

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



# مکان‌یابی مجدد زلزله‌های منطقه‌ی تالش به روش HDC

پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد

کاظم نجفی قوشه بلاغ

استاد راهنما: دکتر عبدالرضا قدس

آبان ۱۳۹۰

## چکیده

در این تحقیق یک نقشه جدید زلزله‌خیزی منطقه تالش با تلفیق داده‌های شبکه‌های لرزه‌شناسی ایران تهیه شد که دارای جزئیات بیشتری از نقشه‌های قبلی است. تعداد ۲۲۵ زلزله در فاصله زمانی ۱۹۹۶-۲۰۱۰ با استفاده از داده‌های شبکه‌های لرزه‌شناسی موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله دوباره مکان‌یابی شدند. رومرکز اکثر زلزله‌ها در داخل سه خوشه لرزه‌ای است که همگی دارای زلزله‌های نسبتاً بزرگ از سال ۱۹۹۶ به بعد هستند. خوشه‌های مذکور در امتداد گسل‌های تالش، منجیل و بزقوش تمرکز یافته‌اند. نقشه لرزه‌خیزی بدست آمده نشان می‌دهد که فقط تعداد کمی زلزله در داخل و در امتداد حاشیه غربی دریای خزر اتفاق می‌افتند. این مشاهده تاییدی بر صلب بودن پوسته دریای خزر است. در دامنه شمالی کوه سبلان درون ناحیه‌ای که ماسون و همکاران [۳۹] آن را به نام بلوک صلب تالش معرفی کرده‌اند، فعالیت لرزه‌ای بسیار کم است.

مکان‌یابی مجدد خوشه لرزه‌ای اردبیل که در برگیرنده زلزله اصلی ۱۹۹۷ گلستان اردبیل است اطلاعات جدیدی در مورد زلزله گلستان و گسل مسبب آن، گسل بزقوش ارائه داد.

روش HDC (Hypocentroidal Decomposition) برای مکان‌یابی مجدد با دقت  $GT5$  (خطای زیر ۵ کیلومتر) یا کمتر برای ۱۶ زلزله از خوشه لرزه‌ای اردبیل استفاده شد. بر اساس مکان‌یابی دقیق انجام شده‌ی زلزله‌ی اصلی و پس‌لرزه‌های بزرگ آن و همچنین توزیع زمانی پس‌لرزه‌ها، به وجود پارگی یک طرفه گسل به سمت جنوب غرب پی‌بردیم. مقایسه پراکندگی پس‌لرزه‌های مکان‌یابی شده با ساز و کار ارائه شده توسط دانشگاه هاروارد، ساز و کار گسل بزقوش را امتداد لغز با مولفه‌ی رورانگی با شیب ۵۷ درجه به سمت غرب نشان داد. عمق زلزله اصلی با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های شتاب‌نگاری ۱۲ کیلومتر محاسبه شد. با در دست داشتن رومرکز و عمق زلزله اصلی و رد گسل، شیب گسل بزقوش ۶۰ درجه به سمت غرب بدست آمد.

الله اعلم  
بما نزلنا  
من كتابك

تقدیم به

همسر مهربان

و

فرزند دلبندم

## تقدیر

خداوند قادر را شاکرم که توفیق ارزانی‌ام کرد گامی هرچند کوچک در راه رونق علم بردارم. از حمایت‌های معنوی همسرم در تکمیل این راه نه چندان هموار و صبوری‌های فرزند دلبندم علیرضا سپاسگزارم.

از استاد راهنمای پایان‌نامه جناب آقای دکتر عبدالرضا قدس که بدون راهنمایی‌های ارزنده‌ی ایشان انجام این پایان‌نامه مقدور نبود نهایت سپاسگزاری و تشکر را دارم.

از جناب آقای دکتر فرهاد ثبوتی ریاست محترم دانشکده‌ی علوم زمین و داور پایان‌نامه نهایت تشکر و قدردانی را دارم.

از زحمات بی‌دریغ و محبت آمیز سرکار خانم دکتر مهناز رضائیان که همیشه در اتاقشان در دانشکده به روی من باز بود و زحمت داوری این پایان‌نامه را متقبل شدند کمال تشکر را دارم. از جناب آقای دکتر احمد سدیدخوی عضو محترم هیات علمی موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که زحمت داوری این پایان‌نامه را متقبل شدند، نهایت قدردانی را دارم.

از آقای پروفیسور اریک برگمن نهایت سپاسگزاری را دارم که ایده‌ی روش کار در این پایان‌نامه و توسعه‌ی آن توسط ایشان صورت پذیرفته است.

از جناب آقای پروفیسور یوسف ثبوتی بنیانگذار و پدر معنوی این دانشگاه و چهره‌ی همیشه ماندگار ایران زمین که فضایی مطمئن و جذاب را برای کارهای علمی ایجاد کردند کمال تشکر را دارم.

از جناب آقای دکتر حبیب رحیمی که گاه و بیگاه اوقاتشان را در اختیار من قرار دادند و مرا راهنمایی کردند تشکر می‌کنم.

از آقای مهندس سعید معدنی‌پور که در تکمیل بخشهای زمین‌شناسی گزارش‌های چاپ نشده‌ی خود را برای استفاده در اختیار من قرار دادند سپاسگزارم.

از سرکار خانم مهندس پریا قربانی که کار پایان‌نامه‌ی ایشان الهام بخش من و راهنمایی‌های ایشان کمک کار من بود نهایت قدردانی را دارم.

در نهایت از همه‌ی دوستان، همکاران و همکلاسی‌هایی که مجال ذکر نام تک‌تک آنها نیست نهایت قدردانی را دارم.

کاظم نجفی

امیدوارم راه دانش همچنان پر رهرو باشد.

