

TERRAE MOTUS

CONOSCERE PER PREVENIRE

**A CURA DI:
GEOSTRU**

INDICE

1.0 - INTRODUZIONE.....	3
2.0 – COME SI ORIGINA UN TERREMOTO.....	3
3.0 – LA CONFORMAZIONE INTERNA DELLA TERRA.....	6
3.0.1 La crosta esterna.....	6
3.0.2 Il mantello	7
3.0.3 Il nucleo.....	8
5.0 – LA TEORIA DELLA TETTONICA DELLE PLACCHE.....	8
6.0 – LE FAGLIE	17
7.0 – LE ONDE SISMICHE.....	19
8.0 – GLI STRUMENTI PER MISURARE UN TERREMOTO	22
9.0 – COME SI MISURA UN TERREMOTO	29
9.0.1 Scale di intensità macrosismica.....	29
9.0.2 Magnitudo	41
10.0 – LA PREVISIONE DEI TERREMOTI	53
11.0 – IL RISCHIO SISMICO	60
11.0.1 La pericolosità sismica	64
11.0.2 La vulnerabilità sismica.....	71
11.0.3 L’esposizione	75
12.0 – MITIGAZIONE DEL RISCHIO SISMICO.....	75
12.0.1 Norme di comportamento.....	79
APPENDICI	85
GLOSSARIO.....	99
RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI.....	103

1.0 - INTRODUZIONE

In passato il terremoto (o sisma) era descritto come un mostro o un demone pronto a scatenarsi improvvisamente oppure come una punizione divina; oggi sappiamo che **il terremoto è un fenomeno naturale**, molto veloce e dura al massimo qualche minuto. Questa celerità non deve però far pensare che le condizioni per dare origine ad un terremoto si preparano in breve tempo, perché possono essere necessari secoli o millenni.

Il terremoto è un movimento di un corpo roccioso relativamente ad uno adiacente, che avviene lungo piani detti **faglie**. Esistono faglie di tutte le scale, da millimetriche a litosferiche, di centinaia di km (per esempio la ben nota faglia di San Andreas in California).

Può essere che la superficie di frattura sia di nuova formazione o, cosa maggiormente probabile, costituire la riattivazione di una faglia già esistente: è, infatti, necessaria meno energia per riattivare una vecchia superficie di frattura, essendo necessario vincere la sola forza d'attrito tra le due superfici della faglia, rispetto a quella richiesta per rompere un materiale integro, essendo necessario vincere la coesione interna della roccia intatta.

Il terremoto è sempre attivo nel tempo, legato ai fenomeni evolutivi della Terra ed ha origine in particolari zone dove esso è concentrato e negli strati più superficiali del pianeta: il mantello superiore e la crosta.

Quando le rocce si rompono liberano moltissima energia che si propaga dal punto di rottura sotto forma di onde, dette onde sismiche, tipo quelle che si allargano a cerchio quando si getta un sasso nell'acqua.

2.0 – COME SI ORIGINA UN TERREMOTO

Ma come è possibile che le rocce possano fratturarsi o possano blocchi di roccia muoversi uno rispetto all'altro lungo superfici di frattura preesistenti? Una spiegazione molto schematica può essere data dal modello del **“rimbalzo elastico”** (in inglese *Elastic Rebound*) proposto da Reid nel 1909. Gli sforzi provocati dai fenomeni geologici e geodinamici deformano le rocce, che accumulano la tensione (**stress**), fino a che non viene superata la resistenza della roccia (superamento della soglia di rottura elastica).

Il concetto può essere schematizzato partendo dall'esistenza di due blocchi di crosta terrestre che si muovono uno rispetto all'altro e a contatto lungo una faglia (figura 1a). All'inizio il reciproco movimento tra le zolle è bloccato dall'attrito che si esercita sulla superficie di faglia, ma la roccia

circostante la faglia si deforma per gli sforzi applicati (figura 1b). La deformazione si accumula nel tempo fino a quando non si raggiunge la resistenza al taglio nel punto di maggior debolezza (**ipocentro**) (figura 1c). La frattura si allarga dall'ipocentro emanando calore e onde sismiche, i blocchi scorreranno l'uno contro l'altro fino al raggiungimento di una nuova posizione di equilibrio e i due blocchi rocciosi rimarranno dislocati (figura 1d). La proiezione dell'ipocentro in superficie è l'**epicentro**.

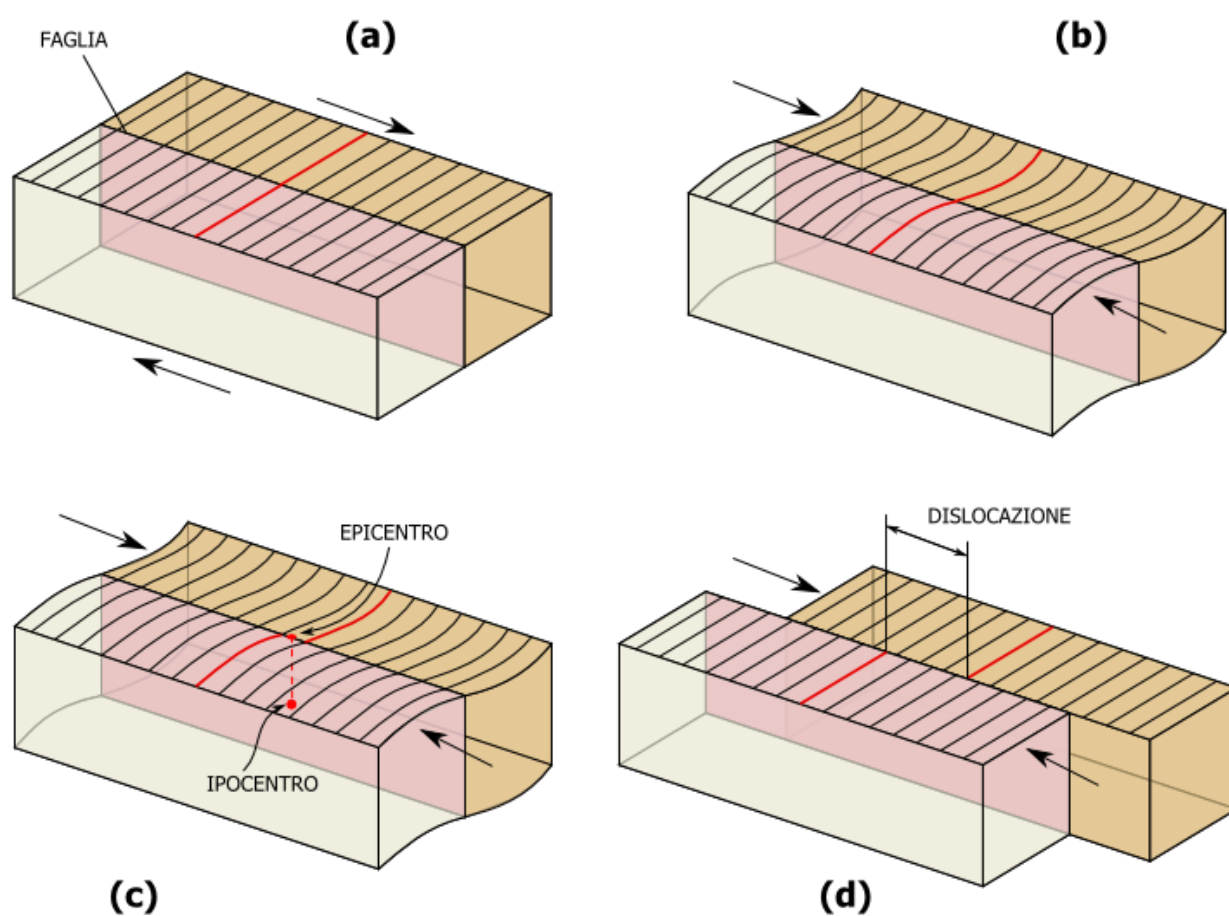


Figura 1 – Schematizzazione dei meccanismi che generano il terremoto: accumulo stress (a), deformazione (b), superamento soglia di rottura e rimbalzo elastico (movimento) (c), stato pre-stress (d).

Una volta che si è attivata, la rottura si espande lungo la superficie di faglia partendo dall'ipocentro e muovendosi con velocità che raggiunge i centinaia di m/s. Il fronte di propagazione della rottura (figura 2) può risultare merlettato non essendo la roccia omogenea e quindi resistente allo stesso modo nelle sue parti. La rottura avanza e si estende con velocità variabile, rallentando e accelerando, emettendo onde sismiche in tutte le direzioni. Quando raggiunge la superficie, lo spostamento avviene lungo la traccia della faglia e le rocce in superficie iniziano a rimbalzare a

causa del loro stato deformato. Il fronte della rottura avanza lungo il piano di faglia, riducendo lo stress e consentendo che uno dei due blocchi di roccia rimbalzi. Le onde sismiche continuano ad essere emesse e la rottura si propaga lungo tutta la lunghezza della faglia, che si allunga del suo massimo spostamento e il terremoto si ferma.

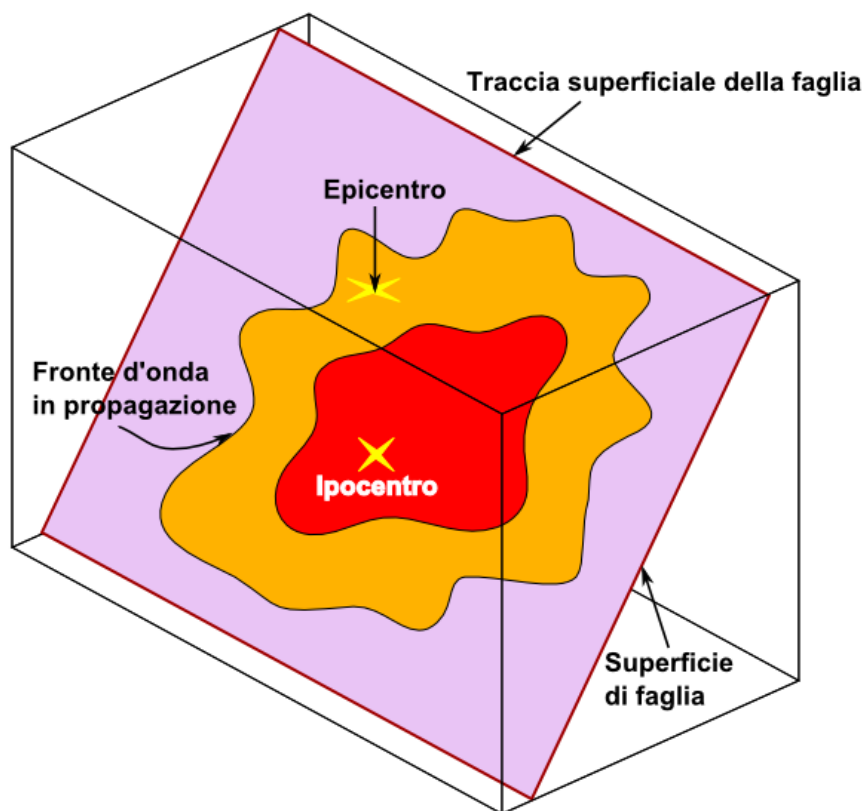


Figura 2 – Propagazione del fronte di rottura sulla superficie della faglia.

Il terremoto si ripresenterà se i due blocchi di roccia continueranno a muoversi relativamente l'uno rispetto all'altro e lo stress tornerà a crescere nel tempo. I fenomeni sismici che si originano avranno frequenza e dimensione che dipendono dalla dimensione dello spostamento, dalla rigidità delle rocce coinvolte e dalla loro resistenza in corrispondenza del piano di debolezza della faglia.

Ma perché avvengono i terremoti? Per la comprensione di questi fenomeni è necessario conoscere come è fatto il nostro Pianeta e quella teoria scientifica, ormai universalmente accettata, conosciuta come *Teoria della Tettonica delle Placche*. Una placca o zolla è una grande e rigida lastra di roccia solida. Il termine tettonica è invece una parola che deriva dal greco (τέκτων, *tektōn*) che vuol dire “costruttore”. Quindi la tettonica delle placche o zolle è il modello sulla dinamica della Terra.

3.0 – LA CONFORMAZIONE INTERNA DELLA TERRA

Gli scienziati spesso paragonano la struttura interna della Terra ad una pesca, che ha una buccia sottile, una polpa carnosa e un nocciolo duro contenente il seme (figura 3). Allo stesso modo la Terra è costituita essenzialmente da tre strati: la crosta, il mantello e il nucleo. L'interno della Terra è conosciuto in modo indiretto grazie allo studio delle onde sismiche che si propagano in modo curvilineo, evidenziando un cambiamento delle caratteristiche del mezzo di propagazione.

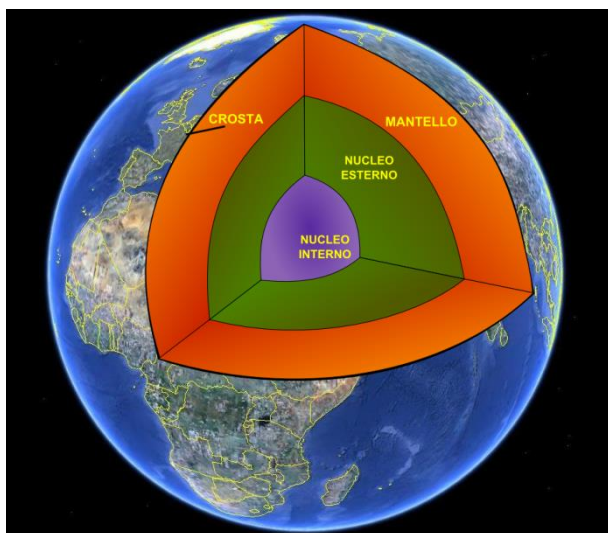


Figura 3 – La Terra, costituita da una crosta, un mantello e un nucleo è paragonabile ad una pesca, che ha una buccia, una polpa e un nocciolo.

3.0.1 La crosta esterna

Il sottile strato superficiale della Terra è chiamato crosta, che è costituita da rocce solide composte essenzialmente da silicati di alluminio. La crosta viene suddivisa in **continentale** e **oceanica**: la crosta continentale è più leggera e presenta uno spessore variabile, mediamente tra i 30 e i 70 km, anche se sotto le grandi catene montuose come le Alpi può raggiungere i 100 km; la crosta oceanica, più pesante, si trova nei fondali oceanici e varia da 5 a 10 km. La crosta è la parte più rigida e fragile della Terra che, come un guscio di un uovo, può rompersi.

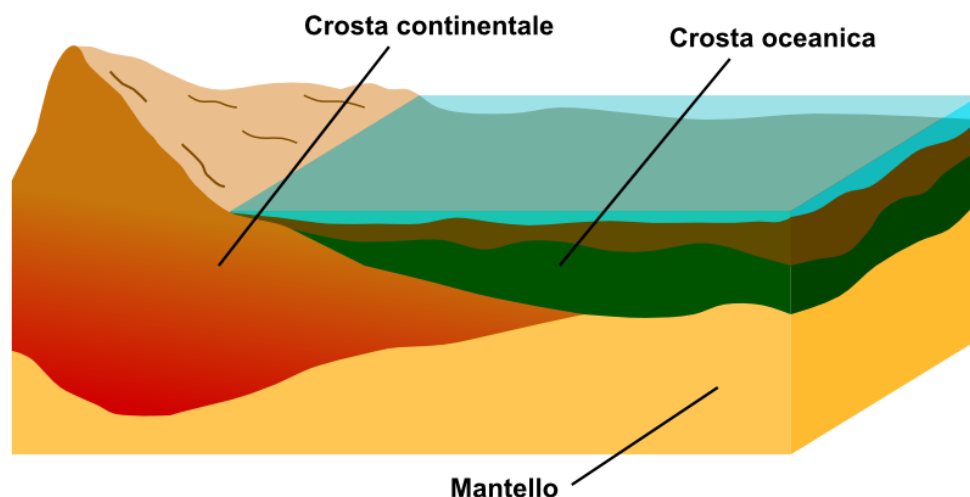


Figura 4 – Schematizzazione della crosta terrestre.

3.0.2 Il mantello

Il mantello è lo strato che si trova al di sotto della crosta, ha uno spessore di circa 2900 km, è formato da rocce più dense e calde in uno stato fisico tra il solido e il liquido (semi-solido) ed è costituito in prevalenza da silicati di magnesio. La superficie di separazione tra crosta e mantello, evidenziata da un brusco aumento delle velocità delle onde sismiche, è nota con il nome di **discontinuità di Mohorovičić o Moho**, dal nome del suo scopritore, ed ha una profondità variabile da 5-10 km sotto gli oceani a 60-100 km circa sotto i continenti; un'altra discontinuità importante, quella di **Gutenberg**, si rinviene a circa 2900 km e separa il mantello dal nucleo sottostante.

Tra la Moho e la discontinuità di Gutenberg la velocità delle onde sismiche cresce con sostanziale regolarità, ad eccezione della **zona a bassa velocità**. La parte più superficiale del mantello e la crosta, più rigide, prendono il nome di **litosfera** (dal greco λίθος (*lithos*) = roccia), mentre la zona a bassa velocità, caratterizzata da rocce molto vicine al punto di fusione, viene chiamata **astenosfera** (dal greco ασθενής (*asthenēs*) = debole). La litosfera raggiunge profondità variabili tra i 100 e i 200 km, mentre l'astenosfera profondità di 200-350 km.

Lo strato del mantello che si trova tra l'astenosfera e il nucleo è chiamato **mesosfera** ed è uno strato meno fluido dell'astenosfera; al suo interno esistono altre discontinuità minori caratterizzate da improvvisi aumenti di velocità, corrispondenti a repentine variazioni di densità.

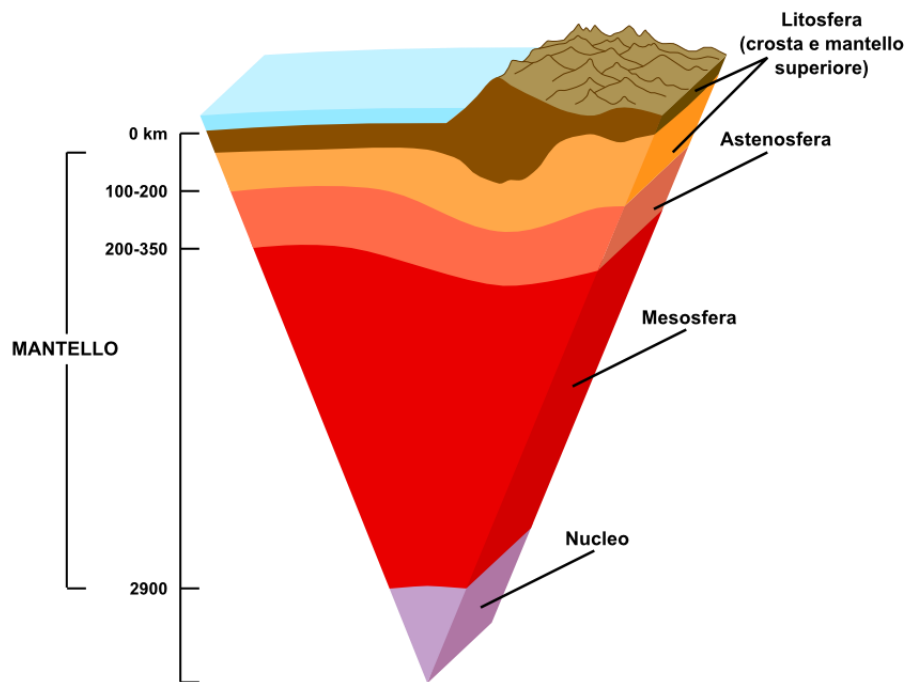


Figura 5 – Schematizzazione del mantello terrestre.

3.0.3 Il nucleo

Il nucleo è lo strato più profondo, molto più denso del mantello e, più che da rocce, è composto da metalli (nichel e ferro). Il nucleo si divide in due parti che, alla profondità di circa 5.200 km, sono separate dalla **discontinuità di Lemhan**: un *nucleo esterno* fuso e uno *interno* solido (figura 3). Il nucleo esterno ruota insieme alla Terra, generando il campo magnetico terrestre.

Poiché la Terra internamente è strutturata nel modo sopra descritto le placche tettoniche, come vedremo nel seguito, scorrono sull'astenosfera grazie alle sue caratteristiche di deformabilità, provocando i terremoti.

5.0 – LA TEORIA DELLA TETTONICA DELLE PLACCHE

La **Teoria della Tettonica delle Placche** (o **a Zolle**) afferma che la litosfera è suddivisa in lastre rigide (figura 6) che spostandosi provocano la formazione di montagne e di oceani e, lungo i loro confini, danno origine a terremoti e vulcani (figura 7).

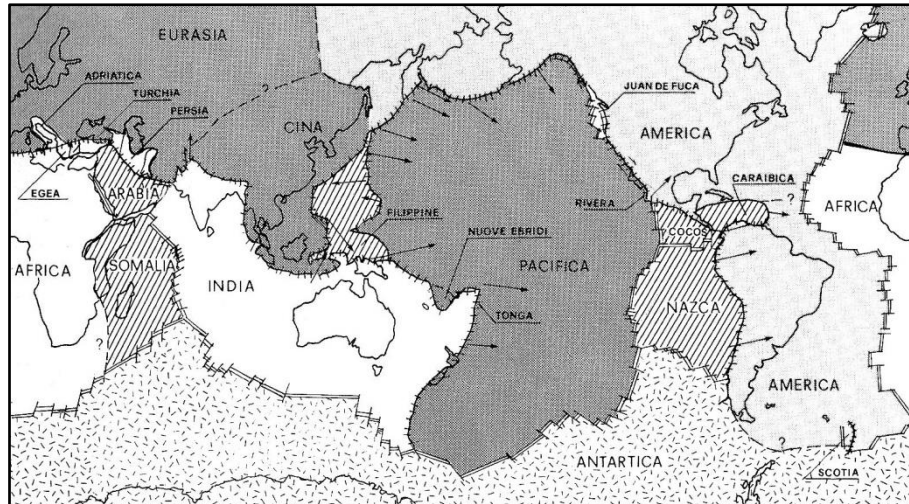


Figura 6 – Il mosaico globale secondo il modello delle dodici placche di Le Pichon ed altri Autori (1973). In alcuni punti vengono indicati i vettori dei movimenti differenziali tra le placche.

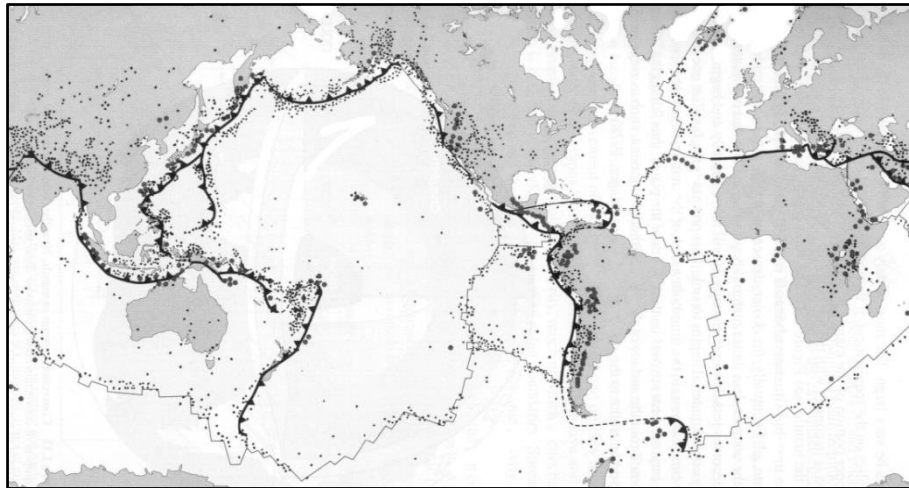


Figura 7 – Distribuzione globale degli epicentri dei terremoti per un certo periodo; si osserva che i terremoti si allineano lungo i margini delle placche rigide (da Bolt, 1988).

Questa teoria ha le sue fondamenta nella *Teoria della Deriva dei Continenti* di Wegener, un meteorologo tedesco che la elaborò tra il 1910 e il 1929. Wegener ipotizzò che, a partire da circa 200 milioni di anni fa, un supercontinente che chiamò **Pangea**, circondato da un unico superoceano che chiamò **Panthalassa**, iniziasse a separarsi in due continenti: *Laurasia* a nord e *Gondwana* a sud. Nei periodi geologici che seguirono, i due continenti continuarono a separarsi ulteriormente fino alla conformazione attuale (figura 8).

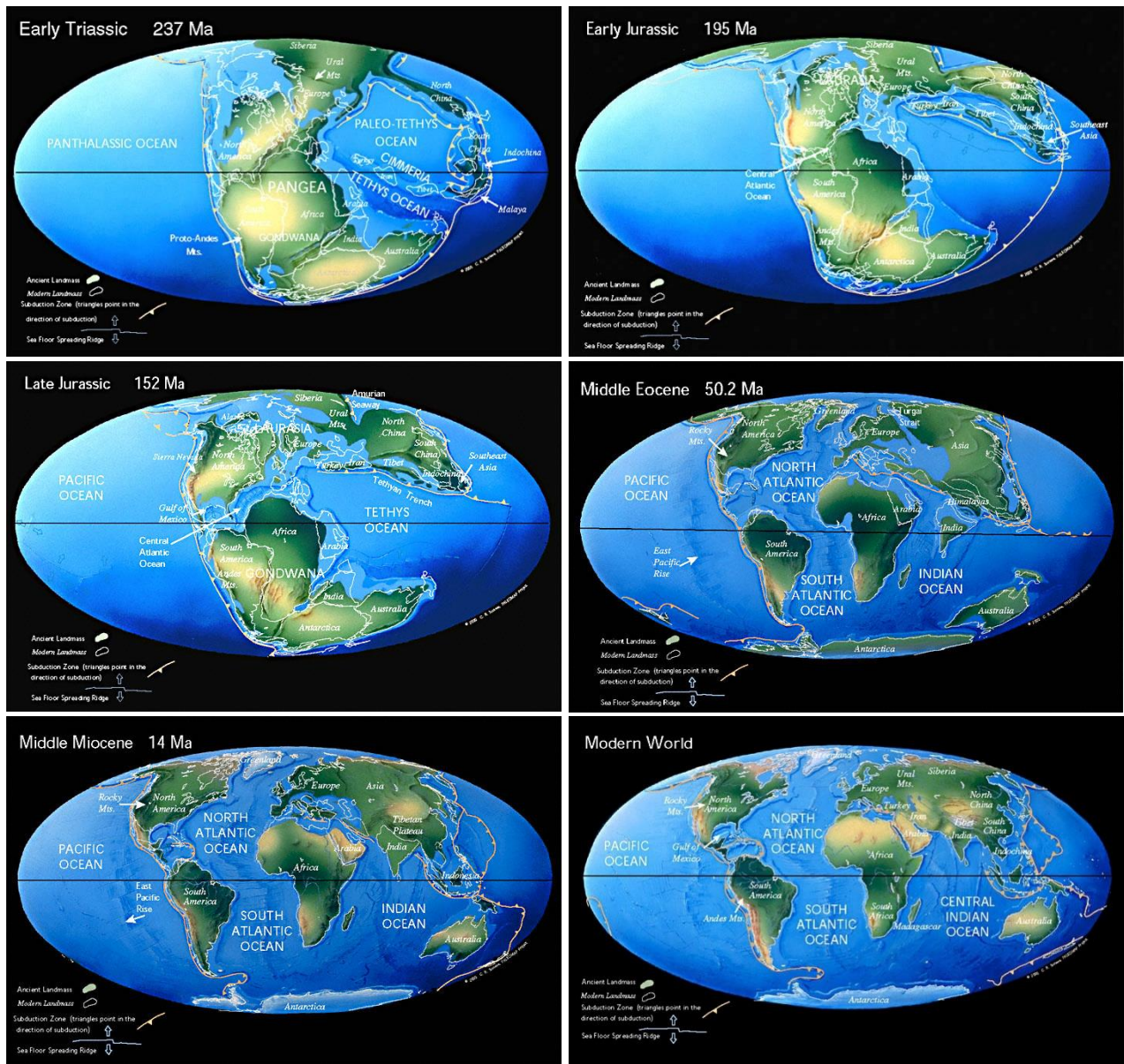


Figura 8 – La deriva dei continenti (da C. R. Scotese, www.scotese.com)

La teoria di Wegener non ebbe molto successo perché non spiegava come potessero muoversi masse così grandi come i continenti e quale meccanismo fosse responsabile della deriva. Bisognò aspettare gli anni sessanta affinché venisse introdotta la Teoria della Tettonica delle Placche, grazie allo sviluppo di nuovi metodi e campi di ricerca fra i quali ebbe grande importanza il *paleomagnetismo*, ovvero il magnetismo fossile delle rocce che è permanente e può essere utilizzato per determinare quale fosse il campo magnetico terrestre al tempo della formazione della roccia.

Fu proprio il paleomagnetismo a dar la prova che i fondali oceanici si espandessero, quando si scoprì che le colate laviche dei bacini oceanici presentavano direzioni del campo paleomagnetico opposte, cioè presentavano inversioni di polarità, il polo nord magnetico diventava il polo sud

magnetico e viceversa. Si scoprì quindi che le anomalie magnetiche hanno un caratteristico andamento a strisce lineari e parallele e si distribuiscono specularmente dall'una e dall'altra parte delle dorsali oceaniche (figura 9).

L'ipotesi fu formulata da Fred Vine e Drummond Matthews nel 1963. Essi ritenevano che le anomalie fossero dovute alle strisce di lava che si magnetizzava mentre fuoriusciva dalla fenditura centrale (**rift valley**) delle dorsali oceaniche, registrando e fossilizzando il campo magnetico dell'epoca. Man mano che altra lava si aggiunge alla dorsale, quella precedente si allontana dalla cresta in entrambe le direzioni, formando le caratteristiche bande parallele e fornendo così la prova che il fondale si espande dalle dorsali.

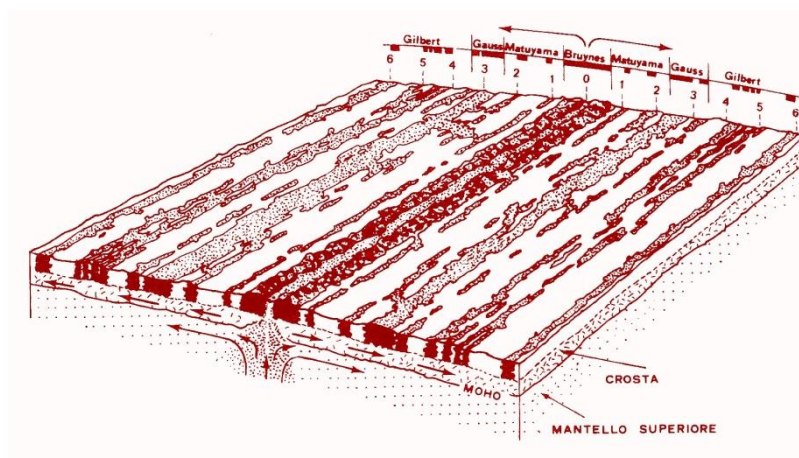


Figura 9 – Un tratto della dorsale medio-atlantica; in colore le fasce magnetizzate con polarità normale, in bianco quelle magnetizzate con polarità inversa. In alto vengono indicate le età (in milioni di anni) delle fasce specularmente simmetriche (da Vine 1966; disegno di Trevisan).

Ma uno dei fondamenti importanti della teoria è la spiegazione che dà per motivare il diverso galleggiamento delle zolle litosferiche sulla sottostante astenosfera. Come già visto, lo spessore delle placche litosferiche varia molto a seconda che si tratti di litosfera oceanica o di litosfera continentale. Poiché la crosta continentale è formata da rocce meno dense e pesanti di quelle oceaniche, per poter compensare questa diversità, sotto i continenti si formano profonde radici, tanto più profonde quanto più alte sono le vette. Ciò che emerge, quindi, è solo la punta, come avviene per gli iceberg.

Oggi la dinamica delle placche tettoniche è ben conosciuta, sappiamo che i processi tettonici avvengono ai margini delle placche come risultato delle interazioni tra le stesse placche. Oggi un grande numero di osservazioni geologiche e geofisiche possono essere interpretate in modo coerente e sistematico grazie alla tettonica delle placche. Oggi inoltre è possibile misurare la velocità di spostamento delle placche, grazie sia alle misurazioni effettuate mediante satelliti dallo spazio sia alle inversioni del campo magnetico terrestre. Così oggi sappiamo che le placche hanno

velocità di spostamento variabili, da circa 2 cm/anno a 18 cm/anno.

La tettonica delle placche distingue quattro tipi di margini:

- **Margini passivi** o di distensione: si rinvergono lungo le dorsali medio-oceaniche dove le placche si allontanano le une dalle altre e viene creata nuova litosfera attraverso un processo conosciuto come espansione dei fondali (figura 10). Le dorsali sono catene montuose sottomarine che attraversano tutta la Terra e a volte emergono, come succede in Islanda lungo la dorsale medio-atlantica (figura 11);

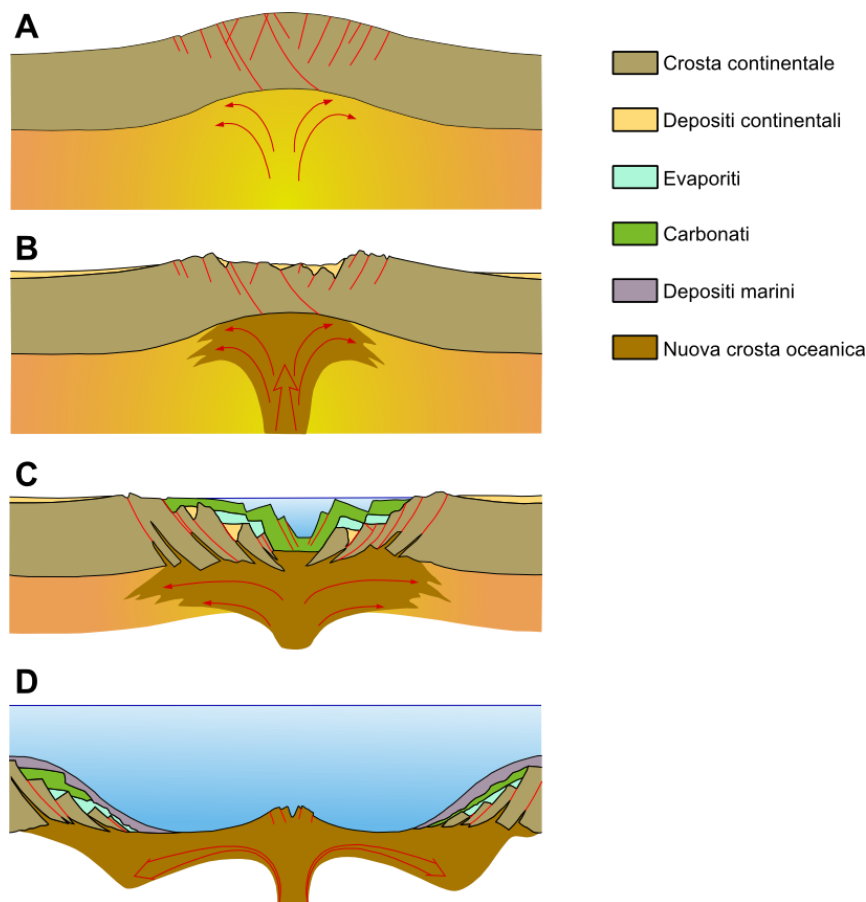


Figura 10 – Evoluzione di un margine di distensione (da A. Bosellini, 1978; modificato e ridisegnato da M. Riente).
A – Rigonfiamento iniziale, il continente comincia a smembrarsi, si imposta l'erosione superficiale che porta alla deposizione di terreni continentali e inizia l'attività vulcanica;
B – Si iniziano a formare valli di sprofondamento (rift valley), continua la deposizione di terreni di tipo continentale che si alternano a vulcaniti fuoriuscite dal sempre più evoluto sistema di fratture;
C – Continua lo sprofondamento dei blocchi fagliati, il continente si assottiglia e, distendendosi, si separa consentendo, all'inizio in modo parziale e saltuario, l'ingressione marina. Inizialmente quindi si ha deposizione di grossi spessori di evaporiti, poi, man mano che i due blocchi si allontanano e il braccio di mare diventa permanente, depositi carbonatici si sovrappongono alle evaporiti;
D – Inizia ad apparire la nuova crosta oceanica e si ha una completa oceanizzazione, con una prima fase di oceano stretto tipo l'attuale Mar Rosso e una seconda fase di oceano aperto tipo l'attuale Atlantico.

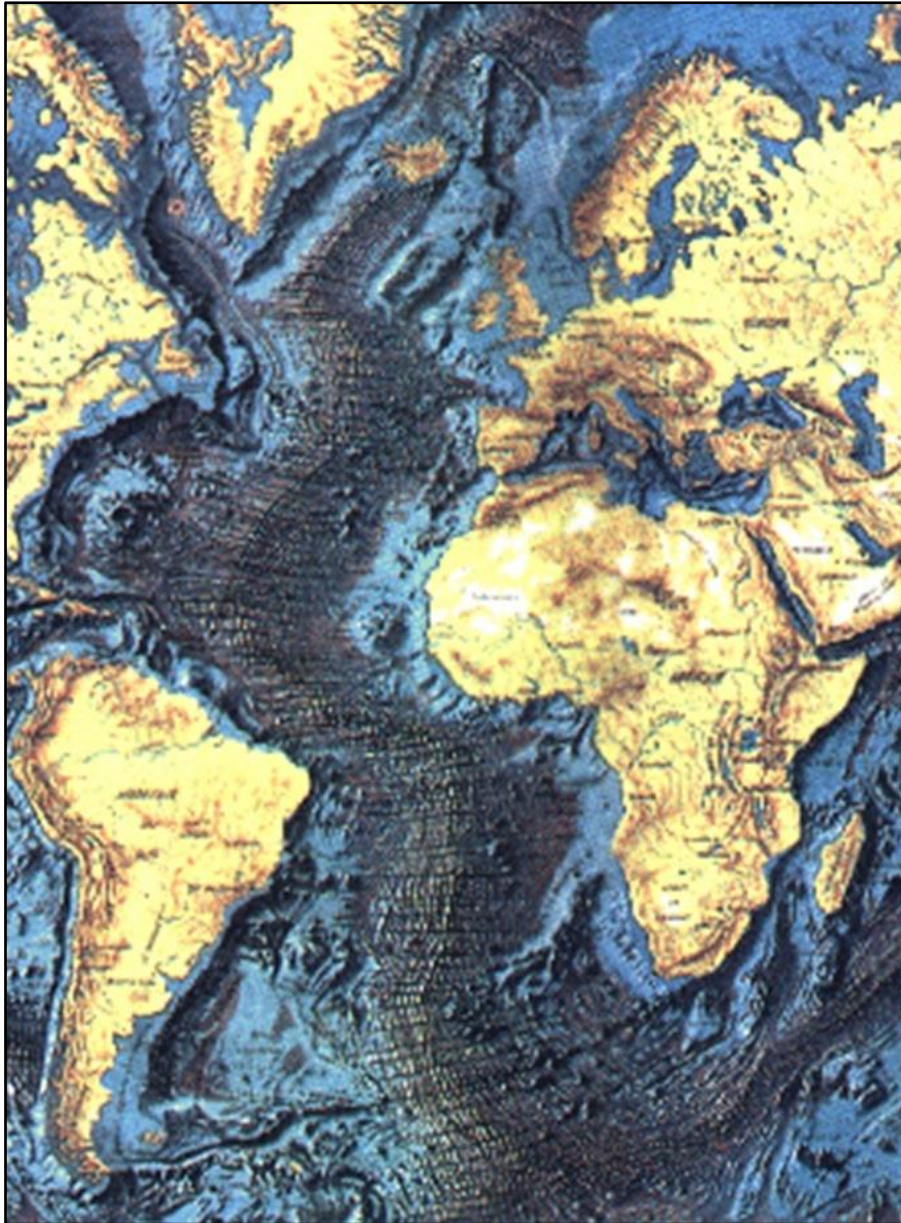


Figura 11 – La dorsale medio-atlantica attraversa tutto l'Oceano Atlantico, affiorando in Islanda (da National Geographic Magazine, 1968).

