

بنام خداوند جان و



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد تکتونیک

برآورد خطر زمین لرزه و گسلش در محدوده شهر دماوند و کاربرد آن در

برنامه ریزی شهری با هدف کاهش آسیب پذیری

نگارنده: سیما حسین مردی

استاد راهنما

رمضان رضائی اومالی

استاد مشاور

عزیزالله طاهری

شهریور ۱۳۹۶

شماره: ۱۲۹۰۲  
تاریخ: ۹۶/۷/۴



باسمه تعالی

مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۳) صورت جلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم سیمای حسین مردی با شماره دانشجویی ۹۳۰۶۲۲۴ رشته زمین شناسی گرایش تکتونیک تحت عنوان برآورد خطر زمین لرزه و گسلش در محدوده شهردماوند و کاربرد آن در برنامه ریزی شهری با هدف کاهش آسیب پذیری که در تاریخ ۹۶/۶/۲۱ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با امتیاز ۱۹.۱۷ درجه عالی)  مردود

نوع تحقیق: نظری  عملی

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	رمضان رضایی اومالی	دانشیار	
۲- استاد مشاور	عزیزالله طاهری	استاد	
۳- نماینده تحصیلات تکمیلی	علی اکبر مومنی	استادیار	
۴- استاد ممتحن اول	پرویز امیدی	استادیار	
۵- استاد ممتحن دوم	محسن خادمی	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: پرویز امیدی

امضاء و مهر دانشکده:

تصوه: در صورتی که مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در صورت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود)

## سپاسگزاری

در آغاز امر سپاسگزار خداوندی هستم که آفریننده دانش و خرد است و چراغ معرفت از نور او روشن گشته و از روی کرم به من فرصتی اعطا کرده تا در محضر اساتیدی بزرگوار به کسب علم بپردازم. بر خود واجب میدانم بدین وسیله از تمامی کسانی که برای به ثمر رسیدن این پژوهش مرا یاری نمودند تشکر و قدردانی نمایم. نخست مراتب سپاسگزاری خود را نسبت به استاد راهنما گرانقدرم جناب آقای دکتر رمضان رضانی اومالی که با صبر و شکیبایی فراوان مرا راهنمایی نمودند، اعلام میدارم. همچنین از جناب آقای دکتر عزیزالله طاهری که زحمت مشاوره این پایان نامه را بر عهده داشتند کمال تشکر و قدردانی را دارم. همچنین قدردان زحمات جناب آقای دکتر پرویز امیدی که در طول دوران تحصیل در مقطع کارشناسی ارشد افتخار شاگردی ایشان را داشتم هستم و از ایشان و جناب آقای دکتر محسن خادمی بابت زحمت مطالعه، اصلاح و داوری این پایان نامه سپاسگزارم. همچنین از زحمات نماینده محترم تحصیلات تکمیلی استاد گرانقدرم جناب آقای دکتر علی اکبر مومنی بسیار سپاسگزارم. از خانواده‌ی عزیزم که همواره، اصلی ترین حامیان مادی و معنوی من بودند و در لحظات ناامیدی، نور امید را به من بازگرداندند و هیچ گاه مرا تنها نگذاشتند سپاسگزارم. در پایان از همه‌ی دوستان و همکلاسیان به خاطر همه‌ی الطاف و مهربانی هایشان و کمک‌های بی دریغی که به من نمودند سپاسگزاری می‌نمایم. امید است تا با تلاش خود در راستای اهداف درست، گوشه‌ای از زحمات این عزیزان را جبران نمایم و شکرگزار این نعمات بزرگ الهی باشم.

سیما حسین مردی

تابستان ۱۳۹۶

# تعهد نامه

اینجانب سیمین مردی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌ساخت (تکتونیک) دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه برآورد خطر زمین‌لرزه و گسلش در محدوده شهر دماوند و کاربرد آن در برنامه‌ریزی شهری با هدف کاهش آسیب‌پذیری تحت راهنمایی دکتر رمضان رمسانی اومالی متعهد می‌شوم.

- تحقیقات در این پایان‌نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان‌نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود» و یا «Shahrood University of technology» به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان‌نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

## امضای دانشجو

## تاریخ

### مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

\* متن این صفحه نیز باید در ابتدای نسخه های تکثیر شده پایان‌نامه وجود داشته باش

## چکیده

شهر دماوند واقع در ۷۰ کیلومتری شمال شرق تهران دارای پتانسیل مهاجرپذیری بالایی است و از این رو در مسائل مربوط به توسعه شهری نیاز به توجه ویژه‌ای دارد. به همین دلیل، لرزه‌زمین‌ساخت و تحلیل خطر لرزه‌ای این شهر موضوع این پژوهش قرار گرفته است. محدوده‌ی مورد مطالعه شامل دایره‌ای به شعاع ۱۵۰ کیلومتر به مرکزیت شهر دماوند است. بخش عمده‌ی این محدوده را زون ساختاری رسوبی البرز تشکیل می‌دهد. تعداد ۲۰ گسل فعال اصلی در این محدوده قابل شناسایی است. گسل‌های شمال البرز، کاسپین (خزر) و مشاء از طولی‌ترین گسل‌های موجود در منطقه هستند و از آنجایی که معمولاً ویژگی‌های ساختاری، لیتولوژیکی و به تبعیت از آن‌ها، ویژگی‌های لرزه‌ای و ژئوفیزیکی یک پهنه گسلی طولی در تمام طول خود به صورت یکنواخت نیست، برای انجام دقیق محاسبات مربوطه اقدام به قطعه‌بندی این گسل‌ها گردید. در مجموع تعداد ۱۷ زمین‌لرزه تاریخی و ۴۱۲ زمین‌لرزه دستگاهی با بزرگای گشتاوری بیش از ۳ ریشتر از قرن سوم پیش از میلاد مسیح تا سال ۲۰۱۷ بدون در نظر گرفتن رخداد‌های وابسته در کاتالوگ گردآوری گردید. به منظور حذف پیش‌لرزه و پس‌لرزه از کاتالوگ از روش پنجره زمانی- مکانی گاردنر و نوپوف در محیط نرم‌افزاری ZMAP استفاده شده است. پارامترهای لرزه‌خیزی در منطقه با استفاده از دو روش گوتنبرگ- ریشتر و کیجکو- سلوول و به صورت دستی و از طریق محیط نرم‌افزاری کیجکو- سلول محاسبه گردید. حداکثر بزرگای مشاهده شده در منطقه  $M_w=7/7$  ریشتر و  $M_{max}$  برای منطقه مورد مطالعه  $8/14 \pm 0/48$  ریشتر محاسبه شده است. با مدنظر قرار دادن فاکتورهایی ساختاری و لرزه‌خیزی، ۷ چشمه لرزه‌زا برای این محدوده مشخص گردید که پارامترهای لرزه‌خیزی برای هر یک به صورت مجزا محاسبه شده است. نقشه هم شتاب منطقه بر اساس روش تحلیل تعیینی خطر زلزله در محیط نرم‌افزار Crisis2007، با توجه به حداکثر بزرگای نسبت داده شده به هر یک از گسل‌ها و حداقل فاصله آن‌ها با مرکز شهر دماوند و همچنین روابط کاهندگی معتبر تهیه گردیده است. به لحاظ محاسبات توان لرزه‌زایی، گسل مشاء، لرزه‌زاترین گسل در منطقه محسوب می‌گردد. همچنین در محاسبات تحلیل

خطر زلزله ، گسل مشاء با دارا بودن حداقل فاصله با شهر دماوند بیشترین شتاب افقی را برای شهر دماوند ایجاد می نماید که این مقدار به  $0/32$  شتاب گرانشی زمین می رسد. در نهایت نقشه ی پهنه بندی خطر زمین لرزه بر اساس شتاب افقی زمین برای محدوده مورد مطالعه رسم گردید و همچنین دو سطح طراحی لرزه ای DBE  $0/64$  و MCE  $0/10$  برای منطقه مورد مطالعه به ترتیب برای عمر مفید ۵۰ سال ۷ و  $7/9$  ریشتر و برای ۱۰۰ سال  $7/4$  و ۸ ریشتر محاسبه گردیده است.

**کلیدواژه:** تحلیل خطر لرزه ای به روش تعیینی، لرزه زمین ساخت دماوند، البرز مرکزی

## مقاله‌های برگرفته از پایان‌نامه:

۱. نگاهی اجمالی بر وضعیت لرزه زمین ساخت ناحیه شهرستان دماوند، بیستمین همایش زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تهران، شهریور ۱۳۹۵
۲. بررسی گسل‌ها در پهنه البرز مرکزی با استفاده از عمق کانونی زمین‌لرزه‌های منطقه، سی و پنجمین گردهمایی ملی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، اسفند

۱۳۹۵



## فهرست مطالب

### فصل یکم: کلیات

۱-۱	مقدمه	۲
۲-۱	موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی	۲
۳-۱	ضرورت و اهداف انجام تحقیق	۳
۴-۱	تاریخچه مطالعات پیشین	۴
۵-۱	روش انجام تحقیق	۶

### فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی

۱-۲	مقدمه	۱۰
۲-۲	فرگشت ساختاری پهنه البرز	۱۰
۳-۲	مدل‌های زمین‌ساختی مطرح شده در مورد البرز	۱۳
۴-۲	چینه‌شناسی منطقه	۱۷
۱-۴-۲	واحدهای سنگی پرکامبرین	۱۷
۲-۴-۲	واحدهای سنگی پالئوزوئیک	۱۸
۳-۴-۲	واحدهای سنگی مزوزوئیک	۲۲
۴-۴-۲	واحدهای سنگی سنوزوئیک	۲۴
۵-۲	زمین‌شناسی ساختاری منطقه	۲۸
۱-۵-۲	گسل مشاء	۲۹
۲-۵-۲	گسل فیروزکوه	۳۱

- ۳۲..... ۳-۵-۲ راندگی بایجان
- ۳۲..... ۴-۵-۲ گسل شمال البرز
- ۳۳..... ۵-۵-۲ گسل لله‌بند
- ۳۴..... ۶-۵-۲ گسل بادلہ (گسل شاه‌کوه)
- ۳۴..... ۷-۵-۲ گسل کوه گوگرد
- ۳۴..... ۸-۵-۲ گسل خزر (کاسپین)
- ۳۵..... ۹-۵-۲ گسل آستانه
- ۳۵..... ۱۰-۵-۲ گسل عطاری
- ۳۶..... ۱۱-۵-۲ گسل شمال تهران
- ۳۶..... ۱۲-۵-۲ گسل طالقان
- ۳۷..... ۱۳-۵-۲ راندگی کندوان
- ۳۷..... ۱۴-۵-۲ گسل اشتہارد
- ۳۷..... ۱۵-۵-۲ گسل ایپک
- ۳۸..... ۱۶-۵-۲ گسل الموت‌رود(شاه‌رود)
- ۳۸..... ۱۷-۵-۲ گسل ایوانکی(پارچین)
- ۳۹..... ۱۸-۵-۲ گسل کهریزک
- ۳۹..... ۱۹-۵-۲ گسل گرمسار
- ۳۹..... ۲۰-۵-۲ گسل پیشوا(ورامین)

## فصل سوم: لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت منطقه

۴۱	.....	مقدمه	۱-۳
۴۲	.....	لرزه‌خیزی محدوده مورد مطالعه	۲-۳
۴۳	.....	زمین‌لرزه‌های تاریخی	۱-۲-۳
۴۷	.....	زمین‌لرزه‌های دستگاهی	۲-۲-۳
۵۰	.....	تفسیری از بررسی زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی	۳-۲-۳
۵۱	.....	تحلیل آماری زمین‌لرزه‌های گستره مورد مطالعه	۳-۳
۵۱	.....	مقایسه فراوانی- بزرگی زمین‌لرزه‌ها	۱-۳-۳
۵۲	.....	الگوی توزیع زمانی مکانی لرزه‌خیزی در منطقه	۲-۳-۳
۵۳	.....	عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها و لایه‌های لرزه‌زا	۳-۳-۳
۵۶	.....	سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها	۴-۳-۳
۵۸	.....	قطعه‌بندی گسل‌ها	۴-۳
۶۰	.....	قطعه بندی گسل مشاء	۱-۴-۳
۶۲	.....	قطعه بندی گسل کاسپین و گسل شمال البرز	۲-۴-۳
۶۴	.....	محاسبه توان لرزه‌زایی گسل‌ها	۳-۴-۳

## فصل چهارم: تحلیل خطر زلزله شهر دماوند

۶۸	.....	مقدمه	۱-۴
۶۸	.....	آماده‌سازی داده‌های لرزه‌ای منطقه	۲-۴
۶۹	.....	یکسان‌سازی بزرگی زمین‌لرزه‌ها	۱-۲-۴

۲-۲-۴ حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها از کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها	۷۰
۳-۴ پارامترهای لرزه‌خیزی	۷۷
۱-۳-۴ معرفی پارامترهای لرزه‌خیزی	۷۷
۲-۳-۴ انتخاب روابط کاهندگی	۷۹
۴-۴ برآورد خطر زلزله شهر دماوند	۸۰
۱-۴-۴ برآورد خطر زلزله با استفاده از روش تعیینی (قطعی)	۸۱
۲-۴-۴ تخمین دوره بازگشت با استفاده از روش گوتنبرگ- ریشتر	۸۵
۳-۴-۴ تخمین دوره بازگشت با استفاده از روش کیچکو - سلوول	۸۹
۴-۴-۴ مدل‌سازی و معرفی چشمه‌های لرزه‌زا	۹۳
۵-۴-۴ نقشه پهنه‌بندی خطر زلزله	۹۹
۶-۴-۴ معرفی سطوح طراحی لرزه‌ای	۱۰۰

### فصل پنجم نتیجه‌گیری و پیشنهادها

نتیجه‌گیری	۱۰۳
پیشنهادها	۱۰۶
منابع	۱۱۱

### فهرست شکل‌ها

شکل ۱-۱ موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه دماوند	۳
شکل ۱-۲ تصویر ماهواره‌ای رشته‌کوه البرز که از کوه‌های قفقاز تا پاراپامیسوس کشیده شده است	۱۰
شکل ۲-۲ مدل ساختاری شماتیک ارائه شده توسط Alavi(1966) برای سامانه البرز	۱۴

- شکل ۳-۲ مقطع عرضی چهاچوب ساختاری ارائه شده توسط Stocklin(1968)..... ۱۴
- شکل ۴-۲ مدل دگرشکلی البرز..... ۱۵
- شکل ۵-۲ مدل سه بعدی تغییرات سینماتیکی البرز مرکزی Ritz et al. (2006)..... ۱۶
- شکل ۶-۲ رخنمونی از سازند کهر که سازند شمشک با سن ژوراسیک تحت تاثیر عملکرد گسل مشاء بر روی آن رانده شده است..... ۱۷
- شکل ۷-۲ رخنمون واحد سنگی دولومیت و شیل سلطانیه..... ۱۸
- شکل ۸-۲ آهک مبارک که تحت تاثیر عملکرد گسل مشاء بسیار خرد شده..... ۲۱
- شکل ۹-۲ رخنمونی از سنگهای آتشفشانی قاعده شمشک در دره جابان..... ۲۲
- شکل ۱۰-۲ توالی بین سازند شمشک و لار..... ۲۴
- شکل ۱۱-۲ رخنمونی از توالی سنگهای آذرآواری سازند کرج در شهر دماوند..... ۲۶
- شکل ۱۲-۲ ستون چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه..... ۲۷
- شکل ۱۳-۲ زون خردشده گسل مشا در دره مشا که جهت حرکت گسل را چپ‌بر نشان می‌دهد..... ۳۰
- شکل ۱۴-۲ دره گسلی مشاء..... ۳۱
- شکل ۱۵-۲ نمایش روند گسل فیروزکوه بر روی نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سمنان..... ۳۲
- شکل ۱۶-۲ نمایش روند گسل ایوانکی (پارچین) بر روی تصویر ماهواره‌ای..... ۳۸
- شکل ۱۷-۲ نقشه گسل‌های فعال اصلی و فرعی منطقه..... ۴۰
- شکل ۱-۳ گستره کلان‌لرزه‌ای زلزله ۲۳ فوریه ۹۵۸ میلادی ری- طالقان..... ۴۵
- شکل ۲-۳ نمودار فراوانی زمین‌لرزه‌های دستگاهی منطقه..... ۵۲
- شکل ۳-۳ نمودار فراوانی بزرگای زمین‌لرزه‌های دستگاهیه توسط نرم‌افزار zmap تهیه شده است..... ۵۳
- شکل ۴-۳ نمودار فراوانی- عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها..... ۵۵
- شکل ۵-۳ نقشه نشان‌دهنده عمق کانونی زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه..... ۵۵
- شکل ۶-۳ نقشه موقعیت زمین‌لرزه‌های دارای فوکال مکانیسم منطقه..... ۵۸

