

IL CAMMINO DELL'UOMO TRA MITO E SCIENZA

Miti dal mondo

Gli eventi naturali con eventuali conseguenze catastrofiche comportano sconvolgimenti devastanti dal punto di vista psicologico per coloro che, loro malgrado, sono costretti ad affrontare determinate situazioni. Il ritrovarsi indifeso di fronte alla natura, che sembra perfida e cattiva, rende l'individuo in quel momento consapevole della propria pochezza e vulnerabilità.

Interessante è scoprire come fin dall'antichità veniva giustificato ed affrontato il terremoto.

La mitologia Indù immaginava la terra sostenuta da otto possenti elefanti, appoggiati sulla schiena di una tartaruga, che, a sua volta, si trova in equilibrio su di un cobra. Quando uno di questi animali si muove la terra trema.

Con il passare dei secoli in molte culture mitologiche si andò affermando il concetto di divinità, tanto che per esempio i membri di un'antica tribù peruviana pensavano che quando il loro gigantesco e invisibile Dio visitava la terra per contare e controllare gli uomini presenti, la pesantezza e la goffaggine dei suoi passi facessero tremare il suolo. Per facilitare il suo compito i cittadini uscivano di corsa dalle case gridando frasi del tipo "sono qui, sono qui!" introducendo il buon senso e la buona usanza di abbandonare le fragili abitazioni in caso di terremoto.

Colapesce

La storia di Cola Pesce è uno dei più antichi racconti che si tramandano in Sicilia.

Esistono numerose versioni di questa leggenda: una delle più note è stata raccontata da Italo Calvino nelle sue "Fiabe Italiane".

Il giovane Nicola, amava il mare e passava le sue giornate nuotando. Passava tanto tempo in acqua che il suo corpo si adattò a quella passione: i suoi piedi diventarono palmati. Così infatti lo descrive Italo Calvino: "(...) Cola diventò mezzo uomo mezzo pesce, con le dita palmate come un'anatra e la gola da rana." Il ragazzo, che cambia il suo nome in Colapesce, vive sempre di più in mare e le rare volte che ritorna in terra racconta le meraviglie che vede.

Diventa un bravo informatore per i marinai che gli chiedono notizie per evitare le burrasche ed anche un buon corriere visto che riesce a nuotare molto bene. La sua fama aumenta di giorno in giorno ed anche il Re di Sicilia Federico II lo vuole conoscere. Il re e la sua corte si recano pertanto al largo a bordo di un'imbarcazione per sperimentare le capacità di Colapesce. Per prima cosa il re butta in acqua una coppa, che Colapesce recupera con facilità. Al ritorno Colapesce gli racconta il paesaggio marino che ha visto ed il Re gli regala la coppa. Non avendo ancora saziato la propria curiosità il re getta la sua corona in un luogo più profondo. Colapesce riesce nuovamente nell'impresa impiegando due giorni e due notti per trovarla. Al suo ritorno egli racconta al Re d'aver visto che la Sicilia "è fabbricata su uno scoglio, e questo scoglio poggia su tre colonne: una sana, una scheggiata e una rotta" (Italo Calvino). La curiosità del Re aumenta ancora e decide di buttare in acqua un anello per poi chiedere al ragazzo di riportarglielo. Colapesce è titubante, confessa al re la sua paura di non riemergere più: "Se voi così volete, Maestà, - disse Cola - scenderò. Ma il cuore mi dice che non tornerò più su. Datemi una manciata di lenticchie. Se scampo, tornerò su io; ma se vedete venire a galla le lenticchie, è segno che io non torno più" (tratto dal racconto di Italo Calvino). Dopo diversi giorni le lenticchie e l'anello risalirono a galla ma non il ragazzo, ed il Re capì che Colapesce era rimasto in fondo al mare per sostenere la colonna corrosa. Si narra che quando Colapesce si stanca cambia posizione e ciò provoca terremoti nell'isola.

Namaz

Nel mito giapponese, responsabile dei terremoti è un pesce gatto gigante, il Namazu. Esso vivrebbe sottoterra, tenuto sotto controllo dal dio Kashima, protettore dai terremoti, che impedirebbe le sue convulsioni tenendogli la testa schiacciata sotto una grande roccia. Non appena Kashima abbassa la guardia, il Namazu si agita scuotendo la terra.

Il mito è ancora vivo nell'immaginario collettivo giapponese, dove i pesci gatto tenuti negli acquari vengono studiati per individuare comportamenti precursori.

Troia

La città di Troia venne conquistata con un inganno. Dopo moltissime battaglie, Ulisse concepì un nuovo inganno, un gigantesco cavallo di legno, che venne riempito di soldati. Il resto dell'esercito abbandonò il campo e si recò con tutta la flotta nell'isola di Tenedo. Quando i Troiani scoprirono che i Greci se ne erano andati, credendo che la guerra fosse finita, trascinarono gioiosamente il cavallo nella città e, secondo la leggenda, dovettero abbattere parte delle mura di cinta per fare passare il cavallo. I troiani passarono la notte fra i festeggiamenti. Una spia achea, diede segnale alla flotta, ferma a Tenedo, di partire. I soldati, usciti dal cavallo, uccisero le sentinelle ed aprirono le porte ai compagni. Gli Achei entrarono così in città e uccisero gli abitanti addormentati. Ne seguì un grande massacro che continuò anche nella giornata seguente.

Interpretazione

Alcuni pensano che il cavallo di Troia rappresenti in realtà un terremoto che indebolì le mura, permettendo ai greci di poterle sfondare.

Gli scavi archeologici sulla collina di Hissarlik (nell'odierna Turchia) hanno rivelato una successione di diversi strati che testimoniano lo sviluppo dell'insediamento in nove "città", tra loro sovrapposte. Dalle testimonianze archeologiche relative al sesto strato della città di Troia, quella dell'Iliade, emerge come davvero vi sia stato un terremoto. A seguito del sisma la parte superiore del muro di fortificazione crollò.

Sulla base di questo evento e considerando che il cavallo è l'animale sacro a Poseidone (dio dei mari e di terremoti), alcuni studiosi hanno proposto l'ipotesi affascinante che il Cavallo di Troia non sarebbe altro che l'allegoria del terremoto che distrusse la rocca consentendo così la vittoria degli Achei.

Infine, anche nella descrizione che Virgilio fa del sacco di Troia nel libro II dell'Eneide, la distruzione della città avviene per mano dello stesso Nettuno/Poseidone, che scatena un autentico terremoto.

Religione e commemorazione

Nell'antichità, e fino al Medioevo, il terremoto conduceva, a superstizioni, credenze e rituali magici.

Con l'avvento del Cristianesimo le cose cambiarono, pur continuandosi a riconoscere al terremoto una dimensione soprannaturale, oltre a quella naturale, e le risposte a questo fenomeno assunsero una connotazione religiosa e rituale di riconciliazione tra umanità peccatrice e Dio.

Autorità religiose di secoli scorsi non tralasciarono di avallare, quale causa di terremoti, l'intervento punitivo divino. Papa Pio V, in una lettera inviata ad Alfonso II d'Este, duca di Ferrara, nel dicembre 1570, dopo due settimane di scosse, che si susseguirono e perseguitarono Ferrara per la durata di ben quattro anni, scriveva che "*Quantunque i terremoti siano generati da cause naturali, è bene chiedersi se i peccati umani non abbiano offerto a Dio l'occasione per consentire che si verificassero*". Ed il Papa voleva riferirsi appunto al Duca, colpevole di eccessivo favore per "giudei e marrani".