- **Margini attivi** o di compressione: zone dove le placche si muovono l'una contro l'altra, consumando litosfera poiché una placca si immerge sotto un'altra con un piano di subduzione (figura 12), come avviene per la placca di Nazca che si immerge sotto la placca Sud Americana nel Perù (figura 6). È proprio in corrispondenza dei piani di subduzione che, di solito, si verificano i terremoti;
- **Margini trasformati**: le faglie trasformi (o trascorrenti), dove le placche scorrono l'una rispetto all'altra trasversalmente. La maggior parte di esse si rinviene negli oceani dove smembrano le dorsali oceaniche creando un caratteristico margine di placca a zig-zag e sono

sede di terremoti di media intensità. Però altre, come la famosa *Faglia di San Andreas* in California (figura13), si trovano sui continenti;

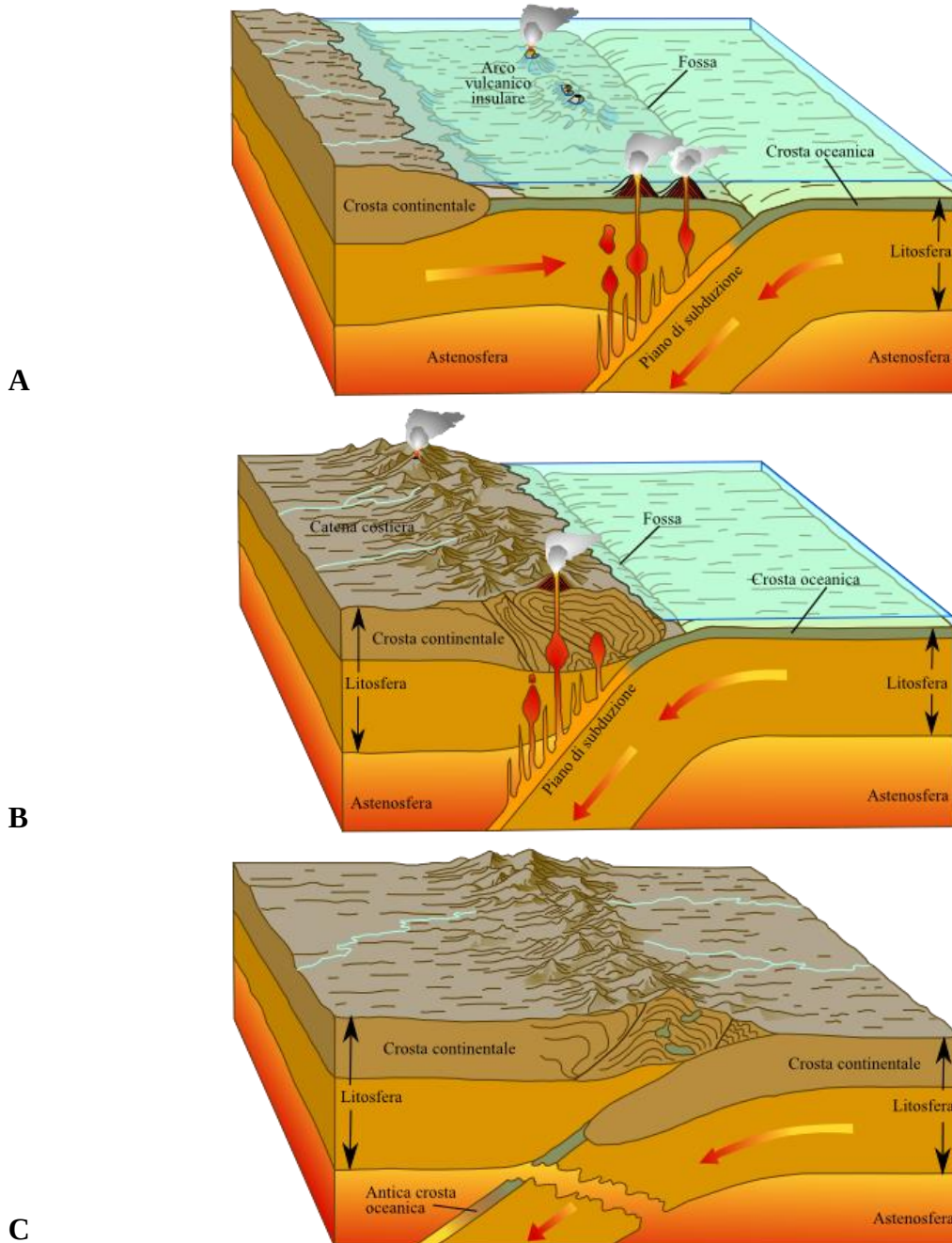


Figura 12 – Tipi di margini attivi:

A – Margine oceano-oceano

Nonostante la densità dei materiali coinvolti è sostanzialmente la stessa, una delle due placche si immerge sotto l'altra, con un processo chiamato subduzione. Durante questo processo si forma una fossa e si sviluppano arcipelaghi ad arco come le Marianne o le Aleutine.

B – Margine oceano-continente

Tra le due placche coinvolte nel processo si ha una notevole differenza di densità, per cui sarà la placca oceanica, più densa ad essere subdotta. Anche in questo caso si forma una fossa, mentre la placca continentale si solleva dando origine ad una catena montuosa. Lungo la costa occidentale del Sud America, per esempio, la placca oceanica di Nazca subduce la placca continentale sudamericana in corrispondenza della fossa Cile – Perù, originando le Ande e il corrispondente arco vulcanico.

C – Margine continente-continente

Quando si incontrano due continenti, tra cui vi è sostanziale corrispondenza di densità, nessuno va in subduzione, anzi la crosta tende a ripiegarsi e a innalzarsi o a essere spinta di lato. Un esempio è la catena himalayana originatasi dallo scontro della placca indiana con quella asiatica. Questa catena prova che la tettonica può mettere in gioco potentissime forze.



Figura 13 – Margine trasforme: la faglia di San Andreas, California.

- **Zone di confine di placca:** zone più o meno ampie dove non sempre è possibile distinguere chiaramente i margini e gli effetti delle interazioni fra placche, come avviene per esempio per l'area compresa tra la placca Eurasiatica e quella Africana. In queste zone è possibile distinguere diverse microplacche, come la placca adriatica, la placca egea o quella turca. Per questo motivo le zone ai margini di placche in genere presentano strutture geologiche complesse e terremoti che si distribuiscono estesamente (figura 14).

Ma qual è il motore che muove le placche tettoniche?

Agli inizi degli anni sessanta H. H. Hess propose un'affascinante ipotesi secondo la quale veniva ipotizzato che nel mantello esistessero lenti **moti convettivi** di materiale caldo che, muovendosi lateralmente, trascina con sé le placche sovrastanti.

Oggi evidenze sismiche, geofisiche ed esperimenti di laboratorio hanno dimostrato che è possibile condividere la teoria di Hess, sapendo che sia la superficie terrestre che il suo interno si muovono continuamente. Oggi sappiamo che le rocce cristalline, solide del mantello possono, nell'arco di milioni di anni, deformarsi poiché sottoposte a temperature e pressioni enormi.

Gli scienziati pensano che nell'astenosfera la roccia, deformandosi si muova con traiettorie

circolari, proprio come avviene nell'acqua che bolle in una pentola; l'acqua, riscaldata dal fuoco sotto la pentola, sale in superficie dove si diffonde e si raffredda precipitando quindi sul fondo dove torna a riscaldarsi. Questo processo è conosciuto come *cella convettiva* e dovrebbe svolgersi secondo lo stesso principio all'interno della Terra.

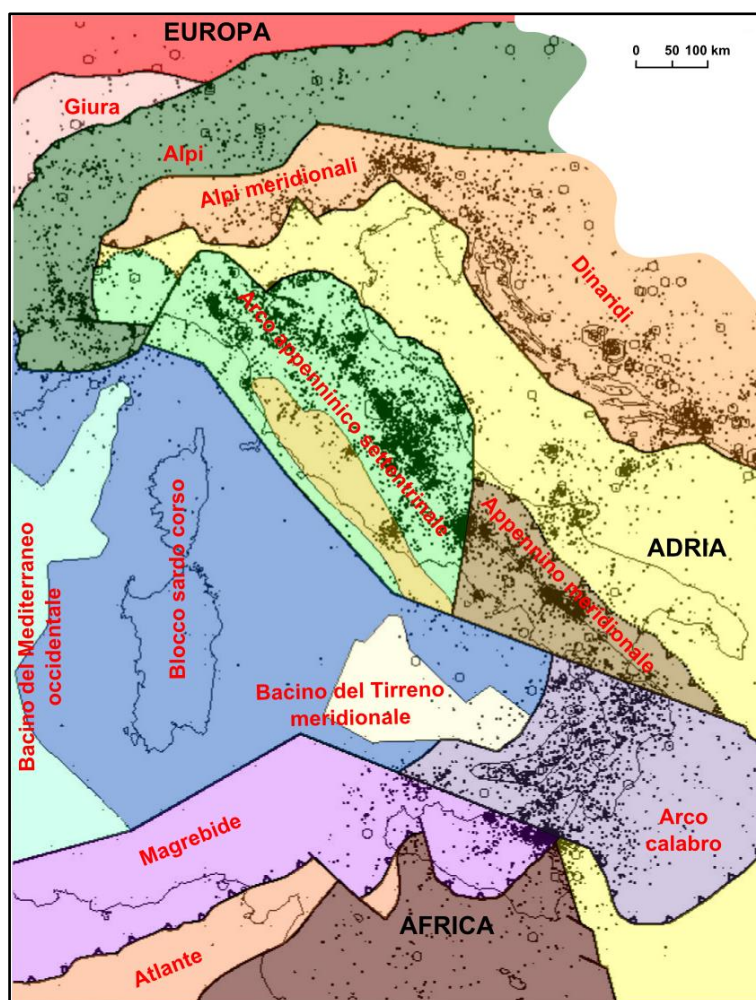


Figura 14 – Nella mappa sono riportati gli elementi strutturali e cinematici di ordine maggiore e gli epicentri di terremoti storici (1981-1995 da fonti INGV). Si osserva chiaramente che tre placche tettoniche (europea, africana e adriatica) interagiscono e creano una struttura complessa, causa della estesa sismicità italiana.

Il motore delle placche in cui è suddivisa la litosfera sono quindi questi moti convettivi.

Però affinché questo processo possa aver luogo è necessario che in profondità, all'interno della Terra, esista una fonte di calore. Forse il calore proviene dal nucleo terrestre che è caldissimo (circa 6.000 gradi) e da reazioni nucleari che si producono nell'interno della Terra e che portano elementi instabili, radioattivi, a perdere particelle con rilascio di calore.

Conseguenza del movimento delle placche sono quindi i vulcani e i terremoti che se avvengono, questi ultimi, lungo i margini delle placche hanno profondità non superiori ai 70 km (terremoti

superficiali) e possono essere i più dannosi, mentre se avvengono lungo i piani di subduzione, chiamati anche piani di Benioff, possono avere profondità che raggiungono i 700 km (terremoti profondi).

6.0 – LE FAGLIE

I terremoti si producono lungo fratture chiamate *faglie*, che possono essere molto lunghe e avere spostamenti di molti metri. Per esempio la faglia del terremoto di Sumatra del 2004 era lunga quasi quattro volte la penisola italiana, circa 4000 km, mentre quella del terremoto irpino del 1980 circa 40 km. Di solito la frattura avviene in profondità ma a volte le faglie raggiungono la superficie e quando ciò avviene è possibile misurare lo spostamento dei due blocchi. Durante il terremoto dell'Alaska del 1964 uno dei blocchi si spostò verso l'alto di una decina di metri, mentre in Irpinia il dislivello arrivava fino a 1 metro. Nel terremoto di San Francisco del 1906 (figura 15) lo spostamento, questa volta in senso orizzontale, arrivò fino a 6 m.

Più grande è la superficie di rottura maggiore è l'energia liberata, quindi maggiore sarà l'intensità del terremoto.



Figura 15 - La palizzata realizzata lungo la faglia di San Andreas, a Woodville, California, si spostò di 2,59 m dopo il grande terremoto di San Francisco (1906).

Esistono vari tipi di faglie. Quando i due blocchi formati durante la fratturazione della roccia si

muovono in senso verticale un blocco si troverà sovrapposto all'altro e allora si parla di “faglia normale” se il blocco che sta sopra si allontana e tende a scendere (figura 16A), di “faglia inversa” o, nel caso più esasperato, di “sovrascorrimento” se invece si avvicina e tende a salire rispetto all'altro (figura 16B). Quando i due blocchi che si formano scorrono orizzontalmente, in opposte direzioni, come avviene nella faglia di San Andreas in California, si parla di “faglia trascorrente” (figura 16C). Esistono due tipi di faglia trascorrente: destra e sinistra. Si dice che una faglia è trascorrente destra quando l'osservatore, coi piedi su di un blocco e lo sguardo rivolto verso la faglia, vede il blocco al di là della faglia che si sposta verso destra. Si dirà trascorrente sinistra nel caso contrario.

La superficie lungo la quale si verifica lo spostamento prende il nome di *piano di faglia*, mentre l'intersezione di questo piano con la superficie topografica prende il nome di *linea di faglia* e la sua direzione rappresenta la *direzione della faglia*. L'angolo che il piano di faglia forma con l'orizzontale si definisce *inclinazione* e *immersione* il verso in cui affonda lo stesso piano. Viene, invece, definito *rigetto* lo spostamento verticale relativo di due punti inizialmente contigui sul piano di faglia. Il blocco situato sopra il piano di faglia viene chiamato *tetto*, quello situato invece sotto il piano di faglia viene chiamato *letto* (figura 17).

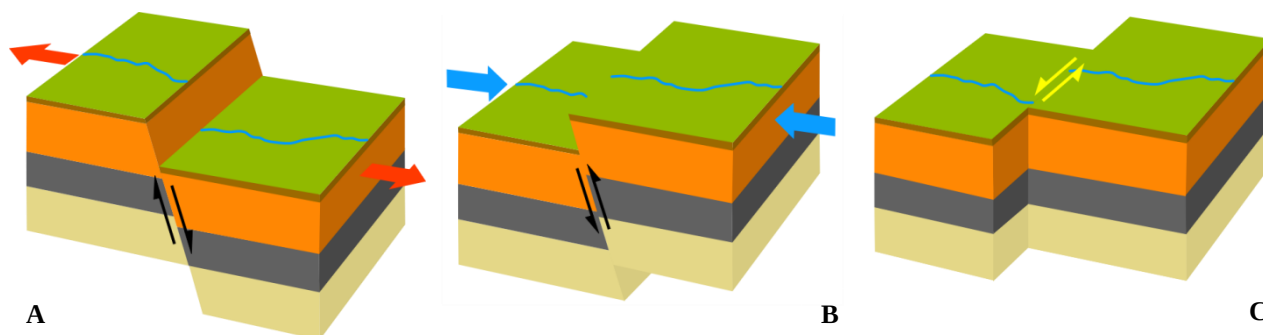


Figura 16 – Tipi principali di faglie: A - Faglia normale o diretta dovuta alla distensione delle rocce (sforzi distensivi); B - Faglia inversa dovuta alla compressione delle rocce (sforzi compressivi); C - Faglia trascorrente (sinistra) dovuta a sforzi di taglio.

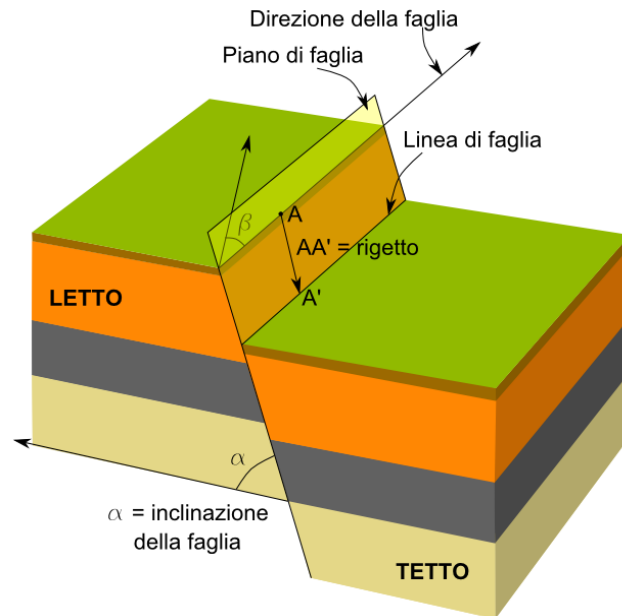


Figura 17 – Nomenclatura di una faglia.

7.0 – LE ONDE SISMICHE

Quando avviene un terremoto viene rilasciata energia sismica sotto forma di *onde elastiche* (o *sismiche*) che si propagano dall'ipocentro producendo il moto del suolo, in *dissipazione di calore*, in *lavoro di deformazione* impiegato per dislocare la faglia e spostare le placche tettoniche. Di queste tre quella che più ci interessa da vicino è la prima dato che sono le onde elastiche a sollecitare i manufatti umani e ad essere distruttive durante il terremoto.

Le onde sismiche possono essere suddivise in *onde di volume* (o di corpo) e *onde superficiali*. Le onde di volume, a loro volta, vengono suddivise in *onde P* e *onde S*, mentre le onde superficiali in *onde di Reyleigh* e *onde di Love*.

Le onde di volume sono quelle che si propagano dall'ipocentro nell'istante in cui avviene il terremoto; le onde superficiali sono causate dall'intersezione delle onde di volume con la superficie libera della Terra e decadono esponenzialmente con la profondità (figura 18).

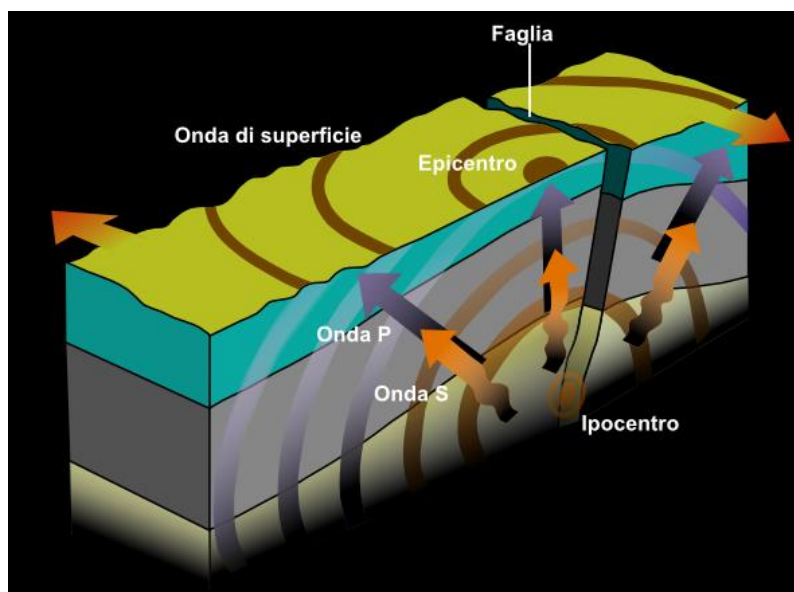
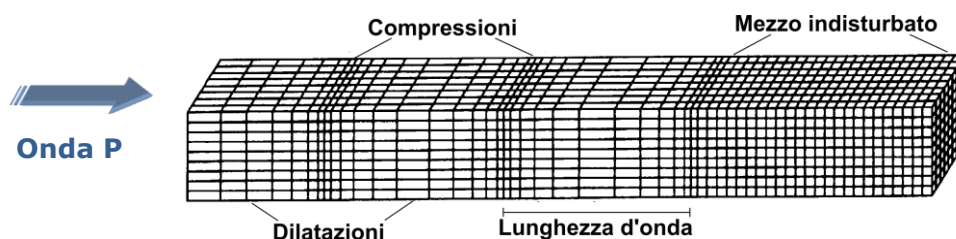


Figura 18 – Nel momento in cui una faglia raggiunge la soglia di rottura, i blocchi attigui si spostano di scatto l'uno rispetto all'altro. Dall'ipocentro si propagano due tipi di onde: le P, che comprimono ed espandono la roccia e le S, che la scuotono in senso laterale. Queste onde vengono registrate dai sismografi di tutto il mondo, permettendo così di individuare l'ipocentro e l'epicentro del terremoto. Quando le onde P e S raggiungono la superficie interagiscono con essa producendo onde superficiali.

Le onde P, o *primae*, o di *pressione*, o *longitudinali*, sono simili alle onde sonore dato che generano compressioni e dilatazioni nel mezzo in cui viaggiano (figura 19). Al loro passaggio le particelle di terreno si muovono avanti e indietro nella stessa direzione di propagazione dell'onda implicando variazioni di volume. Devono il loro nome al fatto che, viaggiando ad alta velocità, vengono registrate prima delle onde S. Le onde P si propagano in ogni mezzo, quindi anche nei liquidi e nei gas.

Le onde S, o *secundae*, o di *taglio*, viaggiano a velocità inferiore rispetto alle onde P e fanno sì che le particelle di terreno attraversato si muovano perpendicolarmente alla direzione di propagazione dell'onda (figura 19), subendo una variazione di forma ma non di volume. È a queste caratteristiche che devono il loro nome e il fatto che possono viaggiare nei solidi ma non nei liquidi e nei gas. Le onde S vanno immaginate come le onde che si propagano lungo una corda che viene fatta oscillare.



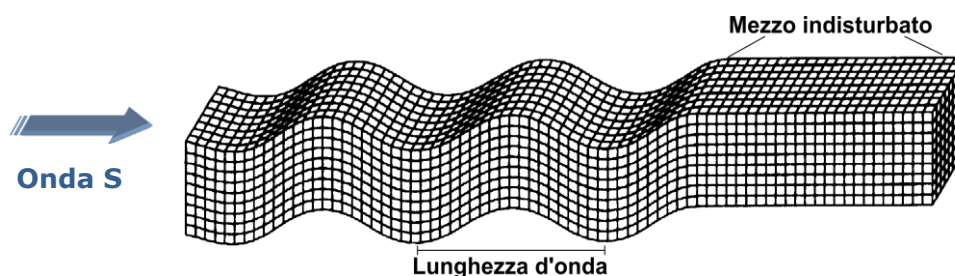


Figura 19 – Diagrammi che illustrano la deformazione che le onde P e S provocano all'interno dell'ammasso roccioso.

Le onde superficiali o onde L (*longae* o lunghe) sono onde che oscillano trasversalmente e sono caratterizzate da un lungo periodo e una grande ampiezza. Esistono due tipi di onde L: le onde di Reyleigh (L_R) che devono il loro nome al matematico J. W. Strutt (Lord Reyleigh) e le onde di Love (L_Q) che prendono il nome dal matematico A. Love.

Le onde di Reyleigh sono generate dalla riflessione delle onde P e S_V (onde S polarizzate sul piano verticale) sulla superficie libera del terreno. Una particella investita da un'onda di Rayleigh si muove in piani verticali contenenti la direzione di propagazione dell'onda, seguendo un movimento ellittico retrogrado (figura 20). Queste ellissi sono sempre più piccole via via che aumenta la profondità.

Le onde di Love sono generate dalla riflessione delle onde S_H (onde S polarizzate sul piano orizzontale) sulla superficie libera del terreno. Vengono generate solo nei mezzi in cui la velocità delle onde S aumenta con la profondità. Le onde di Love fanno vibrare il terreno sul piano orizzontale lungo la direzione di propagazione dell'onda (figura 20).

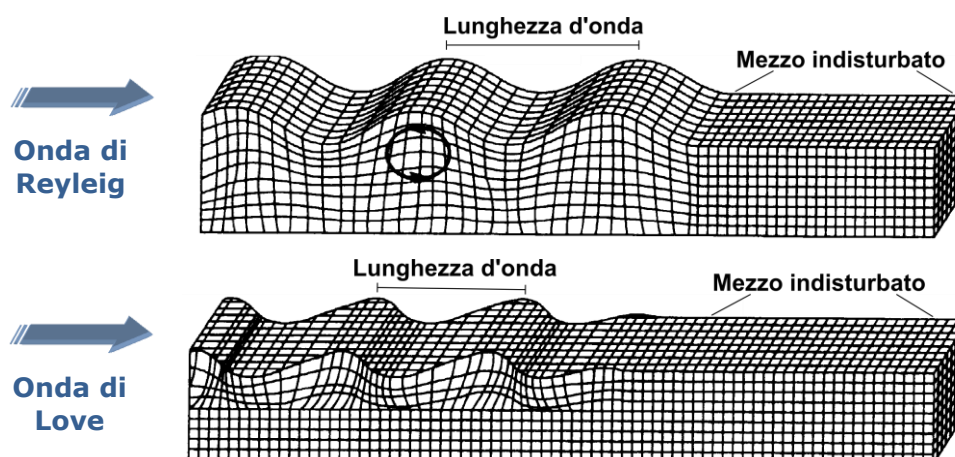


Figura 20 – Diagrammi che illustrano l'aspetto delle onde di Reyleigh e delle onde di Love.

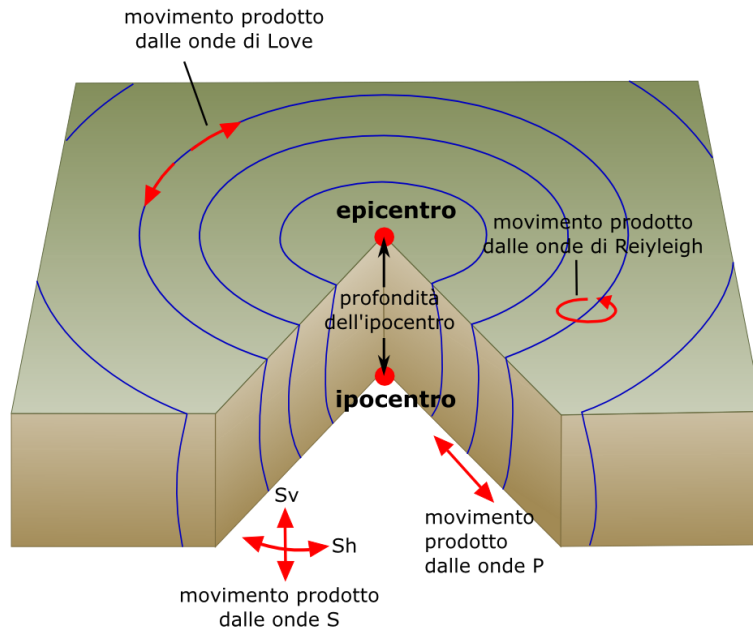


Figura 21 – Schema riassuntivo dei movimenti provocati dalle onde sismiche.

8.0 – GLI STRUMENTI PER MISURARE UN TERREMOTO

La rilevazione e la registrazione dell'andamento delle oscillazioni in funzione del tempo del terreno, durante una scossa sismica, avviene mediante strumenti chiamati *sismografi* (figura 22) che altro non sono che strumenti in grado di fornire una registrazione continua del moto del suolo.

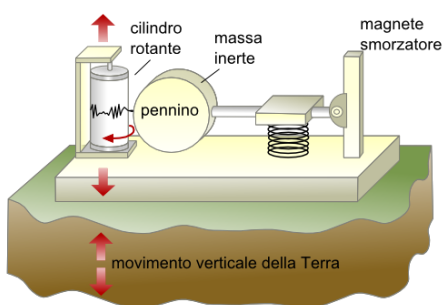
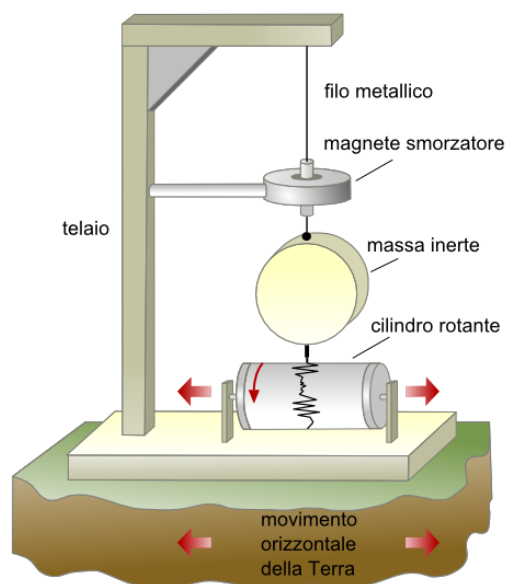


Figura 22 – Modelli di sismografi in grado di registrare le componenti verticale e orizzontali del moto del suolo.



La traccia disegnata dal sismografo durante il terremoto viene chiamata *sismogramma* (figura 23).

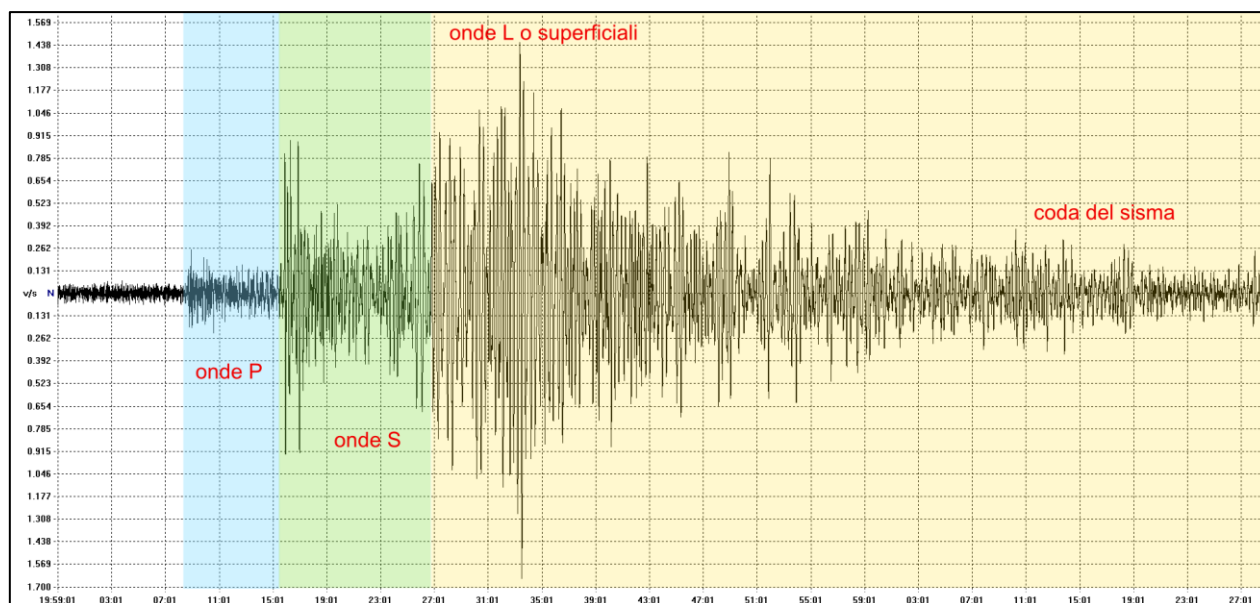


Figura 23 – Sismogramma di un sisma dell'Alaska registrato il 16/07/2011 dalla stazione di Pearland (Lat 29,553N, Long 95,329W), Texas USA situata a 5860,1 Km dall'epicentro (Lat 54,895N, Long 161,267W). L'ipocentro è stato individuato ad una profondità di 48,2 Km, la magnitudo M è di 6,1. Nel grafico viene indicato il primo arrivo dei vari tipi di onde; le onde S sono giunte alla stazione sismica con 7:22,8 minuti di ritardo rispetto alle onde P . Il sismogramma ha una durata di 90:00 minuti circa.

L'oscillazione più ampia riportata sul sismogramma indica qual è stata l'energia del terremoto. Il sismogramma permette inoltre di misurare la durata dell'evento sismico che varia da pochi secondi a molti minuti. Ampiezza e durata del segnale sismico registrato consentono la stima della "magnitudo". Per di più le letture dei tempi di arrivo delle onde P e S sui sismogrammi registrati da almeno tre stazioni sismiche consentono di localizzare l'epicentro (figure 24) e l'ipocentro di un terremoto. Dal sismogramma si ricavano anche la direzione e l'ampiezza del movimento lungo la faglia che ha generato il terremoto, l'orientamento e l'estensione della faglia.

La conoscenza della profondità ipocentrale permette di classificare i terremoti nel modo seguente:

<i>terremoti superficiali</i>	fino a 70 km di profondità
<i>terremoti intermedi</i>	tra 70 e 300 km di profondità
<i>terremoti profondi</i>	oltre i 300 km di profondità

Oggi, per la registrazione delle scosse sismiche, vengono anche utilizzati strumenti utili per le applicazioni di ingegneria sismica per le quali è necessario disporre di registrazioni di terremoti con forte intensità, dato che gli ingegneri sono interessati a moti del terreno tali da provocare danni strutturali. Questi apparecchi sono chiamati *accelerografi strong-motion* (o *SMAC*), così detti

perché registrano, come funzioni del tempo, le tre componenti di accelerazione del suolo, due orizzontali (nord-sud ed est-ovest) e una verticale, in occasione di eventi che provocano un elevato livello di scuotimento.

Solitamente la registrazione di un accelerografo strong-motion inizia quando l'accelerazione del suolo supera un predeterminato *valore di soglia* ($0,005\text{ g} = 4,903\text{ cm/s}^2$).

L'elemento base di un accelerografo è un trasduttore che nella sua forma più semplice è un oscillatore semplice m, k, c ad un grado di libertà (cioè un sistema massa-molla-smorzatore), caratterizzato da una frequenza f e da un coefficiente di smorzamento viscoso ξ ($f = 25\text{ Hz}$ e $\xi = 60\%$ per i moderni accelerografi analogici; $f = 50\text{ Hz}$ e $\xi = 70\%$ per i moderni accelerografi digitali).

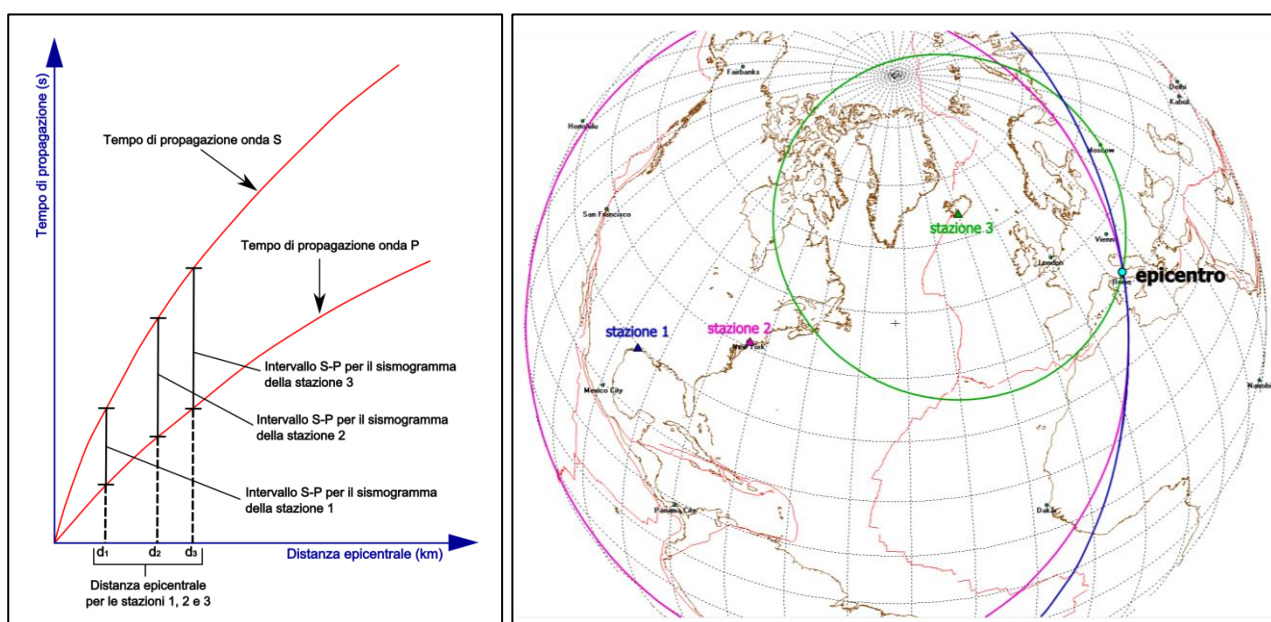


Figura 24 – Quando si hanno almeno tre registrazioni sismografiche è possibile localizzare l'epicentro di un sisma: l'intervallo di tempo che intercorre tra il primo arrivo delle onde P e il primo arrivo delle onde S fornisce la distanza (d_1, d_2, d_3) che intercorre tra la stazione e l'epicentro; costruite le tre circonferenze con centro nelle stazioni 1, 2 e 3 e di raggio d_1, d_2 e d_3 , è possibile individuare l'epicentro in corrispondenza dell'intersezione delle tre circonferenze. L'esempio in figura è riferito al sisma registrato alle ore 3:32:39 italiane (1:32:39, UTC), del 06/04/2009, l'epicentro è localizzato a L'Aquila: nel sismogramma registrato alla stazione 1 (Pearland, Texas USA) l'intervallo S-P è di 10:17,7 minuti, corrispondente ad una distanza di 9221,6 Km dall'epicentro; alla stazione 2 (Locust Valley, New York USA) l'intervallo S-P è di 8:24,4 minuti, corrispondente ad una distanza epicentrale di 6921,9 Km; alla stazione 3 (Heklubbygð, Islanda) viene invece registrato un intervallo S-P di 4:49,6 minuti, corrispondente ad una distanza di 3208,5 Km dall'epicentro.

Quindi agli accelerografi digitali è consentito di registrare, senza distorsioni eccessive, evoluzioni tempo-accellerazione contenenti frequenze da molto basse fino a 30 Hz, mentre gli strumenti analogici risultano accurati in un intervallo di frequenze più ristretto, in genere fino a 15 Hz.

Un trasduttore, nella sua forma più semplice, è montato in un telaio rigido vincolato alla superficie

di cui interessa registrare il moto (figura 25).

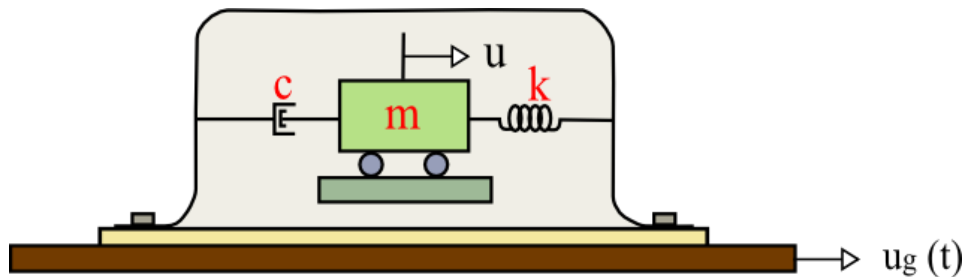


Figura 25 – Schema dello strumento che registra il moto orizzontale della base.

Ovviamente si ha bisogno di tre diversi trasduttori per poter misurare le tre componenti del moto.

La massa del trasduttore, soggetta al moto del supporto, si muove rispetto al telaio ed è questo movimento che viene registrato.

Le registrazioni delle scosse sismiche ottenute dagli accelerografi vengono comunemente definite *accelerogrammi* (figura 26) o *time histories* (storie temporali).

Velocità e spostamenti si ottengono, per doppia integrazione, dalle registrazioni delle accelerazioni. Normalmente le componenti orizzontali sono dello stesso ordine di grandezza, mentre la componente verticale presenta ampiezze più piccole e contiene importanti componenti ad alta frequenza.

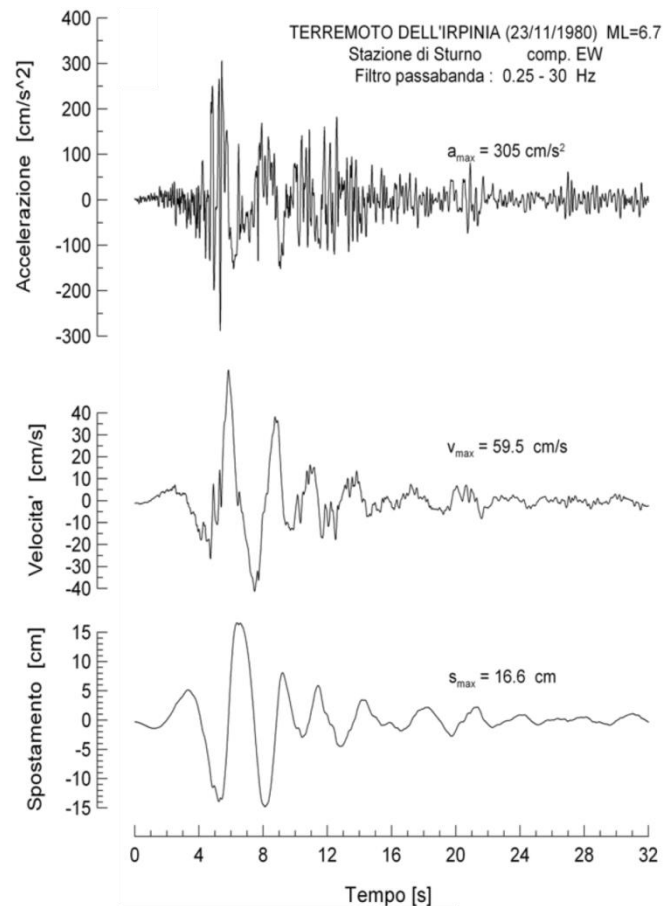


Figura 26 – Registrazione della componente EW del terremoto dell'Irpinia del 23/11/1980. Il grafico raffigura rispettivamente le storie temporali (time histories) dell'accelerazione, della velocità e dello spostamento.

Le caratteristiche di un accelerogramma sono:

- *ampiezza*, rappresentata dal picco [PGA, *Peak Ground Acceleration* (*Massima Accelerazione del Suolo*)] o dal numero di picchi che oltrepassano un livello predeterminato;
- *contenuto in frequenze*;
- *durata*.

Secondo Newmark e Rosenblueth, sulla base di queste caratteristiche, si possono distinguere quattro tipi di terremoto:

1. *Scossa di tipo impulsivo*

Sostanzialmente costituita da un singolo urto, si verifica a breve distanza dall'epicentro, su terreno rigido e per terremoti superficiali. Gli effetti indicano un moto unidirezionale, più forte in un verso che in quello opposto (figura 27). Si ricordano i terremoti di Port Hueneme (California, 1957), Agadir (Marocco, 1960), Skopje (Macedonia, 1963).

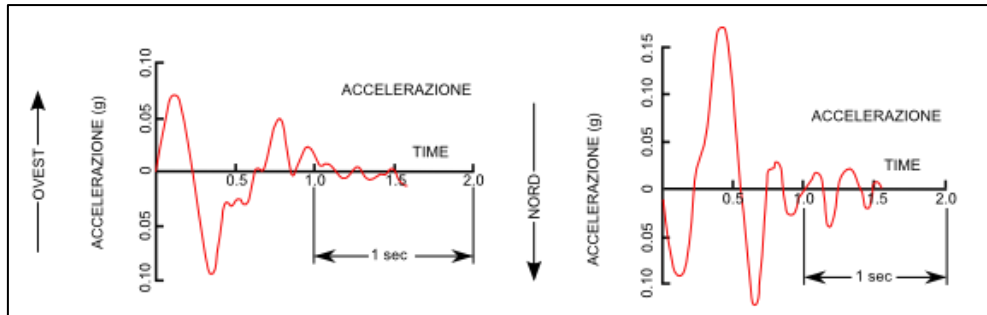


Figura 27 – Accelerogrammi di tipo impulsivo. Componenti E-W e N-S del moto del suolo, registrate durante il terremoto di Port Hueneme (ridisegnato).

