LE SCIENZE quaderni

59

IL RISCHIO SISMICO

a cura di Enzo Boschi

contributi di:

V. Achilli, P. Baldi, F. Barberi, M. Bonafede,
M. Dragoni, P. Gasperini, E. Guidoboni, E. Mantovani,
F. Mulargia, D. Pantosti, V. Petrini, A. Rovelli,
R. Sabadini, G. Spada, S. Tinti e G. Valensise.

LE SCIENZE quaderni

numero 59 aprile 1991 lire 9000

IL RISCHIO SISMICO

Un periodico LE SCIENZE S.p.A.
realizzato dalla redazione
della rivista «Le Scienze»
(sei numeri all'anno)

Consulenza scientifica
Felice Ippolito

Coordinamento editoriale
Gianbruno Guerrerio

Disegni originali:
Gabriella Marmorelli

Grafica e copertina
Giorgio Bonanomi

Uffici:
Piazza della Repubblica, 8 - 20121 Milano
Telefoni: 6554335-6554265-6554364

Abbonamento annuale L. 43.000

Direttore responsabile
Carlo Caracciolo
Registrazione del Tribunale di Milano
n. 93/82 del 27-2-1982

Distribuzione in Italia:
per le edicole
SO.DI.P. "Angelo Patuzzi" S.p.A.
via Zuretti, 25
20125 Milano
per le librerie
La Nuova Italia Editrice S.p.A.
via Ernesto Codignola
50018 Casellina di Scandicci (FI)

Stampa e legatoria
Milanostampa, Farigliano (CN)
Printed in Italy

Copyright © 1985, 1986,
1989, 1990, 1991
by LE SCIENZE S.p.A.

Introduzione 2

IL RISCHIO SISMICO IN ITALIA 3
di Vincenzo Petrini

La difesa dai terremoti in Italia 6
di Franco Barberi

RISCHIO SISMICO E BENI CULTURALI 8
di Antonella Huber

I MOTI VIOLENTI DEL SUOLO DURANTE I TERREMOTI 11
di Antonio Rovelli

PROPRIETÀ DELLA LITOSFERA TERRESTRE 18
di Roberto Sabadini e Giorgio Spada

PLASTICITÀ DELLE ROCCE E MECCANISMO DEI TERREMOTI 24
di Maurizio Bonafede e Michele Dragoni

I GRANDI TERREMOTI MEDIEVALI IN ITALIA 31
di Emanuela Guidoboni ed Enzo Boschi

LA PREVISIONE DEI TERREMOTI 44
di Enzo Boschi e Michele Dragoni

LA VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA IN ITALIA 51
di Enzo Mantovani

LA PREVISIONE STATISTICA DEI TERREMOTI 60
di Francesco Mulargia e Paolo Gasperini

DEFORMAZIONI CROSTALI E SISMICITÀ 64
di Vladimiro Achilli e Paolo Baldi

Geografia sismica d'Italia 69
di Calvino Gasparini e Andrea Tertulliani

Tomografia sismica per la regione italiana 70
di Alessandro Amato e Bruno Alessandrini

Macrozonazione sismica del territorio italiano 72
di Paolo Favali, Giancarlo Scalera e Giuseppe Smriglio

I nuovi strumenti della sismologia 74
di Domenico Giardini, Andrea Morelli e Giovanni Romeo

La rete sismica nazionale centralizzata 77
di Rodolfo Console, Bruno De Simoni, Francesco Mele e Quintilio Taccetti

Il controllo di aree sismogenetiche con reti locali 79
di Alberto Basili e Massimo Cocco

IL TERREMOTO DELL'IRPINIA: 10 ANNI DI RICERCHE 81
di Enzo Boschi, Daniela Pantosti e Gianluca Valensise

I MAREMOTI 92
di Stefano Tinti

Letture consigliate 96

Enzo Boschi insegna sismologia al Dipartimento di fisica dell'Università di Bologna. Membro dell'Accademia nazionale dei Lincei, è presidente dell'Istituto nazionale di geofisica (ING).

F. Barberi insegna al Dipartimento di scienze della Terra dell'Università di Pisa. V. Petrini insegna al Dipartimento di ingegneria strutturale al Politecnico di Milano. P. Baldi, M. Bonafede, M. Dragoni, F. Mulargia, R. Sabadini e S. Tinti insegnano al Dipartimento di fisica dell'Università di Bologna, dove G. Spada frequenta il dottorato di ricerca in fisica. V. Achilli insegna al Dipartimento di ingegneria civile edile all'Università di Roma «Tor Vergata». E. Mantovani insegna al Dipartimento di scienze della Terra dell'Università di Siena. B. Alessandrini, A. Amato, A. Basili, M. Cocco, R. Console, B. De Simoni, P. Favali, D. Giardini, C. Gasparini, P. Gasperini, F. Mele, A. Morelli, D. Pantosti, G. Romeo, A. Rovelli, G. Scalera, G. Smriglio, Q. Taccetti, A. Tertulliani e G. Valensise sono ricercatori all'ING di Roma. A. Huber si interessa di problemi di conservazione del patrimonio storico-artistico. E. Guidoboni, medievalista, presiede la società «Storia, geofisica e ambiente».

In copertina, la chiesa di Bussana Vecchia (Imperia), distrutta dal terremoto del 23 febbraio 1887, è ancor oggi un rudere, come buona parte del piccolo paese delle Alpi Marittime. (Foto M. M. Fossati)

Introduzione

Il rischio fa parte della nostra esistenza: esiste un rischio associato a ogni azione. In qualunque istante della vita di un individuo, esistono infatti innumerevoli fattori che ne minacciano la salute o la vita stessa ed esiste una certa probabilità che tale minaccia divenga realtà. Uno di questi fattori è costituito dagli eventi naturali violenti: terremoti, eruzioni vulcaniche, uragani, inondazioni, frane, valanghe e così via. Il fatto che l'umanità sia sopravvissuta e si sia moltiplicata fino a oggi mostra tuttavia che, per la maggior parte degli uomini, gli eventi più distruttivi hanno fortunatamente una probabilità di accadimento sufficientemente piccola. L'osservazione dei fenomeni mostra che, in generale, gli eventi con conseguenze gravi sono rari, mentre assai più frequenti sono gli eventi con conseguenze limitate.

In base a queste considerazioni, dovrebbe essere chiaro che due sono i fattori che concorrono ad esprimere il concetto di rischio, *relativamente a un dato evento: la probabilità che l'evento si produca e l'entità delle conseguenze. Ad esempio, le conseguenze dell'impatto sulla Terra di un asteroide del diametro di qualche decina di chilometri sarebbero disastrose, ma la probabilità che un simile evento abbia luogo è talmente piccola che il rischio per un individuo è trascurabile. Il rischio connesso al prodursi di un determinato evento è dunque il prodotto della probabilità dell'evento per l'entità delle conseguenze.*

Per quanto riguarda i terremoti, la probabilità che un evento di questo tipo colpisca una data regione, entro un dato periodo di tempo, è nota come pericolosità sismica *della regione. Va subito detto che le attuali determinazioni di questo parametro non sono il risultato di una conoscenza adeguata dei fenomeni fisici che sono all'origine dei terremoti, ma derivano prevalentemente dall'analisi della sismicità del passato. Se consideriamo una mappa della sismicità italiana, vediamo che in essa sono riportati gli epicentri di tutti i terremoti, con intensità superiore a un certo valore, che sono avvenuti in Italia in un certo periodo di tempo, diciamo dall'anno mille a oggi. Nonostante la sismicità in Italia sia molto diffusa, uno sguardo alla mappa permette subito di vedere quali sono le aree più colpite: ad esempio, la dorsale appenninica è più fittamente e frequentemente interessata da movimenti tellurici. Tali aree sono «più pericolose» delle altre dal punto di vista sismico.*

I sismologi hanno cercato di definire la pericolosità in modo quantitativo. Fino al 1980, erano considerate «sismiche» quelle aree che sono state colpite da almeno un terremoto distruttivo a partire dal 1908 (anno del terremoto di Messina), trascurando tutta la storia sismica precedente. Tale criterio era chiaramente inadeguato: in base a esso, infatti, buona parte dei Comuni dell'Irpinia e della Basilicata colpiti dal terremoto del 1980 non erano considerati «sismici». In particolare, il periodo di tempo considerato (dal 1908 a oggi) per la valutazione della pericolosità sismica era troppo breve: nel nostro Paese l'intervallo di ricorrenza caratteristico dei grandi terremoti che hanno origine dalla stessa struttura sismogenetica è di centinaia di anni o più.

La classificazione sismica adottata negli ultimi anni fa riferimento alla sismicità registrata dall'anno mille a oggi. Si sono individuate le aree che in questo periodo hanno risentito terremoti con intensità superiore a un certo valore e si è tenuto conto della frequenza con cui tali terremoti sono avvenuti. È ovvio che, a parità di intensità massima dei terremoti, è più pericolosa un'area in cui i terremoti avvengono più spesso.

La pericolosità sismica di un'area è dunque determinata indipendentemente dalla presenza e dalla tipologia degli insediamenti umani in quell'area. La considerazione di questi elementi è compresa nell'altro fattore che determina il rischio sismico e cioè l'entità dei danni possibili o vulnerabilità. *La valutazione della vulnerabilità rispetto ai terremoti è assai complessa: nel suo senso più ampio, non comporta infatti solo considerazioni di ingegneria sismica e di assetto del territorio, ma anche un'analisi degli effetti del terremoto sul tessuto socio-economico dell'area. In altre parole, la vulnerabilità non è esprimibile solo tramite il danno materiale che il terremoto può produrre, ma deve comprendere le conseguenze, anche indirette, che tale danno comporta e quindi il concetto di* valore *che le opere presenti sul territorio posseggono per la comunità. Si pensi, ad esempio, alle conseguenze che può avere la distruzione di un importante insediamento industriale o di un capolavoro del patrimonio artistico.*

Nonostante i limiti e l'approssimazione delle attuali valutazioni del rischio sismico, già l'individuazione delle aree a più alto rischio rappresenta un importante punto di partenza. In queste aree è possibile e doveroso effettuare due tipi di intervento. In primo luogo, occorre concentrarvi l'attività di ricerca, con l'installazione di reti strumentali che consentano uno studio dettagliato della regione, la conferma del livello di pericolosità, l'individuazione delle strutture sismogenetiche, la determinazione del rischio a piccola scala. Questi studi, volti alla comprensione fisica del fenomeno terremoto, sono quelli che potranno in futuro permetterci di prevederlo con una ridotta indeterminazione.

In secondo luogo, occorre condurre una seria politica di prevenzione dei danni dei futuri terremoti, tramite l'adeguamento del patrimonio edilizio a criteri antisismici proporzionati al livello di pericolosità dell'area. La valutazione del rischio sismico è premessa indispensabile all'adozione di misure operative. Poiché non è concepibile che si possano ristrutturare in breve tempo tutti gli edifici sismicamente non sicuri presenti nelle aree pericolose, la conoscenza del rischio metterà in grado lo Stato e gli amministratori locali di stabilire le necessarie priorità di intervento. Uno sforzo in tal senso è indispensabile se non vogliamo che il prossimo grande terremoto ci colga ancora impreparati.

Enzo Boschi

Bologna, febbraio 1991

Il rischio sismico in Italia

di Vincenzo Petrini

È strettamente correlato alla vulnerabilità degli edifici e quindi alle normative che ne regolano la costruzione e il recupero

La valutazione del rischio sismico comporta la stima delle conseguenze che i futuri terremoti possono provocare al sistema socio-economico direttamente o indirettamente interessato dai terremoti stessi; sono evidenti gli ingredienti fondamentali di tale stima:
- la pericolosità sismica, cioè la descrizione della possibile attività sismica futura ottenuta assegnando, in ogni sito del territorio analizzato, i valori di parametri rappresentativi del moto del suolo;
- la vulnerabilità e l'esposizione, cioè la definizione di tutte le caratteristiche del sistema socio-economico interessato dagli eventi attesi.

Nella prassi corrente delle analisi di rischio si fa riferimento sia ad approcci probabilistici sia ad approcci per scenari, a seconda delle finalità delle analisi stesse; a titolo di esempio, si può ricordare che gli approcci probabilistici sono tipici di indagini finalizzate alla definizione di priorità nell'ambito di programmi di intervento preventivo, mentre quelli per scenari sono più consoni alla predisposizione di piani di protezione civile. In ogni caso si tratta di indagini estremamente complesse, sia dal punto di vista della messa a punto di strumenti metodologici di analisi, sia per l'acquisizione di tutti i dati necessari per una corretta descrizione del problema.

Per semplicità e per esigenze di spazio può essere opportuno semplificare la trattazione, identificando il rischio con la valutazione del solo danno fisico diretto a un insieme di edifici ordinari, del tipo di quelli che costituiscono gran parte del tessuto delle nostre città. Si esamineranno, quindi, nel seguito alcuni possibili modi di descrivere la pericolosità sismica e la vulnerabilità degli edifici.

Il modo più semplice, ma allo stesso tempo il più grossolano, di descrivere la pericolosità è costituito dalla vigente classificazione sismica del territorio nazionale. Che si tratti di una rappresentazione grossolana non deve stupire; la classificazione sismica, infatti, nel nostro ordinamento, è strettamente finalizzata alla applicazione delle norme tecniche per le costruzioni in zona sismica. Attualmente le zone dichiarate sismiche coprono gran parte dell'Italia peninsulare e insulare, esclusa la Sardegna, e alcune aree dell'Italia settentrionale; le zone sismiche sono distinte in tre categorie, a ognuna delle quali corrispondono prescrizioni meno severe a mano a mano che si procede dalla prima verso la terza. È netta la preponderanza, in termini di estensione territoriale, della seconda categoria rispetto alle altre due: la terza categoria, in particolare, riguarda una parte del tutto trascurabile del territorio, concentrata in Campania, Puglia e Basilicata, ed è stata introdotta solo dopo l'ultima proposta organica di aggiornamento della classificazione, formulata dal Progetto finalizzato geodinamica del Consiglio nazionale delle ricerche nel 1980; infine, fatta eccezione per il Friuli, la distinzione tra prima e seconda categoria è praticamente casuale.

Tale stato di fatto appare poco realistico, anche a un osservatore non particolarmente esperto, perché fornisce un'immagine praticamente uniforme della sismicità del territorio, in contrasto con l'evidenza di differenze significative nella pericolosità sismica del nostro paese. Per comprendere come si sia creata una simile situazione è necessario riesaminare la genesi storica della classificazione.

Il primo atto formale di classificazione è costituito da un decreto ministeriale del 1909 conseguente al grande terremoto calabro messinese del 28 dicembre 1908: vengono definite le norme tecniche per la ricostruzione e viene individuata la zona nella quale tali norme si devono applicare nell'attività edilizia futura. L'aspetto più significativo dal punto di vista della zonazione sismica è rappresentato dall'estensione della zona interessata dal decreto; oltre all'area dello stretto, dove si erano avuti i danni più rilevanti, vi erano incluse parte della provincia di Messina e tutta la Calabria: ciò fu probabilmente dovuto al ricordo del terremoto che aveva colpito il golfo di Santa Eufemia nel 1905 e, soprattutto, dei terremoti che avevano sconvolto la Calabria nel 1783. Il decreto del 1909 si può quindi considerare come un riconoscimento implicito dell'importanza della storia sismica per l'individuazione delle zone da classificare.

Il criterio guida sembra essere quello di considerare soggette a normativa sismica tutte le aree per le quali si hanno notizie di terremoti nel passato; all'origine di questa scelta sta la considerazione che uno o due millenni di storia umana sono un intervallo di tempo del tutto trascurabile per l'evoluzione dei fenomeni geologici che stanno alla base dell'attività sismica: è quindi logico ritenere che le condizioni che hanno causato terremoti nei secoli passati siano ancora presenti e possano in futuro quindi provocare altre scosse nelle stesse aree.

L'avvio positivo del 1909 viene subito contraddetto nel 1914: a seguito di alcune scosse di modesta energia ma superficiali, e quindi in grado di provocare danni significativi solo in aree molto limitate, vengono classificate piccole porzioni del territorio di alcuni comuni sulle pendici dell'Etna. Non si tiene conto del fatto che analoghi fenomeni possono interessare tutti i comuni della zona e, cosa ancor più sorprendente, sembra che non si ricordi il terremoto che nel 1693 ha praticamente distrutto la città di Catania. In realtà, è semplicemente cambiata la logica della classificazione che non è più intesa come mezzo per avviare politiche di prevenzione ma come un modo per definire le aree alle quali destinare gli aiuti per risarcire i danni provocati da una «calamità naturale». Questo sarà praticamente il criterio ispiratore dell'azione governativa in materia sismica per molti decenni: a ogni evento, i comuni danneggiati vengono aggiunti all'elenco dei comuni classificati.

Dopo il 1914, non si registrano variazioni significative per circa un decennio: nel 1925, a seguito di un terremoto che

particolari condizioni morfologiche e litologiche locali.

La vulnerabilità sismica di un edificio può essere considerata una misura della maggiore o minore propensione dell'edificio stesso a subire danni per effetto di un terremoto di assegnate caratteristiche; gli studi di vulnerabilità quindi non possono prescindere da una raccolta diretta di dati sulle caratteristiche degli edifici che ne influenzano il comportamento in presenza di azioni sismiche. Nell'ambito di analisi di rischio un problema particolare deriva dal fatto che in genere si opera su ampie porzioni di territorio e quindi su un gran numero di edifici: ciò esclude, per ragioni di tempi e di costi, il ricorso ad analisi dettagliate di ogni singola struttura e impone di limitare le indagini alle informazioni indispensabili per raggruppare gli edifici in «classi» che siano «omogenee» dal punto di vista del comportamento sismico.

I metodi di valutazione della vulnerabilità più diffusi in Italia si possono ricondurre a due categorie: metodi diretti e metodi indiretti.

I primi raggruppano gli edifici in classi tipologiche definite in base ai materiali utilizzati per realizzare gli elementi verticali, gli orizzontamenti e le coperture; per esempio, una classe può essere definita in modo da comprendere tutti gli edifici con murature in pietra squadrata, solai e coperture lignee, un'altra comprenderà gli edifici con muratura di mattoni e solai in latero-cemento e così via. La vulnerabilità dell'edificio coincide con l'appartenenza alla classe, dato che il comportamento in occasione di terremoti futuri viene desunto direttamente da un'analisi statistica dei danni rilevati su tutti gli edifici della classe a seguito di recenti terremoti; tale analisi fornisce le cosiddette matrici di probabilità di danno nelle quali l'elemento appartenente alla riga i-esima e alla colonna j-esima fornisce la probabilità che un edificio della classe considerata subisca un livello di danno i-esimo per effetto di un terremoto caratterizzato da un livello di severità j-esimo. L'appartenenza alla classe fornisce quindi direttamente la valutazione del livello di danno per assegnate severità del terremoto: di qui la denominazione di questo tipo di metodi.

Nella seconda categoria di approcci, la vulnerabilità di ogni edificio viene espressa mediante un punteggio o indice di vulnerabilità che consente di ordinare secondo una scala convenzionale e relativa gli edifici esaminati. Nel caso degli edifici in muratura, ad esempio, si perviene alla valutazione dell'indice nel modo seguente; la qualità di ogni singolo edificio viene giudicata dai rilevatori in base ai seguenti 11 parametri, ritenuti significativi al fine di descrivere il comportamento dell'edificio sotto azioni sismiche:

- il tipo e l'organizzazione del sistema resistente;
- la qualità del sistema resistente;
- la stima di un valore convenzionale della resistenza a forze orizzontali;
- le caratteristiche dell'area di sedime e delle fondazioni;
- le caratteristiche degli orizzontamenti;
- la regolarità della configurazione planimetrica;
- la regolarità della configurazione in elevazione;
- il massimo rapporto tra spessore delle murature e luce libera dei campi murari;
- le caratteristiche della copertura;
- la presenza di elementi non strutturali con comportamento critico sotto azioni sismiche (es. appendici);
- lo stato di fatto del manufatto.

Per ogni parametro sono previste 4 classi, da A (edificio conforme alla normativa sismica e alle buone regole dell'arte) a D (edificio totalmente difforme dalla normativa, irregolare e mal conservato) e a ogni classe è associato un punteggio elementare; l'indice di vulnerabilità si ottiene sommando il punteggio relativo a ogni parametro, dipendente dalla classe a esso assegnata dal rivelatore, moltiplicato per il corrispondente peso, che tiene conto dell'importanza relativa dei diversi parametri.

Il passo successivo consiste nel determinare, in funzione dell'indice di vulnerabilità, i livelli di danno provocati da terremoti di assegnate caratteristiche; sono possibili sia approcci basati sulle tecniche derivanti dalla meccanica delle strutture sia approcci di tipo statistico, che utilizzano informazioni raccolte in occasione di terremoti del recente passato. Va tuttavia osservato che i modelli teorici disponibili per la valutazione del danno provocato dai terremoti richiedono elaborazioni molto complesse e onerose e un'analisi di dettaglio di ogni singolo edificio: tali modelli sono quindi difficilmente applicabili quando prevale l'esigenza di valutazioni rapide su un secondo tipo di approcci anche se non mancano esempi di uso contestuale di entrambe le metodologie.

Nell'ambito degli approcci di tipo statistico, per definire le correlazioni tra caratteristiche dello scuotimento e danno, per differenti valori dell'indice di vulnerabilità, si può seguire una procedura basata sui seguenti passi:

- si sceglie il parametro assunto per caratterizzare la severità dei terremoti futuri: si privilegiano in genere parametri legati alla accelerazione del suolo;
- si assume un legame tra l'accelerazione e il danno caratterizzato da: un valore dell'accelerazione di inizio danno, un valore dell'accelerazione corrispondente al raggiungimento di un danno pari al 100 per cento del valore dell'edificio (nel seguito indicata convenzionalmente con il termine accelerazione di collasso) e un prefissato andamento del danno in funzione dell'accelerazione tra i valori di inizio danno e di collasso;
- si ipotizza il modo di variare dei valori dell'accelerazione di inizio danno e di collasso in funzione dell'indice di vulnerabilità;
- si stimano i parametri delle varie relazioni ipotizzate sulla base dei dati raccolti con i censimenti effettuati a seguito di recenti terremoti, risolvendo un problema di minimo.

A partire dalla definizione della pericolosità e della vulnerabilità, il calcolo del danno atteso si riduce alla combinazione di tali elementi con tecniche più o meno complesse a seconda delle caratteristiche della distribuzione probabilistica assunta per descrivere il processo di generazione dei terremoti.

Senza entrare nel merito di tali tecniche, può essere interessante riportare una conclusione ricavata dalle analisi svolte finora. Si è infatti notato che le differenze nei livelli di pericolosità sismica da comune a comune portano a grandi scarti nel valore del danno atteso nel caso di edifici con alta vulnerabilità mentre hanno scarsa influenza per gli edifici poco vulnerabili; ne segue che un'articolazione del territorio in fasce di pericolosità sismica anche abbastanza grossolana può essere del tutto accettabile per l'analisi di strutture a bassa vulnerabilità (come è il caso in sede di progettazione di nuove costruzioni), mentre è necessario disporre di descrizioni piuttosto articolate della pericolosità quando si opera su edifici esistenti, spesso caratterizzati da elevata vulnerabilità.

la difesa dai terremoti in Italia

Negli ultimi tre secoli, 20 terremoti con magnitudo (M) pari o superiore a 6, distruttivi nelle condizioni italiane, hanno scosso la penisola e la Sicilia orientale (esclusi l'arco alpino, e la Sicilia occidentale, che contano altre scosse distruttive). In media nell'Appennino si è avuto un terremoto distruttivo ogni 15 anni: l'ultimo è il terremoto dell'Irpinia del 23 novembre 1980 (il recente terremoto della Sicilia orientale del dicembre 1990 ha avuto magnitudo di 5,1). Se si esamina la distribuzione temporale di questi terremoti, si osserva una chiara tendenza degli eventi a raggrupparsi in «crisi» sismiche che interessano periodi con durata tra i 15 e i 25 anni. All'interno di ciascuna crisi, il tempo medio di intercorrenza tra due terremoti è dell'ordine dei cinque anni.

La sismicità del territorio italiano, che da quanto detto può apparire molto elevata, è in realtà modesta rispetto a quella di altri paesi. Per esempio in California (la cui superficie è circa uguale a quella dell'Italia) un evento che metta in giuoco una quantità di energia distruttiva pari a quella liberatasi nel terremoto del 23 novembre 1980 si verifica in media una volta ogni due anni.

Ma va detto che la sismicità di un territorio non è il solo elemento che ne determina il rischio in termini di vite umane e di danni materiali. In Italia, in particolare, il rischio risulta pesantemente aggravato da alcune circostanze che possono così riassumersi:

- l'alta densità di popolazione fa sì che ogni evento interessi in generale un elevato numero di abitanti;
- il patrimonio edilizio italiano, specie nelle aree sismicamente più attive, è costituito in gran parte da costruzioni manifestamente malsicure in caso di terremoto;
- il processo di adeguamento delle costruzioni alle caratteristiche di sismicità delle varie zone era impostato fino a pochi anni or sono sulla base di una «logica» chiaramente antiscientifica: dal 1909, data di entrata in vigore delle prime norme di costruzione antisismiche italiane e fino al 1981, un comune veniva dichiarato sismico solo quando in esso si verificava un evento distruttivo, indipendentemente dal fatto che fosse stato colpito da terremoti in epoche precedenti o comunque dal fatto che le conoscenze sismotettoniche lo indicassero come esposto ad alto rischio.

Una razionale politica di difesa dai terremoti richiede, in primo luogo, che vengano definite le caratteristiche di sismicità delle varie zone e, in scala più dettagliata, l'influenza che la natura locale del suolo può avere nell'aggravare gli effetti dei moti sismici. Queste conoscenze di base sono indispensabili sia per fissare le norme costruttive sia per evitare una scorretta scelta della distribuzione degli insediamenti.

Gli elementi ora detti possono essere rappresentati da una mappa delle zone sismiche (in pratica un elenco dei comuni il cui territorio deve essere considerato sismicamente pericoloso, con diversi gradi di pericolosità) e da una serie di coefficienti che tengono conto di diversi fattori dipendenti dalla natura locale del terrreno. Devono essere eseguite indagini più approfondite - ed esistono le tecnologie in grado di farlo - per le costruzioni di particolare importanza (dighe, centrali nucleari, impianti chimici pericolosi ecc.).

I terremoti hanno origine lungo le zone di frattura a varia profondità e si generano quando si verifica uno scorrimento differenziale tra blocchi rocciosi. La loro causa, pertanto, è legata all'esistenza di strutture geologiche attive che reagiscono agli sforzi cui sono sottoposte liberando energia sotto forma di onde elastiche. Questi processi geologici hanno una durata di gran lunga superiore a quella della vita umana; ciò significa che, non potendosi esaurire alla scala dei tempi umani la causa geologica che genera i terremoti, le zone colpite da terremoti nel passato sono destinate a essere colpite ancora nel futuro. È importante sottolineare, inoltre, che anche l'energia liberata tende a mantenersi nel tempo sugli stessi livelli. In altre parole, zone colpite nel passato da forti terremoti (vedi Irpinia e Friuli, per esempio) lo saranno anche nel futuro; viceversa non sono da attendersi grossi eventi nelle zone che nel passato sono state colpite solo da terremoti di modesta energia. È su questi principi, e quindi essenzialmente sulla sismicità storica, che si basa la classificazione delle zone sismiche, di quelle zone, cioè, dove la legge impone di costruire gli edifici con caratteristiche antisismiche.

La classificazione sismica si basa quindi su di una sorta di «previsione probabilistica», ben diversa dalla «predizione» dei terremoti. La predizione si riferisce a un singolo evento e si prefigge di indicarne in anticipo l'epicentro, l'intensità, l'istante (o un intervallo di tempo in cui l'evento si verificherà, intervallo che deve essere abbastanza ristretto perché la predizione sia utile ai fini pratici).

La previsione probabilistica indica invece, per ogni zona, l'intensità e la frequenza dei terremoti attesi (in media) nella zona e serve a definire la pericolosità sismica. La sua attendibilità dipende in larga misura dalla qualità dell'informazione disponibile; in pratica essa dipende, trattandosi di un approccio «storico-statistico», dalla durata temporale dell'osservazione storica della sismicità.

La difficoltà di queste «previsioni» risultò evidente in occazione del terremoto di Loma Prieta (California: ottobre 1989; M = 7,1). Nell'aprile 1985 lo US Geological Survey (USGS) aveva emanato una predizione sismica: entro il 1993 un terremoto di magnitudo 6 avrebbe colpito la zona di Parkfield lungo la faglia di San Andreas in California. Parkfield è circa a metà distanza tra San Francisco e Los Angeles e gli studi dell'USGS indicavano probabilità 9,95 (cioè in pratica quasi certezza) per un terremoto con M = 6 tra il 1988 e il 2018. La data più probabile era considerata il gennaio 1988. Questa predizione si basava su considerazioni «storico-statistiche», in particolare sulla grande regolarità di occorrenza di terremoti distruttivi nell'area di Parkfield: sei scosse tra il 1857 e il 1966 con un periodo di ritorno medio di 22 anni.

La zona dove si colloca l'epicentro del terremoto di Loma Prieta, si trova a nord-ovest di Parkfield, a metà cammino verso San Francisco, in prossimità del segmento delle Montagne di Santa Cruz. La probabilità che questa zona venisse colpita da un terremoto con M = 7 era considerata inferiore di oltre tre volte rispetto a quella di Parkfield, dove si erano concentrati i massimi sforzi di ricerca degli Stati Uniti per la predizione sismica (il cosiddetto «esperimento di Parkfield»).

Questi si sono rivelati i limiti principali della previsione di tipo «storico-statistico». La previsione basata sullo studio dei fenomeni precursori - quale quella che è l'obiettivo dell'esperimento di Parkfield - è un settore di ricerca di grande interesse, ma che soffre ancora di un approccio essenzialmente empirico. In altre parole, lo studio sui precursori fisici e chimici dei terremoti (movimenti del terreno, accumulo di stress, scosse premonitrici, anomalie elettriche, magnetiche, chimiche) è teso alla ricerca di una legge fenomenologica, si basa cioè sulla «speranza» che un terremoto di una certa magnitudo sia *sempre* preceduto da un fenomeno precursore di entità misurabile. Il successo nella previsione sismica è in realtà direttamente legato a un progresso nella comprensione del meccanismo fisico dei terremoti e alla formulazione di validi modelli esplicativi.

Una volta conseguito il primo obiettivo di una saggia politica di difesa dai terremoti, cioè quello di una conoscenza adeguata della sismicità del territorio, si pongono essenzialmente due problemi. Il primo riguarda le norme per le nuove costruzioni ed è quello che ha ricevuto, in Italia come altrove, le maggiori attenzioni sia da parte della legge sia da parte dei ricercatori. Il secondo riguarda le costruzioni esistenti.

Questo problema è ancora praticamente ignorato e non vi sono segnali, a parte poche lodevoli eccezioni, della volontà politica di affrontarlo in termini di adeguati provvedimenti operativi. E ciò nonostante sia chiaro a tutti che le vecchie costruzioni sono la causa principale di vittime e danni e nonostante il

fatto che da anni la comunità scientifica si sforzi di attirare l'attenzione sulle possibilità di soluzione del problema.

Le norme per le costruzioni in zona sismica, sono state emanate in Italia nel 1909 e successivamente più volte aggiornate. Ciò che le norme tendono a ottenere è che una costruzione sia in grado di sopportare, sia pure con qualche danno, un terremoto la cui intensità viene superata, in media, nel sito in esame, non più di una volta ogni mille anni. E in effetti, una buona applicazione pratica delle norme ottiene un eccellente risultato, anche migliore di quello cui la norma tende. Un crudo confronto di cifre può servire meglio di ogni parola a dimostrare come una politica di prevenzione produca ottimi frutti. Il citato terremoto di Loma Prieta dell'ottobre 1989 ha scosso, improvviso e imprevisto, una grande metropoli come San Francisco, provocando qualche centinaio di morti. Il numero delle vittime è basso per un terremoto di $M = 7{,}1$. Si pensi agli oltre tremila morti del 1980 in Irpinia ($M = 6{,}8$), ai mille del Friuli nel 1976 ($M = 6{,}8$), ai centomila morti di Reggio Calabria e Messina nel 1908 (terremoto di $M = 7{,}5$ e maremoto).

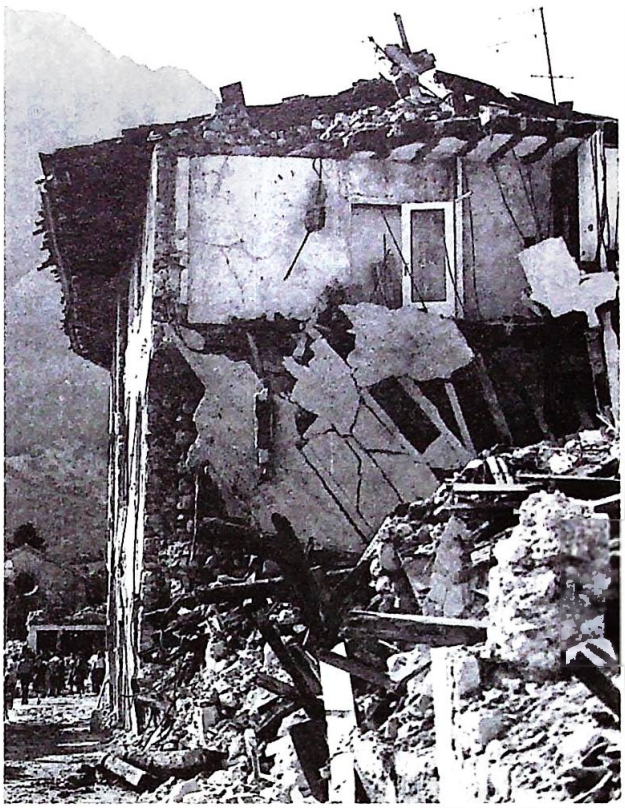
Le case di San Francisco sono rimaste in piedi quasi tutte: i morti sarebbero stati pochissimi se non vi fosse stato il collasso di un viadotto autostradale. In Italia ancora oggi, a causa dell'assenza di seri e sistematici interventi di prevenzione antisismica, le vittime per un terremoto di magnitudo 7 dovrebbero essere contate in migliaia o decine di migliaia a seconda della zona colpita.

Per programmare gli interventi di prevenzione occorre tenere conto del fatto che non ci troviamo di fronte a un territorio vergine nel quale cominciare a costruire con una politica antisismica, ma che si tratta invece di un territorio nel quale si è costruito per secoli con tecniche che non offrono apprezzabile sicurezza nei riguardi dei terremoti. Vi è dunque in Italia, come del resto in molti altri paesi, un debito arretrato di investimenti anti-sismici che si è accumulato nel tempo e che comporta fra l'altro una macroscopica sperequazione fra cittadini che vivono in case nuove o vecchie. Questi problemi, esattamente con le stesse parole, furono comunicati al Presidente della Repubblica, al Governo e al Senato, dal Progetto finalizzato geodinamica del CNR, più di 10 anni fa, all'indomani del terremoto dell'Irpinia.

Da allora, molti progressi sono stati realizzati in Italia sul piano dell'azione scientifica conoscitiva e su quello dell'azione di supporto alla Protezione civile. L'Istituto nazionale di geofisica (ING) ha creato una rete sismica nazionale molto efficiente che, oltre ad affinare la conoscenza sulla sismicità del territorio nazionale, serve anche come prezioso sistema di sorveglianza e di allarme per la Protezione civile. Sono inoltre enormemente progredite le conoscenze sulla sismicità storica, sulla sismotettonica e sulla sismogenesi, rivolte al miglioramento della «previsione statistica» dei terremoti.

Il Gruppo nazionale per la difesa dai terremoti ha migliorato e affinato le tecniche per la progettazione in zona sismica, per la valutazione della vulnerabilità e per gli interventi di consolidamento antisismico degli edifici esistenti. Il problema non è dunque né scientifico né tecnico, ma politico. Quella che finora è mancata, malgrado gli sforzi in questo senso di alcuni dei Ministri della Protezione civile succedutisi nella carica negli ultimi dieci anni, è la decisione politica di dare avvio a un significativo piano nazionale di prevenzione antisismica, che deve avere come obiettivo principe il risanamento del patrimonio edilizio esistente.

Per alcuni anni la comunità scientifica italiana ha ritenuto giusto concentrare i propri sforzi e le proprie (scarse) risorse, sulle ricerche finalizzate alla prevenzione sismica, destinando alla predizione solo piccoli gruppi di studio che mantenevano viva la problematica, con ricerche pilota e seguendo da vicino i progressi compiuti nei paesi più impegnati in tale campo. È ormai tempo, però, che anche in Italia si vari un progetto di ricerca sui fenomeni precursori dei terremoti, che comprenda, su alcune aree ad alto rischio, la realizzazione di «esperimenti di predizione sismica» del tipo di quelli statunitensi, giapponesi e sovietici.



Costruiti prima dell'elaborazione di criteri antisismici, i vecchi edifici (come questo distrutto dal terremoto del Friuli del 1976) rappresentano uno dei principali fattori di rischio. (Foto M. Fossati.)

Progetti di questo tipo, che richiedono reti capillari di stazioni di misura distribuite sul territorio e un numero adeguato di operatori scientifici e tecnici, sono già stati elaborati dall'ING e non attendono altro che il finanziamento. È doveroso che un paese della capacità economica dell'Italia, e così severamente esposto al pericolo sismico, dedichi alla ricerca sui terremoti le risorse necessarie.

Ma l'avvio di studi di predizione non deve distogliere l'attenzione della necessità e urgenza degli interventi di prevenzione. E ciò non solo perché le ricerche sulla predizione sono oggi appena agli inizi e richiederanno, prima di dare risultati utilizzabili, molti anni di lavoro. Si rifletta infatti sul fatto che una predizione azzeccata permetterebbe di salvare le vite umane, ma non risolverebbe comunque il problema dei danni materiali e della devastazione socioeconomica del territorio colpito dal terremoto. (*Franco Barberi*)

Rischio sismico e beni culturali

di Antonella Huber

Nel nostro paese al terremoto segue spesso un abbandono che danneggia in modo irreparabile testimonianze storiche, patrimonio di monumenti e tessuto culturale

Parlavo un giorno di terremoti con un amico siciliano, al quale mi ostinavo a domandare che cosa ne fosse «dopo» dei loro monumenti. Decise di rispondermi a modo suo e, come se avesse *Il Gattopardo* aperto tra le mani, cominciò: «Il Principe era depresso. Tutto questo, pensava, non dovrebbe poter durare; però durerà, sempre; il sempre umano beninteso, un secolo, due secoli... ; e dopo sarà diverso, ma peggiore. Noi fummo i Gattopardi, i Leoni; quelli che ci sostituiranno saranno gli sciacalletti, le iene; e tutti quanti, Gattopardi, sciacalli e pecore, continueremo a crederci il sale della terra.»

E, alzando gli occhi verso di me, continuò: «Nella realtà solo le profezie tragiche si avverano, le altre rimangono favole! La Sicilia, ormai, non è più quella di un tempo, meglio accontentarsi del mare, del sole e dei fichi d'India, a meno che non si abbia il gusto un po' macabro delle macerie. E non tanto delle macerie archeologiche di Selinunte o di Agrigento, quelle per noi sono sempre state macerie; sono quelle più recenti che sgomentano, quelle dell'altro ieri, dei palazzi pericolanti perché bombardati cinquant'anni fa, o quelle di ieri appena, come quelle di Donnafugata, al secolo Santa Margherita Belice.

«Basterebbe andarci ora, a più di vent'anni dal terremoto, per capire che cosa succede "dopo" dei nostri monumenti. Il paese ha l'aria di un sopravvissuto; uno nuovo è stato costruito, con lo stesso nome, un po' più in là rispetto al vecchio, e ciò che non era stato ridotto a macerie dal terremoto lo è divenuto sotto le ruspe, che hanno meticolosamente raso al suolo tutto. Tutto tranne quello che restava degli edifici che si affacciavano sulla piazza, là dove Don Onofrio riceveva una volta all'anno il Principe di Salina, alla presenza delle autorità, della popolazione e delle bestie del paese. Là sorgeva "attiguo alla chiesa madre il palazzo Salina, che aveva una breve facciata con sette balconi sulla piazza e non lasciava supporre la sua smisuratezza che si estendeva indietro per duecento metri... ." Ora del palazzo non resta che una parte di quella facciata puntellata malamente; accanto, la chiesa madre, sventrata dalla violenza del terremoto, mostra oggi i resti della parete un tempo addossata al palazzo, sulla quale domina ancora il balcone principesco.

«Si vedono gli stucchi che si sciolgono all'acqua, ormai da vent'anni, e sbiadiscono al sole insieme agli affreschi; si vedono i marmi degli intarsi staccarsi dagli altari come cartapesta, e le griglie in ferro battuto delle finestre sbocconcellate dalla ruggine.

«Ma questo è nulla in confronto allo sgomento che provai quando decisi di avventurarmi tra le erbe alte e le sterpaglie che mi nascondevano il resto. Dietro, tra il palazzo e la chiesa, infatti, si apre ancora oggi la sacrestia: il terremoto sembra essere passato ieri. Le crepe sui muri sono ancora velate dalla carta da parati, i grandi armadi sono ancora là, e dalle scansie e dai cassetti squassati dall'umidità e dall'abbandono escono carte e documenti. Non riuscivo a crederci, era l'archivio di Donnafugata che ricopriva ammuffito il pavimento di quella parvenza di stanza!

«Mi sembrava impossibile, eppure nessuno, in vent'anni di polemiche e finanziamenti, aveva pensato di raccogliere quelle carte, di ricomporre con un gesto pietoso i resti di quella memoria. Nessuno, né il sindaco, né il parroco, che tanto rumore fecero a Roma per un nuovo municipio e una nuova chiesa. Eppure quella era la loro storia; in quelle carte vi erano i loro padri, i loro nonni e i nonni di questi, negli atti di battesimo e nelle dispense matrimoniali, nelle pubblicazioni, quando la diocesi era quella di Girgenti e il Regno quello delle Due Sicilie. Con chi potevo prendermela, con il terremoto o con l'ignoranza? E mi rendevo conto anche di quanto fosse inevitabile, dato tutto questo, che il giardino della villa "pieno di sorprese... paradiso di profumi" fosse oggi una discoteca che si chiama Gattopardo. Quelle carte marcite non servivano a nessuno; forse è colpa dello spirito nomade del popolo siciliano, abituato ad abbandonare terre e cose quando queste hanno ceduto alla forza della natura... . Cercavo una giustificazione anche filosofica, ma ero pur sempre sgomento, e dentro di me pensavo: se in fondo non interessa a voi, che ne siete gli eredi, perché dovrebbe interessare a me che sono solo un involontario testimone?

«A questa domanda non ho ancora trovato risposta.» E dalle pagine di un libro tirò fuori una pesante carta color polvere che mi mostrò scuotendo la testa. «L'ho trovato sul pavimento della sagrestia dove, ugualmente irriconoscibile, c'era anche l'archivio dei principi di Cutò-Salina.»

Guardai il foglio incuriosita: in alto c'era un bel timbro a secco circolare, diviso in tre campi, occupati rispettivamente da un cavallino rampante, tre gigli e la Trinacria, sul bordo una scritta: Regno delle Due Sicilie. Il testo che seguiva, in bella grafia a inchiostro bruno, cominciava così: «Concessione di palchi nel teatro. Repertorio n. 114. Regno delle Due Sicilie il giorno 16 del mese di Novembre 1835». Nel palazzo di Donnafugata il Principe aveva fatto costruire un piccolo teatro; in quel foglio il suo segretario elencava scrupolosamente i nomi dei benemeriti cittadini che si erano «guadagnati» l'onore di sedere nei palchi, accanto al suo, in cambio di una modica spesa.

Ripose il foglio e mi guardò. Non era certo la risposta che avrei desiderato, e non trovavo corretto che mi si rispondesse con un'altra domanda; in fondo, però, dietro tanta facile letteratura l'obiezione postami era corretta. Con quel racconto mi si chiedeva semplicemente di precisare i termini della domanda: che cosa sono i monumenti, e quanto è lungo il «tempo» di un terremoto?

Vivere da secoli in un paese percorso da frequenti e diffusi terremoti non ha prodotto ancora in Italia una coscienza civica che dimostri di contemplare il rischio sismico in maniera razionale. La scienza vorrebbe aiutarci a credere che i terremoti non sono avvenimenti eccezio-

nali; essi fanno parte della nostra situazione geofisica, il loro verificarsi non dovrebbe stupirci, eppure quando accadono ci sembrano sempre catastrofi inspiegabili. I muri crollano, la gente fugge e c'è ancora chi è convinto che sia un castigo di Dio; poi viene la ricostruzione, a volte, sugli stessi errori del passato, ma senza altrettanto rigore.

Spesso, cioè, la presunta ineluttabilità dei crolli, l'ostinato e diffuso convincimento delle origini «metafisiche» del terremoto e la periodicità del suo verificarsi, certo lunga in rapporto alla durata della vita di un uomo, erano ragioni sufficienti, fino a poco tempo fa, per «ricostruire» non solo sugli stessi luoghi, ma anche con le medesime tecniche e gli stessi materiali, al di là di ogni possibile tentativo di revisione. Era comunque sempre l'edilizia povera che ne faceva le spese, la «buona architettura» dimostrava di resistere dignitosamente anche davanti al terremoto, o perlomeno davanti a quei terremoti di media entità che sono in grado però ancora oggi, in certi paesi, di radere al suolo interi quartieri.

La «buona architettura» infatti aveva regole precise, determinanti la qualità non solo estetica ma anche strutturale delle costruzioni. Secondo Palladio, che riprende Vitruvio, gli edifici dovevano rispondere a tre requisiti fondamentali: l'utilità, la perpetuità e la bellezza. Per ciò che riguarda l'utilità e la bellezza, seppur su parametri discutibili, si può dire che siano ancora attuali, quello che invece non trova più rispondenza nelle moderne realizzazioni è certamente il principio della perpetuità, l'alto significato, cioè, che si dava nell'antichità e fino al secolo scorso alla durata di un edificio.

Il concetto di resistenza che abbiamo oggi, infatti, è legato a parametri diversi, non solo dal punto di vista ingegneristico, ma anche teorico; oggi gli edifici sono realizzati per resistere un certo numero di anni, come fossero macchine; essi devono *servire*, mentre anticamente dovevano *durare*, tutti e soprattutto quelli di pubblica utilità: ponti, chiese, municipi, caserme, scuole.

Rispetto al problema del terremoto, dunque, non ci si dovrebbe porre davanti a un edificio storico come se fosse nuovo, cercando cioè di dotarlo di caratteristiche strutturali mediate da modelli di edilizia contemporanei, il più delle volte incompatibili. Il miglioramento o l'adeguamento delle strutture sono problemi delicati, spesso collegati, come ogni intervento di restauro, a considerazioni di carattere etico e deontologico. Una colonna dorica sarà molto più resistente alle onde sismiche se lasciata libera di «far giocare» i rocchi che la compongono piuttosto che irrigidita da rinforzi di metallo o di cemento armato che ne altererebbero, tra l'altro, le caratteristiche estetiche e morfologiche.

I monumenti sono i supporti della nostra memoria e come tali vanno difesi e protetti, ma di essi non esiste solo la parte materiale e soprattutto non esiste una versione di questa materialità che valga più di altre, delle precedenti o di quelle che seguiranno. Dette parti, infatti, sono vive, costantemente in rapporto con il tempo, e la vera conservazione è il risultato della corretta lettura di questo rapporto, di una consapevolezza critica cui l'uomo è chiamato ogni volta che interviene per arrestare un degrado in fin dei conti inevitabile. Parafrasando Le Corbusier, si potrebbe dire che non solo l'architettura, ma il restauro architettonico stesso «è un sistema dello spirito che fissa in un mondo materiale il sentimento risultante di un'epoca».

Nel caso di Santa Margherita Belice il degrado più o meno lento causato dall'incuria e dal tempo è stato accelerato dalla violenza del terremoto e completato dall'ignoranza degli uomini. I resti isolati del palazzo del Gattopardo non testimoniano più della sua esistenza, ma sono simbolo della sua assenza, dell'evento che l'ha causata; sono ancora monumento, ma non più dell'opera dell'uomo e della sua cultura, bensì della violenza della natura e dell'inefficienza di chi non ha saputo fronteggiarla. Ma monumento da salvare erano anche le carte sparse di quell'archivio, cui nessuno ha pensato, e di questo gli uomini sono i soli responsabili.

Ecco dunque una prima risposta: il monumento non è solo l'emergenza architettonica, ma tutto il suo tessuto culturale fatto di contenuto, destinazione d'uso, frequentazione, di tutte quelle cose cioè che contribuiscano a illustrarne e/o raccontarne la storia.

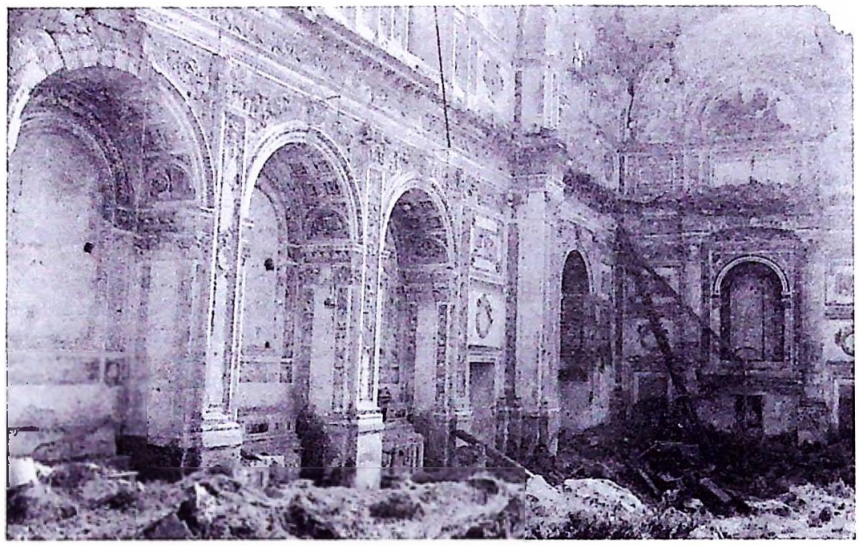
E in un paese come l'Italia, dove il patrimonio è indissolubile dalla quotidianità, dove i tessuti urbani sono monumenti composti da monumenti, dove cioè è quasi impossibile stabilire demarcazioni troppo nette tra ciò che va conservato e ciò che può non essere conservato, in un paese come questo non è un caso che le ricerche di valutazione del rischio sismico, anche per i beni culturali, siano fatte su scala urbana, su quartieri o interi centri storici. Sono ricerche gestite ancora a livello regionale, circoscritte e sperimentali, che si muovono con difficoltà a partire dalla stessa definizione dei tre fattori determinanti il rischio: pericolosità, vulnerabilità e valore.

Da questi fattori si può calcolare il danno atteso e stabilire quindi una strategia di interventi preventivi, fatta di tempi utili, di priorità e di urgenze. Le priorità sono normalmente stabilite in base alle funzioni più o meno strategiche dei singoli edifici; per i monumenti però tale logica può risultare insufficiente. Se la pericolosità e la vulnerabilità infatti, per quanto complesse da stabilire, sono grandezze quantificabili, il valore di un monumento non lo sarà mai, se non al prezzo di una convenzionalità dalle insidiose incognite. Come stabilire in senso assoluto il valore di una chiesa o di un palazzo antichi? Forse si tratta solo di un problema mal posto.

Ci sono infatti edifici storici che vengono trattati e usati come edifici moderni, cui cioè vengono affidati compiti d'uso. Questi edifici dovranno avere quindi caratteristiche di resistenza di tipo moderno, mentre edifici storici con il solo valore di monumento possono rispettare, a condizione di una costante manutenzione, il grado di resistenza stabilito dagli antichi artefici. In genere i monumenti liberi da funzione sono per lo più complessi archeologici, un ambito importante ma ristretto del nostro patrimonio culturale.

Dunque, tra gli edifici storici con funzione moderna, quali sono quelli da con-

Il palazzo Salina (in realtà palazzo dei principi Filangieri di Cutò) era, come ricorda Tomasi di Lampedusa, «costituito da fabbricati di stili differenti, armoniosamente uniti intorno a tre cortili e terminanti in un ampio giardino tutto cintato». Ecco cosa rimane dei cortili dopo il terremoto del 1968; il giardino è un parco pubblico e una discoteca estiva.



La chiesa madre di Santa Margherita Belice era attigua alla residenza del principe; ne *Il Gattopardo* si ricordano le tozze colonne di marmo rosso che non esistono più. Quello che resta è la parete addossata al palazzo e quella dell'altare maggiore sulla quale veglia ancora, sempre più sbiadito, l'affresco del Santo sposalizio.

siderare prioritari o strategici dal punto di vista del patrimonio? Certo non i conventi trasformati in ospedali o i palazzi principeschi trasformati in ministeri o in università: essi infatti sono già considerati strategici per la loro nuova funzione e quindi oggetto di priorità non legate al fatto di essere edifici storici.

Ma c'è un altro genere di riuso, espressamente finalizzato non solo alla conservazione dell'edificio in questione ma alla conservazione *tout court*: il museo. L'Italia rappresenta sotto questo aspetto un caso molto particolare: nel nostro paese, infatti, ci sono circa 2000 musei, di cui oltre il 75 per cento sistemati in edifici storici più o meno riadattati allo scopo.

Si tratta di tipologie strutturali molto diverse: castelli medievali, residenze principesche, antichi conventi, chiese sconsacrate, cisterne antiche e fabbriche abbandonate. Sono comunque quasi sempre buoni edifici costruiti per durare, quando però la trasformazione in museo non li stravolga sostanzialmente, destabilizzandoli con piani aggiuntivi, scavi per depositi sproporzionati, impianti elettrici o di climatizzazione inadeguati per rispondere a un uso moderno che i loro architetti non avevano certo previsto.

Ma al di là delle mode e degli eccessi, la realizzazione di un museo corrisponde quasi sempre a una necessità più che a una libera scelta; e se esso rappresenta ancora la soluzione principe ai problemi di conservazione, la panacea contro il degrado, lo *Stilleben* dei tempi moderni, davanti al rischio sismico è dunque, per i beni culturali, l'edificio strategico per eccellenza.

E prima di valutare se i muri reggeranno sarà utile chiedersi se certi interventi strutturali siano effettivamente necessari, se le vetrine scelte siano conformi ai rischi, se la stessa disposizione degli oggetti nelle vetrine sia antisismica, se l'intonaco tenga e le *life-line* siano adeguatamente protette, e se sia possibile, in ultima analisi, l'evacuazione non solo delle persone ma anche del materiale o almeno di una parte di esso.

E a proposito del materiale il mio amico siciliano mi raccontava di come tutti gli arredi recuperabili del palazzo di Donnafugata fossero stati saccheggiati; nulla era stato risparmiato, dalle griglie delle finestre ai capitelli delle colonne, dai marmi dei balconi agli architravi dei camini, tutto era stato divelto e le piastrelle colorate vendute sul mercato antiquario una a una. «Ma del resto - commentava con amarezza - se tutto fosse rimasto al suo posto avrebbe fatto la stessa fine dell'archivio.» E non potevo dargli torto; il tempo di un terremoto a volte è ben più lungo di quei pochi secondi in cui la terra trema, è un tempo di abbandono spesso irreversibile, come i vent'anni di Donnafugata che hanno il sapore ormai dell'eternità.

Anche per il patrimonio culturale dunque, insieme ai complessi problemi di consolidamento strutturale attualmente in corso di studio, il rischio sismico dovrebbe essere affrontato nel suo aspetto di urgenza e di pronto intervento. Per i beni mobili le ore più pericolose di un terremoto sono quelle immediatamente successive alle scosse. Sono queste, infatti, le ore in cui le opere possono venire rubate indisturbatamente, nelle chiese come nei musei più attrezzati; il panico fa fuggire i custodi e l'abbandono può trasformare i passanti in casuali banditi o fare di piccoli incidenti disastri irreparabili.

In quelle ore i furti potrebbero essere evitati e gli eventuali incendi circoscritti. Ma subito dopo un terremoto nessuno sembra più responsabile di nulla; per questo sarebbe utile istituire un pronto intervento di persone specializzate per contenere i danni causati più che dal sisma dai suoi fenomeni indotti, furto e vandalismo compresi.

A Santa Margherita Belice, intanto, la vita è ripresa bene o male, ma nella nuova piazza si vedono poche persone; i vecchi si incontrano ancora davanti al palazzo del principe di Salina e i giovani di giorno preferiscono l'ombra degli alberi secolari rimasti a guardia del magico giardino, che di notte si trasforma in una discoteca.

Dev'esserci qualcosa di simbolico in tutto ciò e, al di là dell'abitudine e dell'istinto, trovano fede le parole del grande archeologo Ranuccio Bianchi Bandinelli: «Di questo dobbiamo persuadere noi stessi e gli altri: che i beni artistici e culturali, che noi siamo qui a difendere, non li difendiamo da esteti (quali non siamo) e, se volete, in ultima analisi nemmeno da studiosi (anche se questo è l'ufficio che ci siamo scelti), ma li difendiamo per ragioni morali, per ragioni umane, perché non vogliamo che vada perduta con essi la nostra essenziale sostanza umana».

I moti violenti del suolo durante i terremoti

di Antonio Rovelli

Quali sono i parametri sismologici più rilevanti ai fini della progettazione antisismica degli edifici?

La crosta, cioè l'involucro più esterno della Terra, è in lenta, continua evoluzione. I forti terremoti sono la manifestazione più evidente dell'azione delle spinte tettoniche che interessano le aree sismicamente attive. L'ipotesi della tettonica delle zolle spiega il movimento relativo tra i grandi blocchi continentali, il cui ordine di grandezza è misurato in alcuni centimetri per anno, come l'effetto, sulla superficie terrestre, delle forze orizzontali esercitate dai moti convettivi che hanno luogo nell'astenosfera. Sotto tali azioni, i materiali che costituiscono la crosta si comportano elasticamente, accumulando e scaricando energia meccanica, con un meccanismo paragonabile a quello di una molla. Questo processo viene chiamato scorrimento asismico quando avviene in modo lento e graduale, con bassissimo rilascio di energia per unità di tempo.

In altri casi, invece, lo scorrimento tra i blocchi viene ostacolato dalle forze coesive dovute all'attrito e la tensione si accumula per lunghi periodi di tempo. Quando la tensione accumulata nelle rocce supera il coefficiente di attrito, l'enorme energia trattenuta sotto forma di deformazione viene rilasciata con violenza dal volume deformato e, nel giro di pochi secondi, si produce una frattura, che partendo dal punto di maggior debolezza provoca lo scorrimento dei due blocchi lungo il piano di faglia. Dopo aver rilasciato in modo repentino la tensione accumulata, le rocce ai lati opposti della faglia si portano in una nuova posizione di equilibrio, e la grande quantità di energia liberata viene in parte dissipata sotto forma di calore dovuto all'attrito e in parte emessa sotto forma di onde elastiche (le onde sismiche prodotte dal terremoto).

Il punto di debolezza, dal quale inizia la nucleazione della frattura viene chiamato ipocentro, e la sua proiezione dulla superficie della Terra viene detta epicentro del terremoto. Le onde sismiche irradiate dal volume focale attraversano la crosta e raggiungono la superficie: nella zona epicentrale. L'azione del terremoto è, in genere, tanto più violenta quanto maggiore è la dimensione dell'area del piano di faglia che lo ha generato.

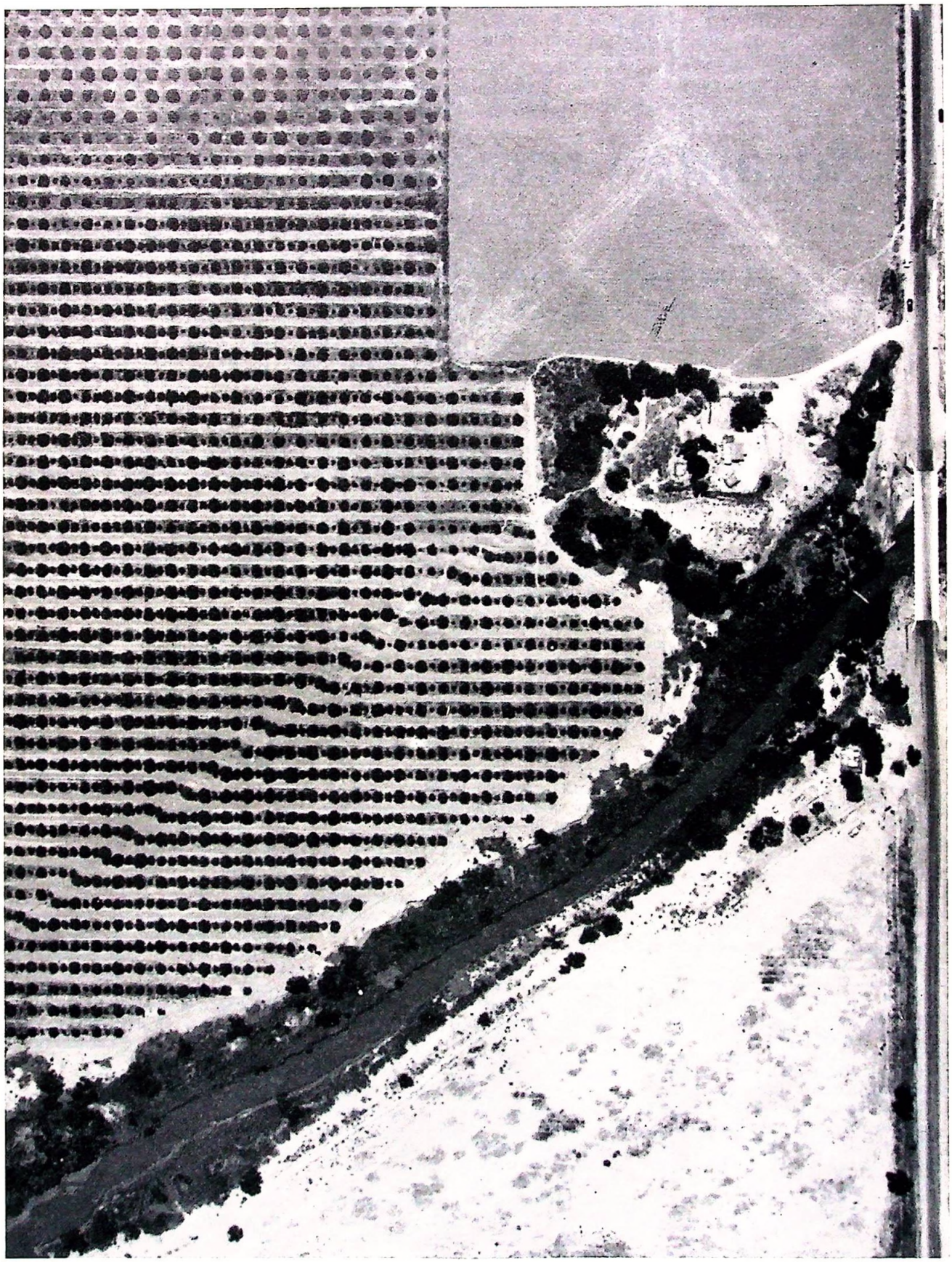
Il parametro storicamente più usato dai sismologi per misurare l'intensità dei terremoti è la magnitudo. A differenza della scala Mercalli, che viene calcolata sulla base degli effetti sui manufatti e sulle persone nelle diverse località dove il terremoto viene risentito, e che quindi varia spazialmente in modo significativo, la magnitudo caratterizza l'entità del terremoto stesso: è il parametro introdotto appositamente per poter misurare l'intensità della sorgente sismica da un dato strumentale oggettivo, e indipendentemente dalla presenza o meno di centri abitati nell'area epicentrale. La magnitudo viene calcolata mediante il logaritmo dell'ampiezza della massima elongazione misurata su uno strumento campione. Il valore così ottenuto viene poi corretto per un fattore empirico, introdotto per far sì che lo stesso terremoto fornisca la stessa magnitudo a diverse distanze: tale correzione empirica è necessaria per compensare la diminuzione dell'ampiezza delle onde sismiche allontanandosi dall'epicentro.

Successivamente alla magnitudo è stata adottata, in sismologia, una nuova grandezza: il «momento sismico». Sebbene non intuitivo come la magnitudo, esso risulta una misura più stabile dell'entità del terremoto, in quanto non viene misurato mediante un valore di picco (che può essere soggetto a rilevanti fluttuazioni statistiche) bensì mediante il livello medio della componente di lungo periodo dello spettro dello spostamento del suolo nel punto di osservazione. Anche in questo caso, alla misura effettuata sul dato registrato si deve applicare un opportuno termine correttivo per far sì che lo stesso terremoto fornisca il medesimo valore di momento sismico indipendentemente dal punto di osservazione. Da un punto di vista fisico, il momento sismico è il prodotto di tre termini: lo scorrimento medio della faglia, l'area interessata dalla frattura e la rigidità delle rocce lungo la faglia. Il momento sismico tiene così conto di proprietà «globali» della sorgente sismica.

Se questo importante parametro sismologico ha presentato lo svantaggio di non essere così semplice da misurarsi come la magnitudo in quanto richiede l'uso di una più sofisticata strumentazione (sismometri a banda larga, moderni calcolatori e così via), esso però ha avuto il merito di consentire, in sismologia, una più rigorosa quantificazione dell'entità dei forti terremoti. Infatti, i valori del picco registrato dai sismometri in prossimità di faglie di grandi dimensioni risentono dell'energia irradiata solamente da porzioni limitate dell'area della frattura: ciò porta a una saturazione delle magnitudo per forti terremoti. L'introduzione del momento sismico ha consentito di definire una nuova scala della magnitudo, sulla base della quale rivalutare l'entità dei forti terremoti senza effetti di saturazione.

La maggior parte dei terremoti avviene in regioni disabitate e deserte; ma quando nella zona epicentrale vi sono centri densamente abitati o impianti industriali gli effetti possono essere disastrosi. Le costruzioni sono particolarmente sensibili ai terremoti perché l'ampiezza delle onde sismiche è massima in coincidenza del periodo proprio di vibrazione delle strutture: da una decina di secondi per un ponte o un grattacielo, fino ad alcuni centesimi di secondo per piccoli edifici o sistemi di tubazioni di impianti industriali.

Un parametro molto importante per gli ingegneri è l'accelerazione massima del suolo, che viene espressa come percentuale dell'accelerazione di gravità alla superficie terrestre (g). In Italia, durante forti terremoti sono state misurate accelerazioni fino al 40 per cento del valore di g, ma per terremoti avvenuti in altre aree del mondo sono stati registrati valori più elevati, fino a due volte l'accelerazione di gravità. È questo il valore massimo che ci si deve aspettare? Sulla base di quali teorie si possono spiegare i dettagli dei violenti movimenti del suolo e quali sono i



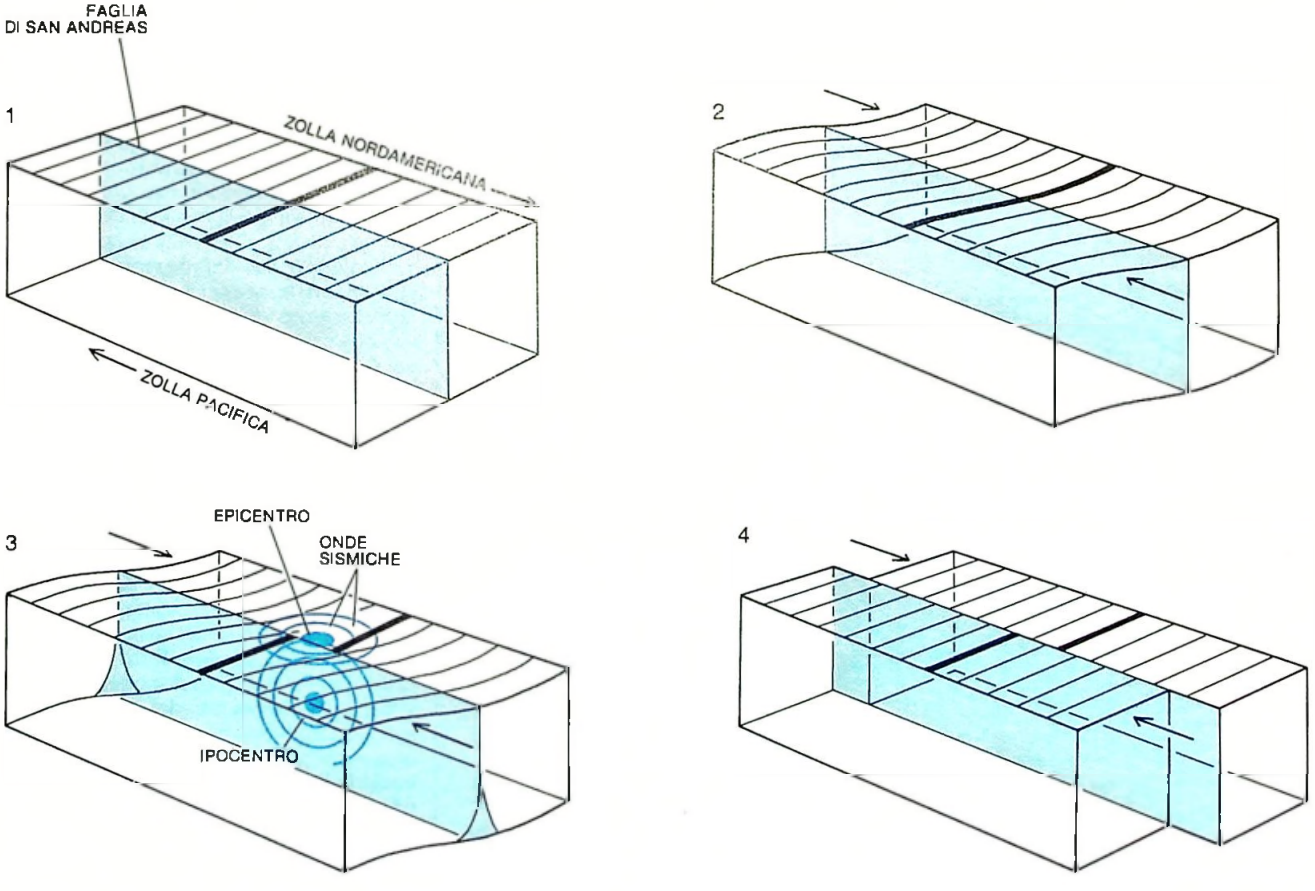
Lo spostamento orizzontale del terreno durante un terremoto nella Imperial Valley, in California, ha modificato la disposizione regolare degli alberi degli agrumeti. In questa fotografia aerea di una coltivazione a 11 chilometri a est di Calexico, fatta subito dopo il terremoto del 1940, si può vedere l'andamento diagonale della faglia di San Andreas attraverso i filari a ovest del fiume Alamo.

parametri sismologici più importanti da valutare perché le costruzioni possano essere progettate in modo da resistere ai più forti terremoti prevedibili in un certa area?

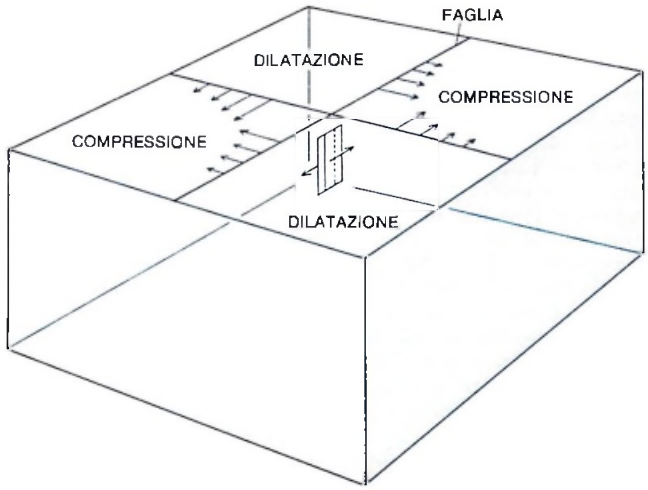
Per rispondere a questi quesiti una nuova disciplina, nell'ambito delle scienze della Terra, è andata sviluppandosi sempre più, a partire dagli anni cinquanta. agendo da interfaccia tra la geofisica e l'ingegneria sismica: la «sismologia dei forti movimenti». Le prime avvisaglie della incapacità, da parte della sismologia «tradizionale» di affrontare le problematiche concernenti i moti violenti del suolo si manifestarono già agli inizi del secolo, quando perseguendo l'obiettivo di acquisire segnali sismici sempre più deboli a distanze sempre maggiori, ci si rese conto che la strumentazione disponibile non era in grado di fornire dati di forti scuotimenti utilizzabili per fini ingegneristici. Infatti, le amplificazioni sempre più elevate a cui i sismografi venivano spinti, nell'intento di registrare a grandi distanze i terremoti per poter indagare la struttura dell'interno della Terra, facevano sì che le tracce delle registrazioni andassero fuori scala (spesso saltavano i pennini!) avvicinandosi all'epicentro, ovvero proprio a quell'area in cui le informazioni sul movimento del suolo, in termini di ampiezze e di banda di frequenza delle oscillazioni, erano di estrema importanza per una valida opera di prevenzione antisismica.

Per questa ragione, nel 1932 un gruppo di ricercatori del Coast and Geodetic Survey degli Stati Uniti installò, per la prima volta, particolari strumenti realizzati appositamente per registrare, non saturate, le forme d'onda dei forti terremoti, e per misurarne le ampiezze, anche a piccolissime distanze dall'epicentro. Questi strumenti furono detti «accelerografi» in quanto la registrazione riproduceva fedelmente, nella banda di interesse ingegneristico (0.2-30 hertz, circa), l'accelerazione del suolo. Dalla storia temporale dell'accelerazione del suolo, gli ingegneri cominciarono a stimare, sulla base di dati osservazionali, le forze agenti sulle strutture durante i terremoti, con particolare attenzione per le spinte orizzontali, che risultano le più pericolose per gli edifici. Ed è stata proprio la necessità di una adeguata resistenza alle sollecitazioni orizzontali che ha determinato l'uso sistematico di strumenti triassiali, strumenti che registrassero cioè le componenti dell'accelerazione lungo i tre assi cartesiani, uno verticale e due orizzontali, in genere coincidenti con le direzioni nord-sud ed est-ovest.

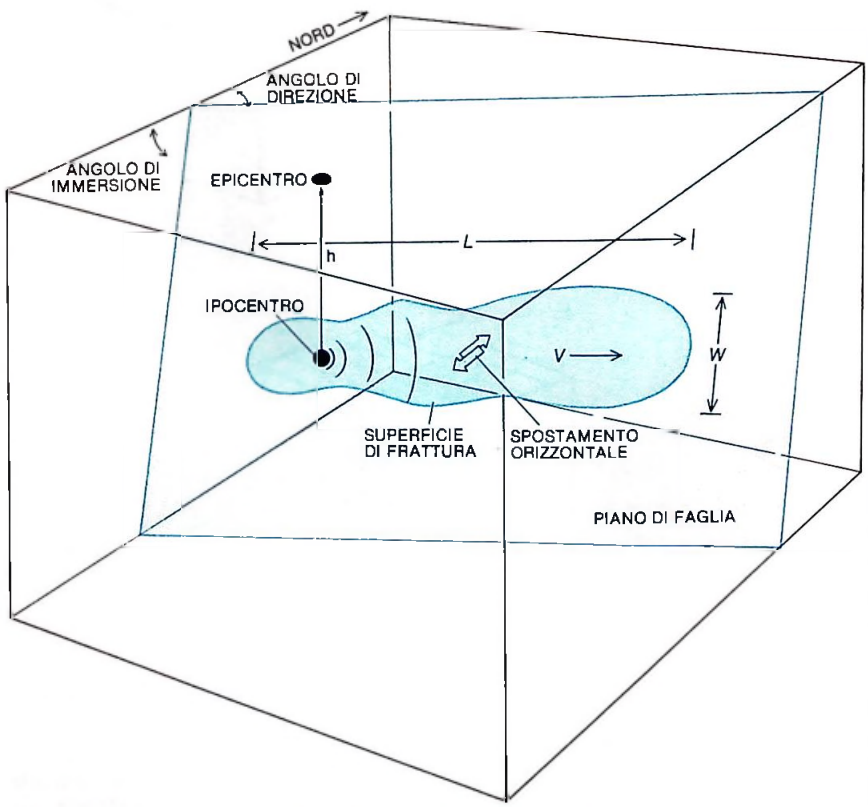
Sotto la pressione incalzante degli interrogativi ai quali rispondere ai fini della progettazione antisismica, il numero degli accelerografi installati nel mondo andò rapidamente crescendo, con particolare concentrazione nelle aree densamente popolate e ad alto sviluppo industriale. Le importanti informazioni acquisite mediante questi strumenti hanno guidato le scelte degli ingegneri, in fase di progetto, negli ultimi cinquanta anni. Oggi si dispone di migliaia di accelerogram-



Le moderne teorie sull'origine dei terremoti iniziarono a prendere corpo a seguito del sisma che colpì San Francisco nel 1906, quando si osservò che alberi, recinti e strade che si trovavano sui lati opposti di una lunga discontinuità strutturale che attraversa in senso longitudinale tutta la California, la faglia di San Andreas, avevano subìto uno spostamento, nettissimo, di parecchi metri, e che l'assetto geologico superficiale aveva subìto evidenti variazioni nella zona dove il terremoto era stato risentito maggiormente (*si veda l'illustrazione nella pagina a fronte*). A seguito di tali osservazioni, Harry F. Reid, della Johns Hopkins University, formulò la teoria della reazione elastica (*elastic-rebound*). Il conseguente modello teorico della genesi dei terremoti parte dall'esistenza di due blocchi della crosta terrestre in movimento i quali, nell'ipotesi della tettonica delle zolle, sono in contatto lungo una faglia (*1*). Inizialmente l'attrito fra le zolle lungo la superficie della faglia impedisce il reciproco scorrimento, ma il materiale circostante la faglia viene deformato dalla tensione (*2*). Le deformazioni si accumulano, finché lo sforzo supera l'attrito nel punto di maggior debolezza, di solito in profondità (*3*). Da quel punto la frattura si espande, irradiando onde sismiche: i blocchi scorrono l'uno contro l'altro, di solito in pochi secondi, fino a trovare una nuova posizione di equilibro (*4*). Il modello è in grado di spiegare tanto la deformazione delle rocce osservata in superficie quanto gli spostamenti risultanti da riferimenti posti ai lati della faglia di San Andreas.



La sorgente sismica non irradia la stessa quantità di energia in tutte le direzioni. Un esperimento con un cubo di gommapiuma può aiutare a capire le variazioni azimutali per le onde elastiche emesse da una sorgente sismica. Se lo si incide e si spingono i due lati in direzioni opposte parallele alla fenditura, zone in cui la gommapiuma viene compressa si alternano a zone in cui viene dilatata. In particolare, vi sono due quadranti di compressione alternati a due quadranti di dilatazione. La stessa configurazione di compressioni e dilatazioni potrebbe essere ottenuta se il taglio nella gommapiuma, sulla superficie del cubo, fosse eseguito ortogonalmente a quello qui mostrato. Durante il terremoto, le prime onde sismiche irradiate mostrano la stessa distribuzione di compressioni e dilatazioni nello spazio circostante, con massimi e minimi di ampiezza in ogni quadrante. Osservandone la distribuzione sulla superficie terrestre, si può risalire all'orientazione del piano di faglia e alla direzione degli assi di compressione e dilatazione. Tuttavia, come nel cubo di gommapiuma, la soluzione non è unica: vi sono due piani ortogonali che possono generare la stessa distribuzione di compressioni e dilatazioni. Per risolvere l'ambiguità sulla reale orientazione del piano di faglia servono ulteriori informazioni, ricavabili o da indagini geologiche circa la presenza di faglie in superficie o dall'addensarsi, lungo uno dei due piani, di scosse successive.



Il processo della rottura sul piano di faglia è descritto mediante un modello teorico della sorgente sismica basato su molte variabili. Nel modello la frattura inizia nell'ipocentro a una profondità di *h* chilometri, si propaga lungo il piano di faglia con velocità media *V* e dopo aver interessato una zona con lunghezza media *L* e larghezza media *W* si ferma. L'orientazione del piano di faglia è indicata dagli angoli di direzione e di immersione. Lo scorrimento tra le due superfici della faglia può avere qualsiasi direzione e in media raggiunge la configurazione finale in pochi secondi.

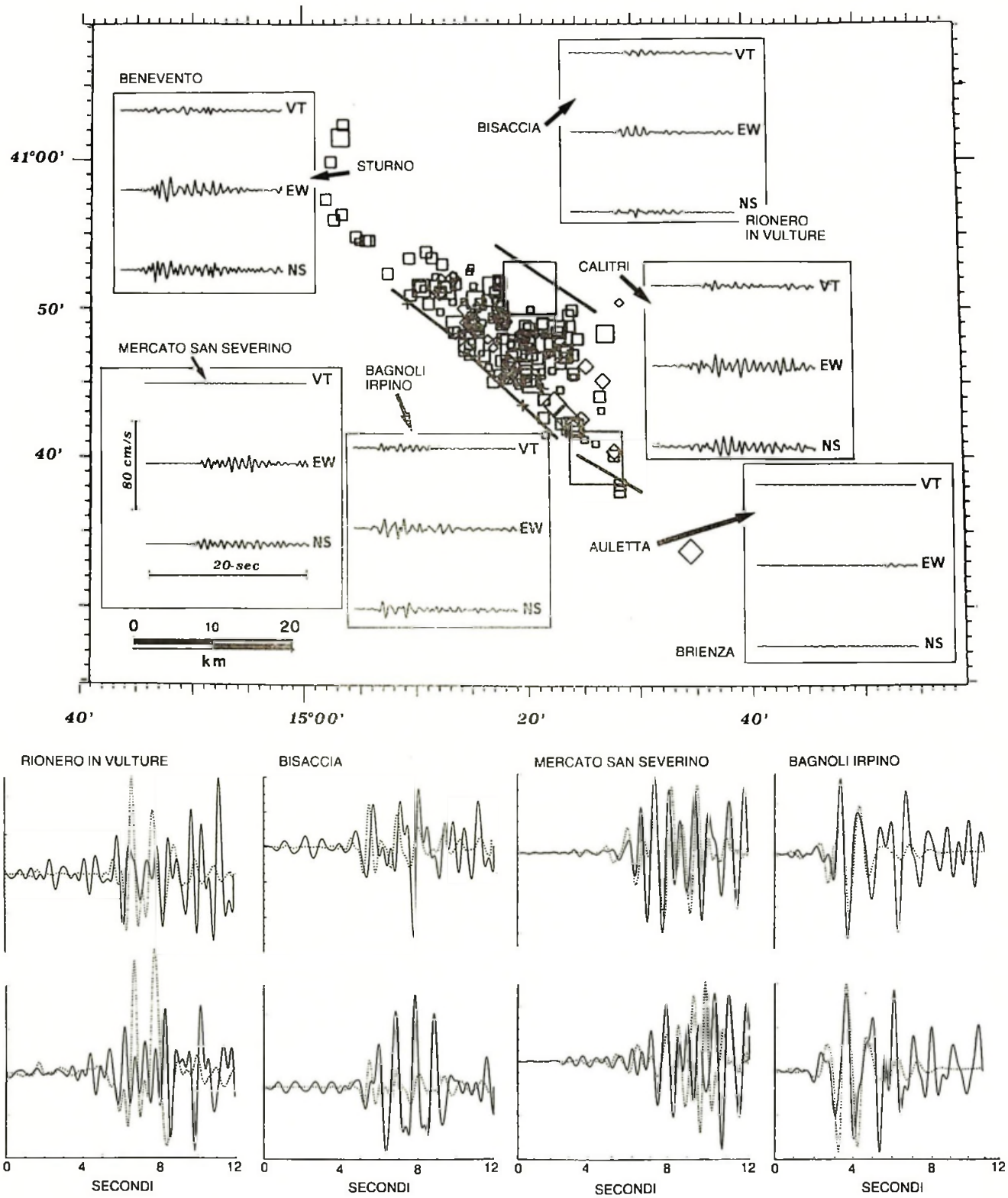
mi, di registrazioni, cioè delle tre componenti del moto del suolo effettuate a piccole distanze dalle sorgenti sismiche.

Appare chiaro perché, anche se nata e sviluppatasi soprattutto per rispondere agli interrogativi dell'ingegneria sismica, la sismologia dei forti movimenti, abbia poi affrontato direttamente le problematiche della sismogenesi. I dati raccolti hanno consentito di sviluppare le teorie riguardanti la meccanica della frattura sul piano di faglia e la successiva emissione delle onde elastiche. Ciò è stato fatto mediante l'interpretazione delle forme d'onda e mediante lo sviluppo di modelli teorici in grado di riprodurre, nei dettagli, le registrazioni raccolte durante forti terremoti. Il modello teorico della sorgente tiene conto della posizione dell'ipocentro, dell'orientazione del piano di faglia, della direzione, dell'entità e della velocità dello scorrimento lungo tale piano.

Di grande ausilio, per lo studio della sorgente sismica, è l'uso di sismogrammi sintetici, cioè di sismogrammi ottenuti mediante il calcolatore elettronico, che forniscono il segnale sismico che si sarebbe registrato in un punto prefissato se il meccanismo del terremoto fosse stato esattamente quello descritto dal modello teorico. Il confronto tra i sismogrammi sintetici e gli accelerogrammi realmente osservati in molti punti di registrazione consente di valutare l'adeguatezza del modello adottato e migliorarlo fino a ottenere la massima aderenza ai dati reali.

L'essere riusciti a comprendere e a riprodurre, anche se talvolta parzialmente, molte delle forme d'onda registrate in seguito ai forti terremoti degli ultimi anni ha rappresentato certamente uno dei maggiori successi nel campo della sismologia dei forti movimenti, insperabile solo una ventina di anni fa. Va tuttavia osservato che altri ancora sono i traguardi da raggiungere. Sebbene utilissima per comprendere e interpretare i terremoti passati, questo tipo di strutturazione dei modelli non può fornire il movimento del suolo relativo a terremoti futuri. Se la previsione del terremoto, intesa come determinazione del tempo, del luogo e dell'intensità del sisma futuro, rappresenta per il prossimo secolo la sfida dei sismologi per la riduzione delle perdite di vite umane a causa dei terremoti, analogamente la previsione del movimento del suolo rappresenta lo strumento scientifico attraverso il quale si potranno ridurre le perdite in termini economici, sia progettando adeguatamente le nuove strutture e rinforzando le costruzioni esistenti in modo che possano resistere indenni agli scuotimenti massimi previsti, sia evitando livelli di resistenza superflui e antieconomici qualora, su base scientifica, non se ne sia dimostrata la necessità.