Nell'Occidente cristiano il culto dei santi specializzati nella difesa dai terremoti è un fenomeno relativamente recente. Nel Medioevo e fino a tutto il Cinquecento si invocava la protezione della Vergine Maria e/o del Santo Patrono della località colpita dal terremoto.

I terribili terremoti dell'anno 1703, che colpirono l'Aquilano e l'Umbria meridionale, la peggiore catastrofe sismica verificatasi nell'Italia centrale in età moderna, ispirarono il ricorso ad un protettore antisismico ufficiale e la scelta cadde su S. Emidio, che fu Vescovo di Ascoli Piceno e divenne Patrono cittadino dalla metà del secolo XI.

La città di Ascoli, sotto la tutela di S. Emidio, soffrì danni irrisori dai terremoti del 1703, se paragonati a quanto avvenuto nelle non lontane Norcia, Amatrice e L'Aquila, immunità il cui merito venne attribuito all'intercessione del Santo Patrono Emidio.

E così la cultura popolare di allora, allargata nel tempo e nello spazio man mano che terremoti distruttivi si succedevano (es. Cagli 1781, Rimini 1786, ...), produsse S. Emidio d'Ascoli come protettore ufficiale contro i terremoti, la cui vigilanza si rivelò attraverso numerosi specifici miracoli.



Anche Mirandola ebbe il suo santo protettore dai terremoti: si tratta di San Francesco Solano, il cui culto si diffuse a seguito del terremoto del 15 dicembre 1571. Tale terremoto non compare nei cataloghi ufficiali, ma le cronache dell'epoca riportano: *"In giorno di martedì verso le ore 24 ½ (sic) successe una grande scossa di terremoto che spaventò tutto il popolo di Carpi"*. L'emozione per questo evento suscitata nella città di Mirandola è testimoniata dalla pala d'altare, donata dalla famiglia Forni alla chiesa di San Francesco come ex voto.

Tale dipinto, custodito nel Museo Civico di Mirandola rappresenta la *"Madonna con Bambino in gloria con San Felice Cappuccino e San Francesco Solano"*; sullo sfondo si intravedono edifici vacillanti di Mirandola.

NATURA DEI TERREMOTI

La Terra è convenzionalmente suddivisa in tre gusci concentrici: crosta, mantello e nucleo.

Crosta: rappresenta il guscio più esterno. Si può riconoscere una crosta oceanica (5-10 km di spessore) e una crosta continentale (30-40 km sotto i continenti, supera i 50 km sotto le catene montuose).

L'inizio del **mantello** è segnato dalla discontinuità di **Mohorovicic (Moho)**.

A circa 2900 km di profondità si trova la discontinuità di **Gutenberg**, che separa il mantello dal **nucleo** che arriva fino a circa 6370 km di profondità. Il nucleo è diviso in due strati: uno esterno liquido e uno interno solido. La divisione tra i due strati è posta a circa 5200 km di profondità dove si riscontra un'altra discontinuità (discontinuità di **Lehman**).

Nella parte più profonda del nucleo temperatura e pressione salgono: una ricerca recentissima ha stimato temperature dell'ordine di 6000 gradi centigradi.

La suddivisione in crosta, mantello e nucleo è fatta in base alla diversa composizione delle rocce terrestri. Se si considerano invece le caratteristiche meccaniche, (come la risposta a uno sforzo, la capacità o meno di fluire e di deformarsi, ecc.) la Terra può essere suddivisa, dall'esterno verso l'interno, in litosfera, astenosfera, mesosfera e nucleo (**modello reologico**).

La **litosfera** comprende la crosta e una parte del mantello, la parte più esterna fino a circa 100 km di profondità nelle zone oceaniche e fino a circa 120-130 km ed oltre in quelle continentali. La litosfera ha un comportamento abbastanza uniforme di tipo rigido, tipico di solidi con temperature lontane da quella di inizio fusione.

Al di sotto della litosfera, è presente, una zona parzialmente fusa detta **astenosfera**. I sismologi indicano questa zona come Low-Velocity Zone (LVZ) in quanto all'interno di essa le onde sismiche vengono significativamente rallentate. L'astenosfera si estende fino a 350 km di profondità e il suo limite inferiore è marcato dall'aumento di velocità delle onde sismiche.

La suddivisione della parte più esterna del globo terrestre in base alle diverse proprietà fisiche (litosfera e astenosfera) rappresenta il punto di partenza per la teoria della tettonica a zolle.

Origine dei terremoti

Per comprendere l'origine dei terremoti dobbiamo considerare due aspetti:

1. I moti convettivi: sono movimenti che interessano soltanto l'astenosfera, fino ad una profondità di circa 300 km. La causa di questi spostamenti è la grande differenza di temperatura. Infatti la parte profonda del mantello è a contatto con il nucleo che arriva a temperature elevatissime, mentre la parte più esterna è a contatto con la crosta terrestre che è più fredda. Il materiale tende ad allontanarsi dalle zone di riscaldamento (le particelle più calde sono più leggere), ma arrivato in prossimità della crosta, si raffredda appesantendosi e tende a sprofondare di nuovo nel mantello. I moti sono lentissimi, ma anche procedendo con un ritmo di pochi centimetri l'anno, nel corso di milioni di anni, gli spostamenti si fanno grandi. Le correnti convettive, salendo e distribuendosi poi in superficie, trascinano le placche.

2 La litosfera non è compatta, ma è suddivisa in enormi "zolle" dette **placche**.

Le zolle litosferiche “galleggiano” sull’astenosfera sottostante e si muovono a causa dei moti convettivi.

I moti convettivi nelle rocce fuse sottostanti trascinano le placche e la gran parte dell’attività geodinamica deriva dall’interazione per cui le placche si incontrano o si dividono. Il movimento delle placche crea tre tipi di margini tettonici: **convergente**, in cui le placche si scontrano, sovrapponendosi ovvero ispessendo la crosta continentale; **divergente**, in cui si separano; e **trasforme**, in cui scorrono l’una di fianco all’altra.

Margini convergenti. Nei margini in cui le placche sottostanti a masse continentali collidono, la crosta si accartocchia e si deforma creando catene montuose (ad esempio le Alpi e gli Appennini). India e Asia si sono scontrate circa 55 milioni di anni fa, dando lentamente origine all’Himalaya, il sistema montuoso più alto della Terra. I margini convergenti si creano anche quando una placca oceanica (più densa) si immerge, in un processo noto come **subduzione**, al di sotto di una placca continentale (meno densa). Quando la placca sovrastante si solleva, forma anch’essa catene montuose. Inoltre, la placca subdotta si fonde e in parte può ritornare in superficie attraverso eruzioni vulcaniche come quelle che hanno formato alcune delle montagne nelle Ande del Sudamerica. Nelle convergenze oceano-oceano, una placca si immerge solitamente sotto l’altra formando grandi fosse, come la Fossa delle Marianne nell’Oceano Pacifico del Nord, il punto più profondo sulla Terra. Questo tipo di collisioni può anche generare vulcani sottomarini che finiscono per formare archi insulari come il Giappone.

