



مفاهیم بنیادین زلزله با نگاهی به لرزه خیزی ایران

مهندس اسماعیل فرزانگان، کارشناس مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن

۱- چکیده

در این مقاله سعی بر این است تا با ساده‌ترین شکل ممکن مفاهیم مرتبط با زمینلرزه را تشریح نمود. بی‌تربیت شناخت پدیده‌ای طبیعی مانند زمینلرزه بدون درک مفاهیمی چون بزرگی و شدت و کانون و سایر موارد امکان پذیر نمی‌باشد. در انتها نگاهی کوتاه به لرزه خیزی ایران خواهیم داشت.

کلید واژه‌ها:

زمینلرزه، تکتونیک صفحه‌ای، گسل، لرزه خیزی ایران

مقدمه

بی تردید زمینلرزه یکی از موثرترین پدیده‌های طبیعی در زندگی بشر می‌باشد. رویداد میلیونها زمین لرزه در هر سال در نقاط مختلف گیتی و اثرات دیرپا و همیشه آسیب‌رسان آن به زندگی بشرا مروری باعث شده است تا اندیشمندان بسیاری در سراسر جهان به مطالعه جنبه‌های مختلف زمین‌لرزه پرداخته و راهکارهای مقابله با اثرات تخریبی آن را مورد شناسایی قرار دهن.

ماهیت تحمل ناپذیر و مصیبت باز این پدیده زمین باعث شده تا بشر از دیرباز زلزله را جز پدیده‌های معاورا طبیعی محسوب کند و آن را به خشم خدایان مرتبط سازد. بی‌تردید زمین‌لرزه جزء محدود پدیده‌های طبیعی است که بشر تا کنون نتوانسته راهکار مناسبی در خصوص پیش‌بینی رویداد و مقابله با اثرات ویرانگر آن پیدا نماید. تاریخ مطالعه زمینلرزه به صدها سال پیش باز می‌گردد شاید اولین قدم در راه شناخت این پدیده توسط مردم سرزمین چین، جایی که رویداد زمینلرزه همواره با تلفات بسیار بالایی همراه بوده، برداشته شده است. تصویر لرزه نمای ساخته شده توسط دانشمندان چینی در سال ۱۳۲ میلادی به یک عضو جدایی ناپذیر کتابهای زلزله شناسی و مهندسی زلزله تبدیل شده است. (شکل ۱) بی‌تردید اولین قدم در تدوین راهکارهایی جهت مقابله با این قبیل پدیده‌های ویرانگر طبیعی شناخت آنها و چگونگی تکوین و مسائل مرتبط با آن‌ها است. در این مقاله سعی بر این است که مفاهیم ابتدایی زمینلرزه بهمراه مختصراً در مورد لرزه خیزی کشور ایران ارائه گردد. سعی بر این شده تا به زبانی ساده و فارغ از مسائل پیچیده و فنی مفاهیم کلیدی ارائه گردد.



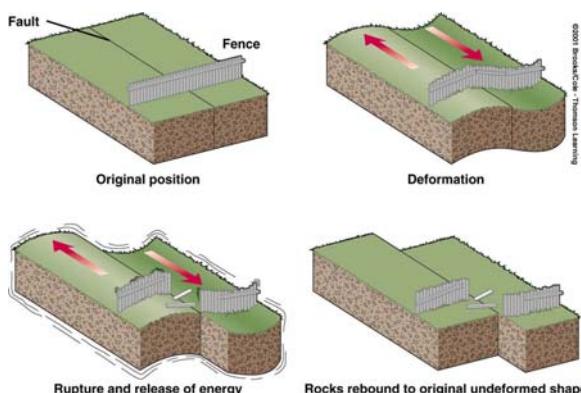
شکل ۱: لرزه نمای ساخته شده توسط دانشمندان چینی

۱-زمینلرزه چیست

ساده‌ترین تعریف از زمینلرزه را شاید بتوان به آزاد شدن ناگهانی انرژی ذخیره شده در سنگهای پوسته زمین اطلاق نمود. بدیهی است مدت زمان رهایی انرژی بیش از چند ده ثانیه یا حداقل چند دقیقه نخواهد بود. ولیکن تجمع این انرژی در لایه‌های سخت زمین نیاز به سالیان درازی دارد.

