

الله أكبر

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



# مطالعه‌ی پس‌لرزه‌های دو خوشه‌ی لرزه‌ای کهک قم و آرادان گرمسار به روش HDC

پایان‌نامه کارشناسی ارشد

پریا قربانی

استاد راهنما: دکتر عبدالرضا قدس

اسفند ۱۳۸۸

تقدیم به

مادر مهربان

و

پدر فداکارم

## چکیده

منطقه‌ی مورد مطالعه‌ی ما دو ناحیه در ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی البرز جنوبی و ایران مرکزی را شامل می‌شود. زلزله‌های کهک قم در تاریخ ۲۸ خرداد ماه سال ۱۳۸۶ و آرادان گرمسار در تاریخ بیست و هشتم آبان‌ماه همان سال در این دو ناحیه واقع شده‌اند. از این نظر که این دو زلزله در مناطقی اتفاق افتاده‌اند که سابقه‌ی لرزه‌خیزی چندانی در آنها موجود نیست، بررسی بیشتر این زلزله‌ها و پس‌لرزه‌های آنها شناخت دقیق‌تری از روند گسلش و نیز رژیم تکتونیکی موجود در منطقه را بدست می‌دهد. یکی از مهم‌ترین کارکردهای زلزله‌شناسی مشاهده‌ای تعیین مکان منابع لرزه‌ای است. همواره روش‌های متعددی برای تعیین مکان زلزله‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد تا خطای تعیین مکان زلزله‌ها را به حداقل برساند و نتایج مطالعات لرزه‌ای را بهینه سازد. از بهترین این روش‌ها، روش‌های تعیین مکان نسبی هستند. در این مطالعه از روش HDC (Hypocentroidal Decomposition) استفاده شده است. این روش، روشی نوین برای تعیین مکان مجدد زلزله‌هاست. در این مطالعه دو زلزله‌ی مذکور و زلزله‌های اطراف آنها (تعداد ۹۶ زلزله) که توسط شبکه‌های محلی پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران ثبت گردیده‌اند، مورد بررسی قرار گرفته‌اند. ابتدا این زلزله‌ها را با استفاده از ۸۱۶ فاز  $P_g$ ، ۷۰۵ فاز  $P_n$  و ۱۴۱۳ فاز  $S_g$  قرائت شده، به روش تک رویدادی مکان‌یابی نمودیم. با استفاده از روش مکان‌یابی نسبی (HDC) تمامی زلزله‌های موجود در این خوشه‌های لرزه‌ای با دقت GT5 (خطای زیر ۵ کیلومتر) تعیین مکان شد. در مورد خوشه‌ی لرزه‌ای کهک قم ما بر اساس تعیین مکان دقیق زلزله‌ی اصلی و پس-لرزه‌ها، آنالیز زمان وقوع آنها، محاسبه نسبت وجوه گسل و نیز مطالعه‌ی شتاب‌نگاشت‌های ثبت شده نشان داده‌ایم که طول ابر پس‌لرزه‌های زلزله کهک با طول گسل مسبب این زلزله برابر نیست و طول ابر بزرگ به دلیل مهاجرت لرزه‌ای به سمت خارج از صفحه‌ی گسل است. شتاب‌نگاشت‌های ثبت شده و نیز توزیع زمانی پس‌لرزه‌ها نیز نشان‌دهنده‌ی وجود دایرکتیویتی و پارگی یک طرفه گسل به سمت شمال غرب هستند. علاوه بر این با استفاده از پراکندگی دقیق بدست آمده برای پس‌لرزه‌ها و تلفیق آن با نتایج سازوکار زلزله، ساز و کار گسل کهک رورانده با شیب ۶۰ درجه به سمت جنوب-غرب بدست آمد. در خوشه‌ی لرزه‌ای آرادان گرمسار با استفاده از پراکندگی پس‌لرزه‌ها و تلفیق آن با سازوکار زلزله‌ی اصلی، گسل مسبب را گسلی با مؤلفه‌ی غالب امتدادلغز و مؤلفه‌ی کوچک‌تر معکوس با شیب ۷۶ درجه به سمت جنوب‌شرق بدست آوردیم.

# فهرست

## فصل اول

۱

مقدمه

## فصل دوم

### مبانی تئوری مکان‌یابی

۱۱

۱-۲ روش گایگر (مکان‌یابی تک رویدادی)

۱۲

۱-۱-۲ آنالیز خطاهای روش تک‌رویدادی

۱۷

۲-۱-۲ توزیع خی-دو

۲۰

۳-۱-۲ بیضوی خطا و توزیع خی-دو

۲۲

۲-۲ روش مکان‌یابی نسبی (مکان‌یابی چندرویدادی)

۳۵

۱-۲-۲ مثالی فرضی از جداسازی به وسیله  $L_H$  و  $P_H$

## فصل سوم

### شبکه‌ها، داده‌ها و روش کار

۳۹

۱-۳ شبکه‌ها

۴۲

۲-۳ داده‌ها

۴۳

۳-۳ روش کار

## فصل چهارم

### خوشه‌ی لرزه‌ای قم

۴۷	۱-۴ زلزله‌ی کهک قم
۴۹	۲-۴ گسل‌های اطراف رومرکز زلزله‌ی کهک قم
۴۹	۱-۲-۴ گسل ایندس
۴۹	۲-۲-۴ گسل کوشک نصرت
۵۰	۳-۲-۴ گسل کاشان
۵۰	۴-۲-۴ گسل سیاه‌کوه
۵۱	۵-۲-۴ گسل قم
۵۱	۳-۴ خوشه لرزه‌ای قم (هسته‌ی مرکزی)
۵۳	۴-۴ مکان‌یابی نسبی خوشه‌ی لرزه‌ای قم
۶۰	۵-۴ مهاجرت پس‌لرزه‌ها
۶۳	۶-۴ ابعاد گسل مسبب
۶۴	۷-۴ سازوکار زلزله‌ی کهک
۶۶	۸-۴ دایرکتیویتی
۶۷	۹-۴ خوشه لرزه‌ای قم (دنباله‌ی جانبی)
۶۸	۱۰-۴ مشخصات کلی زلزله‌های خوشه‌ی لرزه‌ای قم