Si è già intuito quanto sia complicato prevedere il movimento del suolo sulla base di modelli deterministici. Anche se le osservazioni geologiche possono, nei casi più favorevoli, fornire indicazioni sulla ubicazione, la dimensione e l'orientazione delle strutture sismogenetiche, nessuna tuttavia potrà prevedere i dettagli

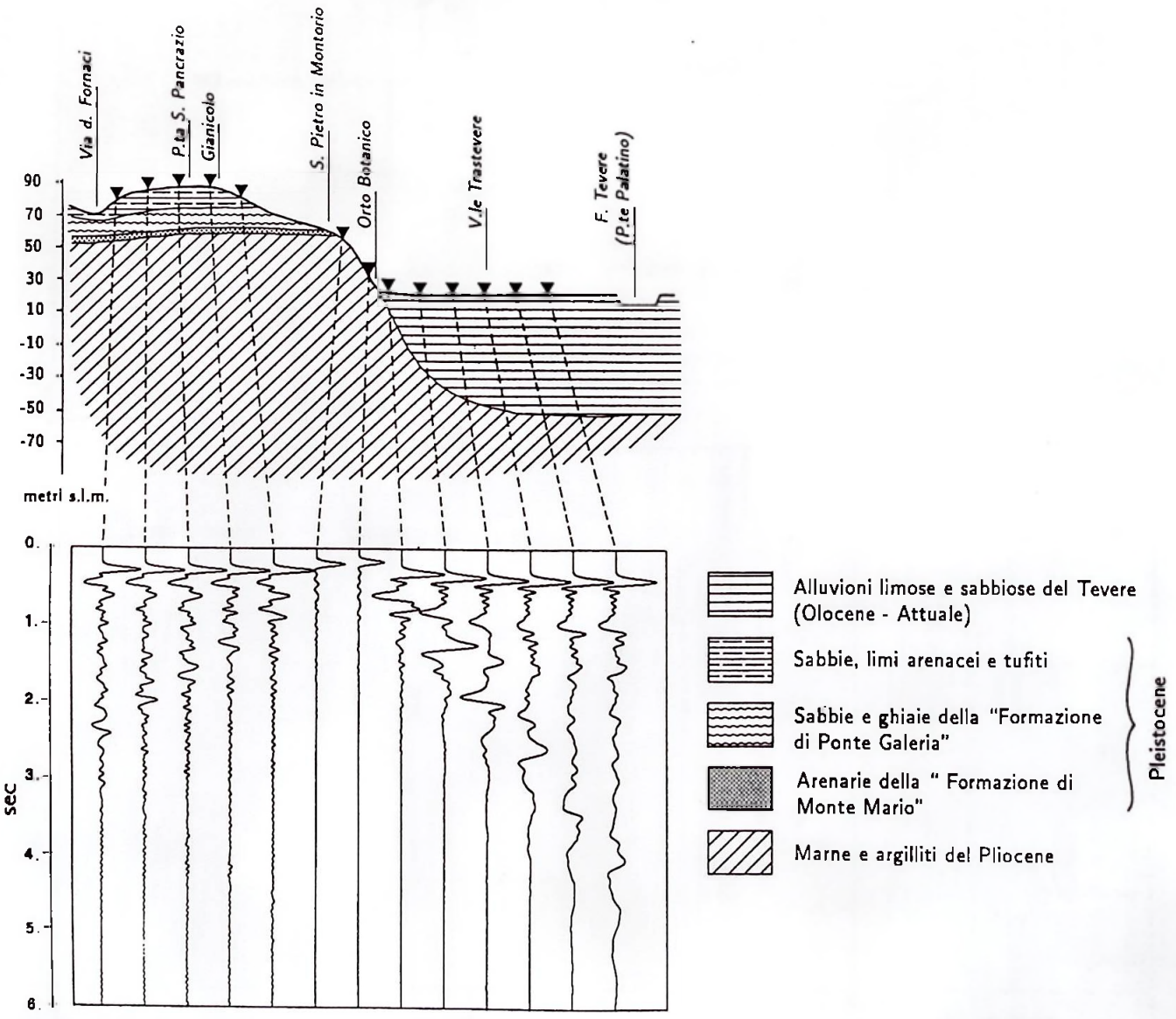


L'ubicazione, l'orientazione e la complessità della faglia che genera un forte terremoto possono essere ricostruite mediante l'analisi delle tre componenti del movimento del terreno registrate nei punti di osservazione in superficie più vicini all'epicentro. Nei riquadri in alto sono mostrate le velocità del terreno stimate sulla base degli accelerogrammi registrati dall'ENEL durante il forte terremoto dell'Irpinia del 23 novembre 1980. Al terremoto, a cui fu assegnata una magnitudo pari a 6,9, seguirono un gran numero di repliche, che si addensarono lungo i diversi segmenti della faglia. La visione d'insieme delle repliche fornisce una chiara indicazione circa l'ubicazione del volume sismogenetico, dove i processi di rilascio della tensione accumulata prima del terremoto continuano ad agire per settimane o mesi dopo la scossa principale. Le repliche sono rappresentate da quadrati di grandezza proporzionale alla magnitudo. In basso, i sismogrammi sintetici (*linee tratteggiate*) sono confrontati con il movimento reale del terreno (*linee continue*) per le componenti orizzontali del moto, che sono quelle di maggiore interesse ingegneristico. I sismogrammi sintetici sono stati ottenuti al calcolatore da Massimo Cocco dell'Istituto nazionale di geofisica e hanno consentito di verificare, per il terremoto dell'Irpinia, l'adeguatezza del modello teorico basato su diversi segmenti di faglia. I dati hanno messo in evidenza che durante il terremoto lo scorrimento dei due lati della faglia ha superato il metro e l'accelerazione massima ha raggiunto valori prossimi al 40 per cento di *g*, ad alcune decine di chilometri dalla faglia. L'energia è stata irradiata preferenzialmente in direzione nord-ovest, come dimostra la notevole differenza delle ampiezze registrate a Sturno e Auletta.

dei meccanismi di rottura dei terremoti futuri. Ciò comporta che, nel più fortunato dei casi, solo la componente del movimento di lungo periodo, avente cioè una lunghezza d'onda dell'ordine delle dimensioni della faglia, potrebbe essere prevista con accettabile precisione. Ma i movimenti che danno luogo ai più vistosi effetti di interazione suolo-struttura sono quelli caratterizzati da lunghezze d'onda minori. Su questa scala, i processi fisici che controllano la radiazione sismica emessa dalla sorgente sono i dettagli dei meccanismi di fratturazione e del rilascio della tensione elastica sul piano di faglia.

Per prevedere i movimenti del suolo nel breve periodo - che sono quelli di maggiore interesse ingegneristico in quanto potenzialmente distruttivi per le strutture - occorre utilizzare metodi di natura statistica, non essendo possibile conoscere in anticipo i dettagli dei meccanismi della rottura, cioè le brusche accelerazioni e decelerazioni dello scorrimento sul piano di faglia. Una prassi da tempo molto diffusa tra gli ingegneri consiste nel trattare l'accelerazione del suolo sulla superficie durante un forte terremoto come una sovrapposizione caotica di segnali *random* di durata assegnata in una banda prefissata di frequenza. In campo ingegneristico sono state escogitate diverse metodologie per produrre serie temporali casuali che assomigliassero, in senso statistico, alle registrazioni degli accelerografi.

I progressi fatti negli ultimi anni nel



Le eterogenità geologiche sub-superficiali possono produrre forti variazioni della risposta sismica sulla superficie, anche tra punti vicini tra loro, rispetto alla distanza dalla sorgente sismica. La figura (*in alto*) mostra la morfologia e la composizione geologica di un profilo che, nella città di Roma, comprende uno spaccato che va dal Gianicolo fino a Trastevere, ortogonalmente al Tevere. Nel profilo, la scala verticale è cinque volte maggiore della scala orizzontale. Nel riquadro in basso viene mostrato come diversi punti lungo il profilo risponderebbero a un ipotetico *input* sismico impulsivo incidente verticalmente. Su affioramenti di terreni geologicamente antichi (la zona dell'Orto botanico, per esempio) il segnale sismico giungerebbe non distorto sulla superficie; invece, su terreni più recenti e meno consolidati di spessori anche non rilevanti (meno di un centinaio di metri nel caso descritto in figura) le onde sismiche verrebbero rallentate e si produrrebbe un drastico incremento delle ampiezze e delle durate del movimento del suolo in superficie. Le forme d'onda mostrate nel riquadro in basso sono state elaborate al calcolatore da Massimo Di Bona, dell'Istituto nazionale di geofisica, allo scopo di evidenziare come le eterogeneità geologiche nella zona esaminata influiscono sull'entità del movimento del terreno in diversi punti lungo il profilo. Ciò può aiutare a prevedere in che misura un ipotetico terremoto possa produrre diversi risentimenti in un'area urbana, anche entro zone di limitate dimensioni. I risultati ottenuti sui terreni meno rigidi, in prossimità del Tevere per esempio, spiegano perché terremoti avvenuti in passato in Umbria e in Abruzzo, abbiano avuto a Roma i maggiori risentimenti nei quartieri costruiti su coperture sedimentarie recenti.

campo della sismologia dei forti movimenti hanno fornito dei vincoli sempre più fisici a questo tipo di tecniche. Il tentativo vincente è consistito nel cercare l'esistenza di leggi, quanto più possibile semplici, mediante le quali le variabili adottate per i modelli teorici potessero essere quantificate per terremoti di diversa dimensione. Queste relazioni vengono chiamate leggi di scala. Facendo uso di tali leggi, le serie casuali generate tramite calcolatore, una volta tarate per riprodurre, in una specifica area sismicamente attiva, i dati di terremoti già avvenuti, possono essere estrapolate per i futuri terremoti di grandi dimensioni nella stessa area. Ciò può essere fatto in modo relativamente semplice fino alla massima dimensione per la quale l'ipotesi di similarità continui a valere, l'ipotesi, cioè, che il processo di rottura su una faglia di dimensioni maggiori sia la copia, ingrandita, di ciò che si avrebbe per una faglia di dimensioni minori.

Nonostante alcune limitazioni quali per esempio il venir meno della validità dell'ipotesi della similarità per terremoti molto grandi, o per distanze dalla faglia più piccole della dimensione del volume focale, questo approccio si è rivelato valido e proficuo. Esso consente di prevedere con sufficiente approssimazione quello che potrebbe essere l'andamento del movimento del suolo in una vasta area durante un terremoto di momento sismico assegnato, sulla base di informazioni preliminari sulle caratteristiche del meccanismo di rottura (quantificate mediante il valore della tensione elastica rilasciata) proprie dell'area sismogenetica in esame. Ciò si rivela estremamente utile per stimare i movimenti attesi per forti terremoti nelle aree dove siano state precedentemente acquisite registrazioni di scosse di minore entità, ma consente anche, cosa ancora più rilevante, di fare previsioni in aree dove, pur non essendo mai stati registrati dati strumentali, le informazioni geologiche e l'analogia con aree aventi caratteristiche sismogenetiche simili possano suggerire il probabile comportamento in termini di meccanismo della sorgente e quantità della tensione rilasciata.

In aggiunta alle problematiche riguardanti la previsione del moto per terremoti futuri di elevata magnitudo, un'altra tematica sta acquistando sempre più risalto nella sismologia dei forti movimenti e nell'ingegneria sismica: gli effetti della geologia locale. Il tema si impose con chiarezza in tutta la sua drammaticità il 19 settembre 1985, quando in seguito a un terremoto di magnitudo 8 localizzato sulla costa messicana dell'Oceano Pacifico, numerosi grattacieli crollarono a Città di Messico, a più di 300 chilometri di distanza dall'epicentro. I danni strutturali furono particolarmente gravi solamente in una zona di limitate dimensioni nel centro storico della città, mentre nella quasi totalità della vasta area urbanizzata il livello del danneggiamento fu relatiamente modesto. I crolli erano del tutto inaspettati per una città posta a così grande distanza dalla sorgente sismica.

La disponibilità di numerosi accelerogrammi registrati a partire da una distanza di una decina di chilometri dall'epicentro consentì di comprendere il motivo della violenza dell'impatto del sisma sulla zona colpita che provocò, nonostante le dimensioni limitate, migliaia di morti. La maggior parte degli accelerogrammi mostravano un comportamento affatto usuale per un terremoto di quella magnitudo, con ampiezze che partendo da valori pari a circa il 50 per cento di g in prossimità dell'epicentro, andavano decrescendo all'aumentare della distanza, approssimativamente con una legge di proporzionalità inversa. Ma gli accelerogrammi registrati a Città di Messico, soprattutto nel centro storico, mostravano un andamento del tutto inconsueto, caratterizzato da ampie e persistenti oscillazioni con periodo di circa due secondi.

La zona dove questi effetti erano più vistosi coincideva con la zona di maggior danneggiamento: era l'area in cui, in epoca precolombiana, una antica città atzeca era stata costruita su un grande lago. In epoca coloniale, il lago fu prosciugato, e il letto del lago fu colmato con terreni di riporto, sui quali la città poi si sviluppò. Sorprendentemente, in questa zona le ampiezze delle componenti orizzontali del moto quasi raggiungevano i valori registrati nell'area epicentrale, con durate complessive che superavano il centinaio di secondi, mentre in prossimità dell'epicentro la parte significativa degli accelerogrammi non durava più di una trentina di secondi. L'effetto fu ancora più disastroso in quanto nell'area erano stati costruiti molti grattacieli che avevano modi propri di vibrazione coincidenti con il periodo di due secondi che risultava amplificato in modo tanto anomalo: la durata prolungata delle oscillazioni orizzontali del suolo provocò il collasso per moltissimi di questi.

Gli andamenti del movimento del suolo furono subito interpretati come l'effetto della risonanza, il cui periodo risultava legato allo spessore dei sedimenti superficiali non consolidati, poggianti sul rigido basamento roccioso sottostante. Da un punto di vista fisico, il fenomeno dell'amplificazione del movimento sulla superficie si verifica quando le onde sismiche, incidenti verticalmente dal basso, avvicinandosi agli strati più superficiali, incontrano bruscamente materiali meno rigidi e conseguentemente la loro velocità diminuisce in modo drastico. Con un meccanismo simile a quello di un'onda che si avvicina alla spiaggia, la diminuzione della velocità comporta un aumento dell'ampiezza delle onde.

Le osservazioni fatte in occasione di questo terremoto sono state molto importanti per un duplice ordine di motivi. Innanzitutto è apparso chiaro quanto la pianificazione urbanistica dovrebbe avvalersi di indagini preliminari riguardanti la costituzione del sottosuolo e il suo prevedibile comportamento in risposta alle sollecitazioni sismiche aspettate nell'area. Come si è detto, il grado di danneggiamento può essere particolarmente elevato in corrispondenza di edifici e strutture di specifiche dimensioni e forma: nel caso di Città di Messico, se l'effetto fosse stato previsto prima del verificarsi del terremoto, opportune normative avrebbero potuto evitare nella zona del lago, la costruzione di strutture aventi modi propri di oscillazione coincidenti con la risonanza dei sedimenti. Con edifici di diversa dimensione e forma, i danni provocati dal terremoto sarebbero stati di lieve entità.

L'altro fatto importante è che la rilevanza degli effetti derivanti dalle eterogeneità geologiche su scala locale è stata fortemente rivalutata in sismologia. Si è acquisita la consapevolezza che le amplificazioni locali dei movimenti del suolo possono raggiungere diversi ordini di grandezza, rendendo quindi del tutto inadeguata qualsivoglia stima basata solo sulle leggi di attenuazione stimate mediamente per le aree in esame. In occasione di recenti terremoti la maggiore sensibilità verso certe problematiche ha consentito di spiegare in termini di particolare natura dei suoli molti episodi di concentrazione di ingenti danni in aree limitate. Durante il terremoto dell'Armenia del gennaio 1988 la città di Leninakan fu particolarmente colpita, mentre altri centri urbani ad analoga distanza dalla faglia non subirono danni altrettanto gravi. Leninakan è una città costruita su una valle alluvionale, e le ampiezze dei sismogrammi registrati nella città si dimostrarono circa dieci volte più elevate rispetto a registrazioni ottenute su suoli più consolidati alla stessa distanza dall'epicentro.

Anche il forte terremoto che ha colpito nel dicembre 1989 San Francisco ha provocato danni significativi su litologie particolari. Il collasso di alcuni pilastri dell'autostrada lungo la sponda orientale della baia è avvenuto in un'area nella quale sono state misurate, strumentalmente, amplificazioni del movimento del suolo fino a un fattore trenta. Nella città, i crolli si sono verificati maggiormente nei quartieri costruiti sulle sabbie lungo la costa, là dove i dati strumentali avevano già messo in risalto la proprietà di questi terreni di amplificare vistosamente l'ampiezza delle onde sismiche. Infine, non è da escludere che durante il recente terremoto del dicembre 1990 nella Sicilia orientale, alcune configurazioni geologiche locali siano state responsabili, in aree particolari, dei livelli di danneggiamento eccessivamente gravi per un terremoto di magnitudo 5,1.

Proprietà della litosfera terrestre

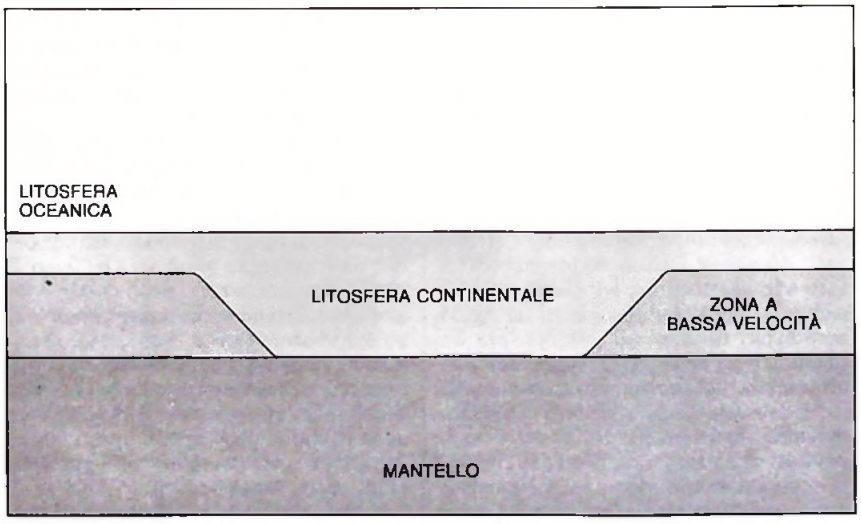
di Roberto Sabadini
e Giorgio Spada

Vengono studiate utilizzando i dati sulla propagazione delle onde sismiche e sulla risposta del pianeta alla deglaciazione pleistocenica

Terremoti, fenomeni vulcanici, innalzamento o scomparsa di intere regioni sotto il livello del mare, sono processi che dipendono dalle proprietà fisiche e chimiche della parte più esterna del nostro pianeta, la litosfera. Per i geofisici e i geologi lo studio delle caratteristiche di questo guscio esterno è quindi estremamente importante in quanto permette di capire e di approfondire le nostre conoscenze su di un'ampia gamma di fenomeni che vanno dalla propagazione delle onde sismiche superficiali alla deformazione su vasta scala di intere regioni prodotta dalla collisione di due continenti. Anche la sismicità di una certa regione dipende dalla struttura litosferica e in particolare dalla configurazione tettonica e dai movimenti relativi dei vari «pezzi» costituenti la litosfera.

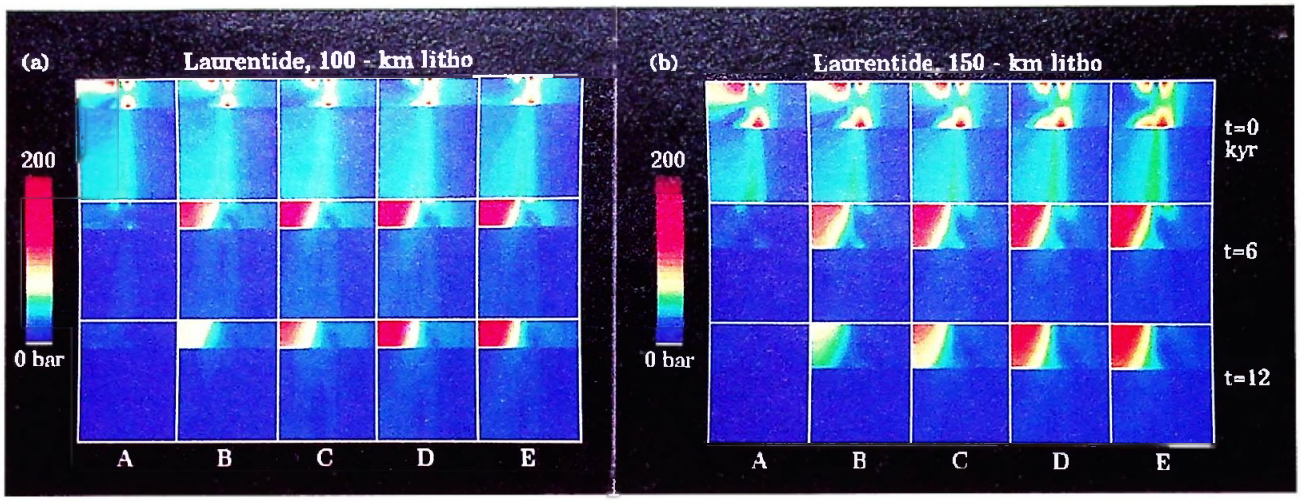
Un modello che riassuma in modo schematico la nostra attuale conoscenza dell'interno della Terra può venire così riassunto brevemente: il nucleo centrale, il mantello terrestre inferiore e superiore e la litosfera. Per differenziare le diverse parti del pianeta abbiamo bisogno di alcuni parametri che ne caratterizzino le proprietà chimiche e fisiche. Tra questi molto importante è la temperatura da cui dipendono le proprietà di deformazione del mezzo costituente i vari strati. Possiamo quindi pensare che la litosfera fredda si comporti come un solido, mentre il mantello sottostante caldo presenti caratteristiche tipiche di un fluido.

Con le dovute precauzioni, possiamo quindi paragonare le diverse modalità di deformazione della litosfera e del mantello al duplice aspetto del comportamento di un pezzo di catrame: rigido a basse temperature e duttile a temperature più elevate.



La serie di dati geofisici discussi in questo articolo, in particolare le osservazioni sismologiche sulla propagazione delle onde superficiali e il flusso di calore terrestre, indicano l'esistenza di una zona a bassa velocità per le onde *S* al di sotto della litosfera oceanica. Questa zona può essere identificata con l'astenosfera, in cui il materiale presenta caratteristiche plastiche. Il materiale astenosferico è meno rigido di quello del resto del mantello. Nelle regioni oceaniche la litosfera ha uno spessore di circa 100 chilometri. Non ci sono invece prove dell'esistenza di una zona a bassa velocità sotto gli scudi continentali più antichi: di qui la difficoltà incontrata dai metodi sismologici per ricavare lo spessore litosferico. I dati sul flusso di calore e osservazioni sulle deformazioni post-glaciali indicano una litosfera continentale di circa 250-300 chilometri. Questo disegno schematizza la struttura più esterna del pianeta e in particolare le variazioni nello spessore litosferico.

Lo spessore del guscio litosferico è particolarmente importante in quanto ogni regione tettonica della Terra è caratterizzata da un valore peculiare di questo parametro. Per esempio, la litosfera oceanica è più sottile di una di tipo continentale. Nelle dorsali medio-oceaniche, in cui il materiale proveniente dal mantello risale in superficie per formare la litosfera, lo spessore è inferiore rispetto a quello di circa 100 chilometri caratteristico di regioni oceaniche lontane dalla cresta delle dorsali. Litosfera giovane viene quindi generata nel sistema di dorsali che si sviluppa sui fondali oceanici come una lunga catena di montagne. La litosfera più vecchia viene consumata nelle zone di convergenza dove si scontrano le zolle litosferiche, ossia i vari pezzi che costituiscono la litosfera. Nelle dorsali le zolle litosferiche si allontanano una dall'altra lasciando posto al materiale risalito dal mantello e la velocità con cui si separano è caratteristica di ciascuna zona di divergenza. Nelle zone di convergenza, invece, una zolla si immerge sotto un'altra porzione di litosfera in un processo chiamato subduzione. In queste regioni i movimenti relativi tra le zolle e le forze di attrito producono un accumulo di sforzo che può venire rilasciato durante un terremoto sotto forma di radiazione sismica. Il materiale della zolla in subduzione che si immerge nel mantello perde la propria identità e diventa dopo un certo tempo indistinguibile da quest'ultimo, pareggiando così la produzione di litosfera da parte del sistema di dorsali oceaniche. Le idee



Simulazione al calcolatore del campo di massimo sforzo deviatorio nel caso del ghiacciaio Laurenziano, in Nord America. La sismicità di questa regione, peraltro sismicamente stabile, è prevalentemente ascrivibile alla deformazione post-glaciale. Ogni serie verticale di tre pannelli, ciascuno dei quali mostra una sezione della litosfera e del mantello superiore fino a una profondità di 400 chilometri, si riferisce a tempi diversi; l'origine è fissata al momento della glaciazione ($t = 0$) e lo stato attuale è posto a $t = 12$ kyr (1 kyr = 1000 anni). La viscosità del mantello superiore è stata fissata a 10^{22} Poise, mentre le lettere alla base (A, B, C, D ed E) individuano il rapporto fra la viscosità del mantello inferiore e quella del mantello superiore (rispettivamente 1, 5, 10, 50 e 100). A sinistra si è assunto uno spessore litosferico continentale di 100 chilometri, a destra di 150. Modelli basati su un mantello isoviscoso (A) mostrano un rapido decadimento nel tempo dello sforzo, mentre sforzi più elevati si riscontrano nella litosfera per viscosità più elevate del mantello inferiore (B-E).

esposte e i termini utilizzati fanno parte di una ipotesi generale che agli inizi degli anni sessanta ha trasformato le scienze della Terra, la tettonica a zolle. In questa teoria la litosfera è suddivisa in una serie di zolle rigide in movimento relativo che «galleggiano» sul materiale plastico del mantello sottostante. Il motore che spinge le zolle litosferiche è costituito dai processi convettivi all'interno del mantello, dovuti alla differenza di temperatura tra la litosfera fredda e il nucleo caldo. Lo stesso processo è responsabile dei movimenti relativi tra le zolle e quindi della sismicità ai margini delle diverse porzioni litosferiche.

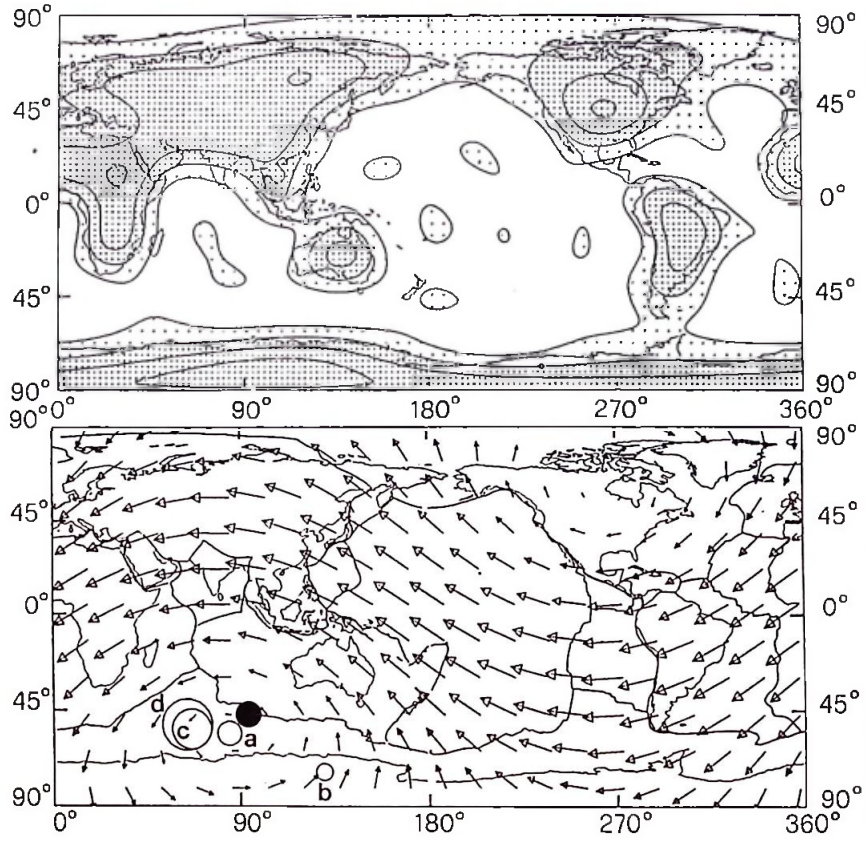
La teoria della convezione, che esprime in forma matematica la circolazione nel mantello, fornisce indicazioni sulla struttura della litosfera oceanica. Se questa viene infatti considerata alla stregua di strato termico superficiale freddo del fluido, è prevista una variazione nello spessore secondo la radice quadrata dell'età della porzione litosferica in esame, prendendo come origine il tempo di fuoriuscita del materiale litosferico dalla dorsale. Questo rapporto fra spessore ed età è stato verificato sperimentalmente con osservazioni sismologiche su cui avremo modo di ritornare. Esistono diversi metodi per determinare lo spessore delle diverse regioni che costituiscono la litosfera: 1) utilizzazione di dati sismologici sulla dispersione e sulla velocità delle onde sismiche superficiali prodotte dai terremoti; 2) analisi dei dati sul flusso di calore terrestre; 3) studio delle deformazioni della litosfera oceanica prodotte dal peso di montagne sottomarine o isole oceaniche; 4) effetti della deglaciazione sulla rotazione terrestre; 5) studio delle deformazioni della litosfera continentale sotto il peso dei grandi ghiacciai del Quaternario (Laurenziano nell'America Settentrionale e Fennoscandia in Scandinavia.)

Un altro fenomeno connesso alla deformazione post-glaciale, di grande interesse dal punto di vista della sismologia, è quello dell'accumulo di sforzo nella litosfera in seguito alla rimozione dei ghiacci. Presenteremo nel seguito anche alcuni risultati concernenti questo aspetto del problema.

In questo articolo saremo particolarmente interessati alle metodologie accennate ai punti 4) e 5) in quanto l'analisi dei dati sperimentali riguardanti i processi geofisici associati alla deglaciazione si è dimostrata particolarmente efficace soprattutto nello studio dello spessore litosferico continentale, dove altri metodi presentano alcune difficoltà.

Particolarmente utili per lo studio di litosfera e mantello superiore sono i dati sulla propagazione delle onde superficiali di Love e di Rayleigh prodotte dai terremoti e, fra questi, le informazioni sulla variazione con la profondità della velocità delle onde S, che sono le onde «di taglio» nelle quali il moto delle particelle è confinato al piano perpendicolare alla direzione di propagazione. La velocità delle onde S dipende dalla pressione e dalla temperatura a cui è sottoposto il materiale in cui l'onda si propaga e diminuisce con l'aumentare di quest'ultima. Avvicinandosi al punto di fusione, il materiale costituente la parte superiore del mantello tende infatti a comportarsi come un fluido, in cui non si ha propagazione di onde di taglio. Una sensibile diminuzione della velocità della componente di taglio delle onde di superficie indica quindi l'esistenza di uno strato in cui il materiale, a differenza di quello della litosfera freddo e rigido, è parzialmente fuso. L'analisi dell'andamento delle velocità delle onde superficiali nelle diverse regioni del pianeta fornisce quindi informazioni sull'esistenza di una zona a bassa velocità in cui il materiale è meno rigido che nella sovrastante litosfera. Questa zona a bassa velocità può essere identificata con l'astenosfera, ossia la parte superiore del mantello in cui il materiale presenta caratteristiche viscose. La zona a bassa velocità o astenosfera risulta ben evidenziata al di sotto dei bacini oceanici dai dati forniti dalla propagazione delle onde superficiali lungo i cammini oceanici. Anche regioni continentali giovani o tettonicamente attive presentano una zona a bassa velocità, ma essa non è così ben sviluppata come nelle regioni oceaniche. Lo studio del sistema accoppiato litosfera-astenosfera è di cruciale importanza per capire alcuni fenomeni fisici associati ai terremoti. Per esempio, le caratteristiche viscose di questa porzione del pianeta possono provocare la migrazione dello sforzo prodotto nella litosfera da una frattura associata a un evento sismico. L'astenosfera può quindi fungere da guida per il campo degli sforzi ed eventualmente innescare un altro evento sismico in una diversa zona della litosfera. Questo processo dipende sia dallo spessore litosferico e astenosferico, sia dalle caratteristiche viscose della astenosfera.

Gli scudi continentali più antichi presentano variazioni minime nella velocità



È qui mostrato l'influsso delle eterogeneità profonde della viscosità e il movimento delle zolle litosferiche sul moto relativo fra litosfera e mantello. La viscosità nella parte più esterna del pianeta (*in alto*) è massima (*in grigio*) sotto i continenti e minima (*in bianco*) in corrispondenza degli oceani. In basso è rappresentato il campo di velocità (circa 2 centimetri all'anno verso ovest) associato alla rotazione della litosfera rispetto al mantello. I poli di rotazione (*a, b, c, d*) sono relativi a diversi modelli che descrivono il moto relativo delle zolle litosferiche, mentre il polo indicato dal cerchietto nero è quello effettivamente dedotto nel modello. Il moto relativo delle zolle litosfertiche e le eterogeneità laterali nella viscosità fra regioni oceaniche e continentali è responsabile di una rotazione differenziale netta fra litosfera e mantello. Altri meccanismi, come la decelerazione della rotazione terrestre e il moto polare, non sono in grado di spiegare su basi quantitative lo scorrimento litosfera-mantello. La figura è di Y. Ricard, C. Doglioni e R. Sabadini.

delle onde *S* e ciò indica l'assenza di fusione parziale del materiale costituente lo scudo. Quindi il materiale costituente uno scudo continentale, come quello Canadese o quello Siberiano, è freddo e non presenta caratteristiche plastiche. Gli scudi continentali sono regioni tettonicamente stabili e poco attive dal punto di vista sismico.

Utilizzando i dati sismologici per le regioni oceaniche è possibile definire litosfera la porzione del pianeta compresa tra la superficie e la ben evidenziata zona a bassa velocità. I valori dello spessore litosferico, così definito, sono in accordo con le previsioni basate sulla teoria della convezione nel mantello per quanto riguarda le variazioni di questo parametro in dipendenza dall'età del fondale oceanico. L'ispessimento della litosfera oceanica a mano a mano che ci allontaniamo dalla dorsale è confermato anche da dati magnetotellurici rilevati con magnetometri su fondali marini di diverse età. Questi dati indicano l'esistenza di uno strato ad alta conduttività presumibilmente associata a fusione parziale e quindi riconducibile alla astenosfera. L'assenza sotto gli scudi continentali di un canale a bassa velocità ben sviluppato impedisce l'utilizzo di dati sismologici per definire uno spessore litosferico. Un'altra serie di dati estremamente importanti sono quelli relativi al flusso di calore terrestre, che forniscono informazioni sulla velocità con cui il calore di origine interna viene perso per conduzione attraverso la superficie. I valori del flusso di calore terrestre sono ottenuti, sia su terraferma che su fondali marini, misurando l'aumento di temperatura con la profondità (il gradiente di temperatura) e moltiplicando questo valore per la conduttività termica delle rocce raccolte *in situ*. Il flusso di calore è più elevato nelle regioni oceaniche e tettonicamente attive dove l'astenosfera è ben sviluppata e vicina alla superficie, mentre è minimo nelle zone continentali più antiche. Questi, in unione ad altri dati di carattere sismologico, indicano un valore di circa 100 chilometri per lo spessore della litosfera oceanica e un ispessimento fino a circa 250 chilometri per uno scudo continentale.

Alcune importanti conclusioni possono venire ricavate dai risultati ottenuti mediante le metodologie più sopra descritte. I dati sulla propagazione di onde sismiche superficiali e quelli relativi al flusso di calore e magnetotellurici sono in accordo con l'ipotesi di una litosfera oceanica di circa un centinaio di chilometri e di un ispessimento di quella continentale. Tuttavia, mentre dal flusso di calore terrestre si ricava un valore di circa 250 chilometri per lo spessore della litosfera continentale più antica, dai dati sismologici non si è in grado di ottenere un'analoga stima in quanto non è stato evidenziato alcun canale a bassa velocità rispetto al quale definire questo parametro.

Questi dati non escludono per gli scudi continentali più antichi l'esistenza di radici profonde che possono estendersi fino a 400 o addirittura 700 chilometri.

I metodi che abbiamo descritto si dimostrano estremamente efficaci nella determinazione delle caratteristiche litosferiche in regioni oceaniche, mentre, come abbiamo già messo in evidenza, si rivelano inadeguati nello studio della porzione litosferica continentale. A questo scopo siamo ricorsi a una metodologia più efficace, cioè all'analisi di dati sperimentali interpretabili come risposta del pianeta alla deglaciazione del Pleistocene. Questi dati sono stati poi messi a confronto con le previsioni teoriche di modelli matematici della Terra al fine di ottenere i valori di alcuni parametri d'interesse geofisico, quale lo spessore litosferico. Una prima serie di dati consiste nelle variazioni secolari del moto polare ricavate da osservazioni di latitudine e da satellite e dall'analisi di dati sulle eclissi solari. Una seconda serie di dati è relativa all'innalzamento o abbassamento di antiche spiagge rispetto al livello medio del mare dovuto allo scioglimento del ghiacciaio Laurenziano. Importanti sono anche le rilevazioni concernenti l'anomalia di gravità al centro dello Scudo continentale Canadese.

Circa 20000 anni fa il ghiacciaio Laurenziano era al massimo del suo sviluppo nel Nord America e ricopriva, sino alla latitudine di Boston, tutto lo Scudo continentale Canadese. Per avere un'idea delle dimensioni di questo ghiacciaio ricordiamo che il suo spessore era di circa 3500 metri nella parte centrale e la massa totale era approssimativamente di 2×10^{19} chilogrammi, qualcosa come 20 milioni di miliardi di tonnellate. Lo scioglimento del ghiacciaio ha avuto come conseguenza l'innalzamento della regione occupata dalla massa glaciale rispetto al livello medio del mare. Il deficit di massa al centro dello scudo continentale causato dallo scioglimento è tutt'ora visibile nell'anomalia di gravità di circa 30 mgal. Altri effetti associati a questo fenomeno si sono avuti sia sulla variazione della velocità di rotazione terrestre attorno all'asse polare, sia nello spostamento dell'asse di rotazione rispetto alla superficie del globo.

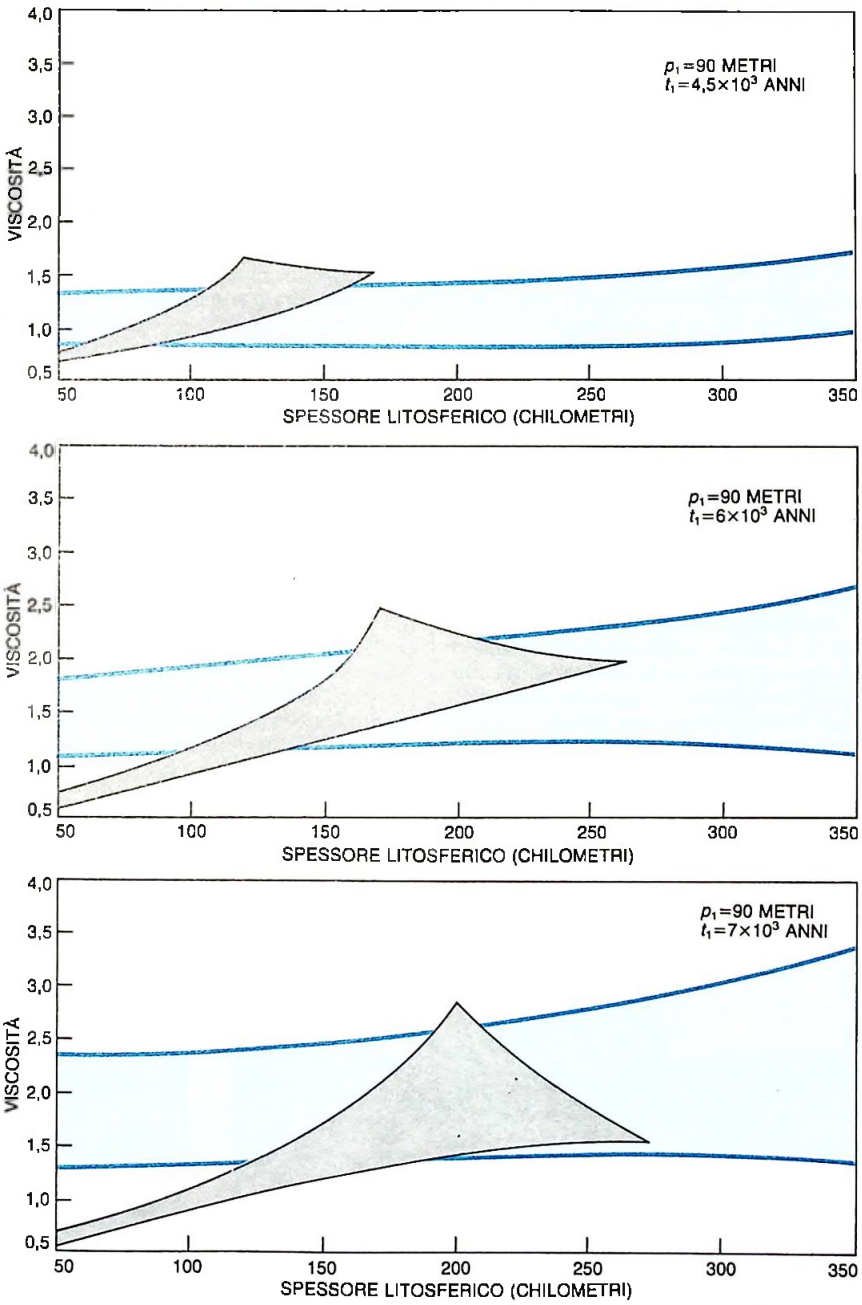
Per comprendere come la rotazione terrestre sia stata perturbata dallo scioglimento della massa glaciale, consideriamo

l'esempio di una trottola in rapida rotazione attorno al proprio asse. Se attacchiamo una gomma da masticare alla trottola in movimento osserveremo l'asse di rotazione eseguire un'oscillazione detta nutazione. Qualcosa di analogo è successo alla Terra quando la massa glaciale si è sciolta distribuendosi in modo uniforme fra gli oceani. Il paragone con la trottola è corretto solo fino a un certo punto in quanto essa è rigida mentre il materiale costituente il mantello presenta caratteristiche plastiche ed è in grado di deformarsi lentamente su tempi geologici. In realtà l'asse di rotazione terrestre, proprio per queste proprietà del mantello, oltre a eseguire il movimento di nutazione è in grado di spostarsi lentamente fino a raggiungere una nuova posizione di equilibrio quando il materiale costituente il mantello ha finito di fluire. Il movimento interno nel nostro caso è forzato dallo scioglimento della massa glaciale. Questa deriva lenta dell'asse di rotazione, dell'ordine di un grado per milione di anni, è osservabile sotto forma di uno spostamento del punto centrale dell'oscillazione (chiamato moto chandleriano o *Chandler wobble*) con un periodo di 14 mesi. Mentre la nutazione è facilmente evidenziabile in un semplice esperimento come quello della trottola, la deriva lenta è ottenuta dal nostro modello matematico di Terra rotante con caratteristiche plastiche. Dalla soluzione delle equazioni che descrivono questo modello sotto le condizioni imposte dallo scioglimento di una massa glaciale, si ottiene che la deriva lenta dell'asse di rotazione dipende da due parametri di grande interesse geofisico quali la viscosità, che descrive le caratteristiche plastiche del mantello, e lo spessore litosferico. Perché i dati relativi allo spostamento dell'asse di rotazione forzato dalla glaciazione siano così sensibili allo spessore litosferico può essere capito se ricordiamo le proprietà di deformazione della litosfera rigida e del mantello viscoso. È facilmente intuibile che la litosfera sottile, una volta scaricata del peso del ghiacciaio favorisca le deformazioni del materiale fluido del mantello, facilitando il raggiungimento di una nuova situazione di equilibrio in cui non ci siano più movimenti né interni né, dell'asse di rotazione. Una litosfera spessa inibisce invece le deformazioni interne, sicché il pianeta richiede un tempo più lungo per raggiungere un nuovo equilibrio rotazionale.

A circa 6000 anni dalla fine della deglaciazione, questa configurazione di equilibrio non è stata ancora raggiunta a causa delle proprietà plastiche del mantello e il valore delle anomalie nella deriva dell'asse di rotazione terrestre dipende fortemente dallo spessore litosferico. La sensibilità dei dati sperimentali rispetto a questo parametro è stata utilizzata per ricavare lo spessore litosferico dai dati sulla rotazione terrestre.

Gli altri dati associati alla rotazione sono quelli relativi alla variazione della velocità angolare della Terra prodotta dalla perturbazione del momento di inerzia attorno all'asse polare. Si ottengono da osservazioni sulla durata del giorno eseguite durante le eclissi solari, e oggi anche dalle misure fornite dal satellite LAGEOS.

Il risultato dell'inversione dei dati, che ci permette di risalire allo sdpessore litosferico e alla viscosità del mantello inferiore, è mostrato nella figura qui sotto Per ricavare le superfici in grigio dalla cui sovrapposizione otteniamo le variazioni ammesse nei parametri spessore litosferico e viscosità, abbiamo ipotizzato una struttura come quella schematicamente descritta all'inizio, in cui si riconosce un nucleo, un mantello superiore e inferiore viscosi e una litosfera elastica. Ogni punto



Deduzione dello spessore litosferico e della viscosità nel mantello inferiore mediante il confronto tra il modello matematico e i dati sperimentali. Ricordiamo che la viscosità è il parametro che descrive dal punto di vista quantitativo le proprietà di deformazione simili a quelle di un fluido del materiale costituente il mantello. Ciascun grafico di questa figura è associato a un diverso valore del parametro t_1 che indica il tempo in migliaia di anni trascorso dalla fine della deglaciazione. La zona in grigio nei tre grafici rappresenta l'inversione delle coppie dei valori della viscosità nel mantello inferiore (in unità di 10^{22} poise) e dello spessore litosferico compatibili con i dati sperimentali relativi allo spostamento dell'asse di rotazione rappresentato nella figura della pagina a fronte. Se utilizziamo questi valori, le previsioni teoriche del modello sono in accordo con i dati sperimentali. La zona in colore è invece ottenuta dai dati sperimentali relativi alle variazioni nella lunghezza del giorno. La zona in cui le due superfici si sovrappongono fornisce i valori che risultano compatibili con entrambe le osservazioni sperimentali, di modo che otteniamo (per t_1 = 6000 anni) uno spessore litosferico di circa 140-160 chilometri.

della zona in grigio corrisponde a due valori dei parametri spessore litosferico e viscosità con i quali il nostro modello è in grado di riprodurre il valore osservato dalla deriva dell'asse di rotazione. L'inclinazione di questa superficie rispetto all'asse delle ascisse e la sua interruzione oltre certi valori dello spessore litosferico sono sintomatiche della «bontà» di questo metodo per stimare lo spessore litosferico. La superficie in colore limitata da due curve continue mostra i valori ammessi per gli stessi parametri in grado di riprodurre i dati sperimentali sulla variazione della velocità di rotazione della Terra attorno al proprio asse; a partire da questi possiamo stimare solamente la viscosità in quanto qualsiasi spessore litosferico è consistente con le osservazioni.

I punti ottenuti dalla sovrapposizione delle due superfici forniscono limiti ben precisi per lo spessore litosferico. Per esempio, per valori accettati per altri parametri quali il tempo intercorso dalla fine della deglaciazione, $t_1 = 6000$ anni, e la variazione $p_1 = 90$ metri del livello del mare prodotta dall'immissione di acqua negli oceani, otteniamo che lo spessore del guscio litosferico deve variare tra circa 140 e 160 chilometri. Come vedremo tra poco, questo valore ci permette di trarre importanti conclusioni sulla struttura esterna del pianeta.

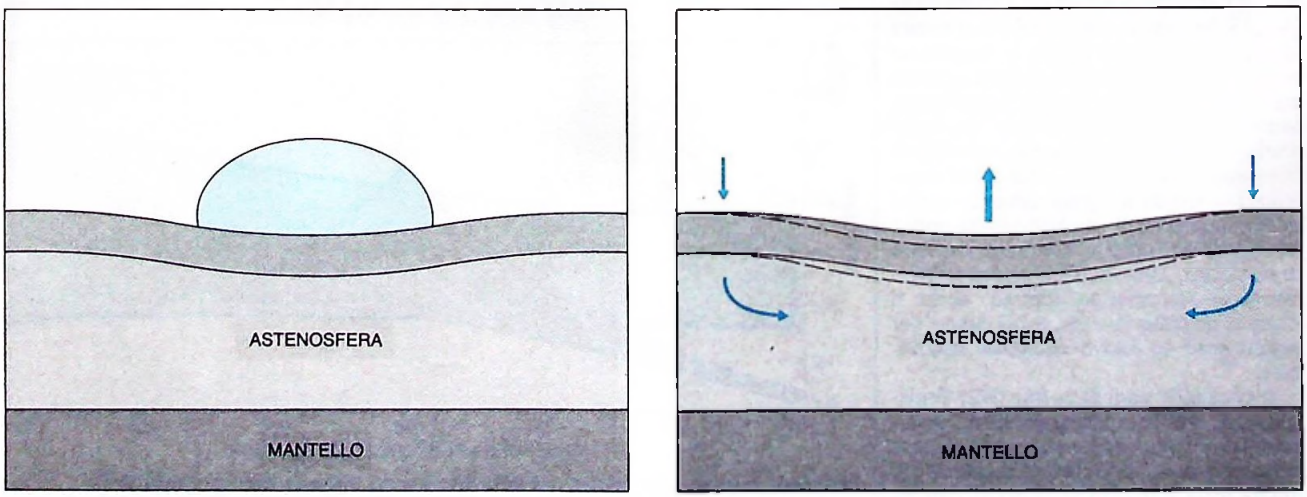
Dobbiamo sottolineare a questo punto che il modello matematico che abbiamo assunto prevede che la litosfera abbia uno spessore costante. Lo spessore litosferico $d_M = 150$ chilometri che abbiamo ricavato è quindi da considerarsi un valore medio. Poiché i due terzi della litosfera terrestre sono coperti da oceani (sotto i quali conosciamo lo spessore litosferico d_O) e un terzo è occupato da continenti, possiamo dedurre dalla conoscenza dello spessore medio litosferico d_M, lo spessore continentale d_C. Se si assume il valore di d_O pari a 100 chilometri, si ottiene per d_C un valore di 100 chilometri, mentre utilizzando il valore $d_O = 70$ chilometri si ottiene $d_C = 310$.

In ogni caso, la porzione continentale risulta più spessa di quella oceanica e i valori ottenuti sono in accordo con quelli che si ricavano con i metodi già descritti.

Consideriamo ora le deformazioni della litosfera prodotte dal ghiacciaio Laurenziano quando era al massimo del suo sviluppo. Scaricata dal peso della massa glaciale in seguito alla deglaciazione, la litosfera tende a sollevarsi e questo movimento, ancora in corso a causa delle caratteristiche viscose del mantello, è rilevabile nell'innalzamento delle linee di costa rispetto al livello medio del mare della parte orientale degli Stati Uniti.

Questa deformazione della litosfera è responsabile della attività sismica osservata nella parte orientale del Canada, una regione altrimenti stabile dal punto di vista tettonico.

Alcuni risultati relativi al campo di massimo sforzo deviatorio (la componente più importante dal punto di vista sismologico), indotto nella litosfera continentale dallo scioglimento dei ghiacci presenti in America Settentrionale sono riportati in un'illustrazione all'inizio dell'articolo. Va rilevato che l'evoluzione temporale del campo di sforzo dipende fortemente dalla viscosità del mantello terrestre e anche dallo spessore dello strato litosferico. Peraltro, questo tipo di approccio, basato su modelli di terra stratificati radialmente, non può rendere conto degli effetti che le variazioni laterali nelle proprietà meccaniche del pianeta hanno sul campo di sforzo e sugli spostamenti verticali. Le variazioni laterali nella viscosità giocano un ruolo importante non solo nell'accumulo di sforzo mostrato in figura, ma anche in processi geodinamici globali, come per esempio la rotazione relativa tra la litosfera e il sottostante mantello. Il fondamento fisico di questo disaccoppiamento tra litosfera e mantello è stato per la prima volta messo in evidenza in un lavoro sul «Journal of Geophysical Research» da Y. Ricard, C. Doglioni e R. Sabadini. A causa della velocità delle placche tettoniche, in particolare di quella Pacifica verso ovest, e delle variazioni laterali nella viscosità del mantello superiore tra regioni continentali «fredde» e oceaniche «calde», la litosfera ruota rigidamente verso ovest rispetto al sottostante mantello con una velocità di circa 2 centimetri all'anno. Nella parte superiore della figura successiva è mostrata la funzione che descrive le variazioni laterali nella viscosità, più elevata nelle regioni continentali e più bassa in quelle continentali. È inoltre mostrato il campo della velocità differenziale tra il guscio litosferico e il mantello, consistente in una rotazione netta il cui polo è indicato dal cerchio nero. Gli altri cerchi corrispondono ai poli di rotazione derivati da alcuni modelli di tettonica a zolle. Questa rotazione differenziale fra litosfera e

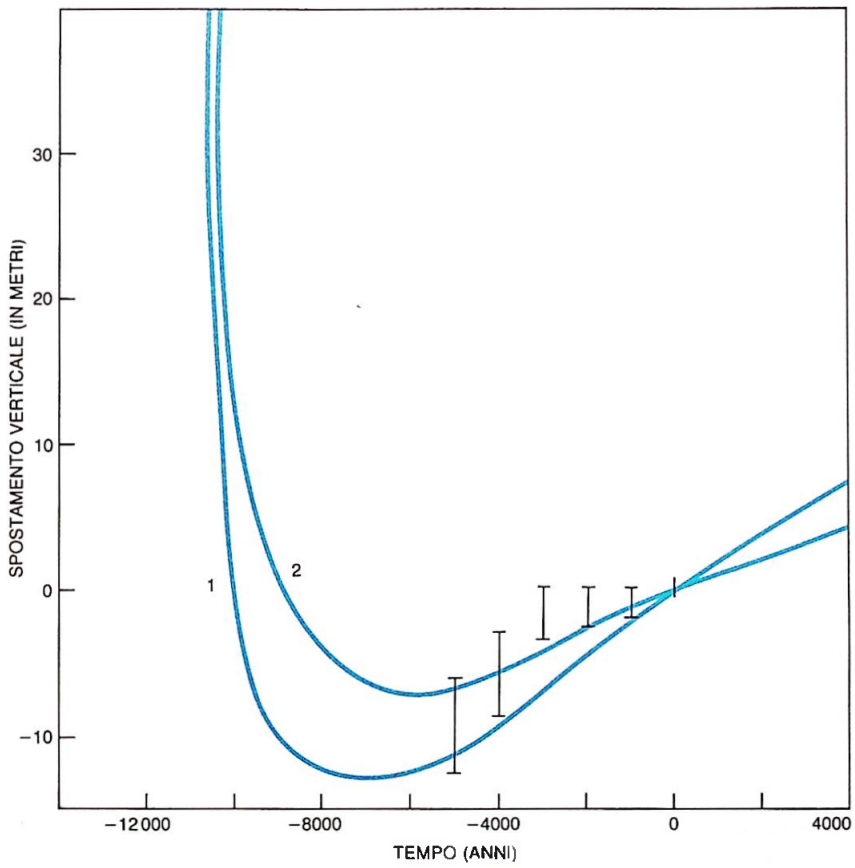


A sinistra, rappresentazione schematica della deformazione della litosfera prodotta da un ghiacciaio. La depressione nella parte centrale in condizione di equilibrio isostatico (che viene raggiunto quando non ci sono più movimenti nella astenosfera e nel mantello) è di circa 600 metri per il ghiacciaio Laurenziano. Nello schema di destra si vede come, dopo che la massa glaciale si è sciolta, la litosfera tende a ritornare nella configurazione iniziale non deformata. La posizione centrale è soggetta a un sollevamento, per cui lo spazio prima occupato dalla litosfera viene ora riempito da materiale astenosferico o del mantello (*linea tratteggiata*). In questo processo, oltre a movimenti verticali, si ha trasporto di materia in direzione orizzontale, per cui materiale astenosferico al di sotto delle regioni periferiche viene risucchiato verso il centro come schematizzato dalle frecce curve. Come conseguenza avremo l'abbassamento delle regioni periferiche (*frecce corte*). La costa orientale degli Stati Uniti e alcune regioni dell'Europa settentrionale sono assimilabili a porzioni periferiche di regioni anticamente ricoperte da grandi ghiacciai, per cui l'analisi dei dati sugli spostamenti verticali può fornire indicazioni sulla struttura continentale. Mentre il Nord America ci fornisce informazioni sullo spessore di uno scudo continentale, l'Europa settentrionale ci consente invece di studiare una regione recente dal punto di vista geologico.

mantello può rendere conto della significativa asimmetria strutturale esistente fra le zone di subduzione che si immergono verso est e quelle che si immergono verso ovest. Subduzioni verso ovest, che si oppongono al flusso del mantello verso est, presentano mediamente un angolo di immersione maggiore rispetto a quelle verso est, che «seguono» il flusso del mantello. I due tipi di subduzione mostrano caratteristiche strutturali e geologiche alquanto diverse (come è stato evidenziato da Ricard, Doglioni e Sabadini). La conoscenza delle variazioni laterali nelle proprietà meccaniche del mantello superiore assieme a quelle verticali, è determinante per la corretta interpretazione dei dati relativi alle fluttuazioni del livello medio marino.

I dati sperimentali relativi allo spostamento verticale delle linee di costa (innalzamento o abbassamento)si sono rivelati di fondamentale importanza, date le profonde implicazioni che le variazioni del livello medio marino hanno nella dinamica del clima planetario. Si sono raccolte informazioni sugli spostamenti verticali di un certo luogo fino a 6000 anni fa. In particolare abbiamo dati relativi a siti sia vicino al centro dell'antico ghiacciaio (isola di Ottawa, baia di Hudson), sia in regioni periferiche, ai margini del ghiacciaio (città di Boston). Le regioni centrali sono tuttora soggette a un innalzamento (isola di Ottawa), mentre quelle periferiche sono in fase di abbassamento e lo spostamento verticale ai bordi risulta inferiore rispetto a quello centrale. Questa diversità di comportamento può essere meglio compresa osservando le figure nella pagina a fronte. Il sollevamento della litosfera al centro fa sì che materiale del mantello vada a riempire lo spazio occupato in precedenza dalla litosfera (*curve tratteggiate*). Questo materiale viene «risucchiato» dalle porzioni di astenosfera sotto le regioni periferiche (*frecce curve*) e provoca quindi la subsistenza di queste regioni litosferiche (*frecce dirette verso il basso*). Con il modello matematico già discusso è stato possibile simulare al calcolatore questo processo di deformazione della litosfera. Abbiamo così ottenuto lo spostamento verticale in funzione del tempo di ciascun punto della porzione litosferica in esame: i risultati sono stati messi a confronto con i dati sperimentali relativi alle variazioni di quota delle linee di costa per il sito corrispondente alla città di Boston. Nel nostro modello abbiamo utilizzato diversi spessori litosferici in modo da ottenere per la litosfera continentale il valore che meglio si adatta ai dati sperimentali già noti. Questo valore risulta essere di circa 240 chilometri.

La recente missione del satellite LAGEOS per misure geodetiche ha permesso di determinare con precisione la variazione nella lunghezza del giorno negli ultimi cinque anni. Questa variazione, come abbiamo visto, è imputabile agli effetti prodotti dalla deglaciazione sulla rotazione terrestre.



Spostamento verticale U_r rispetto alle linee di costa attuali (t=0) per il sito corrispondente alla città di Boston (ai margini rispetto al centro del ghiacciaio). I dati sperimentali indicano un abbassamento (U_r negativo) delle linee di costa fino a 6000 anni fa. L'origine della scala dei tempi si riferisce al presente e il valore negativo nelle ascisse sta a indicare l'età delle linee di costa. Si immagina che lo scigliomento dei ghiacciai sia avvenuto istantaneamente 12 000 anni fa e questo costituisce un'approssimazione di una storia più realistica della deglaciazione. Dal modello teorico otteniamo un innalzamento delle linee di costa subito dopo la deglaciazione, seguito da un abbassamento (U_r negativo). La curva 1 corrisponde a una litosfera di 120 chilometri mentre per la 2 lo spessore è di 240 chilometri; in questo ultimo caso, otteniamo un migliore accordo con i dati sperimentali.

Utilizzando la modellistica già ampiamente discussa, abbiamo calcolato gli effetti dei terremoti di magnitudo elevata che si sono succeduti in epoche storiche sulla rotazione terrestre. Abbiamo così potuto constatare che la variazione nella lunghezza del giorno associata a un evento sismico dipende fortemente dallo spessore e dalla viscosità dello strato situato immediatamente sotto la litosfera, identificabile nell'astenosfera.

La presenza dell'astenosfera amplifica la deformazione prodotta dal terremoto e i suoi effetti sulla rotazione terrestre. Queste osservazioni ci hanno consentito di ricavare un valore per la viscosità astenosferica di circa $10^{19} - 10^{20}$ poise e uno spessore di 200 chilometri. Questi valori sono in buon accordo con osservazioni relative a deformazioni post-sismiche in aree tettonicamente attive.

L'analisi di una ampia gamma di dati geofisici ci ha permesso di trarre importanti conclusioni sulla struttura esterna del pianeta. Dalle regioni oceaniche, con una litosfera di circa 100 chilometri e una ben sviluppata astenosfera, passiamo a regioni continentali probabilmente senza astenosfera in cui lo spessore litosferico è di circa 250-300 chilometri, almeno per gli scudi come quello Canadese. Esistono quindi forti differenze nelle proprietà fisiche della porzione esterna del pianeta e gli strati corrispondenti al mantello superiore, litosfera e astenosfera, non sono uniformi, ma presentano notevoli variazioni di spessore. L'esistenza di un canale a bassa viscosità identificabile con quello a bassa velocità individuato con osservazioni sismologiche, ha notevoli implicazioni nella sismicità di regioni tettonicamente attive, in particolare per quanto riguarda la diffusione del campo di sforzi di origine tettonica da cui può dipendere la migrazione o la ricorrenza dell'attività sismica in una certa regione.

I nostri risultati concernenti le variazioni temporali del campo di sforzo mostrano come porre vincoli - in base al confronto fra i risultati di una simulazione numerica e i dati relativi alla sismicità della regione in esame - sulla entità della viscosità del mantello terrestre, un parametro di fondamentale importanza in geofisica.

Plasticità delle rocce e meccanismo dei terremoti

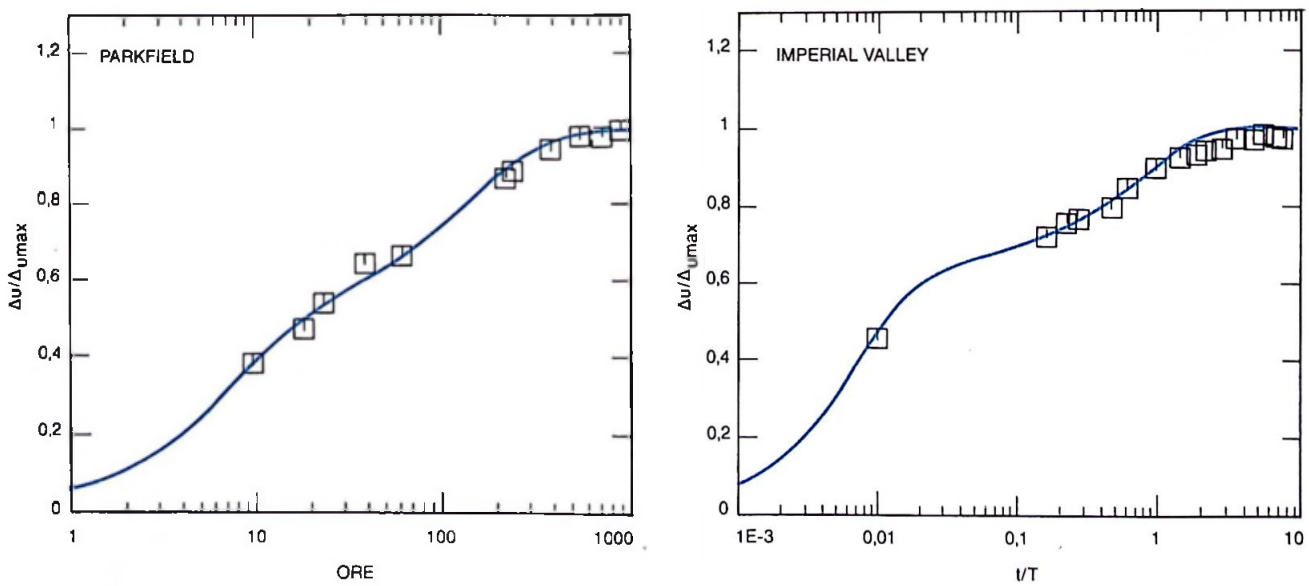
di Maurizio Bonafede
e Michele Dragoni

Sono studiati attraverso vari modelli che forniscono una visione valida ma parziale dei complessi fenomeni sismici

Sappiamo per esperienza diretta che le rocce sono elastiche e fragili, cioè che esse si deformano sotto l'azione di forze abbastanza intense, fino a spezzarsi per effetto di una frattura che le attraversa. Su questa osservazione si basa fondamentalmente la nostra comprensione dei terremoti, interpretati come grandi fratture nella crosta terrestre. Ci si aspetterebbe, pertanto, che dopo un terremoto la terra raggiunga una nuova configurazione di equilibrio nel giro di pochi secondi. E invece a un attento osservatore che fosse passato ripetutamente lungo la superstrada 46 presso Parkfield, in California, non sarebbe sfuggito un singolare fenomeno: nei giorni successivi al terremoto del 1966, la linea di mezzaria intersecata dalla faglia di San Andreas continuava a spostarsi, per stabilizzarsi soltanto dopo un anno attorno a un valore di circa 12 centimetri. Fenomeni simili sono stati riscontrati, con l'ausilio di reti geodetiche, negli anni che seguirono i terremoti di Imperial Valley (1979) e di Superstition Hill (1987), sempre in California, in cui lo spostamento post-sismico raggiunse valori rispettivamente di 50 e di 80 centimetri.

Già da parecchi anni sono state assodate le proprietà duttili del mantello terrestre a profondità superiori ai 100 chilometri circa, ma i fenomeni precedentemente illustrati sembrano richiedere un comportamento reologico persino nelle fredde regioni crostali, almeno in prossimità delle faglie attive. Altri fenomeni concordano con questa conclusione: si tratta di osservazioni di moti tellurici di durata insolitamente lunga e caratterizzati da basse frequenze di oscillazione. Un attento studio di due terremoti avvenuti in Giappone (Sanriku, 1896) e nelle isole Aleutine (1946) rivelò che essi, nonostante la basa magnitudo (calcolata a partire dall'analisi delle alte frequenze registrate), produssero due fra i più grandi maremoti mai registrati. L'analisi delle basse frequenze contenute nei sismogrammi rivelò che questi terremoti ebbero una durata insolitamente lunga (100 secondi). La spiegazione più plausibile è che la fratturazione crostale che li generò dovette interessare un movimento verticale dei fondali oceanici su un'area ben più estesa della sorgente sismica di alta frequenza; gran parte della fratturazione si verificò lentamente, senza dar luogo a significativa emissione di onde sismiche nella banda di frequenze impiegata per il calcolo della magnitudo.

Un fenomeno analogo fu rivelato dall'analisi dei sismogrammi di due terre-



In questa illustrazione è mostrata l'evoluzione temporale dello scorrimento postsismico, dopo i terremoti di Parkfield del 1966 e di Imperial Valley del 1979, insieme con le curve teoriche ottenute ipotizzando che la regione di faglia superficiale opponga una resistenza viscosa allo scorrimento, variabile con la profondità. I grafici sono tratti da un lavoro di M. E. Belardinelli e M. Bonafede.

moti profondi avvenuti nell'America Meridionale (Colombia 1970, Perù-Bolivia 1963). In entrambi i casi si verificò una lenta compressione all'ipocentro, della durata di circa 80 secondi, poco prima del terremoto.

Circa 15 minuti prima del terremoto del Cile (1960) un estensimetro in California registrò un'oscillazione di lungo periodo (cinque-dieci minuti), interpretata come una lenta deformazione che precorre il terremoto.

Oscillazioni anche più lunghe (5-20 minuti) furono sporadicamente registrate presso Trieste per ben 3 anni prima del terremoto del Friuli e terminarono con la scossa principale del 6 maggio 1976 (*si veda la figura in questa pagina*).

Altri numerosi casi di processi lenti sono stati registrati in Giappone e in Cina. Deformazioni crostali, anche molto più lente di quelle menzionate ma comunque molto più veloci dei moti tettonici stazionari, sono state osservate praticamente in ogni parte del mondo e spesso sono state associate a una crisi sismica.

Questi fenomeni sembrano essere inspiegabili senza presupporre una reologia plastica anche per le fredde regioni litosferiche. Le esperienze di laboratorio, fino a pochi anni fa, sembravano tuttavia voler negare un comportamento plastico per le rocce, ricche di quarzo e calcite, nelle condizioni fisiche della crosta terrestre. Il quarzo naturale mostra una estrema resistenza alla deformazione: solo ad alte pressioni, se sottoposto a temperature e a sforzi molto maggiori di quelli presenti nella crosta terrestre, il quarzo assume un comportamento duttile.

Come possiamo rappresentarci questo duplice comportamento fluido-solido delle rocce? All'inizio del secolo era un mistero come il mantello terrestre, che è in grado di trasmettere in modo estremamente efficiente le onde *S* (le quali non si propagano nei liquidi), si comportasse come un fluido viscoso in risposta ai sovraccarichi prodotti dalle glaciazioni. Ci sono alcuni semplici modelli meccanici che possono aiutarci a comprendere per analogia il comportamento reologico delle rocce. Un corpo perfettamente elastico può essere rappresentato da una molla. Ponendole sopra un peso, questa si accorcia fino a compensare la forza di gravità. Rimuovendo il peso, la molla si riporta immediatamente alla sua lunghezza originaria. Un corpo viscoelastico può essere rappresentato da una molla collegata a uno stantuffo libero di muoversi entro un cilindro pieno di un fluido viscoso. Ponendo un peso su questo sistema, si ha immediatamente un accorciamento uguale a quello del sistema puramente elastico, con la differenza che, con il trascorrere del tempo, il pistone avanza progressivamente nel cilindro a una velocità dipendente dalla forza trasmessagli dalla molla: così all'istantaneo accorciamento della molla si somma un irreversibile, lento accorciamento del sistema prodotto dal moto del pistone.

Un utile parametro per schematizzare questo duplice comportamento solido-fluido dei materiali è dato dal «tempo di Maxwell» definito come il tempo necessario, in regime stazionario, perché la deformazione anelastica ε_{an} eguagli la deformazione elastica ε_{el}, per un assegnato valore di sforzo, pressione e temperatura; in formula esso è:

$$\tau_M = \varepsilon_{el}/\dot{\varepsilon}_{an}$$

dove il pallino rappresenta la derivata rispetto al tempo. Applicando un sistema di sforzi per tempi molto maggiori di τ_M, la deformazione risultante sarà prevalentemente anelastica; viceversa per tempi molto minori di τ_M la deformazione sarà prevalentemente elastica.

Un altro utile parametro è la «viscosità efficace» data dal rapporto fra sforzo applicato e velocità di deformazione

$$\eta = \sigma/\dot{\varepsilon}_{an}$$

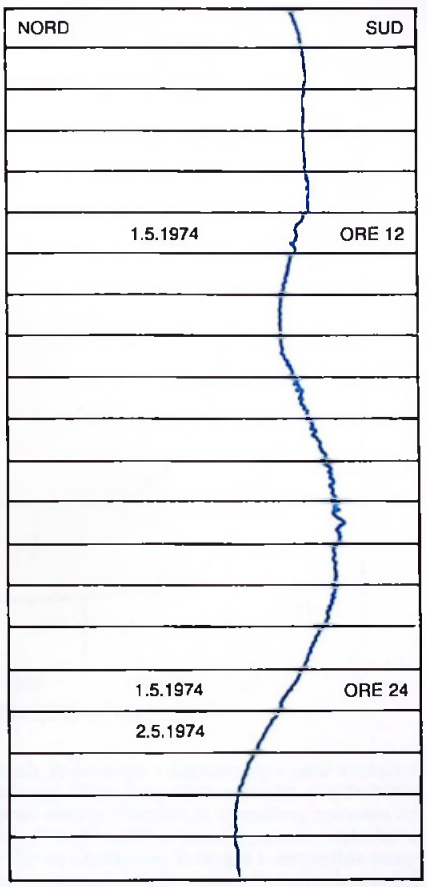
Nei processi elementari di deformazione, che riassumeremo tra poco, si hanno relazioni costitutive fra sforzo e deformazione del tipo

$$\dot{\varepsilon} = Ae^{-H/RT} f_1(\sigma) f_2(S)$$

dove A è una costante dipendente dalla sostanza considerata, H è un'entalpia di attivazione (entalpia = energia interna + pressione × volume), R la costante dei gas e T la temperatura assoluta. La funzione $f_1(\sigma)$ descrive la dipendenza dallo sforzo di taglio σ applicato e $f_2(S)$ l'effetto della struttura del materiale sulla velocità di deformazione. Da questa espressione vediamo che la viscosità efficace è indipendente dallo sforzo applicato solo se $f_1(\sigma)$ è una funzione lineare: reologie di questo tipo sono dette «newtoniane»; in questo caso $\tau_M = \eta/\mu$ dove μ è la rigidità del materiale. Va notato il ruolo critico della temperatura e dell'entalpia di attivazione nel determinare la velocità di deformazione.

La viscosità del mantello nell'ipotesi di reologia newtoniana può essere valutata, in base ai dati sul riassestamento postglaciale delle regioni circumpolari e postsismico delle regioni tettonicamente attive, da 10^{19} poise per l'astenosfera fino a oltre 10^{23} poise per il mantello inferiore (la viscosità del normale vetro è di circa 10^{18} poise a temperatura ambiente). Si spiega facilmente quindi l'apparente paradosso del mantello terrestre, capace di trasmettere le onde *S* come un solido e di deformarsi come un fluido viscoso se sottoposto a sovraccarichi per tempi dell'ordine di migliaia di anni. Infatti anche le più lunghe oscillazioni libere della Terra non superano l'ora di periodo, un tempo molto più breve del tempo di Maxwell delle regioni del mantello.

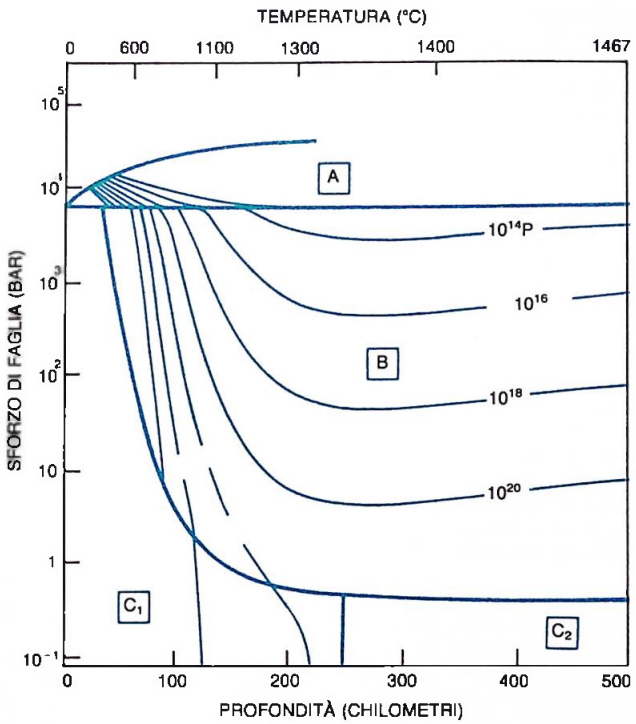
Come si spiega la duttilità delle rocce alla luce della nostra conoscenza degli stati di aggregazione della materia? Questa domanda non è solo di interesse accademico; infatti, non potendo neppure approssimare in laboratorio le condizioni fisiche dell'interno della Terra, occorre essere in grado di estrapolare comportamenti ottenibili sperimentalmente a pressioni, temperature e velocità molto diverse da quelle esistenti dentro il nostro pianeta.

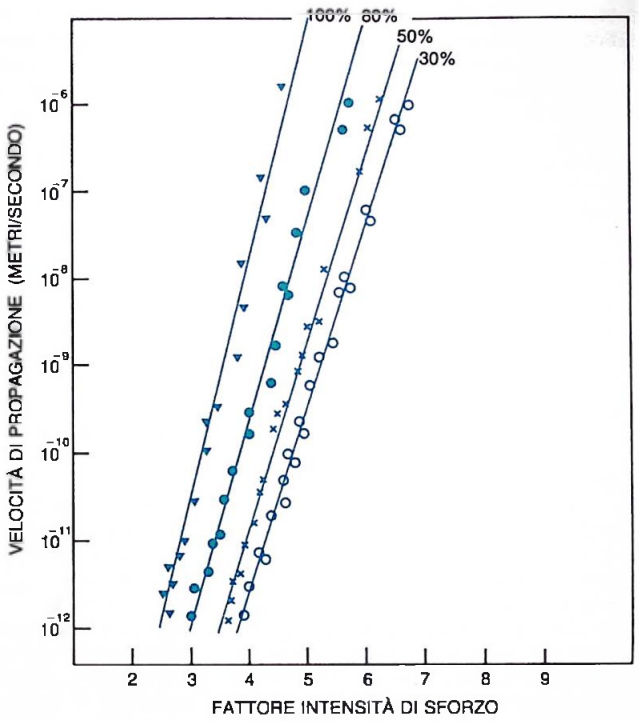


A Trieste, prima del terremoto del Friuli del 1976, furono registrate oscillazioni di lungo periodo. Nella figura, ricavata da una ricerca di C. Chiaruttini e M. Zadro, sono rappresentate in particolare le oscillazioni registrate nella componente nord-sud sovrapposte alla traccia della marea terrestre.

All'inizio del secolo si riteneva che le elevate pressioni presenti nelle profondità terrestri impedissero alle sostanze di cristallizzare. Ma il problema della deformazione anelastica si incontrava anche nella evoluzione dei ghiacciai, che fluiscono come liquidi, ma che hanno una indiscutibile struttura cristallina. Il problema fu risolto con l'introduzione del concetto di «dislocazione» nell'ambito dello studio delle proprietà meccaniche dei metalli ad alta temperatura. Le dislocazioni sono difetti di un cristallo rispetto alla struttura reticolare ideale. Questi difetti sono sempre presenti nei materiali reali e la loro migrazione consente ai solidi cristallini di fluire sotto l'azione di sforzi di scarsa entità rispetto ai valori richiesti per rompere i legami molecolari. Il moto delle dislocazioni può avvenire secondo modalità diverse, a seconda delle condizioni fisiche e strutturali della sostanza (*si veda la figura a sinistra pagina 46*).

In condizioni di sforzi molto elevati, i solidi si deformano plasticamente per effetto dello scorrimento delle dislocazioni nel piano reticolare (*dislocation glide*). La velocità di deformazione è limitata dalla resistenza opposta dal reticolo cristallino agli scorrimenti, ma soprattutto da osta-





A sinistra sono rappresentati i contorni di viscosità efficace dell'olivina in funzione della profondità, per un profilo di temperatura pertinente al mantello situato sotto un bacino oceanico la cui età è stimata intorno ai 200 milioni di anni. Le curve più spesse delimitano i campi di prevalenza dei diversi meccanismi di deformazione: *A*, il regime di dislocazione nel piano reticolare; *B*, le dislocazioni che avvengono "aggirando" gli ostacoli; C_1 e C_2, il regime diffusivo di Coble e quello di Nabarro-Herring. Per un dato sforzo, si passa da valori di viscosità elevati e variabili a basse profondità a valori relativamente bassi e uniformi a profondità superiori a 100 chilometri circa. I dati sono tratti da un lavoro di R.J. O'Connell e B.H. Hager. A destra è rappresentata la velocità di propagazione di una frattura in un vetro carbonato-silicico in funzione dell' intensità di sforzo e per diverse concentrazioni di acqua: dai valori per l'acqua allo stato liquido (triangoli), a quelli per concentrazioni acquose via via decrescenti.

coli (impurità) che le dislocazioni debbono attraversare nel loro movimento.

A valori di sforzo inferiori, le dislocazioni non riescono ad attraversare le impurità e la loro velocità di migrazione è determinata dalla capacità di «aggirare» gli ostacoli (*dislocation climb*). Tale fenomeno è quindi controllato dalla velocità con cui le vacanze atomiche (i punti del reticolo cristallino non occupati da un atomo) diffondono verso il piano originario della dislocazione, consentendo così l'aggiramento dell'ostacolo fuori del piano di scorrimento. Questo meccanismo di deformazione può essere descritto mediante una relazione costitutiva fra sforzo e velocità di deformazione del tipo di quella descritta a pagina 45 con $f_1(\sigma) = \sigma^n$. Il valore della costante A e dell'esponente n non sono determinabili teoricamente e la loro valutazione è necessariamente sperimentale. A titolo di esempio, l'energia di attivazione per la dunite è di 130 chilocalorie per mole ed $n = 3{,}2$, ma, per i vari tipi di rocce, i valori di n variano da 2 a 9.

Per valori di sforzo ancora più bassi, la deformazione anelastica è governata dai processi di diffusione delle vacanze atomiche da granulo a granulo. Questo meccanismo può essere descritto teoricamente in modo completo e la relazione fra sforzo e velocità di deformazione è lineare. In questo caso la costante A dipende, oltre che dalle caratteristiche del reticolo cristallino, dallo spessore dei granuli e dal loro contorno. La linearità della relazione costitutiva fa sì che questo processo domini a temperature abbastanza elevate per valori di sforzo molto bassi (deformazione di Nabarro-Herring), mentre il valore generalmente più basso della energia di attivazione rispetto alle leggi di potenza fa sì che esso sia comunque dominante alle basse temperature (deformazione di Coble).

In base ai meccanismi precedentemente menzionati, si comprende facilmente il comportamento duttile dell'astenosfera. Si hanno oggi dati abbastanza completi sul comportamento anelastico delle olivine (le principali componenti del mantello superiore), ma non è stato ancora univocamente chiarito se la reologia del mantello sia newtoniana o non-newtoniana.

Molte prove, già accennate precedentemente, ci hanno portato tuttavia a ritenere che anche le fredde rocce crostali siano interessate da comportamenti fortemente plastici, almeno in prossimità dei margini tettonici continentali. Questo comportamento non è spiegabile in base ai precedenti modelli: a causa della bassa temperatura, il tempo di Maxwell supererebbe il milione di anni.

Il comportamento plastico di queste regioni trova spiegazione in fenomeni di natura chimico-fisica dovuti alla presenza, nelle rocce crostali, di microfratture e porosità occupate da fluidi (sostanzialmente acqua con varie impurità). Uno di questi fenomeni è detto «sforzo-corrosione» e consente di attribuire le deformazioni d'insieme delle rocce crostali all'effetto combinato dello sforzo e della corrosione chimica dei legami molecolari. In tal modo questo fenomeno può influenzare in modo significativo la nucleazione e la crescita delle microfratture in materiali di struttura granulare anche in condizioni di sforzo e temperatura relativamente bassi. La lenta propagazione delle microfratture determina una deformazione crescente e irreversibile del materiale (sono state misurate velocità inferiori a 10^{-10} metri al secondo). La velocità di propagazione delle microfratture è fortemente influenzata dalla concentrazione di vapor d'acqua; nel quarzo si ritiene che l'acqua influenzi la idrolisi dei legami silicio – ossigeno – silicio (*si vedano le figure nella pagina a fronte*).

Esperimenti su arenarie asciutte e bagnate dimostrano che l'effetto di sforzo-corrosione è dominante, in termini di nucleazione di microfratture nelle regioni intragranulari, per velocità (*rate*) di deformazione dell'ordine di 10^{-4} s^{-1} per sforzi dell'ordine di alcuni chilobar. Le deformazioni più lente, fino a 10^{-8} s^{-1}, sono governate dalla velocità di diffusione del fluido all'interno delle microfratture preesistenti. La presenza di ac-

qua nelle rocce è fondamentale: in una roccia asciutta sono necessari valori di sforzo grosso modo doppi per ottenere la stessa velocità di deformazione. L'energia di attivazione per questi processi è dell'ordine di poche decine di chilocalorie per mole, in accordo con i valori richiesti in base all'interpretazione in termini di idrolisi dei legami tra silicio e ossigeno.

Tuttavia i valori di sforzo necessari per innescare i processi suddetti, pur essendo significativamente più bassi di quelli richiesti per una roccia asciutta, sono ancora troppo elevati (alcune migliaia di bar) per essere applicabili alla crosta terrestre, se non in casi particolari quali le scosse di assestamento (o repliche) che seguono un terremoto e sono associate alle forti disomogeneità del campo di sforzo prodotte dal terremoto stesso.

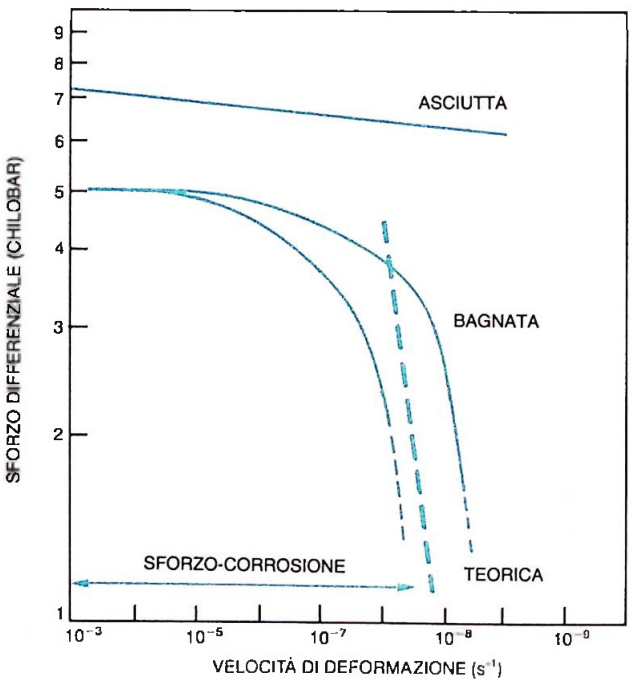
Recentemente un nuovo meccanismo di deformazione si è imposto all'attenzione di geofisici e geochimici: quello indotto dalla soluzione dei cristalli di quarzo e calcite per effetto di sforzo e pressione, entro i fluidi che occupano le cavità intergranulari. Questo fenomeno va sotto il nome di soluzione indotta da pressione (*pressure solution*). Per le leggi dell'equilibrio chimico non-idrostatico, dove lo sforzo è elevato e la pressione di fluido bassa, si verifica un aumento della solubilità di alcuni cristalli come quarzo e calcite che, una volta disciolti nel liquido interstiziale, diffondono verso le cavità intergranulari dove la concentrazione di soluto è minore; ivi però trovano pressione di fluido elevata e assenza di sforzo, le quali determinano una diminuzione di solubilità: il soluto ricristallizza e tende a riempire la cavità. Sulla superficie di contatto diretto fra i granuli restano le sostanze insolubili, argille e mica, che tendono a formare superfici di sfaldatura.

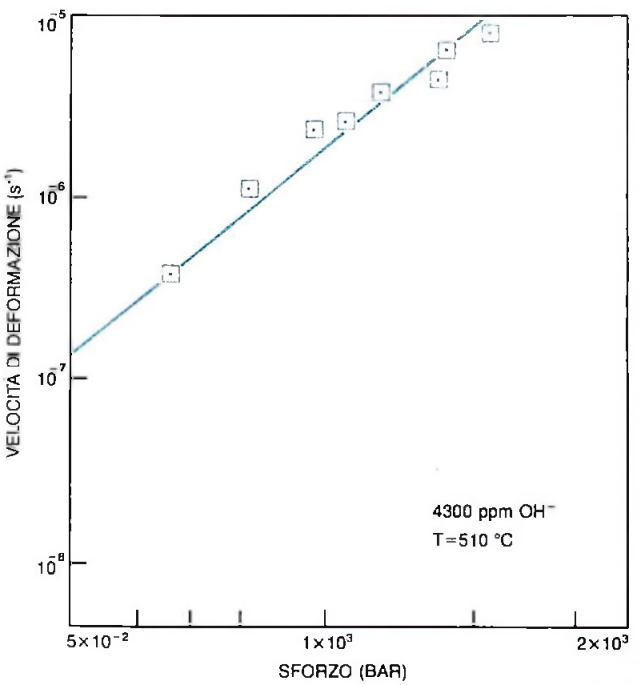
Due aspetti importanti di questo processo sono il basso valore dell'energia di attivazione (7-8 chilocalorie per mole), che rende il meccanismo efficiente alle temperature relativamente basse tipiche delle regioni crostali, e la linearità della relazione costitutiva, che rende applicabile questo meccanismo per valori di sforzo inferiori a 100 bar. Le implicazioni geofisiche di questo fenomeno sono particolarmente importanti per i meccanismi di deformazione che interessano le rocce nelle regioni di faglia.

La presenza di acqua può facilitare la deformazione anelastica dei cristalli di quarzo anche in altro modo: favorendo la diffusione di ioni ossidrile (OH^-) all'interno del cristallo stesso. Questo fenomeno è noto come «indebolimento idrolitico» (*hydrolytic weakening*) ed è stato dimostrato in laboratorio su cristalli sintetici di quarzo. In questo caso la relazione costitutiva è non-newtoniana: la velocità di deformazione dipende dallo sforzo elevato a un esponente $n = 3{,}5$. L'energia di attivazione è relativamente bassa (circa 40 chilocalorie per mole) e la velocità di deformazione è una funzione crescente della concentrazione di ioni ossidrile: se questa concentrazione è molto elevata, si possono avere velocità di deformazione di interesse geologico a temperature relativamente basse per sforzi applicati inferiori a 100 bar.

