بسم الله الرحمن الرحيم

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

مطالعه ساختار پوسته شمال شرق ایران به روش تحلیل توابع گیرنده P

پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد

سمیرا مقصودی

استاد راهنما: دکتر ایوب کاویانی

اسفند ۱۳۸۸

چکیده

شمال شرقی ایران منطقه کپه داغ است که به علت لرزه‌خیزی بالا در ایران پس از زاگرس و البرز بیشترین توجه را به خود جلب کرده است. بر خلاف سایر بخش‌های سیستم آلپ–هیمالیا که در آن‌ها تکتونیک فعال در مناطقی به پهنای چند صد کیلومتر گسترش یافته، در مرزهای همگرای موجود در ایران از جمله کپه داغ تمام همگرایی در نواحی کوچکی تجمع یافته است و در نتیجه این نواحی می‌تواند به عنوان آزمایشگاهی برای مطالعه مرزهای قاره‌ای مورد استفاده قرار بگیرند. در تحقیق حاضر، ساختار پوسته در منطقه شمال شرق ایران و در زیر ۸ ایستگاه باند پهن شبکه خراسان مورد مطالعه قرار گرفت. تعداد ۲۳۸ رخداد دورلرزه‌ای که در این ایستگاه‌ها ثبت شده بود، انتخاب و مورد استفاده قرار گرفت. مطالعه ما شامل (۱) تحلیل توابع گیرنده به منظور بدست آوردن ضخامت پوسته و تعیین نسبت V_p/V_s در پوسته زیرین و (۲) وارون‌سازی همزمان با منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی بدست آمده از یک مطالعه توموگرافی برای تعیین تغییرات سرعت موج برشی با عمق در منطقه می‌باشد. بر اساس نتایج بدست آمده از روش ژو و کانااموری عمق موهو در این منطقه از ۳۵ تا ۵۲ کیلومتر تغییر می‌کند. بر این اساس مقدار V_p/V_s از ۱/٦۸ تا ۱/۹۱ متغیر می‌باشد که مقدار قابل قبول آن در زیر ایستگاه سبزوار و بجنورد (۱/۸) است. این مقدار بالای V_p/V_s وجود ترکیبات مافیکی را در ساختار پوسته این ایستگاه‌ها، در مجاورت سیاه کوه، تأیید می‌کند. به منظور افزایش قابلیت اطمینان در مطالعه ساختار موهو در این منطقه، آنالیز وارون سازی همزمان توابع گیرنده و منحنی پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی در زیر هر ایستگاه انجام شد. بر اساس این نتایج، عمق موهو در ایستگاه‌های مجاور صفحه ایران مرکزی (کاخک و بیرجند) ٤۲–٤٤ کیلومتر، در ناحیه کپه داغ و بینالود به ترتیب در ایستگاه‌های بجنورد، سبزوار، مشهد– چهارچشمه– نجفی، ٤٦ تا ٤۸ کیلومتر و ۵۰ تا ۵۲ کیلومتر برآورد شده است. در ایستگاه مراوه تپه عمق موهو در حدود ٤۵ تا ۵۰ کیلومتر است که به نظر می‌رسد این ایستگاه بر روی زونی قرار دارد که از پوسته کم ضخامت در شرق دریای خزر به

پوسته ضخیم در ناحیه کپه داغ تغییر می‌کند. از طرفی دیگر با مقایسه نتایج بدست آمده برای ضخامت پوسته در شمال شرق با نتایج حاصل از مطالعات دیگر ساختار پوسته در منطقه البرز و زاگرس می‌توان نتیجه گرفت که عمق موهو در ایالت‌های تکتونیکی ایران تغییر زیادی ندارد. نتایج بدست آمده در این مطالعه هیچگونه شواهدی مبنی بر چنان ضخیم شدگی پوسته‌ای در انتقال از کپه داغ به ایران مرکزی مانند زاگرس نشان نمی‌دهند. با توجه به این نتایج، به نظر می‌رسد که پدیده روراندگی پوسته‌ای مشاهده شده در برخورد بین صفحه زاگرس و ایران مرکزی، در برخورد صفحه‌ای ایران مرکزی و توران دیده نمی‌شود.

فهرست

مقدمه ۱

زمین‌شناسی و تکتونیک منطقه ۵

۱-۱ زمین شناسی و وضعیت تکتونیکی ایران ۵

۱-۱-۱ کپه داغ ۷

۱-۱-۲ مدل ژئودینامیکی کپه‌داغ ۱۱

مبانی و تئوری روش‌ها ۱۳

۲-۱ تحلیل توابع گیرنده ۱٤

۲-۱-۱ مراحل بدست آوردن تابع گیرنده P ۱٦

۲-۲ تعیین ضخامت پوسته‌ای و نسبت $k=Vp/Vs$ با استفاده از روش ژو- کاناموری ۲۱

۲-۳ مقدمه‌ای بر اندازه‌گیری‌های پاشندگی امواج سطحی ۲۵

۲-۳-۱ برگردان همزمان تابع گیرنده و منحنی پاشندگی امواج سطحی ۲٦

۲-۳-۲ تاثیر عدم سازگاری داده‌ها ۲۷

ارائه نتایج با استفاده از روش ژو- کاناموری ۲۹

۳-۱ داده‌ها ۲۹

۳-۲ نتایج توابع گیرنده P ۳٦

۳-۲-۱ ایستگاه بیرجند BR ۳٦

۳-۲-۲ ایستگاه کاخک KH ٤۰

۳-۲-۳ ایستگاه‌های مشهد- چهارچشمه- نجفی MH-CH-NJ ٤٤
۳-۲-٤ ایستگاه بجنورد BJ ٤٧
۳-۲-٥ ایستگاه سبزوار SB ٥١
۳-۲-٦ ایستگاه مراوه تپه MRVT ٥٤
نتایج حاصل از وارون‌سازی هم‌زمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی امواج سطحی ٥٩
٤-۱ شرح نتایج مدل‌سازی ساختار سرعتی ایستگاه‌ها ٦٣
٤-۱-۱ ایستگاه بیرجند BR ٦٤
٤-۱-۲ ایستگاه کاخک ٦٨
٤-۱-۳ ایستگاه‌های مشهد- چهارچشمه- نجفی MH-CH-NJ ٧١
٤-۱-٤ ایستگاه بجنورد BJ ٧٤
٤-۱-٥ ایستگاه سبزوار SB ٧٧
٤-۱-٦ ایستگاه مراوه تپه MRVT ٨٠
بحث و نتیجه گیری ٨٤
پیوست ٩٢
مراجع ٩٩
واژه نامه فارسی به انگلیسی ١٠٣
واژه نامه انگلیسی به فارسی ١٠٥

