

فصل اول

مقدمه

-۱

از دیرباز بشر به دنبال یافتن راهی برای پیش‌بینی بلایای طبیعی برای گریز از تلفات جانی و مالی وارده از سوی آن بر پیکره‌ی خود بوده است. در این رابطه زمین‌لرزه به‌عنوان یکی از مهلک‌ترین و مخرب‌ترین بلایای طبیعی مورد توجه دانشمندان و محققین قرار داشته و تحقیقات بسیاری در این راستا انجام پذیرفته‌است که البته در بسیاری از موارد به علت کمبود دانش در این حیطه به نتایج قانع‌کننده‌ای منتهی نشده است.

پیش از وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ، می‌توان تغییراتی را در خصوصیات فیزیکی و شیمیایی جو زمین مشاهده نمود. از جمله پارامترهای دستخوش تغییر می‌توان به میزان رسانایی الکتریکی جو (گوخبرگ و همکارانش ۱۹۹۵، رولنکو ۲۰۰۰)، میزان سطح رادون (پالینتس و همکارانش ۱۹۹۷)، میزان دانسیته الکترون (پالینتس و بویارچاک ۲۰۰۵) و ارتفاع لایه‌های مختلف یونوسفر (دپوو و زلنوا ۱۹۹۶) اشاره کرد. یکی از این تغییرات که در این پایان‌نامه مورد بررسی قرار خواهد گرفت، تغییرات دانسیته یا تراکم الکترون‌های آزاد در لایه یونوسفر از جو زمین است. از میان پارامترهای مختلفی که قبل از وقوع زمین‌لرزه دستخوش تغییر می‌گردند، توجه به تغییر پارامترهای متفاوت یونوسفر که پیش از وقوع زمین‌لرزه اتفاق می‌افتد، سابقه کمتری دارند. اولین بار در زمین‌لرزه آلاسکا (۱۹۶۴) با بزرگای ۹٫۲ در مقیاس اندازه‌گیری ریشتر به تغییراتی که قبل از وقوع زمین‌لرزه در یونوسفر رخ می‌دهد، توجه شد. آنالیز اندازه‌گیری‌های انجام شده در ایستگاه‌های یونوسوند نشان می‌دهد که ساعت‌ها قبل از وقوع زمین‌لرزه علائمی در یونوسفر قابل مشاهده است (لئونارد و بارنس ۱۹۶۵). در آنالیزهای انجام شده در رابطه با این زمین‌لرزه به علت کمبود داده مقادیر فرکانس بحرانی در لایه F_2 (f_0F_2) برای دو سال پایانی، در روز وقوع زمین‌لرزه و روز قبل از آن با هم مقایسه گردیده که این بررسی تغییرات محلی f_0F_2 در نزدیکی مرکز زمین‌لرزه مورد بررسی را در روز قبل از وقوع زمین‌لرزه نشان می‌داد. این تحقیق منشا بررسی‌های بیشتر در سال‌های آتی گشت (بولت ۱۹۶۴، دوهاناند و پوسمتیر ۱۹۶۴، مور

(۱۹۶۴). بعد از زمین‌لرزه آلاسکا مطالعات اولیه بر روی پارامترهای مختلف یونوسفر در لایه‌های مختلفی از آن، که دستخوش تغییر می‌شدند صورت گرفت. این مطالعات اولیه تنها مشاهداتی بودند که انجام می‌شدند و دارای هیچ پیش زمینه علمی نبودند تا اینکه به تدریج با پیشرفت علوم و تکنولوژی نظریه‌های علمی مختلفی با تکیه بر این مشاهدات مطرح گردید. در میان پارامترهای دستخوش تغییر در یونوسفر قبل از وقوع زمین‌لرزه می‌توان به بررسی تغییر در فرکانس بحرانی در لایه E (f_0E) اشاره نمود. در ابتدا آنتسلویچ^۱ و بعد از او داتچنکو^۲ و همکارانش به بررسی این تغییرات در رابطه با زمین‌لرزه تاشکنت^۳ که در سال ۱۹۶۶ اتفاق افتاد، پرداختند. آنها موفق شدند با بدست آوردن تغییرات نسبی در فرکانس بحرانی لایه E یونوسفر پیش‌نشانگرهای زمین‌لرزه را مشاهده نمایند (آنتسلویچ ۱۹۷۱، داتچنکو ۱۹۷۲). همچنین در ابتدا روس‌ها و سپس ژاپنی‌ها به بررسی تغییرات ایجاد شده در لایه D پرداختند. اولین تغییری که به صورت تجربی در لایه D تحت تاثیر زمین‌لرزه مشاهده می‌شود، تغییر در پارامترهای سیگنالهای VLF^۴ است که توسط گیرنده‌های زمینی دریافت می‌شود (گوخبرگ و همکارانش ۱۹۸۷ و ۱۹۸۹، گافلد و همکارانش ۱۹۹۲) و از این تغییرات به عنوان پیش‌نشانگرهای زمین‌لرزه یاد شد (گافلد و همکارانش ۱۹۹۴). با برآوردهای آماری مشخص گردید که قبل از وقوع زمین‌لرزه تغییراتی در فاز حرکت سیگنال‌ها در این لایه مشاهده می‌شود (مولچانوو و همکارانش ۱۹۹۸b). بعد از این دانشمندان سعی بر بررسی علل فیزیکی و شیمیایی به وجود آورنده تغییر در پارامترهای مختلف یونوسفر قبل از وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ را داشتند که نمونه‌ای از فرضیات موجود را می‌توان در مقاله‌هایی از پالینتس^۵ مشاهده نمود. او بر این عقیده بود تغییرات شیمیایی و فیزیکی که در پوسته اتفاق می‌افتد از قبیل تغییر سطح رادون و گازهای گل‌خانه‌ای باعث افزایش یونیزاسیون گشته و نهایتاً منجر به ایجاد تغییر در پارامترهای یونوسفر