2. Scossa moderatamente lunga, con movimento estremamente irregolare

Si verifica a media distanza dall'epicentro, su terreno rigido e per terremoti intermedi. È caratteristico dei terremoti della fascia circumpacifica ed il moto è generalmente di uguale severità in tutte le direzioni (figura 28). Si ricorda il terremoto di El Centro, California, del 18/05/1940).

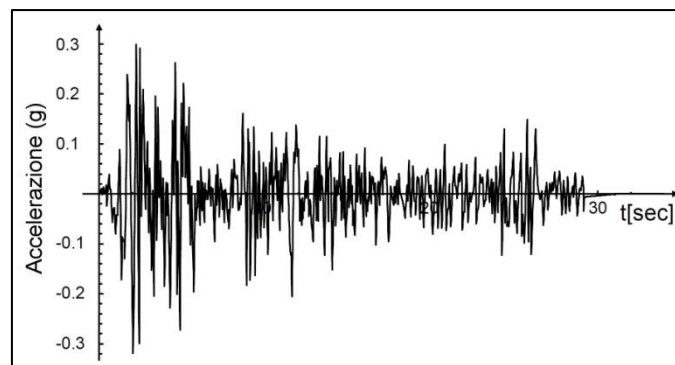


Figura 28 – Accelerogramma di tipo alquanto prolungato. Componente N-S del moto del suolo, terremoto di El Centro, California.

3. Scossa di lunga durata, con periodi predominanti pronunciati

È caratterizzato dal prevalere di determinate frequenze, poiché soggetto al filtraggio da parte di molti strati di materiale soffice e a successive riflessioni di onde sismiche fra le numerose superfici di discontinuità (figura 29). Un esempio è il terremoto di Mexico City del 06/08/1964.

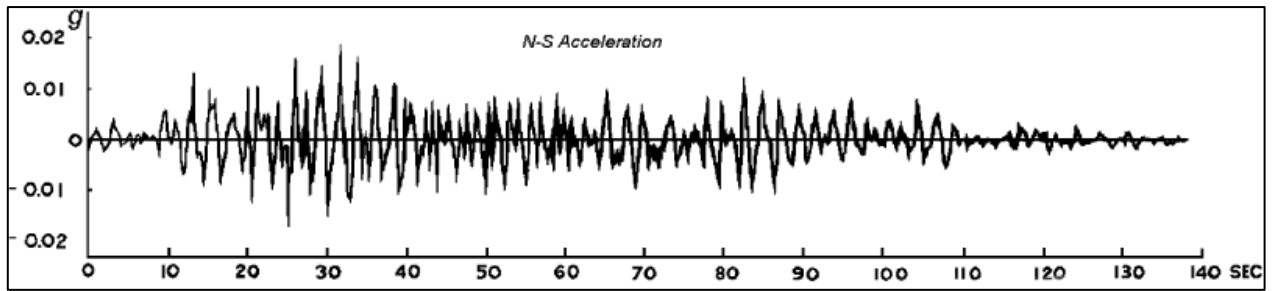


Figura 29 – Accelerogramma di tipo di lunga durata. Componente N-S del moto del suolo, terremoto di Mexico City.

4. Scossa che determina deformazioni permanenti su larga scala

Determina fratture e liquefazione del terreno (figura 30). Esempi sono: il terremoto di Great, Giappone del 1891; il terremoto di Anchorage, Alaska del 27/03/1964; il terremoto di Niigata, Giappone del 10/06/1964.

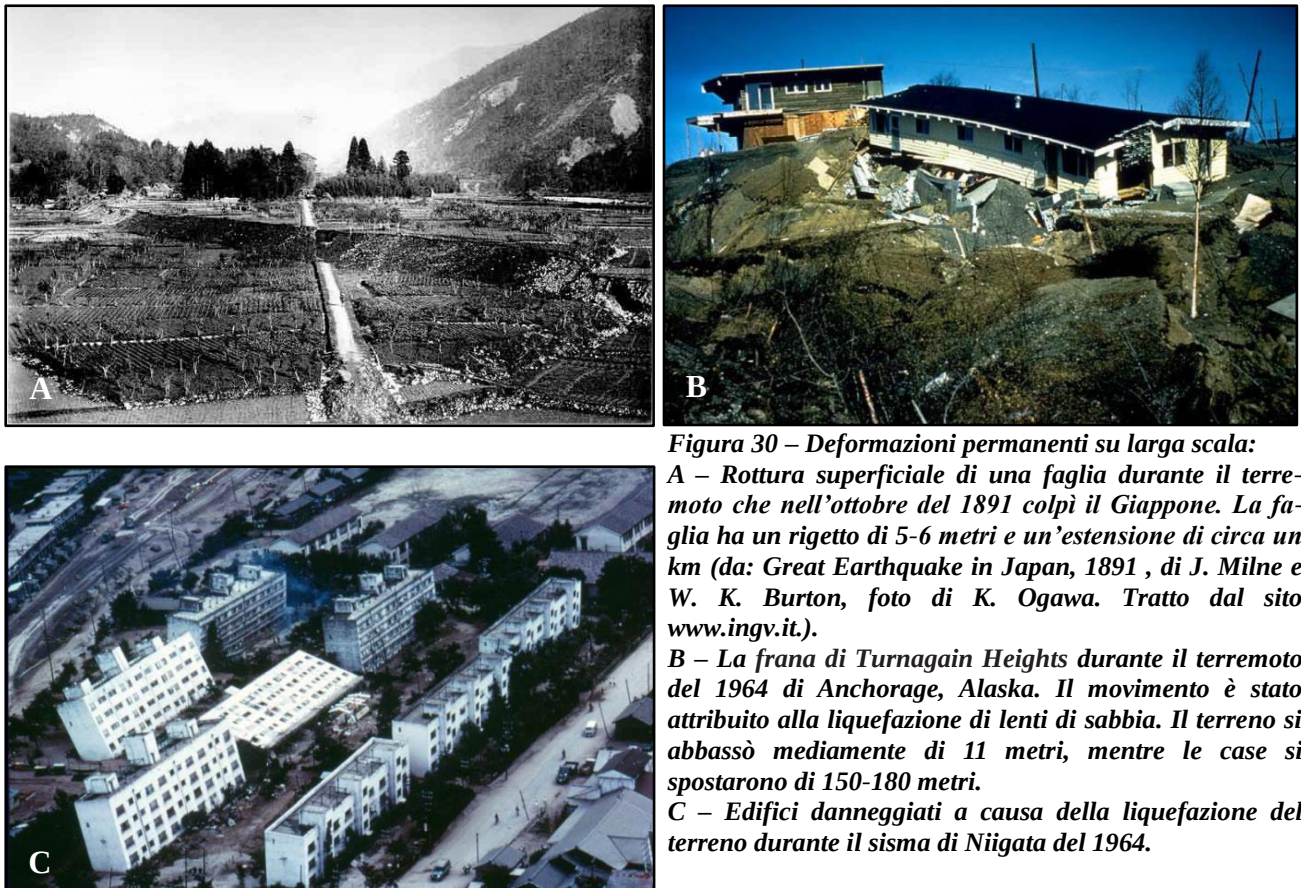


Figura 30 – Deformazioni permanenti su larga scala:
A – Rottura superficiale di una faglia durante il terremoto che nell'ottobre del 1891 colpì il Giappone. La faglia ha un rigetto di 5-6 metri e un'estensione di circa un km (da: *Great Earthquake in Japan, 1891*, di J. Milne e W. K. Burton, foto di K. Ogawa. Tratto dal sito www.ingv.it).

B – La frana di Turnagain Heights durante il terremoto del 1964 di Anchorage, Alaska. Il movimento è stato attribuito alla liquefazione di lenti di sabbia. Il terreno si abbassò mediamente di 11 metri, mentre le case si spostarono di 150-180 metri.

C – Edifici danneggiati a causa della liquefazione del terreno durante il sisma di Niigata del 1964.

9.0 – COME SI MISURA UN TERREMOTO

Le onde sismiche possono essere misurate attraverso la stima degli effetti in superficie (*intensità*) oppure in termini di energia rilasciata all'ipocentro (*magnitudo M*).

Come è possibile intuire, ad un sisma può essere associata una sola magnitudo, mentre la sua intensità varierà da zona a zona. Infatti valutare l'evento sismico sulla base dei danni prodotti non è obiettivo, dato che dipende strettamente dalla qualità del patrimonio edilizio dell'area interessata ed, inoltre, è un metodo limitato, poiché non consente una valutazione dell'intensità sismica in aree poco o per nulla edificate. Un terremoto piuttosto forte che avviene in un'area desertica o che ha ipocentro profondo, anche di 500-600 Km, come avviene nel Tirreno meridionale, ha una intensità pari a zero.

Però una scala di intensità sismica permette di classificare i terremoti del passato, risalenti cioè ad epoche pre-strumentali, poiché non si dispone delle registrazioni delle onde sismiche dai sismografi.

9.0.1 Scale di intensità macrosismica

Le scale di intensità macrosismica classificano in modo empirico la severità di un sisma secondo una scala, organizzata in gradi, degli effetti prodotti dal sisma in una zona limitata sulle strutture civili e, in misura minore, dei danni sull'ambiente (i cosiddetti danni deformativi indotti) di tipo geologico o geomorfologico.

Nel tempo sono state proposte diverse scale suddivise in classi di intensità:

De Rossi	(1873)	
De Rossi-Forel (RF)	(1883)	suddivisa in 10 classi di intensità
Mercalli (M o MS)	(1902)	prima scala Mercalli
Cancani	(1904)	
Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS)	(1930)	suddivisa in 12 classi di intensità
Mercalli Modificata o Wood-Neumann (MM)	(1931)	
Richter	(1956)	scala MM aggiornata ed espressa in forma più concisa
Medvedev-Sponheuer-Karnik (MSK-64)	(1964)	
Medvedev-Sponheuer-Karnik (MSK)	(1981)	
Scala di intensità macrosismica europea (EMS-98)	(1998)	

La scala oggi utilizzata per esprimere l'intensità di un sisma in Europa, soprattutto in Italia, è, per lo

più, la MCS meglio conosciuta come “**Scala Mercalli**” così chiamata in onore del sismologo italiano che per primo propose una scala basata sugli effetti prodotti da un terremoto (tabella 1). In America, invece, viene utilizzata la scala MM (tabelle 2a, b).

Le due scale, MCS e MM, possono essere correlate attraverso la seguente formula:

$$I_{MM} = -0,013 I_{MCS}^2 + 1,068 I_{MCS} - 0,902$$

Perciò, un'intensità $I_{MCS} = 7$ equivale a un'intensità $I_{MM} = 6$.

Tabella 1 – Scala MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg).

Grado	Denominazione	Descrizione degli effetti
I	<i>Impercettibile</i>	Rilevato soltanto da sismografi.
II	<i>Molto leggero</i>	Sentito soltanto da persone estremamente sensibili o nervose, in perfetta quiete e quasi sempre nei piani superiori dei caseggiati.
III	<i>Leggero</i>	Anche in zone densamente abitate viene percepito come terremoto, soltanto da una piccola parte degli abitanti nell'interno delle case, come nel caso del passaggio di un pesante mezzo. Da alcuni viene riconosciuto come terremoto soltanto dopo averne parlato con altri.
IV	<i>Moderato</i>	All'aperto il terremoto è percepito da pochi. Nelle case è notato da numerose persone ma non da tutti, a seguito del tremolio o di oscillazioni leggere di mobili. Cristalleria e vasellame, posti a breve distanza, urtano come al passaggio di un pesante autocarro su strada dissestata. Finestre tintinnano; porte, travi e assi in legno scricchiolano; cricchiano i soffitti. In recipienti aperti, i liquidi vengono leggermente mossi. Si ha la sensazione che in casa si sia rovesciato un oggetto pesante; si oscilla con tutta la sedia o il letto come su una barca. In generale questi movimenti non provocano paura a meno che le persone non si siano innervosite o spaventate a causa di terremoti precedenti. In rari casi i dormienti si svegliano.
V	<i>Abbastanza forte</i>	Nel pieno delle attività giornaliere, il sisma viene percepito da numerose persone nelle strade e se sensibili anche in campo aperto. In casa si avverte in seguito allo scuotere dell'intero edificio. Pianta e piccoli rami di cespugli ed alberi si muovono con evidenza, come se ci fosse un vento moderato. Oggetti pendenti come lampade, tendaggi, lampadari non troppo pesanti entrano in oscillazione, campane suonano. Gli orologi a pendolo si fermano od oscillano con maggior periodo, a seconda della direzione della scossa se perpendicolare o normale al moto di oscillazione. A volte orologi a pendolo fermi riprendono il movimento. La luce elettrica guizza o viene a mancare in seguito a movimenti della linea. I quadri urtano, battono contro le pareti oppure si spostano; da recipienti colmi e aperti vengono versate piccole quantità di liquido; ninnoli ed oggetti del genere possono cadere come pure gli oggetti addossati alle pareti; arredi leggeri possono essere spostati di poco; mobili rintronano; porte ed imposte sbattono; vetri delle finestre si infrangono. Quasi tutti i dormienti si svegliano. Sporadici gruppi di persone fuggono all'aperto.
VI	<i>Forte</i>	Il terremoto viene notato da tutti con paura, molti fuggono all'aperto, alcuni hanno la sensazione di instabilità. Liquidi si muovono fortemente; quadri, libri e cose simili cadono dalle pareti e dagli scaffali; porcellane si frantumano; suppellettili assai stabili, e perfino pezzi d'arredo vengono spostati se non rovesciati; piccole campane in cappelle e chiese, e orologi di campanili battono. Case isolate, solidamente costruite subiscono danni leggeri; spaccature all'intonaco, caduta del rinzafo di soffitti e di pareti. Danni più forti, ma non ancora pericolosi, si hanno sugli edifici mal costruiti. Qualche tegola e pietra di camino cade.
VII	<i>Molto forte</i>	Notevoli danni vengono provocati ad oggetti di arredamento anche di grande peso. Grandi campane rintoccano. Corsi d'acqua, stagni e laghi si agitano e s'intorbidiscono a causa della melma mossa. Qua e là, parte delle sponde di sabbia e ghiaia scivolano via. Varia la portata delle sorgenti. Danni moderati a numerosi edifici costruiti solidamente: piccole spaccature nei muri; caduta di toppe piuttosto grandi dell'incalcinatura e dello stucco, a volte anche di mattoni. Caduta generale di tegole. Molti fumaioli vengono lesi da incrinature. Camini già danneggiati si rovesciano sopra il tetto danneggiandolo. Da torri e costruzioni alte cadono decorazioni mal fissate. Quando la casa è a pareti intelaiate, i danni all'incalcinatura e all'intelaiatura sono più gravi. In casi isolati distruzione di case mal costruite oppure riattate.
VIII	<i>Rovinoso</i>	Interi rami d'albero pendono rotti e perfino si staccano. Anche i mobili più pesanti vengono spostati lontano e a volte rovesciati. Statue, monumenti in chiese, in cimiteri e parchi pubblici, ruotano sul proprio piedistallo oppure si rovesciano. Solidi muri di cinta in pietra si rompono e crollano. Circa un quarto delle case è gravemente leso, alcune crollano, molte diventano inabitabili; gran parte di queste cadono. Negli edifici intelaiati cade gran parte della tamponatura. Case in legno vengono schiacciate o rovesciate. Spesso campanili di chiese e di fabbriche con la loro caduta causano danni agli edifici vicini più di quanto non avrebbe fatto da solo il terremoto. In pendii e terreni acquitrinosi si formano crepe. In

		terreni bagnati si ha l'espulsione di sabbia e di melma.
IX	<i>Distruttivo</i>	Circa la metà delle case in pietra sono distrutte; molte crollano; la maggior parte diviene inabitabile. Case ad intelaiature sono divelte dalle proprie fondamenta e crollano; travi strappate a seconda delle circostanze contribuiscono alla rovina.
X	<i>Completamente distruttivo</i>	Gravissima distruzione di circa 3/4 degli edifici, la maggior parte crolla. Perfino costruzioni solide di legno e ponti subiscono gravi lesioni, alcuni vengono distrutti. Argini e dighe ecc., chi più, chi meno, sono danneggiati notevolmente, binari leggermente piegati e tubature (gas, acqua e scarichi) vengono troncate, rotte e schiacciate. Nelle strade lastricate e asfaltate si formano crepe e per pressione sporgono larghe pieghe ondose. In terreni meno densi e più umidi si creano spaccature fino alla larghezza di più decimetri; si notano parallelamente ai corsi d'acqua spaccature che raggiungono larghezze fino a un metro. Non solo pezzi di terreno scivolano dai pendii, ma interi macigni rotolano a valle. Grossi massi si staccano dagli argini dei fiumi e da coste scoscese; riviere basse subiscono spostamenti di masse sabbiose e fangose, per cui il livello del terreno viene notevolmente variato. Le sorgenti subiscono frequenti cambiamenti di livello dell'acqua. Da fiumi, canali e laghi ecc. le acque vengono gettate contro le sponde.
XI	<i>Catastrofico</i>	Crollo di tutti gli edifici in muratura, resistono soltanto le capanne di legno e le costruzioni ad incastro di grande elasticità. Anche i ponti più sicuri crollano a causa della caduta di pilastri in pietra o del cedimento di quelli in ferro. Binari si piegano fortemente e si spezzano. Tubature interrato vengono spaccate e rese irreparabili. Nel terreno si manifestano vari mutamenti di notevole estensione, a seconda della natura del suolo, si aprono grandi crepe e spaccature; soprattutto in terreni morbidi e acquitrinosi il dissesto è considerevole sia orizzontalmente che verticalmente. Ne segue il trabocco di sabbia e melma con diverse manifestazioni. Sono frequenti lo sfaldamento di terreni e la caduta di massi.
XII	<i>Grandemente catastrofico</i>	Non regge alcuna opera dell'uomo. Lo sconvolgimento del paesaggio assume aspetti grandiosi. Corsi d'acqua sia superficiali che sotterranei subiscono mutamenti vari, si formano cascate, scompaiono laghi, fiumi deviano.

Tabella 2a - Scala MM (Mercalli Modificata, aggiornata ed espressa in forma più concisa)

Grado	Descrizione degli effetti
I	Non percepito se non da poche persone in circostanze particolarmente favorevoli.
II	Percepito da persone in riposo nei piani superiori delle case o in posizione favorevole.
III	Percepito nelle case. Oscillazione di oggetti appesi. Vibrazione come al passaggio di autocarri leggeri. Durata stimabile. Talora non riconosciuto come terremoto.
IV	Oscillazione di oggetti appesi. Vibrazioni come al passaggio di autocarri pesanti, o scossa come di una pesante palla che colpisce le pareti. Oscillazione di automezzi fermi. Movimenti di piatti, di porte e finestre. Tintinnio di vetri. Vibrazioni di vasellami. Nel suo stadio superiore, scricchiolio di pareti e di strutture di legno.
V	Risentito all'esterno; stima della direzione. Sveglia di persone dormienti. Movimento della superficie dei liquidi, versamento di taluni dai recipienti. Spostamento o rovesciamento di piccoli oggetti instabili. Oscillazione di porte che si aprono e si chiudono. Movimento di imposte e quadri. Arresto, messa in moto, cambiamento del passo di orologi a pendolo.
VI	Sentito da tutti. Spavento, fuga all'esterno. Barcollare di persone in moto. Rottura di vetrine, piatti, vetrerie. Caduta dagli scaffali di ninnoli, libri, ecc. e di quadri dalle pareti. Spostamento o ribaltamento di mobili. Screpolature di intonachi deboli e di murature tipo D. Suono di campanelli (chiese, scuole). Storrere di alberi e di cespugli.
VII	Difficile stare in piedi. Risentito dai guidatori di automezzi. Tremolio di oggetti appesi. Rottura di mobili. Danni alle murature tipo D, incluse fenditure. Rottura di comignoli deboli situati sul colmo dei tetti. Caduta di intonachi, mattoni, pietre, tegole, cornicioni (anche di parapetti isolati e ornamenti architettonici). Qualche lesione alle murature tipo C. Formazione di onde sugli specchi di acqua, intorbidamento delle acque. Piccoli smottamenti e scavamenti in depositi di sabbia e ghiaia. Forte suono di campane. Danni ai canali di irrigazione rivestiti.
VIII	Risentito nella guida di automezzi. Danni alle murature tipo C, crolli parziali. Alcuni danni a murature tipo B, non tipo A. Caduta di stucchi e di alcune pareti di muratura. Rotazione e caduta di camini, ciminiera industriali, monumenti, torri, serbatoi elevati. Costruzioni con strutture in legname smosse dalle fondazioni se non imbullonate; pannelli delle pareti lanciati fuori. Rottura di palizzate deteriorate. Rottura di rami di alberi. Variazioni di portata o di temperatura di sorgenti e pozzi. Crepacci nel terreno e su pendii ripidi.
IX	Panico generale. Distruzione di murature di tipo D, gravi danni a murature tipo C talvolta con crollo completo; seri danni a murature tipo B; danni generali alle fondazioni; strutture in legname svincolate dalle fondazioni se non imbullonate; strutture in legname messe a prova. Gravi danni ai serbatoi. Rottura di tubazioni sotterranee. Rilevanti crepacci nel terreno. Nelle aree alluvionali espulsione di sabbia e fango, formazione di crateri di sabbia.

X	Distruzione di gran parte delle murature e delle strutture in legname, con le loro fondazioni. Distruzioni di alcune robuste strutture di legno, con le loro fondazioni. Distruzione di alcune robuste strutture di legno e di ponti. Gravi danni a dighe, briglie, argini. Grandi frane. Disalveamento delle acque di canali, fiumi, laghi, ecc. Traslazione orizzontale di sabbie e argille sulle spiagge e su regioni piane. Rotaie debolmente deviate.
XI	Rotaie fortemente deviate. Tubazioni sotterranee completamente fuori servizio.
XII	Distruzione pressoché totale. Spostamento di grandi masse rocciose. Linee di riferimento deformate. Oggetti lanciati in aria.

Tabella 2b - Muratura A, B, C, D a cui ci si riferisce nella scala MM

Muratura A	Esecuzione, malta e progettazione di buona qualità; armata, soprattutto lateralmente e legata insieme con ferri, calcestruzzo, ecc.; progettata per resistere alle forze laterali.
Muratura B	Esecuzione e malta di buona qualità; armata, ma i particolari costruttivi non sono stati progettati per resistere alle forze laterali.
Muratura C	Esecuzione e malta mediocri; non vi sono punti di estrema debolezza, come, ad esempio se mancassero tiranti agli angoli, ma non vi sono neanche un'armatura e una progettazione specifiche contro le forze orizzontali.
Muratura D	Materiali deboli, come mattoni cotti al sole; malta scadente; basso livello di esecuzione; orizzontalmente debole.

Però la scala che prevede una casistica particolareggiata di tipologie costruttive e di livelli di danno, tendenti a rendere il più oggettiva possibile la valutazione dell'intensità, è la EMS-98, trattata con un maggior grado di dettaglio nel seguito. Inoltre la EMS è la prima scala di intensità che riporta illustrazioni reali di cosa significhino i diversi gradi di danno, sia sotto forma di disegni che di foto di casi veri.

La prima classificazione introdotta riguarda la differenziazione degli edifici in classi di vulnerabilità (figura 31). Le differenti classi di vulnerabilità sono indicate con lettere, dal caso peggiore (A) a quello migliore (F). Nelle scale di intensità macrosismica precedenti, nel valutare il danno subito, tutti gli edifici in calcestruzzo di cemento armato (CA) in una data zona vengono trattati alla stessa maniera, a prescindere dal fatto che siano stati costruiti anni addietro in mancanza di norme sismiche, o solo da pochi anni, seguendo norme sismiche aggiornate. Questo è evidentemente un criterio semplice da usare, ma rende i risultati falsati in zone dove sono presenti edifici di uno stesso tipo generico ma con forti differenze di età e metodi di progettazione, come avviene ad esempio in molte delle città italiane.

Tipologia		Classe di vulnerabilità					
		A	B	C	D	E	F
MURATURA	a sacco, o di pietra grezza	○					
	adobe (terra disseccata)	○—					
	pietre sbazzate	—○					
	pietre squadrate	—○—					
	di mattoni, non armata	—○—					
	non armata, con solai in CA		—○—				
	armata o confinata			—○—			
CEMENTO ARMATO (CA)	Telaio in CA (senza prog. antisism.)	—○—					
	Telaio in CA (prog. antisism. a bassa duttilità)		—○—				
	Telaio in CA (prog. antisism. a alta dutt.)			—○—			
	Pareti di taglio (senza prog. antisism.)	—○—					
	Pareti di taglio (prog. antisism. bassa duttilità)			—○—			
	Pareti di taglio (prog. antisism. alta dutt.)				—○—		
ACCIAIO	Strutture in acciaio			—○—			
LEGNO	Strutture in legno		—○—				

○ Classe più probabile — Intervallo probabile
 ---- Intervallo poco probabile, casi eccezionali

Figura 31 – Classi di vulnerabilità associate ai diversi tipi di edifici nella scala EMS-98

La seconda classificazione riguarda la scala del danno, poiché il modo in cui un edificio si deforma e si danneggia per effetto delle azioni sismiche dipende in modo sostanziale dal tipo di struttura; la EMS-98 introduce due diverse classificazioni del danno per strutture in muratura e in cemento armato. Nelle figure 32 e 33 vengono illustrate queste classificazioni, insieme a disegni esplicativi dei diversi gradi del danno.

Terza e ultima classificazione riguarda la definizione delle quantità implicite nei termini *pochi* (fino a 15-20%), *molti* (da 15 a 55-60%), *la maggior parte* (da 55 a 100%).

Con questi presupposti, è possibile definire i gradi della EMS-98 (tabella 3).

La scala è composta nel modo che segue:

- Effetti sugli esseri umani;
- Effetti sugli oggetti e sul terreno;
- Danneggiamento delle costruzioni.

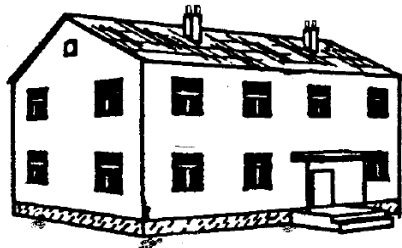
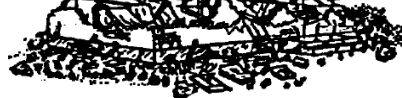
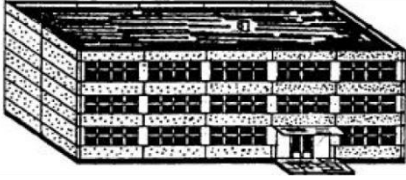
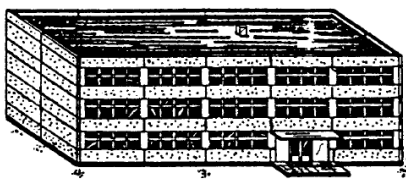
Classificazione del danno alle costruzioni in muratura	
	Grado 1: Danno da trascurabile a leggero <i>(nessun danno strutturale, danni non strutturali leggeri)</i> Fessure millimetriche in alcune pareti. Distacco di soltanto piccole parti di intonaco. Rari casi di caduta di pietre non legate dalle parti superiori delle costruzioni.
	Grado 2: Danno moderato <i>(danni strutturali leggeri, danni non strutturali moderati)</i> Crepe in molte pareti. Distacco di porzioni piuttosto grandi di intonaco. Crollo parziale di camini.
	Grado 3: Danno da sostanziale a grave <i>(danni strutturali moderati, danni non strutturali gravi)</i> Larghe ed estese crepe nella maggior parte delle pareti. Le tegole del tetto si staccano. I camini si spezzano alla linea del tetto; collasso di diversi elementi non strutturali (pareti divisorie, muri sormontati da timpano).
	Grado 4: Danno molto grave <i>(danni strutturali pesanti, danni non strutturali molto pesanti)</i> Collasso effettivo delle pareti; parziale collasso strutturale di tetti e solai.
	Grado 5: Distruzione <i>(danni strutturali gravissimi)</i> Collasso totale o quasi totale.

Figura 32 – Classificazione del danno alle strutture in muratura nella scala EMS-98

Classificazione del danno alle costruzioni in muratura	
	Grado 1: Danno da trascurabile a leggero <i>(nessun danno strutturale, leggeri danni non strutturali)</i> Fessure capillari nell'intonaco sopra i membri strutturali o alla base delle pareti. Fessure capillari in pareti divisorie e tamponature.
	Grado 2: Danno moderato <i>(danni strutturali leggeri, moderati danni non strutturali)</i> Fessure nei pilastri e nelle travi dei telai, e nelle pareti strutturali. Fessure nelle pareti e nelle tamponature; caduta di controsoffitti fragili e di intonaco. Caduta di malta dai giunti dei pannelli murari.

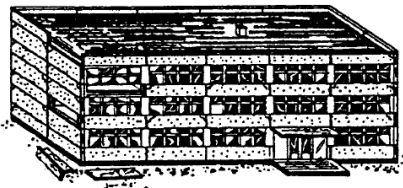
	Grado 3: Danno da sostanziale a grave (danni strutturali moderati, danni non strutturali gravi) Crepe nei pilastri, nei giunti trave-pilastro dei telai alla base, e nei giunti delle pareti accoppiate. Espulsione del copriferro, inarcamento per instabilità delle barre di armatura. Grandi crepe in pareti e tamponature, collasso di singole tamponature.
	Grado 4: Danno molto grave (danni strutturali gravi, danni non strutturali molto gravi) Grandi crepe nei membri strutturali con rottura a compressione del calcestruzzo e frattura delle barre di armatura; perdita di aderenza delle barre di armatura delle travi; rotazione dei pilastri. Crollo di alcuni pilastri o di singoli piani superiori.
	Grado 5: Distruzione (danni strutturali gravissimi) Crollo del pianterreno o di parti (es. ali) degli edifici.

Figura 33 – Classificazione del danno alle strutture in CA nella scala EMS-98

Tabella 3 - Definizione dei gradi di intensità della scala EMS-98

Grado	Denominazione	Descrizione degli effetti
I	Non risentito	a) Non risentito, anche nelle circostanze più favorevoli. b) Nessun effetto. c) Nessun danno.
II	Risentito a malapena	a) Il tremore è risentito soltanto in casi isolati (< 1%) da individui a riposo all'interno, in posizione particolarmente ricettiva. b) Nessun effetto. c) Nessun danno.
III	Debole	a) Il terremoto è risentito all'interno da pochi. I dormienti registrano un ondeggiamento o un lieve tremito. b) Gli oggetti appesi oscillano leggermente. c) Nessun danno.
IV	Ampiamente osservato	a) Il terremoto è risentito all'interno da molti e all'aperto soltanto da pochissimi. Qualcuno viene svegliato. Il livello di scuotimento non genera spavento. Lo scuotimento è moderato. Gli osservatori risentono un tremito o un'oscillazione leggera della costruzione, della stanza o del letto, della sedia ecc. b) Le porcellane, i vetri, le finestre e le ante si scuotono rumorosamente. Gli oggetti appesi oscillano. I mobili leggeri sono scossi visibilmente in alcuni casi. Alcune strutture in legno scricchiolano. c) Nessun danno.
V	Forte	a) Il terremoto è risentito all'interno da molti, all'aperto da pochi. Alcune persone si spaventano ed escono all'aperto. Molti dormienti si svegliano. Gli osservatori sentono un forte scuotimento e oscillazione dell'intera costruzione, della stanza o dei mobili. b) Gli oggetti appesi oscillano considerevolmente. Le porcellane ed i vetri tintinnano rumorosamente. I piccoli oggetti, i soprammobili e/o gli oggetti sostenuti precariamente possono essere spostati o cadere. Le ante e le finestre si aprono o si chiudono. In alcuni casi i vetri delle finestre si rompono. I liquidi oscillano e possono straripare dai contenitori colmi. Gli animali all'interno possono diventare nervosi. c) Danni di grado 1 ad alcune costruzioni della classe di vulnerabilità A e B.
VI	Che produce danni leggeri	a) Risentito dai più all'interno e da molti all'aperto. Alcune persone perdono l'equilibrio. Molta gente si spaventa e fugge all'aperto. b) I piccoli oggetti stabili possono cadere e i mobili possono spostarsi. In alcuni casi i piatti e la cristalleria possono rompersi. Gli animali domestici (persino all'aperto) possono spaventarsi. c) Danni di grado 1 sono sofferti da molte costruzioni di classe A e B; alcuni edifici di classe A e B subiscono danni di grado 2; alcuni di classe C subiscono danni di grado 1.
VII	Che produce danni	a) La maggior parte delle persone si spaventano e cerca di fuggire all'aperto. Molti hanno difficoltà a stare in piedi, specialmente ai piani superiori. b) I mobili si spostano e quelli pesanti in alto possono rovesciarsi. Molti oggetti cadono dalle mensole. L'acqua fuoriesce dai contenitori, dai serbatoi e dagli stagni. c) Molte costruzioni di classe A subiscono danni di grado 3; alcuni di grado 4. Molte costruzioni di classe B subiscono danni di grado 2; alcuni di grado 3. Alcune costruzioni di classe C subiscono danni di grado 2. Alcune costruzioni di classe D subiscono danni di grado 1.

VIII	<i>Che produce danni ingenti</i>	a) Molte persone non riescono a stare in piedi, anche all'aperto. b) I mobili possono ribaltarsi. Gli oggetti come TV, macchine da scrivere ecc. cadono a terra. Le tombe possono essere occasionalmente spostate, ruotate e capovolte. Si possono scorgere onde su terreni molto sciolti. c) Molte costruzioni di classe A subiscono danni di grado 4; alcune di grado 5. Molte costruzioni di classe B subiscono danni di grado 3; alcune di grado 4. Molte costruzioni di classe C subiscono danni di grado 2; alcune di grado 3. Alcune costruzioni di classe D subiscono danni di grado 2.
IX	<i>Distruttivo</i>	a) Panico generale. Le persone possono venire gettate a terra con forza. b) Molti monumenti e colonne cadono o vengono rovesciate. Si scorgono onde su terreni sciolti. c) Molte costruzioni di classe A subiscono danni di grado 5. Molte costruzioni di classe B subiscono danni di grado 4; alcune di grado 5. Molte costruzioni di classe C subiscono danni di grado 3; alcune di grado 4. Molte costruzioni di classe D subiscono danni di grado 2; alcune di grado 3. Alcune costruzioni di classe E subiscono danni di grado 2.
X	<i>Molto distruttivo</i>	c) La maggior parte delle costruzioni di classe A subisce danni di grado 5. Molte costruzioni di classe B subiscono danni di grado 5. Molte costruzioni di classe C subiscono danni di grado 4; alcuni di grado 5. Molte costruzioni di classe D subiscono danni di grado 3; alcuni di grado 4. Molte costruzioni di classe E subiscono danni di grado 2; alcuni di grado 3. Alcune costruzioni di classe F subiscono danni di grado 2.
XI	<i>Devastante</i>	c) La maggior parte delle costruzioni di classe B subisce danni di grado 5. La maggior parte delle costruzioni di classe C subisce danni di grado 4; molti di grado 5. Molte costruzioni di classe D subiscono danni di grado 4; alcuni di grado 5. Molte costruzioni di classe E subiscono danni di grado 3; alcuni di grado 4. Molte costruzioni di classe F subiscono danni di grado 2; alcuni di grado 3.
XII	<i>Completamente devastante</i>	c) Tutte le costruzioni di classe A, B e praticamente tutte quelle C vengono distrutte. La maggior parte delle costruzioni di classe D, E e F viene distrutta. Gli effetti di terremoto hanno raggiunto i massimi effetti immaginabili.

Dopo un terremoto viene eseguito il rilievo macrosismico, in modo schematico, effettuando valutazioni speditive sul terreno, che in alcuni casi possono riguardare anche molte migliaia di edifici; successivamente i risultati vengono rappresentati su una mappa degli effetti del terremoto, sia tracciando curve dette *isosisme* (figura 34) attorno all'epicentro, sia sotto forma di un *piano quotato* (figura 35), in cui su ciascuna località viene riportato il grado di intensità. Le isosisme delimitano zone entro le quali il terremoto ha provocato effetti equiparabili. Necessitano alcuni mesi per raccogliere tutti gli elementi necessari alla realizzazione di mappe di intensità contenenti anche i risentimenti di grado inferiore al V, mentre per i gradi superiori bastano di solito pochi giorni. Il grado della isosisma epicentrale rappresenta l'intensità attribuita al sisma. L'isosima di grado VI MCS identifica invece la soglia del danneggiamento agli edifici.

Le scale d'intensità sismiche tradizionali, quindi, basano l'attribuzione dell'Intensità su fattori come gli effetti prodotti dal terremoto essenzialmente sull'uomo e sulle strutture antropiche, ma poco sull'ambiente naturale anche se di fatto questo elemento costituisce un importantissimo fattore di valutazione.

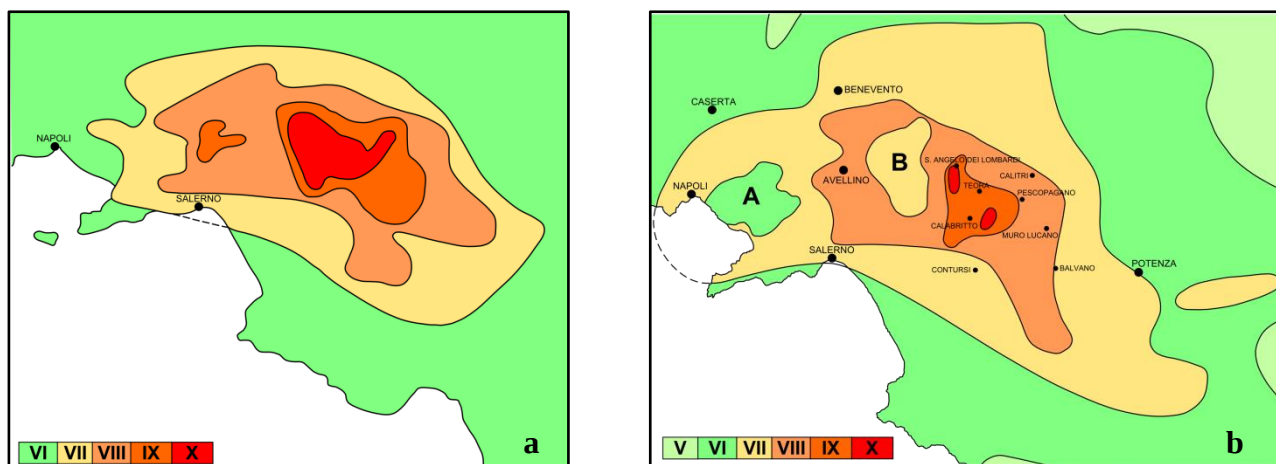


Figura 34 – Terremoto dell'Irpinia del 23 novembre 1980: isosisme in Scala MCS (a) e in Scala MM (b). A e B sono zone ad elevata attenuazione del danno.

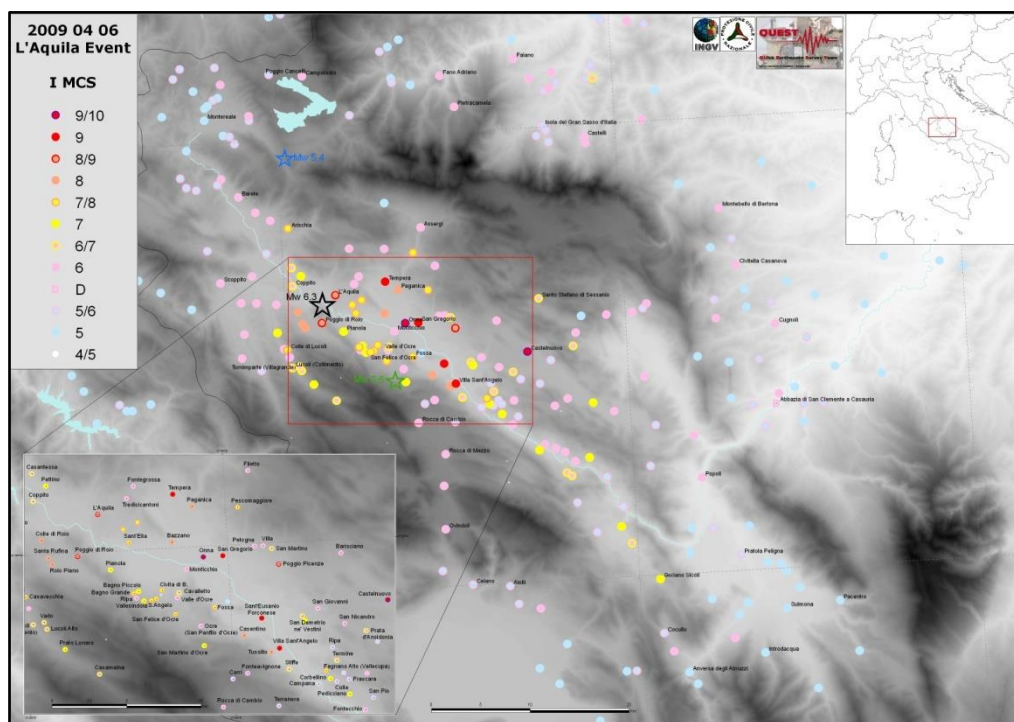


Figura 35 – Piano Quotato del terremoto dell'Aquilano del 6 aprile 2009 riferito alle località rilevate dalle squadre QUEST (da www.ingv.it).

Un approccio innovativo per la valutazione di terremoti avvenuti in epoche ed aree anche estremamente differenti è stato introdotto dalla recente scala macrosismica Environmental Seismic Intensity scale (ESI) 2007 (Scala di Intensità Sismica basata sugli effetti dell'ambiente). Questo nuovo sistema di misurazione dei terremoti è stato studiato a partire dagli anni '90, da università e Istituti di ricerca a livello internazionale, coordinati dal Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia dell'APAT, con il contributo di CNR - Centro Nazionale delle Ricerche e Università dell'Insubria. La scala è stata ratificata dall'INQUA (Unione Internazionale per la

Ricerca sul Quaternario), nel corso del 17° Congresso tenutosi a Cairns (Australia) nel luglio del 2007.

