وزارت علوم، تحقیقات و فناوری
دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه
گاوازنگ - زنجان

محاسبه‌ی مقیاس بزرگای محلی زمین‌لرزه برای شمال‌غرب ایران

پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد

سمیه شهبازی

استاد راهنما: دکتر فرهاد ثبوتی

مرداد ۱۳۸۹

بسم الله الرحمن الرحيم

تقدیم به معلمان زندگیم

پدر و مادرم

و

استادم

دکتر فرهاد ثبوتی

تشکر و قدردانی

ضمن تشکر و سپاس فراوان از زحمات و راهنمایی‌های بی‌دریغ جناب آقای دکتر فرهاد ثبوتی در مقام استاد راهنما که هدایت پایان‌نامه را بر عهده داشتند، از اعضای محترم کمیته‌ی داوران، جناب آقای دکتر عبدالرضا قدس (دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان)، جناب آقای دکتر مجید عباسی (دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان) و جناب آقای دکتر محمد تاتار (پژوهشگاه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله) که از نقطه نظرات و راهنمایی‌های ارزشمندشان در تصحیح این مجموعه بهره بردم و از اساتید محترم خانم دکتر مهناز رضائیان و آقای دکتر ایوب کاویانی و از موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که داده‌های لازم برای این مطالعه را در اختیارمان گذاشتند نهایت سپاس و قدردانی خود را ابراز می‌دارم، همچنین از راهنمایی‌ها و حمایت‌های تک تک دوستان، روح‌الله عسکری، غلام‌رضا مرتضی‌نژاد، محمدجواد فلاحی، سمیرا حسینی، فاطمه سیفی، زهرا احمدی و کلیه دوستانم در دوران تحصیل و علی‌الخصوص خانم اشرف موسوی تشکر و قدرنمایی نموده، باشد تا بدین گونه بخش اندکی از مهربانی‌هایشان را جبران کرده باشم.

در نهایت بر خود واجب دانسته بدینوسیله از زحمات دلسوزانه خانواده بزرگوارم که همواره در تمامی مراحل زندگی حامی‌ام بودند، تشکر و قدردانی نمایم.

منبع داده

داده‌های مورد استفاده در این پایان‌نامه، شکل موج‌های ثبت‌شده توسط شبکه‌ی لرزه‌نگاری کوتاه‌دوره متعلق به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران هستند. این داده‌ها از وب‌سایت مرکز لرزه‌نگاری کشوری به آدرس http://irsc.ut.ac.ir/index.php?lang=fa تهیه شده‌اند.

چکیده

در این مطالعه، یک مدل بزرگای محلی زمین‌لرزه برای شمال‌غرب ایران با دو روش پارامتری معکوس سازی کم‌ترین مربعات و سه‌خطی و نیز روش غیرپارامتری به‌دست آوردیم. بدین منظور از ۷۸ زمین‌لرزه با بزرگای ۲ تا ۵ در مقیاس محلی و در سال‌های ۱۹۹٦ تا ۲۰۰۵ در فواصل کانونی ۱۱ تا ۲۰۰ کیلومتر که توسط ایستگاه‌های کوتاه‌دوره‌ی شبکه‌ی آذربایجان شرقی وابسته به موسسه‌ی ژئوفیزیک دانشگاه تهران ثبت شده‌اند، استفاده کردیم.

فرم پارامتری محاسبه شده عبارت است از :

$$\log A_0 = -1.077\log(R) - 0.001132R - 0.7327.$$

ضرایب به‌دست آمده در روش سه خطی برای n که معرف پخش هندسی است برای فواصل زیر ۱۰۷ کیلومتر جایی که امواج مستقیم غالب هستند، ۱/۰۵۱ و برای فواصل ۱۰۷ تا ۱۵۳ کیلومتر، جایی که امواج بازتابنده‌های موهو غالب هستند، ۰/۱۲٤- و برای فواصل بالای ۱۵۳ کیلومتر، جایی که سر موج‌های موهو غالب هستند، ۰/۵۱۳ و برای k که معرف میرایی غیرالاستیک است ۰/۰۰٤۱ هستند.

در روش غیرپارامتری از چند بازه مختلف برای برازش استفاده کردیم که عبارتند از: ۱۰ و۲۰ و ۳۰ و٤۰ و۵۰ و ٦۰ و ۷۰ و ۸۰ کیلومتر. در آخر هم برای مقایسه و همچنین محاسبه‌ی nو k یک فرمول پارامتری به منحنی غیرپارامتری برازش کردیم.

منحنی پارامتری به‌دست آمده در مقایسه با منحنی به‌دست آمده توسط ریشتر برای جنوب کالیفرنیا، در ۲۰ کیلومتر (حدود ۰/۳۵ واحد در مقیاس بزرگا) و منحنی سه خطی به‌دست آمده در مقایسه با منحنی به‌دست آمده توسط ریشتر برای جنوب کالیفرنیا، در ٦۰ کیلومتر حداکثر اختلاف (حدود ۰/۲ واحد در مقیاس بزرگا) نشان می‌دهند و بیشترین اختلاف بین نتایج روش پارامتری و غیرپارامتری در حدود ۰/۱۵ واحد بزرگا است.