مقدمه

روش‌های لرزه‌ای،در میان روش‌های ژئوفیزیکی، در دسته روش‌هایی قرار دارند که دارای بیشترین قابلیت تفکیک در تعیین ساختارهای درون زمین می‌باشند [۱]. سری‌های زمانی ثبت شده از لرزش زمین که در نقاط مختلف سطح پوسته جمع‌آوری می‌شوند، این فرصت را برای زلزله‌شناسان ایجاد می‌کنند تا به مطالعه چشمه‌های مولد زمین‌لرزه و مسیر عبور پرتوها در زمین بپردازند. لرزه‌نگاشت‌ها که داده‌های اصلی مورد استفاده زلزله‌شناسان هستند، اثرات چشمه و مسیر انتشار را به طور همزمان در خود دارند. بنابراین مطالعه چشمه زمین‌لرزه‌ها، همواره نیازمند شناخت ساختار درونی زمین و مطالعه ساختار درونی زمین نیز نیازمند شناخت اثرات چشمه زمین‌لرزه است. در نتیجه زلزله‌شناسی را می‌توان علمی دانست که در آن به صورتی متناوب، یافته‌های جدید باعث بهبود یافته‌های پیشین می‌شوند.

با توجه به اهمیت وضرورت بررسی ساختار پوسته در یک ناحیه برخورد قاره‌ای مانند ایران، در تحقیق حاضر سعی می‌شود ساختار پوسته در زیر دو منطقه لرزه‌زمین‌ساختی کپه‌داغ و ایران مرکزی واقع در شمال شرق ایران پرداخته شود. روش‌های مورد نظر برای این مطالعه روش ژو-کاناموری برای بدست آوردن مقدار تخمینی از عمق موهو و نسبت V_p/V_s در زیر هر ایستگاه و همچنین برگردان همزمان تابع انتقال گیرنده ومنحنی پاشندگی امواج سطحی جهت ارائه مدل سرعتی موج S می‌باشند.

با توجه به استفاده از روش برگردان همزمان تابع انتقال گیرنده ومنحنی پاشندگی امواج سطحی در این مطالعه، به طور خلاصه به تاریخچه این روش اشاره می‌گردد. در سال ۱۹۷۹ چارلز لانگستون[1]

[1] Langeston

با استفاده از اطلاعات موجود در یک لرزه نگاشت[۲] سه مولفه‌ای که از یک رویداد دورثبت شده بود به مطالعه ساختار پوسته پرداخت. با توجه به دسترسی به سه نگاشت هم مسیر از یک رویداد، وی - توانست اثرات ساختارهای نزدیک ایستگاه را از بقیه سیگنال جدا نماید [۲]. این یافته جدید فصل نوینی در زلزله‌شناسی باز کرد که هدف آن مطالعه ساختار پوسته، به کمک یک سیگنال جدا شده از لرزه‌نگاشت که تابع گیرنده نامیده می‌شود، بود. از آن پس، تکنیک تابع گیرنده به عنوان روشی برای تعیین ناپیوستگی‌های سرعتی موج S در زیر ایستگاه‌های موقت و دائم لرزه‌نگاری به طور وسیعی مورد استفاده قرار گرفته است ولی یک اشکال مهم در برگردان تابع گیرنده به مدل سرعت وجود دارد و آن یکتا نبودن جواب‌های معکوس‌سازی است [٤،٣]. این عدم وجود جواب یکتا به عنوان وجود trade-off بین عمق ناپیوستگی‌ها و سرعت موج S تعبیر می‌شود که امری بدیهی در روش-هایی است که از زمان رسید موج برای محاسبه همزمان سرعت و فاصله استفاده می‌کنند. روش دیگری نیز برای محاسبه سرعت موج S در لایه‌های فوقانی زمین وجود دارد که از منحنی پاشندگی امواج سطحی به عنوان داده ورودی استفاده می‌کنند. در این روش trade-off بین سرعت و عمق وجود ندارد ولی اشکال آن قابلیت تفکیک کم در تشخیص مرزهای سرعتی است. بنابراین با توجه به اینکه توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی به پارامترهای محیط (سرعت و عمق) حساسند، یک برگردان همزمان از هردو گروه داده، می‌تواند عدم قطعیت‌های موجود در استفاده جداگانه از هر دو روش را به طور قابل توجهی کاهش دهد[۵]. استفاده از روش برگردان همزمان تابع انتقال گیرنده ومنحنی پاشندگی امواج سطحی هندسه و ساختار سرعتی پوسته و به ویژه عمق ناپیوستگی موهو را آشکار می‌سازد.

منطقه مورد مطالعه ما، شمال شرقی ایران منطقه کپه داغ است که به علت لرزه‌خیزی بالا در ایران پس از زاگرس و البرز بیشترین توجه را به خود جلب کرده است. بر خلاف سایر بخش‌های سیستم آلپ–هیمالیا که در آن‌ها تکتونیک فعال در مناطقی به پهنای چند صد کیلومتر گسترش یافته، در مرزهای همگرای موجود در ایران از جمله کپه داغ تمام همگرایی در نواحی کوچکی تجمع یافته است و در نتیجه این نواحی می‌تواند به عنوان آزمایشگاهی برای مطالعه مرزهای قاره‌ای مورد استفاده قرار

[2] Seismogram

بگیرند[٦]. مطالعه منطقه کپه‌داغ نیز که حد شمالی کمربند آلپ–هیمالیا در شمال شرقی ایران را تشکیل داده و بر اساس مطالعات GPS هر سال در حدود ۷ میلی‌متر کوتاه‌شدگی در راستای شمالی–جنوبی دارد که می‌تواند اطلاعاتی در مورد مرزهای همگرایی در اختیار قرار دهد. همچنین تعیین میزان ضخیم‌شدگی پوسته در آن می‌تواند به درک بهتر نحوه و زمان تشکیل آن کمک کند و مدلی را ارائه دهد که مشاهدات موجود را توجیه نماید [۷].

