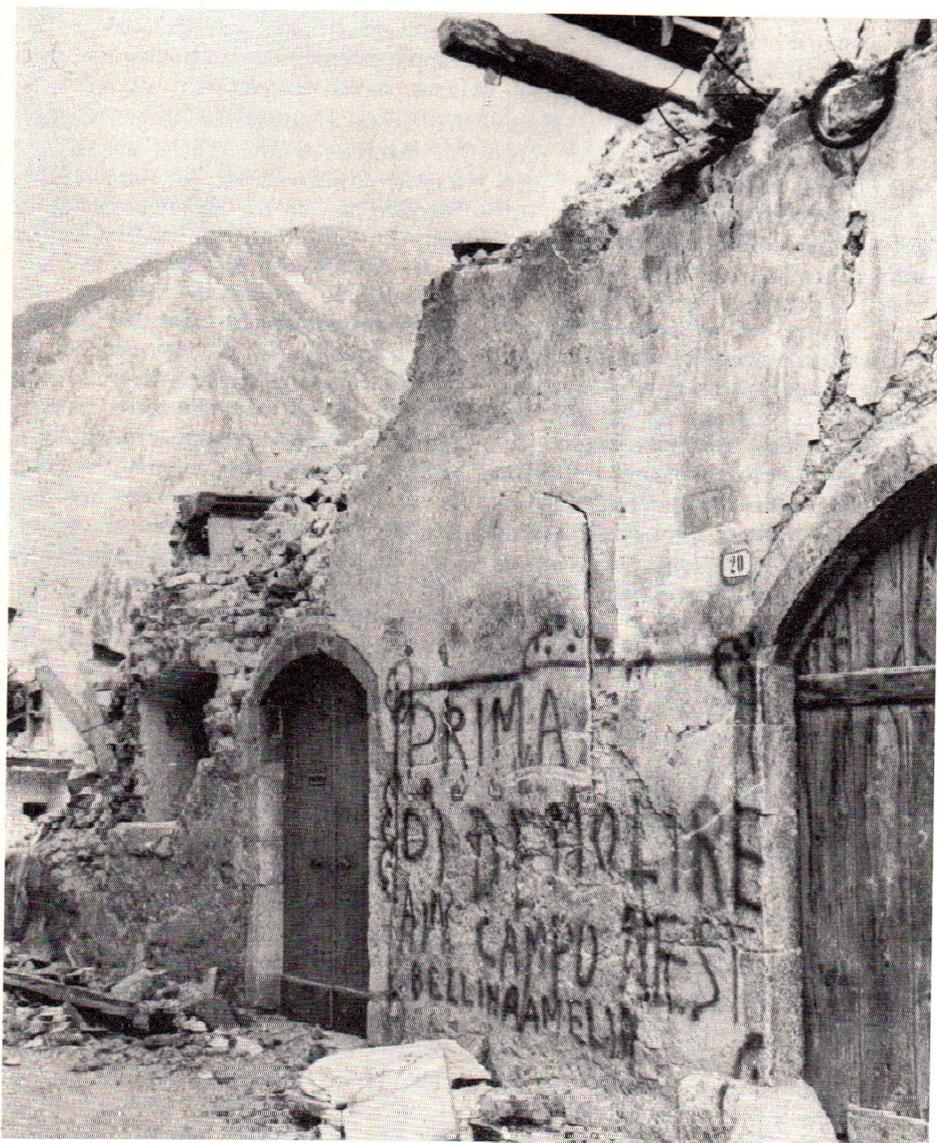

Che cosa chiamiamo terremoto

di M. Bonafede, R. Rampoldi, P. Scandone

- Meccanismi dei processi geodinamici*
- Accumulo delle tensioni, liberazione di energia, effetti provocati*
- Le teorie perdenti e vincenti sul fenomeno fisico terremoto*



Nel parlar comune per terremoto si intende un rapido scuotimento del terreno dalle caratteristiche non ben definibili ma inequivocabili. E quando una persona dice: « C'è stato il terremoto, al mio paese » a tutti è chiaro quello che è successo, anche se difficilmente lo si riesce a definire. Specialmente da noi, visto che l'Italia ha, con altri Paesi, il poco invidiabile primato di territorio molto frequentemente interessato da fenomeni sismici. Addentrandoci nello studio di questi fenomeni, scopriamo ben presto che lo scuotimento della superficie terrestre è dovuto a qualcosa che viene dallo interno della Terra, e, più precisamente, è dovuto al propagarsi di energia, sotto forma di onde elastiche generate in seguito alla fratturazione di masse rocciose.

Sorgono allora precise domande sul perché e sul come si sia accumulata quell'energia, all'interno di enormi masse rocciose, e questa venga poi rilasciata e si propaghi all'interno della Terra.

Le risposte, che sono peraltro ancora del tutto problematiche, nel senso che non appaiono essere definitive e tanto meno univoche, sono state cercate sia con studi « in campagna », cioè eseguiti con le più diverse tecniche direttamente sul terreno, alla ricerca della « chiave geodinamica » del problema, sia con studi in laboratorio, tanto su campioni che teorici, alla ricerca della « chiave geodinamica » del problema, sia con studi in laboratorio, tanto su campioni che teorici, alla ricerca della chiave « fisica ».

Nel primo caso, gli studi di geodinamica, che evidentemente presentano pure un aspetto fisico, hanno per obiettivo la comprensione, a scala globale, continentale o regionale (in senso geologico) dei meccanismi di movimento relativo delle grandi masse rocciose che costituiscono la litosfera e, di conseguenza, dei meccanismi di accumulo dell'energia, per deformazione delle masse stesse.

Nel secondo caso si cerca di definire il comportamento delle rocce, in campione, simulando in laboratorio condizioni analoghe a quelle che possono verificarsi in natura. In entrambi i casi si tenta, in definitiva, di mettere a punto dei modelli che rendano conto dei fatti e dei fenomeni registrati in natura, al fine della loro comprensione; tanto che non è possibile pensare a studi in campagna non corredati da prove di laboratorio e modelli teorici, e viceversa.

Cerchiamo ora di spiegare, sulla base degli assunti precedenti:

1) Come e perché i terremoti abbiano una certa distribuzione (a livello globale), cioè perché l'energia elastica venga accumulata e rilasciata in modo non casuale.

2) Quale sia il meccanismo fisico che presiede al rilascio della energia elastica.

L'esperienza di laboratorio

Semplici esperienze di laboratorio mostrano che un campione di roccia sottoposto ad uno sforzo (forza per unità di superficie), ad esempio a compressione in una pressa, si deforma; qualora lo sforzo applicato superi il carico di rottura del materiale, il provino si rompe. Se il massimo sforzo applicato è inferiore a valori prossimi al carico di rottura e se l'esperimento viene condotto in tempi rapidi, su campione secco, a temperatura ambiente e senza pressioni confinanti, la deformazione osservata è di tipo elastico; esiste cioè un rapporto lineare tra sforzo e deformazione.

Scaricando gradualmente la pressa, inoltre, si osserva che il campione riprende la sua forma primitiva senza presentare sensibili deformazioni permanenti. Se si ripete l'esperimento superando il carico di rottura e producendo la fratturazione del provino si osserva ancora che i singoli frammenti non presentano sensibile deformazione permanente.

Nel primo caso una parte dell'energia impiegata è dissipata, essenzialmente in calore, una parte viene accumulata nella roccia in forma reversibile e consente al provino di riacquistare la forma iniziale quando vengano rimosse le cause di perturbazione.

Nel secondo caso una parte dell'energia impiegata è ancora dissipata, una parte è spesa per vincere le forze di coesione del materiale e produrre la frattura, una parte è restituita sotto forma di vibrazione.

