La natura dei terremoti : come nasce un terremoto

Autor(en): **Seno, Silvio**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Archi : rivista svizzera di architettura, ingegneria e urbanistica = Swiss review of architecture, engineering and urban planning**

Band (Jahr): **- (2010)**

Heft 2

PDF erstellt am: **28.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-169947

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Silvio Seno*

The nature of earthquakes

La natura dei terremoti

Come nasce un terremoto

La Terra è un sistema dinamico ed in continua evoluzione: le rocce che compongono il suo interno sono totalmente disomogenee per pressione, temperatura, densità e composizione. Una delle conseguenze di questa elevata disomogeneità è che si sviluppano forze che tendono a riequilibrare il sistema spingendo le masse rocciose le une contro le altre, facendole contrarre oppure estendere, in altre parole deformandole.

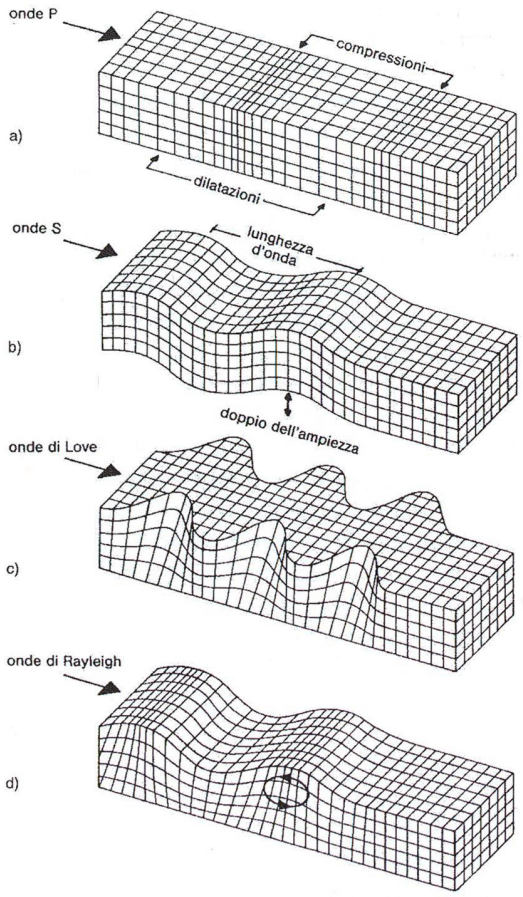
Questa continua evoluzione, che avviene in centinaia di migliaia, spesso milioni di anni, è la causa dei terremoti che si manifestano come un rapido, violento e improvviso scuotimento del suolo, che dura pochissimo, ma provoca conseguenze spesso drammatiche in termini di vittime, danni materiali e popolazione coinvolta. L'involucro solido della superficie della Terra, la litosfera, è composto di placche che si muovono molto lentamente, si urtano, si incuneano l'una sotto l'altra. I movimenti delle placche determinano in profondità un accumulo di energia che le rocce assorbono deformandosi in modo elastico fintanto che gli sforzi cui sono sottoposte sono piccoli: ma quando il limite di resistenza delle rocce viene superato, esse si rompono. Si formano così grandi fratture, le faglie, lungo le quali si verifica lo scorrimento delle parti di roccia a contatto: questo è il terremoto, vale a dire il rilascio improvviso dell'energia accumulata fino a quel momento e la sua propagazione in tutte le direzioni sotto forma di onde sismiche. La distribuzione spaziale dei terremoti sul nostro pianeta segue i bordi delle placche.

Il volume di roccia dove ha origine il terremoto è detto ipocentro. La sua proiezione in superficie è l'epicentro, ovvero l'area che, trovandosi più vicina all'origine del terremoto, subisce anche i maggiori effetti.

Le onde che si generano all'interno della crosta terrestre sono dette onde di volume e possono essere di due tipi, in funzione del movimento che inducono sulle particelle di roccia durante la propagazione. Le onde P, prime, orientate nel senso della lunghezza, si muovono attraverso successive compressioni e dilatazioni che avvengono lungo la direzione di propagazione. Le onde S, seconde, sono trasversali e si propagano attraverso un'oscillazione delle particelle perpendicolari rispetto alla direzione di propagazione. Le onde P sono le più veloci, le onde S giungono dopo. Esistono poi onde sismiche di superficie, più lente delle onde di volume, che si generano e si propagano all'interfaccia Terra-atmosfera, quando l'energia associata alle onde P o S giunge in superficie. Provocano rotazioni e movimenti del suolo molto complessi, sforzi di taglio importanti, e sono per questo tra le più distruttive.