### فصل پنجم

#### خوشه‌ی لرزه‌ای آرادان

۶۹	۱-۵ زلزله‌ی آرادان گرمسار
۶۹	۲-۵ گسل‌های اطراف رومرکز زلزله آرادان گرمسار
۶۹	۱-۲-۵ راندگی کوه گوگرد
۷۰	۲-۲-۵ راندگی گنچاب
۷۰	۳-۲-۵ گسله‌ی گرمسار
۷۱	۴-۲-۵ گسله‌ی پیشوا
۷۱	۳-۵ خوشه‌ی لرزه‌ای آرادان
۷۶	۴-۵ مهاجرت لرزه‌ای
۷۷	۵-۵ تشخیص گسل مسبب
۷۷	۶-۵ مشخصات کلی زلزله‌های خوشه‌ی لرزه‌ای

### فصل ششم

۷۸	بحث و نتیجه‌گیری
۸۳	واژه‌نامه فارسی به انگلیسی
۸۵	واژه‌نامه انگلیسی به فارسی
۸۷	مراجع

# فصل اول

## مقدمه

منطقه‌ی مورد مطالعه‌ی ما دو ناحیه در ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی البرز جنوبی و ایران مرکزی را شامل می‌شود. زلزله‌های کهک قم در تاریخ ۲۸ خرداد ماه سال ۱۳۸۶ و آرادان گرمسار در تاریخ بیست و هشتم آبان‌ماه همان سال در این دو ناحیه واقع شده‌اند. شکل (۱-۱) نمایی از رومرکز دو زلزله‌ی اصلی در نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده‌ی ایران است. همان‌طور که در شکل (۱-۱) مشخص است این دو زلزله جنوب رشته‌کوه البرز قرار گرفته‌اند.

از نگاه زمین‌ریخت‌شناسی، مرز شمالی البرز منطبق بر تپه ماهورهای متشکل از نهشته‌های ترشیری<sup>۱</sup> و دشت ساحلی خزر است. از نگاه زمین‌شناختی، مرز شمالی البرز محدود به زمین‌درز تیس کهن است که از برخورد سنگ‌کره<sup>۲</sup> قاره‌ای البرز با سنگ کره توران، در تریاس<sup>۳</sup> پسین به وجود آمده است. ولی در بیشتر نقاط، محل زمین‌درز با ورق‌های رانده شده از شمال به جنوب پوشیده شده است. حد جنوبی البرز چندان روشن نیست. گسل تبریز (علوی<sup>۴</sup>، ۱۹۹۱)، گسل گرمسار (بربریان، ۱۳۷۵)، گسل سمنان (نبوی، ۱۳۵۶) و گسل عطاری (علوی‌نایینی<sup>۵</sup>، ۱۹۷۲)، مرز جنوبی البرز دانسته شده‌اند (شکل ۱-۵). ولی چنین به نظر می‌رسد که مرز شاخصی در مرز جنوبی البرز وجود نداشته باشد و گذر از پهنه ایران مرکزی به پهنه البرز تدریجی باشد (آقاناتی ۱۳۸۳).

