

Una nuova idea sui terremoti

In aree tettonicamente attive, gli eventi sismici più energetici si sviluppano paradossalmente nelle zone dove il tasso di deformazione è minore

*di Carlo Doglioni, Salvatore Barba,
Eugenio Carminati e Federica Riguzzi*

Un terremoto è liberazione di energia. Scatena in poche decine di secondi l'energia accumulata in decenni o secoli in un dato volume della crosta terrestre. Il terremoto è dunque una prova di vitalità della Terra e si origina quando la crosta terrestre si separa in due elementi che scivolano l'uno rispetto all'altro lungo un piano di faglia. Che cosa genera questo accumulo di energia? Come e perché si attiva una faglia? Capire da dove viene l'energia e che cosa ne caratterizza la dissipazione significa svelare più compiutamente l'origine dei terremoti e forse un giorno poterli prevedere.

IN BREVE

Un modello geologico dei terremoti sviluppato dagli autori indica che paradossalmente gli eventi sismici caratterizzati da un'elevata energia possono verificarsi in zone con un basso tasso di deformazione delle

rocce rispetto alle aree circostanti. **L'idea di base** è che la transizione tra il comportamento elastico della crosta terrestre superiore e il comportamento visco-plastico della crosta inferiore svolga l'azione di

accumulo e scarico dell'energia sismica nella crosta superiore, agendo come un interruttore.

Uno dei risultati è che possiamo prevedere con maggiore accuratezza l'area dei prossimi eventi sismici che

si concentrano in zone in cui il tasso di deformazione è più basso. Inoltre il modello suggerisce un ruolo più affidabile come precursore sismico per le variazioni di portata di sorgenti e falde idriche.

Scossa emiliana. Un'anta penzola a Sant'Agostino, in provincia di Modena, dopo il terremoto che ha colpito l'Emilia il 20 maggio 2012.

Wang Qingqin/Xinhua Press/Corbis



Le faglie che si attivano con i forti terremoti sono bloccate per la maggior parte del tempo. Questo blocco dipende da irregolarità del piano di faglia o più in generale dall'attrito statico che le caratterizza. L'energia liberata da un terremoto è determinata da grandezza della faglia ed entità del movimento. Queste premesse però non bastano per capire il fenomeno geologico del terremoto, e le caratteristiche fisiche che lo accompagnano. Per provare ad andare oltre, abbiamo introdotto ulteriori parametri: non solo la dimensione del piano di faglia, ma anche il volume di crosta coinvolto nell'accumulo di energia in prossimità della faglia, e le variazioni di porosità al suo interno. Che cosa determina questo volume?

Pressione e temperatura aumentano scendendo all'interno della Terra, ma hanno l'effetto opposto: la pressione rende le rocce più stabili, mentre la temperatura le rende più deboli. La conseguenza di questa antitesi fa sì che la crosta terrestre sia divisa in due parti caratterizzate dal diverso comportamento meccanico delle rocce. Nella crosta superiore, spesso in media 15 chilometri, domina l'effetto della pressione, rendendo le rocce stabili e fragili, mentre nella crosta inferiore, corrispondente ai sottostanti 15 chilometri, prevale l'effetto della temperatura, che rende le rocce deformabili e duttili. La transizione tra questi due strati a diverso comportamento meccanico, detta anche «transizione fragile-duttile», corrisponde alla massima resistenza delle rocce. Questa è la profondità a cui è necessaria l'energia massima per romperle (si veda l'illustrazione in questa pagina). Ecco perché, a scala mondiale, l'energia più grande liberata dai terremoti si concentra a circa 15 chilometri di profondità. Più è profonda questa transizione, e più lunga è una faglia, maggiore è il volume coinvolto.

Nella crosta inferiore il movimento e la relativa deformazione delle rocce avvengono quasi in regime stazionario, in modo assai lento ma inesorabile, in un ambiente duttile. Nella crosta superiore fragile, invece, il movimento è episodico: la faglia può rimanere bloccata per anni o per secoli, e rompersi con un forte terremoto, recuperando in pochi secondi buona parte del movimento effettuato dalla parte duttile sottostante nel lungo periodo, detto intersismico, non caratterizzato da forti terremoti. Ne deriva che la transizione tra l'ambiente fragile e duttile diventa lo snodo tra una zona sottostante in cui l'energia si consuma gradualmente grazie alla continua e assai lenta deformazione, e il volume fragile sovrastante che, rimanendo bloccata la faglia, accumula sforzo, diventando il volume adiacente una sorta di batteria energetica.

Durante il terremoto l'energia viene dissipata generando calore grazie all'attrito e allo sfregamento tra i due lembi della faglia, generando le onde sismiche che sono causa dello scuotimento e di buona parte dei danni, e modificando il paesaggio, creando cioè avvallamenti e alture.