- شکل ۳-۷ قطعه‌بندی گسل مشاء ..... ۶۲
- شکل ۳-۸ قطعه‌بندی گسل‌های کاسپین و شمال البرز ..... ۶۳
- شکل ۴-۱ حذف رخدادهای وابسته با استفاده از روش پنجره‌ی زمانی مکانی گاردنر و نوپوف در محیط نرم افزار ZMAP ..... ۷۳
- شکل ۴-۲ نمودار فراوانی بزرگای زمین‌لرزه‌ها در منطقه مورد مطالعه ..... ۷۳
- شکل ۴-۳ نقشه موقعیت کلیه زمین‌لرزه‌ها قبل از اصلاح کاتالوگ ..... ۷۵
- شکل ۴-۴ موقعیت زمین‌لرزه‌ها بعد از اصلاح کاتالوگ ..... ۷۶
- شکل ۴-۵ گام‌های روش تحلیل خطر تعیینی (Reiter, 1990) ..... ۸۳
- شکل ۴-۶ منحنی تجمعی بزرگای زمین‌لرزه‌ها با استفاده از نرم‌افزار zmap ..... ۸۷
- شکل ۴-۷ نمودار دوره بازگشت محاسبه‌شده به روش گوتنبرگ- ریشتر ..... ۸۹
- شکل ۴-۸ نمودار نرخ وقوع سالیانه محاسبه‌شده برای بزرگی‌ها مختلف ..... ۸۹
- شکل ۴-۹ مقایسه منحنی احتمال وقوع زمین‌لرزه با بزرگی‌های مختلف ..... ۹۲
- شکل ۴-۱۰ نمودار دوره بازگشت ..... ۹۳
- شکل ۴-۱۱ نمودار نرخ وقوع سالیانه یا لاندا ..... ۹۳
- شکل ۴-۱۲ چشمه‌های لرزه‌زا معرفی‌شده در محدوده مورد مطالعه ..... ۹۸
- شکل ۴-۱۳ نقشه‌ی پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه ..... ۹۹

### فهرست جدول‌ها

- جدول ۳-۱ فراوانی و درصد فراوانی زمین‌لرزه‌های منطقه ..... ۵۵
- جدول ۳-۲ فوکل مکانیسم برخی از زمین‌لرزه‌های منطقه ..... ۵۷
- جدول ۳-۳ مشخصات قطعات گسل‌های طویل منطقه ..... ۶۴
- جدول ۴-۱ جدول فراوانی و درصد فراوانی بزرگای زمین‌لرزه‌های منطقه ..... ۷۴
- جدول ۴-۲ محاسبه بیشینه شتاب افقی گسل‌های اصلی بر حسب شتاب گرانشی زمین ..... ۸۴

جدول ۳-۴ دوره بازگشت و احتمال وقوع منطقه مورد مطالعه با استفاده از روش گوتنبرگ- ریشتر ..... ۸۸

جدول ۴-۴ دوره بازگشت و احتمال وقوع زمین لرزه با بزرگی های مختلف ..... ۹۱

جدول ۵-۴ پارامترهای لرزه خیزی بدست آمده توسط روش کیجو سلوول ..... ۱۰۱

جدول ۶-۴ برآورد ضریب شتاب افقی در سطوح MCE10% و DBE64% ..... ۱۰۱





فصل یکم

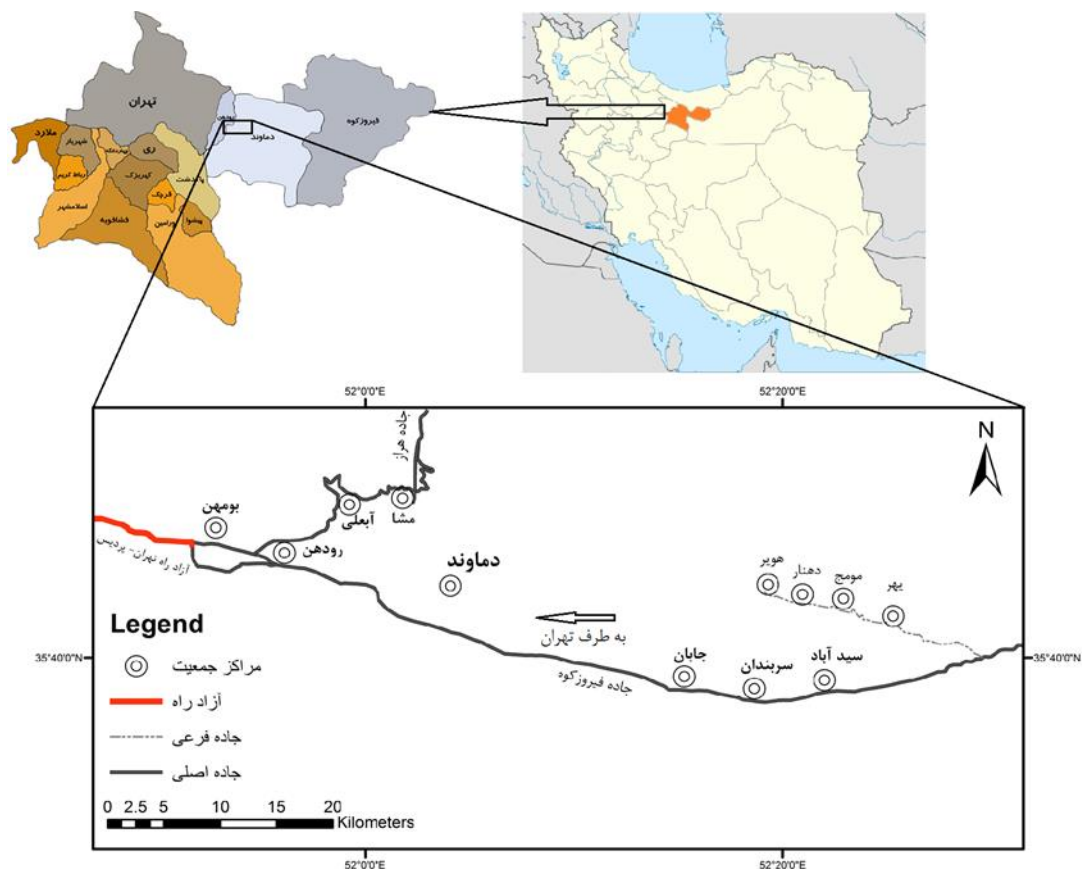
کلیات

## ۱-۱ مقدمه

در طول تاریخ، زندگی انسان همواره به واسطه پدیده‌های طبیعی گوناگون همچون زمین‌لرزه تهدید شده است. زمین‌لرزه پدیده‌ای است که در آن فعالیت گسل‌ها به صورت تخلیه ناگهانی انرژی موجب ایجاد لرزش و در برخی موارد گسیختگی در سطح زمین می‌گردد که هرکدام می‌تواند به نحوی زندگی افراد را به خطر بیندازد، از این رو بشر همیشه به دنبال یافتن راهکاری مناسب جهت مقابله با آثار مخرب ناشی از این پدیده بوده است. امروزه با پیشرفت‌های حاصل‌شده در علوم مختلف، تا حدودی امکان پیشگیری از این گونه آسیب‌ها فراهم آمده است. در این میان علم زمین‌شناسی و به‌ویژه لرزه‌زمین‌ساخت از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. در این راستا ما نیز سعی نمودیم در این پژوهش لرزه‌زمین‌ساخت منطقه دماوند را مورد بررسی قرار دهیم. در این فصل ابتدا موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه بیان شده، سپس دلایل ضرورت انجام تحقیق عنوان گردیده است. همچنین تاریخچه مطالعات پیشین در این منطقه آورده شده و در نهایت روش مطالعه و انجام این پژوهش آورده شده است.

## ۲-۱ موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی

منطقه مورد بررسی، دایره‌ای به شعاع ۱۵۰ کیلومتر به مرکزیت شهر دماوند است. این شهر در فاصله تقریبی ۷۰ کیلومتری شمال شرق تهران واقع است. برای دسترسی به محدوده شهر دماوند از جاده‌های اصلی فیروزکوه و هراز و جاده‌های فرعی مختلفی که از مهم‌ترین آن‌ها، جاده متصل‌کننده روستاهای بیهر، مومج، دهنار، هویر می‌باشد، می‌توان استفاده نمود. (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱ موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه دماوند

### ۳-۱ ضرورت و اهداف انجام تحقیق

قرارگیری ایران در کمربند لرزه‌خیز آلپ-همیالیا، انجام مطالعات لرزه‌ای را در اقصی نقاط کشور ضروری می‌نماید. حال آنکه شهر دماوند با پتانسیل مهاجرپذیری بالا و افزایش روزافزون جمعیت، همچنین قرارگیری در مجاورت گسل‌های فعالی همچون گسل مشاء، نیاز به توجه ویژه‌ای دارد. از این رو به منظور کاهش خسارات جانی و مالی ناشی از این پدیده‌ها یک برنامه‌ریزی منسجم و صحیح برای شهر موردنیاز است و انجام مطالعات لرزه‌زمین‌ساختی به‌عنوان بخش مهمی از تحقیقات اولیه امری ضروری است. اهدافی که در این تحقیق دنبال می‌شوند شامل دستیابی به نقشه لرزه‌زمین‌ساخت منطقه و محاسبه میزان خطر زمین‌لرزه و گسلش برای جمعیت ساکن در شهر دماوند است که با در نظر گرفتن حریم گسل‌های فعال و محاسبه میزان شتاب نیرومند زمین در هر نقطه انجام می‌پذیرد.

- به‌طور کلی می‌توان گفت که هدف از این پژوهش تعیین مناطق با خطر زمین‌لرزه و گسلش بالا است که برای ایجاد تمرکز جمعیت نامناسب است. همچنین اهداف زیر در این پژوهش دنبال می‌شوند.
- شناسایی گسل‌های فعال و لرزه‌زا در گستره مورد مطالعه به‌وسیله بررسی داده‌های لرزه‌ای و ارائه الگویی از میزان فعالیت گسل‌ها منطقه مورد مطالعه
  - برآورد توان لرزه‌زایی گسل‌های شاخص و پویا با استفاده از روابط تجربی مناسب برای منطقه مورد مطالعه.
  - گردآوری و ارائه یک کاتالوگ لرزه‌ای اصلاح‌شده شامل مجموعه کاملی از زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاہی با کمترین میزان خطا برای منطقه مورد مطالعه
  - شناسایی الگوی لرزه‌خیزی منطقه در بازه‌های زمانی و مکانی مختلف به‌منظور مکان‌یابی مناسب‌تر زلزله در آینده
  - تهیه نقشه‌های لرزه‌زمین‌ساخت و همچنین نقشه‌های پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه به‌صورت نقشه‌ی هم‌شتاب برای محدوده مورد مطالعه
  - و در نهایت معرفی محل‌هایی با خطر لرزه‌ای کمتر به‌منظور توسعه شهری در محدوده مورد مطالعه

#### ۴-۱ تاریخچه مطالعات پیشین

پژوهش‌های اولیه‌ای که در منطقه صورت گرفته است عمدتاً زمین‌شناسی عمومی منطقه را بررسی می‌کند و پایه اصلی پژوهش‌ها بعدی در منطقه را تشکیل داده است. از این قبیل پژوهش‌ها می‌توان به پژوهش‌های Stocklin (1960)، Gansser & Huber (1962)، Assereto (1963, 1966)، Allenbach (1964, 1966)، Dellenbach (1964, 1970)، Sussli (1976) و Alavi (1996) اشاره نمود. علاوه بر این موارد، Stocklin et. al (1973)، Tchalenko (1974 و 1975) بر اساس زمین‌شناسی ساختمانی، رشته‌کوه البرز را تقسیم‌بندی نمودند. Meyer (1967) نیز جنوب البرز مرکزی را مورد بررسی قرار داده است. همچنین Alavi (1966) پژوهش گسترده‌ای در مورد این منطقه انجام داده

است و Stocklin (1968) با توجه به جهت شیب گسل‌های راندگی البرز مرکزی که در بخش‌های شمالی به سوی جنوب و در بخش‌های جنوبی به سوی شمال هستند این بخش را یک ناودیس عمیق در نظر گرفته است. همچنین نظری و همکاران (۱۳۸۶) به‌طور کلی تکامل ساختاری البرز را مورد بررسی قرار داده‌اند. تکتونیک البرز مرکزی نیز، بارها مورد مطالعه قرار گرفته و نظریه‌های گوناگونی در مورد آن مطرح است. از جمله آن‌ها می‌توان به مطالعات (2005) Yassaghi و (2006) Zanchi et. al اشاره نمود که نظریه تکتونیک وارون را در مورد البرز مرکزی ارائه دادند از مطالعات صورت گرفته در مورد تحلیل هندسی و جنبشی در جنوب البرز مرکزی می‌توان به مطالعات یساقی و عباسی (۱۳۸۴) اشاره کرد که به بررسی تکامل ساختاری این ناحیه پرداختند. (2012) Arian et. al بر رو چشمه‌های لرزه‌زا و همچنین نئوتکتونیک ناحیه تهران کار کردند. افرادی همچون بربریان و همکاران (۱۳۶۴)، سلیمانی و همکاران (۱۳۸۲)، (1999) Berberian & Yeats، به مطالعه لرزه‌زمین‌ساخت گسل‌های البرز مرکزی به‌ویژه گسل مشاء پرداخته‌اند. همچنین (2007) EhteshamiMoinabadi & Yassaghi، (2008) Yassaghi & Madanipour و (2012) EhteshamiMoinabadi et al. در مورد هندسه و تحول جنبشی این گسل کار کردند و زارع و همکاران (۱۳۷۵) نیز با بررسی سطوح مختلف افرازهای گسل مشاء از غرب روستای مشاء تا شمال چشمه اعلا، نحوه و میزان حرکت نسبی گسل مشاء در کواترنر پسین را به‌منظور بررسی لرزه‌زمین‌ساخت و ریخت‌شناسی مهندسی گسل مشاء مورد مطالعه قراردادند. احتشامی معین‌آبادی و یساقی (۱۳۹۳) با مطالعه ریزساختارهای پهنه گسل مشاء شرایط دگرشکلی این پهنه گسلی را بررسی کردند. همچنین از مطالعات لرزه‌شناسی که در گستره البرز مرکزی صورت گرفته می‌توان به پژوهش‌های زیر اشاره نمود.