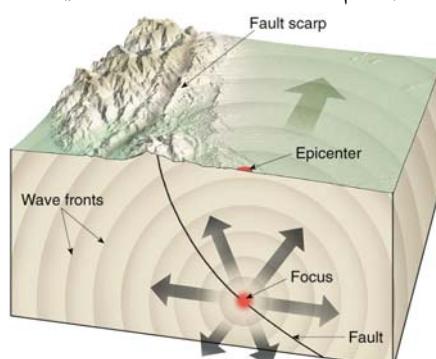
در سال ۱۹۰۶ زمینلرزه ویرانگری شهرسان فرانسیسکو را در کالیفرنیای آمریکا ویران نمود و گسلش سطح با طولی نزدیک ۴۰۰ کیلومتر ایجاد کرد. در پی این رویداد داشمندی بنام راید (Reid) نظریه‌ای بنام نظریه بازگشت الاستیکی (Elastic rebound theory) را ارائه نمود.

بر اساس این نظریه سنگهای دو طرف گسل در معرض افزایش تدریجی تنش قرار دارند این تنش دائمی منجر به ایجاد خرش (creep) در سنگهای دو طرف گسل می‌گردد. نرخ این خرش می‌تواند در حد میلی‌متر یا سانتی‌متر در سال باشد. در حالیکه در مقابل افزایش تدریجی تنش، تغییر شکل‌هایی در بلوکهای طرفین گسل خواهیم داشت ولیکن این تغییر شکل‌ها تا زمانی که از مقاومت الاستیکی توده سنگ کمتر باشد ادامه یافته ولی در صورتیکه تنش‌های ذخیره شده بیش از مقاومت الاستیکی سنگ گردد، ناگهان بلوکهای دو طرف گسل بر هم می‌لغزند و انرژی ذخیره شده آن به صورت امواج لرزه‌ای در تمام جهات آزاد می‌گردد (شکل ۲).



شکل ۲: نظریه بازگشت الاستیکی راید

نظریه بازگشت الاستیکی راید، توجیه قابل قبولی برای رویداد زمینلرزه‌های کم عمق در سنگهای شکننده بود ولی برای زمین لرزه‌های بسیار عمیق کاربرد نداشت. نقطه‌ای که شکستگی توده سنگ از آن آغاز و در واقع انرژی ذخیره شده از آنجا آزاد می‌گردد. به نام کانون (Hypocenter) زمینلرزه نامیده می‌شود.

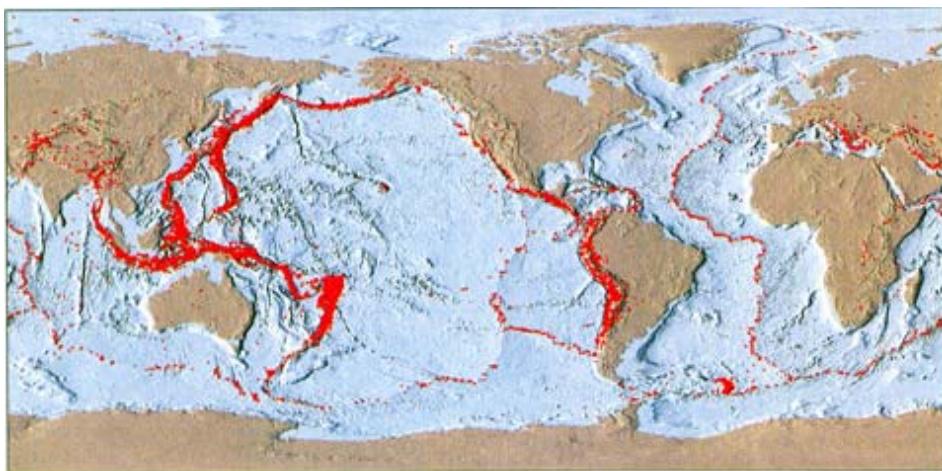


شکل ۳: تصویری نمادین از کانون زمینلرزه

درست بر بالای کانون زمینلرزه، بر روی سطح زمین نقطه‌ای قرار می‌گیرد به آن رومرکز (Epicenter) زمینلرزه گفته می‌شود. فاصله بین رومرکز و کانون زمینلرزه را عمق کانونی (Focal Depth) می‌نامند (شکل ۳).