Tante magnitudo per un sisma

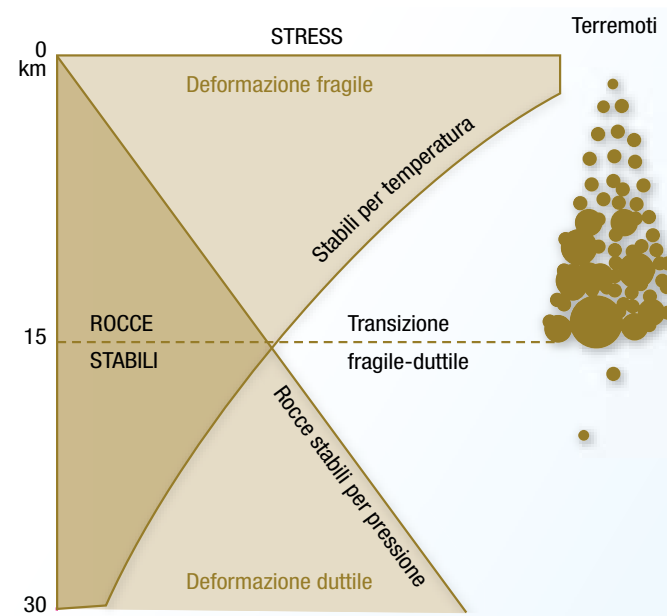
La magnitudo è un numero che descrive la forza e l'energia rilasciate da un terremoto. L'energia nel periodo intersismico, tra un terremoto e il successivo, si accumula sotto forma di energia potenziale elastica e gravitazionale, o sotto forma di una delle due. La magnitudo, indicata con la lettera M, è determinata dallo spettro del moto del suolo come proposto dal geofisico giapponese Hiroo Kanamori nel 1977, misurato tramite sismometri e corretto per la distanza dall'epicentro. Ci sono diversi tipi di magnitudo: locale, ML; delle onde di superficie, Ms; delle onde di volume, Mb; magnitudo momento, Mw. La magnitudo momento è basata sul concetto di momento sismico che rappresenta la coppia di forze che ha agi-

Carlo Dogliani insegna geodinamica alla «Sapienza» Università di Roma, è Accademico dei Lincei e dei XL, studia i meccanismi della tettonica delle placche.

Salvatore Barba è primo ricercatore all'Istituto nazionale di geofisica e vulcanologia, sede di Roma. Sismologo, studia la dinamica dei terremoti.

Eugenio Carminati insegna geologia alla «Sapienza» Università di Roma. Studia i meccanismi di deformazione delle rocce e li modella numericamente.

Federica Riguzzi è primo ricercatore all'Istituto nazionale di geofisica e vulcanologia, sede di Roma, e studia le deformazioni della crosta con tecniche geodetiche.



to sulla roccia per romperla, ed è proporzionale all'area della faglia e allo spostamento statico medio: misura dunque la deformazione totale dovuta al terremoto. Tuttavia la magnitudo momento non rappresenta l'energia rilasciata sotto forma di onde sismiche e non rappresenta i danni dovuti allo scuotimento su edifici medi e piccoli: per questi casi la magnitudo delle onde di volume e la magnitudo locale sono più indicative, insieme all'intensità macrosismica (descritta per esempio dalla scala Mercalli). Quindi un numero solo non basta per descrivere la dimensione di un sisma da tutti i punti di vista, motivo per cui in genere sono pubblicate diverse magnitudo, appropriate per diversi scopi.

L'aumento di un grado di magnitudo comporta un aumento di dieci volte dello spostamento del suolo e di 32 volte dell'energia liberata. I terremoti rilasciano tanta più energia quanto più veloce è il movimento relativo tra due placche e tanto più è profonda la

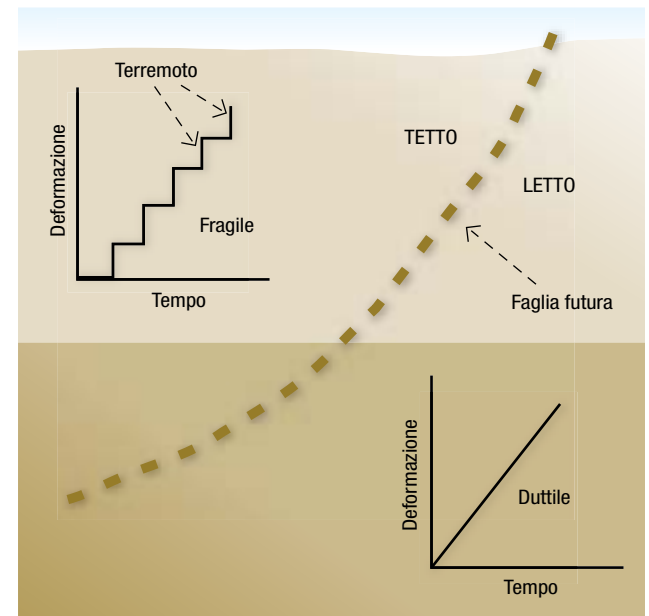
Daniela Sassi su indicazione degli autori (grafico in questa pagina, e nella pagina a fronte)

transizione fragile-duttile. Infatti il movimento relativo carica di energia il volume coinvolto, in cui si crea un gradiente di pressione: tanto più è profonda la transizione fragile-duttile, maggiore è il volume in questione.