---

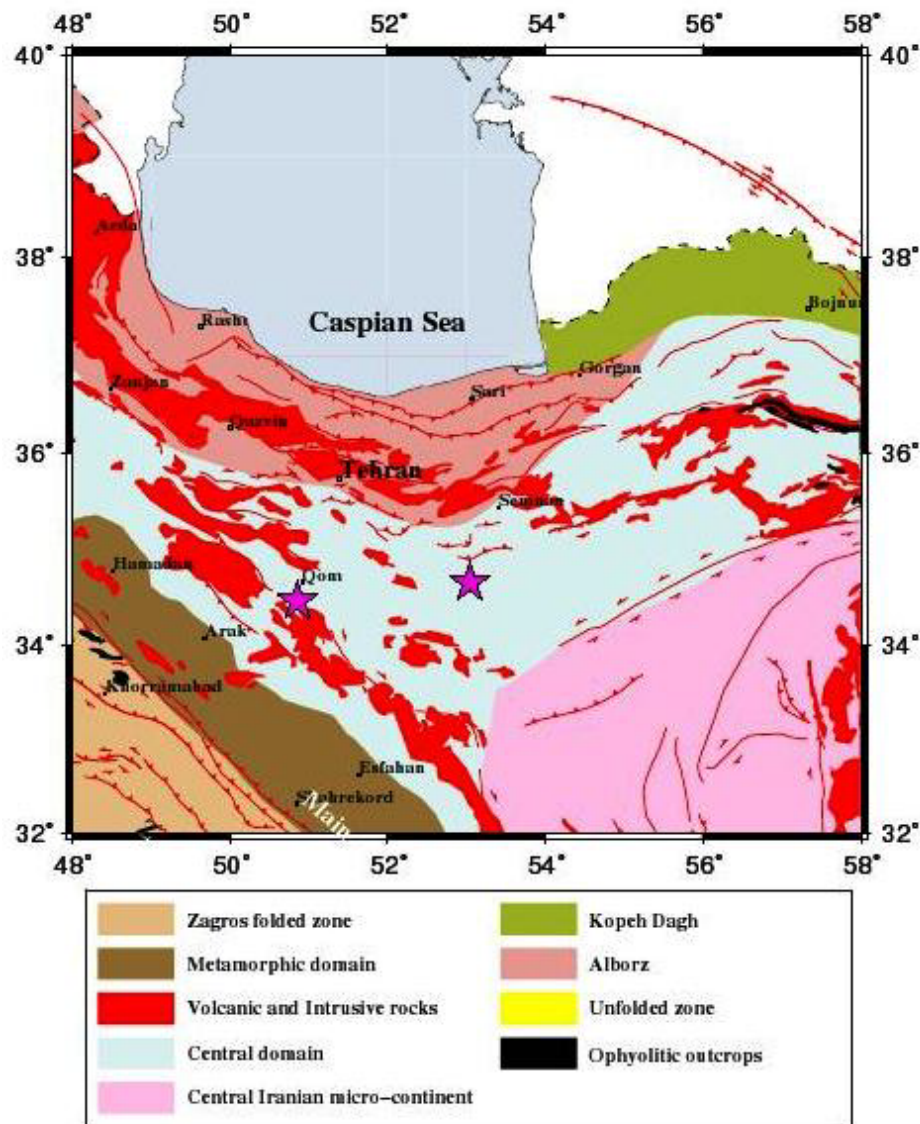
<sup>1</sup> Tertiary

<sup>2</sup> Lithosphere

<sup>3</sup> Terias

<sup>4</sup> Alavi

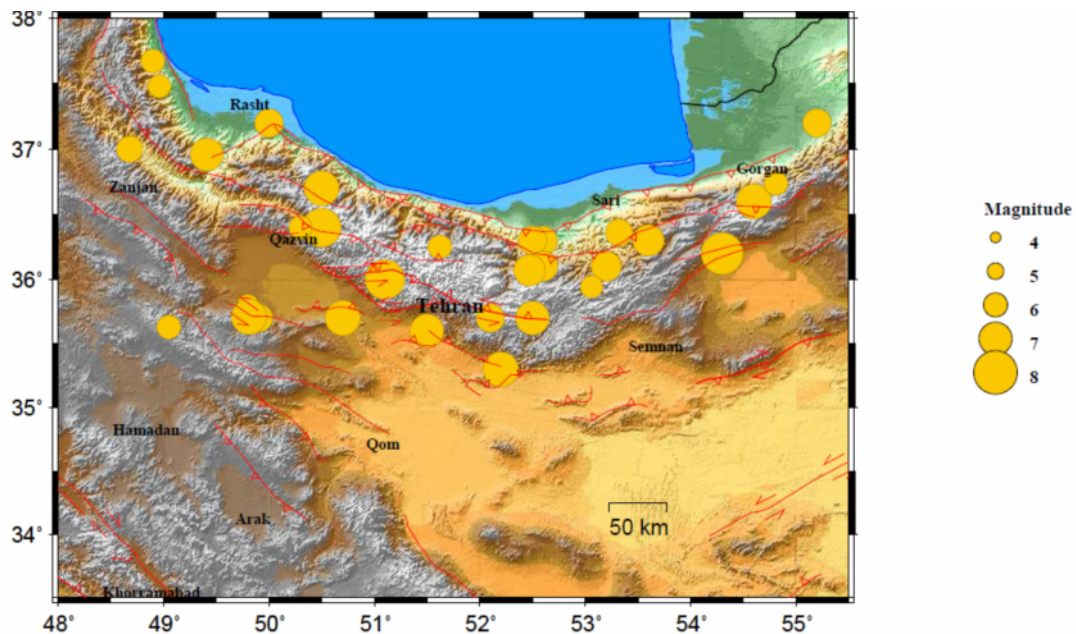
<sup>5</sup> Alavi Naeni



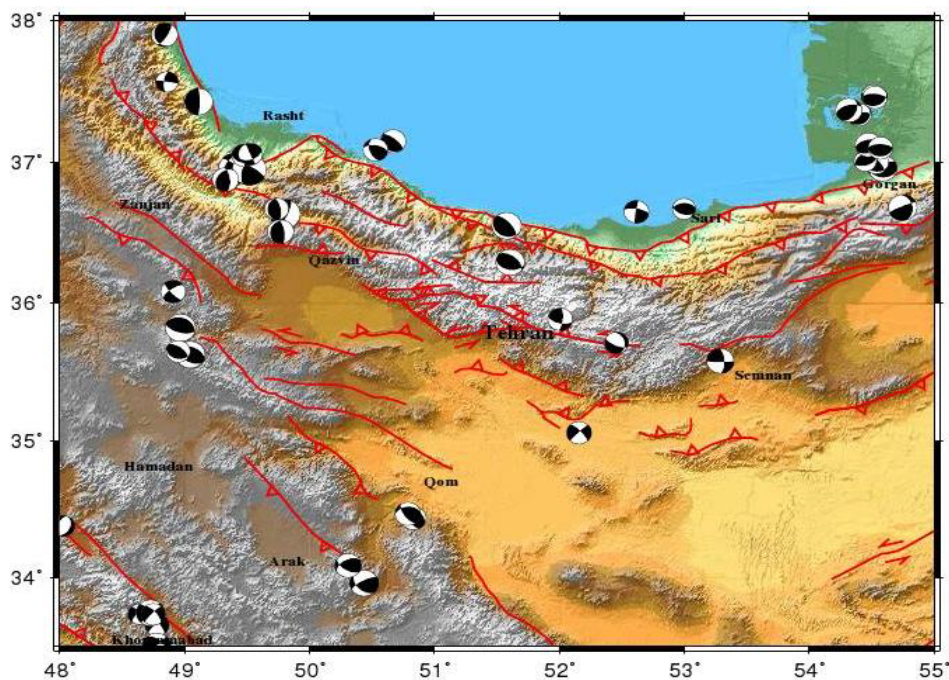
شکل (۱-۱): رومرکز دو زلزله‌ی کهک قم و آرادان گرمسار در نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده‌ی ایران. نقشه گسل‌ها برگرفته از مطالعه‌ی حسامی و همکاران در سال ۲۰۰۳ است. همچنین نقشه زمین‌شناسی برگرفته از بانک ملی داده‌های علوم زمین (<http://www.ngdir.ir>) می‌باشد. ستاره‌ها رومرکز زلزله‌های کهک قم و آرادان گرمسار را نشان می‌دهند.

برای بررسی جامع‌تر سابقه‌ی لرزه‌خیزی این مناطق ما زلزله‌های تاریخی، دستگاهی و زلزله‌هایی که توسط شبکه‌های محلی ثبت شده بودند را بررسی کردیم. اگر به شکل‌های (۱-۴)، (۱-۵) و (۱-۶) دقت کنیم درمی‌یابیم که مناطق مورد مطالعه لرزه‌خیزی کمتری نسبت به نواحی شمالی خود (دامنه جنوبی رشته‌کوه البرز)، دارند. از این نظر که این دو زلزله در مناطقی اتفاق افتاده‌اند که سابقه‌ی لرزه‌خیزی چندانی در آنها موجود نیست، بررسی بیشتر این زلزله‌ها و پس‌لرزه‌های آنها شناخت دقیق‌تری از روند گسلش موجود و نیز رژیم تکتونیکی موجود در منطقه را بدست می‌دهد.



