

# Com es mesura la grandària d'un terratrèmol?

Josep Vila\*

Els terratrèmols, com a fenòmens naturals abruptes, irregulars i infreqüents (en el sentit de la seva ocurrencia) amaguen molts secrets, i una de les qüestions que sempre s'ha de tenir present és com s'han de mesurar. La mesura de la grandària d'un terratrèmol és tan important com desconeguda, si atenem els comentaris que s'hi fan. La difusió d'informació referent als terratrèmols que contínuament sacsegen la Terra fa que s'esmentin conceptes científics sense cap mena de rigor i, moltes vegades, d'una manera errònia. En concret, em refereixo, entre d'altres, als conceptes de *magnitud* i d'*intensitat*, que tractaré de descriure de manera abreujada a fi i efecte de divulgar-ne el significats.

Bàsicament, hi ha tres maneres de descriure com és de gran, un terratrèmol: per la intensitat, per la magnitud i pel moment sísmic. La *intensitat* és un paràmetre subjectiu que està basat en la quantificació dels seus efectes visibles i el problema és que aquests efectes poden dependre de molts altres factors, a part de la grandària del terratrèmol en si mateixa. D'altra banda, la *magnitud* és una determinació instrumental i una mesura del logaritme de l'energia alliberada que s'ha propagat en forma d'ones elàstiques. Finalment, el *moment sísmic* és un paràmetre relacionat amb el moment del sistema de forces equivalents del desplaçament d'una falla, que es pot determinar a partir de les ones sísmiques. Aquest moment i la relació amb una definició de magnitud que s'hi dedueix (*magnitud moment*) té el gran avantatge que, com que es basa en els paràmetres geomètrics de les fractures, dóna una mesura consistent de la grandària d'un terratrèmol de qualsevol magnitud en qualsevol lloc del món.

Des d'un punt de vista històric, la intensitat va ser la primera manera de quantificar un terratrèmol (final del segle XVIII) perquè som humans i, al capdavant, l'observació que fem, amb més o menys cura i amb més o menys subjectivitat, dels efectes en la gent i en les construccions ens donarà la intensitat d'un terratrèmol en el lloc determinat on s'ha fet l'observació. Al llarg del temps, s'han definit diverses escales d'intensitat: Forelli, Mercalli, MSK, etc., i la més actual en l'àmbit europeu és l'escala macrosísmica europea (EMS98). Totes aquestes escales tenen un nombre determinat de graus; l'EMS98

en té dotze, concretament, dels quals se'n pot veure una descripció abreujada i simplificada en la taula 1. Els valors d'intensitat es representen en números romans per donar a entendre el caràcter discret de l'escala. Amb observacions fetes a diversos llocs, s'aconsegueix construir els mapes d'igual intensitat (isosistes) i, mitjançant la comparació de mapes d'isosistes (vegeu l'exemple de la figura 1) amb mapes de característiques geològiques o topogràfiques diverses, es pot arribar a obtenir informació epicentral i de com respon el terreny davant l'ocurrencia d'un terratrèmol. Implícitament, doncs, la intensitat està relacionada amb l'acceleració.

Però amb tot el que s'ha exposat, les mesures d'intensitat estaran sempre limitades a unes quantes observacions, malgrat que el gran objectiu de la sismologia sigui saber quina energia mou un terratrèmol perquè, des del punt de vista físic, aquest paràmetre és el que ens pot explicar i donar la informació relacionada amb la dinàmica de l'interior de la Terra. L'any 1935, Charles Richter va definir l'escala de magnitud sísmica per poder disposar d'una mesura instrumental objectiva de la grandària dels terratrèmols.<sup>1</sup> Contràriament a la intensitat, que es basa en les percepcions humanes i en els danys, la magnitud s'obté de les mesures del moviment del terreny enregistrades per un sismògraf, convenientment ajustades en funció de la distància epicentral i de la profunditat focal. Com a referència, es va fer servir un sismògraf patró (el sismògraf de torsió Wood-Anderson) i es va definir la magnitud com el *logaritme de l'amplitud*, en mil·límetres, del registre sísmic en aquest instrument. L'escala es va calibrar assignant un valor de 3,0 a un esdeveniment localitzat a 100 km de distància que produís una deflexió d'1 mm al registre de paper i la decisió de triar el logaritme de l'amplitud en lloc de l'amplitud en si va ser com a conseqüència del gran rang de variabilitat d'aquesta última. L'expressió de la magnitud és

$$M_L = \log A - \log A_0, \quad (1)$$

on  $A$  és l'amplitud i  $\log A_0$  és el factor corrector de distància. Aquesta escala, originàriament, es va definir per als terratrèmols de caràcter local (fins a 600 km) a Califòrnia i és per això que es posa el subíndex L a l'expressió. A partir de l'expressió (1), ens adonem que la

\*Josep Vila (Gironella, 1963) és col·laborador d'investigació de l'Institut d'Estudis Catalans i investigador associat del Departament d'Astronomia i Meteorologia de la Universitat de Barcelona.