مطالعات سال‌های اخیر در منطقه کپه‌داغ اساساً به مطالعات هولینگورس[3] و همکاران و نوروزی برمی‌گردد. هولینگورس و همکاران در تحقیقات خود به مطالعه اثرات ژئومورفولوژیکی منطقه، نحوه چین‌خوردگی و مکانیسم گسلش پرداخته‌اند [۸]. نوروزی اقدام به مطالعه ساختار سرعتی پوسته در امتداد پروفیلی که زون کپه‌داغ را به صورت عرضی قطع می‌نماید نموده است. مطالعه نوروزی با تکیه بر روش تابع انتقال گیرنده انجام گرفته است. در این تحقیق نوروزی ساختار سرعتی پوسته را با استفاده از روش‌های توابع گیرنده و پاشندگی امواج سطحی به صورت جداگانه و همچنین به صورت تحلیل همزمان مورد مطالعه قرار داده است. برای این مطالعه از ٤١ دورلرزه با کیفیت مناسب که در شبکه‌ای موقت شامل ۹ ایستگاه باندپهن در بازه ٦ ماه ثبت شده استفاده گردیده است. در نتیجه این مطالعه ساختار سرعتی پوسته در شمال شرق ایران به صورت زیر بدست آمده است:

۱. پوسته بالایی با ضخامت متوسط ۱۱ کیلومتر و سرعت موج برشی ۲/٤ تا ۳/٤ کیلومتر بر ثانیه
۲. پوسته میانی با ضخامت متوسط ۲۱ کیلومتر و سرعت موج برشی ۳/۱ تا ۳/٦ کیلومتر بر ثانیه
۳. پوسته پایینی با ضخامت متوسط ۱۷ کیلومتر و سرعت موج برشی ۳/٦ تا ٤/۳ کیلومتر بر ثانیه

در تحقیق حاضر، ساختار پوسته در منطقه شمال شرق ایران و در زیر ۸ ایستگاه باند پهن شبکه خراسان مورد مطالعه قرار گرفت. تعداد ۲۳۸ رخداد دورلرزه‌ای که در این ایستگاه‌ها ثبت شده بود، انتخاب و مورد استفاده قرار گرفت. نگاشت‌های رخدادهای دورلرزه‌ای ثبت شده در ابتدا با روش

[3] Hollingworth

تحلیل توابع گیرنده[4] و سپس با هدف افزایش قابلیت اطمینان با روش برگردان همزمان تابع انتقال گیرنده ومنحنی و پاشندگی امواج سطحی مورد پردازش قرار گرفت.نتیجه این پردازش به صورت پروفیل عمقی سرعت انتشار امواج برشی زیر هر یک از ایستگاه‌ها ارائه گردید.

این نوشتار در بر گیرنده مراحل مختلف تحقیق، شرح نتایج و یافته‌های آن می‌باشد. در فصل اول زمین‌شناسی و لرزه زمین ساخت منطقه کپه‌داغ بطور خلاصه مورد بررسی قرار گرفته است. فصل دوم در بر گیرنده مبانی تئوری روش‌های پردازش و مراحل مختلف پردازش داده‌ها می‌باشد. نتایج حاصل از پردازش داده‌ها بر اساس دو روش مورد استفاده در فصل‌های سوم و چهارم ارائه شده است. بحث و جمع‌بندی نتایج محتوای فصل پنجم را تشکیل می‌دهد.