۲- نظریه تکتونیک صفحه‌ای

این نظریه که انقلابی در علوم زمین‌شناسی بوجود آورد در اواسط دهه ۶۰ میلادی ارائه و به سوالات بسیار زیادی که از سال ۱۹۱۲ در پی اعلام نظریه اشتراق قاره‌ها توسط آلفرد و گنر که اعتقاد داشت قاره‌های امروزین در میلیونها سال پیش، بصورت یکپارچه بوده و بعدها از همیگر جدا و فاصله گرفتند، پایان داد. بر اساس نظریه زمین ساخت ورقه‌ای (تکتونیک صفحه‌ای) لیتوسفریاستنگ کره زمین از صفحات مجرا تشکیل یافته که این صفحات نسبت به یکدیگر در حال حرکت هستند این ورقه‌های زمین ساختی بر روی گوشه بالایی کره زمین که حالت نیمه مذاب دارد شناور هستند. صفحات پوسته به سه حالت عمدۀ نسبت به یکدیگر در حرکت بوده که این سه حالت عبارتند از حالت دور شونده، حالت نزدیک شونده و وضعیتی که صفحات در مجاورت یکدیگر حرکت می‌کنند. حرکت این صفحات به زیر یکدیگر یا در کنارهم باعث تجمع انرژی و نهایتاً بوجود آمدن زمینلرزه‌ها می‌گردد. با نگاهی به نقشه‌های تهیه شده از مراکز زمینلرزه‌های جهانی مشخص می‌گردد که اکثر زمینلرزه‌ها در مرز بین صفحات زمین ساختی روی می‌دهند (شکل ۴).



شکل ۴: نقشه پراکندگی زمینلرزه‌ها

حال که با نظریه زمین ساخت ورقه‌ای تا حدی آشنا شدیم به ادامه مباحث مربوط به زمینلرزه می‌پردازیم.

۳- انواع زمینلرزه:

۱-۱- زمینلرزه‌های زمین‌ساختی یا تکتونیکی

این زمینلرزه‌ها در اثر حرکات صفحه‌های زمین ساختی که در بحث فوق اشاره شد، به وقوع می‌پیوندند که خود این زمین لرزه‌ها یا به صورت بین صفحه‌ای هستند که در مرز صفحات زمین ساختی روی می‌دهند یا به صورت درون صفحه‌ای بوده که با فاصله نسبتاً زیادی از مرز صفحه‌ها رخ داده و بررسیهای جدید نشان می‌دهد

که مناطقی که محل کانون زمین لرزه‌های درون صفحه‌ای هستند خود در گذشته بسیار دور مرزبین صفحه‌ها یا محل جدا شدگی (حاشیه‌های غیرفعال) بوده‌اند. بیشتر زمین لرزه‌های رویداده در جهان از نوع تکتونیکی می‌باشند.

۲-۳- زمینلرزه‌های مرتبط با آتشفشنانها

این زمینلرزه‌های عمده‌تاً در مناطق آتشفشنانی یا نزدیک به قله‌های آتشفشنانها در اثر فعالیت‌های ماگماهای روی داده و اصولاً در مقام مقایسه با زمین لرزه‌های تکتونیکی از اهمیت زیادی برخوردار نمی‌باشند. عمق کانونی این زمینلرزه‌ها کم بوده و حداقل تا عمق ۱۰ کیلومتری مشاهده می‌گردد.

۳-۳- زمینلرزه‌های القایی:

زمینلرزه‌های القایی هستند که بشر در بوجود آمدن آنها دخالت دارد. بطور کلی معمولترین روش‌های بروز زلزله‌های القایی عبارتند از پر و خالی کردن مخازن سدهای بزرگ که مشهورترین رویداد مرتبط با این مسئله در سال ۱۹۶۷ زمینلرزه سد بزرگ کوئیا در هند بوده است. عامل دیگری که بروقوع زمینلرزه‌های القایی مؤثر است انفجارات هسته‌ای می‌باشد. برداشت از معادن بسیار بزرگ که با کمک انفجار مواد ناریه صورت می‌گیرد نیز از عوامل ذکر شده برای ایجاد زمین لرزه‌های القایی می‌باشد. مهمترین عامل ایجاد زمینلرزه‌های القایی ساخت سدهای بزرگ و آبگیری و تخلیه مخازن آنها است.

۴- مقیاس‌های اندازه‌گیری زمینلرزه:

بی‌تردید شناخت پدیده‌ای مانند زمینلرزه بدون دردست داشتن روش‌هایی به منظور اندازه‌گیری کافی و کمی آن غیر ممکن است. از این رو دانشمندان در سده‌های اخیر در پی تدوین مقیاس‌های اندازه‌گیری زمین لرزه بوده‌اند.