Quanti terremoti?

Ogni anno in Italia sono misurati in media oltre 10.000 terremoti (21.000 solo nel 2013), mentre nel mondo sono oltre un milione quelli di magnitudo maggiore o uguale a due, anche se le variazioni negli anni possono essere sostanziali. I dati mostrano che all'aumentare della magnitudo diminuisce la frequenza (si veda la tabella a p XX). Questa relazione è formalizzata nella legge di Gutenberg-Richter, che lega la magnitudo al numero di eventi che si generano in una regione in certo intervallo di tempo. È una legge di scala valida globalmente, e dice che il guscio terrestre è soggetto a una forza che agisce contemporaneamente sulla litosfera, lo strato più esterno della Terra che comprende crosta e mantello litosferico, e che è una forza distribuita su tutto il sistema.

Questo tipo di situazione è definito come un sistema caotico auto-organizzato, in cui ci sono parametri e meccanismi indipendenti che ne controllano l'evoluzione. Per esempio quando si verifica un grande terremoto – come quello di magnitudo 9 del 2011 in Giap-



Pressione e temperatura aumentano con la profondità: la prima aumenta la stabilità delle rocce, la seconda la riduce. Nella crosta superiore fragile domina la pressione e una faglia si muove a scatti improvvisi liberando energia sismica. Nella crosta inferiore a comportamento duttile la deformazione è invece continua (sopra, a sinistra). Dove si intersecano i due campi, a 15 chilometri, è necessaria l'energia più elevata per rompere la crosta e si generano i terremoti più energetici (a fronte). Nell'immagine: sezione sismica di una faglia distensiva del Mare di Barents.

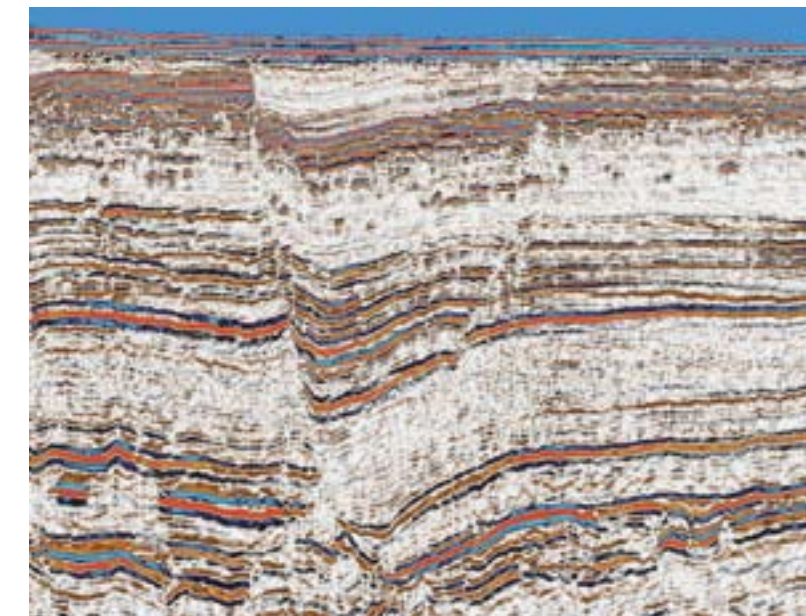
pone – viene consumata molta energia, per cui in quello stesso anno non c'è più energia sufficiente a generarne un altro di magnitudo simile in qualsiasi posizione della Terra. La litosfera «si parla», e tutto il guscio è organizzato in modo da dissipare l'energia accumulata nelle aree di maggiore gradiente di pressione.

Anche se ancora non conosciamo con certezza l'origine di questa forza, le ipotesi principali sono: la convezione del mantello, cioè la risalita e l'affondamento di fluido a causa di una differenza di temperatura, e quindi il raffreddamento della Terra; gli effetti della rotazione terrestre e le relative maree sia solide sia liquide.