[4] Receiver Function Analysis

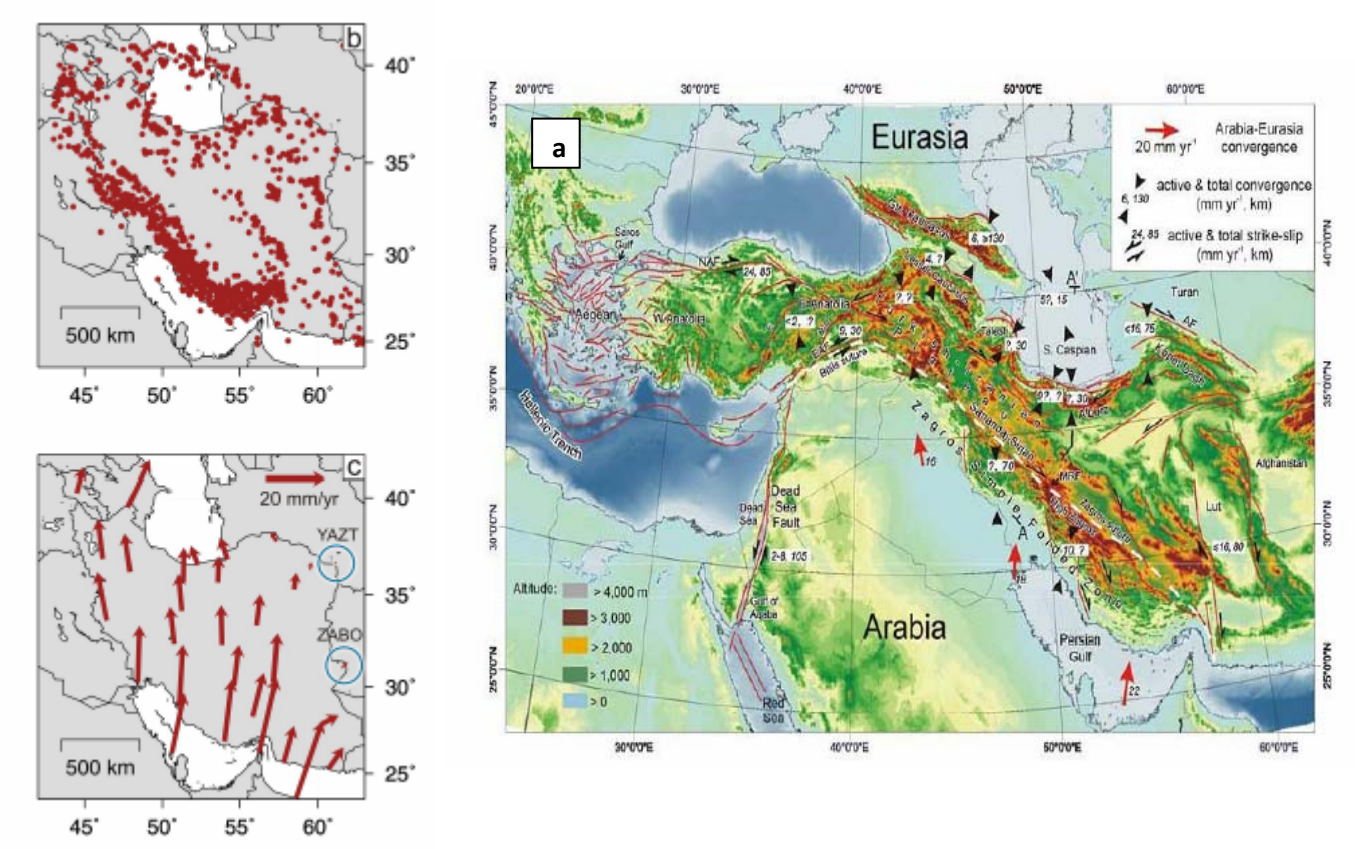
فصل اول

زمین‌شناسی و تکتونیک منطقه

۱-۱ زمین شناسی و وضعیت تکتونیکی ایران

فلات ایران، به عنوان بخشی از زون فعال زمین ساختی آلپ-هیمالیا، طرح پیچیده ای از مجموعه پوسته ها، قطعات زمین ساخت و زون‌های متفاوت زمین‌ساختی است که از نگاه نو زمین‌ساختی و لرزه زمین‌ساختی، ویژگی‌های خاص دارد و سطح بالایی از فعالیت‌های لرزه‌ای را نشان می‌دهد (شکلb-۱). فلات ایران بین دو صفحه عربستان و اوراسیا، واقع گردیده است ، که با سرعت حدود ۲٤ میلیمتر در سال بر اساس مطالعات و اندازه‌گیری‌های GPS انجام شده در سال‌های اخیر به سمت یکدیگر در حرکت می باشند (شکلc-۱). این فلات از شمال توسط صفحه اوراسیا، از شرق توسط صفحه هند و از غرب توسط صفحه آناتولی احاطه شده است (شکلa-۱). از نظر لرزه زمین‌ساختی ایران را می‌توان به نوار چین خورده زاگرس، البرز، کپه‌داغ، ایران مرکزی و دشت لوت که با توجه به لرزه‌خیزی به عنوان صفحه سخت شناخته شده اند، تقسیم نمود. باز شدگی دریای سرخ و حرکت صفحه آفریقا-عربستان در راستای شمال-شمال شرقی وهمچنین حرکت صفحه هند در راستای شمال-شمال غربی عامل فراوانی زمین لرزه ها در ایران است. چنین حرکت هایی که بادگرشکلی، شکستگی، فرورانش و برخورد صفحه‌های کوچک و قطعات گوناگون ایران همراه است، سبب می شود تا توان لرزه‌خیزی ایران بالا باشد. در ایران پوسته از نوع قاره‌ای و اقیانوسی است که به صورت نوار و یا قطعات نامتجانس در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. از میان دو نوع پوسته گفته شده ،پوسته قاره‌ای سهم بیشتری دارد، که از حدود ۲۰ میلیون سال پیش تا کنون، در یک رژیم زمین‌ساختی فشاری، ستبر شدگی و کوتاه شدگی بر آن تحمیل شده است. داده های گوناگون نشان می‌دهند که میانگین ستبرای پوسته قاره‌ای در ایران، حدود ٤۰ کیلومتر است.

بر اساس مطالعات گرانی سنجی موهو توسط ماکریس و دهقانی[1] عمق موهو در جنوب غربی زاگرس در حدود ٤٠ کیلوکتر است[۹]. اشنایدر و برزنگی[2] نشان داده‌اند که در کمربند چین خورده زاگرس، ناپیوستگی موهو به سمت شمال شرقی حدود یک درجه شیب دارد و در ژرفای ٤٠ کیلومتری است [۱۰]. در شرق ایران هم پوسته دارای ضخامتی در حدود ٤٠ کیلومتر است و در فرونشست‌های کویر و لوت، پوسته قاره‌ای با ضخامتی کمتر از٤٠ در تعادل ایزوستازی قرار دارد.



شکلa–۱: نقشه توپوگرافی و نرخ تغییر شکل در محل تصادم صفحات عربستان–اوراسیا[۱۱]. شکلb–۱: محل رویداد زلزله‌هایی با بزرگای بیش از ٥ در بازه ۱۹۹۸–۱۹٦٤ [۱۲]. شکلc–۱: بردار جابجایی نسبی نقاط مختلف مربوط به حرکت ایران نسبت به صفحه اوراسیا. مقادیر نشان داده شده توسط GPS اندازه‌گیری شده و شاهدی بر کوتاه‌شدگی صفحه ایران در بین صفحات عربی و اوراسیا در راستای شمالی–جنوبی می‌باشد[۷].

[1] Makris & Dehghani
[2] Snyder & Barzangi

۱-۱-۱ کپه‌داغ

منطقه کپه‌داغ که نام آن از روی بلندترین ساختار زمین‌شناسی منطقه یعنی رشته کوه کپه‌داغ گرفته شده است از نظر ساختاری مرز بین ایران مرکزی و صفحه توران را تشکیل می‌دهد. منطقه کپه‌داغ حد شمالی کمربند کوهستانی آلپ-هیمالیا را در شمال شرقی ایران تشکیل داده و دو رشته کوه مهم آن یعنی کپه‌داغ و بینالود به همراه یکدیگر یک کمربند طویل کوهستانی به طول ۶۰۰ کیلومتر و پهنای ۲۰۰ کیلومتر ایجاد کرده‌اند[۱۳] بیشترین ارتفاع در این مجموعه حدود ۳۰۰۰ متر و دارای مرزی آشکار با ارتفاع ۱۰۰ متری صفحه توران است. رشته کوه بینالود در واقع ادامه شرقی رشته کوه البرز است و در دوره پالئوژن-نئوژن به وجود آمده، در حالی‌که رشته کوه کپه‌داغ مولود دوره نئوژن-کواترنری است[۱۴]. این رشته کوه‌ها حالتی نا متقارن دارند، بدین صورت که در قسمت مرکزی و شرقی بلند و باریک هستند و در قسمت غربی کوتاه و پهن می‌شوند[۱۳]. حوضه رسوبی باریکی که رشته کوه کپه‌داغ را از بینالود جدا می‌کند خط اترک-کشف[۳] نامیده شده و مرز جنوبی رشته کوه کپه‌داغ محسوب می‌شود. این در حالی است که، هیچ ساختار زمین‌شناسی شاخصی مرز جنوبی بینالود را مشخص نمی‌کند. مرز غربی منطقه کپه‌داغ ساحل دریاچه خزر و در حدود E °۵۵ است و مرز شرقی در حدود E °۶۰ ، جایی که لرزه‌خیزی به طور قابل توجهی کاهش می‌یابد، در نظر گرفته می‌شود[۱۴].