۱-۴- شدت زمینلرزه (Intensity)

قدیمی‌ترین معیار اندازه گیری زمینلرزه، شدت آن است این مقیاس که معیاری کیفی بر اساس ارزیابی اثرات زمینلرزه بر روی انسان و ساخته‌های دست بشر و خرابی‌ها است یکی از مفیدترین روش‌های اندازه‌گیری زمینلرزه‌های تاریخی است. اولین بار در سال ۱۸۸۳ مقیاس شدتی بنام (Rossi-Forel) تدوین شد که دارای ۱۰ درجه بود. در سال ۱۹۰۲ جوزپه مرکالی با توجه به مشکلات تشخیصی در مقیاس یاد شده مقیاسی را ابداع نمود که دارای ۱۲ درجه بود و به نام مقیاس شدت مرکالی معروف گردید.

مقیاس شدت مرکالی اصلاح شده در سال ۱۹۲۱ جایگزین مقیاس قدیمی مرکالی گردید و از آن پس بطور گسترده‌ای در آمریکای شمالی و سایر کشورها بکار گرفته شد. این مقیاس دارای ۱۲ درجه بوده و به حروف اختصاری MMI نمایش داده می‌شود. مقیاس‌های دیگری بنام MSK که برگرفته از حروف اول سه دانشمند به نام (Medvedev-Sponheuer-Karnik) بود که در کشورهای اروپایی مورد استفاده قرار گرفت. این مقیاس اولین بار در سال ۱۹۶۴ ابداع گردید. از اوایل دهه نود میلادی کمیسیون زلزله‌شناسی اروپایی تصمیم گرفت مقیاس جدیدی را بر پایه MSK ابداع نماید که این مقیاس تحت عنوان (European Macroseismic scale) EMS نامیده شد. این مقیاس اولین مقیاس شدت زمینلرزه بود که به همراه دستورالعمل راهنمایی برای استفاده

کنندگان ابداع شده بود. مقیاس دیگری که در ژاپن مورد استفاده قرار می‌گیرد مقیاس هفت درجه‌ای JMA (Japanese Meteorological Agency) است. ارزیابی شدت یک زمینلرزه در مناطق مختلف بر اساس بازدید کارشناسان و جمع آوری اثرات رویداد بر بشر و ساخته‌های دست وی صورت می‌گیرد. با برآورده شدن در هر منطقه و با وصل کردن نقاط هم شدت، منحنی‌هایی بدست می‌آید که به نام منحنی هم شدت لرزه‌ای معروف است. از روی نقشه‌های هم شدت می‌توان نحوه کاهش شدت و میرایی آن را با افزایش فاصله از مرکز سطحی زمین‌لرزه دریافت.

۲-۴- بزرگی زمینلرزه:

همانطور که اشاره کردیم مقیاس کیفی برای اندازه گیری زمین‌لرزه شدت نامیده می‌شود که برای ارزیابی توان زمین‌لرزه‌های تاریخی بسیار بکار گرفته شده است. در سده بیستم متعاقب ساخت و توسعه دستگاه‌های لرزه نگار و شبکه‌های لرزه نگاری به منظور اندازه گیری کمی برای اندازه یک زمین‌لرزه مقیاس دیگری ابداع گردید که به آن بزرگی زمین‌لرزه می‌گویند.

اولین بار در سال ۱۹۳۵ چارلز ریشر با همکاری برونو گوتبرگ در انسٹیتو تکنولوژی کالیفرنیا مقیاس بزرگی ریشرتر را ابداع نمود. این مقیاس که اصطلاحاً بزرگی محلی (MI) خوانده می‌شود با بهره گیری از یک لرزه نگار پیچشی وود-آندرسون که در فاصله ۱۰۰ کیلومتری از کانون زمین قرار داشت تعریف گردید. براین اساس لگاریتم در پایه ۱۰ بیشینه دامنه زمین‌لرزه ثبت شده توسط لرزه نگار وود-آندرسون در فاصله ۱۰۰ کیلومتری از مرکز سطحی زمین‌لرزه "بزرگای محلی" نامیده شد. از آنجایی که ریشرتر بزرگای محلی را برای کالیفرنیای جنوبی و بر اساس لرزه نگار وود-آندرسون تدوین نمود لرزه شناسان فاکتورهای مقیاس مناسبی برای انواع مختلف لرزه نگارها در سایر مناطق جهان برای محاسبه ML تدوین نمودند. معادله بزرگی ریشرتر عبارت است از