(1999) Zare et al.، (2002) Jackson et al.، (2005) Ashtari & Hatzfeld، (2007, 2012) et al.

و Tatar & Hatzfeld (2009) و Agh-Atabai & Mirabedini (2014).

از مطالعات صورت گرفته در مورد پارینه لرزه‌شناسی منطقه می‌توان از پژوهش‌های، Ritz et al. (2006) Nazari (2006)، (2007,2008) Solaymani Azad et al. Solaymani Azad (2009) Nazari et al (2011) نام برد.

در حوضه ژئودینامیک البرز نیز افرادی همچون Nilforoushan (2003) ، Vernant et al. (2004) ، Djamour et al. (2010) مطالعات گسترده‌ای در این منطقه داشته‌اند. . از آخرین مطالعات صورت گرفته در منطقه می‌توان به موارد زیر اشاره نمود. الیاسی (۱۳۸۰) به ارزیابی تنسورهای تنش دیرین و نوع دگرریختی بر پایه تحلیل خش‌لغزهای گسلی در دامنه جنوبی البرز مرکزی پرداخته است. قربانی و همکاران (۱۳۸۶) نیز به تحلیل ساختاری طاق‌دیس آینه‌ورزان - دلیچای پرداختند. همچنین احمدی (۱۳۸۷) به بررسی لرزه‌زمین‌ساخت ناحیه فیروزکوه پرداخته و نهایتاً نقشه‌های پهنه‌بندی خطر برای سطوح مختلف و پهنه‌بندی طیفی برای سازه‌های بلند و کوتاه را طراحی و تهیه کرده است. عباسی (۱۳۸۸) به بررسی لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت لبه جنوبی البرز مرکزی پرداخته است. بقا و همکاران (۱۳۹۱) در پژوهش خود به بررسی پهنه گسلی مشاء - شمال تهران بر پایه ویژگی‌های ریخت‌زمین‌ساختی در منطقه البرز مرکزی پرداخته و بیان نمودند که سه رده از فعالیت زمین‌ساخت نسبی ناحیه را از فعالیت کم تا زیاد مشخص می‌کند.

## ۱-۵ روش انجام تحقیق

مطالعات در این پژوهش با مروری بر روابط و اصول علم لرزه‌زمین‌ساخت آغاز شد، سپس به گردآوری و مطالعه مجموعه‌ای از متون علمی در رابطه با زمین‌ساخت و لرزه‌زمین‌ساخت منطقه، همچنین تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های زمین‌شناسی و مغناطیس‌هوایی محدوده زون البرز و به‌ویژه ناحیه مورد مطالعه پرداختیم. در ادامه به منظور بررسی چشمه‌های لرزه‌زا، خطواره‌های تکتونیکی محدوده مورد مطالعه را مشخص نمودیم و پس از بازدید صحرایی به تصحیح و تکمیل آن پرداختیم. در گام بعدی به گردآوری داده‌های لرزه‌خیزی منطقه شامل مشخصات زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی

منطقه و سازوکار کانونی زمین لرزه‌های مهم پرداختیم، سپس این داده‌ها را با روش‌های مربوطه تصحیح نمودیم و به کاتالوگ لرزه‌ای منطقه مورد مطالعه دست یافتیم و از این طریق توانستیم نقشه لرزه‌زمین‌ساختی منطقه را تهیه نماییم. در نهایت مجموع داده‌های به دست آمده به کمک برخی از نرم‌افزارهای تحلیل خطر زمین لرزه مورد پردازش قرار گرفته و نتایج حاصل از این پردازش را مورد تفسیر قرار دادیم و نتایج کلی را مطرح نمودیم. در پایان به منظور توسعه و برنامه‌ریزی شهری در محدوده دماوند پیشنهادهایی ارائه گردیده است.





# فصل دوم

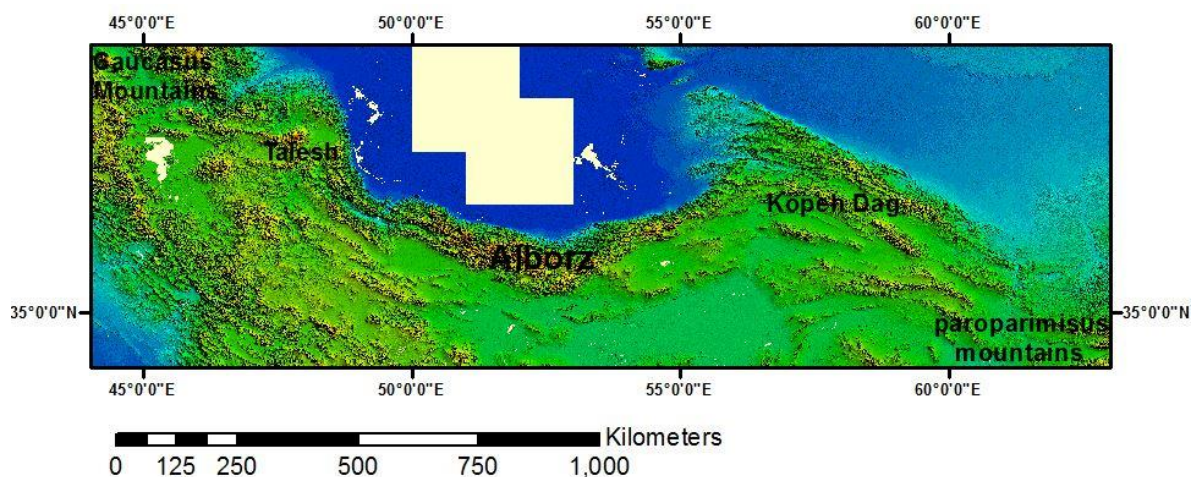
## زمین شناسی عمومی منطقه

## ۲-۱ مقدمه

منطقه مورد مطالعه از نظر پهناوندی‌های ساختاری - رسوبی ایران بخش‌هایی از پهناوندی البرز و ایران مرکزی را شامل می‌شود. به دلیل اینکه غالب گسل‌های فعال منطقه در محدوده‌ی زون البرز واقع هستند ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی این زون بر منطقه مورد مطالعه حاکم است و در این فصل ابتدا به تشریح تاریخچه تکامل این زون پرداخته‌شده سپس رژیم زمین‌ساختی در این زون از دیدگاه پژوهشگران مختلف مورد بحث قرار گرفته شده است و در نهایت چینه‌شناسی منطقه را بررسی نمودیم و زمین‌شناسی ساختاری منطقه مورد مطالعه را به صورت اجمالی بیان کردیم.

## ۲-۲ فرگشت ساختاری پهناوندی البرز

کوهزاد البرز در شمال ایران دارای روندی خمیده می‌باشد که در مسافتی حدود ۲۰۰۰ کیلومتر از قفقاز صغیر در جمهوری‌های ارمنستان و آذربایجان در غرب تا کوه‌های پاراپامیسوس در شمال افغانستان در شرق کشیده شده است (شکل ۱-۲). این رشته‌کوه بر اساس ویژگی‌های ریخت‌شناسی و زمین‌شناختی به سه منطقه البرز باختری و آذربایجان، البرز مرکزی و البرز خاوری تقسیم می‌شود (Alavi, 1996).



شکل ۱-۲ تصویر ماهواره‌ای رشته‌کوه البرز که از کوه‌های قفقاز تا پاراپامیسوس کشیده شده است

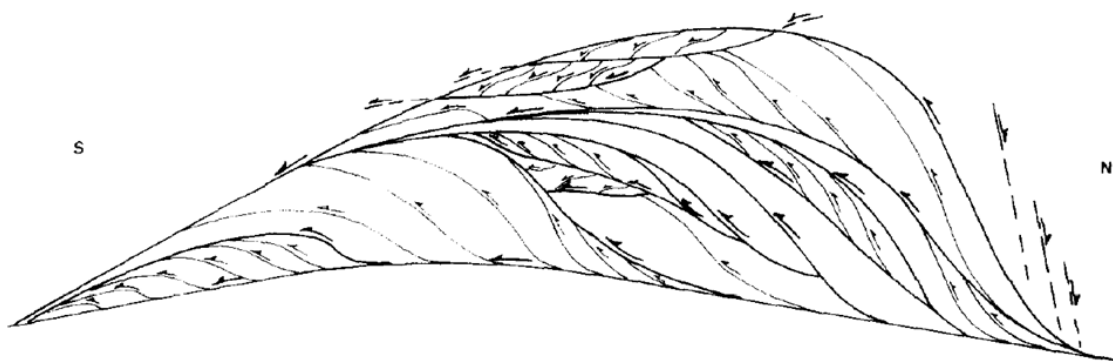
به‌طور کلی می‌توان عامل اصلی تکامل زمین‌ساختی حوضه رسوبی البرز را به گسترش و بسته شدن‌های پی‌درپی حوضه‌های تتیس نسبت داد (قریشی و آریین، ۱۳۸۹). توالی و تکرار تکتونیک کششی و فشارشی حاصل از گسترش و بسته شدن این‌گونه حوضه‌ها در طی کوه‌زاد آسنیتیک-کاتانگایی، سیمرین و آلی که گاه بر پی‌سنگی از رخساره‌های دگرگونه و تغییر شکل یافته حاصل از رخدادهای کالدونین و هرسینین منطبق می‌باشند، سبب تکامل تکتونیک حوضه‌های رسوبی نواحی متأثر از کوهزادهای گوناگون گردیده است (نظری و شهیدی، ۱۳۹۰). اولین نشانه‌های زایش حوضه‌های گوناگون تتیس که سبب قطعه‌قطعه شدن ابرقاره‌های کهن و بلوک‌ها و خرده صفحه‌های میان آن‌ها شده است، در پرکامبرین با زایش اقیانوس پروتوتتیس در بخش‌های گوناگون، به‌ویژه کمربند ساختاری البرز قابل‌پیگیری است که شواهد بسته شدن آن را نیز می‌توان به‌صورت بخشی از اثرات به‌جامانده از کوهزایی کهن اواخر پره‌کامبرین در بلندی‌های پره‌کامبرین و پالئوزوئیک آغازین در البرز مرکزی و بخش‌های دیگر در شمال ایران مشاهده نمود (Nazari, 2006). پس‌از این در اردووسین، گسترش و تکوین حوضه‌های کششی در همبری توران و گندوانا سبب شکل‌گیری و زایش تتیس کهن با راستای تقریبی خاوری‌باختری شده است. به دلیل شرایط کششی حاکم در البرز بین اردووسین تا دونین میانی شکستگی‌هایی در البرز به وجود آمده که باعث شکل‌گیری مجموعه‌های آتش‌فشانی بسیاری در این رشته‌کوه شده است. از دونین تا تریاس به دنبال توقف تدریجی فعالیت‌های آتش‌فشانی، شرایط فلات قاره‌ای بر روی پوسته از هم گسیخته حاکم شد، پس از تریاس حیات این فلات قاره‌ای به پایان می‌رسد چراکه در این زمان سنگ‌کره قاره‌ای البرز در امتداد یک پهنه فرورانش با شیب به سمت شمال با ورقه توران برخورد می‌کند (Alavi, 1966). این فرورانش در واقع، فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس کهن بوده که در اواخر دونین میانی آغاز شد و در نهایت در تریاس میانی این اقیانوس به‌طور کامل بسته شد که از نظر مکانی منطبق بر نواحی متأثر از کوهزاد سیمرین است (Stampfli, 2000). پس از تریاس میانی یعنی همزمان با آغاز فعالیت فاز کوهزایی سیمرین حوضه‌های رسوبی شاهد تغییرات چشمگیری شدند (نظری و شهیدی، ۱۳۹۰). همزمان با

آخرین مراحل برخورد حاصل از بسته شدن و به هم رسیدن کرانه‌های تتیس کهن در حاشیه قاره‌ای و نازک شدن آن، اقیانوس جدیدی به نام نوتتیس ظاهر می‌شود که در کرتاسه بالایی بخشی از این اقیانوس شروع به بسته شدن نمود و در ادامه برخورد بین صفحه‌های ایران و عربی و همچنین قطعات داخلی فلات ایران همچون البرز با یکدیگر صورت گرفت (Nazari, 2006). برخورد حاشیه قاره‌ای فعال توران با حاشیه قاره‌ای غیرفعال البرز نیز که همزمان با رویداد کوهزایی سیمیرین پیشین بوده، موجب شکل‌گیری گسلش راندگی شدید و فرارانش مجموعه‌های اقیانوسی تتیس کهن بر روی لبه شمالی البرز، موجب فراخاست، دگرگونی و تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی و نیز تشکیل حوضه‌های پیش بومی و حوضه‌های میان کوهی شده و این امر تا ژوراسیک میانی ادامه یافته است (Alavi, 1996) و پس از آن رسوبات بر قاره‌ای و فلات قاره‌ای کم‌عمق به صورت پیش‌رونده بر روی سرزمین‌های متأثر از کوهزایی سیمیرین تشکیل شده و این روند تا پایان کرتاسه ادامه یافته است. با این وجود اما نخستین جنبش‌های واقعی همزمان با رویداد لارامید (کرتاسه بالایی - پالئوسن) رخ داده که باعث تغییرات و دگرگونی شرایط محیط شده است (Stocklin, 1974؛ 1981 و 1983 Berberian). به موجب عملکرد این فاز کوهزایی چین‌خوردگی ناحیه‌ای ایجاد شد که خود باعث شکل‌گیری یک ناپیوستگی در قاعده سنگ‌های ترشیری در البرز جنوبی گردیده است. در طول الیگوسن - میوسن به دلیل برخورد صفحه عربی با سرزمین ایران، پهنه البرز بالا آمده و رسوبات قاره‌ای یا دریایی در حوضه‌های کوچک داخلی (حوضه‌های میان کوهی) نهشته شده‌اند تا اینکه جنبش‌های کوهزایی روی داده در زمان پلیوسن - کواترنری سبب گسلش راندگی و مرتفع شدن رشته‌کوه شدند. دگرشکلی حاصل از شروع همگرایی عربی - اوراسیا در میوسن و حتی زودتر از آن آغاز شده (Allen et al., 2003) و تاکنون حدود یک‌سوم از این دگرشکلی‌های داخل قاره‌ای در کوه‌های البرز اتفاق افتاده (Priestley et al., 1994؛ Berberian & Yeats, 1999؛ et al. 2002؛ Jackson) بعد از آن در ترشیری - کواترنری ماگماتیسم شدید نوع کمانی، گسلش راندگی، فراخاست و تشکیل حوضه‌های میان کوهی آواری - سیلیسی و نیز تشکیل پیش بوم مهاجرت کننده

به طرف جنوب، روی داده است (Alavi, 1996). حرکات کوهزایی پیرنین در زمان ائوسن پیشین - میانی عامل اصلی برونزد سنگ‌های آتشفشانی و شکل‌گیری سازند کرج با مشخصه سنگ‌شناسی آذرآواری در این منطقه می‌باشد و در نهایت فاز پاسادین به عنوان آخرین فاز کوهزایی در البرز، عامل اصلی در شکل‌گیری سنگ جوش سازند هزاردره و چین‌خوردگی در آن و ایجاد دگرشیبی بین نهشته‌های کواترنری پیشین و پسین شده است. زمین‌شناسی البرز، به ویژه البرز مرکزی تا حد زیادی توسط گسل‌های اصلی تراستی کنترل می‌شود (Ehteshami 2007). (Moinabadi & Yassaghi, 2006). Zanchi et al. (2006) تکامل ساختاری این بخش را به شدت تحت تأثیر وارونگی گسل‌های کششی از قبل موجود می‌دانند، به این ترتیب که گراین‌های شکل گرفته در فورلندها پس از یکپارچه شدن بلوک ایران با اوراسیا در تریاس پسین دوباره فعال شده اما این بار با سازوکار معکوس.