<sup>1</sup>El mot *magnitud* es va suggerir per diferenciar-lo de la intensitat i per l'analogia en astronomia amb la mesura de la brillantor d'una estrella.

Intensitat	Descripció
I	No se sent excepte en algunes condicions favorables molt excepcionals.
II	Només el noten les persones en estat de repòs, especialment les que es troben en les plantes superiors d'edificis alts.
III	El senten força les persones que es troben a l'interior d'edificis. Molta gent encara no reconeix que es tracta d'un terratrèmol. Té l'aparença d'unes vibracions similars a les del pas d'un camió i se'n pot estimar la durada.
IV	El nota pràcticament tothom a l'interior dels edificis i també algunes persones a l'exterior. Si és de nit, pot arribar a despertar. S'aprecien moviments en alguns estris casolans, com ara les vaixelles, i algunes portes o finestres es mouen.
V	Gairebé el nota tothom. Si és de nit, molta gent es desperta. Alguns objectes inestables cauen, es trenquen alguns vidres i els rellotges de pèndol es poden aturar.
VI	Tothom el nota i causa pànic en algunes circumstàncies. Alguns mobles pesats es poden moure. Els danys són lleugers.
VII	Produeix danys menors a edificis i estructures ben dissenyats i de bona qualitat, danys moderats a construccions normals i danys considerables a estructures i a edificis de baixa qualitat. Algunes xemeneies es trenquen.
VIII	Produeix danys lleugers a edificis i estructures de bona qualitat, danys considerables i alguns col·lapses a edificis ordinaris i danys majors a estructures i a edificis de baixa qualitat. Cauen xemeneies, columnes, monuments i murs. Cau i es mou d'una manera important el mobiliari casolà pesat.
IX	Produeix danys importants a alguns edificis i estructures de bona qualitat, i danys majors a la resta d'estructures. Provoca col·lapses generalitzats i moviments d'edificis respecte dels seus fonaments.
X	Destruïx la major part de les construccions de maçoneria amb fonaments. Hi ha desplaçaments de vies de tren i carrils.
XI	Destruïx gairebé la totalitat de construccions, ponts i viaductes. Aixeca les vies de tren.
XII	Ho destrueix tot. Distorsiona les línies de nivell, s'observen ones sobre el terreny i hi ha objectes per l'aire.

Taula 1: Descripció abreujada dels graus d'intensitat sísmica

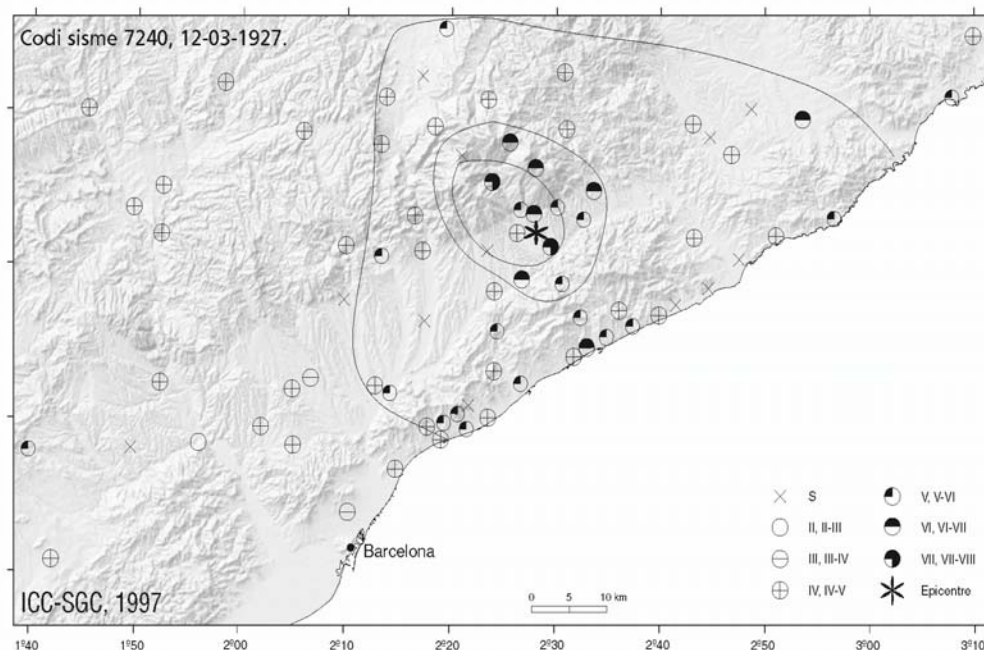


Figura 1: Mapa d'isosistes del terratrèmol ocorregut el dia 12 de març de 1927 a la zona de Sant Celoni (Montseny). Informació proporcionada per l'Institut Cartogràfic de Catalunya

magnitud, a diferència de la intensitat, no és una escala amb un cert nombre de graus, sinó una funció contínua que pot assolir valors tant positius com negatius i, en principi, com a funció, no està limitada ni per la part alta ni per la part baixa. Els límits reals són deguts a la sensibilitat de l'instrument (el seu valor mínim) i a les característiques físiques de la Terra (els valors màxims), i és obvi que un increment de magnitud en una unitat suposa un registre d'amplitud deu vegades superior, amb igualtat de distància epicentral (vegeu com a exemple els sismogrames de la figura 2).