پاییز ۱۳۹۰

## فهرست

	فصل اول
۱	مقدمه
	فصل دوم
۱۰	مبانی تئوری مکان‌یابی.....
۱۰	۱-۲ تئوری مکان‌یابی.....
۱۵	۱-۱-۲ آنالیز خطاهای روش تکرریدادی.....
۱۹	۲-۲ روش مکان‌یابی نسبی (مکان‌یابی چندگانه).....
	فصل سوم
۲۳	شبکه‌ها، داده‌ها و پیاده‌سازی روش تکرریدادی.....
۲۳	۱-۳ شبکه‌ها.....
۲۳	۱-۱-۳ شبکه لرزه‌نگاری موسسه‌ی ژئوفیزیک دانشگاه تهران.....
۲۵	۲-۱-۳ شبکه لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.....
۲۶	۳-۱-۳ شبکه شتاب‌نگاری زلزله ایران (BHRC).....
۲۷	۲-۳ داده‌ها.....
۲۷	۳-۳ روش کار.....
۳۱	۴-۳ بررسی خطاهای مکان‌یابی شده‌ی موسسه‌ی ژئوفیزیک و زلزله‌های کار شده با ساین.....
	فصل چهارم
۴۱	برنامه‌ی mloc.....
۴۱	۱-۴ توصیف برنامه‌ی mloc.....
۴۲	۱-۱-۴ ساختار کلی برنامه‌ی mloc.....
۴۲	۲-۱-۴ پوشه‌ی کار mloc در (mloc_working).....
۴۳	۳-۱-۴ فایل‌های ورودی mloc.....
۴۴	۴-۱-۴ چگونگی جلوگیری از مشارکت فازی.....
۴۵	۵-۱-۴ اجرای mloc در حالت تعاملی.....
۵۴	۶-۱-۴ خروجی برنامه‌ی mloc.....
۵۶	۷-۱-۴ اجرا در وضعیت فایل حاوی دستورات.....

۵۶	..... ۸-۱-۴ کالیبراسیون مستقیم و غیر مستقیم
۵۷	..... ۹-۱-۴ برداشتن قرائتهای خوب
۵۸	..... ۱۰-۱-۴ استفاده از خطای قرائت و پراکنش تجربی فاز

### فصل پنجم

۵۹	..... مکان‌یابی مجدد خوشه‌ی اردبیل با استفاده از روش <b>HDC</b>
۵۹	..... ۱-۵ نتایج اجرای <b>mloc</b> بر روی خوشه‌ی اردبیل
۶۹	..... ۲-۵ مهاجرت پس لرزه‌ها
۷۰	..... ۳-۵ نمودار زمان سیر

### فصل ششم

۷۳	..... بحث و نتیجه‌گیری
۷۷	..... مراجع
۸۳	..... واژه‌نامه فارسی به انگلیسی
۸۸	..... واژه‌نامه انگلیسی به فارسی
۹۱	

# فصل اول

## مقدمه

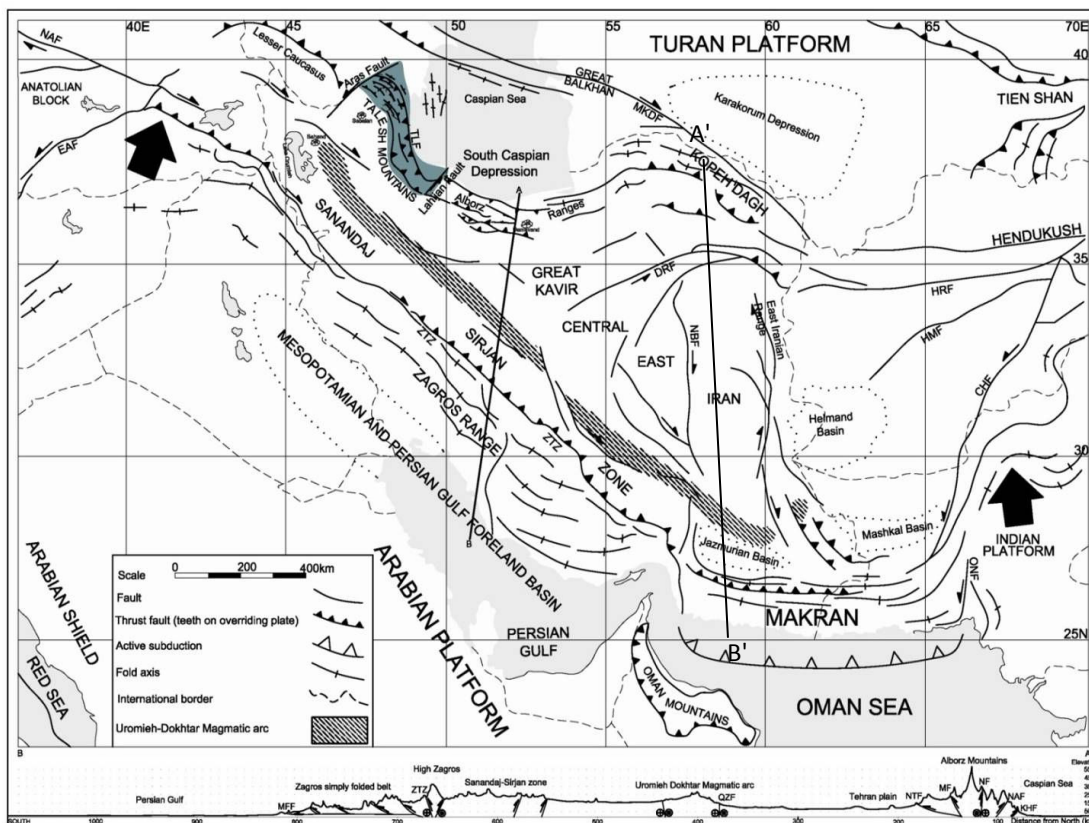
فلات ایران-ترکیه به عنوان یکی از مناطق فعال لرزه‌ای جهان در بخش میانی کوهزاد آلپ-همیالیا قرار گرفته و برخاستگی آن در پهنه‌ای به عرض تقریبی ۱۰۰۰ کیلومتر حاصل همگرایی بین صفحات عربی و اوراسیا از زمان کرتاسه پایانی- سنوزوئیک است. بخش ایرانی این فلات از واحدهای ساختاری- چینه‌ای متفاوتی تشکیل شده‌است که شامل: کپه‌داغ، البرز، تالش، ارتفاعات خاور ایران، ایران مرکزی، پهنه آتشفشانی ارومیه - دختر، پهنه سندج - سیرجان، زاگرس و مکران است<sup>۱</sup>[۲۳]. کوه‌های تالش که ناحیه مورد مطالعه در این پایان‌نامه است (شکل ۱-۱) در شمال غرب ایران واقع شده و حاصل رژیم تکتونیکی فشاری چیره بر فلات ایران است. با توجه به شکل (۱-۱) منطقه‌ی مورد مطالعه در پنجره طول جغرافیایی ۴۷-۵۰ درجه و عرض جغرافیایی ۳۶-۴۰ درجه قرار گرفته است. واحد ساختاری تالش از سمت خاور به دریای خزر و گسل آستارا و از سمت باختر به کوه سبلان از شمال به گسل ارس و از جنوب به گسل لاهیجان محدود می‌باشد. منطقه مورد مطالعه علاوه بر فعالیت لرزه‌ای از نظر ویژگی‌های زمین‌گرمایی<sup>۲</sup> نیز مورد توجه است. بطوریکه اردبیل یکی از مهم‌ترین مناطق زمین‌گرمایی در ایران است. این منطقه زلزله‌های مهم و مخربی را در دوران ثبت دستگاهی و قبل از آن متحمل شده است.