Gli effetti astronomici, tra l'altro, sono gli unici in grado di spiegare come la forza possa essere distribuita contemporaneamente su tutto il guscio litosferico, e perché la sismicità diminuisce verso le zone polari, dove le placche tettoniche, cioè frammenti di litosfera, viaggiano a velocità minori. Se così fosse, avremmo un elemento in più per scoprire che cosa genera la forza che produce la sismicità. In questo caso, la trazione mareale potrebbe spiegare perché il guscio terrestre ha una deriva verso «ovest» della litosfera, e inquadrare la variazione di velocità tra due placche come controllata dal grado di disaccoppiamento tra litosfera e sottostante mantello, detto astenosfera. Questo disaccoppiamento è variabile in funzione della variazione di viscosità nel mantello sotto le placche. Nei punti in cui il mantello ha una viscosità più bassa, lo scollamento relativo sarà più veloce. Questo potrebbe spiegare perché le placche hanno velocità diverse e creano variazioni di pressione ai loro margini, che si dissipano con la sismicità o con il movimento asismico in profondità.

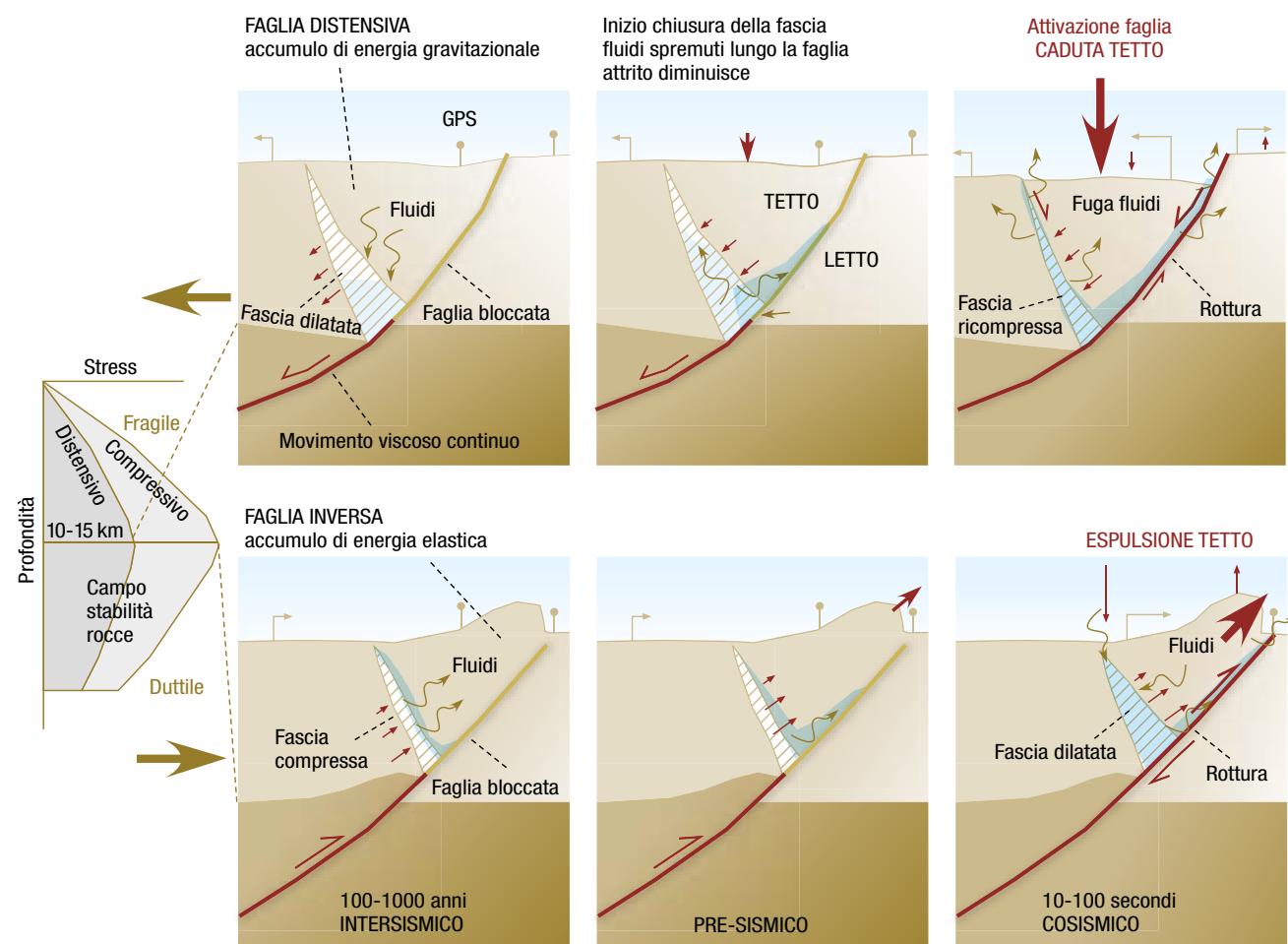
Duro come una roccia?