مقادیر تصحیح ایستگاهی به‌دست آمده بین ۰/۳۱۰- تا ۰/۳۹۷ واحد بزرگا هستند و نشان‌دهنده‌ی این مطلب است که ساختار محلی منطقه مورد مطالعه برروی تخمین بزرگا تاثیرگذار است.

نتایج ما نشان می‌دهند که کاهندگی غیرالاستیک به ویژه در فواصل کوتاه بسیار زیاد است (k برابر با ۰/۰۰٤۱) که این کاهندگی زیاد منعکس کننده یک ساختار پیچیده در شمال غرب ایران است.

فهرست

مقدمه ۱

۱. مقیاس بزرگای محلی ۵

۱.۱ مقدمه ۵

۲.۱ روش‌های محاسبه‌ی مقیاس بزرگای محلی ۸

۳.۱ روش پارامتری ۹

٤.۱ روش غیرپارامتری ۱۳

۵.۱ روش سه‌خطی ۱٦

٦.۱ اشباع بزرگا ۱۸

۷.۱ گشتاور لرزه‌ای و بزرگای گشتاوری ۲۰

۸.۱ روش‌های تجربی تعیین گشتاور زمین‌لرزه ۲۲

۹.۱ طیف چشمه‌ی لرزه‌ای ۲۲

۲. زلزله‌شناسی و تکتونیک شمال‌غرب ایران ۲٦

۱.۲ مطالعات قبلی صورت گرفته‌ی این منطقه ۲٦

۲.۲ زمین‌شناسی و تکتونیک شمال‌غرب ایران ۲۷

۳.۲ لرزه‌خیزی و ساختار لرزه‌ای منطقه‌ی مورد مطالعه ۲۹

۳. محاسبه‌ی منحنی کاهندگی برای شمال‌غرب ایران ۳۳

۱.۳ داده‌ها و ایستگاه‌های مورد استفاده ۳۳

۲.۳ انتخاب و آماده‌سازی داده‌ها ۳٤

۳.۳ بزرگای محاسبه شده از روش پارامتری ٤۰

٤.۳ منحنی محاسبه شده از روش غیرپارامتری ٤۸

۵.۳ برازش سه‌خطی با روش سه‌خطی ۵۵

٦.۳ آزمون‌های دقت و صحت در برازش سه‌خطی مونته کارلو ۵٦

۷.۳ برازش سه‌قطعه‌ای ٦۳

۸.۳ روش مورد استفاده برای محاسبه‌ی بزرگای گشتاوری از روی طیف چشمه ٦۹

۹.۳ محاسبه‌ی بزرگای گشتاوری ۷۲

٤. مقایسه‌ی نتایج به‌دست آمده ۷٦

۱.٤ تصحیح ایستگاهی ۷۸

۲.٤ منحنی‌های کاهندگی به‌دست آمده ۸۹
۵. بحث و نتیجه‌گیری ۹۹
نتیجه گیری ۱۰۸
پیوست ۱۱۰
واژه نامه فارسی به انگلیسی ۱۱۲
واژه نامه انگلیسی به فارسی ۱۱۵
مراجع ۱۱۸

مقدمه

ایران به دلیل قرار گرفتن در منطقه‌ی زمین‌ساختی فعال در طول تاریخ شاهد زمین‌لرزه‌های ویران‌گری بوده است که خسارات فراوان مالی وجانی به همراه داشته است تعیین پارامترهای مبنایی زمین‌لرزه‌ها، به‌خصوص برآورد اندازه‌ی زمین‌لرزه، یا تعیین بزرگای آن با دقت کافی، نقش اساسی در تشریح لرزه‌خیزی منطقه و اعزام نیروهای امدادی به مناطق آسیب دیده دارد. بزرگی، ارتباط نزدیکی با انرژی آزاد شده در زمین‌لرزه دارد و ساده‌ترین روش برآورد انرژی و برآورد اندازه‌ی زمین‌لرزه، تعیین بزرگی است و به همین علت به طور وسیع مورد استفاده قرار گرفته است. داشتن یک کاتالوگ بزرگی مورد اعتماد، بسیاری از تخمین‌های تحلیل خطر را دقیق‌تر می‌کند.

در مطالعات زلزله‌شناسی و تحلیل‌خطر زلزله یکی از پارامترهایی که همواره به طور دقیق مورد نیاز است بزرگای زمین‌لرزه است. داشتن یک کاتالوگ بزرگای مورد اعتماد، بسیاری از تخمین‌های تحلیل خطر را دقیق‌تر می‌کند. تعیین فرمول بزرگا یا منحنی کاهندگی (یا تجربی) و یا به بیان دیگر نحوه افت انرژی امواج عرضی در یک منطقه در چندین دهه اخیر به شدت مورد توجه بوده است چون بیش‌ترین خطرات ناشی از زمین‌لرزه در یک منطقه ناشی از اثرات تخریبی این امواج است [۱۵]. به همین دلیل یکی از داده‌های اصلی برای ارزیابی میزان خطر گسل‌های فعال یک منطقه، تعیین نحوه‌ی افت انرژی امواج عرضی در آن منطقه است. علاوه بر این، نمودار کاهندگی اطلاعاتی درباره زمین‌شناسی ناحیه و مرزهای ناپیوستگی پوسته که باعث بازتاب پرتوهای موج می‌شوند به‌دست می‌دهد و می‌تواند قید خوبی برای مدل‌های توموگرافی یک بعدی باشد.

