitativa, attraverso la definizione di tutti i parametri ottenibili da un'analisi retrospettiva (fase di apprendimento o *learning*).
3. Verifica dell'ipotesi su una base di dati indipendente da quella usata nella fase di apprendimento, e se possibile ottenuta successivamente a tale apprendimento (fase di *test*).
4. Ulteriore fase di verifica mediante l'applicazione della metodologia in tempo reale.

Nella maggior parte dei casi del passato la sequenza ora descritta si è fermata al suo primo passo.

Il più semplice scenario nel quale si possa considerare un modello di previsione dei terremoti è rappresentato in [figura 12](#). Nello spazio tri-dimensionale costituito dalle coordinate geografiche nelle dimensioni orizzontali e dal tempo in verticale, si consideri il volume totale V_T , dato dal prodotto dell'area geografica per il tempo coperto dalle osservazioni. L'occorrenza di terremoti (E) è rappresentata da punti definiti dalle coordinate spaziali e tempo origine per gli eventi che superano una

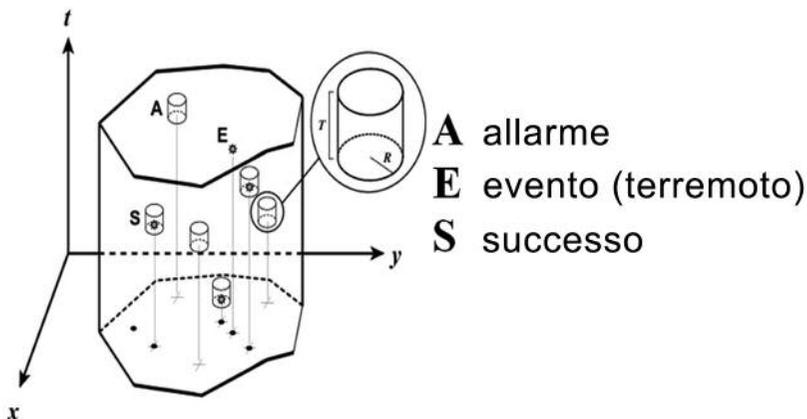


fig. 12 Scenario di un'ipotesi di previsione sismica basata su uno o più precursori.

soglia prefissata di magnitudo. Pertanto la magnitudo degli eventi, che costituisce il quarto parametro contenuto usualmente in un catalogo sismico, è un parametro critico nella rappresentazione di figura 12, anche se non evidenziata esplicitamente.

Anche l'osservazione di un precursore è rappresentata da un punto definito dalla sua posizione geografica e tempo di occorrenza in figura 12. Tale precursore genera un allarme (A) se vengono soddisfatti i criteri definiti per lo stesso precursore. Il volume nel quale viene atteso il terremoto relazionato a codesto allarme (volume di allarme) è un ben definito cilindro di dato raggio (R) e durata (T), in dipendenza dal tipo e dalla passata esperienza conseguita col precursore. Sia R che T possono, in generale, variare da allarme ad allarme. Se, però, essi non variano, possiamo parlare di un volume di allarme V_A costante per tutti gli allarmi. La previsione formulata dall'osservazione di un precursore (o di un insieme di precursori) è che un terremoto di magnitudo pari o superiore a una certa magnitudo di soglia, avverrà nello specifico volume di allarme. Se un evento si verifica realmente nel volume di allarme, tale allarme viene definito un *successo* (S). Se esso avviene al di fuori del volume di allarme, tale circostanza viene chiamata *mancato allarme*. Un allarme che non è associato a nessun terremoto viene chiamato *falso allarme*.

L'analisi della qualità di uno specifico metodo di previsione può essere condotta facilmente, se è disponibile un numero sufficientemente grande di casi nella fase di *test*. Speso, per non attendere numerosi anni nella raccolta dei dati necessari a questo *test*, si ricorre all'espedito di dividere la base dei dati in due parti, una per il *learning* e l'altra per il *test*. Le due parti possono essere poi scambiate per un'ulteriore verifica. Questo metodo, pur non rispettando a pieno il requisito di effettuare il *test* con dati raccolti successivamente alla formulazione dell'ipotesi, è ritenuto comunque accettabile ed è conosciuto con il nome di *forward retrospective test*.