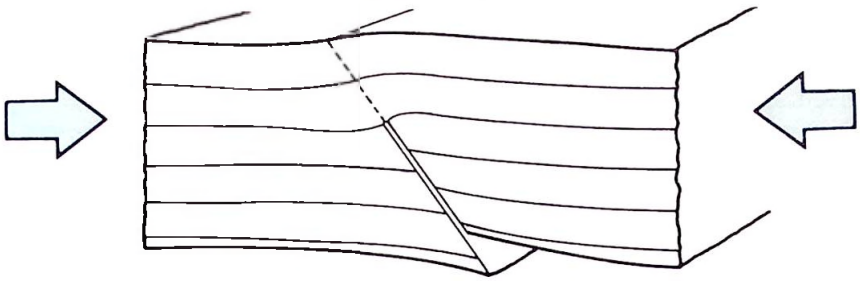
Abbiamo visto che i processi responsabili del comportamento anelastico delle rocce sono parecchi anche se ve n'è uno dominante a seconda della temperatura, dello sforzo, dell'ambiente chimico e della struttura. Vedremo ora come i meccanismi dei terremoti e la sismicità stessa di una regione possano essere variamente condizionati dalle proprietà reologiche delle rocce.

Se la Terra fosse perfettamente elastica, la sola deformazione lenta sarebbe l'accumulo di sforzo tettonico che precede il terremoto. Il terremoto dura pochi secondi o decine di secondi, ma è soltanto un episodio di un più lungo ed esteso processo di rilascio dello sforzo accumulato. Questi processi prolungati nel tempo vanno attribuiti alle proprietà reologiche della litosfera e dell'astenosfera. I geofisici per spiegare l'insieme delle osservazioni sopra accennate cercano di inserirle in uno schema concettuale o modello. Questo è un complesso di ipotesi e di assunzioni relative a un dato sistema fisico (in questo caso la litosfera e l'astenosfera) espresse in linguaggio matematico, dalle quali si possono trarre conseguenze verificabili. Se le conseguenze derivate dal modello sono in accordo con quanto si osserva in natura, il modello costituisce una descrizione vali-





E.H. Rutter e S.H. White hanno studiato lo sforzo differenziale (espresso in chilobar) in funzione dela velocità di deformazione per un'arenaria alla temperatura di 300 °C (*grafico a sinistra*). Per deformare la roccia in assenza di acqua, a velocità di interesse geofisico, occorrono sforzi molto più elevati di quelli necessari in presenza di acqua. La linea tratteggiata contrassegnata dalla scritta «teorica» mostra l'andamento previsto dalla teoria della deformazione indotta dalla pressione. S.H. Kirby e J.W. McCormick hanno invece calcolato la velocità di deformazione, in funzione dello sforzo differenziale applicato, nel caso di un cristallo di quarzo nel quale sia presente una elevata concentrazione di ioni ossidrile (OH^-). L'indebolimento idrolitico consente velocità di deformazione elevati per valori di sforzo e temperatura molto più bassi di quelli necessari nel quarzo non idrato.



Il disegno qui a fianco rappresenta molto schematicamente una sezione della litosfera terrestre contenente una faglia inclinata e sottoposta a uno sforzo compressivo (*indicato dalle frecce in colore*). Le rocce litosferiche scorrono in maniera asismica in profondità, mentre la sezione superiore della faglia (*qui tratteggiata*) rimane bloccata: secondo le più recenti teorie è in quella zona che si concentra la maggior parte dello sforzo che finirà per produrre un terremoto.

da dei fenomeni sismici. La costruzione di un modello di tali fenomeni è, tra l'altro, il primo passo verso la previsione su base fisica dei terremoti.

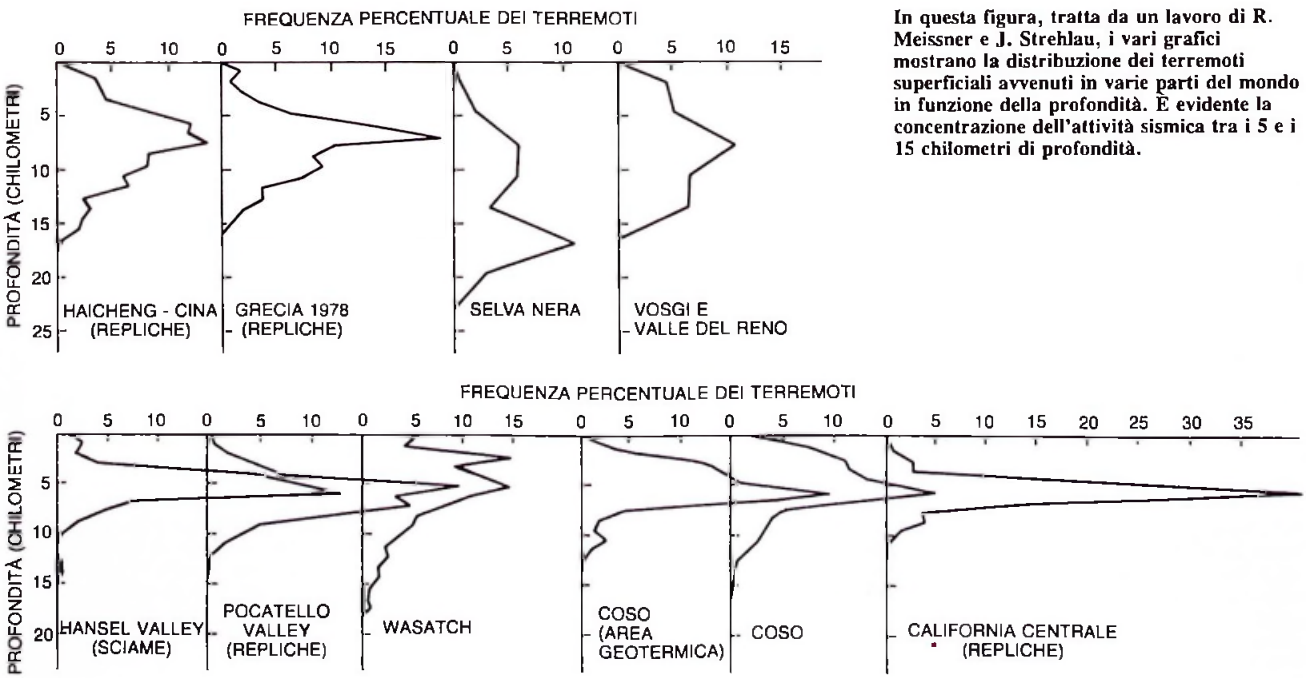
Si tratta in primo luogo di stabilire qual è il preciso comportamento dinamico della Terra. Oltre alle osservazioni già menzionate, elementi che richiedono l'introduzione di un comportamento anelastico si possono trovare in altre osservazioni geofisiche, quali lo smorzamento delle onde sismiche e delle oscillazioni libere della Terra e lo stesso moto delle zolle, ma tali osservazioni non sono sufficienti per stabilire quale dei meccanismi precedentemente discussi si applichi alle diverse regioni dell'interno della Terra. L'assunzione di una determinata relazione costitutiva equivale a utilizzare un «modello reologico».

Stabilita la reologia, in generale di tipo viscoelastico, si costruiscono modelli matematici che includono gli aspetti fondamentali del sistema studiato: per esempio uno strato elastico, che rappresenta la litosfera, saldato a uno strato viscoelastico, che rappresenta l'astenosfera. In particolare, si può studiare l'evoluzione del sistema dopo che è stato perturbato da un terremoto. Il verificarsi di tale fenomeno modifica lo stato del mezzo, producendo un campo di sforzo addizionale, che si somma allo sforzo tettonico presente inizialmente. Mentre una litosfera elastica sostiene permanentemente questo sforzo, l'astenosfera, grazie alle sue proprietà reologiche, è in grado di «scorrere» se sottoposta a uno sforzo prolungato nel tempo e inizia a farlo, lentamente, subito dopo il terremoto. In gergo tecnico si dice che lo sforzo nell'astenosfera si «rilassa». Un effetto importante del rilassamento dello sforzo nell'astenosfera è che nuovo sforzo viene trasferito alla litosfera e ciò provoca un'ulteriore lenta deformazione del suolo. Il modo in cui questa deformazione post-sismica avviene dipende sia dal campo di sforzo co-sismico (cioè quello prodotto dal terremoto), sia dalle proprietà reologiche della astenosfera stessa.

I primi modelli matematici formulati per spiegare questo fenomeno consideravano la litosfera come uno strato elastico e l'astenosfera come uno strato viscoso.

Il considerare l'astenosfera come un liquido viscoso è tuttavia un'approssimazione valida soltanto per tempi molto lunghi: per brevi tempi anche l'astenosfera si comporta come un solido elastico, come è dimostrato dal fatto che vi si propagano le onde elastiche trasversali (onde *S*) senza subire una drastica attenuazione. Una migliore rappresentazione dell'astenosfera è dunque quella del solido viscoelastico. Il modello più utilizzato a questo scopo è il solido di Maxwell che può essere schematizzato come una molla collegata a un ammortizzatore. La differenza fondamentale tra un liquido viscoso e un solido viscoelastico di Maxwell è la seguente: la risposta immediata di una astenosfera viscosa a un'improvvisa deformazione (il terremoto) che avvenga nella litosfera è quella di un corpo rigido, cioè indeformabile; perciò all'inizio la deformazione rimane concentrata nella zona di faglia. Invece la risposta immediata di una astenosfera viscoelastica è di tipo elastico: la deformazione si estende rapidamente a grande distanza dalla faglia, con la velocità delle onde sismiche. La situazione, molto tempo dopo che è avvenuto il terremoto, è tuttavia la stessa nei due casi: l'astenosfera si è completamente rilassata e la base della litosfera non è sottoposta a sforzo.

I primi modelli con astenosfera viscoelastica furono proposti verso la metà degli anni settanta. Una volta stabilite le proprietà meccaniche della litosfera e dell'astenosfera, tali modelli consentono di stimare il valore della viscosità della astenosfera in base alle deformazioni post-sismi-

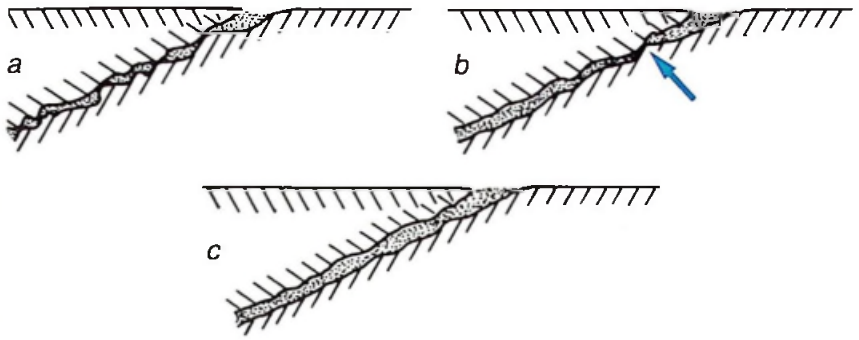


In questa figura, tratta da un lavoro di R. Meissner e J. Strehlau, i vari grafici mostrano la distribuzione dei terremoti superficiali avvenuti in varie parti del mondo in funzione della profondità. È evidente la concentrazione dell'attività sismica tra i 5 e i 15 chilometri di profondità.

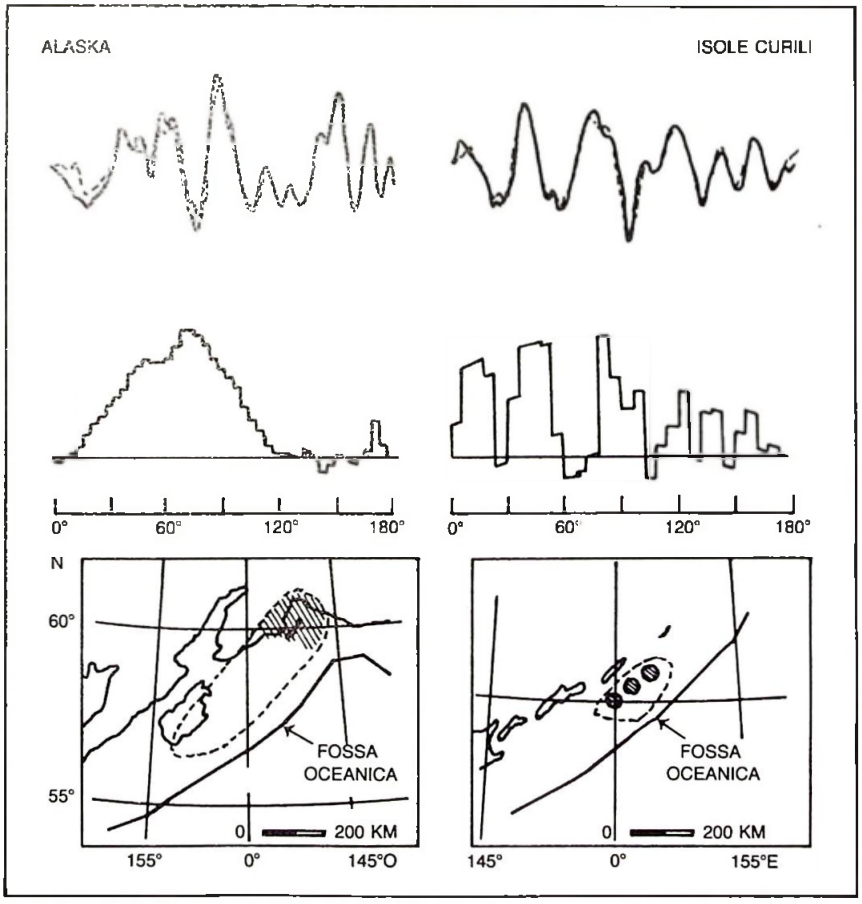
che osservate. È anche possibile simulare il processo ciclico che comprende l'accumulo di sforzo su una faglia dovuto al moto delle zolle e il successivo rilascio dello sforzo da parte del terremoto. Il periodo di tale processo è il «tempo di ritorno» del terremoto ed è ovviamente una misura fondamentale per la previsione dei terremoti. Nell'ambito di modelli semplificati è stato possibile ottenere relazioni che forniscono il tempo di ritorno in funzione di parametri del modello quali la rigidità e la viscosità delle rocce e l'attrito che si oppone allo scorrimento sulla faglia. Inoltre la distribuzione delle repliche dei terremoti e la migrazione dei terremoti stessi lungo i margini delle zolle tettoniche sono stati posti in relazione allo sforzo prodotto dai terremoti e alla sua evoluzione in presenza dell'astenosfera viscoelastica. Lo studio di questi modelli ha dunque chiarito alcuni aspetti fondamentali del meccanismo sismico, anche se la situazione reale è assai più complessa di quella rappresentata dai modelli e richiederà l'impiego di strumenti più elaborati.

Anche i «terremoti silenziosi» sono stati interpretati sulla base delle proprietà viscoelastiche delle rocce e precisamente come scorrimenti relativamente lenti di faglie situate in profondità nella litosfera. Un comportamento viscoelastico anche nella litosfera è accentuato soprattutto lungo i margini delle zolle tettoniche, dove il materiale è più deformato, a causa dei periodici scorrimenti. È evidente che le forze tettoniche tenderanno a far scorrere le faglie profonde anche se non sono in grado di fratturare le rocce superficiali, più fredde e resistenti. Tuttavia, lo scorrimento di una porzione di faglia ha l'effetto di concentrare sforzo sulle porzioni adiacenti, che non hanno ancora subito scorrimento. Così, col passare del tempo, le faglie più superficiali si trovano sottoposte a sforzi elastici via via maggiori che alla fine danno origine al loro scorrimento catastrofico. Dunque i terremoti silenziosi hanno un'importanza notevole quali fenomeni precursori dei terremoti ordinari: rivelare la loro presenza significa sapere che è in atto una concentrazione di energia elastica e che può prepararsi un terremoto distruttivo.

In effetti da parecchi anni i sismologi avevano notato che molti dei terremoti superficiali sono concentrati in uno «strato sismogenetico» compreso all'incirca tra i 5 e i 15 chilometri di profondità. L'esistenza di una zona sismogenetica preferenziale nella crosta terrestre può essere facilmente compresa come conseguenza della variazione con la profondità delle proprietà meccaniche della litosfera. Nelle regioni crostali, la presenza di acqua rende efficienti i processi di deformazione plastica basati sui meccanismi di sforzo-corrosione e di soluzione indotta da pressione. Anche questi processi sono attivati termicamente e quindi la loro efficienza aumenta notevolmente con la profondità. Se consideriamo la zona posta lungo il margine tra due zolle tettoniche osserviamo che in essa la litosfera è sottoposta a forze che la deformano incessantemente. La zona deformata può essere descritta come un mezzo viscoelastico con viscosità che diminuisce all'aumentare della profondità; in quest'ottica le sezioni profonde della litosfera «scorrono» come un materiale duttile, senza produrre terremoti (scorrimento asismico), mentre le sezioni superficiali resistono maggiormente alle forze tettoniche e rimangono pressoché «bloccate», con il risultato che in esse si accumula un grande sforzo elastico. A un certo punto questo



Rappresentazione schematica elaborata da L.J. Ruff e da H. Kanamori di tre diverse distribuzioni di asperità lungo una faglia inclinata. Nel caso *a* c'è una notevole area di contatto tra le due pareti della faglia; nel caso *b* lo sforzo è concentrato su una sola asperità (*freccia*); nel caso *c* lo sforzo è trasmesso da una parete all'altra solo dalla breccia di faglia (*punteggiata*).



L.J. Ruff ha calcolato le dimensioni delle asperità relative a due grandi terremoti: il terremoto dell'Alaska del 1964 e quello delle isole Curili del 1963. Le figure mostrano in alto i sismogrammi dei due terremoti (*curve continue*), ai quali sono stati sovrapposti, per confronto, i sismogrammi ottenuti teoricamente (*curve tratteggiate*) in base alle due diverse «storie» dello scorrimento delle faglie (*diagrammi al centro*). Il terremoto dell'Alaska fu causato dalla rottura di un'unica grande asperità, mentre quello delle isole Curili fu dovuto alla rottura di alcune asperità più piccole. Le asperità corrispondenti ai due terremoti sono indicate in tratteggio nelle due mappe in basso, che rappresentano le regioni dei due terremoti, mentre le curve tratteggiate delimitano le superfici di faglia.

sforzo supera la capacità di resistenza delle rocce le quali si fratturano bruscamente, dando origine al terremoto.

Una zona che presenta una resistenza allo scorrimento maggiore delle zone circostanti è stata chiamata «asperità» dai sismologi. Nelle zone di intensa deformazione, l'effetto combinato della viscosità che diminuisce con la profondità e dell'attrito che aumenta con la profondità si traduce nella esistenza di un'asperità a una decina di chilometri dalla superficie. Un altro parametro importante del modello è la rigidità del mezzo. In generale, la rigidità è più bassa negli strati superficiali della crosta terrestre, composti spesso da materiali sedimentari con elevata densità di fratture e cavità, che non alla profondità di alcuni chilometri. Il valore di questo parametro è importante perché, in un materiale elastico sottoposto a deformazione, lo sforzo prodotto è proporzionale a esso. Una rigidità che è bassa in prossimità della superficie terrestre e che aumenta con la profondità fa sì che in superficie non si possano raggiungere livelli elevati di sforzo: ciò spiega perché la nucleazione dei terremoti avvenga a una certa profondità anziché in superficie, dove l'attrito è inferiore.

Con la scoperta delle asperità si è forse riconosciuta una caratteristica comune che è all'origine di terremoti di intensità diverse e in regioni diverse. Se le asperità sono caratteristiche permanenti di una regione sismica, si apre la possibilità di prevedere quando una data asperità cederà, producendo un terremoto. Ciò richiede in primo luogo di tenere sotto accurato controllo strumentale la regione interessata. Lo scorrimento asismico in profondità produce infatti una lenta deformazione, misurabile anche in superficie, in base alla quale si può determinare il livello dello sforzo elastico accumulato nell'asperità. Per stabilire quando si verificherà il terremoto, cioè la rottura dell'asperità, occorre però conoscere qual è la sua resistenza, cioè lo sforzo massimo che può sostenere senza cedere. Valori della resistenza delle rocce sono stati ottenuti in laboratorio, tramite esperimenti su campioni di roccia. Tuttavia tali valori non sono attendibili se riferiti alle rocce *in situ*, a causa delle condizioni chimico-fisiche alquanto differenti nelle quali le rocce della litosfera si trovano in realtà, condizioni difficilmente riproducibili in laboratorio, soprattutto per la bassa velocità dei processi tettonici.

La resistenza che le rocce oppongono allo scorrimento, cioè l'attrito, ha dunque un ruolo estremamente importante nel meccanismo dei terremoti. Furono proprio esperimenti di laboratorio sull'attrito delle rocce, compiuti all'inizio degli anni settanta, a suggerire che le due pareti di una faglia siano tenute a contatto da zone limitate di elevata resistenza, appunto le asperità, che sono sottoposte a uno sforzo maggiore rispetto al resto della faglia. Queste concentrazioni di sforzo sono dovute a variazioni dell'orientazione geometrica o a eterogeneità dell'attrito o delle proprietà meccaniche lungo la faglia. Su ogni faglia dovrebbe esserci una certa distribuzione di asperità di varie dimensioni; condizioni locali potrebbero favorire particolari distribuzioni. Da tali considerazioni nacque il «modello ad asperità» dovuto principalmente a Hiroo Kanamori del California Institute of Technology.

Si ritiene che il comportamento dinamico di una distribuzione di asperità possa spiegare la complessità dei grandi terremoti. Quando lo sforzo di taglio sulla faglia supera in qualche modo lo sforzo di attrito, si verifica uno scorrimento delle pareti della faglia e ulteriore sforzo viene concentrato sulle asperità circostanti. Così le zone relativamente deboli che si trovano tra le asperità più resistenti possono scorrere in maniera asismica o tramite piccoli terremoti. Un piccolo terremoto rappresenta il cedimento di una piccola asperità e la zona di frattura è delimitata dalle asperità adiacenti. Se la rottura iniziale produce un aumento di sforzo sufficientemente grande sulle asperità vicine, anche queste possono cedere, dando origine a un terremoto di maggiore entità.

Un modello complementare al modello ad asperità è il cosiddetto «modello a barriera», proposto da Keiiti Aki del Massachusetts Institute of Technology. Anche il modello a barriera presuppone che lo sforzo su una faglia non sia uniforme e che il processo di frattura sia controllato da zone in cui si ha la concentrazione di sforzo. La differenza tra i due modelli sta principalmente nella dinamica della rottura. Nel modello ad asperità la rottura inizia in una zona fortemente accoppiata della faglia (l'asperità) e si propaga nelle zone adiacenti più deboli. Al contrario, nel modello a barriera la rottura inizia nelle zone deboli e si propaga a una zona più resistente (la barriera) che può sopportare lo sforzo oppure no. È chiaro che, se una barriera si rompe, essa si comporta come un'asperità; allo stesso modo, se la rottura di una porzione di faglia viene arrestata dalle asperità adiacenti, queste si comportano come barriere. Dunque i due modelli descrivono diverse modalità di svolgimento di processi di frattura.

Lo studio della distribuzione in profondità dei terremoti superficiali ha condotto recentemente alcuni sismologi a sostenere che esistono in realtà due zone preferenziali nelle quali si genera la maggior parte degli eventi sismici: una più superficiale, corrispondente ai primi 10-20 chilometri della crosta terrestre, di cui si è già parlato, e un'altra più profonda sotto la crosta, nella litosfera inferiore. Le due zone sarebbero separate da uno strato asismico, denominato «astenosfera intracrostale».

La causa dell'esistenza di due distinte zone sismogenetiche va ricercata nella disomogeneità della litosfera: lo strato sismogenetico più superficiale può essere spiegato in base alle variazioni delle proprietà reologiche delle fredde rocce crostali, mentre, per quanto riguarda lo strato sismogenetico più profondo, il ripristino delle condizioni che consentono il verificarsi dei terremoti sarebbe collegato alla variazione nella composizione mineralogica delle rocce che avviene a quella profondità e che, insieme alla mancanza di acqua, inibisce il comportamento plastico. Le condizioni per lo scorrimento di tipo sismico permangono per alcune decine di chilometri sotto la crosta finché, a maggiore profondità, lo scorrimento asismico prende di nuovo il sopravvento a causa dell'ulteriore aumento di temperatura, che rende efficienti i meccanismi di deformazione plastica dovuti alla migrazione delle dislocazioni cristalline.

In conclusione si deve sottolineare come i vari modelli fin qui formulati considerino ciascuno aspetti diversi del meccanismo sismico: alcuni pongono in luce il ruolo dell'astenosfera, altri l'effetto delle disomogeneità sia delle proprietà meccaniche delle faglie, sia dello sforzo cui sono sottoposte le rocce. Ognuno ci dà pertanto una visione parziale di un fenomeno tanto complesso qual è il terremoto. Solo quando tutti i modelli saranno incorporati in un'unica teoria abbastanza articolata da poter descrivere in modo coerente la maggior parte delle osservazioni, si potrà dire di avere compreso veramente che cos'è un terremoto e si potrà affrontare con probabilità di successo il problema della previsione.

I grandi terremoti medievali in Italia

di Emanuela Guidoboni
ed Enzo Boschi

Il loro studio consente di stabilire la geografia dei terremoti e le caratteristiche abitative che li trasformano in disastri sismici

Quando, alla metà dell'Ottocento, lo studioso inglese Robert Mallet cercò di porre le basi di una nuova disciplina, che chiamò «sismologia», si preoccupò che risultasse adeguata rispetto a tre canoni caratteristici della scienza occidentale: teoria, sperimentazione e ricerca sul campo. Poiché il terremoto appartiene a quei fenomeni che non possono essere riprodotti e osservati in via sperimentale (oggi solo in piccolissima misura si può parlare di sperimentazione in questo settore), la raccolta di dati riguardanti gli effetti di terremoti già accaduti si rivelò subito di grandissimo interesse. Infatti, se Mallet riuscì a tracciare una carta sismica del Mediterraneo, lo si deve al fatto che già esisteva una tradizione europea di studi sulla sismicità storica: un'eredità di dati che gli rese possibile compilare, nel giro di pochi anni, uno dei più grandi cataloghi sismici dell'Ottocento.

I primi studi sulla sismicità storica in Europa

In Italia, l'interesse per questo genere di raccolte fu molto precoce, stimolato da una ricca e antica tradizione di fonti scritte e dalla martellante presenza di fenomeni sismici distruttivi, che inevitabilmente facevano riflettere letterati, eruditi, filosofi. La convinzione che i terremoti avessero la tendenza a manifestarsi negli stessi luoghi e che vi fossero luoghi più sismici di altri è molto antica: la troviamo già ben enucleata nel mondo classico e ripresa nel Cinquecento. Le ragioni della persistenza dei terremoti in certe aree erano ricercate all'interno della teoria aristotelica, che rimase dominante in questo ambito fenomenico fino alla prima metà del XVI secolo. Le caratteristiche dei terreni venivano messe in relazione ai livelli di calore, freddo, umido e secco, alle stagioni e alle ore del giorno: tutti elementi che si riteneva determinassero quei «venti» sotterranei (*pneumata*), la cui pressione entro le svariate forme delle caverne e dei cunicoli sotterranei provocava il violento erompere del terremoto.

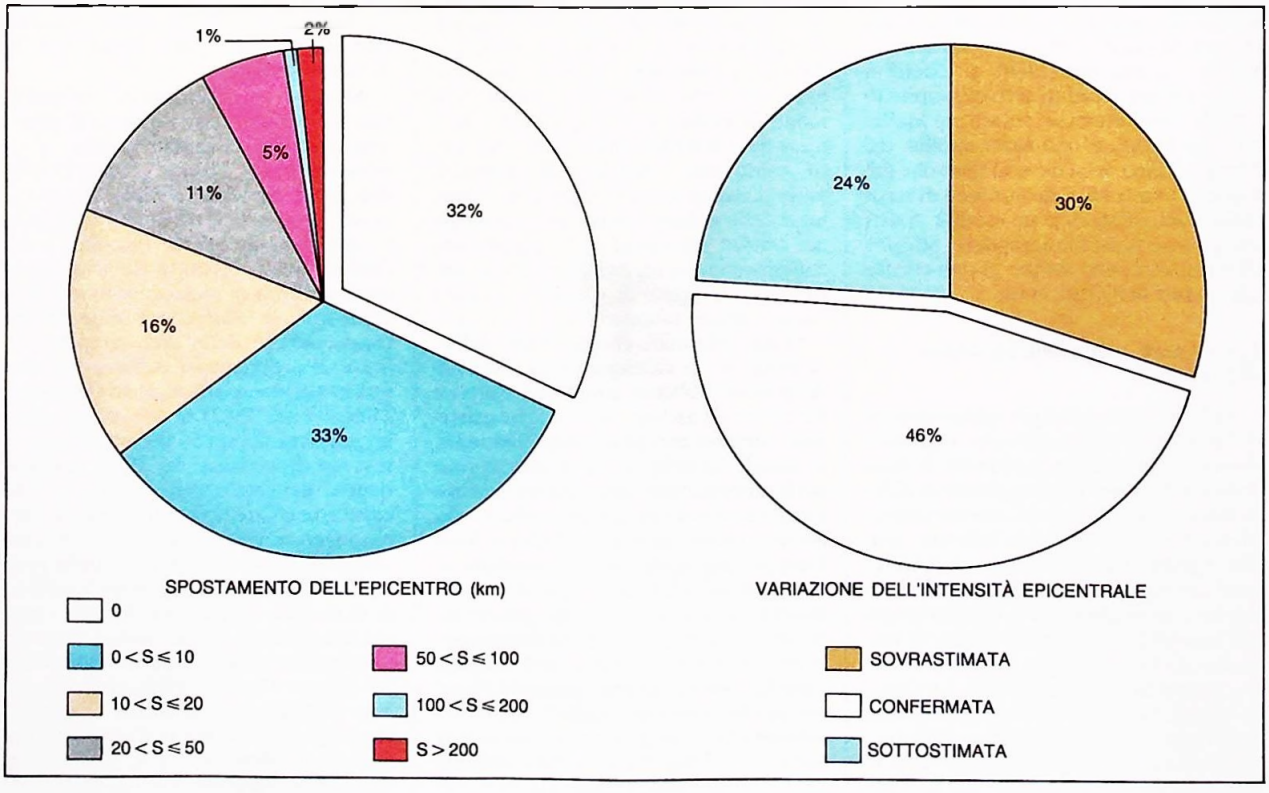
L'accadimento di un terremoto distruttivo stimolava la raccolta di informazioni su precedenti terremoti: ciò interessava in particolare i filosofi naturali, perché quei dati contrastavano in parte con le spiegazioni morali e religiose che venivano diffuse dopo un terremoto, interpretato come un segno, la rottura di un equilibrio fra la comunità umana e la divinità, quindi come un fenomeno emanato direttamente da Dio. Questa opinione fu molto forte, soprattutto dalla metà del Quattrocento al primo Seicento, tanto che l'esistenza di terremoti «non naturali», cioè esorbitanti dalle leggi della natura, veniva asserita anche nei trattati naturalistici: fu questa una convinzione che ingenerò una certa confusione, scoraggiando spesso la ricerca e l'osservazione empirica sui terremoti.

Si può affermare che, all'inizio dell'età moderna, le riflessioni sulla sismicità del passato abbiano assolto una duplice funzione: da un lato, rivelare che esistevano territori con propensioni sismiche, e quindi favorire la razionalizzazione del fenomeno; dall'altro, offrire qualche elemento consolatorio alla caducità dei destini umani. Benché in Italia si fosse formata una tradizione di cataloghi sismici già dal XVI secolo (per il periodo precedente trattati di questo genere sono rari), e ne fossero stati prodotti diversi fra il Seicento e il Settecento, fu solo l'applicazione a tali dati di una teoria generale che trasformò quelle informazioni imprecise in un potenziale patrimonio empirico utilizzabile in ambito scientifico. Ciò avvenne nella seconda metà dell'Ottocento, quando l'insieme dei dati riguardanti la sismicità storica, che appariva come una confusa eredità dell'erudizione letteraria, confluì nell'alveo della teoria del vulcanesimo. La ricerca dei «focolai sismici» spinse a costruire la prima geografia del terremoto su basi storiche.

In quel periodo, molti scienziati europei, che si occupavano di fenomeni sismici e vulcanici, cercarono con straordinario fervore dati descrittivi sugli effetti dei terremoti passati in vecchie cronache, diari, manoscritti di vario genere, epigrafi: alcuni si trasformarono in eruditi collezionisti, altri rimasero raccoglitori ingenui. Si tratta, complessivamente, di un aspetto assai poco indagato, ma interessante per capire le radici storiche della sismologia.

All'inizio del nostro secolo, fu pubblicato a Torino il frutto migliore di questa affannosa ricerca di dati empirici, il catalogo di Mario Baratta (1868-1935) intitolato: *I terremoti d'Italia. Saggio di storia, geografia e bibliografia sismica*. L'organicità di questa raccolta, a cui l'autore aveva lavorato da solo per 10 anni, permise di migliorare in modo significativo le conoscenze sulle diverse caratteristiche delle aree sismiche italiane. Il problema di definire tali aree (già inizialmente affrontato da Giuseppe Mercalli nel 1883) si era posto come un'esigenza dopo i 60 000 morti del terremoto di Messina del 1908: tuttavia, benché dal catalogo di Baratta si evincesse con chiarezza quali fossero le aree più soggette a terremoti distruttivi, e anche quali fossero le caratteristiche principali delle diverse zone sismiche (periodi di ritorno, ampiezza delle aree colpite), il legislatore applicò criteri molto restrittivi alla prima normativa antisismica del Regno d'Italia (1909), che riguardò solo la Calabria e la Sicilia. La nuova legge prese il suo punto d'avvio dal terremoto di Messina: partì, si può dire, senza memoria e senza storia, azzerando gli sforzi di diverse generazioni di ricercatori. Si stabilì, infatti, che sarebbero stati classificati come sismici solo quei territori comunali che da allora - 1908 - in poi avessero subito danni da terremoti. A queste premesse si aggiunsero nei

Questa carta sismica del Mediterraneo fu tracciata da Robert Mallet nel 1862 sulla base dei dati storici riguardanti i terremoti verificatisi dall'antichità fino ai suoi giorni. Questa carta poté essere prodotta perché esisteva già una tradizione di studi europei sulla sismicità storica. Oggi sappiamo che i fenomeni sismici, l'attività vulcanica e quella orogenetica tendono a concentrarsi lungo i margini delle zolle litosferiche: Mallet delineò, senza saperlo, alcuni contorni soltanto con la localizzazione dell'attività sismica storica.



Il *Catalogo dei terremoti italiani*, la cui informatizzazione è iniziata a metà degli anni settanta, costituisce uno strumento di base per il calcolo statistico della pericolosità sismica, della prevenzione e della previsione di lungo periodo; nel corso di recenti revisioni sono state riscontrate numerose imprecisioni riguardanti i parametri dell'intensità, della localizzazione epicentrale e della datazione. In alcuni casi, le variazioni apportate sono tali da modificare sensibilmente l'immagine stessa delle caratteristiche sismiche note. In questi due grafici sono state sintetizzate le variazioni rispetto al parametro dell'intensità (*a destra*) e della localizzazione (*a sinistra*) epicentrali relativamente a un campione costituito da oltre 990 terremoti. A questo lavoro hanno contribuito decine di ricercatori storici.

decenni successivi spostamenti di categorie fra Comuni sismici e Comuni non sismici, spesso per sole ragioni di interessi locali immediati (fino al 1962 le normative antisismiche riguardarono solo le aree colpite da terremoti recenti).

Nonostante la mancanza di una utilizzazione diretta nell'ambito della difesa dai terremoti, i dati riguardanti la sismicità storica continuarono a interessare, ma passarono dalle sedi accademiche a quella di un servizio pubblico. All'Ufficio centrale di meteorologia e geodinamica, già esistente con questa denominazione dagli ultimi decenni dell'Ottocento, faceva capo il servizio nazionale per la raccolta di informazioni sugli effetti dei terremoti che andavano allora accadendo: qui si raccolsero anche le corrispondenze di storici locali, riguardanti ricerche su terremoti passati. Nel corso del Novecento e, con diverse sfumature, fino alla fine degli anni settanta, la mancanza di un'organica strategia nazionale di difesa dai danni sismici e la progressiva specializzazione della geofisica, sempre più spinta verso la strumentazione e la conoscenza dei meccanismi di sorgente, fecero accantonare i dati sugli effetti dei terremoti.

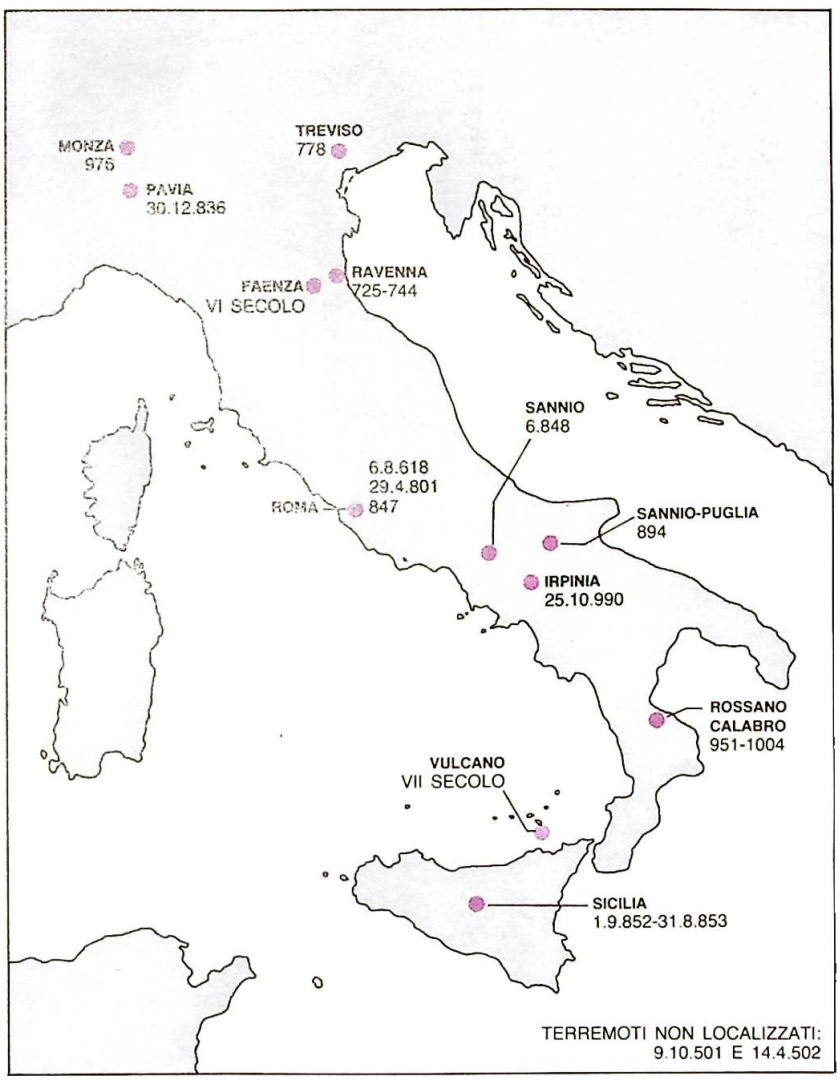
Ciò che si rifiutava non era la pretesa «soggettività» dei dati qualitativi - usati, com'è noto, in molte altre scienze, dalla geologia alla medicina - opposti a quelli strumentali, definiti «oggettivi», bensì la dimensione storica del terremoto. È oggi una convinzione acquisita che i soli dati strumentali, indispensabili per conoscere i meccanismi di sorgente del fenomeno fisico e le caratteristiche di moto dei suoli, non possano ovviamente indicare in che modo l'attività sismica caratterizzi una determinata area. Tali dati sono, inoltre, disponibili solo per gli ultimi decenni, mentre è indispensabile per la valutazione delle caratteristiche sismiche di un'area avere conoscenze sull'andamento dell'attività sismica nel lungo periodo. Infine, solo da pochi anni la rete di rilevamento strumentale si è infittita abbastanza da consentire un'immagine adeguata della sismicità in corso; la qualità dei dati, oggi sensibilmente migliorata, permette anche localizzazioni epicentrali abbastanza precise. Ma questo prezioso insieme di rilevamenti riguarda il presente.

Le analisi di sismicità storica evidenziano la geografia del terremoto, delineandolo come elemento costitutivo di un territorio; con le analisi geologiche e geofisiche, i dati sugli effetti sismici nel lungo periodo rafforzano l'identificazione delle strutture sismogenetiche. L'ottica diacronica consente, poi, di individuare il periodo di ritorno dei terremoti caratteristici di determinate strutture, dato indispensabile per la prevenzione e le stime di pericolosità sismica.

Banche di dati e cartografia tematica

In questi ultimi 15 anni si sono notevolmente modificati i criteri per l'acquisizione e l'uso dei dati storici riguardanti i terremoti. Negli anni settanta fu affrontata dal CNEN (l'attuale ENEA), dall'ENEL e dall'Istituto nazionale di geofisica l'informatizzazione del catalogo dei terremoti italiani, predisponendo le basi per le prime valutazioni statistiche finalizzate alla stima della pericolosità sismica. Elaborando i dati riguardanti la frequenza e la gravità dei fenomeni sismici accaduti in epoca storica, si possono infatti avere indicazioni probabilistiche sull'occorrenza di futuri terremoti nel lungo periodo. È una previsione diversa da quella deterministica, a cui aspira la sismologia di tutto il mondo, ossia poter conoscere esattamente quando, dove e come accadrà il prossimo terremoto; comunque, quella probabilistica è per ora la previsione maggiormente utilizzabile in sede di prevenzione e di mitigazione degli effetti sismici.

Un gruppo di esperti, sulla base delle brevi sintesi descrittive riguardanti i 1364 periodi sismici elencati nel catalogo di Baratta, attribuì a ogni scossa descritta dei parametri quantitativi, che avrebbero permesso di usare quelle informa-



In questa carta sono indicati con i cerchietti in rosso i massimi effetti sismici che è stato possibile localizzare in Italia relativamente all'alto Medioevo (VI-X secolo). Le fonti analizzate sono di area italiana, germanica, bizantina e araba. Si tratta di 16 eventi sismici: la ricerca su questi cinque secoli di attività sismica (attività che possiamo ritenere non molto diversa da quella dei secoli vicini a noi) ha messo in luce vuoti informativi, valutabili proprio sulla base di stime plausibili della «regolarità» degli eventi sismici su archi di tempo plurisecolari. Così, in Italia, negli ultimi quattro secoli, è accaduto un terremoto distruttivo (uguale o superiore al IX grado della scala MCS) in media ogni quattro anni. I vuoti informativi rilevati per il periodo altomedievale sono stati spiegati facendo ricorso non solo alla quantità e alla tipologia delle fonti coeve disponibili, ma anche a elementi contestuali, che presumibilmente concorsero a rendere meno gravi gli effetti sismici, quali i caratteri della rete insediativa, le tecniche e i materiali delle costruzioni, il rapporto fra spazio abitato e spazio coltivato all'interno delle città. I dati sono tratti dal volume *I terremoti prima del Mille in Italia e nell'area mediterranea* a cura di uno degli autori (Guidoboni).

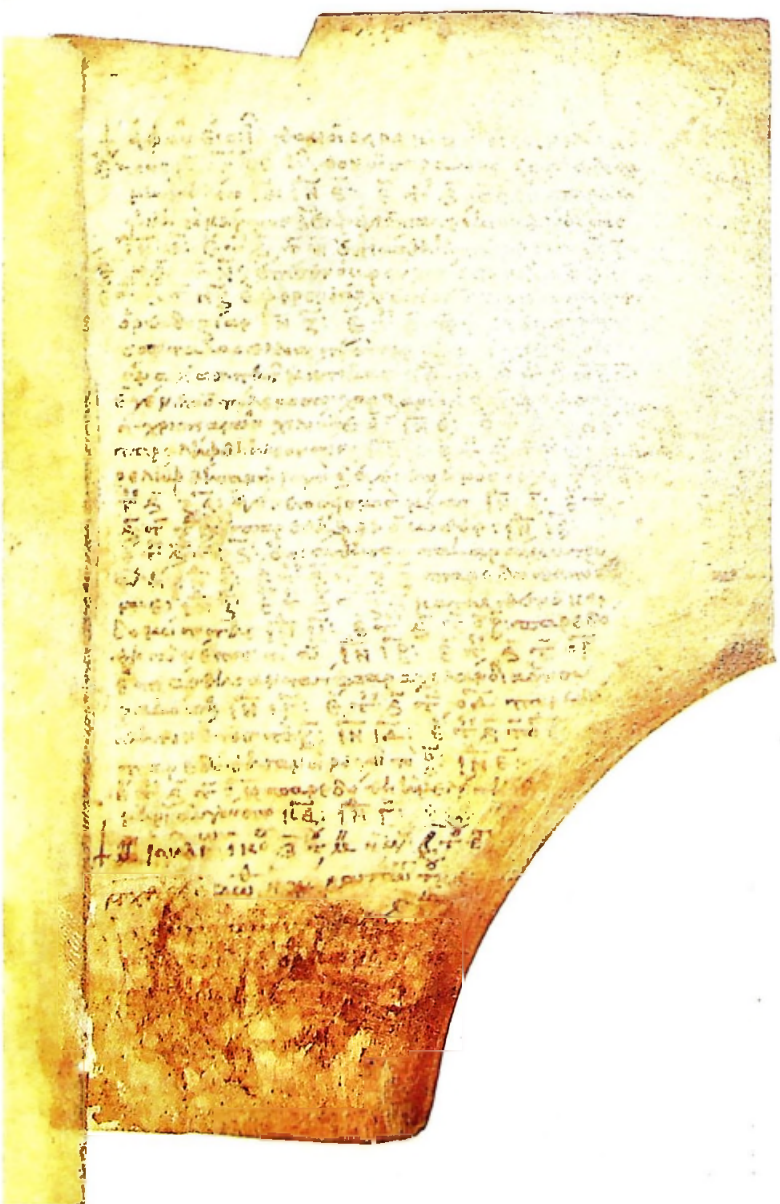
zioni in modo statistico. Il lodevole sforzo non fu privo di insidie: infatti, se gli errori di cronologia, dovuti agli usi antichi di datazione e ai sistemi orari premoderni, di cui spesso Baratta non tenne conto, raddoppiarono dei terremoti e ne unificarono altri, ben più rischiosa fu l'operazione di attribuire la localizzazione epicentrale e i gradi d'intensità secondo la scala Mercalli Cancani Sieberg (MCS). Infatti, il passaggio dalle descrizioni di Baratta, che contenevano informazioni sugli effetti in diverse località, a un unico valore di intensità (definito «epicentrale», ma in realtà spesso indicativo del *massimo* danneggiamento) portò a perdite d'informazione, dovute ai limiti stessi di questo genere di cataloghi, e a numerosi errori, come è stato possibile rilevare da recenti revisioni.

Le sintetiche descrizioni di Baratta sugli effetti dei terremoti sono inoltre, da un punto di vista storiografico, di valore assai diverso: la mancanza di una ricerca sulle fonti storiche (fino a tutto il Seicento e per gran parte del Settecento) e la fusione di precedenti cataloghi sismici costrinsero spesso Baratta a utilizzare una storiografia minore, poco attendibile. Se si aggiunge a questa obiettiva difformità di contenuti, da un lato la mancanza di criteri interpretativi chiari da parte dei compilatori del catalogo informatizzato, dall'altro la non applicabilità di modelli fisici troppo semplificati della propagazione sismica, sono ben spiegabili le oscillazioni valutative e le incongruenze che si riscontrano, dovute a volte a scelte soggettive dei curatori, a volte a informazioni lacunose o errate del catalogo di base.

I bisogni schematici dell'informatizzazione (allora assai meno sofisticata di quella oggi possibile) costrinsero, come si è detto, a trascurare molte informazioni: si persero, soprattutto, numerosi dati sull'ampiezza delle aree colpite. Le caratteristiche di propagazione di un terremoto sul territorio non danno solo i contorni di uno scenario interessante per la storia economica e sociale di un'area (peraltro assai poco indagata da questo punto di vista), ma forniscono anche elementi utilissimi per comprendere le caratteristiche del fenomeno fisico.

Nella compilazione del catalogo informatizzato furono privilegiati, invece, i soli parametri che permettevano un confronto con quelli registrati dagli strumenti, riducendo gli effetti sismici a un solo punto, individuato da coordinate geografiche. L'intensità macrosismica fu valutata solo per il sito considerato più danneggiato: da questo grado di intensità fu dedotto, con l'applicazione di una relazione matematica, un valore di *magnitudo* (valore convenzionale che misura, sulla base delle oscillazioni registrate da uno strumento di riferimento, l'energia elastica liberata da un terremoto). Queste operazioni resero «apparentemente» uguali (secondo i parametri dell'intensità e del valore correlato di magnitudo) fenomeni sismici diversissimi, perché non si poté tenere conto della propagazione degli effetti sul territorio, delle amplificazioni o attenuazioni che solo ricerche storiche specifiche sono in grado di evidenziare. Una sorgente sismica profonda ed estesa può infatti causare danni per migliaia di chilometri quadrati, mentre una più superficiale può essere distruttiva in aree limitate. Il valore massimo dell'intensità in un sito non è perciò indicativo di per sé del fenomeno verificatosi. Non tener conto di questi elementi può indurre a stime di pericolosità sismica grossolanamente errate, inficiando quindi le successive valutazioni inerenti al rischio sismico. Nonostante questi limiti, lo sforzo di informatizzazione del catalogo fu positivo perché segnò il punto di avvio di un esteso processo di riflessione.

In questi ultimi anni, dopo una prima, parziale revisione del Catalogo a cura del CNR (1977-1982), una seconda più consistente revisione di oltre 1700 terremoti dall'XI al XX secolo, promossa dall'ENEL (1983-1986), una terza dell'Istituto nazionale di geofisica sulla sismicità antica e altomedievale (1987-1988), si è andata formando una nuova filosofia per



Un rarissimo riferimento all'attività sismica della Sicilia altomedievale è relativo al IX secolo e si trova in una cronaca bizantina, di cui esistono due esemplari: quello qui riprodotto è conservato alla Biblioteca Apostolica Vaticana (Vat. Gr. 1912, f. 7*r*) l'altro alla Bibliothèque Nationale di Parigi. Il testo è quanto mai scarno (quindicesima riga dall'alto) e ricorda soltanto l'accadimento di un terremoto nell'anno 6361, cioè fra l'1 settembre 852 e il 31 agosto 853. La cronaca fu tradotta anche in arabo fra il X e l'XI secolo. Gli scrittori arabi di Sicilia hanno lasciato soprattutto dettagliate descrizioni delle eruzioni vulcaniche.

l'uso dei dati storici sugli effetti dei terremoti. La nuova impostazione ha reso evidenti i vantaggi di poter ricorrere a una banca di dati in grado di fornire i testi originali riguardanti gli effetti, di conoscere l'uso critico di tali fonti e la possibilità di trasferire in modo rapido le informazioni qualitative in carte tematiche riguardanti gli effetti territoriali. I risultati delle ricerche sulla sismicità storica divengono utilizzabili in ambiti diversi: dalla sismotettonica, alle stime di pericolosità sismica e di rischio sismico finalizzate ad aree o a siti, agli interventi di conservazione dell'edilizia storica e monumentale nelle zone a rischio sismico. Tali analisi contribuiscono anche a migliorare la base scientifica della prevenzione, introducendo, con la delineazione di scenari dettagliati, gli elementi utili per orientare una previsione del disastro sismico.

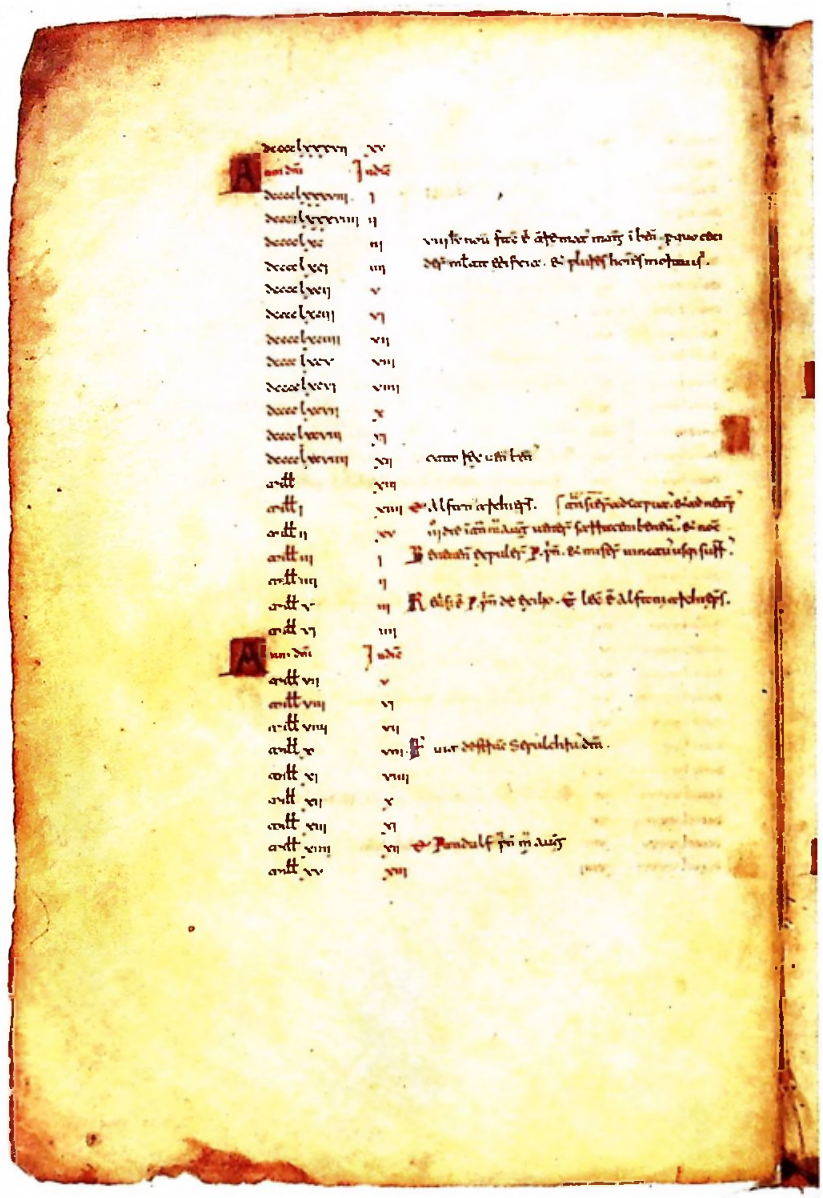
Tempo della Terra e tempo della storia

Un presupposto teorico, contenuto nell'interpretazione stessa dei fenomeni sismici e delle loro dinamiche, motiva l'attuale uso delle serie storiche dei terremoti: gli eventi sismici non sono eventi stocastici, non avvengono in modo casuale ed erratico. Essi si considerano determinati, in ultima analisi, dalla rapida liberazione di energia elastica che si accumula nel corso del tempo nelle rocce della litosfera, lo strato più esterno della Terra. Tale strato è frammentato, come è noto, in un certo numero di «placche» o «zolle» che, a causa della dinamica interna della Terra, tendono a muoversi, sia pur lentamente, le une rispetto alle altre, producendo accumulo di sforzo elastico lungo i margini che le separano. Quando in qualche punto tali sforzi superano la resistenza delle rocce, si ha lo scorrimento improvviso: il terremoto. Oggi sappiamo che i fenomeni sismici, l'attività vulcanica e orogenetica tendono a concentrarsi lungo i margini delle zolle: fu solo localizzando l'attività sismica passata che Mallet, come si è detto, mise per primo in evidenza le aree maggiormente sismiche del Mediterraneo, disegnando rozzamente, senza saperlo, alcuni contorni delle zolle.

Data la lentezza dei moti delle grandi zolle tettoniche (la velocità media è dell'ordine del centimetro all'anno), la dinamica che determina i terremoti muta solo nei tempi lunghissimi della storia della Terra, che si scandisce nei milioni di anni: la storia umana può essere perciò considerata un brevissimo intervallo di tempo, una piccola finestra temporale aperta su processi così lunghi da poter essere considerati, rispetto alla scala della storia umana, come stabili. L'incrocio delle due diverse scale temporali, quella della Terra e quella della storia, permette non solo di ampliare le nostre conoscenze sull'attività sismica passata, ma anche di ritenere che nell'insieme essa sia stata molto simile a quella che ci possiamo attendere nel prossimo futuro.

Ma qual è il rapporto fra l'attività sismica, intesa come fenomeno geofisico, e gli effetti che provoca su una superficie terrestre storicamente mutevole?

L'unica grandezza oggi usata per classificare gli effetti sismici è l'«intensità»: una misura convenzionale basata sull'osservazione di un insieme di elementi (riguardanti i comportamenti delle persone, gli effetti sui suoli e sulle costruzioni) congruente con una determinata risposta sismica. Le varie categorie di effetti costituiscono i gradi di una scala (MCS, MSK). L'intensità non dipende soltanto dalle caratteristiche proprie del fenomeno fisico alla sorgente, ma anche dalla geologia e topografia superficiale e dalla vulnerabilità del patrimonio edilizio colpito. Se le caratteristiche dei terreni di superficie possono essere considerate, in una certa misura, stabili, la vulnerabilità degli edifici non è costante nel tempo; dipende, infatti, dalle tecniche edilizie adoperate, dai materiali usati, dallo stato di conservazione delle costruzioni: un insieme di fattori da considerare come variabili storiche.



Antico codice beneventano del monastero di Santa Sofia, di cui furono scritte tre redazioni all'inizio del XII secolo, derivanti da annali beneventani più antichi, redatti probabilmente in forma di annotazioni in margine alle tabelle cronologiche del monastero. In corrispondenza dell'anno 990 si ricorda: «VIII [anno] venne un grande terremoto in Benevento a causa del quale crollarono 15 torri e case a Vipera e morirono molte persone.» Indicazioni come queste, benché molto stringate rispetto alle testimonianze dei secoli successivi, sono preziose per conoscere l'attività sismica di strutture geologiche in tempi storici. Per utilizzare queste poche tracce occorre interpretare i testi tenendo conto del quadro demografico, abitativo e culturale del tempo, ed estendere le ricerche anche alla toponomastica storica. Il codice si trova alla Biblioteca Apostolica Vaticana (Vat. Lat. 4928, f. 4v).

Nel nostro paese si riscontrano grandi diversità nel patrimonio edilizio per l'antica tradizione dei centri abitati e per il diverso sviluppo delle reti insediative in presenza di situazioni geografiche, paesaggistiche e culturali molto differenziate. Se consideriamo pressoché stazionaria l'attività sismica in un arco di tempo plurisecolare, sono le condizioni storiche abitative e il loro mutare a determinare il valore della vulnerabilità e quindi dell'intensità. Se da questo punto di vista si osservano le informazioni disponibili sui terremoti accaduti nei quasi mille anni del Medioevo italiano si rileva che i disastri sismici sono divenuti più gravi proporzionalmente alla crescita delle città e in funzione anche delle diverse caratteristiche delle strutture edilizie e della morfologia dei centri abitati.

La definizione stessa di «disastro sismico» ha quindi una connotazione storica non generalizzabile, essendo espressione di forme precise di civiltà abitative e di usi del territorio. Dal punto di vista dell'attività sismica, il Medioevo è un periodo non facile da indagare per le profonde trasformazioni territoriali che lo caratterizzano e per la scarsità di informazioni. La conoscenza della sismicità dei secoli successivi è invece facilitata, oltre che dal permanere di caratteri abitativi già definiti, da una notevole disponibilità di fonti scritte, che consentono in molti casi di conoscere anche il costo socioeconomico di un disastro sismico, i tempi di ricostruzione, le trasformazioni subite. Eppure anche i pochi dati relativi ai terremoti medievali sono molto utili, perché costituiscono le uniche tracce che attestano l'attività «recente» di strutture sismogenetiche, in Italia spesso di difficile riconoscimento a causa della loro elevata complessità, effetto delle trasformazioni cui il nostro territorio è stato sottoposto nei più vicini tempi geologici.

I terremoti dell'alto Medioevo (VI-X secolo): quali scenari?

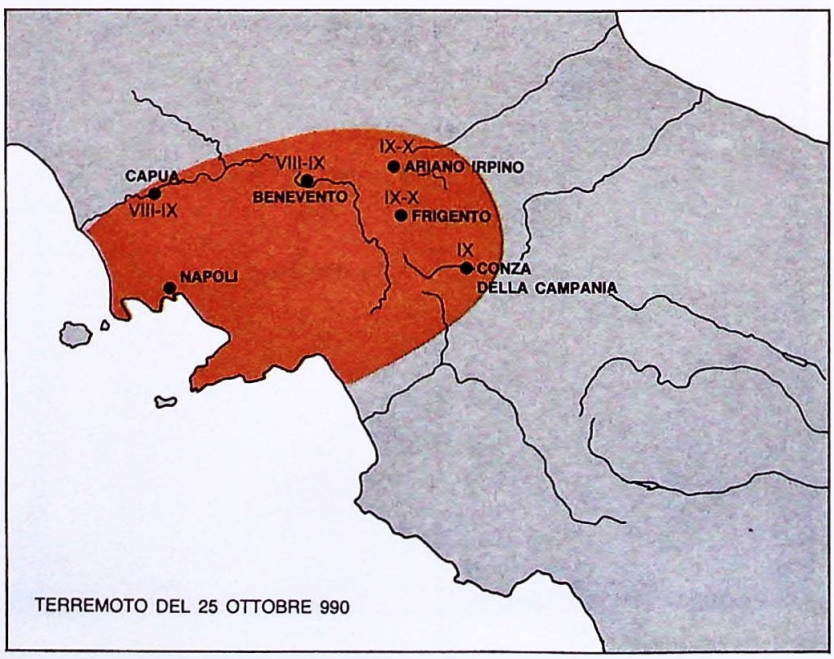
Una recente ricerca dell'Istituto nazionale di geofisica ha affrontato l'analisi della sismicità storica nel mondo antico e nell'alto Medioevo, fino al X secolo compreso, nel tentativo di fare luce in un settore di cui si avevano scarse e confuse informazioni. Alcuni risultati, per quanto riguarda l'alto Medioevo, si prestano a una riflessione.

Quanto al periodo compreso fra il VI e il X secolo sono stati localizzati nell'area italiana sedici terremoti. L'esito della ricerca su questi cinque secoli di attività sismica (attività che possiamo ritenere non molto diversa da quella dei secoli a noi vicini) è stato spiegato facendo ricorso ad aspetti sia propri del contesto storico-economico sia intrinseci alle fonti. Possiamo valutare i vuoti informativi in base a stime plausibili della «regolarità» degli eventi sismici: negli ultimi quattro secoli, in Italia, è accaduto un terremoto distruttivo in media ogni quattro anni (da 27 a 36 eventi sismici di intensità epicentrale uguale o superiore al IX grado MCS ogni 100 anni). È stato quindi indispensabile porsi una domanda: quante e quali sono le fonti, in grado di contenere elementi descrittivi riguardanti un terremoto, disponibili per questi secoli? La risposta è stata data localizzando i monasteri e gli episcopati che tra il VI e il X secolo hanno lasciato fonti narrative ancora oggi consultabili. Si è rilevata una più alta concentrazione di «informazioni potenziali» nell'Italia centrosettentrionale, rispetto a quella meridionale e insulare: una disponibilità complessivamente, però, assai minore di quella dell'area transalpina.

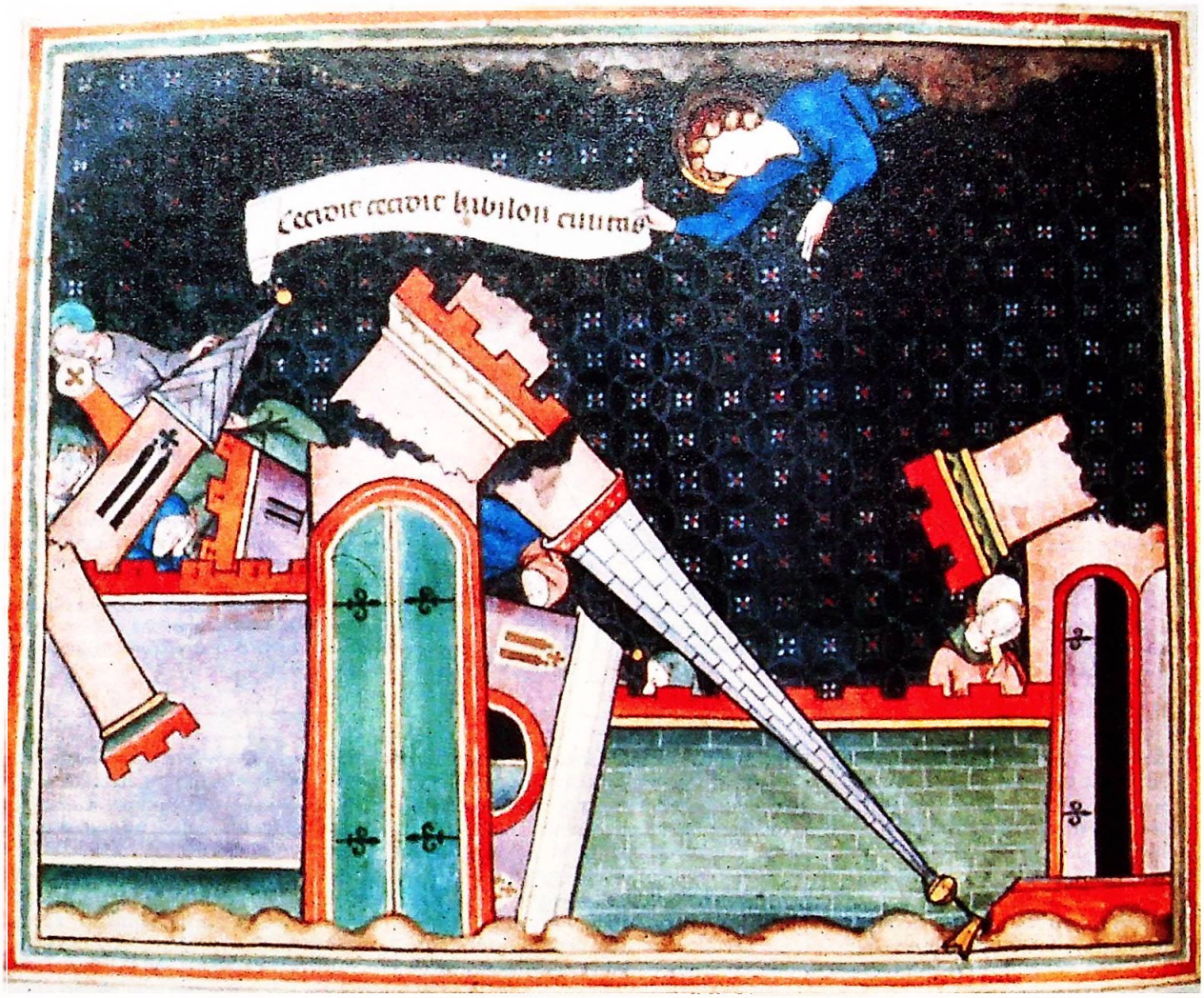
Ci si è poi chiesto in quale contesto economico, demografico e abitativo gli eventi sismici poterono accadere e se esistevano altre situazioni calamitose (incursioni belliche, carestie, epidemie ecc.) in grado di arrecare gravi danni alle costruzioni e/o alle persone, tali da far apparire meno gravi gli effetti di eventuali terremoti distruttivi. Lo spopolamento, la decadenza delle città antiche, e il conseguente restringimento dei perimetri urbani, l'abbandono dei precedenti centri di potere e la formazione di nuovi, soprattutto nelle campagne, la dissoluzione della rete viaria antica sono stati considerati fattori in grado di modificare profondamente non solo la possibilità di diffusione delle notizie concernenti i disastri sismici, ma anche il quadro stesso degli effetti. Guerre, incursioni e occupazioni militari impoverirono le precedenti strutture amministrative e produttive, spopolando e quasi inselvatichendo molti centri urbani.

Anche dove altre condizioni economiche e politiche permisero lo sviluppo di floridi centri, come nelle zone costiere della Sicilia araba, le fonti scritte sono in verità molto avare di dati: gli autori furono attenti ai grandiosi fenomeni delle eruzioni dell'Etna e di Vulcano, che costituivano per i geografi arabi una vera rarità, e forse non vennero a conoscenza di rilevanti effetti sismici all'interno dell'isola. L'unico ricordo di un terremoto in Sicilia è relativo al periodo di tempo compreso fra l'1 settembre 852 e il 31 agosto 853; si trova conservato in una cronaca bizantina, tradotta anche in arabo fra il X e l'XI secolo.

Se il vuoto informativo delle fonti arabe relative alla Sicilia è sembrato tuttavia abbastanza spiegabile, quello relativo al resto d'Italia ha richiesto ipotesi diversificate. I luoghi colpiti da terremoti ricordati nelle fonti sono per la maggior parte città sedi dei nuovi poteri, pochi sono i centri urbani minori: sarebbe una ben strana geografia sismica, se si tiene conto che le aree storicamente più colpite sono invece rurali o montane. Sono ricordate città quali Ravenna, già sede dei vicari imperiali nel V secolo, poi della corte di Teodorico, capitale della prefettura d'Italia nel VI secolo e sede più importante dell'esarcato bizantino: qui sono localizzati i crolli dovuti al ter-



Nella carta sono localizzati i maggiori effetti (valutati in base alla scala MCS) del terremoto del 25 ottobre 990 che colpì l'area compresa fra Capua, Ariano Irpino e Conza. L'evento, benché accaduto in un contesto storico e abitativo molto diverso, ha caratteristiche simili a quelle di altri terremoti che hanno colpito in tempi recenti questa zona, che risente molto anche dell'attività sismica dell'Irpinia e dell'area sannito-matese. Le fonti che ricordano il terremoto del 990, menzionando solo le maggiori distruzioni, non permettono di delineare in modo completo la propagazione degli effetti, ma già l'area epicentrale fornisce indicazioni preziose. Lo studio dei terremoti storici di quest'area consente di rilevare i caratteri peculiari della sismicità locale non altrimenti desumibili.



Nel Medioevo cristiano occidentale il terremoto fu per quasi un millennio rappresentato nell'iconografia dell'Apocalisse, e nei suoi commenti, per illustrare i versetti 6, 12 e 16-17, cioè l'apertura del sesto sigillo: era questo il segno che precedeva, con il ribaltamento di ogni realtà terrena, il grande silenzio prima del giudizio divino. Il terremoto, in questo particolare contesto religioso, fu considerato un segno, un evento che doveva ricordare alla comunità trasgressiva degli uomini le verità estreme e l'ordine morale. In questa iconografia, pur nella diversità degli stili e dei gusti, si consolidarono alcuni elementi fissi: spesso è rappresentato lo sconcerto degli uomini davanti al crollo delle città, indicato come uno spaventato ritorno alla natura; il cielo è talvolta disegnato come un cartiglio che si arrotola sui destini umani ormai compiuti, mentre il Sole diviene nero e la Luna si insanguina (rappresentazione delle eclissi). Questa particolare sensibilità religiosa non era estranea a chi, nelle pagine di un annale o di una cronaca, lasciava il ricordo scritto di un terremoto realmente accaduto. (Il testo dell'Apocalisse da cui è tratta questa immagine si trova alla British Library di Londra.)

remoto accaduto al tempo del vescovo Giovanni V il Giovane (725-744). Spoleto, capitale di un ducato longobardo, fu teatro del passaggio di Carlo Magno nella primavera dell'801: forse principalmente per questi motivi non si è perso il ricordo del terremoto di quell'anno, che colpì anche Roma. Benevento, altro capoluogo di un ducato longobardo, è ricordata distrutta da terremoti nell'848 e nel 990; Pavia, capitale del regno italico, è ricordata scossa nell'anno 836 e poche altre città ancora. Fra i piccoli centri solo Conza, Ariano, Frigento, nell'Irpinia, e Isernia sono ricordati per essere stati colpiti da terremoti nel IX e X secolo.

Le grandi aree sismiche rimangono celate, lambite appena dal ricordo: proprio ipotizzando l'esistenza di questa zona d'ombra sono stati interpretati i riferimenti al terremoto e alle frane contenuti nella *Vita di san Nilo*, scritta fra il 1010 e il 1025 dal monaco Bartolomeo di Rossano: si narra che in un periodo indeterminato, compreso fra il 951 e il 1004, tali fenomeni avevano mutato il paesaggio e sconvolto il territorio di Rossano Calabro, divenuto quasi estraneo ai suoi stessi abitanti. Le fonti moderne e contemporanee ci permettono di conoscere con molti dettagli l'alta sismicità della Calabria: sappiamo perciò che tali imponenti tracce sismiche (frane, fenomeni di liquefazione dei suoli, deviazioni di corsi d'acqua), che nella *Vita di san Nilo* sono riferite solo a un villaggio, possono colpire un territorio di migliaia di chilometri quadrati e sconvolgere l'intera rete insediativa.

Spesso, nelle fonti altomedievali, il ricordo di un terremoto è del tutto privo di riferimenti geografici e di dettagli descrittivi. Si può dire che non lo scenario sismico fosse importante, ma qualche luogo in esso compreso, a cui era casualmente legata la presenza di un santo, di un potente, o soltanto di un edificio sacro. Questa sensibilità è rilevabile anche in fonti d'area germanica: in diversi annali benedettini del IX secolo, infatti, non mancano notizie di piccole scosse, che causarono danni forse non superiori al VI grado MCS, ricordate soltanto perché in quell'occasione furono colpite la Cappella Palatina, o qualche edificio religioso di Aquisgrana.

Altri elementi culturali potevano entrare in gioco: monaci e chierici, a cui si deve la maggior parte delle fonti pervenuteci fino al X secolo, sovente erano

Nel Medioevo italiano la città non ebbe sempre un ruolo egemonico: fino al XII secolo, in particolare nelle aree di cultura longobarda (Italia settentrionale), prevalsero forme di insediamenti sparsi nelle campagne, dove si erano formati nuovi centri di potere economico costituiti dai grandi monasteri. Molte città antiche fra il V e l'VIII secolo si trasformarono, mantenendo a lungo al loro interno ampi spazi non abitati. Nell'area di cultura romanica (Italia meridionale, aree della Chiesa e bizantine) le città conservarono maggiormente il loro ruolo di centri politici ed economici. Anche i materiali da costruzione furono diversi: il legno prevalse nell'area longobarda, mentre altrove si preferivano i laterizi e i materiali lapidei, di tradizione romana. Questi elementi concorsero a differenziare sensibilmente gli effetti dei grandi terremoti nei centri abitati. La definizione di «disastro sismico» assume in quest'ottica un significato storico non generalizzabile. Solo dal XII secolo, con l'affermarsi del modello abitativo urbano quale noi oggi conosciamo, caratterizzato da un accentuato verticalismo delle costruzioni, dallo sfruttamento intensivo dello spazio disponibile e dall'alta densità abitativa, i forti terremoti assunsero sempre più, e in modo generalizzato, quei caratteri di calamità sociale che ancora distinguono la sismicità italiana. In figura un particolare del *Buon governo in città*, affresco di Ambrogio Lorenzetti (Palazzo comunale di Siena).

portati a non attribuire molta importanza agli eventi calamitosi che colpivano le persone comuni, sovrastati quasi dalla dimensione religiosa, che tendeva a mettere in secondo ordine i doveri solidaristici umani rispetto a quelli morali degli uomini nei confronti di Dio.

In particolare il terremoto, fenomeno della natura e come tale sentito, si prestava a essere interpretato in quella sensibilità religiosa come un segno, indicatore della rottura di un equilibrio morale o sociale. Non si può escludere, forse, anche l'influenza di una certa indifferenza, quel *taedium vitae* che spesso rendeva i chierici e i monaci distratti davanti all'accanirsi delle disgrazie umane.

Ma tutte queste considerazioni riguardanti la memoria dei terremoti nelle fonti non sono state ritenute sufficienti a motivare una così rilevante mancanza di tracce di grandi terremoti. Si tratta di ricordi certamente influenzati da elementi culturali, ma alla cui formazione concorsero anche precise cause materiali. Ci si è chiesti se gli effetti dei terremoti di quei secoli non fossero, per diverse ragioni, meno gravi di quelli dei secoli successivi. Si sono perciò aggiunte specifiche considerazioni documentate sui caratteri delle forme abitative e dell'edilizia. Studiosi dell'alto Medioevo che si sono occupati di questi aspetti strutturali hanno evidenziato la complessità del contesto abitativo e le diverse dinamiche fra città e campagna che hanno caratterizzato l'Italia prima del Mille.

Alla metà del VI secolo, con l'invasione longobarda, si presentò una rottura con le realtà politico-istituzionali precedenti e cominciarono a delinearsi, anche dal punto di vista economico-patrimoniale, due aree: la «Langobardia» e la «Romania», cioè territori soggetti alla dominazione longobarda e territori relativamente immuni, che conservarono una loro fisionomia politica e culturale, che più direttamente si richiamava a quella romana. Questi caratteri rimasero anche dopo la conquista franca dei territori ex-bizantini: ciò ebbe conseguenze decisive sullo sviluppo delle forme insediative, sul diverso ruolo della città e sulle realtà materiali delle strutture abitative. Nell'area longobarda (Italia del nord e Tuscia) prevaleva una frammentazione insediativa, costituita da villaggi sparsi (abitati di piccola entità nella campagna, spesso ai margini di ampie zone di foreste e di boschi); il modello urbano non fu egemone, perché anzi nella campagna si formarono i nuovi, grandi centri culturali e di potere economico: i monasteri. Dal X secolo si sviluppò l'incastellamento, che comportò un maggior uso di materiali pesanti nell'edilizia.

Nell'area di cultura romanica (esarcato bizantino - odierna Romagna, fino a Bologna e Ferrara - aree della Chiesa, parte dell'Italia meridionale) la città continuò ad avere un ruolo importante come sede di poteri centrali e della vita sociale e politica. Prevalsero qui abitazioni costruite con materiali riutilizzati da precedenti strutture (laterizi, marmo, pietra, ciottoli), legati da argilla, con frammenti di laterizi e con malta. I soffitti erano quasi sempre di legno. Per quanto riguarda l'Italia centrale e meridionale, la situazione appare molto più complessa: accanto a presenze longobarde (Spoleto e Benevento), vi erano aree bizantine e aree dominate dalla Chiesa: qui laterizi, tufo, legno sembrano essere stati i materiali più usati, assieme alla pietra, nelle aree interne. Prevalenti erano le case con il solo piano terreno e a tetto ligneo. Lo sviluppo verticale delle abitazioni sembra essere iniziato in molti centri solo dalla seconda metà del XII secolo. Il legno appare, comunque, come materiale molto diffuso in tutte le aree, in modo particolarmente accentuato in quelle di cultura longobarda.

Nelle città settentrionali di antica tradizione, i grandi spazi non abitati entro le mura, che sono testimoniati in quasi tutti i centri urbani fino al XIII secolo, potevano attenuare fortemente gli esiti distruttivi di un terremoto. Si è ipotizzato che i crolli provocati da terremoti in antichi edifici, molti dei quali non più in uso, potevano addirittura offrire fortunate occasioni di recupero di materiali per costruzioni, invertendo la connotazione negativa che i crolli poi ebbero, e tuttora hanno, sul piano sociale ed economico. Questi elementi, in un ambiente dove sovrabbondavano ampi spazi aperti e liberi da costruzioni, determinarono effetti sismici ragionevolmente assai meno distruttivi di quelli dei periodi successivi. Nell'Italia bizantina e meridionale, dove rimase più radicato il modello urbano antico, prevalsero costruzioni in materiali lapidei: è questa una possibile ragione del fatto che i terremoti causavano qui danni assai gravi; non a caso i crolli menzionati nelle fonti altomedievali sono per la maggior parte localizzati in centri urbani di area romanica. Il mondo antico aveva conosciuto i disastri sismici: soprattutto nelle grandi città orientali dell'impero romano, e successivamente di quello bizantino, i terremoti, più estesi, forti e frequenti di quelli dell'area occidentale, costituirono una grave calamità sociale.

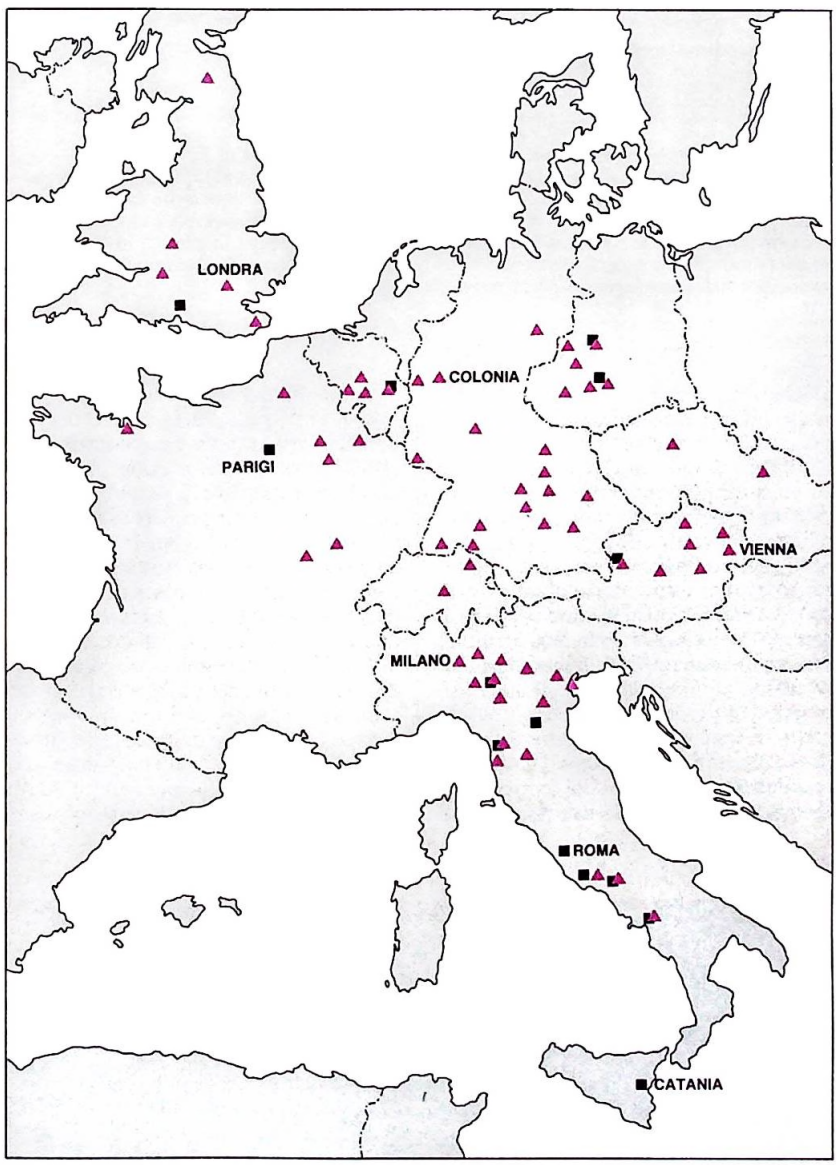
Nei secoli successivi del Medioevo, in particolare dalla fine del XIII secolo, il consistente aumento della popolazione urbana divorò gli spazi prima vuoti di case contenuti entro le mura cittadine. All'accresciuta densità abitativa si aggiunse quindi, dal punto di vista sismico, un peggioramento dei livelli di sicurezza, dovuto all'uso generalizzato di materiali edilizi sempre più pesanti e all'abbandono di quelli vegetali. Si verificò, per quanto riguarda la sicurezza dagli effetti sismici, un degrado delle condizioni abitative proprio nella fase di maggior sviluppo dell'economia urbana: ciò concorse in modo determinante a peggiorare gli esiti dei terremoti nell'area italiana. Gli spaventosi disastri sismici, di cui abbiamo dettagliate testimonianze nelle fonti documentarie e cronachistiche già dagli inizi del Trecento, possono essere quindi interpretati come uno degli effetti della tumultuosa crescita della città e della diffusione del modello urbano.

I disastri sismici nei secoli XI-XV

Se per i secoli prima del Mille scarse e di non immediata interpretazione sono le tracce degli effetti sismici, per il pieno e basso Medioevo non mancano invece testimonianze più numerose e dettagliate, dovute sia alla maggiore quantità di fonti prodotte e disponibili, sia ai più gravi effetti causati dai terremoti nei centri abitati. Nonostante questi elementi, lo stato delle conoscenze sulla sismicità di questo periodo non è soddisfacente.

Il Catalogo dell'ENEL-ING, parzialmente edito dal CNR, inizia le sue serie storiche proprio dall'XI secolo: gli eventi oggi noti, accaduti dall'anno Mille alla fine del Quattrocento sono 335 di intensità compresa fra il V e l'XI grado MCS; quelli ritenuti molto distruttivi sono 46 (in media circa uno ogni 11 anni). È lecito però ritenere che questo numero rappresenti forse appena un terzo di quelli realmente accaduti di forte intensità. Spesso, infatti, le informazioni sono riportate da fonti prodotte nell'ambito di attività e di interessi urbani: ciò significa che il ricordo di una scossa di bassa intensità, sentita in città, poteva riferirsi in effetti a un risentimento locale causato da un terremoto accaduto in aree rurali o montane, non sempre vicine. La difficoltà di discernere fra piccole scosse isolate e scosse di risentimento, causate da forti eventi sismici magari a noi sconosciuti, costituisce uno dei tanti problemi delle analisi di sismicità storica per questo periodo; preziosa diventa la precisione cronologica di testimonianze indipendenti. Solo da ricerche condotte su numerose fonti a carattere differente si possono attendere soluzioni accettabili.

I terremoti dei secoli XI-XV sono stati a volte mitizzati, a volte dimenticati dalla tradizione sismologica, e appaiono comunque trascurati da quella storiografica. Per la maggiore ricchezza di dati disponibili, i risultati di tali ricerche possono essere utilizzati da vari punti di vista, secondo gli interessi di sismologi, ingegneri, urbanisti, architetti, storici e storici dell'arte. Analizzare effetti sismici distruttivi, nel contesto più ampio della storia economica e sociale, aggiunge elementi di grande interesse soprattutto là dove il terremoto è un fenomeno frequente ed esteso: si possono rilevare modificazioni urbanistiche, a volte anche nelle reti insediative; spiegare taluni abbandoni di siti, quando il terremoto fu forse l'ultimo e decisivo elemento per determinare altre soluzioni abitative; individuare le ragioni materiali di un mutamento o di una trasformazione nell'uso di una struttura architettonica. Non si tratta certo di «scoprire» i terremoti nella storia del Medioevo o di attribuire loro, come fu nel XIX secolo per le invasioni barbariche, un ruolo deterministico in mancanza di sintesi più complesse su fattori strutturali e di lungo periodo, ma di far emergere, rilevando i caratteri costanti di pericolosità di un territorio,



In questa carta sono evidenziate le località (grandi monasteri, sedi episcopali, centri urbani), in cui furono scritti annali e cronache che contengono il ricordo dei terremoti avvenuti il 3 gennaio 1117 (*triangoli in rosso*) e il 4 febbraio 1169 (*quadrati in nero*). Il primo terremoto, considerato il massimo storico dell'Italia settentrionale, risulta menzionato molto più estesamente del secondo, benché quest'ultimo abbia avuto caratteri più distruttivi, essendo concomitante anche all'eruzione dell'Etna e a effetti di maremoto; Aci Castello, Lentini, Modica, Catania subirono danni gravissimi. Si riscontrano, già nelle fonti coeve, livelli di fama molto diversi, dovuti più che alla gravità effettiva dei danni prodotti, ai caratteri della viabilità e dei sistemi culturali di comunicazione e agli scambi economici. Questi elementi si sono ripercossi con maggiore enfasi, in un processo a cascata, nella tradizione storiografica e successivamente sismologica, sbilanciando la valutazione degli effetti di questi due terremoti. Per questo motivo si sono rese necessarie ampie ricerche sulle fonti coeve perché questi eventi fossero noti nelle loro caratteristiche principali.