El motiu fonamental per definir la magnitud era l'esperança de definir, en un sol número, la dimensió dels terratrèmols i que aquest número tingués una relació amb l'energia alliberada, per obtenir una interpretació física directa del fenomen sísmic. En un trencament, la major part de l'energia d'un esdeveniment sísmic s'allibera en forma de calor, en la generació de la fractura i en la redistribució d'esforços, i només una petita part, que s'estima entre un 10 % i un 15 %, s'allibera en forma d'ones elàstiques. Tal com s'ha definit, és fàcil adonar-se que  $M_L$  mesura la mida de les ones provocades pels terratrèmols (l'energia emesa en forma d'ones elàstiques), no l'energia total, però va ser el començament.

Si el concepte de *grandària* d'un terratrèmol, tal com es mesura amb l'escala de Richter, és ben conegut però no gaire ben entès, el que encara s'entén menys és l'aparició d'altres escales de magnitud i la seva relació amb la idea original de l'escala de magnitud de Richter. A mesura que s'installaven estacions arreu del món, es descobria que el formulisme de Richter era aplicable, estrictament, a certs rangs de freqüències i distàncies epicentrals. Durant els vint anys següents, el mateix Richter i altres sismòlegs van estendre l'escala a sismògrafs més moderns, a diverses regions i a diversos tipus d'ones sísmiques, les quals no són més que extensions de la idea original de Richter. En aquest sentit, hi van tenir molt a veure els avenços instrumentals associats a la possibilitat d'enregistrament en bandes de freqüència cada cop més amples i, en concret, a valors baixos. La figura 3 mostra com n'és, de diferent, un registre en funció de l'instrument utilitzat.

La definició general de *magnitud* es basa en cinc suposicions molt simples: primera, per a una geometria focus–receptor fixa, com més gran és un esdeveniment, majors seran les amplituds de les ones enregistrades. Segona, el decaïment de les amplituds amb la distància epicentral i amb la profunditat focal (atenuacions) es poden compensar amb el que s'anomena *funció de calibració*  $\sigma(\Delta, h)$  ( $\log A_0$  a la fórmula original), la qual és coneguda estadísticament de manera empírica. Tercera, la magnitud hauria de ser una mesura de l'energia i, per tant, proporcional a la velocitat del moviment del terreny, és a dir,  $A/T$ , on  $T$  és el període considerat. Quarta, el valor màxim  $(A/T)_{max}$  en un paquet d'ones on

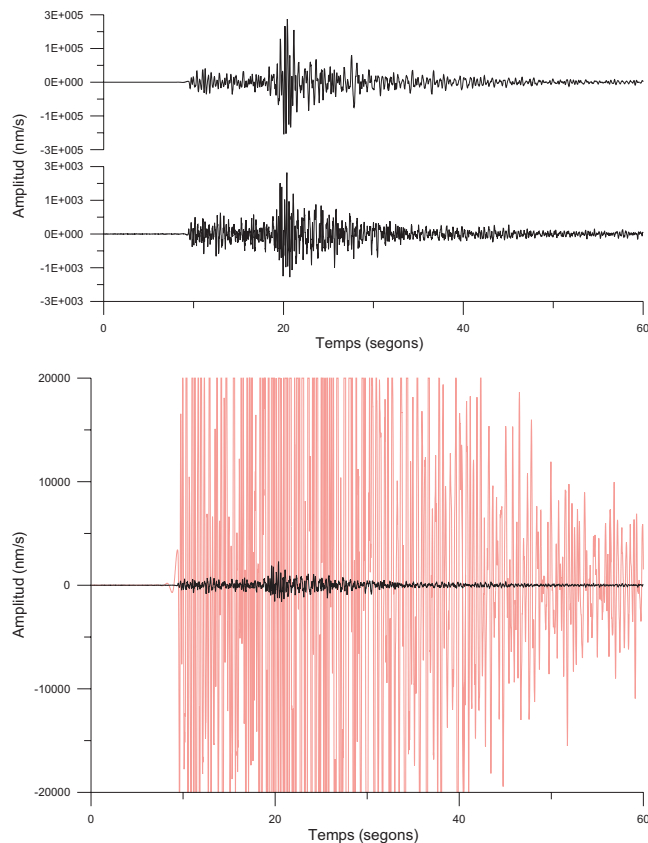


Figura 2: Sismogrames enregistrats a l'estació sísmica de banda ampla del túnel del Cadí del terratrèmol de magnitud  $M_L = 5,6$  ocorregut el dia 18 de febrer de 1996 a Sant Pau de Fenollet i una rèplica de magnitud  $M_L = 3,8$  del dia següent (magnituds segons l'agència Laboratoire de Détection et Géophysique). El gràfic superior està autoescalat i es pot apreciar la similitud de l'envoltant, mentre que en el gràfic inferior (mateix escalat vertical) es pot comprovar la diferència real d'amplitud del registre que es correspon amb una diferència de magnitud 1,8