¹ Antselevich

² Datchenko

³ Tashkent Earthquake

⁴ Very Long Frequency

⁵ Pulinets

می‌شود (لیپرووسکی و همکارانش ۱۹۹۰، گایورونسکایا ۱۹۹۱، پالینتس و همکارانش ۱۹۹۴) با توسعه سیستم‌های تعیین موقعیت و ناوبری ماهواره‌ای (به ویژه GPS) و راه‌اندازی شبکه‌های منطقه‌ای و بین‌المللی به ویژه شبکه IGS^۱، این سیستم‌ها به ابزاری جدید برای مطالعه و بررسی یونوسفر تبدیل شده‌اند؛ بطوریکه با توسعه روش‌های محلی و جهانی، مدل‌سازی تک لایه TEC^۲ به‌عنوان یکی از فعالیت‌های روزمره مراکز محاسبه شبکه‌هایی از این نوع محسوب می‌شود. با توسعه این مدل‌ها بود که ایده استفاده از آنها در مطالعه اثر زمین‌لرزه‌های بزرگ بر یونوسفر شکل گرفت. در این سال‌ها از داده‌های ماهواره‌های GPS برای بررسی پیش‌نشانگرهای زمین‌لرزه بهره‌گیری می‌شد. برای اولین بار در رابطه با زمین‌لرزه نورسریج^۳ که در سال ۱۹۹۴ به وقوع پیوست و دارای بزرگی ۶٫۷ در مقیاس اندازه‌گیری ریشتر بود، سطح TEC با استفاده از داده‌های GPS اندازه‌گیری شده بود، تغییرات قابل ملاحظه‌ای در میزان TEC قبل از وقوع زمین‌لرزه مشاهده گشت (کالایس و مینستر ۱۹۹۵). لیو^۴ و همکارانش در تحقیقات خود در سال ۲۰۰۱ متوجه کورولیشن بالای فرکانس بحرانی لایه f2 به دست آمده از یونوسوندها و TEC به دست‌آمده از گیرنده‌های GPS و در نتیجه امکان استفاده از این پارامتر برای بررسی پیش‌نشانگرهای زمین‌لرزه شدند (لیو و همکارانش ۲۰۰۱). پس از آنها تحقیقات زیادی نیز در این زمینه انجام گردید (لیو و همکارانش ۲۰۰۲، ۲۰۰۳ و ۲۰۰۴، پالینتس و همکارانش ۲۰۰۴ و a,b, ۲۰۰۵، زاخارنکوا و همکارانش ۲۰۰۷ a,b و ۲۰۰۸) همچنین عبدالله و همکارانشان با بررسی‌هایی که در نتایج حاصل از مدل‌سازی یونوسفر به روش تک لایه انجام دادند، متوجه شدند که پیش‌نشانگرهای زمین‌لرزه را در زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیش از ۶ به خوبی می‌توان مشاهده نمود. (عبدالله و همکارانش ۲۰۰۹).

¹ International GNSS Service

² Total Electron Content

³ Northridge earthquake

⁴ Liu

۱-۱- اهداف پایان نامه

در این تحقیق سعی بر آن است با بررسی تغییرات ایجاد شده در یونوسفر، به یافتن الگویی مناسب برای بیان این تغییرات دست یابیم. چنانچه مشاهده خواهید نمود زمین لرزه دارای ماهیتی است که بخشی از آن اتفاقی و بخشی از آن قاعده مند است. برای شناخت یک پدیده به دو طریق می توان عمل نمود: از راه مشاهدات تجربی و از طریق مطالعات تئوری. قبل از شناخت روابط دقیق بین پدیده های مختلف، از مشاهدات تجربی برای دستیابی به شناخت تئوری پدیده استفاده می شود. این بدین معناست که برای شناخت یک تئوری، نیازمند اندازه گیری پارامترهای آن بوده و پس از شناخت تئوری، اندازه کمیت قابل محاسبه خواهد بود. در نتیجه در رابطه با زمین لرزه نیز همین روند را در پیش گرفته و با بررسی نمونه هایی از زمین لرزه های مختلفی که در دنیا رخ داده اند به الگوریتمی که قسمت قاعده مند زمین لرزه از آن پیروی می کند، دست خواهیم یافت.

در این پایان نامه مدل سازی یونوسفر به دو روش مدل سازی محلی و جهانی انجام خواهد شد تا با تکیه بر این مدل سازی به نقشه های TEC دست پیدا نمائیم. در رابطه با مدل جهانی یونوسفر، نقشه های TEC به کمک داده های اختلاف فاز و کد سیستم های تعیین موقعیت و ناوبری ماهواره ای شبکه ردیابی بین المللی IGS، در مراکز محاسبه این شبکه و در قالب فرمت استاندارد قراردادی موسوم به IONEX^۱ تولید و در اختیار کاربران این سیستم ها قرار می گیرند. در رابطه با مدل محلی یونوسفر، از داده های RINEX^۲ ایستگاه دائم GPS و پردازش آنها با استفاده از نرم افزار Bernese برای ایجاد نقشه های محلی TEC، استفاده شده است. بعد از تهیه نقشه های TEC برای یافتن مقادیر نامتعارف که می تواند نمایشگر پیش نشانگرهای زمین لرزه باشد از میانگین یک ماهه مقادیر TEC در

^۱IONosphere map Exchange format

^۲ Receiver-INdependent EXchange format

نقاط یک گرید منظم، پیش از وقوع زمین‌لرزه و دو برابر انحراف معیار آنها به عنوان معیار مقایسه و حدود تغییرات آن استفاده شده است.