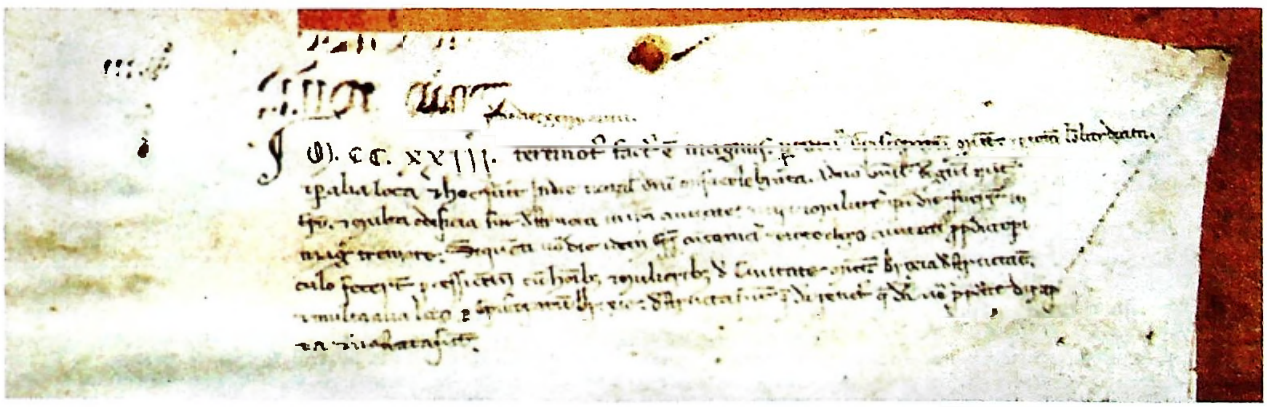
Questa lapide, conservata su di un muro del campanile della chiesa di San Mauro a Costozza (Vicenza), ricorda gli anni di ben tre terremoti medievali: 1117, 1222 (1223 secondo l'uso di datazione veneto) e 1348. Numerose epigrafi medievali che si trovano murate entro chiese, abbazie e campanili, o disperse nei lapidari dei musei, attestano crolli e ricostruzioni per cause sismiche. Queste testimonianze sono particolarmente preziose in quanto, in mancanza di altre fonti scritte, costituiscono le uniche tracce che permettono di localizzare effetti di danno, altrimenti difficilmente riconoscibili, su edifici specifici.

gli elementi utili alla conoscenza del rapporto fra organizzazione economico-sociale e vincoli dell'ambiente naturale.

Spesso, il dato iniziale di una ricerca su un terremoto medievale è una testimonianza molto scarna conservata in annali monastici o in una cronaca cittadina: «terraemotus magnus factus est», oppure: «maximus terraemotus ubique terrarum». Questi messaggi sono solo apparentemente semplici: le indicazioni qualitative, non quantificabili senza altre informazioni, rimandano a un universo mentale di cui conosciamo solo qualche tratto. È sempre difficile cogliere il significato di simili affermazioni legate a una sensibilità della natura, del tempo e dello spazio geografico molto diversa dall'attuale. Siamo inoltre condizionati dal tipo di fonti a cui possiamo accedere, in prevalenza d'ambiente ecclesiastico fino al XIII secolo: si tratta, come per i secoli precedenti, per lo più di annali, cronache, calendari liturgici, vite di santi, abati e pontefici. Anche per le fonti documentarie prevalgono fino al Duecento compreso quelle di ambito ecclesiastico e monastico: si tratta a volte di benefici, di esenzioni da decime, di donazioni.

A volte, negli annali di un monastero si trova scritto il ricordo di un terremoto, accaduto in luoghi anche molto lontani. Si tratta di notizie che avevano subìto diversi passaggi orali, anche su aree molto estese, prima di essere recepite dalla cultura scritta: tali dati vengono usati con molta cautela, perché l'ampiezza della diffusione della fama di un evento sismico non è proporzionata alla gravità dei danni prodotti, ma è piuttosto rappresentativa di relazioni diverse, quali i caratteri della viabilità, i sistemi culturali di comunicazione, gli scambi economici, la possibilità di lasciare una traccia scritta del ricordo e, elemento non secondario, l'ampiezza dell'area in cui il fenomeno fu sentito: questo fattore è dovuto in genere alla profondità e all'estensione della sorgente. Alcuni casi analizzati possono evidenziare questi contesti: nell'illustrazione di questa pagina sono localizzati i monasteri europei, nei cui annali si trova conservato il ricordo del terremoto che il 3 gennaio 1117 colpì l'Italia settentrionale, in particolare il basso Veneto e l'alta Emilia, considerato il massimo storico di quest'area. Si tratta di 64 monasteri benedettini e cistercensi: i punti estremi di un possibile risentimento sono localizzati a Reims e a Montecassino, dove furono viste con stupore oscillare le immagini sacre nelle chiese «in mancanza di vento». Nella stessa illustrazione sono anche evidenti le località da cui provengono le testimonianze relative al terremoto e alla disastrosa eruzione dell'Etna del 4 febbraio 1169. Il ricordo di questo gravissimo avvenimento, che devastò Catania, Aci Castello, Lentini, Modica e numerosi altri paesi nella valle di Noto, è conservato in una decina di annali monastici, e in alcune storie universali e cronache d'ambiente cittadino (interessante l'insistenza del ricordo in varie fonti narrative di Pisa, che aveva forti interessi nel Mediterraneo).

La diversità delle due aree culturali - l'Italia settentrionale e quella meridionale - ha determinato, come è possibile rilevare, livelli di fortuna molto diversi per i due eventi, indipendentemente dalla loro gravità. Se già nelle fonti coeve, o di poco posteriori, l'immagine di questi due eventi appare in un certo modo sbi-



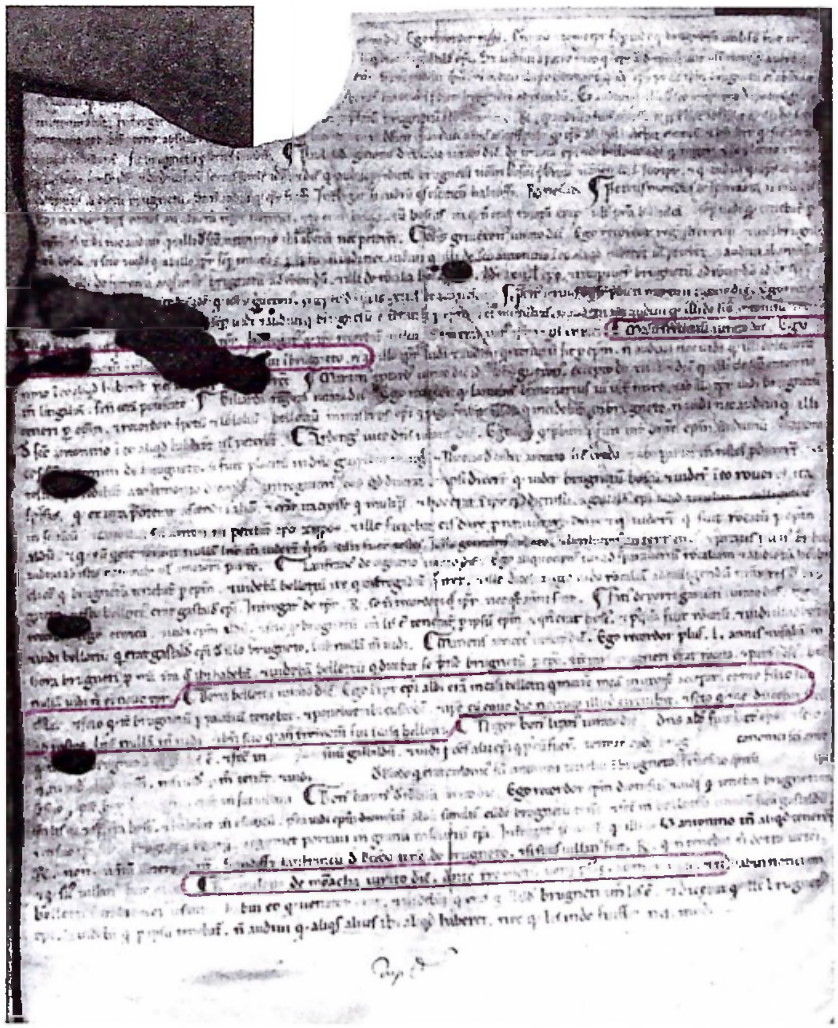
Questa notula, in margine a un codice duecentesco che si trova nell'Archivio Capitolare di Modena, conserva il prezioso ricordo degli effetti causati a Modena dal terremoto del 25 dicembre 1222, che colpì il territorio bresciano, parte dell'Emilia e del Veneto. Si ricorda: «Vi fu un grande terremoto per tutto l'episcopato modenese, per tutta la Lombardia e per altri luoghi; ciò avvenne nel giorno di Natale, celebrata la messa da Guglielmo, per grazia di Dio vescovo di Modena. Nella stessa città furono distrutti molti edifici e gli uomini e le donne in quel giorno vissero con grande paura. Il giorno seguente il medesimo vescovo con i canonici e tutto il clero della città fecero una processione... ». Indicazioni di questo genere, disperse in un gran numero di fonti a carattere memorialistico, permettono di delineare l'area di propagazione degli effetti sismici in località anche lontane dalle aree epicentrali. Nel Catalogo dell'ENEL-ING, parzialmente edito dal CNR, questo terremoto è stato classificato dell'XI grado della scala MCS.

lanciata, è facile intuire come ciò si sia ulteriormente ripercosso nella tradizione storiografica e, successivamente, in quella sismologica. La gravità dell'evento sismico del 1117 appare, infatti, determinata più dalla diffusione dei danni che dalla loro severità, interessando un'ampia porzione del patrimonio edilizio ecclesiastico del tempo. Gli storici dell'arte ne hanno però spesso esagerata la portata, facendo dei danni di questo terremoto un elemento chiave nell'evoluzione dello stile «romanico lombardo». Attribuendo a presunti danni molte variazioni delle strutture architettoniche, hanno finito con l'estendere a tutta l'Italia settentrionale effetti sismici invece più circoscritti. Questa enorme estensione dei danni ha avuto una fittizia conferma nel versante sismologico, perché diversi studi erano basati sulle opinioni degli storici dell'arte, che non di rado richiamavano, a loro volta, contributi sismologici per convalidare le loro tesi: un vero gioco di specchi, che ha alimentato a lungo la difficoltà di localizzare l'area epicentrale di questo terremoto.

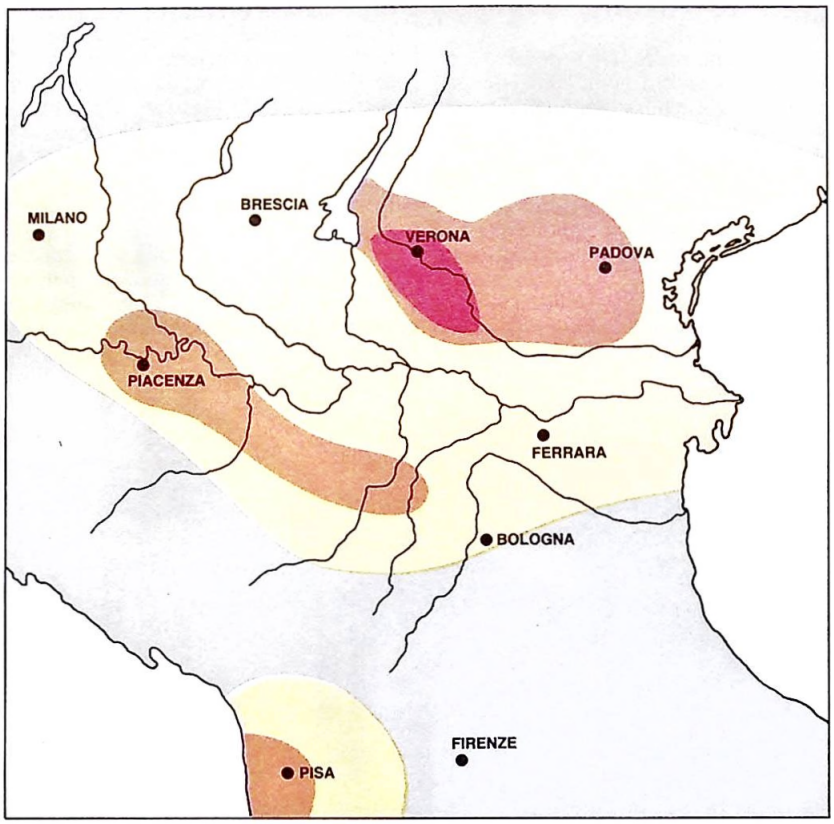
Nel *Catalogo* dell'Istituto nazionale di geofisica (in *file* magnetico), l'evento sismico del 1117 risultava, prima delle ricerche, senza localizzazione ed entrava perciò in tutti i calcoli statistici per la valutazione della pericolosità sismica di qualsiasi area dell'Italia settentrionale. Un paziente lavoro di raccolta e di analisi delle fonti coeve, che riportavano questo evento (annalistiche, documentarie, epigrafiche), ha reso possibile una ragionevole localizzazione degli effetti. Talvolta sono individuabili in certe chiese romaniche ancora esistenti i segni di quel lontano terremoto, cicatrici spesso dimenticate, che indicano una fragilità delle strutture ancora attuale.

Approfondire la conoscenza di un terremoto ritenuto catastrofico può dare risultati che permettono di ridimensionarne gli effetti, rendendo più precisa, e magari meno inquietante, l'immagine della sismicità di una determinata area. Non sempre è però possibile giungere a risultati definitivi: accanto ad alcune certezze, che concorrono a migliorare una localizzazione o una stima d'intensità massima, possono rimanere zone d'ombra difficilmente eliminabili. Non di rado, in mancanza di dati precisi, si procede per esclusione, formulando ipotesi che consentano di rendere congruente un determinato scenario sismico: anche così si possono ottenere risultati positivi. A questo genere di casi appartiene lo studio del terremoto che colpì il bresciano il 25 dicembre 1222: le due forti scosse, che iniziarono questo periodo sismico, furono testimoniate in modo indipendente in molte città dell'Italia settentrionale, da Genova a Ferrara e a Venezia. Successivamente enfatizzato dalla storiografia lombarda ed emiliana, questo terremoto, che si riteneva localizzato su Brescia, risulta, nel *Catalogo*, valutato d'intensità pari all'XI grado MCS, un valore d'intensità che prevede la distruzione di ogni opera umana: un evento, quindi, con i caratteri di un mostruoso «massimo storico».

Nelle fonti coeve non sono però indicati i danni precisi subiti dalla città, solitamente già in questo periodo ricordati con precisione, anche per la viva impressione che suscitavano sui testimoni: nessun edificio di rilievo è menzionato. Si ricordano invece danni alle strutture agricole, elemento che depone a favore di forti effetti in un'area extraurbana. Inoltre, in alcune cronache d'area germanica è contenuta l'indicazione che il terremoto accadde «presso Brescia». Non irrilevante ai fini della valutazione degli effetti su Brescia è stato ritenuto lo scanzonato ricordo sul comportamento dei bresciani, contenuto nella cronaca di Salimbene de Adam, una delle più note del Duecento: i bresciani si sarebbero così assuefatti alle scosse che, sentendone di nuove e vedendo cadere qualche pinnacolo, avrebbero riso «cum clamore». Il frate aveva appreso questo particolare probabilmente da testimoni, essendo egli ancora in culla al tempo del terremoto. Oltre al fatto che il periodo sismico dovette essere lungo, questo riferimento suggerisce l'immagine di costruzioni ancora in piedi, addirittura con



Una pergamena della prima metà del XII secolo contiene la memoria del terremoto del 3 gennaio 1117 che colpì il basso Veneto e l'alta Emilia: il riferimento al terremoto fu fatto in modo indiretto, all'interno di diverse testimonianze rese per la causa sul possesso di alcune terre; il terremoto è ricordato dai testimoni come elemento per datare altri fatti. Anche una traccia come questa, che suggerisce l'importanza di quegli eventi sismici nella memoria delle persone che li vissero, permette di aggiungere dati alla delineazione del quadro complessivo degli effetti, dovuti alla particolare propagazione del fenomeno sismico. Nel testo (conservato nell'Archivio Capitolare di S. Antonino di Piacenza, Diplomatico, perg. n. 1074), nelle parti racchiuse nei fili in colore, si legge, dall'alto verso il basso: «Malumservitium iurato dicit:ego recordor (t)erremotum et plus, sed a terremoto usavi in Brugneto... » («Malservizio, dopo aver giurato, dice: ricordo il terremoto e più, ma dal terremoto usai in Brugneto... »); «Bona Bellotta iurato dicit:... bene scio, quod ante terraemotum fui in casa Bellotti... » («Bona Bellotta, dopo aver giurato, dice: lo so bene perché prima del terremoto ero in casa di Bellotto... »); «Rainaldus de Monacha iurato dicit: ante terraemotum veni Placentiam ad morandum... » («Rinaldo de Monacha, dopo aver giurato, dice: prima del terremoto venni ad abitare a Piacenza...»).



Questa carta rappresenta un'approssimazione dell'area degli effetti del terremoto del 3 gennaio 1117 che, con almeno due grandi scosse, danneggiò numerosi edifici romanici dell'area veneto-emiliana. Questa ipotesi sul campo degli effetti tiene conto delle testimonianze documentarie, memorialistiche ed epigrafiche coeve. Il colore giallo indica l'area entro cui il terremoto fu molto sentito; il colore arancione indica le aree entro cui ci furono crolli o danni consistenti; il colore rosso l'area dei massimi effetti distruttivi. Complessivamente, questa carta evidenzia un tipo di propagazione che si è ripetuto con le stesse caratteristiche, anche se con minore intensità, per altri eventi in epoche successive: un'evidente attenuazione in corrispondenza degli strati sedimentari alluvionali del Po, una ripresa degli effetti lungo l'area pede-appenninica e un'altra in corrispondenza dell'area pisana.

i loro ornamenti: i «pinnacoli», però, non potevano essere ancora integri in un quadro di effetti equiparabili all'XI grado. I danni a castelli, torri e case del territorio della bassa Lombardia furono testimoniati dalle fonti cronachistiche del tempo in modo generico; di nessun paese è stato tramandato il ricordo di una distruzione così grave quale è prevista dagli ultimi gradi di una scala macrosismica. Altri elementi si sono aggiunti: l'analisi ravvicinata del complessivo quadro sociale locale ha permesso di ridimensionare questo avvenimento.

Il terremoto del Natale 1222 fu preceduto di oltre un anno a una grave situazione conflittuale interna alla città: lotte fra fazioni politiche diverse avevano acceso una situazione di guerriglia urbana, che aveva probabilmente causato altri danni, forse con incendi, cosa non inconsueta in simili circostanze. Nel gennaio 1225, quindi due anni dopo il sisma, il papa Onorio III intervenne duramente per riprendere il controllo della supremazia cattolica contro coloro che definiva, in una lettera ufficiale della Cancelleria pontificia, pazzi bestemmiatori ed eretici (termine, quest'ultimo, che spesso indicava soltanto gli oppositori alla politica pontificia). I danni alla città, ai quali, quindi, è lecito ipotizzare che concorsero sia effetti sismici, sia distruzioni a opera umana, furono invece dal papa addossati unicamente agli eretici: non un solo accenno al terremoto. Ma sarebbe stato ciò possibile se la città fosse stata veramente distrutta dal terremoto? Il papa ordinò, fra l'altro, l'abbattimento delle torri delle famiglie che avevano partecipato alla rivolta: una distruzione parziale o totale secondo il grado di «insania» dimostrato. Le torri erano quindi ancora integre dopo il terremoto? O, se distrutte, furono velocemente ricostruite? O il papa non era informato del loro stato di conservazione? Singolare rompicapo, alla cui soluzione non aiutano le cronache coeve, da cui emerge una Brescia «crollata» per sole ragioni sismiche. Un solo documento sembra indicare l'una e l'altra causa: in una deliberazione del Capitolo della cattedrale, in cui si decide di abolire un canonicato per mancanza di mezzi, si indicano come cause le rovine del terremoto e molte altre spese («tam terremoti ruinis quam multis aliis dispendiis»).

Determinante per la qualità dei risultati, in questo come negli altri casi, è l'analisi di fonti di tipo diverso. Difficilmente, prima del Duecento, possiamo rilevare interventi o disposizioni pubbliche per regolamentare le fasi di ricostruzione; dal XIII secolo, invece, furono a volte emanate disposizioni per l'utilizzo delle macerie o per l'obbligo a restaurare le mura cittadine danneggiate da un terremoto o le case private, se addossate alle mura pubbliche; non infrequenti sono le esenzioni o gli sgravi da decime o da altre tassazioni per favorire le ricostruzioni, che comunque pesavano per decenni sulle comunità locali, nei cui atti pubblici spesso si conserva solo qualche traccia delle distruzioni subite.

Ma le fonti più varie, numerose e ricche di particolari sono, per i secoli del pieno e del basso Medioevo, quelle che contengono testimonianze private: note di ricordi, vergate nei registri dei notai, o in libri di preghiere o in margine ai fogli di codici più antichi, cronache di mercanti, diari di famiglia, lettere di viaggiatori o di personaggi legati alle ambascerie signorili. Utilissimi per la valutazione dei danni sono anche i documenti conservati negli archivi antichi dei notai: testamenti, atti di compravendita, permute, alienazioni di beni e donazioni, rogati in anni vicini all'accadimento di un terremoto distruttivo, contengono talvolta preziose informazioni sullo stato dell'edilizia, sui danni subiti, sui materiali usati per i restauri. Particolari assai utili per conoscere fenomeni che possono aver accompagnato il terremoto (frane indotte, fuoriuscita di gas, spaccature nel terreno ecc.) sono a volte contenuti nei trattati di filosofia naturale.

A queste fonti scritte si aggiungono quelle epigrafiche: numerose iscrizioni, disperse nei corpi di chiese, campanili, abbazie testimoniano ricostruzioni o restauri avvenuti dopo un terremoto. Talvolta anche casuali graffiti murari possono contenere una testimonianza utile per definire un risentimento locale, come quello tracciato da un anonimo prigioniero del Castello di Montechiarugolo, nel parmense: «In die sette [aprile 1465] que cecidit die palmarum fuit hic terremotus horibilis».

Terremoti falsi, moltiplicati, dimezzati, sconosciuti

La difficoltà sia di risalire alle fonti originali, sia di interpretarle correttamente ha spesso originato numerosi e insidiosi errori, che ora si celano nelle ordinate cronologie dell'attuale *Catalogo*: terremoti falsi, moltiplicati, dimezzati costituiscono spesso dei casi in attesa di soluzione; altre volte il reperimento di una scarna indicazione cronologica apre la via per rintracciare un evento sismico sconosciuto o per avere indicazioni sugli effetti in qualche sperduta località di un terremoto, di cui magari è già nota l'area epicentrale. Può succedere che indirettamente se ne reperisca il ricordo, all'interno di contesti documentari molto di-

versi. In alcune pergamene dell'Italia settentrionale il terremoto compare come un elemento di datazione: l'evento sismico poteva infatti divenire, in un sistema ancora fluido di misurazione temporale a livello di vita quotidiana, un punto fisso in grado di offrire un orientamento nello scorrere del tempo, non diversamente da un altro fatto rilevante

Si trovano a volte queste indicazioni nei processi fra monasteri: venivano chiamati dei testimoni per indicare un confine, uno stato di cose che potesse sostenere la posizione dei due contendenti. È da queste ignote persone di campagna - contadini, mugnai, artigiani - che ci può giungere il ricordo di un terremoto medievale: come quello lasciatoci da un certo Teobaldus de Ardricis, della campagna bresciana, riportato nelle pergamene della chiesa di San Benedetto di Leno (Brescia). Questo testimone dichiarò che aveva 20 anni quando ci fu il terremoto (riconoscibile da altri elementi come quello del dicembre 1222) e che da allora in poi aveva osservato la continuità nell'uso di determinate terre. In questo caso il ricordo del terremoto emerge dalla memoria come un fatto importante, a cui si ancorano altri ricordi, rendendoci ragionevole l'ipotesi che in quel luogo si fossero verificati effetti ben percepiti dalla popolazione; in questo caso si può supporre che il grado d'intensità non sia stato inferiore al V-VI grado della scala MCS, mentre non si hanno elementi per stabilire il limite superiore.

Spesso, la fortuna di alcune storie del Cinquecento ha favorito, nella successiva tradizione storiografica locale, una dilatazione degli effetti dei terremoti avvenuti nei secoli del Medioevo, o una proliferazione di epicentri fittizi: molti autori inserirono arbitrariamente la propria città nell'area degli effetti di un terremoto, o la indicarono come luogo più danneggiato. Certamente non sospettavano l'uso che sarebbe stato fatto, secoli dopo, delle loro affermazioni, motivate spesso dal solo gusto letterario di colorire con un episodio drammatico il procedere monotono di una narrazione. Così è successo, per esempio, alla scossa sentita a San Damiano d'Asti nel 1275 dal notaio Guglielmo Ventura, che ne fu testimone, e riportata anche negli antichi *Annali* della Repubblica di Genova: nel Cinquecento, attraverso il passaggio della notizia nelle varie storie cittadine, il terremoto fu localizzato con date leggermente diverse a Milano e a Verona, dando l'impressione che il ricordo riguardasse tre eventi sismici indipendenti.

La ricomposizione degli scenari sismici passati richiede collaborazioni stabili con storici della sismicità di tutta Europa: non solo per il recupero di fonti altrove conservate o disperse, ma anche per analizzare congiuntamente gli effetti sismici nelle aree di confine, e per migliorare la localizzazione di epicentri, che non di rado si possono trovare elencati nei cataloghi sismici di altri paesi. Il terremoto del 9 novembre 1046, localizzato secondo il *Catalogo di Sieberg* nella bassa Germania, risultava sconosciuto in Italia, fino al ritrovamento della testimonianza - conservata in un antico codice di Munster - che localizza con precisione l'evento sismico «in valle tridentina» dove provocò, si racconta, anche grandi frane che ostruirono il corso dell'Adige.

Per il terremoto del 25 gennaio 1348, che colpì la Carinzia e il Friuli, si ha finora un'immagine parziale degli effetti sui due versanti austriaco e italiano: si trattò di un grande terremoto che fece molti danni e fu interpretato come il preannuncio dell'epidemia di peste nera che durante l'anno spopolò molte città italiane ed europee. È stato attribuito a questo terremoto un valore epicentrale del IX grado MCS: ma l'aspetto più interessante è delineare punto per punto la grande area di propagazione degli effetti per rilevare quelle caratteristiche risposte territoriali che permettono di riconoscere il periodo di ritorno di un grande terremoto. Un testimone d'eccezione, Francesco Petrarca, ha descritto gli effetti di quella scossa principale sentiti a Verona: «Mi trovavo seduto solo nella mia biblioteca, e pur non ignaro di tale fenomeno, colto così all'improvviso, e sentendomi sotto i piedi traballare il terreno, e cadermi l'un sopra l'altro i libri d'attorno, stordito uscii dalla stanza, e prima i familiari, poi molti del popolo vidi fuggire spaventati, dipinti in viso del pallore della morte» (*Rerum senilium*, X, 2). Alcuni elementi della testimonianza ci danno la possibilità di attribuire almeno un VI grado di intensità a questi effetti, lontani oltre 250 chilometri dall'area epicentrale: è questa una delle tante tracce che, come la piccola tessera di un mosaico il cui disegno si precisa con il procedere della composizione, serve a delineare lo scenario di un lontano terremoto.

(Da «Le Scienze» n. 249, maggio 1989.)

La previsione dei terremoti

di Enzo Boschi
e Michele Dragoni

Richiede modelli dettagliati delle regioni sismogenetiche da sottoporre a un controllo strumentale intensivo, continuo e prolungato

Alcuni fenomeni macroscopici sono prevedibili, altri no. Possiamo sapere con grande precisione quale sarà la posizione della Luna il prossimo Natale, ma non che tempo farà a Roma lo stesso giorno. Così non siamo in grado di dire dove né quando avverrà il prossimo grande terremoto che colpirà l'Italia. Da che cosa dipende questa differenza? E sarà possibile in futuro prevedere i terremoti?

Per rispondere a queste domande, è necessario anzitutto chiarire che cosa si intende per «previsione». Questo termine viene infatti usato in più di un senso dai sismologi, a seconda del contesto al quale si riferisce. Si parla di previsione «statistica» e di previsione «fisica» e ancora di previsione a lungo, medio e breve termine.

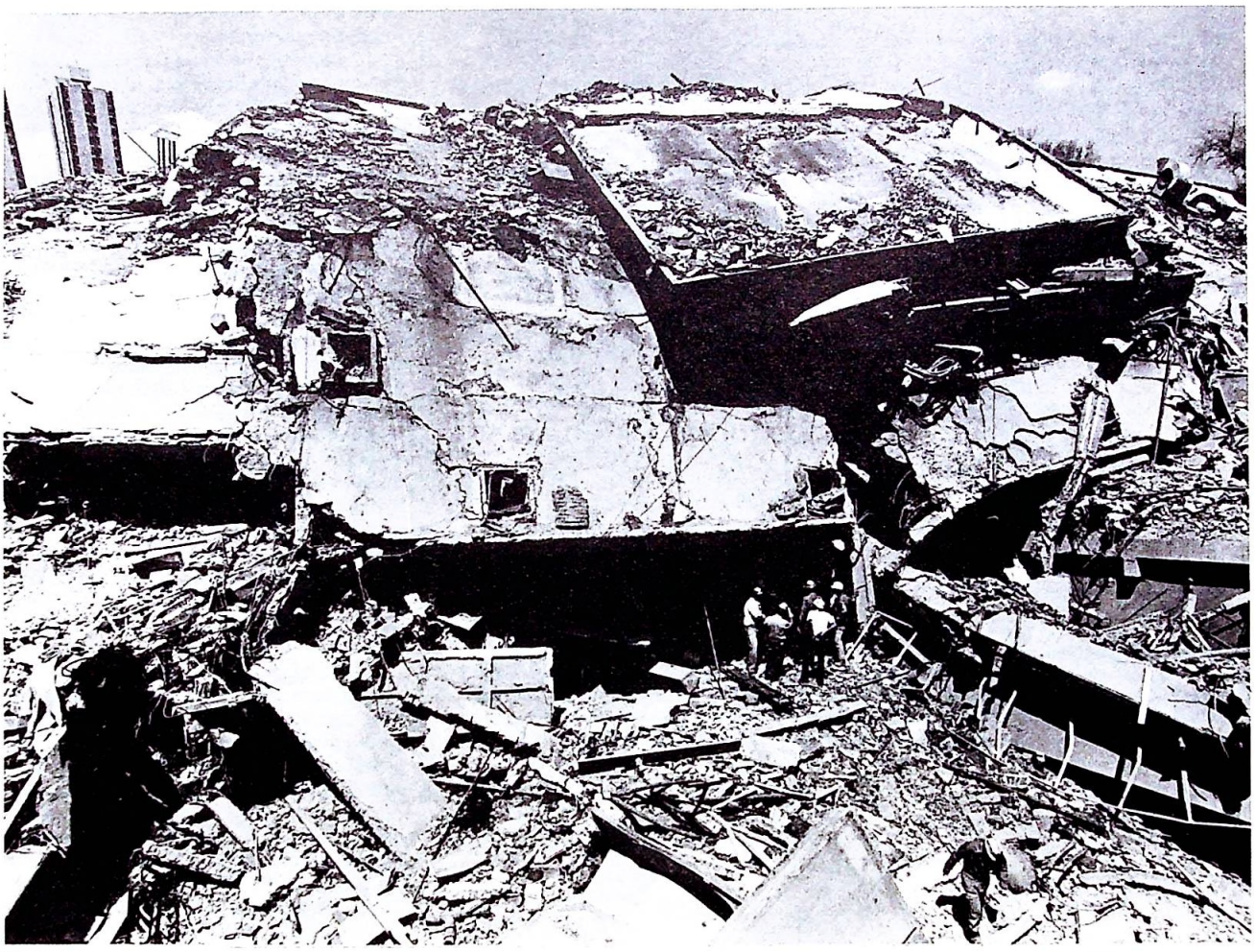
Iniziamo con l'accennare brevemente al meccanismo che produce gli eventi sismici. Il guscio esterno della Terra, la litosfera, è frammentato in una dozzina di grandi zolle (o placche), più molte altre minori. A causa dei moti che avvengono all'interno del pianeta, ancora non del tutto compresi, queste zolle si muovono lentamente l'una rispetto all'altra, con velocità relative di alcuni centimetri all'anno. Naturalmente il moto di ciascuna zolla è ostacolato dalle zolle adiacenti, per quello che, in termini semplici, possiamo chiamare un effetto di «attrito» lungo i margini delle zolle stesse. Ciò fa sì che certi segmenti dei margini, bloccati dall'attrito per tempi più o meno lunghi, vengano progressivamente deformati dal moto delle zolle, cosicché vi si accumula un grande sforzo elastico. A un certo punto, tale sforzo supera la resistenza di attrito e il segmento di margine ha un brusco scorrimento, che gli fa recuperare in pochi secondi lo spazio di cui era rimasto indietro. È questo scorrimento che genera nella Terra le onde elastiche che percepiamo come terremoto.

Nella realtà la situazione è assai più complessa di quella descritta. Tra l'altro, i margini delle zolle non sono in generale lineamenti ben definiti alla superficie terrestre, ma appaiono come fasce intensamente deformate e fratturate, larghe decine o centinaia di chilometri. All'interno di queste fasce, gli scorrimenti che producono i terremoti avvengono su superfici di minore resistenza, le faglie. Le faglie sono dunque le sorgenti dei terremoti. Lo scorrimento ha inizio in un punto della faglia e si propaga rapidamente su un'area che, nei terremoti più grandi, è di migliaia di chilometri quadrati.

I terremoti rappresentano quindi un aspetto del comportamento di un dato sistema fisico, la litosfera. In questo, come in altri casi, scopo principale della ricerca scientifica è quello di formulare un modello del sistema in esame, vale a dire uno schema matematico, basato su certe ipotesi e assunzioni, che riproduca il comportamento del sistema il più fedelmente possibile. Prevedere un fenomeno significa allora calcolare, tramite il modello, l'evoluzione futura del sistema in cui tale fenomeno può avere luogo e verificarne tempi e modi. Per fare questo, occorre però inserire nel modello le «condizioni iniziali», corrispondenti allo stato del sistema in un determinato istante, e la conoscenza di tali condizioni non può che derivare da misure effettuate sul sistema fisico reale.

Per previsione di un terremoto bisogna allora intendere la determinazione di un certo numero di parametri che caratterizzano in maniera univoca la sorgente dell'evento sismico: tali parametri devono comprendere almeno la posizione della faglia, l'istante di tempo in cui ha inizio il suo scorrimento e l'energia liberata. Queste informazioni possono essere sintetizzate nei tre concetti di epicentro, tempo origine e magnitudo del terremoto. Poiché non possediamo modelli esatti dei sistemi naturali e la precisione delle nostre misurazioni è sempre limitata, i valori di questi parametri avranno necessariamente una certa indeterminazione. Perciò qualunque previsione di eventi futuri non può essere che di tipo probabilistico. In casi semplici, come per esempio il moto dei pianeti o quello di un proiettile, la probabilità che il sistema considerato evolva in una certa direzione è così elevata da sfiorare il 100 per cento e la previsione appare «deterministica». Ma in generale non è così: quanto più il sistema è complesso, tanto maggiore sarà la difficoltà di prevederne l'evoluzione in maniera accurata. La previsione sarà tanto migliore quanto più l'indeterminazione è piccola. Per terremoti medio-grandi (magnitudo maggiore di 6), potremmo considerare accurata una previsione che comporti indeterminazioni di qualche decina di chilometri per l'epicentro, di alcuni giorni per il tempo origine, di mezza unità per la magnitudo (che corrisponde a un fattore cinque circa nell'energia liberata sotto forma di onde sismiche). Diremo che una previsione è verificata se si produce un evento con caratteristiche (epicentro, tempo origine, magnitudo) i cui valori sono all'interno dei rispettivi intervalli di indeterminazione.

Un altro aspetto della previsione è l'anticipo con il quale essa può essere formulata rispetto al prodursi dell'evento. Dal punto di vista pratico, sarebbe desiderabile che una previsione, oltre che discretamente precisa, fosse diponibile con un anticipo sufficiente a consentire la messa in atto di efficaci misure di prevenzione dei danni. Poiché, come si è detto, i modelli sono sempre imperfetti e la precisione delle misure è alquanto limitata, è probabile che le previsioni del modello si discostino sempre più dalla realtà al trascorrere del tempo. Dunque l'accuratezza di una previsione sarà in generale tanto minore quanto più grande è l'anticipo con cui essa viene formulata. Anche se oggi non è ancora possibile prevedere i terrremoti con una ragionevole precisione, questo resta l'obiettivo della ricerca sismologica: ogni progresso nella comprensione dei processi fisici che sono all'origine dei terremoti ci fa compiere qualche ulteriore passo in avanti nella direzione della prevedibilità.

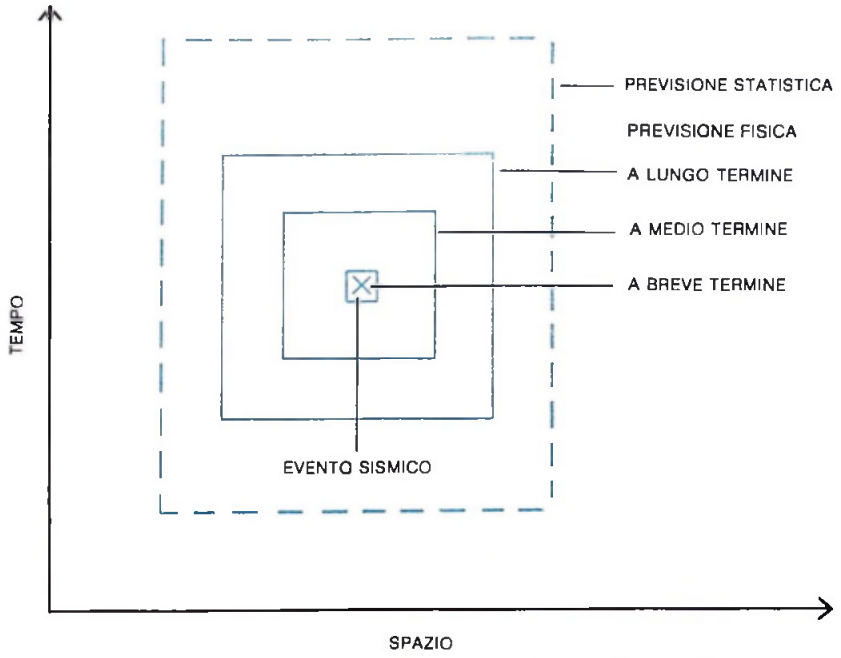


Il terremoto che ha colpito il Messico il 19 settembre 1985 è stato un effetto del moto relativo della zolla nordamericana e di quella delle Cocos. La sua magnitudo, calcolata dall'ampiezza delle onde sismiche superficiali, è stata 8,1. Per avere un'idea dell'energia sismica liberata, essa è stata circa 90 volte superiore a quella del sisma che colpì l'Irpinia nel 1980, la cui magnitudo fu 6,8. Il 21 settembre il terremoto è stato seguito da una forte replica di magnitudo 7,5. Questa immagine della capitale messicana è di Alain Nogues (Sygma/Grazia Neri).

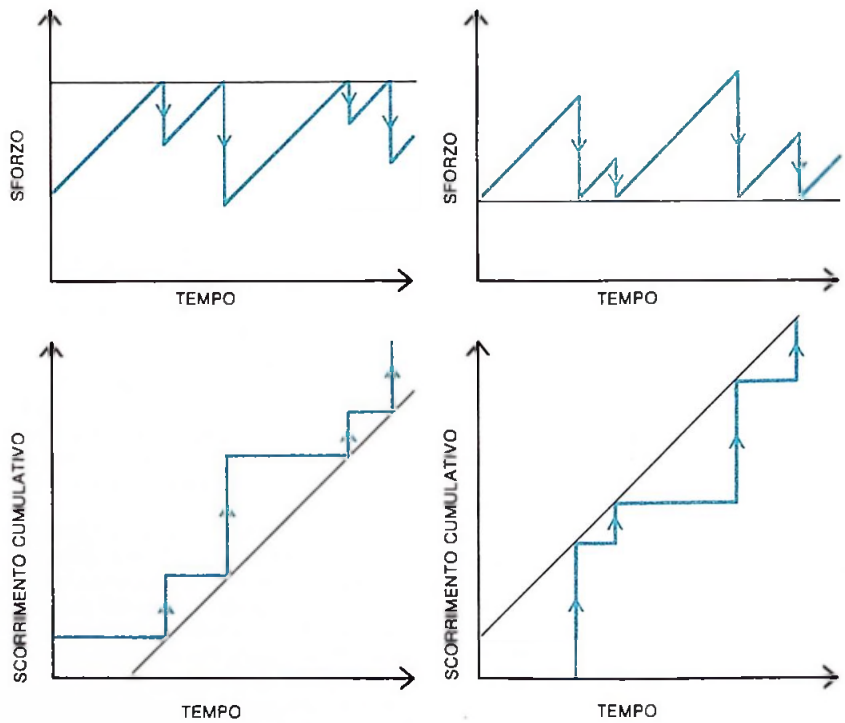
È invalso l'uso di chiamare «previsione statistica» dei terremoti un tipo di previsione a lungo termine (decenni, secoli e oltre), basata sull'analisi statistica dei dati riguardanti la distribuzione spaziale e temporale della sismicità. Tale analisi semplifica in maniera drastica il fenomeno terremoto, riducendo a un evento puntiforme nello spazio e nel tempo un fenomeno che, come abbiamo visto, è ben più complesso. Il sistema fisico in cui il terremoto si manifesta, la litosfera, ha proprietà meccaniche che variano in maniera complicata ed è sottoposto a forze interne ed esterne altrettanto variabili e poco note. Il metodo statistico mira a comprendere il comportamento di un tale sistema sulla base di un numero minimo di parametri, cerca di mettere in evidenza le regolarità che vi compaiono e di fornire metodi per effettuare previsioni di tipo probabilistico.

Un requisito fondamentale del metodo statistico è la conoscenza dell'andamento a lungo termine della sismicità. La documentazione storica indica che i grandi terremoti sono eventi che si ripetono. La durata del periodo che intercorre tra due grandi terremoti, la regolarità di quel periodo e la data dell'evento più recente ci aiutano a stabilire se siamo vicini a un altro terremoto oppure no. Purtroppo, nella maggior parte delle regioni sismiche, il periodo di documentazione storica completa è troppo breve per determinare il comportamento sismico a lungo termine di tali regioni. Per esempio, un segmento di faglia lungo 200 chilometri della Fossa di Nankai (che, al largo del Giappone, segna il confine tra la zolla asiatica e la zolla delle Filippine) ha prodotto terremoti negli anni 684, 887, 1099, 1361, 1605, 1707, 1854 e 1946. L'intervallo di ricorrenza varia da un minimo di 92 a un massimo di 262 anni. Questa osservazione elementare ha condotto a definire il concetto di periodo di ricorrenza medio, che nel caso illustrato è di 180 anni. Si noti che, se si assume che la documentazione sia completa, i singoli intervalli di ricorenza si discostano dalla media fino al 45 per cento. In base a questi dati, possiamo supporre che non avverrà un altro grande terremoto su quel segmento prima che sia trascorso almeno mezzo secolo da oggi. Tuttavia, la notevole variazione degli intervalli di ricorrenza non consente una previsione più precisa della data del prossimo terremoto. È inoltre scarsamente noto in che misura i terremoti che si ripetono su una stessa faglia siano simili l'uno all'altro dal punto di vista dei parametri fisici (ampiezza dello scorrimento, area della superficie dislocata, durata, ecc.). I pochi esempi adeguatamente documentati mostrano che terremoti successivi possono essere notevolmente simili, ma anche parecchio diversi.

Inoltre, l'ipotesi in base alla quale i terremoti su una data faglia hanno intervalli di ricorrenza che si dispongono attorno a un periodo di ricorrenza medio può non essere valida. Se in una regione sono presenti diverse faglie, con dimensioni e grado di attività simili, l'intervallo di ricorrenza può essere determinato da processi di applicazione, liberazione e ridistribuzione dello sforzo assai più complessi di quelli che avvengono lungo margini tettonici «semplici», caratterizzati da una faglia principale dominante. In una tale regione, le deviazioni dei singoli intervalli di ricorrenza dal periodo medio calcolato possono essere così grandi da rendere la



Per ogni tipo di previsione dei terremoti - statistica, deterministica, a breve, medio, lungo termine - vi è un certo grado di indeterminazione nello spazio e nel tempo, qui indicato dalle dimensioni dei rettangoli. La previsione statistica dei grandi terremoti consente in genere una localizzazione spaziale migliore di quella temporale. Per la previsione deterministica ci si attende che l'indeterminazione cresca con l'anticipo con cui essa viene formulata.



I due modelli riproducono schematicamente il processo di accumulo e di liberazione di sforzo su un segmento di margine tettonico. In quello «a tempo prevedibile» (*a sinistra*) si assume che un terremoto avvenga quando lo sforzo raggiunge un valore di soglia fisso: il tempo che deve trascorrere prima del terremoto successivo è allora proporzionale alla caduta di sforzo. Nel modello «a scorrimento prevedibile» (*a destra*), si assume che un terremoto produca una caduta di sforzo a un livello fisso: in questo caso lo scorrimento connesso al terremoto risulta proporzionale al tempo trascorso dal terremoto precedente.

stima di quest'ultimo di scarsa utilità ai fini della previsione.

Un punto debole della statistica sismica è costituito dagli stessi dati su cui si basa. I cataloghi della sismicità storica sono incompleti, ossia non vi sono riportati tutti i terremoti distruttivi. Man mano che si considerano periodi più lontani nel tempo, la mancaza di completezza è via via più accentuata e parallelamente diminuisce l'affidabilità dei dati. Vi è poi una notevole eterogeneità dei dati stessi, poiché sono stati raccolti con procedimenti e scopi diversi. In conclusione, non possiamo aspettarci che la semplificazione necessaria per applicare le teniche statistiche conduca a risultati accurati riguardo alla descrizione dell'attività sismica futura di una qualunque regione. Ma un risultato utile è già stato raggiunto: si tratta dell'individuazione, anche se di massima, delle aree a più elevata «pericolosità» sismica. In queste aree si dovrà concentrare l'attenzione dei geofisici, al fine di confermare e precisare le valutazioni approssimate ottenute tramite i metodi statistici. A esse andrà la priorità negli interventi di previsione su base fisica.

La conoscenza delle date dei grandi terremoti avvenuti nel passato rimane in ogni caso un elemento importante per lo studio di una regione sismica. Solo per gli ultimi cento anni disponiamo di registrazioni strumentali dei maggiori terremoti. I documenti storici ci permettono di risalire all'indietro di almeno duemila anni nella regioni di più antica civiltà, come l'Italia (anche se con problemi di completezza e di interpretazione delle fonti), ma spesso solo di qualche secolo nelle regioni di civilizzazione recente. Si sono, pertanto, sviluppate discipline quali l'archeosismologia e la paleosismologia, che ricercano e studiano i terremoti avvenuti rispettivamente nell'antichità storica e nella preistoria. Si tratta di indagini interdisciplinari, che affiancano tecniche archeologiche e geologiche a quelle propriamente geofisiche.

Il ruolo della «previsione statistica» è dunque quello di fornire indicazioni di massima sulla pericolosità sismica di un'area. Solo l'utilizzo di modelli fisici può consentire previsioni più accurate. Un primo tentativo in questo senso fu quello basato sui cosiddetti fenomeni precursori. Le osservazioni geofisiche hanno consentito di individuare una serie di fenomeni che precedono talvolta i terremoti. Si tratta di anomalie di vario tipo (elastiche, elettriche, magnetiche, termiche, chimiche) che si manifestano nel comportamento delle rocce nelle regioni sismiche. Alcune di tali manifestazioni sono state riprodotte in laboratorio con esperimenti su campioni di roccia. Sono stati messi a punto modelli che spiegano alcuni fenomeni precursori, ponendoli in relazione con le condizioni fisiche che determinano un terremoto. Ma i programmi di osservazione realizzati in alcune aree sismiche del mondo non hanno fornito i risultati sperati, il legame tra fenomeni precursori e terremoto si è cioè rivelato più variabile e incerto di quanto si pensasse.

Si è anche tentato di correlare il terremoto con i fenomeni precursori tramite leggi di carattere fenomenologico. Si tratta di un metodo utilizzato spesso nelle fasi iniziali di una scienza, quando non sono ancora disponibili modelli e teorie per interpretare i fenomeni. Per esempio, se si riuscisse a stabilire che un terremoto di una determinata magnitudo è costantemente preceduto da un fenomeno precursore di una certa entità misurabile, si otterrebbe una legge fenomenologica non diversa dalle leggi sui pianeti di Keplero o da quelle di Galileo sul moto dei gravi.

Il livello superiore di descrizione è quello della formulazione di modelli e di teorie che abbiano un valore esplicativo sempre più ampio (come la teoria di Newton, quella di Einstein e via dicendo, per restare all'esempio della gravitazione). Ma la complessità del sistema studiato non ha permesso finora di formulare semplici leggi fenomenologiche e probabilmente non lo consentirà neppure in futuro.

Questa difficoltà non deve peraltro sorprenderci. I fenomeni precursori sono stati osservati spesso in modo quasi casuale e non nel corso di un programma di osservazioni sistematiche durate secoli, come nel caso dei moti celesti.

La mancanza di osservazioni a lungo termine effettuate presso le faglie attive ha portato probabilmente a sottolineare gli esempi di correlazione positiva tra un dato precursore e il terremoto successivo. A causa della brevità del periodo di osservazione e della rarità del ripetersi di grandi terremoti su una stessa faglia, è impossibile stabilire con una certa sicurezza se un presunto precursore è veramente tale. Esistono anche osservazioni di fenomeni anomali, che potrebbero essere interpretati alla stregua di precursori, ma non sono stati seguiti da terremoti chiaramente identificabili in base a essi.

La «scorciatoia» per la previsione basata sui precursori si è dunque rivelata impraticabile. L'unica strada che fa intravedere la possibilità di giungere in futuro a previsioni accurate passa attraverso una teoria della genesi dei terremoti.

Dal punto di vista fisico, una volta individuata la faglia sorgente di un possibile terremoto, il problema si riconduce sostanzialmente a quello di determinare le condizioni di instabilità che ne producono lo scorrimento. Quando sia stato compreso il processo di caricamento e liberazione dello sforzo dal punto di vista teorico, si tratta di misurare i parametri che caratterizzano la stabilità o l'instabilità della faglia. Occorre quindi evitare la dispersione delle osservazioni su fenomeni secondari e concentrare l'attenzione su quei parametri i cui cambiamenti nel tempo forniscono informazioni dirette sui processi fisici che portano allo scorrimento della faglia.

In base agli attuali modelli della sorgente sismica, questi parametri riguardano principalmente la deformazione del suolo a scala regionale e a scala locale lungo la faglia e la sismicità minore sulla faglia stessa e su quelle adiacenti. Sono questi i fenomeni che ci informano direttamente sullo stato di sforzo nella regione. Altri fenomeni, non ancora spiegati da modelli, oppure non direttamente connessi al processo fondamentale che dà origine al terremoto, possono condurci a conclusioni errate e a falsi allarmi.

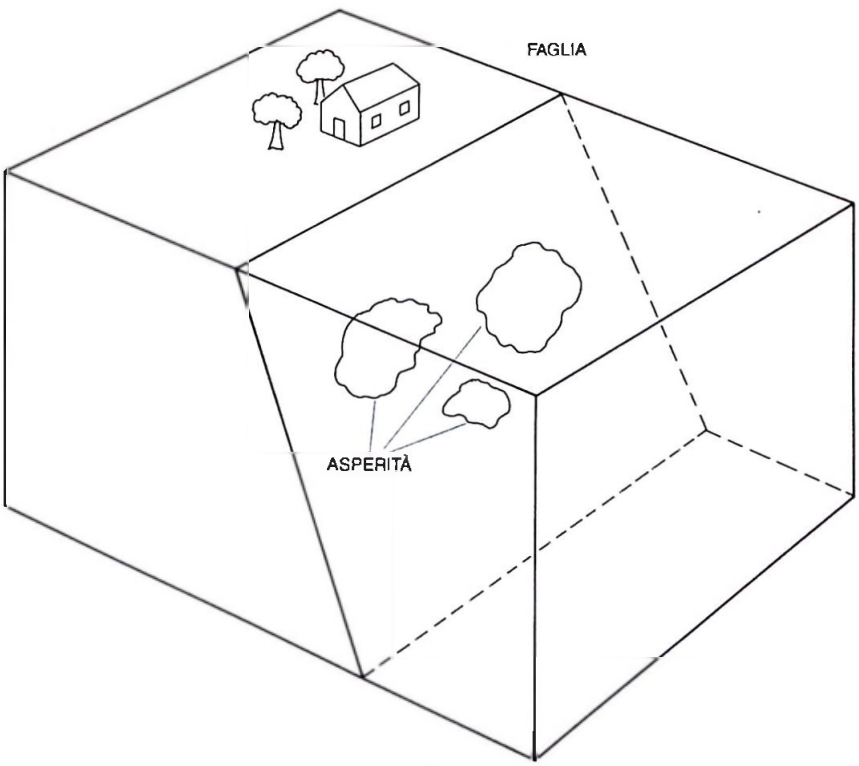
Notevoli progressi sono stati compiuti durante gli ultimi anni nella costruzione di una teoria della sismogenesi, vale a dire di uno schema concettuale che sia in grado di descrivere in maniera quantitativa quel complesso di fenomeni di deformazione e scorrimento delle rocce, di cui il terremoto costituisce l'evento finale e più evidente.

Si è compreso che un ruolo molto importante è rivestito dalle eterogeneità della sorgente sismica. I termini «asperità» e «barriera» sono stati introdotti per definire due tipi caratteristici di eterogeneità presenti sulle superfici di faglia. Entrambi i termini indicano parti della superficie che presentano una resistenza elevata allo scorrimento dei due lembi della faglia, cioè un attrito elevato. Essi vengono però usati per indicare due ruoli diversi svolti da queste parti più resistenti.

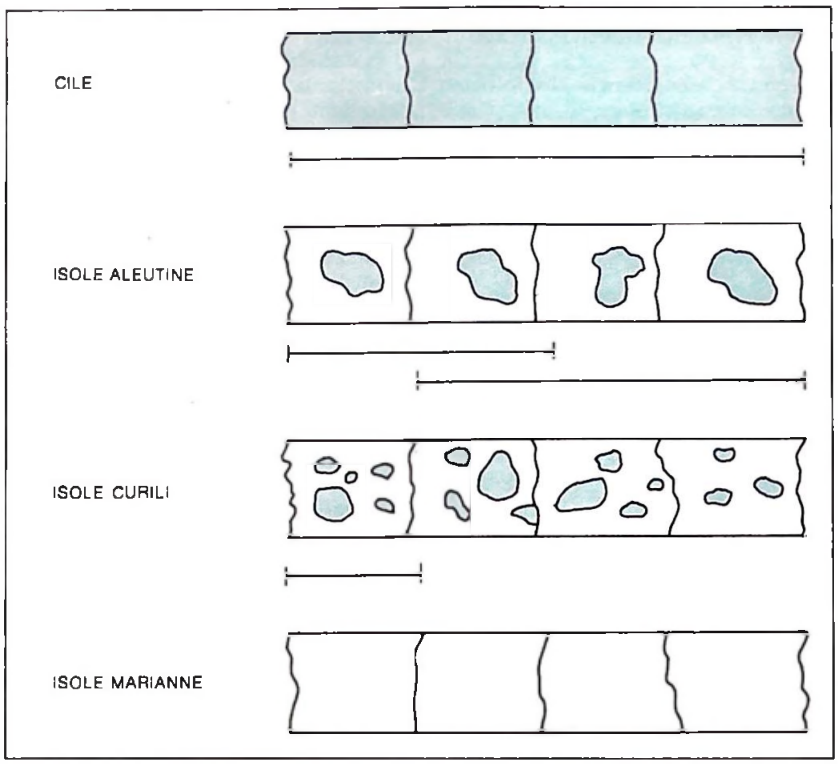
Nel modello a barriera si assume che lo sforzo sulla faglia sia uniforme, prima del terremoto. L'area che con il suo scorrimento produce il terremoto è quella più debole, mentre la barriera si oppone allo scorrimento. In questo modo sulla barriera viene concentrato ulteriore sforzo. Di conseguenza, dopo il terremoto la barriera può essere erosa da episodi di scorrimento asismico oppure da piccole scosse successive (le cosiddette «repliche» del terremoto).

Nel modello ad asperità l'area che con il suo scorrimento produce il terremoto è invece quella più resistente, ossia l'asperità stessa. Prima del terremoto lo sforzo sulla faglia non è uniforme, perché scorrimento asismico e scosse preliminari hanno alleggerito le aree deboli della faglia, concentrando lo sforzo sull'asperità. Quando lo sforzo raggiunge un valore critico, l'asperità cede, dando luogo al terremoto.

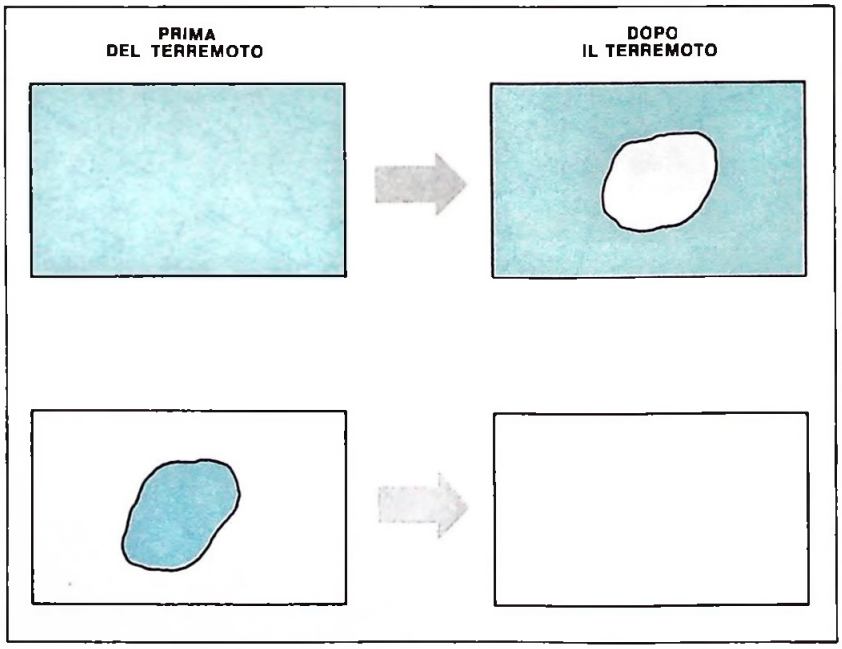
I due modelli rappresentano situazioni limite. In generale, su una faglia esisteranno sia asperità sia barriere, cioè vi saranno eterogeneità sia nello sforzo sia nell'attrito. Inoltre una stessa porzione di faglia può passare da un ruolo all'altro, comportandosi da barriera in un terremoto e da



La resistenza delle faglie allo scorrimento non è uniforme, ma varia da punto a punto. Nel modello ad asperità, qui rappresentato schematicamente, la distribuzione di attrito viene considerata variabile in virtù dell'esistenza di aree di attrito elevato («asperità»), circondate da aree più deboli. Il cedimento rapido delle asperità sotto l'azione dello sforzo ambiente è all'origine dei terremoti. L'illustrazione è tratta dal volume *L'ira di Poseidone. Cos'è un terremoto e come difendersi* di E. Boschi e M. Dragoni.



Lo studio delle caratteristiche dei grandi terremoti superficiali ha permesso di classificare alcune zone sismiche in base alle dimensioni delle asperità presenti. Qui è riportata la distribuzione delle asperità (*in colore*) su alcuni margini di zolla attorno all'oceano Pacifico ipotizzata da Hiroo Kanamori e collaboratori del California Institute of Technology. I segmenti riportati sotto i margini del Cile, delle Aleutine e delle Curili rappresentano l'estensione dello scorrimento nei grandi terremoti. Sul margine delle isole Marianne si ha per lo più scorrimento asismico.



Data l'importanza che si attribuisce alla eterogeneità della sorgente sismica, sono stati costruiti modelli per spiegarne il ruolo. Nel «modello a barriera» (*in alto*), un piano di faglia rettangolare è sottoposto a sforzo uniforme (*in colore*). Lo scorrimento connesso al terremoto libera dallo sforzo solo una parte della faglia (*area in bianco*), incontrando un ostacolo nella barriera. Nel «modello ad asperità» (*in basso*), lo sforzo all'inizio è concentrato solo su una parte della faglia, la cosiddetta «asperità» (*in colore*), il cui cedimento produce il terremoto.

asperità in un terremoto successivo. Lo studio delle caratteristiche dei grandi terremoti superficiali che avvengono lungo le coste dell'Oceano Pacifico ha permesso di classificare le diverse zone sismiche in base alle dimensioni delle asperità presenti. Se la distribuzione delle asperità che contrassegna una determinata faglia è una caratteristica che si mantiene per almeno un certo numero di cicli sismici, la conoscenza della «mappa» delle asperità sarà un elemento fondamentale per un programma di previsione. Ogni zona sismica ha avuto una sua storia e avrà una sua evoluzione: occorre quindi studiare zona per zona.

La non uniformità delle proprietà meccaniche e delle condizioni di sforzo lungo i margini delle zolle è evidenziata, tra l'altro, dal fatto che lo scorrimento connesso ai grandi terremoti riguarda solo un segmento del margine stesso. Poiché lo scorrimento su un segmento concentra lo sforzo oltre i suoi estremi, terremoti successivi avvengono su segmenti diversi, fino a coprire totalmente il margine dopo un tempo sufficientemente lungo (certi tratti del margine possono però scorrere in maniera asismica). La distribuzione spaziale e temporale degli eventi sismici lungo il margine è complessa e varia da una regione all'altra, ma consente spesso di individuare segmenti che in un certo ciclo sismico non sono stati ancora interessati da terremoti, mentre i tratti adiacenti hanno già subito scorrimento: si tratta delle «lacune sismiche» dove la probabilità di un futuro terremoto è massima. Svariati fra i grandi terremoti più recenti sono avvenuti in aree già individuate come lacune.

Gli studi di paleosismologia hanno recentemente condotto alla formulazione del cosiddetto modello del «terremoto caratteristico». Si tratta di un terremoto che si ripete periodicamente su un certo segmento di faglia, con lo stesso meccanismo e la stessa magnitudo. Un esempio di terremoto caratteristico è stato osservato su un segmento della faglia di San Andreas, nei pressi della località di Parkfield. Il segmento, lungo una ventina di chilometri, corrisponde alla zona di transizione tra due comportamenti radicalmente diversi della faglia. A nord di questo segmento, lo scorrimento avviene in maniera asismica e continua, accompagnato da piccoli terremoti (magnitudo minore di 4). A sud, la faglia appare invece «bloccata» e scorre soltanto in occasione di grandi terremoti (magnitudo maggiore di 7), l'ultimo dei quali è stato il terremoto di Fort Tejon del 1857. Dal 1857 a oggi, sul segmento di Parkfiel sono stati registrati cinque terremoti di magnitudo attorno a 6, con caratteristiche assai simili. Il periodo di ricorrenza medio è di circa 22 anni.

L'ultimo terremoto della serie è avvenuto nel 1966. Queste osservazioni, interpretate in base al modello ad asperità, hanno dato il via a un interessante «esperimento» di previsione. Una rete di strumenti è stata installata nell'area interessata. Si spera in questo modo di apprendere

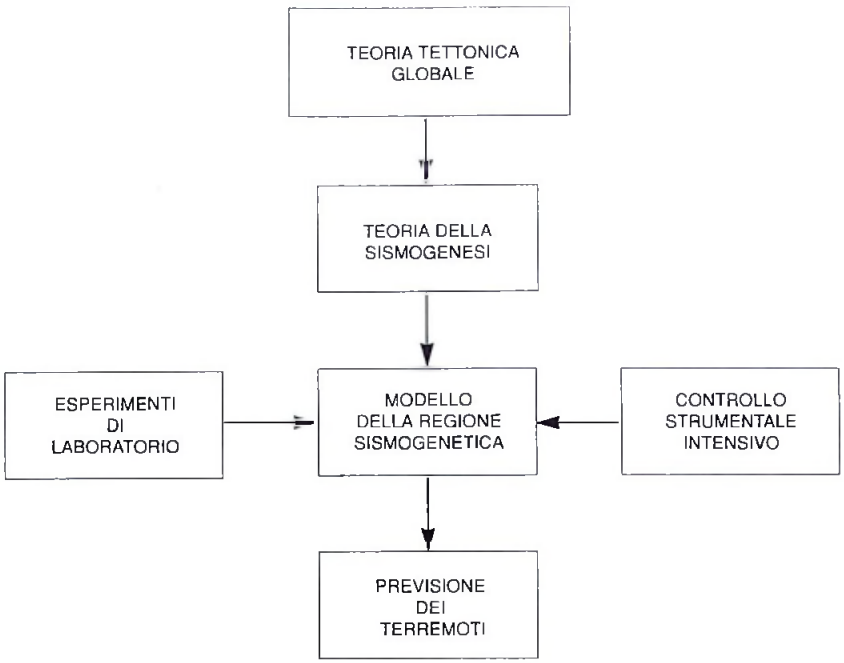
qualche cosa di più sulle variazioni dei parametri fisici che si manifestano prima e durante i terremoti.

Come si è detto, la previsione è il risultato dell'inserimento dei dati di osservazione in un modello. Questi dati rappresentano i valori numerici delle grandezze fisiche che compaiono nel modello, comprese le condizioni iniziali del sistema studiato. Ma un modello può essere «deterministico», cioè espresso da leggi causali rigorose, e tuttavia la sua applicazione a circostanze specifiche può non essere in grado di fornire previsioni accurate a causa della carenza di conoscenze empiriche. L'imprecisione nelle condizioni iniziali può alterare, dopo qualche tempo, l'evoluzione del sistema, colcolata in base al modello, rispetto alla evoluzione reale. Perciò una imprecisione troppo elevata nelle condizioni iniziali può portare a una situazione in cui l'evento previsto non avviene.

Questa possibilità è condotta alle estreme conseguenze nel caso in cui una faglia sia sottoposta a uno sforzo insufficiente a provocare un grande terremoto. L'evento potrebbe comunque venire innescato da uno o più piccoli terremoti o da scorrimento asismico della stessa faglia o di una faglia vicina. Dunque, per prevedere quando avverrà lo scorrimento sismico di una particolare porzione della faglia, è necessario prevedere quando si avrà scorrimento delle porzioni adiacenti o di faglie vicine e se questo sarà in grado di innescare il terremoto.

Ma lo stesso ragionamento può essere applicato alle porzioni di faglia adiacenti e alle faglie vicine e così via, fino a una presumibile nucleazione iniziale che è all'origine della catena di eventi. Tale nucleazione avviene probabilmente a livello microscopico, laddove lo sforzo è sufficientemente elevato da produrre spontaneamente lo scorrimento o da permetterne l'innesco da parte di agenti deboli come le maree solide, la pressione atmosferica o la graduale crescita dello sforzo tettonico. In questo modello, per prevedere un grande terremoto occorre prevedere la nucleazione iniziale; quindi è necessario prevedere tutti i piccoli terremoti e determinare quali di essi produrranno per stadi successivi un grande terremoto: è evidente l'impossibilità di un tale programma.

Ma può non essere soltanto un problema di insufficienza di informazioni. È stato infatti dimostrato che semplici sistemi deterministici possono manifestare un comportamento aleatorio intrinseco, che non scompare se si aumentano le informazioni relative alle condizioni iniziali. I sistemi di questo tipo sono detti «caotici». I sistemi caotici amplificano in modo esponenziale gli errori: poiché questi, per quanto possano essere ridotti, sono ineliminabili, ne segue una limitazione alla nostra capacità di effettuare previsioni a lungo termine. In quale misura i processi connessi allo scorrimento delle faglie abbiano carattere caotico è attualmente oggetto di studio. Così anche



In questo diagramma sono rappresentati schematicamente i principali elementi che devono concorrere alla definizione di un modello per una certa regione sismogenetica, premessa indispensabile alla realizzazione di un programma di previsione dei terremoti su base fisica. Per previsione statistica si intende invece una previsione a lungo termine, basata sull'analisi statistica dei dati riguardanti la distribuzione spaziale e temporale della sismicità, atta a individuare le aree a più alta «pericolosità» sismica.

I vigili del fuoco di Milano all'opera presso i ruderi della chiesa della cittadina irpina di Teora Alta, devastata dal terremoto del 1980. La fotografia è tratta dal volume *Centofoto* edito dalla società Onceas di Milano.

La necessità di comunicare tempestivamente il crearsi di una situazione di imminente pericolo richiede un insieme di attrezzature molto sofisticate e personale specializzato. In questa fotografia è mostrata la sala dei sismografi presso l'Istituto nazionale di geofisica di Roma dove pervengono in tempo reale, ventiquattro ore su ventiquattro, i dati raccolti dalle stazioni sismografiche distribuite su tutto il territorio nazionale. In caso di necessità, i dati elaborati al calcolatore sono comunicati immediatamente alla Protezione civile.

per i fenomeni sismici, proprio come accade per quelli atmosferici, una previsione accurata a lungo termine potrebbe essere un obiettivo non raggiungibile. Ciò non significa che non possiamo formulare alcun tipo di previsione fisica a lungo termine, ma che dobbiamo rinunciare alla possibilità di descrivere i dettagli del comportamento del sistema naturale considerato.

Se anche una previsione accurata a lungo termine ci fosse impedita, la previsione a breve termine può diventare un obiettivo raggiungibile, grazie ai progressi della fisica dei terremoti. Le particolari modalità di svolgimento dei fenomeni sismici variano però da regione a regione. Alla teoria devono dunque affiancarsi modelli delle regioni sismogenetiche, basati sulla conoscenza della struttura di tali regioni, in termini di composizione litologica, condizioni termiche, disposizione delle faglie e distribuzione dell'attrito, interazione con le regioni litosferiche circostanti e con la sottostante astenosfera. Ciò significa raggiungere una conoscenza delle regioni sismogenetiche molto più dettagliata di quella oggi disponibile; questo obiettivo richiede l'attuazione di progetti di ricerca coordinati, volti a creare aree di studio dotate di un'elevata concentrazione di strumenti e gruppi di ricerca che si dedichino a tempo pieno ad analizzare e interpretare i dati raccolti. Per motivi evidenti, tali aree andrebbero selezionate tra quelle a maggiore rischio sismico. Un controllo strumentale intensivo, continuo e prolungato nel tempo, rivolto in via prioritaria allo studio della deformazione del suolo e della sismicità minore, legate direttamente ai processi fisici che portano ai terremoti, consentirebbe di ottenere indicazioni essenziali riguardo allo stato di sforzo della regione e alle condizioni di stabilità delle faglie, premessa a ogni tentativo di previsione a breve termine dei terremoti. Le osservazioni sul campo andrebbero poi affiancate da esperienze di laboratorio, necessarie per fornire i valori numerici dei parametri fisici che descrivono il comportamento delle rocce nelle condizioni in cui si trovano nella litosfera.

La valutazione della pericolosità sismica in Italia

di Enzo Mantovani

Consente di conoscere con un certo anticipo i periodi di maggiore pericolosità per le zone sismiche del nostro paese

Dopo un breve periodo di tempo, attorno alla fine degli anni ottanta, in cui si era cullata l'illusione di essere vicini alla previsione a breve termine dei terremoti, gli entusiasmi a questo proposito si sono notevolmente ridimensionati. Ci si è resi conto, infatti, che i segnali fino a ora riconosciuti come precursori di terremoti, pur avendo funzionato egregiamente in alcuni rari casi, non sembrano manifestarsi con una regolarità tale da costituire uno strumento di sicura efficacia pratica. A meno che non si verifichino improvvisi sviluppi della ricerca, molto probabilmente legati allo studio dei segnali elettromagnetici che la fase preparatoria di un terremoto sembra sprigionare, è ragionevole pensare che prima di poter prevedere il luogo e il giorno di un imminente terremoto disastroso passeranno ancora molti anni. Soprattutto, poi, in una regione come l'Italia, dove non esistono chiare indicazioni su dove sia più conveniente effettuare osservazioni di precursori sismici.

Fortunatamente, il crollo di questa illusione coincide con la nascita di una nuova speranza legata alla possibilità di riconoscere i periodi in cui la pericolosità sismica di una data zona può diventare significativamente più alta rispetto al suo valore «normale». Questa informazione, se conosciuta con un certo anticipo, potrebbe essere utile a stabilire una più efficace pianificazione del programma di recupero del patrimonio edilizio esistente che, per la limitatezza dei fondi disponibili ogni anno a questo scopo, deve necessariamente essere sviluppato in modo graduale.

Supponiamo, per esempio, che si riesca in qualche modo a riconoscere che in Irpinia o in Calabria la probabilità che si verifichino scosse disastrose sia diventata significativamente più alta rispetto a quella delle altre zone sismiche italiane. Si potrebbe decidere di concentrare tutte o una buona parte delle risorse disponibili nella regione in esame allo scopo di limitare il numero dei crolli e di salvare quindi un certo numero di vite umane. Senza contare poi che, se la scossa non sarà violentissima, una parte degli edifici ristrutturati potrebbe resistere senza danni al passaggio delle onde sismiche e consentire, quindi, anche un notevole risparmio di risorse economiche. Il piano di recupero del patrimonio edilizio potrebbe poi proseguire in base ad altre successive analoghe indicazioni suggerite dallo studio della sismicità. Nel caso estremamente fortunato in cui alla fine di un dato periodo tutte le previsioni sugli aumenti di pericolosità delle varie zone sismiche e quindi l'ordine di priorità seguito negli interventi risultassero azzeccati, si sarebbero ottenuti, da un piano di ristrutturazione graduale nel corso degli anni, gli stessi vantaggi che si avrebbero con la disponibilità immediata di tutte le risorse necessarie.

Ovviamente, per rendere vantaggiosa l'operazione, non è indispensabile conseguire questo successo clamoroso; anche un risultato solo parziale rappresenterebbe un notevole passo avanti rispetto alla situazione attuale.

La convinzione che un obiettivo di questo tipo sia attualmente a portata di mano nasce dal fatto che recenti risultati della ricerca stanno delineando un quadro sempre più preciso dei processi tettonici in atto nell'area mediterranea e di come essi condizionino l'attività sismica in Italia. Sulla base di queste conoscenze si apre la possibilità di interpretare la distribuzione spazio-temporale della sismicità nel passato per cercare di prevedere quella futura.

La causa principale della trasformazione strutturale in atto e della conseguente sismicità nell'area mediterranea è costituita dal fatto che il blocco africano e quello euroasiatico, sollecitati dall'apertura degli oceani circostanti, sono in corso di reciproco avvicinamento. La chiusura di questa gigantesca morsa causa necessariamente la riduzione dello spazio compreso tra i due blocchi. In parte, il «sacrificio» viene sostenuto dal margine settentrionale africano, che scompare immergendosi sotto le zolle egea e anatolica, e in parte dalle strutture mediterranee che si deformano e si riassestano in modo da occupare uno spazio sempre più limitato.

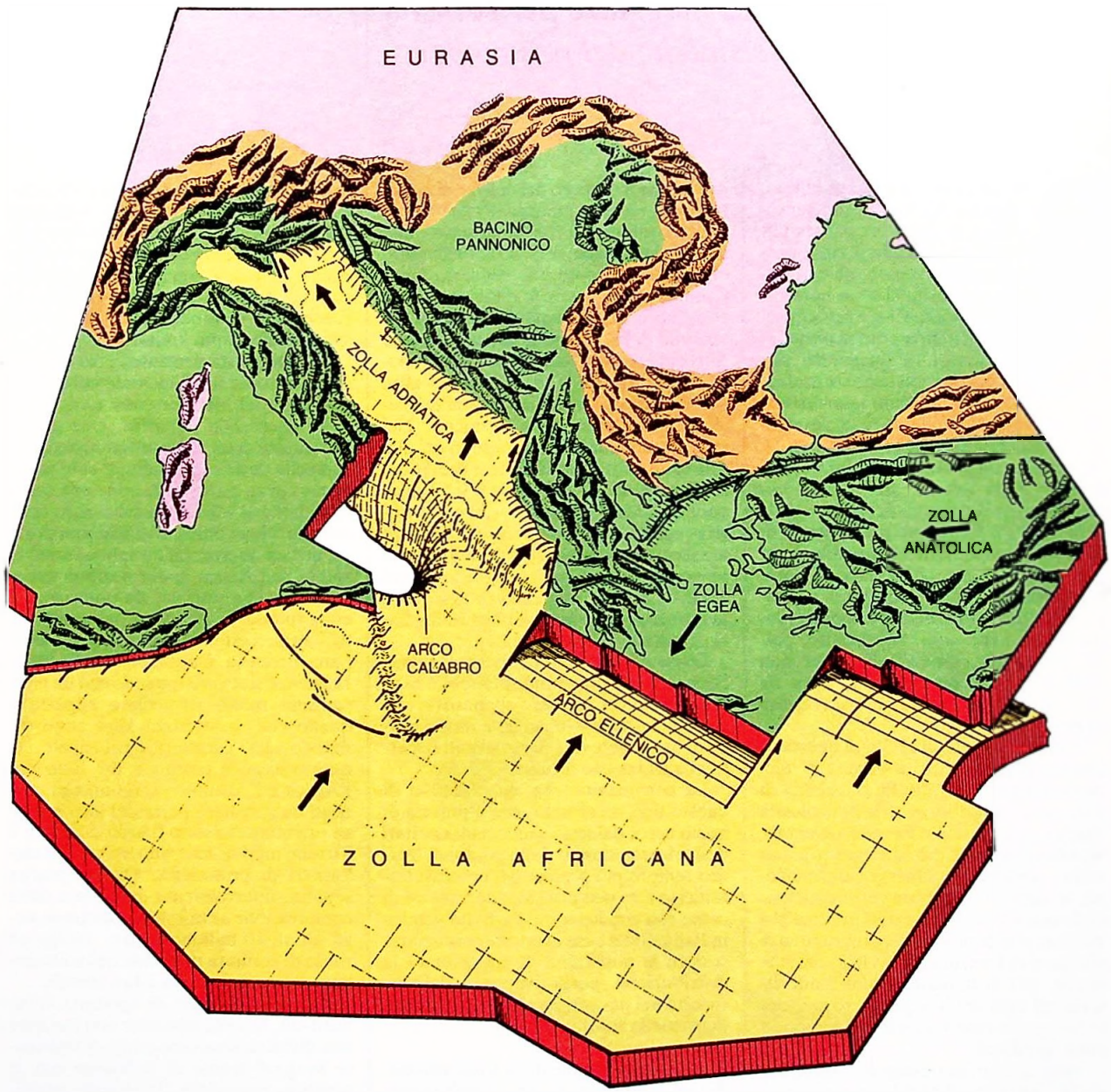
Una di queste strutture la cui dinamica ha un ruolo fondamentale nel quadro tettonico del Mediterraneo è costituita dalla microzolla adriatica, cioè quello che rimane di un vasto promontorio africano che decine di milioni di anni fa occupava gran parte della zona ora corrispondente al Mediterraneo centro-occidentale. Negli ultimi 10-15 milioni di anni, questa microzolla ha subito, sotto la spinta dell'Africa, una rotazione antioraria che l'ha portata, da una parte, a comprimere le strutture balcaniche e, dall'altra, a estendere progressivamente l'area tirrenica. Questo processo è tuttora attivo e si sta sviluppando con un meccanismo molto particolare rispetto a quello che caratterizza altre zone del mondo. La peculiarità principale, in questo caso, è costituita dal fatto che l'Africa e l'Adriatico sono ancora connessi da un'estesa parte del loro margine ora immerso sotto l'Arco calabro e il Tirreno meridionale fino a circa 500 chilometri di profondità. Questa piastra sepolta, notevolmente deformata dalla compressione a cui è stata sottoposta negli ultimi 10 milioni di anni, svolge un ruolo di cerniera profonda nel meccanismo di interazione tra i due blocchi.

Nel suo tentativo di spostarsi verso nord-est, la zolla adriatica non incontra una distribuzione omogenea di resistenze lungo il fronte di collisione con le strutture balcaniche. L'ostacolo principale è localizzato nella parte estrema meridionale del suo bordo, corrispondente circa a Montenegro, Albania e Grecia nordoccidentale. Lungo questo fronte, infatti, la zolla si scontra con una struttura continentale ormai consolidata che, inoltre, ha alle spalle una protube-

ranza del solidissimo continente europeo. Questa collisione, risoltasi con l'immersione del margine adriatico sotto quello balcanico, ha provocato notevoli deformazioni degli strati più superficiali ora visibili sotto forma di catene montuose (Alpi albanesi ed elleniche). La presenza di grossi sforzi tettonici e la rigidità delle strutture lungo questo settore sono sottolineate dalla consistente liberazione di energia sismica, tra le più intense di tutta l'area mediterranea.

Nella sua parte centrale, invece, la zolla adriatica fronteggia una zona di recente formazione geologica, il Bacino pannonico, la cui struttura non è ancora completamente consolidata e risulta quindi più facilmente deformabile. Questa minore resistenza è probabilmente responsabile del fatto che la penetrazione del margine adriatico in questa zona risulta maggiore di quella avvenuta nel settore più meridionale. Il movimento indipendente di queste due frange create nel margine adriatico è reso possibile da un sistema di faglie trascorrenti (caratterizzate, cioè, da scorrimenti laterali tra i blocchi che esse separano) situate nell'Albania settentrionale.

Nella parte settentrionale, la zolla adriatica si scontra con il margine europeo attraverso la catena alpina e quindi anche in questa zona le deformazioni sono più evidenti e la sismicità più intensa che non lungo le Dinaridi centrali. L'ultimo terremoto in questa zona (Friuli, 1976) è stato chiaramente riconosciuto come connesso al sottoscorrimento della piattaforma adriatica alle Alpi orientali.



Nel modello dell'andamento dei processi tettonici si vede come il continente africano e ciò che rimane di un suo antico promontorio, la zolla adriatica, siano ancora collegati da un'ampia parte del loro margine, immerso sotto la zona tirrenica. (Nell'illustrazione questi due blocchi appaiono in colore giallo.) La presenza di questa piastra sepolta è rivelata dai terremoti profondi che avvengono sotto il Tirreno. Qui viene illustrata una possibile geometria di questa piastra, ricostruita anche in base alla distribuzione della sismicità che accompagna la sua fratturazione. Il continente europeo e il suo margine deformato sono rispettivamente indicati in marrone scuro e in marrone chiaro. L'area in verde corrisponde alle strutture mediterranee che vengono compresse nella morsa tra l'Africa e l'Eurasia, in progressivo avvicinamento reciproco. Le frecce indicano il movimento presunto dei blocchi rispetto all'Eurasia.

La rotazione della zolla adriatica, mentre produce pieghe e sottoscorrimenti lungo il margine balcanico, tende ad allargare gli spazi lungo il margine opposto, quello tirrenico. Per valutarne la portata di questo fenomeno basta pensare che 10-12 milioni di anni fa il bacino del Tirreno non esisteva e la catena appenninica era molto vicina alla Corsica-Sardegna. Questo campo di sforzi distensivi non ha interessato solo la zona tirrenica, ma ha lasciato tracce evidenti anche lungo il versante occidentale della penisola italiana, rappresentate dalle numerose fosse tettoniche che si sono aperte negli ultimi milioni di anni. Questo regime di sollecitazioni «distensive» è tuttora attivo, come è indicato dal fatto che i terremoti in questa zona sono prevalentemente associati a faglie cosiddette «normali» (cioè che separano blocchi in allontanamento reciproco).

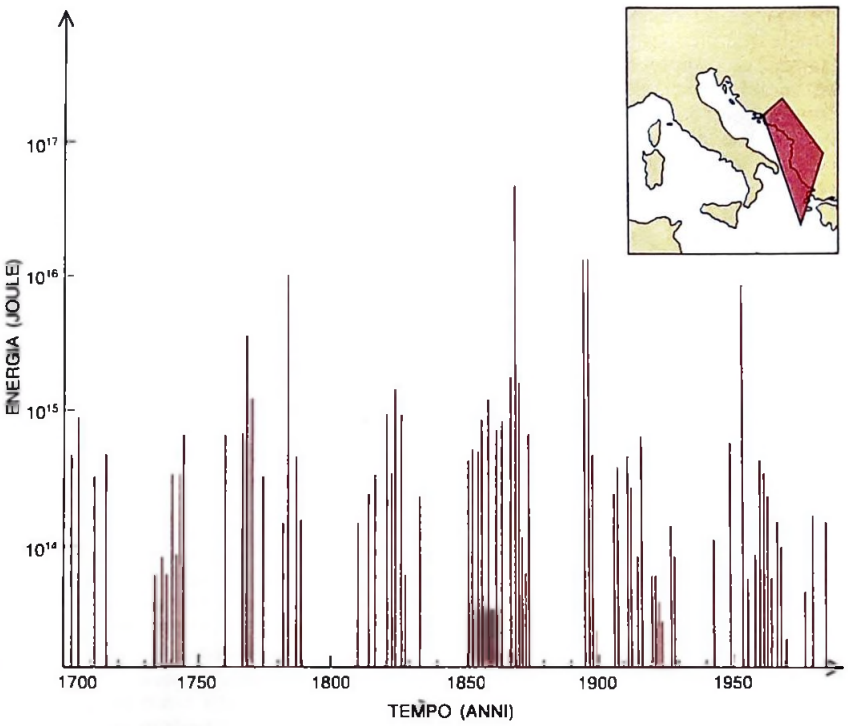
Nell'Appennino settentrionale, in Val Padana e nelle Alpi occidentali il campo degli sforzi e delle deformazioni è più complesso, in quanto questa parte della penisola non sembra più completamente solidale con la zolla adriatica. Lo svincolo molto probabilmente si sviluppa attraverso una serie di faglie trascorrenti dalle Prealpi venete all'Appennino centro-meridionale. Nell'Italia centrale (Umbria, Lazio) al di sotto della catena appenninica vi è probabilmente una frattura della piattaforma adriatica, trasversale rispetto all'Appennino, lungo la quale il margine meridionale sottoscorre quello settentrionale. Questo processo provoca una spinta approssimativamente verso nord sull'Appennino umbro-marchigiano-toscano, il quale, anche grazie alla scarsa coesione con il suo basamento, tende a spostarsi verso nord-est accavallandosi sulla regione padana. Le deformazioni connesse con questo meccanismo sono molto probabilmente responsabili della fascia di sismicità che si estende approssimativamente da Parma ad Ancona.

Alle spalle di questo settore appenninico in migrazione verso nord-est si è verificato un allargamento degli spazi originari, che ha aperto numerose fosse tettoniche come la Lunigiana, la Garfagnana, il Mugello e la Val Tiberina, che sono tuttora sede di attività sismica anche intensa.