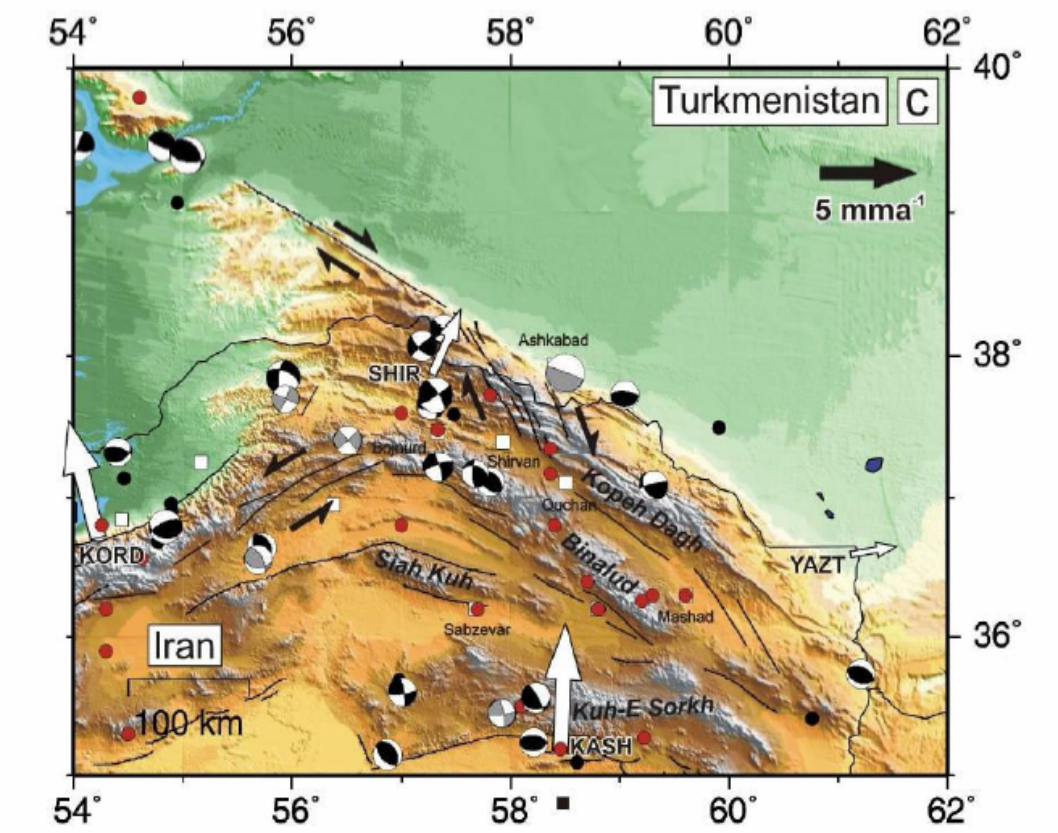
رشته کوه کپه‌داغ که در غرب خود به یک سیستم گسلی مورب امتدادلغز NNW-SSE محدود شده است، در شرق خود با بینالود موازی است. این گسل‌ها رشته کوه کپه‌داغ را در مقایسه با بینالود دم‌بریده می‌کنند. در امتداد همین سیستم گسلی و در شمال غرب شهر عشق آباد[۴] گسل خطی امتدادلغز عشق‌آباد دیده می‌شود (شکل۲-۱). شواهد کمی درباره حرکت امتدادلغز این گسل در دست است ولی لیبرس و منبی[۵] در تخمین ۷۵ کیلومتری خود، میزان ۳۵ کیلومتر جابجایی در راستای شمال-جنوب را به این گسل نسبت داده‌اند[۱۵] . در قسمت مرکزی رشته کوه کپه‌داغ و از ابتدای مرز ایران، به نظر می‌رسد گسلش دارای راندگی بر روی صفحه توران باشد چرا که آنومالی گرانشی هوای آزاد یک فروافتادگی را در بالای این ناحیه نشان می‌دهد که نشانه خمش در حوزه رورانده است[۱۷،۱۶]. خصوصیات گسل‌ها در امتداد رشته کوه کپه‌داغ از غرب به شرق در حدود طول جغرافیایی ۵۸-۵۷ شرقی تغییر می‌کند، جایی که گسل

[3] Atrak- Kashaf Lineament
[4] Ashkabad
[5] Lyberis & Manby

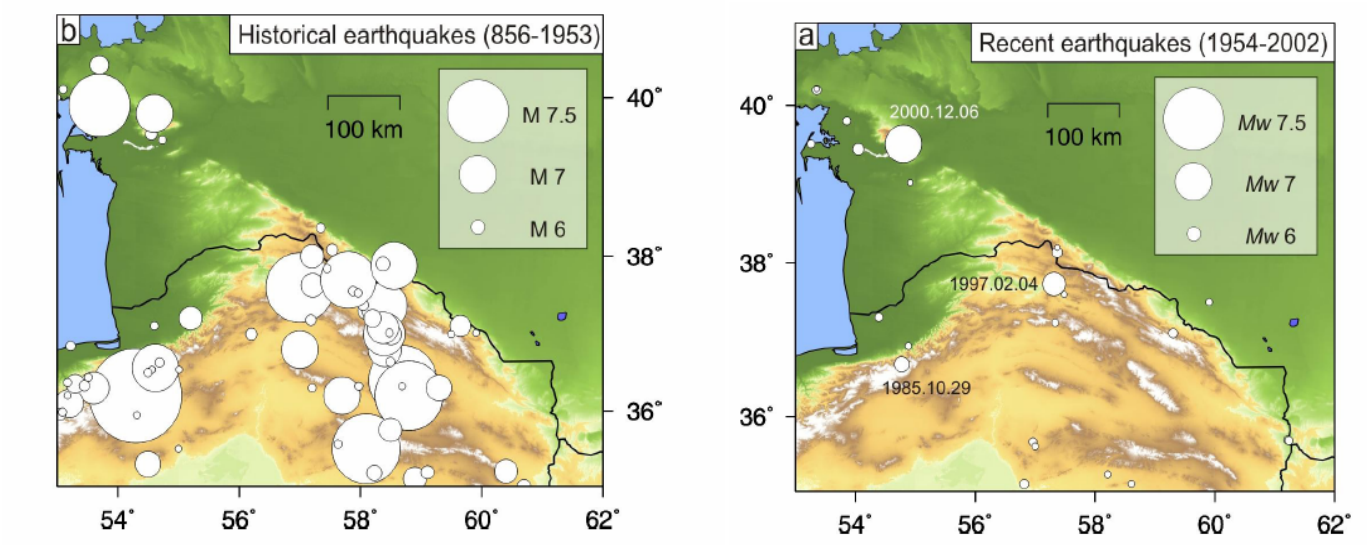
عشق‌آباد با سیستم گسلی امتدادلغز یاد شده برخورد کرده و کپه‌داغ را از بین بجنورد و قوچان قطع می-کند. این قطع‌شدگی به وضوح بر روی عکس‌های ماهواره‌ای دیده می‌شود[۸]. این گسل‌ها، ساختار پی-سنگی هستند و منطقه کپه‌داغ را از صفحه توران جدا می‌کنند[۱۳].