Nel linguaggio comune «Sei proprio una roccia!» indica che una persona è forte e resistente. Il significato della frase deriva dalla percezione che ognuno di noi ha della durezza delle rocce sulla



Cortesie degli autori (sezione sismica faglia)

Terremoti regolati dalla transizione fragile-duttile



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 altro della crosta inferiore, dove invece, per la maggiore temperatura, le rocce si deformano in modo duttile, molto lentamente e in modo continuo durante il periodo intersismico. Nella parte superiore della figura a fronte, la faglia distensiva (in giallo oro bloccata, in rosso in movimento): alla transizione tra fragile e duttile si creerà una fascia di dilatazione dove si generano fratture che possono essere riempite da fluidi. A un certo punto la fascia sarà così debole da perdere la capacità di sostenere un carico, per cui l'intero tetto fragile della faglia cadrà generando il terremoto (cosismico), comprimendo nuovamente la fascia in precedenza dilatata. A volte si può sviluppare una fase intermedia pre-sismica, in cui il tetto della faglia mostra segni di instabilità. Nella parte in basso della figura, la faglia inversa, dove la crosta è invece in compressione: alla transizione fragile-duttile si crea una fascia di sovrappressione che si espande accumulando energia elastica. Quando le rocce di questa fascia avranno raggiunto il massimo di compressibilità (espressa dalle caratteristiche meccaniche quali i moduli di elasticità, Young e Poisson), non saranno più in grado di assorbire l'accorciamento, e scaricheranno l'energia accumulata muovendosi lungo il piano di faglia, sparando verso l'alto il tetto.

Nella faglia distensiva il terremoto sembra dominato dall'energia gravitazionale accumulata nel volume di crosta sopra la transizione fragile-duttile. Nella faglia inversa, invece, il terremoto è la liberazione dell'energia elastica accumulata nel volume di crosta sopra la transizione fragile-duttile. La magnitudo del terremoto dipende dal volume coinvolto e dall'entità del movimento sul piano di faglia. Le rocce si comportano come spugne, e quindi in funzione del tipo di stile tettonico e di stato di sforzo, i fluidi reagiscono muovendosi nei punti in cui la pressione è minore. La transizione tra il dominio fragile sopra e duttile sotto crea il gradiente di pressione e agisce come un interruttore per i terremoti, separando il volume di crosta sovrastante che fa da accumulatore di energia rispetto a quello sottostante, dove l'energia viene invece dissipata dal movimento costante della faglia o zona di taglio. Si notino le stazioni GPS sui due lati della faglia che durante il periodo intersismico non si muovono (o il movimento è molto piccolo), mentre si spostano improvvisamente durante il terremoto (cosismico).



Un anno di terremoti nel mondo	
Magnitudo	Media annuale
8 e più	1
7-7,9	15
6-6,9	134
5-5,9	1319
4-4,9	13.000
3-3,9	130.000
2-2,9	1.300.000

pressione, detta anche carico litostatico, aumenta con la profondità di 25-27 megapascal per chilometro (un megapascal equivale a 9,87 atmosfere), poiché la densità media delle rocce è tipicamente di 2500-2700 chilogrammi per metro cubo. La pressione elevata influisce sulla stabilità delle rocce: la forza di contenimento agisce su di esse aumentandone la resistenza e dunque l'energia richiesta, lo stress, per romperle. Nella crosta superiore fragile, il movimento è di una faglia ed è per lo più episodico, ovvero cosismico, e rilascia istantaneamente l'energia accumulata nei secoli precedenti. Le rocce si frantumano letteralmente, generando altre rocce, chiamate breccie e cataclasti.

All'interno della Terra però, aumenta anche la temperatura. Nei primi chilometri cresce di circa 30 gradi per chilometro, mentre superati i 10-15 chilometri di profondità l'incremento è di 8-15 gradi per chilometro; ancora più in profondità, all'interno del mantello, la temperatura aumenta lentamente, meno di un grado per chilometro. Indebolendo i legami dei reticoli cristallini dei minerali, l'aumento di temperatura rende le rocce meno stabili. La deformazione avviene senza perdita di coesione, tramite distorsione del reticolo cristallino dei minerali che compongono le rocce. A queste profondità le deformazioni non generano terremoti.

Come funzionano le faglie?

Immaginiamo una crosta semplificata con due strati, uno fragile sovrastante, e uno duttile inferiore (si veda il box in queste pagine), con una faglia distensiva che attraversa l'intera sezione. Supponiamo che su questo sistema agiscano costantemente forze tettoniche, nei due casi trattati sono di trazione e contrazione. Nel livello superiore la faglia sarà caratterizzata da lunghi periodi di inattività e da movimenti istantanei, un comportamento detto *stick-slip* (per stick si 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, in cui domina la temperatura, si muoverà in modo lentissimo, ma costante.