es coneix  $\sigma(\Delta, h)$  hauria de proporcionar l'estimació més estable de la magnitud d'un esdeveniment. Cinquena, els efectes de direcció de propagació de ruptura (directivitat) es poden corregir amb un factor corrector local  $C_R$  i la influència de les amplificacions de les ones, provocades per ressonàncies de les estructures determinades del subsòl (efectes locals), en el lloc d'enregistrament es poden corregir amb un factor corrector d'estació  $C_S$ . Amb aquestes cinc premisses, l'expressió general de les escales de magnitud basades en la mesura de l'amplitud  $A$  d'una ona sísmica de període  $T$  és:

$$M = \log(A/T)_{max} + \sigma(\Delta, h) - C_R + C_S. \quad (2)$$

Com que els terratrèmols exciten tant les ones que es propaguen per l'interior de la Terra (ones de volum o ones internes) com les que estan constretes a les capes més superficials (ones superficials), originàriament es van desenvolupar dues escales de magnitud:  $m_b$ , i

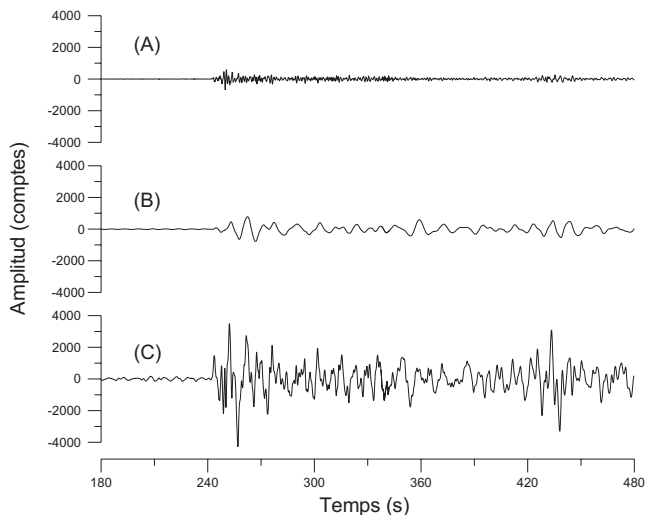


Figura 3: Simulació d'enregistrament de la fase P d'un terratrèmol ocorregut a l'illa Sakhalin el 27 de maig de 1995 ( $52,63^\circ N$ ,  $142,83^\circ E$ ,  $M_s = 7.5$ ,  $d = 8800$  km) utilitzant diversos instruments. (A) període curt [ $f > 1,0$  Hz], (B) període llarg [instrumentació WWSSN-LP] i (C) registre original en banda ampla [0,01 Hz - 40 Hz] obtingut a l'estació del túnel del Cadí, a la Cerdanya. La possibilitat d'enregistrar períodes cada cop més grans va ser un dels punts que van donar més empenta a l'aparició d'altres fórmules de magnitud

$M_S$ . L'expressió general de la fórmula de magnitud per a les ones internes és:

$$m_b = \log(A/T) + Q(D, h), \quad (3)$$

on  $A$  és l'amplitud del moviment del terreny,  $T$  és el seu període corresponent i  $Q(D, h)$  és una funció empírica de la distància  $D$ , entre l'epicentre i l'estació i la profunditat focal  $h$ . L'expressió estàndard de la magnitud calculada a partir de les ones superficials és:

$$M_S = \log(A/T) + 1.66 \log(D) + 3.30. \quad (4)$$

Després de tot això, ben aviat es va abandonar la idea original de Richter (proporcionalitat amb l'energia), però, per al públic i per a la premsa, encara es fa servir el terme *magnitud de Richter*. Avui en dia, els esdeveniments sísmics petits es mesuren habitualment amb l'escala  $m_b$ , que és utilitzable fins a magnituds de l'ordre de 6,5, en què se satura. Qualsevol terratrèmol major dona 6,5 pel procediment de càlcul de  $m_b$ . Els terratrèmols més grans es mesuren amb la magnitud  $M_S$ , que quadra bé amb  $m_b$  per a valors de  $M_S$  fins a 6 i s'estén fins al voltant de 8,5. Aquesta escala és excel·lent en la major part dels casos, perquè terratrèmols de magnitud 8 (els anomenats *terratrèmols majors*) succeeixen una o dues vegades l'any, de mitjana.

Tot aquest formulisme té un problema intrínsec, i és que el que es mesura no és l'energia total alliberada. La

magnitud, a part de no tenir, *per se*, interpretació física, s'obté de l'energia radiada. És evident que un paràmetre empíric tan simple i únic no pot relacionar-se amb un paràmetre físic que ens doni informació del focus. A part d'això, va ser un bon inici perquè permetia, i permet, obtenir fàcilment un paràmetre que quantifica els esdeveniments i que es pot utilitzar per fer les primeres discriminacions i els primers reconeixements de catàlegs, tant per a la recerca en geofísica com en enginyeria. Però és ben clar que el concepte continua presentant un conjunt de problemes de definició deguts, bàsicament, a dos motius: de quina manera aquest paràmetre està influenciat pels processos físics del focus sísmic o com és la relació entre la seva obtenció a partir de les ones internes i de les ones superficials.