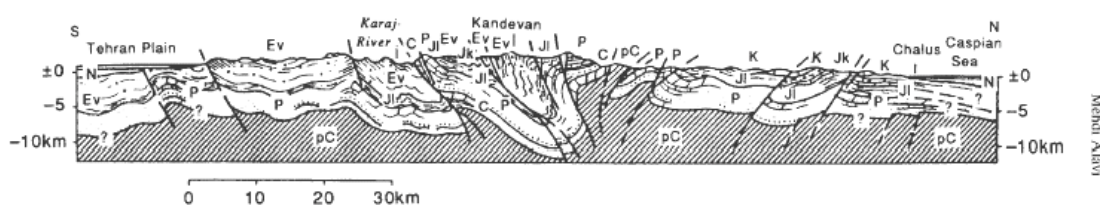
## ۳-۲ مدل‌های زمین‌ساختی مطرح شده در مورد البرز

Alavi (1996) رشته‌کوه البرز را یک دستگاه چند کوهزادی سوار شده بر یکدیگردانست و عامل اصلی دگرشکلی در البرز را گسلش‌های راندگی معرفی نمود که منجر به ایجاد سامانه‌ای از دوپلکس‌ها با مقادیر حمل متفاوت شده است و یک پشته مرکب تا قریخت را ساخته است که این پشته متشکل از دو گروه از گسل‌های راندگی است که در طی کوهزایی سیمین (پیشین و پسین) و آلپی (پیشین و پسین) تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۲ مدل ساختاری شماتیک ارائه شده توسط **Alavi(1996)** برای سامانه البرز که بیانگر یک ساختار دوپلکس مرکب پیچیده است

این در حالی است که دیگر پژوهشگران همچون **Stocklin (1974,1968)** و **Allen et al., (2003)** و **Nazari (2006)** برای این پهنه در شمال ایران به مدلی چون ساختارهای رزگون<sup>۱</sup> معتقد می‌باشند و بر همین پایه تا کنون برش‌های ساختاری گوناگونی با اندک تغییرات نسبت به مدل اولیه که توسط **Stocklin(1974)** ارائه شده بود بازسازی گردیده است (شکل ۲-۳).

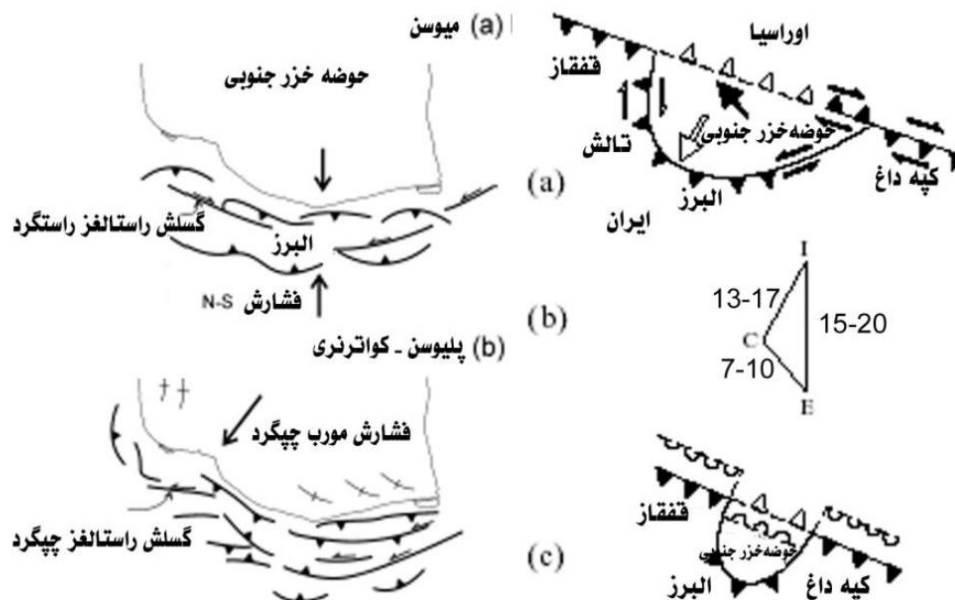


شکل ۳-۲ مقطع عرضی چهارچوب ساختاری ارائه شده توسط **Stocklin(1968)**

همچنین **Assereto (1966)** در مورد البرز به یک ناودیس ریشه دار باور دارد که در یال شمالی چندین گسل راندگی با شیب به سمت جنوب و یال جنوبی آن با چندین گسل راندگی با شیب به سمت شمال همراه است همچنین معتقد است که این راندگی‌ها که به صورت فلسی بر روی یکدیگر قرار دارند در پی سنگ با یکدیگر درگیرند. طبق مدل **Jackson et al., (2002)** و **Allen et al., (2003)** در اثر مراحل اولیه همگرایی صفحات اوراسیا و عربی، گسل‌های البرز خاوری به صورت چپ‌بر و گسل‌های البرز باختری به صورت راست‌بر حرکت داشته‌اند این امر موجب ایجاد یک سامانه مزدوج شده که با محور کوتاه شدگی شمالی- جنوبی البرز هم‌خوانی دارد و طبق این مدل حضور گسل‌های

<sup>1</sup>flower structure

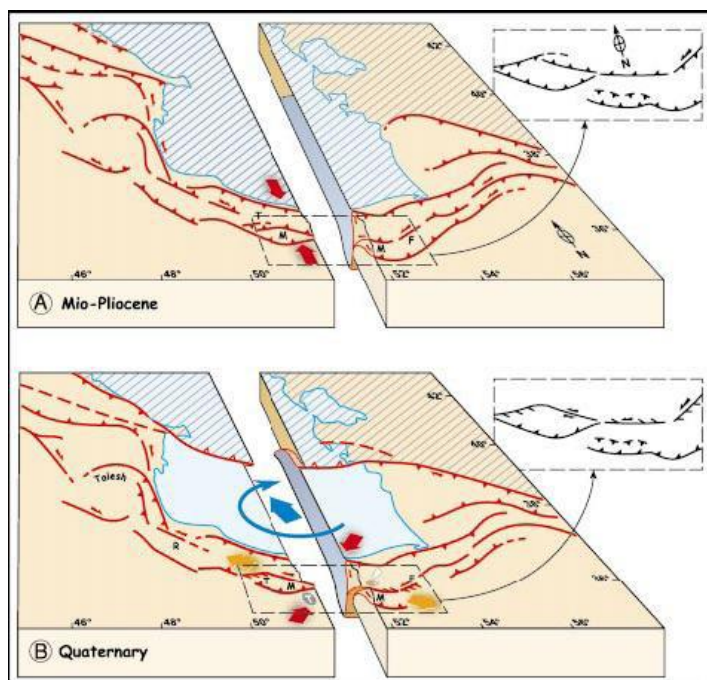
موازی چپبر در راستای البرز و نیز حضور راندگی ها حاکی از تقسیم شدن کرنش در اثر کوتاه شدگی مایل و ایجاد دگرشکلی ترفشارشی در عرض رشته کوه البرز است (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۴ مدل دگرشکلی البرز. الف) از Jackson et al., 2002 که در این تصویر می‌توان برابندی بردارهای دگرشکلی را با مثلث ICE نشان داد. ضلع CI حرکت حوضه خزر جنوبی به طرف بلوک ایران در راستای آزیموت ۲۱۰ را نشان می‌دهد. ضلع CE حرکت حوضه خزر جنوبی به طرف اوراسیا را نشان می‌دهد که این دو حرکت تحت تاثیر حرکت سوم یعنی همگرایی شمالی- جنوبی دو صفحه عربستان و ایران قرار دارند. ب) از دیدگاه آلن و همکاران (۲۰۰۳)

به باور Yassaghi (2005) راندگی‌های اصلی البرز مرکزی ویژگی گسل‌های محدودکننده حوضه را نشان می‌دهد که در فرا دیواره خود پس رانده‌هایی دارند که مقدار حرکت آن‌ها از مقدار حرکت راندگی اصلی بیشتر است. این ویژگی که در حوضه‌های وارون شده رایج است بیان می‌کند که این پس رانده‌ها در طی یک فاز فشارشی و در یک رژیم زمین‌ساختی وارون پدید آمده‌اند. (et al., 2006) Zanchi نیز در مورد البرز مرکزی به زمین‌ساخت وارون اعتقاد دارند به بیان ایشان البرز مرکزی طی فازهای مختلف دچار فعالیت دوباره شده و در حال حاضر این ناحیه تحت یک رژیم ترفشارشی می‌باشد. به عقیده ایشان ساختارهای کششی ائوسیمین که در البرز مرکزی در طول فازهای مختلف دچار فعالیت دوباره شده‌اند یک فاز فشارشی شمالی جنوبی که گسل‌های با روند خاوری باختری را به فعالیت دوباره واداشته و چین‌هایی با همین روند را پدید آورده بوده است، به یک ترفشارش راست بر

تغییر سازوکار داده است و این امر با جهت بیشینه فشار SW-NE همخوانی داشته است. همچنین Ritz et al., (2006) اظهار میدارند که از حدود ۱-۱/۵ میلیون سال پیش یک رژیم تراکشی در بخش میانی البرز در حال روی دادن است. همچنین به باور ایشان برش چپ بر در رشته کوه البرز بر اثر چرخش ساعتگرد حوضه خزر روی می‌دهد. هنگامی که حوضه خزر جنوبی در پلیستوسن شروع به چرخش ساعتگرد و یا حرکت به سوی شمال باختر نسبت به اوراسیا نمود نه تنها باعث تغییر از فشارش شمالی- جنوبی به ترفشارش شمال خاوری - جنوب باختری شد بلکه سبب تراکشی یادشده نیز شده است (شکل ۲-۵).



شکل ۲-۵ مدل سه بعدی تغییرات سینماتیکی البرز مرکزی بر اثر حرکت رو به شمال باختر که توسط Ritz et al. (2006) ارائه شده است.

به‌طور کلی در مورد اینکه دگرریختی‌های درون قاره‌ای فلات ایران، از جمله دگرریختی‌های مربوط به زایش البرز، پس از برخورد ورقه عربی با اوراسیا شروع شده و تا کنون نیز ادامه دارد در بین اکثر پژوهشگران توافق نظر وجود دارد، اما در مورد رژیم زمین ساختی البرز در زمان‌های مختلف زمین‌شناسی نظرات مختلفی ارائه گردیده است.



## ۴-۲ چینه شناسی منطقه

بر اساس نتایج حاصل از مطالعات پیشین و نقشه‌های زمین‌شناسی و نیز بازدیدهای صحرایی در منطقه مورد مطالعه، واحدهای سنگی قابل مشاهده در این منطقه دامنه زمانی وسیعی از پرکامبرین تا عهد حاضر را شامل می‌شوند. قدیمی‌ترین رسوبات در این منطقه متعلق به هسته مرکزی تاقدیس آینه‌ورزان-دلیچای می‌باشد. در اینجا هر یک از واحدهای سنگی قابل مشاهده در منطقه مورد مطالعه را به ترتیب از قدیم به جدید به صورت مختصر توضیح می‌دهیم و در نهایت ستون چینه شناسی منطقه با توجه به واحدهای موجود در منطقه رسم گردیده است (شکل ۲-۱۲).

### ۱-۴-۲ واحدهای سنگی پرکامبرین

#### ۱-۱-۴-۲ سازند کهر

بر اساس نظر (Allenbach 1970) قدیمی‌ترین سازند موجود در منطقه سازند بایندور است که در هسته تاقدیس آینه‌ورزان-دلیچای رخنمون یافته است. این در حالی است که طبق سایر مطالعات اخیر رخنمونی از سازند کهر، هسته تاقدیس آینه‌ورزان-دلیچای را می‌سازد. این سازند با ستبرای بیش از ۱۶۰۰ متر در مقطع تیپ که واقع در باختر دره کرج می‌باشد شامل ماسه‌سنگ، شیل‌های سبز و قرمز رنگ همراه با لایه‌های نازکی از دولومیت و کمی سنگ آهک است (شکل ۲-۶).



شکل ۲-۶ راندگی رخنمونی از سازند کهر در جنوب شرقی روستای یهر که سازند شمشک با سن ژوراسیک تحت تاثیر عملکرد گسل مشاء بر روی آن رانده شده است. موقعیت عکس دره‌ی گسلی رودخانه‌ی دلیچای، دید به سمت شمال

جاده

## ۲-۴-۱-۲ سازند سلطانیه

نام این سازند از شهر تاریخی سلطانیه واقع در جنوب‌خاوری زنجان اقتباس شده است. برش الگو این سازند برای اولین بار توسط Stocklin (1964) مورد بررسی قرار گرفته و سن آن را پرکامبرین پسین - کامبرین پیشین اعلام کرده است. سازند سلطانیه عمدتاً از دولومیت‌های متراکم و چهره‌ساز به رنگ روشن و با ضخامت بیش از هزار متر در بسیاری از نقاط شمال ایران گسترش دارد (علوی‌نائینی، ۱۳۷۹). بیشترین رخنمون این سازند در منطقه مورد مطالعه در شمال روستای آرو مشاهده می‌شود، همچنین در امتداد رودخانه دلیچای می‌توان سازند سلطانیه را به صورت توالی از سنگ‌های کربناتی و آواری مشاهده کرد (شکل ۲-۷).



شکل ۲-۷ رخنمون واحد سنگی دولومیت و شیل سلطانیه به همراه خش‌لغزهای نشانه‌هایی از فعالیت گسل مشاء در حاشیه جاده آرو- دهنار سوی نگاه شمال

## ۲-۴-۲ واحدهای سنگی پالئوزویک

### ۱-۲-۴-۲ سازند باروت

نام این سازند از دهکده باروت آجاجی واقع در غرب کوه‌های سلطانیه، در ۱۸ کیلومتری جنوب‌غربی شهرستان زنجان اقتباس شده است. برش الگو این سازند، برای اولین بار توسط Stocklin et al. (1964) مورد بررسی قرار گرفت و ضخامت آن ۷۱۴ متر اندازه‌گیری شد. این سازند از تناوبی از شیل‌های رسی، سیلیسی و ماسه‌ای میکادار به رنگ‌های ارغوانی، سبز، خاکستری، بنفش و سیاه و همچنین از دولومیت و آهک تشکیل گردیده است (علوی‌نائینی، ۱۳۷۹). در منطقه مورد مطالعه این سازند در

شمال روستای سربندان و جابان به چشم می‌خورد که در این مناطق فسیل‌های از این سازند بدست آمده که به کامبرین زیرین تعلق دارند (Allenbach, 1970).

#### ۲-۲-۴-۲ سازند زاگون

این سازند برای اولین بار توسط Assereto (1963) معرفی شده است. نام این سازند از روستای زاگون در شمال شرق تهران اقتباس شده است. در برش الگو، سازند زاگون شامل ۶ واحد سنگی به ضخامت ۴۵۳ متر است. این سازند شامل توالی‌های آواری متشکل از شیل‌های سیلتی میکادار به رنگ قرمز تیره و در برخی موارد خاکستری تیره تا سبز می‌باشد و فاقد فسیل بوده و می‌توان سن آن را تنها از نظر موقعیت چینه‌شناسی به کامبرین زیرین نسبت داد. برونزدهای مربوط به این سازند در منطقه مورد مطالعه در توالی‌های رسوبی یال جنوبی تاقدیس آینه ورزان دیده می‌شود.