در جنوب رشته کوه کپه‌داغ یک سری رشته کوه‌های دراز و باریک دیگر قرار دارند که عبارتند از رشته کوه بینالود که در امتداد شرقی رشته کوه البرز قرار گرفته است[۱۸] ، سیاه کوه در نزدیکی سبزوار و همچنین کوه سرخ در نزدیکی کاشمر (شکل ۱-۲). جهت‌گیری این کوه‌ها به تدریج با آمدن به سمت جنوب، شرقی-غربی می‌شود. این کوه‌ها غالباً و به خصوص در سمت جنوبشان به گسل‌هایی محدود شده‌اند که زلزله‌های تاریخی ویرانگری به آن‌ها منسوب شده است (شکل۱-۳) [۸]. مطالعه کانون زمین لرزه های کپه داغ نشان می دهد که، زمین لرزه ها بیشتر در مرز جنوبی و مرز شمالی کپه داغ متمرکزند، بخش های جنوب شرقی و شرق کپه داغ چندان لرزه زا نیست، همه زمین لرزه‌ها در این منطقه دارای عمق کانونی کم(حدود ۱۵ کیلومتر)می باشند [۲۰،۱۹].

مطالعات GPS در ایران میزان کوتاه شدگی در بخش‌های مختلف ایران را با جزئیات بیشتری آشکار کرده است. از کوتاه شدگی رخ داده در ایران نیمی در زاگرس و بقیه در نواحی البرز، خزر مرکزی و کپه‌داغ رخ می‌دهد [۷]. حرکت رو به شمال صفحه عربی در شرق طول جغرافیایی 56.5° E باعث تغییر شکل و جابجایی در منطقه مکران (در جنوب شرق) و رشته کوه‌های کپه‌داغ و بینالود (در شمال شرق) شده است. وجود کوتاه شدگی در شمال زاگرس هم، که دارای شکلی مورب است، الزام می‌کند که یک جابجایی امتدادلغز راستگرد در امتداد شمال-جنوب بین ایران مرکزی و صفحه پایدار افغانستان وجود داشته باشد که چنین چیزی در شرق صحرای لوت پیش از این مشاهده شده است[۷]. اندازه‌گیری‌های GPS در شمال شرق ایران (شکل۱-۲)، ۷ میلی متر کوتاه‌شدگی در سال را برای امتداد شمال-جنوب بین کاشمر (در جنوب بینالود) و شمال کپه‌داغ نشان داده‌اند. لیبریس و منبی با مطالعه ساختارهای زمین‌شناسی این منطقه، ۷۵ کیلومتر کوتاه‌شدگی را تخمین زده‌اند و با فرض رویداد آن در ۵ میلیون سال، نرخ بالاتری از کوتاه‌شدگی (تقریبا ۱۶ میلی متر در سال) برای این منطقه به دست آورده‌اند [۱۵].



شکل ۱-۲: نقشه سایزموتکتونیک شمال شرق ایران [۸] به همراه ٤ بردار جابجایی بدست آمده از GPS. نقاط قرمز زلزله‌های تاریخی منطقه در بازه ٤۰۰ سال قبل از میلاد تا ۱۹٦۲ میلادی را نشان می‌دهد. دایره‌های سیاه نیز زلزله‌های دستگاهی با بزرگای بیش از ۵ که در بازه ۱۹٦٤ تا ۲۰۰٤ روی داده‌اند را مشخص می‌کند [۱۲]. مکانیسم‌های کانونی سیاه رنگ که با استفاده از روش مدل‌سازی امواج حجمی محاسبه شده از کاتالوگ جکسون و همکاران استخراج شده‌است [۲۱] . مکانیسم‌های خاکستری هم از کاتالوگ مکنزی [۲۲]، جکسون و فیچ [۲۳] و جکسون و مکنزی[۲٤] استخراج شده است. این مکانیسم‌ها با استفاده از پلاریته اولین زمان رسید به دست آمده‌اند.