Margini divergenti. Nei margini divergenti degli oceani, il magma sale dalle profondità del mantello terrestre verso la superficie e provoca la separazione di due o più placche. Montagne e vulcani sorgono lungo la linea di sutura. Questo processo provoca il mutamento del fondale oceanico e l’allargamento di bacini giganti. Un sistema di dorsali medio-oceaniche collega gli oceani di tutto il mondo, creando così la più lunga catena montuosa del globo. Sulla terraferma, fosse giganti come la Great Rift Valley in Africa vanno a formarsi nei punti in cui le placche si separano. Nella previsione che le placche continueranno a divergere, tra milioni di anni l’Africa orientale si staccherà dal continente per formare una nuova massa continentale. Una dorsale medio-oceanica segnerebbe a quel punto il confine tra le placche.

Margini trasformati (o trascorrenti). La faglia di Sant’Andrea in California è un esempio di margine trasforme, in cui due placche sfregano l’una contro l’altra lungo quelle che sono chiamate faglie trascorrenti. Questi margini spesso innescano potenti terremoti, come quello che nel 1906 devastò San Francisco.

E’ ormai accertato che la maggior parte dei fenomeni sismici è legata al moto relativo delle placche rigide litosferiche che, in contrasto fra loro, scorrono e si fratturano.

Le rocce si deformano e, quando viene superata la capacità di deformazione del materiale roccioso hanno luogo a delle rotture dette faglie (*mostrare la cartina dell’Italia con le faglie*).

La frattura avviene quando deformazioni e sforzi superano la resistenza del materiale roccioso. Ad essa è associato un rilascio di energia elastica, che viene trasmesso attraverso la terra sotto forma di onde elastiche che si propagano in tutte le direzioni a partire dal punto (**ipocentro** o **fuoco**) in cui ha inizio la frattura.

La profondità dell’ipocentro può raggiungere anche centinaia di chilometri, pertanto i terremoti sono suddivisi in superficiali, medi e profondi, a seconda della profondità del loro fuoco.

– La proiezione verticale dell’ipocentro sulla superficie terrestre è detta **epicentro**.

Le onde sismiche

Parte dell'energia elastica rilasciata dal terremoto è liberata sotto forma di onde sismiche.

Dall'ipocentro del terremoto si irradiano due tipi di onde sismiche, indicate come primarie (o P) e secondarie (o S), definite anche come *onde di volume*.

Onde P

Le onde P (o primarie o longitudinali o di pressione) si propagano come le onde sonore, lungo la direzione in cui avviene la vibrazione, sotto forma di compressioni e dilatazioni della roccia.

Sono le onde più veloci (raggiungono una velocità media nella litosfera di circa 6 km/s) e viaggiano sia nei solidi che nei fluidi.

Onde S

Le onde S (o secondarie o trasversali o di taglio) imprimono alle rocce che vengono attraversate sforzi trasversali, di taglio, perpendicolari alla direzione di propagazione dell'onda. Le onde S non riescono ad attraversare i fluidi, propagandosi solo attraverso i solidi. Esse sono meno veloci delle onde P (mediamente 3.6 Km/s), ma più energetiche.

Onde di superficie

Quando l'energia si propaga sotto forma di onde di vibrazione in prossimità della superficie terrestre piuttosto che nel suo interno possono essere individuati altri due tipi di onde, noti come onde di Rayleigh e di Love.

Misura dei terremoti: sala operativa e localizzazione

Localizzazione dell'epicentro

Il ritardo delle onde S rispetto alle onde P aumenta con la distanza dall'epicentro.

Tale ritardo viene sfruttato per localizzare l'epicentro. Come?

L'INGV gestisce la sorveglianza sismica del territorio grazie ad una rete di stazioni sismiche.

Dall'analisi dei sismogrammi di tre stazioni sismiche è possibile determinare, conoscendo la velocità media delle onde più veloci (P) e di quelle che arrivano in ritardo (S), la distanza della stazione dall'epicentro. Note le distanze epicentrali di almeno tre stazioni non allineate, è possibile determinare la posizione dell'epicentro.

Scale

Le scale di intensità macrosismiche, risalenti ad un'epoca pre - strumentale, sono caratterizzate da valori interi (numeri romani). La scala più famosa è la scala Mercalli del 1902. Essa ha subito negli anni numerose correzioni e modifiche.

La scala Mercalli Cancani Sieberg (MCS) è caratterizzata da 12 gradi di intensità ed è una scala discreta che si basa sulla descrizione degli effetti del terremoto.

È molto importante in quanto consente di classificare terremoti del passato, grazie alle testimonianze documentali.

I valori della magnitudo sono riportati nella **scala Richter**, una scala logaritmica in cui tra un grado e il successivo c'è un rapporto di circa 32 volte dell'energia liberata. Questa scala non ha un limite superiore, ma finora i più grandi sismi registrati non hanno superato il valore di 9,5 (Cile 1960)

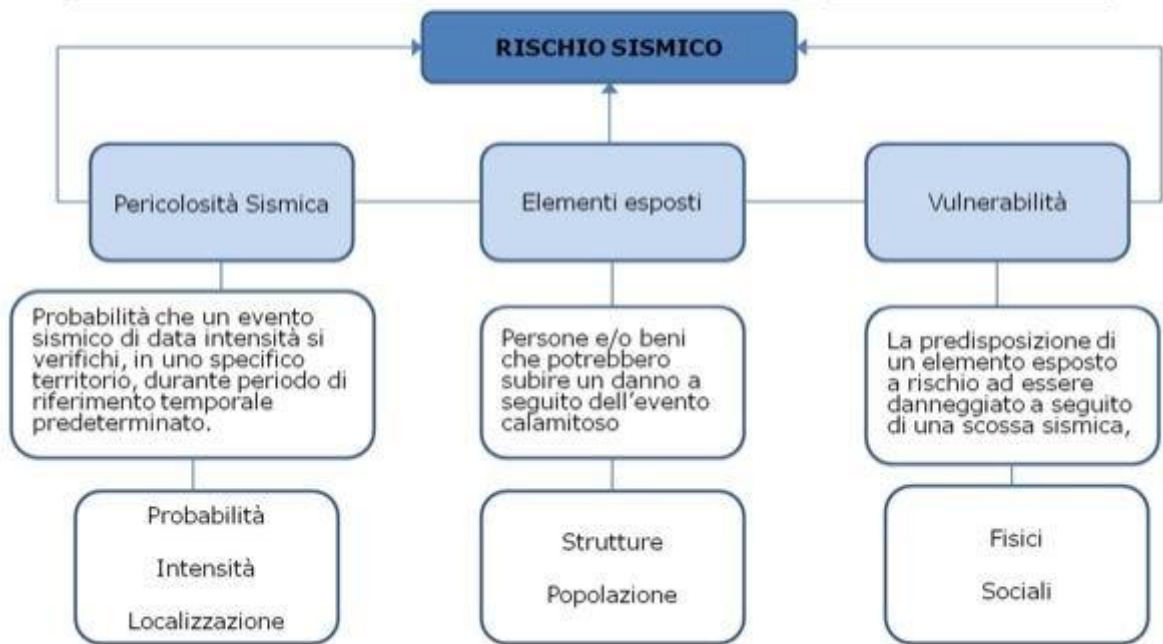
La magnitudo Richter non è direttamente correlabile alla scala Mercalli. (*fare degli esempi*)

Rischio sismico

Il rischio sismico è determinato da una combinazione della pericolosità, della vulnerabilità e dell'esposizione ed è la misura dei danni che, in base al tipo di sismicità, di resistenza delle costruzioni e di antropizzazione (natura, qualità e quantità dei beni esposti), ci si può attendere in un dato intervallo di tempo.