Alla transizione tra i due livelli la tipologia di deformazione cambierà 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 al suo interno si creeranno fratture. 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 volume di crosta fragile sovrastante non potrà più essere sostenuto e cadrà per il suo stesso peso. La caduta del blocco fragile genererà il terremoto. Il fatto

stesso che il tetto possa abbassarsi implica che sotto di esso ci siano rocce dilatate o fratture aperte che ne permettano la caduta. Più è grande il volume di crosta che cade, maggiore sarà l'energia gravitazionale rilasciata e la magnitudo del terremoto. Le fratture e i vuoti generati saranno riempiti di fluidi. Durante la caduta della parte superiore della faglia, chiamata tetto, le fratture verranno richiuse e i fluidi espulsi, come quando si sprema una spugna. Questo 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 (post-sismico), il tetto della faglia si assesta gradualmente, e questo può spiegare le scosse successive (*aftershock*). La scossa principale può essere preceduta da una serie di scosse (*foreshock*) che indicano che, sopra la transizione fragile-duttile, la zona dilatata durante il periodo intersismico inizia a cedere.

In caso di faglia inversa, o sovrascorrimento, in cui le forze tettoniche esterne sono principalmente di tipo compressivo, si ha un'evoluzione opposta. Durante l'intersismico, dalla transizione fragile-duttile verso l'alto, si creerà una banda di sovrappressione, dove si accumulerà energia elastica fino al punto in cui la roc-

cia non assorbirà più la spinta. Al momento del terremoto l'energia accumulata sarà rilasciata, come una molla prima compressa al massimo e che poi si espande all'improvviso.

Quanto più è profonda la transizione fragile-duttile, tanto maggiore sarà il volume spostato durante un evento sismico. Aumentando la massa coinvolta, aumenterà anche l'energia dissipata. Quindi la magnitudo di un terremoto cresce non solo con la dimensione lineare della faglia, ma anche con la profondità della transizione fragile-duttile e dunque del volume, oltre che con l'entità delle forze in gioco. L'energia dissipata dalle faglie distensive deriva dunque anche dall'energia potenziale gravitazionale, mentre l'energia rilasciata dalle faglie compressive è alimentata dall'accumulo di energia elastica nel volume adiacente alla faglia bloccata. A livello globale le faglie compressive (o sovrascorrimenti) sono più energetiche, e quindi possono generare terremoti più forti perché accumulano più energia, dato anche che occorre più forza per rompere le rocce in compressione che in estensione, e inoltre per muoversi devono vincere anche la forza di gravità.

Ma come si comporta una faglia durante la fase di prerottura? Sia il terremoto estensionale dell'Aquila del 2009 sia quello compressivo dell'Emilia del 2011 (faglia inversa o sovrascorrimento), si

sono verificati in zone in cui il tasso di deformazione era più basso rispetto alle zone circostanti.

In aree attive dal punto di vista tettonico, una relazione interessante di breve termine tra tassi di deformazione superficiale e sismicità mostra che gli eventi di bassa magnitudo si sviluppano in aree con tassi di deformazione piuttosto diversi tra loro, mentre eventi di magnitudo significativa si sviluppano principalmente in aree di bassa deformazione (si veda il box in questa pagina). Analizzando l'attività sismica nell'area italiana tra il 1° gennaio 2007 e il 31 dicembre 2011 si trova che sono stati registrati 6830 eventi sismici di magnitudo superiore a 3. Analizzando i valori dei tassi di deformazione ottenuti in corrispondenza di ciascuno degli epicentri si nota che nel breve termine considerato i terremoti più significativi sono avvenuti quasi tutti in aree a più basso tasso di deformazione. In particolare gli eventi di magnitudo superiore a 4 si trovano in corrispondenza delle aree in cui il tasso di deformazione presismico è minore di 40 nanostrain per anno (un nanostrain è la deformazione, accorciamento o dilatazione, di una parte per miliardo, ovvero 1 millimetro ogni 1000 chilometri).

Nei limiti temporali di tale analisi, in Italia questo valore può essere considerato come una soglia che separa aree caratterizzate da una sismicità bassa (aree ad alto tasso di deformazione) da aree caratterizzate da una sismicità più significativa (aree a bassa deformazione). Sulla mappa del tasso di deformazione possiamo sovrapporre le faglie attive note. Quelle distensive sono lungo l'asse degli Appennini, mentre quelle compressive sono per lo più al fronte della catena in Pianura padana e lungo il margine adriatico-calabrese e Sicilia, o al fronte Sudalpino. Sulla base del modello e dei dati, ci attendiamo eventi di maggiore magnitudo nelle aree caratterizzate da basso tasso di deformazione.

