مقیاس‌های سنجش قدرت زمین لرزه‌ها

مهران آرین*

مقدمه

برای سنجش قدرت زمین لرزه‌ها و یا به بیان بهتر، به منظور کمی کردن زمین لرزه‌ها، از مقیاس‌های متفاوتی استفاده می‌شود که عبارتند از:

الف) شدت[1]

شدت مقیاسی است که براساس واکنش مردم، اشیا و بناها و غیره در برابر امواج زمین لرزه، مشاهدات کیفی را به وضعیت کمی تبدیل می‌کند. اولین مقیاس شدت توسط دی‌روزی و **فورل**[2] (۱۸۸۳) مطرح شد که متشکل از ۱۰ درجه بود. ولی به علت مشکل بودن تشخیص درجات آن، **مرکالی**[3] (۱۹۰۲) مقیاس جدیدی را با ۱۲ درجه معرفی کرد. مقیاس مرکالی نیز در سال ۱۹۳۱ به وسیله‌ی دو زلزله‌شناس آمریکایی به نام‌های وود و **نیومن**[4] اصلاح شد تا در آن، ویژگی‌های فناوری پیشرفته، از قبیل ساختمان‌های بلند، اتومبیل‌ها، لوله‌های آب و غیره در نظر گرفته شوند. این مقیاس هم اکنون به مقیاس اصلاح شده‌ی مرکالی[5] (MMI) معروف است.

پس از رخداد یک زمین لرزه، به کمک درجه بندی کردن نواحی اطراف مرکز سطحی آن از نظر شدت، و سپس متصل کردن نقاط با شدت یکسان، به یکدیگر روی نقشه، نقشه‌های هم لرزه[6] ایجاد می‌شوند که گاهی راستای گسل مسبب زمین لرزه را نیز نشان می‌دهند. در ضمن، منطقه‌ی لرزش شدید یک زمین لرزه که معمولاً درون «خم هم لرز[7]» مربوط به بیش‌ترین شدت قرار می‌گیرد، منطقه‌ی «کلان لرزه‌ای[8]» یا «رومرکزی» زمین لرزه نامیده می‌شود. شدت زمین لرزه، یک مقیاس مشاهده‌ای و غیر دستگاهی است که به فاصله‌ی کانون تا مکان مورد نظر، عمق کانونی، مدت دوام لرزش، نوع خاک، عمق سنگ کف و ساختارهای آن، عمق سطح ایستایی، کیفیت ساختمان‌ها، تراکم جمعیت و غیره بستگی دارد. در نتیجه، یک مقیاس فاقد مبنای ریاضی و غیردقیق است.

در سیزدهمین «مجمع عمومی ژئوفیزیک» (IUGG) در سال ۱۹۶۳، جزئیات بیش‌تری به مقیاس اصلاح شده‌ی مرکالی توسط سه پژوهشگر با نام‌های **کاونیک**[9]، **اسپون هویر**[10] و **مدودف**[11] افزوده شد و این مقیاس براساس حرف نخست نام‌های یاد شده، به MSK معروف گردید. در این مقیاس که ۱۲ درجه دارد، ساختمان‌ها به سه نوع A (خانه‌های رسمی، گلی، خشتی و روستایی)، B (آجری یا بلوک بتونی، مختلط آجری و چوبی) و C ساختمان‌های مسلح و یا چوبی با کیفیت مناسب) تقسیم، و نیز به پنج درجه‌ی تخریب، معرفی شده‌اند.

در کشور ژاپن که یکی از پیشگامان دانش زلزله‌شناسی ومهندسی زلزله است، برای تعیین شدت زمین لرزه‌ها از مقیاس

دیگری موسوم به JMA[12] استفاده می‌شود. این مقیاس که به وسیله‌ی «آژانس هواشناسی ژاپن» مطرح شده، هشت درجه دارد و براساس ویژگی‌های ساختمانی در ژاپن طراحی شده است.

لازم به ذکر است که استفاده از مقیاس شدت در مطالعه‌ی زمین لرزه‌های تاریخی (زمین لرزه‌های رخداده از زمان میلاد مسیح تا سال ۱۹۰۰) که پیش از ابداع دستگاه‌های لرزه‌نگار به وقوع پیوسته‌اند، اجتناب‌ناپذیر است.