La **stima quantitativa** del rischio sismico può essere definita con la seguente **relazione**:

$$\text{Rischio Sismico} = \text{Pericolosità Sismica} * \text{Elementi Esposti} * \text{Vulnerabilità}$$



© Raffaele Landolfo

Appunto di lavoro (febbraio 2014)
a cura di ing. **Tiziana Mucci**, collaboratrice
Istituto I.S. "Aldini Valeriani – Sirani" - Bologna

MENSILE DI RICERCA, CULTURA, ORIENTAMENTI EDUCATIVI, PROBLEMI DIDATTICO-ISTITUZIONALI
PER LE SCUOLE DEL SECONDO CICLO DI ISTRUZIONE E FORMAZIONE

NUOVA SECONDARIA

5

gennaio 2014
anno XXXI



EDITTRICE
LA SCUOLA

MITIGAZIONE DEL RISCHIO SISMICO: MITO O REALTÀ FUTURA?

MATEMATICA E CREATIVITÀ

IL RUOLO DELL'ARTE NELLA DIDATTICA DELLE LINGUE

IL MADRIGALE: MUSICA E POESIA

L'INTEGRAZIONE CHE NON C'È. DISABILITÀ, DSA, BES

Terremoti

Carlo Doglioni

Il terremoto è uno dei vari modi che la Terra ha di dimostrare la sua vitalità. Tramite la sismicità la Terra dissipa energia. Un terremoto si scatena in pochi secondi, liberando l'energia elastica accumulata in decenni o secoli in un dato volume della crosta terrestre. Un terremoto si origina quando la crosta terrestre si separa in due elementi che scivolano in pochi secondi l'uno rispetto all'altro lungo un piano detto faglia (Fig. 1).

Più si va in profondità, e maggiore è il peso delle rocce sovrastanti, detto anche carico litostatico. Questo peso lo possiamo quantificare con una forza uguale a ρgz , dove ρ è la densità delle rocce, g è l'accelerazione di gravità, e z la profondità a cui vogliamo quantificare il carico litostatico. In media, la forza che agisce per il carico litostatico aumenta con la profondità nei primi 15 km della crosta terrestre di circa 25 MPa (Mega Pascal) al km, se la densità delle rocce è 2,5 gr/cm^3 . Di conseguenza, più si va in profondità, più le rocce diventano compresse e stabili, e aumentando la forza di contenimento che agisce sulle rocce, aumenta anche l'energia richiesta per romperle. Tuttavia, più si scende all'interno della Terra, più aumenta la temperatura. Nei primi km aumenta di circa 30°C al km, mentre sotto i 10-15 km scende in media a circa 8-15°C al km; ancora più in profondità, all'interno del mantello terrestre, la temperatura aumenta di meno di 1°C al km. Le rocce, più cresce la temperatura, e meno sono stabili, dato che i legami dei reticoli cristallini dei minerali si attenuano con l'aumento della temperatura. Di conseguenza, l'aumento della pressione con la profondità rende le rocce più stabili, ma l'aumento della temperatura le rende più deboli. L'effetto di questa antitesi, fa sì che in una crosta terrestre di circa 30 km, per i primi 15 km (come media) domini l'effetto della pressione, mentre tra i sottostanti 15-30 km prevalga invece l'effetto della temperatura. Alla transizione tra i due livelli a diverso comportamento meccanico (fragile tra 0-15 km, e duttile nei sottostanti 15-30), si concentra il picco in cui le rocce sono più resistenti, e cioè dove è necessaria l'energia massima per romperle (Fig. 2). Infatti a circa 15 km c'è la concentrazione della maggiore energia liberata dai terremoti a scala mondiale.

L'energia viene dissipata tramite calore di frizione generato dallo sfregamento tra i due lembi della faglia, ma soprattutto



Fig. 1. Esempi di faglie distensive che dissecano dei depositi vulcanoclastici affioranti in El Salvador.

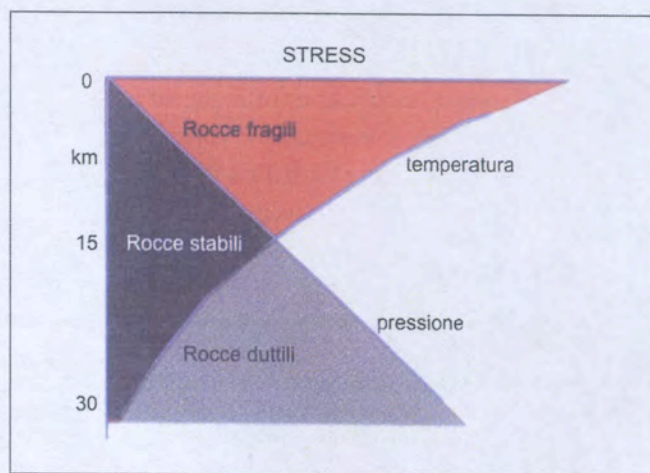


Fig. 2. Profilo reologico ideale della crosta terrestre. La combinazione della pressione che con la profondità rende le rocce più stabili, e della temperatura che al contrario le indebolisce, genera un triangolo (in nero) che delimita il campo di stabilità delle rocce. All'apice destro del triangolo, a circa 15 km di profondità, è la zona dove è necessaria la massima forza (stress) per rompere le rocce. Infatti a circa 15 km vi è la maggiore concentrazione di terremoti e di energia rilasciata. Nei primi 15 km le rocce si comportano in modo fragile (domina la pressione), mentre nei sottostanti 15 km le rocce si deformano in modo duttile (prevalga la temperatura).

tramite onde sismiche che si propagano all'interno della Terra. Sono le onde P, le prime e più veloci, e le onde S, che arrivano per seconde, dette anche onde di taglio. Le onde P e S sono dette onde di volume, perché entrano nel volume terrestre. All'interfaccia terra solida-atmosfera, si rifrangono invece le onde di superficie (dette di Love e Rayleigh), che

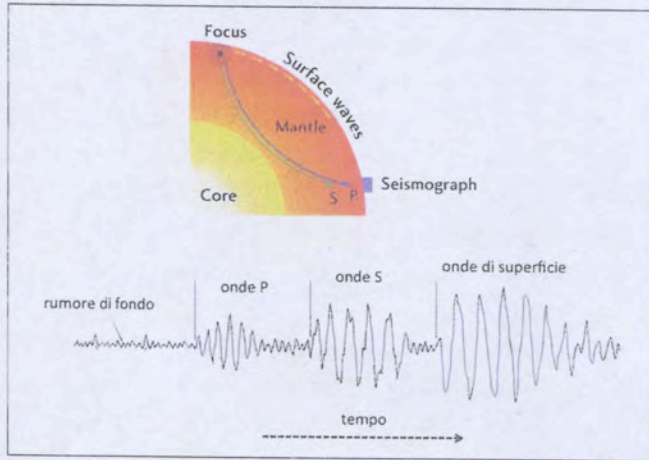


Fig. 3. Sismogramma ipotetico: le onde P e S (onde di volume), arrivano rispettivamente prime e seconde. Successivamente arrivano le onde di Love e di Rayleigh (onde di superficie), che avendo ampiezza maggiore sono le più distruttive.

