

درس مهندسی زلزله

مراجع

☒ تحلیل لرزه ای سازه ها نوشه: دکتر رضایی پژند- مهندس مویدیان؛ انتشارات دانشگاه امام رضا

۱۳۷۸

☒ مهندسی زلزله ؛ دکتر حسن مقدم ؛ انتشارات فراهنگ ۱۳۸۱

☒ مهندسی زلزله ؛ نوشه: دکتر حجت الله عادلی ؛ انتشارات دهخدا ۱۳۵۹

☒ دینامیک سازه ها و تعیین نیروهای زلزله ؛ نوشه: آنیل چوپرا ترجمه: شاپور طاحونی ؛ انتشارات

علم و ادب ۱۳۷۷

☒ دینامیک سازه ها ؛ نوشه: ماریو پاز ترجمه: دکتر حسن مقدم - مهندس عباس خواجه کرم الدینی؛

موسسه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله ۱۳۷۴

☒ دینامیک سازه ها ؛ نوشه: کلاف و پنзین ترجمه: دکتر سعادتپور ؛ انتشارات دانشگاه صنعتی

اصفهان

☒ ساختمنهای مقاوم در برابر زلزله ؛ نوشه: واکابایاشی ترجمه: دکتر سعادتپور ؛ انتشارات دانشگاه

صنعتی اصفهان ۱۳۷۲

مباحث

فصل ۱- مبانی زمین شناسی زلزله

فصل ۲- امواج و اثرات زلزله و مقیاسهای اندازه گیری آن

فصل ۳- مبانی دینامیک سازه ها

فصل ۴- دستگاه یک درجه آزادی با جرم مرکز و روش تاریخچه زمانی

فصل ۵- روش مختصات تعمیم یافته

فصل ۶- روش تحلیل طیف پاسخ برای دستگاههای یک درجه آزادی

فصل ۷- تحلیل تاریخچه زمانی و تحلیل طیف پاسخ ساختمانهای برشی

فصل ۸- تحلیل تاریخچه زمانی و تحلیل طیف پاسخ قابهای فضایی با کف صلب

فصل ۹- تحلیل دینامیکی با استفاده از روش *Finite Elements*

فصل ۱۰- روش استاتیکی معادل برای بارگذاری لرزه ای

فصل ۱۱- سیستم های باربر لرزه ای

فصل اول

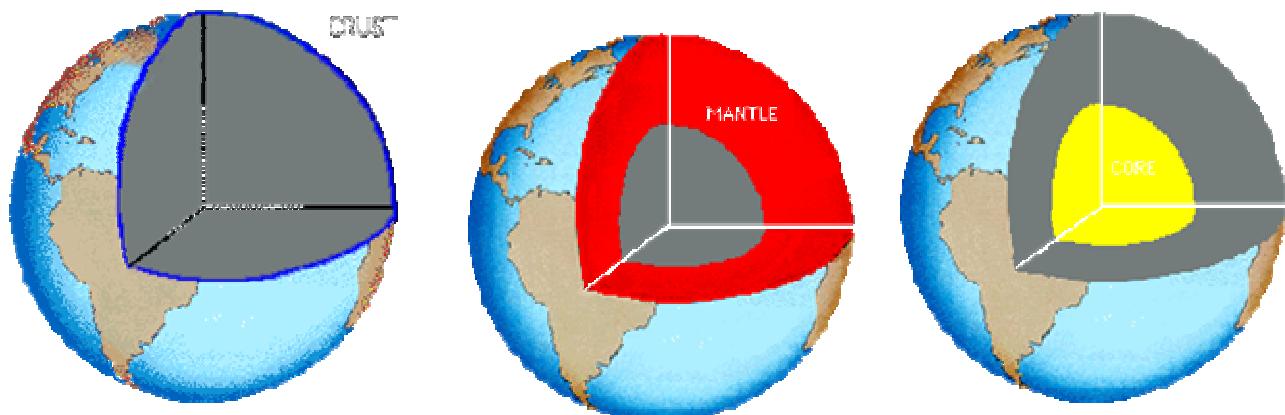
مبانی زمین شناسی زلزله

تاریخچه

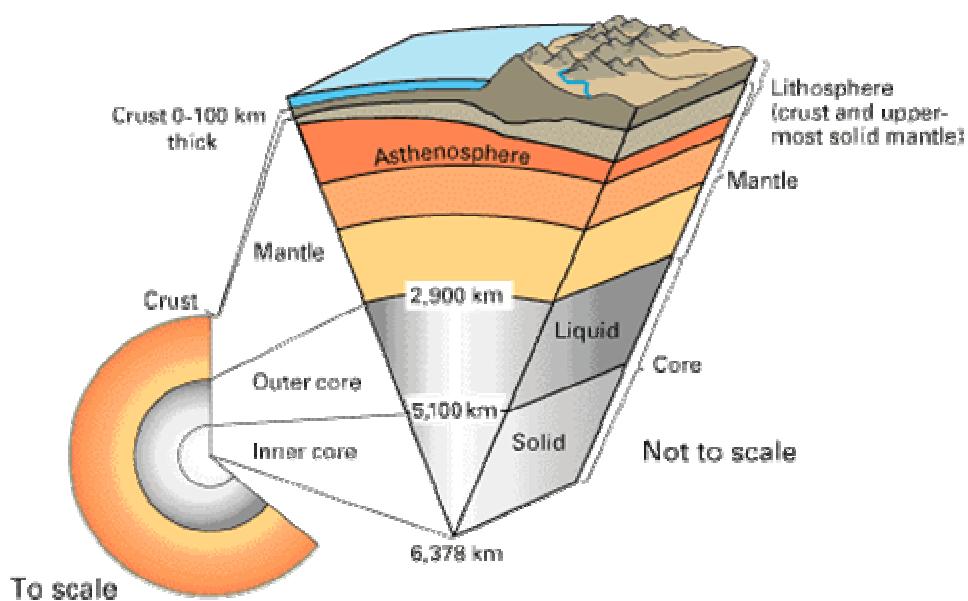
- علم مهندسی زلزله، علم نوینیادی است که در ابتدای قرن بیستم زاده شد.
- قبل از ابداع و نصب دستگاههای ستابتگار، علم دینامیک سازه ها نقشی در مهندسی زلزله نداشت. با انتشار ستابتگاشتهای ثبت شده در غرب آمریکا (اکثر کمربندی زلزله آمریکا در غرب آن واقع است) در دهه 60 و محاسبه طیف های پاسخ آنها توسط کامپیوتر، دینامیک سازه ها به عرصه مهندسی زلزله وارد شد.
- در دو دهه آخر قرن بیستم علم زلزله و طراحی لرزه ای پیشرفت بسیاری کرد که یکی از نتایج آن عرضه روش طراحی بر اساس عملکرد (*Performance Based Design*) است که می توان آن را سرآغاز جدیدی در عرصه طراحی لرزه ای دانست. این روش بر اساس عملکرد کاملاً غیر خطی سازه در هنگام زلزله بوده و جایگزین روش قبلی طراحی بر اساس مقاومت می شود.

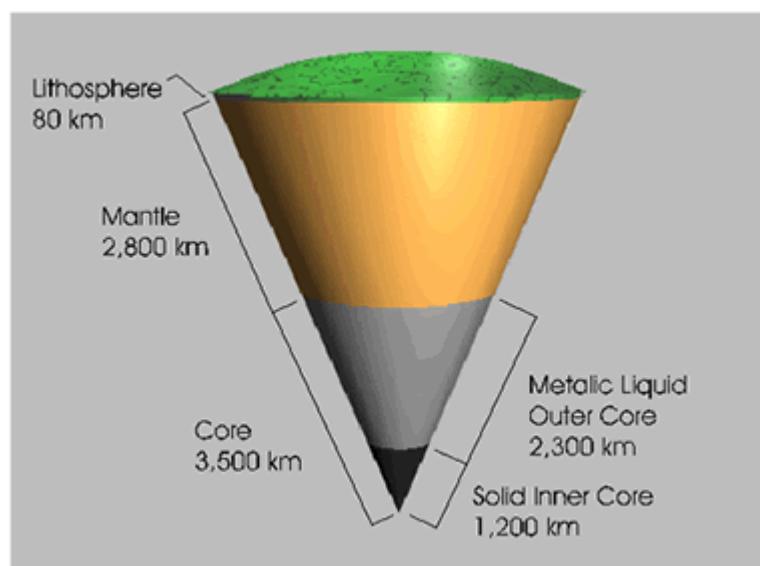
علت زمین ساختی زلزله

برای شناخت علت زمین ساختی زلزله بایستی با سیستم داخلی کره زمین آشنایی داشت. در اشکال زیر سه قسمت اصلی کره زمین به نامهای هسته (Core)، جَهَّه (Crust) و پُوسته (Mantle) را مشاهده می‌کنید.

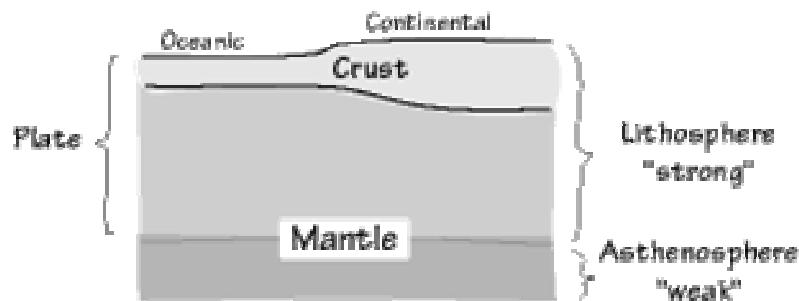


- هسته خود شامل هسته داخلی و هسته خارجی است که هسته داخلی جامد و هسته خارجی مایع است.





- خود پوسته شامل دو قسمت می شود: یک لایه صلب خارجی بنام لیتوسفر که روی لایه داغ تر و ضعیف تری به نام استنسوفر (*Asthenosphere*) قرار دارد. لیتوسفر مرز صفحات تکتونیکی ناپیوسته است. قاره ها و اقیانوسها روی لیتوسفر قرار دارند.



نظریه تکتونیک صفحه ای (Plate Tectonics)

طبق این تئوری لیتوسفر زمین متشکل از تعدادی صفحات صلب است. سطح زمین از ۶ صفحه لیتوسفری بزرگ و تعدادی صفحات کوچکتر پوشیده شده است. این صفحات نسبت به یکدیگر حرکت می کنند و فعالیت های زمین شناسی از قبیل زلزله ها و آتشفسان ها در طول مرز مشترک این صفحات

متمرکز می باشند. با مقایسه نقشه صفحات لیتوسفری زمین و نقشه زمین لرزه های بوقوع پیوسته مشاهده می شود که تقریباً همه زلزله ها (در حدود ۹۰٪) در مرز بین صفحات تکتونیکی روی داده اند. از این طریق دانشمندان پی به ارتباط بین زلزله ها با فصل مشترک صفحات تکتونیکی برده اند.

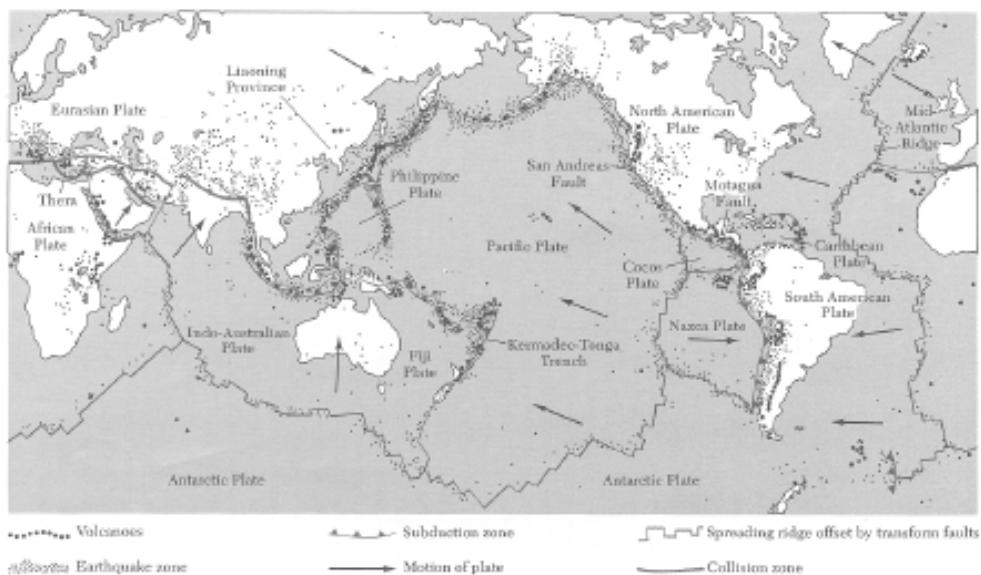
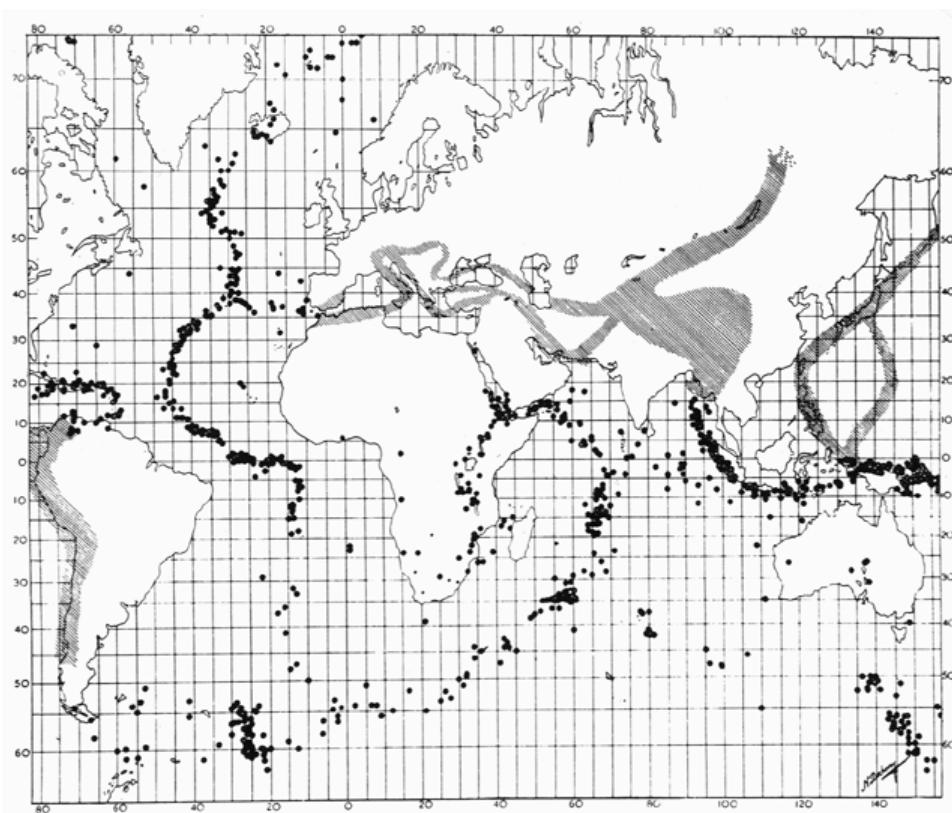


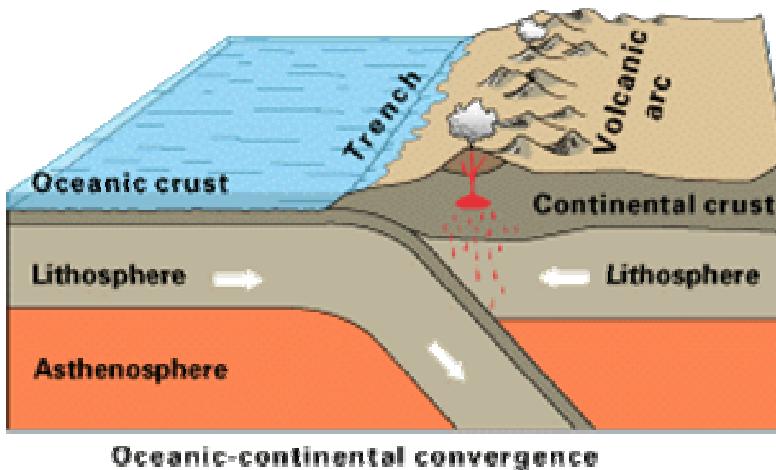
Figure 1-2. Tectonic plates and world-wide distribution of earthquakes. (From *Earthquake*, by Bruce A. Bolt. Copyright 1978, 1999 W. H. Freeman and Company. Used with permission.)



صفحات لیتوسفری نسبت به یکدیگر در حال حرکتند، مثلاً صفحات آمریکای شمالی و اقیانوس آرام سالی بین ۴ تا ۶ سانتی متر نسبت به هم حرکت دارند. در مرز مشترک این صفحات سه نوع رفتار وجود دارد:

۱- **مرزهای واگرا (divergent)**: در این مرزها صفحات از یکدیگر دور شده که همراه با ایجاد لیتوسفر جدید می باشد. این نواحی گرده ماهی شکل بوده و اکثراً در وسط اقیانوس ها ایجاد می شوند. مثل گرده ماهی وسط اقیانوس اطلس.

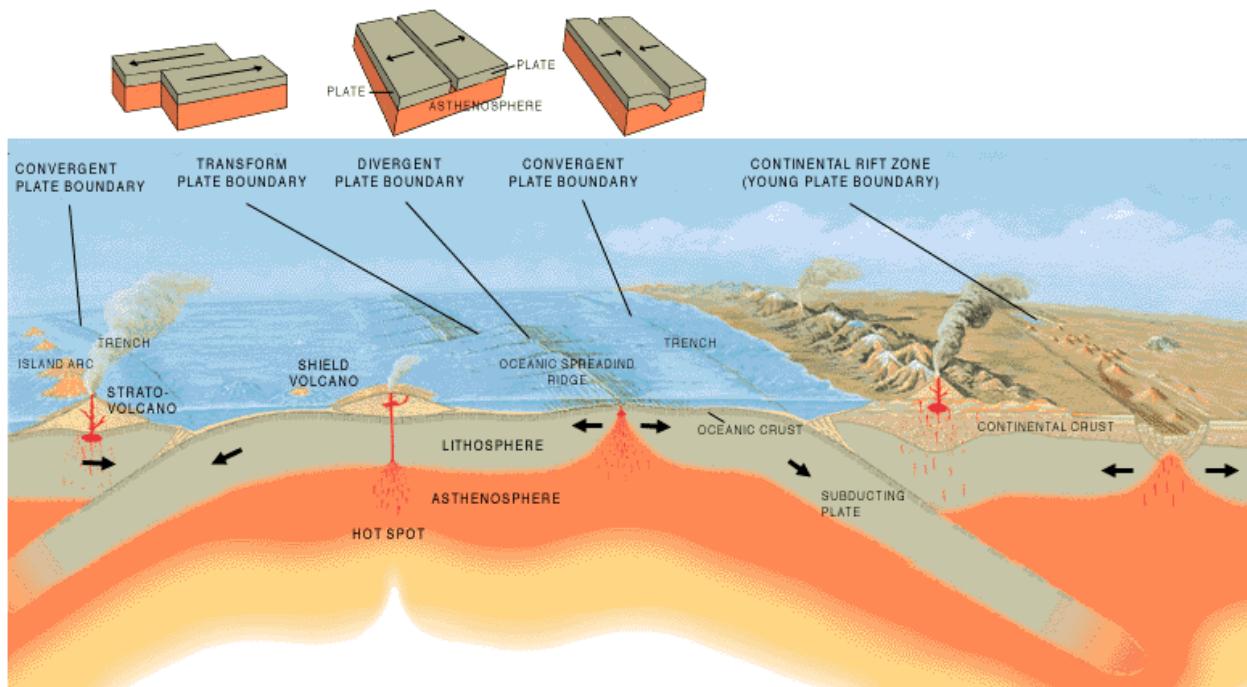
۲- **مرزهای همگرا (convergent)**: در این مرزها صفحات با هم تصادم کرده و به پوسته زمین فشار می آورند و کوههای جدید را ایجاد می کنند و یا اینکه در اثر فشار، یک صفحه ممکن است زیر صفحه دیگر رفته و مواد لیتوسفری را با خود به داخل گوشه زمین ببرد. در این نقاط خندق های عمیق ایجاد می گردد.