---

1-Berberian & King 1981; Berberian 1983; Sengor 1990; Ziegler 2001

2-geothermal



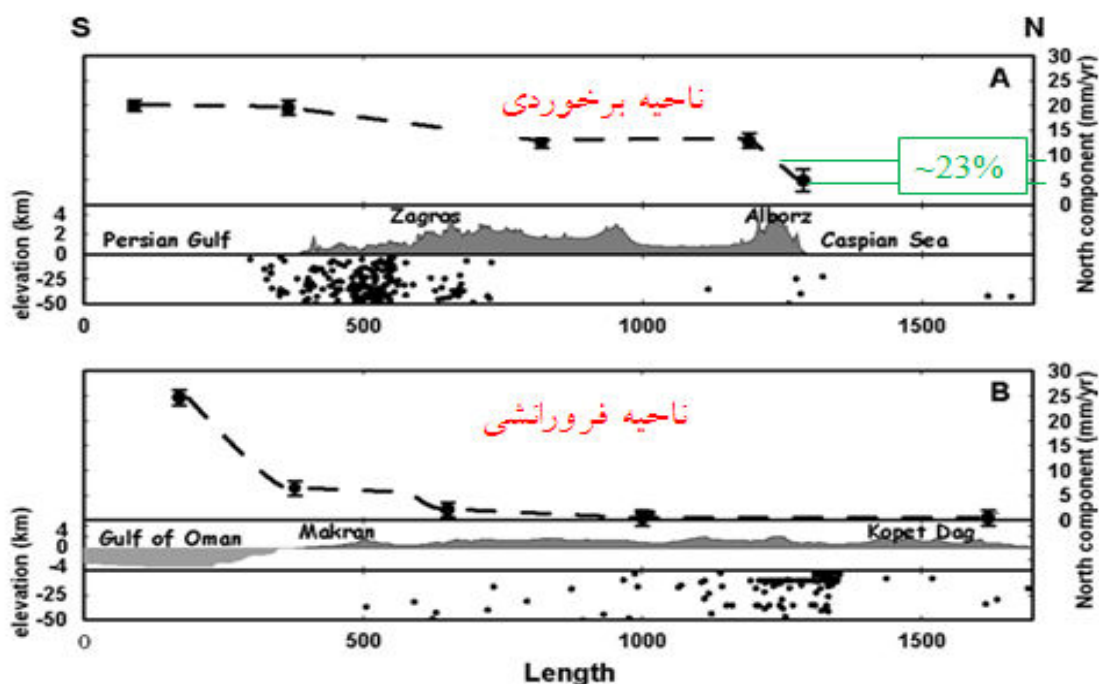


شکل ۱-۱. نقشه ساختاری ساده شده فلات ایران-ترکیه و صفحات مجاور (تغییر شکل یافته از آلن و همکاران [۱۰]، جکسون و همکاران [۲۷]، علوی و همکاران، ۱۹۹۱ و بربریان، ۱۹۸۱ [۲۳]) نیمرخ توپوگرافی در امتداد AB و داده‌های ساختاری نشان داده شده بر روی آن بر پایه داده‌های SRTM ۹۰ متر ترسیم شده و طول نیمرخ دوبرابر مقدار نشان داده شده بر روی نقشه است و مقیاس قائم بیش از ۱۰ برابر افقی است. علائم اختصاری بکار رفته در نقشه: CHF: گسل چمن، DRF: گسل درونه، EAF: گسل آناتولی خاوری، HRF: گسل هرات، HMF: گسل هلمند، MKDF: گسل اصلی کپه‌داغ، NAF: گسل شمال آناتولی، NBF: گسل نایبند، ONF: گسل ارنانچ‌نال، ZTZ: پهنه راندگی اصلی زاگرس، TLF: گسل تالش (آستارا)، امتداد A'B' همان نیمرخ B در شکل ۱-۲ می‌باشد. (اقتباس از معدنی پور ۱۳۸۹ - گزارش چاپ نشده)

برپایه داده‌های GPS صفحه‌ی عربستان با نرخ ۳۱ mm/yr و در جهت  $N13^{\circ}E$  و در طول جغرافیایی  $52^{\circ}E$  نسبت به صفحه اوراسیا حرکت می‌کند. در تالش حدود ۲۳٪ از این کوتاه شدگی جاده‌ی<sup>۱</sup> می‌شود. درصد این جاده‌ی در دو نیمرخ شرقی و غربی به همراه توپوگرافی و تجمع لرزه خیزی در شکل ۱-۲ آورده شده است [۳۰ و ۴۳]. در حالت کلی تمام تغییر شکل<sup>۲</sup> و لرزه خیزی و روند کوهزایی در منطقه متأثر از همگرایی صفحات عربستان و اوراسیا در ایران و