La problemàtica es va posar més de manifest quan, al principi dels anys seixanta, es van produir dos terratrèmols (Xile, 1960, i Alaska, 1964) que superaven en grandària tot el que s'havia enregistrat fins en aquell moment (són els anomenats *grans terratrèmols*). La modelització dels dos terratrèmols i la generació de sismogrames sintètics per quantificar-ne la font van determinar que la diferència de les dues funcions font era molt gran i, en canvi, la magnitud que se'ls havia assignat no ho era tant. S'acabava de posar de manifest la limitació de l'escala  $M_S$ , que havia arribat a la seva saturació, i s'emfatitzava la necessitat de quantificació de la grandària dels terratrèmols, mitjançant un paràmetre que tingués una relació directa amb la física del focus. Aquest paràmetre seria el *moment sísmic*.

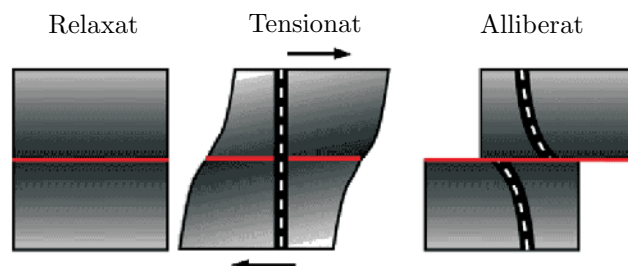


Figura 4: Esquema del model de Reid anomenat *rebotament elàstic*

Com a resultat de l'estudi del terratrèmol de San Francisco, l'any 1906, Reid va proposar un mecanisme, encara vigent, per explicar la generació d'un terratrèmol, un mecanisme que es coneix com el del *rebot elàstic*, basat en el concepte de procés de càrrega seguit d'una descàrrega sobtada (vegeu la figura 4). D'acord amb el model de Reid, un terratrèmol no és més que una dislocació de material, en la qual un costat es desplaça respecte de l'altre. Com que una dislocació representa una discontinuïtat i aquestes són incòmodes de treballar, se sol substituir per un sistema de forces equivalents (equivalents en el sentit que un sismògraf enregistraria els mateixos desplaçaments). Es pot demostrar que el

sistema de forces equivalent a una dislocació de cisalla (és el cas d'un terratrèmol d'origen tectònic) és un doble parell de forces sense moment resultant que es pot caracteritzar pel moment d'un dels dos parells de forces. Aquest moment de la força és el que es coneix com a *moment sísmic*.

El moment sísmic està relacionat amb els paràmetres fonamentals del procés de trencament d'una falla

$$M_0 = \mu S \langle d \rangle, \quad (5)$$

on  $\mu$  és el coeficient de rigidesa del medi,  $S$  és l'àrea de la falla i  $\langle d \rangle$  és el desplaçament mitjà de la ruptura. El que és més important és que aquests paràmetres es poden determinar directament de l'espectre dels sismogrames, mitjançant la relació

$$M_0 = 4\pi \Delta \langle \rho \rangle V_{p/s}^3 u_0 / R_{\theta,\phi}, \quad (6)$$

on  $\Delta$  és la distància epicentral;  $\rho$ , la densitat;  $V_{p/s}$ , la velocitat de propagació de les ones sísmiques al voltant del focus;  $R_{\rho,\phi}$ , el factor corrector de radiació energètica, i  $u_0$ , l'amplitud espectral (nivell) per a baixes freqüències ( $f \rightarrow 0$ ) corregit per l'instrument i per propagació.

Al final dels anys seixanta, Aki va posar de manifest alguns aspectes que serien determinants a l'hora de quantificar la grandària d'un terratrèmol. Els treballs teòrics d'Aki (corroborats experimentalment per ell mateix) demostraven que la densitat de potència espectral (DPE) tenia una dependència clara de la magnitud. Terratrèmols majors involucren longituds de fractura més grans que generen períodes majors sense que això impliqui un increment significatiu de la densitat espectral en freqüències grans. Com a exemple d'aquest fet (anomenat *lleis d'escala*) la figura 5 mostra la diferència entre els espectres de desplaçament del primer pols dels dos terratrèmols de la figura 2, on es pot apreciar clarament el corrimment de l'espectre cap a freqüències més baixes. D'acord amb Aki, un focus sísmic de cisalla simple amb velocitat de trencament lineal té un espectre de desplaçament com el que es mostra en la figura 6. És el que s'anomena *espectre focal* i es caracteritza perquè té una part plana de desplaçament constant per sota del que s'anomena *freqüència de tall*,  $f_c$ , un pendent proporcional a  $f^{-2}$  per a  $f > f_c$  i el valor de  $f_c$  disminueix proporcionalment a  $M_0^{-3}$  (vegeu aquest efecte en l'exemple real de la figura 5). Un cop d'ull a la figura 6 ens permet apreciar que la definició de magnitud (equacions 2, 3 i 4), tal com es defineix per a un període  $T$ , no té una correspondència lineal amb  $M_0$  i se saturarà per a  $M_0$  que tinguin  $f_c < 1/T$ . Tot i les extensions de lleis de magnitud a períodes entre 100 s i 250 s, no s'evitava la saturació en el cas dràstic dels dos grans terratrèmols dels anys 1960 i 1962. Des del punt de vista físic, l'explicació de la saturació consisteix en el fet de voler observar focus sísmics de radi  $r$  amb longituds d'ona  $L$ ; si  $L \gg r$ , no es té prou resolució dels detalls, de manera similar