$$M_I = \log_{10} A(\text{mm}) + \text{(فاکتور تصحیح فاصله)}$$

A = دامنه (میلیمتر) که مستقیماً از روی رکورد لرزه نگار وود-آندرسون بدست می‌آید.
فاکتور فاصله = که مستقیماً می‌توان از جدول کتاب زمین‌لرزه شناسی مقدماتی ریشرتر ۱۹۵۸ بدست آورد. ریشرتر برای کالیفرنیای جنوبی معادله را به صورت زیر نوشت.

$$M = \log_{10} A(\text{mm}) + 3 \log_{10}[8\Delta t(\text{s})] - 2.92$$

بنابراین پس از اینکه دامنه موج محاسبه شده لگاریتم آنرا حساب کرده و آن را براساس فاصله لرزه نگار تا کانون زمین‌لرزه که بواسیله اختلاف زمانی رسید امواج p و S ΔT محاسبه می‌شود، زمین‌لرزه شناسان بزرگی زمین‌لرزه را به صورت جداگانه از هر ایستگاه برآورد و سپس میانگین آنها را محاسبه و اعلام می‌کنند.

بطور معمول بزرگی ارائه شده که توسط مراکز مختلف زمین‌لرزه شناسی گزارش می‌شود حدود ۰/۲ اختلاف دارد. ممکن است حتی طول بکشد. هر مرکز زمین‌لرزه شناسی میانگین بزرگی برآورده شده توسط ایستگاه‌های تحت پوشش خود را محاسبه و اعلام می‌کند. بهر حال ممکن است چند روز طول بکشد تا ارگانهای مختلف به بهترین برآورد بزرگی برسند.

۱-۲-۴- بزرگی امواج سطحی

همانگونه که ذکر گردید در بزرگای محلی ریشتر، تفاوتی بین انواع مختلف امواج زمین لرزه وجود ندارد. لذا دانشمندان مقیاس برآورده بزرگی بر اساس نوع بخصوص از امواج را ابداع نمودند. از آنجمله می توان به بزرگای موج سطحی (M_s) اشاره نمود. بزرگای موج سطحی بر پایه دامنه امواج رالی با پریود حدود ۲۰ ثانیه محاسبه می گردد. بزرگای موج سطحی برپایه دامنه تغییر مکان ماکزیمم زمین می باشد بزرگای موج سطحی اغلب جهت توصیف اندازه زمین لرزه های متوسط تا بزرگ و کم عمق و نسبتاً دور محاسبه می گردد.

۲-۲-۴- بزرگای موج حجمی

گوتنبرگ در سال ۱۹۵۶ یک رابطه بزرگی بر اساس امواج دور لرزه ای نظریه P و pp و S در پریود زمانی بین $0/0$ تا 12 ثانیه تدوین کرد. چون برای زمین لرزه های با کانونی عمیق امواج سطحی اغلب کوچکتر از آن است که امکان ارزیابی بزرگای موج سطحی برای آنها باشد، لذا محاسبه بزرگا از روی امواج حجمی بسیار مفید است. در عین حال مقیاس دستگاهی بزرگای دیگر نیز معمولاً در میان زمین لرزه شناسان مطرح می باشد از آنجمله می توان به M_n و M_D به ترتیب بزرگای ناتلی و بزرگای مدت دوام کل زمین لرزه اشاره نمود.

۳-۲-۴- بزرگای گشتاوری

نکته ای که در مورد مقیاسهای بزرگی دستگاهی باید مورد توجه قرار گیرد بحث اشباع شدن این مقیاسها می باشد بدین معنی که این اعداد کمیتاهای تجربی بوده که بر اساس اندازه گیری های خصوصیات مختلف، زمین توسط دستگاههای لرزه نگار بدست آمده اند. لزوماً افزایش انرژی کل آزاد شده حین زمین لرزه منتج به افزایش سرعت خصوصیات لرزه ای دستگاهی نخواهد شد در مورد زمین لرزه های بزرگ خصوصیات اندازه گیری شده لرزش زمین از حساسیت کمتری نسبت به زمین لرزه های کوچک برخوردار است. این پدیده اشباع شدن نامیده می شود. بزرگای موج حجمی و بزرگای محلی ریشتر در درجه 6 تا 7 و بزرگای موج سطحی در حدود 8 اشباع می شوند. لذا برای بیان اندازه زمین لرزه های بسیار بزرگ نیاز به مقیاس جدیدی بود که مسئله اشباع در آن بوجود نیاید. این مقیاس به نام بزرگای گشتاوری اولین بار توسط کاناموری از سال ۱۹۷۷ ابداع گردید.