- 
- 1-accommodate
  - 2-deformation

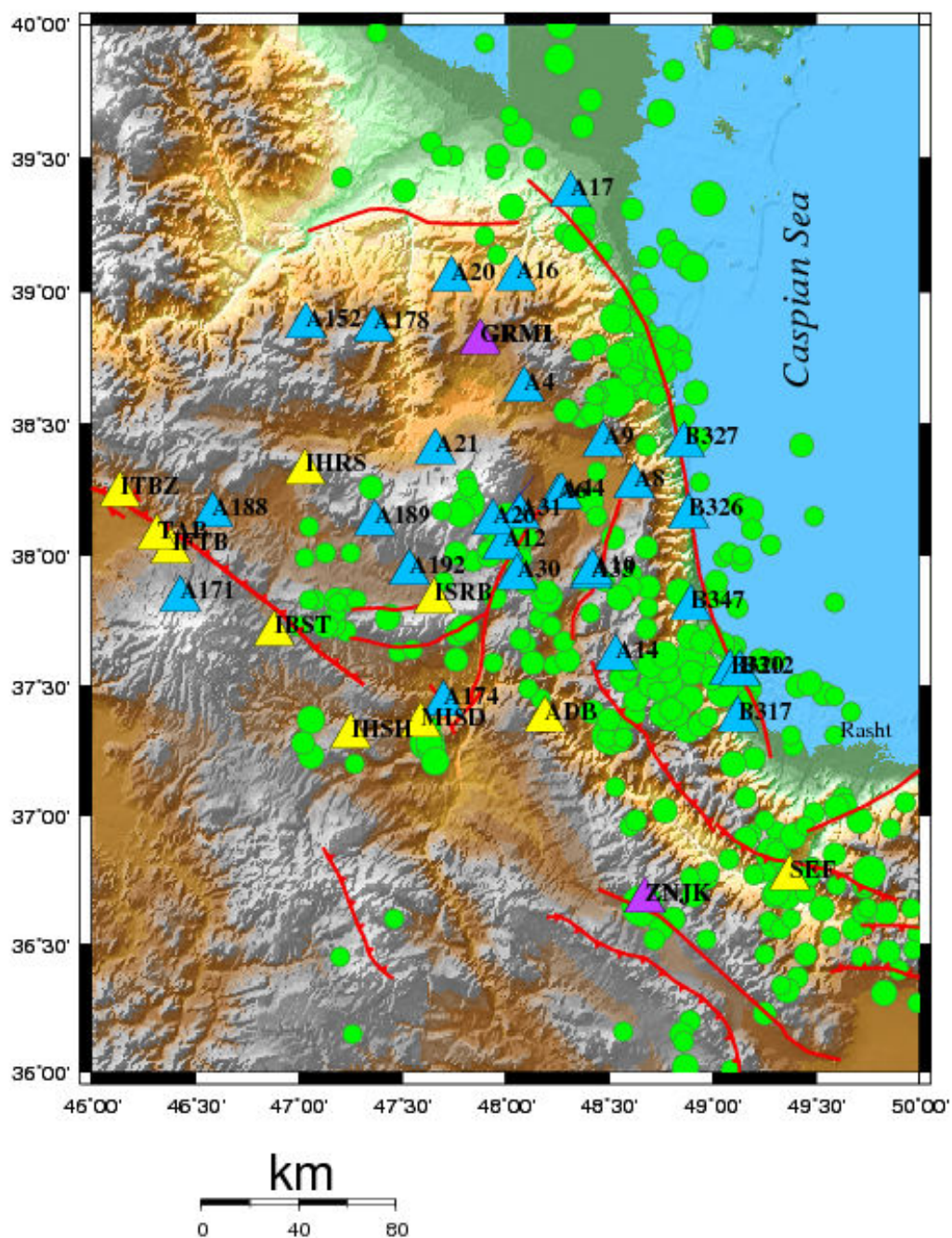
وجود صفحه صلب خزر به عنوان بقایای پوسته‌ی اقیانوسی<sup>۲</sup> در بین این دو صفحه می‌باشد (شکل ۱-۳).



شکل ۱-۲. سرعت (برحسب میلیمتربرسال) در راستای شمال-جنوب در امتداد دو نیمرخ توپوگرافی و لرزه خیزی بالا: ناحیه برخوردی قاره‌ای در امتداد AB در شکل ۱-۱ شامل ناحیه مورد مطالعه و پایین نیمرخ فرورانشی مکران تاکیه داغ در امتداد A'B' در شکل ۱-۱ را نشان می‌دهد [۴۳]

حوزه خزر جنوبی از نظر لرزه‌ای عاری از فعالیت لرزه‌ای بوده و همانند یک بلوک صلب عمل می‌کند و در نتیجه طبیعت عملکرد لرزه‌ای در کمربند فعال لرزه‌ای پیرامونی این حوزه را متاثر می‌کند [۱۸]. برای تعدادی از رویدادهای گزارش شده توسط موسسه ژئوفیزیک که در داخل این صفحه صلب واقع شده‌اند جای تردید می‌ماند.

1-Caspian rigid basement  
2-remnants of oceanic crust



شکل ۱-۳. همه زلزله‌های بزرگتر از بزرگای ۲.۵ و بین سال‌های ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۰ که توسط موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران مکان‌یابی شده‌اند [۱۵]. خطوط قرمز گسل‌های فعال این ناحیه است [۲۰] که هر سه روند NW، NE و NS را دارا هستند. دایره‌های سبز تمام رویدادها، مثلث‌های زرد ایستگاه‌های <sup>۱</sup>IRSC، مثلث‌های آبی ایستگاه‌های <sup>۲</sup>BHRC و مثلث‌های بنفش ایستگاه‌های <sup>۳</sup>IIES را نشان می‌دهند.