مثلاً سلسله جبال زاگرس ناشی از تقارب حد مشترک صفحه ایران و صفحه عربستان سعودی می باشد.

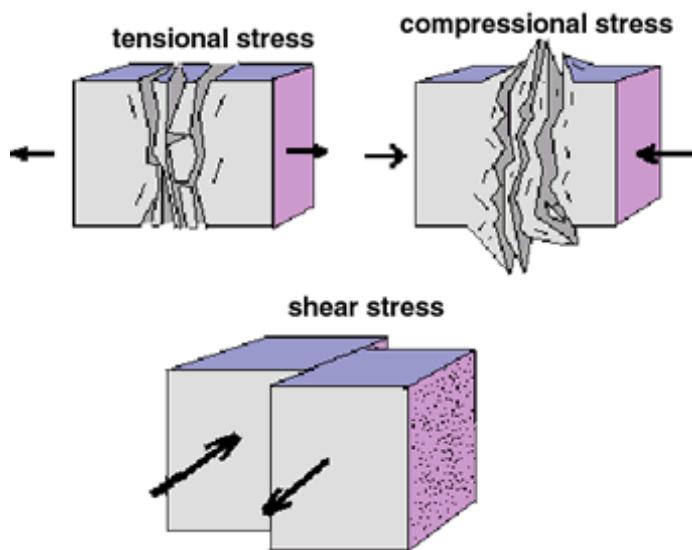
۳- **مرزهای لغزشی (sliding)**: این صفحات نسبت به یکدیگر در یک صفحه افقی می لغزند. در این نوع مرزها نه پوسته جدیدی ایجاد می شود و نه پوسته ای منهدم می گردد.

■ این مرزها همان گسلها هستند که بعدا درباره آنها توضیح داده خواهد شد. یک سری از گسل‌ها هستند که در غیر از مرز صفحات لیتوسفری قرار دارند (که خیلی کم هستند).

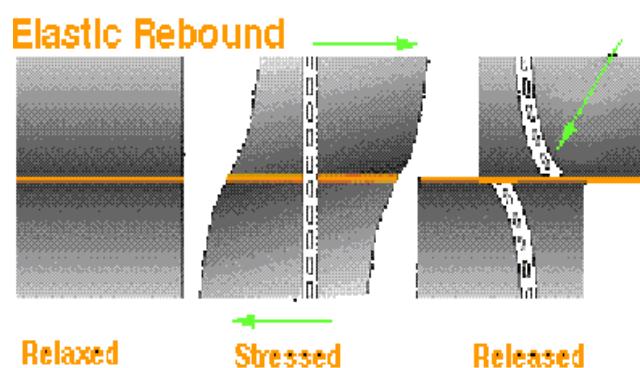


نظریه برگشت الاستیک برای وقوع زلزله‌ها (Elastic Rebound Theory)

صفحات لیتوسفری در مرزشان (در گسل‌ها) به آرامی حرکت می‌کنند. این حرکت ایجاد کرنش و تنش در سنگ‌های دو طرف گسل را می‌کند. سنگ‌ها و صخره‌ها در این مرزها تغییر شکل الاستیک داده یا بوسیله اصطکاک (نیروی برش) شکل اولیه خود را حفظ می‌کنند، تا اینکه تغییر شکل و تنش ایجاد شده به حدی می‌رسد که بر مقاومت سنگها و صخره‌ها در دو طرف گسل غلبه کند.



در این هنگام صخره ها با خراش نسبت به یکدیگر لغزیده و به طور ناگهانی در می روند. لغزش مزبور موجب رها شدن انرژی الاستیک انبار شده در سنگ ها می گردد و به صورت امواجی منتشر می شود. در اثر این امواج، زمین دچار حرکت های شدیدی در همه جهات می شود که زلزله یا نام دارد. امواج لرزه ای در همه جهات ساطع شده و انرژی آزاد شده را با خود جابجا می کنند. این امواج در مسیر خود اجسام و ساختمانهای سر راه خود را حرکت داده و به آنها آسیب می رسانند. حرکت این امواج مانند حرکت امواجی است که به خاطر پرتتاب یک سنگ در آب ایجاد می گردد. در آن حالت به راحتی می توان توسعه موج و نحوه حرکت آنرا در مایع دید.



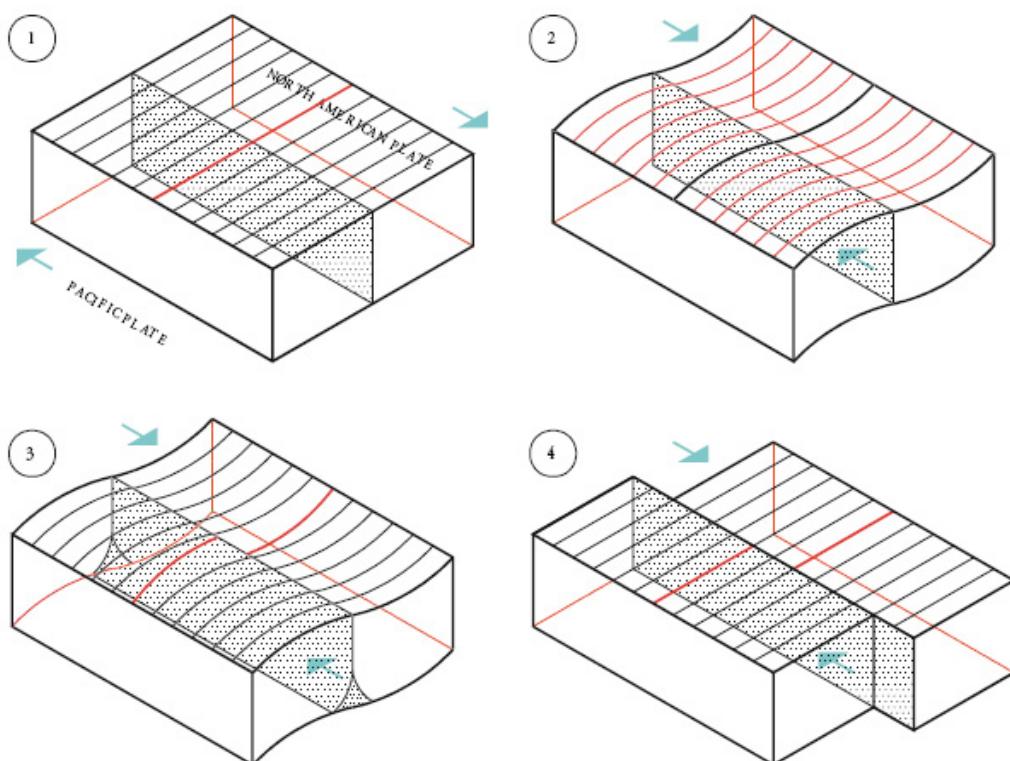


Figure 1-27. Elastic rebound model of earthquakes



■ بنابراین حرکت گسل ها نتیجه جمع شدن تدریجی انرژی کرنش الاستیک ناشی از برش و رها شدن ناگهانی تنفس مربوطه در توده سنگ ها است که اصطلاحا به آن برگشت الاستیک گویند.

نکته: حرکت گسل مسلم است از یک نقطه شروع می شود ولی آزاد شدن انرژی در طول کیلومترها از طول گسل (طول پاره شدگی) رخ می دهد.

نکته: در صورتی که مقاومت صخره ها و اتصال آنها در محل گسل نسبتا کم باشد، انرژی الاستیک کمی در اثر تغییر شکل در طول گسل جمع شده و تغییر شکل و انرژی الاستیک آزاد شده نیز کم بوده و زلزله های ایجاد شده کوچک می باشد. اما اگر مقاومت سنگ ها و اتصال آنها در محل گسل خیلی زیاد باشد، در این صورت فشار وارد ممکن است برای ده ها و یا صدها سال جمع شده و مقدار قابل ملاحظه ای شود. موقعی که تنفس سرانجام به آن اندازه رسیده که بر اتصال محکم گسل غلبه کند، لغزش مهیبی در محل سنگها رخ داده و زلزله بزرگی ایجاد می شود.

گسل ها (*Faults*)

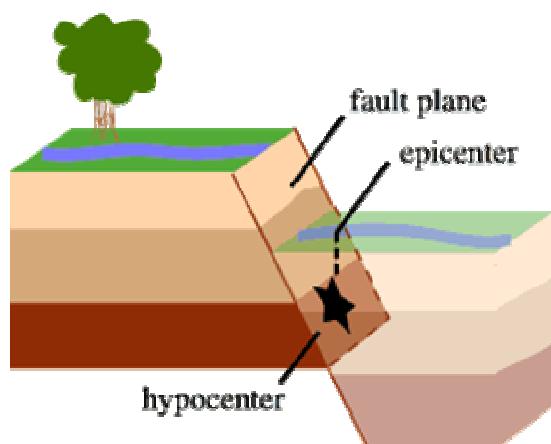
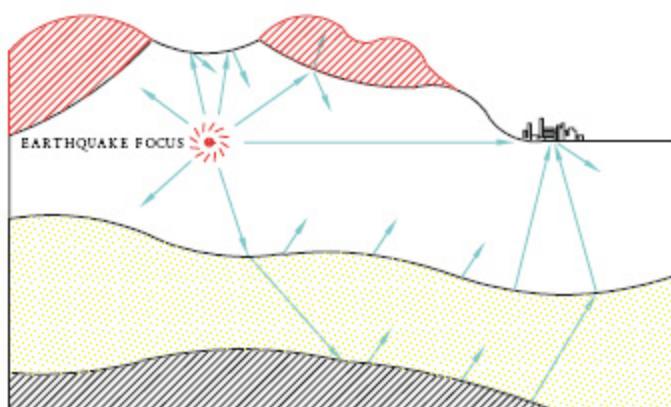
تعریف گسل: گسل عبارت است از سطح ناپیوسته (غالباً مسطح) ای که دو مجموعه سنگی را از هم جدا می کند. گسل معرف صفحه ای است که در طول آن حرکات زمین رخ می دهد و مبدأ حرکت زمین در یک زلزله از آن ناشی می شود. همه گسل ها مربوط به مرز صفحات تکنوتیکی نیست. در غیر از مرز صفحات تکنوتیکی هم گسل داریم.

■ صفحه همه گسل ها در سطح پوسته زمین بریده نشده تا با چشم قابل دیدن باشند و بنابراین بعضی از گسل ها در سطح زمین اثری از خود ندارد.



تعریف کانون زلزله (hypocenter or focus): در هر نقطه‌ای از عمق گسل ممکن است زلزله رخ دهد. به این نقطه در عمق گسل کانون گویند. امواج از این نقطه به اطراف ساطع می‌شوند. اگر این گسیختگی ای که در عمق گسل رخ داده به سطح گسل برسد، باز شدن زمین در هنگام زلزله قابل رویت خواهد بود.

تعریف مرکز زلزله (epicenter): نقطه‌ای است در سطح زمین که درست در بالای کانون زلزله قرار دارد.



نکته: اگر گسیختگی که در عمق گسل رخ داده، در کانون به سطح گسل برسد، باز شدن زمین هنگام زلزله قابل رویت خواهد بود.

عمق زلزله

عمق گسل‌ها مختلف بوده و کانون زلزله (نقطه گسیختگی سنگ‌ها از همدیگر) در هر عمقی از این صفحات گسل می‌تواند باشد. فاصله نقطه گسیختگی صخره‌ها از سطح زمین را عمق زلزله (*focal depth*) گویند.

زلزله را بر حسب عمق به دو نوع سطحی و عمیق تقسیم می‌کنند. عمق زلزله‌های سطحی کمتر از 10 کیلومتر است ولی زلزله‌های عمیق از عمق 300 تا 600 کیلومتری متشر می‌شوند. از آنجا که در اعماق زیاد، درون زمین از مواد جامد بسیار نرم ساخته شده و جایی برای شکستگی صفحات سخت و وقوع زلزله باقی نمی‌ماند، عملاً عمق زلزله نمی‌تواند از یک حدی بیشتر شود. زلزله‌های عمیق در گودالها (نواحی‌ای که صفحات سخت به عمق زمین می‌روند) بیشتر رخ می‌دهند. در نقاطی که صفحات به یکدیگر فشار آورده و یکی زیر دیگری فرو می‌رود، زلزله‌های کم عمق تا عمیق رخ می‌دهد. در جایی که صفحات نسبت به یکدیگر لغزیده، و از مقابله هم عبور می‌کنند، معمولاً زلزله‌های عمیق اتفاق نمی‌افتد.

حوزه اثر زلزله‌های سطحی نسبتاً کوچک است و در خارج آن فقط با دستگاه‌های لرزه‌نگاری می‌توان زلزله را حس نمود. در حالی که زلزله‌های عمیق در فواصل دور هم محسوس می‌باشند.

■ تفاوت عمده این دو نوع زلزله از نظر مهندسی در این است که زلزله‌های مخرب همواره از نوع سطحی هستند و زلزله‌های عمیق اثر تخریبی چندانی ندارند. زلزله‌های مخرب حداقل در عمق 50 کیلومتری قرار دارند.

نکاتی درباره گسل‌ها

- گسل‌ها باعث ایجاد زلزله هستند ولی بر عکس آن صحیح نیست. یعنی زلزله باعث ایجاد گسل نمی‌شود.

- نود درصد زلزله ها در گسل های مجاور صفحات تکنوتیک رخ می دهد. ده درصد دیگر زلزله ها در گسل هایی اتفاق می افتد که در داخل صفحات اصلی قرار دارند.
- سطح گسل ممکن است جهت خاصی نداشته باشد. با این وجود بسیاری از گسل ها دارای سطوح قائم یا مورب هستند.

سرعت حرکت گسل های فعال

بعضی از گسل ها همواره در حال حرکتند، در حالی که بعضی دیگر فقط به هنگام وقوع زلزله حرکت می کنند.

سرعت گسل های فعال در حال حرکت متفاوت است. بیشترین آنها حدود 3 تا 10 سانتی متر در سال است.

طول گسلها

طول گسلها بسیار متفاوت است و ممکن است از چند متر تا صدها کیلومتر - که لایه های بزرگ قاره ها یا اقیانوسها را بریده و از هم مجزا می نماید - باشد. گسل های طولانی تا ۱۰۰۰ کیلومتر طول دارند. بزرگی زلزله با طول گسلش ارتباط دارد. به طور معمول طول گسلش را نصف طول گسل در نظر می گیرند.

گسل فعال

گسل هایی که طی چند هزار سال گذشته حرکت نموده و در آینده نیز حرکت خواهند کرد، گسل فعال نامیده می شوند. این گسل ها به وسیله کاوش های زمین شناسی و عکسهای هوایی تعیین می شوند. از آنجا که زلزله معمولاً در مناطقی که گسل فعال دارند، رخ می دهد، به هنگام طرح پروژه های بزرگ نظیر سد و نیروگاه، فاصله مشخصات گسل های فعال منطقه بایستی مشخص شود و در برآورد

زلزله طرح مورد استفاده قرار گیرد (در کتاب زلزله مقدم و کتاب آقای بربیان، فاصله هر شهر از گسل فعال منطقه و طول گسل آورده شده است).

■ ممکن است یک گسل فعال نباشد ولی در هنگام زلزله فعال گردد.

أنواع گسل‌ها

۱- گسل ساکن: صخره‌های دو طرف گسل نسبت به هم ساکن بوده و هیچ حرکتی ندارند.

۲- گسل نرمال یا گسل کششی (Normal or subduction Fault): در این نوع گسل صخره‌های دو طرف گسل تمايل به جدا شدن از يكديگر داشته ايجاد کشش در گسل می‌کنند. در صورتی که کشش برای ايجاد گسيختگی کافی باشد، يك قطعه نسبت به قطعه ديگر به طرف پايين حرکت می‌کند.

■ اکثر گسل‌ها نرمال در طول مرز صفحات تکنوتیک و اگرا ايجاد می‌شوند.

۳- گسل معکوس یا فشاری (Reverse or Thrust Fault): صخره‌های دو طرف گسل تمايل به فشردن يكديگر داشته، در گسل فشار ايجاد می‌کنند. موقعی که فشار برای ايجاد گسيختگی کافی باشد يك قطعه نسبت به قطعه ديگر در امتداد صفحه گسل به طرف بالا حرکت می‌کند.

■ اکثر گسل‌های فشاری در محل تصادم صفحات همگرا ايجاد می‌شوند.