Se l'esperimento in pressa viene effettuato in condizioni differenti, quali temperature più elevate, addizione di pressione confinante, tempi molto lunghi, la deformazione del campione avverrà non più seguendo un processo di tipo elastico, bensì di tipo duttile; superato un certo carico, che dipende dalle caratteristiche del materiale e delle condizioni nelle quali viene effettuato l'esperimento, a incrementi unitari di sforzo corrisponderanno incre-

menti non lineari di deformazione; scaricando la pressa, inoltre, e ripristinando le condizioni ambiente, il provino non riacquisterà la sua forma primitiva ma presenterà una deformazione permanente. Anche nel caso di una deformazione di tipo duttile, ovviamente, può essere raggiunta la rottura, ma in tal caso l'energia rilasciata istantaneamente sarà minore che nel caso elastico perché la gran parte dell'energia fornita è stata spesa per produrre la deformazione permanente.

Gli studi sul terreno.

La tettonica globale

Se dal laboratorio ci trasferiamo sul terreno, osserviamo che in natura processi analoghi a quelli precedentemente descritti si sono verificati durante tutto il corso delle ere geologiche; masse rocciose di ogni età, infatti, da alcuni miliardi di anni a poche centinaia di migliaia di anni si presentano comunemente fratturate e deformate. Fratture della lunghezza di centinaia o migliaia di chilometri con spostamenti verticali delle due masse rocciose ai lati della frattura di molte migliaia di metri, e spostamenti orizzontali di centinaia di chilometri, catene montuose che segnano fasce corrugate di migliaia di chilometri in lunghezza e centinaia in larghezza, immense cinture di vulcani attivi e il verificarsi di terremoti distruttivi lungo linee di frattura danno solo una pallida idea delle energie in gioco in questi fenomeni geodinamici dal momento che rappresentano solo un flash nella lunga storia della Terra.

Quale è il motore di questo grande laboratorio, e quali sono i meccanismi dei grandi processi geodinamici?

Tutti i geologi e geofisici concordano che la fonte principale di energia nella dinamica delle masse rocciose che costituiscono l'involucro della Terra è rappresentata dal calore interno. Quale sia, però, la macchina che compie il lavoro di continua trasformazione della faccia della Terra, è tutt'altro che un fatto scontato. A teorie etichettate come « fissiste » o « verticaliste », antagoniste anche al loro interno, quali le teorie del « raggrinzamento » della Terra e quindi dell'accorciamento progressivo del suo raggio, si sono opposte e si oppongono teorie « mobiliste », quali la teoria dell'espansione della Terra e quindi dell'aumento del raggio, e soprattutto la deriva dei continenti di A. Wegener o l'attuale « vin-

cente » teoria della tettonica a zolle (o tettonica globale).

Non entreremo nei processi che hanno portato all'affermazione o all'abbandono di una teoria a discapito o a favore di un'altra, né tenteremo di dare una spiegazione al perché oggi, di fatto, il mondo scientifico sovietico è sostanzialmente « fissista » e il mondo scientifico « occidentale » sostanzialmente mobilista. Sarebbero, questi, elementi di analisi molto interessanti, ma esulano dal tema che ci siamo prefissi in questo articolo. Avvertiamo subito, però, il lettore che non siamo neutrali o « obiettivi », ma partigiani delle teorie mobilistiche che ci sembrano contenere più elementi per l'analisi e la comprensione dei fenomeni geodinamici. Riteniamo anzi che la teoria della tettonica globale abbia rappresentato, nel campo delle scienze della Terra negli anni '60 una vera e propria rivoluzione culturale, anche se oggi sotto certi aspetti segna il passo, soprattutto per l'accettazione acritica e trionfalistica e per l'applicazione meccanicistica che ne fanno molti ricercatori.

La Terra è costituita da un nucleo, un mantello e una crosta, aventi differente composizione e stato fisico. Secondo la teoria della tettonica a zolle la parte superiore del mantello e la crosta costituirebbero un involucro rigido, chiamato litosfera, che avvolge un involucro viscoso chiamato astenosfera. La litosfera sarebbe interessata da una serie di fratture delimitanti un certo numero di placche rigide le quali nel tempo cambierebbero posizione rispetto ad una terna fissa di riferimento, scorrendo sull'astenosfera trascinate da correnti convettive all'interno di questa. Ammettendo che il raggio terrestre rimanga costante, quando due zolle divergono, lo spazio in precedenza occupato dai loro margini a contatto verrebbe riempito da materiale astenosferico in parte fuso che raffreddandosi si trasforma col tempo in nuova litosfera (litosfera oceanica); quando due zolle convergono una delle due sottoscorrerebbe all'altra, occupando nell'astenosfera uno spazio pari allo spazio aperto tra i due margini divergenti. La gran parte della zolla subdotta fonderebbe a grande profondità e si riciclerebbe nel mantello, consentendo un pareggio del bilancio tra nuova litosfera prodotta e vecchia litosfera consumata (fig. 1). I margini di zolla sono sedi di attività sismica e vulcanismo. I margini, infatti, corrispondono come si è detto,