ب) بزرگی[13] یا بزرگا

بزرگی مقیاسی کمی براساس داده‌های دستگاهی، و معرف کل انرژی آزاد شده به هنگام وقوع زمین لرزه است. بنابراین، باید بزرگی‌های محاسبه شده در مناطق گوناگون (مربوط به یک زمین لرزه‌ی خاص) یکسان باشد. واحد سنجش بزرگی زمین لرزه‌ها به افتخار مبدع آن، ریشتر[14] نامیده شده است. دکتر کارلز ریشتر که آلمانی الاصل بود، در سال ۱۹۸۵ در ۸۵ سالگی درگذشت. او بزرگی محلی[15] (ML) را، به صورت لگاریتم بیشینه‌ی دامنه نگاشت ثبت شده روی لرزه نگاشت استاندارد و برای فاصله‌ی ۱۰۰ کیلومتری از سرچشمه‌ی زمین لرزه، در قالب این رابطه تعریف کرد:

$$ML + \log(\frac{A}{A_0}) + \text{مسافت} + \text{فاکتور تصحیح}$$

این رابطه برای زمین لرزه‌های کم عمق (کم‌تر از ۱۵ کیلومتر) و در فاصله‌های ۱۰ تا ۶۰۰ کیلومتری به کار برده می‌شود و در آن، A بیشینه‌ی دامنه‌ی ثبت شده بر حسب میکرون و A_0 دامنه‌ی زمین لرزه‌ی مبناست. همان طور که ملاحظه می‌شود، بزرگی زمین لرزه، یک تابع لگاریتمی است و در نتیجه، افزایش یک واحد به آن، نشانگر ۱۰ برابر شدن دامنه‌ی موج ثبت شده و تقریباً ۳۲ برابر شدن انرژی آزاد شده است.

عامل مسافت، در کتاب «زلزله‌شناسی مقدماتی[16]» که توسط ریشتر در سال ۱۹۵۸ منتشر شد، در یک جدول آورده شده است. این مقدار برای کالیفرنیای جنوبی $3\log_{10}(8\Delta t) - 2/92$ محاسبه شده است.

Δt فاصله زمانی میان دریافت موج P و S بر حسب ثانیه است. به همین دلیل، گزراش و محاسبه‌ی اختلافی در حدود ۰/۲ واحد بزرگی، از پایگاه‌های لرزه‌نگاری گوناگون برای معرفی یک زمین لرزه‌ی خاص، غیرعادی نیست. در نتیجه، زلزله شناسان می‌کوشند با میانگین گیری از بزرگی‌های اعلام شده، به بزرگی صحیح‌تری دست یابند.

به دلیل وجود پاره‌ای از محدودیت‌های مقیاس بزرگی ریشتر، نظیر وابستگی آن به نوع دستگاه‌ها و عدم دقت آن در مورد زمین لرزه‌های بزرگ، مقیاس بزرگ گشتاور[17] ابداع شد که براساس محاسبه‌ی گشتاور لرزه‌ای[18] است.

گشتاور لرزه‌ای (M_0) عبارت است از حاصل ضرب ضریب صلبیت سنگ‌ها (μ)، مساحت سطح گسیخته شده‌ی گسل (A) و مقدار لغزش گسلی (d).

$$M_0 = \mu_{Ad}$$

اکنون با محاسبه‌ی گشتاور لرزه‌ای، به کمک رابطه‌ی زیر می‌توان بزرگی گشتاور را محاسبه کرد:

$$M_w = \frac{2}{3}(\log\frac{M_0}{10^{16}})$$

لازم به ذکر است که مقدار بزرگی می‌تواند برای زمین لرزه‌های خیلی کوچک، حتی منفی شود. این گونه مقادیر، به

ایجاد شکستگی‌های کوچک در سنگ‌ها مربوط هستند.

سایر انواع بزرگی

۱. بزرگی مدت (MD)

افزایش مقیاس برای اندازه‌گیری سریع زمین لرزه‌های کوچک ($M \leq ۳$) استفاده می‌شود. در این مقیاس، بر اساس مدت کل زمین لرزه بر حسب ثانیه، یک بزرگی به آن منسوب می‌شود.

۲. بزرگی موج سطحی (Ms)

این بزرگی برای فاصله‌های بسیار زیاد (جهانی) مناسب است. امواج مورد استفاده، دارای پریودی حدود ۲۰ ثانیه هستند. این بزرگی از حدود $M = ۸/۶$ دچار اشباع شدگی می‌شود.