La validazione di un'ipotesi è un problema che riguarda anche applicazioni molto diverse da quella della previsione dei terremoti. A questi fini, negli ultimi decenni, sono state sviluppate numerose metodologie statistiche. Prendiamo in considerazione, per esempio, i metodi basati su una tabella binaria di contingenza, quando l'ipotesi riguarda soltanto l'occorrenza o la non occorrenza di un evento, e

l'esistenza o no di un allarme in singole cellette del volume spazio-temporale dove vengono osservati gli eventi. Allora, dopo un periodo di osservazione adeguato, è possibile comparare la seguente tabellina binaria:

Forecast	Occurrence	
	Yes	No
Yes	N11	N12
No	N21	N22

In questa tabella i valori N11, N22, N21 e N22 sono il numero dei casi nei quali si è avuto uno dei quattro esiti derivanti dalle possibili combinazioni di evento accaduto (sì e no) e allarme dato (sì e no) presi a due a due. Il numero N11 rappresenta il numero di successi, N12 rappresenta i falsi allarmi ed N21 rappresenta i mancati allarmi. Vedremo che anche il valore di N22 (numero di cellette dove non è avvenuto alcun evento e non è stato emesso alcun allarme) ha una sua importanza nel processo di validazione dell'ipotesi. Il numero totale di cellette nel volume spazio temporale delle osservazioni è pari a $N_{tot} = N11+N12+N21+N22$.

Tra i vari parametri di validazione che si possono definire, ricordiamo i seguenti:

$$H = N11 / (N11+N21)$$

(*Hit rate*, frazione di eventi che sono avvenuti entro un volume di allarme)

$$F = N12 / (N12+N22)$$

(*False alarm rate*, frazione di falsi allarmi emessi dove nessun evento è avvenuto)

$$R = N11 / (N11+N21) - N12 / (N12+N22) = H - F$$

(*R score*)

$$G = N11 / (N11+N21) \cdot N_{tot} / (N11+N12) = H \cdot N_{tot} / (N11+N12)$$

(*Probability gain*, rateo di successi diviso per il rateo medio di occorrenza).

Il diagramma che riporta i valori di H in funzione di F , al variare dei livelli di soglia usati per definire un allarme, è chiamato *ROC diagram (Relative Operating Characteristic)* e fu introdotto per la prima volta durante la seconda guerra nell'analisi della trasmissibilità dei segnali radio. Successivamente il diagramma ROC è stato anche usato in meteorologia e in medicina, prima ancora che in sismologia.

La ricerca di un metodo di previsione efficace dovrebbe essere orientata sia ad aumentare la frazione di eventi preceduti da un allarme, H , che a diminuire il rateo di falsi allarmi F . E' chiaro che questi due requisiti sono in conflitto tra loro: dando più numerosi allarmi, si tende ad aumentare la frazione di eventi preceduti da una allarme, ma allo stesso tempo, si tende anche ad aumentare il numero di falsi allarmi, e quindi F . In questa visione, la definizione del parametro R , che è dato dalla differenza tra H ed F , sembra un buon accorgimento per classificare un metodo di previsione come più o meno efficace rispetto ad un altro. Anche il guadagno di probabilità G è riguardato come un parametro che consente il confronto tra differenti ipotesi di *forecast*. In generale un metodo di previsione viene considerato significativo se consente di ottenere un guadagno di probabilità superiore ad uno. E' stato verificato che il modello epidemico ETAS fornisce un rateo di successi con il quale si possono raggiungere valori del guadagno di probabilità dell'ordine di varie decine, fino

ad alcune centinaia di volte. In altre parole nelle aree geografiche e nei periodi di tempo dove si hanno alti valori dei ratei attesi dal modello ETAS, gli eventi sismici sono effettivamente più probabili rispetto a quanto deriva dai valori di *background*.