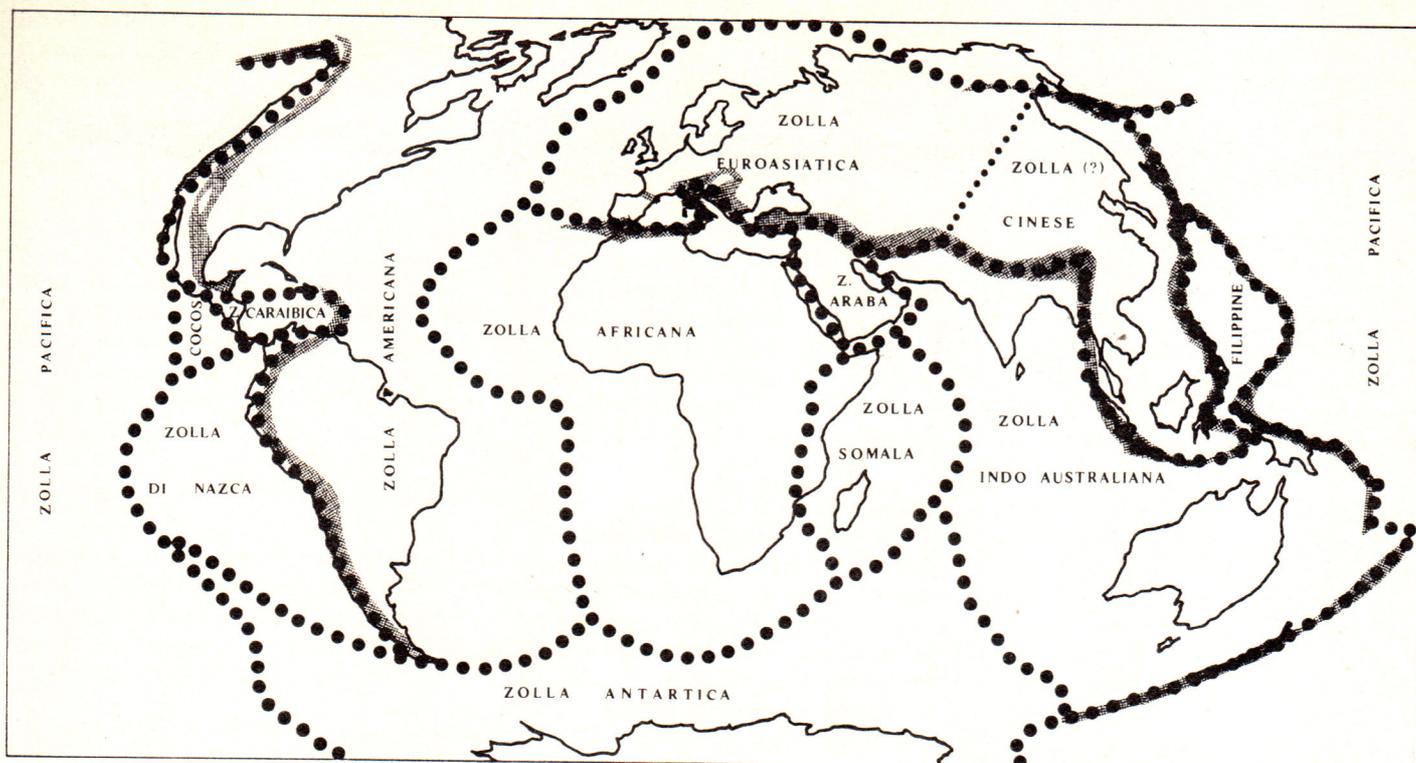


Fig. 1. La superficie terrestre si presenta suddivisa in una serie di « zolle » o « placche » rigide, limitate da fratture. Le zolle litosferiche possono scorrere su un'astenosfera viscosa. Con la linea a puntini sono rappresentati i margini di zolla. Con fasce grigie sono contrassegnati i margini convergenti, sedi di formazione di catene montuose (cordigliere americane, sistema alpino-himalayano) e archi vulcanici. I margini di zolla sono caratterizzati da intensa attività sismica. Lungo i margini divergenti si generano esclusivamente terremoti superficiali, per l'esiguo spessore dello strato litosferico rigido, potenzialmente attivo; lungo i margini convergenti si generano terremoti da superficiali a profondi (sino a 700 chilometri) per la presenza di litosfera rigida in subduzione nell'astenosfera.

a zone di frattura, e lungo queste può essere rilasciata l'energia accumulata a seguito dei processi di compressione, trazione e scorrimento laterale tra zolla e zolla. La figura 1 mostra le principali zolle litosferiche che formano oggi la faccia della terra.

Terremoti profondi e superficiali

Terremoti superficiali e vulcani basaltici sono caratteristici dei margini divergenti; terremoti profondi, fino a 700 chilometri, e vulcani andesitici caratterizzano i margini convergenti. L'esistenza di soli terremoti superficiali in aree di espansione è giustificata dal fatto che la litosfera, rigida e capace di accumulare energia e rilasciarla sotto forma di onde elastiche, è estremamente sottile. Nei margini convergenti, invece, la presenza di litosfera rigida in subduzione nell'astenosfera viscosa può spiegare la generazione di terremoti profondi. Due zolle possono anche, ovviamente, scorrere l'una rispetto all'altra senza divergere né convergere. In questo caso lo strato potenzialmente sismogenetico coincide con

lo spessore della litosfera.

Nella figura 2 sono schematizzati, attraverso una sezione ideale, i possibili tipi di rapporti e interazioni tra zolle. Nel caso di margini continentali convergenti i processi illustrati in figura si discostano alquanto da quelli comunemente ammessi nella teoria della tettonica a zolle. Secondo schemi più ortodossi, infatti, è la sola litosfera oceanica che può partecipare ai processi di subduzione, per l'elevata densità dei materiali che la costituiscono. Evidenze geologiche di « accorciamenti cristallini » di molte centinaia di chilometri nelle catene di tipo alpino-himalayano richiedono invece scomparsa per subduzione anche di litosfera continentale. L'apparente paradosso fisico può essere superato ammettendo per la litosfera continentale una partecipazione alla subduzione del mantello litosferico e della crosta inferiore, che hanno valori di densità sufficientemente elevati, mentre la crosta superiore parteciperebbe alla costruzione di catene montuose.

Tutto quanto detto finora si riferisce principalmente ai movimenti orizzon-

tali delle zolle litosferiche. La presenza di montagne di oltre 8.000 metri di altezza e di fosse di oltre 10.000 metri di profondità mostra chiaramente l'esistenza di movimenti verticali non trascurabili, che hanno la loro origine nelle modificazioni del sistema crosta-mantello e del sistema litosfera-astenosfera introdotte dall'interazione tra le zolle.

Movimenti verticali della crosta terrestre erano stati riconosciuti già ai primordi delle osservazioni scientifiche nel campo delle Scienze della Terra, e molti anni prima che venisse formulata la teoria della tettonica globale i geofisici avevano trovato nella teoria dell'isostasia una convincente spiegazione di questi fenomeni.

Le masse rocciose che compongono la crosta terrestre sono più leggere dei sottostanti materiali che costituiscono il mantello, e possono pertanto essere paragonati a corpi solidi a bassa densità che galleggiano su materiali viscosi a elevata densità. E' evidente che se lo stato di equilibrio di un determinato corpo viene turbato perché il corpo stesso viene alleggerito, o appesani-

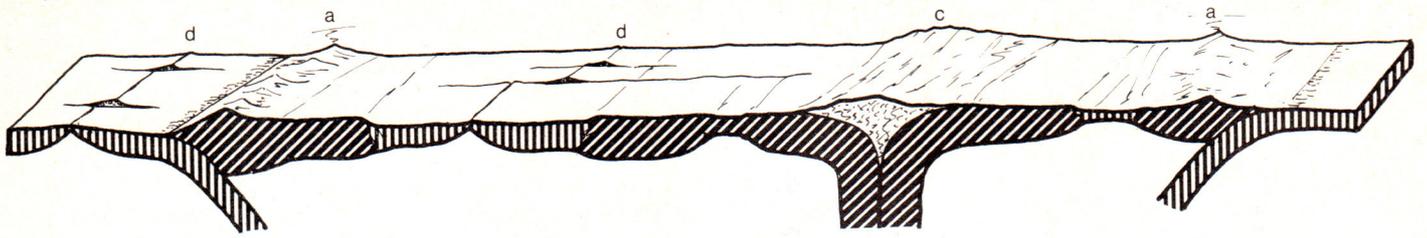


Fig. 2. Rappresentazione schematica dell'interazione tra zolle litosferiche. La litosfera oceanica è indicata con tratteggio verticale, quella continentale con tratteggio obliquo. Nelle aree di dorsale (d) viene prodotta nuova litosfera oceanica. Altrettanta viene distrutta lungo margini convergenti di tipo pacifico, dove si formano archi vulcanici (a) e cordigliere del tipo Montagne Rocciose - Ande, con generazione di nuova litosfera continentale. Nel caso di collisione continente-continente si può generare una catena di tipo alpino-himalayano, e porzioni di litosfera continentale più o meno ingenti vengono distrutte per subduzione.

tito, la sua « linea di galleggiamento » si sposta verso l'alto o verso il basso permettendo così al corpo di riportarsi nelle condizioni di equilibrio. Come esempio molto calzante veniva citato il lento sollevamento dei paesi scandinavi durante l'ultimo quaternario come conseguenza dell'alleggerimento dovuto alla fusione della calotta glaciale dopo la glaciazione würmiana (l'ultima).

Al di là del caso specifico e contingente delle glaciazioni, però, la teoria — pur convincente dal punto di vista fisico — lasciava del tutto insoluto il problema del motore delle perturbazioni nei grandi processi geodinamici. La teoria della tettonica a zolle offre l'opportunità di colmare questa lacuna individuando nell'astenosfera il motore, e nei margini delle zolle il luogo di massima perturbazione (anche sismica, evidentemente). Ammettiamo infatti di partire da una zolla in equilibrio isostatico: la litosfera continentale è più leggera di quella oceanica e pertanto la parte oceanica della zolla « galleggerà » a una profondità diversa da quella continentale. Questo caso può essere applicato, ad esempio, alla zolla Africa-Atlantico orientale, al cui interno non si ha, grazie all'equilibrio, attività sismica rilevante. Se, al contrario, una zolla continentale è sottoposta a trazione, essa può stirarsi e fratturarsi e lo spazio aperto viene occupato da materiale più denso proveniente dal mantello. Seguirà conseguentemente uno sprofondamento, con tutta l'attività sismica che ne deriva, che durerà finché non viene raggiunto l'equilibrio isostatico (caso dell'Africa orientale e della Rift Valley).