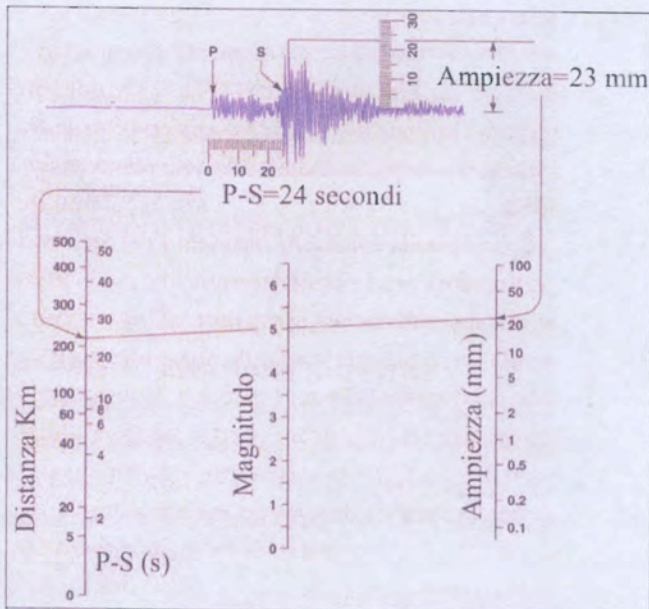


Fig. 4. Calcolo empirico della magnitudo Richter di un terremoto. La distanza dall'epicentro viene estrapolata sulla base del tempo in secondi (s) che intercorre tra l'arrivo delle onde P e l'arrivo delle onde S. La magnitudo poi è funzione dell'ampiezza delle onde registrate in mm. Nel caso specifico, il tempo P-S è stato di 24 s, l'ampiezza delle oscillazioni del sismografo di 23 mm, e la magnitudo stimata M 5.

sono le più lente ed avendo la maggiore ampiezza, sono anche particolarmente distruttive (Fig. 3). Il tempo che intercorre tra l'arrivo delle onde P e le onde S, permette di calcolare la distanza tra dove è posizionato il sismografo e l'epicentro dell'evento sismico. Più è lungo il tempo che intercorre tra le onde P e le onde S, maggiore è la distanza (Fig. 4). L'ampiezza dell'oscillazione generata dal terremoto e misurata dal sismografo in funzione della distanza dall'epicentro, permette di calcolare la magnitudo di un terremoto. Il rapporto tra la velocità delle onde P (V_p) e la velocità delle onde S (V_s) è mediamente intorno a 1,7, ma può variare in funzione delle diverse litologie che costituiscono la crosta e il mantello terrestre, oltre che della presenza di fluidi che fanno rallentare in particolare le onde S, aumentando quindi il rapporto. La velocità delle onde sismiche dipende dalla radice quadrata del rapporto tra la rigidità delle rocce e la loro densità. Quindi più le rocce sono rigide e meno dense, e più le onde sismiche sono veloci.

Che cos'è la magnitudo?

La magnitudo è un numero che descrive la dimensione di un terremoto. La magnitudo (M) è misurata dal movimento massimo registrato dai sismografi, in funzione ovviamente della distanza dall'epicentro. Vi sono diverse magnitudo (locale, M_l ; delle onde di superficie, M_s ; delle onde di corpo, M_b ; magnitudo momento, M_w). La M_w è quella che più dovrebbe misurare completamente la dimensione del terremoto, ed è basata sul concetto di Momento sismico, che calcola la dimensione di un terremoto, e che è dato dal prodotto dell'area della faglia, per l'entità media del movimento durante il terremoto, e per il modulo di taglio o frizione sul piano di faglia, che è assunta di circa 32 GPa nella crosta.

Quanti terremoti?

Ogni anno in media vi sono circa 1.450.000 terremoti di magnitudo ≥ 2 , anche se poi vi sono continue variazioni del loro numero, ma che paiono essere deviazioni dell'ordine del 10% circa. La tabella (modificata da fonte USGS, United States Geological Survey, <http://earthquake.usgs.gov>) ci mostra come incrementando la magnitudo, diminuisca la frequenza.

Magnitudo	Media annuale
9 e maggiore	0,1
8-8,9	1
7-7,9	15
6-6,9	134
5-5,9	1.319
4-4,9	13.000
3-3,9	130.000
2-2,9	1.300.000

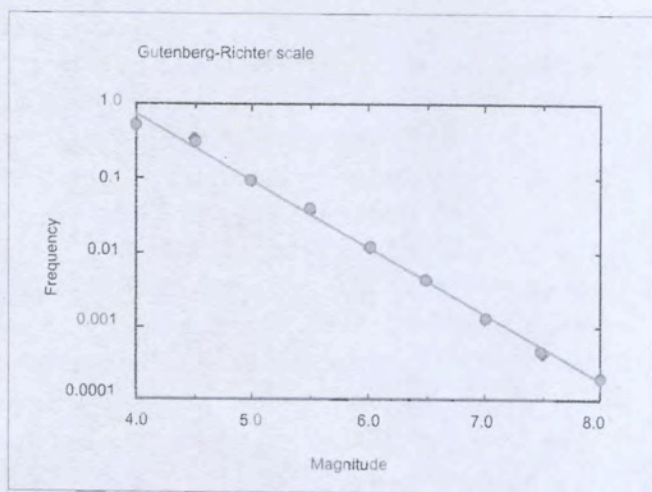


Fig. 5. Relazione tra frequenza dei terremoti e magnitudo, espressa dalla legge di Gutenberg-Richter. La linearità della relazione indica che la sismicità terrestre è il risultato di un sistema caotico auto-organizzato, dove la crosta (e litosfera) si "parla" da una parte all'altra del globo, e la forza che la muove è unica e agisce su tutta la sfera contemporaneamente.

Questa relazione è esemplificata dalla legge Gutenberg-Richter, che dimostra come vi sia una regola che modula la sismicità globale (Fig. 5).

La legge è: $\log_{10} N = A - bM$

Dove:

N è il numero di eventi nel campo di una data magnitudo $\geq M$

M è la magnitudo minima

A e b sono costanti

Questa legge ci dice che l'intero guscio terrestre è soggetto ad una forza che agisce contemporaneamente su tutta la crosta (e litosfera). Possiamo definirlo come un sistema caotico auto-organizzato, e ancora non conosciamo con certezza l'origine di questa forza. Le ipotesi principali sono il raffreddamento della terra e la rotazione terrestre.