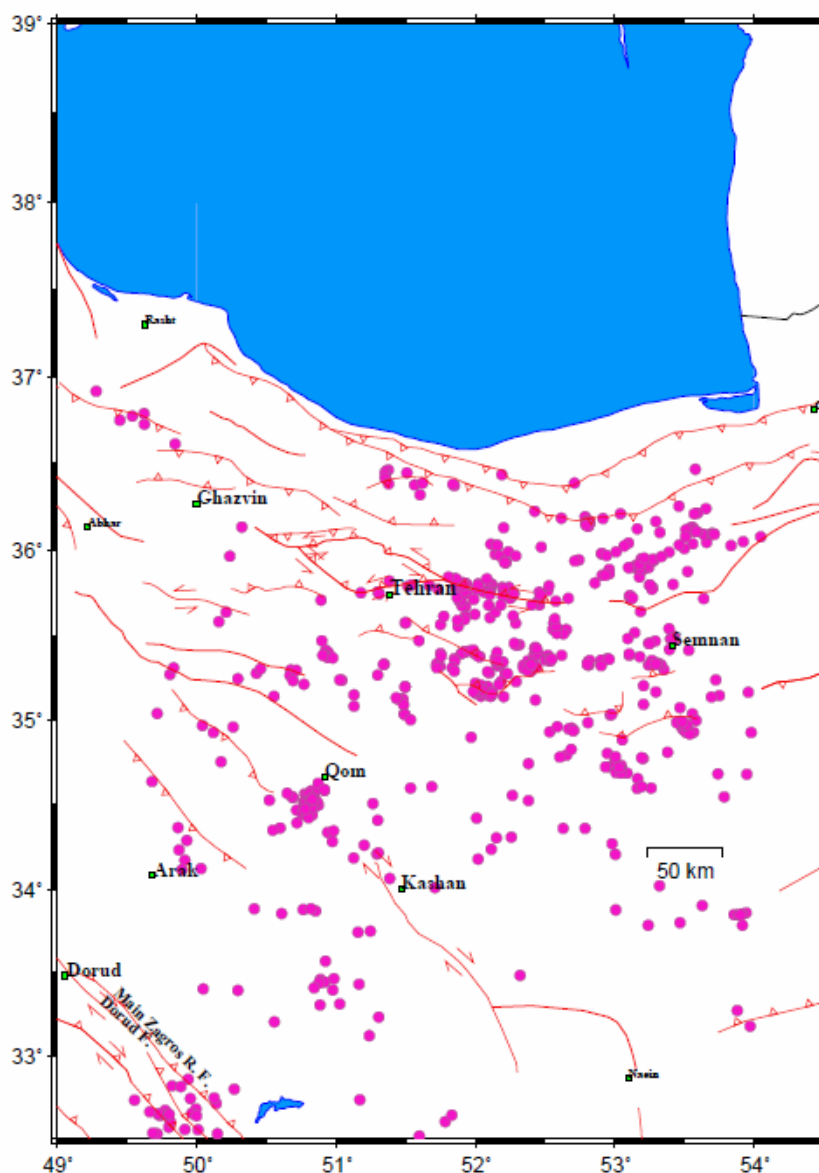


شکل (۱-۲): پراکندگی رومرکز زلزله‌های مهم تاریخی و دستگاهی از سال ۷۴۳ تا ۲۰۰۴ میلادی. مکان‌یابی رومرکز زلزله‌ها تا قبل از سال ۱۹۸۰ توسط Ambraseys و Melville و از سال ۱۹۸۰ تا ۲۰۰۴ توسط هاروارد و ISC گزارش شده است. خط‌های قرمز اثر سطحی گسل‌های فعال (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳) می‌باشد.



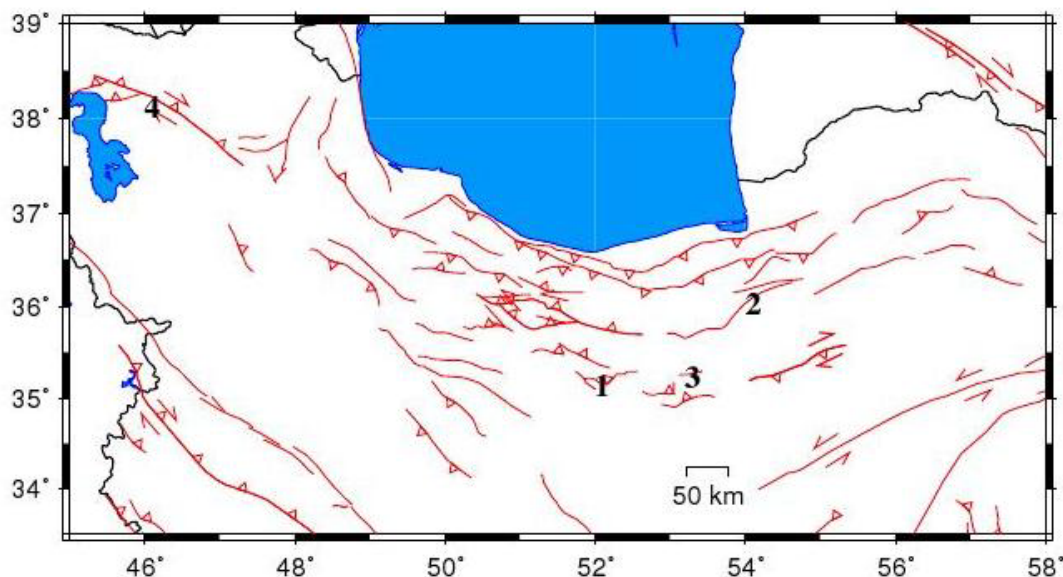
شکل (۱-۳): سازوکار زلزله‌های رخ داده در گستره مورد مطالعه با بزرگای بالای ۵ در مقیاس جهانی از سال ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۹ برگرفته از کاتالوک جهانی هاروارد (<http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>)

زلزله‌ها یکی از عوامل تغییر شکل پوسته هستند. از این رو می‌توانیم پراکندگی زلزله‌ها را به عنوان یکی از شاخصه‌های بررسی تغییر شکل پوسته در نظر بگیریم. فقدان هر گونه فعالیت لرزه‌ای در حوضه‌ی جنوبی دریای خزر نیز نشانگر این واقعیت است که حوضه‌ی جنوبی خزر بصورت یک صفحه‌ی صلب عمل می‌کند (بربریان، ۱۹۷۶). پراکندگی زلزله‌های ثبت شده در ناحیه‌ی البرز مرز مشخصی را برای آن تعیین نمی‌کند. شکل (۴-۱)



شکل (۴-۱): نقشه پراکندگی زلزله‌های محلی که با خطای کمتر از ۵ کیلومتر و با استفاده از داده‌های شبکه‌های محلی تهیه شده است. مکان‌یابی زلزله‌ها توسط چگنی (۱۳۸۶)، متقی (۱۳۸۶)، قدس و قربانی (دانشگاه علوم پایه زنجان) انجام گرفته است.