#### ۳-۲-۴-۲ سازند لالون

برش الگوی این سازند در دامنه شرقی دره لالون توسط Assereto (1963) مطالعه و ضخامت این سازند در برش الگو ۵۸۲ متر اندازه‌گیری شد که شامل ماسه سنگ‌های دانه متوسط با رنگ قرمز تیره تا روشن است. مرز زیرین سازند لالون با زاگون تدریجی و مرز بالایی آن با سازند میلا تند و ناگهانی است. در منطقه مورد مطالعه می‌توان این سازند را با ضخامت تقریبی ۲۵۰ متر در یال جنوبی تاقدیس آینه ورزان و همچنین دره مشاء مشاهده نمود.

#### ۴-۲-۴-۲ کوارتزیت رأسی

سازند لالون در بالا به یک لایه سفید رنگ به نام کوارتزیت رأسی محدود می‌شود که دارای ضخامت بین ۲۰ تا ۵۰ متر می‌باشد این واحد در یال جنوبی تاقدیس آینه ورزان به وسیله سازند جیروود پوشیده شده در خالی که در همبری بالاییان در شمال راندگی مشاء سازند میلا مشهود است.

#### ۵-۲-۴-۲ سازند میلا

این سازند برای اولین بار در دامنه‌های جنوبی میلاکوه واقع در ۵۰ کیلومتری جنوب غربی شهرستان دامغان مطالعه شده است. در برش الگو ضخامت این سازند ۵۸۵ متر می‌باشد و شامل ۵ بخش است.

قسمت‌ها زیرین آن را طبقاتی از سنگ‌ها کربناته تشکیل می‌دهند و بخش فوقانی از سنگ‌های آواری تشکیل شده است. با توجه به محتویات فسیلی، سن این سازند کامبرین پسین-اردوئین پیشین می‌باشد. این سازند در فرادیواره گسل مشاء و در موازات دره رودخانه دلیچای مشاهده می‌شود همچنین کاملترین رسوبات سازند میلا از نظر سنگ شناسی در منطقه مورد مطالعه در بالاتری قسمت دره دلیچای دیده می‌شود.

#### ۶-۲-۴-۲ سازند جیروود

این سازند برای اولین بار توسط Assereto(1963) مورد بررسی قرار گرفت. نام این سازند از روستای جیروود در شمال شرق تهران اقتباس شده است و در برش الگو شامل چهار بخش با ضخامت کل ۷۶۰ متر می‌باشد. در منطقه مورد مطالعه این سازند در بخش‌های شمالی گسل مشاء همچنین تاقدیس آینه ورزان قابل مشاهده است و دارای رخساره‌های متفاوت است به طوری که در قطعه شمالی گسل رخساره غالب در سنگ‌ها سازند جیروود بیشتر کربناته است در حالی که در قطعه جنوبی رخساره آواری در سنگ‌های این سازند مشهود است.

#### ۷-۲-۴-۲ سازند مبارک

برش الگو سازند مبارک نخستین بار توسط Assereto(1963) در ناحیه مبارک آباد در شمال خاور تهران مورد مطالعه قرار گرفت و ضخامت آن ۴۵۰ متر گزارش شد. این سازند که به سن کربونئفر زیرین می‌باشد به طور عمده از سنگ‌های کربناته ساخته شده است و در شمال دره گسلی مشاء همچنین شمال تاقدیس آینه ورزان و منطقه آرو گسترش دارد (شکل ۲-۸).



شکل ۸-۲ آهک مبارک موجود در زون گسلی مشاء که تحت تاثیر عملکرد گسل مشاء بسیار خرد شده و لایه بندی آن کاملاً از بین رفته ضلع شمالی دره مشاء سوی نگاه شمال

#### ۸-۲-۴-۲ سازند دورود

برش الگو سازند دورود در دره علیای جاجرود توسط Assereto(1963) اندازه گیری شده است. عمدتاً شامل تناوبی از کنگلومرای کوارتزیتی، کوارتزیت، ماسه سنگ، سیلت سنگ و سنگ آهک است. در برش الگو، سازند دورود با ۱۵۰ متر ستبراً، شامل چهار واحد سنگی است. این سازند در تاقدیس آینه ورزان دارای رخساره‌ی آواری است.

#### ۹-۲-۴-۲ سازند روته

سازند روته نخستین بار توسط Assereto(1963) در دره روته مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت و ضخامت آن در برش الگو ۲۳۲ متر اندازه گیری شده است و ضخامت آن در یال جنوبی تاقدیس آینه ورزان ۱۵۰ متر اندازه گیری شده است. این سازند به طور عمده شامل سنگ آهک خاکستری تیره نازک تا متوسط لایه است.

#### ۱۰-۲-۴-۲ سازند نسن

برش الگو این سازند در نزدیکی روستا نسن در دره علیای نور در خاور دره چالوس انتخاب شده است. ضخامت سازند نسن در برش الگو ۲۳۰ متر اندازه گیری شده است لیتولوژی این سازند در برش الگو با ردیف‌هایی از آهک سیاه و شیل تیره رنگ تشکیل شده است.

## ۳-۴-۲ واحدهای سنگی مزوزوئیک

### ۱-۳-۴-۲ سازند الیکا

نام این سازند از دهکده‌ای به همین نام در شمال دره چالوس برگرفته شده است. این سازند با ضخامت حدود ۳۰۰ متر به زیر دوره‌های تریاس زیرین تا میانی تعلق دارد طبق نظر (1970) Allenbach در این منطقه کاملترین مقطع از سازند الیکا متعلق به ناحیه تکتونیکی آینه ورزان - دلیچای می‌باشد که ضخامت آن به ۵۵۰ متر می‌رسد. این سازند در ناحیه آرو با ناپیوستگی هم‌شیب و با یک افق لاتریتی بر روی سازند روته قرار دارد.

### ۲-۳-۴-۲ سنگ‌های آتشفشانی قاعده سازند شمشک

تقریباً در اکثر نقاط البرز مرکزی در قاعده سازند شمشک و بر روی سازند الیکا، به ضخامت حدود ۱۰۰ متر گدازه‌های بازیک با بافت بادامی ملافیری مشاهده می‌شود. این لایه ملافیری به خصوص در توالی چینه شناسی یال جنوبی تاق‌دیس آینه ورزان - دلیچای به چشم می‌خورد و به صورت ناپیوستگی هم‌شیب بر روی نهشته‌های کربناته الیکا دیده می‌شود (شکل ۲-۶).



شکل ۲-۹ رخنمونی از سنگ‌های آتشفشانی قاعده شمشک در منطقه دره جابان

### ۳-۳-۴-۲ سازند شمشک

این سازند به دلیل گسترش بسیار زیاد در البرز مرکزی و دارا بودن منابع زغال سنگ و همچنین سیمایی پست با رنگی تیره، که آن را نسبت به سایر سازندها شاخص می‌نماید، شناخته‌شده‌ترین

سازند در این ناحیه می‌باشد. برش الگوی این سازند در شمال تهران توسط Assereto (1966) معرفی شد. این سازند در برش الگو از چهار بخش تشکیل شده است همچنین سن این سازند ژوراسیک پیشین می‌باشد. لیتولوژی این سازند شامل تناوبی از رسوبات سیلتی-رسی، سیلتستون، ماسه سنگ و کنگلومرا با تعداد زیادی عدسی زغال است (نظری وهمکاران، ۱۳۹۰).

#### ۴-۳-۴-۲ سازند دلیچای

نام این سازند برگرفته از نام رودخانه دلیچای در منطقه مور مطالعه بوده و شامل سنگ آهک مارنی ریزدانه کرم‌رنگ تا خاکستری روشن با میان‌لایه‌های مارنی است که گاه‌ها رگه‌های چرت نیز در آن دیده می‌شود. این سازند سرشار از فسیل‌های آمونیت است. سازند دلیچای در اکثر نقاط البرز مرکزی در روی زمین به آسانی قابل تشخیص است. اما ضخامت آن در سراسر مناطق ثابت نیست و حتی در برخی نقاط به صفر می‌رسد. در فرادیواره گسل مشا و یال جنوبی تاقدیس آینه‌ورزان به صورت باقی مانده‌های کم‌وسعت دیده می‌شود

#### ۵-۳-۴-۲ سازند لار

مقطع تیپ این سازند در دره لار قرار دارد و ضخامت آن ۲۵۰ تا ۳۵۰ متر و از آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌های حاوی چرت یا نوارهای سیلیسی است. فسیل آمونیت پریسفتکس سن این آهک‌ها را ژوراسیک بالایی تعیین می‌کند. سن این سازند ژوراسیک بالایی است. در منطقه تاقدیس آینه‌ورزان - دلیچای این سازند هم در یال جنوبی و هم در ارتفاعات یال شمالی مشاهده می‌گردد. سازند فوق عموماً صخره ساز است و مورفولوژی با شیب تند را پدید می‌آورد (شکل ۲-۱۰).



شکل ۲-۱۰ توالی بین سازند شمشک و لار، سازند شمشک در وسط و در دو طرف آن سازند لار واقع شده است که این نشان دهنده عملکرد یک راندگی در منطقه می باشد، روستای هفت تن سوی نگاه: غرب

#### ۲-۴-۳-۶ سازند تیزکوه

برش الگو سازند تیزکوه در غرب روستای پلور مطالعه شده است. لیتولوژی این سازند، در قسمت قاعده آهک‌های تخریبی زرد رنگ با اینترکالیشن های کنگلومرا و در بخش‌های بالاتر آهک ریزدانه ضخیم لایه فسیل دار است. رسوبات این سازند در منطقه دماوند بیشتر پیرامون رودخانه دماوند به خصوص در شرق و غرب رودخانه رؤیت می گردد.

#### ۲-۴-۴-۴ واحدهای سنگی سنوزوئیک

#### ۲-۴-۴-۱ سازند فجن

برش الگوی سازند فجن توسط Dellenbach(1964) در ۱۰۰ کیلومتری خاور تهران نزدیک روستای فاجان معرفی شده است و ضخامت این سازند در برش الگوی ۱۵۰ متر گزارش شده، این در حالی است که Allenbach (1966) در ناحیه دماوند، کنگلومرای موجود در قاعده سنگ آهک زیارت را بخش قاعده‌ای سازند زیارت می‌داند و از آن به نام کنگلومرای زیارت یاد می‌کند. از نگاه سنگ‌شناختی این سازند شامل ضخامت متغیری از کنگلومرای چندزادی، ماسه سنگ‌های سرخ رنگ و مارن ماسه‌ای است ولی به‌طور محلی، سازند فجن نوعی کنگلومرای آتش‌فشانی (آگلومرا) است. سازند فجن غالباً به‌صورت دگرشیبی زاویه دار بر روی واحدهای قدیمی‌تر می‌نشیند چرا که در طول کرتاسه پسین محیط رسوبی دریایی در این منطقه حاکم بوده است. پس از حرکات کوهزایی کرتاسه پسین (فاز کوهزایی لارامید) و چین خوردگی نهشته‌های قدیمی‌تر، بخش‌های بالا آمده از آب، فرسایش یافته و



در ابتدای ترشیری (پالئوسن - ائوسن) نهشته‌های کنگلومرایی همراه با مارن و سنگ آهک (سازند فجن) تشکیل شده. در منطقه مورد مطالعه رخنمون این سازند در یال شمالی تاق‌دیس آینه‌ورزان قرار دارد.

#### ۲-۴-۴-۲ سازند زیارت

سازند آهکی زیارت، نشانگر واحدی از سنگ آهک نومولیت‌دار است. برش تیپ سازند زیارت در شرق تهران در غرب دهکده توچال توسط Dellenbach (1964) معرفی شد. این سازند در برش الگو، شامل دو بخش مارن‌های زرد و گچ‌دار و آهک ریفی نومولیت‌دار می‌باشد که به صورت پیوسته بر روی سازند فجن و در زیر سازند کرج قرار گرفته است. ویژگی‌های سنگی برش الگوی سازند زیارت در همه جا پایدار نیست. بر اساس فسیل‌های موجود سن آن پالئوسن تا ائوسن میانی تعیین شده است. در کنتاکت زیرین سازند زیارت، ماسه سنگ، مارن‌های ماسه‌ای و کنگلومرای سازند فجن به حالت هم شیب قرار دارد. در کنتاکت فوقانی آن نیز توفیت‌های سبز رنگ سازند کرج به حالت هم شیب دیده می‌شود. این سازند در یال شمالی تاق‌دیس آینه‌ورزان دیده می‌شود.

#### ۳-۴-۴-۲ سازند کرج

این سازند گسترش زیادی در منطقه مورد مطالعه دارد و بخش‌های عمده‌ای از شهر دماوند نیز بر روی این سازند واقع شده است (شکل ۲-۱۱). ضخامت آن در منطقه دماوند در حدود ۱۵۰۰ متر می‌باشد. این سازند شامل توف‌های سبز با لایه بندی خوب و رسوبات شیلی توف دار است همچنین در برونزدهای سازند کرج در منطقه دماوند سنگ‌های ولکانیکی متعددی مشاهده می‌شوند که بیشتر شامل جریان‌های گدازه و گدازه‌های برشی شده با ترکیب متوسط تا بازیک است. در این سازند دو مقطع به صورت تیپ مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته است. اولی در دره کرج کنار جاده چالوس و دومی در جنوب دره سیرا مطالعه شده است. ضخامتی یکی از مقاطع تیپ مطالعه شده حدود ۳۳۰۰ متر است که به وسیله Dedual (1967) به پنج قسمت تقسیم شده. به طور کلی سن سازند کرج ائوسن میانی است ولی در برخی نقاط ممکن است تا ائوسن فوقانی نیز ادامه داشته باشد.



شکل ۲-۱۱ رخنمونی از توالی سنگهای آذرآواری سازند کرج در شهر دماوند

#### ۴-۴-۴-۲ نهشته‌های کواترنری

در بررسی‌های لرزه‌ای نهشته‌های کواترنری از اهمیت ویژه‌ای برخوردار می‌باشند. شواهد لرزه‌ای ثبت شده در رسوبات کواترنری می‌تواند در بررسی‌های علم دیرینه‌لرزه‌شناسی مورد استفاده قرار گیرد. تعداد و زمان وقوع رخدادها، مقدار جابجایی گسلی طی هر رویداد، شدت نسبی و مطلق احساس شده، سازوکار گسلش و آهنگ لغزش به هنگام رخداد زلزله از نتایجی هستند که با بررسی این شواهد می‌توان بدست‌آورد علاوه بر این، به این نکته نیز باید توجه نمود که اغلب، تمرکز جمعیت‌ها به صورت مناطق مسکونی، زمین‌های زراعی و... در دشت‌هایی واقع گردیده که توسط اینگونه رسوبات پوشیده شده است و از این رو خطر دگرریختی ناگهانی و گسیختگی سطحی در اینگونه مناطق، زندگی افراد زیادی را تهدید می‌نماید. این واحد شامل مخروط افکنه‌هایی که از فرسایش واحدهای سنگی تاقدیس آینه‌ورزان تشکیل شده‌اند همچنین واریزه‌های منفصل که از سازندهای سخره ساز آمده‌اند و رسوبات آبرفتی در امتداد رودخانه‌ها می‌باشد.