La nuova scala non si prefigge lo scopo di rimpiazzare le scale di intensità sismica tradizionali, ma di integrarle e sostituirle là dove queste non sono in grado di fornire stime di intensità complete, vale a dire per i terremoti con intensità maggiore del X grado, poiché la maggior parte degli edifici risulta spesso distrutta, mentre gli effetti sul terreno continuano ad essere diagnostici e in aree scarsamente abitate o deserte, dove la stima dell'intensità del terremoto deve inevitabilmente basarsi sugli unici effetti disponibili, cioè quelli sull'ambiente.

La scala ESI 2007 (figura 36 e appendice A) è costituita da 12 gradi di intensità, analoghi a quelli delle scale tradizionali (per es. le scale MCS, MM, MSK, EMS), si basa esclusivamente su effetti quali le rotture superficiali delle faglie, fenomeni di abbassamenti e sollevamenti di natura tettonica, liquefazioni del terreno, fratturazione del suolo, fenomeni franosi, variazioni idrologiche e tsunami. La precisione della stima aumenta verso i gradi più alti della scala, come avviene nell'intervallo di occorrenza degli effetti primari che iniziano a manifestarsi caratteristicamente all'VIII grado con risoluzione crescente fino al XII. Dal X al XII gli effetti ambientali costituiscono lo strumento più idoneo per la stima dell'intensità, dato che gli effetti sull'uomo e sulle strutture tendono a scomparire, mentre gli effetti sull'ambiente possono raggiungere estensioni eccezionali.

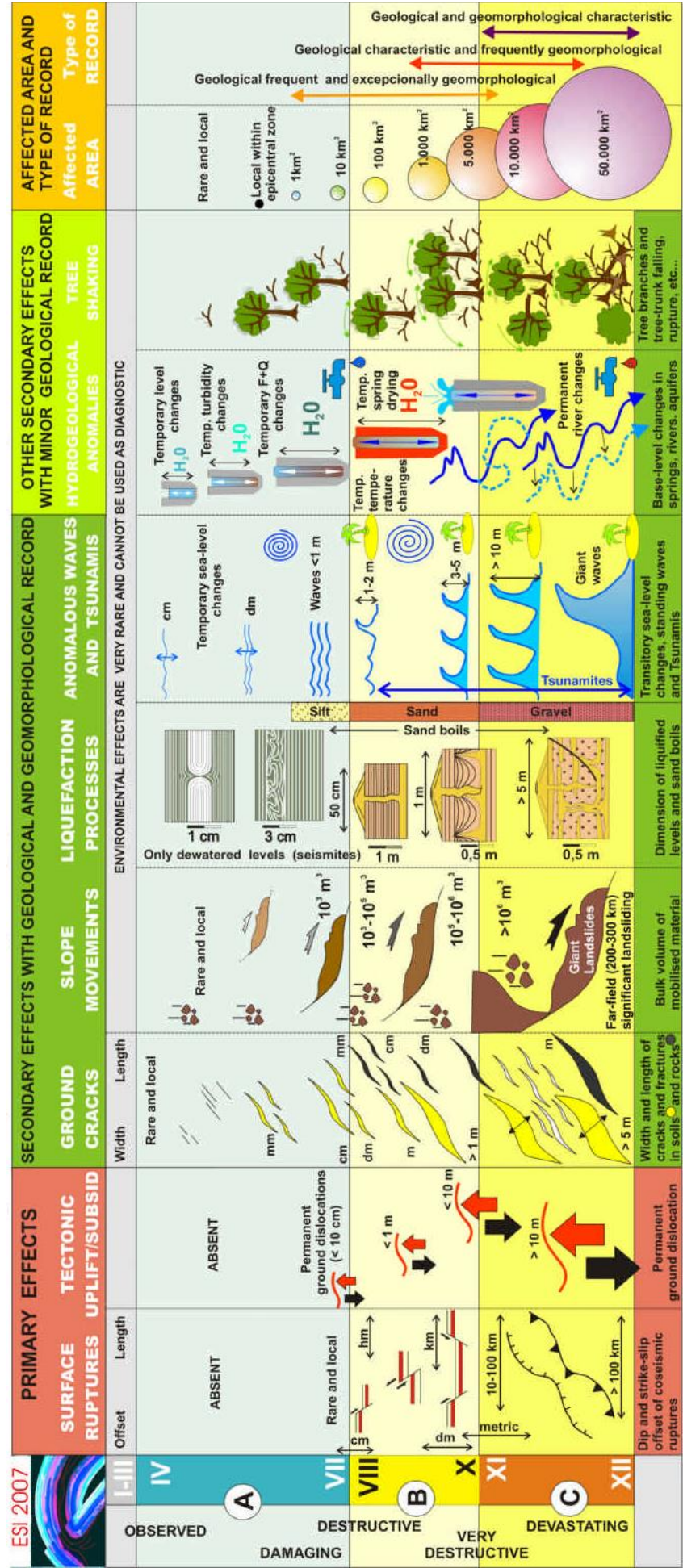
Inoltre, la scala è costituita da linee guida (scaricabili dal sito www.apat.gov.it) che definiscono le procedure per usarla e chiariscono i fondamenti scientifici su cui si basa.

La nuova scala, elaborata grazie alla revisione critica dei dati di un elevato numero di terremoti avvenuti in tutto il mondo ed in particolare in Italia, adottata in modo corretto, senza dubbio, può favorire una migliore stima della pericolosità sismica e una migliore definizione delle aree sismogenetiche. Essa può essere utilizzata per i terremoti futuri ed anche per la revisione dei terremoti storici.

Per meglio comprendere l'importanza della ESI 2007, è possibile prendere ad esempio il recente terremoto di Honshu (Giappone) del 11 marzo 2011 durante il quale la centrale nucleare di Fukushima-Daiichi (figura 37) ha subito gravi danni, con fusione dei reattori e conseguente contaminazione radioattiva dell'ambiente per molti chilometri. Nonostante le operazioni di spegnimento siano state correttamente condotte, la centrale ha subito danni non tanto per il sisma, ma per gli effetti dovuti ad un'onda di maremoto (tsunami), alta 14 metri rispetto all'attuale livello del mare, vale a dire circa 5 metri più elevata rispetto alla sommità degli edifici e delle strutture che contenevano i sistemi di pompaggio dell'acqua di mare, che sono stati danneggiati e non hanno potuto più raffreddare i noccioli dei reattori. L'altezza della massima onda di tsunami prevista

durante la progettazione della centrale era di 6 metri, come del resto è dimostrato dalle dimensioni delle opere di difesa.

CHART OF THE INQUA ENVIRONMENTAL SEISMIC INTENSITY SCALE 2007 ESI 07
by The Spanish Working Group (modified from Silva et al., 2008)



Michetti et al., 2007. Environmental Seismic Intensity scale - ESI 2007. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 74. Servizio Geologico d'Italia, APAT. Rome, Italy.
Silva et al., 2008. Catalogue of the geological and environmental effect of earthquakes in Spain in the ESI-2007 Macro seismic scale. Cong. Geol. Esp. Gran Canaria, Spain.

Figura 36 – La ESI 2007 dell'INQUA.



Figura 37 – La centrale nucleare di Fukushima-Daiichi dopo il terremoto di Honshu del 11 marzo 2011 (foto di Cryptome)

Uno studio del 2007 ha riconosciuto almeno tre gigantesche onde di tsunami che hanno colpito la prefettura di Miyagi negli ultimi 3.000 anni, addentrandosi nell'entroterra fino a circa 5 km dalla costa. Se si fosse tenuto conto di quanto riportato da questo studio, con l'applicazione della ESI, che opera anche attraverso l'analisi storica del territorio, sarebbe stato possibile prevedere ed evitare il disastro di Fukushima adottando adeguate misure di prevenzione, come ad esempio una diversa destinazione d'uso della centrale nucleare o un suo eventuale smantellamento visto che si trattava di un impianto ormai vecchio.

9.0.2 Magnitudo

Quando nei primi decenni del secolo scorso si sono diffuse le stazioni sismiche, a poco a poco i sismologi si sono posti il problema di come misurare i terremoti mediante una scala “assoluta” di tipo strumentale, cioè una scala che fosse più precisa delle tradizionali scale macrosismiche in uso fino ad allora. Il primo, nel 1935, che presso il *California Institute of Technology di Pasadena*, introdusse una scala di tipo strumentale fu il sismologo tedesco Charles Francis Richter, dal quale la scala prese il nome. La **scala Richter** esprime l'energia rilasciata da un terremoto in “**magnitudo**”, in analogia con la classificazione delle stelle effettuata dagli astronomi in base alla loro luminosità. Richter partì da due considerazioni:

- Se si hanno due terremoti di diversa intensità ma stessa profondità focale, registrati dallo stesso sismografo a distanze poco diverse, il più forte farà tracciare dallo strumento un sismogramma di maggiore ampiezza. Se però gli epicentri sono a diversa distanza dalla stazione di registrazione e il terremoto di minore intensità è molto più vicino, esso può generare un sismogramma di ampiezza maggiore del terremoto più forte.
- Se gli stessi terremoti vengono registrati da diversi sismografi dello stesso tipo a diverse distanze epicentrali e poi per ogni sismografo si riporta la massima ampiezza registrata su un grafico in funzione della distanza, si possono costruire due curve, una per ciascun terremoto, congiungendo i punti relativi a ogni stazione. Al terremoto più forte sarà associata la curva più alta.

Utilizzando i valori di picco dei sismogrammi registrati, Richter riuscì ad analizzare quantitativamente i terremoti della California meridionale, poiché disponeva di una rete regionale di 7 stazioni dotate di strumenti tutti uguali, cioè sismografi standard del tipo Wood-Anderson (WA) con un periodo proprio $T = 0,8$ secondi, amplificazione di 2800 volte e un fattore di smorzamento $\xi = 80\%$. Riuscì così a costruire grafici tipo quelli sopra descritti riportando direttamente la massima ampiezza in mm registrata dagli strumenti senza dover calcolare la reale ampiezza del moto del terreno.

Dopo aver riportato in un grafico logaritmico le curve relative a terremoti diversi, Richter osservò che esse erano simili e, come egli stesso aveva previsto, gli eventi maggiori avevano ordinate maggiori (figura 38). Questa somiglianza dimostra che le differenze tra i logaritmi delle ampiezze per due differenti terremoti ($\log A_1 - \log A_2$) sono praticamente indipendenti dalla distanza. In questo modo si poteva ottenere una misura quantitativa *relativa* tra due terremoti, ma non una misura *assoluta* per la quale bisognava prendere un **terremoto “zero”** come base di confronto.

Richter scelse il terremoto zero, in modo arbitrario, come quell'evento che genera un'ampiezza di picco di 0,001 mm a 100 km di distanza epicentrale su un sismografo standard WA e gli assegnò magnitudo 0. Inoltre, fissato questo punto sul grafico su cui aveva riportato le precedenti curve (figura 38), ricavò le ordinate di A_0 di magnitudo 0 per distanze diverse da 100 km e tracciò una curva (nel grafico curva tratteggiata in blu) mediamente simile alle precedenti.

Se su grafico riportiamo l'ordinata $\log A$ di un terremoto registrato ad una certa distanza ed il valore di $\log A_0$ per la stessa distanza e ne misuriamo la differenza otteniamo una misura assoluta di quel terremoto (figura 39).

La definizione della magnitudo Richter o magnitudo locale (M_L) si ricava quindi dalle precedenti considerazioni e può essere espressa nel modo seguente:

$$M_L = \log A - \log A_0$$

dove A è l'ampiezza di picco, in mm, della traccia registrata da un WA ad una data distanza e A_0 è l'ampiezza corrispondente del terremoto "zero" alla stessa distanza.

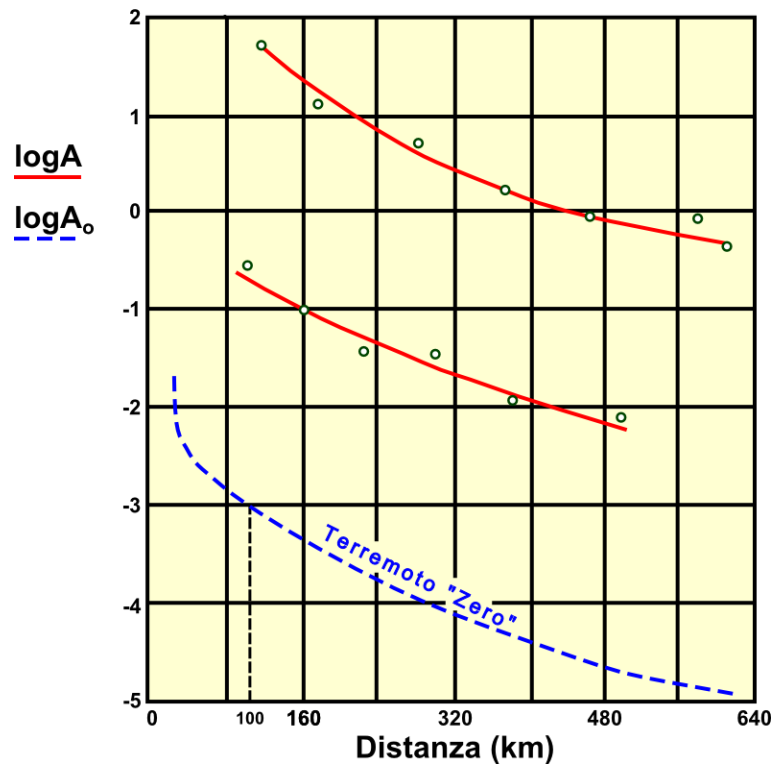


Figura 38 – Il grafico illustra il procedimento utilizzato da Richter per determinare la scala di magnitudo dei terremoti locali (da J. Hotgson (1964), ridisegnato).

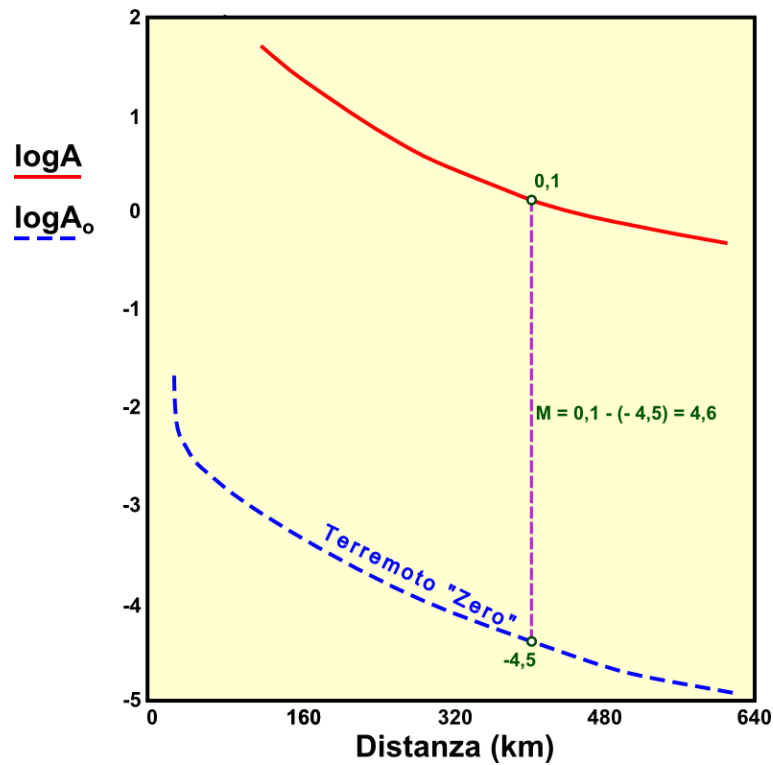


Figura 39 – Se sul grafico raffigurato riportiamo l'ordinata di $\log A$ di un terremoto registrato alla distanza di 400 km e il valore di $\log A_0$ per la stessa distanza, possiamo ricavare il valore della differenza. Questo valore assoluto rappresenta la magnitudo Richter (M_L) del terremoto.

I valori di $\log A_0$ furono stabiliti empiricamente da Richter per distanze epicentrali comprese tra 0 e 600 km e furono tabulati (Tabella 4).

Tabella 4 - Valori di $\log A_0$ per distanze epicentrali (Δ)

Δ km	$-\log A_0$	Δ km	$-\log A_0$	Δ km	$-\log A_0$	Δ km	$-\log A_0$	Δ km	$-\log A_0$
0	1,4	70	2,8	190	3,5	330	4,2	470	4,7
5	1,4	80	2,9	200	3,5	340	4,2	480	4,7
10	1,5	85	2,9	210	3,6	350	4,3	490	4,7
15	1,6	90	3,0	220	3,6	360	4,3	500	4,7
20	1,7	95	3,0	230	3,7	370	4,3	510	4,8
25	1,9	100	3,0	240	3,7	380	4,4	520	4,8
30	2,1	110	3,1	250	3,8	390	4,4	530	4,8
35	2,3	120	3,1	260	3,8	400	4,5	540	4,8
40	2,4	130	3,2	270	3,9	410	4,5	550	4,8
45	2,5	140	3,2	280	3,9	420	4,5	560	4,9
50	2,6	150	3,3	290	4,0	430	4,6	570	4,9
55	2,7	160	3,3	300	4,0	440	4,6	580	4,9
60	2,8	170	3,4	310	4,1	450	4,6	590	4,9
65	2,8	180	3,4	320	4,1	460	4,6	600	4,9

Per stabilire la magnitudo di un terremoto è pertanto necessario prima di tutto localizzare il terremoto, per poter determinare la distanza epicentrale. Visto che però la magnitudo è indipendente

dalla distanza, essa rappresenta una misura dell'intensità del terremoto all'origine. Per esempio, se per un evento si registra $A = 38$ mm in una stazione posta ad una distanza $\Delta = 140$ km, si ha:

$$M_L = \log 38 - (-3,2) = 1,58 + 3,2 = 4,78$$

È possibile determinare la magnitudo locale di un terremoto anche graficamente mediante un *normogramma* (figura 40) basato sulla seguente equazione:

$$M_L = \log A + 3 \log \Delta - 2,92$$

In questa equazione, A è la massima ampiezza del campo d'onda S del sismogramma registrato, misurata in mm da 0 al picco e $\Delta = (T_S - T_P) \times 8$ la distanza epicentrale in km, proporzionale alla differenza, in secondi, tra l'istante di arrivo delle onde S (T_S) e quello delle onde P (T_P). La misura della magnitudo sarebbe quindi semplice e rapida, se non esistessero i seguenti problemi:

1. Ogni stazione sismica misura la magnitudo con un errore sistematico di ± 0.3 gradi rispetto ad un'altra. Utilizzando un sismografo orizzontale, vi è poi un errore casuale dovuto al fatto che l'ampiezza del tracciato dipende molto dall'orientamento dello strumento. Pertanto sarebbe consigliabile utilizzare due sismografi che registrino entrambe le componenti orizzontali, N-S ed E-O. In tal caso, è corretto determinare la magnitudo indipendentemente con ciascuno dei due strumenti, per poi prendere la media delle due misure così ottenute.

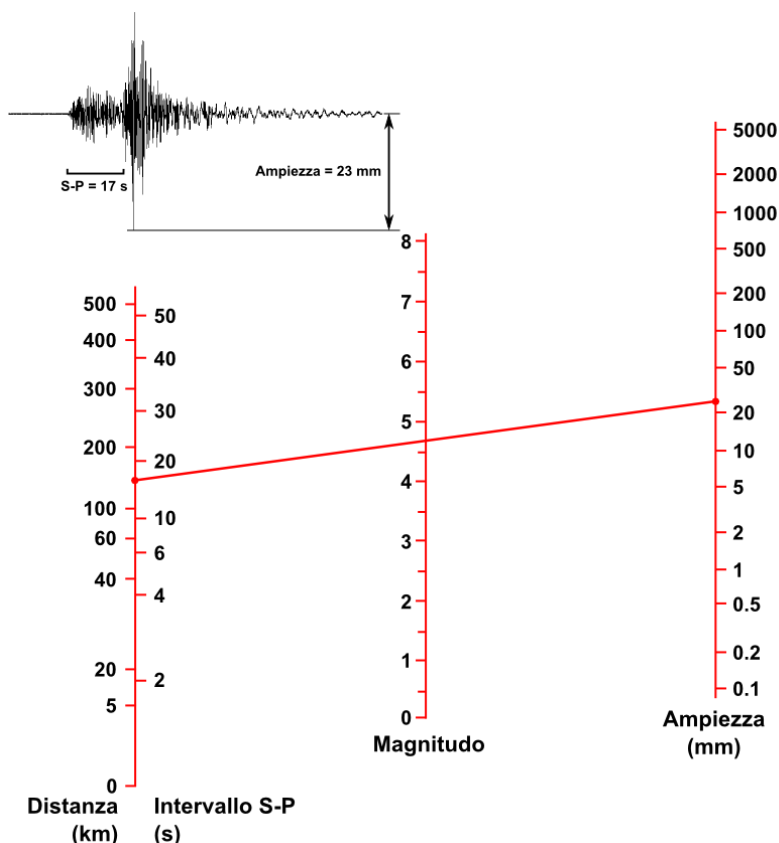


Figura 40 – Note la massima ampiezza della traccia sismografica, misurata in mm e la distanza epicentrale D in km, il normogramma raffigurato consente di calcolare rapidamente la magnitudo Richter o locale.

2. Il normogramma e l'equazione per la magnitudo Richter sopra citati sono basati su misure ottenute con sismografi orizzontali tipo WA calibrati in maniera standard. Se si fa riferimento ad un periodo proprio diverso da 0,8 secondi del WA, o comunque ad uno strumento differente, si ottiene una magnitudo errata, perché l'onda di massima ampiezza registrata mediante uno strumento a torsione con periodo di 0,8 secondi (molto breve) non coincide con l'onda di massima ampiezza individuata su un sismogramma ottenuto da un sismografo orizzontale differente dal WA per tipologia o per periodo proprio.
3. I coefficienti 3 e 2,92 che compaiono nell'espressione per il calcolo della magnitudo M non hanno carattere generale, ma sono applicabili più che altro alla California meridionale, dove Richter ha sviluppato la sua scala, poiché l'attenuazione delle onde sismiche dipende dalla struttura della crosta. Anche il fattore di proporzionalità da considerare per il calcolo della distanza epicentrale Δ (fattore che vale 8, nel caso della California) cambia da regione a regione; esso può essere determinato empiricamente registrando vari terremoti locali poco profondi ($H < 20$ km) e riportando su un grafico in ascissa la quantità $(T_S - T_P)$ fornita

dal sismogramma stesso, e in ordinata Δ . La curva che interpola meglio i dati è la legge cercata.

4. I valori di M_L tendono a "saturare", cioè tendono a raggiungere un valore massimo, intorno a 7,0-7,5; ciò dipende in buona parte dalle limitazioni del sismografo WA, che non lo rendono adatto a registrare le oscillazioni a lungo periodo generate dai grandi terremoti.

Quindi l'uso della M_L comporta delle limitazioni dovute principalmente all'uso dello strumento standard ed è proprio per questa ragione che in seguito sono state introdotte dagli scienziati altre scale di magnitudo affinate con l'avvento degli accelerografi digitali.

Di queste scale delle magnitudo vanno ricordate: la scala di *magnitudo delle onde di superficie* M_S , la scala di *magnitudo delle onde di profondità (o di volume o di corpo)* m_b , la scala del cosiddetto *momento sismico o di magnitudo momento* M_W .

Già dal 1936, due grandi scienziati, Gutenberg e Richter, introdussero l'uso delle onde di superficie, di norma riscontrate per $18s < T < 22s$, per estendere la scala di magnitudo ai "telesismi", cioè a terremoti lontani, con distanza epicentrale Δ maggiore di 1000 km, misurata direttamente in gradi geocentrici (1° corrisponde a circa 111 km). Questo tipo di onde è poco influenzato dalle eterogeneità laterali della crosta terrestre e, impiegando le registrazioni di strumenti a lungo periodo, consentono di definire una magnitudo delle onde di superficie, M_S mediante la relazione seguente:

$$M_S = \log (A_S/T)_{\max} + 1,66 \log \Delta + 3,3$$

dove $(A_S/T)_{\max}$ è il massimo dei rapporti ampiezza/periodo misurato tra i diversi gruppi di onde di un sismogramma a lungo periodo, di norma riscontrato per $T = 20s$, A_S è misurata in micrometri (μm) e $20^\circ < \Delta < 160^\circ$. La M_S non si determina facilmente per valori inferiori a 5.5 ed è applicabile a terremoti di profondità ipocentrale $h < 50$ km.

Per profondità ipocentrale $h > 50$ km, dove gli eventi sismici generano onde superficiali molto ridotte in ampiezza, per misurare la magnitudo conviene utilizzare le onde di volume (P o S) a corto o a lungo periodo. La nuova scala di magnitudo, denominata m_b , viene ricavata dal picco di ampiezza delle onde di volume a corto periodo. I valori di m_b tendono a saturare rapidamente, al di sotto di 6,5 e pertanto, rispetto a M_S , è una scala meno rappresentativa dell'intensità e delle dimensioni della sorgente di un terremoto. La scala m_b diventa consigliabile oltre le distanze locali, comprese tra 600 e 2000 km, cioè quando l'onda diretta P diventa una fase distinta. Il periodo T in

corrispondenza del quale la magnitudo viene di solito determinata è di 1-5 secondi. Una relazione di solito utilizzata per determinare m_b e necessariamente semplificata è la seguente:

$$m_b = \log (A_p/T) + 0,001 \Delta + 5,9$$

dove A_p è misurata in μm e $25^\circ < \Delta < 90^\circ$.

Tutte queste scale di magnitudo potrebbero generare un po' di confusione nel lettore, che però deve tener presente che ognuna di queste magnitudo descrive la propagazione sismica in base all'ampiezza di determinate onde in una particolare banda di frequenze.

Nel 1977 Kanamori e successivamente Hanks e Kanamori (1979) hanno introdotto la scala di *magnitudo momento* (M_w) che si basa sul parametro sismologico *momento sismico* M_0 che è dato dalla seguente relazione:

$$M_0 = \mu A_f D$$

In cui μ è il modulo di taglio del materiale (= resistenza della roccia) lungo il piano di faglia che, per le rocce crostali, è tipicamente uguale a 3×10^{11} dyne/cm² (= 30 GPa), A_f è l'area di rottura della faglia, in cm², D è lo spostamento medio, in cm, sulla superficie di scivolamento della faglia (figura 41).

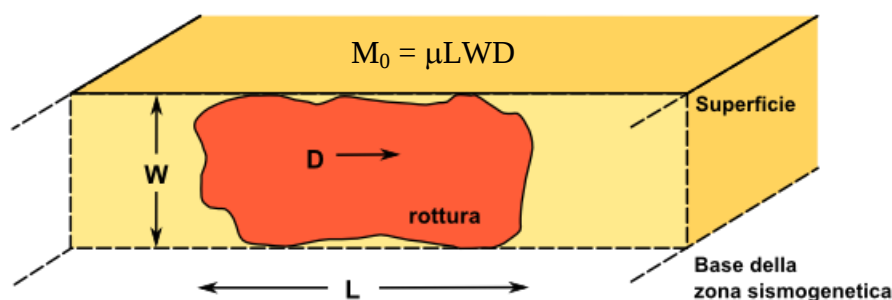


Figura 41 – Il momento sismico M_0 è la misura della dimensione di un terremoto e si basa sull'area di rottura sul piano di scivolamento della faglia ($A_f = LW$), la dislocazione media D e la forza richiesta per superare l'attrito tra le rocce (μ).

Il momento sismico fondamentale mette in relazione le dimensioni della faglia con le onde sismiche irradiate dal punto di rottura della faglia. Esso può essere convertito in scala di magnitudo attraverso la seguente relazione:

$$M_w = 2/3 \log M_0 - 10,7$$

La magnitudo momento M_W differisce dalle altre scale di magnitudo perché essa è direttamente correlata alla dislocazione media e all'area di rottura della faglia, mentre le altre scale di magnitudo prendono in considerazione l'ampiezza di un particolare tipo di onda sismica.

Più grande è il piano di faglia, più grande è il massimo terremoto che questo può generare.

Ad esempio, nel 2009 a L'Aquila la lunghezza di rottura della faglia (faglia diretta - estensione) è stata di circa 15 km, la sua larghezza di circa 8 km e si è avuto uno spostamento di circa 0,9 m; nel 2004 a Sumatra, in Indonesia, la lunghezza di rottura della faglia (faglia inversa - compressione) è stata di circa 4000 km, la sua larghezza di circa 50 km e si è avuto uno spostamento di circa 20 m. Quindi, applicando la formula per il calcolo della magnitudo momento ai due terremoti, otterremo:

Terremoto di L'Aquila

$$M_0 = 3 \times 10^{11} \times 1,5 \times 10^6 \times 8 \times 10^5 \times 9 \times 10 = 3,24 \times 10^{25}$$

$$M_W = 2/3 \times \log (3,24 \times 10^{25}) - 10,7 = 2/3 \times 25,51 - 10,7 = 17 - 10,7 = 6,3$$

Terremoto di Sumatra

$$M_0 = 3 \times 10^{11} \times 4 \times 10^8 \times 5 \times 10^6 \times 2 \times 10^3 = 1,2 \times 10^{30}$$

$$M_W = 2/3 \times \log (1,2 \times 10^{30}) - 10,7 = 2/3 \times 30,079 - 10,7 = 20,0 - 10,7 = 9,3$$

Quindi il momento sismico e la magnitudo momento rappresentano la migliore stima della reale grandezza del terremoto. Il momento sismico, essendo un osservabile sismologico, si può calcolare anche sul sismogramma e in particolare nella parte a bassa frequenza (al di sotto di 1 Hz), ma questa pratica richiede un certo tempo.

Le relazioni tra la magnitudo momento e le altre scale di magnitudo sono raffigurate nella figura 42, sono state rappresentate da Heaton et al. (1982) e sono fondate su considerazioni empiriche e teoriche così come riportato in precedenza da altri Autori.

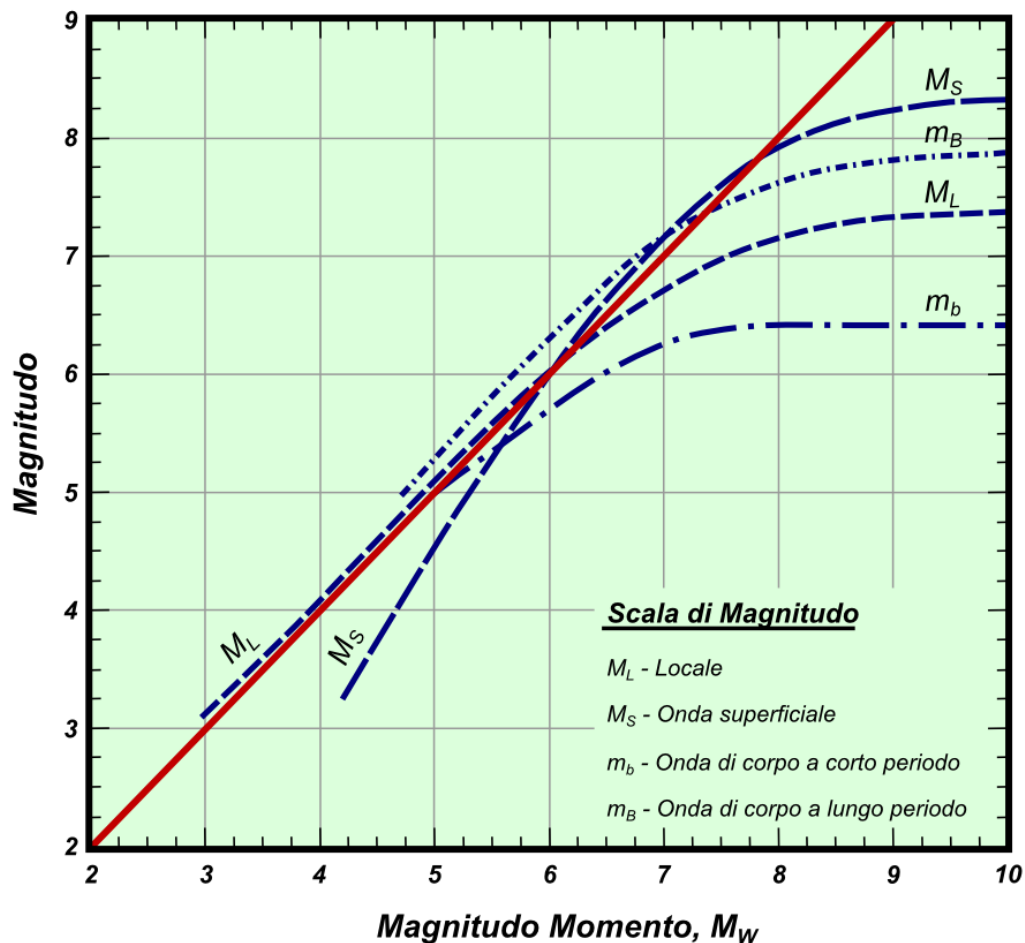


Figura 42 – Relazione tra magnitudo momento e varie scale di magnitudo (da Heaton et al., 1982)

Dalla figura 42 è possibile trarre le seguenti osservazioni:

- I. Tutte le scale di magnitudo presentano un valore limite, ovvero un livello di saturazione, tranne la magnitudo momento;
- II. M_L è sostanzialmente uguale a M_W per $M < 6,2$;
- III. m_b è sostanzialmente uguale a M_W per $M < 5$;
- IV. m_B è sostanzialmente uguale a M_W per $M < 7,5$;
- V. M_S è sostanzialmente uguale a M_W per $6,2 < M < 8$.

Altra osservazione da fare è che la magnitudo non possiede limiti, né inferiore né superiore: terremoti al di sotto della magnitudo 0 sono negativi. Si tratta però di terremoti molto deboli, non percepiti dall'uomo e non costituiscono interesse per l'ingegneria; i terremoti cominciano ad essere avvertiti da alcune persone solo per valori superiori a 2 (tabella 5). Eventi di magnitudo 4, 5 o maggiore possono essere registrati dai sismografi di tutto il mondo; il più grande mai registrato si verificò in Cile il 22 maggio 1960 ed ebbe una M_W pari a 9,5 (tabella 7).

Inoltre terremoti con $M < 5$ non dovrebbero causare danni, mentre terremoti con $M > 5$ possono causare danni significativi.

Tabella 5 - Scala di Magnitudo

Magnitudo Richter	Descrizione	Effetti del terremoto	Media annua
< 2,0	Micro	Microterremoto, non avvertito	Circa 8.000 al giorno
2,0 – 2,9	Molto piccolo	In generale non avvertito ma registrato	Circa 1.000 al giorno
3,0 – 3,9	Minore	Spesso avvertito ma raramente causa di danni	50.000
4,0 – 4,9	Leggero	Scarsi danni significativi	6.000
5,0 – 5,9	Moderato	Danni rilevanti a strutture di scadente qualità	800
6,0 – 6,9	Forte	Distruttivo entro 100 km	120
7,0 – 7,9	Molto forte	Seri danni in ampie aree	18
$\geq 8,0$	Grande	Seri danni entro centinaia di km	≤ 1

Comunque la magnitudo da sola non è sufficiente a determinare se possono verificarsi o meno danni strutturali, poiché essa è soltanto una misura della grandezza del sisma alla sorgente. Ad avere un ruolo fondamentale sull'ampiezza della risposta dei manufatti è la loro distanza dall'epicentro, del resto all'aumentare della distanza la severità del moto del terreno diminuisce, anche se bisogna tener presente che spesso intervengono amplificazioni del moto del suolo dovute a condizioni geologiche locali (effetti di sito).

La magnitudo momento e il momento sismico possono essere correlati all'energia irradiata da un terremoto mediante la seguente relazione:

$$\log E_S = \log M_0 - 4,3$$

dove l'energia E_S è misurata in erg.

Tabella 6 - Terremoti più forti del XX e XXI secolo in Italia

Data	Località	M_w	N. di vittime
18/09/1905	Nicastro, Calabria	6,8	557
28/12/1908	Messina – Reggio Calabria	7,5	86.925
13/01/1915	Avezzano	6,9	29.980
23/07/1930	Irpinia	6,5	1.500
15/01/1968	Belice, Sicilia	6,0	268
16/05/1976	Friuli	6,5	976
23/11/1980	Irpinia - Basilicata	7,2	2.735
26/09/1997	Umbria e Marche	6,1	11
06/04/2009	L'Aquila	6,3	307

Tabella 7 - Terremoti più forti negli ultimi 60 anni

Data	Località	M_w
04/11/1952	Kamchatka, Russia	9,0
09/03/1957	Isole Andreanof, Alaska - Stati Uniti	8,6
22/05/1960	Valdivia, Cile	9,5
13/10/1963	Isole Curili, Russia	8,5

27/03/1964	Stretto di Prince William, Alaska - Stati Uniti	9,2
04/02/1965	Isole Rat, Alaska - Stati Uniti	8,7
23/06/2001	Arequipa, Camana, Perù	8,4
26/12/2004	Al largo della costa nord di Sumatra, Indonesia	9,3
28/03/2005	Sumatra, Indonesia	8,7
15/08/2007	Ica, Perù	8,0
12/09/2007	Giakarta, Indonesia	8,5
27/02/2010	Concepcion, Cile	8,8
11/03/2011	Sendai, Giappone	9,0

Tabella 8 - Terremoti più disastrosi negli ultimi 50 anni

Data	Località	N. di vittime
1962	Qazvin, Iran	12.230
1967	Shemakha, Azerbaigian	80.000
1968	Dasht-e Bayaz, Iran	10.000
1970	Chimbote, Perù	70.000
1970	Tonghai, Yunnan, Cina	10.000
1974	Cina	20.000
1976	Tangshan, Cina	255.000
1976	Guatemala	23.000
1978	Tabas, Iran	15.000
1988	Spitak, Armenia	25.000
1990	Iran occidentale	45.000
1993	India	16.000
1999	Karamursel/Golyaka, Turchia	17.000
2001	Gujarat, India	20.000
2003	Bam, Iran	31.000
2004	Sumatra settentrionale, Indonesia	227.898
2005	Muzzarrafad, Pakistan e India	86.000
2008	Sichuan orientale, Cina	88.000
2010	Port-au-Prince, Haiti	222.570
2011	Sendai, Giappone	27.000 (n. c.)

Solitamente, però, l'energia irradiata viene stimata mediante la relazione di Gutenberg e Richter:

$$\log E_S = 1,5 M_S + 11,8$$

anche in questo caso l'energia irradiata E_S è misurata in erg.

Questa energia non è l'energia totale manifestata da un terremoto, poiché gran parte dell'energia è dissipata in calore a causa dell'attrito.

Si può osservare che, per ogni incremento unitario della magnitudo, l'energia emessa cresce di circa un fattore 32, poiché varia esponenzialmente con l'ampiezza della scossa di un fattore $3/2$ su base 10. Pertanto, per due eventi, uno di magnitudo 3,0 e l'altro di magnitudo 5,0 che presentano, quindi, una differenza di magnitudo 2, la differenza di energia irradiata è pari a $(10^2)^{3/2} = 1.000$ volte;

l'energia irradiata da un evento di magnitudo 7,0 è circa 31.623 volte quella irradiata da un evento di magnitudo 4,0 [= $(10^3)^{3/2}$].

Per un raffronto si riportano le seguenti correlazioni:

$$M = 6 \quad E_S = 6,31 \times 10^{20} \text{ erg}$$

$$M = 9 \quad E_S = 1,995 \times 10^{25} \text{ erg}$$

Se, invece, si fa un paragone con un'esplosione, si ha:

$$1.000 \text{ tonnellate di tritolo (1 kiloton)} = 5 \times 10^{19} \text{ erg}$$

$$1.000.000 \text{ di tonnellate di tritolo (1 Megatone)} = 5 \times 10^{22} \text{ erg}$$

Per meglio comprendere il paragone si tenga conto che la bomba atomica sganciata su Hiroshima il 6 agosto 1945 aveva una potenza di 10 kton pari a 5×10^{20} erg corrispondente all'incirca ad una magnitudo $M = 5,93$.

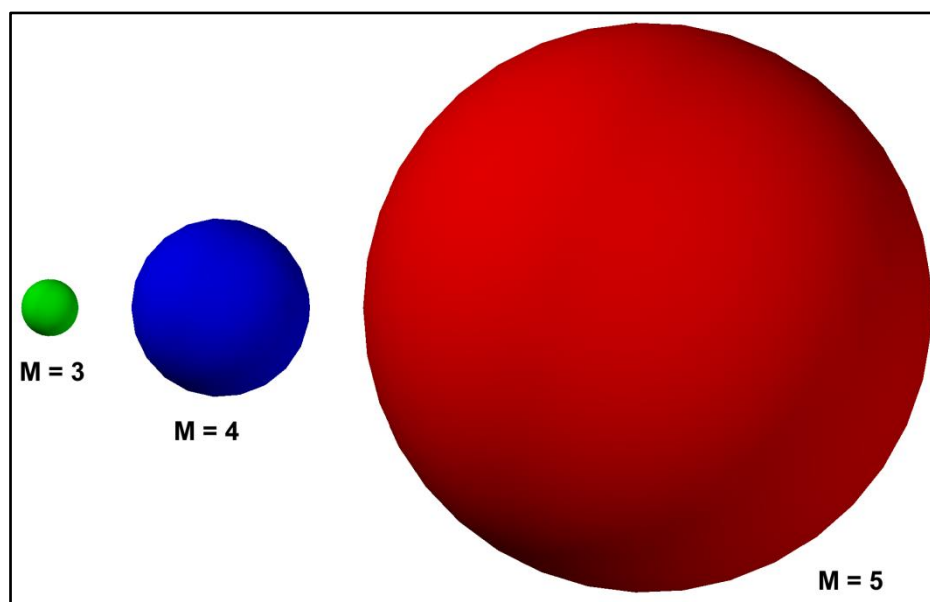


Figura 43 – Se si rappresenta ogni magnitudo con una sfera di diverse dimensioni, ci si può rendere conto delle proporzioni tra terremoti di energia differente. Il volume di ogni sfera è proporzionale alla quantità di energia liberata.