1-Iranian Seismological Center

2-Building and Housing Research Center

3-International Institute for Earthquake Engineering and Seismology

در فلات ایران به دلیل تراکم بالای گسل‌های جنب‌ها از یک طرف و دقت پایین داده‌های لرزه‌ای از طرف دیگر، چشمه برخی از زمین‌لرزه‌ها به بیش از یک گسل ارتباط داده شده است [۲۰]. فقدان نقشه‌های دقیق رومرکز زلزله‌ها امکان همبسته کردن زلزله‌ها با گسلش فعال در منطقه را با مشکل روبرو کرده است [۲۰]. خطای مکان‌یابی زلزله‌ها در فلات ایران در حدود ۱۵ تا ۲۰ کیلومتر است [۱۹]. علاوه بر این فقدان نقشه‌های دقیق رومرکز زمین‌لرزه‌ها و گسل‌ها باعث عدم توانایی در تطبیق داده‌های لرزه‌ای با گسلش جنب‌ها شده است. از این‌رو برای داشتن درک بهتری از گسلش جنب‌ها در این پهنه نیاز شدیدی به نقشه‌های رومرکزی با دقت بالا احساس می‌شود.

در همین راستا در این مطالعه، زلزله‌های ایالت لرزه-زمین‌ساختی تالش با تجمیع تمام داده‌های لرزه‌نگاری شبکه‌های ایران محل‌یابی مجدد می‌شوند. برای یک خوشه لرزه‌ای که بر روی گسل مهم بزقوش قرار گرفته با استفاده از الگوریتم HDC مکان‌یابی مجدد انجام می‌شود. داده‌های مورد استفاده در این رساله متعلق به شبکه لرزه‌نگاری کشوری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله است. همچنین برای زلزله‌های بزرگ از داده‌های شتاب‌نگاری دفتر تحقیقات ساختمان و مسکن وزارت مسکن و شهرسازی هم استفاده شد.

شبکه زلزله‌نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران از سال ۱۹۹۶ و با مجموعه‌ای از زیرشبکه‌های مستقل از هم شروع به داده برداری کرده است. این شبکه نیز همانند شبکه پژوهشگاه در منطقه‌ی مورد مطالعه دارای توزیع بسیار نامتعادل ایستگاهی می‌باشد. توزیع نامتعادل ایستگاه‌ها از عوامل مهم ایجاد گاف آزیموتی<sup>۱</sup> در مکان‌یابی زلزله‌ها می‌باشد. [۹]

پراکندگی ایستگاه‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری ایران در منطقه‌ی تالش مطلوب نیست بطوریکه زلزله‌های مکان‌یابی شده باید دارای خطای قابل ملاحظه‌ای باشند. مطالعه‌ی لرزه-زمین‌ساختی منطقه نیاز به رویدادهایی با مکان‌یابی خوب دارد. ناحیه تالش از سمت باختر محدود به دریای خزر و از سمت شمال محدود به مرز ایران با کشور آذربایجان است. که این امر خود از عوامل ایجاد گاف آزیموتی حتی بیشتر از ۱۸۰ درجه در مکان‌یابی رویدادهای این منطقه است.

افراد زیادی با رویکردهای متفاوتی زلزله‌های دستگامی ایران را مکان‌یابی مجدد کرده‌اند (نوروزی ۱۹۷۱، بربریان ۱۹۷۹، آسوده ۱۹۸۳ و انگدال و همکاران ۱۹۹۸) ولی کیفیت فقیر و ضعیف داده‌ها و توزیع آزیموتی ناکافی ایستگاه‌ها اجازه نداده است که رویکردهای مکان‌یابی

---

1-Azimuthal gap

به کاررفته بر عدم قطعیت‌ها فائق آید و گاهی اوقات فقدان فازهای مناسب و درست کافی منجر به مکان‌یابی‌های نادرست شده است. از طرف دیگر داده‌های جدید بسیاری توسط ایستگاه‌های لرزه‌نگاری جدید ثبت شده است که برای بهبود نقشه‌ی لرزه‌زمین‌ساختی ایران از آنها استفاده‌ای نشده است [۱۲].

تحلیل دقیق زلزله‌شناسی بر روی ایران نشان می‌دهد که به استثنای پهنه‌ی فرورانشی مکران در جنوب و آبشرون-سیل در شمال زمین‌لرزه‌ی زیرپوسته‌ای<sup>۱</sup> عمیق مهمی در این قسمت از خاورمیانه اتفاق نیفتاده، بهمین صورت در تالش نیز هیچ زلزله‌ی مهم زیرپوسته‌ای اتفاق نیفتاده و زلزله‌های تالش، گسلش تراستی با گسل‌های تقریباً افقی در عمق ۱۵ تا ۲۶ کیلومتری و بردار لغزش<sup>۲</sup> به سمت دریای خزر را نشان می‌دهند [۱۸]. در مکان‌یابی تک رویدادی در این رساله هیچ رویدادی با عمق بیشتر از ۳۰ کیلومتر مشاهده نشد.

اهمیت بکارگیری روش‌های مدرن مکان‌یابی در این است که امکان مکان‌یابی دقیق خوشه‌های لرزه‌ای را در مناطقی که پوشش ایستگاهی مناسب برای مکان‌یابی دقیق تک‌رویدادی وجود ندارد مهیا می‌کند. از طرفی بخش عمده‌ای از خطای مکان‌یابی تک‌رویدادی برخلاف تصور ناشی از برداشت فاز<sup>۳</sup> نادرست، نیست بلکه ناشی از خطای مدل سرعتی<sup>۴</sup> زمین است که در خطای مکان‌یابی وارد می‌شود و مکان‌یابی چندرویدادی تا حد قابل ملاحظه‌ای خطای ناشی از مدل زمین را با حذف نویز وابسته به مسیرکاهش می‌دهد. پرتوهای رسیده به ایستگاه‌ها برای چند رویداد نزدیک به هم مسیرهای مشابهی را داخل زمین طی کرده‌اند و همانطور که در فصل دوم و پنجم توضیح داده خواهد شد، نوفه‌های حاصل از فرض مدل سرعتی نادرست برای این رویدادها همبسته هستند و در مکان‌یابی چند رویدادی این نوفه‌های همبسته حذف می‌شوند.