L'uso dei diagrammi come il ROC, nonché dei parametri *R* e *G*, ha assunto una certa popolarità in sismologia statistica. Tuttavia questi concetti vanno considerati con una certa attenzione. Infatti, riferendosi al parametro *G* per fare un esempio, avendo definito il numero di cellette N_{tot} come il numero di cellette che riempiono il volume spazio-temporale totale V_T , il valore di *G* è condizionato dal fatto che la distribuzione spaziale della sismicità è generalmente non uniforme su aree di notevole estensione. Così, indipendentemente dalla capacità o meno di prevedere l'istante di accadimento dei terremoti, un modello di previsione potrebbe conseguire un guadagno di probabilità considerevolmente superiore a uno, semplicemente dichiarando gli allarmi nelle zone sismicamente più attive della regione in esame. Lo stesso si potrebbe dire per l'andamento del diagramma ROC, per il parametro *R* e per tutti i metodi basati sulle tabelle binarie di contingenza.

Utilizzabilità delle previsioni sismiche

Si è parlato di modelli di previsione dei terremoti e della loro validazione. Resta comunque aperto un grande argomento, non di carattere geofisico, che qui vogliamo appena accennare per motivo di completezza.

L'applicazione dei modelli di previsione dei terremoti, qualora essi giungessero ad un grado di funzionamento soddisfacente, costituirebbe un colossale problema decisionale da parte delle Autorità di Protezione Civile. Quali tipi di azioni potrebbero risultare convenienti per utilizzare le informazioni dei simologi ai fini di mitigare i rischi? I possibili scenari che si presentano non sono affatto semplici.

Analisi economica dei costi-benefici

Anche se si può dimostrare statisticamente che un metodo di previsione può consentire l'ottenimento di guadagni di probabilità notevolmente superiori ad uno, la sua utilità pratica può comunque essere questionabile in relazione ai costi che la comunità dovrebbe sostenere per la sua effettiva applicazione. Vere-Jones (1995) ha formulato una semplice trattazione di questo problema, alla luce della quale sono state derivate, con qualche modifica, le seguenti argomentazioni.

Il costo a lungo termine C_{tot} che la comunità deve sostenere in relazione ai danni prodotti dal terremoto è dato fundamentalmente dalla somma di tre termini:

$$C_{tot} = \alpha l(A) + C_p N_p(A) + C_u N_u(A) , \quad (1)$$

where:

α è il costo per unità di tempo sostenuto per mantenere un allarme,

$l(A)$ è la durata totale degli allarmi,

C_p è il costo relativo ai danni del terremoto quando questo è stato previsto,

C_u è il costo relativo ai danni del terremoto quando questo non è stato previsto,

$N_p(A)$ è il numero degli eventi previsti,

$N_u(A)$ è il numero degli eventi non previsti.

Nell'equazione (1), A definisce il livello di protezione che uno può immaginare di applicare. Esso è legato alla scelta delle soglie che i parametri rilevanti forniti dal modello di previsione dovrebbe superare per dichiarare un allarme. In questo contesto, il costo del sistema di osservazione sul quale è basata la previsione viene considerato trascurabile.

C_p and C_u sono assunti, in primissima approssimazione, costanti. Questo è ragionevole soltanto se l'intensità del terremoto è sempre la stessa. Altrimenti l'equazione (1) dovrebbe essere applicata separatamente per ogni classe di intensità ed ogni singola area, e tutti i diversi risultati dovrebbero essere sommati tra di loro per ottenere un valore complessivo dei costi attesi. È ragionevole assumere sempre $C_u > C_p$ per ogni classe di intensità. Naturalmente, la determinazione del valore di tali parametri implica un'enorme quantità di conoscenze ingegneristiche ed economiche, mentre il contributo geofisico al problema è limitato alla stima delle relazioni esistenti tra $l(A)$, $N_p(A)$ and $N_u(A)$, per un dato valore di A .