Più complesso è il giuoco lungo una zona di collisione tra litosfera oceanica e litosfera continentale, come ad esempio lungo il margine occidentale dell'America meridionale. In tal caso infatti si forma una fossa in corrispon-

denza della zona di inghiottimento della litosfera oceanica, si innesca una linea di vulcani attivi connessi ai processi di fusione parziale del mantello durante la subduzione e avvengono imponenti fenomeni di innalzamento (le Ande raggiungono quasi i 7.000 metri di altezza) perché la crosta continentale viene ispessita sia per l'apporto di materiale magmatico sia per i processi di compressione cui è sottoposta. Il tutto è accompagnato da imponenti fenomeni di attività sismica. Il sollevamento, ovviamente, durerà fintanto che non sarà raggiunto l'equilibrio isostatico.

Nel caso di una collisione continente-continente, esemplificato dallo scontro « zolla indiana » — « zolla sino-siberiana » —, infine, immense « schegge » compenstrate di materiale crostale formeranno pile di falde di ricoprimento, più o meno corrugate, col risultato di ispessire la crosta e modificare profondamente il sistema litosfera-astenosfera. Le Alpi e l'Himalaya sono l'esempio più significativo di questa fenomenologia.

Anche in questo caso il risultato sarà un sollevamento per riportare il corpo della catena montuosa in condizioni di equilibrio isostatico.

E' evidente che questi sforzi verticali producono accumuli di tensioni che possono scaricarsi producendo fratture o riattivandole, con conseguente generazione di terremoti.

E' comunque accettato che le deformazioni che si osservano nelle aree a più intensa attività tettonica (cioè di modificazione della parte esterna della crosta, con costruzione delle catene di montagne) con componenti tanto orizzontali che verticali, siano in ultima analisi determinate da un unico campo di forze, sostanzialmente tangenziale rispetto alla superficie della Terra, di cui la Tettonica globale fornisce un modello soddisfacente.

E in Italia?

Vediamo di descrivere la situazione italiana all'interno del quadro sopra tratteggiato (si veda anche l'articolo di Del Pezzo e Luongo pubblicato precedentemente su queste stesse pagine¹).

Se si eccettuano la Sardegna, la Sicilia sud-orientale, le Puglie e una parte della Valpadana, l'intero territorio nazionale è attraversato da catene montuose in disequilibrio isostatico e quindi soggette a movimenti verticali. A questi vanno aggiunti movimenti orizzontali che portano l'Italia peninsulare a spingere contro l'arco alpino e al tempo stesso a ruotare in senso antiorario, come mostrato in figura 3. Ne deriva un continuo accumulo di tensioni che in parte si scaricano rilasciando energia elastica sotto forma di terremoti.

Il rilascio dell'energia elastica accumulata

Parliamo ora del problema del rilascio dell'energia, cioè del passaggio del « fenomeno terremoto » dalla fase di accumulo a quella del rilascio dell'energia elastica e, conseguentemente, degli scuotimenti.

Il meccanismo fisico oggi ritenuto causa di questo aspetto del terremoto fu individuato da F. Reid sulla base dello studio dei fenomeni connessi al terremoto di S. Francisco (California 1906). La teoria di Reid, nota come teoria del ritorno elastico, è tuttora ritenuta sostanzialmente valida².

Le osservazioni principali su cui Reid basò la sua teoria furono misure geodetiche che mostravano gli spostamenti relativi della crosta intercorsi fra campagne di misura effettuate nel 1874-1892 e 1906/7 (dopo il terremoto). Reid formulò l'ipotesi che lo spostamento osservato fosse dovuto ad uno

scorrimento relativo della crosta su una superficie di discontinuità che egli identificò con la cosiddetta faglia di S. Andrea, una struttura geologica che attraversa la California, parallelamente alla costa pacifica, in direzione NNW. Benché le misure presentassero una notevole dispersione, Reid assunse che lo spostamento fosse massimo in prossimità della faglia e diminuisse molto lentamente all'aumentare della distanza da essa, e propose un andamento sul tipo di quello descritto in figura

4. Riassumendo quindi Reid propose la seguente descrizione del meccanismo sismico:

1. Il terremoto è preceduto da un progressivo accumulo di deformazione in certe regioni della crosta (gli spostamenti che segnalano questa deformazione sono dei dati sperimentali e le loro cause non vengono specificate).
2. Il terremoto si verifica a seguito della frattura della crosta terrestre lungo determinate superfici. La frattura genera una discontinuità del campo di

spostamento localizzata su tale superficie. Il ripetersi di simili eventi nel corso del tempo porta alla formazione di discontinuità geologiche lungo le superfici di frattura, dette faglie.

3. Il verificarsi della frattura provoca il rilascio dell'energia di deformazione accumulata: parte di questa energia è trasformata in calore dai processi dissipativi, parte è trasformata in energia potenziale di gravità (se lo spostamento provoca variazioni di quota della crosta), parte viene infine trasformata in energia elastica irraggiata, dando origine alle cosiddette onde sismiche, che si propagano a partire dalla sorgente del terremoto in ogni direzione attraverso la terra.

Soltanto recentemente, con la formulazione della Teoria della Tettonica a placche è stato proposto un meccanismo dinamico verosimile come responsabile degli spostamenti relativi della crosta terrestre.

Negli anni recenti la teoria di Reid ha subito poche modifiche:

1. La scoperta dello scorrimento plastico (deformazione duttile) lungo le faglie, che consente il rilascio lento dell'energia di deformazione senza dar luogo a terremoti veri e propri, nel senso che l'energia accumulata è spesa quasi interamente in processi dissipativi.

2. Il modello di Reid è fortemente semplificato rispetto alla situazione reale: infatti Reid non tenne alcun conto delle innumerevoli faglie secondarie collegate alla faglia principale le quali frazionano la crosta in prossimità del margine della placca in un complesso sistema. Oggi sembra più verosimile spiegare le misure di spostamento tramite una combinazione di scorrimenti plastici e fratture tanto sulla faglia principale che su quelle secondarie. La teoria di Reid con il semplificato modello della deformazione si presta quindi a rappresentare la deformazione risultante a lungo termine di un margine tettonico e sotto questo aspetto la teoria del ritorno elastico, benché formulata 50 anni prima della Teoria della Tettonica a Placche si inserisce perfettamente nello schema generale di quest'ultima.