Le scosse avvengono raramente in modo isolato, ma piuttosto si osservano sequenze sismiche che di solito hanno caratteristiche tipiche per ciascuna regione. In alcune aree si registrano eventi sismici frequenti ma di bassa energia, i cosiddetti «sciami sismici».

In altre, la scossa principale può essere preceduta da scosse premonitrici di minore forza, oppure seguita dalle repliche. Generalmente, dopo un terremoto importante ci si devono aspettare nuove scosse di minore energia: ciò trova spiegazione nel meccanismo di genesi del fenomeno, poiché, in seguito al rapido spostamento lungo la faglia principale, la litosfera trova un nuovo equilibrio attraverso piccoli e succes-



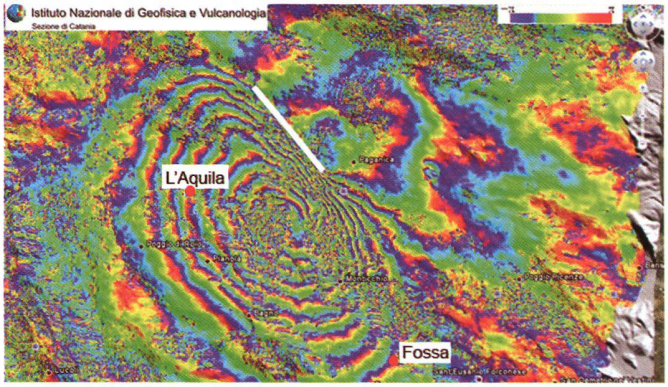
1.

1. Deformazione provocata dal passaggio di diversi tipi di onde elastiche. Da Solbiati e Marcellini (1983)

sivi assestamenti. Ogni giorno avvengono nel mondo migliaia di terremoti di piccola magnitudo che non provocano danni ma sono solo avvertiti dall'uomo o misurati dagli strumenti. Per questo è praticamente impossibile riconoscere una scossa premonitrice dalle scosse che rientrano nella normale attività sismica della crosta terrestre.
Per definire la forza di un terremoto vengono utilizzate due grandezze differenti: la magnitudo e l'intensità macrosismica. La magnitudo è l'unità di misura che permette di esprimere l'energia rilasciata dal terremoto attraverso un valore numerico della scala Richter. L'intensità macrosismica è l'unità di misura degli effetti provocati da un terremoto e viene espressa attraverso i gradi della scala Mercalli. La magnitudo è calcolata grazie alla registrazione del terremoto effettuata dai sismometri, che registrano le oscillazioni del terreno durante una scossa sismica anche a grandissima distanza dall'ipocentro. L'intensità macrosismica, invece, viene attribuita in ciascun luogo in cui si è risentito il terremoto, dopo avere osservato gli effetti della scossa sull'uomo, sulle costruzioni e sull'ambiente. Sono quindi grandezze diverse e non confrontabili.