۴- گسل‌های لغزشی جانبی (Strike-Slip Faults): حرکت در طول يك صفحه گسل تقریباً قائم به صورت لغزش جانبی صورت می‌گیرد. حرکت این گسل‌ها می‌تواند به سمت راست یا چپ باشد. حرکت به سمت راست یعنی اگر شخصی روی هر طرف این گسل قرار بگیرد و رو به گسل نگاه کند، حرکت طرف مقابل همیشه به طرف راست او می‌باشد و برعکس. (راستگرد و چپگرد)

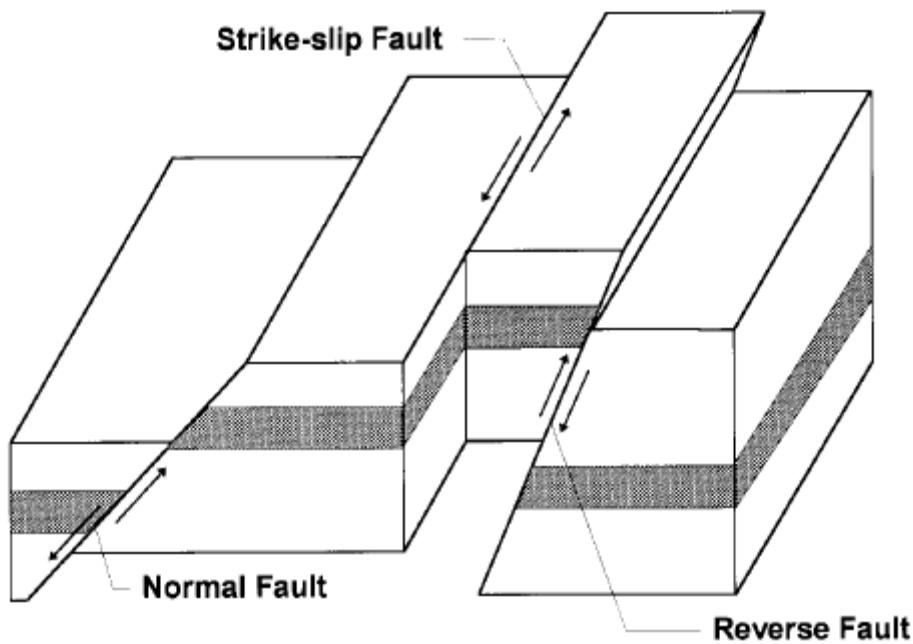
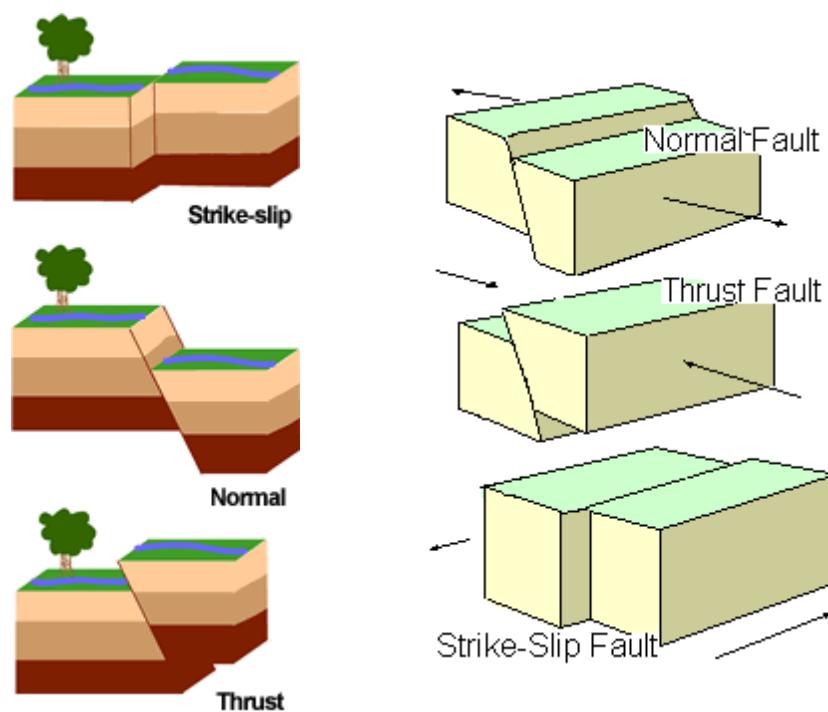


FIGURE 5.3: Fault types.

کمربند زلزله

با نگاهی به نقشه های اتفاق افتاده به این نتیجه می رسیم که اکثر نقاط لرزه خیر روی نوارهای ممتد و پیوسته ای از سطح زمین قرار گرفته اند. به این نوارها نوار زلزله ای یا کمربندی زلزله ای گویند. نواحی زلزله خیز دنیا در چند نوار یا کمربند زلزله خیر به شرح زیر قرار دارند:

-۱ نوار محیط اقیانوس آرام (*Circum-Pacific*) که از شمال به جنوب گسترده شده است.

شامل سواحل غربی قاره آمریکای شمالی- آمریکای مرکزی- آمریکای جنوبی- شبه جزیره کاماتکا- ژاپن- اندونزی- زلاندنو

-۲ نوار آلپاید (*Alpide-belt*) که از سلسله کوهها هیمالیا (Himalaya) در شرق آسیا شروع شده و پس از عبور از هند- پاکستان از ایران و ترکیه به دریای مدیترانه ختم می شود.

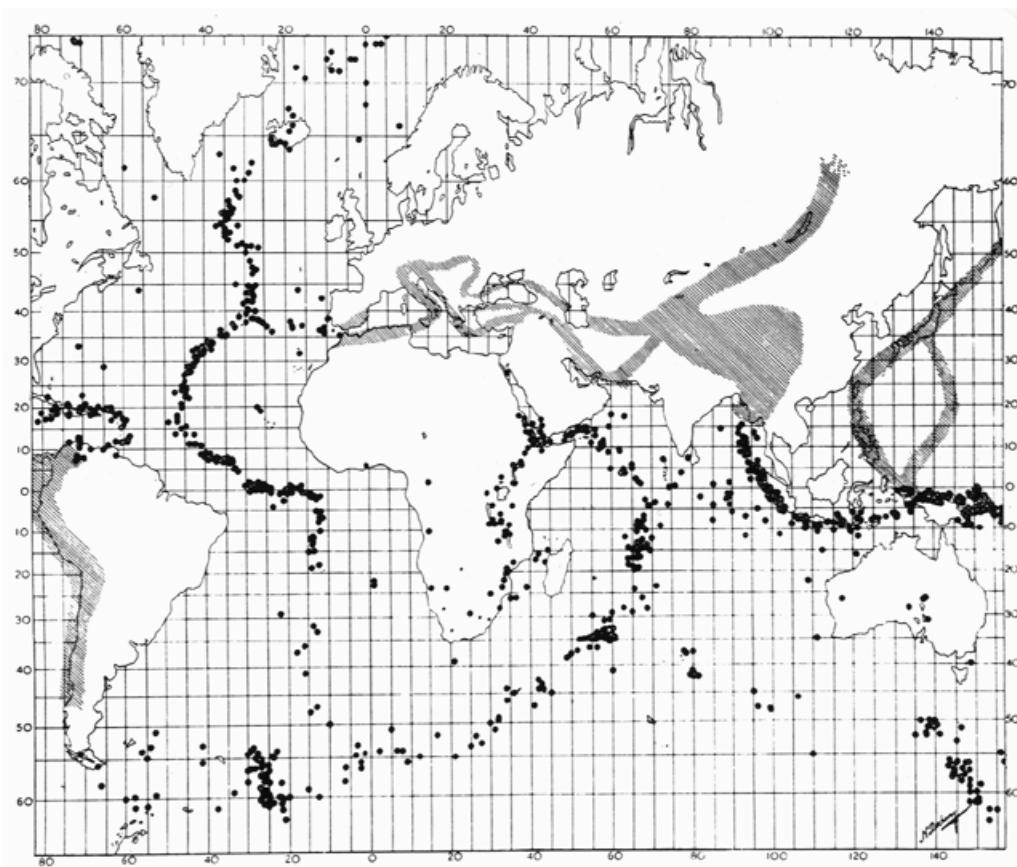
-۳ نوار وسط اقیانوس (*Mid-Atlantic belt*) که از شمال به جنوب گسترده شده است. این

نوار چون وسط اقیانوس قرار دارد از لحاظ مهندسین ساختمان اهمیتی ندارد.

■ ایران بر روی نوار آلپاید که از کوههای هیمالیا تا دریای مدیترانه گسترش دارد واقع است.

لرزه خیزی جهان

■ بزرگترین زلزله دنیا در قرن بیستم مرز هند و چین اتفاق که دارای بزرگی ۸.۶ مقیاس ریشتر بوده است. (سال ۱۹۴۰) البته زلزله ای با بزرگی ۸.۹ مقیاس ریشتر در دنیا داریم که از آنجا که در وسط اقیانوس اطلس اتفاق افتاده، اهمیتی ندارد.



لرزه خیزی نقاط مختلف دنیا در زیر شرح داده شده است:

۱- آمریکای شمالی: مهمترین گسل این منطقه: گسل سان اندریاس (San Andreas Fault) است

که در غرب آمریکا و در ساحل اقیانوس آرام گسترده شده است. این گسل از کرانه های ساحل کالیفرنیا عبور کرده و منشا زلزله های فراوانی بوده است. زلزله های سانفرانسیسکو ۱۹۰۶ - ال سنترو ۱۹۴۰ و پارک فیلد ۱۹۶۶ در امتداد گسل سان اندپاس بوده اند. این گسل تاکنون در حدود ۳۰ زلزله بزرگ را ایجاد کرده است.

۲- آمریکای مرکزی و جنوبی: نواحی مرزی این نواحی با اقیانوس آرام دارای لرزه خیزی بسیار

بالایی است. زلزله های مخرب زیادی را این نواحی در قرن بیستم تجربه کرده اند. مکزیکوسیتی - ۱۹۸۷-

گواتمالا 1976؛ پرو 1970. در پرو و شیلی گاهی زلزله های شدید با بزرگی بیش از 8 ریشتر، لرزه هایی را ایجاد کرده اند، که تا نواحی دور دست مانند هاوایی و ژاپن هم خسارت دیده اند.
۳- ژاپن: این کشور از لرزه خیزی بسیار بالایی برخوردار است. در تمام این کشور و بخصوص در ناحیه شرقی که مرز با اقیانوس آرام است، زلزله های زیاد و شدیدی رخ می دهد.

کانتو (1923) 7.4 ریشتر

توتوری (1943) 7.4 ریشتر

تونوکا (1944) 8 ریشتر

نانکایدو (1946) 8.1 ریشتر

فوکو (1948) 7.3 ریشتر

۴- جنوب اقیانوس آرام:

زلاندنو (1931) 7.4 ریشتر

فیلیپین (1976)

۵- آسیا:

- در اطراف کوههای هیمالیا زلزله های مخربی با بزرگی حدود 8 ریشتر اتفاق افتاده است.
- در چین گسل های بزرگی وجود دارد که باعث ایجاد زلزله های درون صفحه ای در این منطقه شده است.

کانسو (1920) 8.5 ریشتر

تانگستان (1967) 7.6 ریشتر : کل شهر نابود شد و 650,000 نفر مردند.

شرق هند بویژه منطقه "آسام" بسیار لرزه خیز است.

- مرز چین و هند (1950) 8.6 ریشتر : بزرگترین زلزله دنیا
- بخش هایی از کشورهای همسایه شمالی ایران مثل ترکمنستان- تاجیکستان- قرقیزستان و بخصوص ارمنستان و خود ایران لرزه خیزند.

۷- اروپا: فقط بخش‌های جنوبی و جنوب شرقی این قاره ایتالیا- یونان- یوگوسلاوی- رومانی- ترکیه

در معرض زلزله قرار دارند. در سایر کشورهای اروپایی بخصوص بخش شمال و شمال غربی یا اصلا زلزله ای رخ نداده یا حداقل بزرگی آن از ۵ ریشتر تجاوز نکرده است. مثلا در کشورهایی مثل انگلیس یا سوئد- بیشتر نقاط فرانسه- بیشتر نقاط اسپانیا و پرتغال اصلا هیچ زلزله ای اتفاق نیافتداده است.

ایتالیا: سینا (1908) 7.5 ریشتر

آوازانو (1915) 7 ریشتر

یوگوسلاوی سابق: اسکوپیه (1963) 6 ریشتر

مونتنگرو (1979) 7.3 ریشتر

رومانی: ورانسیا (1977) 7.5 ریشتر

ترکیه:

۷- آفریقا: بجز کشورهای حاشیه دریای مدیترانه: مراکش- تونس- الجزایر سایر نقاط آفریقا سابقه

لرزه خیزی ندارند.

تکنوتیک ایران

صفحات اصلی منطقه ایران، صفحه عربستان، ایران و اوراسیا هستند. صفحه های ایران و عربستان با سرعت های متفاوتی در جهت شمال شرقی حرکت می کنند. و صفحه ایران از زیر بوسیله صفحه عربستان رانده می شود. مرز مشترک این دو صفحه بوسیله منطقه فشاری زاگرس و چین خوردگیهای زیاد مشخص می باشد و ایجاد گسلهای معکوس کرده است. از طرفی صفحه ایران از شمال توسط صفحه اوراسیا، از شرق توسط صفحه هند، از غرب بوسیله صفحه آناتولی احاطه شده است و فشار ناشی از صفحه عربستان امکان هر نوع جابجایی را از صفحه ایران سلب نموده است. بنابراین اعتقاد بر این است که وقوع زلزله در ایران ناشی از حرکت و فشار صفحه عربستان به صفحه ایران است.

لرزه خیزی ایران

امبرسز در یک بررسی تاریخی سابقه نزدیک به شش هزار زلزله را که از دو هزار سال قبل در این سرزمین رخ داده را از منابع تاریخی ترکی - عربی - فارسی استخراج نموده و پهنه بندی لرزه خیزی ایران را ارائه کرد. در بررسی های امبرسز مشاهده گردید که مناطق فعال لرزه ای ایران در ادوار مختلف کم و بیش بر روی هم منطبق هستند.

امبرسز با این بررسی ها اظهار داشت که نواحی لرزه خیز ایران را می توان به دو ناحیه اصلی تقسیم کرد:

-۱ خطی که از آذربایجان شروع شده، در امتداد رشته کوه البرز به شمال خراسان می رسد، آنگاه به سمت جنوب رفته و از شرق کویر تا شمال سیستان ادامه می یابد. وی این نوار را "هلال ایران" (*Iranian Crescent*) نامید. اکثر زلزله های ویرانگر مانند بوئین زهرا (1341 و 7.4 ریشتر) - فردوس (1357 و 6.4 ریشتر) - دشت بیاض (1347 و 7.3 ریشتر) - طبس (1357 و 7.3 ریشتر) - منجیل (1369 و) در امتداد همین هلال رخ داده است.

-۲ امتداد کوههای زاگرس تا لارستان. این نواحی لرزه خیزی خیلی شدیدی ندارند. گواه این مدعای بناهای تاریخی زیادی است که در این نواحی باقی مانده است. مهمترین زلزله های این ناحیه - فارسیچ (1336, 7.2 ریشتر) نهادوند همدان (1327, 6.7 ریشتر) - قیر و کارزین فارس (1351, 7.1 ریشتر) - و قائنات (1358, 7.1 ریشتر) است.

نکته: در ناحیه زاگرس زمین لرزه ها با تعداد زیاد و بزرگی معمولاً کمتر از 7 روی می دهد. بر عکس در ناحیه البرز زمین لرزه ها با تعدا کمتر و با بزرگیهای بالا که امکان دارد از 7 تجاوز کند، متداول است (تحقیقات نبوی 1978)

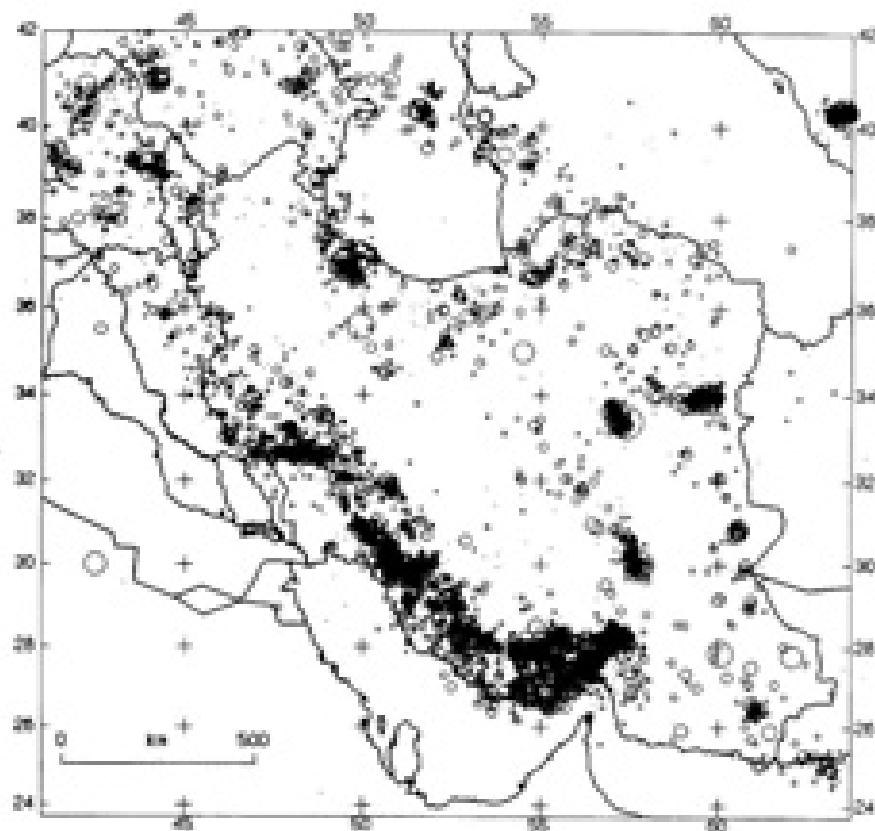


Fig 1. The recent seismicity of Iran.

زلزله های غیر تکنوتیک

زلزله هایی که بوسیله رهایی ناگهانی انرژی اندوخته شده در پوسته زمین ایجاد می شوند به زلزله های تکنوتیک (Tectonic earthquakes) خوانده می شود. زلزله های غیر تکنوتیکی، به علل دیگر رخدان می دهند.

- ممکن است ریزش کوه (rock falls)، فروریختن غارها و فعالیت های آتشفسانی موجب زلزله های کوچک شود.
- فعالیتهای انسانی نیز می تواند موجب زلزله شوند، از میان این عاملها می توان ساخت سد و ذخیره نمودن حجم زیادی آب در پشت آن را نام برد که سبب افزایش فشار وارد بر سنگها می شود.

می گردد. در بعضی از نواحی مشاهده شده که این زلزله ها مخرب بوده و بزرگی آنها از ۶ ریشتر تجاوز کرده است.

- انفجارهای هسته ای نیز می توانند به پیدایش زلزله کمک کنند. بطور مثال در سال ۱۹۷۶ آمریکا دست به یک سری آزمایشات هسته ای زد و بمبی به قدرت ۱۰ برابر بمب هیروشیما را آزمایش کرد. یک روز بعد در کشور گواتمالا زلزله ای به بزرگی ۷.۵ ریشتر رخ داد.

پیشگویی زلزله

منظور از پیش گویی زلزله تعیین زمان نسبتا دقیق زلزله و حدود و بزرگی آن است. و گرنه با توجه به سوابق تاریخی و همچنین وجود گسل ها در منطقه، محاسبه احتمال وقوع زلزله ای با بزرگی معین در بازه یک دوره متناوب امکان پذیر است.

در ابتدا توانایی حیوانات در درک امواج صوتی زلزله که انسان قابل به حس کردن نیست و واکنش به موقع آنها در برابر زلزله، فکر امکان پیشگویی زلزله را در انسان تقویت کرد. اولین بار پس از زلزله ۱۹۶۴ نیگاتای ژاپن بود که یک تیم تحقیقاتی ژاپنی و بعدا تیم مشترک ژاپنی - آمریکایی تحقیقاتی را در این باره شروع کرد.

۱ پارامترهایی که می توانند در پیش بینی زلزله مفید به قرار زیرند:

۱- بررسی تاریخچه زلزله های محل مورد نظر و کشف تاخیر احتمالی لرزه ای (Seismic Gap) از آنجا که انرژی کرنشی در پوسته زمین دائما در حال انباسته شدن است، اگر برای مدتی زلزله رخ ندهد، یک تاخیر تلقی شده و نشانه ای برای وقوع یک زلزله قوی بشمار می آید. به همین دلیل در نقاطی که یک تاخیر تاریخی در وقوع زلزله داریم، می توان انتظار داشت که یک زلزله شدید رخ دهد. آنچنان که در خطه شمالی برای مدت زیادی زلزله بزرگی اتفاق نیفتاد تا آنکه در سال ۱۳۶۹ زلزله منجیل روی داد. یا تهران که سوابق تاریخی "ری" را ویران ساخته است پشت سر دارد و با توجه با تاخیر لرزه ای بوجود آمده احتمال بالایی برای یک زلزله مخرب وجود دارد.