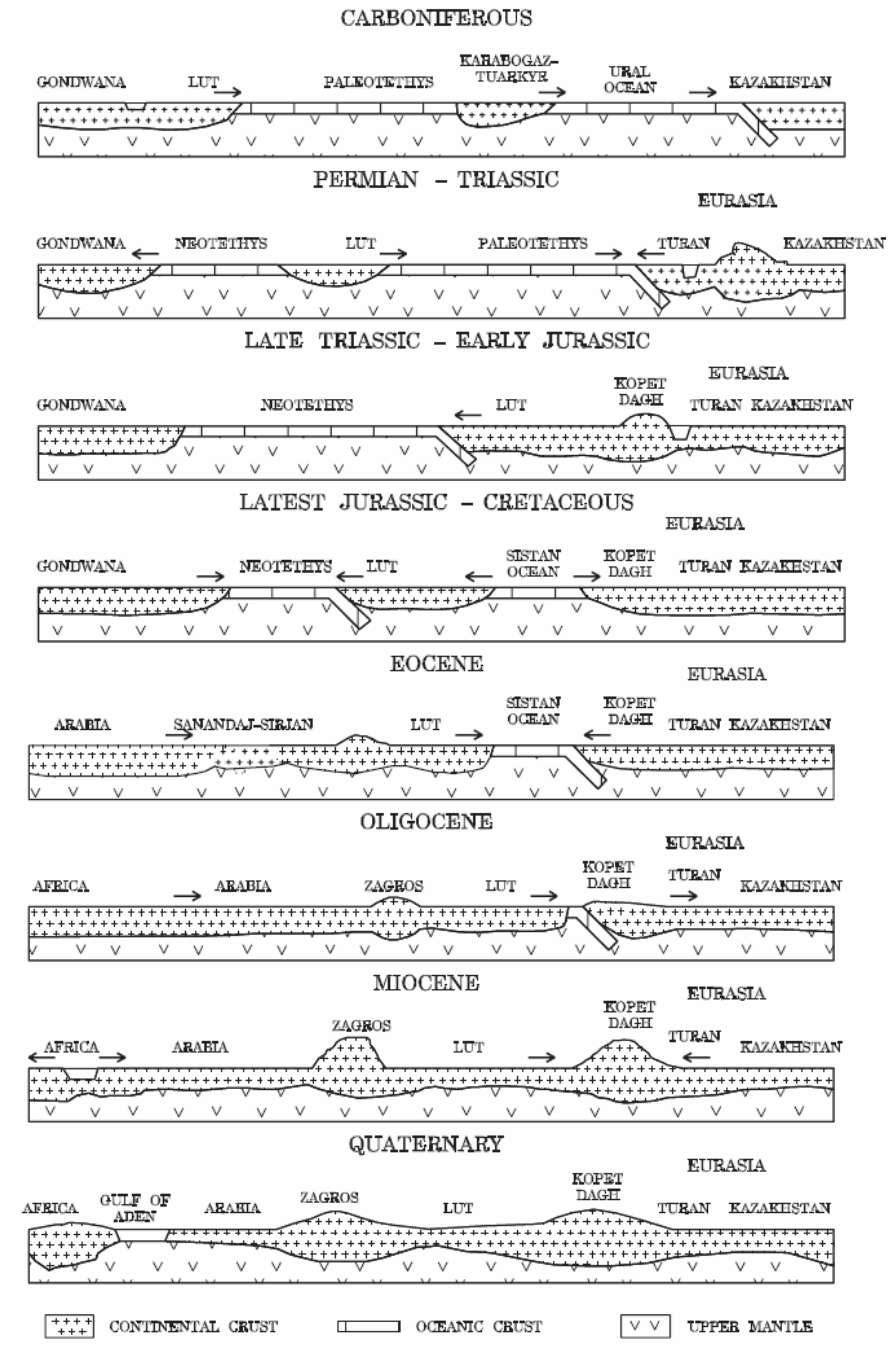
شکل۱-۳: a- زلزله‌های دستگاهی ثبت شده در شمال شرق ایران از ۲۰۰۲-۱۹۶۲ از کاتالوگ انگدال و همکاران(۲۰۰۶). اندازه دایره-ها به صورت نمایی با M_w تغییر می‌کند.زلزله‌های نسبتا بزرگ کمی در این دوره اتفاق افتاده‌اند و بیشترین تغییر شکل در کپه‌داغ متمرکز شده است. b- زلزه‌های تاریخی در شمال شرق ایران در طول ۲۰۰۰ سال گذشته. اندازه دایره‌ها به صورت نمایی با M_w تغییر می‌کند. بیشتر زلزله‌های بزرگ در شمال شرق ایران روی داده‌اند، در حالی‌که سرزمین‌های پست جنوب خزر و ترکمنستان فعالیت لرزه‌ای نسبتا کمی داشته‌اند.

در مطالعات انجام شده در این منطقه، احتمالی قوی برای وجود کوتاه‌شدگی شدید با راستای شمال غربی–جنوب شرقی وجود دارد. اثرات زمین شناختی و ژئومورفولوژی این کوتاه‌شدگی در سطح زمین توسط هولینگورس و همکاران مطالعه شده است [۸]. ساختار سرعتی پوسته و گوشته فوقانی در این ناحیه، وجود ضخیم شدگی پوسته در اثر کوتاه‌شدگی فوق‌الذکر و تغییرات ضخامت ناپیوستگی موهو و ساختار سرعتی گوشته فوقانی در گذر از زون ایران مرکزی به زون کپه‌داغ و سپس صفحه پایدار توران همچنان به عنوان مسئله مورد علاقه زلزله‌شناسان باقی مانده است. امید است در این تحقیق بتوان تا حد ممکن به برخی سوالات موجود در این زمینه پاسخ داد.

۱-۱-۲ مدل ژئودینامیکی کپه‌داغ

یک مدل ژئودینامیکی که برای توضیح نحوه پیدایش کپه‌داغ توسط گولونکا ارائه شده است [۲۵]. در این مدل تغییرات دینامیکی محیط در ۸ پرده نمایش داده شده است که از دوره کربونیفر آغاز شده و تا امروز (کواترنری) ادامه دارد. بر اساس این مدل ژئودینامیکی، در دوره‌های ترشیاری پسین و ژوراسیک نخستین صفحه توران تحت نیروی کششی قرار دارد که جهت آن به سمت دریای نئوتتیس است. این نیروی کشش باعث می‌شود تا یک شکاف و فروافتادگی در منطقه کپه‌داغ ایجاد شود و خردصفحه لوت از صفحه توران جدا شده و به سمت گندوا شروع به حرکت کند. در این حرکت پوسته اقیانوسی دریای نئوتتیس که بین لوت و گندوا واقع شده به زیر لوت رانده می‌شود. در دوره ائوسن دریای نئوتتیس کاملاً بسته شده و لوت به عنوان بخشی از صفحه عربی درآمده است، در حالی که دریای سیستان آن را از صفحه توران و مرز جنوبی آن یعنی کپه‌داغ جدا نموده است. در این دوره، کپه‌داغ به عنوان یک مرز همگرایی درآمده است به صورتی که صفحه اقیانوسی سیستان به زیر آن فرورانده شده و لوت به عنوان بخش مرز صفحه عربی به کپه‌داغ نزدیک می‌گردد.