al que passa en òptica en voler observar objectes d'una mida menor a la de la longitud d'ona de la llum.

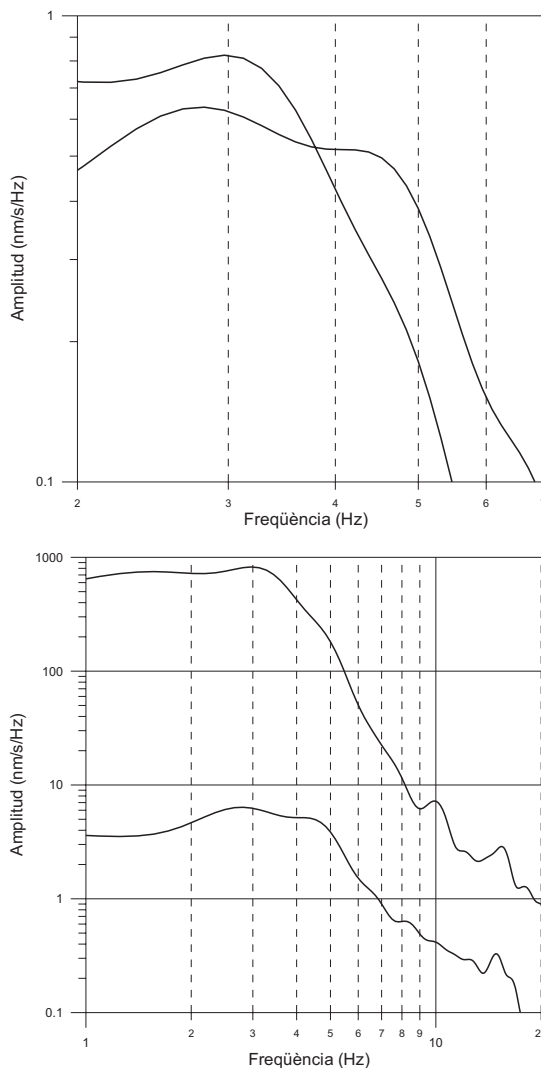


Figura 5: Exemple de l'anomenada llei d'escala dels terratrèmols. Espectres de desplaçament del primer pols dels dos terratrèmols de la figura 2. El gràfic de la figura inferior està autoescalat i permet apreciar experimentalment les característiques generals de l'espectre focal (figura 6). Al gràfic de la figura superior s'han sobreposat les dues traces per tal de remarcar que, en augmentar la magnitud, augmenta també el contingut de freqüències baixes, i aquestes són, aleshores, les determinants per a la quantificació del contingut espectral (variació de  $f_c$  a la figura 6)

Després de tot el que s'ha esmentat, és evident que la millor manera de representar la grandària d'un terratrèmol és mitjançant el moment sísmic  $M_0$ ; l'alternativa seria conèixer l'energia alliberada. Si s'integra en el temps (per obtenir la densitat d'energia per cicle) i per un front d'ona esfèric (per corregir pel *geometrical spreading*), l'expressió de l'energia total d'una partícula afectada per una ona sísmica transitòria, s'obté una ex-

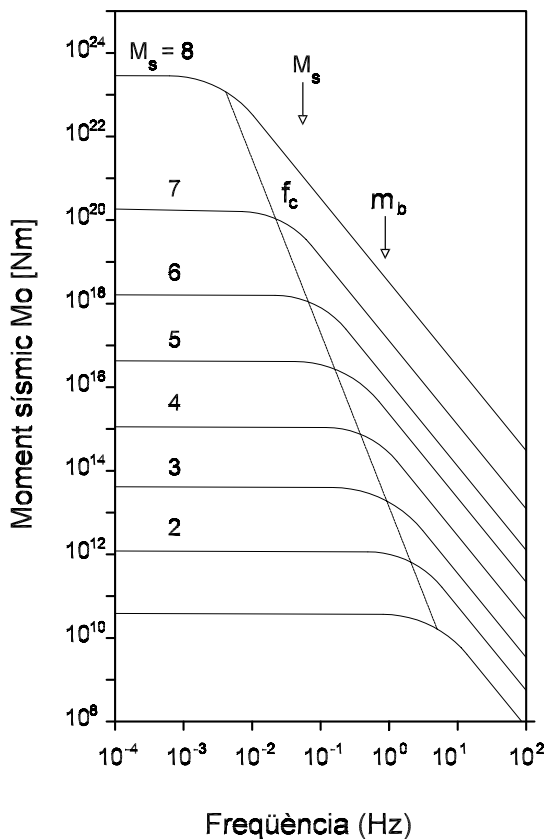


Figura 6: Espectre focal de desplaçament per a un focus sísmic de cisalla. La línia discontinua representa l'augment de  $f_c$  en disminuir  $M_0$ . S'han remarcat els valors per als quals se satura  $m_b$ , utilitzada fonamentalment amb instruments de període curt (1 Hz) i  $M_S$ , en la seva definició original amb instruments de la xarxa estàndard de període llarg (15 s)