Erathem	System	Series	Formation	Lithology	
<b>CENOZOIC</b>	QUATERNARY				
		PALEOGENE	EOC.	KARAJ	
			PAL.	ZIARAT	
	CRET.	LOW.	TIZKUH		
		UPP.	LAR		
	JURASSIC	MID.	DALICHAH		
		LOW.	SHEMSHAK		
		UPP. MID. LOW.	VOLCANIC ROCKS OF SHEMSHAK BASEMENT		
	TRIASSIC	UPP.	ELIKA		
		MID. LOW.	NASSEN		
		UPPER	RUTEH		
	PERMIAN	LOW.	DORUD		
		CARB.	LOW.	MOBARAK	
	<b>MESOZOIC</b>	DEVO.	LOW.	JEYRUD	
			UPPER	MILA	
CAMBRIAN		LOWER	TOP QUARTZITE		
			LALUN		
			ZAIGUN		
			BARUT		
<b>NEOPROTEROZOIC</b>				SOLTANIEH	
			KAHAR		

شکل ۲-۱۲ ستون چین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

## ۲-۵ زمین‌شناسی ساختاری منطقه

بی‌تردید مهم‌ترین عناصر ساختاری در بررسی‌های لرزه‌زمین‌ساختی، گسل‌ها هستند. گسل‌ها شکستگی‌های پوسته جامد زمین هستند که در راستای آن‌ها جابجایی نسبی صورت می‌گیرد و ممکن است تا اعماق زمین ادامه داشته باشد (بربریان و همکاران، ۱۳۶۳). همچنین بر اساس ویژگی‌ها مختلف آن‌ها را در گروه‌های مختلفی طبقه‌بندی می‌نمایند. در طبقه‌بندی گسل‌ها بر اساس فعالیت آن‌ها از دیدگاه بربریان و همکاران (۱۳۶۳) گسل‌هایی که دارای یک یا چند ویژگی زیر باشند گسل جنب یا گسل با توانایی جنبش در روی زمین به حساب می‌آید و در غیر این صورت آن گسل یک گسل غیرفعال نامیده می‌شود که در بررسی‌های لرزه‌زمین‌ساختی اهمیت ندارد.

۱. رویداد زمین‌لرزه‌های تاریخی (پیش از سده بیستم) در جایی از درازای گسل
۲. تعیین کانون سطحی زمین‌لرزه‌های بزرگ با خطای کم در سده بیستم در نقطه‌ای از طول گسل
۳. گسلش در رسوبات کواترنر پسین یک حرکت در ۳۵۰۰۰ سال و یا دو حرکت یا بیشتر در ۵۰۰۰۰۰ سال گذشته
۴. دیواره گسل‌های جنب در روی زمین که به وسیله فرسایش از میان نرفته باشد
۵. رویداد کهلرزه‌های زیاد در ارتباط با صفحه گسله که به وسیله شبکه کامل و بسته لرزه‌نگاری محلی با خطای کم در کانون روی زمین و ژرفا و زمان‌گیری یکنواخت برداشت می‌شوند.
۶. همبستگی زمین‌ساختی یک گسله با گسله شناخته‌شده جنب که در اثر جنبش گسله جنب جنبش در گسله دیگر مجاور روی دهد.

گسل‌های فعال را می‌توان به سه گروه الف- گسل‌های زمین‌لرزه‌ای که در طول خود همراه با گسیختگی سطحی می‌باشند که ناشی از زمین‌لرزه‌های رخدادِ توسط آن گسل است. ب- گسل‌های لرزه‌زا که دارای پیشینه‌ای از فعالیت‌های لرزه‌ای ثبت‌شده می‌باشند اما هیچ‌یک از این فعالیت‌ها موجب ایجاد گسیختگی سطحی در طول این گسل نگردیده است و ج- گسل‌های کواترنری که در

طول دوران کواترنری دچار فعالیت شده‌اند تقسیم‌بندی نمود. گسل‌های بنیادین و لرزه‌زا نیز نوع دیگری از گسل‌های فعال به حساب می‌آیند که گسل‌های جوانی هستند که با درازای بیش از ۱۰ کیلومتر در آبرفت‌ها یا کوهساران دیده می‌شوند که سن جوان و درازای زیاد آن‌ها باعث می‌شود که جز گسل‌های خطرناک قرار گیرند (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴). در این بخش به اختصار برخی از مهم‌ترین گسل‌های فعال منطقه تشریح شده است و در پایان این بخش نقشه‌ی کلی گسل‌های فعال منطقه در شکل (۲-۱۷) ارائه گردیده است.

## ۲-۵-۱ گسل مشاء

این گسل توسط Dellenbach et all. (1974) به‌عنوان برجسته‌ترین ساختار در بخش جنوبی البرز مرکزی با نام مشاء-فشم معرفی شد (شکل ۲-۱۴). همچنین Berberian (1976) در نقشه لرزه‌زمین‌ساخت ایران این گسل را با نام گسله فشارشی معرفی کرده است. نبوی (۱۳۵۵) این گسل را با عنوان گسل آبیک - فیروزکوه - شاهرود نامیده است و به عقیده وی گسل فوق از حدود آبیک در غرب شروع شده و پس از عبور از شمال تهران، فیروزکوه و شمال سمنان به‌طرف دامغان و شاهرود ادامه می‌یابد. روند این گسل در بخش باختری، باختر، شمال‌باختر - خاور، جنوب‌خاور، در بخش مرکزی به تدریج خمیده می‌شود و در بخش خاوری حالت خاوری - باختری به خود می‌گیرد. شیب گسله همیشه به سمت شمال و بین ۳۵ تا ۷۰ درجه تغییر می‌کند و بربریان و همکاران (۱۳۶۴) درازای تقریبی این گسل را پیرامون ۴۰۰ کیلومتر بیان نموده‌اند. این گسل در اغلب قسمت‌های خود سازوکار راست‌الغز چپ‌بررا نشان می‌دهند (شکل ۲-۱۳). در مورد درازای این گسل اختلاف نظر وجود دارد، با فرض اینکه گسل فوق از حدود آبیک در غرب شروع شده باشد و تا شاهرود نیز ادامه یابد درازای گسل مزبور به بیش از ۳۰۰ کیلومتر می‌رسد. یکی از این اختلاف‌نظرها به دلیل وجود تغییر اساسی در روند این گسل در ناحیه فیروزکوه می‌باشد. در این ناحیه گسل مشاء با یک چپ‌گام به‌سوی شمال خاور ادامه می‌یابد، به همین دلیل برخی از پژوهشگران ادامه شمال خاوری این گسل را، با نام گسل فیروزکوه تعریف می‌نمایند و این گسل را معکوس با شیب به سمت جنوب معرفی

کرده‌اند. همچنین در شرق تهران این گسل دوشاخه می‌شود که شاخه جنوبی آن را با نام گسل شمال تهران می‌شناسیم. بنا به نظر نبوی (۱۳۵۵) این گسل طی لیاس فعال بوده است و حداکثر جابجایی آن به ۴ کیلومتر می‌رسد (Allenbach, 1966, Tchalenko et al., 1974). همچنین آخرین حرکات آن به بعد از پلیوسن می‌رسد (Allenbach, 1964). زمین‌لرزه‌های ۱۶۶۵ میلادی با بزرگی سطحی ۶/۵ و ۱۸۰۲ میلادی و ۱۸۱۱ میلادی و ۱۸۳۰ میلادی با بزرگای سطحی ۷/۱ همچنین زمین‌لرزه ۱۹۳۰ میلادی با بزرگای ۵/۲ ریشتر همگی کم‌وبیش بر این گسل منطبق هستند.



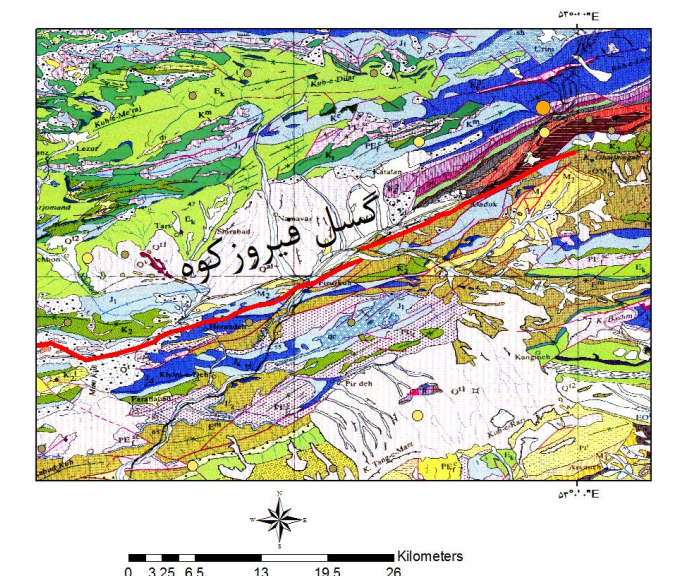
شکل ۲-۱۳ زون خردشده گسل مشا در دره مشا که جهت حرکت گسل را چپ‌بر نشان می‌دهد



شکل ۲-۱۴ دره گسلی مشاء الف) تصویر ماهواره‌ای google earth که روند گسل با فلش‌های قرمز رنگ مشخص شده است سوی نگاه شرق. ب) عکس دره گسلی مشاء که ساخت‌وساز گسترده در این پهنه را نشان می‌دهد.

## ۲-۵-۲ گسل فیروزکوه

این گسل با درازای نزدیک به ۵۵ کیلومتر از پایانه خاوری گسل مشاء در باختر روستای امین‌آباد تا گردنه گدوک بر روی تصاویر ماهواره‌ای و هوایی در مقیاس‌های گوناگون قابل مشاهده است (شکل ۲-۱۵) (نظری و همکاران، ۱۳۸۹). راستای این گسل جنوب باختر - شمال خاور است و در دامنه‌های شمالی بلندی‌های جنوب فیروزکوه قرار دارد. داده‌های تاریخی لرزه‌ای و لرزه‌خیزی دستگامی قابل توجهی از این منطقه که بتوان آن را به فعالیت این گسل نسبت داد در دست نیست.



شکل ۲-۱۵ نمایش روند گسل فیروز کوه بر روی نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سمنان تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

### ۳-۵-۲ راندگی بایجان

این گسل با درازای ۴۵ کیلومتر، دارای راستای خم‌دار شمال باختری- جنوب خاوری در مجاورت قله دماوند می‌باشد. شیب عمومی آن نزدیک ۶۰ درجه و به سوی شمال است. این گسل در راستای خود سنگ‌هایی با سری زمانی مزوزوئیک را بریده و در ادامه شمال باختری خود به وسیله گدازه‌های جوان آتش‌فشان دماوند پوشیده شده است. این گسل جز گسل‌های لرزه‌زا قرار می‌گیرد زمین‌لرزه‌های ۱۹۸۳/۳/۲۵ (mb=۴/۵) و ۱۹۸۳/۳/۲۶ (mb=۵/۲) میلادی را میتوان به این گسل نسبت داد (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴).

### ۴-۵-۲ گسل شمال البرز

طول این گسل توسط افراد مختلف با اعداد متفاوتی بیان شده است. قاسمی و قریشی (۱۳۸۳) بیان نمودند که این گسل از جنوب گرگان تا ناحیه لاهیجان امتداد دارد و در حدود ۴۲۷ کیلومتر درازا دارد در صورتی که نظری و شهیدی (۱۳۹۰) طول این گسل را ۱۰۰ کیلومتر بیان نمودند. این گسل در بیشتر طول خود به صورت موازی در جنوب گسل خزر قرار دارد اما در نهایت این دو گسل یکدیگر را در ناحیه چالوس قطع می‌کنند (نظری و شهیدی، ۱۳۹۰). برخلاف برخی که این گسل را زمین‌درز



حاصل از همگرایی صفحه کاسپین جنوبی به زیر البرز در نئوژن دانسته‌اند (Nazari 2006) با ترسیم دو برش ساختاری به نسبت موازنه‌شده این گسل را ساختاری کهن مربوط به پره‌کامبرین پسین نسبت داد. راستای این گسل خاوری باختری بوده که به دلیل خمش به سمت جنوب بخش میانی آن سیمایی کمانی دارد. برخلاف نظر عده‌ای از پژوهشگران همچون نبوی (۱۳۵۵) و (Nazari & Ritz 2009) که این گسل را دارای شییبی به سمت جنوب بیان کردند، Zanchi et al. (2009) از این گسل به‌عنوان گسلی پرشیب به‌سوی شمال یاد کردند. این گسل در حال حاضر فعالیت زیادی از خود نشان می‌دهد. به‌گونه‌ای که زمین‌لرزه‌های زیر به فعالیت این گسل نسبت داده می‌شود: زمین‌لرزه ۱۱۲۷ میلادی کیاسر با بزرگای سطحی ۶/۸ و شدت ۸، زمین‌لرزه ۱۳۰۱ میلادی فریم زمین‌لرزه ۱۶۸۶ مازندران، زمین‌لرزه ۱۸۰۵ هراز، زمین‌لرزه ۱۸۰۹ میلادی آمل، زمین‌لرزه مارس ۱۹۳۵ تالار رود، زمین‌لرزه آوریل ۱۹۴۵ کسوت، زمین‌لرزه ۱۹۵۷ سنگچال با بزرگای سطحی ۶/۸، زمین‌لرزه آگوست ۱۹۷۱ بابل‌کنار، زمین‌لرزه ۱۹۸۵ نومل تالش با بزرگای سطحی، زمین‌لرزه ۶ سپتامبر ۱۹۹۲ قائم‌شهر - بابل و زمین‌لرزه ۱۹۹۹ هزارجریب با بزرگای گشتاوری ۴/۸ ریشتر (زارع و شاهپسند زاده، ۱۳۷۴؛ Nazari & Ritz 2008).

## ۵-۵-۲ گسل لله‌بند

گسل لله‌بند یک گسل راندگی است با راستای تقریباً خاوری باختری و طولی در حدود ۷۷ کیلومتر و جهت شییب به سمت جنوب که از شمال فیروزکوه و جنوب قائم‌شهر می‌گذرد و سنگ‌های آواری سازند شمشک را بر روی هم و نیز بر روی آهک‌های مربوط به سازندهای دلیچای و لار و کم‌وبیش سنگ‌های کرتاسه قرار داده است. زمین‌لرزه ویرانگر ۲ ژوئیه ۱۹۵۷ میلادی بندی مازندران در گستره اثر این گسل قرار داشته است و می‌توان رخداد آن را با عملکرد گسل شمال البرز یا گسل لله‌بند در ارتباط دانست (نظری و شهیدی، ۱۳۹۰).

## ۶-۵-۲ گسل بادله (گسل شاه‌کوه)

گسل بادله یا شاه‌کوه از باختر خوش بیلاق در خاور تا ازنی در باختر کشیده شده که درازای آن به ۱۸۰ کیلومتر می‌رسد. این گسل دارای راستای خاور-شمال خاوری است و شیب آن به سمت شمال-شمال باختر است. این گسل به موازات گسل شمال البرز قرار گرفته است که به عقیده نظری و شهیدی (۱۳۹۰) یک پس راندگی<sup>۱</sup> به همراه ساختار فراجسته‌ای<sup>۲</sup> در فرادیواره گسل شمال البرز می‌باشد. ناحیه اثر زمین‌لرزه فریم-چهاردانگه ۱۱۲۷ میلادی مطابقت مکانی خوبی با فرادیواره گسله شمال البرز و بادله دارد.