۳. بزرگی موج درونی (Mb)

این بزرگی برای فاصله‌های بسیار زیاد (جهانی) مناسب است. امواج مورد استفاده، دارای پریودی حدود یک ثانیه هستند. این بزرگی از $M = ۷/۲۵$ دچار اشباع شدگی می‌شود. از آن جا که زمین لرزه‌های عمیق دارای امواج سطحی کوچک هستند، در زلزله‌شناسی اندازه‌گیری دامنه موج P (که تحت تأثیر عمق کانونی قرار نمی‌گیرد) متداول است و به وسیله‌ی آن، بزرگی موج P تعیین می‌شود.

فراوانی زمین لرزه‌ها

فراوانی زمین لرزه‌هایی با بزرگی‌های متفاوت در یک سال، در جدول ۱ آورده شده است. همان طور که ملاحظه می‌شود، با افزایش بزرگی، فراوانی آن کاهش می‌یابد.

بزرگ‌ترین زمین لرزه‌ی ثبت شده تاکنون، سونامی (دریالرز) ۲۶ دسامبر ۲۰۰۴ اقیانوس کبیر با درجه‌ی ۸/۹ در مقیاس است آلاسکا با $M_s = ۸/۴$ و $M_w = ۹/۲$ هستند. با مثال‌های بالا، کارآمدی مقیاس بزرگی گشتاوری در مورد زمین لرزه‌های بزرگ، کاراست.

بزرگی زمین لرزه (ریشتر)	اثرات زمین لرزه	فراوانی در سال
کوچک‌تر از ۲	معمولاً قابل احساس نیست و تنها ثبت می‌شود.	۶۰۰/۰۰۰
۲ – ۲/۹	قابل احساس است.	۳۰۰/۰۰۰
۳ – ۳/۹	برخی آن را احساس می‌کنند.	۴۹/۰۰۰
۴ – ۴/۹	بیش‌تر مردم آن را حس می‌کنند.	۶/۲۰۰
۵ – ۵/۹	خسارت کم به بناهای مقاوم و خسارت زیاد به بناهای نامقاوم وارد می‌آید.	۸۰۰
۶ – ۶/۹	در نواحی پرجمعیت ویرانگر است.	۲۶۶
۷ – ۷/۹	در محدوده‌ی وسیعی خسارت شدید ایجاد می‌کند.	۱۸
۸ یا بزرگ‌تر	در محدوده‌ای با وسعت چند صد کیلومتر، ویرانی کلی به وجود می‌آورد.	۱/۴

جدول ۱. فراوانی زمین لرزه‌هایی با بزرگی‌های متفاوت در یک سال

انرژی لرزه‌ای

بزرگی و گشتاور لرزه‌ای، هر دو با میزان انرژی آزاد شده در اثر وقوع یک زمین لرزه مرتبط هستند. در سال ۱۹۵۶، ریشتر با همکاری دکتر **گوتنبرگ**[19]، رابطه‌ی بین بزرگی و انرژی را ارائه داد:

$$\log E_s = ۱۱/۸ + ۱/۵M$$

لازم به ذکر است که Es بر حسب ارگ (Erg)، کل انرژی ذاتی آزاد شده در اثر رخداد زمین لرزه نیست؛ بلکه تنها بخشی از

آن است که به صورت امواج لرزه‌ای ساطع می‌شود.

سپس در سال ۱۹۷۷، دکتر **کاناموری**[۲۰] این رابطه را بین گشتاور لرزه‌ای و انرژی موج لرزه‌ای مطرح ساخت:

$$E = \frac{M_0}{۲۰/۰۰۰}$$

حال، چنانچه از انفجار یک اونس[۲۱] TNT در زیر زمین،

روش‌های جدیدتر تخمین بزرگی

گاهی برخی از زمین لرزه‌های بزرگ و یا بیش‌تر زمین لرزه‌های کوچک، فاقد شکستگی سطحی مشخص هستند. در نتیجه، زلزله شناسان، روش‌هایی را برای تخمین مستقیم گشتاور لرزه‌ای از لرزه‌نگارها مطرح ساخته‌اند. این روش‌ها بر