Introducendo il numero totale di terremoti $N_e = N_p(A) + N_u(A)$, l'equazione (1) può essere riscritta come:

$$C_{tot} = C_u N_e + \alpha l(A) - (C_u - C_p) N_p(A) , \quad (2)$$

In quest'ultima equazione, il primo termine dopo il segno = è il costo totale che la comunità dovrebbe pagare ai terremoti se non venisse applicata alcuna politica di

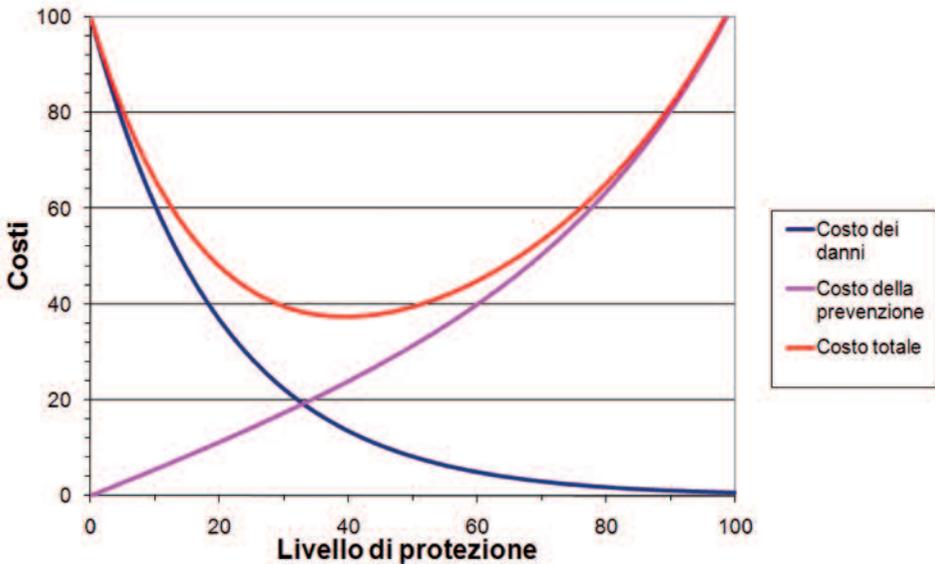


fig. 13 Analisi schematica del rapporto economico costi-benefici inerenti all'applicazione di una strategia di protezione contro i terremoti. Esiste un livello di protezione ottimale dato dal bilancio dei costi da pagare prima dei terremoti per le azioni di prevenzione e quelli da pagare dopo i terremoti in termini di riparazioni. Al di sotto di tale livello di protezione la strategia non solo aumenterebbe il rischio di danni alle persone, ma anche un maggior costo economico complessivo.

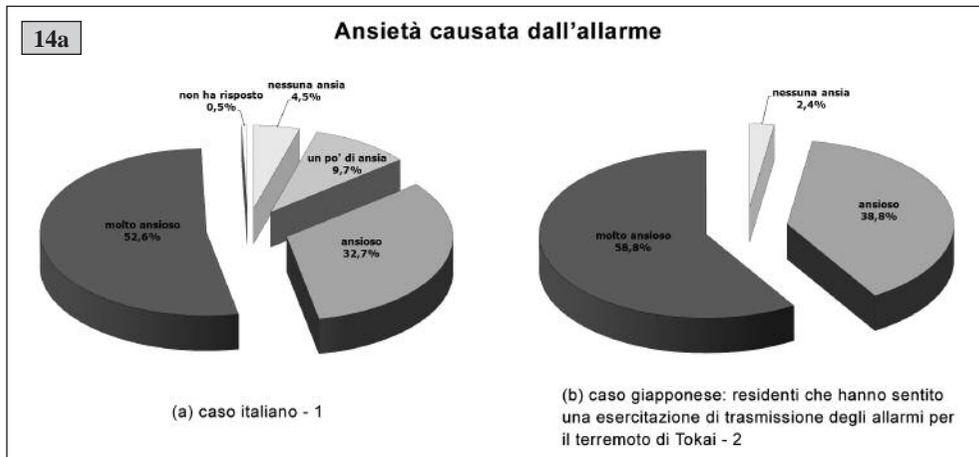
previsione. Il secondo termine è il costo addizionale che dovrebbe essere sostenuto per mantenere gli allarmi, e il terzo termine è il costo risparmiato dalla comunità in virtù delle previsioni coronate da successo. Ogni sistema di previsione dovrebbe almeno soddisfare il requisito che il terzo termine sia maggiore del secondo, così che $C_{tot} < C_u Ne$.