در این راستا زمین‌لرزه‌هایی در شرایط جغرافیایی متنوع مورد بررسی قرار گرفته که از آن جمله زمین‌لرزه‌هایی در عرض‌های مختلف جغرافیایی در نیمکره شمالی و جنوبی، زمین‌لرزه‌هایی در قاره‌ها و اقیانوس‌های کره زمین و زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای متفاوت مطالعه شده است. بررسی‌های انجام شده در این پایان‌نامه وجود ارتباطی معنادار بین تغییرات TEC و محل و زمان وقوع زمین‌لرزه را تأیید می‌کند.

۱-۲- تشریح فصول پایان‌نامه

این پایان‌نامه شامل شش فصل است. فصل اول مروری است بر کارهایی که در گذشته در این زمینه انجام شده و اشاره‌ای دارد بر کارهایی که در این پایان‌نامه انجام خواهد شد. فصل دوم با توجه به این امر که رابطه بین زمین‌لرزه و تغییرات دانسیته الکترونی در یونوسفر پدیده‌ای بسیار پیچیده بوده که شناخت آن مستلزم به کارگیری شاخه‌های مختلف علوم از مکانیک و فیزیک محض گرفته تا بررسی حرکت صفحات تکتونیکی، زلزله‌شناسی، فیزیک و شیمی اتمسفر و یونوسفر و بسیاری از مباحث دیگر است، به بررسی کلی از مباحث اصلی که در فصل‌های بعدی، از آنها در جهت توضیح مسائل مربوط به زمین‌لرزه و ارتباط آن با یونوسفر زمین استفاده خواهد شد، می‌پردازد. این فصل مباحثی نظیر حرکات پوسته، امواج زمین‌لرزه، خصوصیات لایه‌های مختلف اتمسفر، بررسی تغییرات منظم و نامنظم یونوسفر، مدلسازی یونوسفر به دو طریق محلی و جهانی، چگونگی به دست آوردن انتگرال خطی دانسیته الکترونی و مسائلی از این دست را شامل می‌شود. همچنین عوامل فیزیکی ایجاد کننده تغییرات در یونوسفر قبل از زمین‌لرزه شناسایی و چگونگی اثر این عوامل بر یونوسفر مورد مطالعه قرار خواهد گرفت.

در فصل سوم دو روش مدل‌سازی یونوسفر یعنی مدل‌سازی یونوسفر به روش محلی و جهانی را معرفی می‌نمائیم. هر یک از این دو روش از توابع پایه مختلفی برای مدل‌سازی یونوسفر بهره می‌برند. در روش محلی از توابع پایه چند جمله‌ای و در روش جهانی از هارمونیک‌های کروی برای مدل‌سازی یونوسفر استفاده می‌شود. در بررسی پیش‌نشانگرها در مدل جهانی از داده‌های IONEX پایگاه IGS استفاده شده و در بررسی پیش‌نشانگرها در مدل محلی از پردازش داده‌های RINEX ایستگاه‌های دائم GPS و پردازش آنها با استفاده از نرم‌افزار Bernese استفاده گردیده است. در ادامه این بخش تئوری‌های موجود در رابطه با تغییرات زمانی و مکانی ایجاد شده در یونوسفر در اثر زمین‌لرزه بررسی خواهد شد.

در فصل چهارم تغییرات TEC در اثر زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای متفاوت از اقصی نقاط جهان با استفاده از مدل جهانی و مدل منطقه‌ای مورد بررسی قرار گرفته است. سپس چگونگی ارتباط تغییرات زمانی، مکانی دانسیته الکترونی و زمین‌لرزه مورد بررسی قرار گرفته و نتایج حاصله از این دو مدل با هم مقایسه شده است.

در فصل پنجم، به بیان نتیجه‌گیری از بحث‌های انجام شده می‌پردازیم و در پایان پیشنهادهایی را برای آینده در این زمینه مطرح می‌کنیم. نهایتاً در فصل آخر منابع و مراجع استفاده شده در این تحقیق را معرفی می‌نمائیم.

امید است که با مطالعاتی که انجام شد، از تغییرات ایجاد شده در یونوسفر به عنوان یکی از ابزارهای پیش‌نشانگر زمین‌لرزه در کشور استفاده شود و این سیستم پایش تغییر شکل در کاهش آسیب‌های مالی و جانی کمک نماید.

فصل دوم

مفاهیم پایه مورد نیاز در بررسی تأثیر زمین لرزه بر

یونوسفر

-۲

رابطه بین زمین‌لرزه و تغییرات دانسیته الکترونی در یونوسفر پدیده‌ای بسیار پیچیده است که شناخت آن مستلزم به کارگیری شاخه‌های مختلف علوم از مکانیک و فیزیک محض گرفته تا بررسی حرکت صفحات تکتونیکی، زلزله‌شناسی، فیزیک و شیمی اتمسفر و یونوسفر و بسیاری از مباحث دیگر است.

در این فصل قصد داریم که یک ایده کلی از مباحث اصلی که در فصل‌های آتی، از آنها در جهت توضیح مسائل مربوط به زمین‌لرزه و ارتباط آن با یونوسفر زمین، استفاده خواهد شد را بیان کرده و به بررسی جزئی و کامل همه موارد مطرح شده در این فصل نخواهیم پرداخت.

-۲-۱ - بررسی برخی مفاهیم مرتبط با زمین‌لرزه

-۲-۱-۱ - حرکات پوسته و انواع گسل‌ها

فیزیک زمین‌لرزه، مبحثی پیچیده و وسیع است که مفاهیمی گسترده مانند پوسته زمین، صفحات تکتونیکی، میدان الکتریکی زمین و واکنش‌های شیمیایی میکروسکوپی را در بر می‌گیرد. رخداد زمین‌لرزه ناشی از دینامیک پوسته زمین است. پوسته^۱ بخش جامد خارجی زمین است که به دو دسته پوسته قاره‌ای و پوسته اقیانوسی قابل تفکیک می‌باشد. ضخامت بخش قاره‌ای حدود ۴۰ کیلومتر و ضخامت بخش اقیانوسی در حدود ۶ کیلو متر است. پوسته و بخش بالایی جبهه، لیتوسفر را می‌سازند که از صفحات نیمه جامد و با اندازه‌های مختلف تشکیل شده است. حرکت آرام این صفحات بر روی استنوسفر را در زمین‌شناسی پدیده تکتونیک صفحه‌ای^۲ می‌گویند.