همان‌طور که در شکل ۱-۴ مشاهده می‌کنید، تعداد زلزله‌ها با گذر از ناحیه‌ی البرز به سوی ایران مرکزی کاهش چشمگیری را نشان می‌دهد.



شکل (۱-۵): نقشه‌ی گسل‌های جنب‌برگرفته از مطالعه‌ی حسامی و همکاران در سال ۲۰۰۳. اعداد ۱ و ۲ و ۳ و ۴ به ترتیب نشانگر گسل گرمسار، گسل سمنان، گسل عطاری و گسل تبریز هستند.

گسلش جنب‌برگرفته در ایران ناشی از تغییر شکل فعال پوسته ایران است که ناشی از همگرایی بین صفحات قاره‌ای عربستان و اوراسیا است. آهنگ کوتاه شدگی ناشی از این همگرایی در پهنه‌ی ایران بر اساس اندازه‌گیری‌های GPS حدود ۲۵ تا ۲۲ میلی‌متر در سال برآورد شده است که از این مقدار حدود ۲ تا ۳ میلی‌متر در سال در منطقه‌ی مورد مطالعه‌ی ما مستهلک می‌شود (ورنانت<sup>۶</sup> و همکاران، ۲۰۰۴). در فلات ایران به دلیل تراکم بالای گسل‌های جنب‌برگرفته از یک طرف و دقت پایین داده‌های لرزه‌ای از طرف دیگر، چشمه‌برخی از زمین‌لرزه‌ها به بیش از یک گسل ارتباط داده شده است (جمالی و همکاران، ۱۳۸۶). خطای مکان‌یابی زلزله‌ها در فلات ایران در حدود ۱۵ تا ۲۰ کیلومتر است (انگدال<sup>۷</sup>، ۲۰۰۶). علاوه بر این فقدان نقشه‌های دقیق رومرکز زمین‌لرزه‌ها و گسل‌ها باعث عدم توانایی در تطبیق داده‌های لرزه‌ای با گسلش جنب‌برگرفته است. از این رو برای داشتن درک بهتری از گسلش جنب‌برگرفته در این پهنه نیاز شدیدی به نقشه‌های رومرکزی با دقت بالا احساس می‌شود.

<sup>۶</sup> Vernant

<sup>۷</sup> Engdahl

در شکل (۱-۳) سازوکارهای ارائه شده برای منطقه البرز را که از سایت هاروارد استخراج شده‌اند را نشان داده‌ایم. با توجه به حرکت رو به شمال صفحه عربستان نسبت به صفحه اوراسیا و در نظر گرفتن حوضه خزر جنوبی به عنوان یک صفحه‌ی سخت، گسل‌های قسمت شرقی البرز چپ‌گرد و گسل‌های بخش غربی آن راست‌گرد هستند، اما در قسمت جنوب البرز یک ساز و کار مشخص برای گسل‌ها دیده نمی‌شود.

یکی از مهمترین کارکردهای زلزله‌شناسی مشاهده‌ای تعیین مکان منابع لرزه‌ای است. این کار شامل تعیین مختصات و وزمان وقوع زلزله‌هاست. به طور کلی تعیین محل منبع لرزه‌ای نیازمند شناسایی فازهای لرزه‌ای، اندازه‌گیری زمان ورود<sup>۸</sup> فازها و شناختن ساختمان سرعت بین کانون<sup>۹</sup> زلزله و ایستگاه لرزه‌ای است.

در واقع مکان‌یابی دقیق و قابل اعتماد زلزله‌ها برای هرگونه مطالعه و بررسی لرزه‌ای ضروری است. روش‌های متعددی برای کم کردن خطای تعیین مکان زلزله‌ها و بهینه‌سازی نتایج مطالعات لرزه‌ای به کار می‌رود. تلفیق نتایج تعیین مکان دقیق زلزله‌ها با نتایج دیگری مانند ساز و کار کانونی زلزله‌ها می‌تواند به شناسایی گسل‌های فعال در منطقه‌ی مورد مطالعه بیانجامد و یا روند تکتونیکی موجود در منطقه را مشخص کند. علاوه بر این می‌توان برای تفسیر بهتر از داده‌های دیگری مانند داده‌های GPS، داده‌های InSar<sup>۱۰</sup> و یا شتاب‌نگاشت‌های<sup>۱۱</sup> موجود و ... استفاده کرد. برای زلزله‌های آرادان و قم نمی‌توان از داده‌های GPS و InSar استفاده کرد. دقت داده‌های GPS در حدود ۲ میلی‌متر برسال است. با توجه به این که آهنگ کوتاه‌شدگی اعمال شده در مناطق مورد مطالعه در حدود ۲ تا ۳ میلی‌متر بر سال است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴)، لذا نمی‌توان با تکیه بر داده‌های GPS درباره‌ی زمین‌ساخت این مناطق اظهار نظر کرد. ژرفای این زلزله‌ها طبق ارزیابی اولیه‌ی ما بیش از ۱۰ کیلومتر است. با توجه به اینکه بزرگای زلزله‌ها همگی کمتر از ۶ است، جابجایی سطحی ناشی از گسلش زلزله‌ها در سطح قابل تشخیص توسط روش InSar نیست.

روش اولیه مکان‌یابی زلزله‌ها (مکان‌یابی تک‌رویدادی<sup>۱۲</sup>) که در ادامه آن را تشریح خواهیم کرد، به شدت وابسته به مدل فرضی برای زمین است. از آنجا که زمین دارای ساختاری بسیار پیچیده است و مدل دقیقی برای همه‌ی نقاط آن در دسترس نیست، مکان‌یابی زلزله‌ها به روش تک‌زلزله‌ای همواره با خطاهای بسیاری همراه است. علاوه بر این در تشخیص فازها و زمان‌رسید آنها نیز خطای فراوانی به اندازه‌گیری‌ها وارد

---

<sup>۸</sup>Arrival time

<sup>۹</sup>Hypocenter

<sup>۱۰</sup>Interferometric Synthetic Aperture Radar

<sup>۱۱</sup>accelerograph

<sup>۱۲</sup>Single event location

می‌شود. به همین سبب برای کم کردن خطاهای مکان‌یابی روش‌های نوینی بر اساس الگوریتم‌های ریاضی متفاوت ارائه می‌شوند تا تعیین مکان زلزله‌ها را بهینه سازند. تا به حال الگوریتم‌های ریاضی بسیاری برای مکان‌یابی نسبی زلزله‌ها ارائه شده‌اند.