Il funzionamento delle faglie descritto in precedenza è stato verificato con un modello matematico. In questi studi un processo fisico è simulato risolvendo le equazioni che lo descrivono. Dato che le equazioni sono risolvibili analiticamente, con carta e penna, solo per geometrie semplici, quando si vuole riprodurre un processo complesso come quello del movimento delle faglie le equazioni devono essere risolte con metodi numerici. Nel nostro caso abbiamo usato il metodo agli elementi finiti: consiste nel dividere il volume di interesse in tanti piccoli elementi e nel calcolare, con un computer, le soluzioni delle equazioni ai vertici di questi elementi.

Terremoti e maree

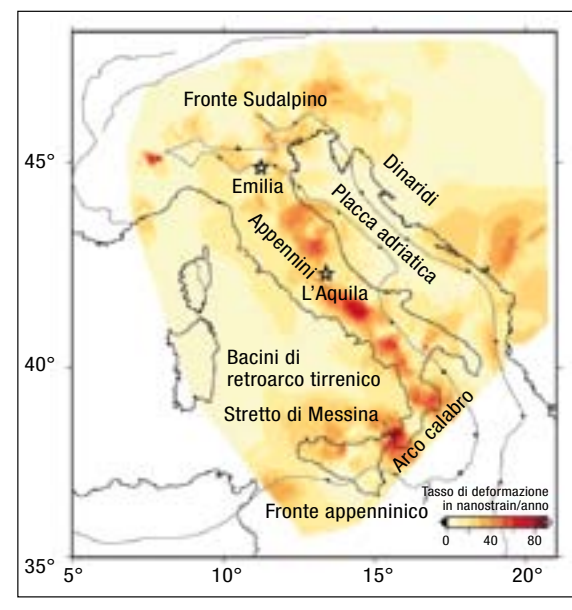
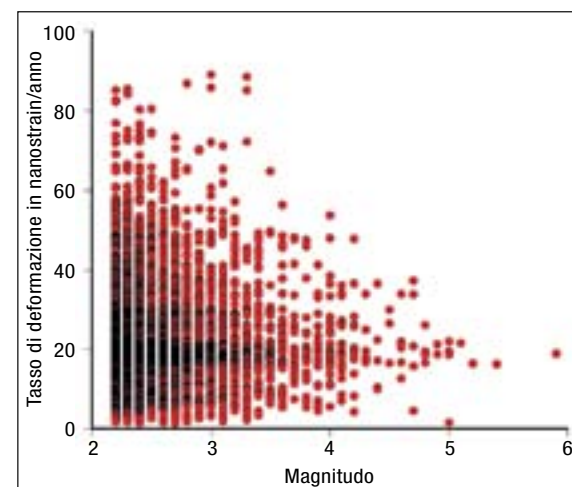
I terremoti sono molto rari nelle zone polari, e la loro frequenza ed energia rilasciata aumentano andando verso l'equatore. Inoltre circa il 90 per cento dell'energia liberata dai terremoti è dissipata nei primi 50 chilometri della Terra, e il 90 per cento dell'energia emerge nelle zone di subduzione, tutto questo indica che la forza che muove le placche e che genera i terremoti agisce principalmente sul guscio esterno del pianeta.

Vari studi statistici sembrano indicare che i terremoti sono controllati anche dalle maree, sia liquide sia solide, ma in modo opposto in faglie distensive e compressive. La marea modifica la forma della Terra e sposta immense masse d'acqua, e dunque modifica anche la forza di gravità sia nel valore sia nella direzione. La forza di gravità e il peso dell'acqua e delle rocce modificano il carico litostatico, che di conseguenza agisce in modo differente sulle faglie distensive e sulle faglie compressive. Le maree solide hanno anche una componente orizzontale importante (15-20 centimetri), che potrebbe essere uno dei motori della tettonica, aumentando l'energia in prossimità delle faglie. La componente verticale po-

COERENZA DEL MODELLO

Calma apparente

Il grafico sotto mostra la relazione tra magnitudo, maggiore o uguale a 2,2, degli eventi sismici in Italia dal 1° gennaio 2007 al 31 dicembre 2011 e il tasso di deformazione in nanostrain per anno. È evidente che la magnitudo aumenta con la diminuzione del tasso di deformazione. I terremoti recenti più energetici come all'Aquila (2009) e in Emilia (2012) sono avvenuti dove la deformazione misurabile dalle stazioni GPS era più bassa, come si nota nella mappa (in basso) del tasso di deformazione. Questo apparente paradosso è coerente con il modello del box a p. XX, perché se l'analisi è effettuata in una zona geologicamente attiva la bassa deformazione, ciò indica che le faglie di quell'area sono bloccate, e il volume di crosta fragile adiacente accumula energia. L'energia sarà di tipo principalmente gravitazionale per i volumi di roccia a tetto delle faglie normali, e di tipo prevalentemente elastico per i volumi associati invece alle faglie compressive e trascorrenti. Questa analisi non ci dice quando ci sarà un evento, ma aiuta a capire dove probabilmente si svilupperanno i prossimi terremoti di magnitudo elevata, aree in cui si dovrebbe concentrare l'attività di prevenzione.