¹. Crust

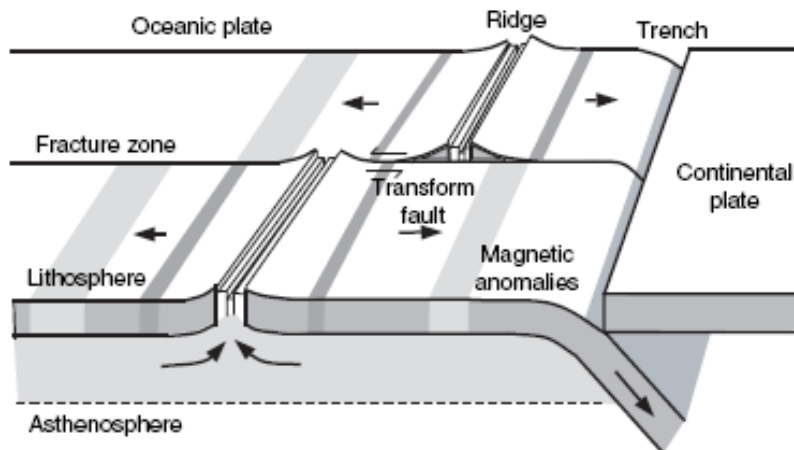
² Plate tectonics

به طور کلی مرز بین دو صفحه با توجه به نوع حرکت این دو صفحه به سه دسته تقسیم‌بندی می‌شود. انواع این سه دسته را در شکل ۱-۲ مشاهده کرده و در ادامه در رابطه با آنها توضیح داده خواهد شد :

- مرزهای همگرا^۱ - هنگامی که دو صفحه با هم برخورد می‌کنند و مرزهای همگرا را تشکیل می‌دهند. همگرایی صفحات ، هنگامی که صفحه اقیانوسی به زیر صفحه قاره ای می‌رود باعث ایجاد ترانشه‌ها می‌شود.

- مرزهای واگرا^۲ - هنگامی که صفحات حرکت واگرایی دارند و پشته ها را ایجاد می‌کنند و اغلب آتشفشان ها در این مرزها اتفاق می‌افتند .

- مرزهای امتداد لغز^۳ - در آخرین حالت صفحه‌ها به موازات مرز یکدیگر حرکت می‌کنند. این نوع حرکت در امتداد گسل‌هایی موسوم به گسل‌های امتداد لغز به وجود می‌آید.



شکل ۱-۲ : مرز بین صفحه‌ها (پالینتس و بویورچاک ۲۰۰۵)

جنبش پوسته زمین ناشی از این حرکات، موجب ایجاد تغییر شکل در پوسته زمین می‌شود. این تغییر شکل در نخستین مرحله به صورت زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی مختلف مشاهده می‌شود. به طور

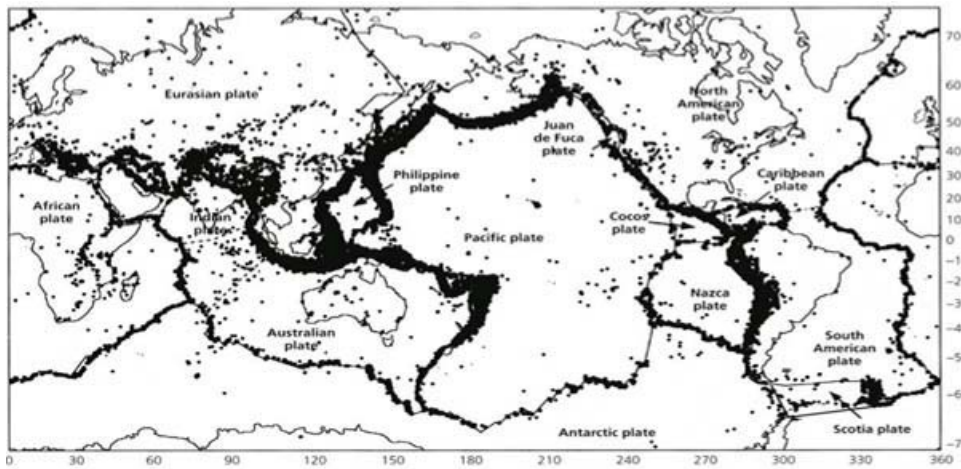
¹ Convergent boundaries

² Divergent boundaries

³ Transform boundaries

طبیعی تفاوت در خصوصیات زمین‌لرزه را با توجه به انواع متفاوت ساختار صفحات و نوع حرکت آنها نسبت به هم باید انتظار داشت .

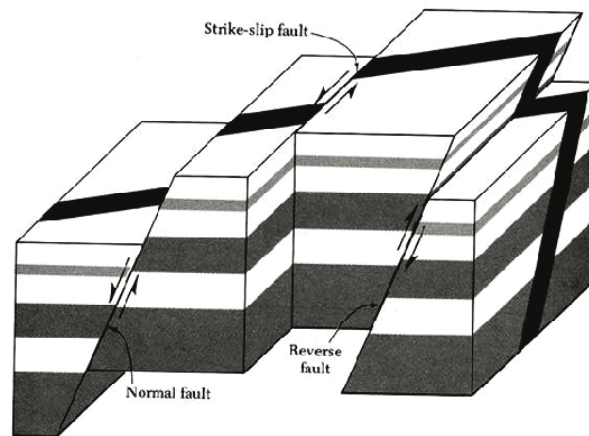
با توجه به شکل ۲-۲ می‌توان گفت تراکم زمین‌لرزه در جهان به صورت منظم نیست. ولی آنچه که کاملاً مشخص است این است که زمین‌لرزه‌ها در امتداد مرزهای صفحات تکتونیکی اتفاق می‌افتند.