بزرگا با استفاده از مقدار بیشینه دامنه‌ی موج ثبت شده در فاصله‌ی معین از مرکز زمین‌لرزه و با استفاده از یک فرمول تجربی محاسبه شده برای آن منطقه به‌دست می‌آید. با افزایش فاصله از رومرکز زمین‌لرزه، دامنه امواج لرزه‌ای در اثر عوامل زیادی مثل عمق زمین‌لرزه، الگوی تابش، گسترش هندسی، پاشندگی، کاهندگی غیرالاستیک، خصوصیات مربوط به ایستگاه لرزه‌نگاری از جمله ساختار تکتونیکی منطقه و پاسخ ساخت‌گاه و دستگاه افت می‌کند.

اولین مقیاس بزرگا توسط ریشتر [۳٤] در سال ۱۹۳۵ معرفی شد. وی با درنظر گرفتن یک زمین‌لرزه‌ی مرجع فرمول بزرگا را به‌صورت زیر تعریف کرد:

$$ML = \log_{10} A - \log_{10} A_0 \qquad (۱)$$

که A بیشینه دامنه‌ی خوانده شده (میلی‌متر) و A_0 بیشینه دامنه‌ی زمین‌لرزه‌ی مرجع است.

از آن‌جایی که به اثبات رسیده است ساختار محلی بر روی رابطه‌ی بزرگا تاثیر گذار است و به علت تغییرات زیاد ساختار سرعت و کاهندگی پوسته‌ی زمین نمی‌توان از یک مقیاس بین‌المللی واحد در تمام دنیا استفاده کرد و لازم است برای هر ناحیه یک منحنی کاهندگی مرتبط با خصوصیات آن ناحیه به‌دست آید. بزرگای محلی ML به عنوان مقیاسی مفید در کاربردهای مهندسی استفاده می‌شود. در حال حاضر شبکه‌ی لرزه‌نگاری ایران برای تعیین بزرگا از رابطه‌ی هاتون و بور استفاده می‌کند که با استفاده از داده‌های منطقه‌ی کالیفرنیای جنوبی محاسبه شده است. این مقیاس باید برای ایران کالیبره شود. این کالیبراسیون شامل کالیبراسیون تجهیزات لرزه‌نگاری، روابط تضعیف، ضریب پخش هندسی و تصحیحات ساختگاه است.

در این مطالعه از دو روش پارامتری و غیرپارامتری برای به‌دست آوردن مقیاس بزرگای محلی در شمال‌غرب ایران استفاده کردیم. در روش پارامتری از دو شیوه‌ی برازش یکی از طریق معکوس‌سازی کم‌ترین مربعات که توسط باکون و جوینر [۱۶] و هاتون و بور [۲۷] ارائه شده است و دیگری برازش پارامتری سه‌خطی که این روش توسط شجاع‌طاهری و همکاران [۴۸] ارائه شده است استفاده کردیم. در روش غیرپارامتری از برازش وارون‌سازی کم‌ترین مربعات که توسط سَوِج و اندرسون [۴۶] ارائه شده استفاده کردیم.

مشکلی که در کاتالوگ‌های لرزه‌ای وجود دارد این است که مقیاس‌های بزرگای متفاوتی در یک کاتالوگ می‌تواند وجود داشته باشد. استفاده از مقیاس‌های مختلف مانند ML، Ms، Mb. به علت وابستگی این مقیاس‌ها به فاصله و بزرگی اجتناب ناپذیر است. اما مشکل این‌جاست که بسیاری از این مقیاس‌های بزرگی با یکدیگر سازگار نیستند. همچنین در این مطالعه مقیاس بزرگای گشتاوری را محاسبه کرده و با مقیاس بزرگای محلی مقایسه کردیم.

در این مطالعه از بانک داده‌ی شبکه‌ی آذربایجان شرقی، متعلق به مرکز لرزه‌نگاری کشوری استفاده کردیم. زمین‌لرزه‌های بزرگ ثبت شده در این شبکه با استفاده از یک مدل سرعتی توسط حسینی مکان‌یابی دوباره شده‌اند و دقت رومرکز آن‌ها به طور قابل ملاحظه‌ای بهبود پیدا کرده است.

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه، ۹۶۲ بیشینه دامنه بر روی مولفه‌های افقی (صفر تا قله) هستند که از ۷۸ زمین‌لرزه با بزرگای ۲ تا ۵ در مقیاس محلی و در سال‌های ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۵ در فواصل کانونی ۱۱ تا ۲۰۰ کیلومتر از داده‌های کوتاه‌دوره‌ی شبکه آذربایجان شرقی استخراج شده‌اند. به منظور بالا بردن اطمینان از دقت داده‌ها و نتایج به‌دست آمده زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای بالای ۲ در مقیاس محلی و گاف آزیموتی کم‌تر از ۱۸۰ درجه و با جذر میانگین مربعات اختلاف زمانی بین زمان رسید فازهای قرائت شده و فازهای پیشنهادی در مدل زمین در تمام ایستگاه‌ها کم‌تر از ۰/۵ ثانیه استفاده کردیم.