Modello

Immaginiamo una crosta semplificata con due livelli, uno fragile sovrastante, ed uno duttile inferiore, come previsto in Fig. 6, con una faglia distensiva che attraversa l'intera sezione. Nel livello superiore la faglia sarà caratterizzata da lunghi periodi di inattività, e movimenti istantanei, un comportamento detto stick-slip (per stick s'intende il lungo periodo detto intersismico in cui la faglia è bloccata, e per slip il momento del terremoto, o cosismico). La parte inferiore della faglia, dove domina la temperatura, si muoverà in modo lentissimo ma costante. Alla transizione tra i due livelli, fragile-duttile, si creerà un cambio di tipologia di deformazione, e

si genererà una zona tensionale che accomoderà il lento movimento sottostante rispetto alla parte alta bloccata della crosta. La zona soggetta a dilatazione si aprirà lentamente e si creeranno fratture al suo interno. Questa fascia si espanderà durante il periodo intersismico (tra un terremoto e l'altro) e diventerà via via più debole fino al punto in cui il diedro di crosta fragile sovrastante non potrà più essere sostenuto e cadrà per il suo stesso peso. La caduta genererà il terremoto (Fig. 6, sezione superiore), nel cosismico (durante il terremoto). Più è grande il volume di crosta che cade, maggiore sarà l'energia rilasciata e la magnitudo del terremoto. La scossa principale può essere preceduta da una serie di scosse (foreshocks) che indicano che la zona dilatata durante il periodo intersismico sta iniziando a cedere. Le fratture e la porosità relativa generata saranno riempite di fluidi che durante la caduta della parte superiore della faglia (tetto) verranno richiuse, come comprimendo una spugna. Ciò genererà una migrazione dei fluidi verso l'alto durante il cosismico, provocando un aumento della portata delle sorgenti e l'innalzamento della falda freatica. Nel periodo successivo all'evento principale (postsismico), il tetto della faglia si assesta gradualmente, e questo può spiegare le scosse successive (aftershocks), in genere di magnitudo inferiore a quella principale, che diminuiscono sia in numero che energia nei giorni successivi in modo semiesponenziale come previsto dalla legge di Omori.

In caso di faglia inversa o sovrascorrimento (compressiva), si ha la stessa evoluzione, ma opposta (Fig. 6, sezione inferiore). Durante l'intersismico, dalla transizione duttile-fragile verso l'alto, si creerà una banda di sovrappressione, dove si accumulerà energia elastica fino al punto in cui non riuscirà più ad assorbire la spinta. Al momento del cosismico, l'energia accumulata verrà rilasciata, come una molla prima compressa al massimo, che poi si espande all'improvviso. Più è profonda la transizione fragile-duttile, e maggiore sarà il volume mosso durante un evento sismico. Aumentando la massa coinvolta, aumenterà anche l'energia dissipata. Quindi la magnitudo di un terremoto cresce con la profondità della transizione fragile-duttile e dunque del volume, oltre che dall'entità del movimento. L'energia delle faglie distensive deriva dunque primariamente dall'energia potenziale dettata dalla forza di gravità, mentre l'energia rilasciata dalle faglie compressive è invece alimentata dall'accumulo di energia elastica. Le faglie compressive o sovrascorrimenti sono più energetiche, sia perché occorre più forza per rompere le rocce in compressione che in estensione, sia perché vanno contro la forza di gravità.

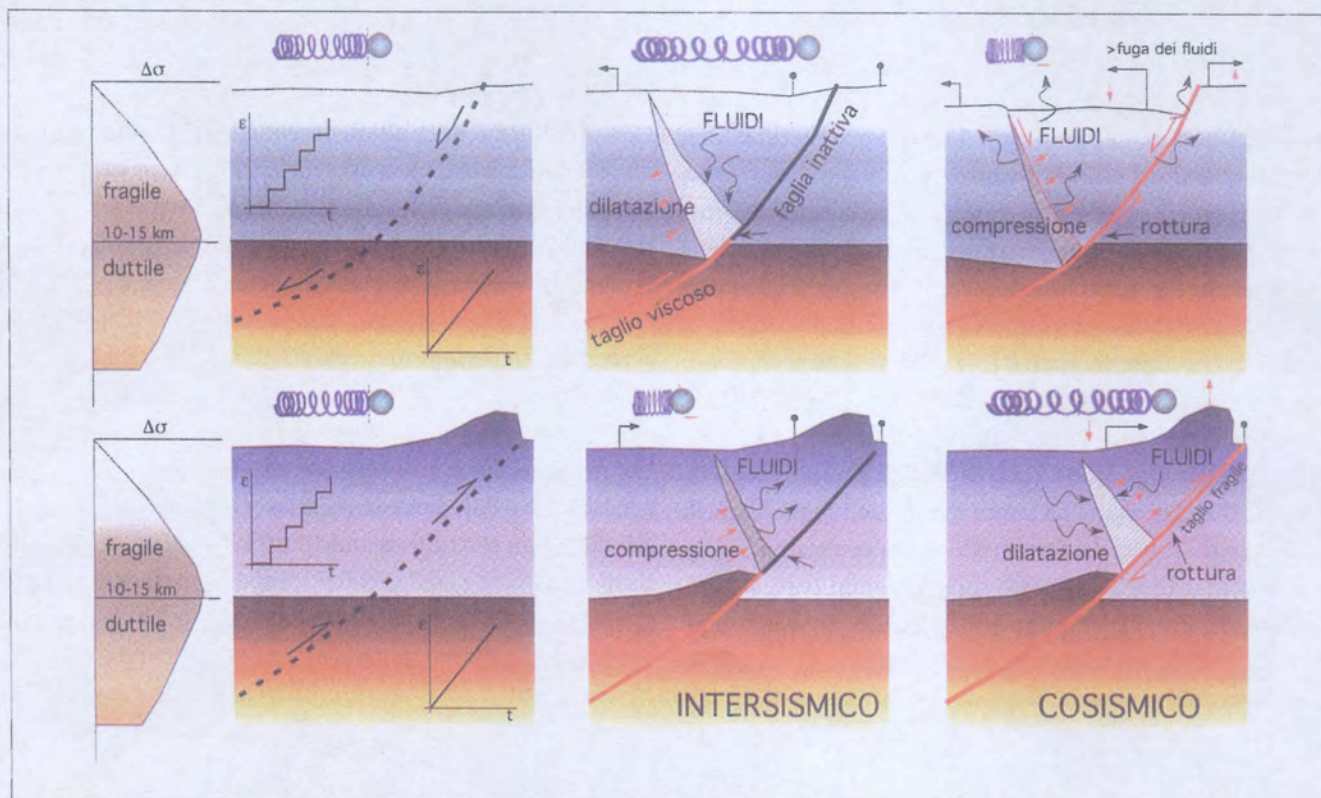


Fig. 6. Modello di terremoto: immaginiamo due livelli, uno della crosta superiore a comportamento fragile, con una faglia che si muove solo in modo episodico, durante il terremoto, e un livello della crosta inferiore, dove invece, per la maggiore temperatura, le rocce si deformano in modo duttile e in regime stazionario, molto lentamente durante il periodo intersismico. Nel caso sopra, la faglia distensiva (in nero bloccata, in rosso in movimento), alla transizione tra il fragile e il duttile si creerà una fascia di dilatazione dove si generano fratture. I fluidi possono entrarvi. Ad un certo punto la fascia sarà così debole da perdere portanza, per cui l'intero tetto fragile della faglia cade e ricomprime la fascia precedentemente dilatata, durante il cosismico, cioè provocando il terremoto.