الگوریتم‌های زیادی برای مکان‌یابی همزمان رویدادها جهت کاهش اثر خطا توسعه پیدا کرده‌اند. تعدادی از این الگوریتم‌ها عبارتند از JHD (داگلاس ۱۹۶۷ و فروهلیش ۱۹۷۹ [۵۳]) HDC (جوردن و اسوردراپ ۱۹۸۱) [۱۳] و روش SSST (ریچارد دینجر و شیرر، ۲۰۰۰ [۵۸]). همه‌ی این روش‌ها با خوشه‌بندی رویدادها سعی در کاهش خطای همبسته در زمان سیر ناشی از مدل سرعتی سه بعدی زمین دارند. روش تعیین همزمان کانون یا به صورت مختصر<sup>۵</sup> JHD از طریق کمینه کردن همزمان خطا نسبت به نوفه‌های وابسته به مسیر و مکان نسبی زلزله‌ها عمل

- 
- 1-subcrustal earthquakes
  - 2-slip vector
  - 3-phase picking
  - 4-velocity structure model
  - 5-Joint Hypocentroidal Decomposition

می‌کند. روش JHD را داگلاس در سال ۱۹۶۷ [۵۳] ابداع کرد. این روش توسط دوی (۱۹۷۲، ۱۹۷۱ [۵۶ و ۵۷]) توسعه یافت و بعدها توسط عده‌ی زیادی مورد استفاده قرار گرفته است (بیلینگتون<sup>۱</sup> و ایزاکس<sup>۲</sup>، ۱۹۷۵ [۵۴])، (پاسکال<sup>۳</sup> و همکاران، ۱۹۷۸ [۵۵]). یکی از مشکلات این روش این است که بدست آوردن خطای آن بوسیله‌ی آزمون خطا صورت می‌گیرد و مقدار دقیقی از خطاها را بدست نمی‌دهد. معمولاً این روش برای زلزله‌های محلی بکار می‌رود و نرم‌افزارهای موجود توانایی استفاده همزمان از فازهای محلی منطقه‌ای و دور را ندارند [۳].

روش تفاضل دوگانه<sup>۴</sup> یا DD روش دیگری است که در آن شبکه‌ای از رویدادها را درست می‌کنند و در آن هر رویداد با رویداد مجاور خود از طریق تفاضل زمان رسید مشاهده شده در یک ایستگاه مشترک در ارتباط است. این روش توسط والد هاوثر و الثورث<sup>۵</sup> [۴۶]، در سال ۲۰۰۰ توسعه یافته و برای داده‌های محلی طراحی شده است و مطالعه‌ای مشاهده نشده است که در آن از این روش با استفاده از ترکیب داده‌های محلی، منطقه‌ای و دور استفاده شده باشد. روش ریاضی بکار برده شده در این روش به صورتی است که نمی‌تواند، مقدار خطا با دقت زیاد را بدهد و معمولاً افراد جهت مطالعات کیفی تکتونوفیزیکی از این روش استفاده می‌کنند. همچنین با روش JHD از این نظر که نیازی به تصحیحات ایستگاهی ندارد متفاوت است. زیرا خطاهای مدل سرعتی زمین مستقیماً برای هر جفت رویداد حذف می‌شوند بنابراین روش مکان‌یابی DD در صورت متراکم بودن رویدادها (تراکم رویدادها با فاصله‌ی از مرتبه‌ی چند کیلومتر و فاصله‌ی ایستگاه‌ها از مرتبه‌ی چند ده کیلومتر) روش بهتری است [۱۲].

روش استفاده شده در این پایان‌نامه بر مبنای روش HDC است که توسط جوردن و اسوردراپ ابداع شده است. ایده‌ی اصلی روش HDC این است که بردار مکان یک رویداد خاص را به دو مولفه تجزیه می‌کند که یکی مولفه‌ی بردار هایپوسنتروئید<sup>۶</sup> و دیگری بردار کلاستر است. افراد زیادی از جمله واکر<sup>۷</sup> و همکاران، ۲۰۰۵ [۴۷]، بیگس<sup>۸</sup> و همکاران، ۲۰۰۶ [۴۸]، پارسونز<sup>۹</sup> و

---

1-Billington

2-Isacks

3-Pascal

4-double difference

1-Waldhauser, F. & Ellsworth, W.L.

6-hypocentroid

7-Walker

8-Biggs

9-Parsons

همکاران، ۲۰۰۶ [۴۹]، بای<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۷ [۵۰]، تاتار<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۷ [۵۱] و بُندار<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۸ [۵۲] این روش را برای انجام مطالعات لرزه-زمین‌ساختی مورد استفاده قرار داده‌اند. در این صورت مساله‌ی تعیین مکان مطلق رویدادها به مساله‌ی تعیین مکان مطلق هایپوسنتروئید و مکان نسبی تک‌تک رویدادها نسبت به این نقطه‌ی مرجع تبدیل می‌شود. هایپوسنتروئید میانگین مکان زلزله‌های موجود در خوشه‌ی لرزه‌ای است و برای تعیین آن میانگین عرض اولیه تمام نقاط را عرض آن و میانگین طول اولیه تمام نقاط را طول آن در نظر می‌گیرند. بدین ترتیب مساله در دو مرحله و به صورت فرآیند تکرار حل می‌شود. ابتدا خطای مکان نسبی زلزله‌ها نسبت به هایپوسنتروئید کمینه می‌شود و سپس خطای نقطه‌ی میانگین خوشه‌ی لرزه‌ای (هایپوسنتروئید) کمینه می‌گردد. این روش بر خلاف روش‌های دیگر وابستگی بسیار کمی به مدل زمین دارد و می‌تواند بطور توأمان از داده‌های محلی، منطقه‌ای و دور استفاده کند.