pressió general per a l'energia molt similar a la de la magnitud:

$$\log E = \log F(\Delta, \rho, \nu) + 2 \log(A/T), \quad (7)$$

on  $\Delta$  és la distància epicentral;  $\rho$ , la densitat, i  $\nu$ , la velocitat de l'ona considerada. Si es coneix l'expressió que dóna compte de les correccions pel *geometrical spreading*  $F(\Delta, \rho, \nu)$ , es pot relacionar l'energia i la magnitud. Beno Gutenberg i el mateix Charles Richter, en ampliar la definició original de magnitud, van deduir, per les equacions (3) i (4), les expressions empíriques (8) i (9) per obtenir el valor de l'energia radiada en forma d'ones elàstiques, amb la interpretació física consegüent:

$$\log E = 5.8 + 2.4m_b \quad (8)$$

$$\log E = 11.8 + 1.5M_S \quad (9)$$

on  $E$  és l'energia radiada en ergs. Per tant, com a estimador energètic i agafant com a referència l'expressió (9), que és la que ens dóna l'energia a partir de l'expressió de magnitud més emprada, cada increment unitari

a l'escala de magnitud (4) es correspon amb un alliberament d'energia 32 vegades més gran. Amb aquestes definicions, ens podem plantejar, des del punt de vista humà, quina és l'equivalència energètica de la magnitud. Per il·lustrar-ho, en la taula 2 es presenta una comparació on es fa servir l'explosiu TNT com a unitat energètica, amb l'assumpció que 100 g de TNT explosionat al subsòl produeixen  $640 E + 6$  erg d'energia sísmica radiada.

És clar que les expressions (8) i (9) tenen les mateixes mancances, en el sentit de la saturació, que les de la magnitud. Quan l'any 1974 Kostrov va demostrar que es podia relacionar l'energia sísmica radiada amb el moment sísmic de la forma

$$E_S = \delta\sigma/2\mu \cdot M_0, \quad (10)$$

on  $\delta\sigma$  és la caiguda d'esforços, va obrir les portes d'una nova extensió de magnitud, aplicable més uniformement, anomenada *magnitud moment* ( $M_W$ ), definida per Kanamori a la fi dels anys setanta:

$$M_W = 2/3 \log M_0 - 10.73, \quad (11)$$

on  $M_0$  s'ha d'expressar en dyn-cm, que proporciona valors molt similars a  $M_S$  en la majoria d'esdeveniments però que no se satura perquè  $M_0$  depèn de l'energia a baixes freqüències i no tendeix a la saturació. Els valors més elevats de moment sísmic enregistrats fins avui són  $2,5 \times 10^{30}$  dyn-cm en el terratrèmol de Xile de 1960 ( $M_S = 8,5$ ;  $M_W = 9,6$ ) i  $7,5 \times 10^{29}$  dyn-cm en el terratrèmol d'Alaska de 1964 ( $M_S = 8,3$ ;  $M_W = 9,2$ ).

Quan es difon informació sobre la grandària d'un terratrèmol, sovint es cometen errors de concepte, alguns dels quals es poden qualificar de molt greus. En general, als errors conceptuals s'hi ha d'afegir el fet que se sol barrejar informació de magnitud i d'intensitat. Frases com: «La intensitat sísmica es mesura amb l'ajut de l'escala de Richter, que va del zero al nou i en la qual cada número representa una alliberació d'energia deu vegades més gran que la del precedent», transcrita textualment d'un mitjà de comunicació audiovisual especialitzat, no són exemples aïllats. La naturalesa diversa de les dues escales i el fet que, en general, no es puguin relacionar (excepte de manera empírica), agreuja encara més la problemàtica. Segons el mateix Charles Richter, una de les millors maneres d'entendre, de manera intuïtiva, la diferència entre ambdós conceptes, és la de fer servir l'analogia de la sismologia i les transmissions radiofòniques. La magnitud (la determinació instrumental) es podria comparar amb la potència de l'estació emissora i la intensitat sísmica (els efectes) es podria assimilar, en aquest cas, a la intensitat del senyal d'un receptor en un lloc determinat.