Cortesía degli autori



trebbe essere l'innesco di attivazione di una data faglia, come una goccia che fa traboccare il vaso. Purtroppo, non sapendo quanto sia grande il vaso e quanto è pieno, non possiamo ancora sapere quale tra le oscillazioni mareali attiverà il grande terremoto.

C'è modo di prevederli?

Ci si chiede di continuo se è possibile prevedere le scosse telluriche, e da qualche anno questa possibilità viene esclusa. Dopo numerosi fallimenti, la ricerca si è spostata sulla previsione dei danni invece che sulla previsione dei terremoti. Tuttavia è possibile sapere abbastanza bene dove avverranno i terremoti, visto che conosciamo una discreta parte delle strutture che li generano, e sappiamo dove si trovano.

Purtroppo non si riesce ancora a valutare come e quando ci sarà un evento. Gli scienziati seguono principalmente due approcci: quello usato più comunemente è di tipo probabilistico, e si basa principalmente sullo studio dei cataloghi sismici. Date però le incertezze sperimentali, molte delle quali non possono essere eliminate, e la brevità dei cataloghi sismici, finora questa metodologia si è dimostrata inadeguata, spesso sottostimando la frequenza attesa dei terremoti molto forti, che causano maggiori danni anche se sono rari. Un'alternativa è il metodo neodeterministico, che bilancia le carenze dei metodi statistici con l'uso di modelli fisici. Questo metodo è promettente: mitiga gli svantaggi dei metodi statistici dato che riduce le incertezze statistiche usando uno o due algoritmi per la ricorrenza temporale a medio e lungo termine, invece che a breve termine. In più, il metodo neodeterministico considera sia la conoscenza sulle aree geologicamente attive sia la propagazione delle onde sismiche in modo deterministico, sfruttando così più informazioni rispetto ai metodi probabilistici puri.

Inoltre, con i dati forniti negli ultimi decenni dalla rete GPS e con modelli è possibile calcolare il tasso di deformazione attiva della crosta nelle zone in cui sono state rilevate faglie attive. Ora sappiamo che, paradossalmente, i terremoti si possono generare in zone dove c'è un basso tasso di deformazione rispetto alle aree circostanti: questo è dovuto al fatto che in una zona tettonicamente attiva, quando una faglia è bloccata, la deformazione in superficie è bassa, e si sta accumulando energia che verrà rilasciata

successivamente in un terremoto. Quindi l'analisi delle deformazioni con metodi geodetici e modellistica numerica può indirizzare gli studi verso determinate aree a maggiore priorità. Una volta stabilite aree candidate per futuri terremoti, è possibile dare indicazioni utili alle istituzioni per lavori di adeguamento antisismico di edifici non costruiti secondo coefficienti di sicurezza.

Ulteriori analisi dovrebbero riguardare il comportamento di rocce e sedimenti per una valutazione della pericolosità sismica locale. I sedimenti rallentano le onde sismiche e ne amplificano l'ampiezza a determinate frequenze, rendendo le onde più distruttive. Quando una roccia è compressa o dilatata, i fluidi nei pori si muovono di conseguenza. Quindi le variazioni di portata, non legate a ciclicità stagionali o a variazioni di piovosità, e delle caratteristiche geochimiche di sorgenti o falde idriche vicine a faglie attive ci aiutano a capire il respiro della Terra. Inoltre ci aiutano a capire quando questo respiro diventa più intenso perché il volume di roccia coinvolto da una faglia sta per cadere, per esempio nel caso di una faglia distensiva, come è avvenuto per il terremoto in Irpinia del 1980 di magnitudo momento 6,9, o quello meno energetico del Matese a dicembre 2013 di magnitudo momento 4,9; oppure quando il volume di roccia sta per essere sparato in alto, nell'esempio di una faglia compressiva, come è successo per il terremoto giapponese dell'11 marzo 2011, con il conseguente tsunami.

Ci sono anche altri precursori di eventi sismici più o meno accettati dalla comunità scientifica. Ma è chiaro che solo un approccio multidisciplinare forse un giorno potrà aiutarci ad avere metodi previsionali utili. ■

PER APPROFONDIRE

Role of the brittle-ductile transition on fault activation. Doglioni C., Barba S., Carminati E. e Riguzzi F., in «Physics of the Earth and Planetary Interiors», Vol. 184, pp. 161-171, febbraio 2011.

Fault on-off versus coseismic fluids reaction. Doglioni C., Barba S., Carminati E. e Riguzzi F., in «Geoscience Frontiers», pubblicato on line, 4 settembre 2013.

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