در این پایان‌نامه ابتدا زلزله‌ها به روش تک‌رویدادی در نرم‌افزار ساینز<sup>۴</sup> (اتومولر<sup>۵</sup> و هاوسکوف<sup>۶</sup> [۲۲])، و با قرائت مجدد تمام فازهای Pn، Pg و Sg تعیین مکان مجدد شدند. دوخوشه عمده پس از مکان‌یابی اولیه برای اجرای برنامه mloc مناسب تشخیص داده شدند. در ابتدا مصمم بودیم زلزله‌های هر دو خوشه را با اجرای برنامه mloc مکان‌یابی مجدد کنیم ولی زلزله‌های خوشه آستارا به دلیل مجاورت و هم‌مرز بودن با کشور آذربایجان و فقدان شکل‌موج‌های شتاب‌نگارها و عدم دسترسی به فازهای ایستگاه‌های جهانی و در نتیجه گاف آزیموتی زیاد، امکان مکان‌یابی مجدد به روش چندرویدادی را نداشتند و کار محدود به بررسی زلزله‌های خوشه اردبیل و اجرای برنامه روش چندرویدادی HDC بر روی آنها شد. در قدم بعدی برای بررسی لرزه‌زمین‌ساخت ناحیه‌ی مورد مطالعه از نتایج بدست آمده استفاده کرده‌ایم. در این مطالعه، پس از آنکه در مقدمه به روش، ضرورت، اهداف کلی و خلاصه‌ای از کار پرداخته شد، در فصل دوم به مبانی تئوری مکان‌یابی چندرویدادی و مقایسه‌ی آن با سایر روش‌های مشابه مکان‌یابی و خطاهای موجود در روشهای مختلف و چگونگی کاستن این خطاها خواهیم پرداخت. فصل سوم شامل مرور شبکه‌ها، داده‌ها و پیاده‌سازی روش مکان‌یابی

---

1-Bai  
2-Tatar  
3-Bondar  
4-SEISAN  
5-Lars Ottemöller  
6-Jens Havskov

تک رویدادی بر روی زلزله‌های تالش است. در فصل چهارم به توصیف برنامه mloc به عنوان روش چند رویدادی استفاده شده خواهیم پرداخت و در فصل پنجم نتایج اجرای برنامه‌ی mloc بر روی خوشه لرزه‌ای اردبیل را ارائه خواهیم کرد از نقطه نظر آماری و زمین شناسی تحلیل‌هایی بر آن ذکر خواهیم کرد. در فصل ششم و پایانی به نتایج، بحث، نتیجه‌گیری و جمع‌بندی مطالب خواهیم پرداخت و انطباق نتایج با زمین‌شناسی و لرزه‌زمین‌ساخت تالش را بررسی خواهیم کرد.



## فصل دوم

### مبانی تئوری مکان یابی

یافتن مکان و زمان وقوع زلزله با استفاده از داده‌های زمان رسید فازها در ایستگاه‌ها یکی از قدیمی‌ترین مسایل مطروحه در روش وارون کلاسیک است. ساختار سرعتی<sup>۱</sup> که مسیر پرتو<sup>۲</sup> و زمان سیر<sup>۳</sup> را مشخص می‌کند، در این مساله از اهمیت بسزایی برخوردار است. در این فصل روش گایگر که اساس همه‌ی روش‌های مکان‌یابی است را بررسی کرده و خطاهای این روش را ذکر می‌کنیم و سپس به بررسی روش مکان‌یابی چند رویدادی و اساس کار این روش می‌پردازیم.

#### ۱-۲ تئوری مکان‌یابی

فرض کنید یک زلزله در زمان نامعلوم  $t$  و در مکان نامعلوم  $(X, Y, Z)$  که کانون<sup>۴</sup> می‌نامیم اتفاق افتاده است. مختصات ذکر شده می‌تواند مختصات جغرافیایی یا دکارتی باشد. نقطه  $(X, Y)$  در روی سطح یعنی درست بالای کانون را رومرکز<sup>۵</sup> زلزله می‌نامیم.  $n$  ایستگاه لرزه‌ای در نقاط  $X_i = (x_i, y_i, z_i)$  این رویداد را در زمان رسیده‌های  $d'_i$  ثبت می‌کنند. که این زمان رسید مجموع زمان وقوع  $t$  و زمان سیر  $T(X, X_i)$  است.

$$d'_i = T(x, x_i) + t \quad (1) \quad \text{یعنی:}$$

با معلوم بودن مدل سرعتی می‌توان مساله را بصورت مستقیم حل کرد. در روش وارون با معلوم بودن زمان رسیده‌های مشاهده شده مدلی را برای برازش با آنها انتخاب می‌کنیم. برای این کار از یک مدل آغازین  $m_0$

- 
- 1-velocity structure
  - 2-ray path
  - 3-travel time
  - 4-hypocenter
  - 5-epicenter

شروع می‌کنیم. که حدس اولیه‌ای است که امیدواریم به جواب نزدیک باشد. به دنبال  $\Delta m_j$  هستیم که با افزودن به حدس اولیه ما را به جواب برساند یعنی

$$m_j = m_j^0 + \Delta m_j \quad (2)$$

عموماً داده‌ها بصورت خطی به پارامترهای مدل وابسته نیستند. بنابراین با استفاده از بسط تیلور حول  $m_0$  آنرا خطی می‌کنیم و فقط جملات خطی را نگه می‌داریم.

$$d_i \approx d_i^0 + \sum_j \left. \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \right|_{m^0} \Delta m_j \quad (3)$$

این معادله را می‌توان با جابجا کردن جملات به شکل زیر نوشت.

$$\Delta d_i^0 \equiv d'_i - d_i^0 \approx \sum_j \left. \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \right|_{m^0} \Delta m_j^0 \quad (4)$$