روش‌های مکان‌یابی نوین که برای بهینه‌سازی تعیین مکان زلزله‌ها ارائه شده‌اند، اغلب بر یک اصل کلی استوارند. این اصل همبستگی<sup>۱۳</sup> نوفه‌هایی است که وابسته به مسیر هستند و زمان سیر زلزله‌های نزدیک بهم را آلوده می‌سازند. این زلزله‌های نزدیک بهم را خوشه‌ی لرزه‌ای می‌نامیم. در واقع زلزله‌هایی در یک خوشه‌ی لرزه‌ای جای می‌گیرند که مسیر زلزله تا ایستگاه‌ها برای همه‌ی آنها را بتوان یکسان در نظر گرفت. حال این پرسش مطرح می‌شود که چه تعداد از زلزله‌ها و در چه محدوده‌ای را می‌توانیم خوشه‌ی لرزه‌ای در نظر بگیریم؟ پاسخ به این پرسش به این مسئله بستگی دارد که داده‌های موجود از چه نوعی هستند. طبعاً اگر داده‌های محلی موجود باشد، ابعاد خوشه کوچکتر از مواردی است که داده‌های دورلرز<sup>۱۴</sup> داریم.

در واقع بر اثر فرض نادرست در مدل مرجع زمین نوفه‌ای وارد زمان‌رسید محاسبه شده می‌شود و در هر مرحله‌ی اندازه‌گیری این نوفه جابجایی ثابتی را در داده‌ها وارد می‌کند. این نوفه‌های همبسته با مسیر انحراف معیار زمان‌رسیدهای مشاهده شده در مکان‌یابی تک‌زلزله‌ای را تحت تأثیر قرار می‌دهند (فردمن<sup>۱۵</sup>، ۱۹۶۷). استفاده از مکان‌یابی نسبی در یک خوشه‌ی لرزه‌ای، که شامل چندین زلزله یا انفجار نزدیک بهم است، باعث حذف این اثر و بهینه‌سازی تعیین مکان زلزله‌ها می‌شود. اغلب الگوریتم‌های مورد استفاده در مکان‌یابی چندرویدای روشی مشترک برای بدست آوردن نرم خطای نسبی دارند و تفاوت عمده‌ی آنها در نحوه‌ی کمینه نمودن نرم مذکور است.

آنسل<sup>۱۶</sup> و اسمیت<sup>۱۷</sup> در سال ۱۹۷۵ روش ایستگاه‌های همگن را به کار بردند. در این روش فقط داده‌های ایستگاه‌هایی را استفاده می‌کردند که تمامی زلزله‌های موجود در یک خوشه را ثبت کرده‌اند. با این روش نوفه‌های وابسته به مسیر حذف می‌شدند. نقص این روش این بود که تعداد زیادی از داده‌های مفید، فقط به این دلیل که یک ایستگاه یکی از زلزله‌ها را دریافت نکرده است، با حذف داده‌های آن ایستگاه غیرقابل استفاده می‌شد (آنسل و اسمیت، ۱۹۷۵). معمولاً یک خوشه لرزه‌ای متشکل از یک یا چند زلزله‌ی بزرگ

---

<sup>13</sup> Correlation

<sup>14</sup> Teleseismic

<sup>15</sup> Freedman

<sup>16</sup> Ansell

<sup>17</sup> Smith

اصلی و پس‌لرزه‌های کوچکتر آن است. برای بسیاری از پس‌لرزه‌های کوچک تمام ایستگاه‌ها قادر به ثبت زلزله نیستند.

روش دیگری را آوردن<sup>۱۸</sup> در سال ۱۹۶۹ استفاده کرد و آن را روش واقعه‌ی مرجع نامید. در این روش برای یکی از زلزله‌ها که توسط همه‌ی ایستگاه‌ها به خوبی دریافت شده است، پارامتر مکان نسبی نسبت به بقیه زلزله‌ها را محاسبه می‌کنند. در نهایت این پارامتر را برای همه‌ی زلزله‌های موجود در خوشه برابر قرار می‌دهند. نقص این روش این است که فقط از داده‌های ایستگاه‌هایی می‌توان استفاده کرد که واقعه‌ی مرجع را دریافت کرده‌اند. بنابراین اگر یک ایستگاه به دلیلی واقعه‌ی مرجع را دریافت نکرده باشد، حتی اگر تمامی زلزله‌های خوشه را دریافت کند داده‌های آن ایستگاه قابل استفاده نخواهد بود (اوردن، ۱۹۶۹).

یک روش دیگر نیز موجود است که محدودیت‌های کمتری دارد و تعیین همزمان کانون یا به صورت مختصر JHD<sup>۱۹</sup> نامیده می‌شود. در واقع این روش کمینه کردن همزمان خطا نسبت به نوفه‌های وابسته به مسیر و مکان نسبی زلزله‌هاست. روش JHD را داگلاس در سال ۱۹۶۷ ابداع کرد. این روش توسط دوی (۱۹۷۱، ۱۹۷۲) توسعه یافت و بعدها توسط عده‌ی زیادی مورد استفاده قرار گرفته است (بیلینگتون<sup>۲۰</sup> و ایزاکس<sup>۲۱</sup>، ۱۹۷۵)، (پاسکال<sup>۲۲</sup> و همکاران، ۱۹۷۸).

والد هاوثر و الثورث در سال ۲۰۰۰ روش اختلاف دو بل را استفاده نمودند. اگر فاصله بین کانون دو زلزله نسبت به فاصله‌ی آن‌ها تا ایستگاه کوچک باشد، در این صورت مسیر پرتوهای بین منبع و ایستگاه مشترک بطور تقریبی در کل مسیر مشابه بوده در نتیجه اختلاف زمان سیر بین دو زلزله در یک ایستگاه مشترک تقریباً مستقل از ناهمگنی سرعت مدل‌سازی نشده در طول مسیر پرتو بین زلزله‌های جفت شده در هر ایستگاه می‌باشد (والدهاوثر و الثورث، ۲۰۰۰). این روش اصولاً برای داده‌های محلی طراحی شده است و تا بحال هم مطالعه‌ای ارایه نشده که در آن با استفاده از این روش از ترکیب داده‌های محلی منطقه‌ای و دور استفاده شده باشد. همچنین روش ریاضی بکار برده شده طوری است که نمی‌تواند بصورت ریاضی، مقدار خطا با دقت زیاد را بدهد و معمولاً افراد جهت مطالعات کیفی تکتونوفیزیکی از این روش استفاده می‌کنند. همچنین برای این‌که روش اختلاف دو بل موفق باشد، باید داده‌های اولیه دارای کیفیت قابل قبولی باشند.