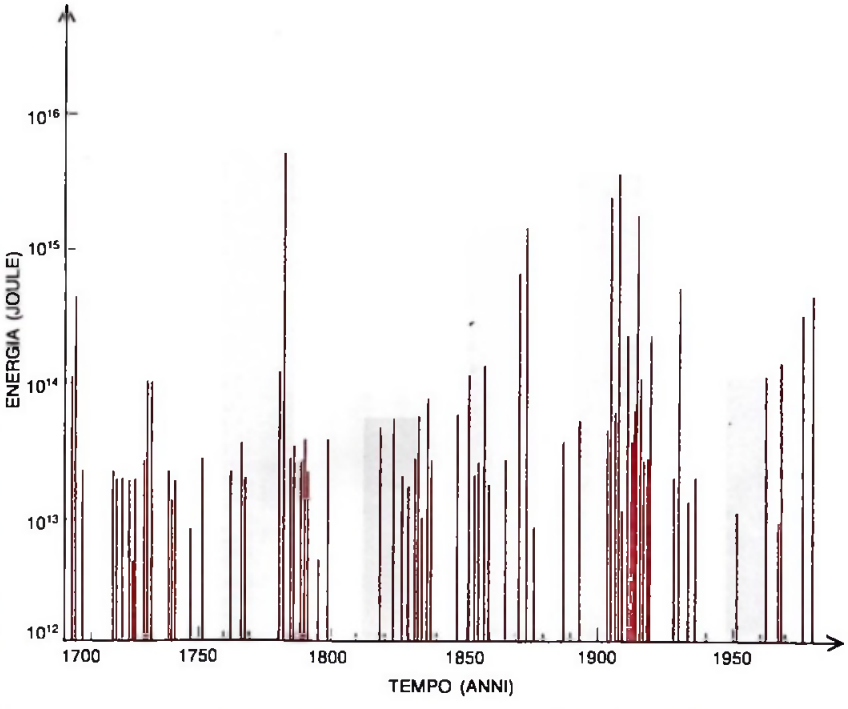
Considerato quindi che l'evoluzione strutturale della regione italiana e quella della catena Alpi-Dinaridi-Ellenidi sembrano essere determinate, anche se con effetti opposti, da un comune meccanismo tettonico costituito dal movimento della zolla adriatica, ci si potrebbe domandare se le più consistenti liberazioni di energia sismica nelle due regioni non siano in qualche modo legate tra loro.

Per cercare di dare una risposta a questa domanda è stata condotta un'analisi sistematica sulla distribuzione nello spazio e nel tempo della sismicità passata nelle regioni periadriatiche.

Prima di descrivere i risultati di questa ricerca è opportuno fare una pre-



Nel diagramma è riportato l'andamento della liberazione di energia sismica negli ultimi tre secoli lungo la zona di collisione (mostrata nel riquadro) tra zolla adriatica e penisola balcanica. È possibile riconoscere la ricorrenza periodica di fasi di attività sismica separate da intervalli di relativa quiescenza. Questo potrebbe significare che il movimento reciproco dei due blocchi in questa zona avviene non in modo continuo ma per accelerazioni successive.



L'andamento della liberazione di energia sismica illustrato in questo diagramma riguarda l'Italia nel suo complesso, a partire dal 1700 in poi. Per agevolare il confronto con l'andamento della sismicità lungo il fronte balcanico, mostrato nella figura precedente, i periodi di maggiore attività in quella zona sono stati evidenziati con rettangoli in grigio.

messa importante. Negli ultimi anni, si è andata sempre più sviluppando tra gli studiosi di sismotettonica di ogni parte del mondo l'idea che i vari blocchi che compongono la parte più superficiale della Terra non si muovano in modo continuo e uniforme, ma avanzino invece «a scatti», cioè durante brevi periodi di tempo dell'ordine di anni o decine di anni, intervallati da periodi di tempo di relativa immobilità. Dal punto di vista fisico, questo comportamento viene spiegato supponendo che il grande attrito presente lungo le zone di contatto tra le zolle sia normalmente superiore alle forze tettoniche che tenderebbero a produrre movimento; solo quando lo sforzo supera il carico di rottura delle rocce, provocando una serie di terremoti intensi, l'attrito si attenua momentaneamente permettendo lo scorrimento tra i blocchi in collisione. I periodi di mobilità, innescati da queste crisi sismiche, si protraggono nel tempo fino a che l'attrito lungo le superfici a contatto, generalmente molto irregolari, non raggiunge di nuovo livelli tali da bloccare tutto il sistema.

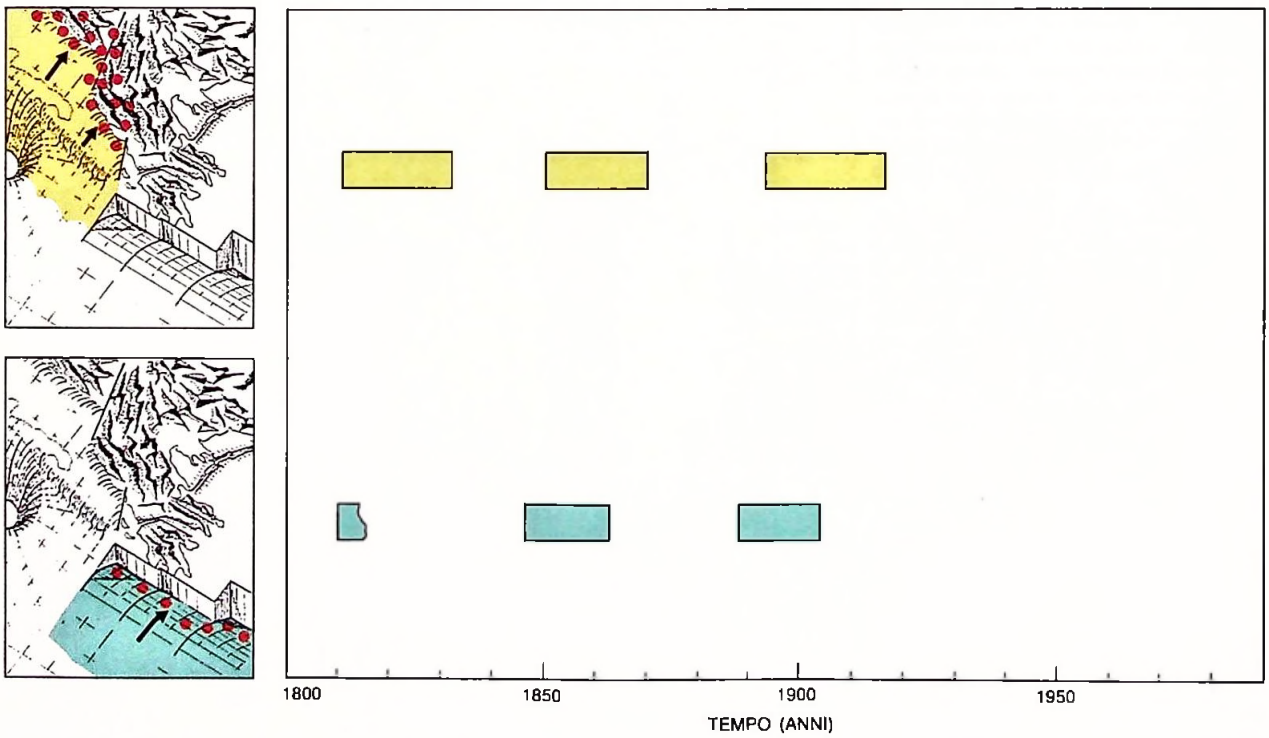
Esempi molto significativi di questo tipo di comportamento sono già stati osservati in varie zone del mondo e alcune caratteristiche della sismicità inducono a pensare che anche la zolla adriatica si muova in modo discontinuo. L'evidenza più significativa in questo senso è data dall'andamento dell'attività sismica lungo la fascia costiera di Grecia settentrionale, Albania e Montenegro, cioè la principale zona di collisione tra la zolla adriatica e la penisola balcanica. Questo andamento indica il carattere discontinuo della liberazione di energia, articolato in periodi di forte attività e altri di relativa quiescenza. Sono riconoscibili cinque principali fasi di attività della durata media di 20-30 anni, corrispondenti circa ai periodi: 1760-1790, 1810-1830, 1850-1870, 1895-1915, 1950-1970. Ogni periodo è caratterizzato da una breve fase parossistica in cui avvengono le scosse più violente, distribuite lungo la fascia di collisione. Le poche zone del fronte non colpite da terremoti durante questa fase si attivano negli anni immediatamente precedenti o seguenti. I periodi di relativa quiescenza hanno una durata paragonabile a quella delle fasi attive. Prima del 1750 ogni analisi è resa poco significativa dalle gravi lacune nei cataloghi sismici delle zone albanesi e iugoslave.

Per mezzo di semplici verifiche statistiche è possibile valutare la probabilità che una serie di terremoti avvenuti in modo casuale nel periodo considerato possa presentare le caratteristiche di regolarità osservabili nell'illustrazione di pagina 18 in basso. I risultati delle prove effettuate in questo senso hanno indicato una probabilità estremamente bassa, minore dell'1 per cento, inducendo quindi a pensare che l'alternanza di fasi attive e quiescenti della sismicità non sia casuale, ma sia invece legata agli avanzamenti periodici della zolla adriatica lungo il fronte di collisione con la zona balcanica.

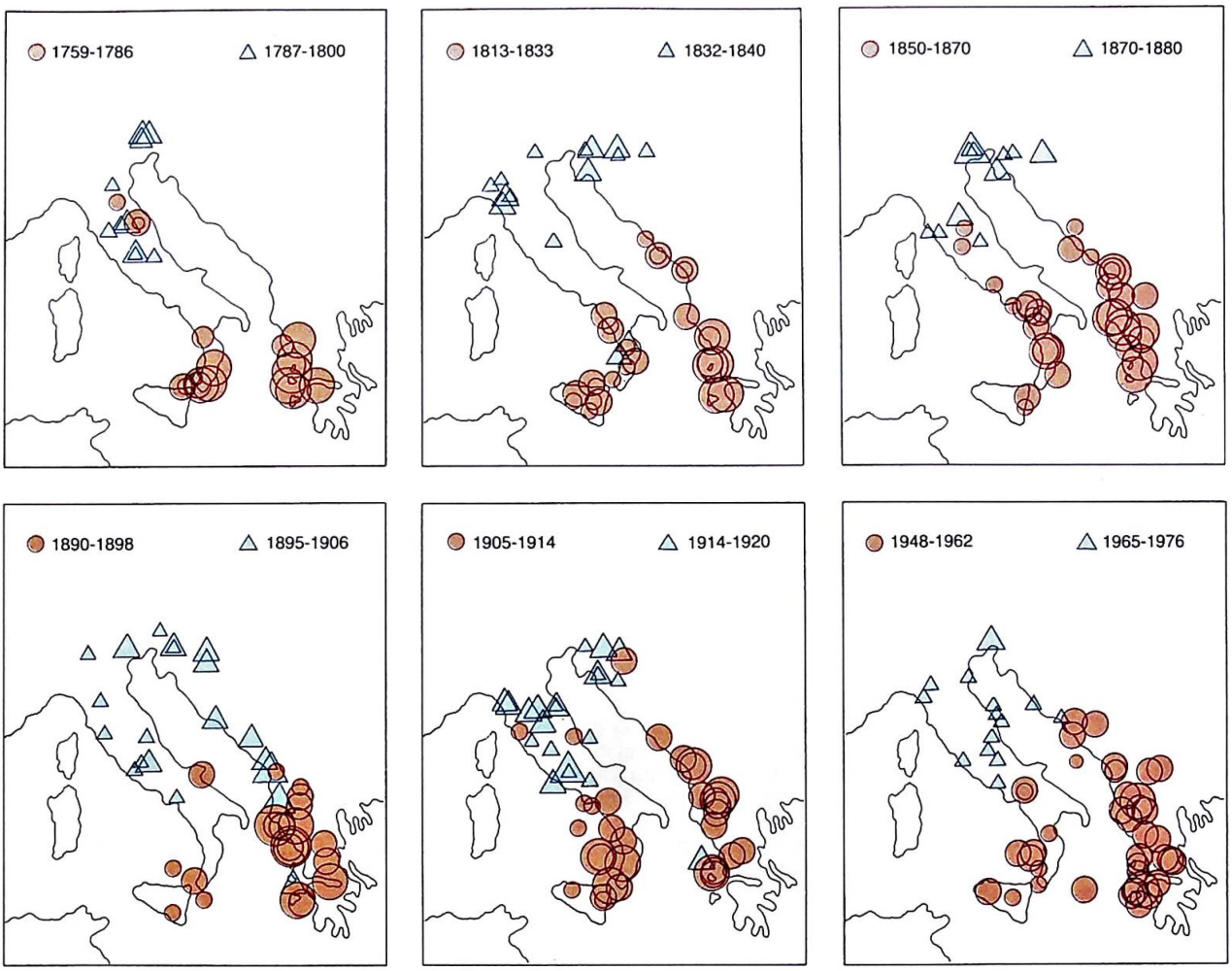
Se si accetta questa ipotesi e si considera la stretta connessione strutturale tra il fronte balcanico e la penisola italiana sembrerebbe logico aspettarsi un aumento significativo dell'attività sismica in Italia durante i periodi di presunta mobilità della zolla suddetta. Questo è in effetti avvenuto: nel periodo considerato la maggior parte dell'attività sismica in Italia si è verificata durante o subito dopo i periodi di maggiore attività nel fronte greco-albanese-montenegrino. Anche in questo caso si può dimostrare, con semplici metodi statistici, che la corrispondenza osservata sarebbe molto improbabile se le scosse nelle due regioni considerate fossero fenomeni completamente indipendenti tra loro.

Un altro dato interessante, che si integra molto bene con quelli osservati nelle zone periadriatiche, è emerso dall'analisi della sismicità profonda (cioè quella che avviene a profondità superiori a 50 chilometri) sotto la zona egea. Questo tipo di sismicità è strettamente connesso con il processo di subduzione (cioè la discesa in profondità) del margine settentrionale africano sotto la zolla egea e quindi lo studio del suo andamento temporale può dare un'idea dei periodi in cui il processo si attiva. Il fatto interessante è che le tre fasi di massima attività sotto l'Egeo, con scosse di magnitudo superiori a 7,5, hanno rispettivamente preceduto di qualche anno i tre periodi più attivi lungo il fronte greco-albanese-montenegrino.

Questo fenomeno si presta a un'inter-



Vengono qui messi a confronto i periodi di più intensa attività sismica, con terremoti di magnitudo superiore a 7,5 e profondità maggiore di 50 chilometri, lungo la zona di immersione del margine settentrionale africano al di sotto della zona egea (*rettangoli in verde*) e le principali crisi sismiche lungo il fronte greco-albanese-montenegrino (*rettangoli in giallo*). La connessione tra queste due fasi di sismicità e i relativi meccanismi tettonici ipotizzati vengono illustrati nei due disegni a fianco del grafico.

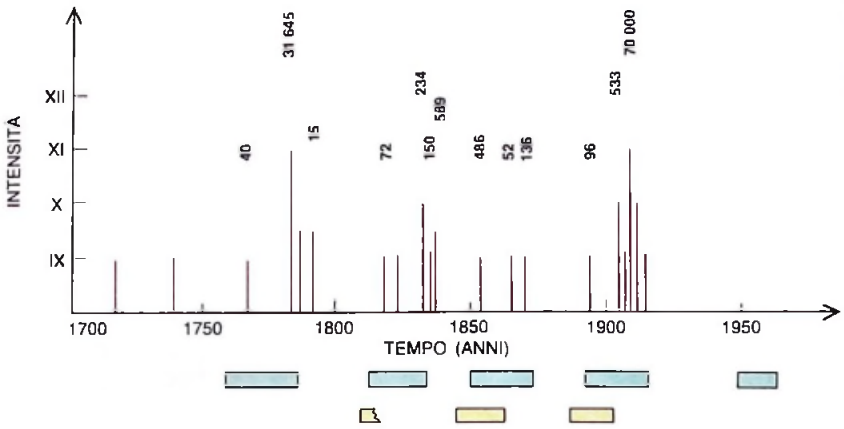


Per rendere più evidente il carattere non casuale della distribuzione dei terremoti nelle regioni italiane e balcaniche durante i periodi di presunta mobilità della zolla adriatica (*si vedano le illustrazioni a pagina 53*), sono indicate con simboli diversi le scosse avvenute nella prima (*cerchietti arancioni*) e nella seconda parte (*triangoli azzurri*) di ogni periodo. La dimensione dei simboli è indicativa della magnitudo. Il periodo sismico 1890-1920 che, per semplicità, è riportato nella illustrazione di pagina 53 in basso come una fase unica è stato qui diviso in due parti (1890-1906 e 1905-1920) in quanto è in effetti costituito da due crisi sismiche in rapida successione. Dalle sei mappe riportate è possibile notare la tendenza sistematica delle scosse sismiche a colpire le zone meridionali durante la prima parte di ogni periodo e a migrare poi verso quelle centro-settentrionali nella fase finale del periodo. Questo fenomeno sembra delineare la possibilità di prevedere, a grandi linee, il percorso della sismicità più intensa attraverso la regione italiana.

pretazione molto semplice nell'ambito del modello geodinamico mostrato nell'illustrazione di pagina 17: dopo che il settore del margine africano immerso sotto l'Arco ellenico è riuscito ad avanzare, per il momentaneo venir meno degli attriti lungo la superficie di scorrimento profonda (evidenziata dai terremoti forti sotto l'Egeo), la spinta dell'Africa si concentra lungo i settori adiacenti del suo bordo collisionale, particolarmente lungo il fronte greco-albanese-montenegrino, dove può provocare sequenze sismiche come quelle osservate. Se l'ipotesi sarà confermata da ulteriori indagini e dall'andamento della sismicità futura, la previsione sismica in Italia potrà contare su due segnali precursori in successione temporale: il primo costituito da terremoti profondi molto intensi nella zona di subduzione sotto la regione egea e il secondo da sequenze sismiche intense lungo il fronte greco-albanese-montenegrino. È evidente che quanto più numerosi sono i segnali precursori che annunciano un fenomeno, tanto più attendibile risulta la previsione. Si può sperare che con il miglioramento delle conoscenze sui meccanismi tettonici in atto nella regione mediterranea e sulla loro connessione con l'attività sismica si riescano a riconoscere altri segnali precursori dei terremoti italiani.

Le prove della connessione tra l'attività sismica in Italia e quella nella zona egeo-balcanica, anche se sono indubbiamente utili per intuire le cause dei terremoti nel nostro paese, appaiono, però, ancora troppo generiche circa la localizzazione della scossa prevista. Infatti, per agevolare una qualsiasi iniziativa pratica di difesa dai terremoti è necessario che le previsioni riguardino zone relativamente limitate del territorio italiano. Alcune indicazioni utili a questo riguardo sono emerse dall'analisi della distribuzione delle scosse in Italia durante i periodi di presunta mobilità della zolla adriatica negli ultimi tre secoli. La caratteristica che appare più evidente dalle relative mappe è la tendenza della sismicità a concentrarsi nelle zone adriatiche meridionali durante la prima fase di ogni periodo di mobilità e a spostarsi poi verso le zone centro-settentrionali nella seconda fase.

Questa distribuzione peculiare si è verificata, in modo più o meno marcato, in tutti i periodi considerati e sembra quindi estremamente improbabile che possa trattarsi di un fenomeno puramente casuale. Questa constatazione sembra confermare l'ipotesi che i movimenti della zolla adriatica vengano innescati dalle grosse crisi sismiche lungo l'Arco ellenico e il fronte greco-albanese-montenegrino e che poi l'onda di deformazione si propaghi in tutto il resto della



Lo studio dei principali terremoti avvenuti nella zona calabro-peloritana negli ultimi tre secoli consente di rilevare come tutte le scosse che hanno prodotto vittime (*numeri sopra il grafico*) siano avvenute in stretta connessione con i periodi di maggiore sismicità lungo il fronte greco-albanese (*rettangoli in giallo*). Questa corrispondenza trova ulteriore conferma nell'attività della zona egea per gli ultimi due secoli (*rettangoli in verde*), ossia il periodo per cui esistono informazioni sulla profondità dei terremoti nell'Arco ellenico. È da notare che la mancanza di fasi significative di «doppio allarme», con forte attività sia nella zona egea sia nel fronte greco-albanese, in questo secolo (l'ultima è avvenuta intorno al 1900) ha coinciso con un periodo relativamente tranquillo per la zona calabro-peloritana.

zolla. Siccome la propagazione degli sforzi ha una velocità finita, è logico aspettarsi che le zone settentrionali, essendo le più lontane dalla zona sorgente della perturbazione, siano le ultime a risentirne gli effetti.

Altre indicazioni utili ai fini di una previsione più mirata della pericolosità sismica sono emerse per l'Italia meridionale. La prima è che i terremoti forti nella zona calabro-peloritana sembrano seguire con regolarità le crisi sismiche più intense nella parte meridionale del fronte greco-albanese-montenegrino. I particolari di questa correlazione sono già stati descritti nel mio articolo precedentemente citato. A integrazione di quanto abbiamo già detto su questa corrispondenza, si possono fare alcune nuove considerazioni sul quadro più completo che risulta inserendo anche i dati recenti sull'attività nell'Arco ellenico. Va in primo luogo notato come tutte le scosse sismiche che hanno prodotto vittime nella zona calabro-peloritana dal 1750 in poi siano sempre avvenute in stretta connessione con periodi di attività lungo l'Arco ellenico e il fronte greco-albanese-montenegrino e come la mancanza, dopo gli inizi di questo secolo, di fasi significative di «doppio allarme» nelle due zone sopra citate (l'ultima è avvenuta all'incirca a cavallo del 1900) abbia coinciso con un periodo relativamente tranquillo per la zona calabro-peloritana.

Il periodo sismico che ha interessato la Grecia nordoccidentale nel decennio 1950-1960, pur comprendendo una scossa di magnitudo elevata (circa 7), è stato complessivamente caratterizzato da una liberazione di energia molto più bassa rispetto a quelle precedenti e inoltre non è stato preceduto da terremoti profondi molto forti sotto l'Egeo. Questo potrebbe indicare che l'attività sismica intensa nella zona calabro-peloritana venga innescata solo quando si verificano significativi progressi sia nella subduzione egea sia nei sottoscorrimenti lungo il fronte greco-albanese-montenegrino.

La seconda indicazione, recentemente emersa, riguarda la corrispondenza temporale osservata tra l'attività sismica nell'Appennino meridionale e quella nella zona dinarica che lo fronteggia sulla sponda opposta dell'Adriatico. Anche in questo caso, la notevole regolarità con cui i terremoti intensi in Campania e Basilicata hanno seguito di qualche anno quelli nel Montenegro suggerisce la presenza di un legame tra l'attività sismica nelle due regioni.

È significativo che la corrispondenza osservata si sia mantenuta regolare nonostante le notevoli variazioni avvenute nella cadenza dei terremoti forti. Per esempio, in questo secolo i terremoti disastrosi sia nelle Dinaridi (1905-1907, 1927, 1962, 1979) sia nell'Appennino meridionale (1910, 1930, 1962, 1980) si sono succeduti circa ogni 20-30 anni. Se questo ritmo delle scosse avesse caratterizzato anche le storie sismiche precedenti delle due zone, si potrebbe pensare che la stretta successione temporale tra i terremoti appenninici e quelli dinarici sia solo un fatto casuale derivato dal parallelismo tra due fenomeni ciclici, quasi in fase tra loro, ma privi di qualsiasi legame reciproco. Questa ipotesi, però, è smentita dal fatto che nel secolo precedente la corrispondenza continua a verificarsi nonostante che i tempi di ritorno delle scosse principali nelle due zone si siano notevolmente allungati e varino in modo irregolare.

DINARIDI			APPENNINI	
ANNO	M		ANNO	M
1823	6,3	———	1826	5,6
1850	6,4		1851	6,1
1852	5,9	———	1853	5,6
1855	6,4		1857	6,1
1876	5,9	— — —		
1905	6,5			
1907	5,6	———	1910	5,9
1927	6,0	———	1930	6,5
1962	6,2	———	1962	6,0
1979	6,2	———	1980	6,5

Se si esaminano i principali terremoti avvenuti nell'Appennino meridionale e nella zona del Montenegro (Iugoslavia meridionale) nel corso degli ultimi due secoli appare interessante, a fini di previsione, il fatto che le scosse nell'Appennino tendono regolarmente a seguire di qualche anno i periodi sismici nel Montenegro. L'unica eccezione è data dalla scossa del 1876. Se si considerano solo gli eventi con magnitudo superiore o uguale a 6 la corrispondenza non ha eccezioni. Purtroppo l'incompletezza dei dati relativi al Montenegro nel periodo precedente il 1800 non consente di estendere l'analisi indietro nel tempo.

Lo studio della diffusione degli sforzi nelle rocce con modelli matematici che simulano strutture e meccanismi tettonici simili a quelli ipotizzati per questa regione ha permesso di capire, o per lo meno di giustificare teoricamente, importanti aspetti delle relazioni osservate, come, per esempio, il fatto che gli intervalli di tempo tra i terremoti nell'Appennino meridionale e i rispettivi precursori nella zona del Montenegro siano compresi tra pochi mesi e qualche anno.

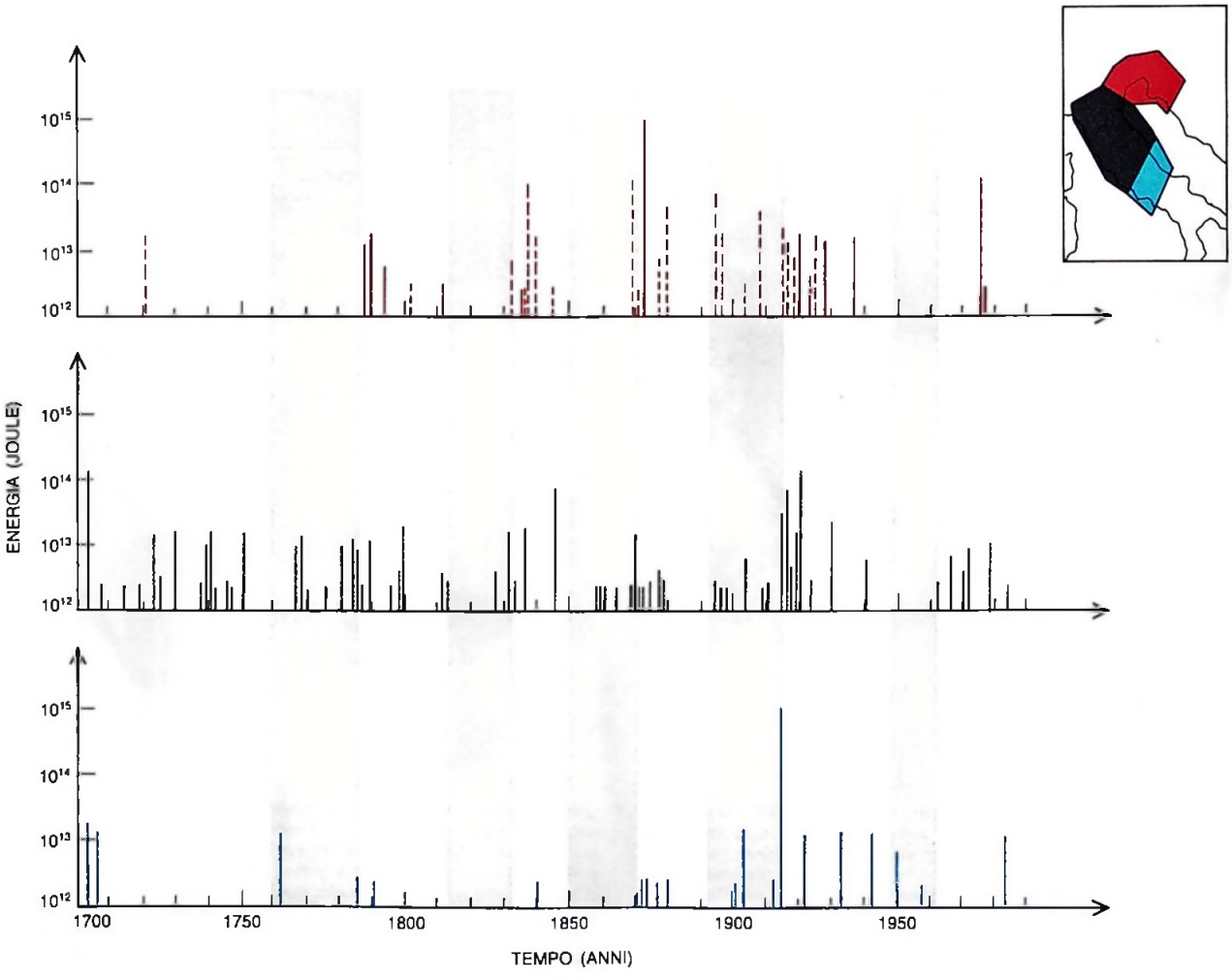
Per spiegare quest'ultima caratteristi-

ca, si possono fare alcune semplici considerazioni sui meccanismi genetici dei terremoti. Nella fase che precede una scossa sismica, le rocce sono sottoposte a una sollecitazione che cresce con il tempo fino a raggiungere il valore critico che provoca la fratturazione della roccia stessa. Questo fatto è ben conosciuto perché processi di questo tipo sono facilmente riproducibili in laboratorio. La durata della fase preparatoria di un terremoto, in una data zona, dipende dalla velocità con cui si accumula lo sforzo, la quale, a sua volta, è strettamente legata alla velocità di spostamento reciproco dei blocchi. Questa fase può venire abbreviata se la deformazione e lo sforzo già presenti nella roccia vengono intensificati, fino a superare il carico di rottura, dall'arrivo di un'onda di sollecitazione generata da un terremoto avvenuto in un'area attigua.

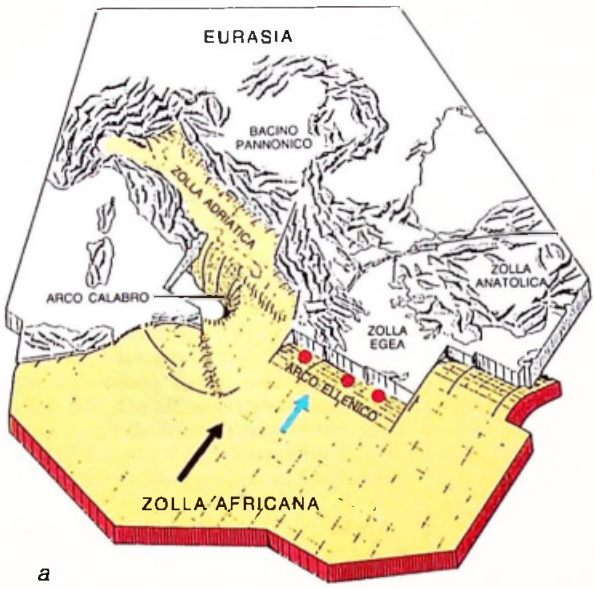
Siccome le rocce che compongono la Terra hanno una natura sia elastica sia viscosa, da una frattura si irradiano nell'area circostante due tipi di perturbazione: uno legato all'aspetto elastico che si propaga molto velocemente (qualche chilometro al secondo) raggiungendo le zone circostanti entro pochi minuti dall'istante del terremoto; l'altro, legato all'aspetto viscoso, che si propaga molto più lentamente (50-200 chilometri all'anno) interessando le zone circostanti soltanto dopo mesi o anni dalla scossa che lo ha originato. Quindi se la zona nella quale si sta preparando un terremoto ha già accumulato abbastanza tensione da essere portata al punto critico con il solo contributo dell'«onda elastica», si avranno «risposte sismiche» entro breve tempo dal terremoto precursore. Se, invece, l'ampiezza dell'onda elastica non è sufficiente a produrre la frattura, le scosse di risposta potranno verificarsi solo quando l'onda più lenta avrà raggiunto la zona in esame, ammesso che l'energia coinvolta sia sufficiente.

Le valutazioni teoriche fatte con parametri compatibili con la situazione tettonico-strutturale dell'Adriatico meridionale hanno indicato che l'ampiezza della perturbazione irradiata, per esempio, da un terremoto nel Montenegro e osservata a circa 300 chilometri di distanza, cioè in corrispondenza dell'Irpinia, cresce durante i primi cinque anni e poi, raggiunto il valore massimo, decresce rapidamente. Questo potrebbe spiegare il fatto che non siano mai state osservate risposte sismiche nell'Appennino meridionale dopo oltre cinque anni dai «precursori» dinarici. Se questa correlazione fosse già stata individuata al tempo in cui è avvenuta la forte scossa del Montenegro nell'aprile 1979, si sarebbe potuto prevedere, in base alla regolarità dei casi precedenti, che molto probabilmente l'Appennino meridionale sarebbe stato sede, entro quattro anni, di una scossa di intensità superiore a 9, come in effetti è avvenuto in Irpinia nell'ottobre 1980.

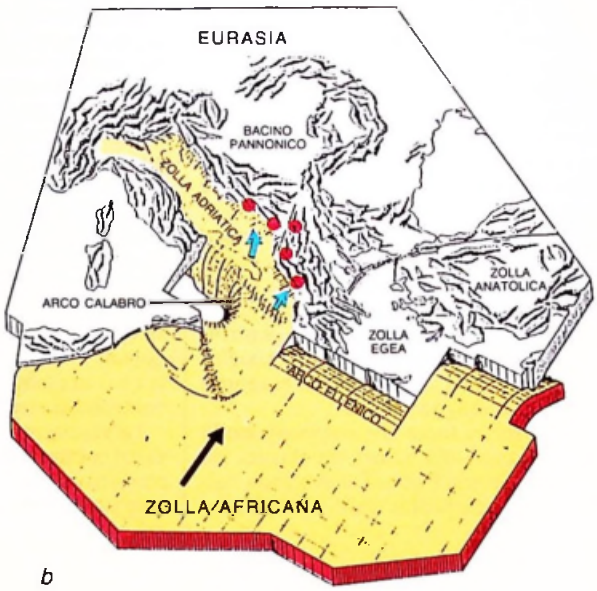
Anche per quanto riguarda la parte centro-settentrionale della penisola sembra possibile ricavare alcune indicazioni orientative sui futuri sviluppi dell'attività sismica. In questo caso, però, la



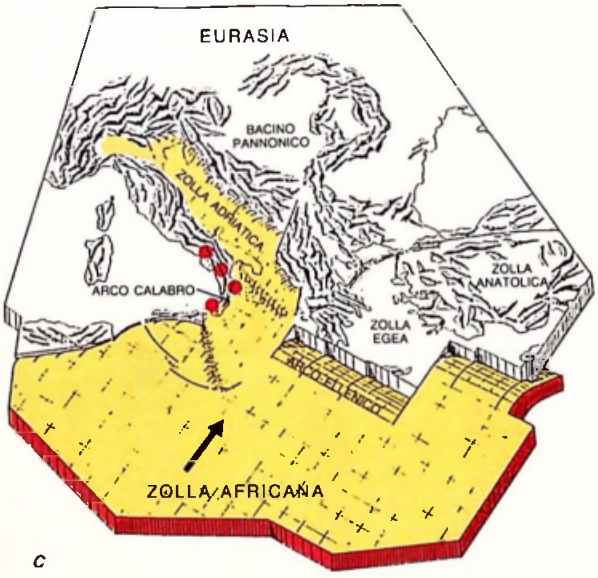
Dall'andamento della liberazione di energia sismica nell'Italia centro-settentrionale si può osservare come tutte le fasi di attività lungo il fronte greco-albanese-montenegrino (*rettangoli in grigio*) abbiano innescato un periodo di significativa sismicità prima nell'Appennino settentrionale e in seguito nell'Arco alpino. Le zone considerate sono mostrate nel riquadro con colori corrispondenti ai rispettivi grafici. Il tratteggio nel grafico in alto indica le scosse avvenute nella zona alpina, ma al di fuori del territorio italiano.



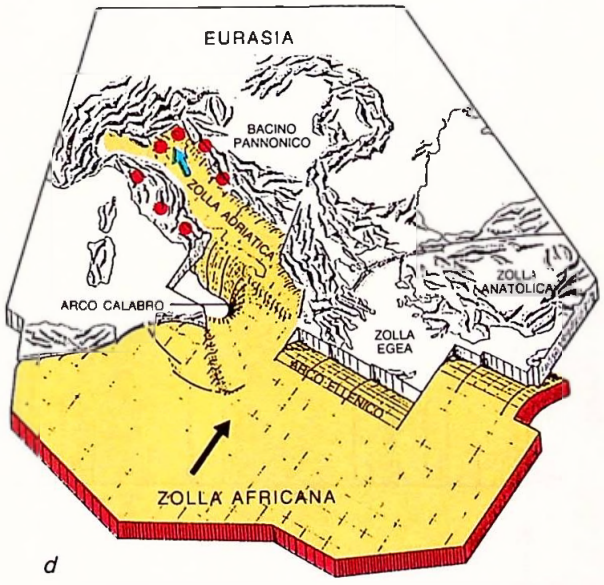
a



b



c



d

In questa sequenza vengono illustrati i movimenti di blocchi nel Mediterraneo centrale che «preparano» i periodi di maggiore attività sismica nella regione italiana. La spinta del blocco africano verso nord-est (*freccia in nero*) produce periodicamente un sottoscorrimento (*freccia in blu*) del suo margine settentrionale sotto l'Arco ellenico che viene rivelato dal verificarsi di terremoti profondi molto intensi (*pallini in rosso*) sotto la zona egea (*a*). Questo cedimento di uno degli ostacoli che si oppongono allo spostamento dell'Africa verso nord-est provoca una intensificazione degli sforzi sui settori adiacenti del fronte collisionale e in particolare sulla zolla adriatica. Questa, a sua volta, per compiere qualsiasi movimento deve prima «sfondare» lungo il fronte di collisione con la zona balcanica, in corrispondenza della zona greco-albanese-montenegrina.

Questi «sfondamenti» sono accompagnati da notevoli rilasci di energia sismica (*b*). Nel corso di questa seconda fase sarebbe anche ragionevole aspettarsi qualche deformazione, e quindi attività sismica, nella piastra profonda immersa sotto l'Arco calabro. Questo è in effetti successo nell'ultimo secolo, ma i dati a disposizione in questo senso sono troppo limitati per essere usati a conferma dell'ipotesi fatta. Dopo che il margine adriatico vicino al fronte balcanico ha sfondato il principale ostacolo alla sua rotazione antioraria, il resto della zolla comincia lentamente ad adeguarsi al nuovo spazio disponibile. Questo stato di relativa mobilità produce attività sismica prima nelle regioni vicine alla zona di cerniera con il blocco africano, cioè nell'Arco calabro e nell'Appennino meridionale (*c*), e poi nelle zone periadriatiche più settentrionali (*d*).

corrispondenza con l'attività nei Balcani sembra, almeno per il momento, meno diretta e regolare di quella osservata nella parte meridionale. Questo fatto è comprensibile se si considerano le significative differenze tra le situazioni tettoniche delle due regioni. L'Appennino meridionale e l'Arco calabro sono collegati a «filo diretto» con la sorgente delle perturbazioni, ossia con il fronte greco-albanese-montenegrino, nel senso che l'onda di deformazione si propaga direttamente da una zona all'altra attraverso la piattaforma adriatica senza incontrare significativi ostacoli. Le regioni centro-settentrionali, invece, possono essere investite dall'onda di deformazione solo dopo che tutte le parti intermedie della zolla adriatica si sono adeguate al nuovo stato di equilibrio.

Per il momento gli unici elementi di orientamento pratico, ai fini della previsione sull'evoluzione temporale della pericolosità nell'Italia centro-settentrionale, derivano dall'analisi della distribuzione delle scosse durante i sei periodi di mobilità della zolla adriatica. Si è visto per esempio come l'Appennino settentrionale e l'Arco alpino abbiano sempre subito aumenti significativi di sismicità dopo ogni fase di attività lungo il fronte greco-albanese-montenegrino. Solo nell'ultimo caso la risposta è stata particolarmente debole (l'unica scossa disastrosa è stata quella del Friuli nel 1976) coerentemente con la minore intensità del corrispondente periodo sismico nei Balcani. Per l'Arco alpino i tempi di risposta dalle prime scosse nei Balcani sono stati generalmente superiori a 20 anni; solo per la crisi intorno al 1900 si è avuta una reazione in tempi molto più brevi.

Il fatto che la maggior parte dei casi dimostri un comportamento coerente fa pensare che il modello interpretativo adottato sia soddisfacente nelle linee essenziali, ma la presenza di significative anomalie di comportamento sismico, sia per l'Appennino settentrionale sia per l'Arco alpino, suggerisce la possibilità che il problema sia condizionato da altri fattori oltre a quelli presi finora in considerazione, come, per esempio, il già citato processo di sottoscorrimento nell'Italia centrale.

A questo riguardo sembra molto indicativo il fatto che la crisi sismica di gran lunga più intensa dell'Appennino settentrionale - con scosse disastrose in Umbria, nelle Marche, in Romagna e in Toscana - si sia sviluppata negli anni immediatamente successivi al forte terremoto che nel 1915 ha sconvolto l'Italia centrale (Avezzano), l'unico di questa intensità in tutta la storia sismica relativa a quella zona. Dal punto di vista tettonico è ragionevole pensare che l'attivazione delle faglie trascorrenti nell'Italia centrale, quale sembra essere avvenuta in occasione del terremoto di Avezzano, possa favorire lo svincolo della zolla adriatica dalle strutture dell'Appennino centro-meridionale provocando di conseguenza un'accentuazione degli sforzi sull'Appennino settentrionale, che diventa quindi più esposto a scosse sismiche.

Per concludere, è inevitabile fare alcune considerazioni sulle possibili ricadute pratiche che le conoscenze sopra descritte possono avere per la difesa dai terremoti in Italia.

L'aspetto più interessante emerso a questo riguardo è quello relativo alla possibilità di riconoscere gli eventi sismotettonici nella zona egeo-balcanica, eventi che sembrano innescare le ondate di sismicità che periodicamente interessano la regione italiana, partendo dalle zone meridionali e spostandosi poi verso quelle centro-settentrionali.

Per identificare, nell'ambito di queste variazioni cicliche della pericolosità sismica in Italia, le zone più esposte a terremoti disastrosi nel prossimo futuro, sarebbe necessario riconoscere quale fase del ciclo si stia attualmente attraversando. A questo riguardo, si può rilevare, anche dalle illustrazioni delle pagine 18 e 19, come l'ultimo periodo di mobilità della zolla adriatica, innescato da crisi sismiche intense sia nella zona egea sia lungo il fronte greco-albanese-montenegrino sia quello iniziato a cavallo del 1900 e i cui effetti più evidenti sulla regione italiana sembrano essersi esauriti attorno al 1930-1940.

Come già osservato, la successiva fase di recrudescenza dell'attività nella Grecia nordoccidentale, verificatasi nel decennio 1950-1960, si delinea per vari motivi come un periodo sismico minore e anomalo rispetto a quelli precedenti. Coerentemente, anche i suoi effetti sulla regione italiana sono stati meno evidenti che nei periodi precedenti e si sono molto probabilmente esauriti con la crisi sismica del 1976 in Friuli. L'ultimo sussulto del fronte greco-albanese-montenegrino è avvenuto nel 1979 con la scossa isolata nel Montenegro, che è stata poi regolarmente seguita dal terremoto irpino nel 1980.

In linea generale, questo quadro sembra indicare che, a meno di qualche improbabile effetto residuo dell'ultimo periodo di attività nel fronte balcanico, la regione italiana dovrebbe attualmente essere fuori da periodi di elevata pericolosità sismica. Inoltre, tenendo conto che le prossime fasi premonitrici nella zona egea e nel fronte greco-albanese-montenegrino dovrebbero produrre i loro effetti in Italia non prima di 5-10 anni, si può supporre che il nostro paese sarà difficilmente interessato da crisi sismiche acute nell'immediato futuro.

Anche considerando le notevoli incertezze rimaste nel quadro interpretativo sopra discusso, principalmente legate alla limitatezza delle storie sismiche disponibili, ritengo che ci siano sufficienti indicazioni per tentare una più efficace programmazione del recupero del patrimonio edilizio in Italia.

Per esempio, è ragionevole pensare che i primi effetti deleteri che il prossimo significativo avanzamento del margine africano, sia sotto l'Arco ellenico sia lungo il fronte balcanico, produrrà nell'area italiana saranno molto probabilmente localizzati nelle regioni meridionali. Quindi, perché non privilegiare nel breve periodo la ristrutturazione di quelle zone, anche sfruttando la temporanea tregua che il terremoto sembra concederci prima di ricominciare a colpire duramente?

La previsione statistica dei terremoti

di Francesco Mulargia
e Paolo Gasperini

È già possibile prevedere dove avverranno i prossimi terremoti distruttivi. Molto più difficile è prevedere quando

Nel 1975 un gruppo di scienziati cinesi riuscì a prevedere, con un errore di qualche chilometro e di poche ore, il terremoto catastrofico che colpì la zona di Haicheng, salvando la vita a centinaia di migliaia di persone. Quasi contemporaneamente un paio di altre previsioni, anche se relative a terremoti molto più piccoli, venivano coronate da successo negli Stati Uniti. In ognuno di questi casi le previsioni erano fondate sull'osservazione di fenomeni precursori, e cioè di fenomeni per i quali appariva possibile stabilire una relazione semi-empirica di causa-effetto con i terremoti. Ciò generò un'ondata di entusiasmo generalizzato che convinse molti della possibilità pratica di prevedere i terremoti a patto che venissero messe in opera reti strumentali abbastanza «sensibili». Seguendo questa strategia, diversi progetti di studi approfonditi vennero finanziati in Giappone e negli Stati Uniti, utilizzando il massimo della tecnologia disponibile per ottenere misure il più possibile accurate. Ma l'esito di questi studi fu sorprendente: a mano a mano che venivano accumulati dati molto accurati sui processi fisici che hanno luogo prima dei terromoti, il quadro si complicava anziché semplificarsi, e quelle previsioni «azzeccate» che tanto avevano fatto sperare apparivano sempre più come dovute a circostanze particolarmente fortunate. Si è così progressivamente compreso che la grande complessità intrinseca dei fenomeni che danno origine alle onde sismiche (essenzialmente la fratturazione di un mezzo fortemente disomogeneo come la crosta terrestre sotto l'effetto di forze a loro volta disomogenee) ne rende poco plausibile una descrizione in termini classici come somma di processi fisici elementari. Analogamente ad altri problemi caratterizzati da una dinamica molto complessa, una descrizione efficace è in realtà possibile solo in termini statistici. Questo ha portato a modificare il concetto stesso di previsione, che veniva all'inizio intesa come *deterministica*, ma che oggi è essenzialmente *statistica*.

Scopo nella previsione statistica dei terremoti è valutare con quale probabilità possa verificarsi in un dato intervallo di tempo e in una data zona un evento potenzialmente distruttivo. Il primo passo verso la previsione statistica dei terremoti è la conoscenza delle strutture tettoniche attive, e cioè dei blocchi crostali e dei sistemi di faglie in cui il moto delle zolle tettoniche produce deformazioni e conseguenti accumuli di sforzo. Tali accumuli di sforzo, una volta raggiunta la soglia di frattura della roccia, costituiscono il «motore» dei terremoti. Poiché i tempi tipici di evoluzione dei processi geologici sono molto lunghi (dell'ordine del milione di anni), è logico attendersi che le strutture tettoniche che hanno prodotto terremoti in tempi storici continuino a farlo, con modalità identiche, anche nei prossimi millenni. Un'efficace identificazione delle strutture tettoniche sismicamente attive nel passato recente, storico e preistorico, dà pertanto immediata risposta alla questione del «dove» saranno localizzati i futuri terremoti distruttivi in Italia.

Secondo il tradizionale approccio, le strutture tettoniche attive vengono identificate sulla base di indagini essenzialmente geologiche che però, basandosi su un trattamento soggettivo del problema, producono risultati spesso contrastanti tra i diversi ricercatori e tra i lavori degli stessi ricercatori in tempi diversi. D'altra parte, è essenziale in quest'ambito fornire un approccio oggettivo basato su assunti chiari e verificabili, riducendo al minimo, e giustificando ampiamente, le scelte di carattere interpretativo. Un metodo di identificazione intrinsecamente oggettivo è possibile a partire dagli stessi terremoti sulla base dei *cataloghi sismici*.

I cataloghi sismici raccolgono in maniera organizzata e coerente la storia sismica di una regione, registrando i terremoti attraverso un insieme opportuno di parametri. Esistono molti modi di parametrizzare un terremoto. Per i dati più recenti, per esempio, vengono memorizzati su calcolatore gli spostamenti del suolo registrati da una rete di sismografi per tutta la durata dell'evento. Ciò permette di risalire al meccanismo di dettaglio del terremoto, e cioè alle modalità con cui si è fratturata la roccia dando origine alle onde sismiche, nonché al percorso delle onde e alla struttura del sottosuolo. È opportuno comunque rammentare che la strumentazione sismica in grado di effettuare simili registrazioni è stata sviluppata solo alcuni anni fa. Per quanto riguarda i terremoti precedenti sono disponibili dati strumentali molto meno accurati, e relativamente a epoche anteriori alla fine del secolo scorso esistono esclusivamente caratterizzazioni *macrosismiche*. Queste ultime localizzano e quantificano un evento sulla base degli effetti (e dei danni) da esso prodotti sulle persone, sull'ambiente e sulle costruzioni. Da un lato tale caratterizzazione è estremamente utile, soprattutto dal punto di vista ingegneristico, poiché dà una immagine immediata delle sollecitazioni indotte dal sisma; dall'altro, implica un'analisi delle fonti documentali, in particolare per gli eventi più antichi, critica e attenta, onde evitare false attribuzioni.

Per quanto un catalogo sismico possa essere accurato ed esauriente, esso è inevitabilmente affetto da disomogeneità nella qualità e quantità dei dati. Tali disomogeneità si possono riassumere in: a) eventi mancanti perchè l'area epicentrale era situata in una zona scarsamente sorvegliata o popolata; b) eventi sottostimati in entità per la stessa ragione; c) eventi localizzati in maniera errata e sottostimati per la stessa ragione, ed infine, per i soli dati non strumentali; d) eventi sovrastimati o addirittura inventati dalle fonti originali interpretando come terremoti fenomeni naturali di altra natura; e) eventi localizzati erroneamente nello spazio e nel tempo dovuti a interpretazione errata degli eventi storici.

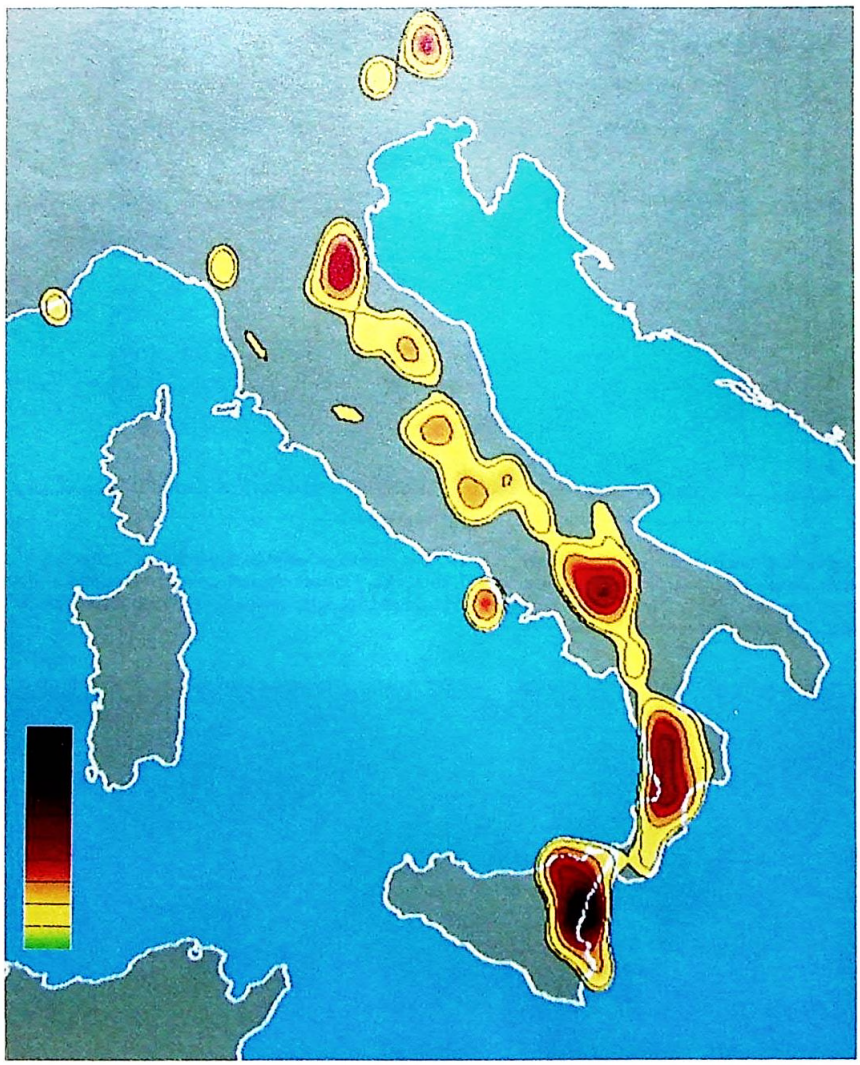
È possibile ricondurre ciascuno di questi fattori a un unico e più generale problema di *completezza* del catalogo. Esistono due tipi di problemi riguardo alla

completezza. Il primo, che influenza qualsiasi tipo di dati, strumentali e non, al di sotto di una certa soglia, è di tipo spaziale e ha origine dal fatto che in generale ogni rete di strumenti (o di osservatori nel caso di registrazioni non-strumentali) ha una sensibilità disomogenea a causa della sua geometria. Il secondo è temporale e riguarda tutte le situazioni in cui la capacità risolutiva e l'affidabilità dipendono dal tempo, ciò che si verifica nella totalità dei casi pratici.

L'incompletezza del catalogo fa sì che la sismicità in esso riportata, detta sismicità apparente, sia diversa dalla sismicità reale. Di norma la sismicità apparente presenta un quadro distorto della realtà, inficiando la validità di qualsiasi analisi dell'attività del passato, e quindi di previsione dell'attività futura. Pertanto, una puntuale valutazione della funzione di completezza è di vitale importanza per prevedere correttamente i terremoti futuri. In generale, la sismicità apparente può essere scritta come il prodotto di due funzioni, la sismicità reale e la completezza. Quest'ultima è a sua volta funzione della posizione e del tempo ed è essenzialmente determinata da ragioni storiche di difficile identificazione pratica. Può essere però ragionevolmente assunta come crescente col tempo. Poiché la funzione di completezza al tempo attuale è facilmente calcolabile dal potere risolutivo delle attuali reti sismiche strumentali, è possibile per i dati recenti calcolare l'intervallo nel quale essi sono completi. Ciò permette, tramite opportune tecniche statistiche, di identificare e correggere i problemi di incompletezza in maniera molto soddisfacente per tutto il catalogo.

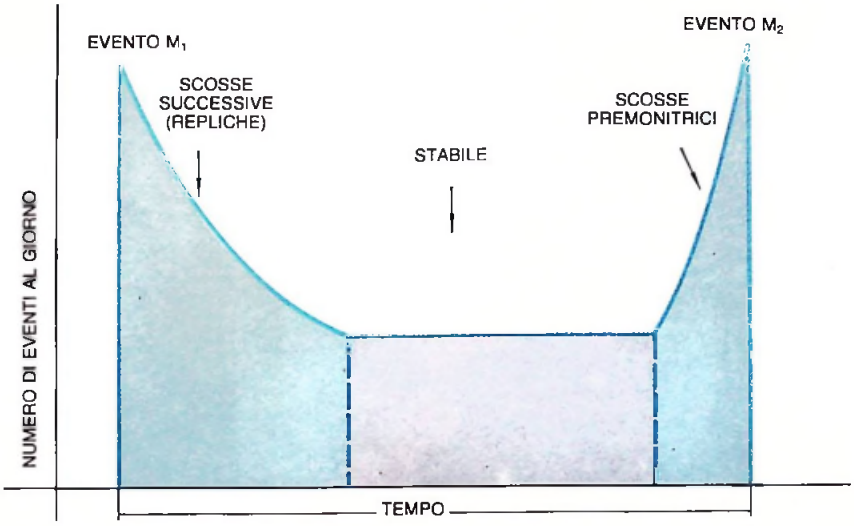
Relativamente al territorio italiano, sono disponibili al momento diversi cataloghi sismici, tutti basati su aggiornamenti e revisioni più o meno sostanziali del catalogo che l'ENEL aveva realizzato una decina d'anni or sono nell'ambito di una scelta sicura dei siti delle centrali nucleari. La grande tradizione storica del nostro paese fa sì che i cataloghi sismici italiani siano i più vasti e meglio documentati del mondo, ancorché inevitabilmente affetti dai problemi sopra citati. In particolare, il miglior catalogo disponibile al momento è quello redatto dall'Istituto nazionale di geofisica. Esso copre l'arco degli ultimi 3500 anni e viene continuamente aggiornato coi dati della Rete sismica nazionale dello stesso ente; consta a tutt'oggi di oltre 40 000 eventi. Tenendo presente che l'analisi è di tipo statistico, l'estensione temporale e la dimensione del catalogo sono fattori fondamentali per la validità dei risultati.

Una volta corretto il catalogo sismico per l'incompletezza, è possibile identificare geograficamente con buona affidabilità le regioni tettoniche del nostro paese in cui è concentrata la massima attività sismica. Le zone cioè dove si sono verificati, e dove quindi si verificheranno in futuro, i terremoti potenzialmente più distruttivi. Da queste zone è stata esclusa l'attività sismica profonda del basso Tirreno, che, pur riguardando forti terremoti non ha effetti distruttivi in superficie. Sono invece incluse le zone vulcaniche dell'Etna e di Ischia, anche se le loro caratteristiche sono diverse da tutte le altre. In queste due zone, infatti, i terremoti vengono generati dalla dinamica del sistema vulcanico e hanno origine estremamente superficiale. Il loro rilascio di energia è limitato, ma poiché avviene molto vicino alla superficie può produrre effetti violenti, anche se concentrati in una zona molto ristretta vicino all'epicentro.

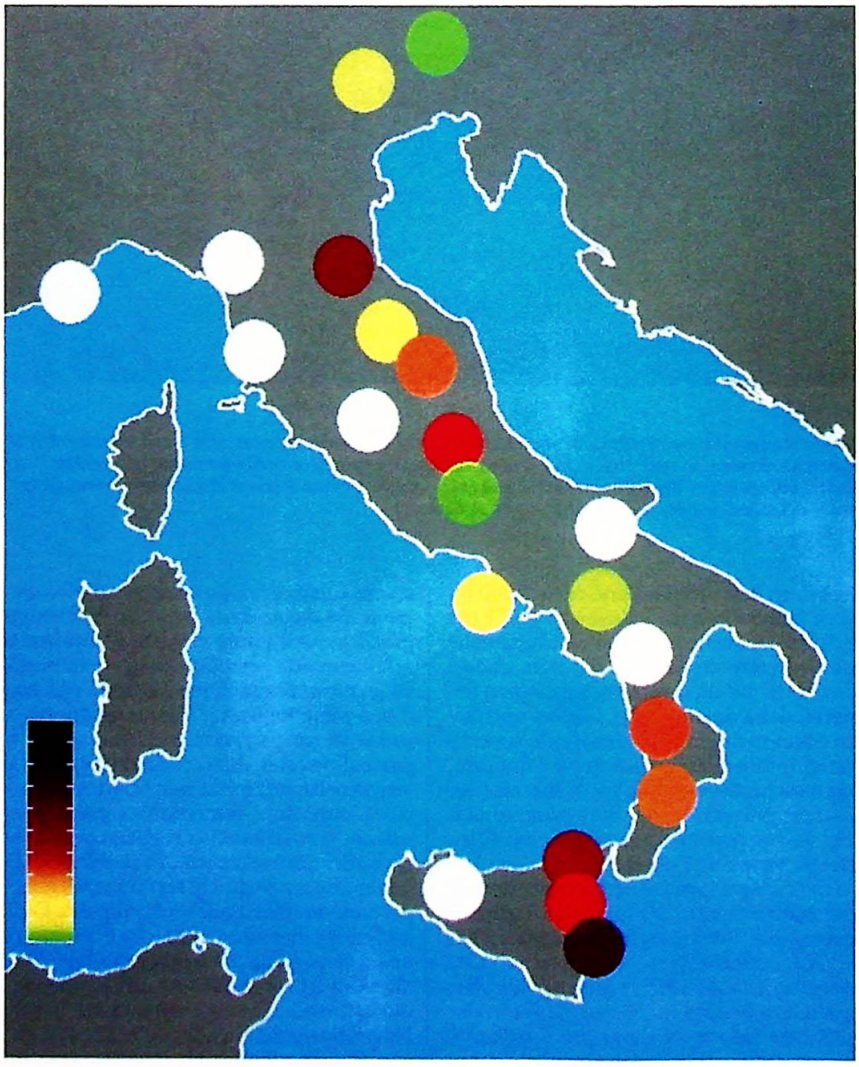


In questa cartina sono indicate le zone tettoniche del territorio italiano nelle quali si concentra l'attività sismica, le zone cioè in cui si sono verificati, e quindi si verificheranno, i terremoti potenzialmente più distruttivi. L'attività sismica cresce a mano a mano che si passa, secondo la scala dei colori mostrata a lato, dal verde al nero.

Come si può notare, sono molte le zone del nostro territorio esposte al rischio di distruzioni da terremoto: buona parte delle Alpi orientali, la quasi-totalità della dorsale Appenninica centro-meridionale e la Sicilia orientale. Questa mappa indica soltanto «dove» avverranno i prossimi eventi sismici distruttivi senza considerare in nessuna maniera «quando». Anche se a prima vista questa può apparire un'informazione di poca utilità pratica, in realtà è vero il contrario: essa è la base prima su cui fondare un programma di *prevenzione dei danni*. Purtroppo, se risolvere il problema dal punto di vista scientifico è relativamente semplice, mettere in pratica un programma di prevenzione efficace è ben più complesso. Così, soprattutto a causa di un patrimonio edilizio in gran parte di vecchia data, costruito senza criteri antisismici, e che non viene sottoposto a opportuni interventi di consolidamento, si continuano a registrare esiti catastrofici anche in caso di terremoti relativamente modesti. Un terremoto di energia comparabile a quello di Augusta-Carlentini del dicembre 1990, che è costato la vita a 14 persone, e ha prodotto danni per alcune migliaia di miliardi, in Giappone o in California non avrebbe nemmeno turbato la quotidianità. Il *gap* si acuisce nel caso dei grandi terremoti. I bilanci di due forti terremoti di energia simile, come quello dell'Irpinia del 1980 e quello di San Fernando del 1971, che colpì l'area metropolitana di Los Angeles furono rispet-



Nel ciclo sismico si possono distinguere quattro fasi: evento principale, repliche (*aftershocks*), stato stabile e scosse precorritrici (*foreshocks*). In realtà, i fattori che influenzano la sismicità sono tanti e la loro interazione è così complessa che l'andamento schematico del ciclo sismico è spesso mascherato da fluttuazioni statistiche.



La probabilità di un evento sismico molto distruttivo entro i prossimi venti anni nelle zone tettonicamente attive del nostro paese nelle quali è concentrata la massima attività sismica. In molte zone, indicate in bianco, il numero di cicli sismici noti è insufficiente, e non è possibile stimare statisticamente la probabilità di un prossimo evento.

tivamente di oltre 3000 morti e almeno 100 000 miliardi di danni, contro alcune decine di vittime e danni irrisori. Questa differenza non è, purtroppo, notizia recente: i famosi terremoti di San Francisco del 1906 e di Messina del 1908, anch'essi di energia analoga e con epicentri in aree densamente popolate, fecero rispettivamente 700 e oltre 100 000 vittime.

Se è relativamente semplice prevedere con buona affidabilità *dove* avverranno i futuri terremoti distruttivi, molto più difficile è prevedere *quando* questi si verificheranno. Le stime possibili, che vengono spesso classificate come previsioni a lungo, medio e breve termine in relazione all'intervallo stimato tra previsione e terremoto (tipicamente anni, mesi e giorni), sono basate sull'esistenza di regolarità nel verificarsi dei terremoti. Le principali regolarità sono l'andamento ciclico della sismicità e il ripetersi di un insieme ben definito di fenomeni precursori prima di ogni terremoto, indipendentemente dalle condizioni tettoniche. In linea di principio, l'osservazione di fenomeni precursori, dei quali viene presentata una descrizione dettagliata in altri lavori di questo quaderno, dovrebbe garantire previsioni più accurate. In pratica, però, come si è già detto, l'osservazione strumentale inequivocabile di uno o più precursori si è rivelata estremamente difficile anche nell'ambito dei più sofisticati - e finanziati - programmi di ricerca specifici realizzati in Giappone e negli Stati Uniti. Una osservazione credibile di precursori sismici è al momento comunque impossibile in Italia, dove manca un programma specifico di studi intensivi. Dobbiamo perciò basare le nostre stime relative al «quando» si verificheranno i prossimi terremoti distruttivi esclusivamente sui cicli sismici.

In un ciclo sismico possiamo distinguere quattro fasi: l'evento principale, le sue repliche, un lungo periodo di bassa sismicità, e un aumento piu o meno progressivo di eventi immediatamente precedente il terremoto principale successivo. La quarta fase, che permetterebbe una previsione a breve termine molto efficace, viene purtroppo osservata di rado. La terza fase è invece a volte accompagnata da una quasi quiescenza, e cioè da una sismicità inferiore al normale, fenomeno che viene per l'appunto annoverato tra i precursori a medio-lungo termine. Ma la caratteristica del ciclo sismico più comune, e quindi più affidabile, è la costanza, in senso statistico, del tempo medio di ciclo, detto *tempo di ritorno*. È così possibile, studiando la distribuzione statistica degli intervalli di tempo trascorsi tra eventi successivi nella stessa zona epicentrale e considerando il tempo trascorso dall'ultimo evento, stimare la probabilità che un altro evento si verifichi in un dato istante del futuro. In pratica, la probabilità che si verifichi un terremoto molto distruttivo nel prossimo futuro è alta nelle zone in cui il tempo trascorso dall'ultimo evento di questo tipo è grande rispetto al tempo medio di ritorno. Si noti come tale caratteristica sia contraria al senso comune, che tende spes-

so a «dimenticare» gli eventi più remoti. I tempi di ritorno dei terremoti molto distruttivi nel nostro paese sono lunghi, dell'ordine del secolo. Questo fa sì che l'ultimo evento svanisca facilmente nella memoria collettiva. Se poi nella zona si verifica una quasi-quiescenza sismica, la logica comune può addirittura portare a interpretare questo precursore alla stregua di una manifestazione di «tranquillità» immodificabile.

I lunghi tempi di ritorno dei terremoti molto distruttivi hanno anche un effetto cruciale sull'accuratezza delle stime: nonostante la grande estensione temporale del catalogo, è possibile osservare soltanto un numero limitato di cicli di ciascuna zona epicentrale. L'affidabilità e l'accuratezza ottenibili sono di conseguenza ridotte. La probabilità che si verifichi un evento molto distruttivo nell'arco dei prossimi 20 anni è alta (oltre il 50 per cento) nell'avampaese Ibleo, nell'Appennino forlivese e nella zona di Naso-Capo d'Orlando in Sicilia nord-orientale; decisamente inferiore (tra il 20 e il 40 per cento) è nella Marsica, sulle pendici orientali dell'Etna, nel Cosentino, nella zona di Fabriano, nel Golfo di S. Eufemia e a Ischia.

Molto bassa (inferiore al 15 per cento) è nella zona di Città di Castello, nel Bellunese, in Irpinia, in Friuli e nella zona di Avezzano. Esistono poi molte zone che sono state epicentro di eventi molto distruttivi, ma nelle quali il numero di cicli è insufficiente per uno studio statistico. Per esse non è quindi possibile stimare la probabilità di un evento nei prossimi anni, anche se rimane comunque la certezza che presto o tardi saranno di nuovo colpite da un forte terremoto.

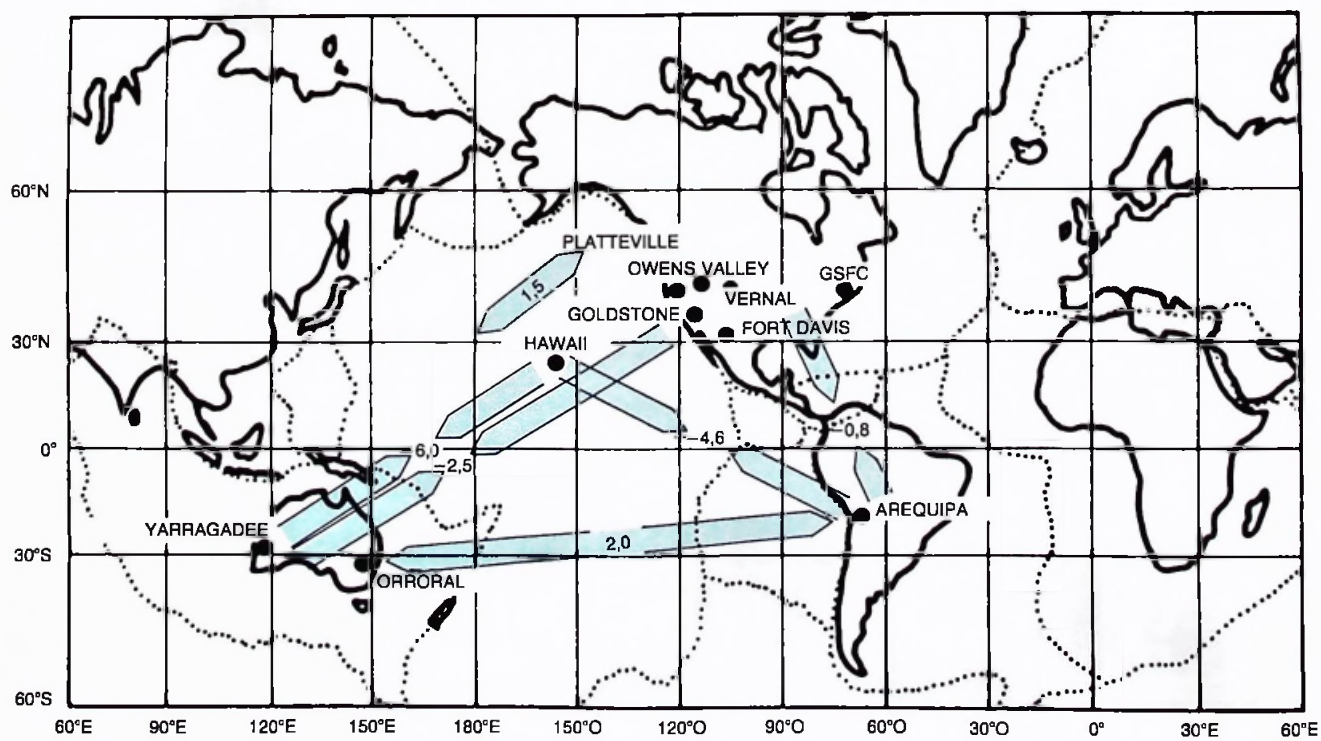
Deformazioni crostali e sismicità

di Vladimiro Achilli
e Paolo Baldi

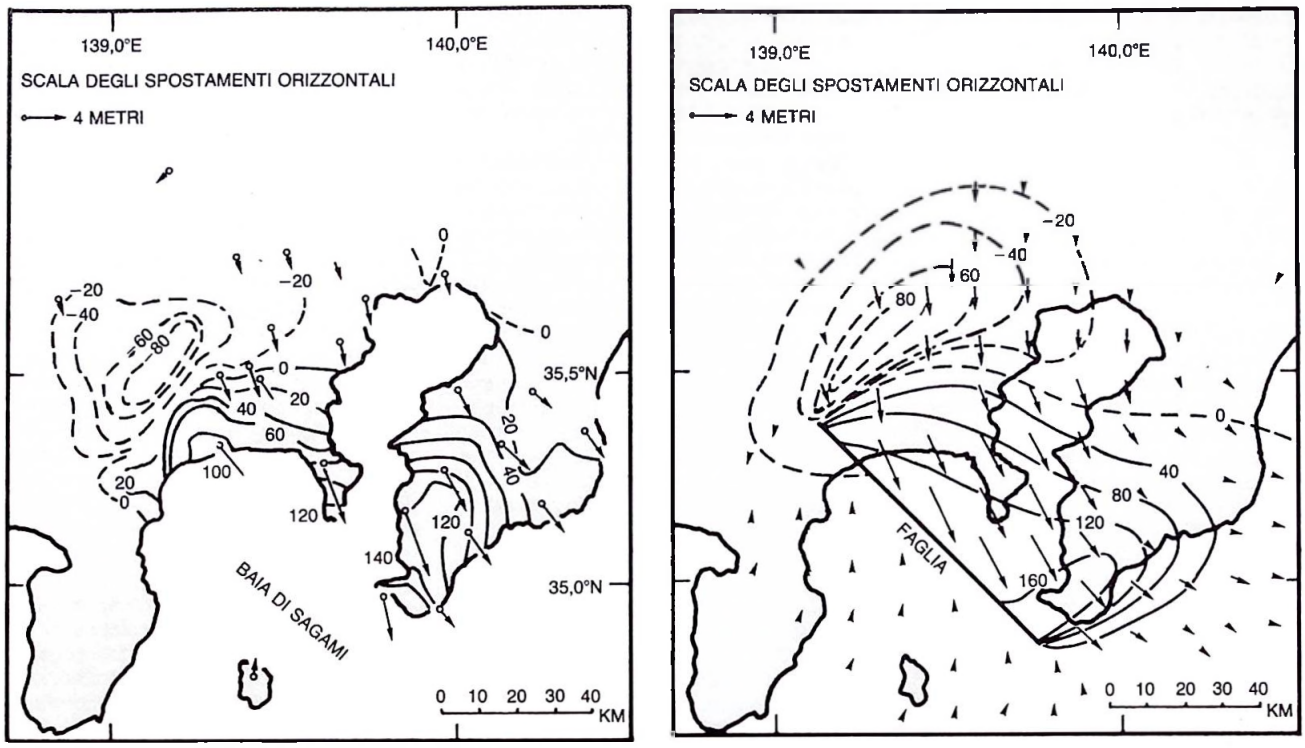
I metodi della geodesia classica e spaziale possono portare un notevole contributo alla comprensione dei meccanismi che sono all'origine dei movimenti tettonici

La maggior parte dei terremoti si verifica lungo fasce abbastanza ben definite e ristrette della crosta terrestre, la cui distribuzione è stata studiata e chiarita con l'ausilio della teoria della tettonica a zolle. Secondo questo modello, la litosfera, cioè l'involucro più esterno della Terra, è costituito da diversi grandi blocchi o zolle rigide, in movimento l'una rispetto all'altra. In prossimità e lungo i margini di queste zolle il movimento relativo produce un accumulo di sforzi e, di conseguenza, si verificano processi di deformazione della crosta terrestre legati a fenomeni geofisici quali il vulcanismo, l'orogenesi, la formazione di fosse oceaniche e i terremoti. Per sviluppare una migliore conoscenza dei meccanismi che sono all'origine dei movimenti tettonici, per comprendere come le zolle rispondano a queste sollecitazioni e spiegare, inoltre, come i terremoti siano la manifestazione più evidente di questi processi, è necessario poter valutare i movimenti e l'accumulo di deformazione su scala globale. Poiché l'ordine di grandezza dei movimenti relativi dei blocchi continentali è stimato essere dell'ordine di alcuni centimetri all'anno, nella determinazione della posizione di punti distibuiti sulla superficie terrestre e distanti fra loro centinaia o migliaia di chilometri si devono utilizzare sistemi sufficientemente precisi per verificare il movimento in intervalli di tempo ragionevolmente brevi.

Senza dubbio risulta più complesso lo studio delle deformazioni lungo i margini delle zolle, dove cioè i diversi blocchi vengono a contatto e lo spostamento dell'uno rispetto all'altro incontra una resistenza dovuta al manifestarsi delle forze d'attrito. I meccanismi che hanno prodotto le strutture geologiche recenti sono in molti casi tuttora attivi e sono quindi la causa di accumulo di sforzi e deformazioni e del



Modello dei movimenti relativi delle zolle circumpacifiche e velocità media di spostamento (cm/anno) desunta dalla velocità di espansione dei fondi oceanici (modello di Minster e Jordan), e dai dati ottenuti con telemetria laser e VLBI.



Movimenti del suolo associati al terremoto di Kouto, Giappone, (1923, Magnitudo = 7,9). Nella mappa a sinistra sono indicate (in centimetri) le deformazioni cosismiche verticali e orizzontali effettivamente misurate, in quella a destra le deformazioni calcolate in base a un modello teorico.

conseguente rilascio di energia sotto forma di terremoti. Lo studio delle deformazioni crostali recenti ai margini delle zolle tettoniche, o in aree sismiche, contribuisce ad approfondire la nostra comprensione di questi fenomeni; insieme alle informazioni derivate dalla sismologia, questi effetti rilevati in superficie consentono di affinare la conoscenza dei processi crostali profondi.

L'esecuzione e la ripetizione nel tempo di rilievi geodetici, (misure di distanze, angoli, differenze di quota, direzione e intensità del campo di gravità), risulta essere il mezzo più efficace per l'osservazione e il controllo del campo di deformazione associato all'evento sismico. Perché queste informazioni siano utili è necessario poter separare le deformazioni che, in generale, sono direttamente e temporalmente legate al terremoto, dai movimenti più lenti che possono precedere e seguire l'evento stesso. Il terremoto, infatti, è preceduto da un progressivo accumulo di sforzi elastici con conseguente deformazione della crosta. Quando gli sforzi aumentano, tanto da superare la resistenza delle rocce, si ha come conseguenza la frattura delle rocce stesse lungo superfici di minor resistenza (piani di faglia) e il rilascio dell'energia di deformazione accumulata.

Fra i numerosi esempi che si possono riportare, ricordiamo il caso delle deformazioni verticali del suolo registrate prima del disastroso terremoto (magnitudo 7,5) verificatosi a Niigata, in Giappone, nel 1964. Nel corso dei 10 anni che hanno preceduto il terremoto sono state osservate notevoli deformazioni nell'area epicentrale. In particolare, i dati relativi a una serie di controlli altimetrici di alta precisione, eseguiti a partire dal 1898, mostrano significative variazioni nella quota dei punti presi in esame. Dal 1898 al 1950 si osservarono movimenti quasi lineari, e di entità modesta (1 mm/anno), mentre attorno al 1950, circa 14 anni prima del terremoto, l'entità del movimento aumentò improvvisamente (di 10 volte) nei punti vicini all'area epicentrale. In alcuni capisaldi fu registrata una attenuazione del movimento, mentre in altri il lento fenomeno di subsisdenza si trasformò in un rapido sollevamento. Si rilevarono, inoltre, notevoli movimenti co-sismici, collegati quindi in senso stretto al verificarsi del terremoto, in tutti i punti prossimi all'area epicentrale, movimenti che misero anche in evidenza una inversione nella direzione del moto: dal sollevamento, che aveva caratterizzato la fase pre-sismica, si passò a fenomeni di subsidenza.

Un comportamento analogo fu osservato nel caso del terremoto di Matsushiro (Giappone) del 1965. Dall'analisi dei dati ottenuti effettuando controlli altimetrici prima e dopo il sisma, è risultato che dal 1894 al 1957 la regione di Matsushiro fu interessata da una subsidenza lenta, mentre dal 1957 al 1965 l'entità del fenomeno aumentò (2,5-5,0 mm/anno). Il successivo innalzamento, legato allo sciame sismico, risultò poi superiore ai 10 mm/anno. Un altro esempio significativo è fornito dalle deformazioni del terreno che si poterono registrare già molti anni prima del forte terremoto del 1964 in Alaska. Confrontando i dati relativi a successive serie di controlli altimetrici effettuati negli anni 1923, 1944 e 1964 fu possibile individuare forti movimenti di subsidenza di entità superiore ai 65 mm/anno.

In coincidenza con il terremoto campano-lucano del 23 novembre 1980 (magnitudo 6,9) i movimenti verticali differenziali misurati raggiunsero i 70 centimetri.

Esistono poi numerosi esempi di deformazioni post-sismiche, di movimenti cioè della superficie terrestre che possono essere osservati dopo il verificarsi di un terremoto. Un caso ben noto è quello di Nankaido (Giappone) dove, in seguito a un terremoto di magnitudo M = 8,2 che ebbe luogo nel 1946, il terreno si sollevò di circa due metri nel corso dei successivi due anni, e movimenti verticali più lenti continuarono per vent'anni.

Una deformazione di questo tipo si verificò anche nel corso dei dieci anni successivi al grande terremoto dell'Alaska (M = 8,4) del 1964. Movimenti post-sismici, principalmente orizzontali, furono invece registrati in California per parecchi anni dopo il terremoto di Parkfield del 1966 (M = 5,5) e per diversi mesi dopo il terremoto di Coyote Lake del 1979 e il terremoto di Imperial Valley del 1979. Sono riportate, inoltre, prove di deformazioni del suolo verificatesi durante un periodo di almeno trent'anni dopo il terremoto di San Francisco del 1906.

Nell'ipotesi di una Terra perfettamente elastica si dovrebbero osservare deformazioni lente solo nella fase di accumulo di sforzo prima del terremoto. La deformazione connessa al terremoto si verifica in pochi secondi o al più in poche decine di secondi, in relazione alle caratteristiche della sorgente sismica come, per esempio,

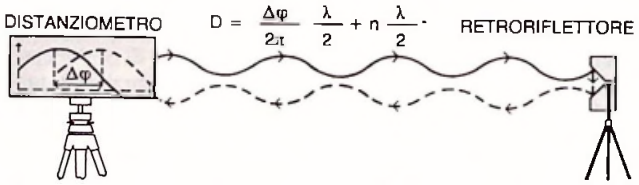
le dimensioni della faglia e la velocità di rottura della roccia. Le numerose osservazioni di deformazioni post-sismiche, mostrano però che il terremoto è solo un episodio di un più lungo e vasto processo di rilascio di energia. Poichè un insieme di altri dati geofisici indica l'esistenza di una zona con proprietà non elastiche, l'astenosfera (al di sotto della litosfera), sembra naturale attribuire le deformazioni post-sismiche a processi di rilascio di energia che si verificano in tale zona.

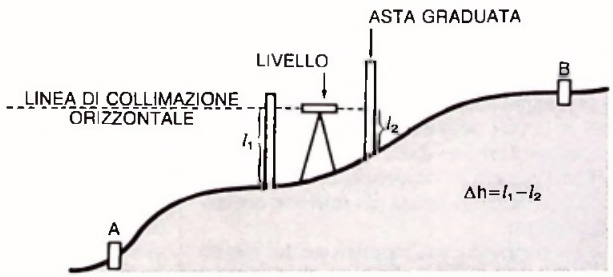
La possibilità di rilevare movimenti della crosta terrestre, sia su scala globale, sia su scala regionale o locale, costituisce ai giorni nostri uno degli obiettivi di maggiore interesse geodetico. Ciò è dovuto al fatto che, in questi ultimi decenni, le innovazioni tecnologiche hanno contribuito in modo determinante all'evoluzione dei metodi utilizzati nelle operazioni di misurazioni specifiche di questa disciplina. Infatti, da un lato lo sviluppo degli elaboratori elettronici ha reso possibile la gestione e l'analisi di grandi quantità di dati che, in altro modo, difficilmente avrebbero potuto essere trattati; dall'altro la realizzazione di strumenti moderni e l'uso dei satelliti artificiali ha portato a un considerevole salto qualitativo nelle applicazioni fondamentali della geodesia. Le misure classiche effettuate a terra, quali quelle di triangolazione, misure di distanza e differenze di quota e gravità consentono di determinare la posizione relativa di punti sulla superficie fisica della Terra e la variazione della posizione stessa nel tempo solo per aree limitate.

Per quanto concerne l'osservazione di possibili movimenti orizzontali i metodi di triangolazione hanno permesso di ottenere in passato, nella determinazione della lunghezza dei lati di un triangolo, precisioni dell'ordine di 10^{-5} che non sempre sono sufficienti a evidenziare le deformazioni, in generale molto lente, caratteristiche dei processi tettonici. Migliori risultati si ottengono attualmente mediante l'impiego di distanziometri elettromagnetici che consentono di raggiungere precisioni dell'ordine di 10^{-6} nella misura di distanze varianti da pochi metri fino a 50 chilometri e oltre. Il principio generale di misurazione è basato sull'emissione, a un estremo della distanza da misurare, di un'onda elettromagnetica che viene rinviata da un riflettore posto all'altro estremo e infine ricevuta dopo un intervallo di tempo ΔT nello stesso punto di emissione. Le possibilità di misurare tale quantità sono diverse: oltre al metodo che consente la determinazione diretta del tempo di percorso di un segnale luminoso a impulsi, metodo utilizzato per misurazioni di grandissime distanze (telemetria con satelliti artificiali), la tecnica usuale impiegata per i distanziometri è quella basata sulla modulazione in ampiezza o in intensità della radiazione luminosa emessa dallo strumento e sulla valutazione dello sfasamento fra l'onda in partenza e l'onda riflessa.

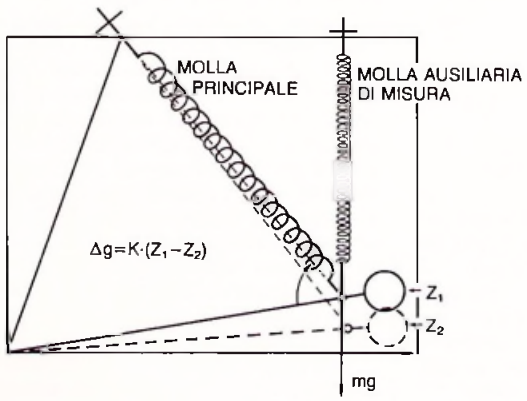
Per quanto riguarda lo studio delle deformazioni verticali del suolo le tecniche moderne (livellazione geometrica) permettono di operare con precisioni assai elevate, dell'ordine del millimetro per chilometro di livellazione, sia per quel che riguarda movimenti localizzati sia per lo studio di aree più vaste. Precisioni di questo tipo richiedono, tuttavia, la misurazione contemporanea del campo di gravità locale per poter evidenziare quelle variazioni di quota che sono legate alla deformazione della superficie equipotenziale e possono essere imputate a ridistribuzioni di masse o a variazioni di densità nella crosta terrestre. La difficoltà di monitorare con sufficiente densità e frequenza le aree di interesse, utilizzando le metodologie sopra accennate, può essere superata con l'ausilio di misurazioni mareografiche, estensimetriche, clinometriche, che consentono una registrazione continua delle deformazioni.

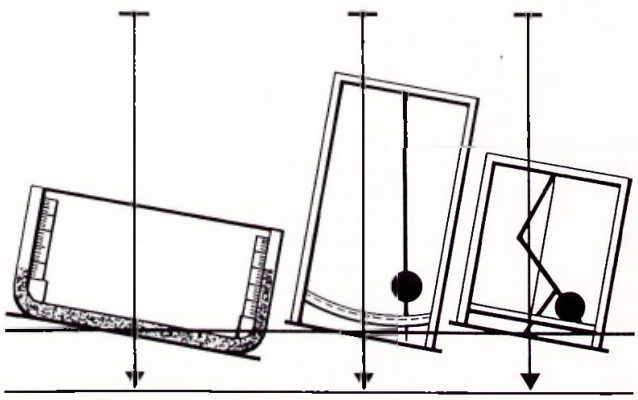
La ricerca spaziale ha sviluppato metodologie sempre più sofisticate per le applicazioni di geodesia geometrica e fisica;



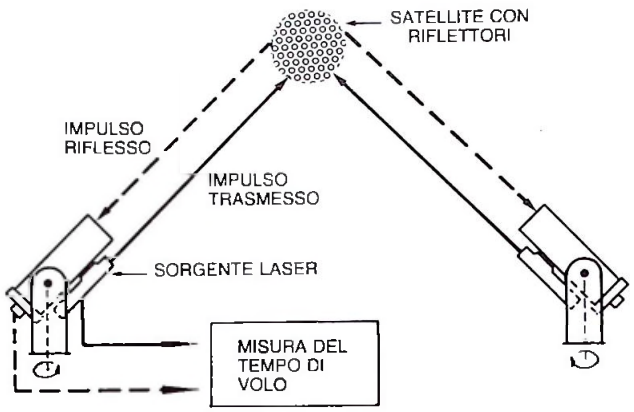


A sinistra è rappresentato schematicamente il principio generale di misura dei distanziometri elettromagnetici che consentono di osservare movimenti orizzontali con precisioni dell'ordine di 10^{-7}. A destra è descritta la tecnica della livellazione geometrica. È questa un'operazione che consente di misurare con altissima precisione la differenza di quota tra due punti *A* e *B* situati sulla superficie del terreno. Il procedimento per eseguire la misura è il seguente: si pongono due aste graduate tra due punti vicini e se ne determina la differenza di quota Δh. La somma dei due dislivelli parziali darà la differenza di quota tra i punti *A* e *B*.