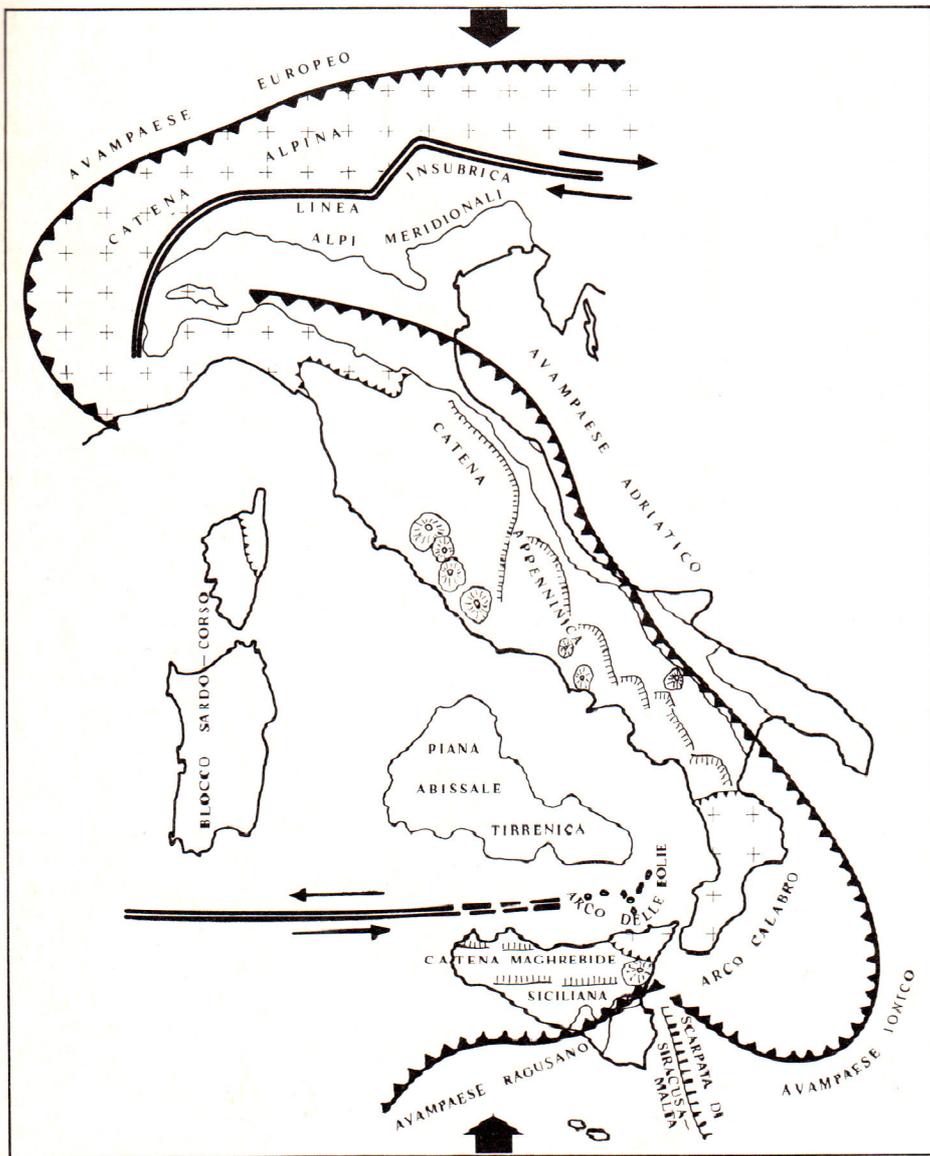


Fig. 3. La catena alpina e la catena appenninica occupano gran parte del territorio italiano. Queste fasce di corrugamento recente sono sede di attività sismica a causa degli sforzi differenziali cui è sottoposta la litosfera, sforzi sia verticali (tendenza al ristabilimento dell'equilibrio isostatico nelle zone a crosta ispessita o assottigliata) che orizzontali (interazione tra zolla africana e zolla europea, apertura del Mar Tirreno e conseguente rotazione antioraria della penisola). L'Arco Calabro è la zona di massima distorsione del sistema, e proprio in questa regione si sono verificati in epoca storica i terremoti di maggiore intensità.

Come una frattura genera onde

Cerchiamo ora di descrivere con qualche dettaglio il processo di formazione delle onde elastiche al seguito dello scorrimento relativo di due blocchi della crosta terrestre cercando di gene-

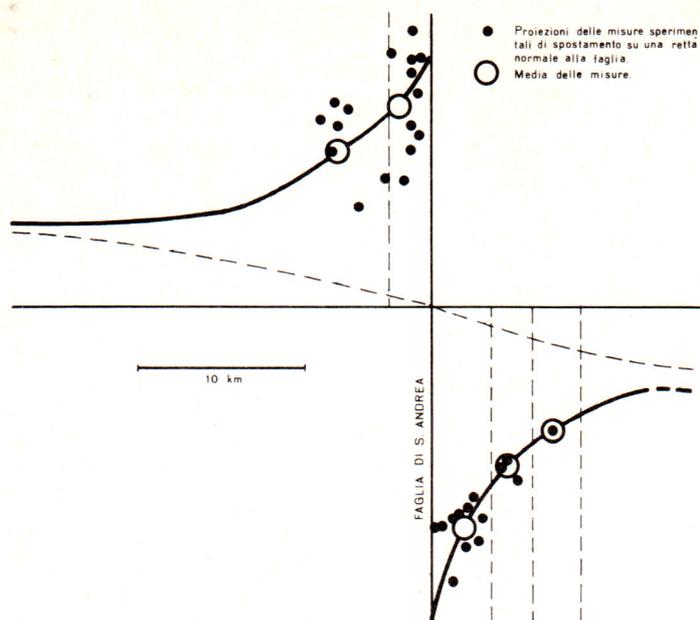


Fig. 4. Il modello di Reid per gli spostamenti lungo la faglia di S. Andrea.

ralizzare il modello di Reid a tutti i tipi di faglia (faglie di compressione, di tensione e trascorrenti)³.

Al nostro intuito le rocce di cui è costituita la litosfera appaiono come materiali estremamente rigidi. In realtà, come abbiamo visto, anch'esse sono deformabili se applichiamo sulla loro superficie delle forze sufficientemente elevate. Definiamo « sforzo » la forza per unità di superficie. Lo sforzo però non può crescere indefinitamente; esiste una situazione in cui le forze di coesione della roccia non sono più sufficienti a controbilanciare lo sforzo applicato; si enuclea allora una microfrattura che si propaga rapidamente rilasciando l'energia accumulata, finché lo sforzo non si porta a valori che la roccia può sostenere. Per aiutare il nostro intuito possiamo schematizzare la roccia come un sistema di masse, ciascuna congiunta tramite molle alle masse contigue (fig. 5).

La frattura in una roccia precedentemente intatta è schematizzata dalla rottura delle molle fra due linee di masse. Con questo modello della massa rocciosa, la successione dei fenomeni che portano ad un terremoto può essere schematizzata nel modo descritto in figura 6.

Il propagarsi della instabilità non avviene però istantaneamente a causa dell'inerzia delle masse e di altre cause. Si dà il nome di velocità di rottura alla velocità con cui l'instabilità si propaga nella direzione della faglia; essa vale tipicamente qualche km/s. Notiamo che ai bordi della frattura re-

sta però immagazzinata una grande energia di deformazione. Simultaneamente al processo di rottura, fin dall'inizio, si propaga in tutto il sistema una perturbazione oscillatoria; lo spostamento di una massa marginale perturba lo stato di quiete delle masse contigue che subiscono a loro volta degli spostamenti: queste masse però, superano per inerzia la nuova posizione di equilibrio determinata dal nuovo assetto del sistema, e le molle richiamandole indietro, generano uno stato di oscillazione che si propaga a velocità finita alle altre masse contigue. L'energia cinetica di una massa viene trasmessa a più masse contigue con una diminuzione progressiva dell'ampiezza di oscillazione. Questa propagazione di oscillazione schematizza nel nostro modello la propagazione delle onde sismiche nella Terra; un terremoto « forte » è avvertito anche a migliaia di chilometri dalla sorgente.

Le onde sismiche

Le onde sismiche sono di tre tipi fondamentali: onde di compressione e onde di taglio, schematizzate in fig. 7 (a-b) e onde di superficie, simili alle onde che si propagano alla superficie di un liquido.

A seguito del terremoto, però, non tutta l'energia accumulata è stata scaricata; energia residua resta su tutta la faglia, e particolarmente agli estremi della superficie su cui è appena avvenuta la frattura. Queste condizioni generano normalmente nuovi terremoti,

successivi all'evento principale che sono denominati repliche o, impropriamente, scosse di assestamento, che possono prolungarsi nel tempo anche per anni.

L'energia rilasciata dalla sorgente si propaga sotto forma di oscillazioni di ampiezza decrescente con la distanza. Dalla misura strumentale dell'ampiezza in differenti punti della superficie terrestre è possibile valutare numericamente la « grandezza » di un terremoto, espressa dal parametro Magnitudo. Gli effetti prodotti dallo scuotimento in un sito sono espressi invece in termini di intensità tramite scale di cui la Mercalli è la più nota.

Quando e dove avviene un terremoto?