شکل ۲-۲: زمین‌لرزه‌های جهان و رابطه آنها با مرز صفحات تکتونیکی (پالینتس و بویورچاک ۲۰۰۵)

از هم گسیختگی پوسته زمین در مقیاس‌های مختلفی اتفاق می‌افتد که به آن گسل‌های تکتونیکی اطلاق می‌شود. آنچه که از دیدگاه مکانیکی هنگام ایجاد یک گسل اتفاق می‌افتد این است که تنش متراکم شده بر نیروی اصطکاک بین صفحات یک گسل غلبه کرده و موجب از هم گسیختگی زمین می‌شود. بعد از جنبش پوسته تدریجاً نیروی اصطکاک افزایش یافته نسبت به تنش باقیمانده در پوسته فزونی می‌یابد. گسل‌ها بر اساس هندسه و جهت جابجائی نسبی ایجاد شده در آنها به انواع مختلفی تقسیم می‌شوند. گسل‌های راستا لغز و گسل‌های شیب لغز که در شکل ۲-۳ نمایشی شماتیکی از آنها را مشاهده می‌کنید دو تقسیم بندی کلی گسلها می‌باشند.

گسل‌های امتداد لغز^۱-گسلهایی هستند که امتداد اصلی لغزش پوسته در آنها در امتداد راستای گسل است. بر اساس جهت حرکت در امتداد راستای گسل، این گسل‌ها به گسل‌های چپ‌گرد و راست‌گرد تقسیم می‌شوند. در گسل‌های راست‌گرد حرکت صفحه گسل در جهت سمت راست ناظری است که بر روی دیواره دیگر گسل قرار می‌گیرد. در گسل‌های چپ‌گرد این حرکت در جهت سمت چپ ناظر خواهد بود.



شکل ۲-۳: هندسه انواع گسل‌های شیب لغز و راستا لغز (پالینتس و بویورچاک ۲۰۰۵)

گسل‌های شیب لغز-گسلهایی هستند که امتداد اصلی لغزش آنها موازی جهت شیب گسل است. گسل‌های شیب لغز نرمال^۲ و معکوس^۳ بر اساس جهت حرکت دو دیواره گسل نسبت به هم تعریف می‌شوند. در صورتی که نیروی وارده فشاری بوده و دو قطعه را به هم نزدیک کند، گسل شیب لغز معکوس و در غیر این صورت گسل شیب لغز نرمال نامیده می‌شود.

البته در عمل لغزش گسل‌ها غالباً ترکیبی از دو حرکت شیب لغز و امتداد لغز می‌باشد.

1. strike slip fault

2. normal fault

3. Reverse fault

امواج زمین‌لرزه با توجه به حرکتشان در داخل یا سطح زمین به دو دسته امواج داخلی یا پیکری و امواج سطحی تقسیم می‌شوند.

امواج سطحی بیشترین انرژی ناشی از تکان‌های کم عمق را دارا بوده و عامل اصلی خرابی‌های ناشی از زمین‌لرزه، بخصوص در مناطق مسکونی می‌باشند. این گروه از امواج پس از تداخل با موج‌های داخلی باعث ارتعاش اجسام در امتداد امواج شده و عمق نفوذ محدودی دارند. از این رو همواره در نزدیکی سطح‌های ناپیوستگی متمرکز می‌شوند. بدین جهت در محیط‌های همگن موج‌های سطحی نخواهیم داشت. این امواج به نام‌های موج‌های محدود شده و یا موج‌های هدایت شده نیز معروفند که به گروه‌های مختلفی چون امواج لائو و امواج ریلی تفکیک می‌گردند (شکل ۲-۴).

امواج داخلی یا پیکری دسته دیگری از امواج لرزه‌ای هستند که در درون زمین حرکت کرده و در تمامی جهات منتشر می‌شوند و با سرعتی بیش از موج‌های سطحی حرکت می‌نمایند. امواج داخلی نیز به دو گروه امواج طولی یا اولیه و امواج عرضی یا ثانویه تقسیم می‌شوند. این امواج توسط ویژگی‌هایی چون سرعت، دامنه، طول موج، دوره تناوب و فرکانس از یکدیگر تمیز داده می‌شوند.

۲-۱-۲- انواع امواج درونی^۱

- امواج تراکمی P

امواج تراکمی p از همه محیط‌هایی که توان تحمل فشار را دارند از جمله گازها، جامدات و مایعات عبور می‌کنند. ذراتی که تحت تاثیر موج P قرار می‌گیرند در جهت انتشار موج به جلو یا عقب نوسان می‌کنند. در صورتی که بخشی از یک فنر را جمع کرده و به طور ناگهانی رها کنیم، فشردگی

¹ Body waves

تمام طول فنر را طی خواهد کرد تا به انتهای آن برسد. در این مثال فنر در راستای حرکت موج به ارتعاش درآمده است که بسیار شبیه به نحوه انتشار امواج P است. دلیل نامگذاری این امواج به امواج اولیه سرعت بالای این امواج می باشد، چرا که اولین موجی که از زمین‌لرزه احساس می شود امواج P می باشد. این امواج با وجود سرعت بالای انتقال، چون بسیار سریعتر از سایر امواج دیگر میرا می شوند، باعث ایجاد خرابی زیادی در زمین‌لرزه نمی شوند.