A sinistra è illustrato il principio su cui si basano i gravimetri moderni. Si tratta di un dinamometro in cui le variazioni della posizione di equilibrio di un sistema elastico al quale è appesa una massa sono proporzionali alle variazioni dell'accelerazione di gravità. I clinometri invece (*figura a destra*) forniscono una misura continua della variazione di inclinazione tra superficie fisica della Terra e superficie di livello del campo di gravità. Il primo clinometro a sinistra si basa su un sistema idrostatico o a livella, quello al centro su un sistema a pendolo verticale e quello a destra su un sistema a pendolo orizzontale. Questi apparati sono estremamente sensibili e consentono di rilevare variazioni di inclinazione dell'ordine di 10^{-9} radianti.



Lo schema a sinistra descrive la tecnica della telemetria laser con satellite artificiale. Per semplicità sono rappresentate due sole stazioni telemetriche poste a terra. La fotografia a destra mostra la superficie esterna rivestita di specchi del satellite LAGEOS lanciato dalla NASA nel 1976; esso è costituito da una sfera rigida di 60 centimetri di diametro, ricoperta da 426 specchi, e viene posizionato in orbita - tramite un razzo vettore - ad una altezza di 6000 chilometri dalla superficie terrestre.

in particolare le tecniche spaziali permettono di superare alcuni dei limiti propri della metodologia classica e hanno la potenziale capacità di misurare linee di base tra stazioni separate da centinaia o migliaia di chilometri con precisione dell'ordine del centimetro.

Verso la fine degli anni sessanta, grazie allo sviluppo degli studi di radioastronomia, veniva utilizzato il sistema internazionalmente noto come VLBI (Very Long Baseline Interferometry) per il posizionamento dei grandi radiotelescopi e delle radiosorgenti. Lo sviluppo tecnologico degli ultimi decenni ha aperto la strada a un impiego anche geodetico di questi complessi strumenti.

Un interferometro consiste di due o più antenne che osservano la stessa radiosorgente extragalattica (quasars, radiogalassie) che emette onde di lunghezza centimetrica. Le antenne, o radiotelescopi, non sono necessariamente connesse elettricamente fra di loro; a ogni stazione un oscillatore atomico fornisce il campione di tempo e frequenza. È possibile misurare la differenza del tempo di arrivo di un fronte d'onda (supposto piano a causa dell'enorme distanza della sorgente) alle due stazioni; poiché il tempo di ritardo varia a causa della rotazione terrestre, un secondo elemento, la derivata del primo, è ottenibile sempre tramite correlazione fra i segnali ricevuti dalle due antenne. Ciò equivale a misurare la proiezione della distanza tra i due osservatori, nella direzione della radio-sorgente, e la sua variazione. Effettuando misure a sorgenti diverse, è possibile determinare la posizione di ciasuna stazione con grande precisione.

La prima misura eseguita con la tecnica VLBI è stata effettuata nel 1969, tra due osservatori statunitensi separati da una distanza di 845 chilometri; allora si stimò che l'errore fosse di un metro. Misure più recenti e confronti con altre metodologie hanno confermato la possibilità di ridurre l'errore a livello centimetrico.

I satelliti artificiali vengono invece utilizzati come punti di riferimento esterni alla superficie terrestre, rispetto ai quali si determina la posizione della stazione sulla Terra. Volendo determinare la posizione assoluta di un osservatore, è necessario conoscere negli istanti di osservazione le coordinate del satellite; gli errori di queste influenzano direttamente il risultato. Nel posizionamento relativo, invece, effettuando l'osservazione simultanea dello stesso oggetto da due o più stazioni, l'effetto di questi errori sistematici si riduce, essendo simile per tutti gli osservatori. In pratica, nelle applicazioni di altissima precisione la posizione del satellite, definita in generale tramite l'osservazione continua da stazioni le cui coordinate sono state precedentemente calcolate, può venire ulteriormente raffinata; ciò viene fatto contemporaneamente al calcolo delle coordinate dei punti di osservazione di posizione incognita.

I satelliti utilizzati per queste applicazioni geodetiche possono venire equipaggiati con retroriflettori, che consentono di rinviare alla stazione emittente il segnale luminoso (luce laser impulsata), indirizzato per mezzo di un sistema telescopico di trasmissione; l'impulso riflesso è ricevuto dopo un intervallo di tempo misurabile con un orologio atomico. Il segnale consiste in un impulso di brevissima durata (da pochi nanosecondi a qualche centinaio di picosecondi). Le operazioni di trasmissione e ricezione del segnale e il conteggio degli impulsi sono controllati mediante calcolatore elettronico. Dalle misure del tempo, e conoscendo la velocità di propagazione della luce nell'atmosfera, è possibile desumere la distanza osservatore-satellite con errori di pochi centimetri. I satelliti utilizzati in questo tipo di studi devono trovarsi in un'orbita sufficientemente alta perché il loro moto sia influenzato il meno possibile da effetti difficili da rappresentare come, per esempio, quelli prodotti dalle asimmetrie del campo di gravità della Terra, dalla radiazione solare riflessa dalla supeficie terrestre e dall'attrito atmosferico.

Le osservazioni condotte dalle numerose stazioni operanti in tutto il mondo stanno fornendo in questi ultimi anni le prime indicazioni deterministiche sul movimento relativo delle placche tettoniche.

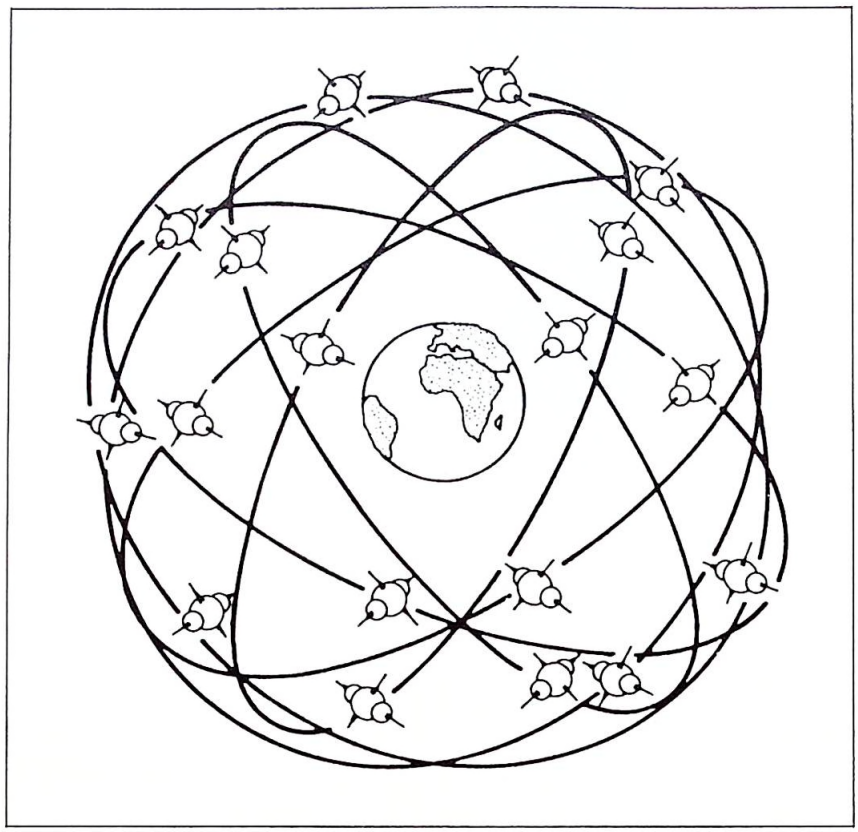
Un altro esempio dell'utilizzo dei satelliti artificiali per il posizionamento a terra è fornito dal sistema NAVSTAR Global Positioning System (GPS), nato per fornire in tempo reale, in qualsiasi condizione atmosferica e in maniera continua in ogni parte del globo, la posizione di un osservatore a terra.

Sviluppato dal Dipartimento della difesa americano nel corso degli anni settanta, prevede l'impiego di 21 satelliti in un'orbita circolare a una altezza di circa 20 000 chilometri.

In questo caso i satelliti sono attivi e trasmettono segnali di navigazione modulati su due portanti, entrambe multiple della frequenza fondamentale degli oscillatori atomici di bordo. Queste due portanti vengono modulate in modo da trasmettere tre tipi di segnale: due codici (sequenze binarie governate da un algoritmo noto) e un messaggio di navigazione. Quest'ultimo è un segnale che contiene l'identificazione del satellite, l'almanacco dell'intera costellazione, l'orbita aggiornata di quel satellite, il tempo di riferimento e altre informazioni che vengono regolarmente inviate alla memoria di bordo quando il satellite transita quotidianamente sopra il centro di controllo.

Il principio di funzionamento del ricevitore consiste nel generare il segnale analogo a quello trasmesso dal satellite e nel riconoscere, per ciascun satellite e a ogni istante, la sequenza codificata sulle portanti. Lo sfasamento tra la fase del segnale inviato dal satellite e un segnale analogo generato dal ricevitore dipende dalla distanza Terra-satellite. Se il satellite e la stazione non fossero in movimento relativo, lo sfasamento sarebbe costante; il movimento produce variazioni della frequenza del segnale in arrivo e della differenza di fase, che può essere misurata con errori dell'ordine del millimetro. Questa quantità viene utilizzata per determinare, tramite calcoli complessi, la posizione relativa di due o più osservatori.

Nell'esecuzione delle misure geodetiche una delle cause di maggiore indeterminazione è la rifrazione atmosferica. Ciò



I satelliti GPS sono distribuiti su tre piani orbitali sfasati sull'equatore di 120° e inclinati di 55° rispetto al piano equatoriale. Il raggio delle orbite, praticamente circolari, è di circa 26 500 km. Questo valore comporta un periodo orbitale di 12 ore siderali. Queste caratteristiche orbitali fanno sì che da un punto qualsiasi della superficie terrestre e a qualsiasi ora del giorno siano simultaneamente visibili almeno quattro satelliti; per un dato punto di osservazione la stessa configurazione si ripete sulla sfera celeste locale a intervalli di 23h 56m.

è vero, in particolare, per le misure elettromagnetiche di distanza a causa della limitata conoscenza che si può avere dell'indice di rifrazione dell'aria. Generalmente, per calcolare l'indice di rifrazione medio lungo la linea, si utilizzano misure di parametri atmosferici effettuate in singoli punti ed estrapolate poi all'intero percorso mediante modelli generali. In realtà il gradiente di temperatura, ovvero la variazione della temperatura con la quota, presenta andamenti variabili che, in particolare vicino alla superficie del terreno, possono dipendere oltre che dalle condizioni meteorologiche anche dal profilo topografico, dalla stazione, dal giorno e dall'ora in cui viene effettuata la misurazione. Un approccio differente consiste nell'effettuare la misurazione di distanza ricorrendo a sorgenti luminose a differenti lunghezze d'onda e utilizzando il principio della dispersione atmosferica. Si può intuire che nel caso delle tecniche spaziali il percorso effettuato dal segnale nell'atmosfera è in genere minore di quello che si avrebbe, in direzione orizzontale, eseguendo misure a terra tra le due stazioni; di conseguenza risulta anche minore l'errore legato alla valutazione dell'indice di rifrazione.

Una delle aree sismiche più intensamente studiate nel mondo è senza dubbio la California meridionale, dove il moto relativo fra la zolla Pacifica e quella Nord-americana ha prodotto una zona di complesse deformazioni e il formarsi di numerose faglie attive. I fenomeni di deformazione del suolo che si verificano attualmente in quest'area, riflettono ampiamente la distribuzione su scala regionale dello sforzo prodotto dal moto relativo dei blocchi litosferici. Tuttavia questa distribuzione può venire modificata, qui come altrove, in sede locale dalla presenza di faglie attive, dal verificarsi di eventi sismici e dagli effetti a essi correlati. L'effettuazione di ripetuti controlli geodetici, in grado di rilevare i fenomeni di deformazione in atto può fornire informazioni essenziali sia sulla natura del moto a grande scala, che avviene ai bordi delle zolle, sia su fenomeni che influenzano aree di dimensioni assai più limitate. In California, già da alcune decine di anni, vengono eseguiti con sistematicità controlli geodetici. La raccolta, poi, dei dati di tringolazione, disponibili sin dal 1882, ha consentito di studiare su un lungo periodo di tempo il potenziale sismogenetico di quest'area, sebbene le precisioni dei dati più antichi non possano essere paragonate, nella determinazione delle distanze, a quelle oggi ottenibili con misure dirette (le quali tuttavia, negli ultimi vent'anni, hanno confermato l'indicazione fornita dalle misure precedenti). I risultati di numerosi studi, che hanno fatto uso di dati geodetici classici, hanno messo in luce che, nella parte centrale della faglia di San Andreas, il moto relativo dovrebbe essere dell'ordine di 30 o 40 millimetri all'anno, mentre la ricostruzione tettonica dell'area indica che il moto relativo fra la zolla Pacifica e quella Nord-americana, negli ultimi quattro milioni di anni, dovrebbe essere circa di 55 millimetri all'anno. L'analisi della deformazione secolare è, d'altra parte, resa più complessa dalla presenza di un intricato sistema di faglie e dalla sovrapposizione di vari fenomeni, quali deformazioni pre e post sismiche e deformazioni direttamente legate ai numerosi terremoti avvenuti nell'area in questo secolo. A questo tipo di osservazioni, proprie della geodesia classica, si è aggiunto, più recentemente, il controllo a grande scala mediante tecniche spaziali. Questa diversa metodologia, che già ha fornito risultati di sostanziale importanza sulla velocità di deformazione, permetterà in un prossimo futuro di chiarire, in modo definitivo, la discrepanza esistente fra dati geodetici e stime geologiche e tettoniche. Un esempio della potenzialità e della capacità che hanno le tecniche spaziali è costituito dai risultati forniti recentemente sia da misure VLBI, che da un esperimento in corso da ormai più di dieci anni (SAFE: San Andreas Fault Experiment). Sistemi laser collocati sugli opposti lati della faglia di San Andreas hanno effettuato a partire dal 1972, osservazioni del satellite Beacon Explorer-C e dal 1976 del LAGEOS, permettendo così di misurare, con una precisione non raggiungibile mediante tecniche geodetiche classiche, le variazioni della posizione relativa di stazioni distanti diverse centinaia di chilometri. Ciò sta consentendo di descrivere in maniera globale la complessa struttura tettonica di questa area, che è diventata sede di approfonditi studi sui meccanismi che sono alla base dell'attività sismica.

Le osservazioni geodetiche effettuate con tecniche sia classiche che spaziali porteranno, entro la prossima decade, un notevole contributo nella soluzione dei più importanti problemi nel campo della geofisica della Terra solida come, per esempio, la determinazione della velocità e delle caratteristiche di spostamento delle maggiori zolle litosferiche, e sarà quindi possibile una più rigorosa definizione del meccanismo che è all'origine dei movimenti tettonici. L'uso intensivo di tecniche di posizionamento tramite osservazioni da satelliti artificiali, caratterizzate da bassi costi di gestione, quali il GPS o altri metodi in corso di progettazione o sperimentazione, consentirà di monitorare con grandissimo dettaglio molte aree interessate da attività sismica di rilievo.

geografia sismica d'Italia

La sismicità, come il vulcanismo, non si manifesta casualmente ma ricorre in aree ben definite. Lo studio della distribuzione areale dei terremoti ha quindi un ruolo fondamentale nella comprensione e nella definizione delle aree esposte al rischio sismico. L'aspetto geografico della sismicità, in particolare di quella italiana, è stato trattato già nel secolo scorso, da studiosi come L. Pilla, A. Goiran, G. Mercalli, T. Taramelli, le cui opere a carattere regionale e la pubblicazione di veri e propri cataloghi dei terremoti sono punti di partenza obbligati per gli attuali sismologi. Tra le opere di sintesi dell'inizio del secolo va specialmente ricordata quella di M. Baratta.

La storia sismica dell'Italia evidenzia chiaramente come la sismicità risieda in alcune zone, caratterizzate da una storia geodinamica alla quale la sismicità è necessariamente connessa. I dati disponibili non consentono ancora un'analisi di dettaglio delle caratteristiche strutturali e geofisiche delle aree sismiche italiane a scopo sismogenetico; è tuttavia possibile tracciare un quadro generale della connessione tra fenomeni sismici e geologici. Inoltre, un'analisi della distribuzione spaziale degli eventi è il presupposto per studi statistici mirati alla definizione di parametri probabilistici di rischio sismico, soprattutto integrando tali elaborazioni con i dati della ricerca geologica e geofisica.

Dalla mappatura degli epicentri riportati nel Catalogo dei terremoti siamo in grado di riconoscere zone diverse per presenza e tipo di sismicità. Tale caratterizzazione sismica viene fatta tenendo conto della presenza di eventi storicamente e/o strumentalmente noti, sulla base di oltre 2000 anni di fonti storiche da cui attingere e di circa 90 anni di registrazioni strumentali. Dai dati in nostro possesso appare evidente come alcune regioni o aree italiane siano del tutto o quasi immuni dalla presenza di terremoti. La Sardegna rappresenta un esempio di regione asismica per motivi legati alla sua storia geologica.

Una scarsa attività sismica è presente anche in Alto Adige, oltre che in vaste aree del Piemonte e della Puglia. È da sottolineare come la sismicità dell'Italia settentrionale sia sparsa e più modesta, in termini di magnitudo e intensità, rispetto a quella dell'Italia centrale e meridionale dove è invece ben localizzata, specie lungo la catena appenninica, ed enormemente più elevata come magnitudo e intensità. La sismicità della regione alpina si mostra differenziata: esiste una notevole attività nel tratto delle Alpi Marittime-Alpi Cozie, con eventi il più delle volte lievi, mentre questa quasi scompare più a nord, nel dominio Pennidico. Degni di nota sono solo due terremoti, quelli del 1759 a Pinerolo e del 1808 in Val Pellice. Procedendo verso est lungo l'arco alpino si ritrova una attività sismica sparsa, ma mai intensa, in Lombardia e Trentino. Tutta questa debole sismicità è probabilmente associata alle strutture geologiche della Val Brembana e delle Alpi Giudicarie. Per quanto riguarda il Friuli le intensità manifestatesi sono invece molto elevate. La sismicità delle Alpi orientali è concentrata principalmente nelle aree pedemontane della Carnia e delle Alpi Giulie, anche di parte slovena, caratterizzate da deformazioni tettoniche recenti, poste in settori dove convergono sistemi tettonici diversi, quello dinarico e quello giudicariense, per citarne i principali. La forte sismicità delle Alpi orientali si è manifestata spesso con eventi disastrosi: 1348 Villach, 1511 Gemona, 1690 Villach, 1788 Tolmezzo, 1928 Tolmezzo, 1936 Caneva, 1976 Gemona, risentiti in gran parte dell'Europa centrale.

Una notevole ricorrenza di eventi rovinosi si ha nell'area del Garda, dove una serie di terremoti ha colpito ripetutamente le città di Brescia, Verona e Vicenza, per esempio nel 1222, 1303 e 1410. Nell'Italia nord orientale la sismicità è presente anche nel Bellunese e nel Trevigiano. In questa regione i terremoti non eccedono di norma i 20 chilometri di profondità. Scarsa sismicità si incontra in distretti quali il Milanese, l'Oltrepò pavese e in generale nella pianura lombarda a ovest del lago di Garda.

La catena appenninica, dalla Liguria all'arco calabro-peloritano soffre di un'intensa e diffusa sismicità, spesso catastrofica. La sismicità appenninica, come quella alpina, è legata all'evoluzione tettonica delle catene. Gran parte degli eventi disastrosi dell'Italia centro-settentrionale coincide però con una fascia di depressioni tettoniche recenti allineate lungo la catena appenninica, che vanno dalla Val di Magra al Mugello e Val Tiberina, Val Nerina, Aquilano, Fucino, Valle del Liri fino al Beneventano. La pericolosità sismica della catena appenninica, è indicata dagli eventi maggiori che hanno più volte devastato la fascia montana e pedemontana dell'Italia centro-meridionale.

Nella storia sismica dell'Italia appenninica si annoverano gli eventi più disastrosi mai registrati in Italia: il terremoto di Avezzano (1915), quelli dell'Irpinia (1930, 1980) nel corso degli ultimi cento anni, oltre ai grandi terremoti del passato (1456, 1461, 1703, 1694, 1857), tutti compresi nell'arco appenninico tra Umbria e Campania, che fecero decine di migliaia di morti.

Lungo la catena appenninica corrono fasce costiere a bassa o nulla sismicità, legata da una tettonica distensiva caratteristica delle aree di retropaese. Una prima fascia tirrenica va dalla Versilia alla Piana del Volturno ed è scarsamente affetta da sismicità a esclusione delle aree vulcaniche dove si ha un'attività a prevalente carattere di sciame (dovuta anche a fratturazioni connesse con il collassamento dell'apparato vulcanico). La sismicità legata alle regioni vulcaniche amiatina, vulsina, albana e flegrea è caratterizzata da ipocentri superficiali, magnitudo in genere inferiore a 4,0 e intensità storicamente non superiori all'VIII grado Mercalli. L'attività sismica delle aree vulcaniche è però molto frequente. Un'altra fascia a bassissima sismicità corrisponde alla linea costiera e pedeappenninica adriatica, a sud di Ancona sino al Gargano, con terremoti lievi e dispersi spazialmente; tale fascia non è stata ancora raggiunta dall'azione tettonica propria delle aree di avanpaese e causa della deformazione della catena appenninica. Inesistente è la sismicità della Pianura bradanica e della costa lucana (Golfo di Taranto).

Vi sono inoltre importanti aree sismogenetiche isolate, decentrate rispetto all'Appennino, quali l'Anconetano e il Gargano. Ancora a sud la Calabria detiene il primato di una sismicità diffusa e al tempo stesso vigorosa: già all'inizio del secolo lo Stato italiano aveva dichiarato sismici tutti i comuni della regione. La complessità sismica della regione è connessa con la singolarità geologica delle sue catene montuose, differenti per genesi e storia dal resto dell'Appennino: i terremoti distruttivi sono stati più di venti, i maggiori nel 1783, 1905 per finire con il catastrofico evento del 1908 che distrusse Messina, Reggio Calabria e le regioni circostanti con un numero di vittime eccezionale. Altra regione geologicamente complessa è la Sicilia la cui posizione tra l'Africa e l'Europa ne fa il crocevia di importanti sistemi tettonici. Gran parte della Sicilia è da sempre affetta da forti terremoti, a cominciare dal messinese, area enormemente esposta a rischio sismico e di maremoto, come accadde durante il terremoto del dicembre 1908. Anche la limitrofa zona peloritana è sede di terremoti pericolosi come quelli che interessano il Golfo di Patti. I terremoti etnei si manifestano con sciami sismici, raggiungendo talvolta intensità distruttive ma fortemente localizzate, dovute a grandi fratture del suolo e a movimenti differenziati dipendenti dall'eterogeneità dei materiali. La piattaforma catanese-siracusana ha risentito dei fortissimi terremoti del 1542 e 1693 e di numerosissimi altri. Il resto della Sicilia non è indenne da sismicità, tranne l'agrigentino e la zona di Gela. Di recente memoria sono il terremoto del Belice (1969) avvenuto in un'area di particolare interesse geologico dove terreni recenti sono a contatto con terreni del Permiano.

I mari circostanti la penisola sono interessati da attività sismica nell'area ligure tra Imperia e la Corsica, nel Canale di Sicilia e nel basso Adriatico tra le Tremiti e il Canale di Otranto. L'attività, messa in luce dalla sismologia strumentale, è di lieve entità e non ha mai dato luogo a significativi risentimenti.

La descrizione geografica della sismicità qui fatta sembra accordarsi con le recenti interpretazioni geodinamiche della penisola italiana e del ruolo che vi hanno i blocchi della piattaforma carbonatica. (*Calvino Gasparini e Andrea Tertulliani*)

tomografia sismica per la regione italiana

La regione italiana occupa una posizione centrale nell'area di collisione tra due grandi zolle litosferiche continentali, l'africana e l'eurasiatica. La continua e talvolta catastrofica sismicità che caratterizza pressoché tutto il territorio italiano è legata al moto relativo attuale di queste due zolle principali e di altre minori, come per esempio la «micro-zolla» adriatica e altre ancora. I meccanismi che generano la sismicità attuale sono l'eredità di una evoluzione geodinamica che si è protratta per decine di milioni di anni. La comprensione di tali meccanismi non può quindi prescindere dalla conoscenza dei processi che hanno portato alla conformazione attuale della nostra penisola.

A seguito della loro intersezione, protrattasi come detto per molti milioni di anni, le due zolle africana ed eurasiatica, relativamente indeformate al loro interno, hanno creato una fascia di estesa deformazione che ha coinvolto i loro margini. Le tracce di questa intensa deformazione sono ben visibili in superficie all'interno delle catene a falde e pieghe delle Alpi e degli Appennini, come pure in quella dell'Atlante, verso ovest, e delle Dinaridi, a est. Molto più complesso è naturalmente lo studio delle strutture profonde, accessibili soltanto con metodi di indagine indiretta. Ciò rappresenta una forte limitazione alla comprensione dei fenomeni geodinamici che hanno portato alla formazione di queste catene montuose. Di importanza cruciale risulta per esempio sapere se le fasi compressive che hanno interessato Alpi e Appennini, ben riconoscibili dalla geologia di superficie, siano state o meno accompagnate da subduzione, argomento questo ancora oggetto di discussione tra i geofisici. Con il termine «subduzione» si indica il riassorbimento di litosfera oceanica, più densa, nella astenosfera, al di sotto delle zolle continentali, quando i due tipi di zolle convergono, come è illustrato dai modelli teorici elaborati da M. N. Toksöz al Massachusetts Institute of Technology. Litosfera oceanica doveva essere presente tra le due grandi zolle continentali africana ed eurasiatica per buona parte del Mesozoico, a costituire la cosiddetta Tetide, o mare Mesogeo, come testimoniano i frammenti di crosta oceanica rinvenuti nelle catene alpina e appenninica (le cosiddette rocce *ofiolitiche*).

Vengono generalmente considerati indicatori di subduzione attiva la sismicità intermedia e profonda e la presenza di archi vulcanici. Nella regione italiana, tali tracce si trovano attualmente soltanto nel Tirreno meridionale, ove si registrano terremoti via via più profondi dalle coste siculo-calabre verso il centro del Tirreno, ed è attivo un vulcanismo di arco nelle isole Eolie. In altre regioni italiane, come per esempio nelle Alpi, la struttura del mantello superiore sembra effettivamente condizionata dalla presenza di «radici litosferiche» ben pronunciate, come suggerito da H. P. Laubscher. Secondo i modelli più accettati, queste sarebbero il risultato della subduzione di litosfera oceanica «tetidea» al di sotto di quella continentale, a partire dal Cretaceo superiore (circa 90 milioni di anni fa). Una volta che la litosfera oceanica è stata completamente riassorbita, ha avuto luogo una collisione continente-continente tra le due zolle, che ha portato alla struttura attuale dell'edificio alpino (all'incirca nel Miocene e nel Pliocene). L'attuale assenza di terremoti intermedi e profondi nella regione alpina, così come avviene lungo la dorsale appenninica, porta a ritenere che in queste aree i fenomeni di subduzione siano oramai cessati.

In caso di subduzione «estinta», sono pochi gli elementi che possono aiutarci a identificare le zone ove (e le modalità con cui) la litosfera oceanica è stata subdotta. Un aiuto fondamentale in questo senso viene dalla propagazione delle onde sismiche generate dai terremoti. Queste onde, propagandosi attraverso la Terra, vengono accelerate o ritardate quando si trovano ad attraversare materiali con caratteristiche elastiche diverse da quelli circostanti. Di conseguenza, registrando le onde sismiche con gli appositi strumenti (i sismometri), possiamo ricavare informazioni sulla presenza di zone «anomale» in profondità.

In aree geologicamente «giovani», ossia dove i fenomeni tettonici deformativi sono in atto o lo sono stati fino a pochi milioni di anni fa, gli elementi che verosimilmente possono causare anomalie nella velocità di propagazione delle onde sismiche nella crosta e nel mantello superiore sono due: gli *slab* (attivi o relitti), costituiti da porzioni di litosfera oceanica più fredda e quindi generalmente più «veloce» della astenosfera continentale entro la quale essi sprofondano durante la subduzione, e i vulcani, al di sotto dei quali la presenza di masse più calde delle rocce circostanti causa una diminuzione delle velocità sismiche.

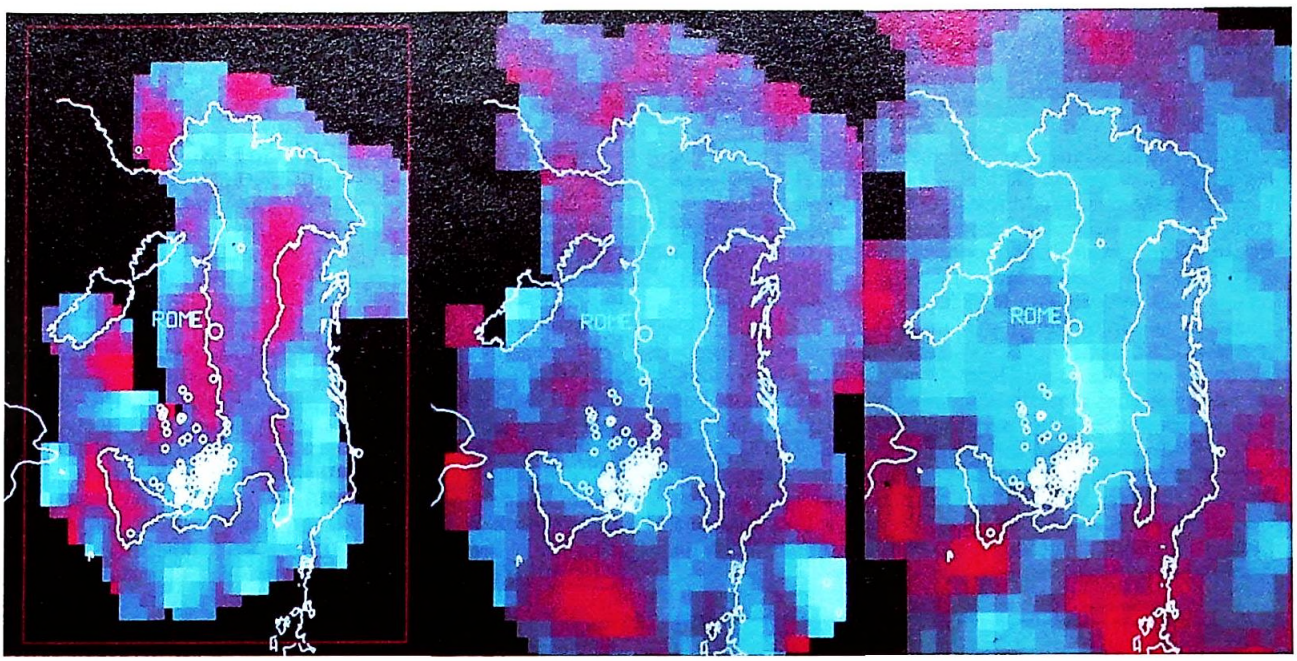
Le anomalie di velocità causate da tali elementi possono venire studiate con le moderne tecniche della tomografia sismica, i cui fondamenti essenziali ricalcano quelli della tomografia medica (la ben nota TAC, o tomografia assiale computerizzata). In quest'ultima si utilizzano sorgenti a raggi X per «illuminare» il corpo umano e localizzare così zone del corpo a maggiore densità, caratterizzate da una maggiore opacità ai raggi X. Allo stesso modo i sismologi utilizzano i raggi sismici per studiare l'interno della Terra. Il loro compito è però più arduo di quello dei medici, in quanto, mentre questi ultimi possono controllare la posizione delle sorgenti di raggi X e ottenere così una «illuminazione» fitta e omogenea del corpo umano, le sorgenti utilizzate dai sismologi sono al contrario distribuite tutt'altro che omogeneamente nella Terra. I terremoti, infatti, avvengono soltanto nella porzione più superficiale della Terra e in fasce ben localizzate.

Per lo studio della struttura profonda della regione italiana utilizziamo registrazioni di terremoti lontani, o *telesismi*, che vengono da anni rilevati dalla Rete sismica nazionale centralizzata (RSNC) dell'Istituto nazionale di geofisica (ING). Le forme d'onda dei terremoti registrati dalle numerose stazioni remote sparse su tutto il territorio nazionale vengono digitalizzate nella sede centrale di Roma, consentendo in questo modo un'analisi molto più efficace dei sismogrammi. Ciò consente di apprezzare ritardi relativi tra le diverse forme d'onda dell'ordine del cinquantesimo di secondo (tale è il passo di campionamento del sistema di acquisizione digitale).

La crosta e il mantello superiore al di sotto della regione italiana vengono idealmente suddivisi in strati di spessore variabile tra qualche decina e 100-200 chilometri, e ciascuno stato in blocchi rettangolari di alcune decine di chilometri di lato. Ogni blocco, in funzione della sua posizione e di quella delle sorgenti (i terremoti) e dei ricevitori (i sismometri che li registrano), sarà attraversato da un certo numero di raggi sismici. Quanto maggiori sono il loro numero e le direzioni di attraversamento, tanto più esattamente verrà determinata la velocità del singolo blocco. Gli elementi principali che determinano la precisione e il potere risolutivo delle ricostruzioni tomografiche sono il numero e la distribuzione delle sorgenti utilizzate, la «densità» della rete sismica di cui si dispone, e la accuratezza nel calcolo dei *residui telesismici*. Questi ultimi rappresentano, per un dato terremoto, la differenza fra il tempo di tragitto effettivamente osservato a una certa stazione sismica e il tempo di tragitto predetto in base a un modello omogeneo della Terra. Un residuo positivo calcolato a una data stazione sismica per un terremoto proveniente per esempio da est, significa che in qualche punto lungo il raggio sismico che ha raggiunto quella stazione, verso est, c'è un corpo «lento», ossia caratterizzato da una velocità sismica inferiore a quella delle rocce circostanti.

I residui telesismici, elaborati con complesse procedure matematiche al calcolatore, permettono di determinare le velocità sismiche all'interno di ciascuno delle migliaia di blocchi con cui schematizziamo la regione della Terra che vogliamo studiare, e ottenere le immagini tomografiche, costituite da mappe di anomalie di velocità delle onde sismiche.

Quelle elaborate per l'Italia consentono interessanti considerazioni sulla struttura profonda della nostra penisola. Le anomalie di velocità calcolate sono dell'ordine del ±5 per cento rispetto al valore medio per ciascuno strato, e rivelano la presenza di forti eterogeneità laterali, come del resto era lecito aspettarsi dalla geologia di superficie. Le anomalie risultano più



La tomografia sismica dell'Italia permette di ricavare importanti informazioni sui fenomeni che hanno portato alla formazione della nostra penisola. Le anomalie di velocità nel mantello superiore (fino a 200, da 200 a 400, e da 400 a 600 chilometri di profondità) rivelano la presenza di corpi ad alta velocità (*in blu*) sotto le Alpi, gli Appennini e il Tirreno meridionale. La sismicità del Tirreno (i circoli bianchi rappresentano gli epicentri dei terremoti intermedi e profondi, per lo più localizzati tra i 100 e i 400 chilometri) associata alle alte velocità, porta a formulare un modello di «subduzione» della litosfera oceanica in questa regione. Nell'Appennino settentrionale, l'esistenza di alte velocità associata a un terremoto registrato in questa area a profondità di circa 100 chilometri, ha permesso di evidenziare la presenza di uno *slab* fossile al di sotto di questa regione. Anche l'edificio alpino è il risultato di fenomeni di collisione continentale, seguiti alla subduzione di litosfera oceanica, le cui tracce si trovano oggi sia in superficie, sotto forma di rocce provenienti dai fondali dell'antico oceano della Tetide, sia in profondità, evidenziate dalle alte velocità lungo tutto l'arco alpino. Le anomalie negative di velocità (*in rosso*) evidenziano le aree in cui non ci sono radici litosferiche sepolte, come nell'area adriatica, o dove il mantello è più «caldo», come lungo la costa tirrenica dalla Toscana alla Campania, e in Sicilia. Le figure sono tratte da un lavoro dei due autori e di G. B. Cimini.

evidenti nei primi 200 chilometri della superficie, poiché le cause di tali anomalie tendono probabilmente a venire riomogeneizzate dalle maggiori temperature presenti in profondità.

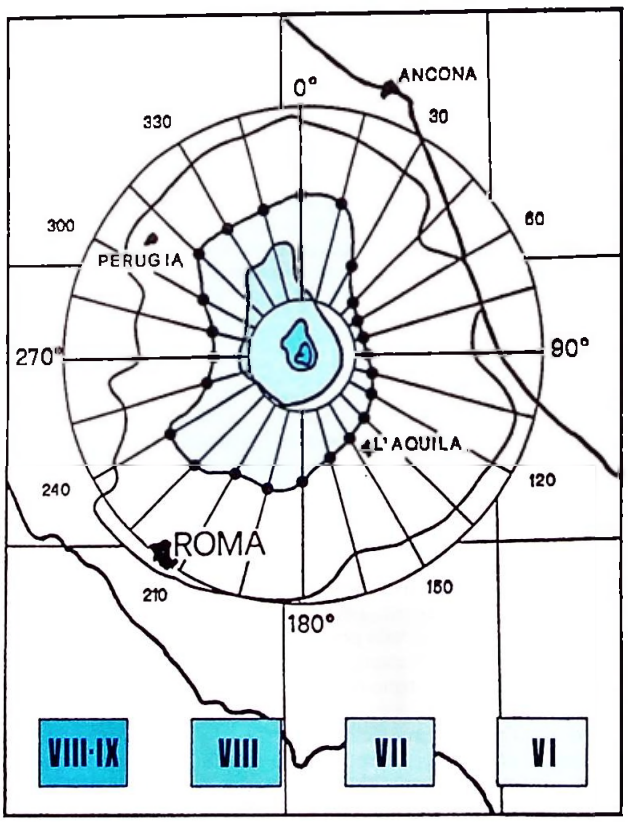
Le ricostruzioni tomografiche rivelano una marcata differenza nella struttura profonda delle Alpi occidentali e orientali. Lungo tutto l'arco alpino si osservano delle anomalie positive di velocità, coerentemente con l'ipotesi dell'esistenza in questa regione di profonde radici litosferiche. La maggiore estensione di questa zona anomala al di sotto delle Alpi occidentali ci porta a ritenere che in questo settore sia avvenuta in tempi diversi una duplice subduzione di litosfera ocenica, al di sotto di entrambe le zolle continentali. La struttura dell'arco alpino parrebbe inoltre collegata a quella dell'Appenino settentrionale, ove pure notiamo una zona ad alta velocità piuttosto marcata in contrasto con una zona adriatica caratterizzata da anomalie negative. Il contributo della tomografia sismica è qui di fondamentale importanza. La coincidenza della zona ad alta velocità nell'Appennino settentrionale con un terremoto avenuto a profondità di circa 100 chilometri rappresenta un vincolo molto forte per ipotizzare l'esistenza di uno *slab* «fossile» in questo settore.

Appare piuttosto evidente anche una netta differenza tra la struttura dell'insieme arco alpino-appenninico settentrionale e quella dell'Appennino centrale e meridionale, in cui le anomalie positive, che potrebbero essere ancora interpretate in termini di radici litosferiche, vengono riscontrate, meno pronuciate, a profondità maggiori verso sud-est, procedendo lungo l'asse della catena. Ciò potrebbe indicare che, se subduzione c'è stata in passato, questa è avvenuta in tempi via via più recenti da sud-est verso nord-ovest. Un discorso a parte merita l'arco calabro, l'unico settore della penisola ove esistono molti elementi che testimoniano la presenza di subduzione attiva. Le immagini tomografiche permettono di riconoscere un corpo ad alta velocità che si immerga verso il centro del bacino tirrenico, in accordo con l'andamento della sismicità. Va notato tuttavia che le zone ad alta velocità sono generalmente più estese di quelle ove si concentra la sismicità, sostanziando così l'ipotesi secondo cui la sismicità attuale interessi ormai solo una parte dello *slab*, che continuerebbe a sprofondare per effetto della maggiore densità, ma non sarebbe più sostenuto attivamente dalla spinta tettonica orizzontale. (*Alessandro Amato, Bruno Alessandrini*)

macrozonazione sismica del territorio italiano

L'Italia, sede di alcune tra le più antiche civiltà, è una delle zone più sismiche del Mediterraneo. Questi due fatti, uniti all'impatto da sempre prodotto dal terremoto sulla fantasia popolare, hanno portato alla registrazione di notizie attendibili anche di eventi sismici molto antichi. Infatti, già dai primi secoli dopo Cristo, nei maggiori centri di cultura sono state redatte cronache degli avvenimenti più rilevanti, sia descrivendoli direttamente, sia riportando notizie raccolte.

Tuttavia, solo a partire dal XIX secolo gli studiosi di sismologia hanno cominciato a estrarre da queste cronache le informazioni riguardanti i terremoti nel tentativo di «scrivere» una storia sismica italiana. Uno dei primi problemi da affrontare è stato quello di classificare gli eventi. Per far questo, non avendo strumenti di misura, era possibile basarsi soltanto sulla valutazione degli effetti prodotti dai terremoti e di conseguenza sono state introdotte le *scale macrosismiche*, atte a sintetizzare la gravità degli effetti di un terremoto zona per zona tramite un valore numerico: l'*intensità macrosismica*.



La digitalizzazione delle mappe macrosismiche è ottenuta sovrapponendo a ogni mappa un retino suddiviso in settori circolari di 15° e centrato nell'epicentro macrosismico o, mancando questo, nel baricentro dell'area di massima intensità. Per ogni grado di intensità, a partire dall'epicentrale (I_0) fino al VI grado, sono state memorizzate le distanze tra l'epicentro e i punti di intersezione di ogni isolinea considerata con i raggi del retino. Per ogni isosisma si sono ottenuti 24 valori di distanze (in chilometri), procedendo in senso orario dal nord geografico. I cerchi pieni indicano i punti digitalizzati dell'isosisma di VI grado. Per elaborare i modelli medi di propagazione degli effetti, le mappe digitalizzate sono state suddivise in 11 gruppi, uno per ogni zona proposta. Per ogni gruppo esse sono state poi suddivise per intensità epicentrale. Per ogni sottogruppo, per ogni valore d'intensità e per ognuna delle 24 direzioni (o *azimut*), si sono calcolate le medie dei raggi di propagazione degli effetti macrosismici. Qui la griglia di digitalizzazione è sovrapposta alla mappa macrosismica del terremoto (I_0 = VIII-IX MCS) del 19 settembre 1979 in Valnerina (Umbria).

Nel caso poi di eventi rilevanti, disponendo di una notevole mole di notizie e descrizioni dei danni in diverse località, si sono potute tracciare delle *mappe macrosismiche* che rappresentano l'andamento della propagazione degli effetti in superficie. Su tali mappe si riportano le diverse valutazioni di intensità distinte per località e si definiscono poi le aree a diverso danneggiamento, racchiudendo con isolinee (chiamate *isosisme*) le zone a uguale valore d'intensità.

Da questa raccolta e classificazione sistematica di eventi sismici sono nati i primi *cataloghi dei terremoti*, che, pur risentendo delle incertezze insite nelle fonti, hanno il pregio di costituire ancora oggi uno strumento insostituibile per descrivere la sismicità di un'area. Questo compleso di informazioni, a partire dalla fine degli anni sessanta, è stato via via memorizzato in forma numerica su supporti utilizzabili dai calcolatori elettronici, prima su schede perforate, poi su nastri magnetici e infine direttamente sulle memorie di massa dei grandi elaboratori.

Recentemente, presso l'Istituto nazionale di geofisica (ING), è stato possibile affrontare, in conseguenza dell'aumento della rapidità e della capacità di calcolo dei calcolatori, il problema della *macrozonazione sismica*. Con tale espressione si intende la valutazione zona per zona di grandezze numeriche che rendano conto non degli effetti di un particolare terremoto, né di quelli degli eventi sismici avvenuti solo nella zona presa in esame, ma complessivamente di tutta l'attività sismica, ovviamente anche esterna all'area, i cui effetti siano stati risentiti in essa. Per raggiungere questo fine, si utilizzano cataloghi sismici di diverso tipo e provenienza.

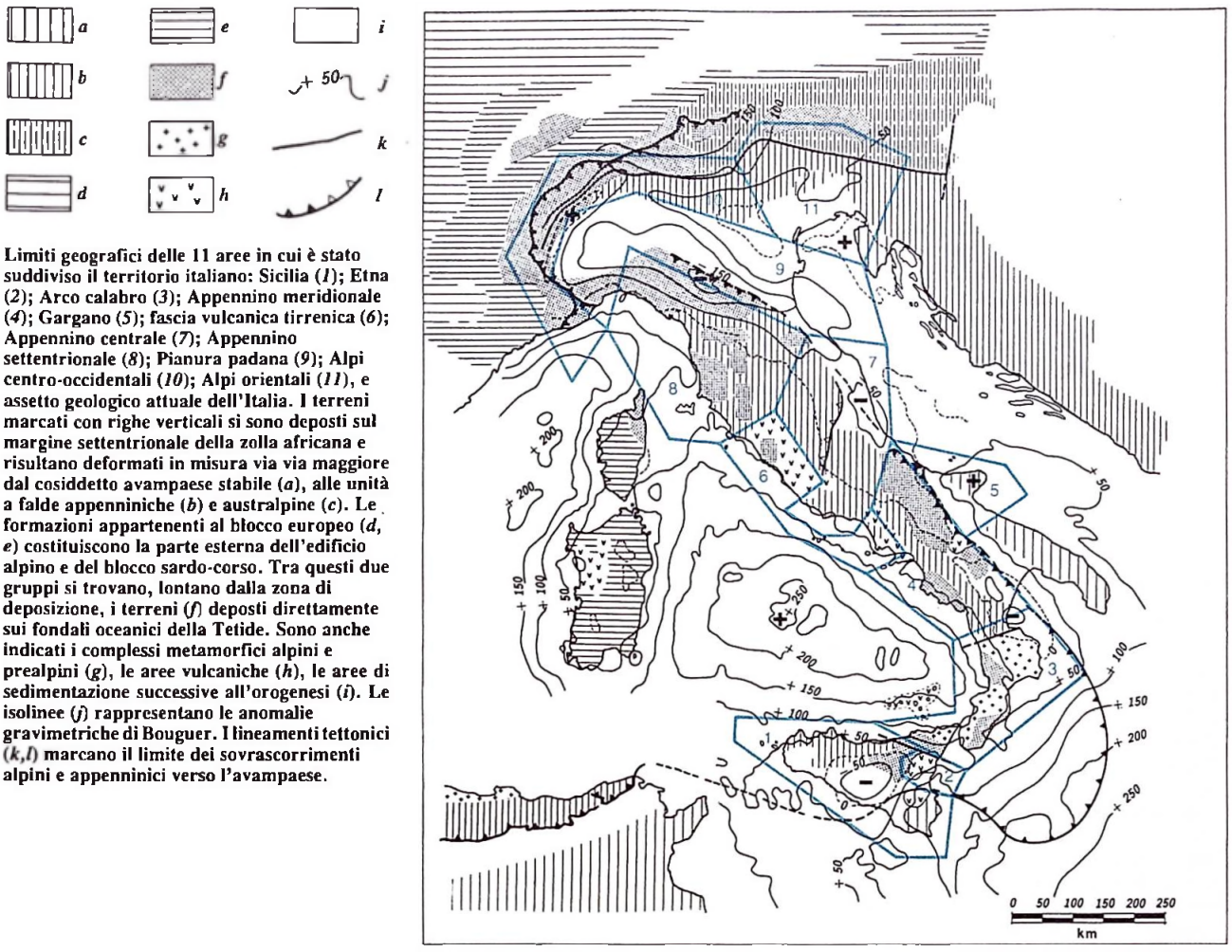
Un primo tipo di catalogo è costituito da informazioni che sinteticamente indicano, per ogni terremoto registrato, la data e l'ora, le coordinate epicentrali, la profondità, la grandezza dell'evento (intensità e/o magnitudo) e la zona epicentrale. Tutti questi dati sono organizzati in un *file*, utilizzando un *record* per ciascun terremoto. Attualmente il catalogo contiene oltre 30 000 eventi sismici e copre l'arco di tempo dal 1450 a.C. ai giorni nostri. Di questi 30 000 terremoti circa 4000 hanno avuto un'intensità epicentrale (I_0) pari o superiore al VI grado della scala Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS). Tale intensità è quella minima che produce danni e piccole lesioni ai fabbricati.

Un secondo tipo di catalogo è essenzialmente un atlante grafico che raccoglie le mappe macrosismiche e le informazioni sugli effetti distinte per località. Le prime informazioni disponibili in questa forma risalgono alla seconda metà del I secolo d.C. Gli eventi sismici dotati di mappe sono circa 700.

Per ambedue i tipi di catalogo esistono in Italia diverse fonti, tra cui le più correntemente utilizzate sono: il catalogo dell'ENEL (1000 d.C.-1975 d.C.); il catalogo (1000 d.C.-1980 d.C.) e l'atlante (990 d.C.-1980 d.C.) del Progetto finalizzato geodinamica del CNR; il catalogo (1450 a.C.-1990 d.C.) e l'atlante (63 d.C.-1987 d.C.) dell'ING.

Per la macrozonazione sismica del territorio italiano sono state utilizzate le mappe meglio documentate dal 1500 d.C. (oltre 500) e gli eventi con intensità epicentrale a partire dal VI grado MCS avvenuti dopo Cristo, considerando quelli precedenti molto incerti e alcuni addirittura leggendari. È necessario considerare non solo la sismicità interna a un'area, ma tutta l'attività sismica che ha prodotto effetti su di essa. A questo scopo, digitalizzando per punti le mappe macrosismiche, sono stati elaborati, per ogni zona in cui è stata suddivisa l'Italia, dei modelli medi di propagazione azimutale degli effetti per ciascuna isosisma. Le zone da noi proposte sulla base della distribuzione spaziale della sismicità, della estensione delle strutture sismogenetiche, dell'attività sismica connessa con apparati vulcanici e di considerazioni tettoniche sono undici. In questo modo è possibile valutare gli effetti anche di quei terremoti non corredati da mappe macrosismiche, applicando a essi i modelli medi di propagazione della zona in cui sono avvenuti, modelli ricavati dalle mappe macrosismiche conosciute.

L'intero territorio italiano è stato suddiviso in celle elemen-



Limiti geografici delle 11 aree in cui è stato suddiviso il territorio italiano: Sicilia (*1*); Etna (*2*); Arco calabro (*3*); Appennino meridionale (*4*); Gargano (*5*); fascia vulcanica tirrenica (*6*); Appennino centrale (*7*); Appennino settentrionale (*8*); Pianura padana (*9*); Alpi centro-occidentali (*10*); Alpi orientali (*11*), e assetto geologico attuale dell'Italia. I terreni marcati con righe verticali si sono deposti sul margine settentrionale della zolla africana e risultano deformati in misura via via maggiore dal cosiddetto avampaese stabile (*a*), alle unità a falde appenniniche (*b*) e australpine (*c*). Le formazioni appartenenti al blocco europeo (*d*, *e*) costituiscono la parte esterna dell'edificio alpino e del blocco sardo-corso. Tra questi due gruppi si trovano, lontano dalla zona di deposizione, i terreni (*f*) deposti direttamente sui fondali oceanici della Tetide. Sono anche indicati i complessi metamorfici alpini e prealpini (*g*), le aree vulcaniche (*h*), le aree di sedimentazione successive all'orogenesi (*i*). Le isolinee (*j*) rappresentano le anomalie gravimetriche di Bouguer. I lineamenti tettonici (*k*,*l*) marcano il limite dei sovrascorrimenti alpini e appenninici verso l'avampaese.

tari di 0,1° × 0,1° (circa 10 × 10 chilometri) e mediante procedure automatiche è stato considerato l'effetto di ogni evento presente nel catalogo su ciascuna cella. Come risulta si è ottenuto una sorta di catalogo degli effetti macrosismici in ogni cella, da cui è possibile desumere l'intensità massima avvertita, il numero degli eventi distinti per grado d'intensità, le aree sismogenetiche e i singoli terremoti che hanno prodotto effetti. Sono stati poi riportati sulla carta d'Italia il numero di eventi distinti per grado e l'intensità massima, individuando così i livelli di sismicità caratteristici di ogni area geografica.

Vi è poi la mappa delle massime intensità risentite. Da questa mappa si nota come tutto il territorio nazionale sia interessato da effetti almeno di VI grado, tranne le Alpi centrali, parte della costa toscana, la Sardegna e la penisola salentina. È in corso un approfondimento di questo studio per valutare gli effetti della sismicità avvenuta in Stati limitrofi sulle aree alpine e salentine.

Per quanto riguarda le aree maggiormente colpite, se ne distinguono almeno quattro in cui gli effetti hanno raggiunto il X e XI grado di intensità: Alpi orientali, Appennino settentrionale, Appennino centro-meridionale, Arco calabro-siciliano. Tuttavia tutte queste aree, pur raggiungendo i medesimi livelli di intensità massima, presentano caratteristiche sismologiche diverse, soprattutto se si considerano il numero, grado per grado, di eventi risentiti e i tempi di ricorrenza. L'Appennino settentrionale presenta, rispetto alle altre zone, un numero totale di eventi minori e i terremoti più intensi avvengono più sporadicamente. L'intensa sismicità delle Alpi orientali, che è riconducibile all'interazione tra la zolla adriatica a sud con quella europea a nord, interessa un'area dimensionalmente più piccola in confronto con quella dell'Italia meridionale. L'attività sismica dell'Appennino centro-meridionale e dell'Arco calabro-siciliano è caratterizzata dai terremoti più intensi avvenuti in Italia ed è collegabile a strutture sismogenetiche estese, che hanno un carattere di continuità geografica, facenti parte di un'area più vasta tettonicamente molto attiva; basti pensare all'apertura del Tirreno, area a crosta oceanica, avvenuta negli ultimi sette milioni di anni. (*Paolo Favali, Giancarlo Scalera e Giuseppe Smriglio*)

i nuovi strumenti della sismologia

La sismologia si trova in questi anni in un periodo di transizione concettuale e strumentale di vasta portata, che promette di rivoluzionare le nostre conoscenze sulla generazione dei terremoti e sulla struttura interna della Terra. Per una scienza basata prevalentemente sulla osservazione di dati strumentali, la qualità e la disponibilità dei dati sono alla base di ogni grande sviluppo conoscitivo, e l'analisi del segnale sismico digitale a larga banda - contenente cioè l'intero spettro di frequenza del movimento del terreno - sta assumendo un ruolo fondamentale.

Lo sviluppo della sismologia verso una vera scienza quantitativa è stato segnato dall'introduzione e dall'evoluzione del sismografo. La conoscenza della Terra e dei fenomeni che si svolgono al suo interno è infatti progredita nell'ultimo secolo di pari passo con le innovazioni tecnologiche in sismometria.

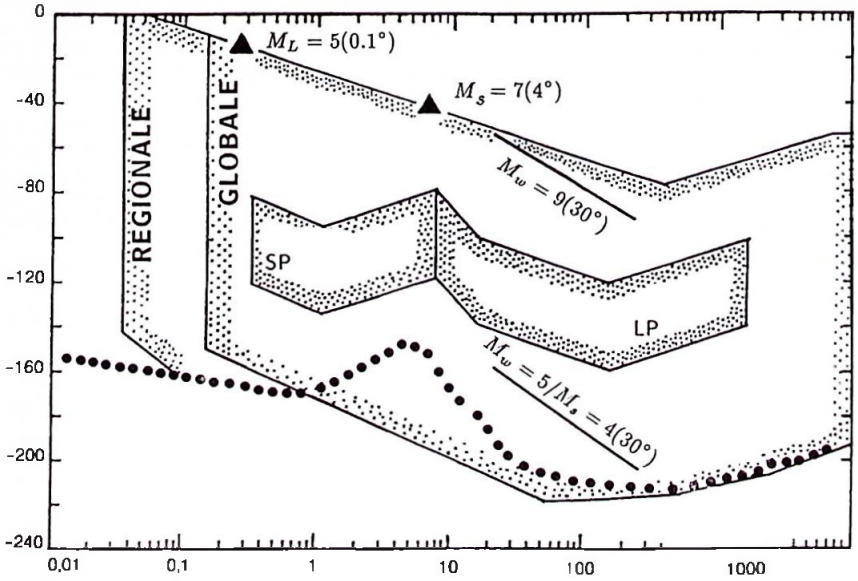
Si possono riconoscere tre fasi principali nella storia sismografica. Dalla fine del secolo scorso agli anni sessanta, i vari modelli di sismografo costruiti sono stati di tipo meccanico (i primi prototipi furono costruiti nel periodo 1860-1880) e successivamente elettromeccanico (Galitzin, 1904), in cui l'oscillazione del suolo dovuta a un terremoto veniva ampliata da congegni meccanici o elettrici e registrata in varie modalità grafiche. Questi strumenti hanno consentito di rivelare i grossi terremoti ovunque avvenissero sul globo, di riconoscere il tipo di oscillazione e di individuare la zona di provenienza, ponendo le basi per la preparazione dei cataloghi sismici oggi di uso comune. A partire dall'inizio del secolo sono stati definiti modelli per la propagazione delle onde sismiche all'interno della Terra, scoprendo dettagli sulla struttura profonda altrimenti sconosciuti, come per esempio la presenza del nucleo, liquido, con un nocciolo interno solido. La grande maggioranza delle stazioni sismiche oggi esistenti - alcune migliaia - è equipaggiata con strumenti di questo tipo. Va sottolineato però come i sismografi meccanici o elettromeccanici siano troppo imprecisi per un'analisi completa delle vibrazioni prodotte sulla Terra dai terremoti; la registrazione analogica è caratterizzata infatti da una dinamica (intesa come il rapporto tra il segnale più grande e quello più piccolo registrabili) molto ridotta (non più di 60 dB) e da gravi limitazioni di linearità, che impongono la registrazione del segnale sismico su bande di frequenza ristrette.

L'avvento della registrazione digitale, sperimentata agli inizi degli anni sessanta e introdotta nelle reti sismiche dal 1975, ha rivoluzionato le possibilità dei sismografi. Il sismogramma, messo ora in forma trattabile tramite un calcolatore, è al tempo stesso passibile di essere «modellizzato» non solo nei suoi caratteri sommari, ma anche nella sua forma; agli stessi anni risalgono infatti i primi tentativi di costruzione dei «sismogrammi sintetici», prodotti cioè da programmi di calcolo secondo modelli di sorgente sismica e di propagazione attraverso la Terra. Sono così state ottenute preziose informazioni sia sul processo della rottura dei terremoti che sulla struttura terrestre. Le prime generazioni di stazioni sismiche digitali hanno mantenuto la stessa architettura passa-banda degli strumenti analogici, registrando separatamente il segnale a lungo e a corto periodo.

L'ultima rivoluzione nella sismometria, e quindi nella sismologia, è quella iniziata nella prima metà degli anni ottanta e tutt'ora in corso, con l'introduzione di nuovi strumenti ad alta dinamica e sensibilità e a larghissima banda di risposta. Questi sismografi permettono di registrare pressoché tutto il segnale sismico di interesse, esclusi i soli forti movimenti del terreno che si hanno nelle vicinanze dell'epicentro di un forte terremoto.

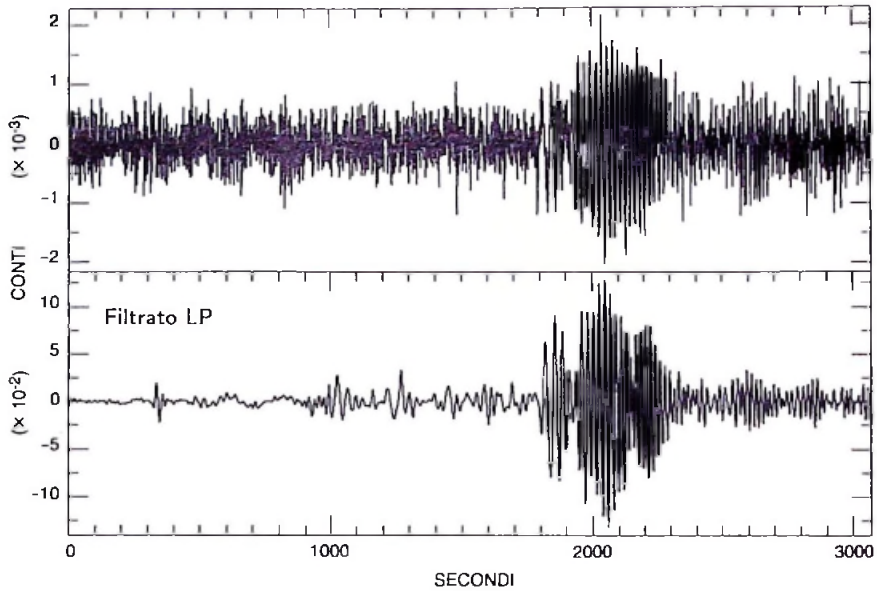
Per comprendere le fasi evolutive della sismometria è necessario analizzare le caratteristiche spettrali del rumore della Terra e del segnale prodotto dagli eventi sismici. Lo spettro del segnale sismico, vale a dire il contenuto in frequenza delle onde sismiche emesse da un terremoto, è compreso tra alcuni hertz e frazioni di millihertz. A un lato dello spettro stanno le oscillazioni libere della Terra, con periodi propri di alcuni minuti (sino a un massimo di 52 minuti); eccitate solo dai terremoti di massime dimensioni, si osservano sino a due mesi dopo l'evento, in quanto vengono scarsamente attenuate o disperse dall'azione della struttura anelastica della Terra. All'altro lato troviamo le onde di alta frequenza (> 1 Hz), generate da tutti i terremoti, ma che subiscono maggiormente l'azione di attenuazione anelastica nel loro tragitto attraverso la Terra e sono quindi osservabili solo nelle vicinanze dell'epicentro.

Idealmente, un sismografo dovrebbe registrare lo spostamento del suolo su tutto lo spettro di frequenza. L'ampiezza delle oscillazioni del terreno varia però di molti ordini di grandezza nelle diverse bande di frequenza, e il sistema sensore-acquisitore dello strumento deve essere in grado perciò di registrare allo stesso tempo le oscillazioni di lungo periodo della Terra, con ampiezze caratteristiche dell'ordine della frazione di micrometro, e segnali di alta frequenza caratterizzati da maggiore ampiezza, sino all'ordine dei centimetri. In termini di accelera-



Lo spettro del segnale sismico (il periodo è qui espresso in secondi, in ascissa) è compreso tra mille secondi e alcune frazioni di secondo. In termini di accelerazioni di picco (espressi in ordinata come $20\log M/s^2$), la sua ampiezza copre una dinamica di circa 180 dB, dipendendo dalla frequenza e dalla dimensione e dalla distanza dell'evento. La radiazione di un evento locale di magnitudo $M_L = 5$ produce un picco di accelerazione a 0,5 secondi di ampiezza molto maggiore di un evento di magnitudo $M_S = 7$ registrato a 4° di distanza. L'effetto della distanza si nota anche dal raffronto tra le tracce di due eventi (M_w) a distanza maggiore di 30° di magnitudo 5 e 9. Il rumore sismico mostra il picco dovuto alla microsismicità marina a 5-10 secondi; il livello di rumore è più basso nella banda di bassa frequenza (50-500 s). Il sismografo ideale deve risolvere il rumore sismico in tutta la banda di frequenza e rimanere in scala per gli eventi di massime dimensioni; per distanze regionali, l'area coperta in banda spettrale e in dinamica è estesa a periodi più brevi. È indicata anche la risposta di strumenti classici quale i sismografi a corto periodo (SP) e lungo periodo (LP).

Il grande vantaggio offerto dalla registrazione digitale di un segnale sismico risiede nella facilità e nell'accuratezza con cui è possibile variare, in sede di analisi, il contenuto spettrale del segnale stesso, per adattarlo alle specifiche esigenze della ricerca. A differenza di quanto avviene con i sismometri tradizionali di tipo analogico, la risposta dello strumento può essere infatti determinata con estrema precisione. A un evento telesismico (che abbia cioè luogo a distanza maggiore di 30°) di piccole dimensioni corrisponde una registrazione dominata dal rumore con periodi di 5-10 secondi, prodotto dalla microsismicità marina. La presenza di un evento sismico nella registrazione del segnale riportata nel riquadro in alto può essere intuita da una treno di onde di frequenza più bassa. L'applicazione di un opportuno filtraggio a lungo periodo permette di estrarre e identificare con grande accuratezza tutte le fasi principali dell'evento secondo riquadro. Lo sfruttamento di questa nuova metodologia e la creazione di vaste reti sismometriche collegate via cavo, è stato reso possibile dai recenti progressi nel campo della microelettronica.



zione, il terreno - e quindi il sismografo a lui solidale - subisce sollecitazioni, per eventi non locali, su 9 ordini di grandezza, da 1 nanogal a un periodo di 300 secondi a 0,1 gal a 10 Hz; eventi locali producono accelerazioni superiori a quella di gravità.

Al sistema sensore-acquisitore di uno strumento ideale è richiesta una risposta lineare su tutta la banda di frequenza sismica e una dinamica molto elevata - almeno 140 dB - per essere in grado di registrare allo stesso tempo le oscillazioni di lunghissimo periodo della Terra e il segnale di alta frequenza.

Vanno poi considerate alcune caratteristiche peculiari del rumore sismico in assenza di un terremoto. Il rumore a corto periodo (< 1 s) è in genere di origine antropica o imputabile a fenomeni superficiali. A periodi intermedi (4-10 s) la Terra è molto rumorosa; l'origine è la microsismicità marina indotta dal moto ondoso e da perturbazioni atmosferiche; anche a grande distanza dalla costa questo rumore domina il segnale sismico. A basse frequenze invece la Terra è molto silenziosa, di sei ordini di grandezza più silenziosa che a frequenze intermedie.

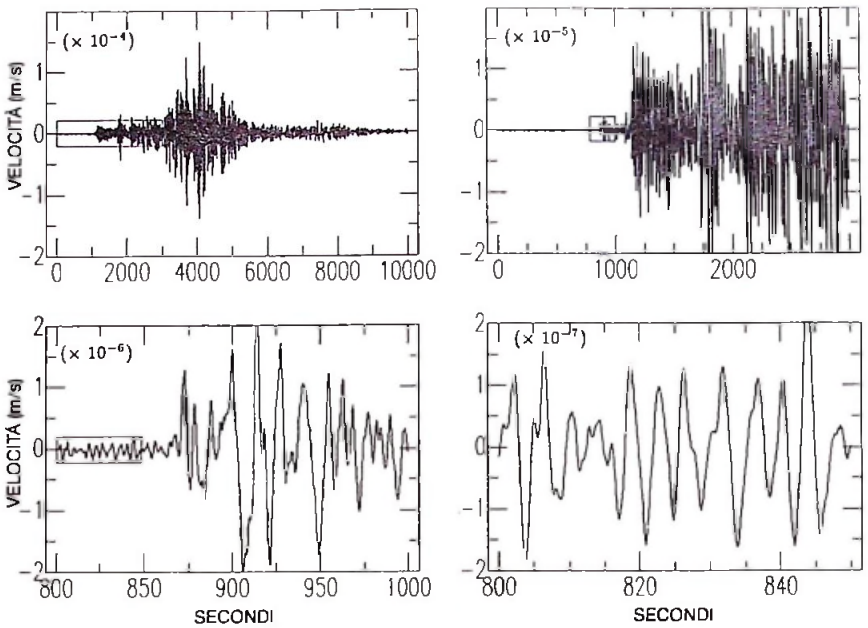
Nel caso della dinamica limitata della registrazione analogica, non è così possibile registrare il segnale su tutta la banda sismica, dominato com'è dal rumore marino, né è utilizzabile per estrarre il segnale prodotto dal terremoto. Sinora si è ripiegato su strumenti passa-banda per registrare separatamente i segnali di lungo e corto periodo, ricorrendo poi a complessi e imprecisi algoritmi numerici per ricostruire le caratteristiche del terremoto. Anche così, i terremoti più piccoli non sono rilevabili, mentre quelli più grandi mandano fuori scala la registrazione.

Un sismografo in linea di principio non è che un pendolo, o un grave appeso a una molla. Quando il terreno si muove, la massa per inerzia tende a restare ferma e il suo movimento relativo rispetto al suo sostegno, solidale con il terreno, viene registrato. Conoscendo con precisione le caratteristiche dell'oscillatore (massa, costante della molla e coefficiente di smorzamento, si può risalire al movimento del terreno. È però impossibile conoscere con precisione questi parametri, che variano oltre tutto con le condizioni ambientali. È anche molto difficile costruire oscillatori con le caratteristiche volute e sensibili anche per frequenze relativamente lontane da quella che gli è propria.

I sismografi di nuova concezione sono del tipo a bilanciamento di forza. Una forza, controllata elettricamente, mantiene la piccola massa di un pendolo nella sua posizione di equilibrio. Misurando la forza necessaria a mantenere la massa nella posizione di zero si misura l'accelerazione cui è sottoposta la massa a causa del movimento del terreno. Tutte le caratteristiche della risposta sono così realizzate nei circuiti elettronici di controllo della retroazione, anziché in modo meccanico o elettromeccanico, molto meno controllabile e costruttivamente più complesso. Le prestazioni ottenibili sono assai migliori e consentono di realizzare sensori con una risposta molto più estesa nel campo della frequenza del segnale, ma soprattutto con una funzione di risposta molto più semplice. La funzione di risposta descrive le deformazioni che lo strumento apporta al segnale in entrata. La funzione di risposta dei moderni sensori, a banda larga, è molto semplice; in linea di principio e per le frequenze di maggior interesse è molto vicina alla semplice costante moltiplicativa che descrive la sensibilità del sensore.

Un altro problema dei tradizionali sensori elettromeccanici è rappresentato dalla loro limitata dinamica, il rapporto tra il più grande e il più piccolo segnale registrabile in scala. Il campo di operatività di un sensore è limitato in basso dalla sua sensibilità e in alto dal suo fondo scala. È possibile costruire sensori molto sensibili, che però saturano molto facilmente. Al contrario, sensori adatti per registrare eventi sismici vicini, non possono essere molto sensibili. Il meccanismo di retroazione e di bilanciamento di forze permette di costruire sensori molto sensibili che però mantengono le loro caratteristiche inalterate anche se sottoposti ad accelerazioni relativamente forti, proprio in virtù del fatto che la massa di misura resta sempre ferma nella sua posizione di zero, mantenuta dalla forza di bilanciamento.

Moderni sensori sismometrici raggiungono una dinamica superiore a 140 dB, che corrisponde a un rapporto tra il massimo e il minimo segnale rivelabili di 10^7. È come se avessimo una bilancia capace di misurare un grammo, ma con una portata massima di 10 tonnellate. Una simile escursione di valori crea anche alcuni problemi per la conversione in segnale digitale. Un espediente spesso utilizzato in questi casi consiste nel ricorrere a una conversione con guadagno variabile: fermo restando il numero di cifre binarie significative, il digitalizzatore posiziona il suo intervallo operativo più o meno in alto, a seconda dell'intensità del segnale in entrata. In fase di decodifica si deve ovviamente tenere conto delle variazioni di guadagno. Il segnale ricostruito presenta però alcune distorsioni dovute allo scatto tra un guadagno e l'altro e non mantiene la stessa sensibilità assoluta. Questo può causare dei problemi quando, per esempio, il guadagno sia aggiustato a un valore basso a causa di un forte segnale (come per un terremoto vicino, ricco di alte frequenze), mentre si sta registrando anche un debole segnale su altre frequenze, come oscillazioni libere della Terra con periodi di migliaia di secondi. Il segnale debole, a causa del basso guadagno, andrebbe perso, mentre invece sarebbe bastato filtrare la serie temporale registrata per evidenziarlo. Solo da pochi anni sono disponibili sul mercato digitalizzatori a 24 bit, che corrispondono appunto all'incirca a 140 dB. Con questa soluzione la linearità è mantenuta per segnali di qualunque intensità e il filtraggio, effettuato al momento dell'analisi, consente di identificare componenti a frequenza e ampiezza diverse.



L'estesa dinamica del segnale sismico ottenibile attraverso un sismografo digitale a larga banda è ben illustrata dalla registrazione del terremoto delle Filippine, il più grande del 1990, rilevata presso la stazione MedNet MDT in Marocco. La traccia verticale appare dominata dalle onde di superficie. Un ingrandimento di dieci volte della prima parte della registrazione (*in alto a sinistra*), contenente le onde di volume, rivela (*in alto a destra*) l'arrivo successivo dei pacchetti delle onde S, che dominano in ampiezza le onde P. Un successivo, ulteriore ingrandimento di dieci volte (*in basso a sinistra*) mostra il primo arrivo delle onde P in grande dettaglio, ancora ben al di sopra del rumore microsismico di fondo (*in basso a destra*). In questo modo è possibile con una singola traccia studiare differenti aspetti della propagazione delle onde sismiche e del meccanismo di rottura del terremoto, applicando algoritmi numerici particolari a porzioni diverse della registrazione. Le reti sismografiche digitali sono coordinate a livello mondiale della FDSN, creata nel 1986 sotto l'egida dell'Unione internazionale di geodesia e geofisica.

All'inizio dell'era dei calcolatori la memorizzazione di dati sismografici aveva limitazioni e costi molto elevati. Un segnale digitalizzato occupa infatti molto spazio in memoria. L'evoluzione degli ultimi anni ha permesso di abbassare notevolmente i costi e di aumentare la capacità delle memorie di massa degli elaboratori, rendendo possibile la registrazione continua del segnale sismico. Una stazione sismica a banda larga produce circa 50 Mbyte di dati alla settimana. Sono quindi necessari supporti digitali con un'alta capacità per il trasferimento dal sito remoto al centro di raccolta e per l'archiviazione della banca dati.

Per misurare compiutamente il movimento tridimensionale del terreno sono necessari tre sensori orientati ortogonalmente tra di loro. La disposizione più classica è quella costituita da un sismometro verticale a molla laminare e due pendoli orizzontali, liberi di oscillare come un cancello con l'asse dei suoi cardini leggermente inclinato rispetto alla verticale, orientati secondo il nord e l'est geografici. I sensori a banda larga sono molto sensibili a numerosi disturbi, come variazioni della temperatura esterna anche solo di 0,1°C e richiedono un ottimo isolamento termico. Variazioni della pressione atmosferica possono influire sui sensori verticali e su quelli orizzontali secondo meccanismi diversi. Un aumento della pressione determina un aumento della spinta di Archimede sulla massa del verticale, minuscolo ma sufficiente per apparire nella registrazione. Una differenza della pressione atmosferica di 0,1 millibar su di una distanza di qualche chilometro è sufficiente a inclinare il terreno di un valore tale da apparire su un sensore orizzontale come 10^{-9} volte l'accelerazione di gravità g e su un sensore verticale come 10^{-11} g. Pur piccole, queste accelerazioni sono risolvibili dai moderni sensori a banda larga, al di sopra del rumore sismico di fondo, in situazioni meteorologiche tranquille. Per schermare i sensori da queste perturbazioni è necessario isolarli termicamente e possibilmente installarli in profonde gallerie.

Il segnale analogico proveniente dalla terna di sensori deve essere trasformato in forma digitale prima di poter essere trattato dal calcolatore, che costituisce il cuore di una moderna stazione sismica e ne controlla tutte le funzioni. Il segnale digitale viene analizzato per riconoscere eventi sismici e viene registrato o teletrasmesso attraverso una linea telefonica o via satellite. La linea telefonica permette l'accesso remoto alla stazione, anche solo su richiesta, per effettuare controlli sul funzionamento o per trasferire dati di interesse. Questa architettura ha ispirato il concetto di stazione aperta, delle quali numerose esistono già su tutto il globo, collegate alla rete telefonica e perciò liberamente accessibili da qualunque elaboratore collegato alla rete telefonica. Poco dopo un terremoto di particolare interesse, il sismologo può collegarsi con più stazioni sparse su tutto il globo e in pochi minuti,trasferire i dati con cui iniziare a lavorare per capire il meccanismo che ha generato l'evento.

Per le sue caratteristiche tecniche, la stazione digitale a larga banda di moderna concezione non richiede interventi giornalieri di un operatore, come invece era il caso per le stazioni analogiche di vecchia generazione, localizzate presso osservatori sismici con personale permanente. Può essere installata in completo isolamento in aree remote, in quanto tutte le operazioni sono cotrollate da un mini-calcolatore, che ha sostituito la presenza dell'uomo nella gestione dei sensori. La possibilità di installare stazioni isolate permette di porre grande cura nella scelta di siti con caratteristiche di rumore molto basso su tutta la banda sismica, e quindi lontani dalla costa e da sorgenti di rumore naturale e antropico. Si tratta in generale di miniere o gallerie non più utilizzate e alquanto remote, dove la strumentazione viene installata in profondità. La corrente elettrica necessaria al funzionamento della stazione viene generata da pannelli solari e il segnale orario è ricevuto via radio o via satellite.

Nel 1986 è stata fondata la Federazione delle reti sismografiche digitali (FDSN), sancita ufficialmente dalla Unione internazionale di geodesia e geofisica (IUGG); essa coordina su scala mondiale gli sforzi di varie organizzazioni nazionali volti a definire gli standard tecnici della strumentazione a larga banda (dinamica, spettro di risposta, rapporto segnale-rumore), la pianificazione di stazioni, la raccolta, catalogazione e distribuzione dei dati. Tra i progetti consociati nella FDSN vi sono la rete sismica globale gestita dal consorzio universitario americano IRIS, la rete globale francese a lungo periodo GEOSCOPE, le reti digitali nazionali in Cina, USA, Canada e Germania, la rete per il Pacifico occidentale POSEIDON e i progetti italiani. L'Istituto nazionale di geofisica ha avuto un ruolo determinante nello sviluppo della sismologia a larga banda e ha pianificato e condotto vari progetti di reti sismiche. Tra queste ricordiamo il progetto MedNet, una rete di 12 stazioni a larghissima banda installate nei diversi paesi del bacino mediterraneo, di cui sette già operanti in Italia, Marocco, Tunisia, Egitto e Jugoslavia; il progetto di Rete sismica digitale nazionale, che vedrà le prime stazioni installate nel 1991, per la copertura del territorio nazionale con una densa rete di sensori di altissima qualità; la Rete mobile di pronto intervento; l'installazione di una stazione VBB in Antartide nel 1989, l'unica di questo livello tecnico nell'intero continente, nell'ambito del Progetto Antartide del Governo italiano; il progetto di installazione di una stazione in Himalaya in cooperazione col progetto Ev-K2 del CNR. (*Domenico Giardini, Andrea Morelli e Giovanni Romeo*)

la rete sismica nazionale centralizzata

Il progredire della sismologia è stato segnato non solo dal moltiplicarsi dei punti d'osservazione e dal perfezionamento degli strumenti di rilevamento, ma anche, e in misura non minore, dallo sviluppo dei metodi di elaborazione e di analisi dei dati che gli strumenti sono in grado di produrre. La ricostruzione delle onde sismiche - necessaria per lo studio dei meccanismi di rottura che generano i terremoti, per l'analisi dei fenomeni di propagazione dell'energia nell'interno della Terra e per lo studio del comportamento del suolo all'arrivo delle onde sismiche - è tanto più corretta quanto più le registrazioni dei segnali sismici sono «fedeli». Per questa ragione sono stati adottati dai sismologi metodi di registrazione sempre più efficaci; con l'avvento dei sistemi elettronici di calcolo, la tradizionale riproduzione dei segnali sismici sotto forma *analogica*, effettuata tramite traccia su carta, pellicola fotografica o nastro magnetico, è stata affiancata, e spesso completamente sostituita, dalla registrazione in forma numerica (*digitale*).

Allo stato attuale la *telemetria*, scienza della misurazione a distanza, ha consentito di risolvere il problema della correlazione e analisi di dati provenienti da più sensori. Gli istituti di ricerca non gestiscono più singoli strumenti di rilevamento di onde sismiche, bensì intere *reti* di punti d'osservazione che possono coprire aree geografiche anche di notevoli dimensioni. I segnali sismici rilevati dai sensori di una rete, opportunamente trasformati in segnali elettrici o elettromagnetici, vengono inviati a un centro unificato di elaborazione di dati tramite ponti radio, linee telefoniche e, nei casi più avanzati, per mezzo di satelliti adibiti alla comunicazione; ciò permette di disporre di tutte le informazioni necessarie alla localizzazione di un terremoto a pochi minuti dal suo verificarsi. Si superano così i due principali problemi connessi all'individuazione e alla localizzazione degli eventi sismici: la raccolta dei dati e l'unificazione del riferimento orario per i diversi strumenti di rilevamento. L'utilizzo di calcolatori sempre più potenti ha reso possibile la realizzazione di sistemi automatici di analisi *in tempo reale*: l'elaborazione dei dati viene effettuata non appena questi sono disponibili, sicché la localizzazione e la valutazione dell'entità dell'evento possono essere comunicate agli organi preposti alla protezione civile in tempi brevissimi, addirittura dell'ordine dei minuti.

La centralizzazione della raccolta e dell'archiviazione dei dati, se da una parte risolve alcuni dei problemi della localizzazione dei terremoti, dall'altra ne presenta di nuovi: un centro di calcolo unificato che riceva segnali sismici da una rete estesa di sensori dev'essere in grado di raccogliere, analizzare, classificare e archiviare una grossa quantità di informazioni in un tempo limitato. Per molte reti di sensori alla funzione di raccolta di dati a uso scientifico si è affiancata la funzione, non certo secondaria, di controllo dell'attività sismica per scopi di protezione civile. Per questa ragione un centro d'acquisizione digitale di segnali sismici deve essere dotato di notevoli capacità di calcolo e di strumenti adeguati all'analisi simultanea e veloce di grandi quantità di dati.

È stata proprio la necessità di una determinazione rapida dei parametri ipocentrali e della magnitudo degli eventi sismici sul territorio nazionale - informazioni fondamentali al fine dell'allertamento degli organi della Protezione civile - a dettare i criteri di progettazione per il rinnovamento della Rete sismica nazionale centralizzata (RSNC) gestita dall'Istituto nazionale di geofisica (ING). Si ricorderanno le difficoltà operative incontrate nella pianificazione dei soccorsi in occasione dei disastrosi terremoti del Friuli nel 1976 e dell'Irpinia nel 1980, quando la RSNC era praticamente inesistente. Oggi essa è in grado di contare complessivamente 70 stazioni collocate sul territorio nazionale in base a criteri legati alla distribuzione della sismicità, al livello di rumore sismico, naturale o antropico, delle diverse aree, alla geometria della rete stessa. Tutte le stazioni della rete sono dotate della stessa strumentazione: un trasduttore di velocità di tipo S13 Teledyne, con periodo proprio di un secondo, smorzamento al 70 per cento del valore critico e uscita in tensione di 630 volt per una velocità di un metro al secondo. Il segnale prodotto dal sensore, opportunamente amplificato, pilota un modulatore di frequenza nella banda fonica, con ampiezza di banda di modulazione di 250 Hz. I segnali *modulati* giungono, tramite linee telefoniche o ponti radio, alla sala operativa della sede centrale dell'Istituto nazionale di geofisica dove vengono *demodulati*, cioè resi identici al segnale prodotto dal velocimetro; vengono quindi registrati con continuità su appositi rulli a carta termosensibile e inviati a un sistema d'acquisizione digitale.

L'estensione attuale della RSNC permette di fornire dati sufficienti a calcolare gli ipocentri di qualsiasi evento sismico che si verifichi sul territorio nazionale e che abbia una magnitudo M_l non inferiore a 3,0. In alcune aree di particolare interesse sismologico una più alta densità di strumenti permette di raggiungere una buona risoluzione nel calcolo dell'ipocentro anche per eventi con magnitudo inferiori (2,0-2,5).

Sin dal 1984 i ricercatori dell'ING, in collaborazione con il Geological Survey di Golden (l'ente che gestisce la rete sismica nazionale degli Stati Uniti), realizzarono una procedura automatica d'acquisizione digitale di forme d'onda per la localizzazione in tempo reale di terremoti; il sistema, denominato INGNet (ING Network), è in grado di fornire una localizzazione entro circa dieci minuti dall'evento sismico e viene utilizzato dall'estate 1986 per il servizio di sorveglianza sismica in parallelo col metodo tradizionale di lettura manuale dei dati su registratori analogici. Le tre fasi principali dell'elaborazione dei segnali ovvero l'acquisizione, l'analisi numerica e la verifica dei risultati, sono demandate a tre diversi tipi di macchine di calcolo. Sul primo elaboratore viene attuata la trasformazione dei segnali dalla forma analogica a quella digitale. I dati, acquisiti con continuità, sono inviati a una seconda macchina sulla quale apposite procedure provvedono al riconoscimento delle onde sismiche, all'individuazione e localizzazione dei terremoti e all'archiviazione organizzata sia dei dati registrati sia dei risultati dell'analisi. Un terzo tipo di macchina, dotata di terminale grafico, permette la revisione, da parte dell'operatore, sia delle registrazioni del segnale sismico sia delle localizzazioni. Per assicurare la continuità del servizio anche in caso di malfunzionamento di una macchina, sono state installate due unità identiche per ogni elemento della catena di elaborazione dei dati cosicché l'intero sistema può funzionare in varie configurazioni alternative.

Nel corso degli ultimi quindici anni è stata sviluppata una notevole quantità di algoritmi per il riconoscimento automatico di segnali sismici tramite elaboratori elettronici. Nel 1982 Rex Allen classificava tali algoritmi in due categorie principali: venivano chiamati *detector* quelli che sono in grado di riconoscere la presenza di un segnale significativo in un segmento di registrazione; essi venivano distinti dai *picker*, detti anche algoritmi di *triggering*, che possono individuare l'istante di inizio del segnale significativo. I picker operano generalmente nel dominio del tempo e offrono una risoluzione temporale difficilmente raggiungibile dai detector che operano generalmente nel dominio delle frequenze. L'inizio dell'onda sismica viene individuato calcolando il rapporto tra la media del modulo dell'ampiezza del segnale in una finestra temporale breve e la stessa media calcolata su una finestra temporale lunga. All'arrivo del segnale la prima media cresce improvvisamente mentre la seconda comincia ad aumentare lentamente, sicché il loro rapporto subisce una crescita veloce. Nel sistema INGNet i segnali sismici vengono preselezionati da un detector e quindi analizzati con un algoritmo picker.

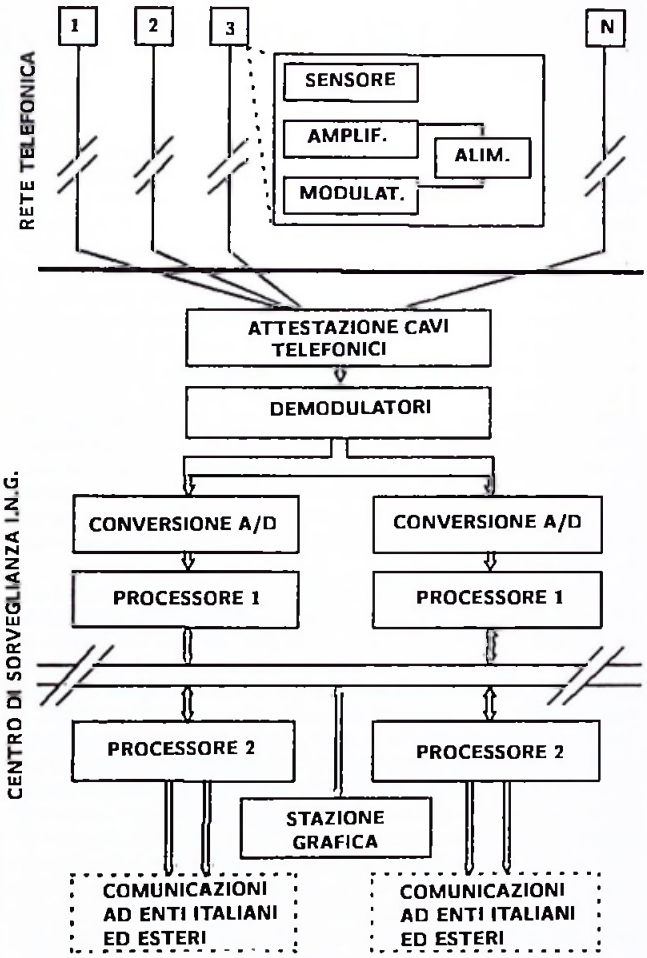
Sucessivamente all'individuzione dei tempi d'arrivo delle onde sismiche ai ricevitori, un algoritmo di associazione di fasi in eventi riconosce, al suo verificarsi, la presenza di un terremoto. Calcolando la frequenza d'oscillazione delle onde e la loro «ve-

locità di propagazione apparente» è possibile distinguere eventi vicini da eventi lontani. Ciò permette di adottare di volta in volta i metodi di localizzazione più opportuni. Le informazioni riguardanti l'evento vengono quindi trascritte su apposite stampanti collocate presso la sala operativa dove viene assicurato, 24 ore su 24, un servizio di sorveglianza sismica. Le stesse informazioni vengono inoltre inviate automaticamente a centri internazionali di raccolta di dati utilizzando la cosiddetta *posta elettronica*, un sistema di comunicazione veloce tra calcolatori.