چنین روابطی در مسائل وارون رایج است با حذف زیرنویس‌ها می‌توان نوشت:

$$G_{ij} = \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \quad (5)$$

$$\Delta d = G \Delta m \quad \text{یا} \quad \Delta d_i = \sum_j G_{ij} \Delta m_j \quad (6)$$

این معادله یک معادله ماتریسی است. که نیاز به حل همزمان چند معادله خطی دارد. ماتریس مشتقات جزئی  $G$  ماتریس گایگر نامیده می‌شود و مشکل در حل چنین مسائلی این است که ما بعضی اوقات بیش از صدها ایستگاه داریم که زمان رسیدها را ثبت کرده‌اند و فقط چهار پارامتر مدل به عنوان مجهول وجود دارد. یعنی در معادله (5) فقط از یک تا چهار تغییر می‌کند در حالیکه  $i$  مقادیر از 1 تا  $n$  را می‌گیرد. از آنجا که هر زمان رسید متناظر است با یک معادله و هر پارامتر مدل متناظر است با یک مجهول، سطرهای ماتریس  $G$  برابر تعداد معادلات و ستون‌های آن برابر تعداد پارامترهای مجهول (یعنی 4 پارامتر) است. بنابراین تعداد سطرهای ماتریس بیشتر از تعداد ستونها بوده و مساله فرامعین<sup>1</sup> می‌باشد.

---

1-over-determined

$$\begin{bmatrix} \Delta d_1 \\ \Delta d_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \Delta d_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} G_{11} & G_{12} & G_{13} & G_{14} \\ G_{21} & G_{22} & G_{23} & G_{24} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ G_{n1} & G_{n2} & G_{n3} & G_{n4} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta m_1 \\ \Delta m_2 \\ \Delta m_3 \\ \Delta m_4 \end{bmatrix} \quad (v)$$

حل این معادله با چهار مشاهده به نظر بی در دسر می‌رسد. ولی اینکه کدام چهار مشاهده را انتخاب کنیم که مشاهدات خوب و باارزش را کنار نگذاشته باشیم مشکل‌آفرین است. در کنار این مساله که این مشاهدات دارای خطاهای نظام‌مند<sup>۱</sup> حاصل از برداشتن فاز و خطاهای غیرنظام‌مند و غیر تصادفی حاصل از تغییرات جانبی مدل سرعتی زمین هستند. بنابراین به دنبال رویکردی مناسب جهت کاهش خطاها با استفاده از تمام داده‌ها و حل مساله‌ی فرامعین و ناپایدار<sup>۲</sup> می‌گردیم.

فرض می‌کنیم مشاهدت  $d'$  ما دارای خطاهایی هستند که دارای انحراف معیار  $\sigma_i$  بوده و مدلی را پیدا می‌کنیم که مقدار کمیت عدم‌برازش<sup>۳</sup> زیر را کمینه کند.

$$\chi^2 = \sum_i \frac{1}{\sigma_i^2} \left( \Delta d_i - \sum_j G_{ij} \Delta m_j \right)^2 \quad (۸)$$

این کمیت جمع نرمالیزه شده‌ی مربعات تفاوت‌های بین زمان رسیدهای محاسبه شده و مشاهده شده است. کمیت  $\chi^2$  که تابع برازش ما است و قصد داریم آنرا کمینه کنیم داده‌ها را متناسب با عکس پراکنش وزن دار کرده است. بطوریکه غیر مطمئن‌ترین داده کمترین وزن را دارد. برای رسیدن به بهترین جواب مشتق جزئی تابع عدم‌برازش نسبت به تغییرات مدل  $\Delta m_k$  را برابر صفر قرار می‌دهیم یعنی:

---

1-systematic error  
2-unstable  
3-misfit

$$\frac{\partial \chi^2}{\partial \Delta m_k} = 0 = 2 \sum_i \frac{1}{\sigma_i^2} \left( \Delta d_i - \sum_j G_{ij} \Delta m_j \right) G_{ik}$$

یا

(۹)

$$\sum_i \frac{1}{\sigma_i^2} \Delta d_i G_{ik} = \sum_i \frac{1}{\sigma_i^2} \left( \sum_j G_{ij} \Delta m_j \right) G_{ik}$$

از این واقعیت که عناصر مدل مستقل از هم هستند و در نتیجه  $\frac{\partial \Delta m_j}{\partial \Delta m_k} = \delta_{jk}$  برای بدست آوردن رابطه‌ی بالا استفاده کرده‌ایم.

اگر واریانس همه‌ی داده‌ها یکسان باشد می‌توان از  $(\sigma_i^2 = \sigma^2)$  فاکتور گرفته و به رابطه‌ی زیر برسیم

$$\sum_i \Delta d_i G_{ik} = \sum_i \left( \sum_j G_{ij} \Delta m_j \right) G_{ik} \quad (10)$$

$$G^T \Delta d = G^T G \Delta m \quad (11)$$

و یا به بیان ماتریسی

مزیت این روش در این است که ماتریس  $G$  وارون ندارد ولی ماتریس  $G^T G$  مربعی است و وارون آن وجود دارد.

$$\Delta m = (G^T G)^{-1} G^T \Delta d = G^{-g} \Delta d \quad \text{یا} \quad \Delta m_j = \sum_i G_{ji}^{-g} \Delta d_i \quad (12)$$

بنابراین با استفاده از معادله‌ی (۱۲) که روش حداقل مربعات استاندارد است می‌توانیم به  $\Delta m$  مورد نظر برای حداقل کردن عدم‌برازش برسیم. باید توجه داشت که حل دقیق برای این معادله وجود ندارد.

عملگر  $(G^T G)^{-1} G^T$  که روی داده‌ها عمل می‌کند تا مدل را حاصل کند وارون تعمیم یافته  $G^{-g}$  نامیده شده و آنرا با  $G^{-g}$  نمایش می‌دهند. اگر خطای داده‌ها باهم برابر نباشند پاسخ حداقل مربعی توسط خطاها

---

1-generalized inverse