- امواج برشی S

این امواج تنها در محیط‌هایی که می‌توانند در برابر تغییر شکل جانبی مقاومت کنند، مانند محیط‌های جامد، منتشر می‌گردند. این امواج در مایعات و گازها نمی‌توانند منتقل شوند. در صورتی که یک طناب را به دیواری متصل کرده و سر دیگر آن را در دست گرفته و به صورت قائم حرکت دهیم، در طناب موجی ایجاد می‌شود که شبیه امواج S است. به عبارت دیگر در این امواج ارتعاش ذرات محیط عمود بر جهت حرکت موج است.

۲-۱-۲-۲- امواج سطحی^۱

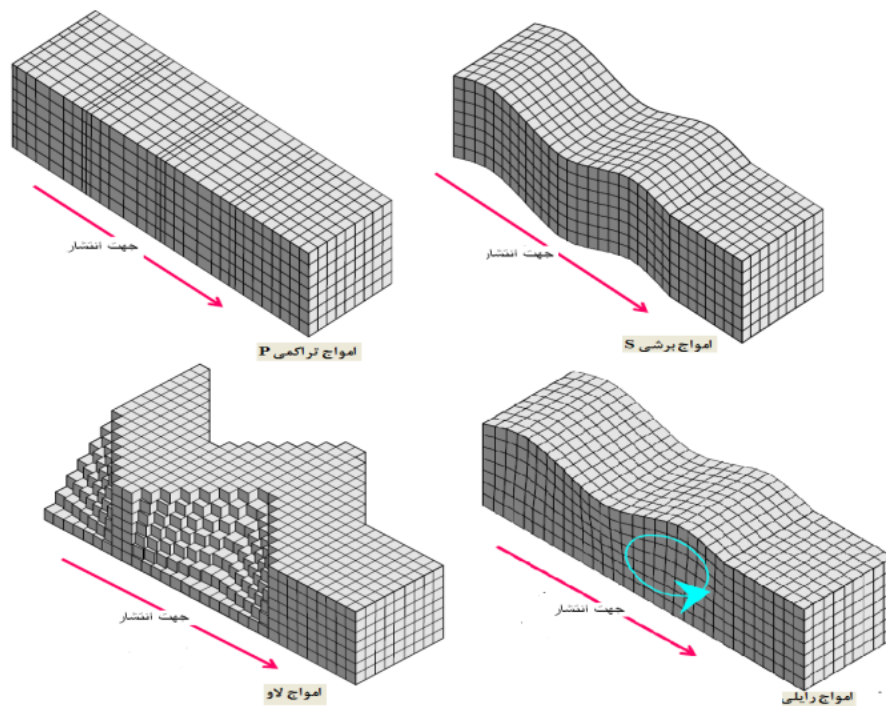
- امواج رایلی

این امواج به نحو خاصی حرکت می‌کنند. بدین ترتیب که حرکت ذرات در امتداد مدارهای دایره‌ای (یا بیضوی) صورت می‌گیرد. درست مانند حرکت امواج در سطح اقیانوس البته جهت حرکت دایره‌ها برخلاف حرکت امواج اقیانوس است. به عبارتی حرکات ذرات سنگ، مدار بیضوی پادساعتگرد را در صفحه قائمی به طرف منشاء زمین‌لرزه طی می‌کنند.

- امواج لائو

¹ Surface waves

حرکت زمین توسط موج لایه، تقریباً شبیه موج S است با این تفاوت که ذرات ماده به موازات سطح زمین و در جهت عمود بر انتشار موج حرکت کرده و ذرات در صفحه قائم حرکت ندارند. انتشار این امواج مانند تکان‌هایی است که بر اثر حرکت طناب به سمت چپ یا راست ایجاد می‌شود. موج‌های لایه قدری سریعتر از امواج رایلی حرکت کرده و زودتر بر روی لرزه نگاشت ظاهر می‌شوند.



شکل ۲-۴: انواع امواج زمین‌لرزه و چگونگی ارتعاش اجسام در اثر انتشار این موج

۲-۱-۳ - مقیاس‌های بزرگای زمین‌لرزه

شدت زمین‌لرزه به وسیله نوساناتی که توسط انواع مختلف امواج زمین‌لرزه (امواج سطحی و امواج درونی) ایجاد می‌شود، برآورد می‌گردد. شدت زمین‌لرزه مقیاسی مشاهده‌ای است که توسط

لرزه‌نگارها ثبت می‌شود و بستگی به عوامل متعددی از جمله فاصله کانون تا مکان مورد نظر، مدت دوام لرزش، نوع خاک و... دارد.

- شدت محلی (M_L):

چارلز ریشتر در سال ۱۹۳۰ این مقیاس اندازه‌گیری بزرگای زمین‌لرزه را برای نخستین بار معرفی کرد. بزرگای زمین‌لرزه در این مقیاس با استفاده از دو کمیت بزرگترین دامنه ثبت شده از امواج p در لرزه نگار (A) و دامنه زمین‌لرزه مبنا (A_0) و با استفاده از معادله زیر تعیین می‌شود.

$$M_L = \log A + 2.56 \log \Delta - 1.67 \quad (1-2)$$

Δ فاصله لرزه نگار تا مرکز زمین‌لرزه است. در این رابطه A بر حسب واحد میلیمتر و Δ بر حسب واحد کیلومتر می‌باشند. از آنجایی که با افزایش فاصله لرزه نگار از مرکز یک زمین‌لرزه امواج p از بین رفته و به امواج سطحی تبدیل می‌شوند این مقیاس اندازه‌گیری بزرگای زمین‌لرزه در فواصل دورتر از ۶۰۰ کیلومتر از دقت بالایی برخوردار نیست، در نتیجه این فرمول محلی است.