برای رسیدن به یک بزرگای نسبتا دقیق، باید بزرگاهای محاسبه شده از ایستگاه‌های متفاوت را میانگین‌گیری کنیم. ساختار محلی به شدت بر روی رابطه‌ی بزرگا تاثیرگذار است و از آن‌جایی که منطقه آذربایجان شرقی از نظر ساختار زمین شناسی پیچیده بوده و جزو مناطق زلزله خیز محسوب می‌شود، لازم به نظر می‌رسد برای این منطقه نیز مانند بسیاری از مناطق زلزله خیز دنیا مقیاس بزرگای محلی معتبری به دست آید. همچنین وجود گسل بزرگ شمال تبریز با سوابق تاریخی زمین‌لرزه‌های مخرب و از سوی دیگر موجود بودن بانک داده خوب با مکان یابی دقیق زمین‌لرزه با توجه به مدل سرعتی به‌دست آمده برای این منطقه، ما را بر آن داشت که این منطقه را برای مطالعه انتخاب کنیم.

مطالب به ترتیب زیر در این پایان نامه ارائه شده اند:

در فصل اول مبانی مقیاس‌های بزرگای محلی و بزرگای گشتاوری بیان شده و در ادامه کلیاتی راجع‌به روش‌های به‌کار گرفته شده برای محاسبه‌ی مقیاس‌های بزرگای محلی و بزرگای گشتاوری ارائه شده است.

در فصل دوم مطالعه‌ی قبلی صورت گرفته در منطقه و همچنین مختصری راجع به زمین‌شناسی و ساختار ناحیه‌ای منطقه آورده شده است.

فصل سوم ابتدا به معرفی ایستگاه‌ها و ملاک‌ها و نحوه‌ی انتخاب و مشخصات داده‌ها اختصاص داده شده و در ادامه به بررسی نتایج به‌دست آمده از هر یک از روش‌های محاسبه‌ی مقیاس بزرگای محلی پرداخته شده است همچنین روش به‌کار رفته برای محاسبه‌ی فاکتور کیفیت و مقیاس بزرگای گشتاوری برای منطقه آذربایجان شرقی توضیح داده شده است.

در فصل چهارم به بررسی مقادیر تصحیحات ایستگاهی به‌دست آمده و همچنین مقایسه‌ی نمودارهای کاهندگی به‌دست آمده پرداخته‌ایم.

در فصل پنجم نتایج حاصل مورد بحث قرار گرفته است.

فصل اول
مقیاس بزرگای محلی

۱-۱ مقدمه

از آن‌جایی که دامنه‌ی موج با انتشار موج در محیط به علت میرایی ناشی از پخش هندسی موج و غیرالاستیک بودن زمین کاهش می‌یابد لذا یک جمله تصحیح فاصله نیز در رابطه قرار داده می‌شود و رابطه‌ی کلی برای محاسبه بزرگا به صورت زیر ارائه می شود:

$$M = \log(A/T) + F(h,\Delta) + C_R + C_S \qquad (۱-۱)$$

در این رابطه A ماکزیمم دامنه‌ی موج، T طول موج غالب و F تابع تصحیح میرایی دامنه است، که به پارامترهای فاصله Δ و عمق h بستگی دارد و C_R ثابتی است که به زمین‌شناسی منطقه بستگی دارد و C_S ثابت دیگری است که به ایستگاه وابسته است. رابطه‌ی فوق از نظر بعد کمیت‌ها متعادل نیست. کمیت قرار داده شده در برابر لگاریتم در فرمول‌های فیزیکی بایستی بی‌بعد باشند در حالی‌که A/T دارای بعد جابجایی تقسیم بر زمان است.

اولین مقیاس بزرگا توسط چارلز ریشتر [۴۳] در سال ۱۹۳۵ معرفی شد. ریشتر در حین بررسی زمین‌لرزه‌های کالیفرنیا به فکر کمیتی برای طبقه‌بندی زمین‌لرزه‌ها افتاد. وی زمین‌لرزه‌هایی با عمق مشابه را در جنوب کالیفرنیا درنظر گرفت و در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری آن منطقه بیشینه دامنه‌ی ثبت شده برای زمین‌لرزه‌ها را اندازه‌گیری و آن‌ها را بر حسب فاصله‌ی رومرکزی رسم کرد (شکل ۱-۱). او مشاهده کرد

که تغییرات دامنه با فاصله‌ی رومرکزی برای همه‌ی زمین‌لرزه‌ها الگوی یکسانی دارد و به صورت خطوط کم و بیش موازی با یکدیگر هستند. ریشتر یکی از منحنی‌های مربوط به زمین‌لرزه‌های کوچک را مبنا قرار داد، سپس فاصله قائم هر منحنی از این منحنی مبنا را بزرگای زمین‌لرزه درنظر گرفت.

تمامی مشاهدات ریشتر بر اساس لرزه نگار وود–اندرسون بود. پریود این دستگاه ۰/۸ ثانیه و فاکتور کاهندگی آن ۰/۸ و بزرگ‌نمایی آن ۲۸۰۰ است و دلیل اهمیت این لرزه‌نگار که جابه‌جایی را ثبت می‌کند این است که مقیاس‌های بزرگای محلی که امروزه به‌کار می‌روند، منتسب به لرزه‌نگار وود–اندرسون هستند.