La conoscenza approfondita del terremoto come fenomeno fisico geodinamico costituisce la base scientifica necessaria per affrontare i risvolti sociali del problema, cioè per acquisire strumenti per la difesa dal terremoto stesso. Questi strumenti contengono sempre caratteri previsionali.

L'obiettivo generale della ricerca sismologica infatti, è quello della formulazione di una correlazione che regoli e definisca le modalità di accadimento del fenomeno terremoto inteso come complesso dei fatti: accumulo delle tensioni — liberazione dell'energia — effetti causati da questa.

Questa « legge » consentirebbe, attraverso la misurazione e la correlazione di alcuni parametri (che in essa compaiono), di conoscere in un certo istante (geologico) le condizioni del mezzo in cui avverrà la frattura, e quindi l'evoluzione spazio-temporale del processo. Sarebbe quindi una legge di tipo « previsionale », e costituirebbe una vera e propria descrizione quantitativa del fenomeno complessivo.

Purtroppo questo richiede necessariamente la conoscenza dei fenomeni di frattura nelle rocce e dei parametri fisici misurabili che li determinano, o cui sono comunque correlati, conoscenza che è a tutt'oggi del tutto insoddisfacente.

Non è al momento neppure ipotizzabile la data in cui sarà possibile la formulazione e l'uso di una « legge » come quella sopra descritta; un passo intermedio è quello della definizione delle aree sismogenetiche: si tratta di definire spazialmente le zone-sorgente dei terremoti e la « forza » del massimo evento che può verificarsi in ciascuna zona. (Si veda anche l'articolo di Ruscetti in questa monografia).

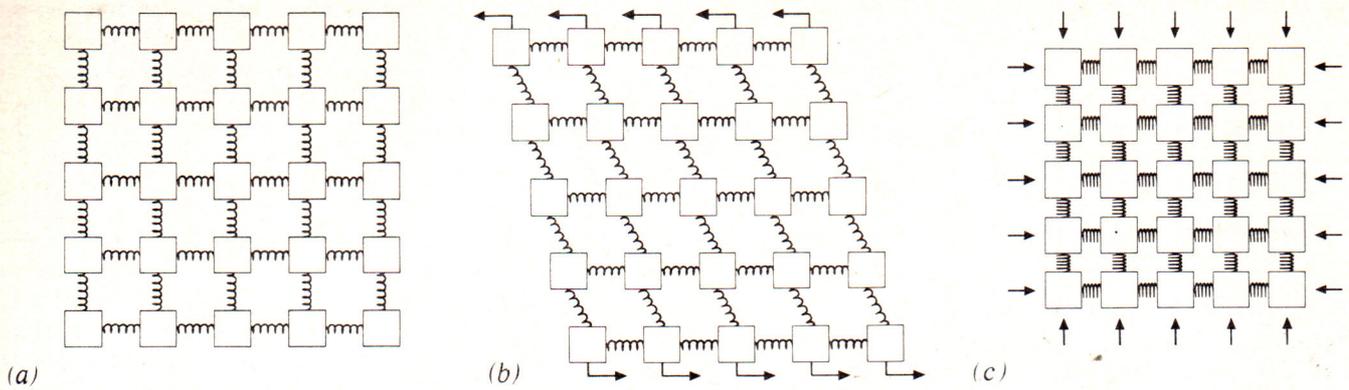


Fig. 5. Schematizzazione della deformazione di una roccia. Applicando degli sforzi sulla superficie del sistema indisturbato (a) si determinano, ad esempio, deformazioni di taglio (b) o di compressione (c). E' evidente che rimuovendo le forze applicate sia nel caso (b) che (c), le molle torneranno alla lunghezza iniziale, riportando il sistema nella condizione (a).

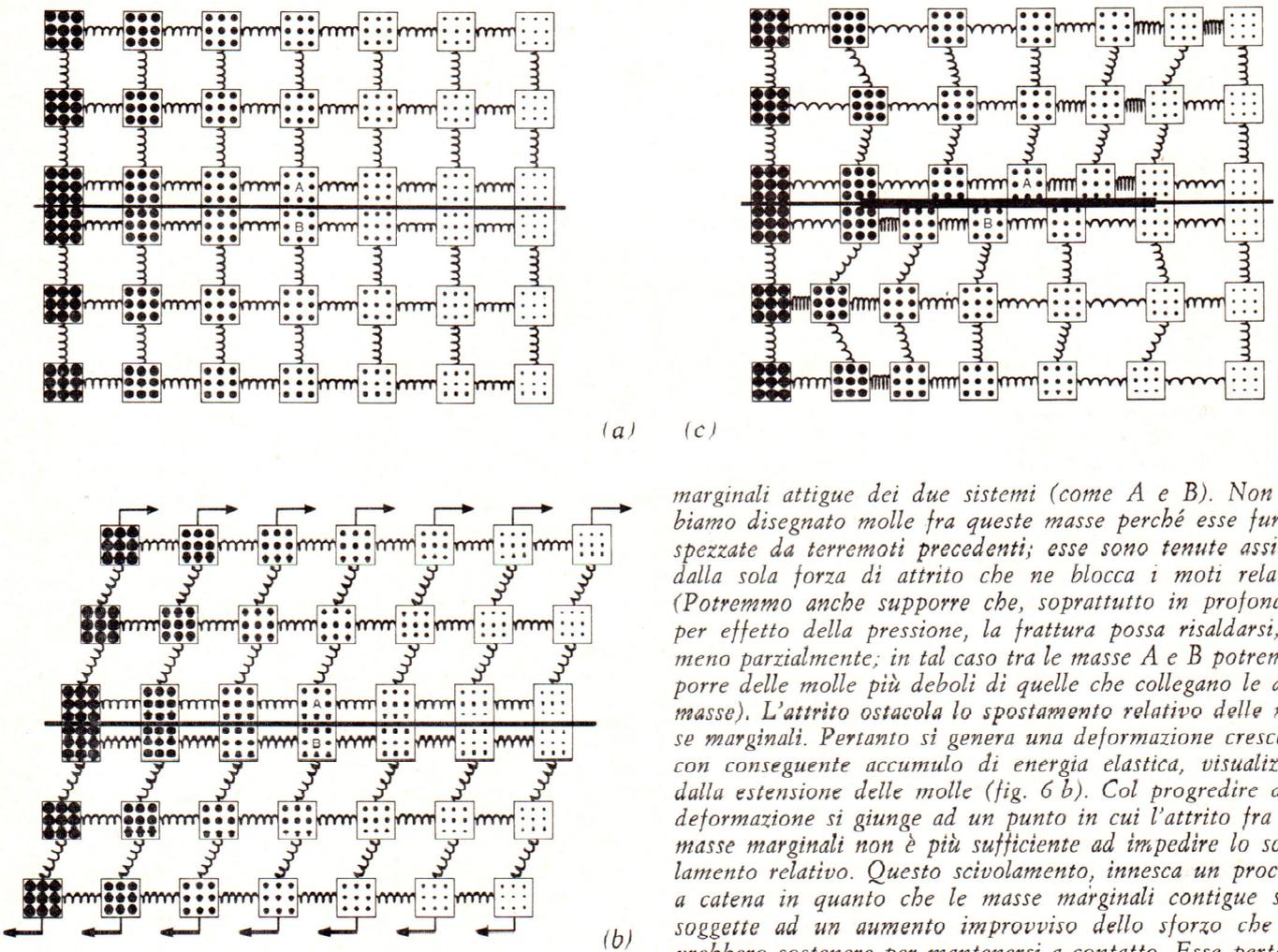


Fig. 6. Modello di terremoto lungo una faglia. Consideriamo due blocchi cristallini separati da una faglia; essi sono rappresentati tramite il nostro modello come in (a). La faglia è rappresentata dalla superficie di contatto fra le masse