۲- وقوع زلزله های خفیف که ممکن است پیش لرزه باشد.

۳- برآمدگی پوسته زمین از قبل از زلزله (سرعت برآمدگی زمین قبل از زلزله بیشتر می شود)

۴- وجود گاز "رادون" در آبهای زیر زمینی

۵- وجود گاز "هليوم" در گازهای خروجی گسل

۶- تغییرات در خواص مغناطیسی و الکتریکی زمین

۷- تغییر تنفس داخلی زمین

۸- افزایش سرعت امواج در خاک به علت افزایش تنفس پوسته زمین

۹- بالا آمدن سطح آب چاهها

۱۰- تغییر غیرمنتظره حیوانات

• از آنجا که ثبت دائمی تغییرات در سطحی گسترده در مناطق مختلف یک کشور بسیار

مشکل است و از طرفی دیگر هنوز رابطه مشخصی میان این تغییرات و وقوع زلزله بدست نیامده است، هنوز امکان وقوع زلزله بدست نیامده است. تنها یک مورد موفق در تاریخ پیشگویی زلزله وجود دارد. چینی ها در سال 1975، با زحمات مداوم و چندین ساله توانستند زلزله هاشینگ را پیشگویی کنند. و قبل از آن مردم را به خارج شهر هدایت نمایند. اما امید می رود با سیستم های ماهواره ای بتوان تغییرات پوسته و داخل کره زمین را بررسی کرده و پیشگویی ای از هنگام زلزله انجام داد.

• توجه شود که پیش گویی زلزله سود چندانی هم ندارد- مثلاً اگر بگویند در عرض شش ماه آینده زلزله ای با بزرگی 7 ریشتر در تهران رخ می دهد، اولاً چون نمی دانیم چه زمانی اتفاق می افتاد و ثانیاً چون همه نمی توانند خانه خود را ترک کنند، سود خیلی زیادی نخواهد داشت، از طرفی با این حال بایستی ساختمانها را طوری بسازیم که زلزله های متحمل کمترین خسارت را به آنها وارد کنند.

فصل دوم

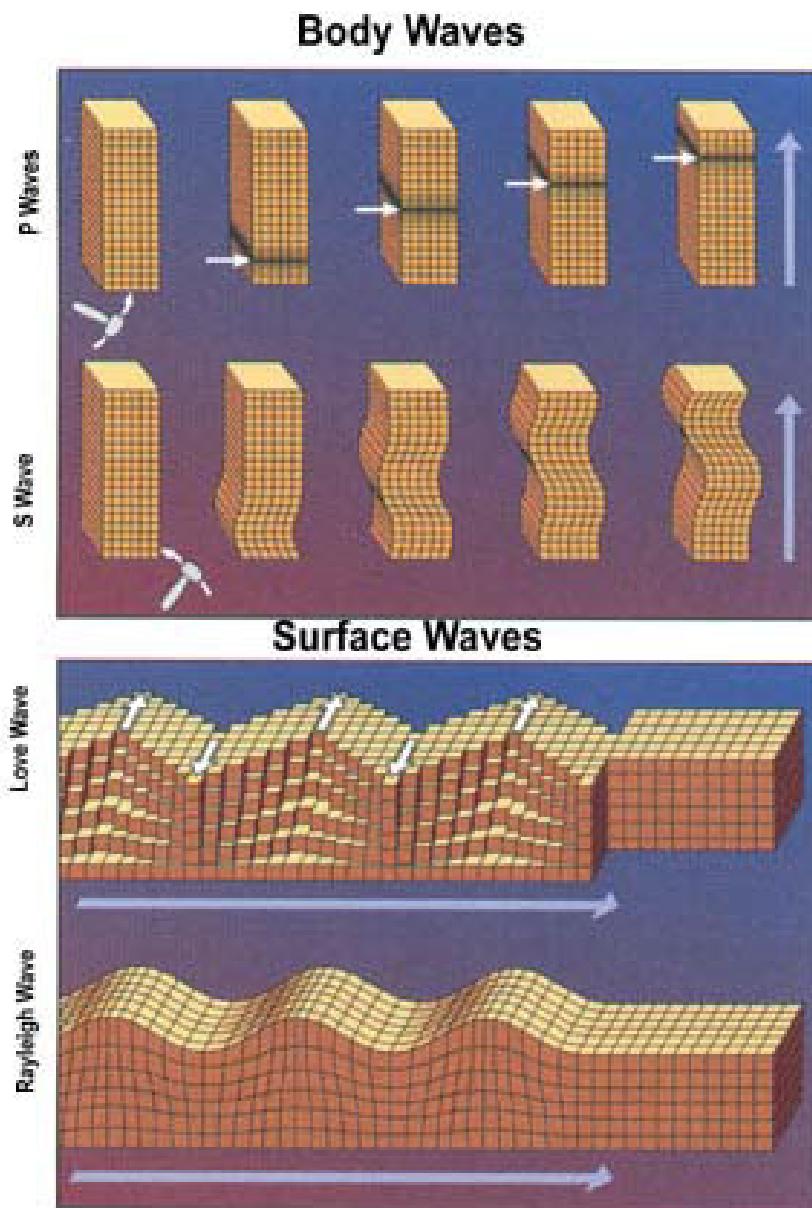
امواج زلزله

امواج زلزله

انرژی آزاد شده از کانون زلزله به صورت موج های مختلف منتشر می گردد: دو نوع موج از کانون زلزله منتشر می شوند. حجمی (*Body Wave*) و سطحی (*Surface Wave*). امواج حجمی در داخل حجم و جسم صخره ها منتشر می شوند، اما حرکت امواج سطحی محدود به مجاورت سطح زمین می شود. و تغییر مکان های ناشی از آن ها با زیاد شدن فاصله از سطح زمین به تدریج کاهش می یابد.

انواع امواج زلزله

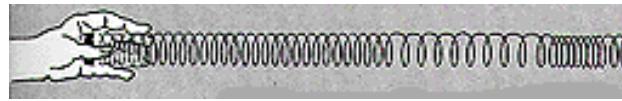




امواج P

- طبیعت این موج مانند امواج صوتی است، بدین معنی که همچنان که پخش می شوند، به طور متناوب باعث فشردن و کشیدن صخره ها می گردد. (مثل حرکت کرم خاکی)
- این امواج فقط در راستای نوسان خود منتشر می شوند.

- به علت طبیعت صوت مانند امواج P وقتی که این امواج از عمق زمین به سطح زمین می‌رسند، قسمتی از آنها ممکن است به صورت امواج صوتی به داخل اتمسفر منتشر شوند و اگر فرکانس این امواج در حد شنوایی گوش باشد (بزرگتر از KHz) ممکن است به وسیله حیوانات و انسان قابل شنیدن باشد.
- از همه امواج دارای سرعت بالاتری است، اولین موجی که به لرزه نگار می‌رسد موج P است. اولین موجی هم که توسط دستگاه احساس می‌شود همین موج است. اثر آنها مانند یک غرش صوتی است که باعث تکان دادن و به صدا درآوردن پنجره‌ها می‌گردد. سرعت آن حدود 107 برابر امواج برشی است.
- امواج P مانند امواج صوتی هم از مواد جامد (مثل پوسته زمین) و هم از مواد مایع (مانند آب دریاها و مواد مذاب آتشفسانی) عبور می‌کنند.
- موج P ایجاد ارتعاش افقی و قائم می‌کند (مثل موج S)

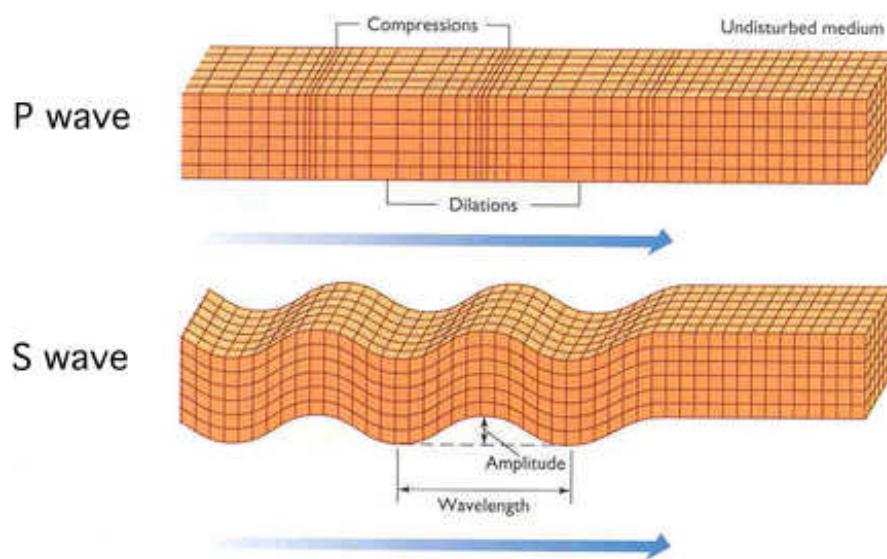


امواج S

- ارتعاش این امواج عمود بر امتداد انتشار موج است (مثل حرکت طنابی که در آن یک موج ایجاد می‌شود)
- این امواج دارای سرعت کمتری از امواج P هستند و بنابراین امواج S چند ثانیه پس از امواج P دریافت می‌کنند.
- موج S باعث می‌گردد ذرات سنگ‌ها به سمت بالا و پایین مرتיעش شوند، بنابراین هنگامیکه در سنگ‌ها انتشار می‌یابند، در آنها در امتداد عمود بر جهت انتشار، برش ایجاد می‌کنند.
- از آنجا که موج S با ایجاد تغییر شکل‌های برشی در مواد حرکت می‌کند، و چون مایعات قابلیت تغییر شکل‌های برشی را ندارند، بنابراین موج S نمی‌تواند در قسمت‌های مایع زمین ماند

اقیانوسها عبور کند (به همین ترتیب از لایه ماسه روان که مقاومت برشی منفرد دارد نمی توانند عبور کند).

- موج S ایجاد حرکت هایی هم در جهت افق و هم در جهت قائم در سطح زمین می کند.
این حرکات امواج است که در آسیب رساندن ساختمان ها خیلی موثر است.
- دامنه نوسان موج S بسیار بیشتر از موج P است.



امواج Love

- خصوصیات اش خیلی شبیه موج S است با این تفاوت که اثر قائم ندارد.
- این موج زمین را از پهلو به پهلو در یک صفحه افقی و موازی سطح زمین به ارتعاش در می آورد. اثر ناشی از امواج لاو تکان افقی به پی ساختمان می باشد و از این رو خسارت ایجاد می کند.

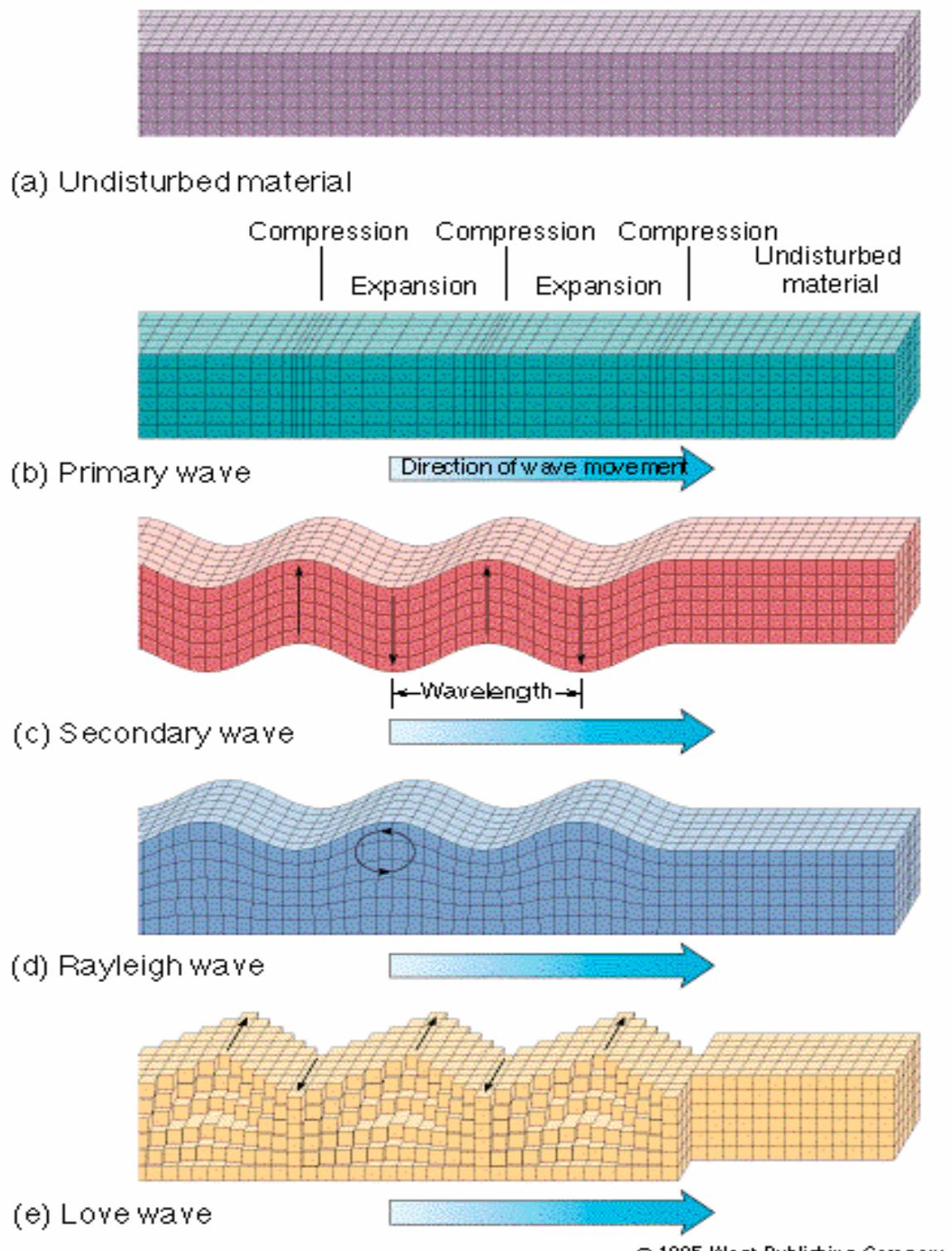
- امواج سطحی کندتر از امواج حجمی است. امواج لاو سریعتر از امواج ریلی حرکت می کنند.
- امواج لاو از میان آب نمی توانند عبور کنند و فقط روی آب های سطحی کناره های دریاچه ها اثر می گذارند و آنها را به جلو و عقب می برنند.

امواج *Reyleigh*

- امواج ریلی باعث حرکت دادن سنگ ها هم در جهت قائم و هم در جهت افقی در یک صفحه قائم بر امتداد انتشار امواج و فقط بر روی سطح مواد است. با عبور امواج، قطعات روی صخره ها در یک مسیر بیضی حرکت می کنند.
- امواج ریلی کندتر از امواج لاو حرکت می کنند.
- امواج ریلی به علت مولفه قائم حرکتشان می توانند در روی حجم های زیادی از آب دریاها تاثیر بگذارند.

نکته: امواج حجمی P و S هنگام عبور از سطح مشترک انواع متفاوت سنگ ها، منعکس و منكسر می شوند. در این حالت مقداری از موج عبور کرده و مقدار دیگری با تبدیل به نوع دیگر (از P به S یا از S به P) از لایه عبور می کند. و قسمتی از انرژی نیز به صورت موج S و P به طرف پائین بازگشت پیدا می کند.

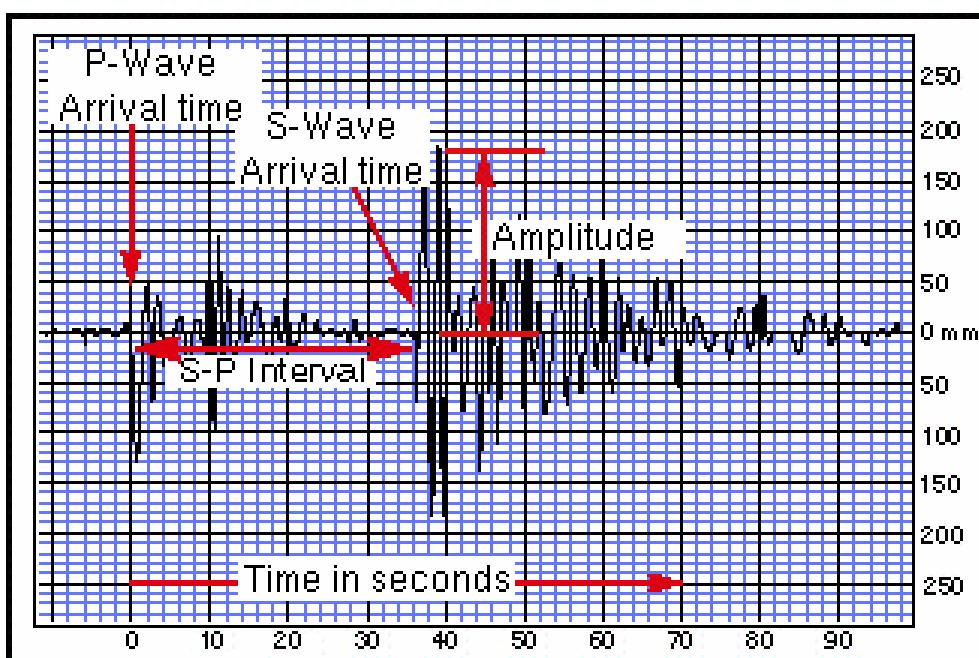
Seismic Waves



© 1995 West Publishing Company

تعیین مرکز زلزله به کمک سه ایستگاه لرزه نگاری

دیدیم که سرعت امواج طولی (P) بیشتر از امواج عرضی (S) است و بنابراین موج طولی قبل از موج عرضی توسط لرزه نگار ثبت می‌شود. از طرف دیگر دامنه ارتعاش امواج S بیشتر از P است. پس با داشتن شکل لرزه نگاشت یک زلزله و سرعت امواج S و P می‌توان فاصله زمانی امواج طولی و عرضی را از ایستگاه لرزه نگاری تعیین نمود.



$$t_s = \frac{d}{v_s} \quad \text{زمان رسیدن موج S به ایستگاه}$$

$$t_p = \frac{d}{v_p} \quad \text{زمان رسیدن موج P به ایستگاه}$$

$$t_s - t_p = \frac{d}{v_s} - \frac{d}{v_p} \rightarrow d = \frac{t_s - t_p}{\frac{1}{v_s} - \frac{1}{v_p}}$$

فاصله مرکز زلزله تا ایستگاه لرزه نگاری

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad \text{سرعت امواج برخشی}$$

$$V_p = \sqrt{\frac{\eta + 2}{\rho}} \quad \text{سرعت امواج}$$

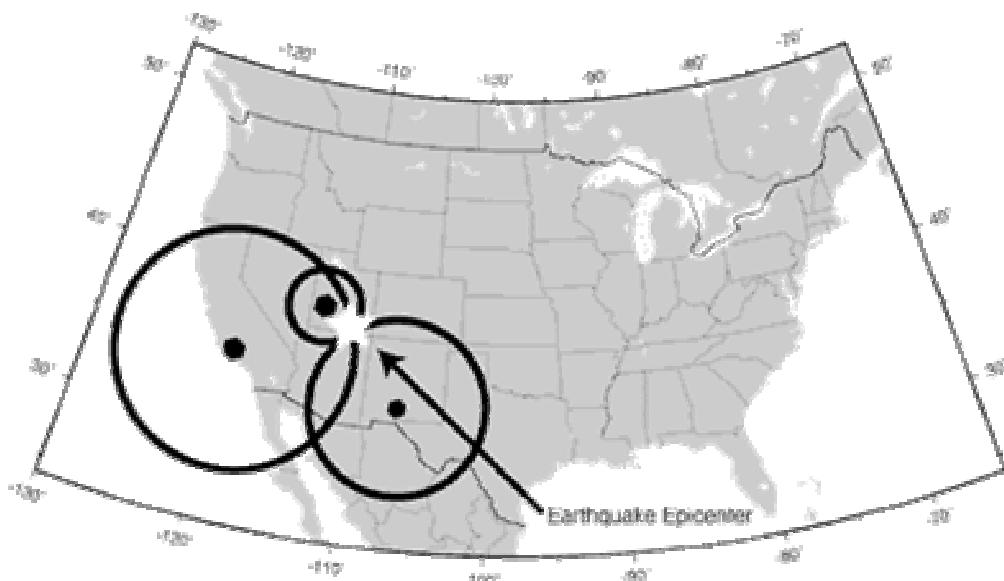
$$G = \frac{E}{2(1+\nu)} \quad \text{ثابت}$$

$$\eta = \frac{Ev}{(1+\nu)(1-2\nu)} \quad \text{ثابت}$$

ρ جرم مخصوص - E ضریب الاستیسیته - ν ضریب پواسون زمین عبوری امواج (حدودا 0.25)

هستند.