با درنظر گرفتن یک زمین‌لرزه مرجع فرمول بزرگا را می توان به صورت زیر تعریف کرد:

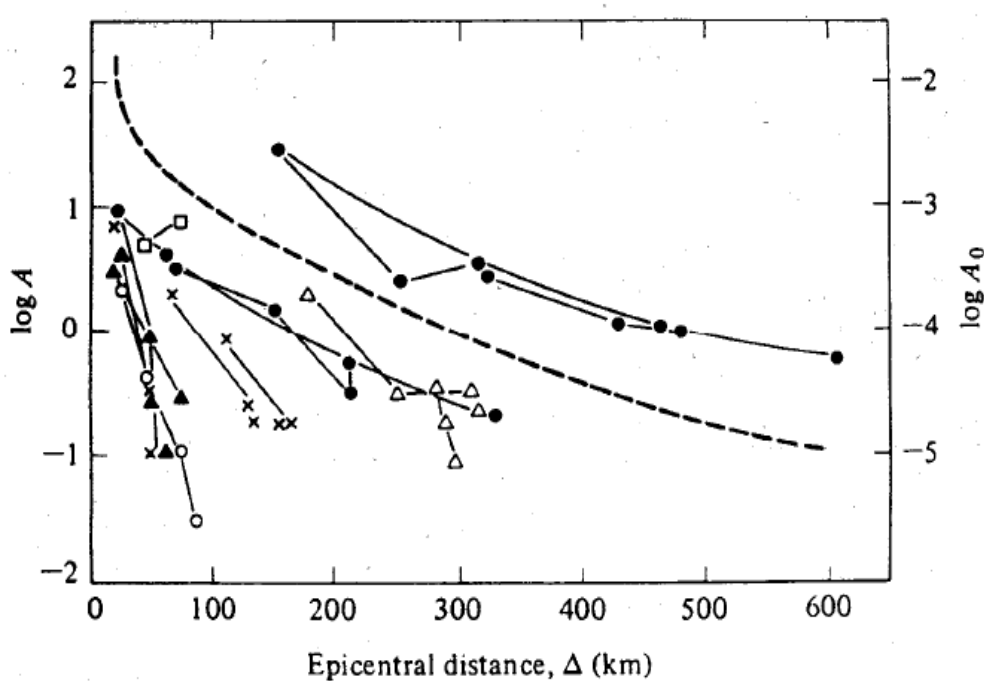
$$ML = \log_{10} A - \log_{10} A_0 \qquad (۲-۱)$$

در آن A بیشینه دامنه‌ی خوانده شده در دستگاه وود–اندرسون و A_0 زمین‌لرزه‌ی مبنا است. زمین‌لرزه‌ی مبنا زمین‌لرزه‌ای است که در فاصله صد کیلومتری از مرکز سطحی، بیشینه جابجایی ثبت شده برای آن یک میکرون (۰/۰۰۱ میلی‌متر) باشد در نتیجه $\log A_0 = -۳$ خواهد بود. به عبارت دیگر اگر زمین‌لرزه‌ای درفاصله ۱۰۰ کیلومتری و بیشینه دامنه ۱ میکرون داشته باشد، بزرگای صفر خواهد داشت [۴۳].

ریشتر رابطه‌ی بزرگا را برای فواصل بین صفر تا ۶۰۰ کیلومتر و عمق کانونی کم‌تر از ۱۵ کیلومتر به صورت یک کاتالوگ تنظیم کرد (شکل ۱–۲). دلیل استفاده از مقیاس لگاریتمی این است که دامنه‌ی امواج لرزه‌ای با فاصله به‌صورت نمایی کاهش می‌یابد. هر واحد افزایش بزرگا متناظر با افزایش ۱۰ برابری دامنه‌ی جابجایی زمین است. بنابراین مقیاس بندی ریشتر را می‌توان به صوررت $ML = \log(A / A_0)$ هم نوشت.