## ۷-۵-۲ گسل کوه گوگرد

گسلی با طول تقریبی ۸۰ کیلومتر و راستای خم‌دار خاوری باختری و شیب به سمت شمال می‌باشد. سازوکار غالب آن راندگی است موقعیت آن در شمال دشت کویر است و بخشی از آن در قسمت جنوب خاوری محدوده مورد مطالعه می‌گذرد. این گسل از لحاظ لرزه‌خیزی با وجود جنبش‌های کواترنری آن هیچ‌گونه داده لرزه‌خیزی از راندگی کوه گوگرد در دست نیست (شیخ‌الاسلامی و همکاران، ۱۳۹۳)

## ۸-۵-۲ گسل خزر (کاسپین)

گسل خزر یا کاسپین در مرز شمال رشته‌کوه البرز و جنوب دشت حوضه کاسپین قرار گرفته است. بربریان و همکاران (۱۳۷۱) طول این گسل را ۴۵۰ کیلومتر بیان نمودند. این گسل دارای راستای خم‌دار خاوری باختری با شیب به سوی جنوب و همچنین سازوکار آن فشاری می‌باشد. این گسل با افراز آشکار سبب شکل‌گیری بلندی در لبه جنوبی حوضه کاسپین شده است. به عقیده نظری و شهیدی (۱۳۹۰) می‌توان زمین‌لرزه‌های ۸۷۴ میلادی، ۱۴۹۸ میلادی، ۱۸۰۹ میلادی، ۱۹۴۴ میلادی

<sup>1</sup> backthrust

<sup>2</sup> pop-up structure

گرگان، ۱۹۷۰ میلادی فارسین، ۱۹۷۱ میلادی بیلکنار، ۱۹۹۹ میلادی علی آباد کتول، ۲۰۰۴ میلادی گرگان، ۲۰۰۴ میلادی بلده و ۲۰۰۵ میلادی گرگان را به فعالیت این گسل نسبت داد.

## ۹-۵-۲ گسل آستانه

طول این گسل ۱۰۰ کیلومتر است و دارای راستای شمال خاوری جنوب باختری با شیب به سوی شمال باختر است سازوکار این گسل راستالغز چپ بر است. به طور کلی یک جابجایی چپ بر در سراسر این گسل مشاهده می شود که میزان این جابجایی به ۴۵ متر نیز می رسد سابقه لرزه خیزی این گسل لرزه‌زا بودن آن رانشان می دهد بربریان و قریشی (۱۳۶۸). همگرایی مایل در راستای البرز مرکزی- خاوری به وسیله تراکشش فعال امروزی در راستای سامانه گسل های آستانه - فیروزکوه - مشاء جذب می شود (Ritz et al., 2006) زمین لرزه ۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی قومس با بزرگای سطحی ۷/۹ را به این گسل نسبت دادند. مطالعات دیرینه لرزه شناسی انجام شده بر روی این گسل و گسل فیروزکوه نشان می دهد که چهار تا شش زمین لرزه تاریخی با بزرگای گشتاوری ۶/۷ و ۷/۵ در امتداد هر یک از این گسل ها بوده همچنین با توجه به نتایج این مطالعات نرخ لغزش ۲-۳ میلی متر در سال برآورد شده است (Nazari, 2006). بزرگ ترین زمین لرزه ای که به این گسل نسبت داده می شود، زمین لرزه ۸۵۶ میلادی قومس با بزرگای گشتاوری ۷/۹ ریشتر می باشد.

## ۱۰-۵-۲ گسل عطاری

سامانه گسلی عطاری متشکل از مناطق گسلی فعال محدوده خاوری البرز است که از حدود ۲۵ کیلومتری خاور سمنان آغاز و به سمت خاور تا حوالی روستای قوشه ادامه دارد. این سامانه به وسیله علوی نائینی (۱۹۷۲) به این نام معرفی شده است. روند اصلی این گسل شمال خاوری - جنوب باختری با شیب به سمت جنوب خاور است. از نگاه علوی نائینی گسل عطاری جداکننده دو پهنه رسوبی - ساختاری البرز و ایران مرکزی می باشد.

## ۲-۵-۱۱ گسل شمال تهران

این گسل در امتداد لبه جنوبی بلندی‌های البرز مرکزی در شمال تهران کشیده شده است و شامل چند قطعه از گسل‌هایی که به صورت نردبانی - پلکانی<sup>۱</sup> قرار گرفته‌اند، می‌باشد که مجموعاً حرکت امتدادلغز چپ‌بر دارند (Tchalenko, 1974). این گسل دارای راستا خاوری باختری و شیب ۳۰ درجه به سمت شمال است که با درازای نزدیک به ۱۱۰ کیلومتر ادامه باختری گسل مشاء را تشکیل می‌دهد و سازوکار آن در بیشتر طول خود فشاری است (نظری و شهیدی، ۱۳۹۰). بنا به نظر (1974) Tchalenko اختلاف ارتفاع ناگهانی (بیش از ۲۶۰۰ متر) میان شهر تهران و نزدیک‌ترین قله به آن (توچال) در فاصله‌ای کمتر از ۱۰ کیلومتر نتیجه جنبش‌های شاغولی این گسل است. به سبب فعالیت راندگی شمال تهران سنگ‌های آذرآواری پالئوژن (سازند کرج) بر روی نهشته‌های آواری - آبرفتی اواخر عصر یخچالی پلیوسن - کواترنری (سازند هزاردره و آبرفت‌های تهران) رانده شده‌اند (نظری و شهیدی، ۱۳۹۰). بر اساس پژوهش‌های پارینه‌لرزه‌شناسی (Nazari (2006 که در قطعه باختری این گسل انجام شده، ۸ رخداد لرزه‌ای کهن با بزرگای ۶/۵-۷ ریشتر توسط این گسل مشاهده گردیده است.

## ۲-۵-۱۲ گسل طالقان

گسله طالقان نزدیک حاشیه جنوبی برجستگی‌های البرز مرکزی قرار دارد که از کوهپایه دماوند در خاور تا جنوب مرجان در باختر در حدود ۱۱۳ کیلومتر درازا دارد (قاسمی و قریشی، ۱۳۸۳) امتداد گسل خاوری باختری بوده و شیب آن به سمت جنوب است. طبق بررسی‌های (Naeimi & Yassaghi جنبش این گسل را معکوس همراه با مؤلفه راست‌بر بیان می‌نمایند همچنین بیان می‌نمایند که گسل‌های طالقان و کندوان به ترتیب مرزهای جنوبی و شمالی ریز پهنه گچسر را در البرز مرکزی کنترل می‌نمایند.

<sup>1</sup> en echelon

## ۲-۵-۱۳ راندگی کندوان

این گسل از خاور بایجان در خاور تا ناحیه علم کوه در باختر نزدیک به ۱۵۱ کیلومتر درازا دارد. راستای کلی آن شمال باختری- جنوب خاوری است و شیب آن عموماً به سمت شمال و شمال خاوری است به گمان (Zanchi et al., 2006) طول این گسل به ۲۰۰ کیلومتر هم می‌رسد سازوکار گسل راندگی همراه با مؤلفه راستالغز راست‌بر است. این گسل در مقطع لرزه‌ای تا عمق بیش از ۱۰۰۰ متر قابل پیگیری بوده و سنگ‌های پرمین را بر روی سازند کرج قرار داده است این گسل یک گسل اصلی و ریشه‌دار است که تا پی سنگ متبلور پرکامبرین را دربر گرفته و تفاوت چینه‌شناسی مناطق شمال و جنوب این گسله دلالت بر عملکرد قدیمی دست‌کم از کرتاسه پیشین دارد (Yassaghi & Naeimi, 2010). احتمال می‌رود زمین‌لرزه‌های ۲۵ مارس ۱۹۸۳ میلادی ( $M_b=5/2$ ) با عملکرد بخش خاوری این گسل ایجاد شده باشد.

## ۲-۵-۱۴ گسل اشتهارد

این گسل از مردآباد در خاور تا کله‌در در باختر در حدود ۶۴ کیلومتر درازا دارد دارای راستا خاوری- باختری است و شیب آن به سوی شمال است. در راستا این گسل سنگ‌های سازند سرخ بالایی بر روی نهشته‌های کواترنری رانده شده است و این موضوع سازوکار معکوس را برای آن پیشنهاد می‌نماید (نظری و شهیدی، ۱۳۹۰) زمین‌لرزه ماه مه ۱۱۷۷ میلادی خاور بوئین‌زهرا احتمالاً در اثر عملکرد این گسله و یا گسله ایپک روی داده است.

## ۲-۵-۱۵ گسل ایپک

گسل ایپک با راستای تقریباً خاوری- باختری و طول بیش از ۱۰۰ کیلومتر، از فاصله تقریبی ۱۰ کیلومتری جنوب بوئین‌زهرا می‌گذرد (Ambraseys, 1962). گسل جنب و فشاری ایپک در زمین‌لرزه اول سپتامبر ۱۹۶۲ میلادی زمین‌لرزه‌ای با بزرگی و شدت را موجب شد، که همان زمین‌لرزه بوئین‌زهرا به همراه ۱ متر جابه‌جایی افقی بود (Ambraseys & Melville, 1982)

## ۲-۵-۱۶ گسل الموت رود (شاهرود)

گسل الموت رود که یال جنوبی دره الموت رود را تشکیل می‌دهد، دارای راستای شمال باختری- جنوب خاوری بوده و شیب آن به سمت جنوب باختری است. گسل فشاری و جوان الموت رود در به وقوع پیوستن زمین‌لرزه ۲۰ آوریل ۱۶۰۸ میلادی رودبارت- طالقان و زمین‌لرزه ۲۷ سپتامبر ۱۹۴۵ هریان به احتمال کمتر در زمین‌لرزه ۱۶ دسامبر ۱۸۰۸ میلادی طالقان نقش داشته است.

## ۲-۵-۱۷ گسل ایوانکی (پارچین)

این گسل با طول تقریبی ۸۰ کیلومتر مرز نهشته‌های آبرفتی دشت تهران و بلندی‌های آنتی‌البرز را در جنوب خاوری تهران شکل می‌دهد، این گسل دارای سازوکار فشاری با شیب به سمت شمال است که روندی تقریباً شمال غربی- جنوب شرقی دارد. گسل ایوانکی در این ناحیه مرز شاخص بین کوه و دشت را ایجاد نموده است و این گسل را می‌توان باعث برپایی ارتفاعات این ناحیه دانست. امتداد این گسل بر روی عکس‌های هوایی و خصوصاً ماهواره‌ای قابل مشاهده است (شکل ۲-۱۶). به نظر می‌رسد این گسله مسبب بسیاری از زمین‌لرزه‌های بزرگ محدوده تهران که به مجموعه گسل‌های رسی نسبت داده می‌شوند بوده باشد. زمین‌لرزه سده چهارم پیش از میلاد که نخستین زمین‌لرزه ثبت‌شده ایران در تاریخ است، احتمالاً بر روی این گسل روی داده است.



شکل ۲-۱۶ نمایش روند گسل ایوانکی (پارچین) بر روی تصویر ماهواره‌ای

## ۱۸-۵-۲ گسل کهریزک

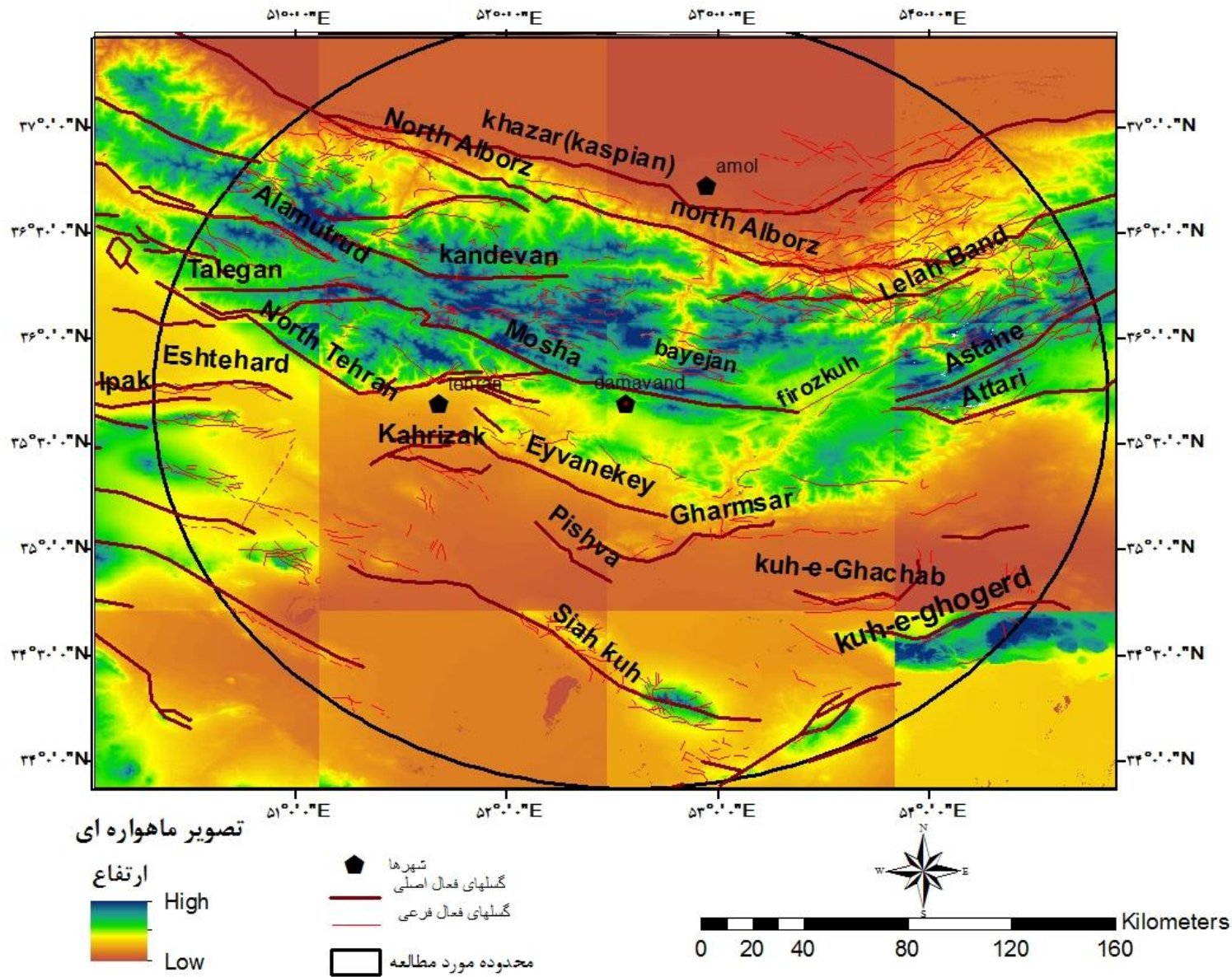
گسل کهریزک به شکل دیوار بلندی (۱ تا ۱۰ متر) با راستای خاوری-باختری و درازای بیش از ۴۰ کیلومتر در ۱۰ کیلومتری جنوب شهرری (۲۰ کیلومتری جنوب تهران) دیده می‌شود. گسل کهریزک از شمال آبادی سلطان‌آباد (در باختر) تا کهریزک و سپس تا روستای ظالم‌آباد (جنوب قلعه‌نو، سر جاده ورامین) و شمال شمس‌آباد (در خاور) دیده می‌شود. به سمت خاور و باختر راستای گسل کهریزک در زیر رسوبات جوان رودخانه‌ای و دشتی ناپدید می‌گردد (بربریان و همکاران ۱۳۶۴). حسامی آذر (۱۳۷۴) با مطالعات لرزه‌شناسی دیرینه بر روی پرتگاه گسلی کهریزک، سازوکار راستالغز راست‌گرد با مؤلفه فشاری را به آن نسبت می‌دهد (بربریان و همکاران ۱۳۶۴).

## ۱۹-۵-۲ گسل گرمسار

گسل گرمسار، گسلی با راستای خاوری-باختری در شمال گرمسار می‌باشد که به سمت باختر خم‌های زیادی پیدا کرده است و پس از گذشتن از دامنه‌های کوه‌های تخت و کوه سرخ در جنوب خاوری ورامین به گسل پیشوا می‌رسد. طول گسل گرمسار از شمال ده نمک در قسمت خاوری تا جنوب باختری کوه سرخ و رودخانه شور در باختر، حدود ۷۰ کیلومتر است. آرایش هندسی این گسل، سازوکار راندگی با شیب به سمت شمال را پیشنهاد می‌کند.