در دوره میوسن خرد صفحه لوت که مرز آن با صفحه عربی پیش از این نیز رشته کوه زاگرس را به وجود آورده بود کاملاً به صفحه توران پیوسته و برخورد قاره‌ای آن با صفحه توران رشته کوه کپه‌داغ را به وجود آورده است. در همین دوره است که آفریقا تحت تاثیر کشش‌های تکتونیکی قرار دارد و این کشش باعث آغاز نازک شدگی پوسته در منطقه‌ای می‌شود که امروزه خلیج عدن و دریای سیاه به وجود آمده‌اند. این مدل کپه‌داغ را به عنوان مرز جنوبی صفحه توران معرفی می‌کند که در آن برخورد قاره‌ای بین اوراسیا و خرد صفحه لوت باعث ایجاد ضخیم شدگی در پوسته و ایجاد کوهزایی در منطقه کپه‌داغ شده است (شکل ۱-٤) [۲۵].



شکل۱-٤: مدل ژئودینامیکی موجود برای توضیح نحوه پیدایش کپه داغ [۲۳].

فصل دوم

مبانی و تئوری روش‌ها

در این فصل ابتدا تئوری روش‌های مورد استفاده و سپس مراحل مختلف پردازش داده‌ها تشریح شده است. روش تحلیل توابع گیرنده به عنوان روشی دقیق که قادر است ساختار سرعتی پوسته را در یک بعد و زیر محل هر ایستگاه لرزه‌نگاری مدل‌سازی نماید، شناخته شده است. این تکنیک به تغییرات ساختار سرعت امواج برشی پوسته حساس می‌باشد و با توجه به اهداف مورد نظر در این تحقیق، ابتدا به عنوان روش اصلی پردازش داده‌ها انتخاب گردید. روش تحلیل توابع گیرنده نسبت به ناپیوستگی‌های سرعت امواج لرزه‌ای در پوسته حساسیت زیادی داشته ولی نسبت به مقادیر مطلق ساختار سرعت امواج لرزه‌ای حساسیت کمتری دارد. این نکته به این معنی است که ساختار سرعت بدست آمده برای پوسته با روش تحلیل توابع گیرنده به تنهایی می‌تواند تا حد زیادی به مدل سرعت اولیه در آغاز مدل سازی وابسته باشد. از طرف دیگر اطلاعات سرعت فاز و سرعت گروه بدست آمده از داده‌های امواج سطحی به مقادیر متوسط سرعت مطلق امواج برشی حساسیت بیشتری دارد تا ناپیوستگی‌های سرعت امواج لرزه‌ای در پوسته، لذا مدل سرعتی بدست آمده از این روش به صورت قابل توجهی مستقل از ساختار سرعتی مدل اولیه است. بنابراین یک مدل سرعتی که بطور رضایت بخشی هر دو روش مدل‌سازی تحلیل توابع گیرنده و پردازش معکوس سرعت فاز و یا سرعت گروه امواج سطحی را در برگیرد، هم مستقل از ساختار سرعتی مدل اولیه و هم دارای قدرت تفکیک خوب در ناپیوستگی‌های لرزه‌ای واقع در اعماق مختلف پوسته خواهد بود. بنابراین با پردازش برگردان و ادغام شده[1] دو روش امکان حصول دقت بیشتر و نتایج قابل اعتماد تری برای ساختار سرعتی پوسته در منطقه مورد مطالعه فراهم می‌گردد. بدین لحاظ روش برگردان ادغام شده توابع گیرنده و داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی به عنوان روش تکمیلی

[1] Joint inversion

افزون بر روش تحلیل توابع گیرنده به صورت منفرد، به عنوان الگوریتم اصلی پردازش داده‌ها به کار گرفته شد.

۲-۱ تحلیل توابع گیرنده

یک تابع گیرنده از بخشی از یک لرزه نگاشت بدست می‌آید که نشان دهنده پاسخ پوسته واقع در زیر یک ایستگاه لرزه‌نگاری در مقابل عبور امواج P ویا S وقایع دورلرزه‌ای است. تحلیل توابع گیرنده در حوزه زمان برای مدل کردن فازهای تبدیلی موج برشی و چندگانه‌های[۲] ثبت شده روی مولفه افقی شکل موج-های P می‌باشد [٤]. وقتی موج P از میان پوسته و گوشته بالایی عبور می‌کند، با ناپیوستگی‌های سرعتی مواجه می‌گردد که در این ناپیوستگی‌ها موج P می‌تواند بازتابیده و یا انتقال یافته و همچنین به موج SV تبدیل گردد. با فرض این‌که مسافت بین رخداد زمین لرزه (چشمه) و ایستگاه لرزه‌نگاری (گیرنده) بزرگتر از ۳۰° درجه باشد ($\Delta \geq 30°$)، زاویه ورودی امواج P به سنگ کره در زیر مکان ایستگاه به وضعیت عمودی بسیار نزدیک شده و لذا این موج به صورت بسیار آشکار و قوی بر روی مولفه قائم لرزه‌نگاشت ثبت می‌گردد [٢٦]. از سوی دیگر امواج برشی تبدیل شده به صورت بسیار واضح وقوی بر روی مولفه-های افقی لرزه‌نگار ثبت می‌گردد. در تحلیل توابع گیرنده هر دو مولفه افقی لرزه‌نگاشت به گونه‌ای تبدیل دورانی[۳] می‌یابند تا در امتداد موازی و امتداد عمود بر مسیر موج از گیرنده تا ایستگاه قرار گیرند. سیگنال ثبت شده توسط یک لرزه‌نگار می‌تواند یک همامیخت[٤] در حوزه زمان و متشکل از سه ترم اصلی به صورت زیر دیده می‌شود:

$$\begin{aligned} D_v(t) &= I(t) * S(t) * E_v(t) \\ D_R(t) &= I(t) * S(t) * E_R(t) \\ D_T(t) &= I(t) * S(t) * E_T(t) \end{aligned} \qquad (۱)$$

که در روابط فوق: $S(t)$ تابع زمانی موثر منبع موج تابشی، $I(t)$ پاسخ ضربه دستگاه، $E_T(t), E_R(t), E_v(t)$ به ترتیب مولفه‌های قائم، شعاعی و مماسی پاسخ نسبی ساختار زمین نزدیک گیرنده لرزه‌ای و $D_T(t), D_R(t), D_v(t)$ مولفه‌های پاسخ جابجایی زمین به ترتیب در راستای قائم، شعاعی و مماسی می‌باشند. لانگستون

[2] Multiples
[3] Rotation
[4] Convolution