بزرگای گشتاوری بر اساس گشتاور لرزه ای که خود معیار انرژی آزاد شده توسط زمین لرزه است محاسبه می گردد.

$$M_0 = \mu Ad$$

$$\mu =$$

مدول برشی سنگهای در امتداد گسل

$$A =$$

سطح لغزش

$$d =$$

متوجه مقدار جابجاگایی در طول گسل

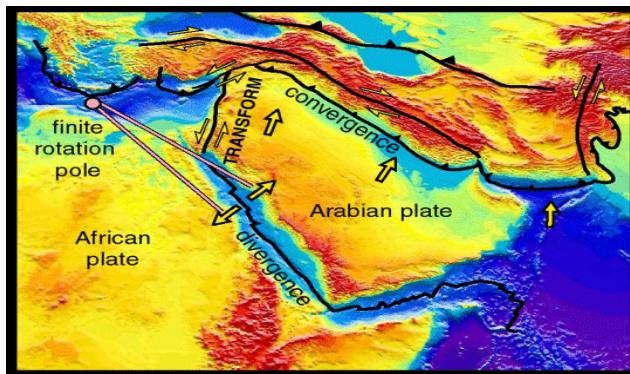
نام گشتاور لرزه ای به علت واحد آن که همان نیرو ضرب در طول می باشد، انتخاب شده است گشتاور لرزه ای برای زمین لرزه های جدید معمولاً از روی نگاشتها محاسبه و برای زمین لرزه های تاریخی از روی اندازه شگستگی گسل و جابجاگایی آن محاسبه می گردد.

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 16$$

بررسی‌ها نشان می‌دهد تا بزرگی M_w ۷/۵ و M_s تقریباً نزدیک به هم هستند اما MW بدون اشباع شدن تا مقادیر بالا نیز محاسبه می‌شود. (عنوان مثال زمین‌لرزه ۱۹۶۰ شیلی با بزرگی گشتاوری ۹/۵^(۹))

۵- لرزه‌خیزی ایران:

بی‌تر دید سرزمین ایران از فعالترین مناطق لرزه‌خیز دنیا محسوب می‌شود موقعیت زمین ساختی این پهنه به صورتی است که بطور مداوم تحت تاثیر تنشهای وارده ناشی از باز شدن بستر دریای سرخ و فشار وارده از سوی صفحه عربی می‌باشد. با نگاهی به نقشه لرزه زمین‌ساخت خاورمیانه مشخص است که موقعیت ایران به صورت یک پهنه تحت فشار مابین صفحه توران در شمال و صفحه عربی در جنوب می‌باشد. (شکل ۵) فرآیندهای زمین‌شناسی صورت گرفته در طول تاریخ زمین‌شناسی این ناحیه در این مقاله مد نظر ما نمی‌باشد. ولیکن بطور کلی باید گفت در طول نئوژن و کواترنر (دوران اخیر زمین‌شناسی) صفحه عربستان مجموعاً ۷۰۰ کیلومتر به طرف شمال‌شرق حرکت کرده که موجب ۵۰۰ کیلومتر کوتاه شدن در کپه داغ، البرز و ایران مرکزی و ۲۰۰ کیلومتری کوتاه شدن در زاگرس گردیده است. که از این مقدار ۱۲۰ کیلومتر به صورت رورانده و ۸۰ کیلومتر به صورت چین خورده می‌باشد. بررسی روندهای زمین ساختی موجود در فلات ایران نشان‌هندۀ وجود سه جهت گیری کلی می‌باشد که عبارتند از جهت شمال‌غرب و جنوب شرق، جهت شمال‌شرق – جنوب غرب و جهت شمالی-جنوبی که گسلهای واجد جهات نوع اول و سوم تحت تاثیر جابجایی‌های امتدادی راستگرد و گسلهای واجد جهت نوع دوم تحت تاثیر جابجایی چپگرد هستند. بی‌تر دید مجموعه گسلهای فعالی که در پهنه زمین ساختی ایران قرار دارند قادر به بوجود آوردن زمین‌لرزه‌های ویرانگری می‌باشند.