marginali attigue dei due sistemi (come A e B). Non abbiamo disegnato molle fra queste masse perché esse furono spezzate da terremoti precedenti; esse sono tenute assieme dalla sola forza di attrito che ne blocca i moti relativi. (Potremmo anche supporre che, soprattutto in profondità, per effetto della pressione, la frattura possa risaldarsi, almeno parzialmente; in tal caso tra le masse A e B potremmo porre delle molle più deboli di quelle che collegano le altre masse). L'attrito ostacola lo spostamento relativo delle masse marginali. Pertanto si genera una deformazione crescente con conseguente accumulo di energia elastica, visualizzata dalla estensione delle molle (fig. 6 b). Col progredire della deformazione si giunge ad un punto in cui l'attrito fra due masse marginali non è più sufficiente ad impedire lo scivolamento relativo. Questo scivolamento, innesca un processo a catena in quanto che le masse marginali contigue sono soggette ad un aumento improvviso dello sforzo che dovrebbero sostenere per mantenersi a contatto. Esse pertanto scivolano perché l'attrito non è più sufficiente a tenerle in equilibrio e scivolando compromettono l'equilibrio delle masse marginali a loro contigue (c) e il processo continua finché lo spostamento lungo il margine riporta lo sforzo ad un livello sostenibile dalle forze d'attrito.

Il problema della previsione

Recentemente ha riscosso notevole successo lo studio di fenomeni precursori;

di fenomeni fisico-chimico-biologici, cioè, ritenuti collegati alla fase finale del processo di accumulo di energia, che determina l'induzione del fenome-

no di frattura vero e proprio.

Diamo qui a parte la descrizione schematica degli eventi e dei fenomeni precursori che portarono nel 1975 alla

previsione di un terremoto in una provincia nord-orientale della Cina Popolare³.

Il successo conseguito con la previsione del terremoto di Hai Cheng (vedi scheda qui accanto) fu il frutto di quattro fattori fondamentali:

- 1) l'enorme numero di dati storici disponibili che permise la previsione a lungo termine;
- 2) la programmazione delle ricerche da effettuare, opportunamente coordinate, oltre alla mobilitazione di un gran numero di osservatori non professionali sufficientemente istruiti;
- 3) il coinvolgimento di tutta la popolazione opportunamente preparata nel riportare fenomeni e comportamenti anomali;
- 4) la serie di scosse moderate e crescenti precedenti il terremoto che permise la previsione immediata.

Determinare al fine dell'ordine di evacuazione fu il quarto punto. La successione di eventi riportata nel caso del terremoto di Hai Cheng non può tuttavia in nessun caso essere ritenuta « tipica » di un terremoto. Molto spesso questo avviene senza scosse premonitrici e molto spesso le anomalie menzionate si verificano anche in misura notevole senza essere collegate ad un terremoto. In altri termini nella previsione del terremoto di Hai Cheng giocò un ruolo fondamentale una serie insolita di circostanze favorevoli, anche se ovviamente a poco ciò sarebbe valso se non fosse stato preventivamente avviato un programma regionale di studio e di ricerca.

A questo proposito va detto che la possibilità di previsione dei terremoti su base di routine pur costituendo un mezzo per approntare soccorsi in anticipo, per salvare vite umane e limitare i danni prodotti da incendi, fughe di gas, crolli di dighe ecc. tramite tempestivi interventi, non può limitare se non marginalmente il disastro economico e sociale conseguente alla distruzione delle capacità produttive della regione colpita. Da questo punto di vista bisogna sottolineare con forza che l'unica soluzione valida del problema-terremoto è quella della prevenzione, cioè dell'assetto degli insediamenti e del territorio basato su validi criteri antisismici. Per fare un paragone meteorologico potremmo dire che l'essere in grado di prevedere un temporale non ci esime dalla necessità di costruire tetti impermeabili.

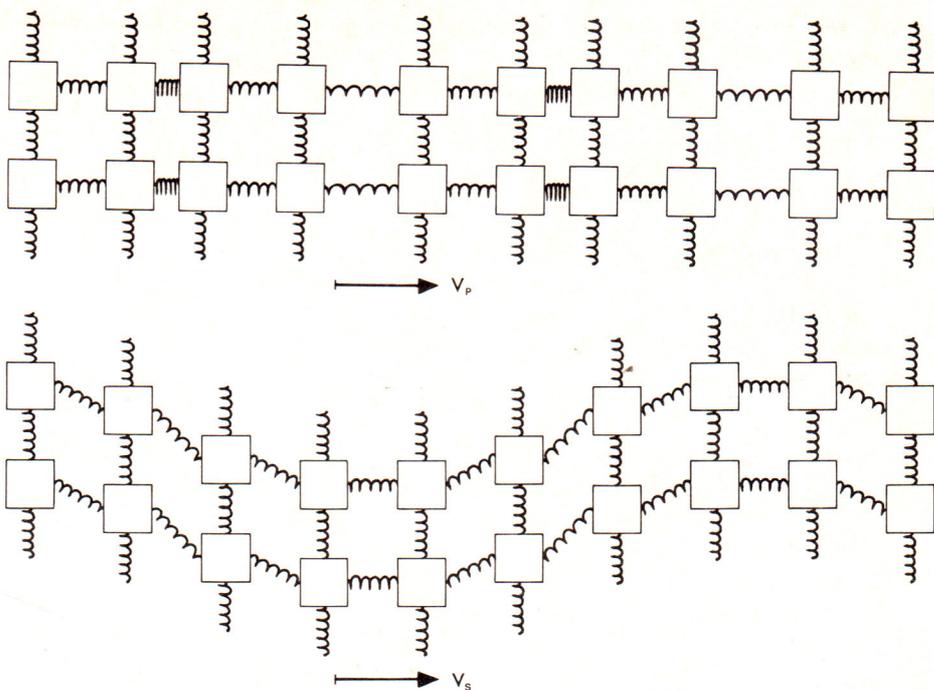


Fig. 7. Le onde di compressione, dette anche onde P (primarie) sono delle deformazioni oscillatorie in cui si susseguono compressioni e dilatazioni; esse si muovono ad una velocità che indichiamo con V_p . Le onde di taglio, dette anche onde S (secondarie), sono deformazioni di taglio oscillanti e sono caratterizzate dal fatto che le masse subiscono spostamenti trasversali rispetto alla direzione di propagazione; essi si propagano ad una velocità V_s minore di V_p e pertanto giungono con ritardo rispetto alle onde P.

BIBLIOGRAFIA

- ¹ Del Pezzo E.-Luongo G., *Il terremoto: tradizione e scienza*, « Sapere » n. 820, luglio 1979.
- ² Savage J.C.-Burford R.O., *Geodetic determination of relative plate motion in central*

California, « Journal of Geophysical Research », vol. 78, 1973.

³ Press F., *Displacement, strains and tilts at teleseismic distances*, « Journ. Geoph. Research. », vol. 70, 1965.

⁴ Molnar et al., *Prediction of the Hai-cheng earthquake*, « EOS », vol. 158, 1977.

La previsione del terremoto di Hai Cheng (Cina popolare)

Previsione a lungo termine. Conferenza dell'Ufficio Sismologico di Stato 1970. L'andamento spazio-temporale dei terremoti precedenti nel settore nord-orientale della Cina suggerisce una migrazione verso NNW basata sull'analisi di tendenze e periodicità desunte dall'accurato catalogo di terremoti distruttivi nella regione, risalente a 5000-6000 anni. E' previsto un terremoto distruttivo nella provincia di Liaoning per il 1975-1977. Si intraprendono studi geofisici e geologici nella regione. Si identificano faglie attive. Sono installate 17 stazioni sismografiche. Si effettua una campagna di livellazione. Il personale a tempo pieno dei centri di ricerca è portato da poche decine a 300 unità.