In questa visione semplificata, la strategia ottimale consisterebbe nell'adozione del valore ottimale del livello di protezione A per il quale il costo C_{tot} sia minimo. Si dovrebbe notare, comunque, che un moderato aumento del livello di protezione porterebbe a benefici nei riguardi dell'incolumità personale della popolazione a un costo quasi nullo (figura 13).

Problematiche sociali

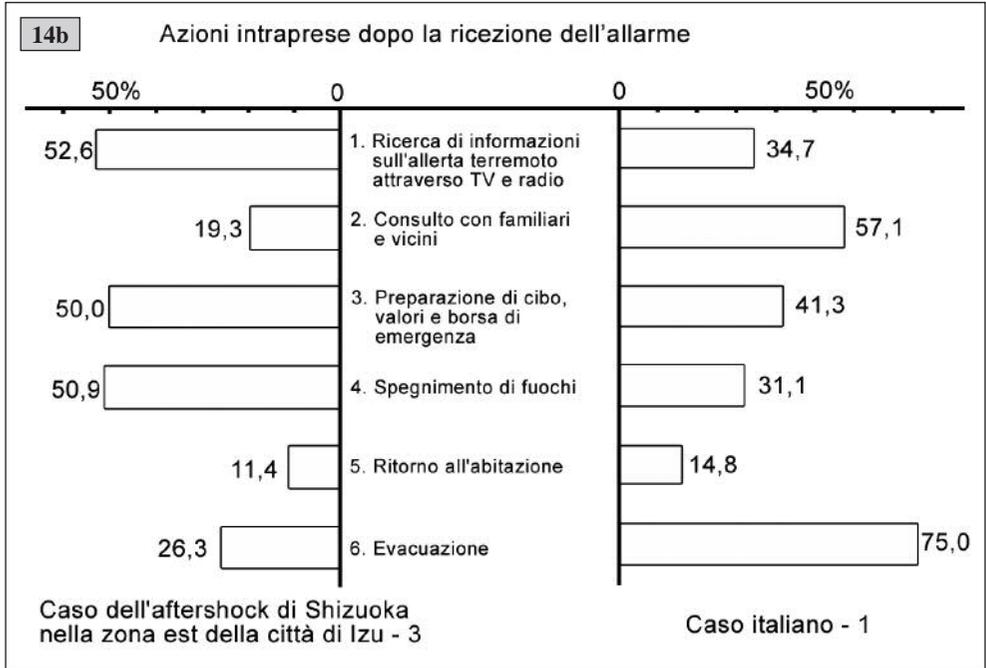
Si è visto ora che il problema economico dei costi-benefici, anche se di enorme difficoltà, presenta una possibilità, sia pure teorica, di essere affrontato razionalmente e con freddezza. Altrettanto non si può dire nei riguardi dei problemi sociali collegabili ad un eventuale allarme sismico. L'emotività delle singole persone e della popolazione nel suo complesso non è trattabile con formule matematiche. Tuttavia ci sono studiosi che si dedicano seriamente a questo tipo di problemi. In figura 14 riportiamo alcuni esempi di trattazione statistica dei dati ricavati da campagne di sondaggio di opinioni svolte in pochi casi in cui alcuni villaggi erano stati oggetto di allarme antisismico, dato o meno volutamente.