---

<sup>18</sup> Everden

<sup>19</sup> Joint Hypocenter Determination

<sup>20</sup> Billington

<sup>21</sup> Isacks

<sup>22</sup> Pascal

روش ما در این مطالعه مبتنی بر الگوریتم HDC<sup>23</sup> است. این روش را جوردن و سردرپ (۱۹۸۱) ارائه نمودند که بعدها توسط برگمن<sup>24</sup> توسعه داده شده است. روش HDC در مطالعات مختلف سائزموکتونیک بکار برده شده است (واکر<sup>25</sup> و همکاران، ۲۰۰۵)، (بیگس<sup>26</sup> و همکاران، ۲۰۰۶)، (پارسونز<sup>27</sup> و همکاران، ۲۰۰۶)، (بای<sup>28</sup> و همکاران، ۲۰۰۷) و (تاتار<sup>29</sup> و همکاران، ۲۰۰۷). در مطالعه دیگری نیز این روش به وسیله خوشه‌ای از انفجارات ناشی از آزمایش‌های هسته‌ای با کانون‌های مشخص تست شده است. (بندار<sup>30</sup> و همکاران، ۲۰۰۸).

در این روش زمان‌رسیدها به همراه ساختار سرعتی پوسته (مدل پوسته) بعنوان پارامترهای معلوم و پارامترهای زلزله بعنوان پارامترهای مجهول در نظر گرفته می‌شوند و طی مراحل وارون‌سازی بهینه می‌گردند. در این مطالعه از مدل ak135 به عنوان مدل زمین استفاده شده است. در این روش از کلیه اطلاعات زمان رسید موج‌ها استفاده می‌شود و رویداد مرجع<sup>31</sup> وجود ندارد.

در روش HDC مکان زلزله دو مولفه‌ی اساسی دارد. ابتدا هایپوسنتروئید که 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 قرار می‌دهیم. مولفه‌ی دیگر بردارهای خوشه هستند که مکان نسبی زلزله‌ها نسبت به هایپوسنتروئید را بدست می‌دهند. در نتیجه مسئله‌ی تعیین مکان زلزله به دو مرحله‌ی جداگانه تقسیم می‌شود. این دو مرحله به صورت تکراری انجام می‌شوند. 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.

---

<sup>23</sup> Hypocentral decomposition

<sup>24</sup> Bergman

<sup>25</sup> Walker

<sup>26</sup> Biggs

<sup>27</sup> Parsons

<sup>28</sup> Bai

<sup>29</sup> Tatar

<sup>30</sup> Bondar

<sup>31</sup> Master event

داده‌های مورد استفاده در این پایان‌نامه شکل موج‌های ثبت‌شده در ایستگاه‌های موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، شبکه باندپهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و شبکه شتابنگاری مرکز تحقیقات مسکن می‌باشند.

در این مطالعه علاوه بر مکان‌یابی زلزله‌ها به روش تک‌رویدادی در نرم‌افزار ساین<sup>۳۲</sup> (کسلینگ<sup>۳۳</sup>، ۱۹۹۵)، زلزله‌ها را به روش چندرویدادی (HDC) نیز تعیین مکان مجدد نموده‌ایم. لازم به ذکر است که به منظور مکان‌یابی تک‌رویدادی زلزله‌ها در نرم‌افزار ساین تمام فازهای  $P_g$ ،  $P_n$  و  $S_g$  مجدداً قرائت و تعیین شدند. در قدم بعدی برای بررسی سائزموکتونیک‌کی مناطق مورد مطالعه از نتایج بدست آمده توسط مهدی (۱۳۸۸) و شتاب‌نگاشت‌های موجود استفاده نموده‌ایم.

در این مطالعه، پس از مقدمه در فصل دوم به بیان اصول کلی، مفاهیم اولیه و تئوری اصلی در زمینه تعیین مکان زلزله‌ها به روش تک‌زلزله‌ای و چند رویدادی، نحوه‌ی محاسبه و نیز کم کردن خطاها می‌پردازیم. سپس روش کار در این مطالعه را در فصل سوم شرح می‌دهیم. در فصل‌های چهارم و پنجم نتایج تعیین مکان زمین‌لرزه‌های قم و آرادان را شرح خواهیم داد. در پایان هم در فصل ششم، نتایج بدست آمده تفسیر شده و در مورد روند کلی گسلش و تغییر شکل پوسته در نواحی قم و آرادان فرضیاتی را ارائه می‌کنیم.

---

<sup>32</sup> SEISAN

<sup>33</sup> Kissling



## فصل دوم

### مبانی تئوری مکان‌یابی

روش گایگر<sup>۱</sup> (گایگر، ۱۹۱۰) تقریباً اساس تمامی روش‌های مکان‌یابی از جمله روش HDC<sup>۲</sup> که از آن سخن خواهیم گفت را تشکیل می‌دهد. بنابراین در ابتدا این روش را معرفی می‌کنیم. سپس به معرفی روش‌های چندگانه به ویژه روش HDC می‌پردازیم.

#### ۲-۱ روش گایگر (مکان‌یابی تک‌رویدادی):

یک چشمه‌ی نقطه‌ای با یک بردار مکان-زمان مشخص می‌شود. ابعاد این بردار  $\mathcal{E}$  یا کمتر از  $\mathcal{E}$  است. (کمتر از  $\mathcal{E}$  مربوط به زمانی است که یکی از متغیرها مثلاً عمق را ثابت فرض کرده باشیم). این بردار مکان-زمان را در این جا بردار  $\mathcal{X}$  می‌نامیم. این بردار مکان-زمان حاوی اطلاعات مکان و زمان رویداد مورد نظر است. بردار  $\mathcal{X}$  از یک بردار  $N$  مولفه‌ای از مشاهدات که همان زمان‌رسیده‌ها هستند، بدست می‌آید. این بردار مشاهدات را  $t_0$  می‌نامیم. همان‌طور که می‌دانیم تعداد مشاهدات ( $N$ ) معمولاً از تعداد مجهولات ( $M$ ) بیشتر است و در نتیجه مسئله فرامعین<sup>۳</sup> است. در ابتدا با استفاده از یک حدس اولیه برای