بنابراین اگر در سه ایستگاه لرزه نگاری S_1, S_2, S_3 فواصل d_1, d_2, d_3 را از مرکز زلزله تعیین می کنیم و سپس دایری به مراکز S_1, S_2, S_3 در شعاع های d_1, d_2, d_3 رسم کنیم، محل برخورد دوایر مرکز زلزله را مشخص می کند.



- از آنجا که تعیین محل زلزله حداقل به سه ایستگاه لرزه نگاری نیاز است به جای یک ایستگاه لرزه نگاری، یک سری از ایستگاههای لرزه نگاری در اطراف مناطق ایجاد می کنند که به آنها "خط (array) لرزه نگاری" گویند، تا بتوانند مشخصات دقیق تر و بیشتری از زلزله را تعیین کنند. هر چه تعداد مراکری که یک زلزله معین را ثبت کرده اند زیادتر شود، مشخصات آن با دقت بیشتری تخمین زده می شود.

- در اطراف تهران، خط لرزه نگاری تهران تحت سرپرستی موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران وجود دارد.
- امروزه با استفاده از امکانات رایانه‌ای، مراکز متعددی در جهان هستند که بالا فاصله پس از وقوع هر زلزله اطلاعات دریافتی از ایستگاههای لرزه نگاری را به رایانه داده و با استفاده از نرم افزارهایی که بر اساس کمینه کردن خطاب نوشته‌اند، مرکز زلزله را تعیین می‌کنند.
- داده‌های مربوط به ایستگاههای نزدیک به مرکز زلزله از دقت بیشتری برخوردار است.
- چند نوع مقیاس متفاوت برای زلزله بکار رفته است. همه اینها به دو دسته مقیاس‌های شدت و مقیاس‌های بزرگی تقسیم می‌گردند.

شدت زلزله (Earthquake Intensity)

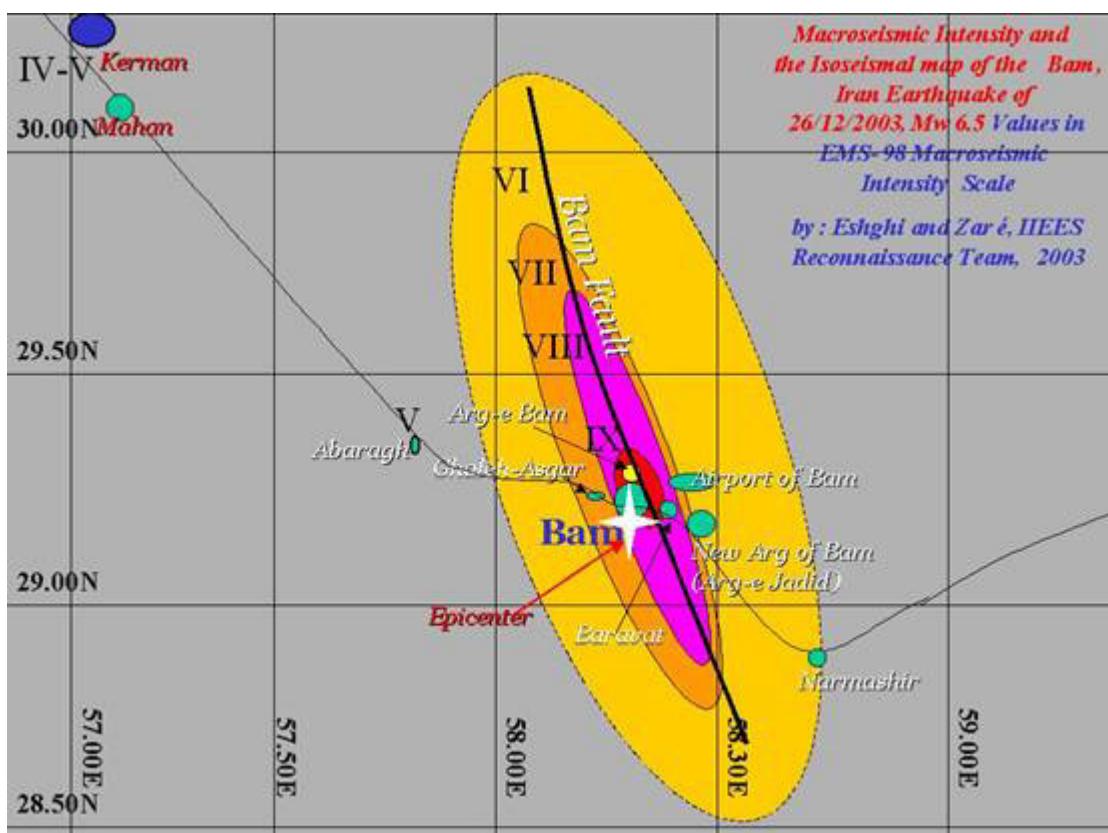
تعیین اندازه زلزله توسط پارامترهای مختلفی انجام می‌شود. شدت زلزله که به مقیاس مرکالی مشهور است، در سال 1904 توسط مرکالی پیشنهاد شد و بعدها اصلاح گردید و با نام مقیاس اصلاح شده مرکالی شناخته شد. این مقیاس شدت زلزله را به صورت تابعی از احساس و دریافت انسان و موجودات زنده از زلزله و نیز تاثیر بر ساختمان بیان می‌کند.

مقیاس اصلاح شده مرکالی یک مقیاس دقیق مهندسی برای اندازه گیری شدت تکان زمین نمی‌باشد، بلکه یک مقیاس نظری برای اثرات ناشی از تکان زمین می‌باشد. این مقیاس شامل ۱۲ درجه است و بطور گسترده‌ای پیشنهاد شده است. درجه اول آن توسط افراد حس نمی‌شود، بلکه فقط بوسیله دستگاههای اندازه گیری حساس ثبت می‌گردد. (حدود پایین) و در درجه دوازدهم آن همه ساختمانها خراب می‌شوند و اشیا به هوا پرتاب می‌شوند (بالای ۸ ریشتر).

PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
MODIFIED MERCALLI INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

خطوط هملرز (*Isoseismal*)

بلافاصله پس از وقوع یک زلزله، لرزه شناسان به محل اعزام شده و ضمن گفتگو با اهالی محل با پرسیدن جدولهایی که از پیش آماده کرده اند، به ارزیابی شدت زلزله در نقاط مختلف می‌پردازند. آنها با وصل کردن نقاط هم شدت خطوط هملرز را بدست می‌آورند.



نکته: تعیین خطوط هملرز برای شدت های بالا یا اصلا تعیین شدت های بالا نیازمند وجود اینه مهندسی است. در مواردیکه جز ساختمانهای روستایی چیزی وجود ندارد به زحمت می توان خطوط بالاتر از VII را بدست آورد.

نکته: با توجه با خطوط هملرز، مرکز زلزله را بدست می آورند. از آنجا که این محاسبه از روی داده های کیفی است، این مرکز با آنچه از دستگاههای لرزه نگار بدست آمده است تطبیق نمی کند.

کاستی های شدت زلزله

- (۱) زلزله مشابهی در محلهای متفاوت درای درجه های شدت مختلفی می باشد. به عنوان نمونه، رخدادن زلزله ای یکسان در مناطق شهری و روستایی اثرهای مختلفی بر روی سازه های موجود می گذارند و امکان دارد، ساختمانهای روستایی به طور کامل تخریب شوند (شدت زلزله بالاست) ولی سازه های مناسب شهری آسیبی جدی نبینند (شدت زلزله پایین است).
- (۲) شدت بدست آمده برای هر نقطه بستگی زیادی به قضاوتها شخص دارد و نه تنها ممکن است تلقی یک پژوهشگر از کلماتی نظیر صدمه، خرابی، ویرانی، انهدام، و مانند آنها با دیگران متفاوت باشد که تلقی مصاحبه شوندگان و اهالی محل نیز هم همین طور است. بویژه پس از هر زلزله ساکنین هر مناطق زلزله زده که احیاناً سابقه ای هم از زلزله های قبل نداشته اند، بسیار هراسان شده و در بازگو کردن حوادث مبالغه فراوان می کنند.
- (۳) شدت زلزله ارتباط مستقیمی با شتابهای حاصل از زلزله ندارد.

علت آنکه شدت زلزله هنوز دارای اعتبار است:

- (۱) تعیین شدت زلزله بسیار ساده است و نیازمند وسایل پیچیده نیست.
- (۲) شدت مستقیماً توصیفی از عملکرد ساختمانها را در خود دارد و بنابراین کار فهم گزارشهای مهندسی را آسان می کند.
- (۳) با استفاده از خطوط هملرز مساحت ناحیه زلزله زده بدست می آید. بعده توضیح داده می شود که مساحت ناحیه زلزله زده تابعی از انرژی آزاد شده توسط زلزله است. از روی انرژی آزاد شده زلزله می توان پارامترهای دیگری چون شتاب و بزرگی زلزله را بدست آورد.

بزرگی (Earthquake Magnitude)

- بیان کردن اندازه زلزله به صورت کمی برای مهندسان اهمیت زیادی دارد.

در فاصله معینی از مرکز زلزله، دامنه ارتعاش حاصل از زلزله، ارتباط مستقیمی با انرژی آزاد شده دارد و از طرفی اندازه زلزله بستگی زیادی به انرژی آزاد شده دارد. بر این اساس ریستر (Richter) در سال 1935 بزرگی زلزله (M) بر اساس دامنه ارتعاش حاصل از زلزله را به صورت زیر تعریف کرد:

$$M = \log_{10}^A$$

- در این رابطه M بزرگی به درجه ریستر و A دامنه لرزه نگاری است که از یک دستگاه لرزه نگار وود اندرسون در فاصله صد کیلومتری مرکز زلزله بدست آمده باشد (برحسب میکرون).
- چون امکان کمی وجود دارد که همیشه در فاصله صد کیلومتری مرکز زلزله ایستگاه داشته باشیم، از رابطه زیر استفاده می شود:

$$M = Log_{10}^A - Log_{10}^{A_0} = Log_{10}^{A/A_0}$$

A : دامنه پیشینه لرزه نگاشت در یک ایستگاه دلخواه برای زلزله مورد نظر (میکرون)
 A_0 : دامنه پیشینه لرزه نگاشت در آن ایستگاه دلخواه برای زلزله استاندارد (میکرون). این مقدار عدد استانداردی است که وابسته به فاصله از دستگاه دارد.

- این درجه ها را درجه محلی (*Local magnitude*; M_L) نیز می گویند. علت آن این است که در دستگاه وود اندرسون فقط امواج با پریور زیر 0.8 ثانیه ثبت می شود. از آنجا که فقط زلزله های نزدیک به لرزه نگار (زلزله های محلی) دارای پریود کم هستند، بنابراین این درجه را درجه محلی گویند.

- برای ثبت زلزله های دور دست به لرزه نگار های با پریود بالا مثلا 20^{sec} نیاز است تا بزرگی از روی سطح امواج سطحی بدست آید. این بزرگی را M_s می نامند.

$$M_s = \log\left(\frac{A}{T}\right) + 1.66 \log \Delta + 3.3$$

A دامنه جابجایی پیشینه زمین در محل لرزه نگار T پریور مربوط به جابجایی پیشینه Δ زاویه بین مرکز زلزله و ایستگاههای لرزه نگاری نسبت به مرکز کره زمین

ایرادی که این مقیاس دارد آن است که :

- ۱) بزرگی زلزله درباره اثرات زلزله درون ساختمانها و غیره مستقیماً اطلاعاتی نمی‌دهد. واضح است که اگر زلزله‌ای به بزرگی معین در وسط اقیانوس یا در یک منطقه دورافتاده اتفاق بیفتد اثر آن از لحاظ مهندسی در مقایسه با زلزله‌ای که در مرکز آن در یک شهر پر جمعیت می‌باشد به مراتب کمتر است.
- ۲) برای منطقه کالیفرنیا تنظیم شده است و میرایی امواج زلزله برای خاکهای دیگر می‌تواند متفاوت باشد.

- معمولاً برای بدست آوردن بزرگی زلزله باید از چند لرزه نگار در فواصل مختلف استفاده کرد. نتیجه حاصله را (مثلاً میانگین با میانگین گیری) تصحیح نمود. بزرگی زلزله که به وسیله ایستگاههای مختلف گزارش می‌شود غالباً تا ۰.۵ ریشتر و بعضی اوقات بیشتر با هم تفاوت دارند.
- بیشترین بزرگی ثبت شده برای زلزله‌های بسیار مخرب که موجب تلفات شده است از ۸.۶ تجاوز نمی‌کند.

تخرب زلزله‌های با بزرگی مختلف

- زلزله با بزرگی ۲ ریشتر معمولاً کوچکترین زلزله‌ای می‌باشد که به وسیله انسان حس می‌شود.
- در ایران زلزله‌های با بزرگی کمتر از ۵ ریشتر با علت مدت زمان کوتاه و شتاب ملایم‌شان بندرت باعث صدمه دیدن ساختمان می‌گردند. در ایران زلزله‌های به بزرگی ۴ تا ۵ ریشتر نیز بخصوص در دهات به خانه‌های خشت و گلی آسیب رسانده‌اند. حتی ساختمانهای نسبتاً سست آجری روستایی نیز با زلزله زیر ۵ ریشتر بزحمت آسیب می‌بینند.
- زلزله‌های با بزرگی بین ۵ تا ۶ ریشتر برای ساختمانهای شهری چندان خطری ندارد، اما می‌تواند ساختمانهای روستایی را تخریب کند.

- در ایران زلزله های با بزرگی 6 تا 7 ریشتر می تواند به ساختمانهای شهری آسیب برساند. اما برای اینهای مهندسی ساز شهری مشکلی ایجاد نمی کند.
- زلزله های با بزرگی بیش از 7 ریشتر را باید زلزله های مخرب خواند. این زلزله ها در ایران حتی به ساختمانهای مهندسی ساز شهری هم خسارت می زند.
- در زلزله های با بزرگی بالای 8 ریشتر تقریباً تمامی ساختمانهای معمولی (مثل ساختمان راکتور اتمی را شامل نمی شود) از بین می روند و چیزی باقی نمی ماند.

نکته: مقیاس بزرگی ریشتر با دامنه موج زلزله ثبت شده بوسیله لرزه نگار، به صورت لگاریتمی تغییر می کند.

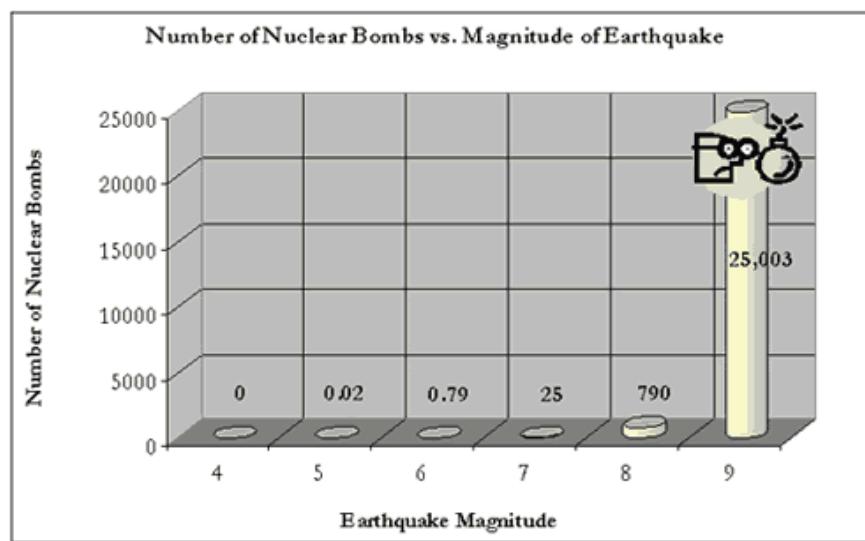
($M=Log_{10}^4$) بنابراین با ازدیاد یک واحد در بزرگی ریشتر، دامنه حداکثر موج اندازه گیری شده ۱۰ برابر خواهد شد. با ازدیاد دو واحد در بزرگی ریشتر، دامنه موج اندازه گیری شده، ۱۰۰ برابر خواهد شد.

رابطه بین انرژی آزاد شده با بزرگی (رابطه تجربی)

انرژی الستیک آزاد شده، بخشی صرف خرد شدن سنگها و جابجایی گسل ها می شود و بخشی دیگر به صورت امواج زلزله انتشار می یابد. رابطه بین بزرگی زلزله و انرژی آزاد شده به قرار زیر است:

$$\text{بزرگی زلزله } M = \log E + 4.8 + 1.5 \text{ - رابطه گونتبرگ - ریشتر}$$

در این رابطه E انرژی آزاد شده بر حسب ergs/erg (10^7) است. با افزایش یک واحد به بزرگی زلزله، انرژی آزاد شده توسط آن 32 برابر می شود. با 2 واحد افزایش در بزرگی، انرژی آزاد شده زلزله ۱۰۰۰ برابر می شود.