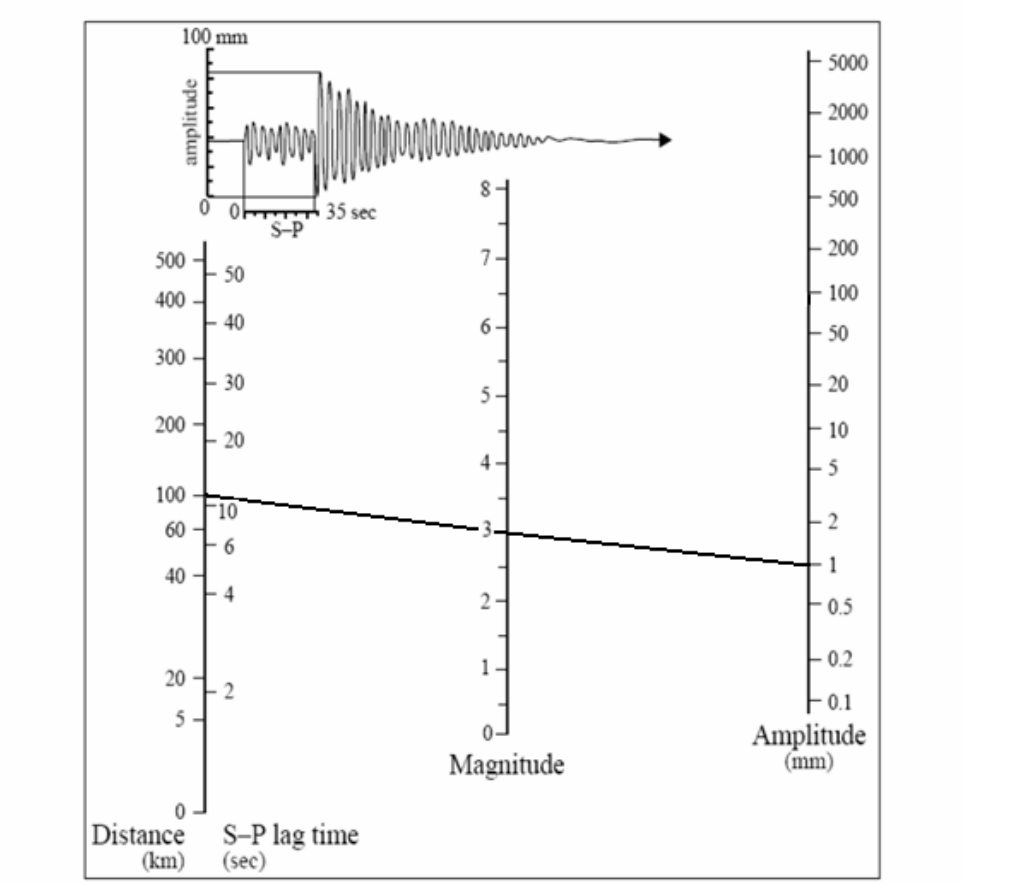
از آن‌جایی که دستگاه وود–اندرسون کوتاه‌دوره است و در آن محدودیت سرعت حرکت کاغذ وجود داشت، بنابراین خواندن صحیح پریود امواج فرکانس بالا از زمین‌لرزه‌های محلی ممکن نبوده است.

لذا مقیاس بزرگا از فازهای امواج Sg و Lg و یا Rg استفاده می‌کند که دارای فرکانس غالب نزدیک به یک هرتز هستند و از آن‌جایی که موج S و امواج سطحی که از نوع این موج هستند دامنه‌های بزرگتری نسبت به موج P دارند، مقیاس ML از قطار موج S استفاده می‌کند [۱۸].



شکل ۱-۱: لگاریتم دامنه‌های اندازه‌گیری شده برحسب فاصله‌ی رومرکز زمین‌لرزه تا ایستگاه ثبت که اساس مقیاس ریشتر است. اطلاعات زمین‌لرزه‌ها مربوط به جنوب کالیفرنیا در سال ۱۹۳۵ است. منحنی‌های به‌دست آمده به طور تقریبی با هم و با منحنی اختیاری (خط چین) موازی هستند.

برای کاهش اثر فرآیندهایی نظیر الگوی تابش ،ناهمسانگردی و...، معمولا بزرگا را برای چند ایستگاه محاسبه کرده و نتایج را میانگین گیری می‌کنند. باید به این نکته توجه کرد که فرمول بزرگا، تنها از بیشینه دامنه‌ی جابجایی بدون درنظرگرفتن پریود آن استفاده می‌کند. ریشتر مقیاس بزرگا را براساس لرزه‌نگار چرخشی وود-اندرسون به‌دست آورد و به همین دلیل از مولفه‌های افقی استفاده کرد. استفاده از مقیاس بزرگای ریشتر روش آسانی برای طبقه‌بندی زمین‌لرزه‌ها بر اساس اندازه‌ی آن‌ها به‌دست می‌دهد، ولی از آن‌جا که مرکز زمین‌لرزه دقیقا یک نقطه نیست (به ویژه برای زمین‌لرزه‌های بزرگ) و معمولا لرزه‌نگاری در فاصله ۱۰۰ کیلومتر وجود ندارد، باید از چند لرزه‌نگار در فواصل مختلف استفاده کرده و نتیجه را تصحیح نمود. همچنین به دلیل ناهمگنی پوسته‌ی زمین، مقیاس دقیقی برای اندازه‌گیری زمین‌لرزه‌ها نیست و برای زمین‌لرزه‌های محلی و منطقه‌ای این مقیاس به مقدار زیادی به ساختار زمین‌شناختی منطقه‌ای بستگی دارد.



شکل ۱–۲: محاسبه‌ی بزرگای محلی با استفاده از روش ریشتر. همان طور که مشاهده می‌شود در فاصله ۱۰۰ کیلومتری زمین‌لرزه‌ای با بزرگای ۳ در مقیاس بزرگا دارای دامنه‌ی جابه جایی برابر با ۱ میلیمتر است.

۱–۲ روش‌های محاسبه‌ی مقیاس بزرگای محلی

دو روش عمده برای محاسبه‌ی بزرگای محلی وجود دارد: روش پارامتری و روش غیرپارامتری. داده‌هایی که قرار است برای محاسبه بزرگای محلی بر روی آن‌ها برازش صورت گیرد، بیشینه دامنه‌های خوانده شده برروی لرزه‌نگاشت برحسب فاصله‌ی کانونی هستند که مشابه کار ریشتر سعی بر آن است که بهترین تابع و یا نزدیک‌ترین منحنی به آن‌ها برازش شود.