Gli effetti

Il terremoto provoca tutta una serie di effetti fisici sulla superficie della Terra, a cominciare dallo scuotimento: quando la magnitudo è maggiore di 4 alcuni di essi possono diventare permanenti e, quando supera 5/6, si possono aprire fratture anche in superficie (fagliazione superficiale). Si tratta di effetti diretti, cioè quelli che comportano la deformazione del suolo nella zona in cui si trova la faglia che ha originato il sisma. La figura 2 mostra la distribuzione della deformazione al suolo nell'area circostante la faglia responsabile del terremoto aquilano del 6 aprile 2009. L'immagine è costruita utilizzando dati radar da satellite. La tecnica utilizzata prende il nome di Interferometria SAR (INSAR, Synthetic Aperture Radar). Si tratta, a grandi linee, di combinare due o più immagini radar dello stesso luogo rilevate sia prima che dopo il terremoto, al fine di costruire una immagine detta interferogramma. Essa appare come una mappa colorata e rappresenta, con la precisione di pochi millimetri, i movimenti subiti dalla superficie terrestre. L'interferogramma mostra un generale abbassamento con un massimo di circa 25 centimetri nella zona tra L'Aquila e Fossa.
Oltre agli effetti diretti ci sono anche quelli indiretti, cioè non direttamente causati dal movimento della faglia, ma indotti dalla propagazione delle onde sismiche a partire dall'area sorgente, cioè dall'ipocentro. Il primo di questi può essere l'innesco di frane, in particolare di quelle da crollo.
Un altro possibile effetto indotto dal terremoto è lo tsunami, o maremoto, che si genera a causa di un forte sisma sul fondo del mare: il movimento lungo la faglia produce un'onda che si avvicina alla costa a grande velocità (fino a 800 km/h), aumentando progressivamente la sua altezza (fino a 20 m) mano a mano che si avvicina a fondali poco profondi.
Lo tsunami di Sumatra (fig. 3), che il 26 dicembre 2004 investì tutto l'Oceano Indiano, è stato prodotto da un terremoto molto violento di magnitudo pari a 9.3. Anche nel Mediterraneo ne sono accaduti: tra i più distruttivi ci sono quelli avvenuti in occasione del terremoto in Calabria del 1783 e a Messina del 1908. Va detto che non sono solo i terremoti con sorgente sottomarina a causare gli tsunami, che possono anche essere dovuti a eruzioni vulcaniche o frane sottomarine.



2.

3.

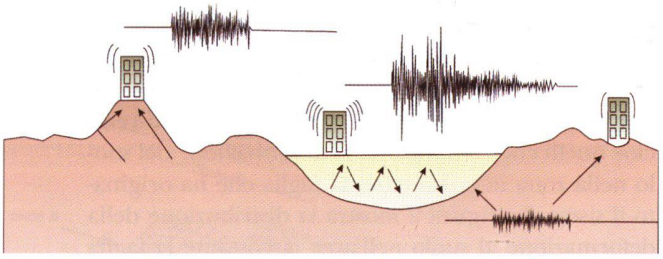
4.

2. Interferogramma SAR mostrante la deformazione al suolo associata al terremoto aquilano del 6 aprile 2009. La barra bianca mostra la posizione della faglia responsabile del terremoto.
3. Tsunami del 26 dicembre 2004
4. Liquefazione dei terreni di fondazione Terremoto di Niigata (Giappone), 1964

Un effetto indiretto particolarmente serio per le costruzioni si ha nei terreni sabbiosi saturi: lo scuotimento ciclico causato dal terremoto può anche determinare un improvviso aumento della pressione interstiziale dell'acqua che ha come conseguenza il quasi totale annullamento della resistenza al taglio e l'assunzione del comportamento meccanico caratteristico dei liquidi. Questo fenomeno, che si chiama liquefazione, produce un effetto simile a quello che si ha nelle «sabbie mobili»: le costruzioni fondate su tali terreni subiscono uno sprofondamento o un ribaltamento (fig. 4).
In generale il passaggio delle onde sismiche determina oscillazioni e rapidi movimenti orizzontali che possono provocare danni severi alle costruzioni, tanto da provocarne persino il crollo. La dimensione dell'area in cui si registrano danni dipende innanzi tutto dall'intensità del terremoto e dalla sua profondità: nel caso ad esempio un terremoto di magnitudo 6 i danni sono circoscritti ad un'area che ha una estensione in genere di 10/15 chilometri per 20/25.