10.0 – LA PREVISIONE DEI TERREMOTI

Sulla Terra ogni anno si verificano mediamente tre milioni di scosse, con zone in cui la sismicità è più intensa e frequente che in altre (figura 44); pertanto dichiarare che in Giappone o in Alaska nell'arco di un anno vi sarà un forte terremoto non è assolutamente avventato, poiché in quei Paesi in un anno si possono verificare non uno ma più terremoti di una certa intensità. Si è quindi previsto un terremoto?

No di certo, se per prevedere si intende far conoscere con precisione il momento, l'intensità e il luogo in cui avverrà il terremoto, cosa del tutto impossibile ai nostri giorni, anche se si sta tentando di fare qualche passo avanti in quella direzione.

Per capire meglio questo concetto si può fare un'analogia con le previsioni del tempo, dato che chiunque è capace di prevedere che piovgerà in autunno, ma nessuno può indicare quando, per quanto tempo, dove piovgerà e l'intensità con cui cadrà la pioggia. L'impossibilità di prevedere tali eventi con tanta precisione è dimostrato da quanto avvenuto in Liguria e altre zone d'Italia nel novembre del 2011 quando un nubifragio di eccezionale intensità, accompagnato dall'incuria e dalla sconsideratezza con cui si governa il territorio, ha prodotto alcuni morti ed ingenti danni.

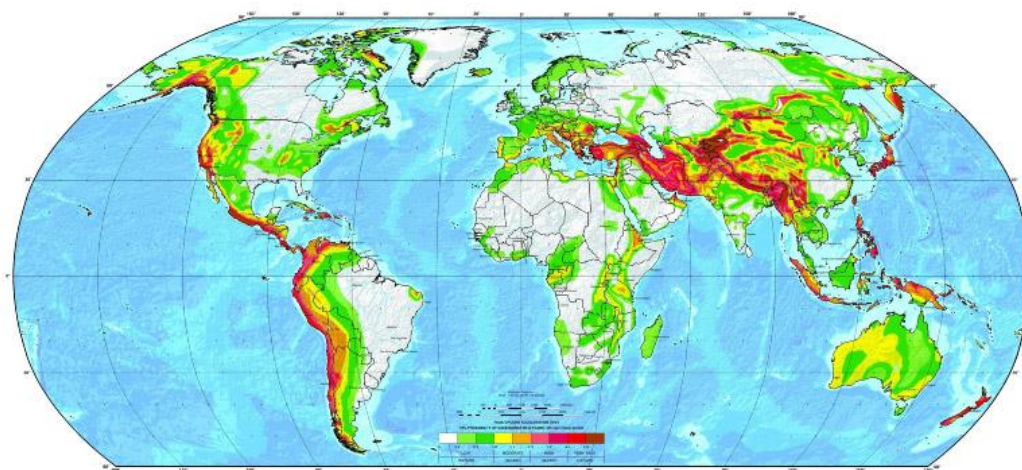


Figura 44 – Mappa della pericolosità sismica mondiale (da Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) – D. Giardini, G. Grünthal, K. Shedlock e P. Zhang, 1999). La carta mostra il livello di pericolosità tramite il valore dell'accelerazione massima del suolo (PGA), espressa come frazione dell'accelerazione di gravità (g). Bianco e verde: bassa pericolosità (PGA = 0,00-0,08 g); Giallo e arancio: moderata pericolosità (PGA = 0,08-0,24 g); Rosa e rosso: alta pericolosità (PGA = 0,24-0,40 g); Rosso scuro e marrone: altissima pericolosità (PGA > 0,40)

Già nell'antichità si è tentato di prevedere i terremoti: gli astronomi babilonesi li consideravano eventi naturali e mettevano in relazione la loro occorrenza sulla Terra con l'allineamento del Sole e delle stelle. Sarà ancora l'astronomia, tra i primi anni del secolo scorso e la fine degli anni '70, a suggerire all'italiano Raffaele Bendandi un approccio originale allo studio dei terremoti. Questo studioso autodidatta riteneva che esiste un Principio Fondamentale dell'Universo attraverso il quale è possibile interpretare fenomeni apparentemente distinti:

1. la previsione dei terremoti;
2. l'interpretazione del ciclo undecennale solare;
3. la variazione luminosa delle stelle.

Questo principio, secondo Bendandi, consiste nel legare la perturbazione del corpo celeste, sia essa un terremoto oppure un'eruzione solare, con lo squilibrio gravitazionale che si produce per effetto

della marea prodotta dagli altri corpi celesti più grandi e vicini a quello considerato. Ma questo principio non spiega dove avvengono i terremoti né prevede di che intensità saranno.

Dopo aver appurato che non è possibile utilizzare l'analisi di alcuni fenomeni fisici, come l'allineamento dei pianeti, per prevedere lo scatenarsi di un sisma, gli studiosi giunsero alla conclusione che fosse necessario avviare un lavoro scrupoloso e scientificamente corretto. L'occasione fu data da due violenti terremoti, poco distanti nel tempo e nello spazio l'uno dall'altro, che colpirono l'ex Unione Sovietica nello scorso secolo alla fine degli anni '40. Si avviò una scrupolosa ricerca che prevedeva misure di gravità, di conducibilità elettrica delle rocce, rilevazione di onde sismiche di piccola intensità e spostamenti anche trascurabili del terreno. Dopo aver catalogato e analizzato tutti questi dati per circa trent'anni, i ricercatori resero noti i risultati in occasione di un congresso internazionale che si tenne a Mosca. Quel congresso portò alla diffusione di ricerche dello stesso tipo anche negli USA, in California, dove le indagini furono approfondite e trasferite anche in laboratorio, dove le rocce venivano sottoposte a forti compressioni. Da queste ricerche scaturì:

- che le rocce, prima di fratturarsi definitivamente, si dilatavano per il formarsi di piccole fratture al loro interno;
- che questa dilatazione portava ad un aumento della conducibilità elettrica e a un rallentamento delle onde ad alta frequenza.

Questi stessi fenomeni furono riscontrati sul terreno e portarono a credere che l'apertura e la propagazione delle microfratture all'interno delle rocce portasse all'infiltrazione di acqua ed aria con conseguente diminuzione della loro resistenza meccanica. L'aumento di volume delle rocce causato dalla fessurazione spiegava come mai, in alcuni casi, prima della definitiva rottura, il terreno si sollevasse e si inclinasse. Le ricerche sul terreno avevano anche fatto osservare che, all'approssimarsi del terremoto, la fessurazione portava ad un aumento nell'aria di radon, un gas radioattivo prodotto dalla disintegrazione spontanea di alcuni metalli. La rilevazione della presenza di radon veniva fatta mediante piccoli e semplici apparecchi posti nel terreno ad un metro di profondità.

Si arrivò così a formulare una “teoria della previsione”, una teoria semiempirica, nota come teoria della dilatazione-diffusione, che fondava tutta la sua credibilità sulla osservazione di fenomeni precursori. Furono così previsti due terremoti lungo la faglia di San Andreas che avvennero puntualmente e con l'intensità dichiarata, ma in innumerevoli altri casi la teoria purtroppo fallì come ogni altro metodo di previsione.

Qualche anno più tardi anche i cinesi ritennero di essere arrivati a prevedere i terremoti avvalendosi della stessa teoria basata sui segni premonitori. Nel marzo del 1966 la Cina aveva subito due

terremoti che avevano causato danni considerevoli, per cui si impiantò un gran numero di centri di rilevazione dati e si mobilitò tutta la popolazione, le radio locali e naturalmente esperti sismologi. A differenza degli osservatori occidentali quelli cinesi tennero conto di altri fenomeni precursori, quali il comportamento anomalo di alcuni animali domestici poco prima del verificarsi di un evento sismico anche di piccola intensità, l'intorbidimento dei pozzi e dei canali di irrigazione, gli insoliti odori di acque di sorgente.

A metà dicembre 1974 si verifica uno sciame sismico nelle vicinanze di Liaoyang, circa 70 km a N di Haicheng. La scossa principale, $M_s=4.8$, fu avvertita in una vasta area, ma la popolazione fu tranquillizzata poiché questa era nota come regione a bassa sismicità. Inizia comunque l'osservazione dei fenomeni precursori (figura 45).

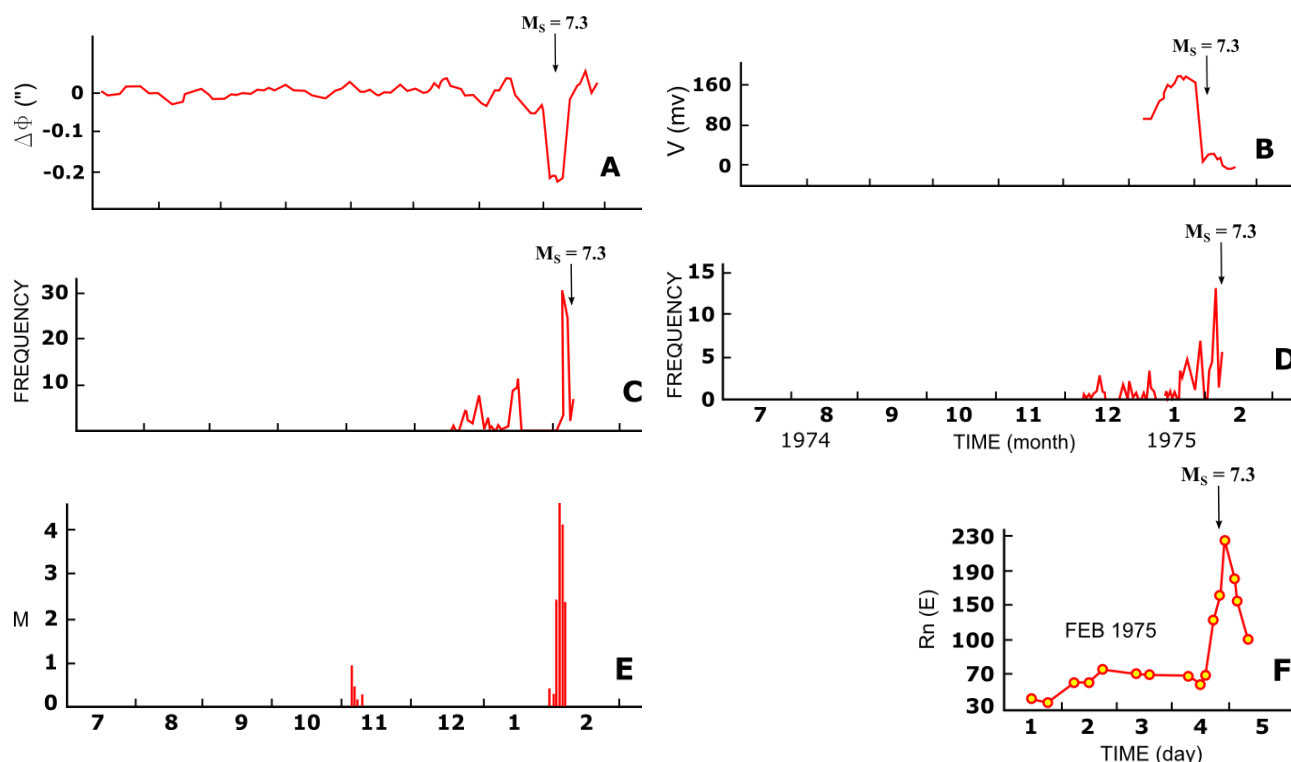


Figura 45 – Risultati provenienti dall'osservazione dei fenomeni precursori in occasione del terremoto di Haicheng, Cina, del 4 febbraio 1975. A – Inclinazione del terreno; B – Differenziale di potenziale elettrico; C – Comportamenti animali anomali; D - Variazioni della falda acquifera; E – Scosse sismiche; F – Concentrazione di radon.

L'Ufficio Sismologico Nazionale di Pechino, intanto, avverte gli abitanti di una ristretta zona della Cina settentrionale e li invita ad abbandonare le proprie abitazioni perché di lì a poco si sarebbe potuto verificare un terremoto di forte intensità. La popolazione già preparata all'evento con una campagna di educazione pubblica molto capillare, ma anche perché spaventata dalle scosse, abbandonò le abitazioni e la città di Haicheng.

Un violento sciame sismico inizia il 1 febbraio e raggiunge il picco la sera del 3 febbraio. 10 eventi ebbero $M_S > 3$ e 2 $M_S > 4$. La scossa principale si verifica il 4 febbraio 1975 e presenta una magnitudo $M_S = 7,3$. Si analizzano i sismogrammi e si ricavano i dati della faglia sorgente, che non coincidono con nessuna faglia nota.

Il bilancio del terremoto fu di 2.041 morti e 27.538 feriti e il 90% delle abitazioni fu distrutto. Se la città non fosse stata evacuata si stima che ci sarebbero stati 150.000 tra morti e feriti, una strage.

Il grande successo avuto nel prevedere il sisma portò gli scienziati cinesi a pensare di aver individuato e interpretato correttamente gli indizi che annunciano le scosse, ma questa speranza fu improvvisamente ridimensionata l'anno successivo quando nei pressi di Tangshan, città industriale con circa 1 milione di abitanti, il 28 luglio si verificò un terremoto di magnitudo $M_S = 7,6$. Il terremoto, verificatosi all'improvviso senza fenomeni precursori o sciame sismico, provocò 250.000 vittime (si pensa che in realtà siano state oltre 650.000) e 164.000 feriti.

Heichen quindi fu un caso eccezionalmente fortunato. Qualcosa del genere stava per succedere a L'Aquila nel 2009, ma gli enti preposti non hanno pensato di avvertire e preparare adeguatamente la popolazione o di approntare, per lo meno, i servizi di emergenza, nonostante il campanello di allarme dato da quei ricercatori e studiosi che stavano monitorando lo sciame sismico e l'anomala emissione di radon.

Questo modo deterministico di prevedere i terremoti, basato sui precursori, ha portato a diversi fallimenti ma gli scienziati di tutto il mondo non si sono fatti avvilire dalle tante delusioni e hanno continuato le ricerche in quella direzione.

Nonostante qualche successo, la capacità di prevedere il tempo e il luogo in cui avverrà il prossimo terremoto disastroso è rimasto ancora un sogno per gli esperti, tanto che all'inizio degli anni novanta si è fatta strada la convinzione che il comportamento delle faglie sismogenetiche sia molto complesso e che perciò i maggiori movimenti sismici del pianeta siano da considerare isolati e praticamente imprevedibili. La maggior parte dei sismologi oggi ritiene che la faglia da cui si è generato un terremoto di forte intensità rimarrà inattiva fino a quando le tensioni all'interno della crosta terrestre si ricostituiranno, un evento che tipicamente richiede dalle centinaia alle migliaia di anni.

Però una recente e importante scoperta, portata avanti da R. S. Stein e collaboratori, secondo la quale i terremoti "parlerebbero" tra loro, sta per sconvolgere questo modo di pensare. Questo nuovo criterio non è in disaccordo con l'idea che un sisma di grande entità scarichi le tensioni accumulate, facendo diminuire la probabilità che avvenga un secondo grande terremoto a breve termine e,

inoltre, prospetta anche che la probabilità di un terremoto possa aumentare di tre volte in un'altra località lungo la stessa faglia o su di una faglia adiacente.

Questa ipotesi, riconosciuta come *stress triggering* (innesco da stress), parte dall'osservazione che le faglie reagiscono in modo imprevedibile anche a deboli stress recepiti in conseguenza dello spostamento o dello scuotimento di faglie adiacenti. Quello che gli scienziati hanno capito è che lo stress rilasciato durante un terremoto semplicemente non si dissipa, ma si sposta lungo la faglia e va a concentrarsi in luoghi non lontani, favorendo a sua volta nuove scosse. Le ricerche effettuate dagli scienziati sostenitori di questa ipotesi hanno portato alla convinzione che i terremoti possono essere innescati addirittura da minimi stress, pari a un ottavo della pressione indispensabile per gonfiare un pneumatico.

Questo avviene, per esempio, lungo la faglia di San Andreas dove la zolla nord-americana si muove verso sud relativamente a quella pacifica oppure lungo la faglia Nord-anatolica, in Turchia, dove la parte di terreno posta a nord della faglia si muove relativamente a quella posta a sud. Man mano che i due blocchi si muovono nelle opposte direzioni, parallelamente al piano di faglia si esercita una forza di taglio, mentre perpendicolarmente allo stesso piano sussiste una sollecitazione che fa aumentare l'attrito e ostacola lo scorrimento. Queste due componenti dello stress, quando si sommano, vengono chiamate *stress di Coulomb*; esse diminuiscono di intensità quando, lungo il segmento della faglia che scorre, lo stress di taglio finisce per superare l'attrito determinando uno scorrimento improvviso dei due blocchi e quindi un terremoto. Lo stress diminuisce lungo quel tratto di faglia, mentre aumenta in altri punti lungo la stessa faglia o in quelle adiacenti, gli stessi punti dove si andranno ad addensare gli *aftershocks* (scosse di assestamento).

Però, dove lo stress diminuisce i terremoti non scompaiono del tutto, ma semplicemente si riducono; mentre nelle zone di innesco la sismicità tende a crescere (figg. 46, 47 e 48). Queste conclusioni, che vanno ad ampliare l'ipotesi dell'innesco da stress, nascono da esperimenti di laboratorio, effettuati nel 1994 da un gruppo di ricercatori guidati da J. H. Dieterich, nei quali è stata riprodotta una faglia in miniatura in un blocco di granito in cui sono stati attivati piccoli terremoti. Queste ricerche hanno consentito di abbandonare il concetto secondo cui si genera forte attrito quando il materiale è stazionario, attrito minore quando il materiale scorre. I risultati ottenuti hanno rivelato come mai il numero di terremoti diminuisce istantaneamente nelle aree in cui una scossa principale attenua lo stress, ritornando lentamente al tasso di sismicità che precedeva la scossa principale in modo prevedibile e hanno permesso al gruppo di Stein di fare previsioni sull'andamento della sismicità nel tempo. In effetti, quando in precedenza i calcoli venivano basati

solo sugli stress di Coulomb, potevano essere localizzati i nuovi terremoti, ma non era possibile calcolare quando essi potevano verificarsi.

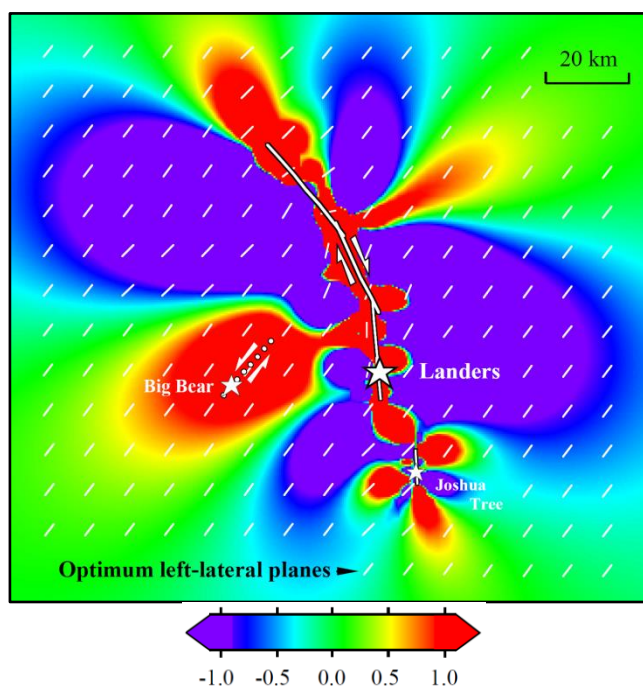


Figura 46 – Variazione dello stress di Coulomb (in bars) provocato dalla rottura della faglia di Landers ($M = 7,3$) nella California meridionale nel 1992. La scossa principale ha fatto aumentare lo stress e la sismicità a sud-ovest dove la scossa di Big Bear ($M = 6,5$) si è verificata 3 ore e 26 minuti dopo, lungo una faglia (linea punteggiata) inversa sinistra (da R. S. Stein).

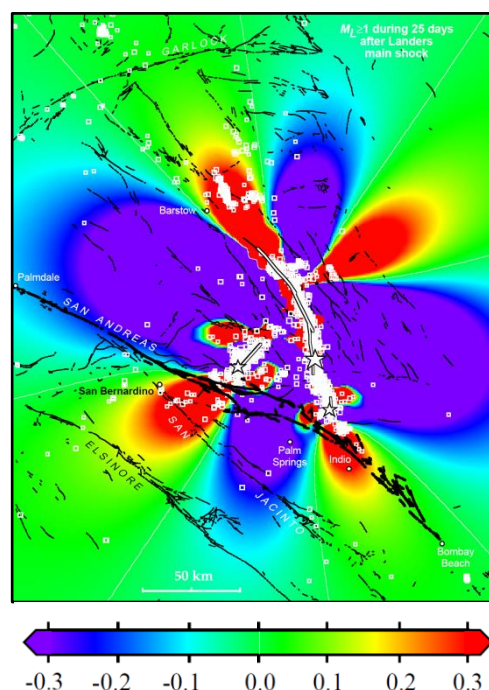


Figura 47 – Le maggiori variazioni dello stress di Coulomb (in bars), durante i primi 25 giorni di sismicità, ad una profondità compresa tra gli 0 e i 12,5 km. Quello che si osserva è che gli aftershocks si addensano nelle zone in cui si ha un incremento dello stress (in rosso), mentre dove lo stress decade (in viola) si verificano pochi terremoti (da R. S. Stein).

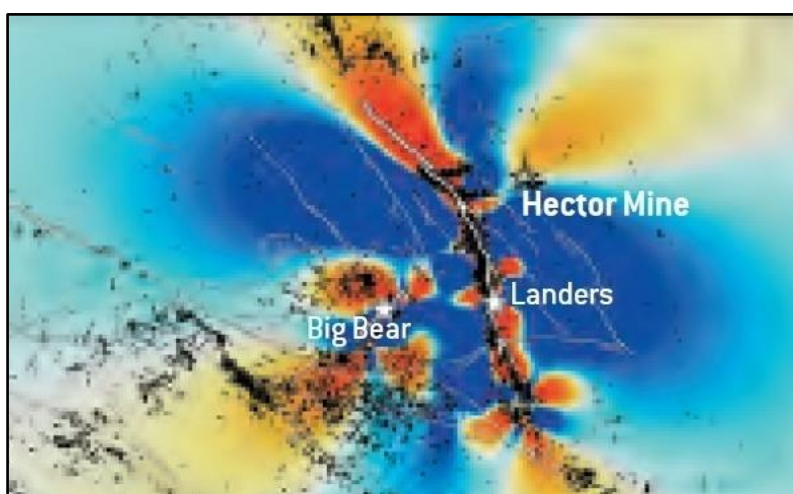


Figura 48 – Durante i sette anni successivi l'andamento della sismicità ricalca quello dei primi 25 giorni fino a quando nel 1999 si verifica il terremoto di Hector Mine di magnitudo 7,1 (da R. S. Stein).

Questa nuova teoria, ancora non risolve il problema della previsione, però fa sperare che, analizzando la storia sismica di una determinata regione, sia possibile capire quale porzione di

faglia si romperà per prima. Sarà così possibile effettuare un'affidabile e definitiva politica di prevenzione tale da ridurre drasticamente gli effetti distruttivi dei terremoti.

E in Italia, sarà possibile?

La faglia di San Andreas e quella Nord-anatolica sono tra le meglio conosciute e studiate al mondo: di loro si conoscono la struttura interna, la storia sismica e lo stato di frammentazione. Di loro si sa che sono zone a deformazione veloce e ben monitorate mediante strumenti, zone dove si possono elaborare e verificare ipotesi in poche decine di anni. Purtroppo, invece, non conosciamo la struttura sismica dell'Italia così in particolare, poiché il nostro paese è sottoposto a processi deformativi più lenti rispetto a quelli che si verificano nell'area californiana e in quella turca e anche perché la geologia della nostra penisola è complessa, con faglie piccole, frammentate e ben nascoste.

In ogni caso anche in Italia è possibile, se non annullare, perlomeno ridurre l'effetto distruttivo dei terremoti applicando una rigorosa politica della prevenzione mediante l'applicazione di norme antisismiche da osservare minuziosamente e creando una vera cultura del terremoto intesa come capacità di convivere con esso.

Questo non deve essere impossibile se in paesi come il Giappone, colpito ogni anno da alcuni terremoti di media e forte intensità, i danni a persone o cose sono minimi; non deve essere impossibile se un terremoto poco più piccolo di quello di L'Aquila del 2009, avvenuto nel centro di Los Angeles poco prima, non ha prodotto il benché minimo danno.

Una corretta educazione al terremoto dovrebbe essere finalizzata a convincere la popolazione che un sisma è un evento naturale come tanti altri che si ripetono in modo più o meno regolare ma dal quale è anche possibile difendersi.

Un ruolo fondamentale in questa opera di prevenzione dovrebbe averlo la scuola che dovrebbe spiegare, fin dalle elementari, cosa sono i terremoti, perché si verificano e come comportarsi, prima, durante e dopo, caso mai dovrebbe verificarsi questo evento. Dovrebbe essere la scuola, in accordo con la Protezione civile, a promuovere periodiche esercitazioni d'emergenza e di evacuazione al fine di verificare sul campo il grado di preparazione raggiunto.

11.0 – IL RISCHIO SISMICO

Il termine *rischio sismico* sta ad indicare la possibilità di perdite (vittime, feriti, danni economici e sociali) legate ad un terremoto di una certa intensità in una determinata area.

Il rischio sismico in larga misura dipende da:

- la densità di popolazione;
- la qualità delle costruzioni;
- la preparazione all'emergenza della popolazione e delle autorità.

I terremoti sono la manifestazione dell'intensa attività endogena che caratterizza la penisola italiana. Questo si spiega poiché nell'area mediterranea esiste una linea di subduzione lungo la quale la zolla africana subduce, cioè si immerge al di sotto della zolla europea (figura 49). Il processo di sovrascorrimento della zolla europea su quella africana ha anche portato all'apertura di bacini estensionali, di cui il Tirreno è l'esempio più importante nel Mediterraneo.

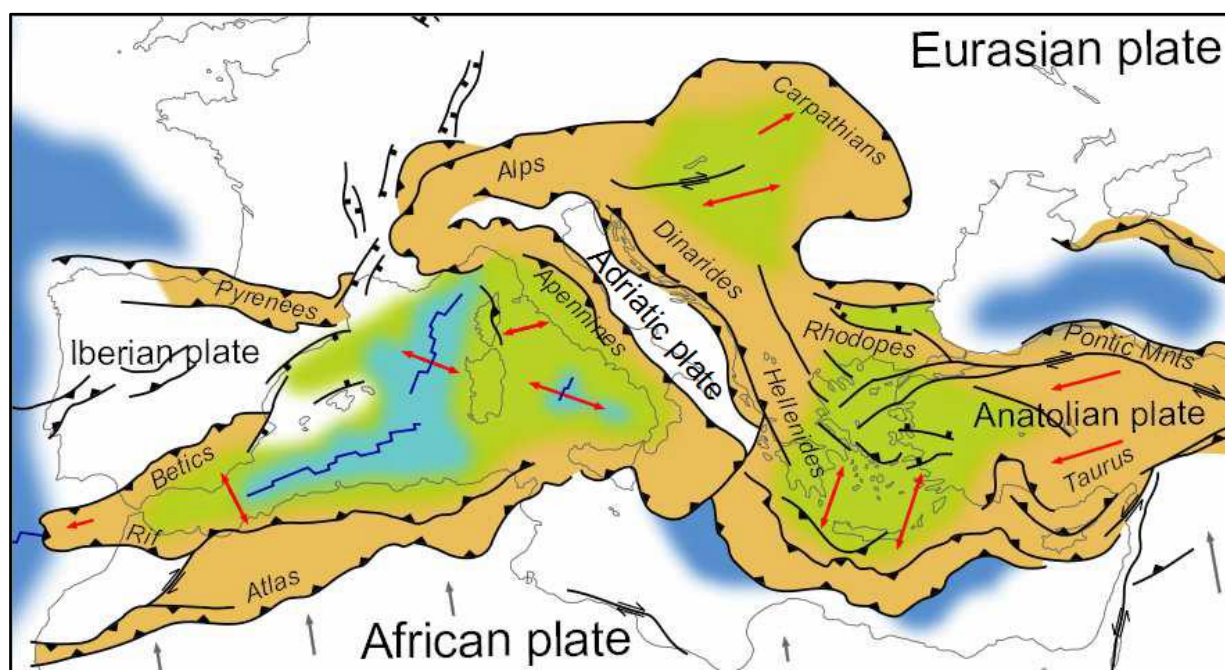


Figura 49 – Geodinamica mediterranea: in bianco vengono indicate le zolle e le microzolle, in azzurro i resti di crosta oceanica, in verde e in azzurro chiaro le aree di espansione e in arancio le catene montuose nate per orogenesi (da Wikipedia). L'area limitrofa alla linea di subduzione, lungo la quale la zolla africana si immerge sotto quella europea, è interessata da intensa sismicità.

L'Italia è uno dei paesi europei a più elevato rischio sismico (figura 50) e alcune cifre consentono di definire le dimensioni di questo problema: nell'ultimo millennio ci sono stati 200 terremoti distruttivi, solo nel secolo scorso 120.000 vittime (87.000 circa per il terremoto di Reggio Calabria e Messina del 1908) e 20 terremoti con $M \geq 6$, mediamente un terremoto disastroso ogni 5 anni, un danno economico valutato per gli ultimi 25 anni in 145.000 miliardi delle vecchie lire (circa 75 miliardi di euro), impiegati per il ripristino e la ricostruzione post-evento. A tutto ciò bisogna aggiungere le conseguenze sul patrimonio storico, artistico, monumentale – importantissimo per l'economia dell'Italia - fortemente esposto agli effetti del terremoto.

Essendo il territorio italiano geologicamente “giovane” presenta una intensa attività tettonica. Le Alpi sono in continuo sollevamento, mentre gli Appennini traslano verso est-nordest, con il risultato che, quando gli Appennini e le Dinaridi si salderanno, il mare Adriatico si chiuderà. Essendo poi gli Appennini più giovani rispetto alle Alpi i terremoti vi si presentano più frequenti e più intensi.

Un aiuto a rintracciare gli innumerevoli forti terremoti che si sono verificati sul territorio italiano lo dà la paleosismologia (una branca della geologia che studia gli effetti che i terremoti del passato hanno avuto sull’ambiente) che, sulla base di evidenze geologiche, dimostra che la nostra penisola durante le ultime migliaia di anni è stata interessata da forti terremoti. Queste informazioni sono molto importanti ai fini della valutazione della pericolosità sismica dato che un forte evento sismico può ripetersi anche dopo migliaia di anni.

Inoltre un grosso contributo alla conoscenza della pericolosità sismica italiana lo hanno dato le innumerevoli fonti scritte relative ai terremoti avvenuti in epoca storica, contribuendo alla realizzazione di uno dei cataloghi sismici più ricchi di dati a livello mondiale. Queste informazioni danno la prova che in Italia terremoti di elevata intensità sono piuttosto frequenti e che alcune particolari zone del territorio sono maggiormente sottoposte a tali eventi.

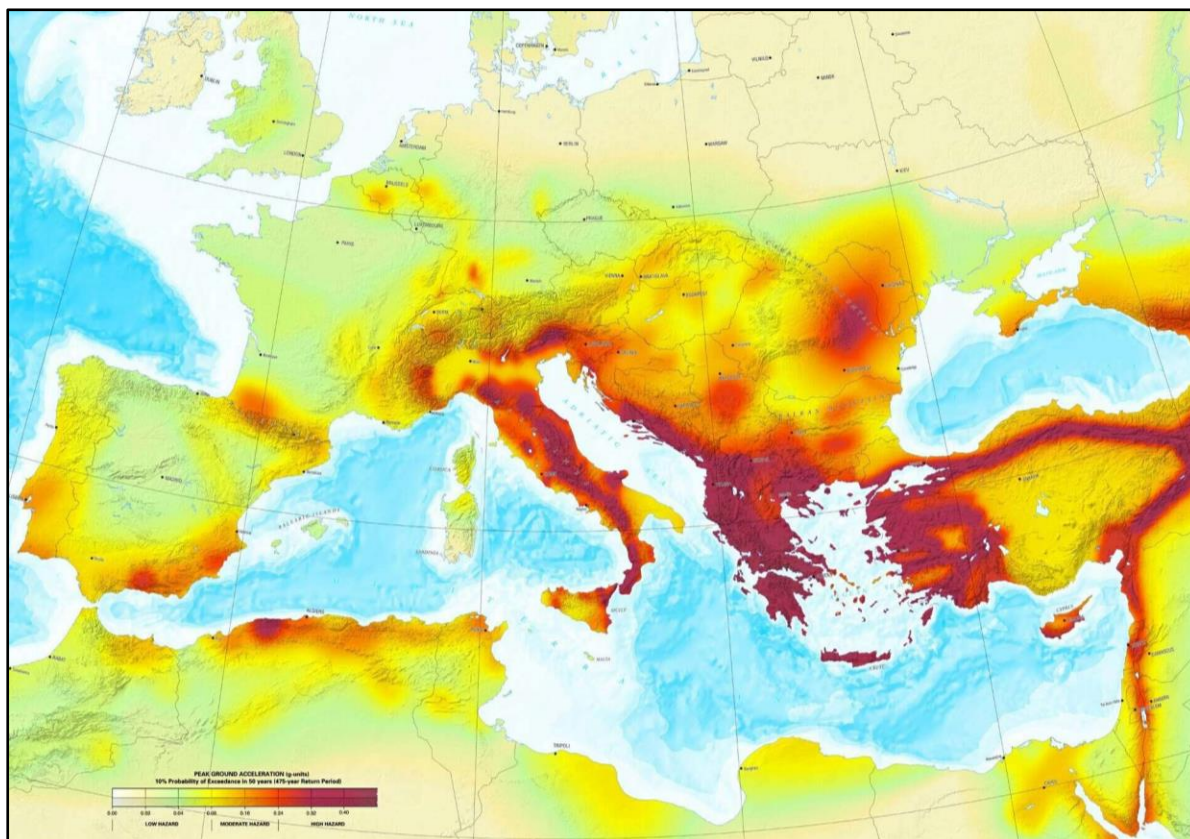


Figura 50 – Mappa della pericolosità sismica dell’area mediterranea espressa in termini di accelerazione massima al suolo (PGA) che ha una probabilità del 10% di essere superata in 50 anni. Il territorio italiano è caratterizzato da una pericolosità medio-alta.

Quindi, sia per le conoscenze scientifiche che per la banca dati di cui si dispone, oggi si è in grado di eseguire previsioni probabilistiche sulla frequenza e l'intensità dei terremoti attesi; infatti è prevedibile che una determinata zona, che in passato ha subito terremoti, in futuro sarà ancora soggetta a sismi con un'intensità pari a quella già riscontrata.

A definire il *rischio sismico* (R) contribuiscono tre fattori: $R = P \times V \times E$, dove P indica la pericolosità, V la vulnerabilità ed E l'esposizione.

La *pericolosità* sismica o *seismic hazard* (spesso definita anche sismicità) di un'area è la probabilità che, in un certo periodo, essa sia interessata da eventi sismici che possono produrre danni. Dipende dal tipo di terremoto, dalla distanza tra epicentro e sito interessato e inoltre dalle condizioni geomorfologiche.

La *vulnerabilità* è l'attitudine dei beni presenti in un'area a subire un certo livello di danno al verificarsi di un determinato terremoto.

L'*esposizione* è data dalle caratteristiche (consistenza, valore, posizione) degli elementi a rischio che, all'interno dell'area esposta, possono essere influenzati direttamente o indirettamente da un terremoto (sistema insediativo, popolazione, attività economiche, monumenti, servizi sociali).

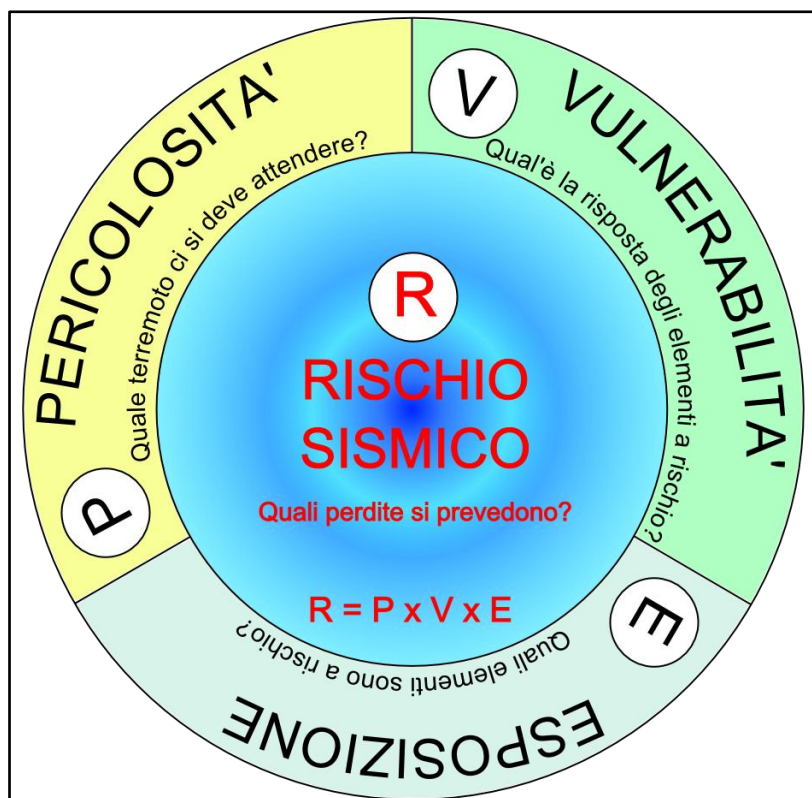


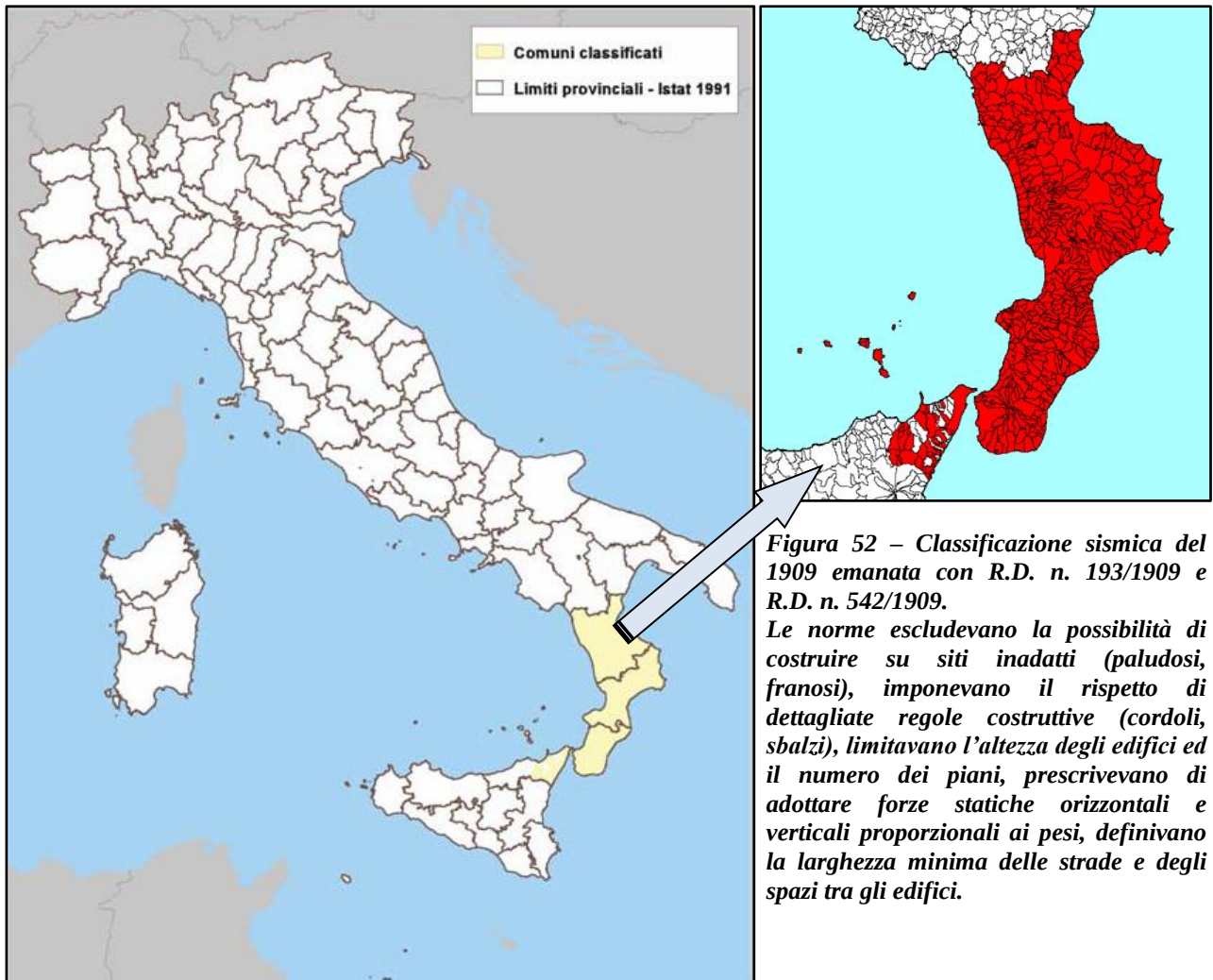
Figura 51 – A definire il rischio sismico contribuiscono tre fattori: pericolosità, vulnerabilità, esposizione .

Quindi nella definizione di rischio intervengono oltre alla pericolosità sismica, dovuta alla frequenza e all'intensità dei terremoti, anche le caratteristiche del territorio. Ciò significa che, a parità di pericolosità, un'area densamente popolata e caratterizzata da costruzioni poco resistenti al terremoto avrà un rischio elevato, mentre un'area dove non c'è popolazione, edifici o altri beni avrà rischio nullo. Dunque elevata pericolosità sismica non necessariamente deve stare ad indicare un elevato rischio sismico.