شکل ۵: نقشه موقعیت ایران در تکتونیک خاور میانه

رویداد زمینلرزه‌های ویرانگری نظیر زلزله ۱۹۶۸ دشت بیاض خراسان، ۱۹۷۸ طبس خراسان، ۱۹۸۱ گلباف کرمان، ۱۹۹۰ روبار - منجبل و ۱۹۹۷ زیرکوه قائنات و زمینلرزه‌های اخیر مناطق بم و کجور مازندران نشان می‌دهد که فلات ایران ناحیه‌ای به شدت پویا است و بی‌گمان تکرار این زمین‌لرزه‌های ویرانگر در آنیدهای نه چندان دور در نقاط مختلف کشور متهم می‌باشد.

حقیقین مختلف از دیدگاه لرزه زمین ساختی سرزمین ایران را به پهنه‌های گوناگون تقسیم نموده‌اند. شاید ساده‌ترین این تقسیم بندهایا، تقسیم ایران به چهار ناحیه لرزه‌زمین ساختی است که توسط بربریان در سال

۱۹۷۶ ارائه شده است. بر اساس این تقسیم بندی ایران به چهار ایالت لرزه زمین ساختی زاگرس، ایران مرکزی، البرز و کوه داغ تقسیم شده که هریک دارای ویژگیهای خاص خود می‌باشد.

در پهنه زاگرس با زمینلرزه‌های فراوان کم عمق با بزرگی متوسط و بعضیًّا زیاد با دوره بازگشت کوتاه روبرو هستیم حل سازو کار کانونی زلزله‌های زاگرس، مؤید گسلهای معکوس با رانده با شیب زیاد (۴۰ تا ۵۰ درجه) می‌باشد که امتداد آنها از امتداد کلی زاگرس پیروی می‌کند.

در ایران مرکزی فراوانی زلزله‌ها به اندازه زاگرس نبوده و عموماً دارای عمق کمتر و بزرگی بیشتر هستند. اکثر زمین لرزه‌های ویرانگر در این ناحیه با گسلش سطحی همراه هستند. در ناحیه البرز زمین لرزه‌ها اغلب بزرگ و از نوع کم عمق بوده که در مقایسه با زاگرس از دوره آرامش طولانی تری برخوردارند. اکثر زلزله‌های شمال ایران ظاهراً در ارتباط با گسلهای سطحی شناخته شده نمی‌باشند. در ناحیه کوه داغ به نظر می‌رسد پوسته این منطقه در حال کوتاه شدنی است و این کوتاه شدنی با گسلش راندگی و امتداد لغز چپگرد در بخش غربی و امتداد لغز راستگرد در بخش شرقی همراه است زلزله‌های این ناحیه کم عمق می‌باشند.

نتیجه گیری:

زمینلرزه در سرزمین ایران رویدادی گریز ناپذیر است که بی تردید تنها راهکار مناسب جهت کاهش خسارات جانی و مالی آن، طراحی مقاوم سازه‌ها ای جدید و مقاوم سازی سازه‌های قدیمی می‌باشد. بی تردید شناخت پدیده زمینلرزه و تمامی ابعاد آن مستلزم مطالعه در مفاهیم اولیه آن است. در این مجموعه کوتاه سعی شد تا با زبانی ساده مفاهیم اولیه زمینلرزه تشریح شود و امید آن است که روزی فرا رسید تا رویداد زمینلرزه‌ها در کشور ما نیستی و نابودی را بهمراه نیاورد.

مراجع

- ۱-آلگر، ک: نا آرامیهای زمین -ترجمه درویش زاده، ع-دانشگاه تهران ۱۳۶۷
- ۲-امبرسز، ن.ن و ملویل، چ.ب: تاریخ زمینلرزه های ایران -ترجمه رده، ا.موسسه انتشارات آگاه تهران ۱۳۷۰
- ۳-پورکرمانی، م و آرین، م.سایزمو تکتونیک-شرکت دز آب ۱۳۷۶
- ۴-درویش زاده، ع.زمین شناسی ایران، انتشارات امیر کبیر ۱۳۸۰
- ۵-مجموعه ای از مطالب گرد آوری شده توسط نگارنده از اینترنت

۶-Beberian ,M .Contribution to the seismotectonics of Iran.Geological Survey of Iran,Rep.No ۳۹.۵۱۸p