- شدت درونی (m_b):

این مقیاس شدت زمین‌لرزه بر اساس بزرگترین دامنه امواج لرزه‌ای موج p تعیین می‌شود. از آنجا که زمین‌لرزه‌های ژرف دارای امواج سطحی کوچک یا بی‌اهمیت هستند، این مقیاس، مقیاس مناسبی برای سنجش بزرگای زمین‌لرزه‌های عمیق محسوب می‌شود. شدت درونی زمین‌لرزه که به m_b نمایش داده می‌شود با رابطه (۲-۲) محاسبه می‌شود.

$$m_b = \log(A/T) + Q(h, \Delta) \quad (2-2)$$

که در آن T پریود امواج درونی، A بزرگترین دامنه ثبت شده از امواج p در لرزه نگار و Q به دامنه تغییرات و عمق زمین‌لرزه وابسته است.

- شدت سطحی (M_s)

در این مقیاس شدت زمین‌لرزه، بر اساس بزرگترین دامنه موج سطحی یا موج S اندازه‌گیری می‌شود. از آنجا که در زمین‌لرزه‌های دوردست (فاصله سطحی بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر)، موج‌های سطحی غالباً دوره تناوب (T) حدود ۲۰ ثانیه دارند، گوتنبرگ به منظور کمی کردن این زمین‌لرزه‌ها، این مقیاس اندازه‌گیری را تعریف نمود. این مقیاس مبتنی بر اندازه‌گیری دامنه امواج سطحی با دوره تناوب ۲۰ ثانیه برای سنجش بزرگای زمین‌لرزه‌هایی که در فاصله دورتر از ۶۰۰ کیلومتر از لرزه‌نگار قرار دارند به کار می‌رود. بزرگای زمین‌لرزه در این مقیاس با رابطه (۳-۲) محاسبه می‌شود.

$$M_s = \log(A/T) + 1.66 \log \Delta + 3.3 \quad (3-2)$$

- شدت گشتاوری (M_w)

این مقیاس به علت نقص‌های مهم مقیاس محلی ریشتر، مقیاس بزرگی موج حجمی و تا اندازه‌ای مقیاس بزرگی موج سطحی در تشخیص زمین‌لرزه‌های بزرگ ابداع شده است. از آنجا که در زمین‌لرزه‌های بسیار بزرگ، بیشتر انرژی توسط امواج با فرکانس کوتاه تر آزاد می‌شود، اکثر محققین ترجیح می‌دهند که برای تخمین انرژی آزاد شده از پارامترهای استاتیکی نظیر گشتاور لرزه‌ای استفاده نمایند. در حالت کلی گشتاور لرزه‌ای تنسور است ولی برای ساده‌سازی می‌توان به برآورد اسکالری از آن که از طریق فرمول (۴-۲) محاسبه می‌شود دست یافت.

$$M_0 = \mu DA \quad (4-2)$$

در این رابطه μ مدول برشی، D جابجایی گسل و A مساحت گسل می‌باشد. کانوموری رابطه (۵-۲) را برای تخمین بزرگای زمین‌لرزه در این مقیاس اندازه‌گیری پیشنهاد می‌کند (کاناموری ۱۹۷۷).

$$M_w = 2/3 \log M_0 - 10.7 \quad (5-2)$$

جدول ۱-۲ بزرگای شدت چند زمین‌لرزه را در مقیاس‌های اندازه‌گیری مختلف مقایسه می‌کند.

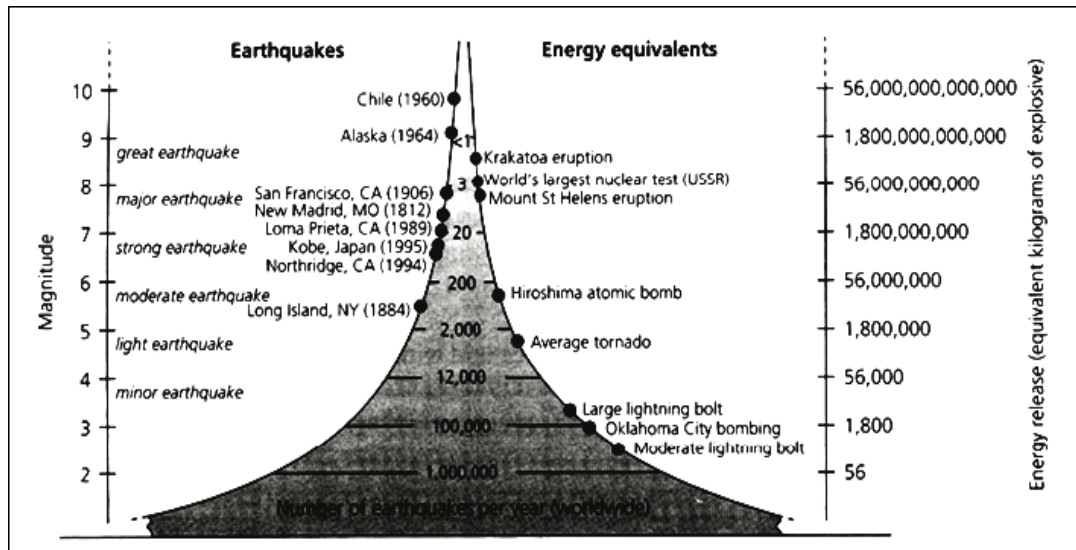
مفاهیم پایه مورد نیاز در بررسی تاثیر زمین‌لرزه بر یونوسفر

جدول ۱-۲: شدت زمین‌لرزه های بزرگ (پالینتس و بویورچاک ۲۰۰۵)

Date	region	m_b	M_s	M_w	M_0
1992 June 28	Southern California	6.2	7.3	7.5	2
1906 April 18	San Francisco		8.2	7.9	10
1989 May 23	Macquarie Ridge	6.4	8.2	8.2	20
1994 June 9	Bolivia	7.0		8.2	26
1977 August 19	Indonesia		8.1	8.3	30
1957 March 9	Aleutian Islands		8.2	9.1	585
1964 March 28	Alaska		8.3	9.5	820

۲-۲- پیشینه پیش بینی زمین‌لرزه

یکی از راه‌های پیش‌بینی زمین‌لرزه بر اساس مطالعه نیروی ذخیره شده‌ای است که در جریان زمین‌لرزه آزاد شده و موجب حرکت صفحات تکتونیکی می‌گردد. نمونه‌ای از این مطالعات را در شکل ۲-۵ مشاهده می‌کنید. رید از اولین کسانی بود که به بررسی مکانیسم زمین‌لرزه پرداخت و مکانیزم زمین‌لرزه کالیفرنیا در سال ۱۹۰۶ را بررسی کرد (رید ۱۹۹۰).