رابطه شدت و بزرگی (رابطه تجربی)

از آنجا که هر سه پارامتر شدت- بزرگی و انرژی نشانگر پدیده آزاد شدن انرژی در گسل اند، از این رو روابط مختلفی برای مرتبط ساختن این سه ارائه شده است.

$$(Esteva \text{ رابطه استوا}) \quad : I = 8.16 + 1.45 M - 2.46 \ln(r)$$

I : شدت بر حسب مقیاس مرکالی اصلاح شده

M : بزرگی زلزله

r: فاصله از مرکز زلزله بر حسب کیلومتر

افت فرکانسهای بالا

در نواحی مرکزی زلزله، فرکانسهای بالا از شدت زیادی برخوردارند، به همین دلیل فرکانسهای غالب (دارای شدت زیاد) در این نواحی ، فرکانسهای بالا هستند. بویژه اگر بستر سنگی به سطح زمین نزدیک باشد.

با دور شدن از مرکز زلزله، همگی امواج میرا و از شدت‌شان کاسته می‌شود. این کاهش برای فرکانسهای بالا شدیدتر است ولی فرکانسهای پایین (امواج با پریود بالا) تا مسافت‌های دور دست انتقال

می یابند و بنابراین فرکانس‌های غالب در نواحی دور دست امواج با فرکانس‌های پایین هستند. رابطه بین فاصله از مرکز با پریود غالب در جدول زیر آورده شده است.

D (فاصله از مرکز بر حسب km)	T_P (پریود غالب بر حسب set)	0 ~ 50	51 ~ 100	101 ~ 200	201 ~ 250
0.25	0.3	0.4	0.6		

این موضوع از آنجا مهم است که پدیده تشدید وقتی اتفاق می افتد که پریود سازه با پریود غالب زلزله یکسان باشد. در زلزله منجیل دیده شد که با توجه به فاصله زیاد 65 کیلومتری رشت از منجیل، ساختمانهای بلند حتی فلزی و بتُنی صدمه دیدند، با اینحال ساختمانهای یک یا دو طبقه با مصالح نامرغوب و حتی بدون اسکلت آسیبی ندیدند.

در فاصله های دور دست است که دوره های تناوب امواج زلزله بالا می رود ولی دامنه ارتعاشات بسیار کوچک است.

وسعت زلزله

وسعت ناحیه زلزله زده نیز با انرژی آزاد شده ارتباط دارد. بنابراین بین بزرگی یا شدت زلزله و وسعت منطقه ای که در آن زلزله احساس می شود، ارتباط وجود دارد. امبرسز برای زلزله های ایران جدول زیر را ارائه کرد:

شعاع منطقه ای که زلزله حس می شود (km)	شدت زلزله در مرکز (مرکالی اصلاح شده)	بزرگی زلزله (ریشتر)
600	XL	8
400	X-IX	7
220	VIII-VII	6
150	VII-VII	5
15	III	3
0	II-I	2

هرچه بزرگی یا شدت زلزله ای بیشتر باشد، در منطقه ای وسیعتر احساس می گردد.

مدت زلزله (*duration*)

علاوه بر شتاب حداکثر زلزله (*PGA*), مدت زلزله از عوامل موثر در ویرانی سازه می باشد. اگر زلزله ای دارای *PGA* بالا ولی آن کم باشد، ممکن است سازه خراب نشود. سازه ممکن است چند ضربه اولیه قوی را تحمل کند ولی اگر زلزله به صورت حتی ضعیف چند ثانیه ادامه یابد، سازه شاید دیگر تاب ضربات ملایم بعدی را هم نداشته باشد.

مدت زلزله تابعی از میزان انرژی آزاد شده است. بنابراین t (مدت زلزله) و M (بررگی زلزله) با هم ارتباط دارند:

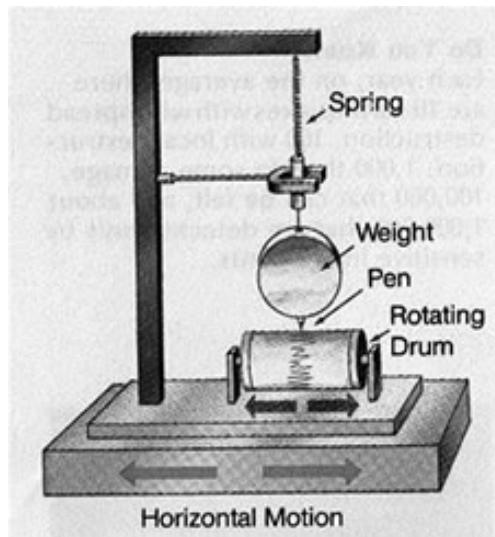
$$t = 11.5 M_S - 53 \text{ sec} \quad \text{رابطه امیر سز}$$

$$\rightarrow \text{مثال } M_S = 7.3 \quad t = 30.9 \text{ sec}$$

لرزه نگار (Seismograph) – شتاب نگار (accelerograph) – سرعت نگار (velocity seismograph)

۱- لرزه نگار

لرزه نگار جابجایی زمین را ثبت می کند. اصول کار این دستگاهها بر اساس حرکت آزاد آونگ است. جابجایی زمین در نقاط دور از مرکز زلزله بسیار کوچک و در حد میکرون بوده و برای آنکه قابل اندازه گیری شود، بایستی با روش‌های خاصی تقویت گردد و مثلاً می توان این حرکات را چند میلیون برابر کرد. علاوه بر این ثبت زلزله های دور دست بایستی از لرزه نگارها با تناوب بالا مثلاً 20 ثانیه استفاده کرد. بر عکس برای ثبت ارتعاشات محلی باید از لرزه نگارهایی با زمان تناوب کوچکتر استفاده نمود، مانند آنچه ریشر در تعریف بزرگی از آن استفاده کرد (دستگاه وود اندرسون با تناوب 0.8 sec).



نکته: بنابر آنچه گفته شده لرزه را از تمام نقاط جهان می‌توان ثبت کرد. اگر دستگاه لرزه نگار بیش از حد به مرکز زلزله نزدیک باشد و یا شدت زلزله خیلی زیاد باشد، دستگاه اشباع (*Saturated*) شده و عقربه ثبات (ثبت کننده) به حد خود می‌رسد و نمی‌تواند مقدار واقعی زلزله را ثبت کند.

کاربرد لرزه نگار

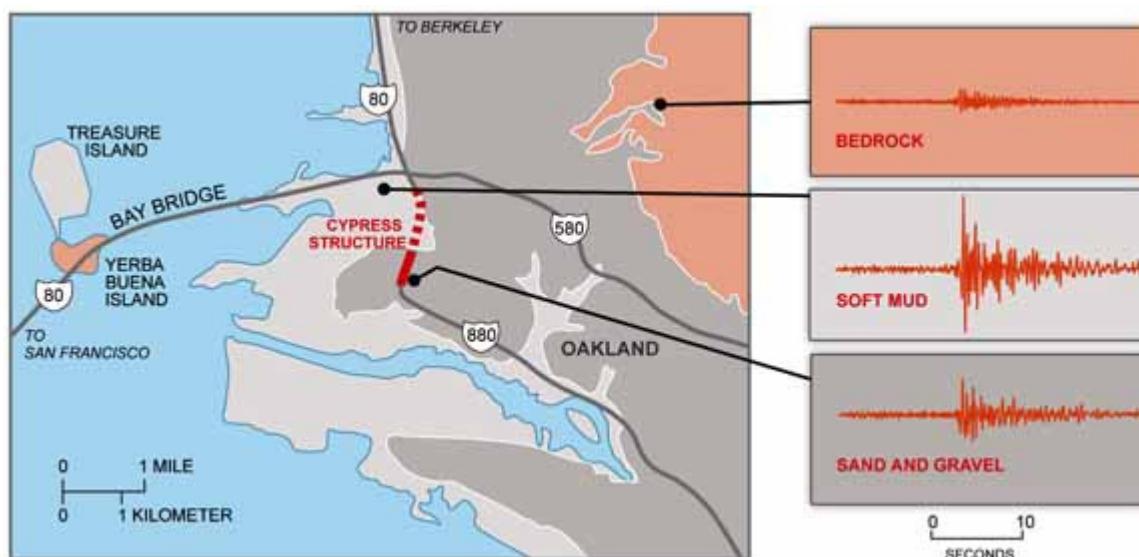
- لرزه نگار و شتابنگاشت کاربردی کاملاً متفاوت دارند.
- لرزه نگار ابزار کار زمین لرزه شناسان است و به کمک آن مرکز زلزله- بزرگی زلزله- فیزیک امواج زلزله- بازتاب ها و انکسارهایی که این امواج در حین عبور از لایه های مختلف متحمل می شوند- جنس لایه ها و مشخصات هندسی خاک تعیین می شود.
- هیچکدام از اطلاعات فوق بدرد مهندسی سازه برای تعیین واکنش سازه در برابر زلزله نمی خورد. عنصر اساسی برای حل معادله حرکت یک سازه، شتابی است که به پی آن سازه وارد می شود. بنابراین محور کار در اینجا شتابنگاست است.

۲- شتاب نگار

- شتاب نگار دستگاهی است که شتاب زلزله را ثبت می کند.

- ساخت شتابنگار به مراتب ساده تر از لرزه نگار بوده و نصب و نگهداری آن نیز آسان تر و کم خرج تر می باشد، زیرا لرزه نگار مرتبا کار می کند و باید تکنسینهای مربوطه رکوردها را به طور دائمی بازرسی کرده تا زلزله هایی که در دور و نزدیک اتفاق افتاده را مشخص کنند. در حالی که شتاب نگار به تکنسین نیازی ندارد و طوری تنظیم شده است که فقط وقتی شتاب از حد تعیین شده ای (مثلا یکصدم شتاب ثقل) زیادتر شد به کار افتاد و ارتعاش را ثبت کند و سپس با پایان یافتن ارتعاش باز ایستد.
- درست است که از نظر ریاضی شتاب نگاشت مشتق دوم لرزه نگاشت است و ظاهر اگر یکی از این دو موجود باشد می توان با مشتق گیری و یا گرفتن انتگرال، دیگری را بدست آورد. اما بهیچوجه نمی توان این کار را کرد. لرزه نگار و شتاب نگار کاملاً متفاوت بوده و موضوع علم جداگانه ای هستند. از آنجایی که نمی توان شتابنگاشت را با عملیات ریاضی از لرزه نگاشت بدست آورد، شبکه مجزایی از شتابنگارها در مناطق مختلف نصب می شود و لازم است در کلیه نقاطی که احتمال لرزه خیزی دارند، شتابنگار نصب شده باشد. زیرا برخلاف لرزه نگار که زلزله را از فواصل دور دریافت می کند، شتابنگار فقط فواصل نسبتاً نزدیک را ثبت می کند.
- محتوای فرکانسی یک زلزله را نمی توان از لرزه نگاشت کسب کرد بلکه فقط از شتابنگاشت بدست آید.
- در هر ایستگاه سه دسته شتابنگار نصب می شود تا دو مولفه افقی و یک مولفه قائم شتاب زمین را ثبت کند. که به آن شتاب نگاشت یا تاریخچه زمانی شتاب گویند. دو مولفه افقی شتاب زمین برای اکثر زلزله های ثبت شده تقریباً شدت یکسان دارند.
- در صورتی که شتاب نگاشت هایی که از ایستگاههای مختلف بدست می آیند را مقایسه کنیم، در می یابیم که شتاب زلزله با دور شدن از مرکز زلزله کاهش می یابد.
- منحنی های سرعت و تغییر مکان را با انتگرال گیری عددی از خود منحنی شتاب نگاشت بدست می آوریم.

- شتاب قائم زلزله را در بیشتر موارد کمتر از شتاب افقی آن و در حدود $\frac{2}{3}$ شتاب مزبور است، از آنجا که *duration* آن هم کم است، اغلب شتاب قائم زلزله در طراحی لحاظ نمی گردد و در طراحی سازه ها شتاب، افقی حرکت زمین عامل تعیین کننده می باشد. فقط در اعضای طره ای و یا در ساختمانهای نزدیک گسل (*fault*) است که زلزله قائم برای آن مسئله ساز است. در شتابنگاشت قائم، محتوای فرکانسی بالاتر، بیشتر است.
- اطلاعات اساسی مهندسی زلزله از منحنی های ثبت شده شتاب بدست می آید. از این قبیل: *-PGA* - مدت زلزله (*duration*) - محتوای فرکانسی زلزله.
- عنصر اساسی برای حل معادله حرکت یک سازه شتابی است که به پی آن وارد می شود. بنابراین مهندسی سازه با شتابنگاشت کار دارد. در تحلیل های دینامیکی سازه های پیچیده، بار زلزله به صورت شتاب زمین در نظر گرفته می شود. منحنی های شتاب زمین ممکن است منحنی های واقعی یا ساختگی باشند. منحنی های ساختگی براساس تحلیل های احتمالی، منحنی های واقعی و اطلاعات دیگر بدست می آیند. به این منحنی ها، منحنی های مصنوعی شتاب زمین نیز می گویند.



شبکه های لرزه نگاری و شتاب نگاری ایران

- قدیمی ترین شبکه لرزه نگاری متعلق به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران است که از سال ۱۳۳۸ تاکنون در شهرهای مختلف کشور و با همکاران دانشگاههای آن شهرها، مسئولیت ثبت اطلاعات لرزه نگاری در سطح کشور را بر عهده دارد. و در حال توسعه شبکه خود است.
- مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن و سازمان انرژی اتمی نیز هر یک شبکه های شتابنگاری جداگانه ای در سطح کشور اداره می کنند. قدیمی ترین شبکه شتابنگار متعلق به مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن و از سال ۱۳۵۲ است. این مرکز نیز در حال توسعه شبکه خود است.
- پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله که در اوخر دهه شصت خورشیدی توسط وزارت فرهنگ و آموزش عالی و با همکاری یونسکو تاسیس شده است و در حال تاسیس یک شبکه لرزه نگاری و شتابنگاری در سطح کشور می باشد.

شتاب ماکزیمم زمین (*Peak ground acceleration or PGA*)

- شتاب ماکزیمم زمین (PGA) یکی از پارامترهای شدت زمین است که بوسیله مهندسین بکار می رود.
- شدت حرکت زمین لرزه بستگی به اندازه و شکل ضربان های شتاب (در منحنی شتاب زلزله) دارد. به عبارت دیگر بستگی به شتاب ماکزیمم زلزله و تعداد دفعاتی که شتاب در هر ثانیه صفر می شود (فرکانس زلزله) دارد.

منابع خطای شتابنگاشت

- اطلاعاتی که از یک دستگاه شتابنگار بدست می آید (شتابنگاشت) به دلایل مختلفی دارای خطای می باشد و بایستی حتی الامکان تصحیح گردد. منابع خطای عمدتاً عبارند از:
- 1- برخلاف لرزه نگار، خطی به عنوان محور شتاب صفر وجود ندارد تا شتاب نسبت به آن اندازه گرفته شود. زیرا برخلاف لرزه نگار، یک شتابنگار معمولاً خاموش و بی حرکت است و فقط

- ۲ شتابنگار را معمولاً برای آستانه حرکت (*triggering level*) معینی تنظیم می کنند، از این رو بخش اول شتابنگاشت که در آن شتاب کمتر از شتاب آستانه است از دست می رود.
- ۳ معیار مشخصی برای تعیین نقطه پایان شتابنگاشت موجود نیست. در واقع در پایان زلزله، ارتعاشات کوچکی که بعضاً می توانند به خود دستگاه شتاب نگار مربوط باشند، به چشم می خورد که از حیث تاثیر بر سازه بی اهمیت است.
- ۴ لقی نوار کاغذی به هنگام ثبت شتاب
- ۵ اختلالات الکتریکی دستگاه
- ۶ خطاهای مربوط به عددی کردن (*digitization*) شتابنگاشت های منحنی شکل.
- برخی دستگاهها به صورت دیجیتالی دیتاهای را ثبت می کنند.
- برای قرائت یک شتابنگاشت می باید یک محور فرضی را در نظر گرفت.

معمولًا ابتداء و انتهای نمودار را با یک خط راست بهم متصل می کنند، اما از آنجا که نقطه صفر در ابتدای شتابنگاشت و انتهای آن مشخص نیست، نمودار سرعتی که پس از انتگرال گیری ممکن است بدست آید بقرار زیر می باشد:

شكل

باایستی توجه شود که منحنی های شتاب- سرعت- تغییر مکان زلزله باایستی در ابتداء و انتهای صفر باشند. در تصمیح شتابنگاشت به روش تصمیح محور، این خطای محور را از بین می برند. یعنی منحنی را طوری اصلاح می کنند که سرعت و تغییر مکان در ابتداء و انتهای صفر باشد (در ابتداء همیشه شتاب- سرعت- تغییر مکان صفر است و باایستی در انتهای نیز صفر گردد).

روشهای تصحیح شتابنگاشت

برای کاهش اثر خطاهایی که قبل از بیان شد می‌باید شتابنگاشت را تصحیح نمود. دو روش تصحیح متداول است:

-۱ تصحیح محور نمودار

-۲ فیلتر نمودن فرکانس‌های خاص

۱- روش تصحیح محور

اگر شتابنگاشت ثبت شده را با g نشان دهیم، با انتگرال گیری به نمودارهای سرعت و جابجایی می‌رسیم که با v_r , d_r نشان دهیم. برای شتاب یک خطای درجه دوم در نظر می‌گیریم:

$$e = C_1 + C_2 t + C_3 t^2$$

$$a_c = a_r - e$$

e : خطای مربوط به هر زمان

a_r : شتاب ثبت شده توسط شتابنگار (r : recorded)

a_c : شتاب اصلاح شده (c : corrected)

C_1 , C_2 و C_3 : ضرایب ثابتی هستند که با یکی از دو روش زیر بدست می‌آیند:

۱-الف- روش حداقل انرژی جنبشی

در این روش انرژی ارتعاش را به حداقل می‌رسانیم:

$$a_c = a_r - (C_1 + C_2 t + C_3 t^2)$$

$$v_c = v_r - \left(C_0 + C_1 t + \frac{1}{2} C_2 t^2 + \frac{1}{3} C_3 t^3 \right)$$

شاخص انرژی جنبشی است که بایستی حداقل شود:

$$\frac{\partial R}{\partial C_0} = 0$$

$$\frac{\partial R}{\partial C_1} = 0$$

$$\frac{\partial R}{\partial C_2} = 0$$

$$\frac{\partial R}{\partial C_3} = 0$$

اگر این معادلات را حل کنیم داریم:

$$\left\{ \begin{array}{l} C_0 = 16A - 20B + 240C - 140D = 0 \\ TC_1 = -120A + 1200B - 2700C + 1680D \\ T^2C_2 = 240A - 2700B + 6480C - 4200D \\ T^3C_3 = -140A + 1680B - 4200C + 2800D \end{array} \right. \quad (\text{برای آنکه سرعت اولیه صفر شود:})$$

در این روابط T مدت شتابنگاشت است. A , B , C و D از روابط زیر بدست می‌آیند:

$$A = \frac{1}{T} \int_0^T V_r dt, \quad B = \frac{1}{T^2} \int_0^T V_r t dt, \quad C = \frac{1}{T^3} \int_0^T V_r t^2 dt, \quad D = \frac{1}{T^4} \int_0^T V_r t^3 dt$$

با حل این انتگرال‌ها D, C, B, A محاسبه شده و سپس با حل معادله ۴ مجهول C_3, C_2, C_1, C_0 بدست می‌آیند. پس از آن از رابطه $-e = a_r - a_c$ شتاب اصلاح شده حاصل می‌شود. از روی اعداد شتاب اصلاح شده و با انتگرال گیری عددی d_c, v_c که مقادیر سرعت و تغییر مکان اصلاح شده هستند، بدست می‌آیند.