Effetti di sito

Tuttavia all'interno di questa zona la distribuzione del danno è molto disomogenea ed è dovuta, oltre che alla qualità delle costruzioni, anche a fattori geologici e morfologici locali: la presenza e lo spessore di terreni sciolti, le aree in frana, la presenza di versanti ripidi, di creste o di valli. Tali caratteristiche costituiscono nel loro insieme le «condizioni di sito», fondamentali per determinare quella che è la «risposta sismica locale», cioè la modificazione in ampiezza, frequenza e durata dello scuotimento sismico. Quest'ultima può essere quantificata facendo il rapporto tra il moto sismico alla superficie di un certo sito e quello che si osserverebbe per lo stesso evento sismico su un ipotetico affioramento di roccia rigida pianeggiante. Se questo rapporto è maggiore di 1, si parla di amplificazione locale.
In generale si osserva che le onde sismiche vengono amplificate quando raggiungono aree caratterizzate da una copertura di terreni soffici (ovvero, depositi recenti costituiti da alluvioni fluviali o lacustri), piuttosto che roccia compatta.
Il percorso compiuto dalle onde attraverso i terreni che si trovano nelle ultime decine di metri sotto la superficie terrestre risulta quindi determinante. Infatti, le onde sismiche sono onde elastiche che provocano l'oscillazione delle particelle di terreno con frequenze (numero di oscillazioni nell'unità di tempo) variabili. Quando giungono in superficie le loro frequenze dipendono dalle condizioni di sito, cioè dalle caratteristiche geologiche dei terreni, ma anche dalla morfologia della superficie topografica (fig. 5): se il periodo di vibrazione proprio di una struttura, ad esempio un edificio, è uguale a quello delle onde sismiche, essa entra in risonanza, riceve cioè un spinta nella direzione di oscillazione da ogni onda, un po' come quando si spinge un bambino sull'altalena che, se si applicano le spinte al momento giusto, sale sempre più in alto. Questo è il motivo per cui si osservano spesso danni maggiori sugli edifici posti in cima a rilievi, lungo orli di scarpata, ma anche in quelle aree dove sono a contatto terreni con caratteristiche diverse di risposta sismica, ad esempio terreni rigidi a contatto con terreni soffici: si possono perciò verificare situazioni molto diverse anche a poche metri di distanza una dall'altra.
Un fenomeno di amplificazione e di risonanza devastante, dovuto a condizioni di sito particolarmente sfavorevoli, si registrò ad esempio con il terremoto di città del Messico del 1985. Benché la città si trovasse a oltre 400 chilometri di distanza dalla sorgente, i danni furono gravissimi e le vittime circa 10000. La maggiore concentrazione si ebbe nei pochi chilometri quadrati della vastissima area urbana in cui i depositi superficiali sono argillosi: quasi tutti gli edifici di più di tre piani collassarono o furono gravemente danneggiati.
Lo strumento per definire la pericolosità sismica a scala locale è la microzonazione, cioè la determinazione del grado di pericolo ad una scala sufficientemente dettagliata per essere utilizzata in fase di progettazione di un'opera. Gli effetti di un terremoto dipendono naturalmente, oltre che dalla natura, anche dalle



5.

6.

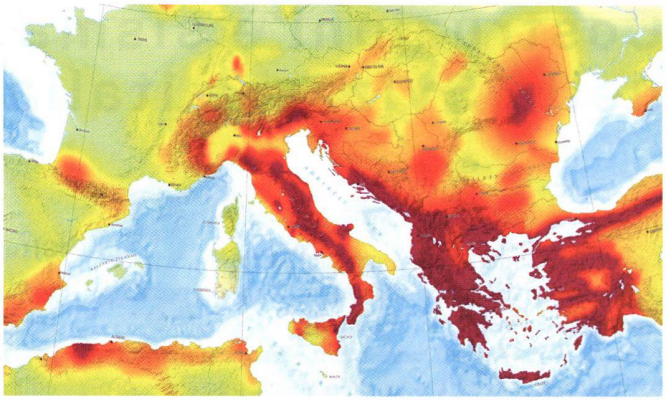
5. Effetti di sito. Depositi soffici racchiusi da un substrato rigido rappresentano una condizione geologica in grado di amplificare il moto del suolo a causa dell'intrappolamento, per riflessione, delle onde sismiche:si noti la diversa ampiezza del sismogramma rispetto a quelli registrati sui siti in roccia. A parità di condizioni geologiche il moto del suolo può essere variamente modificato anche in funzione della morfologia: sulle creste si può ad esempio realizzare una focalizzazione
6. Effetti di sito a San Francisco: terremoto di Loma Prieta del 17 ottobre 1989

modalità con cui l'uomo è intervenuto sul territorio e dalla qualità delle sue costruzioni, come ha dimostrato drammaticamente ancora il recente terremoto di Haiti. È per questo che il primo, e fondamentale, strumento di prevenzione sismica è l'adozione di criteri antisismici per le nuove costruzioni ed il rafforzamento delle costruzioni esistenti.