شکل ۲-۵: محور افقی تعداد دفعات در یک سال را نشان می‌دهد. محور سمت چپ بزرگای زمین‌لرزه و محور سمت راست مقدار انرژی آزاد شده بر اساس انفجار ماده منفجره تری‌نیتروتولونول بر حسب کیلوگرم را نشان می‌دهد (استین و ویستن ۲۰۰۳).

پارامترهای دیگری هم در رابطه با زمین لرزه دستخوش تغییراتی می‌گردند از جمله سطح آب-های زیرزمینی، سطح رادون، سطح دانسیته الکترونی در یونوسفر و... همه این تغییرات به صورت محلی و در پهنه‌ای اتفاق می‌افتند که به آن منطقه پیش‌بینی زمین لرزه گفته می‌شود که در ادامه به معرفی آن خواهیم پرداخت.

۲-۳- منطقه پیش‌بینی زمین‌لرزه^۱

به طور کلی منطقه (حوزه) پیش‌بینی زمین‌لرزه به منطقه‌ای اطلاق می‌شود که تغییر شکل‌های محلی مرتبط با زمین‌لرزه‌ای که قرار است به وقوع بپیوندد در آن منطقه دیده می‌شود. در حقیقت این تغییر شکل‌ها بیانگر ایجاد تغییر در بعضی از ویژگی‌های پوسته می‌باشد که باید با روش‌های مختلفی میزان این تغییر را اندازه گرفت. در جریان ایجاد یک زمین‌لرزه، در منطقه پیش‌بینی زمین‌لرزه سرعت امواج زمین‌لرزه، میزان دانسیته، میزان رسانایی الکتریکی در جو، میزان سطح آب‌های زیر زمینی و خصوصیات شیمیایی پوسته دست‌خوش تغییراتی می‌گردند که از راه‌های مختلفی قادر به نمایش و بررسی آنها هستیم.

برای اندازه‌گیری بزرگای منطقه‌ای که در آن می‌توان به پیش‌بینی زمین‌لرزه پرداخت بعضی از دانشمندان بعضی از علائم پیش‌نشانگر زمین‌لرزه را به صورت خاص مورد توجه قرار داده‌اند، مثل چگونگی تغییر شکل زمین و به این وسیله منطقه پیش‌بینی زمین‌لرزه را مشخص کرده‌اند. بعضی دیگر، مجموعه پارامترهای فیزیکی را به طور کلی در نظر گرفته‌اند. جای شکی وجود ندارد که تغییر شکل در پوسته همواره با تغییرات دیگری نیز که در پوسته اتفاق می‌افتد، همراه است. در نتیجه ما در ادامه از کار گروه دوم از دانشمندان که مجموعه پارامترهای فیزیکی را به طور کلی در نظر گرفته‌اند استفاده خواهیم کرد. دوبروولسکی یک راه حل تقریبی (که به اندازه کافی دقیق است) را با

¹ Earthquake preparation zone

توجه به در نظر گرفتن یک نیم فضای الاستیک هموزن و ایزوتروپ معرفی کرده و شعاع کره ای که دستخوش تغییر شده را به صورت زیر تعریف کرد (دوبرورولسکی ۱۹۸۹).

$$a = 10^{0.414M-1.696} km \quad (۶-۲)$$

برای تصویر این منطقه بر روی صفحه زمین می‌توان از معادله (۷-۲) استفاده کرد.

$$\rho = 10^{0.43M} km \quad (۷-۲)$$

در این معادلات ۶-۲ و ۷-۲ رابطه مستقیمی بین بزرگی زمین‌لرزه M و شعاع حیطه پیش‌بینی زمین‌لرزه ρ وجود دارد، در نتیجه کار کردن با آن بسیار راحت است. در جدول ۲-۲ می‌توانید رابطه بین بزرگا و شعاع منطقه پیش‌بینی زمین‌لرزه را به خوبی مشاهده نمائید. البته برآوردهای دیگری توسط دانشمندان مختلفی انجام گرفته که همگی تقریبی هستند ولی با شعاع به دست آمده از معادله (۶-۲) همخوانی دارند.

البته باید به این موضوع توجه داشت که با توجه به تفاوت مرزهای صفحات تکتونیکی (همگرا، واگرا، امتداد لغز و ...) و همچنین تفاوت در نوع هندسه گسل‌ها (نرمال، معکوس و...) و تفاوت در ساختار سنگ‌های پوسته و تفاوت در خصوصیات لرزه‌خیزی مناطق فعال، نمی‌توان یک روش ثابت برای تعیین منطقه پیش‌بینی زمین‌لرزه معرفی کرد. همچنین شعاع این منطقه برای روش‌های مختلف پیش‌بینی زمین‌لرزه فرق می‌کند و این بدان معناست که برای هر منطقه باید مطالعات جداگانه‌ای برای تعیین شعاع منطقه پیش‌بینی زمین‌لرزه انجام داد.

جدول ۲-۲: شعاع حیطه پیش‌بینی زمین‌لرزه با توجه به شدت‌های مختلف و به دست آمده از معادله (۷-۲)

شدت زمین‌لرزه	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
شعاع منطقه پیش بینی زمین‌لرزه $\rho(km)$	۱۹,۵	۵۲,۵	۱۴۱	۳۸۰	۱۰۲۲	۲۷۵۴	۷۴۱۳