Nell'esempio sottostante, dove la crosta è invece in compressione, alla transizione fragile-duttile si crea una fascia di sovrappressione che si espande ed accumula energia elastica. Quando le rocce di questa fascia avranno raggiunto il massimo di compressibilità (espressa dalle loro caratteristiche meccaniche come i loro moduli di elasticità, Young e Poisson), allora la roccia non sarà più in grado di assorbire il raccorciamento e scaricherà l'energia accumulata muovendosi verso l'alto lungo il piano di faglia. I due casi, distensivo sopra e compressivo sotto, possono essere assimilati al comportamento di una molla posizionata a tetto della faglia, attraverso la fascia che viene dilatata nell'intersismico estensionale e compressa nell'intersismico compressivo. Durante il cosismico, al terremoto, la molla inverte il proprio stato. Disegno modificato da Doglioni et al., 2011).

Terremoti e rotazione terrestre

I terremoti sono molto rari nelle zone polari, e la loro frequenza ed energia rilasciata aumentano col diminuire della latitudine. Inoltre circa il 90% dell'energia rilasciata dai terremoti viene dissipata nei primi 50 km della Terra, ed il 90% dell'energia si enuclea nelle zone di subduzione, il tutto ad indicare che la forza che muove le placche e che genera i terremoti agisce principalmente sul guscio esterno del pianeta. Vari studi statistici sembrano confermare che i terremoti sono controllati anche dalle maree (sia liquide che solide), ma in modo inverso. La marea modifica la forza di gravità, quindi al passaggio allo zenith della luna e/o del Sole, la forza di gravità terrestre diminuisce per l'attrazione

gravitazionale dei corpi celesti. La forza di gravità e il peso dell'acqua e delle rocce modificano il carico litostatico, il quale favorisce l'attivazione delle faglie distensive, e sfavorisce invece le faglie compressive. Quindi la marea agisce in modo opposto in funzione dell'ambiente tettonico. Le maree solide però hanno anche una importante componente orizzontale (15-20 cm), che potrebbe essere il motore del sistema, o il caricatore delle molle che si allungano o si comprimono lungo le diverse tipologie di faglie. La componente verticale sarebbe invece il grilletto che può attivare una data faglia, una sorta di goccia che fa traboccare il vaso. Tuttavia ancora non sappiamo quale delle oscillazioni mareali sarà quella che attiverà il grande terremoto.

C'è modo di prevederli?

Ci si chiede continuamente se è possibile prevedere i terremoti, e in genere viene categoricamente esclusa questa possibilità. Attualmente è vero, non si riesce ancora a dire dove, come e quando vi sarà un evento. Al momento però è possibile prevedere abbastanza bene dove avverranno i futuri terremoti, visto che conosciamo una discreta parte delle strutture che li generano, e sappiamo dove sono localizzate: si veda per l'Italia ad esempio il progetto DISS (2010, <http://diss.rm.ingv.it/dissNet/>). Poi vi sono altri approcci: quello più comunemente utilizzato è quello probabilistico, basato principalmente sui cataloghi dei terremoti passati. Dato però che non conosciamo la ciclicità di molti eventi sismici, e che la geologia ha tempi molto più lunghi di quelli dei cataloghi storici dei terremoti, questa tecnica si è finora dimostrata inadeguata, spesso sottostimando la reale pericolosità sismica. Un'alternativa è il metodo neodeterministico, che si basa sulla fisica dei fenomeni in gioco e che si sta dimostrando sempre più affidabile (Peresan et al., 2005). Ol-

tre a definire quali sono le aree geologicamente attive, vengono utilizzati due algoritmi per la ricorrenza temporale a medio e lungo termine.

Con i dati forniti negli ultimi decenni dalla rete GPS è inoltre possibile calcolare il tasso di deformazione attiva della crosta terrestre nelle zone dove sono state riconosciute delle faglie attive. Ora sappiamo che, paradossalmente, i terremoti si generano nelle zone dove il tasso di deformazione è più basso: ciò è dovuto al fatto che quando una faglia è bloccata, lì si sta accumulando maggiore energia elastica per il prossimo terremoto. Quindi l'analisi geodetica può contribuire in modo fondamentale per concentrare gli studi in determinate aree. Una volta stabilite le aree dei futuri terremoti possiamo iniziare a focalizzare o dare precedenza ai lavori di stabilizzazione degli edifici non costruiti secondo coefficienti di sicurezza antisismica. Le rocce e i sedimenti si comportano come delle spugne imbevite di fluidi. Perciò quando una roccia subisce una variazione del campo di stress e viene o compressa o dilatata, i fluidi contenuti nei pori si muovono di conseguenza (Fig. 7).