L'efficienza dell'intero sistema automatico è stata valutata nel corso di anni di esperienza e di confronti. Pur rilevando una difficoltà oggettiva a localizzare correttamente eventi deboli, registrati da un piccolo numero di stazioni sismiche, si può senza dubbio affermare che le localizzazioni automatiche sono accettabili nella grandissima maggioranza degli eventi sismici rilevanti. Anche quando gli algoritmi di localizzazione non conducono a risultati ottimali, gli addetti al servizio di sorveglianza hanno la possibilità di individuare e correggere gli errori commessi dalla macchina, giungendo in breve a un risultato accettabile. Non essendo possibile conoscere a priori le coordinate esatte degli eventi sismici naturali, non è neppure possibile stimare l'errore effettivamente commesso nella loro determinazione. Si deve, però, ritenere che le letture dei tempi di arrivo delle onde sismiche effettuate sui terminali videografici consentano le migliori stime dei parametri di stazione, e quindi dei parametri ipocentrali.

È stata effettuata una statistica su un campione di 476 localizzazioni di eventi locali e regionali rilevanti da almeno 3 stazioni. Il risultato ottenuto automaticamente è stato confrontato con la localizzazione ottenuta dalla revisione interattiva dei dati che è stata assunta come la migliore approssimazione della localizzazione vera. Nel 67 per cento dei casi l'ipocentro ottenuto automaticamente ricadeva a meno di 20 chilometri dalla localizzazione di riferimento. Il 10 per cento circa del totale veniva localizzato a distanza, compresa tra i 20 e i 50 chilometri dall'epicentro di riferimento; le localizzazioni automatiche del rimanente 23 per cento degli eventi ricadeva a una distanza dall'epicentro rivisto superiore a 50 chilometri. Tuttavia va notato che quasi tutti gli eventi per i quali era stata ottenuta una localizzazione automatica non accettabile ricadevano al di fuori del territorio nazionale o erano stati registrati, perché deboli, da pochi sensori. Deve infatti rilevarsi come l'accuratezza delle localizzazioni in generale e di quelle automatiche in particolare dipenda da una quantità di fattori: per ottenere una buona localizzazione non è soltanto necessario avere un congruo numero di registrazioni dell'evento, ma è anche auspicabile che le stazioni che l'hanno rilevato lo circondino, ovvero che si abbia una buona «copertura azimutale». Limitando l'analisi ai terremoti italiani del campione, rilevati da almeno 6 stazioni, il numero di eventi mal localizzati si riduce all'1 per cento circa del totale.

L'algoritmo di rilevamento automatico dei terremoti è in grado di riconoscere quando i segnali sismici siano stati generati da eventi di entità rilevante accaduti in zone del pianeta lontane



Schema a blocchi della configurazione del sistema automatico di registrazione e analisi di dati sismici INGNet.

dalla RSNC; tali eventi vengono detti *telesismi*. In questi casi vengono attivate opportune procedure di localizzazione che forniscono, quando possibile, una stima della distanza dell'epicentro dalla rete italiana e della direzione di provenienza delle onde sismiche. Si giunge in tal modo all'individuazione, spesso accurata, dell'area geografica interessata dal fenomeno. I dati relativi ai telesismi vengono immediatamente inviati a centri internazionali che, con l'ausilio di altre informazioni ricevute da reti sismologiche analoghe alla RSNC, forniscono in breve una localizzazione affidabile. (*Rodolfo Console, Bruno De Simoni, Francesco Mele e Quintilio Taccetti*)

il controllo di aree sismogenetiche con reti locali

Tra le discipline scientifiche che si interessano allo studio del nostro pianeta, la sismologia è quella dove l'osservazione diretta del fenomeno fisico assume una rilevanza fondamentale a causa delle difficoltà di riprodurre in laboratorio, su piccoli campioni di roccia, le condizioni di sforzo, pressione e temperatura, presenti nello strato sismogenetico della crosta terrestre e responsabili dell'occorrenza di un evento sismico. Un terremoto può essere visto come una frattura di un volume di roccia lungo un piano preferenziale (*faglia*), causata dalla sua incapacità a sopportare lo sforzo tettonico accumulato, con conseguente emissione di onde elastiche che si propagano nell'interno della Terra. L'osservabile strumentale, vale a dire l'insieme delle registrazioni del movimento del terreno ai siti ove sono installate le stazioni sismiche, rappresenta la preziosa eredità cui il sismologo deve attingere per dare una risposta razionale ai molti quesiti ancora aperti sulla sismogenesi dei terremoti.

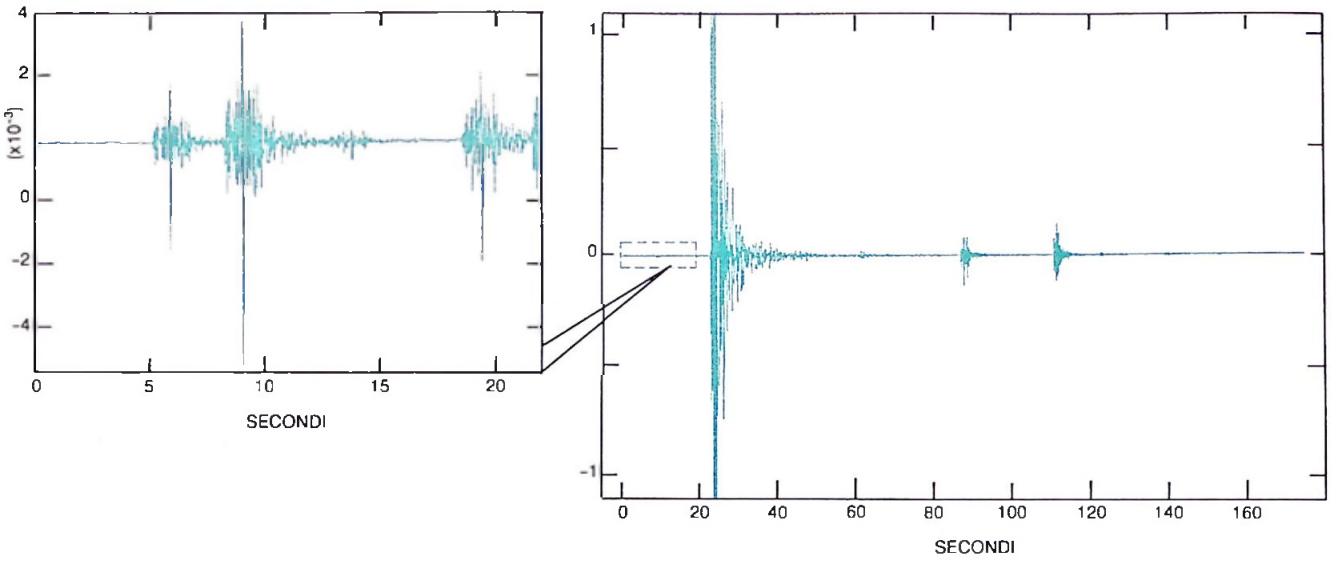
L'acquisizione di dati sismometrici, raccolti con sistematicità e completezza per un periodo di tempo convenientemente lungo, è uno tra i mezzi più efficaci attraverso cui si possa impostare uno studio tendente alla completa cognizione delle cause e dell'evoluzione della sismicità di una regione. In Italia da circa un decennio è attiva una rete sismica centralizzata. La sua configurazione attuale è di circa 70 sensori installati su tutto il territorio nazionale. I dati raccolti in questi anni, integrati da quelli provenienti da altre reti operanti su scala regionale, hanno permesso di delineare una mappa della sismicità italiana. Gli studi che sono stati intrapresi sulla scorta delle informazioni provenienti dalla rete e dal catalogo sismico nazionale, tra i più ampi e completi al mondo, hanno come obiettivo quello di individuare, a livello regionale, le aree sismogenetiche più importanti e di caratterizzarle dal punto di vista della pericolosità sismica attraverso indicatori statistici quali il livello medio di sismicità, la tipologia delle sequenze, la stima del tempo di ritorno aspettato degli eventi di magnitudo più elevata, il valore di magnitudo di massima attesa.

Tra gli obiettivi primari che la ricerca sismologica persegue, quello di poter pervenire, in un prossimo futuro, alla previsione deterministica di un terremoto è sicuramente il più ambizioso e di maggiore impatto sociale. Il raggiungimento di questo fine impone, come condizione inderogabile, la possibilità di intraprendere studi di dettaglio delle diverse aree sismogenetiche. Lo scopo ultimo è quello di definire il comportamento nel tempo della singola struttura sismogenetica. Uno degli strumenti di ricerca fondamentali nel conseguimento di un tale obiettivo è costituito da una rete sismica a piccola scala o locale. Le sue dimensioni areali non superano generalmente qualche centinaio di chilometri quadrati e la distanza tra le stazioni è tipicamente dell'ordine di pochi chilometri. Lo scopo è quello di sorvegliare con un alto numero di sensori una ristretta area dove, attraverso studi di sismicità storica e indagini di tipo geologico e strumentale, è nota l'esistenza di faglie attive. La geometria della rete deve essere tale da garantire la completa copertura azimutale dell'area e la densità di strumenti deve essere, per quanto possibile, omogenea.

Un importante aspetto della raccolta di dati sismometrici riguarda la scelta della strumentazione. Attualmente sono disponibili sensori e sistemi di registrazione digitali tali da garantire la misura del movimento del terreno in presenza sia di deboli che di forti sollecitazioni, queste ultime senza il fenomeno della saturazione del segnale registrato. I sensori dell'ultima generazione sono caratterizzati da una dinamica abbondantemente superiore ai 100 dB, essendo il rapporto tra il segnale più grande che sono capaci di rilevare e quello più piccolo dell'ordine di 10^5-10^6. I moderni acquisitori digitali dispongono di convertitori operanti con *data word* di 16 o 24 bit e di frequenze di campionamento del segnale che possono arrivare a diverse centinaia di campioni al secondo. Questa caratteristica, unita alla sensibilità dei sensori estesa su un'ampia banda di frequenze, permette di esplorare anche la parte ad alta frequenza della radiazione sismica, indispensabile allo studio dei terremoti locali. Tutto ciò offre una rappresentazione numerica del fenomeno sismico completa e fedele, consentendo di aumentare la profondità di indagine del sismologo.

Alla stima del rischio sismico associato a un'area contribuisce in maniera determinante la capacità di poter prevedere le caratteristiche del moto del terreno in occasione di un forte terremoto. Di qui la necessità di acquisire le forme d'onda del movimento del terreno con una qualità sufficiente a consentire sia una ottima localizzazione dell'evento, sia la stima dei parametri fisici legati alla sorgente e ai processi di propagazione e di dissipazione dell'energia dall'ipocentro alla stazione. A questo proposito è importante osservare che le informazioni che si possono estrarre dallo studio dei piccoli eventi sismici, come quelli capaci di produrre movimenti del terreno percepiti solo dagli strumenti, sono necessarie per la comprensione del comportamento sismogenetico delle faglie e quindi dell'occorrenza dei forti terremoti. La localizzazione precisa degli eventi registrati, con un errore associato alle coordinate ipocentrali non superiore alle centinaia di metri, permette di visualizzare la distribuzione spaziale della sismicità fino ad arrivare alla identificazione, sia attraverso lineamenti preferenziali degli ipocentri sia tramite l'elaborazione dei meccanismi focali, della geometria del piano di faglia e del tipo di movimento associato. Gli studi eseguiti hanno permesso di identificare i diversi andamenti della sismicità che precedono e seguono un forte terremoto, l'analisi dei quali ha portato alla comprensione della differente origine degli eventi premonitori (*foreshocks*) e delle repliche (*aftershocks*).

I grandi terremoti sono in genere costituiti da una rapida successione di diversi episodi di nucleazione, propagazione e arresto di fratture di una porzione della crosta terrestre. I *foreshocks* provocano il trasferimento dello sforzo tettonico accumulato nell'area in particolari zone del piano di faglia, laddove presumibilmente si manifesterà la scossa principale (*mainshock*). Il terremoto violento causa una perturbazione nel mezzo dovuta alla diffusione dello sforzo accumulato e fino a quel momento contrastato. La tendenza del mezzo elastico a tornare all'equilibrio spiega l'insieme delle repliche che accompagnano il *mainshock*. È difatti attraverso successivi e prevalentemente piccoli scorrimenti che avviene una ridistribuzione spaziale e una diminuzione dello sforzo tettonico accumulato ancora presente nella zona e non completamente rilasciato durante l'episodio principale. Le zone sismiche del nostro pianeta sono interessate da una diffusa sismicità di bassa magnitudo che viene interpretata come il livello di *fondo* dell'attività dell'area. La presenza di scosse microsismiche è giustificata dal fatto che l'accumulo di sforzo è un processo continuo dovuto all'azione delle forze di natura tettonica che sono presenti all'interno della crosta terrestre. In alcune aree il comportamento sismotettonico è contraddistinto da un continuo rilascio delle tensioni interne assicurato da frequenti sequenze formate da numerosissime scosse di modesta magnitudo, gli *sciami sismici*, ove non è riconoscibile una scossa che, per la sua energia, si evidenzi nettamente dalle altre e possa venire identificata come principale. In quelle aree ove con cadenza storica si manifestano terremoti violenti, l'attività sismica di fondo è sempre presente e lo studio dell'andamento nel tempo di questa microsismicità acquista un particolare interesse poiché è in relazione con la genesi dei forti terremoti. Infatti, le variazioni spaziali e temporali del campo degli sforzi lungo il piano di faglia sono responsabili dei cambiamenti del livello di sismicità. Un'area dove ha avuto termine un ciclo sismico legato all'evenienza di una forte scossa (*periodo sismico*) presenta prevalentemente una sismicità la cui tipologia rientra in quella che abbiamo chiamato attività di fondo. Con il passare del tempo il carico tettonico aumenta provocando contestualmente nelle zone deboli del piano di faglia, quelle cioè con bassa resistenza alla frattura, un incremento del numero dei piccoli eventi, talvolta sotto forma di sciami (*sciami pre-*



La definizione della geometria e della configurazione ottimale di una rete sismica è un punto molto delicato che condiziona fortemente la qualità dei dati registrati. Un esempio di ottimi dati sismici è riportato in figura. Nell'area dei Colli Albani, non lontano da Roma, è presente una notevole attività sismica di bassa magnitudo che può essere ricondotta alle caratteristiche di sciame. Qui è illustrato un sismogramma registrato da una delle stazioni di rilevamento. Si osservi la presenza di piccolissime scosse nei 20 secondi precedenti la scossa maggiore. Questo esempio illustra chiaramente quanto dettagliate possano essere le informazioni contenute nei dati acquisiti mediante le reti locali.

cursori). Allorquando tutte le parti deboli della faglia hanno rilasciato la loro piccola quantità di sforzo accumulato, subentra un periodo di *quiescenza*. Questa temporanea diminuzione di microsismicità è un indicatore affidabile di una situazione critica in evoluzione. Infatti, al continuo e crescente accumulo di tensioni non corrisponde un processo di liberazione dell'energia di deformazione delle rocce. L'area in esame si candida di conseguenza a essere una potenziale sede di un forte evento sismico. Al successivo aumento di sforzo tettonico le rimanenti zone, quelle contraddistinte da un'elevata resistenza, si rompono e ha origine un forte terremoto. L'occorrenza o meno di scosse premonitorie dipende dalle condizioni locali di resistenza alla frattura nella zona di nucleazione dell'evento principale. Appare chiaro quindi che una sorveglianza continua dell'area sismogenetica ha tra i suoi scopi principali quello di cogliere la fase di transizione tra i diversi andamenti della sismicità e quindi di riconoscere il maturare delle condizioni di innesco di un forte terremoto. Sfortunatamente i terremoti sono fenomeni istantanei che dipendono fortemente dalle condizioni locali determinate dall'interazione tra il campo di sforzo tettonico regionale e le caratteristiche delle rocce lungo il piano di faglia. Per questo motivo l'analisi della sismicità, sebbene fornisca importanti informazioni, non può essere l'unico fondamento su cui basare una previsione. Altre ricerche devono essere contemporaneamente intraprese, quali quelle di tipo geodetico, geologico e geochimico.

Gli ultimi eventi catastrofici avvenuti in Italia, quello del Friuli del 6 maggio 1976 e quello dell'Irpinia del 23 novembre 1980, hanno sicuramente offerto le maggiori possibilità di indagine sismologica. I dati strumentali ottenuti in occasione di questi eventi sono stati a lungo studiati e confrontati con i risultati ricavati da indagini geologiche e geofisiche. In particolare, nel caso del terremoto dell'Irpinia, la gran parte delle indagini eseguite ha permesso di evidenziare la complessità del sistema di faglie attivate durante l'evento. Inoltre, è stato possibile inquadrare con chiarezza questo evento sismico in un modello generale di fagliazione dell'Appennino centro-meridionale. In particolare, è stata ricostruita una immagine dettagliata dell'evoluzione spaziale e temporale del processo di rottura associato al terremoto. È stata questa la prima volta che in Italia si è raggiunto un livello di conoscenza così profondo delle peculiarità del meccanismo sismogenetico di un terremoto.

In conclusione, si può senz'altro affermare che lo studio di aree a elevato rischio sismico, attraverso le informazioni ottenute da una rete locale, è finalizzato principalmente al riconoscimento oggettivo di faglie sismogenetiche di profondità. In alcuni casi è possibile discriminare gli eventuali singoli segmenti di faglia determinandone le dimensioni e l'orientamento e dando indicazioni circa l'esistenza di una possibile interazione in termini di trasferimento di sforzo tra segmenti adiacenti. Essa può inoltre contribuire al riconoscimento di lacune sismiche o di periodi di quiescenza. In questa ottica la rete fornisce informazioni preziose per una valutazione a lungo e a medio termine delle potenzialità sismiche di una regione con implicazioni evidenti nel settore della assegnazione del grado di pericolosità e conseguentemente nei piani di intervento previsti dalla politica di prevenzione.

Una rete sismometrica locale attrezzata con strumenti di registrazione ad alta tecnologia, del tipo sopra accennato, apre la strada a numerosi metodi di indagine, fondati essenzialmente sull'analisi delle forme d'onda, tesi a una migliore comprensione dei processi fisici alla sorgente, con particolare enfasi sulle proprietà dinamiche e cinematiche del processo di rottura. Ancora, il contributo che può apportare una rete locale agli studi sulla struttura terrestre è enorme. La capacità di rilevare con ottima definizione tanto i terremoti locali quanto gli arrivi telesismici rende possibile la costruzione di un *data base* adatto all'utilizzo delle cosiddette tecniche tomografiche, attraverso le quali è possibile evidenziare la presenza di eventuali eterogeneità nella propagazione delle onde e di discontinuità strutturali associate alle zone sismogenetiche. Più in generale, tale capacità consente di studiare il rapporto tra strutture crostali e occorrenza di terremoti. Infine, il confronto delle fasi e delle ampiezze delle forme d'onda, registrate in zone adiacenti e durante uno stesso terremoto, costituisce un mezzo di indagine molto potente in quel particolare settore della sismologia riguardante l'analisi dei cosiddetti effetti di sito, ovvero delle anomale amplificazioni del moto del terreno dovute al sopraggiungere delle onde sismiche in strati superficiali di particolare conformazione, quali per esempio i bacini alluvionali. In questo campo la ricaduta che hanno i risultati di questo tipo di ricerche sulla messa a punto di mappe di pericolosità sismica a piccola scala (*zonazione sismica*) è assai rilevante. (*Alberto Basili e Massimo Cocco*)

Il terremoto dell'Irpinia: dieci anni di ricerche

di Enzo Boschi,
Daniela Pantosti
e Gianluca Valensise

Gli studi compiuti offrono una chiave di lettura unica per la comprensione dei processi sismogenetici nell'Appennino meridionale

Sono trascorsi 10 anni da uno dei più disastrosi terremoti che hanno colpito l'Italia nel corso dell'ultimo secolo. Con una magnitudo sismica (M_s) di 6,9, comparabile con quelle stimate per il terremoto di Messina del 1908 (M_s 7,1) e per il terremoto di Avezzano del 1915 (M_s 7,0), il terremoto del 23 novembre 1980 ha colpito duramente una vasta regione della Campania e della Basilicata. L'area di massimo danneggiamento, dove gli effetti del terremoto hanno raggiunto un'intensità del X grado della scala MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg), è compresa tra le alte valli dei fiumi Ofanto e Sele.

Alcuni paesi completamente rasi al suolo, come Laviano e Conza della Campania, un cospicuo numero di altri paesi gravemente colpiti nel cuore dei propri centri storici e patrimoni artistici, circa 3000 vittime e un enorme numero di feriti rappresentano il tragico bilancio di questo evento. Un mesto scenario che in questa regione dell'Appennino meridionale si è ripetuto molte volte nel corso degli ultimi 2000 anni. Eppure, paradossalmente, è proprio questa tendenza dei grandi terremoti a ripetersi in modo cadenzato, negli stessi luoghi e con le stesse modalità, che ci consente di essere ottimisti sulla possibilità di difenderci dai terremoti di domani.

La condizione necessaria per il raggiungimento di questo obiettivo è però la possibilità di studiare grandi terremoti che permettano ai sismologi di approfondire la conoscenza della struttura interna della Terra, dei processi sismogenetici e della risposta dell'ambiente alle sollecitazioni sismiche. Infatti, a differenza di quanto si verifica per molte delle scienze fisiche e a somiglianza di quanto invece avviene per la gran parte di quelle geofisiche, il sismologo incontra enormi difficoltà anche solo nell'avvicinarsi all'oggetto della propria ricerca. Egli non può, come il suo collega fisico teorico, decidere un esperimento, effettuarlo in un arco di tempo conveniente ed eventualmente ripeterlo per mostrare ad altri colleghi i risultati ottenuti e verificarne la stabilità. Al contrario, al sismologo si richiede grande tempismo e attitudine a trarre vantaggio dagli esperimenti a cui la Terra ci fa assistere senza preavviso, e capacità di ricavare leggi di validità universale dall'osservazione limitata e per lo più incompleta di fenomeni particolari. Così, mentre le altre scienze fisiche hanno progredito quasi esclusivamente in virtù dell'intelligenza e della tenacia dei ricercatori, la sismologia, almeno ai suoi primordi, ha progredito «a salti», e molte delle scoperte fondamentali sono state propiziate o comunque legate al verificarsi di un grande terremoto.

Esempi illustri sono quelli di John Michell che, prendendo le distanze dalle tradizionali vedute dei contemporanei, descrisse in termini modernamente scientifici gli effetti dell'immane terremoto di Lisbona del 1755; di Robert Mallet, che, al ritorno da un viaggio di due mesi nelle zone colpite dal grande terremoto lucano del 16 dicembre 1857, pose i fondamenti della moderna sismologia osservativa coniando egli stesso il nome della nuova disciplina (dal greco *seismós*, scuotimento e *logía*, dottrina); e di Harry Fielding Reid, che utilizzò osservazioni strumentali e di terreno del grande terremoto di San Francisco del 1906 per elaborare la teoria dell'*elastic rebound* (rimbalzo o riassestamento elastico), su cui è fondata la moderna descrizione della sorgente sismica.

Oggi fortunatamente le cose sono cambiate, e anche se la sismologia continua a rappresentare per molti versi la meno oggettiva tra le scienze fisiche, il numero di osservazioni e di dati raccolti su grandi terremoti moderni ha consentito alla comunità scientifica di elaborare modelli della sismogenesi che riproducono con soddisfacente approssimazione la realtà dei processi geologici. Tali modelli, per fare un esempio, hanno permesso a diversi gruppi di ricercatori di prevedere indipendentemente i principali parametri di sorgente, ma non l'istante di accadimento, del terremoto che avrebbe colpito San Francisco e la California centrale il 18 ottobre 1989. L'accuratezza di questa previsione è stata tale da consentire ad amministratori e popolazione di identificare e adeguare le infrastrutture a rischio e quindi giungere sostanzialmente preparati all'appuntamento con il terremoto.

L'esempio di San Francisco indica con chiarezza che dalla sismologia delle soglie del 2000 non ci aspettiamo scoperte rivoluzionarie - come pure potrebbe essere la tanto agognata capacità di prevedere l'istante di accadimento di futuri grandi terremoti - quanto piuttosto la progressiva chiarificazione dei processi che determinano il dove e il come essi avranno luogo e la probabilità che si verifichino entro un determinato intervallo di tempo.

In questo senso il terremoto del 1980, sia pur nella sua drammaticità, ha fornito una opportunità unica per una approfondita comprensione dei processi sismogenetici attivi nella nostra penisola e in particolare nell'Appennino meridionale. Per il fatto di essersi verificato in un momento di piena espansione della sismologia strumentale, il terremoto ha potuto essere studiato in modo moderno e completo. Il moto del suolo indotto dalla scossa principale è stato registrato in un ampio spettro di frequenze e distanze focali, da strumenti a bassa sensibilità espressamente progettati per registrare in zona epicentrale i forti movimenti del suolo e da strumenti sensibilissimi sparsi in tutto il globo. Una rete sismometrica portatile, prontamente installata nella regione colpita a cura di un consorzio di istituzioni italiane, inglesi e francesi, ha consentito di seguire l'evoluzione del fenomeno sismico attraverso la registrazione e la localizzazione di migliaia di repliche.

La quantità di dati sismometrici resisi disponibili fin dai primi mesi del 1981 ha

immediatamente qualificato il terremoto del 1980 come l'evento sismico meglio documentato tra quelli avvenuti in Europa. Uno degli aspetti di maggior interesse è stata la possibilità di osservarne e documentarne in maniera oggettiva gli esiti permanenti, in forma di modificazioni della topografia e alterazioni del regime delle acque di superficie e sotterranee verificatesi nella zona epicentrale. Il significato geodinamico di queste osservazioni e la possibilità di utilizzarle per previsioni sull'attività sismica futura della regione formano appunto l'oggetto del nostro studio.

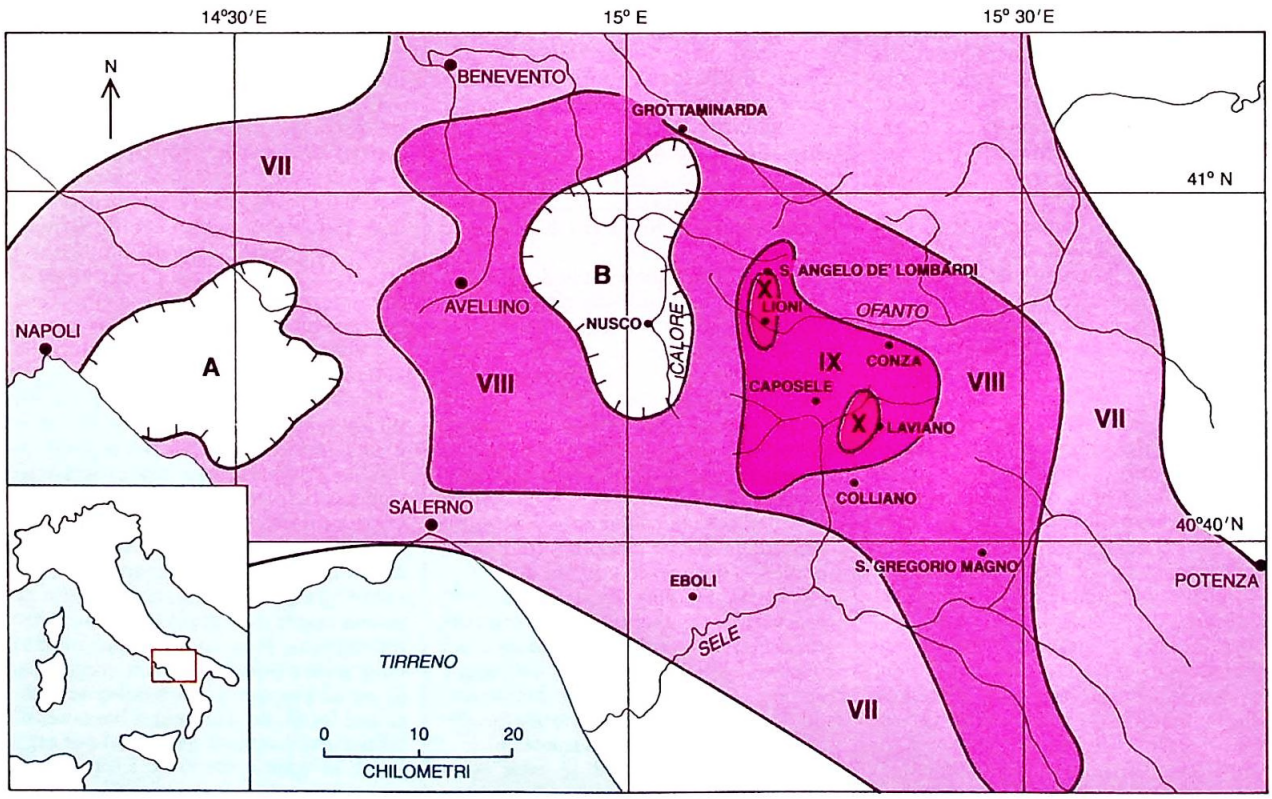
La sorgente sismica e la sua descrizione

È noto che un terremoto ha luogo quando un volume di roccia, sottoposto a tensione per effetto di una coppia di forze di segno opposto guidate a loro volta da forze tettoniche a scala continentale, si rompe dando luogo a scorrimento lungo un piano comunemente indicato come faglia.

Il moto lungo la faglia scarica istantaneamente le tensioni accumulatesi fino al raggiungimento del carico di rottura caratteristico del particolare tipo di roccia, e l'istante successivo apre un nuovo ciclo di accumulo e rilascio. Da questo momento il piano di faglia originatosi nel primo terremoto diventerà il punto preferenziale di rilascio degli sforzi accumulati e la sua superficie verrà a identificarsi in modo sempre più netto a seguito di ognuno degli eventi successivi. Questi processi hanno luogo nella porzione più superficiale e fredda della crosta terrestre, il cosiddetto *strato sismogenetico*, che generalmente si estende fino a 10-15 chilometri di profondità. In condizioni particolari, come lungo le cosiddette zone di subduzione, si possono avere grandi terremoti a profondità di centinaia di chilometri ma, proprio per questa caratteristica, l'impatto che tali eventi hanno sull'ambiente è in generale trascurabile.

L'ipocentro, che i sismologi localizzano analizzando sismogrammi registrati presso diversi osservatori, rappresenta in effetti il punto di nucleazione del processo di frattura, ovvero il punto da cui le rocce poste ai due lati della faglia iniziano a scorrere le une rispetto alle altre coinvolgendo una superficie progressivamente più estesa. Tuttavia un punto non è sufficiente a descrivere un piano, e dunque l'informazione sui parametri ipocentrali è solo il primo passo nell'indagine dell'evoluzione di tale processo.

Da un punto di vista sismografico, il passo successivo è in genere rappresentato dallo studio dell'orientazione nello spazio del piano di faglia e del senso dello scorrimento relativo lungo di esso o, in altre parole, della meccanica focale del terremoto. Come Reid osservò lucidamente dopo il terremoto del 1906, ogni punto della regione circostante l'ipocentro del terremoto registra lo «scatto» rappresentato dallo scorrimento delle rocce che si fronteggiano ai due lati della faglia come un impulso che tende a comprimere o a rarefare i materiali costituenti la porzione più superficiale della crosta. La distribuzione dei volumi di roccia in compressione o rarefazione è funzione della posizione rispetto alla faglia secondo le leggi fondamentali della meccanica. Da ciò consegue che, disponendo di un certo numero di sismogrammi registrati secondo azimut diversi rispetto all'ipocentro del terremoto, è possibile identificare la geometria del piano di faglia e il senso del movimento



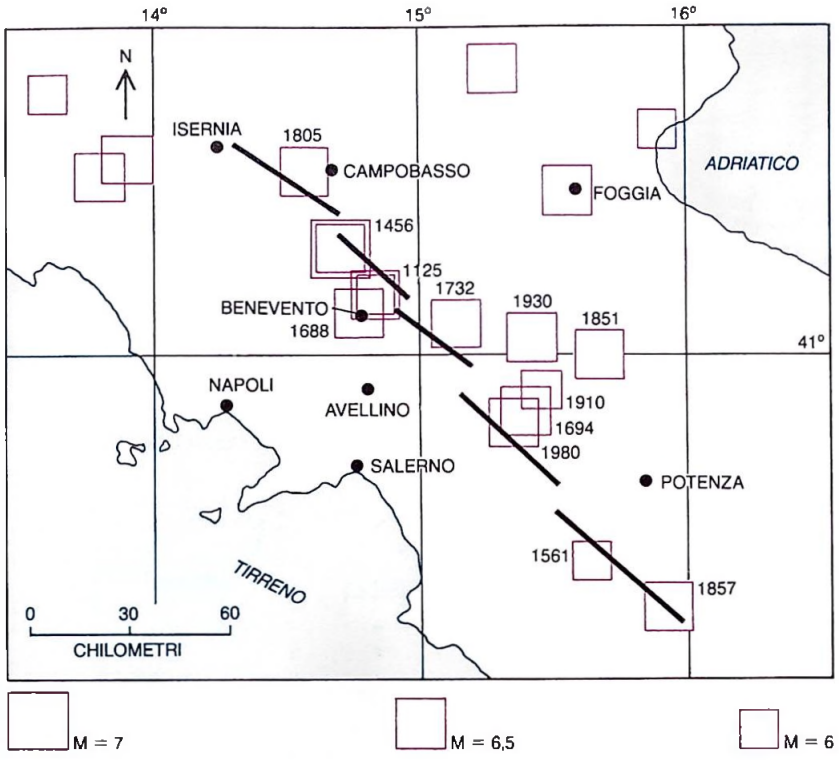
Il terremoto del 23 novembre 1980 ha colpito una vasta regione dell'Appennino campano-lucano. Qui sono riportate le isosisme, o linee di ugual intensità degli effetti del terremoto, tracciate a cura dei ricercatori del Progetto finalizzato «Geodinamica» del CNR in base a una dettagliata ispezione dei danni subiti dai centri abitati. I valori di intensità sono espressi nella scala MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg). L'area di massimo danneggiamento (*in rosso più scuro*), in cui si è raggiunta un'intensità del IX-X grado della scala MCS, è localizzata in corrispondenza delle alte valli dei fiumi Sele e Ofanto, dove molti centri abitati sono stati totalmente distrutti e numerosissime sono state le vittime. Le tonalità di colore più chiare nelle aree circostanti indicano zone di intensità progressivamente decrescente, ma ancora caratterizzate da estesi danni strutturali. Si noti come l'area del VII grado MCS presenti una lobatura anomala verso la penisola sorrentina e verso Napoli. In corrispondenza delle «isole» *A* e *B*, la prima coincidente con l'area vesuviana, la seconda posta nell'alta valle del fiume Calore, l'intensità raggiunta è stata anche di due gradi inferiore a quella dell'area in cui sono incluse. Fenomeni di questo tipo sono in genere legati alla natura della crosta al di sotto della zona interessata, mentre variazioni di intensità a scala locale, per esempio tra un quartiere e l'altro dello stesso centro abitato, vanno ricercate nella natura delle rocce affioranti.

verificatosi lungo di esso, e in ultima analisi comprendere la dinamica degli sforzi tettonici in atto.

In regioni oggi sottoposte a estensione, come la zona del *rift* del Mar Rosso o come il nostro Appennino centromeridionale, i terremoti più grandi hanno luogo lungo faglie distensive (o «normali»). In regioni sottoposte a compressione e raccorciamento, come nell'area dell'Himalaya per effetto della spinta in senso meridiano impressa dal subcontinente indiano, i terremoti più grandi dimostrano la tendenza di un volume a sormontare quello a esso adiacente lungo faglie che, per contrapposizione alle precedenti, vengono definite «inverse». Infine, laddove grandi zolle crostali scorrono le une vicine alle altre senza significative variazioni della quota relativa, come lungo la grande Faglia di San Andreas in California o lungo la Faglia anatolica in Turchia, si avranno faglie «trascorrenti». Nella realtà fisica le faglie, rispondendo alla somma di sforzi di diversa orientazione e intensità, si muoveranno secondo una combinazione degli stili descritti, per esempio con una modesta componente inversa associata a una cospicua componente orizzontale come durante il recente terremoto di San Francisco.

La conoscenza della geometria del piano di faglia, della sua localizzazione e della direzione del movimento relativo lungo di esso rappresenta il fondamento della descrizione del terremoto sotto il profilo geodinamico. Tuttavia due aspetti fondamentali - la quantità di energia emessa dalla sorgente e le modalità della sua liberazione - devono ancora essere esplorati prima che le conoscenze accumulate possano essere utilizzate nella pratica per creare una modellistica di eventi futuri. Entrambi questi aspetti sono intimamente legati alle dimensioni del piano di faglia associato a un dato terremoto e all'entità dello scorrimento che vi ha avuto luogo. Queste grandezze vengono combinate linearmente in una grandezza scalare la cui denominazione, «momento sismico», richiama alla mente l'azione delle due forze di segno opposto che determinano il terremoto. Essa va a integrare i tradizionali indicatori delle dimensioni di un terremoto quali l'intensità, ovvero la valutazione degli effetti dello scuotimento sulle cose e sulle persone, e la magnitudo, una grandezza proporzionale all'ampiezza sul sismogramma di particolari onde irraggiate dalla sorgente sismica.

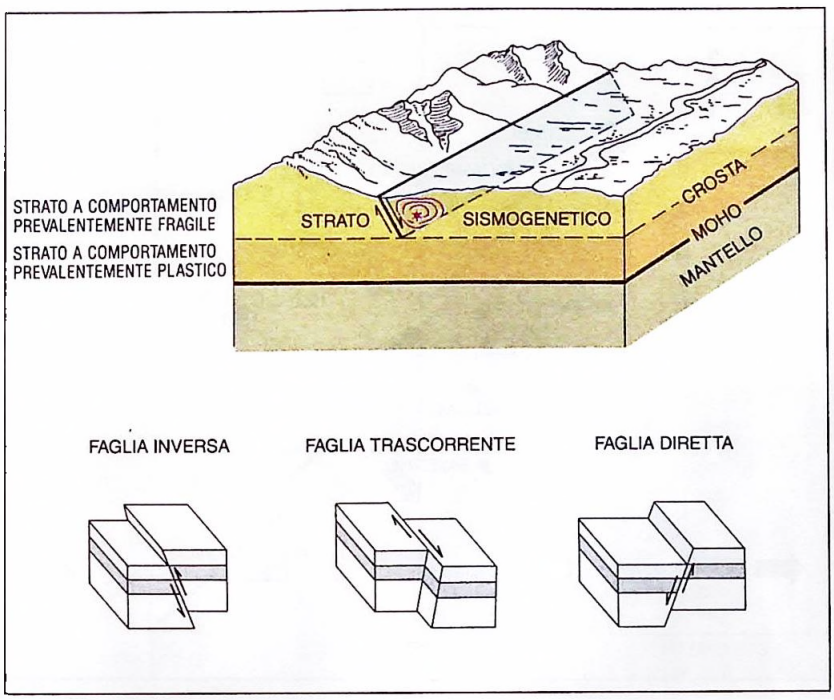
La valutazione oggettiva della gravità di un terremoto è stata per secoli il problema fondamentale dell'osservazione sismologica. La storia riporta che, a seguito del grande terremoto della Capitanata del 1627, venne tracciata la prima carta isosismica, una mappa in cui le località che avevano sofferto un ugual numero di crolli o di vittime venivano unite fra loro a formare aree circolari di ugual scuotimento. Il tempo e la disponibilità di osservazioni strumentali hanno reso il problema progressivamente più complesso e sfaccettato, ma per i nostri scopi basterà accettare il fatto che né la magnitudo, troppo strettamente legata alle condizioni sperimentali in cui ha luogo la misurazione, né tanto meno l'intensità, influenzata da fattori geografici e sociali del tutto indipendenti dal fenomeno sismico, vengono oggi ritenute indicatori fedeli delle reali dimensioni di un terremoto. Quindi, anche se queste grandezze non possono essere abbandonate in quanto riferimento imprescindibile per studiare la sismicità del passato, esse sono in corso di progressiva sostituzione in favore del momento sismico, il cui significato fisico e la cui oggettività meglio si prestano a una descrizione moderna e completa della sorgente di un grande terremoto.



Innumerevoli sono i terremoti che hanno arrecato distruzioni nell'Appennino meridionale. La storia dell'arte, dell'urbanistica e dei grandi cambiamenti demografici dell'area compresa tra l'Abruzzo e la Sicilia è scandita dal verificarsi di eventi distruttivi e dalle modificazioni indotte da questi nella dinamica sociale. Chiese e conventi ricostruiti sulle macerie dei precedenti, villaggi abbandonati e ricostruiti altrove per sconvolgimenti della topografia e del regime delle acque, sostituzione dei toponimi a significare il taglio con il passato testimoniano il ruolo dei terremoti come creatori di storia se non, paradossalmente, come agenti di rinnovamento e progresso sociale. La rilettura dei documenti storici, principalmente provenienti da archivi ecclesiastici, ha consentito di localizzare i principali terremoti storici, di valutarne le dimensioni e di studiarne gli effetti, sintetizzando le informazioni nel cosiddetto «catalogo sismico storico». In generale, l'attendibilità dei dati in esso riportati cresce con le dimensioni dell'evento e decresce con l'aumentare del tempo trascorso dal suo verificarsi. Qui viene mostrata la localizzazione dei principali eventi riportati per il periodo 1000-1980 dal *Catalogo dei terremoti italiani* del Progetto finalizzato «Geodinamica». Le dimensioni del simbolo sono proporzionali agli eventi. Questi si concentrano lungo una dorsale sismogenetica fondamentale che coincide con l'asse della catena appenninica seguendo la direzione NO-SE. La forte concentrazione spaziale di alcuni gruppi di terremoti fa ritenere che si tratti di eventi simili generati dalla medesima struttura. La non perfetta coincidenza degli epicentri può essere spiegata in alcuni casi ipotizzando che eventi di dimensioni intermedie possano aver interessato solo porzioni distinte della struttura; in altri casi occorre tenere conto della disomogeneità delle descrizioni di eventi avvenuti a secoli di distanza. La documentazione storica, congiuntamente a dati di diversa natura, prevalentemente geologici e morfologici, consente di localizzare le strutture sismogenetiche principali lungo le quali, in questa regione dell'Appennino, si generano i grandi eventi sismici. Qui esse sono rappresentate da linee spesse che indicano l'intersezione del piano di faglia con la superficie topografica. Lungo tale piano ha luogo la rottura che genera il terremoto e che si propaga dall'ipocentro fino, in condizioni favorevoli, alla superficie.

Grandi terremoti e deformazioni crostali

Questa breve digressione sui modi per stimare le dimensioni di un terremoto ci fornisce lo spunto per focalizzare l'attenzione su un aspetto del fenomeno sismico fino a oggi alquanto poco esplorato: il rapporto che intercorre tra il terremoto visto come fenomeno transitorio e istantaneo, le dimensioni fisiche del volume di roccia che, rompendosi, determina l'evento e l'evoluzione della geologia e topografia nella regione che dall'e-



Un terremoto ha luogo quando un volume di roccia, sottoposto a tensione, si rompe dando luogo a scorrimento relativo lungo un piano di debolezza, detto piano di faglia. Questi processi avvengono nella porzione più superficiale e fredda della crosta terrestre, il cosiddetto «strato sismogenetico», il cui spessore è generalmente di 10-15 chilometri. La rottura ha inizio nell'ipocentro (*asterisco*) e si propaga lungo il piano di faglia, consentendo in tal modo lo scorrimento relativo dei due lembi della faglia. La geometria della faglia e il senso del movimento lungo di essa saranno determinati dalla combinazione di sforzi tettonici a carattere locale e regionale. La figura sintetizza anche le tre classi fondamentali in cui le faglie vengono suddivise in relazione al tipo di movimento che ha luogo lungo di esse.

vento è interessata. Ma per rendere chiara la portata di questo tema è necessario fare un passo indietro.

Ancora ai primordi dell'umanità, il terremoto veniva considerato esclusivamente per i suoi effetti materiali, e l'idea di castigo divino spesso implicita nelle stragi e distruzioni prodotte da eventi sismici del passato ha per lungo tempo prevenuto anche gli eruditi dal dare al fenomeno una spiegazione fisica complessiva. Superati gli ostacoli di natura, per così dire, trascendentale, nel secolo scorso la scienza ha cominciato a descrivere la fisica di vari aspetti del fenomeno sismico, dalla velocità di propagazione delle onde all'attenuazione del moto del suolo con la distanza dal fuoco, ma sempre guardando al terremoto come evento unico e isolato. Finalmente, dalla combinazione della grandiosità dei fenomeni naturali nei neocolonizzati territori dell'Ovest degli Stati Uniti con la genialità di Grove Karl Gilbert, acuto naturalista e geografo, sarebbero nate le premesse per dare al terremoto il suo vero posto nell'ambito della storia del pianeta. Nel 1884, visitando le zone disastrate da un terremoto di magnitudo 7,6 che 12 anni prima aveva colpito la Owens Valley (al confine tra California e Nevada), egli annotò che «... le montagne crescono a poco a poco... formando come una piccola scogliera che i geologi conoscono come scarpata di faglia... . Momenti di coesione e di slittamento caratterizzano questa crescita... . Ci sono zone dove le scarpate chiaramente mancano, la deformazione aumenta lentamente, e un giorno essa vincerà la frizione, innalzerà le montagne di alcuni piedi e ripeterà su una scala ancora più terrificante la catastrofe di Owens Valley... ».

Anche se il linguaggio di Gilbert può apparire a tratti enigmatico, le sue osservazioni testimoniano la lucidissima intuizione di un processo, semplice e grandioso nello stesso tempo, che può essere riassunto in alcuni brevi punti. Innanzitutto, la sorgente di un grande terremoto non è rappresentabile come un punto, ma ha dimensioni fisiche valutabili nell'ordine dei chilometri o decine di chilometri. Per eventi di magnitudo superiore a 6,5 queste dimensioni sono tali da coinvolgere lo strato sismogenetico nella sua interezza; in queste condizioni il piano di faglia giunge a intersecare la superficie topografica determinando la formazione di uno scalino nel terreno, indicato come «scarpata di faglia», il cui andamento rispecchia la geometria del fenomeno che ha luogo in profondità. Se la faglia ha carattere predominante normale o inverso, la scarpata rappresenta anche il confine tra una regione della crosta che è stata sollevata dal terremoto e una che, almeno relativamente alla prima, è sprofondata. Come è confermato da numerosi esempi e giustificato dal punto di vista teorico, questa alterazione della topografia è in larga misura permanente e, anche se la scarpata viene in genere rapidamente demolita dall'azione degli agenti erosivi, la differenza di quota tra i due lati della faglia resta e può essere documentata attraverso semplici misurazioni di livellazione geodetica.

La ripetizione di terremoti come quello che ha prodotto la scarpata, ognuno dei quali libererà le tensioni progressivamente accumulate a partire dall'evento precedente, determinerà la progressiva identificazione di una topografia con valli e dorsali, a cui si sovraimporrà un reticolo fluviale progressivamente più attivo con l'aumentare del contrasto altimetrico. Ripetendo per un migliaio di volte un evento in grado di produrre una scarpata alta un metro si costruirà una topografia che, pur tenendo conto dell'erosione delle creste montuose e del parallelo colmamento dei solchi vallivi adiacenti, sarà caratterizzata da un contrasto di 600-700 metri, un valore paragonabile a quello che si osserva nei settori a più elevata sismicità del bacino mediterraneo.

Le osservazioni di Gilbert hanno influenzato in modo decisivo gli studi sismologici di terreno degli anni successivi. Il semplice processo da lui intuito e da noi sinteticamente descritto è stato esplorato in vari aspetti di dettaglio, e i suoi fondamenti ripetutamente verificati e corroborati da osservazioni provenienti da varie parti del mondo.

La comprensione dei meccanismi che controllano l'evoluzione della geologia e della topografia in una regione a elevata attività tettonica fornisce alle scienze della Terra uno di quegli strumenti di cui i geologi hanno bisogno per comprendere eventi verificatisi in un passato molto più remoto e registrati da rocce antichissime. Ma soprattutto, e su questo aspetto focalizzeremo la nostra attenzione, le intuizioni di Gilbert hanno aperto la strada allo studio dell'attività sismica presente, passata e forse futura, mediante gli strumenti della classica geologia di superficie.

L'enorme potenziale di questi strumenti è divenuto particolarmente chiaro nell'ambito del grande tema rappresentato dalla valutazione del rischio sismico associato a una regione, a un insediamento o a grandi opere civili quali ponti, dighe, centrali elettriche. Per fare un esempio, in particolari condizioni geologiche e climatiche, come quelle che si verificano normalmente negli Stati Uniti occidentali, il rilevamento di dettaglio di scarpate di faglia e di fenomeni di alterazione della topografia a esse associati ha consentito di valutare con successo il potenziale sismogenetico di regioni abitate da un tempo troppo breve per consentire l'identificazione per via storica delle sorgenti sismiche attive. I risultati di queste ricerche hanno permesso a loro volta di valutare l'estensione delle aree ad alto rischio prescindendo da alcune

delle principali limitazioni e ambiguità interpretative che caratterizzano i dati sulla sismicità storica.

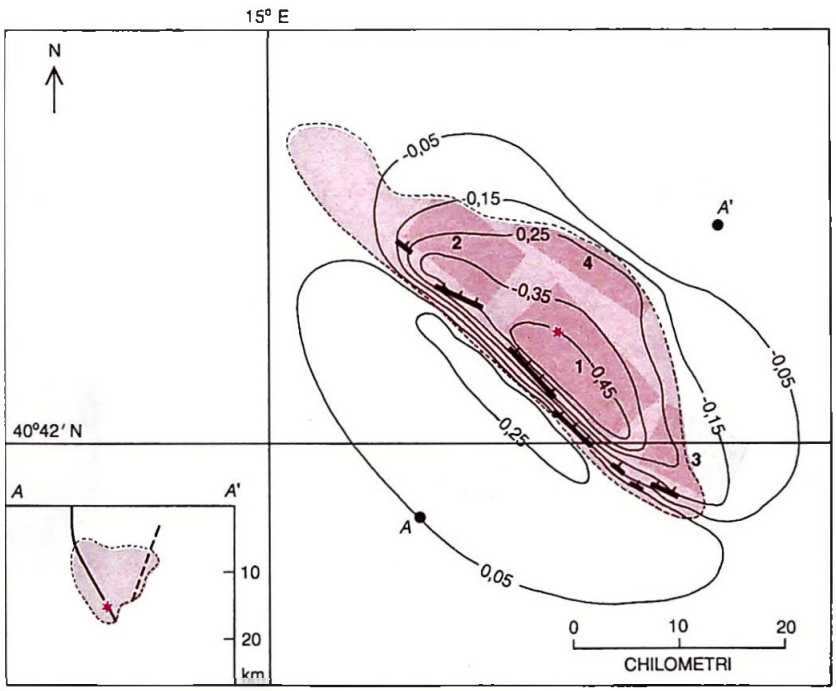
Probabilmente, il più brillante tra i risultati conseguiti nello studio dei grandi terremoti attraverso l'approccio geologico è l'aver constatato che essi hanno una fondamentale tendenza a replicare se stessi lungo le medesime faglie. Questa constatazione, verificata ormai in tutte le ambientazioni tettoniche conosciute, implica che gli stessi segmenti di più estese strutture sismogenetiche tenderanno a rompersi ripetutamente dando luogo a uno scorrimento di entità pressoché costante, che i confini tra un segmento e il successivo rimarranno stazionari nel tempo e che, come logica conseguenza del fatto che alla scala dei millenni la velocità dei grandi movimenti tettonici può essere assunta costante, i terremoti così generati tenderanno a ricorrere con regolarità. La teoria del «terremoto caratteristico», sviluppata da David Schwartz dello US Geological Survey e da Kevin Coppersmith, oggi consulente per la Geomatrix di San Francisco, sulla base di questa constatazione, ha quindi come obiettivo fondamentale il riconoscimento di un terremoto «campione» per ogni segmento di una specifica struttura sismogenetica. I caratteri di questo campione costituiscono la miglior previsione possibile sui caratteri del prossimo grande evento generato lungo tale segmento. Inoltre l'individuazione di terremoti caratteristici avvenuti lungo segmenti adiacenti a quello a cui si è interessati potrà portare a valutazioni soddisfacenti anche in condizioni di scarsità o totale assenza di informazione, sia storica sia geologica. E ancora, e questo rappresenta forse l'aspetto di interesse pratico più immediatamente comprensibile, l'assunzione di regolarità della comparsa dei terremoti caratteristici implica che, una volta determinato l'intervallo di tempo che mediamente intercorre tra due eventi simili successivi (detto «tempo di ricorrenza»), saremo in grado di esprimere valutazioni non solo sul *dove* e sul *come*, ma anche sul *quando* si verificherà il prossimo terremoto catastrofico.

Tuttavia, il coinvolgimento del fattore tempo sembra andare oltre le possibilità dell'osservazione geologica di terreno. Come già Gilbert aveva notato chiaramente, per costruire una topografia che risalti con evidenza all'occhio del geologo sono necessari molti terremoti in un arco di tempo la cui durata è molto difficile da valutare. Anche conoscendo con precisione l'età delle rocce costituenti una dorsale montuosa che sappiamo essere stata generata dall'attività di una faglia ben individuata, nella maggior parte dei casi ci accorgeremo che esse presentano tracce di cicli di deformazione ormai estinti e che pertanto sono molto più antiche dei fenomeni deformativi a cui assistiamo oggi. Né potrebbe essere d'aiuto lo studio della velocità con cui la dorsale viene smantellata dai processi erosivi, per l'enorme variabilità e dipendenza da fattori climatici transitori a cui questi sono soggetti. Così, dopo molti decenni durante i quali numerose faglie attive erano state accuratamente cartografate e descritte con cognizioni largamente approssimative dell'andamento nel tempo degli eventi sismici, gli ultimi 20 anni hanno visto l'affermarsi di una nuova disciplina che, imponendo stringenti vincoli cronologici ai processi naturali fino a ora descritti, rende finalmente quantitative le osservazioni di Gilbert e dei suoi successori.

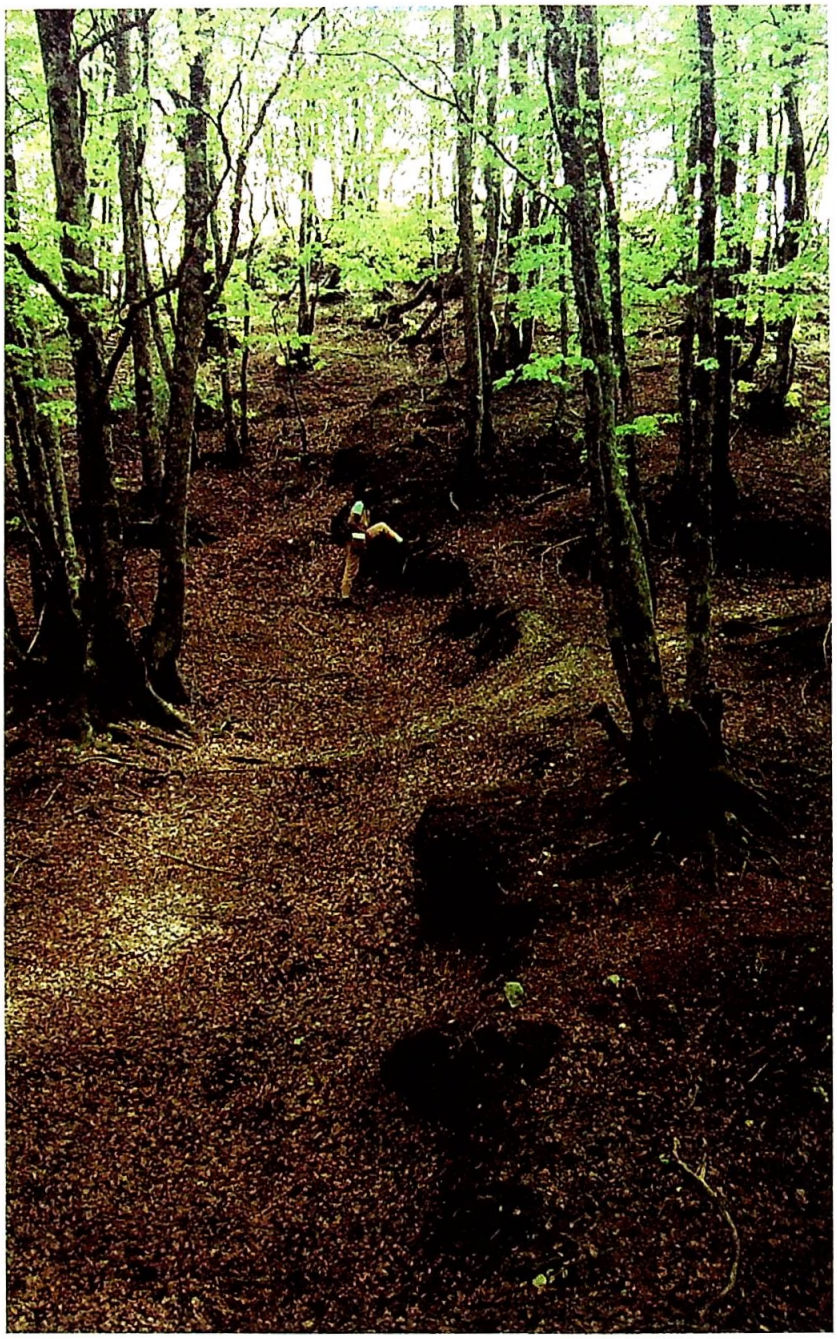
La paleosismologia

Questa disciplina, a cui è stato imposto il nome di «paleosismologia», o scienza dei terremoti antichi, utilizza la «lettura geologica» degli eventi sismici come chiave di interpretazione per la comprensione di quelli futuri. Essa ha ricevuto un forte impulso negli Stati Uniti e in Giappone a partire dall'inizio degli anni settanta, in relazione alla crescente esigenza di valutare con confidenza il rischio sismico legato a una veloce urbanizzazione e alla progettazione di grandi opere di ingegneria civile. In particolari regioni la combinazione della assoluta mancanza di osservazioni storiche con l'aridità del clima e con lo scarso grado di urbanizzazione, elementi questi ultimi che favoriscono la conservazione dei fenomeni tettonici di superficie, ha indirizzato in modo decisivo la ricerca verso la nuova disciplina.

Decine di faglie sono state già studiate in California, nel Nevada, nello Utah, consentendo di creare *ex novo* un catalogo sismico in regioni in cui la colonizzazione ha solo 150 anni di vita. Ma anche in regioni dotate di una storia più estesa, come nel bacino del Mediterra-



Il terremoto del 23 novembre 1980 ha avuto magnitudo 6,9. Il suo ipocentro è stato localizzato a 40 gradi e 46 primi di latitudine nord, 15 gradi e 20 primi di longitudine est e a una profondità di 12-14 chilometri. L'epicentro, ovvero la proiezione in superficie dell'ipocentro (indicato dall'asterisco), ricade presso l'abitato di Laviano, uno dei centri più colpiti. Il sisma è stato generato da un regime tettonico che produce estensione in direzione ortogonale alla faglia. A partire dall'ipocentro la rottura si è propagata lungo il piano di faglia, che è risultato composto di quattro frammenti, per una lunghezza totale di circa 50 chilometri. La proiezione in superficie di tali frammenti è rappresentata dalle aree ombreggiate. Per ognuno di questi frammenti, a eccezione di quello localizzato a nord-est dell'epicentro, lo scorrimento in profondità si è manifestato in superficie come una scarpata di faglia (*in tratto spesso con i dentini che indicano il lato ribassato*) la cui altezza arriva anche a un metro. La sezione in basso a sinistra mostra la geometria della struttura in profondità. Nei mesi successivi al terremoto migliaia di altre scosse di assestamento, solo in parte avvertibili dalla popolazione, hanno interessato l'area epicentrale (*in colore*). Oltre alla scarpata di faglia, lo scorrimento ha prodotto variazioni altimetriche permanenti dell'ordine delle decine di centimetri in una regione di quasi 1000 chilometri quadrati. Dalla distribuzione di queste deformazioni è possibile localizzare i frammenti di faglia, individuarne la geometria e valutare l'entità dello scorrimento che il terremoto ha determinato lungo ognuno di essi. Le isolinee quantificano la variazione di quota (in metri) che ci si può attendere dal modello di fagliazione così elaborato. Il complesso delle osservazioni di superficie consente di esprimere le dimensioni dell'evento in termini di momento sismico. Moltiplicando l'area complessiva della faglia per l'entità media dello scorrimento e per il modulo medio di rigidità delle rocce nella regione si ottiene così un valore di $1,8 \times 10^{26}$ dyne per centimetro, che è in accordo con le stime ottenute per via sismometrica.



Le faglie che vengono attivate durante i terremoti più grandi, per esempio tutti quelli di magnitudo superiore a 6,5, hanno dimensioni tali da coinvolgere interamente lo strato sismogenetico, giungendo a interessare la superficie topografica. L'emergenza in superficie del piano di faglia determina la formazione di una scarpata di faglia, che riflette pienamente la geometria e la dinamica del fenomeno che ha luogo in profondità. Il terremoto del 23 novembre 1980 ha prodotto una scarpata con orientazione NO-SE che si estende per quasi 40 chilometri tra Lioni e il Pantano di San Gregorio Magno. La scarpata mostra una sostanziale continuità ed è interrotta solamente per due brevi tratti in corrispondenza della valle del Sele e poco a nord di San Gregorio Magno. Queste interruzioni marcano in superficie i confini dei frammenti in cui è suddivisa la faglia principale. Nella fotografia è ripreso un tratto della scarpata che si trova in prossimità dell'epicentro; in questo settore essa raggiunge l'altezza di un metro. La scarpata è l'indizio più evidente delle deformazioni permanenti che il terremoto produce sulla superficie terrestre. Ben presto i processi erosivi smantelleranno il bordo della scarpata e accumuleranno sedimenti al suo piede, tendendo così a ripristinare l'originario equilibrio topografico. Dopo un tempo più o meno lungo, in relazione alle condizioni climatiche locali e alla natura dei terreni interessati, la scarpata verrà completamente ricoperta da depositi più recenti, ma le deformazioni prodotte dal terremoto saranno ancora ben conservate nel sottosuolo.

neo, la paleosismologia riveste un ruolo fondamentale nell'estendere all'indietro e rafforzare cataloghi sospetti di scarsa attendibilità o palesemente incompleti. Si consideri, infatti, che il tempo di ricorrenza caratteristico di numerose faglie è dell'ordine di molti secoli o di migliaia di anni, e che per motivi facilmente intuibili le dimensioni dei terremoti tendono a essere inversamente proporzionali alla loro frequenza. Ciò implica che alcuni cataloghi, spesso nella preoccupante inconsapevolezza di chi in seguito li usa per stime di rischio sismico, contengono solo occasionalmente i terremoti più grandi che possono aver luogo lungo le faglie della regione a cui si riferiscono, e vengono invece per lo più riempiti da eventi minori a breve periodo di ricorrenza.

Anche se oggi esistono vari metodi per l'identificazione e la datazione di grandi terremoti del passato, quello più diretto e intuitivo si basa sullo studio dei processi di alterazione della topografia che hanno luogo durante e a seguito di un grande terremoto. La deformazione legata allo scorrimento lungo la faglia sismogenetica interesserà i depositi sottostanti la superficie sotto forma di dislocazione, mentre i depositi in corso di sedimentazione registreranno l'evento come brusca alterazione dell'equilibrio del normale ciclo sedimentario di erosione-deposizione. Gli effetti dei processi innescati da questa condizione di instabilità costituiranno, assieme alla scarpata stessa, gli elementi della registrazione geologica del terremoto. In condizioni favorevoli tali effetti verranno preservati attraverso il seppellimento da parte di depositi più recenti, e potranno quindi essere messi in luce da appositi scavi a trincea le cui pareti «racconteranno» la storia geologica recente del sito.

La datazione di orizzonti ricchi in sostanze organiche posti nell'ambito di depositi di specifico significato sedimentologico consentirà di creare un quadro cronologico di riferimento per i paleoterremoti riconosciuti. Per esempio, l'età della parte alta dello strato sedimentario su cui si sono accumulati i detriti della scarpata, strato che costituiva la superficie topografica fino al verificarsi del terremoto, potrà intuitivamente essere assunta come di poco anteriore all'età del terremoto stesso. Analogamente, la datazione dei più bassi tra i depositi creati dal disfacimento della scarpata vincolerà un'età minima, permettendo quindi di circoscrivere il verificarsi del paleoterremoto entro un intervallo cronologico ristretto. Per gli scopi pratici, questa informazione si accompagnerà alle valutazioni sulle dimensioni del terremoto, che saranno state ricavate sulla base dell'estensione e dell'altezza della scarpata.

Tuttavia, anche se il ritrovamento e la datazione di chiare registrazioni geologiche di un paleoterremoto rappresentano già un risultato considerevole, l'informazione ottenuta non è ancora sufficiente a stabilire se esso sia o meno caratte-

ristico per quella faglia, ovvero se possano verificarsene di più grandi, e a stimare il relativo tempo di ricorrenza. Si rende quindi opportuno individuare siti in cui sia possibile mettere in luce deformazioni legate ad almeno due paleoterremoti. La congruenza tra le deformazioni prodotte in superficie dai due eventi avvalorerà l'ipotesi che essi siano caratteristici, mentre il tempo intercorso tra di essi, o la media tra i diversi intervalli nel caso si siano osservati numerosi eventi, darà il tempo di ricorrenza cercato. Qualora questo risulti più breve del tempo già trascorso dall'ultimo terremoto ci troveremo di fronte a una tipica *lacuna sismica*; a questo punto il buon senso ci guiderà nel prendere le necessarie misure e precauzioni di carattere amministrativo, nonché nell'attivare ricerche geofisiche mirate al rilevamento di eventuali precursori sismici entro un'area geografica ormai ben delimitata.

L'identificazione di faglie attive nell'Appennino meridionale

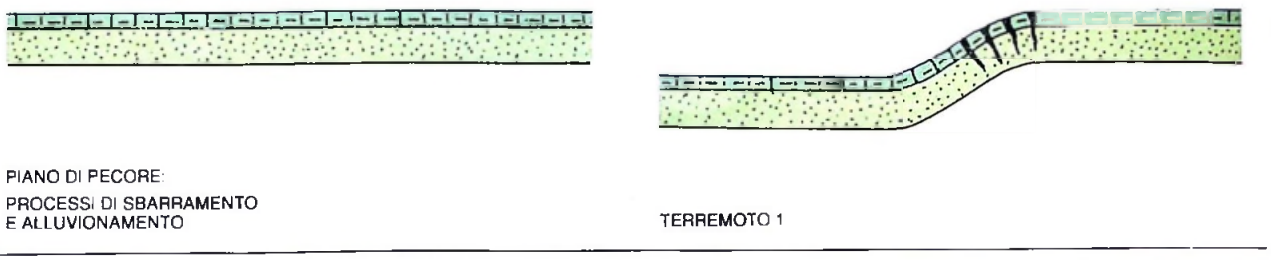
Nell'area mediterranea lo studio dei terremoti del passato e le valutazioni di pericolosità sismica sono stati fino a oggi principalmente basati sulla disponibilità di un cospicuo, e in larga misura unico, patrimonio di documenti e testimonianze storiche. L'analisi di questa enorme mole di informazioni, di cui i cataloghi rappresentano solo una sintesi, ha comportato la messa a punto di strumenti di indagine statistica estremamente complessi ed evoluti. Viceversa, le ricerche basate sull'osservazione di indizi di superficie del regime tettonico oggi attivo hanno segnato il passo, principalmente a causa delle difficoltà sorte nell'individuare tali indizi e nell'associarli al verificarsi di grandi terremoti storici.

La penisola italiana è nota agli studiosi di scienze della Terra di tutto il mondo per la complessità della sua struttura geologica. La conseguente difficoltà con cui la deformazione che ha luogo nello strato sismogenetico si propaga in superficie potrebbe rappresentare una spiegazione della scarsa evidenza delle faglie attive. Una ulteriore spiegazione potrebbe essere rappresentata dall'influenza degli agenti esogeni, che in un clima umido come quello delle zone interne della penisola possono obliterare rapidamente deboli modificazioni della superficie topografica legate ad attività tettonica. Sulla base di questi elementi si potrebbe giungere a ritenere che nella nostra penisola, e in generale in tutta l'area mediterranea, solo eventi catastrofici come quello del 1980 siano in grado di produrre effetti di superficie tali da consentire l'avvio di tutte le ricerche che su di essi sono basate.

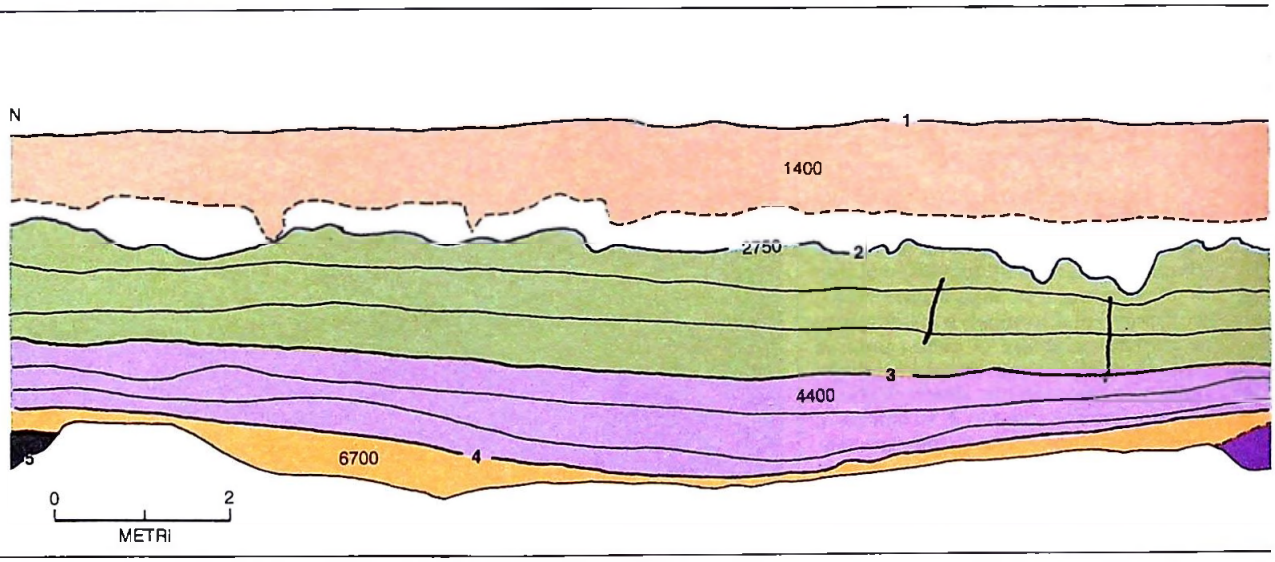
Negli ultimi anni, tuttavia, è apparso chiaro che, anche se questa conclusione è sostanzialmente corretta, la sua giustificazione nei termini sopra espressi non lo è, ed è quindi necessario ripensare dalle radici tutto il problema. Il confronto tra la scarpata di faglia prodotta dal terremoto del 1980 e le scarpate descritte da Gilbert prima, e l'esperienza diretta di terreno effettuata sulle sue orme dopo, ci hanno finalmente indicato la strada per risolvere questo dilemma. Infatti, per quale ragione sui versanti dell'Appennino non osserviamo quello che apparve a Gilbert durante le sue indagini sulla Sierra Nevada e sulle Montagne Rocciose? Perché la scarpata di faglia non si manifesta alla base del versante montuoso, come da lui descritto, ma lo taglia a metà, come è avvenuto nel corso del terremoto del 1980? Certamente gli sforzi tettonici cambiano nel tempo e, anche se un medesimo regime può permanere per milioni di anni, prima o poi si esaurirà cedendo il passo a un regime diverso. E così, mentre Gilbert descriveva qualcosa che agisce da almeno 10 milioni di anni e che è oggi nel pieno della sua maturità, noi assistiamo ai primi passi di un regime tettonico che sta subentrando a uno del tutto differente.

Naturalmente, il nuovo regime non sta modellando una superficie piatta, bensì una regione corrugata da immensi sforzi compressivi e oggi caratterizzata da profondi contrasti geologici e topografici. La scarpata che taglia in due un gruppo montuoso esemplifica e anticipa quello che sarà il panorama futuro dell'Appennino meridionale: dove erano valli e depressioni compariranno dorsali montuose, i vecchi rilievi scompariranno per l'azione combinata dell'erosione e

Gli studi paleosismologici si effettuano in genere aprendo trincee attraverso scarpate di faglia. Tali scavi hanno profondità e larghezza dell'ordine di tre-quattro metri e lunghezze da una decina ad alcune decine di metri. Nella fotografia è ripresa una delle trincee aperte lungo la scarpata di faglia prodotta dal terremoto del 23 novembre 1980, riconoscibile ancora oggi come una debole inflessione del terreno (*frecce*). La zona più vicina al fotografo appare ribassata rispetto a quella sullo sfondo. Sulla parete della trincea, in corrispondenza della scarpata del 1980, si osserva una chiara zona di deformazione in cui è riconoscibile un'inflessione simile a quella in superficie, ma più marcata. Questa zona ha registrato gli effetti di «antenati» del terremoto del 1980 che, come quest'ultimo, avevano prodotto una scarpata di faglia alta alcune decine di centimetri. L'alterazione della morfologia del Piano di Pecore conseguente alla formazione di una scarpata doveva influenzare profondamente la successiva sedimentazione, come suggerito dal diverso spessore degli orizzonti sui due lati della zona di deformazione.



La formazione di una scarpata di faglia altera notevolmente l'equilibrio morfologico, innescando processi di erosione e deposizione che tendono a ristabilire l'equilibrio di partenza. Le forme erosive e i depositi così prodotti costituiscono, con la scarpata di faglia, le «registrazioni geologiche» degli eventi sismici del passato. Lo studio delle trincee di Piano di Pecore ha mostrato come l'evoluzione del bacino possa essere il risultato della ripetizione del seguente ciclo: un primo terremoto provoca la formazione di una soglia nella zona



Elaborando graficamente le osservazioni effettuate sulle pareti delle trincee è stato possibile riconoscere le deformazioni e i depositi associati a quattro terremoti precedenti quello del 1980 e a esso molto simili. Per ciascun evento è stata valutata l'entità della deformazione ed è stato delimitato un intervallo cronologico. Nell'illustrazione è rappresentata la sezione semplificata della trincea; i diversi colori differenziano i depositi di origine lacustre (*c*, *d*, *f*) dai depositi colluviali (*a*, *b*, *e*, *g*), mentre a tratto spesso sono riportate faglie e fratture. I numeri in neretto identificano gli eventi sismici che possono essere «letti» nella trincea; il profilo in corrispondenza di ciascun numero rappresenta la traccia della superficie topografica al tempo del terremoto stesso. Tale superficie è stata deformata

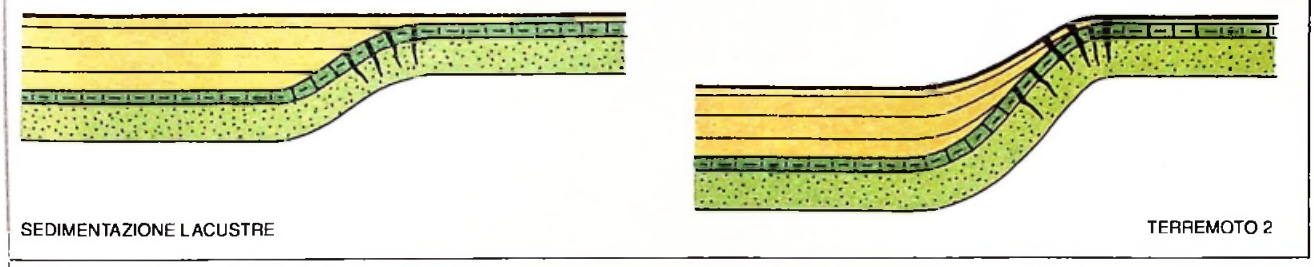
della dislocazione tettonica, il reticolo idrografico verrà stravolto e ridisegnato. Ma tutto questo richiederà tempo e, mentre noi assisteremo al progressivo imporsi del nuovo regime tettonico, le faglie sismogenetiche resteranno subdolamente nascoste in mezzo alla moltitudine delle faglie ormai inattive, a meno che un terremoto come quello del 1980 non giunga a rivelarne la posizione.

Così descritto, il momento geologico che l'Appennino meridionale sta attraversando ci appare assolutamente unico, e la possibilità di testimoniarlo entusiasmante. Tuttavia, le implicazioni di questo stato di cose costituiscono motivo di seria preoccupazione per i sismologi. Come si diceva, le faglie che hanno generato terremoti disastrosi come quelli del 1456, del 1688, del 1694, del 1732, del 1857 non hanno una espressione superficiale ovvia; dunque semplicemente non sappiamo con certezza dove si trovano. Per di più, l'esperienza fatta con il terremoto del 1980 ci ha insegnato che, paradossalmente, è più facile che faglie chiaramente espresse alla superficie siano il prodotto di regimi tettonici ormai superati che non di quello oggi attivo. Sapere dove si trovano queste faglie per valutarne il potenziale è dunque compito arduo, e forse impossibile, se il terremoto del 1980 non ci avesse inaspettatamente fornito una chiave di lettura assolutamente eccezionale.

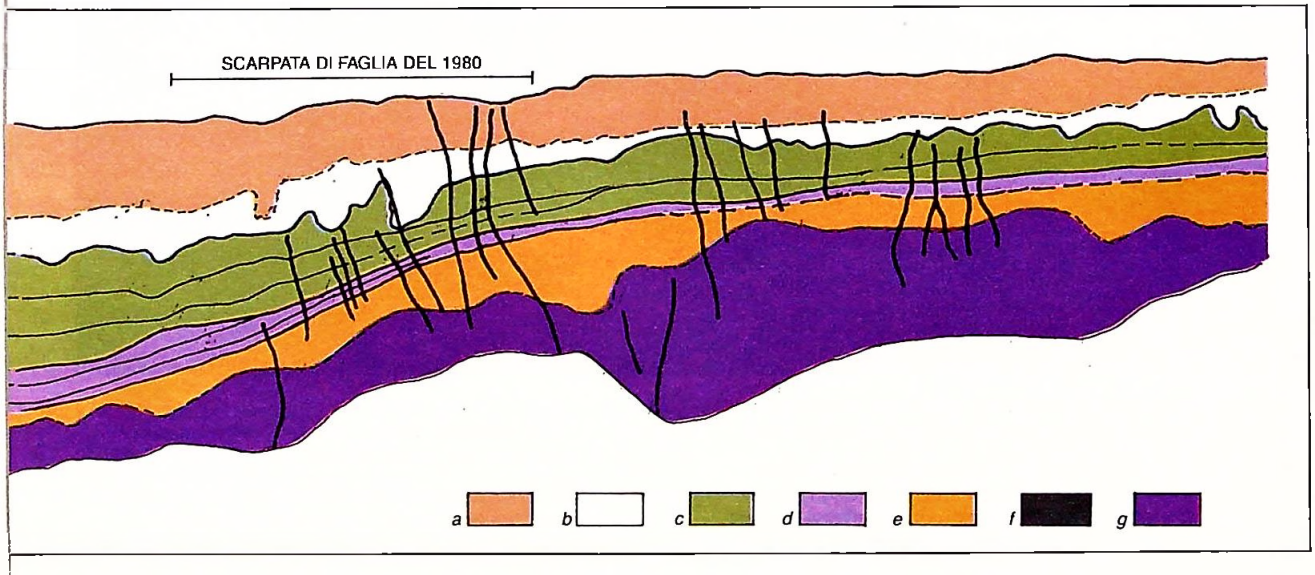
I predecessori del terremoto del 1980

Fino a questo punto, la constatazione della giovane età del regime tettonico in atto non è andata al di là della semplice osservazione qualitativa. Fatto ancora più importante, questa constatazione non ha offerto alcuna indicazione sulla velocità della deformazione tettonica, ovvero sulla velocità del rilascio sismico e quindi, in ultima analisi, sul tempo di ricorrenza dei grandi terremoti che interesseranno l'Appennino meridionale. Si è reso così essenziale elaborare un quadro cronologico di riferimento che serva a dare un senso pratico alle osservazioni finora condotte. Questo obiettivo è stato raggiunto attraverso un esperimento paleosismologico, il primo di questo tipo a essere condotto in Italia e in Europa, avviato da ricercatori dell'Istituto nazionale di geofisica di Roma lungo la scarpata prodotta dal terremoto del 1980.

Tra i numerosi siti che sembravano aver registrato deformazioni indotte da eventi precedenti a quello del 1980 è stato selezionato il Piano di Pecore di Colliano, una piccola depressione circolare posta a 1200 metri di quota lungo la dorsale del Monte Marzano-Monte Carpineta. Piano di Pecore, che si trova solo qualche chilometro a sud dell'epicentro



di sbocco del drenaggio del Piano modificando la topografia, interrompendo il normale deflusso e determinando l'alluvionamento del bacino, che si trasforma in un lago. La sedimentazione lacustre porta gradualmente al colmamento della depressione e, quando lo spessore dei depositi raggiunge l'altezza della scarpata, viene a interessare anche una parte della zona di soglia fino alla restaurazione di una topografia pianeggiante e alla conseguente riapertura del drenaggio. Il terremoto successivo dà inizio a un nuovo ciclo.



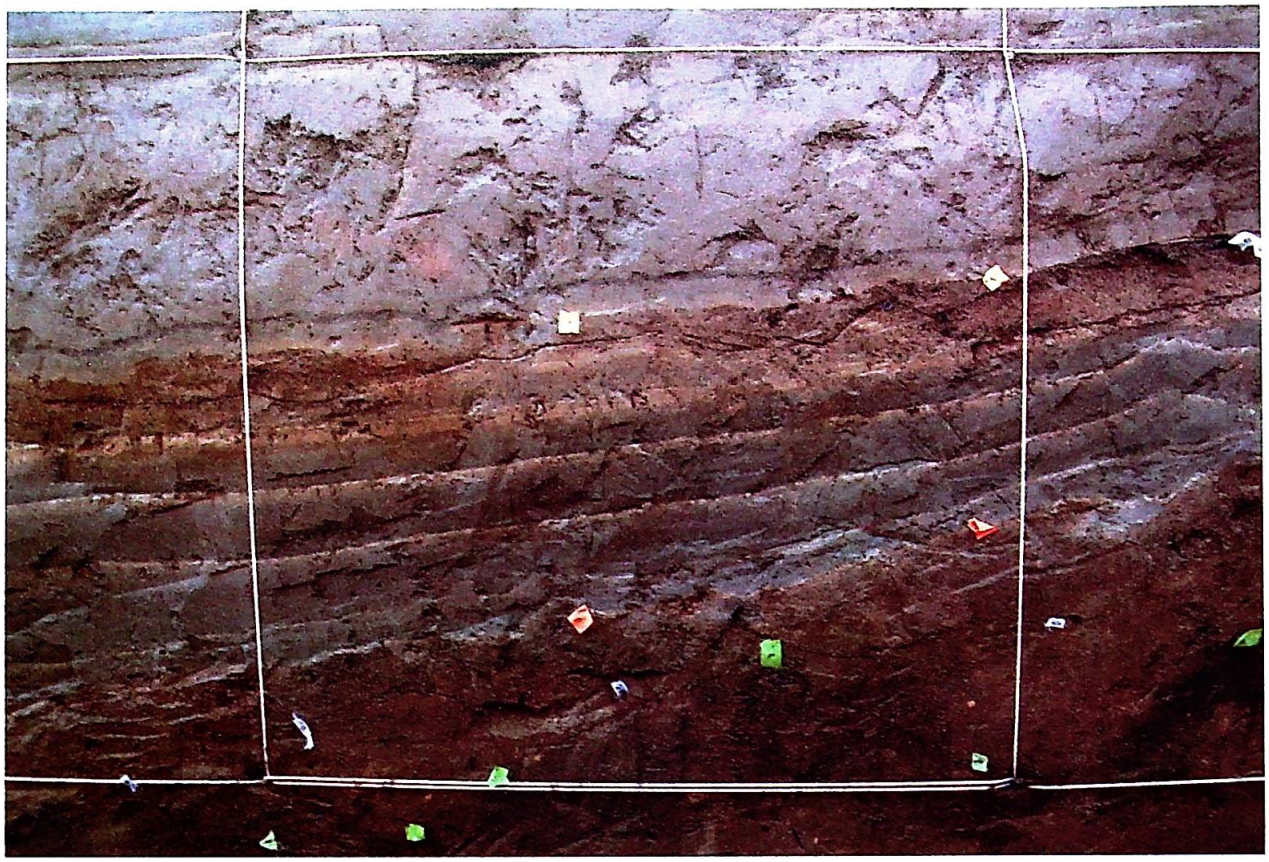
anche da tutti gli eventi successivi cosicché, se si confronta il dislivello esistente tra i due lati della faglia per le diverse superfici, si nota, per esempio, che esso risulta circa il doppio per la superficie 2 in rapporto alla 1. Il dislivello aumenta verso il basso, in accordo con la semplice osservazione che depositi più antichi hanno registrato più eventi sismici. Dalla trincea sono stati prelevati alcuni campioni di materiale carbonioso che sono stati datati con il metodo del carbonio 14. Per ogni campione è stata ottenuta un'età (riportata nel livello cui si riferisce) la cui precisione di misura è stimata in 50 anni. La datazione del primo orizzonte deformato da un evento e del primo non deformato immediatamente superiore consente di determinare i limiti cronologici entro cui l'evento ha avuto luogo.

strumentale del terremoto, fu vistosamente attraversato dalla scarpata di faglia prodotta dal terremoto del 1980. La posizione e la conformazione del bacino ne fanno una efficiente trappola per i sedimenti dilavati dai rilievi circostanti. Questo meccanismo è apparso particolarmente chiaro all'indomani del terremoto, quando la parte centrale del Piano si è trovata ribassata di circa 80 centimetri rispetto al suo unico punto di drenaggio. Il bacino ha così iniziato una fase di rapido colmamento che ha velocemente sottratto agli agenti esogeni le deformazioni superficiali prodotte dal terremoto e che sta progressivamente ricreando le condizioni di drenaggio originarie.

L'ipotesi che un fenomeno simile si sia verificato anche a seguito di eventi del passato implica quindi che le deformazioni da questi prodotte si trovino oggi ben conservate nel sottosuolo di Piano di Pecore. Sono state così aperte due trincee che attraversano la scarpata al suo ingresso nel Piano e al centro di esso. L'esame di dettaglio delle pareti delle trincee ha consentito la ricostruzione di una sequenza stratigrafica costituita da una alternanza di depositi lacustri e colluviali (derivanti dal dilavamento dei versanti e deposti in ambiente subaereo) e che mostra, in corrispondenza della scarpata di faglia prodotta nel 1980, deformazioni legate ai diversi terremoti a esso precedenti. Attraverso un procedimento di ricostruzione grafica è stato possibile riconoscere, misurare e delimitare cronologicamente effetti deformativi legati a quattro paleoterremoti del tipo di quello del 1980.

I risultati provenienti dalle trincee di Piano di Pecore forniscono le prime misure assolute del tasso di deformazione tettonica cui è soggetto questo settore dell'Appennino. L'accumulo di un dislivello di 3,2 metri osservato tra i due lati della faglia in un intervallo di circa 7000 anni dà un tasso medio di sollevamento e di estensione in direzione NE-SO rispettivamente pari a 0,4 e 0,2 millimetri all'anno. Quest'ultima stima sale a quasi 0,4 millimetri all'anno ricordando che il terremoto del 1980 ha comportato fagliazione lungo una faglia parallela a quella attraverso cui sono state scavate le trincee e assumendo che questa modalità di rottura sia anch'essa comune a tutti gli eventi tipo 1980.