جدول ۲. بزرگی زمین لرزه‌های حاصل از مقادیر متفاوت TNT

بزرگی ریشتر	TNT منفجر شده	مثال‌های تقریبی
-۱/۵	۶ اونس	شکسته شدن یک سنگ در آزمایشگاه
۱	۳۰ پوند	
۱/۵	۳۲۰ پوند	انفجار معمولی
۲	۱ تن	آسمان درخش یا برق
۲/۵	۴/۶ تن	
۳	۲۹ تن	
۳/۵	۷۳ تن	
۴	۱۰۰۰ تن	یک انفجار اتمی کوچک
۴/۵	۵/۱۰۰ تن	کل انرژی توفان ترنادو
۵	۳۲ هزار تن	بمب اتمی هیروشیما
۵/۵	۸۰ هزار تن	زمین‌لرزه‌ی ۲۰۰۴ کجور- بلده
۶	۱ میلیون تن	میانگین سالانه‌ی انرژی لرزه‌ای آزاد شده از نواحی پایدار قاره‌ای
۶/۵	۵ میلیون تن	زمین‌لرزه‌ی ۲۰۰۳ بم
۷	۳۲ میلیون تن	فوران آتشفشان سنت هلن ۱۹۸۵
۷/۵	۱۶۰ میلیون تن	زمین‌لرزه‌ی ۱۹۷۸ طبس
۸	۱ میلیارد تن	زمین‌لرزه‌ی ۱۹۰۶ سان فرانسیسکو
۸/۵	۵ میلیارد تن	زمین‌لرزه‌ی ۱۹۶۴ آلاسکا
۹	۳۲ میلیارد تن	زمین‌لرزه‌ی ۲۰۰۴ اندونزی
۱۰	۱ تریلیون تن	ایجاد شکستگی در دور تا دور کره‌ی زمین
۱۲	۱۶۰ تریلیون تن	نصف شدن کره‌ی زمین

۶۴۰ میلیون ارگ انرژی به صورت امواج لرزه‌ای آزاد شود، مقدار انرژی لرزه‌ای آزاد شده از زمین لرزه‌ها با بزرگی‌های متفاوت در مقایسه با انرژی آزاد شده در اثر انفجار مقادیر متفاوت از TNT، به شرح جدول ۲ خواهد بود.

پردازش‌های رایانه‌ای مبتنی هستند. برای مثال، پروژه‌ی تنسور گشتاور کانونی[۲۲] در دانشگاه هاروارد که به CMT مشهور است، گشتاورهای زمین‌لرزه‌های بزرگ کل زمین را از سال ۱۹۸۲ تاکنون، به وسیله‌ی روش معکوس کردن[۲۳] محاسبه کرده است.

مثال‌هایی از تخمین انرژی و بزرگی گشتاور

۱. یک سنگ با صلبیت $۳\times۱۰^{n}\ dyne/cm^{۲}$ در اثر فشار در آزمایشگاه، دچار شکستگی با ابعاد $۱۰\times۱۰\ cm^{۲}$ شده است. در صورتی که مقدار لغزش رخ داده در طول سطح شکستگی، ۱cm باشد،

$$M_{۰}=\mu.A.d$$
$$M_{۰}=(۳\times۱۰^{۱۱}\ dyne/cm^{۲})(۱۰cm)(۱۰cm)(۱cm)$$
$$M_{۰}=۳\times۱۰^{۱۳}\ dyne-cm$$
$$M_{w}=\frac{۲}{۳}(\log_{۱۰}^{M_{۰}}-۱۶)$$
$$M_{w}=\frac{۲}{۳}(\log_{۱۰}^{۳\times۱۰^{۱۳}}-۱۶)$$
$$M_{w}=\frac{۲}{۳}(۱۳/۵-۱۶)$$
$$M_{w}=\frac{۲}{۳}(-۲/۵)\simeq-۱/۷$$

همان طور که ملاحظه می‌شود، مقدار بزرگی حاصل منفی است. اما برای محاسبه‌ی مقدار انرژی موج لرزه‌ای داریم

$$E=\frac{M_{۰}}{۲۰/۰۰۰}$$
$$E=\frac{۳\times۱۰^{۱۳}(dyne-cm)}{۲۰/۰۰۰}=۱/۵\times۱۰^{۹}Evg$$

۲. در اثر زمین لرزه‌ی ۱۲ سپتامبر ۱۹۹۴، «دَبل اسپرینگ فلت[۲۴]» نوادا، گسلی با درازای ۱۵ کیلومتر و ژرفای ۱۰ کیلومتر فعال شده و لغزشی در حدود ۳۰ سانتی‌متر به وجود آورده است. براین اساس،

$$M_{۰}=(۳\times۱۰^{۱۱})(۱۰\times۱۰^{۵}cm)(۱۵\times۱۰^{۵}cm)(۳۰cm)$$
$$M_{۰}=۱/۴\times۱۰^{۲۵}dyne-cm$$