In figura 14(a) vediamo una statistica sull'anietà causata tra le persone dall'allarme. Si nota una sostanziale identità tra la reazione della popolazione italiana e quella della popolazione giapponese: più di metà degli intervistati hanno dichiarato di essere stati fortemente preoccupati.

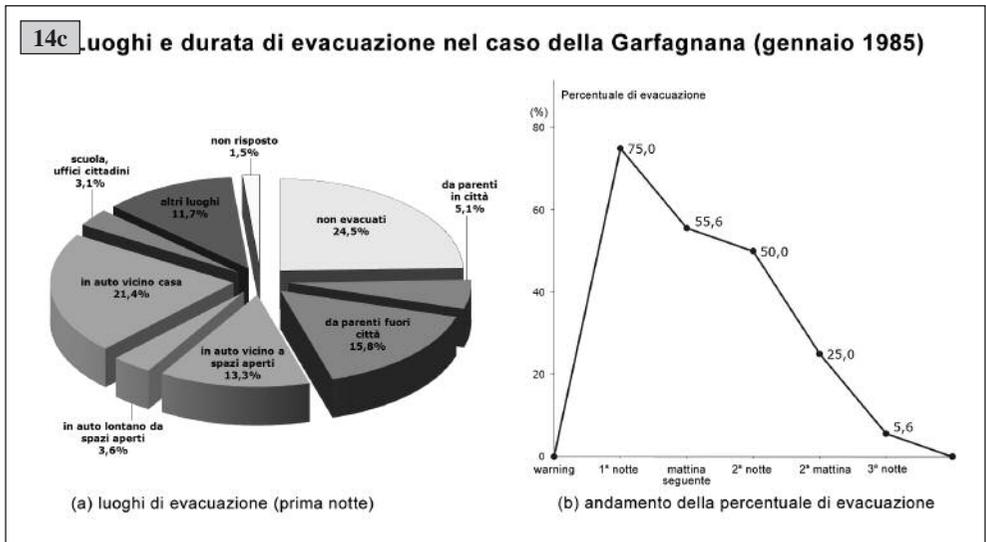


La figura 14(b) riporta i vari tipi di azioni intraprese dalle persone a seguito dell'allarme: tre quarti degli Italiani hanno abbandonato la propria casa, ma soltanto un quarto dei Giapponesi lo ha fatto. Questo è un chiaro segno della fiducia nelle qualità antisismiche delle loro abitazioni che hanno i Giapponesi rispetto agli Italiani. Un maggior numero di Giapponesi, inoltre ha cercato di raccogliere ulteriori infor-

mazioni attraverso la TV o la radio, e un gran numero ha provveduto a spegnere tutti i fuochi accesi nelle abitazioni. La maggiore sensibilità della popolazione giapponese nei riguardi degli incendi è ovviamente legata al tipo di costruzioni tradizionali che in quel Paese sono prevalentemente di legno.



La figura 14(c) riguarda soltanto il caso italiano della Garfagnana. Si nota che la prima notte dall'allarme è stata trascorsa all'esterno della propria abitazione da tre quarti della popolazione, ma quasi tutti sono rientrati entro la terza notte (ad allarme cessato).



Infine la figura 14(d) riporta la valutazione data dalla popolazione nei riguardi dell'operazione di allarme: gli Italiani hanno espresso complessivamente valutazioni più favorevoli dei Giapponesi.