۱- ب- روش کمترین خطاء

$$e(t) = a_r(t) + a_c(t)$$

تابع خطأ را سهمی درجه دوم فرض می‌کنیم. خطای حاصل برابر است با:

$$a_r(t) - a_c(t) - (C_0 + C_1t + C_2t^2)$$

و مجموع مربعات خطاهای برابر است با:

$$R = \int_0^T [a_r(t) - a_c(t) - (C_0 + C_1t + C_2t^2)]^2 dt$$

بایستی نسبت به ضرایب C_0, C_1, C_2 حداقل گردد:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial R}{\partial C_0} = 0 \rightarrow \int_0^T a_r dt - \int_0^T a_c dt = \int_0^T (C_0 + C_1t + C_2t^2) dt \\ \frac{\partial R}{\partial C_1} = 0 \rightarrow \int_0^T a_r t dt - \int_0^T a_c t dt = \int_0^T t(C_0 + C_1t + C_2t^2) dt \\ \frac{\partial R}{\partial C_2} = 0 \rightarrow \int_0^T a_r t^2 dt - \int_0^T a_c t^2 dt = \int_0^T t^2(C_0 + C_1t + C_2t^2) dt \end{array} \right. \quad (I)$$

برابری های زیر را همواره می توان نوشت:

$$(1) \quad \int_0^T a_c dt = v_T - v_0$$

$$(2) \quad \int_0^T a_c t dt = [v_c t]_0^T - \int_0^T v_c dt = T v_c - (d_T - d_0)$$

که v_c سرعت تصحیح شده و d_T, d_0 جابجایی در لحظات 0، T است. v_T سرعت صحیح در لحظه T می باشد.

$$(3) \quad \int_0^T a_c t^2 dt = [v_c t^2]_0^T - 2 \int_0^T v_c t dt = T^2 v_T - 2[(d_c t)_0^T - \int_0^T d_c dt] = T^2 v_T - 2d_T + 2 \int_0^T d_c dt$$

اگر (1) و (2) و (3) مشخص باشند، سه معادله و سه مجھول قابل حل است. در این روابط باید مقادیر

$$\int_0^T d_c dt, d_T, d_0, v_T, v_0 \text{ معلوم باشند:}$$

- سرعت در ابتدا و انتها صفر است (یعنی متوسط شتاب صفر است):

- جابجایی در ابتدا و انتها صفر است (یعنی سرعت متوسط برابر صفر است):

$$\int_0^T d_c dt = 0 \quad \text{- جابجایی متوسط برابر صفر است:}$$

در نتیجه این فرضیات داریم:

$$\int_0^T a_c dt = \int_0^T a_c t dt = \int_0^T a_c t^2 dt = 0$$

با معلوم شدن مجھولات دستگاه (I) به شکل زیر در می آید:

$$\left\{ \begin{array}{l} C_0 + \frac{T}{2} C_1 + \frac{T^2}{3} C_3 = \frac{1}{T} \int_0^T a_r dt \\ \frac{1}{3} C_0 + \frac{T}{4} C_1 + \frac{T^2}{5} C_3 = \frac{1}{T^3} \int_0^T a_r t^2 dt \end{array} \right.$$

$$\frac{1}{2}C_0 + \frac{T}{3}C_1 + \frac{T^2}{4}C_3 = \frac{1}{T^2} \int_0^T a_r t dt$$

ضرایب C_0, C_1, C_2 بدست آمده و سپس از رابطه زیر شتاب اصلاح شده بدست می آید:

$$a_c(t) = a_r(t) - e(t)$$

با انتگرال گیری عددی از شتاب اصلاح شده، مقادیر سرعت و تغییر مکان اصلاح شده بدست می آید.

۲- روش تصفیه فرکانسها (فیلتر کردن فرکانسها)

بعلت منابع مختلف خطازا، فرکانس‌های خیلی کوچک و خیلی بزرگ که متعلق به خود زلزله نیستند وارد شتابنگاشت می شوند، که باید فیلتر شوند. ابتدا تابع شتابنگاشت را با استفاده از "سری فوریه" به صورت توابع متناوب سینوسی و کسینوسی می نویسیم:

$$f(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{n=\infty} (a_n \cos(\omega_n t) + b_n \sin(\omega_n t)) \quad \omega_n = \frac{2n\pi}{T}$$

$$\begin{cases} a_0 = \frac{1}{T} \int_0^T f(t) dt \\ a_n = \frac{2}{T} \int_0^T f(t) \cos(w_n t) dt \\ b_n = \frac{2}{T} \int_0^T f(t) \sin(w_n t) dt \end{cases}$$

نمایش $f(t)$ در حوزه فرکانسی به شکل زیر است. برای این منظور نمودار $\sqrt{a_n^2 + b_n^2}$ بر حسب ω_n را رسم می کنیم.

شکل ص ۶۵

برای آنکه فرکانسهای خیلی کوچک و خیلی بزرگ را حذف کنیم، کافی است n های کم و n های

زیاد را در محاسبه $f(t)$ لحاظ نکنیم:

$$f_F(t) = \sum_{n=n_1}^{n=n_2} (a_n \cos(\omega_n t) + b_n \sin(\omega_n t))$$

تابع فیلتر شده f_F فاقد فرکانسهای کوچکتر از $\frac{2n_1\pi}{T}$ و بزرگتر از $\frac{2n_2\pi}{T}$ می باشد. با تبدیل فوریه معکوس، منحنی شتاب تصحیح شده بدست می آید.

مورد استفاده دیگر این منحنی: با استفاده از این منحنی می توان فهمید که کدام فرکانسهای دارای شدت بالاتری هستند.

در هنگام زلزله، علاوه بر اینکه فرکانسهای بالا سرعت میرا شده و فرکانسهای پایین تا مسافت دورتر ادامه می یابند، لایه های مختلف زمین نیز بخشهایی از طیف فرکانس را که به فرکانس طبیعی لایه نزدیکتر است، تقویت می کنند. پس شتابنگاشت های نقاط مختلف علاوه بر آنکه از لحاظ مقدار فرق می کنند، از لحاظ شکل نیز فرق کنند.

نکته:

- اگر شتاب اوج مد نظر باشد، نیاز چندانی به تصحیح نیست.

- اگر طیف پاسخ شتاب مد نظر باشد، استفاده از فیلتر کفايت می کند.

- در مورد نمودار جابجایی استفاده همزمان از فیلتر کردن فرکانسها همراه با تصحیح محور شتابنگاشت نتیجه بهتری می دهد.
- معمولًا فرکانسها کوچکتر از $0.2Hz$ و بزرگتر از $25Hz$ فیلتر می شوند.

تأثیر نوع خاک بر امواج زلزله

امواج زلزله در هنگام عبور از لایه های مختلف خاک منعکس و منكسر می شوند و در هنگام ورود موج به لایه نرم تر امتدادش به محور قائم نزدیک تر می شود.

شکل ص ۶۷

از سوی دیگر هنگامی که ارتعاش از لایه سنگی به لایه نرم تر وارد می شود، دامنه ارتعاش افزایش می یابد. این افزایش بتدریج در مسیر عبور موج از بستر سنگ به سطح زمین صورت می گیرد. بنابراین خسارت سازه ای در زمینهای نرم آبرفتی می تواند شدید باشد. البته این اثر به نوع سازه، دوره تناوب آن و فاصله آن تا مرکز زلزله نیز بستگی دارد و مثلا می توان انتظار داشت در زمین های نرم (که دامنه امواج شدید می شود و به تبع آن پریود کمی افزایش می یابد)، ساختمنهای آجری کم ارتفاع کمتر آسیب بینند.

خسارت سازه ای در روی زمینهای با خاک آبرفتی (*alluvial soils*) به دلایل زیر بیشتر است:

- موج لرزه ای تقویت می شود.

۲- یک سازه با پریود طبیعی مشخص به وضعیت شدید رسیده و سقوط می کند.

۳- نشست غیر یکنواخت، شکافته شدن و زمین لرزه و دیگر خسارات زمینی اتفاق می افتد.

پدیده های همراه با زمین لرزه

- یکی از این پدیده ها، موجهای بلندی است که در هنگام وقوع زلزله در سطح اقیانوس

ایجاد می گردد و مناطق ساحلی را می پوشانند. این موجهها «سونامی» نام دارند. ارتفاع موج های سونامی می تواند تا چندین متر برسد و سبب خسارات بسیار شود.

- در صورتی که یک لایه ماسه اشباع شده زیر اثر موجهای رفت و برگشتی زلزله قرار می گیرد، تنفس موثر در خاک کاهش می یابد. با رسیدن مقاومت برشی به صفر، لایه ماسه همانند مایعی عمل می نماید و پدیده «روانگرایی» (*Liquefaction*) اتفاق می افتد. در اثر روانگرایی، ساختمانها در تمام سطح یا بخشی از آن ها دچار نشست می شوند و پاره ای از آنها ممکن است واژگون گردند. باید دانست خطر پیش آمدن روانگرایی در همه مناطق وجود ندارد و این پدیده در شرایط ویژه ای امکان ظهور دارد. از جمله این لایه ماسه ای اشباع باید حدود ۱۵ تا ۲۰ متر عمق داشته باشد و از ذرات یکنواختی تشکیل شده باشند.

- از دیگر پدیده هایی که امکان رخ دادن آنها در هنگام زلزله وجود دارد «زمین لغزه» است. در این مورد، پایداری شیروانی خاک یا سنگی در اثر زلزله از میان می رود. روانگرایی خود می تواند یکی از عاملهای ایجاد زمین لغزه باشد.

- به طور معمول، حرکتهای زمین سبب ایجاد نشت در لوله های گاز شهری می شود و پس از رخ دادن زلزله آتش سوزی نیز در مناطق شهری مشاهده می گردد. به این سبب، باید همواره امکانات مناسب برای دفع حریق ناشی از زلزله در دسترس باشد.

طبقه بندی امواج زلزله

گفتیم لایه های مختلف زمین بخشهایی از طیف فرکانس را که به فرکانس طبیعی لایه نزدیک تر است تقویت می کنند. و از طرف دیگر فرکانسهای بالا به شدت میرا می شوند. علاوه بر شدت، شکل موجی که در کانون زلزله ثبت می شود با شکل موجی که دورتر ثبت می شود فرق می کند. پس شتابنگاشت های یک زلزله معین که نقاط مختلف ثبت شده اند، می توانند دارای تفاوت های زیادی باشند. نیومارک این امواج را از لحاظ شکل ظاهری به چهار گروه تقسیم کرده است:

الف- تک ضربه: کانون چنین زلزله ای در عمق کمی وجود دارد و سنگ بستر از نوع سخت است.

شکل ص ۶۸

ب- ارتعاش نسبتاً طولانی و بی قاعده: کانون زلزله در عمق متوسط است و سنگ بستر از نوع سخت می باشد. زلزله های ال سنترو 1940 و طبس ۱۳۵۷ از این گروه بوده اند.

ج- ارتعاش طولانی با تعدادی تناوب غالب: اگر موج از لایه ای نرم بگذرد، تصفیه شده، یعنی بعضی از تناوب های آن غالب هستند.

د- ارتعاش همراه با جابجایی دائمی از زمین

شکل موج زلزله های متعدد پایین شکلهای فوق یا ترکیبی از این چهار نوع است.

رابطه کاهش شتاب ماکزیمم زمین با فاصله از مرکز زلزله (روابط استهلاک زلزله)

هر قدر از کانون زلزله دور شویم، از شدت زلزله کاسته می شود. به همین ترتیب هرچه از مرکز دور شویم، از شتاب ماکزیمم، سرعت ماکزیمم و جابجایی ماکزیمم زمین نیز کاسته می شود. علت کاهش شدت زلزله از دو عامل ناشی می شود:

الف- توزیع هندسی انرژی: اگر حالت ایده آلی را که موج به شکل کروی کامل توزیع شود در نظر بگیریم و فرض کنیم زلزله از نقطه ای با انرژی E_0 ساطع می گردد، آنگاه مقداری انرژی بر واحد سطح در نقطه ای به فاصله R از کانون برابر است با $E = \frac{E_0}{4\pi R^2}$ متناسب است.

شکل ص ۷۹

ب- استهکاک محیط اطراف: موج با عبور از خاک بدلیل استهکاک محیط میرایی می شود. شدت این میرایی به جنس خاک منطقه و شدت زلزله متفاوت است.

روابط تجربی متعددی برای کاهش شتاب حداقل زلزله (PGA) ارائه شده است. اگر a شتاب ماکزیمم زمین بر حسب $M, cm/s^2$ بزرگی زلزله و R فاصله نقطه مورد نظر از کانون زلزله بر حسب Km باشد، داریم:

$$a: \text{شتاب بیشینه زمین} \quad d: \text{تغییر مکان بیشینه زمین} \quad v: \text{سرعت بیشینه زمین}$$

رابطه استوا-ژورنبلو (*Esteva & Rosenblueth 1964*):

$$\left\{ \begin{array}{l} a = \frac{2000 e^{0.8M}}{R^2} \quad \text{زمین سفت} \\ a = \frac{110 e^{0.8M}}{R^{1.6}} \quad \text{زمین سنگی} \end{array} \right. \quad \text{شتاب}$$

رابطه استو- هندرن (Esteva & Hendroh 1969)

$$a = 1230 e^{0.8M} (R + 25)^{-2}$$

$$v = 15 e^M (R + 0.17 e^{0.59M})^{-1.7}$$

زمین سفت

$$d = \frac{V^2}{a} (1 + 400/R^{0.6})$$

رابطه استو- ویلاورد (Esteva- Villaverde 1473): این روابط بر اساس اطلاعات زلزله های کالیفرنیا و برای

فواصل بیش از (15~20) کیلومتر بدست آمده است:

$$a = \frac{5600 e^{0.8M}}{(R + 40)^2}$$

$$V = \frac{32 e^M}{(R + 25)^{1.7}}$$

رابطه دنوان (Donevan 1973)

$$a = \frac{1080 e^{0.5M}}{(R + 25)^{1.32}}$$

رابطه گوتنبرگ- ریشر بین بزرگی زلزله (M) با a₀ شتاب اوج ناحیه مرکزی :

$$\log a_0 = -2.1 + 0.81M - 0.027 M^2$$

هر قدر به مرکز زلزله نزدیک شویم، شتاب افزایش می یابد، اما در ناحیه مرکزی به حد خود می رسد و ثابت می ماند.

رابطه ریشر بین شدت زلزله و شتاب محل:

$$\log(a) = \frac{i}{3} - \frac{1}{2}$$

i شدت بر حسب مرکالی و a شتاب بر حسب cm/s^2

رابطه گوتنبرگ-ریشر بین شتاب اوج در ناحیه مرکزی (a_0) با شتاب نواحی دورتر (a_D):

$$a_D = \beta_D a_0$$

$$\beta_D = \left[\frac{1.25}{\left(1 + \frac{D}{76.8} \right)} \right]^n$$

$$n = 1 + \frac{1}{2.5 T_p}$$

پریود غالب زلزله است که بستگی به فاصله از مرکز زلزله دارد:

فاصله از مرکز زلزله بر حسب km	(T_p پریود غالب زلزله بر حسب sec)
201 ≈ 250	101 ≈ 200
51 ≈ 100	0 ≈ 50
0.6	0.4
0.3	0.25

نکته: با استفاده از رابطه اخیر می توان ابتدا برعکس عمل کرده یعنی با ثبت شتاب در تعدادی از ایستگاههای اطراف منطقه زلزله زده ای که شتاب زلزله ثبت نشده است. شتاب اوج در ناحیه مرکزی را بدست آورده و سپس شتاب در هر فاصله ای از مرکز را حساب کرد.

مثال: در سال ۶۹ زلزله ای در منجیل رخ داد که در مرکز زلزله یعنی منجیل شتاب زلزله ثبت نشد. ایستگاههایی که زلزله منجیل را ثبت کرده اند و شتابی که هر ایستگاه در جهت طولی (a_L)، عرضی (a_T) و قائم (a_V) ثبت کرده اند آورده شده است.

ابتدا، شتاب پیک یک زلزله را در منطقه منجیل حساب کرده و سپس شتاب پیک را برای شهر رشت به فاصله 65 کیلومتر در آستانه اشرفیه به فاصله 75 کیلومتر از منجیل را بدست آورید. (در این شهرها هم شتاب زلزله ثبت نشده بودند)

β_D	a_D (g%)	a_v (g%)	a_T (g%)	a_L (g%)	فاصله از منجیل (km)	شهر
0.34	20.62	9	8	19	75	قزوین
0.12	9.22	2	9	2	145	اردبیل
0.31	11.66	6	6	10	83	زنجان
0.37	23.02	6	19	13	70	آبادان
0.13	10.20	3	10	2	187	گچسر
0.34	11.66	6	10	6	75	لامرد
0.4	12.53	3	6	11	133	تکاب
0.55	66.71	23	15	65	44	آب بیان
0.4	8.60	6	5	7	90	رومسر
0.14	4.47	3	2	4	177	کرج
0.19	9.22	5	7	6	142	اشتهرد
0.16	6.40	2	5	4	208	رباط کریم

$$a_D = \sqrt{a_L^2 + a_T^2} \quad \text{نکته: } a_D \text{ شتاب اوج افقی است:}$$

حل با استفاده از روش Least Square (حداقل مجنورات):

خطای استفاده از رابطه $a_D = \beta_D a_0$ در مقایسه با مقادیر ثبت شده از رابطه زیر بدست می آید:

$$e = \alpha_0 \beta_D - a_D \quad \text{مقدار خطای شتاب هر ایستگاه}$$

جذر مجموع مربع خطاهای را با f نشان دهیم، برای بدست آوردن α_0 می‌توان f را نسبت به α_0 حداقل

$$f = \sqrt{\sum (\alpha_0 \beta_D - \alpha_D)^2} \quad \text{نمود:}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial f}{\partial \alpha_0} = 0 &\rightarrow \frac{1}{2} \frac{\sum 2\beta_{D_i}(\alpha_0 \beta_{D_i} - \alpha_{D_i})}{\sqrt{\sum (\alpha_0 \beta_{D_j} - \alpha_{D_j})^2}} = 0 \rightarrow \sum 2\beta_{D_i}(\alpha_0 \beta_{D_i} - \alpha_{D_i}) = 0 \\ &\therefore \alpha_0 = \frac{\sum \beta_{D_i} \alpha_{D_i}}{\sum \beta_D^2} \end{aligned}$$

$$\alpha_0 = \frac{0.34 \times 20.6 + 0.12 \times 9.22 + \dots}{0.34^2 + 0.12^2 + \dots} = 71\% g$$

$$D = 65 \text{ km} \rightarrow \alpha_D = \alpha_0 B_D = 0.3 g \quad \text{رشت}$$

$$D = 75 \text{ km} \rightarrow \alpha_D = \alpha_0 B_D = 0.24 g \quad \text{آستانه اشرفیه}$$

تناوب وقوع زلزله

منابع لرزه‌زا که در طول تاریخ سابقه فعالیت داشته اند باز هم خواهند لرzanد و از این رو کار جمع آوری آمار فعالیتهای لرزه‌ای در سطح جهان از اهمیت زیادی برخوردار است. برای آمار لرزه خیزی کشورمان، اهبرسنر یک سری مطالعات تاریخی انجام داده است.