ملاحظه می‌شود که گشتاور لرزه‌ای محاسبه شده، تقریباً دو تریلیون برابر گشتاور لرزه‌ای حاصل از شکسته شدن سنگ مورد اشاره در مثال قبلی است.

$$M_{w}=\frac{۲}{۳}(\log_{۱۰}^{۱/۴\times۱۰^{۲۵}}-۱۶)$$
$$M_{w}=\frac{۲}{۳}(۲۵/۲-۱۶)$$
$$M_{w}=۶/۱$$
$$E=\frac{M_{۰}}{۲۰/۰۰۰}=\frac{۱/۴\times۱۰^{۲۵}(dyne-cm)}{۲۰/۰۰۰}=۷\times۱۰^{۲۰}Evg$$

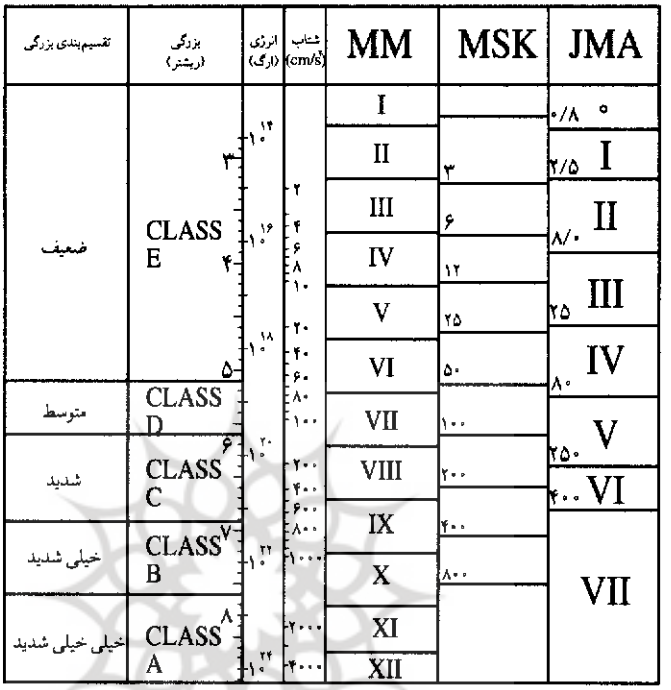
توجه داشته باشید که واحد گشتاور dyne-cm، و واحد انرژی، Erg است. dyne-cm و Erg معادل یکدیگر هستند، اما مفاهیم فیزیکی متفاوتی دارند.

در جدول ۳، مهم‌ترین مقیاس‌های سنجش قدرت زمین لرزه، مقایسه شده‌اند. عددهای داخل ستون‌های JMA و MSK، نشانگر مقدار شتاب بر حسب سانتی‌متر بر مربع ثانیه هستند

*عضو هیأت علمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات

زیرنویس:

1. Intensity
2. De Rossi & Forel
3. Mercalli
4. Wood & Neuman
5. Modified Mercalli intensity
6. Isoseismal maps



پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

منابع:

۱. برگی، خ. (۱۳۸۰). اصول مهندسی زلزله. انتشارات دانشگاه تهران.

۲. پورکرمانی، م. و آرین، م. (۱۳۷۶). سایزموتکتونیک. انتشارات مهندسین مشاور در آب.

۳. توکلی، ش. (۱۳۷۳). زلزله‌شناسی. انتشارات دانشگاه پیام نور.

۴. کیایی، ف. (۱۳۷۲). زلزله‌شناسی مهندسی. (جلد اول). انتشارات مهندسین مشاور جواب.

5. BOH, B.A,1993-Eartquake and Geological discovery

6. Tarkuck, E.J., Lutgens, F., K., 1993- The Earh, Mc Millan Publishig Co. New york

7.Isoseismal
8.Mei. zoseismal region
9.Kavnik
10.Sponhuer
11.Medvedov
12.Japanese Meteorological Agency
13.Magnitude
14.Richter
15.Local magnitude
16.Elementary Seismology
17.Moment magnitude
18.Seismic moment
19.Gutenberg
20.Kanamori
21.Ounce
22.Centroid Moment Tensor Project
23.Inversion
24.Double Spring Flat