11.0.1 La pericolosità sismica

Se la pericolosità sismica viene definita attraverso la frequenza e l'intensità dei fenomeni sismici, nell'ambito dell'area mediterranea, l'Italia è considerato un paese con pericolosità sismica medio-alta (figura 50), modesta se confrontata, invece, con quella di altri paesi come per esempio la California o il Giappone (figura 44).

In ogni caso è evidente che l'Italia è soggetta a terremoti e pertanto ha dovuto sviluppare una strategia di difesa, non impostata soltanto sul potenziamento delle strutture preposte alla gestione dell'emergenza, anche se indispensabile, ma principalmente fondata sull'adozione di una normativa, principale strumento di difesa preventiva, che indica i requisiti di costruzione adeguati alla pericolosità sismica del territorio. Le prime misure legislative furono varate dal Regno di Napoli dopo il terremoto del 1783 avvenuto in Calabria, ma la prima classificazione sismica (figura 52), intesa come elenco di comuni soggetti al terremoto, fu adottata dopo il catastrofico terremoto di Reggio Calabria e Messina del 1908 (*Regio Decreto n. 193* del 18/04/1909 e *Regio Decreto del n. 542* 15/07/1909).



Tra il 1909 e il 1974 la classificazione sismica fu ripetutamente modificata, inserendo i comuni gravemente colpiti ad ogni evento sismico, come avvenne per il terremoto di Avezzano del 13/01/1915 di XI gradi MCS (figura 53).

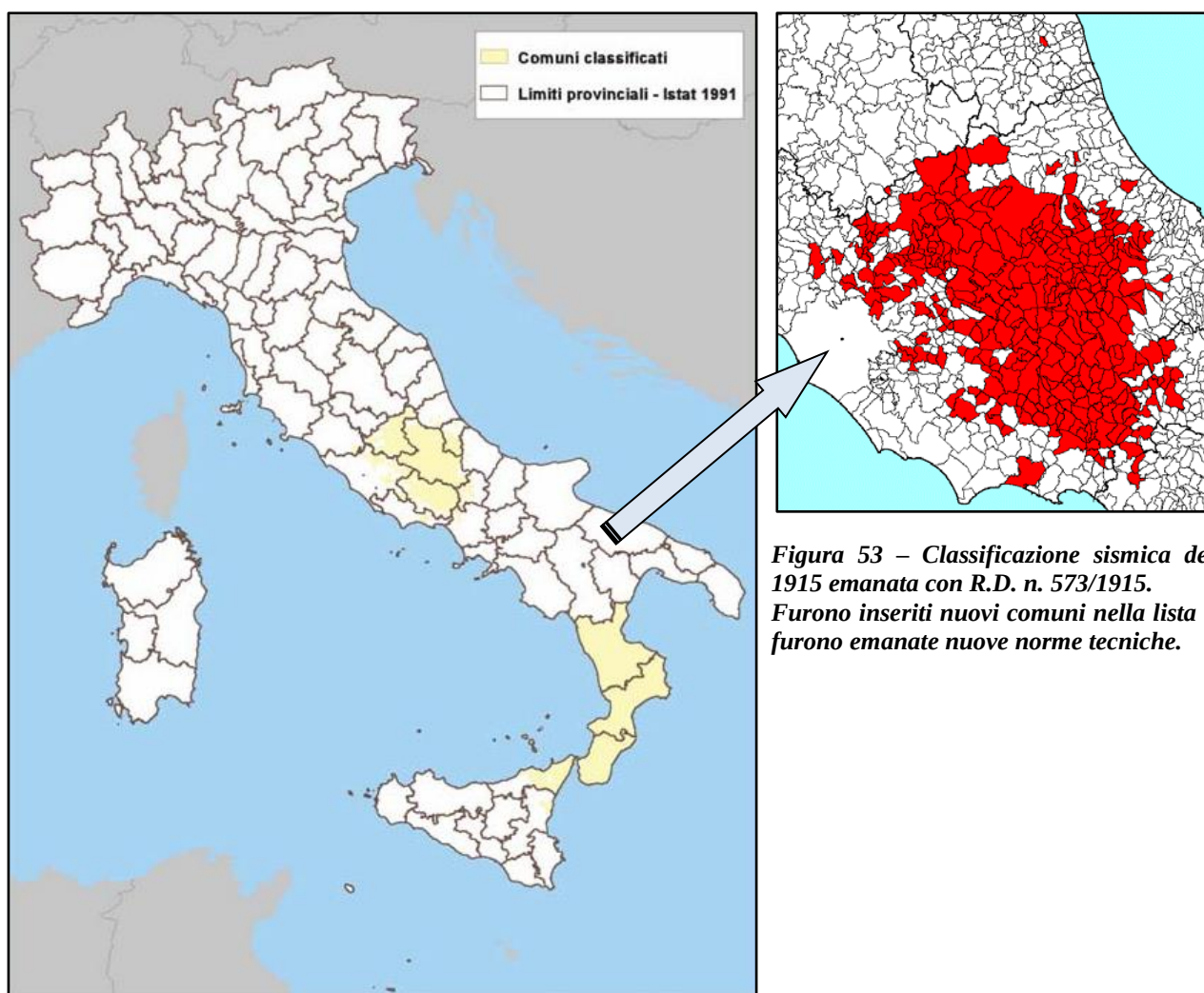


Figura 53 – Classificazione sismica del 1915 emanata con R.D. n. 573/1915. Furono inseriti nuovi comuni nella lista e furono emanate nuove norme tecniche.

Da ricordare è il *Regio Decreto n. 2089* del 1924 che, oltre a stabilire che le forze sismiche orizzontali e verticali non agiscono contemporaneamente, impone la progettazione da parte di un ingegnere o architetto. Nel 1927 il *Regio Decreto n. 431* introduce due categorie sismiche, la I e la II, a differente pericolosità, mentre nel 1935 si fece un deciso passo in avanti con l’emanazione di specifiche direttive tecniche e con l’obbligo per i Comuni di approntare propri regolamenti edilizi. I successivi Regi Decreti e Leggi non apportarono sostanziali modifiche fino al 02/02/1974 quando fu emanata la *Legge n. 64* che stabilisce un nuovo quadro di riferimento per la normativa tecnica ed in particolare quella sismica. Tra le altre cose, la nuova norma, stabilisce che la classificazione sismica del territorio italiano deve procedere sulla base di comprovate motivazioni tecnico-scientifiche, nuovi criteri geotecnici per le opere di fondazione, nuovi limiti per le altezze massime ed il numero dei piani per le costruzioni in muratura, a pannelli portanti o in legno, altezza illimitata per le costruzioni in cemento armato o in acciaio, la possibilità di eseguire analisi sismica statica o dinamica, che progetti e calcoli devono essere firmati da professionisti ognuno per le proprie competenze.

Nel 1979 il *Progetto Finalizzato Geodinamica* del CNR realizzò le carte di scuotibilità sulle quali, per quantificare il livello di esposizione del paese ai terremoti, venivano valutati tre parametri:

1. massima intensità macrosismica per ciascun sito, con un periodo di osservazione che andava dal 1.000 all'attuale;
2. intensità osservata per un certo periodo di tempo, per valori assegnati di 50, 100, 200, 500 e 1.000 anni;
3. il valore di un coefficiente C utilizzato nella normativa sismica (1975) per la verifica progettuale delle costruzioni.

Dopo il terremoto del 1980 di Irpinia e Basilicata viene emanato il *Decreto Ministeriale n. 515* del 03/06/1981 con il quale viene introdotta la nuova zona sismica di terza categoria e anche per essa vengono fissati limiti e coefficienti sismici in accordo con il *Decreto Ministeriale n. 40* del 03/03/1975; mentre con il *Decreto Ministeriale n. 35* del 19/06/1984 è stata introdotta tra le altre cose la differenziazione del livello di protezione sismica per particolari categorie di edifici (opere strategiche e opere a particolare rischio d'uso).

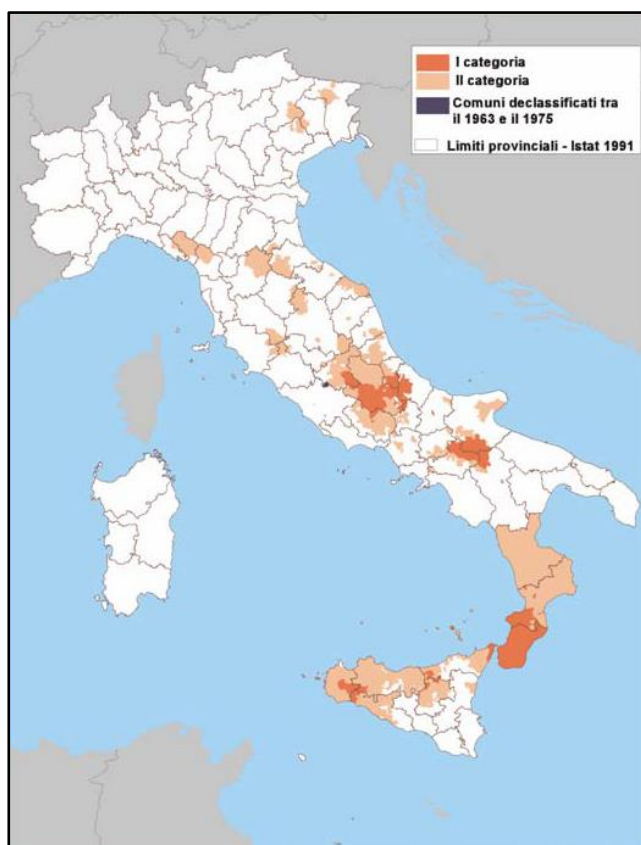


Figura 54 – Classificazione sismica 1962-1975

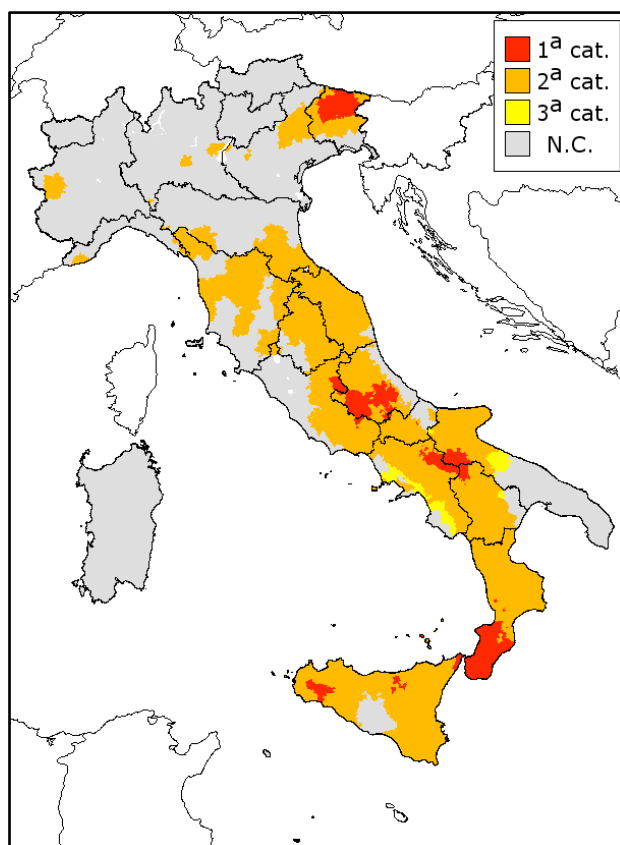


Figura 55 – Classificazione sismica 1976-1984

La zonazione del 1984 rimase ancora in uso fino al 2002; nel frattempo nel 1996 il Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti (GNDT) rilasciò una carta di pericolosità sismica in termini

di accelerazione orizzontale di picco (PGA) su suolo rigido (figura 56, con un valore di scuotimento che nel 10% dei casi si prevede venga superato in 50 anni, corrispondente ad uno scuotimento che mediamente si verifica ogni 475 anni (il cosiddetto tempo di ritorno). Questo elaborato metteva in luce che la zonazione sismica aveva dei problemi e infatti il Sottosegretario di Stato alla Protezione Civile promosse una nuova zonazione sismica, che fu approvata nel 1998 dalla Commissione Grandi Rischi e trasmessa al Ministro dei Lavori Pubblici, fu pubblicata nel 1999 (figura 57). La nuova classificazione non fu mai adottata principalmente perché aumentava in modo consistente il numero di comuni che diventavano sismici e perché il sistema normativo e la suddivisione delle competenze in materia sismica (*Decreto Legislativo n. 112 del 1998* e *Decreto del Presidente della Repubblica n. 380 del 2001*) si era complicato poiché la competenza in materia di normativa rimaneva allo Stato mentre quella della zonazione veniva demandata alle Regioni, anche se allo Stato compete di fissare i criteri per definire la zonazione.

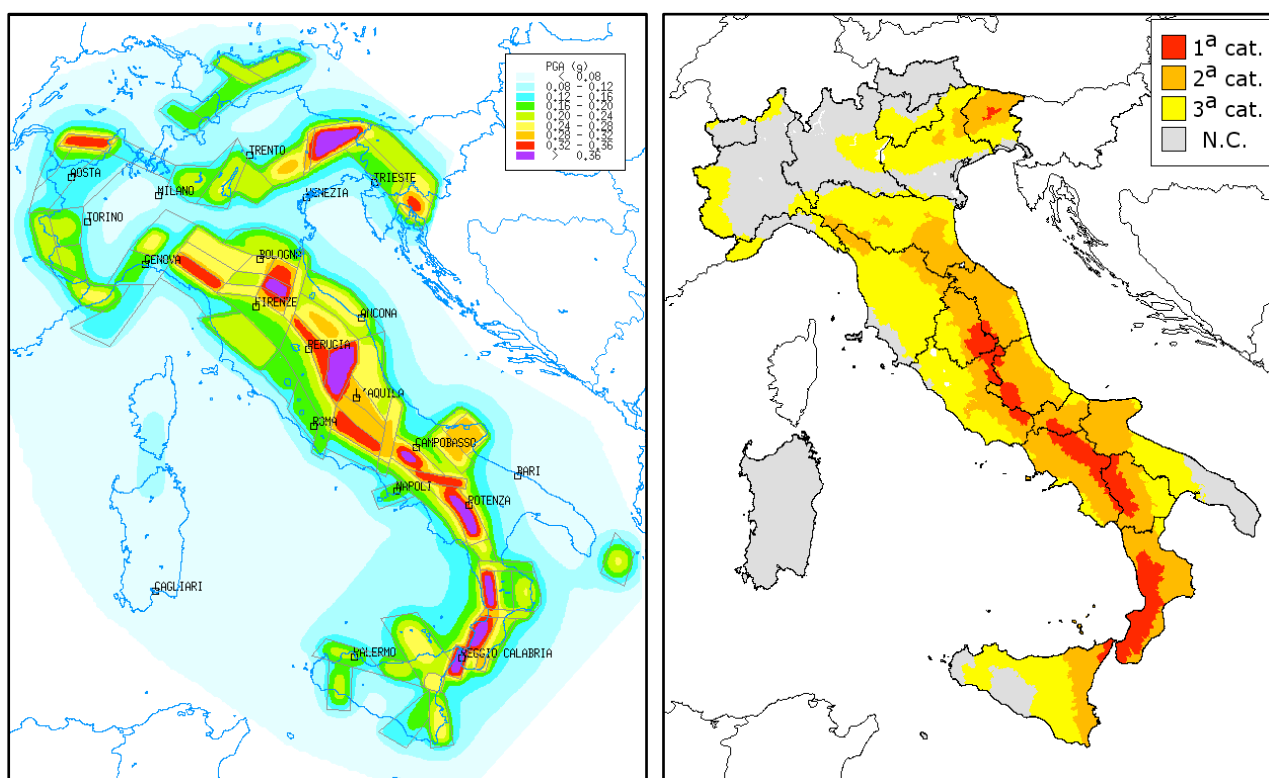


Figura 56 – Carta di pericolosità sismica in termini di PGA, con probabilità di superamento del 10% in 50 anni (da GNDT). (da Slejko et al., 1996).

La zona che fu colpita dal terremoto del Molise del 2002 non era classificata in una zona sismica, invece se la proposta del 1998 fosse stata adottata si sarebbe ritrovata in una zona sismica di 2^a categoria. Fu proprio questa tragedia che spinse ad un nuovo cambiamento; fu istituito un Gruppo di Lavoro che, tra il novembre 2002 e il gennaio 2003, rilasciò delle norme ispirate alla normativa

europea (Eurocodice 8). Queste norme furono successivamente emanate mediante l'*Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20/03/2003*. Con esse si passava da un sistema di “classificazione sismica” ad una zonazione (figure 58), furono istituite quattro zone sismiche che prevedono l'applicazione di livelli crescenti di azioni da osservare per la progettazione delle costruzioni:

1. la Zona 1 è la più pericolosa, vi si possono verificare forti terremoti e pertanto il livello di protezione antisismica deve essere massimo;
2. la Zona 2 ha un livello di pericolosità medio, vi si possono verificare terremoti abbastanza forti e quindi il livello di protezione antisismica deve essere alto;
3. la Zona 3 è una zona a bassa pericolosità sismica, è possibile che vi si verifichino terremoti modesti, il livello di protezione antisismica deve essere moderato;
4. la Zona 4 è la meno pericolosa, il livello di protezione antisismica può essere minimo.

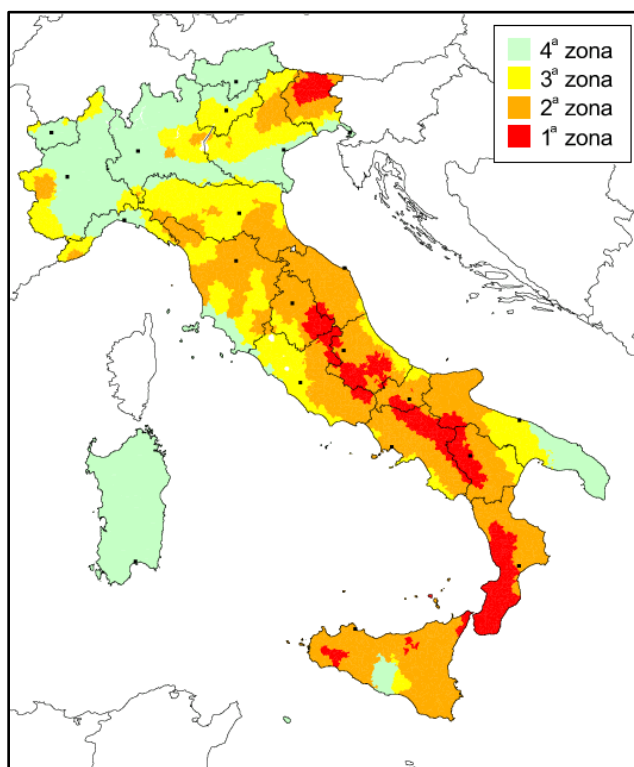


Figura 58 – Carta di pericolosità sismica del 2004. Tutto il territorio italiano è coperto da Zone a pericolosità crescente dalla 4 alla 1 (da GNDT).

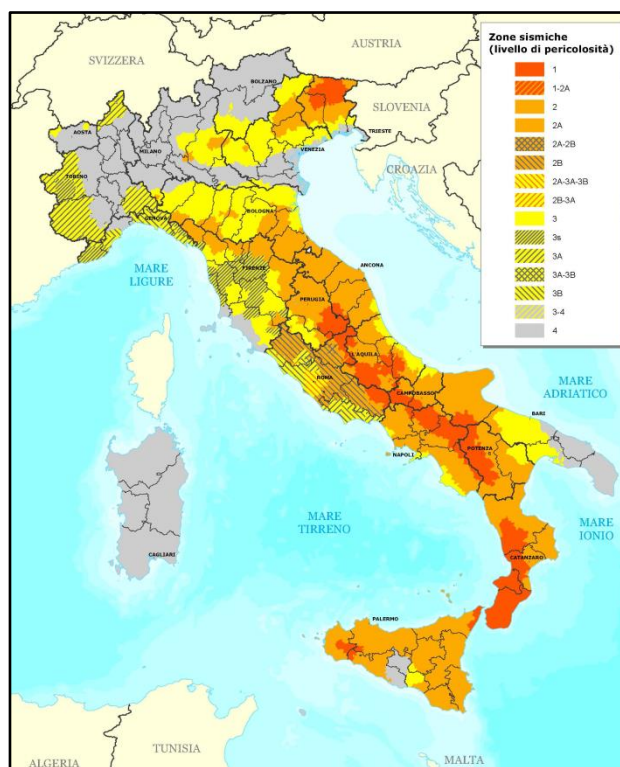


Figura 59 – Aggiornamento al 2010 della carta di pericolosità sismica. Alcune Regioni, nel rispetto di quanto stabilito a livello nazionale, per meglio adattare le norme alle caratteristiche di sismicità, hanno introdotto delle sottozone (da Dip. della Protezione Civile).

Con questa Ordinanza sparisce il territorio “non classificato” e tutta la nazione viene considerata a rischio sismico perché ogni sua porzione può essere colpita dalle onde sismiche generate da terremoti anche con epicentro distante. Inoltre, grazie anche agli studi effettuati da enti competenti

(INGV, Reluis, Eucentre), le Regioni recepiscono pienamente le novità introdotte dall'ordinanza e in alcuni casi le perfezionano ulteriormente.

Dalla carta di figura 58 risulta che le zone a maggior pericolosità sismica (Zona 1) si rinvennero lungo l'arco appenninico ad iniziare dall'Umbria fino ad arrivare in Sicilia, mentre lungo l'arco alpino solo l'area friulana viene inserita nella 1ª Zona.

Con la successiva *Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3519* del 28/04/2006 viene accolto (All. 1b) un aggiornamento della mappa di pericolosità sismica di riferimento per il territorio nazionale elaborata nel 2004 da un Gruppo di Lavoro, denominato MPS Protezione Civile-INGV, 2004 (figura 60).

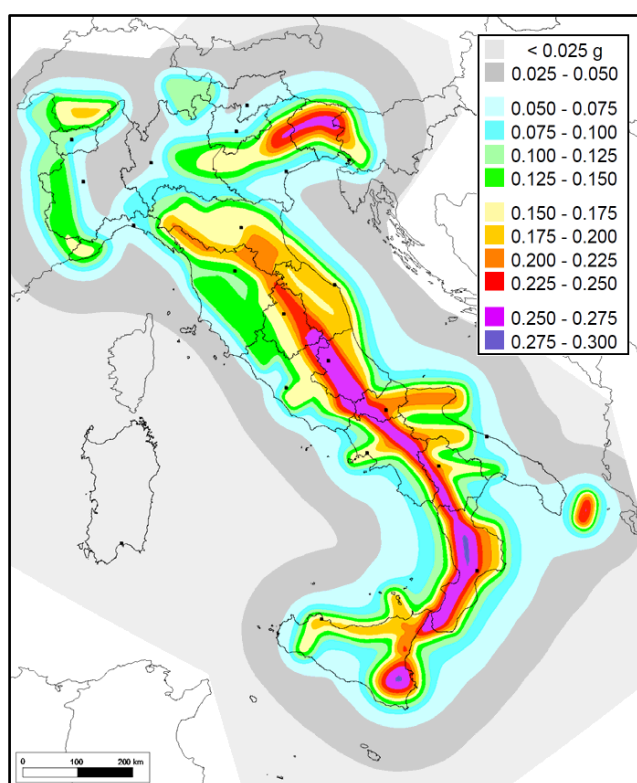


Figura 60 – Mappa di pericolosità sismica elaborata nell'aprile 2004 e accolta da OPCM n. 3519 del 2006. La mappa è espressa in accelerazione massima del suolo (PGA) con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni ed è riferita a suoli rigidi.

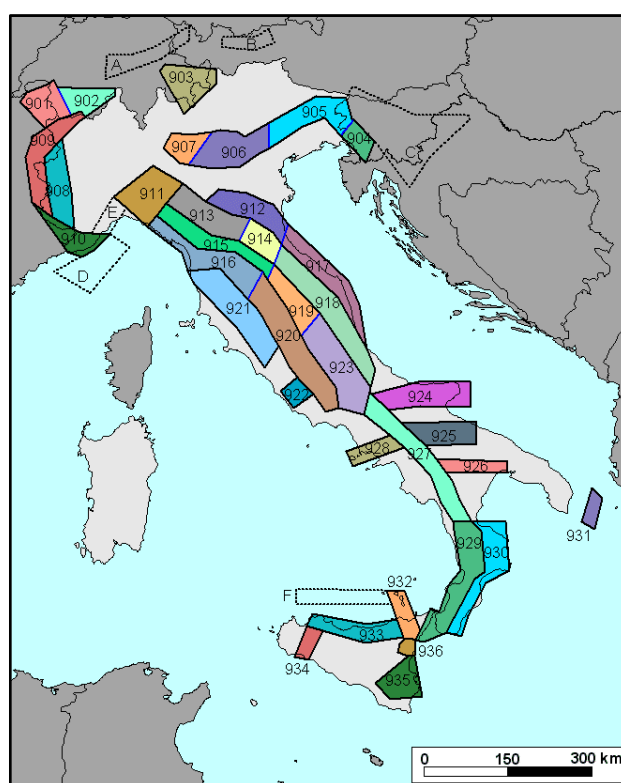


Figura 61 – Zonazione sismogenetica ZS9 sulla base della quale è stata definita la nuova mappa di pericolosità sismica. Ogni zona sorgente fornisce un intervallo di profondità nel quale viene rilasciato il maggior numero di terremoti e il meccanismo di fagliazione prevalente.

La nuova mappa di pericolosità sismica è stata definita sulla base dei terremoti raccolti nei cataloghi sismici, di una zonazione sismogenetica del territorio (figura 61) ricostruita in funzione della distribuzione spaziale e della profondità di terremoti conosciuti e di relazioni di attenuazione delle onde sismiche con la distanza dall'epicentro.

Purtroppo i terremoti riportati nei cataloghi sismici sono solo un'infinitesima parte di quelli avvenuti nella storia geologica. Inoltre, i cataloghi di cui disponiamo coprono un intervallo di tempo spesso troppo breve rispetto ai tempi di ritorno dei terremoti, che possono essere anche di migliaia di anni.

Con la nuova mappa, fondamentale, si passò da una mappa di pericolosità sismica (2004) utilizzabile dalle Regioni come riferimento per aggiornare l'assegnazione di un Comune a una delle 4 zone sismiche a una dettagliata descrizione dello scuotimento atteso, espresso in termini di parametri ingegneristici. Un vero e proprio database di pericolosità composto da più di 11.000 punti di griglia e 2.278 parametri per ciascun punto. Tutto questo è disponibile al pubblico attraverso una interfaccia WebGis appositamente predisposta (figura 62).

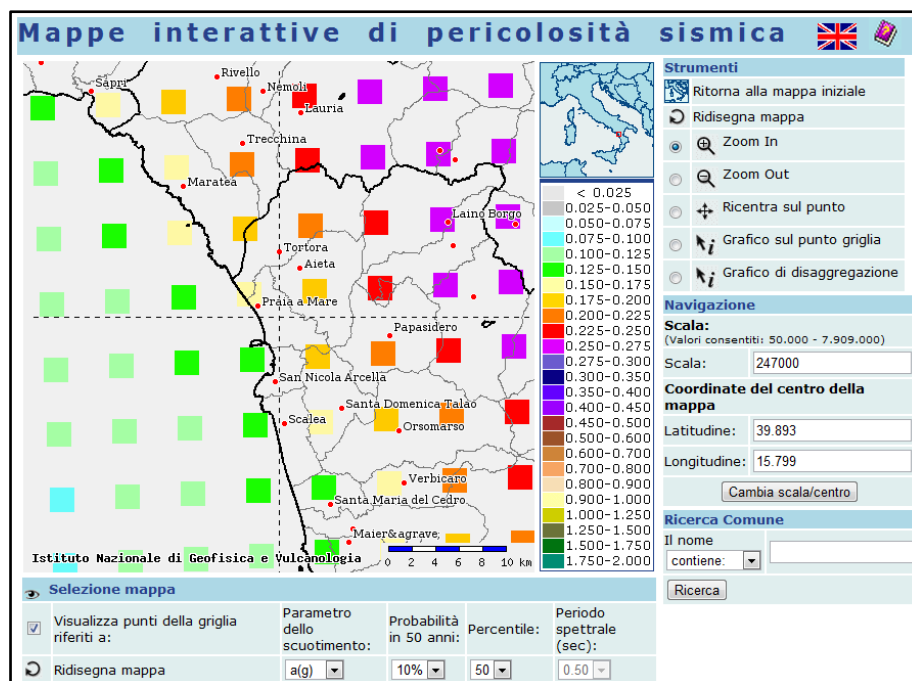


Figura 62 – Interfaccia WebGis disponibile al sito <http://esse1.mi.ingv.it>.

11.0.2 La vulnerabilità sismica

La vulnerabilità sismica consiste nella stima della predisposizione di costruzioni, infrastrutture, attività a subire danni di un determinato livello a causa di un evento sismico di una certa intensità. Quindi la vulnerabilità sismica misura l'incapacità delle strutture, congenita e/o dovuta ad invecchiamento, a resistere alle azioni sismiche.

Al concetto di vulnerabilità contribuiscono tre distinte componenti: *vulnerabilità diretta*, definita in rapporto alla propensione del singolo elemento fisico, semplice o complesso, a subire

danneggiamento/crollo (ad esempio la vulnerabilità di un edificio, di un ponte, di un viadotto o di un insediamento); *vulnerabilità indotta*, definita in rapporto agli effetti di crisi dell'organizzazione del territorio generati dal danneggiamento/crollo di uno degli elementi fisici (ad esempio la crisi del sistema dei trasporti indotto dall'ostruzione di una strada); *vulnerabilità differita*, definita in rapporto agli effetti che si manifestano nelle fasi successive all'evento e alla prima emergenza e tali da modificare il comportamento delle popolazioni insediate (ad esempio il disagio della popolazione conseguente alla riduzione dei posti di lavoro per i danni causati ad un'industria).

Valutare la vulnerabilità dopo un evento sismico è piuttosto semplice, dato che basta rilevare i danni causati, associandoli all'intensità della scossa subita.



Figura 63 –L'edificio A dista dall'edificio C circa 25 metri, nonostante questa breve distanza il comportamento degli edifici sottoposti alla stessa azione sismica è diverso; la vulnerabilità aumenta da A a C (Onna (AQ), terremoto del 6 aprile 2009).

Prima di un terremoto, invece, la stima della vulnerabilità è più complessa e può essere fatta utilizzando metodologie differenti:

- 1) *metodi di tipo statistico*: classificano le strutture in funzione dei materiali e delle tecniche costruttive e si rifanno ai danni osservati in precedenti terremoti su edifici appartenenti alla

tipologia considerata. Hanno il pregio di richiedere indagini sul campo piuttosto semplici, ma necessitano di dati provenienti da esperienze di passati terremoti, che non sono sempre disponibili e non possono essere utilizzati per stabilire la vulnerabilità di un singolo edificio, proprio perché la stima ha carattere statistico e non puntuale.

- 2) *metodi di tipo meccanicistico*: sono i più vicini all'usuale approccio ingegneristico alla valutazione della sicurezza. Sostituiscono agli edifici modelli teorici che riproducono le principali caratteristiche delle strutture da valutare e su questi studiano i danni che vengono causati da terremoti simulati. Il limite di questi metodi deriva dal fatto che la loro applicazione è limitata alle costruzioni di cui sia sufficientemente chiaro lo schema strutturale.
- 3) Infine, esistono metodi che utilizzano dei *giudizi esperti* per valutare il comportamento sismico di predefinite tipologie strutturali o per individuare i fattori che stabiliscono come si comportano le strutture e stimarne, in termini qualitativi e quantitativi, la loro influenza sulla vulnerabilità.

L'Italia è un paese ad elevata vulnerabilità sismica, poiché possiede un gran numero di edifici di antica costruzione e monumentali, per il degrado di vasti quartieri delle aree metropolitane, a causa dell'edilizia illegale diffusa nelle aree a maggior pericolosità sismica, perché la conoscenza della pericolosità sismica del territorio è insufficiente, poiché le norme del passato erano inadeguate e non applicate, perché le buone norme tecniche costruttive di base non vengono rispettate, ecc..

Il tragico caso di San Giuliano di Puglia del 2002, quando una scossa causò la morte di 30 persone, di cui 27 bambini e una maestra per il crollo di una scuola elementare, dimostra quanto alta sia la vulnerabilità nel nostro paese, dato che quella struttura era del tutto inadatta a resistere alle sollecitazioni orizzontali indotte da un terremoto di modesta entità ($M = 5,4$). La tipologia costruttiva della scuola era a struttura mista, molto diffusa in Italia, la cui struttura verticale portante viene realizzata con mattoni pieni o in laterizio forato e i solai e i tetti in cemento armato. Un edificio di questo tipo può sopportare sia condizioni statiche che dinamiche, purché durante la sua costruzione siano state rispettate tutte le “buone tecniche costruttive di base”:

1. i maschi murari, cioè quelle porzioni di muratura portante che dalle fondamenta arrivano fino al tetto dell'edificio, siano ben dimensionati;
2. non siano state realizzate aperture vicino a incroci di murature portanti;
3. i tetti non siano pesanti, poiché tanto più grande sarà la forza dinamica del sisma quanto più il peso posto in alto alla struttura è maggiore.
- 4.

VULNERABILITÀ SISMICA	TIPOLOGIE EDILIZIE	
		Muratura di pietre grezze (pietrame, ciottoli, mista) Case in terra Muratura di pietre sbazzate o a spacco Muratura di mattoni/blocchetti di cls con solai flessibili
		Telai in c.a. senza progettazione antisismica Muratura di pietra squadrata Muratura di mattoni con solai in c.a. Pareti di taglio in c.a. senza progettazione antisismica
		Telai in c.a. con livello medio di progetto antisismico Muratura rinforzata Strutture in legno Pareti di taglio in c.a. con livello medio di progetto antisismico
		Telai in c.a. con livello elevato di progetto antisismico Strutture in acciaio Pareti di taglio in c.a. con livello elevato di progetto antisismico

Figura 64 – I danni che i sismi causano dimostrano che alcune tipologie costruttive hanno la tendenza a comportarsi peggio di altre e quindi ad essere più vulnerabili.

Ad influenzare la risposta della struttura al sisma concorrono anche altri fattori, come per esempio la regolarità in pianta e in altezza, appropriati collegamenti tra gli elementi strutturali, il tipo di fondazioni, l'interazione tra edifici attigui, la presenza di catene o cordoli, lo stato di manutenzione e altri ancora.

Il concetto di vulnerabilità è stato inserito anche nelle scale macrosismiche, in particolare con la scala EMS-98 (vedi figura 31) ad ogni tipologia di costruzione viene associata una classe di vulnerabilità, decrescente da A ad F.

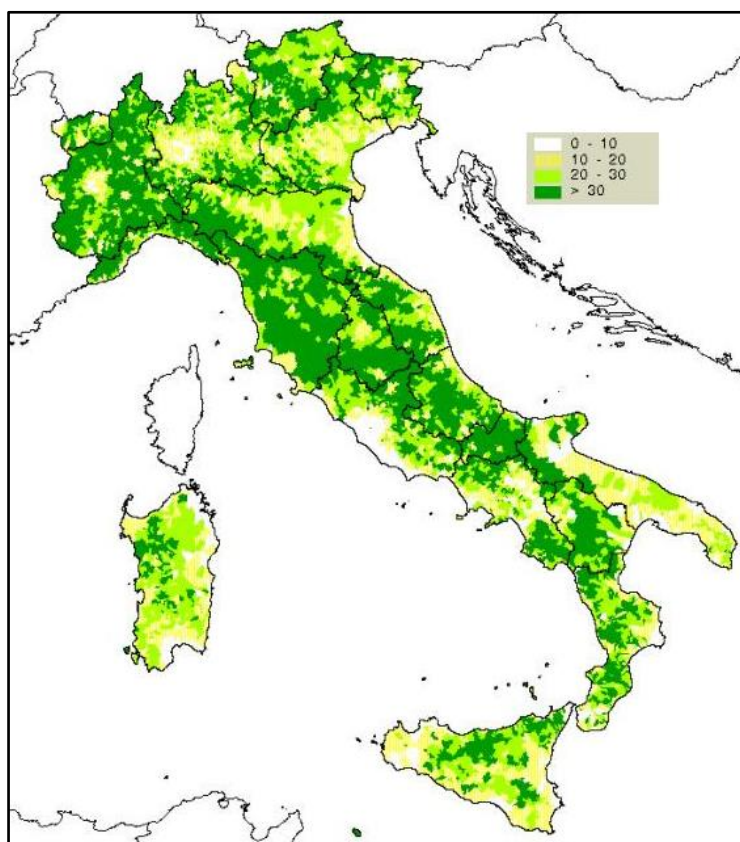


Figura 65 – Mappa di vulnerabilità: distribuzione percentuale delle abitazioni sul territorio nazionale appartenenti alla classe di vulnerabilità più elevata (A).

A rendere molto vulnerabile l'Italia contribuisce anche il fatto che per lunghi periodi la sismicità non si evidenzia considerevolmente, per cui i cittadini e gli organi decisionali tendono a minimizzare o addirittura rimuovere la possibilità che un nuovo forte terremoto possa verificarsi.

11.0.3 L'esposizione

L'esposizione sismica, cioè l'analisi di quanto è esposto al rischio sismico, è il primo problema che bisogna affrontare per una corretta valutazione dello stesso rischio. In un'area esposta al rischio sismico gli elementi che contribuiscono a definire l'esposizione sono vari e sono costituiti da tutto ciò che è stato realizzato dall'uomo, del quale condizione e funzionamento possono essere danneggiati, alterati o distrutti dal terremoto.

Di un'area bisogna quindi analizzare distribuzione, struttura e condizioni economiche della popolazione insediata, funzioni del patrimonio edilizio (residenziale, pubblico, produttivo), insieme delle attività economiche presenti, relazioni esistenti fra aree circostanti, sistema delle infrastrutture. Un procedimento di questo tipo è articolato e impegnativo e pertanto, di solito, i beni esposti vengono suddivisi in categorie, ad ognuna delle quali si fanno corrispondere diverse componenti fisiche, in modo da determinare l'entità e la tipologia delle perdite attese per uno stesso livello di danno. È ovvio che a parità di danno fisico riscontrato, rapportato a categorie diverse, corrisponde un diverso impatto in termini di perdite attese: i danni causati da un terremoto al patrimonio edilizio potrebbero provocare morti, feriti e senzatetto, invece quelli alle strutture sanitarie e logistiche pregiudicare la celerità e l'efficacia dei soccorsi, mentre i danni alle infrastrutture, al sistema industriale e alle reti tecnologiche potrebbero nuocere allo sviluppo economico, arrecando gravi crisi produttive ed occupazionali, con inevitabili ripercussioni sul piano sociale.

Un'altra categoria importantissima che fa attestare su valori altissimi l'esposizione sismica è la presenza, in Italia, di un patrimonio storico, artistico e monumentale unico al mondo. Basta ricordare l'evento sismico di Umbria e Marche del 1997 che ha danneggiato fortemente circa 600 chiese e, in modo simbolico, la Basilica di S. Francesco d'Assisi, mettendo in risalto proprio il problema della particolare esposizione del patrimonio culturale del nostro paese.

12.0 – MITIGAZIONE DEL RISCHIO SISMICO

Dall'anno 1.000 ad oggi in Italia si sono verificati circa 30.000 terremoti di cui 220 di forte intensità

($\geq$ VIII grado della scala MCS), in 35 anni, tra il 1968 e il 2003 (figura 66), i danni causati dai terremoti superano i 130 miliardi di Euro, per il terremoto dell'Abruzzo del 2009 si calcolano danni per circa 15 miliardi di Euro, solo negli ultimi due secoli i terremoti hanno causato circa 120.000 vittime (4.500 tra il 1968 e il 2003) e distrutto una parte considerevole del patrimonio storico, artistico e culturale del nostro paese di cui non è possibile quantificare il valore.

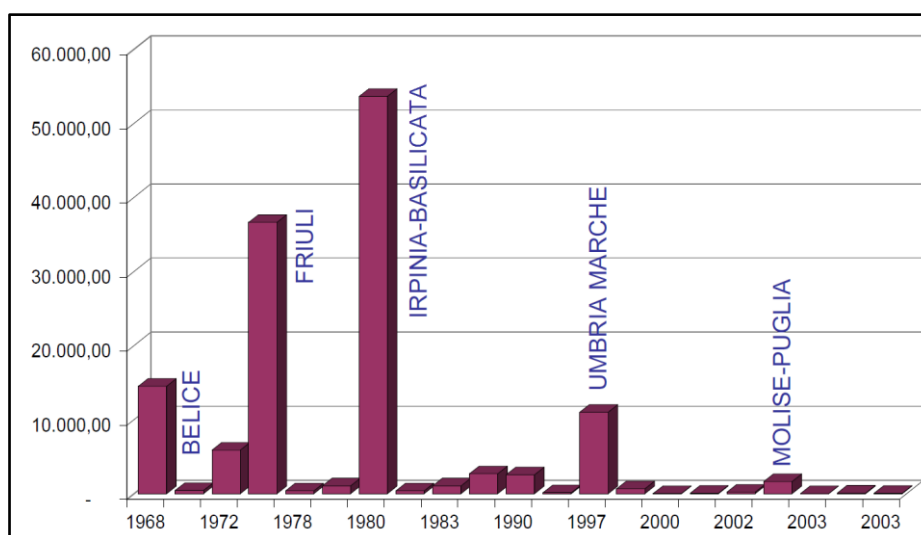


Figura 66 – Danni causati dai terremoti in 35 anni in milioni di Euro (da M. Dolce, DPC).