اگر N تعداد زلزله‌های با بزرگی بیش از M ریشتر باشد که در سال در یک منطقه خاص اتفاق می‌افتد، گوتبرگ و ریشتر رابطه زیر را پیشنهاد داده اند:

$$\log N = A - bM$$

پارامترهای A را به کمک مطالعات آماری تعیین می‌شوند و در تعیین مطالعات لرزه‌ای یک ناحیه معین بکار می‌روند. برای ایران $A=6.88$ و $b=0.88$ پیشنهاد شده است. b عددی است که حدوداً همیشه ۱ است.

$$M=5 \rightarrow N=380 \quad \text{بار در سال}$$

$$M=8 \rightarrow N=1 \quad \text{بار در سال}$$

$$\text{Log } N = 6.02 - 1.18 M \quad \text{رابطه کایلا}$$

$$\text{Log } N = 6.88 - 0.86 M \quad \text{رابطه ابرسنر}$$

شكل ص ۷۷

سطوح طراحی

معمولًا سازه را برای یکی از دو سطح مختلف زیر ممکن است طراحی کنند:

۱- سطح طراحی برای سازه های معمولی: این سازه ها را برای بزرگترین زلزله ای که به طور

متوسط یکبار در طول عمر سازه (معمولًا ۵۰ سال) رخ می دهد، طرح می کنند. در این صورت:

$$N = \frac{1}{T_L} \quad \text{تعداد زلزله هایی که در هر سال رخ می دهد}$$

$$P = 1 - e^{-NT_L} = 1 - e^{-\frac{1}{T_L} \times T_L} = 1 - e^{-1} = 0.63$$

این بدان مفهوم است که برای سازه های معمولی باقیمانده از $P-a$ ، شتاب مربوط به احتمال ۶۳٪ را برای طراحی انتخاب کرد.

۲- سطح طراحی برای سازه های ویژه: این سازه ها را برای بزرگترین زلزله ای که به طور

متوسط یکبار در ده برابر طول عمر مفید سازه رخ می دهد (معمولًا ۵۰۰ سال) طرح می کنند. پس:

$$N = \frac{1}{10T_L} \quad \text{تعداد زلزله هایی که در هر سال رخ می دهد}$$

$$P = 1 - e^{-NT_L} = 1 - e^{-\frac{1}{10T_L} \times T_L} = 1 - e^{-0.1} = 0.10$$

این بدان مفهوم است که برای سازه های ویژه باید از منحنی $P-a$ ، شتاب متناظر با احتمال ۱۰٪ را انتخاب کرد.

نکته: هر چه احتمال وقوع زلزله کمتر شود، شدت آن بیشتر می شود. هرچه دوره تناوب وقوع زلزله ای بیشتر شود، شدت آن بیشتر می شود.

محاسبه شتاب زلزله بر پایه آمار و احتمالات

برای طراحی سازه به روش دینامیکی، احتیاج داریم که شتاب زلزله مزبور را با شتاب منطقه مورد نظر همپایه کنیم. اگر چه این مقدار طبق آئین نامه های طراحی انتخاب می گردد، اما در طراحی سازه های بزرگ و مهم ترجیح داده می شود که این مقدار بر اساس خطر زلزله در محل بدست آید. روش های مختلفی برای تخمین PGA (شتاب اوج زلزله) در منطقه مورد نظر پیشنهاد شده است:

۱- روش کرنل:

این روش که در سال 1968 ارائه شد، به روش تخمین خطر زلزله معروف است و برای محاسبه شتاب احتمالی زلزله در یک منطقه بکار می رود. روش کار به قرار زیر است:

-۱- منابع لرزه زا در منطقه شناسایی می شوند (گسل ها و آتشفشنانها). برای طرح سازه ای منطقه به شعاع ۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتر حول محور پروژه کافی است. اگر محل از لرزه خیزی خیلی پایینی برخوردار باشد، منابع لرزه زا را دورتر در نظر گرفته می شوند.
نکته: در کتاب مهندسی زلزله مقدم و همچنین کتاب بربیان، فاصله هر شهر از گسل فعال آن منطقه و طول آن گسل آورده شده است.

-۲- به کمک داده های تاریخی رابطه بین $\log N, M$ را بدست می آوریم . پس برای هر منبع رابطه $\log N_i = A_i - b_i M$ بزرگی زلزله بر حسب ریشه و N تعداد زلزله های با بزرگی M یا بیشتر است که در سال اتفاق می افتد.

$$\log N = A - b M \quad (1)$$

-۳- یکی از فرمولهای مربوط به رابطه بین a, R, M (رابطه شتاب ماکریم) محل مورد نظر بر حسب بزرگی زلزله در مرکز و فاصله محل از مرکز زلزله) را که با شرایط زمین ساختی مشابهی با منطقه مورد نظر تئیه شده باشد را اختیار می کنیم.

$$a = f(M, R_i) \quad (2)$$

$$a = \frac{5600e^{0.8M}}{(R + 40)^2} \quad ()$$

مثال رابطه استوا-ویلاورد

۴- احتمال وقوع زلزله ای با شتاب a_i یا بیشتر در طول عمر مفید سازه (T_L) از رابطه زیر

بدست می آید:

$$P = 1 - e^{-N_{a_i} T_L} \quad (\text{رابطه } 3)$$

می خواهیم نمودار احتمال بر حسب شتابهای مختلف را رسم کنیم. از اینجا به بعد دو جور تکنیک وجود دارد. در تکنیک اول مقادیر a ای در نظر گرفته می شود و به ازای هر a و فاصله هر منبع لرزه زا R_i از رابطه ۲ مقدار بزرگی M_i بدست می آید. حال به ازای هر M_i از رابطه ۱ مقدار N_i حساب می گردد.

$$N = \sum N_i = N_1 + N_2 + \dots$$

حال از رابطه ۳، مقدار P محاسبه می گردد. در نهایت منحنی P بر حسب a های مختلف محاسبه می

گردد.

از رابطه ۲ مقدار M نظیر محاسبه گردد \rightarrow یک a ای فرضی گردد

از رابطه ۱ مقدار N نظیر محاسبه گردد \rightarrow به ازای هر M

از رابطه ۳ مقدار P محاسبه می گردد \rightarrow پس از محاسبه N برای a های مختلف

$$\rightarrow N = \sum N_i$$

در تکنیک دوم به جای a مقادیر M را فرض کرده و از رابطه ۲ مقدار a محاسبه می گردد. حال از رابطه ۱ مقدار N برای هر فرضی محاسبه می شود و سپس به ازای هر a از رابطه ۳، مقدار P محاسبه می گردد. در نهایت داریم:

۶- پس از رسم منحنی $P-a$ می توان شتاب a را برای یک احتمال مشخص بدست آورد.

شکل ص ۸۰

شکل بالای ص ۸۱

مثال ۱: حداقل شتاب زمین را در محل ساخت یک سد که به فاصله ۸۰ کیلومتری از یک گسل لرزه زا قرار دارد، برای احتمال وقوع ۱۰٪ در طول عمر ۲۰۰ سال سد، حساب کنید. از روابط زیر برای دوره تناوب و میرایی شتاب استفاده کنید:

$$a = \frac{5600 e^{0.8M}}{(R + 40)^2} \quad \log N = 6.0 - 1.2 M$$

جواب: این احتمال ۱۵٪ شتابی است که ممکن است به طور متوسط در ۱۰ برابر عمر سازه یعنی در ۲۰۰۰ سال سازه بینید را می خواهیم حساب کنیم:

$$a = \frac{5600 e^{0.8M}}{(R + 40)^2} = 0.389 e^{0.8M} \quad a \rightarrow M$$

$$\log N = 6 - 1.2M \quad M \rightarrow N$$

$$P = 1 - e^{-NT_L} = 1 - e^{-2000N} \quad N \rightarrow P$$

حال به ازای مقادیر مختلف P , a , M را بدست آوریم:

7.8	7.7	7.6	7.5	7.3	7	6.5	M
0.084	0.189	0.173	0.160	0.136	0.107	0.075	شتاب a بر حسب g
0.084	0.109	0.141	0.181	0.294	0.549	0.960	احتمال

مثال این ستون یعنی زلزله‌ای که با احتمال ۹۶٪ دارای بزرگی 6.5 ریشتر باشد، شتاب 0.729 دارد.

شكل ص ۸۲

از روی نمودار برای احتمال ۱۰٪ شتابی برابر g ۰.۱۹۴ بدست می آید.

مثال ۲: اگر در مثال قبل به جای یک گسل، دو گسل لرزه داشته باشیم، که فاصله آنها از محل سد به ترتیب برابر ۸ و ۲۰۰ کیلومتر باشد و ضرایب رابطه تناوب آنها به ترتیب (6,1.2) و (6.8,1) باشد، شتاب طرح را در محل سد برای احتمال ۱۰٪ در طول دوره ۲۰۰ ساله محاسبه کنید.

جواب:

$$a = \frac{5600 e^{0.8M}}{(R + 40)^2} \rightarrow \begin{cases} M_1 = 1.25 \ln a + 1.181 & \text{برای گسل اول} \\ M_2 = 1.25 \ln a + 2.914 & \text{برای گسل دوم} \end{cases}$$

اکنون یک مقدار دلخواه a در نظر گرفته و از روابط بالا M_1, M_2 بدست می‌آید. حال از روابط زیر

متوسط احتمال سالیانه گسل‌ها محاسبه می‌گردد:

$$\frac{\log N_1 = 6 - 1.2 M_1}{\log N_2 = 6.8 - M} \\ \overline{N} = \sum N_i = N_1 + N_2$$

$$P = 1 - e^{-NT_L} = 1 - e^{-200N}$$

در اینجا می‌توان دو تا N حساب کرده و P ‌ها را با هم جمع کنیم. این دو روش تقریباً یک طور هستند.

325	320	300	250	200	شتاب cm/s^2
0.101	0.106	0.13	0.21	0.36	احتمال P
در طول ۲۰۰ سال عمر مفید سازه		$P = 0.1$		\rightarrow	$A = 0.33g$

همانطور که ملاحظه می‌گردد، به خاطر وجود دو گسل شتاب مبنای طرح از ۰.۱۹۴ به ۰.۳۳۰ افزایش یافت.

نمودارهای هم شتاب

با استفاده از روش کرنل می‌توان نمودارهای هم شتاب برای وقوع زلزله در طول یک دوره مشخص مثل ۵۰ ساله یا ۵۰۰ ساله و یا یک احتمال خاص مثلاً ۶۳% (۱۰%) را برای یک کشور و یا یک منطقه رسم کرد.

شکل ص ۸۳

برای کل ایران و مناطق ریزتر چنین نقشه‌هایی وجود دارد. برای شهر تهران زلزله نظیر دوره ۵۰ ساله و احتمال ۶۳٪ برابر $0.25g$ و زلزله نظیر دوره ۵۰۰ ساله و احتمال ۱۰٪ برابر $0.40g$ بدست آمده است.

- روش کرنل برای تئیه نمودارها هم شتاب در یک منطقه و یا تئیه شتاب مبنای طرح برای پژوهه‌های ویژه به طور گستردۀ ای استفاده می‌شود.

- مهمنترین ضعف روش کرنل و دیگر روش‌های مبتنی بر نظریه احتمالات در زمینه مهندسی زلزله این است که فاقد ملاک و ضابطه اساسی و قابلیت بررسی صحت و سقم (Verifiability) هستند. زیرا هر اتفاق که بیفتند احکام صادره را نقص نمی‌کند. مثلاً فرض می‌کنیم محاسبات نشان دهد که در یک دوره

۵۰ ساله زلزله ای با احتمال ۱۰٪ اتفاق می افتد که شتابش از $0.3g$ بیشتر است. اگر در این مدت چنین زلزله ای اتفاق نیفتد، نمی توان گفت که این حکم نادرست است. زیرا برای بررسی صحت حکم مزبور به یک دوره خیلی طولانی مثلا ۵۰۰۰ سال نیاز است که در آن آمار کامل زلزله ها بدست آید و معلوم شود که آیا به طور متوسط هر ۵۰ سال یک زلزله با شتاب بیش از $0.3g$ داشته ایم یا خیر؟

- برای گفتن شتاب طرح بایستی بگوییم این شتاب برای چه احتمالی و چه دوره ای می باشد. در اینجا هر چه احتمال کمتر و دوره بیشتر باشد زلزله شدیدتر است.

۲- روش پتانسیل لرزه زایی گسل:

حداکثر بزرگی یک زلزله می تواند توسط یک گسل ایجاد شود، بستگی به اندازه گسلش یا طول گسلش بر حسب کیلومتر (تقریباً برابر نصف طول گسل) دارد. برای منطقه ایران رابطه زیر پیشنهاد شده است:

$$(M \text{ بزرگی زلزله بر حسب ریشر}) \quad M = 5.4 + \log L$$

با محاسبه M ایجاد شده توسط هر گسل، می توان با استفاده از روابط میرایی a در محل پژوهه را بدست آورد.

استفاده از نگاشته های زلزله برای طراحی (کتاب واکابایاشی ص ۲۴۰)

هنگامی که مطالعه خطر زلزله کامل شده باشد و شتاب ماکریم زلزله مورد انتظار حاصل گردد، تحلیل دینامیکی بر اساس یک موج مناسب زلزله که از نگاشتهای زلزله های گذشته انتخاب شده باشد، انجام می شود. در بین نگاشتهای قوی زلزله، نگاشتهای طبس (۱۳۵۶) و ال ستترو (1940) مشهور هستند و غالب به همراه نگاشتهای زلزله دیگر متعلق به نقاط مجاور محل مورد نظر مورد استفاده قرار می گیرند. این نگاشتهای زلزله پس از انجام اصلاحات به منظور سازگاری با شرایط محلی در تحلیل دینامیکی مورد استفاده قرار می گیرند. عموماً دامنه شتاب طوری تعديل می شود که سازگار با مقدار مورد انتظار در محل شود. همچنین توصیه می شود که محتوای فرکانشی و طول تداوم به طبق بزرگی و شدت تنظیم شوند.

عوامل موثر بر روی خصوصیات هر زلزله توسط پارامترهای زیر معرض می‌گردند:

- (۱) دامنه ماکزیمم شتاب (۲) فرکانس یا پریود غالب در حرکت (۳) طول تداوم حرکت.

از روی این خصوصیات تازیخچه زمانی حرکت بدست می‌آید. در این مرحله یا یک حرکت زلزله سنتز شده با خصوصیات مطلوب تولید شده و یا یک زلزله موجود اصلاح می‌شود. رابطه‌ای بین بزرگی زلزله و طول تداوم حرکت وجود دارد که رابطه‌ای مستقیم است. محتوای فرکانسی امواج با فاصله گرفتن از محل گسل فعال تغییر می‌کند. به عبارت دیگر، امواج فرکانس بالا در پوسته سنگی به نحو موثرتری تضعیف می‌شوند و با افزایش فاصله محل از گسل، پریود غالب طولانی‌تر می‌شود. بین فاصله از گسل، بزرگی زلزله و پریود غالب نیز رابطه وجود دارد. با افزایش بزرگی زلزله دامنه ماکزیمم شتاب در بستر سنگی افزایش می‌یابد و با زیاد شدن فاصله از کانون زلزله تضعیف می‌شود. بین شتاب ماکزیمم با فاصله گسل و بزرگی زلزله نیز رابطه وجود دارد.

مشاهده صحرائی حرکت زمین

به منظور تامین یک اساس قابل اعتماد برای طراحی ضد زلزله سازها، لازم است پیش‌بینی شکل موج زلزله تا حد امکان دقیق باشد. استفاده از شکل موج یک زلزله که برای منطقه دیگری ثبت شده است، شاید خیلی رضایت‌بخش نباشد.

زمین همیشه در حال ارتعاش با دامنه‌های کوچک و با پریودهای ارتعاشی بسیار کم است. چنین وضعیت ارتعاشی زمین "ریز لرزه" *Microtremor* نامیده می‌شود. ریز لرزه‌ها بر اثر ترافیک مجاور، عملکرد ماشین آلات و دیگر اجسام در حال حرکت بوجود می‌آیند. از آنجا که شکل طیف یک ریز لرزه (طیف تغییرات دامنه بر حسب ω را نشان می‌دهد) با شکل طیف زلزله حقیقی یکی است، ثبت‌های ریز لرزه‌ای می‌توانند برای پیش‌بینی مشخصات لرزه‌ای زلزله‌های قوی مورد استفاده قرار گیرند.

شكل ص ۸۶

تفسیر: از این روش برای بدست آوردن پریود خاک طبیعی یا پریود غالب ناشی از زلزله احتمالی در محل استفاده می‌گردد.

شتاپنگاشت مصنوعی (*artificial*)

از آنجا که مشاهدات حقیقی محدود هستند، بعضی موقع برای تحلیل دینامیکی علاوه بر نگاشتهاي زلزله هاي حقيقی حرکت مصنوعی يا شبیه سازی (*Simulated*) زمین نيز مورد استفاده قرار می گيرد. اين کار بدان خاطر است که نگاشت ثبت شده بر روی زمین به میزان قابل توجهی متاثر از مکانیزم پیدايش، ساختار زمین، مسیر حرکت موج، شرایط محلی خاک و عوامل دیگر هستند. امواج لرزه ای مصنوعی به روش آماری از روی محتواي فرکانسى، تغييرات دامنه هاي شتاب و طول تداوم لرزش ساخته می شوند. اين نگاشتها ساده هستند و می توان از آنها طيف پاسخ پيوسته نسبتا همواري که به خوبی طيف طراحى شده انطباق دارد، بدست آورده. امواج لرزه ای مصنوعی که تاکنون پیشنهاد شده است عمدتا بر طبق روشی که برای تهیه آنها بکار رفته است به سه دسته تقسیم می شوند:

-۱- روش ترکيب تعداد زيادي امواج هارمونيکي که داراي دامنه هاي مختلف و زاويای فاز

مختلف هستند.

-۲- روش استفاده از طيف پاسخ به عنوان حرکت زمین، که در هنگامی که يك سистем

خطی يك درجه آزادی تحت اغتشاش سفید (*white noise*) قرار می گيرد حاصل می شود.

-۳- روش توزيع تصادفي (*random distribution*) ضربه هاي (*impact*) مختلف در طول محور

زمان تشکيل يك موج.

از اين سه روش، روش اول بيش از همه مورد استفاده قرار می گيرد. در اين روش طيف شتاب زلزله به صورت حاصلضرب يكتابع دارای مشخصه طيفی توان از قبل تعريف شده ای است. در يكتابع پوش (*envelope*) که نمایانگر تغييرات دامنه بر حسب زمان است، بدست می آيد. در قدم بعدی موج مصنوعی حاصل را به گونه ای اصلاح می شود که طيف پاسخ موج شبیه سازی شده نزدیک به طيف پاسخ ارائه شده توسط آئين نامه طراحی باشد.