روش‌های برازش با استفاده از مدل‌های پارامتری، روش‌های محاسباتی ساده‌ای هستند که در آن‌ها می‌بایست رفتار داده حدس زده شود و یا بر اساس یک پایه‌ی تئوری، شکل ریاضی تابع برازش شونده را

از قبل بدانیم. سپس با استفاده از روش‌های محاسباتی مانند روش کم‌ترین مربعات که یک روش وارون است و یا روش‌های پیشرو[1] که در آن‌ها با تغییر ضرایب و مقایسه‌ی مقدار باقی‌مانده (اختلاف بین مقدار محاسبه شده و مقدار تجربی یا میانگین) برای هر مجموعه ضرایب، به دنبال ترکیبی از ضرایب هستیم که کم‌ترین مقدار باقی‌مانده را داشته باشند و یا با استفاده از روش‌های تکراری که با دادن یک مدل اولیه به دنبال ضرایب یا مدلی هستیم که بیش‌ترین شباهت را به داده‌های ما داشته باشند. مهم‌ترین مزیت روش پارامتری خطی این است که یک بیان ساده از پخش هندسی و کاهندگی غیرالاستیک درنظر می‌گیرد. این روش تخمین منحنی کاهندگی را بسیار ساده کرده است و از یک معادله ساده در تمام فواصل استفاده می‌کند.

روش‌های برازش غیرپارامتری روش‌هایی هستند که در آن‌ها برای برازش، نیازی به یک مدل پارامتری (تابعی که رفتار بین متغیرها مثلا دامنه بر حسب فاصله را نشان می‌دهد) نیست، بلکه تغییرات تابع تنها توسط خود داده تعیین می‌شود. در این روش هیچ قید ریاضی به تابع برازش کننده تحمیل نمی‌شود. بدین ترتیب که داده‌ها را به تعدادی فواصل مساوی تقسیم کرده و از طریق درون‌یابی مقدار تابع در هر یک از این فواصل محاسبه شده و تابع نهایی از اتصال این خطوط یا نقاط به‌دست می‌آید.

انحراف معیار این برازش با استفاده از رابطه‌ی (۱-۳) محاسبه می‌شود که در آن y_i داده‌های تجربی، $f(x_i)$ تابع فیت شده و n تعداد نقاط فیت شده است.

$$std = \sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}[y_i - f(x_i)]^2} \qquad (۳-۱)$$

۱-۳ روش پارامتری

افت دامنه‌ی موج با فاصله از کانون زمین‌لرزه به‌صورت زیر داده می‌شود:

$$A \propto \frac{e^{-\ln 10 kR}}{R^n} \qquad (٤-۱)$$

[1] forward

که در آن A دامنه‌ی موج لرزه‌ای، n ضریب پخش هندسی، k فاکتور کاهندگی غیرالاستیک و R فاصله‌ی کانونی زمین‌لرزه هستند. شکل لگاریتمی رابطه‌ی (۱-٤) به صورت زیر است:

$$\log A = -n \log_{10} R - kR + C \qquad (۱-۵)$$

که در آن C فاکتور تصحیح یا کالیبراسیون است.

در یک محیط همگن یک موج حجمی به صورت کروی منتشر می‌شود و چگالی انرژی بر واحد سطح عبارت است از:

$$I_b = \frac{E_0}{4\pi R^2} \qquad (۱-۶)$$

که E_0 انرژی اولیه‌ی موج (در منبع) و I_b چگالی انرژی بر واحد است. چگالی انرژی موج با مجذور دامنه متناسب است. بنابراین دامنه بر واحد سطح عبارت است از:

$$A(R) = \frac{A_0}{R} \qquad (۱-۷)$$

که A_0 دامنه‌ی اولیه‌ی موج (در منبع) است. بنابراین برای موج حجمی می‌توان نوشت: $I_b \propto \frac{1}{R^2}$ و $A \propto R^{-1}$. همچنین در یک محیط همگن موج سطحی به صورت استوانه‌ای منتشر می‌شود و انرژی بر واحد سطح عبارت است از:

$$I_s = \frac{E_0}{2\pi R} \qquad (۱-۸)$$

I_s چگالی انرژی بر واحد سطح برای امواج سطحی است و دامنه بر واحد سطح عبارت است از:

$$A(R) = \frac{A_0}{\sqrt{R}} \qquad (۱-۹)$$

بنابراین برای موج سطحی نیز می‌توان نوشت: $I_s \propto \frac{1}{R}$ و همچنین $A \propto R^{-1/2}$.

از عواملی که سبب کاهندگی غیرالاستیک انرژی موج در محیط می‌شوند، می‌توان به نقص میکروسکوپی در ساختار بلوری کانی‌ها، وجود آب یا دیگر سیالات در محیط‌های متخلخل، وجود اصطکاک و تبدیل انرژی جنبشی به گرما اشاره کرد. همچنین مرزهای ناپیوستگی و انعکاس موج از این مرزها بر شکل تابع کاهندگی تاثیر می‌گذارد [۵۱ و ۳۱].