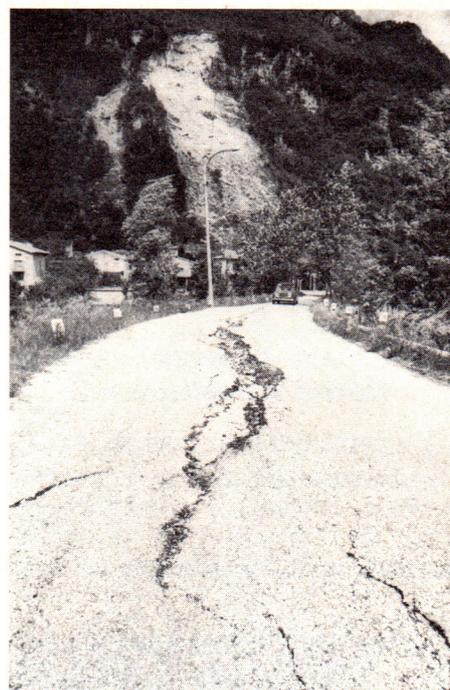
Previsione a medio termine. Giugno 1974. I dati accumulati mostrano che la regione ad est di Hai Cheng è soggetta a forti deformazioni crescenti. E' fatta la previsione di un terremoto con magnitudo 5-6 entro due anni. E' intrapresa una campagna di informazione capillare sul rischio sismico e le tecniche di prevenzione. Sono stabiliti diversi posti di osservazione di fenomeni precursori gestiti da volontari.

Previsione a breve termine. Accentuarsi delle anomalie. Sciami di terremoti moderati nel nord della provincia. E' previsto un terremoto con magnitudo 5,5-6 entro sei mesi.

Previsione imminente. Primo febbraio 1975. Serie crescente in frequenza e magnitudo di terremoti moderati. Si costruiscono rifugi di emergenza. Ore 0.3 del 4 febbraio: previsione di un terremoto distruttivo entro poche ore. Si organizzano procedure di emergenza e posti di pronto soccorso. Il terremoto, molto più forte del previsto, avviene alle 19.36 dello stesso giorno con magnitudo 7.3.

I terremoti più catastrofici in Italia e nel mondo

Data	Regione	Morti	Magnitudo	Note
5 dic. 1456	Appennino Mer.	50.000		Area dann. 3100 km ²
23 gen. 1556	Shansi-Cina	830.000		
11 gen. 1693	Catania-Val di Noto	60.000		
1737	Calcutta-India	300.000		
1 nov. 1755	Lisbona-Portogallo	60.000		Avvertito in 10 ⁷ km ²
Feb.-mar. 1783	Calabria	30.000		5 terr. disastrosi
16 dic. 1857	Lucania	12.000		Area dann. 5000 km ²
28 lug. 1883	Ischia	2.000		Area dann. 5 km ²
8 set. 1905	Calabria	557	7.1	Area dann. 5000 km ²
18 apr. 1906	S. Francisco-California	700	8.3	
28 dic. 1908	Calabria-Sicilia	75.000	7.2	
13 gen. 1915	Avezzano-Abruzzi	30.000	6.8	
16 dic. 1920	Cina	100.000	8.5	
1 set. 1923	Tokio-Giappone	99.330	8.3	
22 mag. 1927	Cina	200.000	8.3	
23 lug. 1930	Irpinia	1.425	6.5	Area dann. 1600 km ²
15 ago. 1950	India-Tibet	1.530	8.5	Avv. in 6x10 ⁶ km ²
22 mag. 1962	Cile	4.500	8.3	Area dann. 1600x160 km
29 feb. 1960	Agadir-Marocco	12.000	5.8	
26 lug. 1963	Skopje-Yugoslavia	1.100	6.0	
28 mar. 1964	Alaska	114	8.5	Area dann. 900x300 km ²
5 mag. 1976	Friuli	965	6.5	
27 lug. 1976	Cina	655.237	8.0	



Le relazioni che legano i parametri fisici che caratterizzano i terremoti (magnitudo, energia, momento, dimensioni della zona focale etc.) agli effetti di questi ultimi sono di tipo estremamente complesso e dipendono oltre che dalle particolari caratteristiche anche da numerosi altri parametri quali ad esempio la distanza ipocentrale, la densità di popolazione, il tipo di costruzioni, l'ora in cui avviene l'evento sismico, la presenza di effetti collaterali come incendi, frane e maremoti. Di conseguenza non necessariamente ad elevati valori di magnitudo corrisponde un danno proporzionale, come illustrato ad esempio da alcuni terremoti come quelli avvenuti ad Agadir, (Marocco), nel 1960, Skopje (Yugoslavia) nel 1963 ed in Italia a Casamicciola, Ischia, nel 1883, tutti con un valore relativamente piccolo di magnitudo, ma con elevato numero di vittime. A questi si contrappongono terremoti come quello avvenuto in Alaska nel 1964, con la magnitudo più elevata degli ultimi 15 anni (M=8.5) che causò 145 morti di cui 110 uccisi dal maremoto, 28 da frane, 3 da attacco di cuore e 4 da caduta di oggetti. Nel 1971 in California un terremoto con un valore di magnitudo simile a quella del Friuli causò 63 morti di cui 44 nel crollo di un ospizio per persone anziane e 9 per collasso cardiaco.

Le cause di un non semplice rapporto causa-effetto tra dimensioni di un sisma e suoi effetti sono molteplici. In primo luogo esiste una correlazione positiva tra le ore in cui avvengono i terremoti e la mortalità provocata da questi ultimi. Inoltre in moltissimi casi terremoti che hanno preceduto di alcune ore o minuti le scosse principali hanno contribuito a ridurre notevolmente il numero delle vittime. A questo proposito tra gli eventi più rilevanti sono quelli avvenuti in Cile nel 1960 (M=8.5), che fu preceduto da una serie di terremoti precursori. Il numero delle vittime fu circa 3000, di cui la maggior parte a causa di un maremoto. Il terremoto del 15 aprile 1979 in Montenegro, Jugoslavia, con una magnitudo pari a 6.5, è stato anche caratterizzato da una moderata scossa premonitrice che ha contribuito a ridurre il numero delle vittime.

A parità comunque dell'ora in cui avviene l'evento sismico, il tipo di costruzioni gioca un ruolo essenziale nella salvaguardia delle vite umane. In generale il tipo medio di costruzioni in regioni come la California ed il Canada è tale che la mortalità per la presenza in edifici è piuttosto bassa. Al contrario in molte altre regioni del mondo, tra cui l'Italia, la Turchia, l'Iran e molti altri paesi asiatici e latino-americani, terremoti di ma-

gnitudo non eccessivamente elevata possono provocare disastri a causa soprattutto del tipo e linea di costruzioni, spesso completamente inadatte a resistere anche a piccole sollecitazioni del suolo.

Un altro aspetto dei terremoti che contribuisce ad ingrandire le dimensioni delle catastrofi è rappresentato dalla elevata probabilità del raggrupparsi di terremoti in una stessa regione per un intervallo di tempo dell'ordine in media di qualche anno (si veda l'articolo di Del Pezzo e Luongo in « Sapere » n. 820). La storia sismica italiana ci insegna che sequenze di eventi con magnitudo pressoché equivalente non sono affatto rare (tra quelle più forti ricordiamo i terremoti calabresi del febbraio-marzo 1783, e tra le più recenti i terremoti del Belice del 1968 e le recenti sequenze del Friuli).

Non è possibile qui riportare un elenco omogeneo dei terremoti più catastrofici avvenuti in Italia e nel mondo. Basti ricordare che ogni anno avvengono nel mondo circa 200 terremoti con una magnitudo nell'intervallo 6-6.4. Si riporta qui solamente un elenco cronologico di alcune tra le maggiori catastrofi, scelte in base sia al numero dei morti che al divario esistente tra valore della magnitudo e corrispondente numero di vittime.

Roberto Scarpa