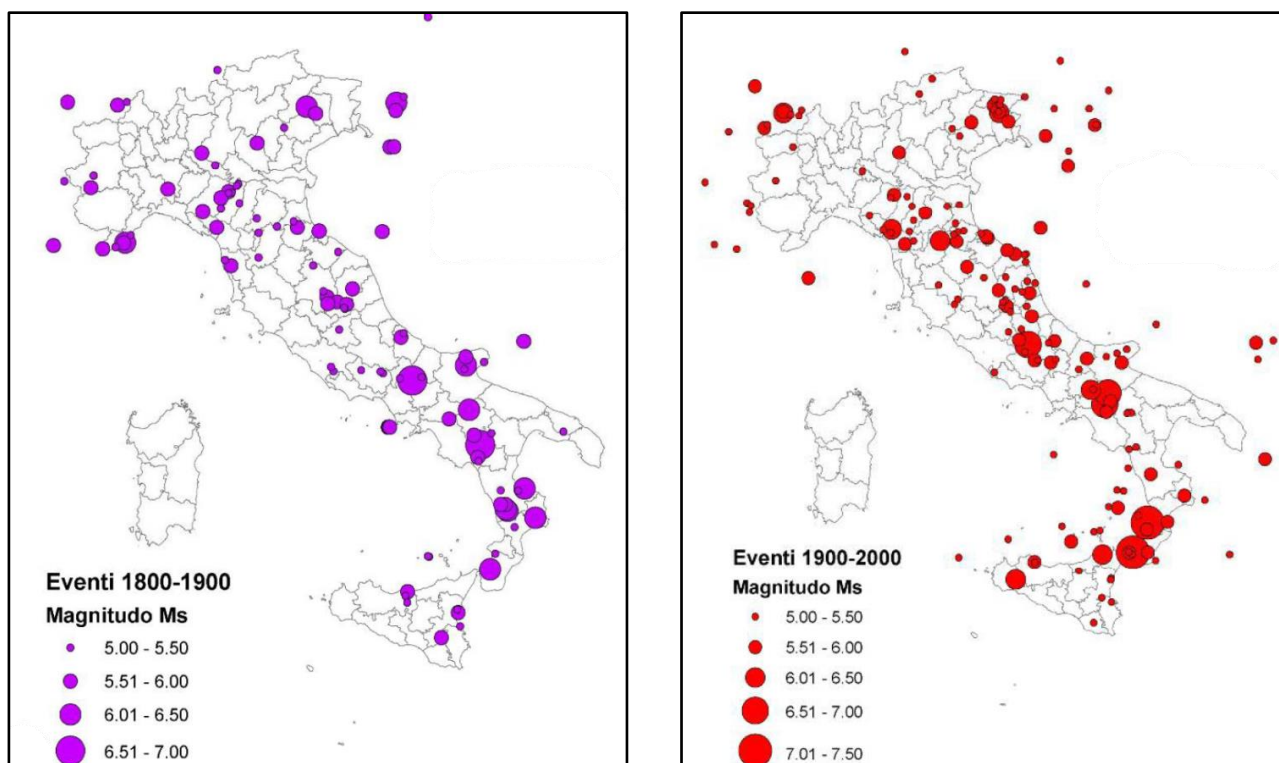


Figura 67 – Terremoti dei secoli XIX (103 eventi) e XX (164 eventi) con magnitudo $M_s \geq 5$. In base a quanto avvenuto in questi due secoli, per il XXI secolo si prevedono da 50.000 a 200.000 tra morti e feriti, da 100 a 200 miliardi di Euro di danni. La stima dei costi è riferita alle sole abitazioni, non include gli edifici pubblici, gli edifici monumentali e le infrastrutture; l'incremento prevedibile è dell'ordine del 50-100% (da M. Dolce, DPC).

In Italia il rapporto tra i danni prodotti dai terremoti e l'energia associata agli stessi è molto più alto rispetto a quello di altri paesi, come la California e il Giappone, a più elevata pericolosità sismica e il motivo di questa grossa differenza dipende dal fatto che in Italia vi è un elevato livello di vulnerabilità del patrimonio edilizio. Poiché non è possibile evitare che si verifichi un terremoto e non è possibile eliminare la presenza dell'uomo sul territorio, per limitare gli effetti del fenomeno sull'uomo, bisogna attuare *adequate politiche di riduzione del rischio sismico* attraverso:

1. miglioramento delle conoscenze tecnico-scientifica, del territorio e del costruito;
2. riduzione della vulnerabilità e dell'esposizione;
3. mitigazione degli effetti.

La conoscenza tecnico-scientifica può essere migliorata promuovendo e finanziando programmi di ricerca applicata (sismologica, geologica e ingegneristica), mentre la conoscenza del territorio e del costruito promuovendo e finanziando studi sul territorio per conoscere il patrimonio del costruito e per la microzonazione sismica (valutazione della pericolosità sismica locale).

La riduzione della vulnerabilità si realizza mediante azioni indirette e dirette: le azioni indirette si effettuano migliorando gli strumenti per la progettazione (pericolosità, classificazione, normativa) e per la pianificazione (microzonazione sismica, pianificazione territoriale, piani di emergenza), le azioni dirette riducendo la vulnerabilità del costruito intervenendo sul patrimonio edilizio sia pubblico che privato e sulle opere infrastrutturali.

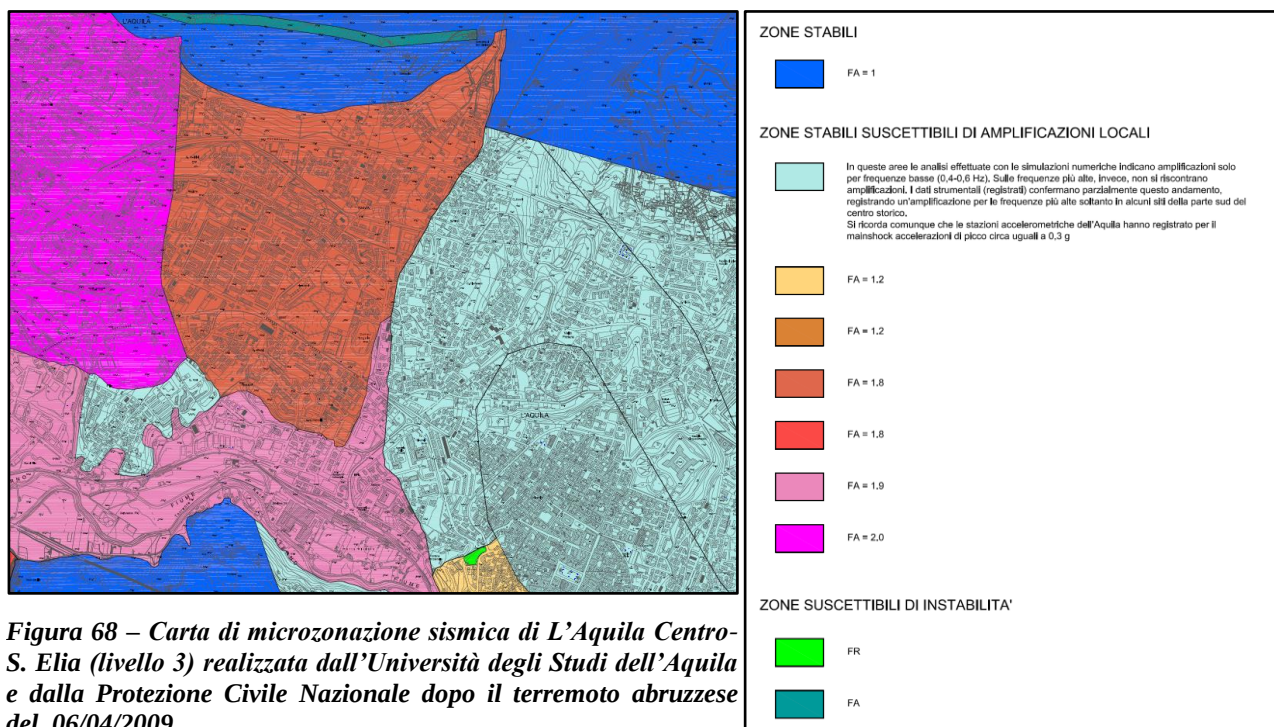


Figura 68 – Carta di microzonazione sismica di L'Aquila Centro-S. Elia (livello 3) realizzata dall'Università degli Studi dell'Aquila e dalla Protezione Civile Nazionale dopo il terremoto abruzzese del 06/04/2009.

La riduzione dell'esposizione, invece, si ottiene controllando la quantità e la qualità degli elementi esposti. L'azione che meglio interpreta i risultati degli studi di rischio sismico in termini di criteri d'uso del territorio, sia a scala provinciale che comunale, è una responsabile pianificazione urbanistica che, facendo attenzione alle tematiche sismiche e post sismiche, sappia scegliere, limitando i danni potenziali, le aree per gli insediamenti abitativi, per le attività industriali, per il passaggio di infrastrutture indispensabili (gasdotti, acquedotti, elettrodotti, ecc.), per l'ubicazione di strutture ad alto rischio. Altra azione importante da intraprendere, senza alcuna esitazione e con adeguati strumenti, è il contrasto al fenomeno dell'abusivismo edilizio, poiché gli edifici costruiti in modo illegale sono i più vulnerabili proprio perché realizzati senza alcun supporto normativo.

La mitigazione degli effetti va invece attuata mediante:

- a) il miglioramento dei Piani di protezione civile;
- b) l'informazione e la preparazione dei cittadini al terremoto aumentando in essi la conoscenza e la coscienza sui corretti comportamenti e sulla prevenzione, mediante campagne di sensibilizzazione rivolte a studenti, amministratori, cittadini in genere (tramite pubblicazioni, prodotti multimediali, incontri);
- c) esercitazioni con simulazione di possibili eventi ed attivazione delle associazioni di volontariato.

Ogni cittadino dovrebbe essere informato sul rischio sismico attinente al proprio territorio e nello stesso tempo conoscere le principali norme di comportamento da adottare prima, durante e dopo l'evento sismico.

Ai fini della mitigazione del rischio importanti sono gli studi di microzonazione sismica che consiste nell'individuazione di siti in prossimità di *faglie attive*, siti in cui sono possibili *fenomeni di instabilità* (frane, scivolamenti e cadute di massi, liquefazione, addensamento dei terreni granulari, subsidenza dei terreni argillosi soffici, tsunami, ecc.), siti in cui sono possibili *fenomeni di amplificazione* della risposta sismica locale (dovuta al tipo di terreno presente e alla morfologia del territorio).

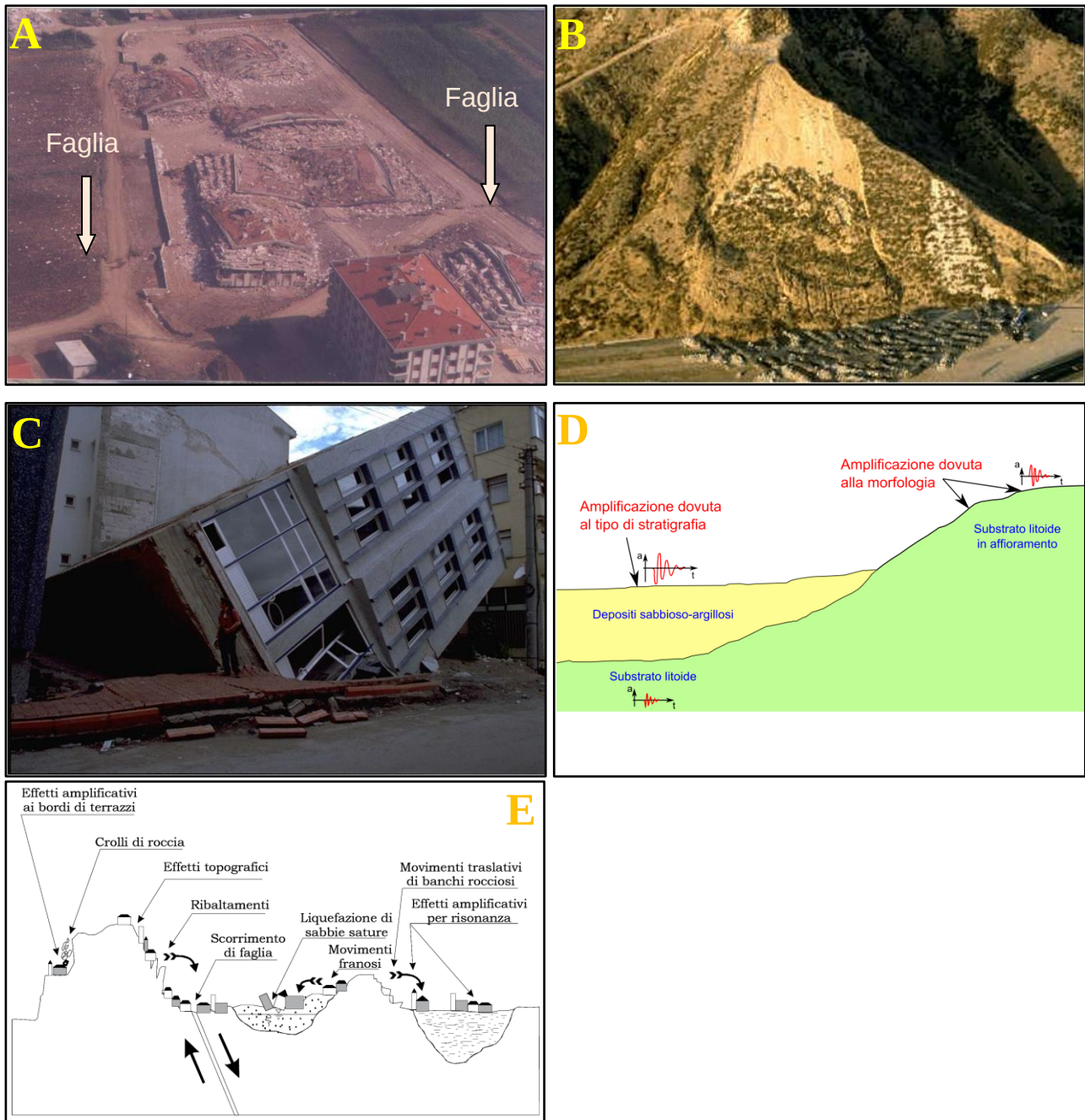


Figura 69 – Terremoto di Izmit (Turchia) del 1999: crolli a sandwich delle costruzioni per effetto della faglia (A); frana sismoindotta dal terremoto di Northridge, California del 1994 (B); cedimento per liquefazione del terreno e ribaltamento di un edificio durante il terremoto di Izmit (C); schema di fenomeni di amplificazione della risposta sismica locale (D); scenari dove è possibile avere brusche variazioni spaziali delle caratteristiche vibratorie del moto sismico nelle direzioni orizzontale e verticale (E, da T. Crespellani).

12.0.1 Norme di comportamento

Poiché i rischi legati ai terremoti non possono essere rimossi completamente, con alcune semplici istruzioni i danni alle cose e alle persone si riducono considerevolmente. A seconda del posto in cui si vive i danni che ci si attende sono diversi e diversi devono essere i comportamenti da tenere:

sicuramente vivere in città non è la stessa cosa come vivere in campagna dove gli spazi aperti sono maggiori, certamente abitare in un edificio vecchio e malridotto non è la stessa cosa che vivere in un edificio costruito con le più recenti norme antisismiche. Generalmente si pensa che essere sorpresi da un terremoto fuori casa sia meglio che essere sorpresi in casa, ma nella realtà le cose non stanno proprio così perché anche all'aperto i pericoli non mancano.

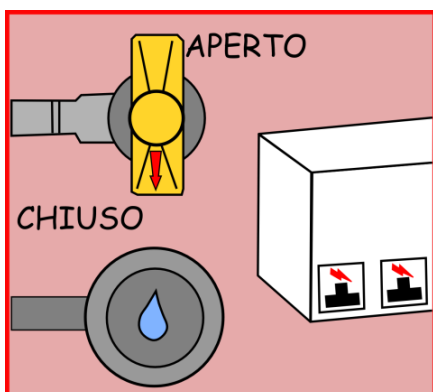
Prima del terremoto



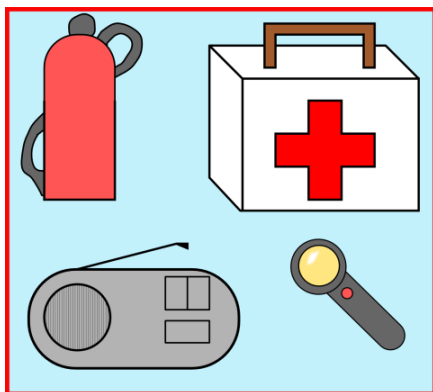
Bisogna essere informati sulla classificazione sismica del proprio Comune, sui piani di emergenza comunali e sul piano di evacuazione dell'ambiente di lavoro e della scuola. Bisogna inoltre conoscere le norme da adottare per le nuove costruzioni e a chi fare riferimento o accertarsi del grado di sicurezza della propria abitazione se già esistente.



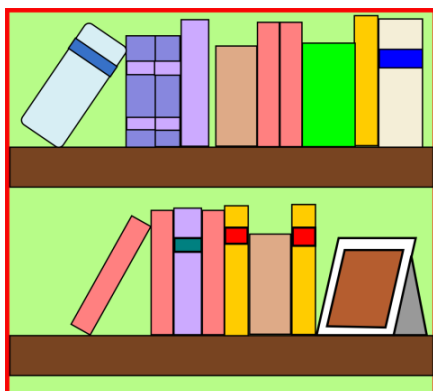
Bisogna essere informati sui piani di emergenza comunali e sul piano di evacuazione dell'ambiente di lavoro e della scuola perché in questo modo si collabora alla gestione dell'emergenza.



Bisogna sapere dove sono ubicati gli interruttori generali della luce, del gas e dell'acqua e come si chiudono, poiché durante il terremoto questi impianti potrebbero subire gravi danni.



Bisogna che la tua abitazione sia provvista di cassetta di pronto soccorso, di un estintore, di una torcia elettrica, di una radio a pile per ascoltare i notiziari e informare tutti i componenti della famiglia su dove essi si trovano. Bisogna tenere i numeri di pronto intervento vicino al telefono.



Bisogna fissare bene alle pareti i mobili ed evitare di porre oggetti pesanti su mensole e scaffali particolarmente alti perché potrebbero cadere durante il terremoto.

Durante il terremoto



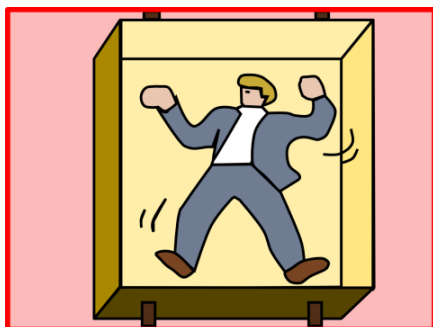
Prima di ogni altra cosa bisogna mantenere la calma. Se ci si trova in un luogo chiuso bisogna cercare riparo sotto gli architravi delle porte o vicino ai muri portanti perché proteggono da eventuali crolli. Non bisogna abbandonare l'abitazione, solo al termine della scossa è possibile uscire in strada facendo, però, attenzione a solai e pavimenti pericolanti.



Ripararsi sotto un tavolo, una scrivania, un letto o un banco (se a scuola) e allontanarsi dalle finestre, dalle porte con vetri, dagli armadi e dagli scaffali perché potrebbero cadere e ferire. Se possibile coprirsi la testa con qualcosa di morbido come un cuscino.



Non uscire sul balcone e non utilizzare le scale perché a volte sono la parte più debole dell'edificio. Precipitandosi per le scale si rischia di calpestare tutto e tutti o di rimanere calpestati, oltretutto sussistono condizioni di perdita di equilibrio durante il terremoto.



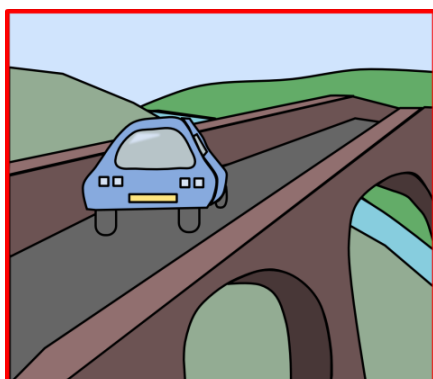
Non usare l'ascensore perché potrebbe danneggiarsi e bloccarsi impedendoti di uscire.



Se ci si trova all'aperto bisogna allontanarsi dalle costruzioni cercando di raggiungere spazi aperti per tenersi il più possibile lontano da esse e anche al termine della scossa bisogna rimanere all'aperto senza cercare di rientrare negli edifici.



Bisogna allontanarsi dagli alberi, dai lampioni e dalle linee elettriche e non bisogna fermarsi in prossimità di ponti, di strutture pericolanti o in prossimità di impianti industriali. Non bisogna recarsi in spiaggia perché dopo la scossa potrebbe sopraggiungere un'onda di maremoto.

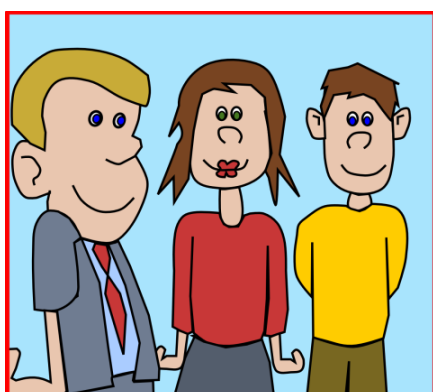


Non sostare con l'auto sopra o sotto i ponti perché potrebbero lesionarsi o crollare. Mantenere l'auto lontano da aree che potrebbero franare e non uscire da essa fino a quando non è terminata la scossa.

Dopo il terremoto



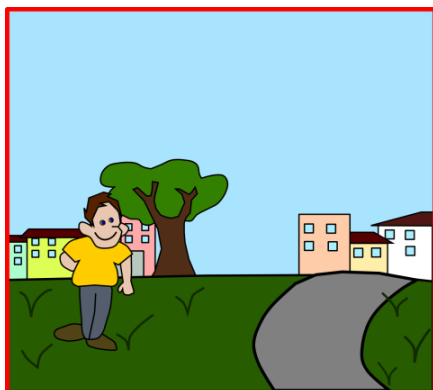
Finita la scossa, uscire in strada con calma e prudenza, senza correre, spingere o accalcarsi davanti alla porta, indossando le scarpe per non ferirsi con vetri rotti o calcinacci. Uscendo chiudere per sicurezza gli interruttori generali di gas, acqua ed elettricità.



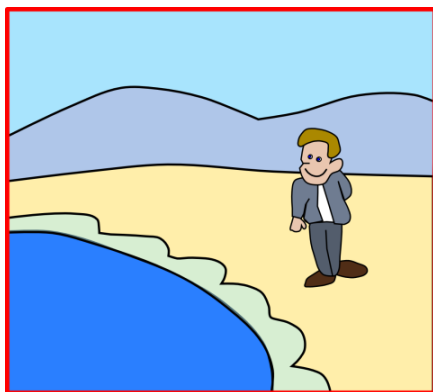
Accertarsi che tutti stiano bene e fare il possibile per aiutare gli altri che si trovano in difficoltà, perché così facendo si agevola l'opera dei soccorsi.



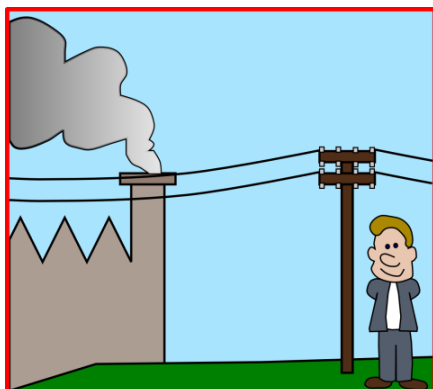
Non cercare di muovere feriti gravi, poiché le loro condizioni potrebbero aggravarsi.



Raggiungere uno spazio aperto dove non ci sia nulla che possa cadere o crollare, cioè lontano da edifici e strutture pericolanti. Non avvicinarsi ad animali che, a causa dello spavento, potrebbero avere reazioni aggressive e non usare l'automobile per non intralciare i soccorsi.



Cercare di raggiungere luoghi lontani da spiagge marine o bordi di laghi o dighe dove potrebbero verificarsi onde anomale. Se ci si trova su di una spiaggia e si osserva un'inusuale ritiro del mare non fermarsi a raccogliere conchiglie o pesci lasciati in secco, ma allontanarsi dalla spiaggia e portarsi in un luogo sicuro (i piani alti di un edificio o un luogo sopraelevato), perché potrebbe arrivare un'onda di maremoto. Se, invece ci si trova in barca non avvicinarsi alla costa dove le onde diventano più alte e pericolose.



Non avvicinarsi a fabbriche e impianti industriali o a linee elettriche dove potrebbero verificarsi incidenti.

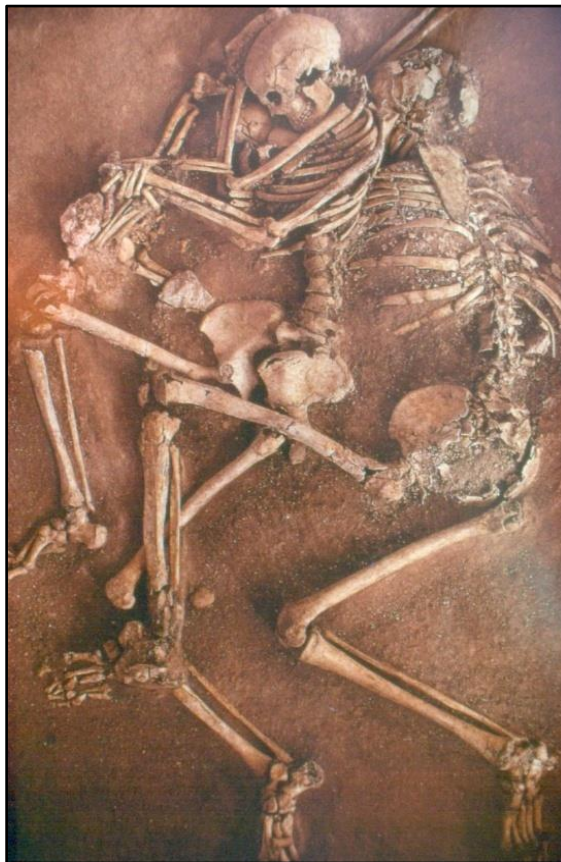


Non usare il telefono se non in caso di stretta necessità per non intasare le linee telefoniche e lasciarle libere per chi ne ha veramente bisogno. Per avere informazioni ascolta i notiziari con una radio portatile.



Evitare di andare in giro a curiosare per evitare di avvicinarsi ai pericoli e per non intralciare i soccorsi. Raggiungere le aree di attesa individuate dal piano di emergenza comunale (se esistente) e seguire le indicazioni della Protezione Civile.

APPENDICI



Scavo eseguito presso Kourion, Cipro - Un uomo di 30 anni protegge una donna di 20 che tiene fra le braccia un bambino. Rimasero schiacciati dalla loro abitazione crollata durante un grande terremoto verificatosi nel 365 AC.

APPENDICE A
INTENSITY SCALE ESI 2007
(MICHETTI A. M. ET ALII)

Definition of intensity degrees
Definizione dei gradi di intensità

From **I** to **III**: There are no environmental effects that can be used as diagnostic.

IV - LARGELY OBSERVED - First unequivocal effects in the environment

Primary effects are absent.

Secondary effects:

- a) Rare small variations of the water level in wells and/or of the flow-rate of springs are locally recorded, as well as extremely rare small variations of chemical-physical properties of water and turbidity in springs and wells, especially within large karstic spring systems, which appear to be most prone to this phenomenon.
- b) In closed basins (lakes, even seas) seiches with height not exceeding a few centimeters may develop, commonly observed only by tidal gauges, exceptionally even by naked eye, typically in the far field of strong earthquakes. Anomalous waves are perceived by all people on small boats, few people on larger boats, most people on the coast. Water in swimming pools swings and may sometimes overflows.
- c) Hair-thin cracks (millimeter-wide) might be occasionally seen where lithology (e.g., loose alluvial deposits, saturated soils) and/or morphology (slopes or ridge crests) are most prone to this phenomenon.
- d) Exceptionally, rocks may fall and small landslide may be (re)activated, along slopes where the equilibrium is already near the limit state, e.g. steep slopes and cuts, with loose and generally saturated soil.
- e) Tree limbs shake feebly.

V - STRONG - Marginal effects in the environment

Primary effects are absent.

Secondary effects:

- a) Rare variations of the water level in wells and/or of the flow-rate of springs are locally recorded, as well as small variations of chemical-physical properties of water and turbidity in lakes, springs and wells.
- b) In closed basins (lakes, even seas) seiches with height of decimeters may develop, sometimes noted also by naked eye, typically in the far field of strong earthquakes. Anomalous waves up to several tens of cm high are perceived by all people on boats and on the coast. Water in swimming pools overflows.
- c) Thin cracks (millimeter-wide and several cms up to one meter long) are locally seen where lithology (e.g., loose alluvial deposits, saturated soils) and/or morphology (slopes or ridge crests) are most prone to this phenomenon.
- d) Rare small rockfalls, rotational landslides and slump earth flows may take place, along often but not necessarily steep slopes where equilibrium is near the limit state, mainly loose deposits and saturated soil. Underwater landslides may be triggered, which can induce small anomalous waves in coastal areas of sea and lakes.

- e) Tree limbs and bushes shake slightly, very rare cases of fallen dead limbs and ripe fruit.
- f) Extremely rare cases are reported of liquefaction (sand boil), small in size and in areas most prone to this phenomenon (highly susceptible, recent, alluvial and coastal deposits, near-surface water table).

VI - SLIGHTLY DAMAGING - Modest effects in the environment

Primary effects are absent.

Secondary effects:

- a) Significant variations of the water level in wells and/or of the flow-rate of springs are locally recorded, as well as small variations of chemical-physical properties of water and turbidity in lakes, springs and wells.
- b) Anomalous waves up to many tens of cm high flood very limited areas nearshore. Water in swimming pools and small ponds and basins overflows.
- c) *Occasionally, millimeter-centimeter wide and up to several meters long fractures are observed in loose alluvial deposits and/or saturated soils; along steep slopes or riverbanks they can be 1-2 cm wide. A few minor cracks develop in paved (either asphalt or stone) roads.*
- d) Rockfalls and landslides with volume reaching ca. 10³ m³ can take place, especially where equilibrium is near the limit state, e.g. steep slopes and cuts, with loose saturated soil, or highly weathered/fractured rocks. Underwater landslides can be triggered, occasionally provoking small anomalous waves in coastal areas of sea and lakes, commonly seen by instrumental records.
- e) Trees and bushes shake moderately to strongly; a very few tree tops and unstable-dead limbs may break and fall, also depending on species, fruit load and state of health.
- f) *Rare cases are reported of liquefaction (sand boil), small in size and in areas most prone to this phenomenon (highly susceptible, recent, alluvial and coastal deposits, near surface water table).*

VII - DAMAGING - Appreciable effects in the environment

Primary effects: observed very rarely, and almost exclusively in volcanic areas. Limited surface fault ruptures, tens to hundreds of meters long and with centimetric offset, may occur, essentially associated to very shallow earthquakes.

Secondary effects: The total affected area is in the order of 10 km².

- a) Significant temporary variations of the water level in wells and/or of the flow-rate of springs are locally recorded. Seldom, small springs may temporarily run dry or appear. Weak variations of chemical- physical properties of water and turbidity in lakes, springs and wells are locally observed.
- b) Anomalous waves even higher than a meter may flood limited nearshore areas and damage or wash away objects of variable size. Water overflows from small basins and watercourses.
- c) *Fractures up to 5-10 cm wide and up to hundred metres long are observed, commonly in loose alluvial deposits and/or saturated soils; rarely, in dry sand, sand-clay, and clay soil fractures are also seen, up to 1 cm wide. Centimeter-wide cracks are common in paved (asphalt or stone) roads.*
- d) Scattered landslides occur in prone areas, where equilibrium is unstable (steep slopes of loose/saturated soils), while modest rock falls are common on steep gorges, cliffs). Their size is sometimes significant (10³ - 10⁵ m³); in dry sand, sand-clay, and clay soil, the volumes are usually up to 100 m³. Ruptures, slides and falls may affect riverbanks and artificial embankments and excavations (e.g., road cuts, quarries) in loose sediment or weathered/fractured rock. Significant underwater landslides can be triggered, provoking anomalous waves in coastal areas of sea and lakes, directly felt by people on boats and ports.

- e) Trees and bushes shake vigorously; especially in densely forested areas, many limbs and tops break and fall.
- f) *Rare cases are reported of liquefaction, with sand boils up to 50 cm in diameter, in areas most prone to this phenomenon (highly susceptible, recent, alluvial and coastal deposits, near surface water table).*

VIII - HEAVILY DAMAGING - Extensive effects in the environment

Primary effects: observed rarely.

Ground ruptures (surface faulting) may develop, up to several hundred meters long, with offsets not exceeding a few cm, particularly for very shallow focus earthquakes such as those common in volcanic areas. Tectonic subsidence or uplift of the ground surface with maximum values on the order of a few centimeters may occur.

Secondary effects: The total affected area is in the order of 100 km².

- a) Springs may change, generally temporarily, their flow-rate and/or elevation of outcrop. Some small springs may even run dry. Variations in water level are observed in wells. Weak variations of chemical-physical properties of water, most commonly temperature, may be observed in springs and/or wells. Water turbidity may appear in closed basins, rivers, wells and springs. Gas emissions, often sulphureous, are locally observed.
- b) Anomalous waves up to 1-2 meters high flood nearshore areas and may damage or wash away objects of variable size. Erosion and dumping of waste is observed along the beaches, where some bushes and even small weak-rooted trees can be eradicated and drifted away. Water violently overflows from small basins and watercourses.
- c) *Fractures up to 50 cm wide and up to hundreds metres long, are commonly observed in loose alluvial deposits and/or saturated soils; in rare cases fractures up to 1 cm can be observed in competent dry rocks. Decimetric cracks are common in paved (asphalt or stone) roads, as well as small pressure undulations.*
- d) Small to moderate (10³ - 10⁵ m³) landslides are widespread in prone areas; rarely they can occur also on gentle slopes; where equilibrium is unstable (steep slopes of loose / saturated soils; rock falls on steep gorges, coastal cliffs) their size is sometimes large (10⁵ - 10⁶ m³). Landslides can occasionally dam narrow valleys causing temporary or even permanent lakes. Ruptures, slides and falls affect riverbanks and artificial embankments and excavations (e.g., road cuts, quarries) in loose sediment or weathered/fractured rock. Frequent is the occurrence of landslides under the sea level in coastal areas.
- e) *Trees shake vigorously; branches may break and fall, trees may be uprooted, especially along steep slopes.*
- f) *Liquefaction may be frequent in the epicentral area, depending on local conditions; the most typical effects are: sand boils up to ca. 1 m in diameter; apparent water fountains in still waters; localised lateral spreading and settlements (subsidence up to ca. 30 cm), with fissuring parallel to waterfront areas (river banks, lakes, canals, seashores).*
- g) *In dry areas, dust clouds may rise from the ground in the epicentral area.*
- h) Stones and even small boulders and tree trunks may be thrown in the air, leaving typical imprints in soft soil.

IX - DESTRUCTIVE - Effects in the environment are a widespread source of considerable hazard and become important for intensity assessment

Primary effects: observed commonly.

Ground ruptures (surface faulting) develop, up to a few km long, with offsets generally in the order of several cm. Tectonic subsidence or uplift of the ground surface with maximum values in the order of a few decimeters may occur.

Secondary effects: The total affected area is in the order of 1000 km².

- a) Springs can change, generally temporarily, their flow-rate and/or location to a considerable extent. Some modest springs may even run dry. Temporary variations of water level are commonly observed in wells. Variations of chemical-physical properties of water, most commonly temperature, are observed in springs and/or wells. Water turbidity is common in closed basins, rivers, wells and springs. Gas emissions, often sulphureous, are observed, and bushes and grass near emission zones may burn.*
- b) Meters high waves develop in still and running waters. In flood plains water streams may even change their course, also because of land subsidence. Small basins may appear or be emptied. Depending on shape of sea bottom and coastline, dangerous tsunamis may reach the shores with runups of up to several meters flooding wide areas. Widespread erosion and dumping of waste is observed along the beaches, where bushes and trees can be eradicated and drifted away.*
- c) Fractures up to 100 cm wide and up to hundreds metres long are commonly observed in loose alluvial deposits and/or saturated soils; in competent rocks they can reach up to 10 cm. Significant cracks are common in paved (asphalt or stone) roads, as well as small pressure undulations.*
- d) Landsliding is widespread in prone areas, also on gentle slopes; where equilibrium is unstable (steep slopes of loose/saturated soils; rock falls on steep gorges, coastal cliffs) their size is frequently large (10⁵ m³), sometimes very large (10⁶ m³). Landslides can dam narrow valleys causing temporary or even permanent lakes. Riverbanks, artificial embankments and excavations (e.g., road cuts, quarries) frequently collapse. Frequent are large landslides under the sea level.*
- e) Trees shake vigorously; branches and thin tree trunks frequently break and fall. Some trees might be uprooted and fall, especially along steep slopes.*
- f) Liquefaction and water upsurge are frequent; the most typical effects are: sand boils up to 3 m in diameter; apparent water fountains in still waters; frequent lateral spreading and settlements (subsidence of more than ca. 30 cm), with fissuring parallel to waterfront areas (river banks, lakes, canals, seashores).*
- g) In dry areas, dust clouds may rise from the ground.*
- h) Small boulders and tree trunks may be thrown in the air and move away from their site for meters, also depending on slope angle and roundness, leaving typical imprints in soft soil.*

X - VERY DESTRUCTIVE - Effects on the environment become a leading source of hazard and are critical for intensity assessment

Primary effects become leading.

Surface faulting can extend for few tens of km, with offsets from tens of cm up to a few meters. Gravity grabens and elongated depressions develop; for very shallow focus earthquakes in volcanic areas rupture lengths might be much lower. Tectonic subsidence or uplift of the ground surface with maximum values in the order of few meters may occur.

Secondary effects. The total affected area is in the order of 5,000 km².

- a) Many springs significantly change their flow-rate and/or elevation of outcrop. Some springs may run temporarily or even permanently dry. Temporary variations of water level are commonly observed in*

wells. Even strong variations of chemical-physical properties of water, most commonly temperature, are observed in springs and/or wells. Often water becomes very muddy in even large basins, rivers, wells and springs. Gas emissions, often sulphureous, are observed, and bushes and grass near emission zones may burn.

b) *Meters high waves develop in even big lakes and rivers, which overflow from their beds. In flood plains rivers may change their course, temporary or even permanently, also because of widespread land subsidence. Basins may appear or be emptied. Depending on shape of sea bottom and coastline, tsunamis may reach the shores with runups exceeding 5 m flooding flat areas for thousands of meters inland. Small boulders can be dragged for many meters. Widespread deep erosion is observed along the shores, with noteworthy changes of the coastline profile. Trees nearshore are eradicated and drifted away.*

c) *Open ground cracks up to more than 1 m wide and up to hundred metres long are frequent, mainly in loose alluvial deposits and/or saturated soils; in competent rocks opening reaches several decimeters. Wide cracks develop in paved (asphalt or stone) roads, as well as pressure undulations.*

d) *Large landslides and rock-falls ($> 10^5 - 10^6 \text{ m}^3$) are frequent, practically regardless of equilibrium state of slopes, causing temporary or permanent barrier lakes. River banks, artificial embankments, and sides of excavations typically collapse. Levees and earth dams may also incur serious damage. Frequent are large landslides under the sea level in coastal areas.*

e) *Trees shake vigorously; many branches and tree trunks break and fall. Some trees might be uprooted and fall.*

f) *Liquefaction, with water upsurge and soil compaction, may change the aspect of wide zones; sand volcanoes even more than 6 m in diameter; vertical subsidence even $> 1\text{m}$; large and long fissures due to lateral spreading are common.*

g) *In dry areas, dust clouds commonly rise from the ground.*

h) *Boulders (diameter in excess of 2-3 meters) can be thrown in the air and move away from their site for hundreds of meters down even gentle slopes, leaving typical imprints in soil.*

XI - DEVASTATING - Effects on the environment become decisive for intensity assessment, due to saturation of structural damage

Primary effects are dominant

Surface faulting extends from several tens of km up to more than one hundred km, accompanied by slips reaching several meters. Gravity graben, elongated depressions and pressure ridges develop. Drainage lines can be seriously offset. Tectonic subsidence or uplift of the ground surface with maximum values in the order of numerous meters may occur.

Secondary effects. *The total affected area is in the order of $10,000 \text{ km}^2$.*

a) *Many springs significantly change their flow-rate and/or elevation of outcrop. Many springs may run temporarily or even permanently dry. Temporary or permanent variations of water level are generally observed in wells. Even strong variations of chemical-physical properties of water, most commonly temperature, are observed in springs and/or wells. Often water becomes very muddy in even large basins, rivers, wells and springs. Gas emissions, often sulphureous, are observed, and bushes and grass near emission zones may burn.*

b) *Large waves develop in big lakes and rivers, which overflow from their beds. In flood plains rivers can change their course, temporary or even permanently, also because of widespread land subsidence and landsliding. Basins may appear or be emptied. Depending on shape of sea bottom and coastline, tsunamis may reach the shores with runups reaching 15 meters and more devastating flat areas for kilometers inland. Even meter-sized boulders can be dragged for long distances.*

Widespread deep erosion is observed along the shores, with noteworthy changes of the coastal morphology. Trees nearshore are eradicated and drifted away.