L'altre problema important, i que és obvi en la frase presentada anteriorment, són els límits de les escales i la unicitat o no dels seus valors. Ens trobem, d'una

Magnitud Richter	Energia equivalent en quantitat de TNT	Exemple il·lustratiu aproximat
-1,5	32 g	Trencament d'una roca al laboratori
1,0	32 kg	Enderrocament de construccions
2,0	1 tona	Explosió en una mina
3,0	32 tones	Explosió a la petroquímica de Tolosa l'any 2001
4,0	1.000 tones	Explosió nuclear petita
4,5	5.100 tones	Energia total d'un tornado (mitjana)
5,0	32.000 tones	Explosió nuclear convencional
6,5	5 milions de tones	Terratrèmol de Kobe, Japó (any 1995)
7,0	32 milions de tones	Terratrèmol de l'Índia (any 1991)
7,5	160 milions de tones	Terratrèmol de Califòrnia (any 1992)
8,0	1.000 milions tones	Terratrèmol de San Francisco (any 1906)
8,5	5.000 milions de tones	Terratrèmol d'Alaska (any 1964)
9,0	32.000 milions tones	Terratrèmol de Xile (any 1960)
10,0	1 bilió de tones	Dislocació d'una falla de San Andrés envoltant la Terra
12,0	1.000 bilions de tones	La Terra partida en dues meitats

Taulela 2: Comparació entre la magnitud i l'energia radiada per un terratrèmol. Com a unitat energètica, s'ha fet servir l'explosiu TNT amb l'assumpció que 100 g de TNT explosionat al subsòl produeixen  $640 E + 6$  erg d'energia sísmica radiada

banda, una escala fitada i discreta (intensitat) amb la qual s'assigna un valor a cada punt d'observació que ens quantifica els danys produïts pel terratrèmol i, de l'altra (magnitud), un únic valor que s'obté aplicant una funció contínua i amb la idea que a partir d'aquest valor es pugui obtenir una estimació de l'energia alliberada al focus, els límits de la qual vénen definits per la naturalesa del planeta en què vivim. Si tornem a l'exemple de Richter, la potència de l'estació emissora és una, però la intensitat del senyal depèn d'on estiguem.

Segons el que s'ha exposat, un sísmic s'hauria de caracteritzar per una única magnitud, però a la pràctica, a causa de tots els problemes que afecten la seva definició en funció de l'instrument utilitzat i el tipus d'ones enregistrades, s'obtenen valors lleugerament diferents. De fet, és habitual trobar discrepàncies de l'ordre de 0,25. Els resultats difereixen molt més per als terratrèmols molt grans, en particular per als de magnitud  $> 7$ , i en aquests casos, el càlcul de  $M_S$  i de  $M_W$  és el més ben adaptat. Generalment, quan els mitjans de comunicació proporcionen una magnitud es refereixen a  $M_S$ , perquè és la que descriu millor els sísmics grans, però en el camp científic es fan servir totes les escales. Tot i això, el moment sísmic i la magnitud calculada a partir del moment sísmic tendeixen a generalitzar-se cada cop més, encara que no sempre es pugui calcular i que, a més, tingui problemes a l'hora de tractar registres obtinguts amb sismogrames antics. Malgrat que hi hagi diverses escales de magnitud, el que sí que és cert és que, per motius exclusivament de tradició, s'acostuma a fer servir el terme de *magnitud Richter* com a magnitud genèrica d'un terratrèmol.

Finalment, ens podríem preguntar quin és el terratrèmol més gran que pot succeir a la Terra. La res-

posta és que la fractura més gran observada en tot el planeta és la del lloc on es va produir l'esdeveniment de 1960 i, per tant, no s'espera que es produeixin esdeveniments significativament més grans. D'altra banda, i encara que sigui una utopia, el terratrèmol més gran que podria succeir a la Terra és el que la podria partir per la meitat. Això (vegeu la taulela 2) seria un esdeveniment de magnitud 12 i l'energia involucrada en aquest esdeveniment és, *senzillament*, la mateixa que ens arriba del Sol només en un dia.

## Referències

- AKI, K. i RICHARDS, P. G., *Quantitative Seismology. Theory and methods*, vol. 1, W. H. Freeman and Company (San Francisco, 1980).
- BORMANN, P., BAUMBACH, M., BOCK, G., CHOY, G. i BOATWRIGHT, J. L., *Seismic Sources and Source Parameters*, BORMANN, P. (ed.). New Manual of Seismological Observatory Practice. Edició electrònica: [www.seismo.com/msop/nmsop/nmsop.html](http://www.seismo.com/msop/nmsop/nmsop.html) (2002).
- DUDA, S. J., *Earthquakes: Magnitude, energy, and intensity*, JAMES, D. E. (ed.). The Encyclopedia of Solid Earth Geophysics, Van Nostrand Reinhold Company, pàg. 272-288 (New York, 1989).
- LAY, T. i WALLACE, T. C., *Modern Global Seismology*, Academic Press, 521 pàg. (San Diego, 1995).
- LOWRIE, W., *Fundamentals of Geophysics*, capítol 3: Seismology and the internal structure of the Earth, Cambridge University Press, pàg. 83-164 (Cambridge, UK, 1997).
- RICHTER, C. F. (1958), *Elementary Seismology*, Freeman, 578 pàg. (San Francisco, 1958).