Attraverso la ragionevole assunzione che la meccanica del terremoto del 1980 sia simile a quella degli altri grandi terremoti che avvengono in regioni adiacenti della dorsale appenninica si rende possibile, almeno in prima approssimazione, estendere a queste ultime le stime ottenute a Piano di Pecore. Le stesse stime possono essere usate per quantificare attraverso un semplice calcolo l'età di inizio del regime tettonico oggi attivo.



Le trincee di Piano di Pecore hanno messo in luce una successione di depositi lacustri intercalati a depositi colluviali di ambiente subaereo provenienti dal disfacimento delle rocce che affiorano sui rilievi circostanti. I primi, contraddistinti da varie tonalità di grigio, sono costituiti prevalentemente da sabbie (*più scure*) e argille (*più chiare*) ben stratificate, di origine per lo più vulcanica. Questa origine non deve sorprendere, in quanto le cronache storiche riportano con frequenza la caduta di ceneri e sabbioni piroclastici in relazione ai principali episodi del vulcanismo vesuviano e flegreo. Questi depositi indicano, quindi, che almeno in alcune fasi della sua storia Piano di Pecore ospitava un lago, e che in esso confluivano trasportate dalle acque meteoriche le ceneri deposte sui rilievi circostanti. I livelli colluviali, riconoscibili per il colore marrone ocraceo, identificano invece periodi in cui il bacino, al pari di oggi, ospitava una palude il cui fondo veniva tappezzato da materiali vegetali in decomposizione. La datazione radiometrica di frammenti legnosi, più frequenti negli intervalli lacustri, o di livelli carboniosi, caratteristici degli intervalli palustri, ha consentito di inquadrare gli orizzonti incontrati nello scavo in un riferimento cronologico assoluto. Ciò ha indirettamente consentito di datarne l'epoca di deposizione e quindi, in ultima analisi, di datare i più recenti terremoti che hanno prodotto una scarpata di faglia a Piano di Pecore.

EVENTO	ETÀ (ANNI)	RIGETTO VERTICALE (CENTIMETRI)
1	10	80
2	2750-3500	55
3	3500-4400	50
4	4400-6700	85
5	>6700	60

Nella tabella è riportato l'intervallo cronologico a cui è stato assegnato ciascuno dei quattro paleoterremoti riconosciuti nelle trincee e l'entità della dislocazione verticale prodotta da ognuno di essi. La somiglianza tra i valori di dislocazione porta a considerare il terremoto del 1980 come caratteristico per questa faglia. Sulla base di questi risultati si può calcolare un tasso di sollevamento medio di 0,4 millimetri all'anno e un tasso di estensione di 0,2 millimetri all'anno. Il tempo di ricorrenza medio per terremoti tipo 1980 risulta di circa 1700 anni.

Le carte geologiche della zona riportano che nell'area circostante Piano di Pecore affiora una particolare formazione di calcari di età cretacica (da 140 a 65 milioni di anni fa) il cui spessore totale è valutato pari a 300 metri. Poiché essi si fronteggiano sui due lati della faglia, e tenendo opportunamente conto della loro pendenza rispetto a essa, si può concludere che la dislocazione verticale complessiva accumulata lungo la faglia deve essere pari o minore di 300 metri. Infine, sapendo che tale dislocazione aumenta alla velocità di 0,4 millimetri all'anno, si giunge a concludere che la faglia ha iniziato la sua attività non più di 750 000 anni fa, un'età molto breve rispetto a quella che presumibilmente sarà la durata di questa fase tettonica.

Il riconoscimento di quattro paleoeventi precedenti il terremoto del 1980 e a esso molto simili, almeno per quanto riguarda natura, geometria ed entità delle deformazioni osservate a Piano di Pecore, implica che questi eventi siano «caratteristici» nel senso sopra descritto. La tabella di questa pagina mostra che i tre eventi più antichi si sono succeduti con una cadenza piuttosto regolare, mentre quello immediatamente precedente il 1980 ha avuto luogo circa 1000 anni prima di quanto sarebbe stato lecito aspettarsi sulla base dei terremoti precedenti.

La cronologia dei paleoeventi succedutisi lungo la faglia sismogenetica che ha originato il terremoto del 1980 fa nascere un problema del tutto nuovo e decisamente preoccupante. Sappiamo infatti dalle fonti storiche che terremoti apparentemente simili a quello del 1980 si sono ripetuti con una cadenza di alcuni secoli. Uno in particolare, quello avvenuto nel 1694, sembra aver colpito nello stesso modo le stesse zone interessate dal terremoto del 1980, e infatti su questa base era stato fino a oggi comunemente ritenuto suo «gemello». Come si è visto, l'evidenza paleosismologica contrasta con questa ipotesi, ma allo stesso tempo non è ovviamente in grado di fornire una spiegazione alternativa.

Tra le ipotesi che è possibile avanzare vi è quella secondo cui il terremoto del 1694 sarebbe stato in effetti quel tanto

più piccolo del suo successore da non superare la soglia energetica necessaria a produrre apprezzabili deformazioni della superficie, ma sufficientemente grande da provocare un quadro del danneggiamento apparentemente identico. E ancora, esso potrebbe avere avuto luogo lungo una struttura sismogenetica parallela e speculare a quella lungo cui è avvenuto il terremoto del 1980, così da mostrare una distribuzione del danneggiamento simile per movimento lungo una faglia che giunge in superficie a 15--20 chilometri da Piano di Pecore.

È molto probabile che la spiegazione di questo problema preveda una combinazione delle due ipotesi formulate. In ogni caso, il sospetto che gli effetti di questo come di molti altri terremoti storici appenninici siano stati decisamente sovrastimati, e quindi che alcune stime di rischio sismico basate sui cataloghi storici siano inutilmente pessimistiche, resta. L'apertura di nuove trincee in nuovi punti della faglia, la progressiva chiarificazione dei rapporti tra questa e le faglie adiacenti e una auspicabile rilettura critica della documentazione su particolari eventi storici dovrebbero consentirci nei prossimi anni di compiere significativi progressi nella valutazione del potenziale sismogenetico della dorsale appenninica e nell'individuazione delle aree più immediatamente minacciate dal verificarsi di grandi terremoti come quello del 1980.

I maremoti

di Stefano Tinti

Causati da grandi terremoti sottomarini ed eruzioni vulcaniche, sono frequenti anche nel Mediterraneo e, in particolare, nel Mar Egeo e lungo le coste calabresi e siciliane

La parola maremoto evoca immagini di grandi distruzioni determinate da ondate gigantesche che si abbattono rovinosamente sulle coste marine cancellando ogni forma di vita organizzata sotto un alto strato di fango e risucchiando in mare persone, animali e cose. In modo analogo, chi pensa a un terremoto generalmente pensa a ponti crollati, strade interrotte da frane, fiumi deviati dal loro corso naturale, ma soprattutto a case ridotte a cumuli di macerie sotto cui gli abitanti rimangono intrappolati senza possibilità di salvezza. Insomma maremoti, terremoti, eruzioni vulcaniche, inondazioni, siccità richiamano alla mente i grandi disastri naturali nei confronti dei quali l'uomo per tanta parte della sua storia si è sentito piccolo e assolutamente incapace di opporre un'accettabile difesa.

Chi ha scelto di fare di questi eventi oggetto di studio, è tuttavia assai meno incline a fare un'associazione automatica fra tali fenomeni naturali e la visione di immani catastrofi. Egli sa che gli eventi di dimensioni gigantesche che producono distruzioni enormi sono estremamente rari e che è molto più frequente il caso in cui la loro entità è così modesta che non sono in grado di provocare danni apprezzabili. La maggior parte dei terremoti, per esempio, passa praticamente inosservata e viene rilevata soltanto attraverso registrazioni strumentali.

La definizione di maremoto che più comunemente si trova in letteratura richiama in modo esplicito il meccanismo secondo il quale, in base alle attuali teorie, esso viene generato e può essere data nel modo seguente. Si consideri un bacino d'acqua rilevante dal punto di vista geografico, per esempio, un mare o anche soltanto un lago. Si tenga inotre conto della superficie di contorno del bacino che è costituita, in alto, dalla superficie libera dell'acqua a contatto con l'atmosfera e, per il resto, dalla crosta terrestre che forma il fondo e le pareti laterali del bacino. Se un'area geograficamente rilevante di tale superficie subisce uno spostamento improvviso, allora nella massa d'acqua si genera una perturbazione, detta maremoto, che si manifesta come una serie di onde che hanno una lunghezza d'onda molto maggiore della profondità media del bacino e che rapidamente si propagano dalla zona in cui sono state prodotte, detta sorgente, in tutte le direzioni.

L'espressione «geograficamente rilevante» contenuta per due volte nella definizione serve a delimitare l'insieme di fenomeni classificabili come maremoti, escludendone i casi ovviamente privi di interesse geofisico. Si pensi che, se non si ponessero restrizioni né alle dimensioni della massa d'acqua, né all'estensione della sorgente, si dovrebbero considerare maremoti le onde generate da una zolletta di zucchero in una tazza di caffé o generate da un sasso gettato in uno stagno. Dal momento che la definizione data non fa distinzione sulla natura della superficie su cui agisce l'eccitazione, la perturbazione può interessare il fondo del bacino, come nel caso in cui una porzione del fondo marino si sollevi o si abbassi per effetto di un terremoto con epicentro in mare, oppure si può inizialmente sviluppare sulla superficie libera come quando una grande massa di roccia si stacca da una riva alta e ripida e precipita in mare. Si consideri inoltre che la perturbazione deve essere «improvvisa», in pratica di durata non superiore a tempi dell'ordine del centinaio di secondi. Questa caratteristica esclude per esempio tutti i fenomeni che implicano una deformazione lenta del fondo marino, quali subsidenza, bradisismo e la generazione non esplosiva di coni vulcanici sottomarini. Infatti, se l'eccitazione è sufficientemente lenta, la massa d'acqua si adatta in modo quasi statico alle deformazioni della superficie di contorno passando attraverso varie configurazioni di equilibrio: in questo caso le onde non vengono generate affatto, ma l'equilibrio viene raggiunto attraverso un modesto flusso di massa.

Un altro elemento importante della definzione riguarda la lunghezza delle onde generate. Come è stato rilevato in precedenza, si parla di maremoto quando tale lunghezza, vale a dire la distanza fra le creste di due onde successive (che nel seguito sarà indicata con λ), è molto maggiore della profondità media del bacino. In tale evenienza le onde vengono dette lunghe.

Questa circostanza ha un'implicazione sulle dimensioni della sorgente: infatti, si può considerare maremoto soltanto una perturbazione prodotta su una superficie sufficientemente grande, cioè con raggio medio molto maggiore della profondità media del mare.

Il fenomeno che noi chiamiamo maremoto è conosciuto ormai comunemente in tutto il mondo con il termine *tsunami*, di origine giapponese. Esso deriva dall'unione di due antiche radici. La prima «tsu» significa porto, oppure spiaggia o più genericamente costa, mentre la seconda «nami» significa onde. Dunque tsunami aveva il significato originale di «onde di porto» e indicava tutti quei fenomeni, maremoti compresi, che erano così violenti da sconvolgere anche le acque all'interno dei porti, cioè di quelle aree in cui le imbarcazioni avrebbero dovuto essere maggiormente protette. Nel seguito i termini maremoto e tsunami saranno utilizzati come sinonimi.

La causa più frequente dei maremoti sono i terremoti con sorgente totalmente o parzialmente sottomarina. Poco meno dell'80 per cento dei maremoti che hanno colpito le coste italiane, e dei quali si hanno notizie certe sono stati provocati da terremoti. E la percentuale è ancora più elevata se ci si allarga a tutto il Mediterraneo o se si considera l'intero Oceano Pacifico. Al secondo posto, come responsabili, si trovano le eruzioni vulcaniche di vulcani che sono sottomarini oppure che hanno un cono vulcanico molto vicino alla costa. Esse sono gli agenti causali di circa il 20 per cento degli tsunami italiani noti. Tra le altre cause di maremoti si possono ricordare le

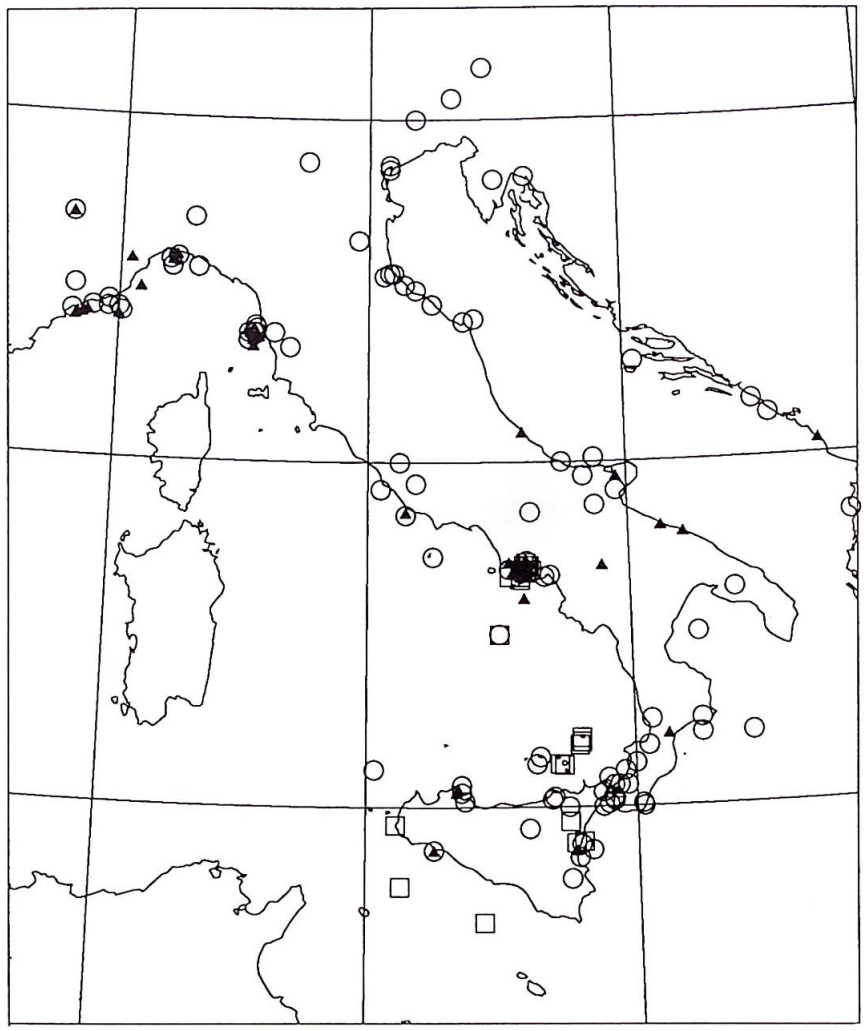
grandi frane di materiale incoerente che si verificano lungo i ripidi fianchi delle scarpate sottomarine o i crolli di grandi pareti rocciose che, staccandosi da monti a perpendicolo sul mare, vi si inabissano fragorosamente.

Un esempio tipico di maremoto di origine sismica è il maremoto verificatosi in Alaska il 28 marzo 1964, che rappresenta uno degli tsunami di maggiore energia della storia recente. Esso fu provocato da un terremoto dovuto alla rottura di una faglia dalla geometria complessa che dalla fossa dell'Arcipelago delle Aleutine nel Pacifico settentrionale si approfondisce verso nord. La magnitudo M_s del terremoto, stimata sulla base dell'ampiezza delle onde sismiche superficiali di 20 secondi di periodo, fu 8,4, che è un valore estremamente alto.

L'eccezionale proporzione del terremoto trova conferma anche nel fatto che la magnitudo M_w calcolata a partire dal momento sismico M_0 ha il valore 9,2. Per i terremoti piccoli e medio-grandi come quelli che avvengono in Italia le magnitudo M_s e M_w generalmente coincidono, ma per i grandi terremoti, M_s è sistematicamente inferiore a M_w e raggiunge un valore limite attorno a circa $M_s = 8{,}5$ che non può superare. Si consideri che negli ultimi cento anni si sono verificati nel mondo soltanto una cinquantina di eventi sismici di magnitudo M_s uguale o superiore a 8,4. E gli eventi con magnitudo M_w superiore a 9 si contano sulle dita di una mano.

A seguito del terremoto che interessò una zona a cavallo fra il mare e la terraferma, la superficie terrestre e il fondo del mare subirono movimenti verticali di vaste proporzioni: innalzamenti e sprofondamenti si verificarono su due aree affacciate, approssimativamente di forma ellissoidale, che abbracciavano una zona larga circa 350 chilometri e lunga quasi 900 chilometri e raggiunsero in alcune località valori anche superiori a 10 metri. Il maremoto colpì naturalmente le vicine coste dell'Alaska, ma si propagò nell'Oceano Pacifico fino a grandi distanze: sulle lontane coste della California settentrionale nella città di Crescent City si abbatterono onde superiori a 6 metri d'altezza, mentre in alcuni porti delle Hawaii, del Messico e del Cile furono osservate onde più alte di un metro.

Un esempio famoso di maremoto provocato dallo sprofondamento di un cono vulcanico è lo tsunami provocato il 27 agosto 1883 dall'esplosione del Krakatoa, un'isola vulcanica che si trova nel mezzo dello Stretto della Sonda, in Indonesia. L'esplosione gigantesca distrusse la parte centrale dell'isola che sprofondò in mare. Nel giro di qualche decina di minuti enormi ondate investirono i villaggi vicini sulle coste delle isole di Giava e Sumatra distruggendone molti e uccidendo più di 30 000 persone. L'evento fu di dimensioni davvero straordinarie. Le onde generate si propagarono per migliaia e migliaia di chilometri attraverso l'Oceano Indiano e l'Oceano Pacifico e furono osservate in India, in Sud Africa e persino in Alaska.

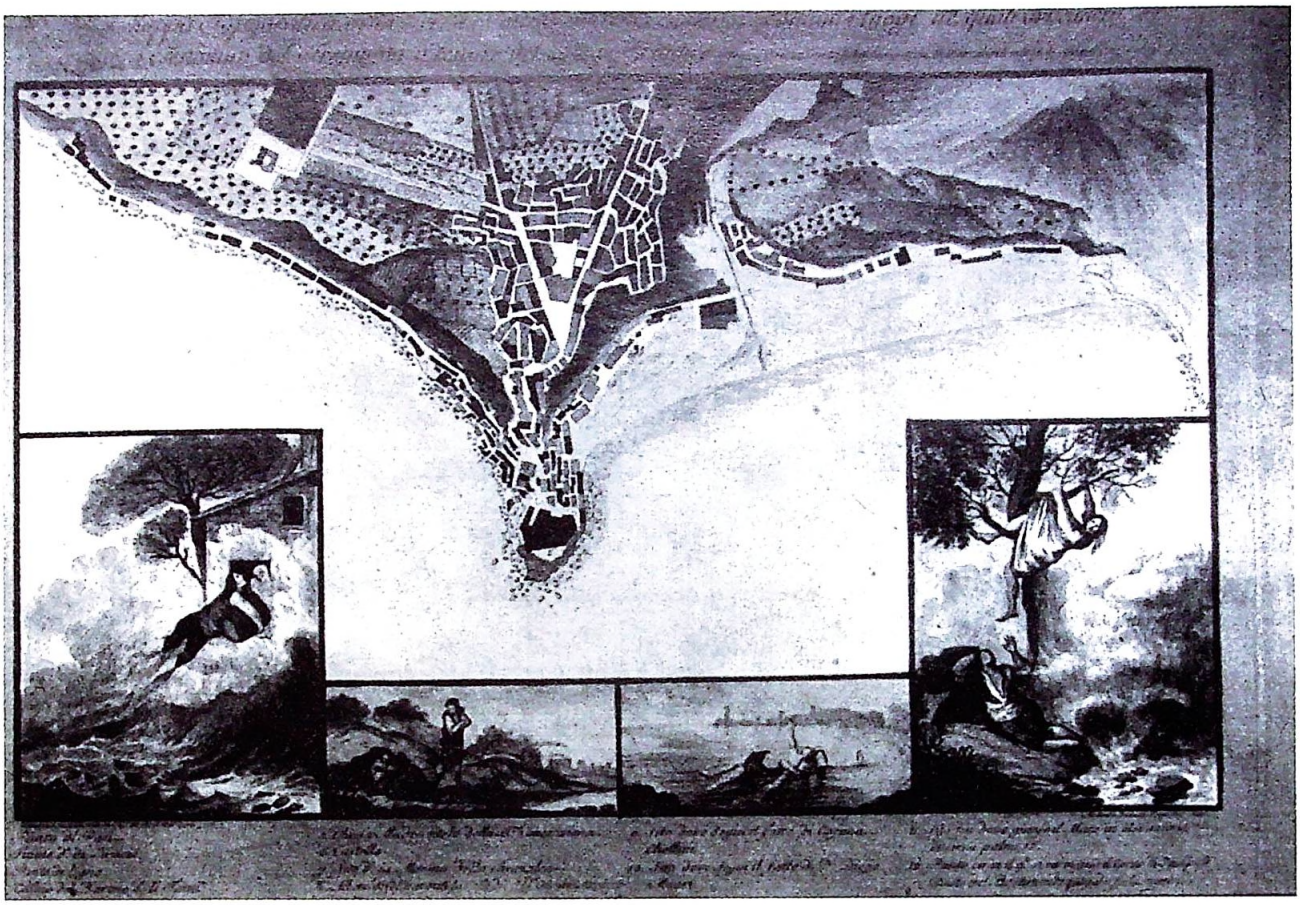


In questa mappa sono mostrate le zone di generazione dei terremoti italiani. Gli epicentri dei terremoti tsunamigenici sono qui indicati da cerchi, mentre i quadrati indicano i maremoti di origine vulcanica. Con i triangoli neri sono stati evidenziati gli eventi dubbi, vale a dire quegli eventi che non si possono considerare maremoti con sufficiente certezza in quanto non ne è conosciuta l'origine. Come si può constatare, i maremoti sono stati osservati lungo quasi tutte le coste italiane. Il versante tirrenico della Calabria meridionale e le coste tirreniche e ioniche della Sicilia orientale sono le regioni italiane che hanno subito più frequentemente maremoti, alcuni dei quali sono stati particolarmente distruttivi.

Una catastrofe simile per proporzioni e meccanismo potrebbe essersi verificata anche nel Mediterraneo attorno al 1500--1400 a.C. e sarebbe stata provocata dall'esplosione dell'isola vulcanica di Santorino nel Mar Egeo. Questa ipotesi, assai verosimile, è stata prima proposta nel 1939 da un celebre archeologo greco, S. Marinatos, sulla base dei manufatti ritrovati nel corso degli scavi condotti nel villaggio di Akrotiri nell'isola di Thera, una delle isolette rimaste dopo lo sprofondamento del cono vulcanico. Essa ha poi trovato numerose conferme in successivi studi di geofisici, geologi e vulcanologi, anche se permangono ancora alcune incertezze sulla precisa evoluzione ed entità del fenomeno.

Naturalmente l'esplosione del vulcano e i grandi terremoti che in genere si associano all'attività vulcanica sconvolsero la vita sull'isola, distruggendone e seppellendone sotto spessi depositi di lapilli e ceneri i villaggi e le coltivazioni. Parimenti non vi può essere dubbio che l'esplosione abbia provocato un grande maremoto che si abbattè sulle numerose isole dell'Egeo e sulle coste della Grecia, dell'Asia Minore e di Creta.

Un punto difficile da accertare riguarda tuttavia le dimensioni del maremoto. Secondo alcuni esso fu così violento che distrusse tutti i più importanti porti cretesi che sorgevano sulla costa settentrionale dell'isola, molto prossimi al mare e che erano quindi più vulnerabili all'attacco delle onde. I Cretesi, che fino ad allora erano i dominatori incontrastati di quei mari, non avrebbero più avuto la capacità di riprendersi dalla terribile sciagura e ciò



L'illustrazione è tratta dalla monografia scritta da M. Sarconi e intitolata *Istoria de' fenomeni del tremuoto avvenuto nelle Calabrie e nel Valdemone nell'anno 1783 posta in luce dalla Reale Accademia delle Scienze e delle Belle Lettere di Napoli* che venne pubblicata a Napoli nel 1784. L'autore vi rappresenta in modo dettagliato la mappa topografica delle spiagge vicine a Scilla che furono teatro del furioso maremoto che travolse più di 1500 abitanti del paese calabro. Sulla destra si nota la Marina Grande, una spiaggia bassa e lunga quasi 800 metri che fu completamente spazzata dalle ondate alte quasi nove metri. Al centro si protende verso il mare un promontorio, con un castello fortificato rappresentato da una macchia scura. Il promontorio fece parzialmente da schermo al maremoto - che proveniva dalla parte destra della mappa - e protesse le coste che si trovano sulla sinistra raggiunte da onde alte 2-3 metri. I disegni in basso che corredano la carta ricostruiscono, nello stile del tempo, alcuni episodi drammatici che si verificarono in quei terribili momenti.

avrebbe determinato l'improvviso declino della civiltà minoica, con il conseguente affermarsi degli achei e della civiltà micenea in tutta l'area attorno all'Egeo.

Nel Mediterraneo i paesi più soggetti all'attacco dei maremoti sono la Grecia e l'Italia. L'interesse degli studiosi per i maremoti mediterranei fu praticamente nullo fino a quando il 9 luglio 1956 non si verificò in Grecia un grande tsunami, per effetto di un terremoto di magnitudo 7,5 con epicentro nel Mar Egeo. L'isola di Amorgos, la più vicina all'epicentro venne colpita da onde gigantesche superiori ai 20 metri d'altezza che fortunatamente investirono una costa alta e rocciosa. Notevoli furono i danni provocati in molti centri che sorgono in Turchia e sulle numerose isole sparse nell'Egeo. L'isola di Klimnos, che si trova a circa 70 chilometri dalla sorgente, fu particolarmente colpita.

I primi cataloghi dei maremoti, curati prevalentemente da ricercatori greci, videro la luce qualche anno più tardi e riguardavano la Grecia e il Mediterraneo orientale. Si scoprì che i maremoti erano noti fin dai tempi antichi alle popolazioni sul Mediterraneo e che nella letteratura greca se ne potevano trovare numerose descrizioni. Dagli anni sessanta in poi gli studi orientati alla redazione di cataloghi di maremoti hanno attratto l'attenzione di numerosi ricercatori e si sono estesi fino a comprendere tutto il bacino del Mediterraneo. Attualmente esistono parecchi cataloghi di maremoti, per lo più di carattere regionale. Uno dei più recenti, che in gran parte sintetizza i risultati di precedenti studi e si riferisce agli eventi mediterranei, è stato pubblicato nel 1990 dallo scienziato russo Sergej Leonidovič Solov'ëv dell'Istituto di oceanologia di Mosca, il quale da molti anni si è dedicato allo studio dei maremoti.

A questo proposito è interessante rilevare che buona parte degli eventi riportati nel catalogo di Solov'ëv (per precisione, più del 40 per cento) sono stati osservati sulle coste italiane. Tra di essi sono compresi tanto i maremoti locali, cioè i maremoti la cui sorgente è vicina alle nostre coste, quanto i maremoti generati in aree più lontane e che si sono successivamente propagati sino a noi.

Se in una carta geografica della nostra penisola si riportano le sorgenti dei maremoti locali di cui si ha notizia certa, si può osservare che in pratica tutte le coste italiane sono state interessate da maremoti in tempi storici, dall'Adriatico allo Ionio, dal Canale di Sicilia al Tirreno e al Mar Ligure; l'unica eccezione è costituita dalle coste della Sardegna che è una regione sismicamente stabile e senza attività vulcanica.

Il più grande maremoto dell'Adriatico si verificò il 30 luglio del 1627 nel Gargano settentrionale. A provocarlo fu un fortissimo terremoto con epicentro vicino a San Severo e con intensità epicentrale pari all'undicesimo grado della scala Mercalli, che provocò molte vittime e notevolissime distruzioni e danni in tutta l'area garganica. Stando alle fonti contemporanee, delle quali la più ricca di particolari è la monografia scritta l'anno successivo da Antonio Luchino, il maremoto colpì tutta la

costa che si estende dalla foce del fiume Foro a sud di Pescara fino al porto di Manfredonia, ma soprattutto si manifestò in corrispondenza del lago di Lesina, vicino alla zona epicentrale: il mare prima si ritirò per molte centinaia di metri dalla riva sulla quale si riversò successivamente invadendo il lago e inondando completamente il piccolo villaggio di pescatori che sorgeva sulle sue coste. Fortunatamente, la violenza delle acque si abbattè su un'area che a quei tempi era quasi disabitata, cosicché si ha ragione di ritenere che il numero delle vittime del maremoto fu relativamente basso e comunque molto inferiore a quello del terremoto.

L'alta attività sismica e la presenza di vulcani attivi fanno del Tirreno meridionale e dello Ionio occidentale la zona dove ha avuto luogo il maggior numero di maremoti italiani. Le eruzioni del Vesuvio, dello Stromboli, di Vulcano e dell'Etna sono state accompagnate talvolta da oscillazioni anomale del mare sicuramente associabili all'attività vulcanica. Così, nel corso della grande eruzione vesuviana che durò dal 16 al 18 dicembre del 1631 e che provocò un abbassamento del cono vulcanico di circa 200 metri, si produsse un maremoto che cominciò con un ritiro delle acque del mare dalla costa, seguito da un'inondazione e che fu osservato in tutto il Golfo di Napoli da Ischia a Sorrento.

Tra i maremoti distruttivi che si sono verificati nell'Italia meridionale è opportuno ricordare in modo particolare quelli verificatisi nel 1783 e nel 1908. Nel 1783 la Calabria fu investita da una crisi sismica di eccezionale violenza, per effetto della quale, a partire dal 5 febbraio, la terra fu scossa da una sequenza di moltissimi terremoti per lo più con epicentro nella Calabria meridionale. Per comprendere la dimensione della tragedia, è sufficiente dire che in meno di due mesi si susseguirono almeno cinque scosse di intensità comparabile o superiore al terremoto irpino del 1980. Il maremoto più rovinoso si verificò nella notte fra il 6 e il 7 febbraio e fu molto probabilmente determinato dal crollo in mare di una enorme quantità di roccia staccatasi da un monte immediatamente a sud di Scilla, crollo favorito dalle incessanti scosse sismiche.

Gran parte degli eventi del 1783 sono stati raccontati e descritti con abbondanza di particolari da numerosi studiosi del tempo, come M. Sarconi e G. Vivenzio i quali raccolsero moltissime testimonianze e osservazioni in opere pubblicate rispettivamente nel 1784 e nel 1788. Da essi sappiamo che la notte del 6 febbraio una serie formata da tre onde molto violente, alte quasi nove metri, invase le spiagge di Scilla chiamate Marina Grande, Marina di Chianolea e Marina dell'Oliveto e travolse gran parte degli abitanti di Scilla che, per sfortunata fatalità, avevano deciso di pernottare all'aperto proprio su quelle spiagge per sfuggire alla minaccia delle continue scosse sismiche. Furono più di 1500 le persone che trovarono la morte nelle onde a Scilla, ma il maremoto causò vittime anche a Torre del Faro sulle opposte coste della Sicilia.

La velocità v con cui si propaga il maremoto è una funzione alquanto complessa della profondità h del mare e della lunghezza d'onda λ, che peraltro influisce in misura minore:

$$v = \sqrt{(g\lambda/2\pi)\tanh(2\pi h/\lambda)}$$

dove g è l'accelerazione di gravità. In prima approssimazione, ciò significa che le onde di maremoto si propagano a una velocità vicina a $\sqrt{gh}$ e che le onde più lunghe sono leggermente più veloci. Indicativamente, in acque profonde le onde del maremoto si muovono a velocità comprese fra i 500 e i 1000 chilometri all'ora.

Poiché v è funzione crescente di h, quando le onde attraversano mari con batimetria complessa, sono soggette ad accelerazioni o rallentamenti a seconda che si muovano verso acque più profonde o più basse e di ciò bisogna tenere conto per calcolarne il tempo d'arrivo in una certa località. Inoltre la batimetria influisce sui raggi di propagazione del maremoto attraverso un processo di rifrazione: così, le grandi catene montuose sottomarine del Pacifico agiscono come una lente convergente sui raggi di propagazione dei maremoti generati da sismi con epicentro al largo del Cile meridionale, canalizzandoli fino alle coste del Giappone o delle Kurili.

Il più grande maremoto italiano del nostro secolo è quello verificatosi nello Stretto di Messina il 28 dicembre 1908 a seguito del disastroso terremoto che distrusse quasi completamente le città di Messina e di Reggio Calabria, per non parlare di tanti altri centri minori. Si tratta di uno degli tsunami più studiati, per la cui conoscenza sono preziose le osservazioni minuziose che furono compiute dallo studioso siciliano Giovanni Platania mediante sopraluoghi diretti in tutte le località costiere colpite e che furono pubblicate nel 1909. Per effetto del terremoto, il fondo dello Stretto subì un abbassamento di circa un metro e provocò il maremoto che quasi ovunque si manifestò inizialmente con un ritiro delle acque marine. Una sequenza di poche onde violente, seguite da moltissime altre oscillazioni minori, investì le coste. Le acque raggiunsero l'altezza maggiore su entrambe le rive della parte meridionale dello Stretto dove a Pellaro e a Lazzaro, in Calabria, e a Nizza di Sicilia e a Scaletta Zanclea, in Sicilia, superarono gli otto metri. Onde superiori ai quattro metri furono osservate lungo tutte le coste dello Stretto da Torre del Faro fino a S. Alessio e da Villa S. Giovanni sino a Capo dell'Armi. L'intera Sicilia orientale fu investita dal maremoto: a Catania le onde superarono i due metri, a Siracusa furono superiori al metro. Anche le lontane isole di Malta e di Gozo osservarono il fenomeno e il mareografo installato nel porto di La Valletta ci ha lasciato una delle poche registrazioni strumentali del maremoto che sono pervenute sino a noi. Le vittime provocate dal maremoto furono moltissime, secondo alcuni molte migliaia, ma naturalmente fu impossibile stimarne il numero con precisione, visto che risultò difficile stabilire se la causa della morte fu il maremoto o piuttosto il terremoto.

L'attuale ricerca sui maremoti mira a capirne meglio il meccanismo di generazione e le caratteristiche di propagazione, in particolare in prossimità della costa dove le onde subiscono le trasformazioni e le deviazioni più rilevanti per effetto della loro interazione con il fondo marino. Uno degli argomenti più interessanti, per esempio, riguarda il meccanismo e l'efficienza del trasferimento di energia dalla terra al mare che è proprio alla base della produzione del maremoto. Di fatto risulta tuttora oggi difficile spiegare come alcuni terremoti abbiano generato tsunami di notevole energia pur avendo un epicentro nell'entroterra abbastanza lontano dalla linea di costa e una superficie di faglia che sfiora il mare solo marginalmente. Più che nel Pacifico questo è un caso frequente nel Mediterraneo e in particolare in Italia, dove le aree sismogenetiche sottomarine sono molto meno estese di quelle che corrono a ridosso delle coste.

La previsione dei terremoti può essere ritenuta un obiettivo a lungo termine della ricerca di oggi. Naturalmente si può prevedere uno tsunami se si riesce a prevedere il verificarsi del fenomeno che lo produce, cioè il verificarsi di un terremoto o di un'eruzione vulcanica con caratteristiche tsunamigeniche. Purtroppo è ancora lontano il giorno in cui potremo conoscere in anticipo il luogo e il momento in cui si produrrà il prossimo terremoto e quale ne sarà l'energia sprigionata. Anche per quanto riguarda le eruzioni vulcaniche non si è ancora capaci di stabilirne in anticipo le precise caratteristiche, né se siano o meno in grado di produrre maremoti, nonostante che gli attuali e complessi sistemi di monitoraggio installati su molti vulcani ci forniscano notevoli informazioni sul loro stato di attività.

Al giorno d'oggi la previsione dei maremoti si basa generalmente su studi di natura statistica che permettono di stimare la probabilità che un maremoto abbia luogo in una certa area entro un dato periodo di tempo. Studi di questo tipo, che di recente sono stati compiuti anche per i maremoti italiani presso l'Università di Bologna, consentono di quantificare anche il grado di esposizione alla minaccia dei maremoti di un determinato tratto di costa. Tali studi forniscono dunque importanti elementi di valutazione sulla base dei quali è possibile decidere l'adozione di misure per proteggere le coste più minacciate e in particolare per difendere le strutture portuali, gli insediamenti alberghieri e turistici, i complessi residenziali e industriali che, sorgendo nelle immediate vicinanze del mare, potrebbero subire l'invasione distruttiva delle onde.

letture consigliate

Come opere di carattere generale sulla sismologia e sul rischio sismico si possono consigliare:
E. Boschi, M. Dragoni, *L'ira di Poseidone. Cos'è un terremoto e come difendersi*, Galileo Galilei, Roma, 1988.
E. Boschi, M. Dragoni, *Terra solida*, in «Enciclopedia del Novecento», Istituto dell'Enciclopedia Italiana, Roma, 1989.
E. Boschi, M. Dragoni, *Rischio sismico*, in *Ambiente Italia. Rapporto 1989: dati, tendenze, proposte*, Isedi, Torino 1989.
E. Boschi, M. Dragoni (a cura), *Aree sismogenetiche e rischio sismico*, vol. I e II, Istituto Nazionale di Geofisica, Roma 1987--1990.

Altri testi di carattere generale sulla sismologia e la fisica della Terra sono:
M.N. Toksöz, *La subduzione della litosfera*, in «Le Scienze» n. 90, febbraio 1976.
B.A. Bolt, *I terremoti*, Zanichelli, Bologna 1982.
G.C. Brown, A.E. Musset, *La Terra inaccessibile*, Patron, Bologna 1983.

Sempre sullo stesso argomento, ma di carattere specialistico, sono invece gli articoli:
M. Dragoni, M. Bonafede, E. Boschi, *Stress Relaxation in the Earth and Seismic Activity*, in «La Rivista del Cimento», vol. 6, 2, 1982.
H. Kanamori, E. Boschi (a cura), *Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation*, in «Rendiconti della scuola internazionale di fisica "Enrico Fermi"», LXXXV, Società italiana di fisica, Bologna 1983.

Sulle aree sismogenetiche si vedano:
D.L. Anderson, *La faglia di San Andreas*, in «Le Scienze» n. 42, febbraio 1972.
D.M. Boore, *Il movimento del suolo nei terremoti*, in «Le Scienze» n. 114, febbraio 1978.
W.H.K. Lee, W. Stewart, *Principles and Applications of Microearthquakes Networks*, Academic Press, Londra-New York 1981.

Per il contesto in cui si colloca la situazione italiana si possono poi vedere:
H.P. Laubscher, *Evoluzione e struttura delle Alpi*, in «Le Scienze» n. 72, agosto 1974.
G.F. Panza, G. Calcagnile, P. Scandone, S. Mueller, *Struttura profonda dell'area mediterranea*, in «Le Scienze» n. 141, maggio 1980.

In particolare, sul problema della macrozonazione si vedano:
L. Vinci, F. Frugoni e altri, *Target Areas for Prevision and Prevention Studies in Italy* in *Proceedings of the 5th International School of Solid Earth Geophysics: Earthquake Predition*, Erice, (in corso di pubblicazione).
P. Favali, G. Scalera, G. Smriglio, *Maps of Macroseismic Felt Effects in Italy with an Evaluation of Hazardous Zones*, in *Proceedings of the 4th International Symposium on the Analysis of Seismicity and Seismic Risk*, 1, 146-153, Bechyně, 1989.
A. Basili, P. Favali e altri, *An Attempt to Evaluate Seismic Hazard in Central-Southern Italy*, in «Natural Hazard», 3 31-47, 1990.

Per un panorama sulle tecniche geodetiche si rimanda al volume:
W. Torge, *Geodesy*, W. de Gruyter, Berlino 1980.

A questo si possono affiancare:
D.L. Anderson, A.M Dziewonski, *La tomografia sismica*, in «Le Scienze» n. 196, dicembre 1984.
E. Boschi, M. Dragoni, *Nuovi strumenti e metodologie per lo studio dei fenomeni sismici e dei moti interni della Terra*, in «Annuario EST», Mondadori, Milano 1985.
T.H. Jordan, J.B. Minster, *Metodi di rilevamento della deformazione crostale*, in «Le Scienze» n. 242, ottobre 1988.

Per una presentazione generale delle cause e delle conseguenze dei maremoti si consiglia:
T.S. Murty, *Tsunamis*, Fisheries and Marine Service, Ottawa 1977.

Per una discussione sui maremoti in Italia si raccomanda l'articolo:
S. Tinti, *Tsunamy Activity in Italy and Surrounding Areas*, in *A Mission to Planet Earth*, Galileo Galilei, Roma 1989.

I problemi relativi alla salvaguardia del patrimonio artistico-culturale italiano, anche in riferimento al rischio sismico, sono affrontati in:
R. Bianchi Bandinelli, *AA., BB. AA. e B.C. L'Italia storica e artistica allo sbaraglio*, De Donato, Bari 1974,
AA. VV., *Il patrimonio storico-artistico*, collana «Capire l'Italia», T.C.I., 1980.
F. Perego (a cura), *Anastilosi. L'Antico, il restauro, la città*, Laterza, Bari 1987.
V. Emiliani, *Se crollano le torri*, Rizzoli, Milano 1990.
S. Ranellucci, *Restauro e museografia*, Multigrafica, Roma 1990.

In questo numero:

Il rischio sismico di Vincenzo Petrini

La difesa dai terremoti di Franco Barberi

Rischio sismico e beni culturali di Antonella Huber

I moti violenti del suolo durante i terremoti di Antonio Rovelli

Proprietà della litosfera terrestre di Roberto Sabadini e Giorgio Spada

Plasticità delle rocce e meccanismo dei terremoti di Maurizio Bonafede e Michele Dragoni

I grandi terremoti medievali in Italia di Emanuela Guidoboni ed Enzo Boschi

La previsione dei terremoti di Enzo Boschi e Michele Dragoni

La valutazione della pericolosità sismica in Italia di Enzo Mantovani

La previsione statistica dei terremoti di Francesco Mulargia e Paolo Gasperini

Deformazioni crostali e sismicità di Vladimiro Achilli e Paolo Baldi

Geografia sismica in Italia di Calvino Gasparini e Andrea Tertulliani

Tomografia sismica per l'area italiana di Alessandro Amato e Bruno Alessandrini

Macrozonazione sismica del territorio italiano di Paolo Favali, Giancarlo Scalera e Giuseppe Smriglio

I nuovi strumenti della sismologia di Domenico Giardini, Andrea Morelli e Giovanni Romeo

La rete sismica nazionale di Rodolfo Console, Bruno De Simoni, Francesco Mele e Quintilio Taccetti

Il controllo delle aree sismogenetiche con reti locali di Alberto Basili e Massimo Cocco

Il terremoto dell'Irpinia: 10 anni di ricerche di Enzo Boschi, Daniela Pantosti e Gianluca Valensise

I maremoti di Stefano Tinti

Prossimo quaderno:

LOGICA MATEMATICA a cura di Corrado Mangione

Un periodico LE SCIENZE S.p.A. piazza della Repubblica, 8 - 20121 Milano

Copia di c9a6ee8478eb944a0a400c8c584263d1

di Marco Cattaneo

Prepararsi al sisma

Oggi la prevenzione è l'unico strumento che abbiamo

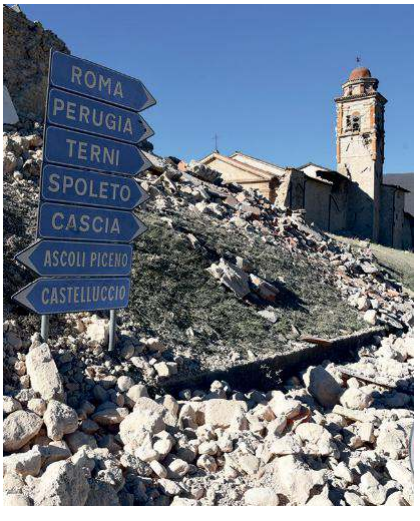
Da quel 24 agosto 2016 in cui all'improvviso, un'altra volta, l'Italia centrale ha cominciato a tremare, è trascorso quasi un anno. Senza preavviso, questa volta, a differenza di quanto era accaduto all'Aquila sette anni prima, una scossa di magnitudo 6.0 ha lacerato la notte di Accumoli, Amatrice e tanti altri centri del reatino, provocando trecento vittime.

Da allora, oltre alle altre violente scosse del 26 e del 30 ottobre, e del 18 gennaio di quest'anno, i sismografi hanno registrato decine di migliaia di aftershock, che nei primi giorni si susseguivano al ritmo di diverse centinaia al giorno: uno ogni pochi minuti. Le scosse successive hanno provocato solo tre vittime indirette, persone morte per infarto, ma la sequenza sismica che dura ormai da un anno ha messo in ginocchio cittadine e borghi, da Castelsantangelo sul Nera a Visso, da Ussita a Norcia, a Castelluccio.

Dei problemi della ricostruzione già sappiamo. Ne parlano le cronache, e presumibilmente ne parleranno ancora a lungo, tra ritardi, scarsi finanziamenti e paradossali ostacoli burocratici. Peggio ancora se si pensa che un mese fa, all'inizio di luglio, Confindustria denunciava il blocco di centinaia di cantieri della ricostruzione post sisma a causa della lentezza nello sbrigare le pratiche; non i cantieri di questo sisma, quelli dell'Aquila.

Dal punto di vista scientifico, la sequenza sismica iniziata il 24 agosto scorso e ancora in corso (anche se gli eventi stanno riducendosi in numero e in intensità) pone ancora molti interrogativi. Soprattutto per la complessità degli eventi e del sottosuolo, in cui si sono attivate diverse faglie. Ce lo raccontano Alessandro Amato e Daniela Pantosti, dell'Istituto nazionale di geofisica e vulcanologia, nel servizio di copertina di questo numero.

Amato e Pantosti si soffermano anche sulla diversità dei danni subiti da Amatrice e Norcia, sebbene la scossa del 30 ottobre con epicentro a Norcia sia stata di magnitudo maggiore. A differenza di Amatrice, sottolineano gli autori, il Comune umbro aveva subito danni rilevanti da terremoti piuttosto recenti, l'ultimo nel 1979. E in qualche modo è arrivato preparato al sisma del 2016. Ad Amatrice, invece, gli eventi distruttivi più recenti risalivano al Settecento, e le modalità costruttive adottate non erano adeguate.



Così, ancora una volta, la lezione che dovremmo imparare dall'ennesima tragedia nazionale è che il primo e per ora l'unico strumento di cui disponiamo per limitare i danni di sismi catastrofici è la prevenzione: ridurre la vulnerabilità degli edifici. Lo abbiamo detto dopo L'Aquila, e ancora dopo l'Emilia, e non ci stancheremo di ripeterlo.

L'Italia è un paese a elevato rischio sismico, dal 1700 a oggi si è verificato un terremoto di magnitudo 6 o superiore in media ogni sette anni. Per arginarne le conseguenze dobbiamo mettere in sicurezza il nostro patrimonio edilizio. Sistematicamente, e in tutte le aree a rischio. Possibilmente prima di dover seppellire altre centinaia di morti.

Belfiore/Sync/AGF

Comitato scientifico

Leslie C. Aiello
presidente, Wenner-Gren Foundation for Anthropological Research

Roberto Battiston
professore ordinario di fisica sperimentale, Università di Trento

Roger Bingham
docente, Center for Brain and Cognition, Università della California a San Diego

Edoardo Boncinelli
docente, Università Vita-Salute San Raffaele, Milano

Arthur Caplan
docente di bioetica, Università della Pennsylvania

Vinton Cerf
Chief Internet Evangelist, Google

George M. Church
direttore, Center for Computational Genetics, Harvard Medical School

Rita Colwell
docente, Università del Maryland a College Park e Johns Hopkins Bloomberg School of Public Health

Richard Dawkins
fondatore e presidente, Richard Dawkins Foundation

Drew Endy
docente di bioingegneria, Stanford University

Ed Felten
direttore, Center for Information Technology Policy, Princeton University

Kaigham J. Gabriel
presidente e CEO, Charles Stark Draper Laboratory

Harold Garner
direttore, divisioni sistemi e informatica medici, docente, Virginia Bioinformatics Institute, Virginia Tech

Michael S. Gazzaniga
direttore, Sage Center for the Study of Mind, Università della California a Santa Barbara

David Gross
docente di fisica teorica, Università della California a Santa Barbara (premio Nobel per la fisica 2004)

Danny Hillis
co-presidente, Applied Minds, LLC

Daniel M. Kammen
direttore, Renewable and Appropriate Energy Laboratory, Università della California a Berkeley

Vinod Khosla
Partner, Khosla Ventures

Christof Koch
docente di biologia cognitiva e comportamentale, California Institute of Technology

Lawrence M. Krauss
direttore, Origins Initiative, Arizona State University

Morten L. Kringelbach
direttore, Hedonia: TrygFonden Research Group, Università di Oxford e Università di Aarhus

Steven Kyle
docente di economia applicata e management, Cornell University

Robert S. Langer
docente, Massachusetts Institute of Technology

Lawrence Lessig
docente, Harvard Law School

John P. Moore
docente di microbiologia e immunologia, Weill Medical College, Cornell University

M. Granger Morgan
docente, Carnegie Mellon University

Miguel Nicolelis
condirettore, Center for Neuroengineering, Duke University

Martin Nowak
direttore, Program for Evolutionary Dynamics, Harvard University

Robert Palazzo
docente di biologia, Rensselaer Polytechnic Institute

Telmo Pievani
professore ordinario filosofia delle scienze biologiche, Università degli Studi di Padova

Carolyn Porco
leader, Cassini Imaging Science Team, e direttore, CICLOPS, Space Science Institute

Vilayanur S. Ramachandran
direttore, Center for Brain and Cognition, Università della California a San Diego

Lisa Randall
docente di fisica, Harvard University

Carlo Alberto Redi
docente di zoologia, Università di Pavia

Martin Rees
docente di cosmologia e astrofisica, Università di Cambridge

John Reganold
docente di scienza del suolo, Washington State University

Jeffrey D. Sachs
direttore, The Earth Institute, Columbia University

Eugenie C. Scott
Founding Executive Director, National Center for Science Education

Terry Sejnowski
docente e direttore del Laboratorio di neurobiologia computazionale, Salk Institute for Biological Studies

Michael Shermer
editore, rivista «Skeptic»

Michael Snyder
docente di genetica, Stanford University School of Medicine

Giorgio Vallortigara
docente di neuroscienze, direttore associato, Centre for Mind/Brain Sciences, Università di Trento

Lene Vestergaard Hau
docente di fisica e fisica applicata, Harvard University

Michael E. Webber
direttore associato, Center for International Energy & Environmental Policy, Università del Texas ad Austin

Steven Weinberg
direttore, gruppo di ricerca teorica, Dipartimento di fisica, University del Texas ad Austin (premio Nobel per la fisica 1979)

George M. Whitesides
docente di chimica e biochimica, Harvard University

Nathan Wolfe
direttore, Global Viral Forecasting Initiative

Anton Zeilinger
docente di ottica quantistica, Università di Vienna

Jonathan Zittrain
docente di legge e computer science, Harvard University

Copia di c9a6ee84778eb944a0a400c8c584263d1

Il terremoto del

Case e chiesa. Le macerie della basilica di San Benedetto a Norcia, distrutta dal terremoto di magnitudo 6.5 del 30 ottobre 2016. Gli edifici vicini, sebbene siano stati danneggiati, sono rimasti in piedi.

Giuseppe Bellini/Stringer/Getty Images

Un anno fa in un'area dell'Appennino centrale iniziava una sequenza sismica attiva ancora oggi e caratterizzata da un'evoluzione piuttosto imprevedibile

di Alessandro Amato e Daniela Pantosti

Copia di c9a6ec8478eb944a0a400c8c584263d1

centro Italia

24 agosto 2016, ore 3.36 della notte.

Un terremoto di magnitudo 6.0 scuote il centro Italia. La faglia che lo genera si estende per oltre 20 chilometri lungo l'asse degli Appennini, a una profondità compresa tra 8 chilometri e la superficie, in una regione montuosa tra le più belle della nostra penisola. Un'area che ospita numerose cittadine storiche e centri minori di Lazio, Umbria, Abruzzo e Marche, abituate da secoli a convivere con i terremoti, anche più forti di quello appena avvenuto. Si tratta della fascia a più alta pericolosità sismica dell'Italia, che corre lungo tutta la dorsale appenninica, e che è sottoposta a tensioni geologiche continue.

Copia di c9a6ee8478eb944a0a400c8c584263d1

Alessandro Amato è geologo e dirigente di ricerca INGV. Ha diretto il Centro nazionale terremoti ed è stato membro della Commissione grandi rischi. Ha studiato molti terremoti italiani, la struttura di faglie e vulcani. Oggi dirige il Centro allerta tsunami INGV. Autore di *Sotto i nostri piedi* (Codice, 2016).

Daniela Pantosti, geologa, è direttore della Struttura terremoti dell'INGV. Si occupa di tettonica attiva, geologia del terremoto e paleosismologia. Ha studiato faglie attive in numerosi paesi del mondo, dal Mediterraneo al Medio Oriente, fino a California, Centro e Sud America.

Anche se non è uno dei più forti eventi sismici conosciuti dalle cronache storiche, l'impatto di quel singolo terremoto è tremendo. Nel Lazio, Amatrice e Accumoli patiscono i danni più gravi, stimati fino al X-XI grado MCS (la scala Mercalli-Cancani-Sieberg adottata comunemente per i rilievi macrosismici), con il bilancio più pesante in termini di vite umane. Nelle Marche, Arquata e Pescara del Tronto non sono da meno, con crolli totali di molti edifici e numerose vittime e feriti. Pur con alcuni centri collocati proprio sopra la faglia, l'Umbria sembra avere resistito meglio.

La faglia – nota ai geologi, cartografata e studiata da anni – è quella che corre lungo la parete ovest del Monte Vettore e prosegue verso sud-ovest in quella dei Monti della Laga. La parte che si affaccia sul Pian Grande di Castelluccio mostra i segni del terremoto anche in superficie, che da subito fanno discutere i geologi. Li mostra proprio accanto e in corrispondenza dello «specchio» di faglia evidente nelle carte geologiche e che è il risultato della ripetizione di molti terremoti come quelli dello scorso anno.

In sala sismica

La notte tra il 23 e il 24 agosto, quando ci siamo ritrovati nella sala sismica della sede romana dell'Istituto nazionale di geofisica e vulcanologia (INGV), non potevamo immaginare che fosse iniziata una delle sequenze sismiche più lunghe e complesse dell'ultimo secolo. Guardando i dati dei sismometri della Rete sismica nazionale non abbiamo compreso subito la tragedia. Il calcolo rapido della magnitudo Richter (ML) aveva fornito una stima di 6.0, ma qualche dubbio sulla grandezza del terremoto rimaneva, poiché la ML tende a sottostimare la grandezza reale dei forti terremoti. Invece il calcolo del cosiddetto «momento tensore» e della relativa magnitudo momento (Mw), che fornisce una stima più realistica della grandezza del terremoto, aveva confermato la stima di 6.0. Si trattava di un evento simile a quelli di Colfiorito, in Umbria, del 1997, 11 vittime tra i due terremoti della notte e della mattina del 26 settembre, e un po' più piccolo di quello del 2009 all'Aquila (309 vittime). Anche le caratteristiche dell'evento del 24 agosto erano analoghe a quelle dei terremoti precedenti: ipocentri a 8 chilometri di profondità, faglie estese fino alla superficie, movimento della faglia di tipo «diretto» (o «normale»).

Un terremoto di quella magnitudo non costituisce un problema per paesi in cui si è prestata un'attenzione continua al rischio sismico, in particolare alla riduzione della vulnerabilità degli edifici. Via via che si delineava il quadro scientifico dell'evento, credevamo e speravamo che i terremoti del 2009, del 1997, del 1984 e del 1979, che avevano già colpito quelle regioni, e i precedenti storici più antichi fossero serviti a ricordare e a prendere le contromisure adeguate, riducendo la vulnerabilità edilizia. Ci sbagliavamo. Nel Lazio il bilancio delle vittime si aggravava ora dopo ora. Alla fine saranno quasi le 300 persone decedute sotto le macerie.

Intanto le prime squadre di sismologi, geologi, tecnici erano all'opera già all'alba per migliorare le reti di monitoraggio e cercare le tracce del terremoto sul terreno. Una ricostruzione puntuale e tempestiva del sistema di faglie attivo è fondamentale per delineare un quadro dell'accaduto e per disegnare possibili scenari futuri: la sismicità si sta spostando in altre aree? Ci sono indizi di attivazione di altre faglie? Potrebbero esserci altri forti eventi su strutture vicine?

Già dalle prime ore dopo la scossa principale, nella sala sismica si era raddoppiato il personale per stare dietro ai continui *aftershock* del terremoto. Con i soli dati della Rete sismica nazionale se ne localizzavano molte centinaia ogni giorno, in pratica uno ogni 2-3 minuti. In realtà erano molti di più, ma poiché avvenivano simultaneamente sulla superficie della faglia principale, circa 300 chilometri quadrati, e su altre faglie minori che si erano attivate, producevano segnali di fatto indistinguibili.

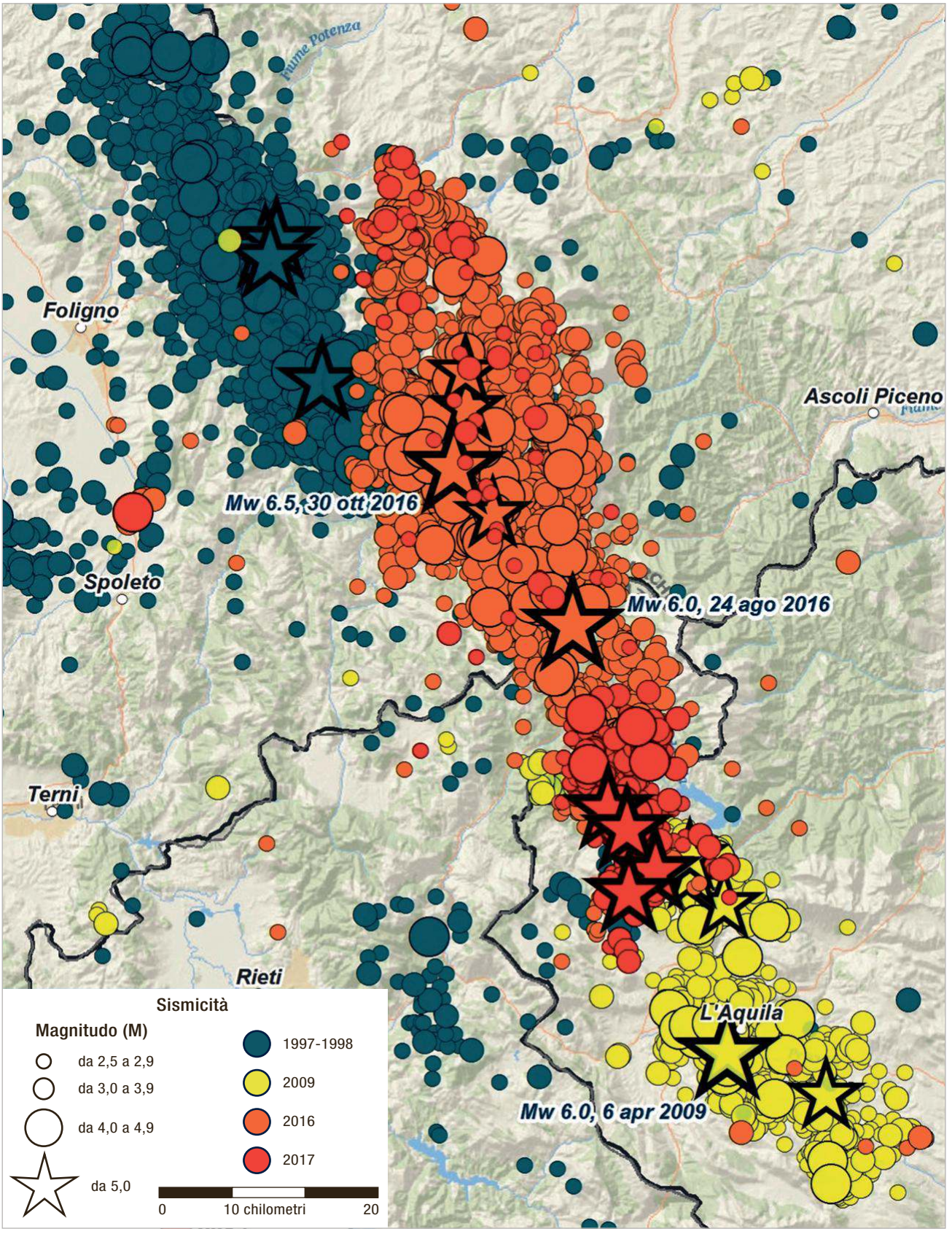
La zona attiva era quasi a metà strada tra i terremoti del 1997 e quelli del 2009. Sembrava che si stesse ricomponendo un puzzle. Un altro piccolo settore dell'Appennino si stava riassestando dopo avere accumulato energia per qualche secolo. I terremoti appenninici sono la risposta a un processo geologico lento che determina l'estensione della penisola dal Tirreno all'Adriatico. L'Italia peninsulare si allarga con una velocità di 3-4 millimetri all'anno, che vuol dire 3-4 metri ogni 1000 anni. Oltre a estendere la penisola, questi movimenti portano a un accumulo di stress sulle faglie dell'Appennino, che resistono a questa lenta tensione fino a quando l'attrito fra i due lembi della faglia lo consentono, poi devono cedere e rompersi, generando un terremoto. Le velocità massime di questa estensione sono osservate lungo l'asse della catena, ed è proprio qui che anche storicamente sono avvenuti i terremoti più intensi. Il concetto di ricarica lenta (periodo intersismico) e rilascio repentino di energia (terremoto), noto come «ciclo sismico», è alla base di molte ricerche mirate alla comprensione delle modalità con cui ogni faglia si prepara alla rottura; si cerca di individuare quali sono le faglie più pronte a generare un terremoto.

Proprio il concetto di ciclicità ha fatto nascere l'idea del «gap sismico», che descrive aree sismicamente silenti da secoli e circondate da zone dello stesso sistema sismogenetico interessate da forti terremoti in tempi recenti. In quest'ottica, il terremoto del 24 agosto sarebbe andato a colmare una parte di un gap sismico. Questo modello, se spiega a grande scala alcune caratteristiche della ricorrenza dei terremoti, in realtà è una semplificazione

IN BREVE

Il 24 agosto 2016 un forte sisma colpisce un'area tra Lazio, Umbria, Abruzzo e Marche, nella fascia a più alta pericolosità sismica dell'Italia.
La zona attiva era quasi a metà strada tra i terremoti del 1997 e del 2009, avvenuti sempre in Italia centrale. Un altro settore dell'Appennino si stava riassestando dopo avere accumulato energia per qualche secolo. Tra settembre e ottobre sembrava che la sequenza andasse verso un lento esaurimento.
Ma il 26 e 30 ottobre altri due forti terremoti scuotono sempre l'Italia centale, con epicentro nel pieno dell'area già colpita. A quasi un anno dall'inizio la sequenza è ancora alimentata con un centinaio di terremoti al giorno nell'area.
Resta il dubbio che lungo la dorsale montuosa attraverso Umbria, Marche, Lazio, Abruzzo siano rimaste zone che potrebbero attivarsi nei prossimi anni.

Copia di c9a6ee8478eb944a0a400c8c584263d1



Cortesia Maurizio Pignone, INGV (*figura*)

Sequenza in mappa. La sequenza sismica iniziata il 24 agosto 2016 (*epicentri 2016 in arancione, in rosso del 2017*) è andata a colmare una zona a bassa sismicità (gap) localizzata tra le sequenze del 1997 a nord-ovest (*epicentri in blu*) e del 2009 a sud-est (*in giallo*).

Copia di c9a6ee8478eb944a0a400c8c584263d1

estrema di un processo molto più complesso: sappiamo che le faglie interagiscono tra loro, che le loro caratteristiche possono variare nel tempo e possono modificarsi durante un terremoto, come mostra l'analisi dei grandi eventi sismici e gli esperimenti in laboratorio su campioni di roccia. Queste complessità sono le ragioni per cui al momento la scienza non è in grado di effettuare previsioni deterministiche a breve termine dei terremoti.

La scossa del 24 agosto era arrivata senza preavviso. Nessun *foreshock* era stato rilevato nei giorni, nelle ore o nei minuti prima del terremoto delle 3.36. Questa assenza di attività sismica prima della scossa principale era stata interpretata da alcuni come un fatto anomalo, perché era ancora viva la memoria del terremoto dell'Aquila del 2009. Quell'evento era stato preceduto da uno sciame sismico durato tre mesi e da due eventi di magnitudo tra 3 e 4 nelle ore prima dell'evento principale del 6 aprile alle 3.32. Ma la maggior parte dei forti terremoti non è preceduta da sciami, e la maggior parte degli sciami finisce senza sfociare in un forte evento. Questa differenza tra l'attacco del sisma del 2016 e quello del 2009 è ancora più sorprendente se si considerano le numerose analogie geologiche tra i due episodi. Se due eventi così simili si manifestano in modo così diverso, significa che i processi di preparazione al terremoto sono ineffabili, almeno dal punto di vista di chi osserva le cose da lontano, come i sismologi.

Complessità

Le sorprese dei terremoti del 2016 non si sono esaurite con quanto accaduto prima del 24 agosto. L'evoluzione della sequenza sismica ha avuto un andamento piuttosto imprevedibile.

Dopo il primo terremoto di magnitudo 6 del 24 agosto, la distribuzione degli epicentri ha subito delineato l'estensione della faglia. Poche ore dopo, i geologi hanno trovato sul terreno le tracce della faglia, poco a est dell'area epicentrale. Come dopo il terremoto dell'Aquila del 2009 e quello del 1997 a Colfiorito, ancora una volta l'intero strato crostale era stato tagliato dalla profondità di nucleazione del terremoto (8-10 chilometri) fino alla superficie, 1-2 chilometri sopra il livello del mare. Le tracce della frattura in superficie erano comunque di piccola entità rispetto allo spostamento della faglia in profondità: solo una ventina di centimetri sul terreno, per una lunghezza di poco più di 5 chilometri, mentre i dati indicavano spostamenti profondi sulla faglia di oltre un metro e una lunghezza della rottura di una ventina di chilometri.

La magnitudo di questi eventi, intorno a 6, è proprio la soglia al di sopra della quale le faglie iniziano a rompere la superficie.

La deformazione geologica, che si accumula lentamente e incessantemente a causa dello stiramento della penisola in direzione circa perpendicolare (da nord-est a sud-ovest) all'asse montuoso appenninico, non è rilasciata con un unico terremoto su una faglia lunga centinaia di chilometri (che potrebbe raggiungere o superare magnitudo 8), ma in maniera frammentata, su segmenti di faglia di lunghezza contenuta. Le prove geologiche, sismologiche e storiche rivelano che le faglie responsabili dei forti terremoti in Appennino hanno lunghezze comprese tra 20 e 40 chilometri, con terremoti di magnitudo tra 6 e 7. In questo modo i terremoti sono più piccoli ma più frequenti e, a causa della vulnerabilità edilizia del nostro paese, sono sufficienti per determinare danni ingenti. Lungo l'Appennino, dunque, si individuano segmenti di faglia che si susseguono in direzione da nord-ovest a sud-est lungo le zone più elevate della catena. Una delle sfide della sismologia è proprio la comprensione dei fattori che controllano l'estensione di questi segmenti di faglia, la magnitudo che possono generare, rompendosi individualmente o associandosi in una sorta di effetto «a cascata», e quanto siano stabili nel tempo; in altre parole, si ripetono con le stesse caratteristiche da un ciclo sismico al successivo?

Un controllo forte sulla segmentazione delle faglie è esercitato dalla struttura eterogenea delle rocce che costituiscono la crosta degli Appennini, una catena montuosa giovane e con una storia geologica complessa, che ha lasciato tracce importanti in profondità e in superficie. Le variazioni tridimensionali della struttura geologica sono determinate da contrasti litologici e reologici delle rocce che la compongono, e rispondono in maniera diversa alle deformazioni, influenzando la propagazione delle rotture in un terremoto, in qualche caso arrestandola, in altri accelerandola o facendola «saltare» su una faglia vicina.

Questa forte eterogeneità crostale è verosimilmente anche la ragione per cui nella nostra storia sismica sono così frequenti i casi di sequenze multiple, con più «eventi principali» che si manifestano a distanza di ore, giorni o mesi dal primo. Le immagini in profondità della distribuzione delle decine di migliaia di aftershock dopo le scosse principali del 2016 rivelano l'attivazione di numerose faglie, oltre a quella principale responsabile dei terremoti più forti. La coesistenza di più faglie attive a distanza ravvicinata è una caratteristica dell'Appennino e spiega perché sia difficile formulare previsioni su tempi di ritorno e magnitudo dei forti terremoti.

Le faglie interagiscono tra loro e hanno caratteristiche che possono variare nel tempo e in uno stesso terremoto

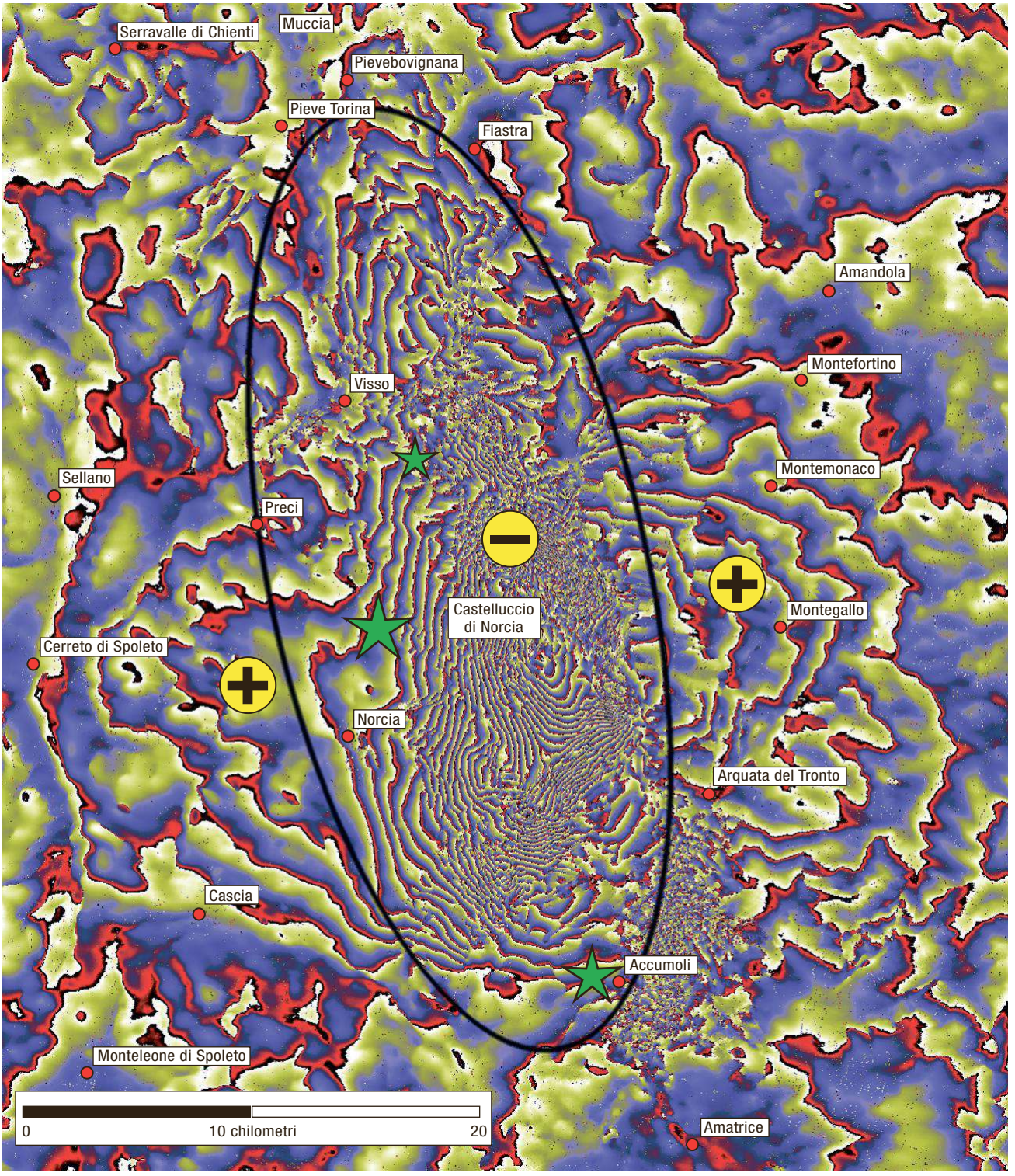
Dopo una fase intensa durata fino ai primi di settembre, con centinaia di aftershock al giorno, la situazione si era calmata nella seconda metà di settembre e per buona parte di ottobre. Sembrava che la sequenza andasse verso un lento esaurimento. Le esperienze dei terremoti recenti e storici, come nel 1703 nella stessa area dell'Appennino centrale, avevano tenuto alta l'attenzione e fatto adottare comportamenti cautelativi. L'attenzione alla comunicazione delle incertezze e dei rischi di sequenze multiple di eventi ha evitato che il disastro assumesse contorni ancora più drammatici. La Commissione grandi rischi aveva messo in guardia dalla possibilità di ulteriori forti scosse nelle aree a nord e a sud della zona attiva dal 24 agosto, per cui erano stati realizzati scenari di scuotimento e di danno.

La sera del 26 ottobre l'attività ha ripreso con due terremoti di magnitudo 5.4 e 5.9, che hanno causato ulteriori danni, ma non vittime, e fatto tornare la paura. L'area interessata si estendeva ormai per 50 chilometri sull'asse degli Appennini. L'area attiva si era spostata verso nord, tra Umbria e Marche. Vedevamo due faglie diverse, adiacenti, o due parti di una stessa zona di faglia che per qualche motivo, legato molto probabilmente alle eterogeneità della crosta, si erano mosse in due momenti diversi a distanza di due mesi. Molti parlavano di effetto domino, temendo l'ulteriore propagazione della sequenza verso nord, o verso sud.

Il 30 ottobre

La mattina del 30 ottobre, alle 7.40, milioni di abitanti delle regioni dell'Italia centrale hanno avvertito una nuova scossa: magnitudo 6.5, la più forte della sequenza e la maggiore in Italia dal terremoto del 1980 in Irpinia, di magnitudo 6.9. La posizione dell'epicentro, però, ha sorpreso tutti: 5 chilometri da Norcia, nel

Copia di c9a6ee8478eb944a0a400c8c584263d1



Cortesia Stefano Salvi, INGV (*elaborazione*)

Deformazione dall'alto. Attraverso un interferogramma differenziale ottenuto da dati radar del satellite Sentinel-1, dell'Agenzia spaziale europea, l'INGV ha misurato con precisione la deformazione della superficie terrestre causata dai terremoti di Visso e Norcia del 26 e 30 ottobre 2016. Ogni frangia di colore rappresenta un movimento del terreno di circa 3 centimetri superiore alle frange adiacenti. Il verso del movimento del terreno è indicato dai simboli in giallo: il + indica un sollevamento e il – un abbassamento. L'ellissi indica la zona in cui si sono verificati i maggiori movimenti del terreno, più stretta a nord e più larga a sud, estesa per circa 40 chilometri in lunghezza e 15 in larghezza. Verso l'interno dell'elisse l'abbassamento della superficie aumenta fino a raggiungere, in prossimità del borgo di Castelluccio di Norcia, circa 70 centimetri sulla direzione verticale. Fuori dall'ellisse, a est e ovest, il terreno è stato sollevato di alcuni centimetri. Le stelle verdi mostrano i tre eventi maggiori della sequenza.

Copia di c9a6ee8478eb944a0a400c8c584263d1

pieno dell'area già colpita. La faglia ricalcava, per circa 30 chilometri, quasi tutta l'area già attiva, a parte il settore meridionale, quello a sud di Amatrice. Le prove geologiche del terremoto erano eclatanti: le faglie del sistema Vettore-Bove mostravano spostamenti tra i due lembi della faglia di alcune decine di centimetri e in qualche settore superiori a due metri, coerenti con il quadro dei dati sismologici.

Fortunatamente, nessuna vittima ulteriore, né feriti, nonostante i nuovi crolli. Il sistema di protezione civile, dalla componente scientifica che analizza i dati e fa le sue valutazioni a chi sul territorio deve garantire la sicurezza dei cittadini, aveva funzionato.

Studiando la distribuzione delle migliaia di aftershock che delineavano il sistema di faglie, le forme delle onde sismiche registrate dai sismometri, le deformazioni della superficie identificate dai satelliti, i rilievi sul terreno, si è capito velocemente che cosa era successo: le faglie dei terremoti precedenti, quelli di agosto e di ottobre, non si erano attivate in maniera uniforme lungo la loro lunghezza da sud a nord, ma con una distribuzione a macchia di leopardo. Con i primi terremoti, alcune parti del sistema di faglie si erano spostate di oltre un metro, altre di pochi centimetri: restavano quindi molte aree in deficit di spostamento, e proprio lì il terremoto del 30 ottobre aveva insistito, colmando in parte queste zone deficitarie, in parte riprendendo e accrescendo il movimento di settori che si erano già spostati con gli eventi precedenti.

Il risultato è un puzzle di segmenti di faglia con spostamenti variabili. Ancora oggi non è chiaro se questo deficit dovrà essere colmato con altri terremoti o se ci siano processi elusivi che non siamo ancora in grado di quantificare e comprendere (per esempio scivolamenti asismici su parti della faglia) o ancora se il gap sia stato colmato. Allo stesso tempo, le modalità con cui questi eventi si sono succeduti ci danno un'opportunità eccezionale per capire come l'attività e le condizioni di stress su un piano di faglia possano controllare l'arresto, la propagazione o anche la ripresa di una rottura, elementi di grande importanza per valutare la magnitudo dei futuri terremoti e l'evoluzione di una sequenza sismica.

La sequenza è proseguita per molti mesi, e a quasi un anno dal suo inizio è ancora alimentata con un centinaio di terremoti localizzati ogni giorno nell'area. L'episodio più significativo, dopo quello di fine ottobre, è stato la serie di terremoti che hanno interessato il settore meridionale, quello verso l'Abruzzo, il 18 gennaio 2017, con quattro eventi di magnitudo tra 5 e 5.5 avvenuti nel giro di poche ore. Anche in questo caso è sembrato che questi terremoti avessero riempito l'ultima lacuna rimasta tra quelli del 2016 e quello del 2009 all'Aquila. La stessa area si era già attivata durante la sequenza del 2009, ma anche in quella circostanza con eventi di magnitudo poco superiore a 5. Se si somma l'energia rilasciata dai terremoti del 2009 e del 2016 in questo settore, non si arriva a quella di un evento di magnitudo 5.8, mentre sappiamo che nell'area ci sono faglie capaci di eventi ben più forti.

Resta quindi il dubbio che in tutta la regione dell'Appennino centrale attiva negli ultimi vent'anni – un'area estesa per oltre 120 chilometri lungo la dorsale montuosa attraverso Umbria, Marche, Lazio, Abruzzo – siano rimaste zone ancora cariche di energia elastica, che potrebbero attivarsi nei prossimi anni. Le ricerche sul campo e l'analisi dei dati proseguono per individuare e caratterizzare al meglio queste aree.

Amatrice e Norcia

Nel 1859 un terremoto di magnitudo di poco inferiore a 6 colpì la zona di Norcia. La città, che afferiva allo Stato Pontificio e contava quasi 5000 abitanti, subì gravi danni, con 101 vittime e decine di feriti. I danni furono causati dalle caratteristiche dell'edilizia locale. Le case avevano muri sottili costruiti con ciottoli di fiume slegati l'uno dall'altro, con cementi di pessima qualità; avevano inoltre volte pesanti costruite con gli stessi ciottoli, irregolari e senza legatura con i muri. Fu anche rilevato che le case più danneggiate erano le più recenti, erette senza seguire alcun metodo regolare di costruzione; che i due quartieri con i danni più gravi, sul pendio della collina, erano stati costruiti su grandi depositi di scarico e su rovine di edifici più antichi, con fondamenta irregolari. La commissione scientifica incaricata di eseguire rilievi propose nel 1860 una nuova legge edilizia, che fu subito adottata.

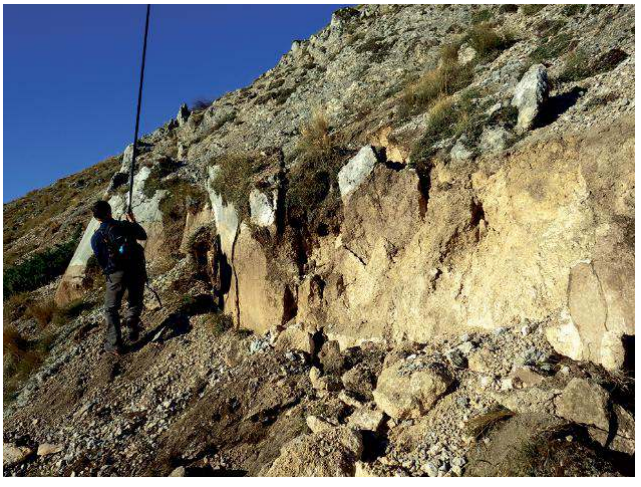
Ogni nuova costruzione doveva essere autorizzata da un'apposita commissione; era vietato costruire su terreni non idonei; i muri portanti delle case dovevano essere spessi almeno 60 centimetri e rinforzati con scarpate; gli edifici non dovevano superare i due piani, per un'altezza massima di 7,5 metri; dagli edifici esistenti di tre piani venne eliminato il terzo piano; fu vietato l'uso dei ciottoli di fiume per la muratura. Poco più di un anno dopo il terremoto, quando Norcia fu annessa al Regno d'Italia, la ricostruzione subì un'interruzione. Per questo motivo, e per l'indigenza delle persone rimaste senza casa, negli anni seguenti si registrarono vari episodi di trasgressione delle norme. Molti nursini, tornati nel loro paese in povertà, ripresero a costruire con materiali scadenti. Sembra comunque che la maggior parte degli edifici costruiti nel periodo post-sisma sia rimasta aderente alle prescrizioni, anche grazie a interventi successivi.

Oltre un secolo dopo, nel 1979, un altro terremoto della stes-

Cortesia Maurizio Pignone, Stefano Salvi, EMERGEO (*foto in questa pagina e nella pagina a fronte*)

Copia di c9a6ee8478eb944a0a400c8c584263d1

La faglia. Il sisma di magnitudo 6.5 del 30 ottobre 2016 ha rotto crosta dall'ipocentro alla superficie, producendo scarpate alte da decine di centimetri a oltre 2 metri; la fascia chiara era sepolta prima del sisma. Le rotture superficiali sono state rilevate per oltre 25 chilometri lungo il sistema di Faglia Vettore-Bove.



sa entità causò altri danni a Norcia. I successivi adeguamenti hanno contribuito a rinforzare il tessuto edilizio della cittadina umbra, come altri interventi eseguiti dopo i terremoti del 1997. Norcia, insomma, è arrivata preparata all'appuntamento con il terremoto del 2016. Anche l'evento maggiore della sequenza, quello del 30 ottobre, di magnitudo 6.5, con epicentro a soli 5 chilometri dalla città, non ha provocato crolli estesi nell'edilizia residenziale del centro storico, mentre hanno ceduto la basilica di San Benedetto e altre chiese, già compromesse dai terremoti di agosto e del 26 ottobre, e paradossalmente alcuni edifici recenti. Oggi nel centro storico di Norcia è quasi impossibile trovare un edificio con più di due piani (pian terreno compreso), a parte le chiese, il teatro e pochi altri. Alcuni sono stati danneggiati e sono inagibili, ma sono rimasti integri e hanno permesso alle persone di uscire di casa con le proprie gambe. Dopo meno di un anno, la città sta ripartendo.

Amatrice, al contrario, è distrutta e abbandonata; almeno lo è il centro storico, che costituiva il vanto del paese. Eppure in questa città della provincia di Rieti, meta turistica, non era sconosciuto il rischio di un forte terremoto. Il Comune di Amatrice era classificato come area sismica da oltre un secolo, dopo il terremoto della Marsica del 1915, quello che distrusse Avezzano. Dopo questo drammatico evento, vennero classificati i Comuni di tutto il territorio colpito e furono introdotte norme per la ricostruzione.

Se si confrontano le storie sismiche di Amatrice e Norcia non si trovano grandi differenze: entrambe hanno subito danni fino al IX e X grado Mercalli negli ultimi secoli, i maggiori dei quali prima dell'Ottocento. La differenza principale, forse decisiva, è che Norcia ha subito danni da eventi più recenti: quello già citato del 1859, VIII-IX grado Mercalli; quello del 1979, VIII grado. Ad Amatrice, invece, dopo gli eventi distruttivi del Seicento e del Settecento, si sono avuti solo quattro terremoti con effetti locali del VII grado tra il 1883 e il 1963, poi altri, tutti più piccoli. La ragione dei crolli sta principalmente nelle modalità costruttive delle due città: ad Amatrice non sono stati effettuati interventi di riduzione della vulnerabilità, come invece è stato fatto a Norcia nei due periodi post sisma dell'Ottocento e del Novecento. Le descrizioni dei palazzi crollati nel 1859 a Norcia sono simili a quelle viste nel 2016 ad Amatrice.

Le parole del Sindaco di Amatrice, Sergio Pirozzi, subito dopo il terremoto sono emblematiche: «Sappiamo che è una zona sismica, ci siamo abituati. Ma una cosa del genere da quando sto sulla faccia della Terra non è mai capitata». È vero, negli ultimi cinquant'anni Amatrice non aveva mai patito un evento del genere. Ma usare l'ultimo mezzo secolo come parametro di misura del rischio è sbagliato, ad Amatrice come in tutto il mondo. Per quello esistono le mappe di pericolosità, e non a caso Amatrice è nella fascia più alta, come molte altre città del centro-sud e non solo.

I terremoti che avvengono sulle grandi faglie appenniniche, come quelle attivatesi nella sequenza del 2016-2017, hanno periodi di ritorno di centinaia o migliaia di anni. Per questo motivo la maggior parte di noi non può averne memoria diretta. Gli studi storici rivelano però che un terremoto «gemello» di quello del 24 agosto 2016 era avvenuto quasi 400 anni fa, nel 1639. Analogamente gli studi paleosismologici avevano evidenziato che più di 800 anni fa un terremoto aveva dislocato la faglia del Vettore fino alla superficie, in modo simile a quanto è accaduto il 30 ottobre 2016. Emerge quindi l'importanza della memoria come strumento fondamentale per la riduzione del rischio sismico.

Oggi abbiamo nuovi metodi e tecnologie avanzate con cui osservare la terra dallo spazio e dal terreno, e caratterizzare così, dalla superficie alla profondità, le faglie che attraversano il nostro territorio. La sequenza sismica del 2016-2017 ha mostrato le potenzialità di questi strumenti per un monitoraggio dettagliato e tempestivo del processo sismogenetico. In un futuro non tanto lontano potremo seguire ancora meglio i fenomeni sismici in tempo reale, dai satelliti e dal terreno, magari anche dal sottosuolo. Nuovi dati stanno emergendo per caratterizzare sempre meglio la fase preparatoria dei terremoti, permettendoci di comprendere qualche elemento in più, aumentando così la nostra capacità predittiva. Nel frattempo, la priorità resta mettere in sicurezza gli edifici, cominciando da quelli delle aree più pericolose del paese. ■

PER APPROFONDIRE

The Amatrice Seismic Sequence: Preliminary Data and Results. Anzidei M. e Pondrelli S. (*a cura*), in «Annals of Geophysics», Vol. 59, Fast Track 5, 2016.

Paleoseismology of silent faults in the Central Apennines (Italy): the Mt. Vettore and Laga Mts. Faults. Galadini F. e Galli P., in « Annals of Geophysics», Vol. 46, n. 5, 2003.

The 2016 Central Italy Seismic Sequence: A First Look at the Mainshocks, Aftershocks, and Source Models. Chiaraluce L. e altri, in «Seismological Research Letters», Vol. 88, n. 3, 2017.

Coseismic Ruptures of the 24 August 2016, Mw 6.0 Amatrice Earthquake (central Italy). Pucci S. e altri, in «Geophysical Research Letters», Vol. 44, n .5, 2017.