- c) Open ground cracks up to several meters wide are very frequent, mainly in loose alluvial deposits and/or saturated soils. In competent rocks they can reach 1 m. Very wide cracks develop in paved (asphalt or stone) roads, as well as large pressure undulations.
- d) Large landslides and rock-falls ($> 10^5 - 10^6 \text{ m}^3$) are frequent, practically regardless of equilibrium state of slopes, causing many temporary or permanent barrier lakes. River banks, artificial embankments, and sides of excavations typically collapse. Levees and earth dams incur serious damage. Significant landslides can occur even at 200 - 300 km distance from the epicenter. Frequent are large landslides under the sea level in coastal areas.
- e) *Trees shake vigorously; many branches and tree trunks break and fall. Many trees are uprooted and fall.*
- f) Liquefaction changes the aspect of extensive zones of lowland, determining vertical subsidence possibly exceeding several meters; numerous large sand volcanoes, and severe lateral spreading can be observed.
- g) In dry areas dust clouds arise from the ground.
- h) *Big boulders (diameter of several meters) can be thrown in the air and move away from their site for long distances down even gentle slopes., leaving typical imprints in soil.*

XII - COMPLETELY DEVASTATING - Effects in the environment are the only tool for intensity assessment

Primary effects are dominant.

Surface faulting is at least few hundreds of km long, accompanied by offsets reaching several tens of meters. Gravity graben, elongated depressions and pressure ridges develop. Drainage lines can be seriously offset. Landscape and geomorphological changes induced by primary effects can attain extraordinary extent and size (typical examples are the uplift or subsidence of coastlines by several meters, appearance or disappearance from sight of significant landscape elements, rivers changing course, origination of waterfalls, formation or disappearance of lakes).

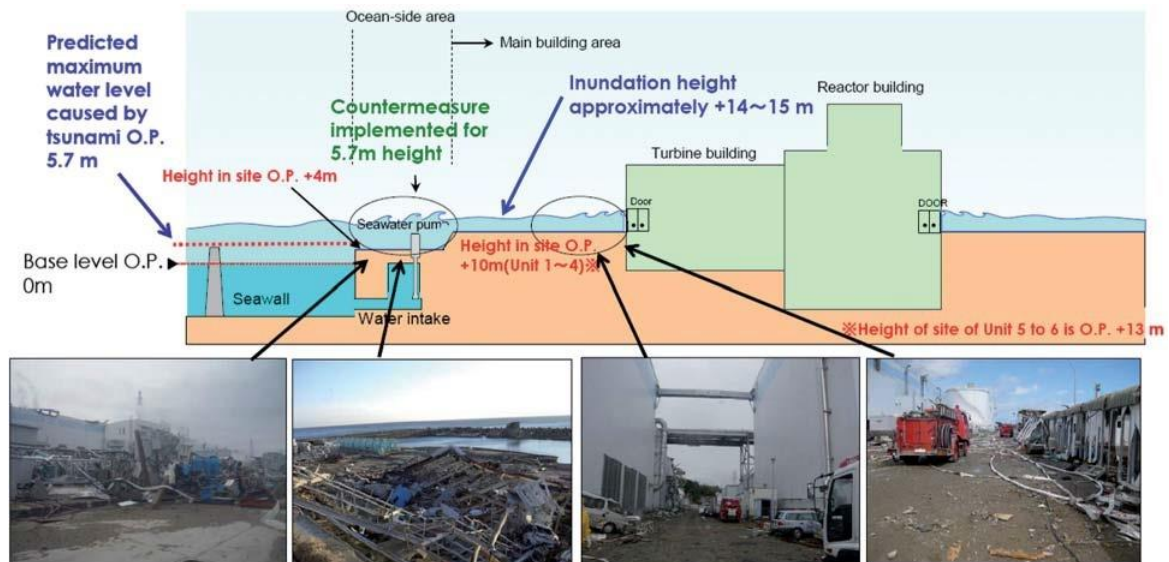
Secondary effects. *The total affected area is in the order of 50,000 km² and more.*

- a) Many springs significantly change their flow-rate and/or elevation of outcrop. Temporary or permanent variations of water level are generally observed in wells. Many springs and wells may run temporarily or even permanently dry. Strong variations of chemical-physical properties of water, most commonly temperature, are observed in springs and/or wells. Water becomes very muddy in even large basins, rivers, wells and springs. Gas emissions, often sulphureous, are observed, and bushes and grass near emission zones may burn.
- b) *Giant waves develop in lakes and rivers, which overflow from their beds. In flood plains rivers change their course and even their flow direction, temporary or even permanently, also because of widespread land subsidence and landsliding.*
Large basins may appear or be emptied. Depending on shape of sea bottom and coastline, tsunamis may reach the shores with runups of several tens of meters devastating flat areas for many kilometers inland. Big boulders can be dragged for long distances. Widespread deep erosion is observed along the shores, with outstanding changes of the coastal morphology.
Many trees are eradicated and drifted away. All boats are tore from their moorings and swept away or carried onshore even for long distances. All people outdoor are swept away.

- c) Ground open cracks are very frequent, up to one meter or more wide in the bedrock, up to more than 10 m wide in loose alluvial deposits and/or saturated soils. These may extend up to several kilometers.
- d) Large landslides and rock-falls ($> 10^5 - 10^6 \text{ m}^3$) are frequent, practically regardless to equilibrium state of the slopes, causing many temporary or permanent barrier lakes. River banks, artificial embankments, and sides of excavations typically collapse. Levees and earth dams incur serious damage. Significant landslides can occur at more than 200 - 300 km distance from the epicenter. Frequent are very large landslides under the sea level in coastal areas.
- e) Trees shake vigorously; many branches and tree trunks break and fall. Many trees are uprooted and fall.
- f) Liquefaction occurs over large areas and changes the morphology of extensive flat zones, determining vertical subsidence exceeding several meters, widespread large sand volcanoes, and extensive severe lateral spreading can be observed.
- g) In dry areas dust clouds arise from the ground.
- h) *Also very big boulders can be thrown in the air and move for long distances even down very gentle slopes, leaving typical imprints in soil.*

APPENDICE A1

RICOSTRUZIONE SCHEMATICA DELL'IMPATTO DELL'ONDA DI TSUNAMI SULLA CENTRALE NUCLEARE DI FUKUSHIMA-DAIICHI (TEPCO)



APPENDICE B

MAGNITUDO (scala Richter)

Definita da Richter nel 1935 attraverso la misura dell'ampiezza massima della traccia registrata dal sismografo, rapportata con una misura di riferimento standard. È indipendente dagli effetti che il terremoto provoca sull'uomo e sulle costruzioni. Permette di confrontare eventi sismici avvenuti in diverse parti del Mondo ed in tempi diversi.

E' proporzionale alla lunghezza di faglia ed all'energia rilasciata

INTENSITA' SISMICA (scala Mercalli)

Scala empirica che misura gli effetti di un terremoto sull'ambiente, sulle persone, sugli edifici. È una **grandezza meno rappresentativa** perché dipendente dalle condizioni di misura, ma permette di **classificare i terremoti del passato**.

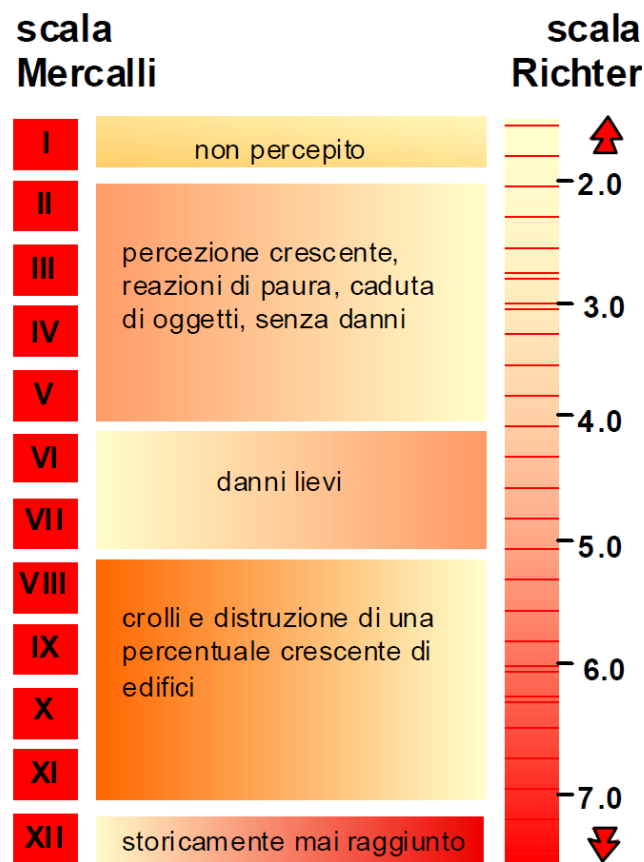


Figura B1 – Correlazione approssimata tra l'intensità epicentrale (MCS) e la magnitudo Richter (M_1).

APPENDICE C

RELAZIONI EMPIRICHE
MAGNITUDO MOMENTO – PARAMETRI SORGENTE
(Wells and Coppersmith, 1994)

La magnitudo di un terremoto può essere correlata alla lunghezza della rottura in superficie, alla lunghezza della rottura sub-superficiale, all'area di rottura, al massimo e anche al medio spostamento in superficie di una faglia. Wells and Coppersmith (1994) hanno divulgato una selezione di relazioni utili per misurare la lunghezza della rottura in superficie, l'area di rottura, lo spostamento in superficie e la magnitudo. Essi hanno ricavato le seguenti espressioni che mettono in relazione la magnitudo con la lunghezza della rottura in superficie, l'area di rottura e lo spostamento in superficie.

$$M_W = 5.08 + 1.16 \log (\text{SRL}) \quad [\text{C-1}]$$

$$M_W = 4.38 + 1.49 \log (\text{RLD}) \quad [\text{C-2}]$$

$$M_W = 4.07 + 0.98 \log (\text{RA}) \quad [\text{C-3}]$$

$$M_W = 6.69 + 0.74 \log (\text{MD}) \quad [\text{C-4}]$$

$$M_W = 6.93 + 0.82 \log (\text{AD}) \quad [\text{C-5}]$$

Nelle quali M_W è la magnitudo momento, **SRL** è la lunghezza della rottura in superficie in km, **RLD** è la lunghezza della rottura sub-superficiale in km, **RA** è l'area di rottura in km^2 , **MD** è il massimo spostamento in superficie in m, **AD** è lo spostamento medio in superficie in m.

Wells and Coppersmith hanno ricavato queste espressioni utilizzando misure di terremoti crostali generati da faglie trascorrenti, inverse e normali e ritengono che siano appropriate alla maggior parte delle applicazioni.

È da notare che l'espressione che correla la magnitudo all'area di rottura è la meno diffusa. Pure degno di nota è che anche Wyss (1979) ha derivato un'espressione che correla la magnitudo momento all'area di rottura utilizzando sia terremoti crostali che eventi generati in zone di subduzione. L'equazione ricavata da Wyss è:

$$M_W = 4.15 + \log (\text{RA}) \quad [\text{C-6}]$$

I valori ottenuti con l'Eq. C-3 sono raffigurati nella fig. C1 insieme a quelli calcolati con l'Eq. C-6. Il valore della magnitudo momento calcolato con l'equazione di Wyss è più grande di circa 0,1 rispetto a quello calcolato con l'equazione di Wells e Coppersmith per aree di rottura piccole (di 10 km^2) e di circa 0,15 per aree di rottura molto grandi (di 1.000 km^2).

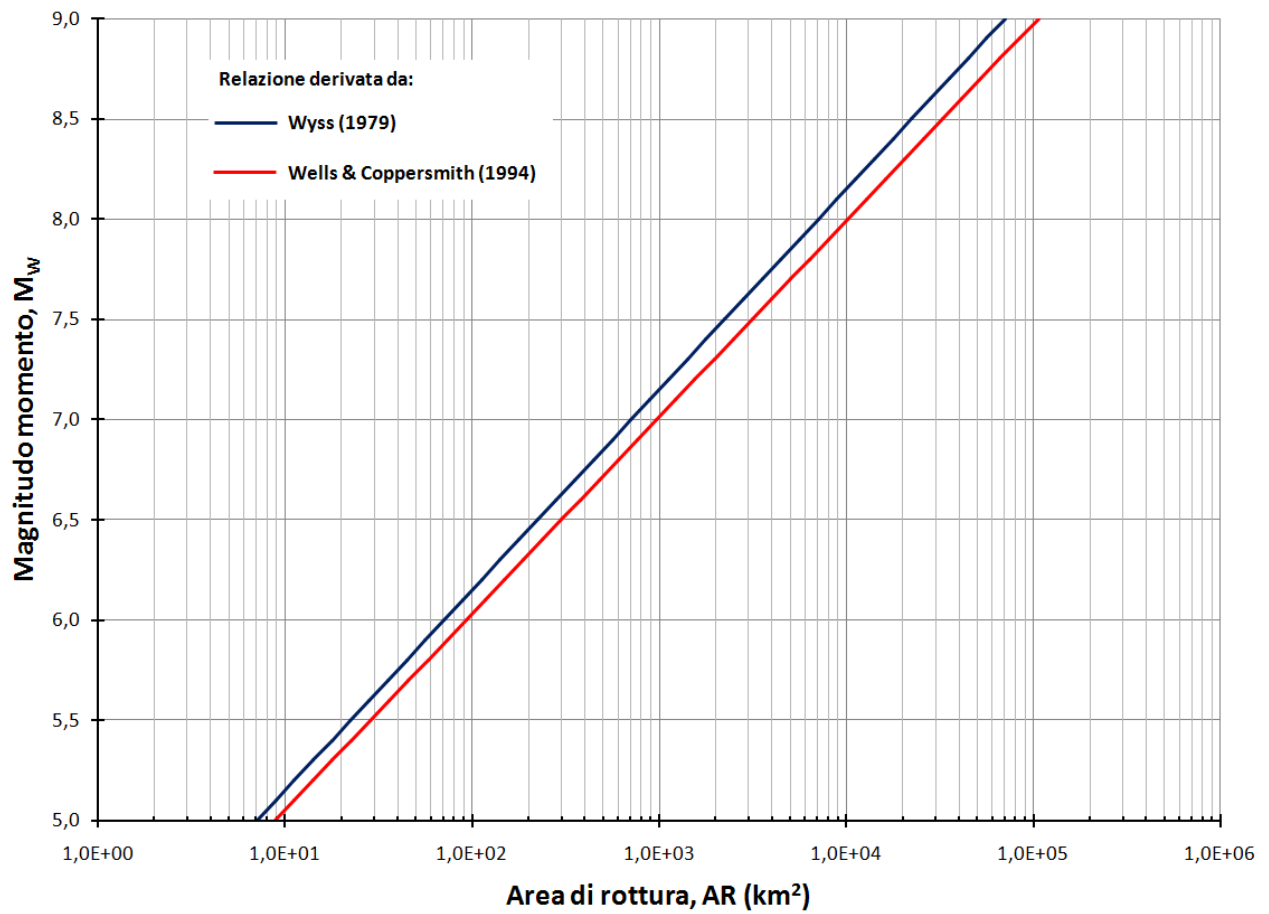


Figura C1 – Confronto dei valori della magnitudo momento calcolati con le equazioni derivate da Wyss (1979) e da Wells e Coppersmith (1994).

APPENDICE D

TERREMOTI GRANDI E PICCOLI
(modificato da Pacheco et alii, 1992)

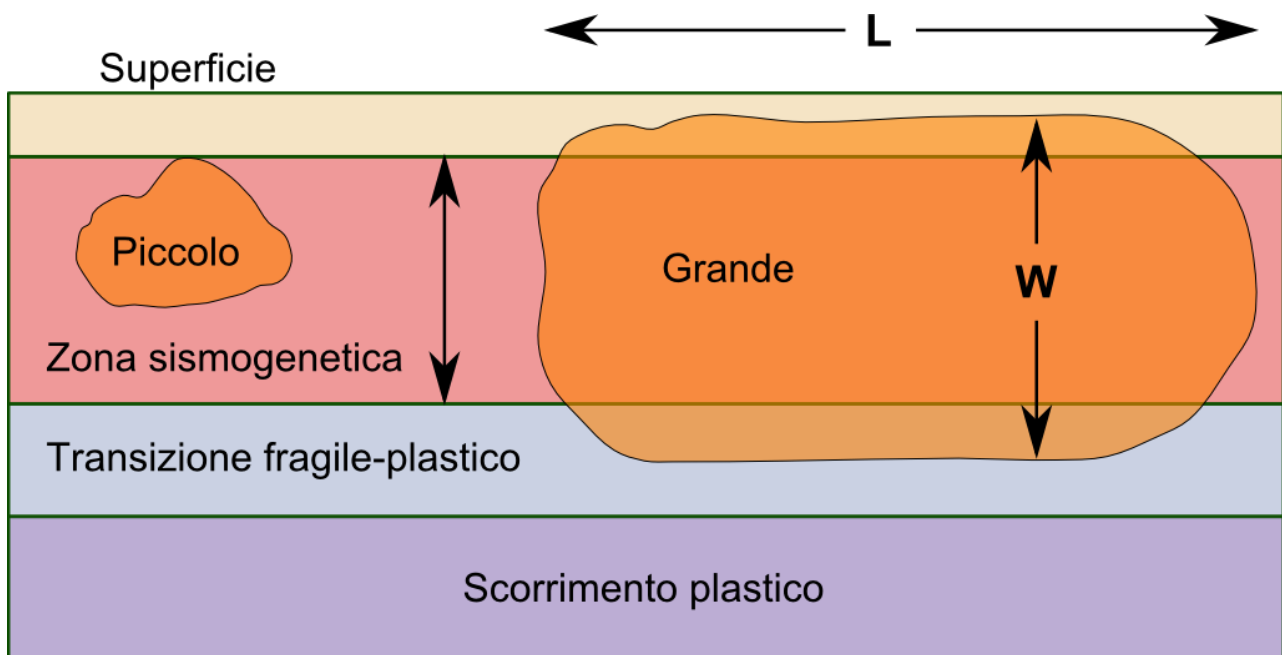
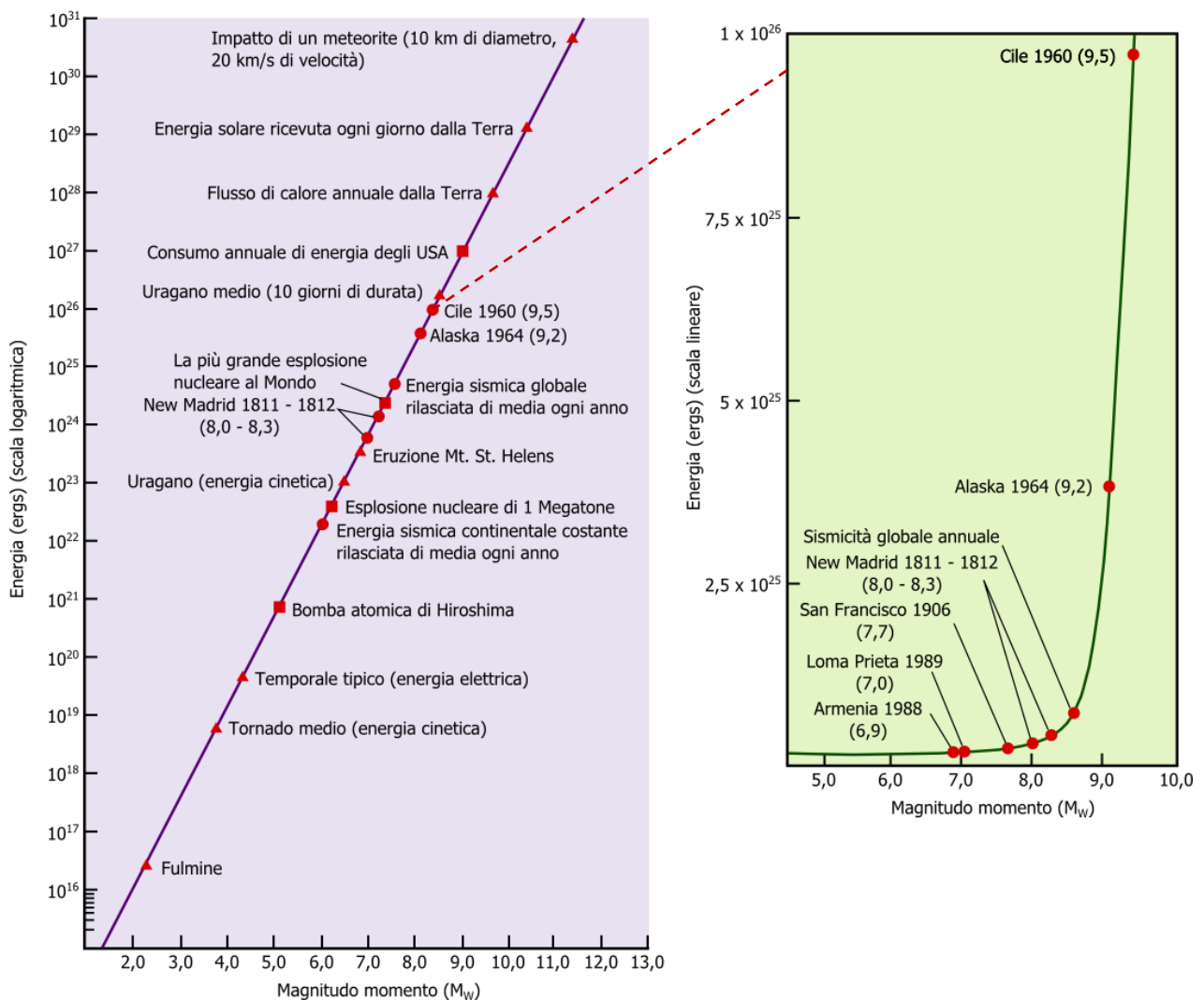


Figura D1 - Differenza tra terremoti piccoli e grandi. L è la lunghezza della rottura lungo la direzione della faglia; W è la larghezza lungo l'immersione. I terremoti piccoli non rompono tutta la zona sismogenetica in profondità, mentre i terremoti grandi la rompono tutta. I terremoti piccoli possono crescere in due dimensioni, L e W , mentre quelli grandi possono crescere ulteriormente solo lungo la dimensione L .

APPENDICE E

ENERGIA RILASCIATA DURANTE I TERREMOTI A CONFRONTO CON ALTRI FENOMENI

(da Bolt, 1993)



APPENDICE F

NUMERI UTILI

Vigili del Fuoco	115
Emergenza Sanitaria	118
Carabinieri	112
Polizia	113
Guardia di Finanza	117
Corpo Forestale dello Stato	1515
Capitanerie di Porto	1530
Dipartimento della Protezione Civile	0668201
Protezione Civile Comunale	
Protezione Civile Regionale	
Pronto Soccorso	
Ospedale	
Medico di Base	
Impianto Gas	
Impianto Elettrico	
Impianto Idraulico	
Luogo di Accoglienza Temporaneo	
Referente Esterno	

GLOSSARIO

Accelerografo Un accelerografo è uno strumento utilizzato per registrare lo scuotimento prodotto da un terremoto in termini di accelerazione. I più moderni accelerografi sono strumenti elettronici che registrano lo scuotimento sismico in modo digitale.

Accelerogramma Un accelerogramma è la registrazione dell'andamento dell'accelerazione al suolo nel tempo prodotta da un terremoto e registrata da un accelerografo.

Aftershocks o repliche Scosse secondarie che seguono la scossa principale in una sequenza sismica; il loro numero è in genere direttamente proporzionale alla grandezza della scossa principale e sono caratterizzate da un'energia minore rispetto all'evento principale. Risultano concentrate in un ristretto volume crostale circostante l'ipocentro dell'evento principale e pertanto vengono comunemente chiamate *scosse di assestamento*.

Amplificazione, effetti di Per effetti di amplificazione si intendono tutte le variazioni del segnale sismico quali ampiezza, frequenza, durata dovute alle specifiche condizioni litostratigrafiche e morfologiche di un sito. A determinare questi effetti sono principalmente due cause: la presenza di coltre sedimentaria al di sopra del basamento roccioso e di singolarità morfologiche quali sommità, creste, ecc.

Attenuazione, legge di Funzione matematica che serve a descrivere l'attenuazione dell'intensità sismica all'aumentare della distanza dall'epicentro. L'attenuazione è causata dalla diminuzione di densità di energia all'aumentare delle dimensioni del fronte d'onda e dall'assorbimento (ovvero dalle proprietà anelastiche dei materiali).

Bedrock o basamento roccioso Roccia compatta, rigida, non alterata in affioramento o alla base di terreni meno rigidi o di sedimenti sciolti. In genere il termine viene utilizzato per indicare qualsiasi roccia diagenizzata o terreno consolidato che non ha subito i processi meteorici di alterazione o degrado o deformazioni tettoniche pervasive. Quando una sequenza litostratigrafica è caratterizzata da una velocità delle onde di taglio $V_s \geq 800$ m/s si parla di bedrock sismico.

Crosta terrestre Involucro più esterno della parte solida della Terra.

Dati macrosismici Insieme di informazioni raccolte sul territorio interessato da un terremoto al fine di catalogare le diverse località in funzione dell'intensità osservata.

Deriva dei continenti La deriva dei continenti è una teoria scientifica, ipotizzata da A. L. Wegener, secondo la quale i continenti sono come enormi zattere che galleggiano alla deriva spostandosi nel tempo. Sulla base di questa teoria si è poi sviluppata la Teoria della Tettonica a Placche o Zolle.

Dislocazione per faglia Spostamento relativo di due punti di un ammasso roccioso che venga tagliato dal manifestarsi di una faglia. L'entità di tale spostamento è chiamata rigetto ed è la dislocazione tra i due margini adiacenti di una faglia.

Effetti di sito (o locali) Effetti dovuti al comportamento del terreno durante un terremoto per la presenza di particolari condizioni litostratigrafiche e morfologiche che determinano amplificazioni locali e fenomeni di instabilità del terreno quali frane, liquefazioni, cedimenti differenziali, faglie attive o capaci, ecc.

Epicentro Proiezione sulla superficie terrestre del punto in cui ha origine il terremoto; per definizione è il punto in cui si registra la massima intensità sismica (vedi anche *ipocentro*).

Faglia Frattura della crosta terrestre lungo la quale due blocchi di roccia scivolano (dislocazione) l'uno rispetto all'altro a causa delle deformazioni impresse dai movimenti tettonici; nel momento in cui la tensione raggiunge il limite di rottura delle rocce lungo la faglia si verifica un terremoto.

Faglia attiva È una faglia che presenta evidenza di scorrimento relativo avvenuto negli ultimi 40.000 anni tra due volumi di roccia o terreno, per cui si presume che lo scorrimento possa ancora verificarsi.

Faglia capace Faglia attiva ritenuta in grado di produrre fagliazione in superficie.

Fratturazione (della roccia) È uno dei primi effetti che si verifica nella roccia quando questa ha un comportamento fragile. Se in corrispondenza delle fratture non c'è movimento differenziale fra le parti della roccia le fratture possono essere definite, a seconda della forma e dell'origine, diaclasi, litoclasì, stiloliti, ecc. Se, invece, tra le parti della roccia si è verificato un movimento relativo le fratture vengono definite faglie.

Frequenza Numero di oscillazioni che un sistema in moto periodico compie nell'unità di tempo.

Fronte d'onda Superficie di un sistema elastico investito da una perturbazione sismica.

Immersione (di una faglia) È l'angolo formato tra l'orizzontale ed un piano di faglia.

Intensità sismica Misura degli effetti di un terremoto su cose, persone e ambiente attraverso una scala standardizzata; è influenzata, quindi, dalla qualità delle costruzioni e dalle caratteristiche del luogo. La più conosciuta scala di intensità sismica è la Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS).

Ipo-centro (o fuoco) Più che un punto è una regione dello spazio di dimensioni finite in cui si immagina abbia origine la rottura che genera un terremoto. Esso è posto a profondità variabile da poche a centinaia di chilometri.

Isosisma È la linea di contorno delle aree in cui il terremoto ha avuto la stessa intensità sismica.

Liquefazione Fenomeno per cui un terreno perde la portanza. Generalmente si presenta su depositi superficiali di terreni granulari sciolti sotto falda, con caratteristiche che impediscono di dissipare la pressione interstiziale con sufficiente velocità durante un terremoto, cosicché il terreno assume il comportamento di un fluido e diventa incapace di sostenere qualsiasi tipo di costruzione.

Magnitudo È la misura dell'energia liberata sotto forma di onde sismiche durante un terremoto. Viene calcolata a partire dall'ampiezza o dalla durata del sismogramma; un incremento di una unità di magnitudo corrisponde ad un incremento dell'ampiezza sul sismogramma di 10 volte e a circa un aumento di 30 volte dell'energia rilasciata. Le principali scale della magnitudo sono la *magnitudo locale o Richter* (M_L) e la *magnitudo momento* (M_W).

Mantello Il mantello è la parte della Terra che si trova sotto la crosta e si estende fino a circa 2.900 km. Esso è composto da materiale denso e caldo con una consistenza semisolida.

Maremoto o tsunami Serie di onde che hanno origine da un terremoto, terremoto sottomarino, attività vulcanica, frane, impatti meteoritici nel mare o vicino a esso. Il termine tsunami è ormai entrato in uso nella lingua italiana corrente, come sinonimo di maremoto. Tale uso non è del tutto corretto perché mentre con tsunami ci si riferisce alle onde, con maremoto, si indica prettamente un evento sismico avvenuto al di sotto di un fondale marino, e percepito sulla terraferma. Le onde possono raggiungere altezze fino a 20 m sul livello del mare. L'altezza di queste onde in mare aperto può essere quasi impercettibile rispetto alle dimensioni catastrofiche che possono assumere lungo le coste. L'altezza dell'onda dipende fortemente dal profilo e dalla forma delle coste. Le baie e le foci dei fiumi a forma di cono aumentano tale altezza.

Microzonazione Valutazione della pericolosità sismica locale attraverso l'individuazione di zone del territorio caratterizzate da comportamento sismico omogeneo. In sostanza la microzonazione sismica individua e caratterizza le zone stabili, le zone stabili suscettibili di amplificazione locale del moto sismico e le zone suscettibili di instabilità. Il prodotto finale di sintesi della microzonazione sismica è costituito da mappe del territorio in cui sono indicate le zone stabili, nelle quali non si ipotizzano effetti locali di rilievo di alcuna natura (substrato geologico in affioramento con morfologia piatta o semi-pianeggiante), le zone stabili suscettibili di amplificazioni locali, nelle quali sono attese amplificazioni del moto sismico, come effetto dell'assetto litostratigrafico e morfologico locale e le zone suscettibili di instabilità, nelle quali gli effetti sismici attesi e predominanti sono riconducibili a deformazioni permanenti del territorio (non sono necessariamente esclusi per queste zone anche fenomeni di amplificazione del moto). I principali tipi di instabilità sono: instabilità di versante, liquefazioni, faglie attive e capaci, cedimenti differenziali, tsunami e seiche.

Momento sismico Caratterizzazione della sorgente di un terremoto in termini di dimensioni e orientazione della faglia di origine, entità dello scorrimento medio sul piano di faglia e della rigidità del mezzo in cui la faglia si trova, dato dal prodotto del modulo di rigidità per l'area di frattura per la dislocazione media (spostamento tra i due lati della faglia).

Nucleo Parte centrale della terra al di sotto di 2.900 chilometri di profondità; a sua volta suddiviso in nucleo esterno (fuso) e nucleo interno (solido).

Onda sismica È una schematizzazione fisica per rappresentare il propagarsi dell'energia elastica liberata da un terremoto. Le onde sismiche sono suddivise in onde P (primae), onde S (secundae) e onde superficiali.

Onde P Sono onde longitudinali in quanto vibrano parallelamente alla direzione di propagazione dell'onda, implicando variazioni di volume nel mezzo. Sono dette anche "primae" perché raggiungono per prima l'epicentro.

Onde S Sono onde trasversali o di taglio in quanto vibrano perpendicolarmente alla direzione di propagazione dell'onda con conseguenti variazioni di forma nel mezzo; non si propagano nei mezzi liquidi. Sono dette anche "secundae" perché raggiungono per seconde l'epicentro.

Onde superficiali Sono onde sismiche che si propagano solo lungo la superficie terrestre, con velocità inferiore a quella delle onde S. Sono di due tipi: le onde di Rayleigh e le onde di Love.

PGA (Peak Ground Acceleration) Accelerazione massima registrata al suolo in occasione di uno scuotimento sismico.

Piano di faglia o scarpata di faglia Superficie lungo la quale i blocchi ai due lati di una faglia sono dislocati.

Periodo sismico o sequenza sismica Serie di terremoti localizzati nella stessa area, in un definito intervallo temporale, che seguono (aftershocks) o precedono (foreshocks) un evento di magnitudo maggiore detto scossa principale (mainshock).

Prevenzione sismica Complesso di azioni che la comunità intraprende per mitigare i danni di futuri terremoti, prima fra tutte l'adozione di misure per la costruzione di edifici antisismici.

Previsione sismica Definizione del luogo, del tempo e dell'intensità di un terremoto con anticipo e precisione sufficienti per disporre misure precauzionali per la popolazione.

Repliche Vedi aftershocks

Sciame sismico Serie di scosse localizzate nella stessa area tra le quali non se ne riscontra una di entità nettamente superiore rispetto alle altre.

Scossa principale (mainshock) Scossa più forte nell'ambito di un periodo sismico o sequenza.

Seiche Le onde che si generano quando piccoli bacini naturali, bacini artificiali, invasi di dighe e aree portuali sono investiti da movimenti del terreno, frane, disturbi creati da fronti atmosferici o onde create da eruzioni vulcaniche.

Sismografo Strumento che registra, in funzione del tempo, le oscillazioni del suolo causate dal terremoto.

Sismogramma Registrazione dei movimenti del suolo generati dal terremoto realizzata mediante il sismografo.

Sismologia Scienza che studia i terremoti, le sorgenti sismiche e la propagazione delle onde attraverso la Terra.

Stress (o sforzo) Forza per unità di superficie che agisce all'interno di un corpo

Substrato geologico Vedi bedrock

Terremoto Vibrazione della terreno in un sito causata dalla perturbazione elastica indotta dall'occorrenza di un rapido spostamento (ground motion) di grandi porzioni della crosta terrestre, in corrispondenza di una faglia posta all'interno della crosta stessa (sorgente sismica). L'entità del terremoto dipende dalle caratteristiche geometriche della faglia (momento sismico), dalle modalità di propagazione della perturbazione fra la sorgente e il sito e dalle caratteristiche litostratigrafiche e morfologiche di quest'ultimo.

Time history Andamento nel tempo di grandezze quali accelerazione, velocità e spostamento che descrivono il movimento del suolo. Vedi anche accelerogramma.

Tsunami Vedi maremoto

Zona sismogenetica Zona dove l'attività sismica si manifesta con maggiore frequenza.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- ANGIOLINO A., FAGNANI F. (2010) – *Terremoti come e perché*. INGV e DPC, Bologna, Giunti Progetti Educativi, Firenze
- AA. VV (2002) - *Conoscere il terremoto*. INGV e DPC, Roma
- AA. VV (2003) - *Progetto “Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall’ordinanza PCM del 20/03/2003 n. 3274, All. 1, in materia di normativa per le costruzioni in zona sismica”*. INGV, Roma-Milano
- AA. VV (2003) - *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall’ordinanza PCM del 20/03/2003 n. 3274, All. 1, rapporto finale*. INGV, Roma-Milano
- BOSELLINI A. (1978) - *Tettonica delle Placche e geologia*. Italo Bovolenta Editore, Ferrara
- BUZZONI L. (2004) – *Elementi di sismologia con applicazioni all’ingegneria sismica*. Pitagora Editrice, Bologna
- CREPELLANI T. (1999) – *Effetti di sito e fenomeni di instabilità indotti dai terremoti nei depositi e nei pendii*. Dipartimento di Ingegneria Civile – Università di Firenze
- FACCIOLI E. (2002) – *Corso di Costruzioni in Zona Sismica (Rischio Sismico del Territorio)*. D.I.S. Politecnico di Milano
- GIARDINI D., GRÜNHAL G., SHEDLOCK K., ZHANG P. (1999) – *Global Seismic Hazard Assessment Program*. United Nations – International Decade for Natural Disaster Reduction
- GIARDINI D., JIMÉNEZ M. J., GRÜNHAL G., (2002) – *European-Mediterranean Seismic Hazard Map*. ESC-SESAME
- GRUPPO DI LAVORO (2004) - *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall’Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri N. 3274 del 20/3/03. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile*, INGV, Milano-Roma, aprile 2004.
- GRUPPO DI LAVORO MICROZONAZIONE SISMICA (2008) - *Indirizzi e criteri generali per la microzonazione sismica*. Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento della Protezione Civile. Roma, 3 vol. e 1 Cd-rom
- GRUPPO DI LAVORO MICROZONAZIONE SISMICA –AQ (2010), *Microzonazione sismica per la ricostruzione dell’area aquilana*. Regione Abruzzo – Dipartimento della Protezione Civile, L’Aquila, 3 vol. e Cd-rom.
- GUERRIERI L., TATEVOSSIAN R., VITTORI E., COMERCI V., ESPOSITO E., MICHETTI A.M., PORFIDO S. & SERVA L. (2007) - *Earthquake environmental effects (EEE) and intensity assessment: the INQUA scale project*. Boll. Soc. Geol. It. (Ital. J. Geosci.), 126, No. 2, Roma.
- GUERRIERI L., VITTORI E., ESPOSITO E., PORFIDO S., TATEVOSSIAN R. & SERVA L. (2006) - *The INQUA intensity scale*. Brochure APAT, 4 pp., Roma.
- HESS H. H. (1962) – *History of ocean basins*. In “Petrologic studies: a volume in honor of A. F. Buddington”, Geol. Soc. America, 599-620
- HESS H. H. (1965) – *Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea floor*. In “Submarine Geology and Geophysics”, Colston Papers n. 17, Butterworth, London, 327-332
- IDRISS I. M., R. J. ARCHULETA (2005) – *Evaluation of earthquake ground motion*. Division of Dam Safety and Inspections Office of Energy Projects, Federal Energy Regulatory Commission 888 First Street, N. E. Washington, D. C. 20426
- IGCP (1999), *Seismotectonics and Seismic Hazard Assessment*, SESAME
- KING G. C. P., STEIN R. S., LIN J. (1994). *Static stress changes and the triggering of earthquakes*. Revised for Bull. Seismol. Soc. Am.
- LE PICHON X. (1968) – *Sea-floor spreading and continental drift*. Journ. Geophys. Res., 73, 3661-3697
- LE PICHON X., FRANCHETEAUX J., BONNIN J. (1973) – *Plate tectonics*. Elsevier, Amsterdam
- MICHETTI A. M., ESPOSITO E., GÜRPINAR A., MOHAMMADIOUN J., MOHAMMADIOUN B., PORFIDO S., ROGOZHIN E., SERVA L., TATEVOSSIAN R., VITTORI E., AUDEMARD F., COMERCI V., MARCO S.,

MCCALPIN J. & MÖRNER N.A. (2004) - *The INQUA Scale. An innovative approach for assessing earthquake intensities based on seismically induced ground effects in natural environment*. Special paper APAT, Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, 67. (E. VITTORI & V. COMERCI Eds.), 115 pp., Roma

MILNE J. (1891) – *Great earthquake in japan*.

Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC-05) – DM LL. PP. 14 settembre 2005. Gazzetta Ufficiale della Repubblica Italiana, n. 222 del 23 novembre 2005, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma

Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC-08) – DM LL. PP. 14 gennaio 2008. Gazzetta Ufficiale della Repubblica Italiana, n. 29 del 4 febbraio 2008, Supplemento Ordinario n. 30, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma

Ordinanza PCM n. 3274 del 20 marzo 2003 e relativi allegati. Gazzetta Ufficiale della Repubblica Italiana, n. 236 del 10 ottobre 2003, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma

Ordinanza PCM n. 3519 del 28 aprile 2006, All. 1b. Gazzetta Ufficiale della Repubblica Italiana, n. 108 del 11 maggio 2006, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma

SERVA L., ESPOSITO E., GUERRIERI L., PORFIDO S., VITTORI E. & COMERCI V. (2007). *Environmental Effects from some historical earthquakes in Southern Apennines (Italy) and macroseismic intensity assessment. Contribution to INQUA EEE scale project*. Quaternary International, 173-174

SIGNORINO M., MAURO F. (2006), Istituto per le Scelte Ambientali e Tecnologiche con la collaborazione del DPC, *Disastri naturali*, Roma

SILVA P.G. (2006) - *La Escala de Intensidad Macrosísmica de INQUA (EEE Intensity Scale): Efectos Geológicos y Geomorfológicos de los terremotos*. Journal of Quaternary and Geomorphology: Cuaternario y Geomorfología, 20 (1.2)

SILVA P. G., ALFARO P., AZAÑÓN J. M. , BARDAJÍ T., FERICHE M. M., GIMÉNEZ CARCÍA J. J., GOY J. L. , LARIO J. J. , MARTÍNEZ-DÍAZ J., REICHERTER K., PÉREZ-LÓPEZ R. , RODRÍGUEZ PASCUA M. A., ZAZO C. (2008) - *AEQUA Catalogue of Earthquake Ground Effects in Spain: applications of the EEE INQUA Scale in the Iberian Peninsula (Preliminary report)*. Association Espanola para el Estudio del Cuaternario

STEIN R. S. (2003). *I terremoti si parlano*, Le Scienze, 414, 26-34

STEIN R. S., KING G. C. P., LIN J. (1992). *Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 Magnitude = 7.4 Landers earthquake*, Science, 258, 1328-1332

TREVISAN L., TONGIORGI E. (1976) - *La terra*. UTET, Torino

VINE F. J. (1968) – *Magnetics anomalies associated with mid-ocean ridges*. In “The History of the Earth's Crust – A Symposium”, R. A. Phynney Ed., Princeton University Press

VINE F. J., MATTHEWS D. H. (1963) – *Magnetics anomalies over ocean ridges*. Nature, 199

WEGENER A. (1924) – *The origin of the continents and oceans*. Methuen, London

LINK UTILI

<http://www.serviziosismico.it>

<http://www.ingv.it>

<http://esse1.mi.ingv.it>

<http://www.gndt.ingv.it>

<http://www.isprambiente.gov.it>

<http://diss.rm.ingv.it/diss/welcome.html>

<http://www.usgs.gov>

<http://www.seismo.ethz.ch/gshap/sesame/sesame99>

<http://www.scotese.com>