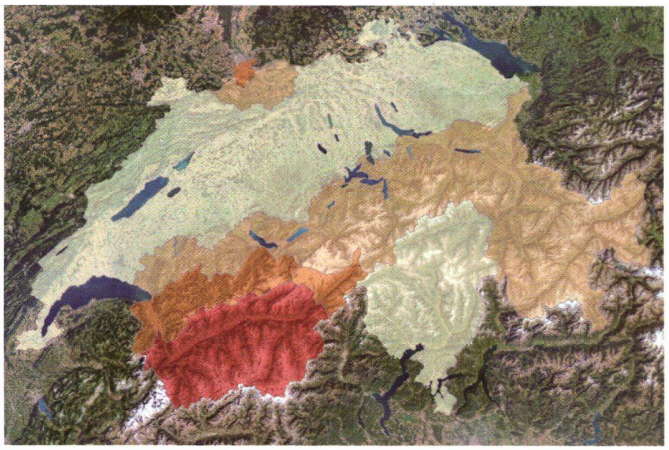
Pericolosità sismica in Europa e in Svizzera

La pericolosità sismica in Europa (fig. 7) è determinata principalmente dai movimenti reciproci della placca africana e di quella euro-asiatica. La pericolosità è maggiore in Grecia e Turchia, seguite dall'Italia meridionale, mentre è praticamente nulla nelle parti settentrionali della Germania. In mezzo ci sono molte altre regioni, tra cui la Svizzera, nelle quali il livello di pericolosità (figura 8) è medio oppure basso: gli eventi sono rari e proprio per questo si tende a perderne la memoria e, quindi, a sottovalutare il pericolo e adottare un livello di protezione minimo.
Le aree con la maggiore pericolosità sono il Vallese, la regione di Basilea, la Svizzera centrale, l'Engadina e la valle del Reno. Si ritiene che un terremoto di magnitudo 6 possa verificarsi in Svizzera circa ogni 100 anni, ogni 1000 quello di magnitudo 7. A parte quello distruttivo di Basilea del 1356, altri importanti si sono verificati a Visp nel 1855 e a Sierre nel 1946. Si stima che in Svizzera il 90 per cento circa degli edifici esistenti siano stati costruiti senza tener conto delle norme antisismiche. La loro vulnerabilità non è conosciuta, ma spesso è relativamente elevata. Questa considerazione ha fatto si che il Consiglio federale varasse nel 2009 un pacchetto di misure destinate a migliorare il livello di protezione ed anche la sensibilizzazione: infatti i terremoti rappresentano anche in Svizzera, come in molte altre parti del mondo, il pericolo naturale con il potenziale di danno più alto. Recentemente gli istituti di riassicurazione svizzeri hanno calcolato che un evento di magnitudo 6 provocherebbe danni per circa 7 miliardi di franchi.
La forma di prevenzione migliore è, come detto in precedenza, la costruzione di edifici antisismici, ma questo è l'ultimo passaggio di una lunga catena di studi e di informazioni che devono essere via via acquisite ed aggiornate: a cominciare dalla corretta valutazione del potenziale sismogenetico, cioè di quale può essere la faglia capace di rilasciare terremoti e la previsione probabilistica della loro intensità attesa; per passare poi alla valutazione di quali possano essere gli effetti di sito legati al comportamento del suolo, cioè la microzonazione.
Insomma la mitigazione del rischio richiede che, anche nel caso dei terremoti, si lavori contemporaneamente su più fronti.

* Direttore dell'Istituto Scienze della Terra della Supsi



7.



8.

Zone di rischio sismico (origine : SIA)
Zona di rischio sismico 1
Zona di rischio sismico 2
Zona di rischio sismico 3a
Zona di rischio sismico 3b

7. Mappa della pericolosità sismica in Europa espressa come valore dell'accelerazione orizzontale massima del suolo per un periodo di ritorno di 475 anni. Le aree in rosso cupo identificano la pericolosità maggiore (European Seismological Commission, 2003)
8. Mappa della pericolosità sismica in Svizzera espressa come valore dell'accelerazione orizzontale massima del suolo per un periodo di ritorno di 475 anni secondo la norma SIA 261 (Ufficio Federale dell'ambiente, 2007)

An earthquake occurs as a quick, violent and sudden shaking of the ground, that does not last long but often has tragic consequences regarding victims, material damage and affected populations. It produces a whole series of physical effects on the Earth's surface, starting with the shaking and the deformation of the ground through to the indirect effects like landslides, tidal waves or liquefactions. These, in turn, determine the actual damage or destruction of buildings. In Switzerland, seismic danger is medium to low: earthquakes tend to be forgotten because of their rare occurrence therefore one underestimates the danger and the need to apply a minimal protection level.