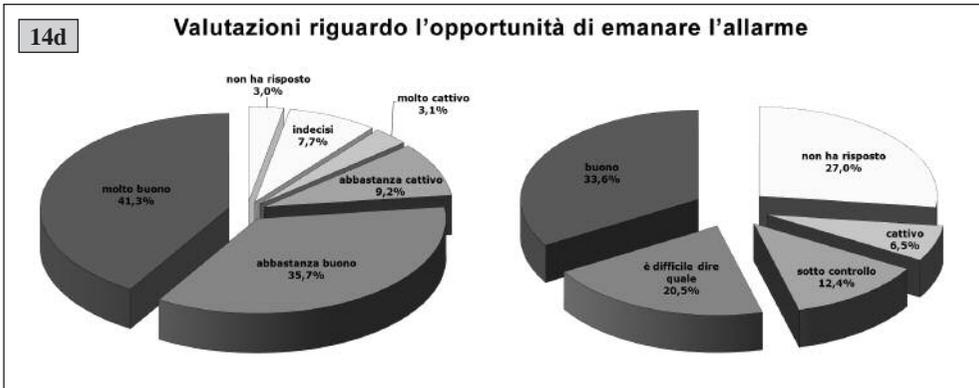


fig. 14 a, b, c, d Risultati di sondaggi di opinione effettuati in base alle risposte date dai cittadini ad alcuni questionari loro proposti, a seguito di allarmi sismici dati dalle autorità in alcune località italiane e giapponesi. Vengono messi a confronto i risultati ottenuti dai sondaggi condotti presso la popolazione della Garfagnana a seguito dell'allarme per il terremoto del gennaio 1985, con quelli di alcuni casi giapponesi, nei quali l'allarme era stato dato in seguito ad errore tecnico.

Conclusioni

In questa rapida carrellata sul tema della casualità e della prevedibilità dei terremoti abbiamo visto che la situazione che i metodi di previsione basati su precursori empirici, pur essendo divenuti molto popolari nei decenni trascorsi, ed essendo stati oggetto di intensa ricerca, non hanno ancora raggiunto i risultati sperati. Esistono metodi statistici che in qualche modo stanno già dando dei risultati quantitativi, ma non ancora determinanti ai fini di una previsione utilizzabile dalla popolazione. Del

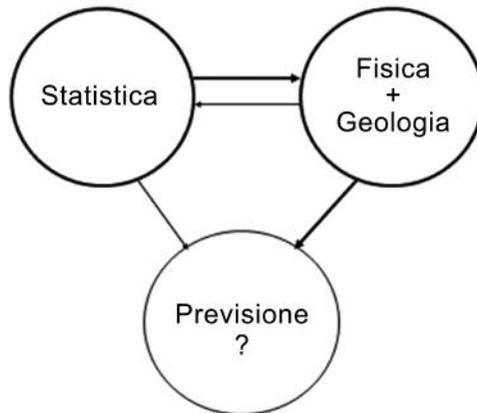


fig. 15 Schema di un possibile percorso verso il raggiungimento di previsioni dei terremoti attendibili e utilizzabili praticamente.

resto sappiamo che esiste tutto un apparato di conoscenze fisiche e geologiche che non sono ancora utilizzabili per essere tradotte in previsioni verificabili quantitativamente. E' auspicabile l'interazione e la sinergia fra questi settori metodologicamente così diversi fra loro, attraverso la collaborazione fra ricercatori che, pur lavorando verso gli stessi obiettivi, spesso non conoscono gli uni i lavori degli altri. C'è la speranza che tale collaborazione possa portare, con un intenso lavoro e in un lungo periodo di tempo, ad avanzamenti sostanziali nel campo della prevedibilità dei terremoti. La figura 15 sintetizza l'ottimismo di questa conclusione.

*Ringraziamenti
gli autori sono grati a Giovanni Martinelli
per la sua attenta lettura del manoscritto
ed i suoi utili suggerimenti.*