باکون و جوینر [۱۶] و هاتون و بور [۲۷] یک تکنیک برازش کم‌ترین مربعات به ترتیب برای کالیفرنیای مرکزی و جنوبی به‌کار بردند که شکل پارامتری آن به‌صورت زیر است:

$$\log A_{ij} = -n\log R_{ij} - kR_{ij} - \sum_{l=1}^{stations} S_l \delta_{lj} + \sum_{k=1}^{events} C_k \delta_{ik} \qquad (۱۰-۱)$$

که در آن A_{ij} بزرگای زمین‌لرزه i در ایستگاه j، R_{ij} فاصله‌ی کانونی زمین‌لرزه iاز ایستگاه j، δ_{lj} و δ_{ik} دلتای کرونکر، n ضریب پخش هندسی، k فاکتور کاهندگی غیرالاستیک، S_l مقدار تصحیحات ایستگاهی (تصحیحات ایستگاهی مقید هستند که مجموعشان صفر شود) و C_k پارامتری است که با بزرگای زمین‌لرزه‌ها مرتبط است. این معادله‌ی خطی پس از جای‌گذاری مقادیر مربوط به حداکثر دامنه و فاصله‌ی کانونی هر یک از نگاشت‌های زمین‌لرزه از طریق روش وارون کمترین مربعات قابل حل است.

$$G.x=d,\quad x=(G^TG)^{-1}G^Td$$

$$\begin{pmatrix} -\log_{10} R_{11} & -R_{11} & 1 & \cdots & 0 & 1 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ -\log_{10} R_{1Ns} & -R_{1Ns} & 0 & \cdots & 1 & 1 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \cdots & \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ -\log_{10} R_{Ne1} & -R_{Ne1} & 1 & \cdots & 0 & 0 & \cdots & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ -\log_{10} R_{NeNs} & -R_{NeNs} & 0 & \cdots & 1 & 0 & \cdots & 1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} n \\ k \\ S_1 \\ \vdots \\ S_{Ns} \\ C_1 \\ \vdots \\ C_{Ne} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \log_{10} A_{11} \\ \vdots \\ \log_{10} A_{1Ns} \\ \vdots \\ \log_{10} A_{Ne1} \\ \vdots \\ \log_{10} A_{NeNs} \end{pmatrix} \qquad (۱۱-۱)$$

این معادله برای مجهولات n (ضریب پخش هندسی) k (فاکتور کاهندگی غیرالاستیک)، S_1 (مقدار تصحیح ایستگاهی) و C_k (پارامتر مرتبط با بزرگای زمین‌لرزه) حل می‌شود. فرم ماتریسی مسئله‌ی کم‌ترین مربعات به شکل رابطه‌ی ۱-۱۱ است.

در این رابطه G ماتریس ضرایب با اندازه‌ی $m\times p$ است، که m تعداد سطرهای ماتریس بوده و برابر است با تعداد کل داده‌ها یا نگاشت[۲]ها (دامنه‌های ثبت شده از هر زمین‌لرزه در هر یک از ایستگاه‌ها) و p تعداد ستون‌های ماتریس و برابر با $Ne+Ns+2$ است (Ne تعداد زمین‌لرزه‌ها و Ns تعداد ایستگاه‌ها است) و شامل R ها (ضریب فاکتور n در رابطه‌ی ۱-۱۰) و $\log R$ ها (ضریب فاکتور k در رابطه‌ی ۱-۱۰) است که به ترتیب معرف فواصل کانونی و لگاریتم فواصل کانونی هر یک از زمین‌لرزه‌ها از هر یک از ایستگاه-های ثبت کننده آن زمین‌لرزه هستند، به‌طور مثال R_{11} فاصله‌ی کانونی زمین‌لرزه‌ی اول از ایستگاه اول و R_{NeNs} فاصله‌ی کانونی زمین‌لرزه‌ی آخر (Ne) از ایستگاه آخر (Ns) است.

بردار x بردار مدل یا بردار مجهولات با اندازه‌ی $p\times 1$ که دارای $Ne+Ns+2$ عضو بوده و شامل ضرایب پخش هندسی n، کاهندگی غیرالاستیک k، مقادیر تصحیحات ایستگاهی S و پارامتر مرتبط با بزرگای زمین‌لرزه‌های C است. در این ماتریس S_1 تصحیح ایستگاهی مربوط به اولین ایستگاه و S_{Ns} تصحیح ایستگاهی مربوط به آخرین ایستگاه و C_1 بزرگای زمین‌لرزه اول و C_{Ne} بزرگای زمین‌لرزه آخر هستند.

بردار d بردار داده‌ها یا معلومات (بیشینه دامنه‌های قرائت شده) با اندازه‌ی $m\times 1$ بوده و به تعداد کل داده‌ها یا نگاشت‌ها دارای عضو است. داده‌ها شامل لگاریتم بیشینه دامنه‌های قرائت شده هستند. در این بردار $\log A_{11}$ لگاریتم بیشینه دامنه‌ی ثبت شده از زمین‌لرزه‌ی اول در ایستگاه اول و $\log A_{NeNs}$ لگاریتم بیشینه دامنه‌ی ثبت شده از زمین‌لرزه‌ی آخر (Ne) در ایستگاه آخر (Ns) هستند.

پس از حل این معادلات ماتریسی، ضرایب n ، k، S و C به‌دست آمده و با جای‌گذاری این ضرایب در رابطه‌ی ۱-۱۱ منحنی کاهندگی مورد نظر به‌دست می‌آید.

[2] Record