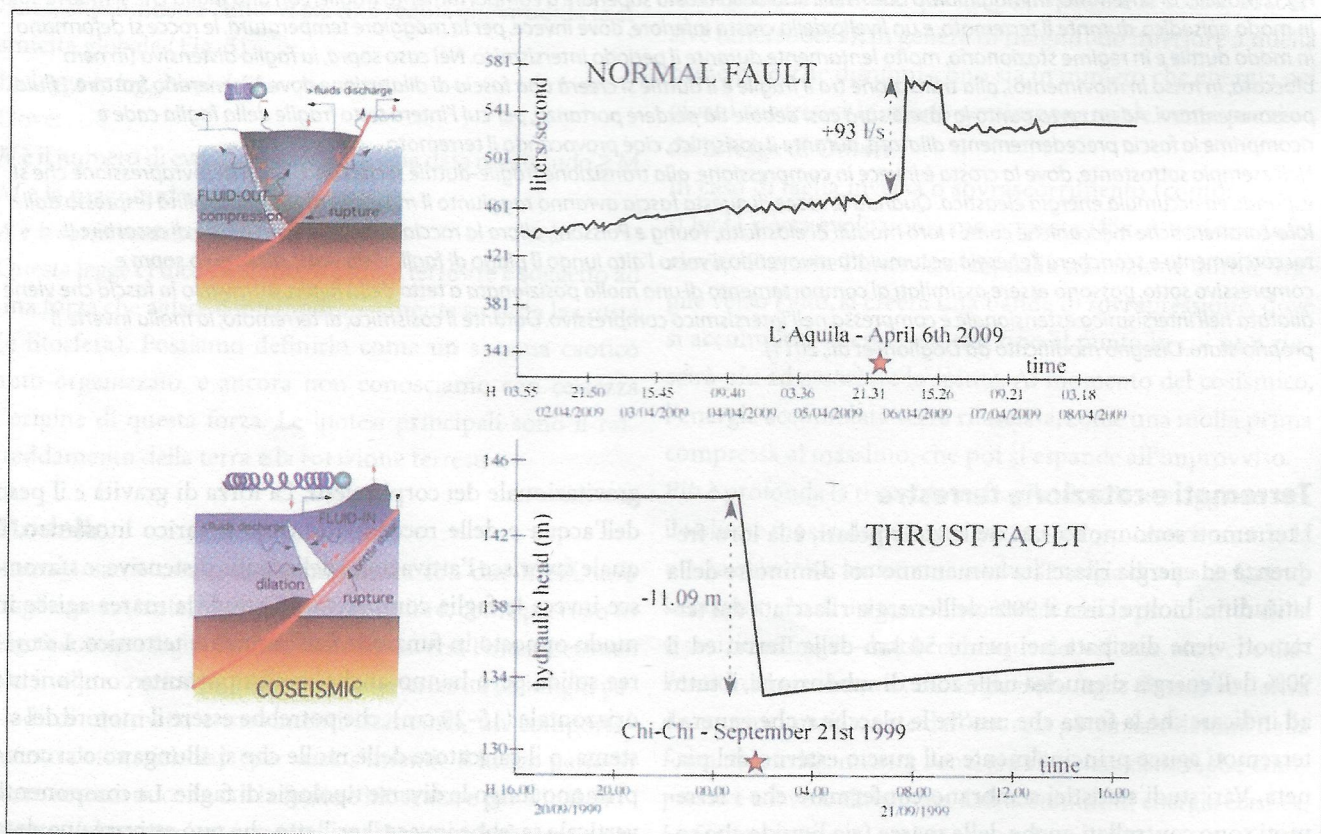


Fig. 7. In occasione di un evento sismico si notano variazioni della portata delle sorgenti e/o della profondità della falda freatica. I due casi qui rappresentano il terremoto di L'Aquila del 2009 sopra (faglia normale, distensiva), e di Chi-Chi a Taiwan del 1999 (sovrascorrimento, faglia compressiva). A volte queste oscillazioni iniziano gradualmente anche prima dei terremoti, per cui potrebbero divenire un segnale premonitore, quando è possibile filtrarle dalle normali oscillazioni legate ai cicli idrologici di derivazione meteorologica.

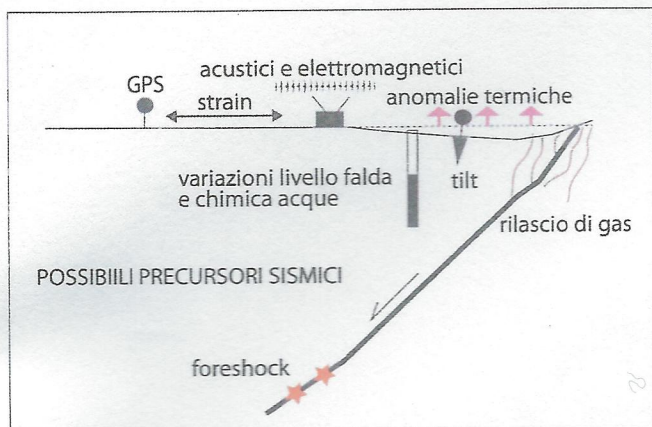


Fig. 8. Alcuni possibili precursori sismici le cui anomalie potrebbero aiutarci in futuro a prevedere degli eventi.

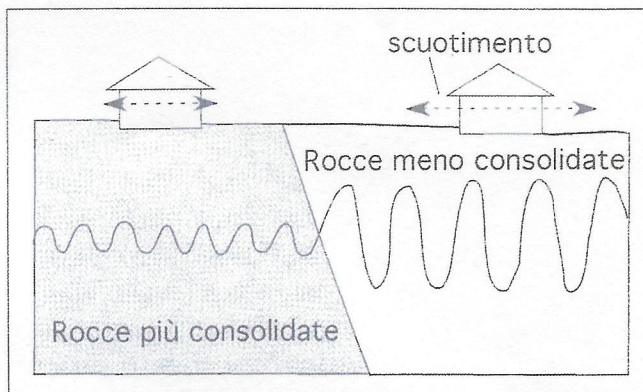


Fig. 9. Gli effetti distruttivi di un terremoto aumentano se le case sono costruite su rocce o terreni poco consolidati in cui le onde sismiche rallentano e aumentano la loro ampiezza e durata.

Perciò le variazioni di portata e delle caratteristiche geochimiche delle sorgenti o delle falde idriche (non legate a ciclicità stagionali o variazioni della piovosità) in prossimità di faglie attive possono aiutarci a capire il respiro della Terra, e quando questo si sta facendo più intenso perché il volume di roccia coinvolto da una faglia sta per cadere (come nel caso di una faglia distensiva), oppure essere sparato verso l'alto come una palla di cannone (nell'esempio di una faglia compressiva). In Fig. 8 sono riportati alcuni dei possibili precursori di eventi sismici, più o meno accettati dalla comunità scientifica. Modificazioni genetiche e del comportamento degli animali sono anche state riportate, ma devono ancora essere verificate. Un approccio multidisciplinare potrà però forse un giorno aiutarci ad avere metodi previsionali più accurati.

Perché cadono gli edifici?

L'arrivo delle onde sismiche provoca l'oscillazione delle abitazioni: quando i solai si distaccano dalle pareti laterali oscillanti che li sostengono, crollano, facendo implodere l'edificio. Questo è il tipo più comune e più disastroso di danneggiamento perché per gli eventuali inquilini non c'è scampo. È perciò necessario fare opere di prevenzione, con catene che contengano le pareti laterali in caso di oscillazione dovuta ad un evento sismico, in modo che i solai siano sempre costretti a rimanere aderenti alle strutture portanti della casa. L'Italia ha un patrimonio abitativo storico molto debole, con molti borghi costruiti in pietra, e senza adeguate strutture antisismiche. Inoltre le onde sismiche agiscono sugli edifici in funzione del tipo di rocce su cui sono appoggiati. Rocce o terreni poco consolidati rallentano le onde sismiche, aumentandone l'ampiezza delle onde, rendendole quindi più distruttive (Fig. 9).

È perciò quanto mai opportuno iniziare un piano di consolidamento dei tanti edifici che costituiscono anche una risorsa culturale oltre che paesaggistica. Renderli più resistenti ai terremoti è possibile, anche senza enormi spese. Oltre a strutture leganti le pareti e i solai, soprattutto per le nuove abitazioni vi sono l'impiego di isolatori sismici posizionati alla base degli edifici. Una possibile via d'uscita per incentivare i cittadini e gli enti pubblici a consolidare i propri edifici potrebbe essere la defiscalizzazione di tali lavori. In questo modo si creerebbe lavoro, si renderebbero molto più solide le case e, in caso di sisma, le perdite di vite umane ed economiche per la collettività sarebbero di gran lunga inferiori.

Carlo Doglioni
Università di Roma "La Sapienza"

BIBLIOGRAFIA

DISS Working Group (2010). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas, <http://diss.rm.ingv.it/diss/>

C. Doglioni - S. Barba - E. Carminati - F. Riguzzi, Role of the brittle-ductile transition on fault activation, «Phys. Earth Planet. Int.», 184 (2011), pp. 160-171.

A. Peresan - V. Kossobokov - L. Romashkova - G.F. Panza, Intermediate-term middle-range earthquake predictions in Italy: a review, «Earth Sci. Rev.», 69 (2005), pp. 97-132.

F. Riguzzi - G. Panza - P. Varga - C. Doglioni, Can Earth's rotation and tidal despinning drive plate tectonics? «Tectonophysics», 484 (2010), pp. 60-73, doi:10.1016/j.tecto.2009.06.012.

F. Riguzzi - M. Crespi - R. Devoti - C. Doglioni - G. Pietran-tonio - A.R. Pisani, Geodetic strain rate and earthquake size: New clues for seismic hazard studies, «Physics of the Earth and Planetary Interiors», 206-207 (2012), pp. 67-75.