Bibliografia

- Akinci, A., Galadini, F., Pantosti, D., Petersen, M., Malagnini, L., and Perkins, D. (2009). Effect of Time Dependence on Probabilistic Seismic-Hazard Maps and Deaggregation for the Central Apennines, Italy, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 99(2A): 585 - 610.
- Aliano C., Martinelli G., Filizzola C., Pergola N., Genzano N., Tramutoli V.(2008) Use of remote sensing techniques for monitoring Volcanoes and Seismogenic Areas. In Proceedings of the Second Workshop on "USEReST 2008", pag. 1-7. ISBN 978-1-4244-2546-4.
- Chia Y., Chiu J.J, Chiang Y-H., Lee T-P., Wu Y-M., Horng M-J. (2007) Implications of coseismic groundwater level changes observed at multiple-well monitoring stations. *Geophysical Journal International*, 172,293-301.
- Console, R., Murru, M., Falcone, G. and F. Catalli (2007). Stress interaction effect on the occurrence probability of characteristic earthquakes in Central Apennines. *J. Geophys. Res.*, 113, B08313, doi:10.1029/2007JB005418.
- Console, R., Murru, M., and G. Falcone (2009). Perturbation of earthquake probability for interacting faults by static Coulomb stress changes. *J. of Seismology*, in stampa.
- Cuomo V., Lapenna V., Macchiato M., Marson I., Paparo G., Patella D.,Piscitelli S.(2000) Geoelectrical and seismoacoustic anomalous signals jointly recorded close to an active fault system in Southern Apennines (Italy).*Physics and Chemistry of the Earth,Part A: Solid Earth and Geodesy*, 25, 255-261.
- Helmstetter, A. (2006). Earthquake Physics: Why? Where? When?, Plenary talk, MYRES II "Dynamics of the Lithosphere", Verbania, Italy, July 2-6 2006, <http://www-igut.obs.ujf-grenoble.fr/~ahelmste>.
- Inan S.,Ergintav S., Saatcilar R., Tuzel B., Irvavul Y.(2007) Turkey Makes Major Investment in Earthquake Research.*EOS*, 88, n°34, 333-334.
- Marzocchi, W., Selva, J., Cinti, F.R., Montone, P., Pierdominici, S., Schivardi, R., Boschi, E., (2008). On the Occurrence of Large Earthquakes: New Insights from a Model Based on Interacting Faults Embedded in a Realistic Tectonic Setting, *J. Geophys.*

Res., 114, B01307, doi: 10.1029/2008JB005822.

- Panel on Earthquake Prediction of the Committee of Seismology (1976). Predicting earthquakes, a scientific and technical evaluation, Assembly of Mathematical and Physical Sciences, National Research Council, national Academy of Sciences, Washington D.C., July 1976, 62 pp.
- Parsons, T. and Geist, T. (2009). Is There a Basis for Preferring Characteristic Earthquakes over a Gutenberg-Richter Distribution in Probabilistic earthquake Forecasting?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 99, 3, . doi: 10.1785/0120080069.
- Rikitake T. (1981). *Research in Earthquake Prediction*, I. D. Reidel Publishing Company, The Netherlands. pp.
- Roeloffs E.(1996) Poroelastic Techniques in the Study of Earthquake-Related Hydrologic Phenomena. *Advances in Geophysics*,37, 135-195.
- Tramutoli V., Cuomo V., Filizzola C., Pergola N., Pietrapertosa C.(2005) Assessing the potential of thermal infrared satellite surveys for monitoring seismically active areas: The case of Kocaeli (Izmit) earthquake, August 17, 1999. *Remote Sensing of Environment*, 96, 409-426.
- Vere-Jones, D., 1995. Forecasting earthquakes and earthquake risk. *Int. J. of Forecasting*, 11, 503-538.
- Wakita, H. (1995). Geochemical challenge to earthquake prediction. Paper submitted to the colloquium "Earthquake Prediction: The Scientific Challenge," organized by Leon Knopoff (Chair), Keiiti Aki, Clarence R.Allen, James R.Rice, and Lynn R.Sykes, held February 10 and 11, 1995, at the National Academy of Sciences in Irvine, CA. http://books.nap.edu/openbook.php?record_id=5709&page=3781.
- Wakita, H., Nakamura, Y., Notsu, K., Noguchi, M., and Asada, T. (1980). Radon Anomaly: A Possible Precursor of the 1978 Izu-Oshima-kinkai Earthquake, *Science*, 207. 4433, 882 – 883, doi: 10.1126/science.207.4433.882.
- Wyss, M., Editor, 1991. Evaluation of Proposed Earthquake Precursors. *American Geophysical Union*. 94 pp.