---

<sup>1</sup> Geiger

<sup>2</sup> Hypocentroidal decomposition

<sup>3</sup> Over determined

بردار  $x$  که آن را  $x_0$  می نامیم، زمان رسید مورد انتظار از مدل فرضی برای زمین را محاسبه می کنیم. این زمان رسید را  $\bar{t}(x_0)$  می نامیم. با بسط دادن  $\bar{t}$  اطراف نقطه  $x_0$  خواهیم داشت:

$$\overline{\Delta t} = \bar{t}(x) - \bar{t}(x_0) = A \cdot \Delta X + O[|\Delta X|^2] \quad (1)$$

در اینجا  $\Delta x \equiv x - x_0$  و  $A$  ماتریسی  $N \times M$  از مشتقات جزئی زمان رسیده نسبت به پارامترهای مدل در نقطه  $x$  است. جمله آخر در سمت راست معادله (۱) یعنی  $O[|\Delta X|^2]$  حاوی مشتقات مراتب بالاتر حول نقطه  $x_0$  می باشد. برای خطی نمودن معادله بالا از این جمله صرفه نظر می کنیم. البته زمانی می توان از این جمله با تقریب خوبی صرفه نظر کرد که حدس اولیه برای مدل فاصله معقولی با مدل واقعی داشته و در نتیجه مقدار این جمله به اندازه کافی کوچک باشد. اگر بردار باقی مانده<sup>۴</sup> (که تفاوت زمان رسید مشاهده شده و زمان رسیدی که از مدل فرضی اولیه بدست می آید) را  $\Delta t^0 = t^0 - \bar{t}(x_0)$  در نظر بگیریم، جواب نهایی از کمینه کردن<sup>۵</sup> نرم درجه ی دو عبارت زیر به صورت تکراری<sup>۶</sup> بدست می آید.

$$e^0 = \Delta t^0 - A \cdot \Delta x \quad (2)$$

## ۲-۱-۱ آنالیز خطاهای روش تکرریدادی

حال بردار باقی مانده یعنی  $\Delta t^0$  را نمونه ای از فرآیند تصادفی  $\Delta t$  در نظر می گیریم.  $\Delta t$  را می توان بر اساس جمع دو جمله بیان کرد (جوردن و سردراپ، ۱۹۸۱):

<sup>۴</sup>Residual

<sup>۵</sup>Minimizing

<sup>۶</sup>Iterative

$$\Delta t = \overline{\Delta t} + n \quad (3)$$

جمله‌ی اول با معادله‌ی (۴) بیان می‌شود:

$$\overline{\Delta t} = A \cdot \Delta x \quad (4)$$

و جمله‌ی دوم نیز نوفه است. فرض می‌کنیم که این نوفه دارای توزیع<sup>۷</sup> نرمال است با میانگین  $r$  و پراکنش<sup>۸</sup>  $V_n$ . یعنی:

$$\begin{aligned} \langle n \rangle &= r \\ \langle (n - r)(n - r) \rangle &= V_n \end{aligned} \quad (5 \text{ و } 6)$$

بردار  $r$  شامل خطاهایی است که به دلیل جابجایی<sup>۹</sup> زمانی گروهی دستگاه‌ها، توپوگرافی ایستگاه‌ها یا فرض نادرست راجع به بیضوی مبنا به داده‌ها وارد شده‌اند. در حالی که  $V_n$  معرف پراکنندگی<sup>۱۰</sup> ناشی از خطای خواندن فازها و زمان‌رسیدها و دیگر خطاهای ناشی از نوفه<sup>۱۱</sup>های تصادفی یا شبه‌تصادفی است.

مقدار دو کمیت  $r$  و  $V_n$  در ابتدا برای ما مشخص نیست. در واقع تعداد داده‌ها همیشه بسیار کمتر از این است که بتوان فرض کرد توزیع خطاها، دقیقاً توزیع نرمال است. در واقع باید مقدار اولیه‌ای را برای آن‌ها تخمین بزنیم.

---

<sup>7</sup> Distribution

<sup>8</sup> Variance

<sup>9</sup> Shift

<sup>10</sup> Dispersion

<sup>11</sup> Noise

بردار  $\tilde{r}$  را تخمینی از بردار انحراف<sup>۱۲</sup> که شامل آنومالی<sup>۱۳</sup> ایستگاه‌ها می‌باشد، در نظر می‌گیریم. این بردار تصحیح ایستگاهی نامیده می‌شود. برای ساده‌تر شدن مسأله فرض می‌کنیم  $\tilde{r}$  نمونه‌ای از یک توزیع نرمال با میانگین  $r$  و پراکنش  $V_r$  است. ماتریس  $V_r$  یک ماتریس قطری است. درایه‌های غیر صفر ماتریس  $V_r$  پراکنش آنومالی ایستگاه‌ها را نشان می‌دهند.

در مسأله‌ی مکان‌یابی تک‌رویدادی بردار آنومالی ایستگاه‌ها را از بردار مشاهدات کم می‌کنیم تا بردار مشاهدات واقعی بدست آید. در واقع فرض می‌کنیم با برداشتن آنومالی ایستگاه‌ها تمام نوفه‌ها را برداشته‌ایم. البته با این کار ما نمی‌توانیم پراکنش نوفه‌ها را کاهش دهیم و پراکنش آنومالی ایستگاه‌ها به اندازه‌ی  $V_r$  افزایش می‌یابد. این مطالب را در معادلات (۷) و (۸) نشان داده‌ایم:

$$\Delta t^0 - \tilde{r} \rightarrow \Delta t^0 \quad (۷)$$

$$V_n + V_r \rightarrow V_n \quad (۸)$$

با توجه به این فرض که برداشتن آنومالی ایستگاه‌ها تمامی نوفه‌ها را از داده‌ها حذف می‌کند خواهیم داشت:

$$\begin{aligned} \langle \Delta t \rangle &= \overline{\Delta t} \\ \langle (\Delta t - \overline{\Delta t})(\Delta t - \overline{\Delta t})^T \rangle &= V_n \end{aligned} \quad (۹۱۰)$$

ماتریس  $V_n$  قطری<sup>۱۴</sup> است و با معادله‌ی زیر مشخص می‌شود:

$$V_n = v^2 \hat{V}_n \quad (۱۱)$$

<sup>۱۲</sup> Bias vector

<sup>۱۳</sup> Anomaly

<sup>۱۴</sup> Diagonal