## ۲۰-۵-۲ گسل پیشوا (ورامین)

گسل پیشوا در جنوب خاوری ورامین قرار گرفته است و در حدود ۴۲/۵ کیلومتر طول دارد. این گسل فشاری با شیب به سمت شمال خاوری است و مرز جنوبی میان ایالت‌های ساختاری البرز و ایران مرکزی را تشکیل می‌دهد. مؤلفه اصلی این گسل معکوس است و در انتهای خاوری به یک چین مرتبط با گسلش پایان می‌یابد.



شکل ۲-۱۷ نقشه گسل‌های فعال اصلی و فرعی منطقه به اقتباس از نقشه گسل‌های فعال ایران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و نقشه لرزه‌زمین‌ساخت البرز مرکزی، سازمان زمین‌شناسی کشور



# فصل سوم

## لرزه خنثی و لرزه زمین ساخت

منطقه

### ۱-۳ مقدمه

لرزه زمین ساخت علمی است که به مطالعه زمین لرزه‌ها و بررسی ارتباط آن‌ها با عناصر ساختاری می‌پردازد همچنین می‌توان گفت از دیدگاه زمین ساخت یک زمین لرزه، لحظه‌ای از یک فاز کوهزایی است. جایگاه سرزمین ایران در کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا که با فشرده شدن آن بین ورقه عربی و بلوک توران همراه است، موجب ایجاد رژیم تکتونیکی فشارشی غالب، در اکثر مناطق آن شده است. همان‌طور که انتظار می‌رود ساختارهای غالب در چنین شرایطی گسلش معکوس، راندگی و انواع چین خوردگی‌ها است که در این ناحیه به‌وفور یافت می‌شود. در مورد سیمای ساختاری منطقه مورد مطالعه گسلش معکوس و به‌ویژه پهنه گسلی مشاء نقش پرننگی را ایفا می‌کنند. در این فصل به بررسی لرزه‌خیزی که شامل زمین لرزه‌های دستگاهی و تاریخی منطقه می‌باشد پرداختیم و از لحاظ آماری مورد تجزیه و تحلیل قرار دادیم و در نهایت با استفاده از پردازش ویژگی‌های لرزه‌ای منطقه از جمله عمق کانونی، حل سازوکار کانونی و نحوه توزیع زمین لرزه‌ها و همچنین برخی از پارامترهای لرزه‌خیزی نظیر حداکثر توان لرزه‌خیزی گسل‌ها زمینه را برای پهنه‌بندی منطقه به ایالات لرزه‌زمین‌ساختی آماده ساختیم که در فصل آتی به‌صورت کامل مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

### ۲-۳ لرزه‌خیزی محدوده مورد مطالعه

از دیدگاه لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه به دو بخش کلی قابل تفکیک است بخش اول شامل کمربند فعال و لرزه‌زا البرز که همان‌طور که پیش‌تر اشاره شد شامل گسل‌های بنیادین بسیاری است و بخش دوم شامل قسمت‌هایی از زون ایران مرکزی می‌باشد که به نسبت دارای فعالیت کمتری است. همچنین با تحلیل‌های آماری بر روی سایر پارامترهای لرزه‌خیزی پهنه‌هایی مورد نظر با ویژگی‌های لرزه‌خیزی یکسان قابل تفکیک هستند. نخست رخدادهای ثبت‌شده در محدوده مورد مطالعه در دو بخش زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی مورد بررسی قرار خواهد گرفت و در ادامه با حذف رویدادهای وابسته کاتالوگ مورد نیاز برای محاسبات مربوطه اصلاح می‌شود.

### ۱-۲-۳ زمین لرزه‌های تاریخی

از زمین لرزه‌های قبل از سده بیستم که دارای ثبت دستگاهی نمی‌باشند با عنوان زمین لرزه‌های تاریخی یاد می‌شود. از آنجایی که در بررسی‌های تحلیل خطر زمین لرزه غالباً محاسبه دوره بازگشت زمین لرزه‌های بزرگ‌تر بر مبنای فهرست زمین لرزه‌های دستگاهی که بازه زمانی کوتاهی را تشکیل می‌دهد امکان‌پذیر نیست از این رو فهرست زمین لرزه‌های تاریخی نقش بسزایی در تعیین پیشینه لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه دارد. در اینجا تعدادی از مهم‌ترین زمین لرزه‌های تاریخی که در فاصله زمانی سده چهارم پیش از میلاد تا ۱۹۰۰ میلادی در گستره مورد مطالعه به ثبت رسیده مورد بررسی قرار گرفته و به صورت مختصر توصیف می‌شود. گرچه دقت داده‌ها برای زمین لرزه‌های تاریخی کم است، اما با این وجود این گزارش‌ها، تصویری عمومی از اثرات زمین لرزه در پهنه مورد مطالعه فراهم می‌آورند و به این ترتیب برخی مسائل را در پیوند با ارزیابی لرزه‌خیزی منطقه مورد بررسی روشن می‌کنند. در اینجا بخش‌هایی از توصیفات گردآوری شده توسط Ambraseys & Melville (1982) برای زمین لرزه‌های تاریخی منطقه بازگو شده است.

#### ۱-۱-۲-۳ زمین لرزه سده چهارم پیش از میلاد مسیح ری - ایوانکی

این رویداد، نخستین زمین لرزه در ایران است که در تاریخ ثبت شده است. در حدود ۳۳۰ سال پیش از میلاد مسیح زمین پیرامون دروازه کاسپین در اثر زمین لرزه‌ها چنان پاره‌پاره شده بود که شهرها و روستاهای بسیاری ویران شده و مسیر رودخانه‌ها تغییرات گوناگونی یافته بود.

#### ۲-۱-۲-۳ زمین لرزه بهار سال ۷۴۳ میلادی دروازه کاسپین

در اواخر بهار سال ۷۴۳ میلادی زمین لرزه‌ای ویرانگری در خاور ری در منطقه دروازه کاسپین رخ داد. بزرگی این زمین لرزه  $Ms=7/2$  ریشتر برآورد شده است.

### ۳-۱-۲-۳ زمین‌لرزه سال ۸۵۵ میلادی ری

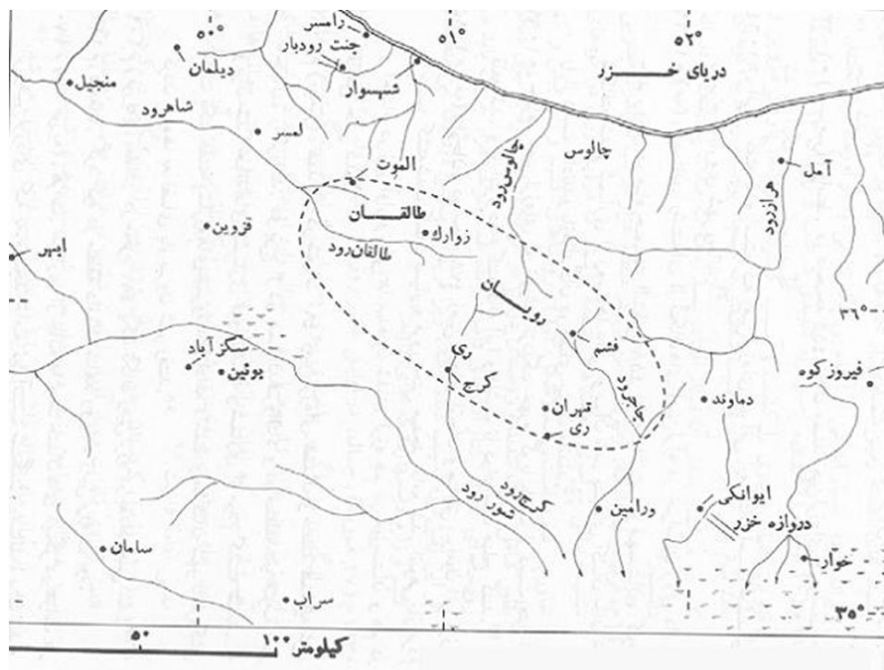
طی این زمین‌لرزه خانه‌های زیادی در منطقه ری ویران شده و شمار زیادی تلفات به بار آورده است. این زمین‌لرزه در قم و کاشان به شدت حس شده است. بزرگی آن  $M_s=7/1$  ریشتر برآورد شده است.

### ۴-۱-۲-۳ زمین‌لرزه ژانویه سال ۸۶۴ میلادی ری

در ذی‌حجه ۲۴۹ هجری قمری زمین‌لرزه‌ای به بزرگی  $M_s=5/3$  ریشتر خانه‌های بسیاری را در ری ویران کرده و شمار زیادی از مردم را کشته است. به نظر می‌رسد که این زلزله در قزوین نیز به شدت حس شده باشد.

### ۵-۱-۲-۳ زمین‌لرزه ۲۳ فوریه ۹۵۸ میلادی ری - طالقان

در اول ذی‌حجه ۳۴۶ هجری قمری زمین‌لرزه‌ای فاجعه‌بار در شمال مرکزی ایران روی داد که بیشتر شهرری و طالقان به کلی ویران شد طی این زمین‌لرزه روستاهایی در مناطق کوهستانی طی زمین‌لغزه‌ها کاملاً پوشانده شده‌اند. بزرگی این زمین‌لرزه  $M_s=7/7$  ریشتر گزارش شده است و گسل مسبب آن مشاء یا شمال تهران عنوان گردیده است (شکل ۳-۱). پس‌لرزه‌های آسیب‌رسان این زمین‌لرزه تا مدت چهل روز دنباله داشته به عقیده (Ambraseys & Melville (1982) ممکن است این زمین‌لرزه با افت نامعمول در تراز آب دریا کاسپین ارتباط داشته باشد.



شکل ۱-۳ گستره کلان‌لرزه‌ای زلزله ۲۳ فوریه ۹۵۸ میلادی ری - طالقان اقتباس از کتاب تاریخ زمین‌لرزه‌های ایران

### ۶-۱-۲-۳ زمین‌لرزه ۱۱۲۷ میلادی فریم - چهاردانگه

این زلزله در منطقه هزارگریب مازندران جنوبی سبب ویرانی سرتاسری روستاهای منطقه فریم که دره پهناوری در کوه‌های خاور پل سفید است، گردیده و بزرگی آن  $M_s=6/8$  ریشتر برآورد شده است.

### ۷-۱-۲-۳ زمین‌لرزه می ۱۱۷۷ میلادی خاور بوئین‌زهره

شهرهایی که طی این زمین‌لرزه دستخوش ویرانی شدند ری، کرج و قزوین بوده است بزرگی زمین‌لرزه  $M_s=7/2$  ریشتر برآورد شده به سبب اندک بودن داده‌ها نمی‌توان روشن ساخت که کدام‌یک از گسل‌های شمال قزوین، اشتهارد، شمال تهران و یا گسل‌های پیرامون ری و در پایان گسل ایپک مسئول این ویرانی بوده است اما به اعتقاد بربریان و همکاران (۱۳۶۴) امکان جنبش دوباره گسله شمال تهران برای این زمین‌لرزه بیش از سایر گسل‌های محدوده است.

### ۸-۱-۲-۳ زمین‌لرزه ۱۳۰۱ میلادی فریم

در سال ۷۰۰ قمری زمین‌لرزه‌ای با بزرگی  $M_s=6/7$  ریشتر در منطقه مازندران جنوبی رخ داده که سبب افول رونق منطقه فریم شد.

### ۳-۲-۱-۹ زمین‌لرزه ۱۴۷۰ میلادی گرگان

طی این زمین‌لرزه یکی از روستاهای منطقه گرگان به درون زمین فرو رفت. بزرگی این زلزله ۵/۵  $M_s$  ریشتر برآورد شده است

### ۳-۲-۱-۱۰ زمین‌لرزه ۱۶۶۵ میلادی

در سال ۱۰۷۵ هجری قمری زمین‌لرزه ویرانگری در دماوند و توابع آن روی داد که خانه‌ها و ساختمان‌های بسیاری را در دماوند ویران کرد. بزرگی این زمین‌لرزه  $M_s = 6/5$  ریشتر برآورد شده است که منطقه دماوند و توابع آن را تحت تأثیر قرار داده است و گسل مشاء را مسبب این زمین‌لرزه دانستند.

### ۳-۲-۱-۱۱ زمین‌لرزه ۱۶ دسامبر ۱۸۰۸ میلادی طالقان

زمین‌لرزه‌ای با بزرگی نزدیک  $M_s = 5/9$  در ساعت ۱۸ آخر شوال ۱۲۲۳ هجری قمری پهنه باختری مازندران و طالقان را ویران نمود. در قزوین شماری از خانه‌ها فروریخت و در تهران لرزه‌ها موجب بیم و هراس شدند و پس‌لرزه‌های دنباله‌دار بر دامنه این هراس افزود.

### ۳-۲-۱-۱۲ زمین‌لرزه ۱۸۰۹ میلادی آمل

زمین‌لرزه‌ای با بزرگی  $M_s = 6/5$  ریشتر در مناطق شیرگاه، گنجور و جولاب بین مسیره‌های سفلی رودخانه‌های هراز و تالار روی داد در دره‌های رودخانه‌ها پدیده روانگرایی رخداد.

### ۳-۲-۱-۱۳ زمین‌لرزه ژوئن ۱۸۱۵ میلادی دماوند

در این تاریخ زمین‌لرزه نیرومندی در دماوند حس شد و سبب خشکانیدن یک چشمه آبسرد شد که داده‌ای برای بزرگی آن در دست نیست.

### ۳-۲-۱-۱۴ زمین‌لرزه ۱۸۲۵ میلادی هراز

زمین‌لرزه‌ای با بزرگی  $M_s = 6/7$  ریشتر که رومرکز آن در مناطق مسکونی واقع شده بود رخ داد و موجب مرگ شمار زیادی از مردم شد. دامنه آسیب‌ها تا جاجرود، دماوند، آمل و ساری نیز گسترش

داشت. نشانه‌هایی در این محل وجود دارد که حاکی از دگر ریختی‌های همراه با لرزه است که احتمالاً خاستگاه زمین ساختی داشته باشد.

### ۳-۲-۱-۱۵ زمین لرزه ۲۷ مارس ۱۸۳۰ میلادی دماوند - شمیرانات

در بامداد روز ۲ شوال هجری قمری ۱۲۴۵ زمین لرزه‌ای به بزرگی  $M_s=7/1$  در مقیاس ریشتر باعث شد مناطق شمیرانات و دماوند در خاور تهران تقریباً به‌طور کامل ویران شود و تنها در دماوند بیش از ۵۰۰ تن کشته شدند. این زمین لرزه به شماری از ساختمان‌های همگانی در آمل، ساری و دامغان آسیب‌هایی را رساند و تا باکو حس شد. پس لرزه‌های شدیدی به دنبال داشت که مایه آسیب‌های بیشتری در منطقه شمیرانات شد.

### ۳-۲-۱-۱۶ زمین لرزه ۶ آوریل ۱۸۳۰ میلادی

این زلزله پس لرزه شدیدی برای زمین لرزه قبل بوده که موجب آسیب‌های افزون‌تری در منطقه شمیرانات شد و در تهران هراس بسیاری برانگیخت همچنین طی آن کاروانسرای قدیمی در جاجرود به کلی ویران شد.

### ۳-۲-۲ زمین لرزه‌های دستگاهی

سابقه تلاش برای ثبت زمین لرزه در جهان به چند هزار سال قبل بازمی‌گردد که با تجهیزات ابتدایی به ثبت امواج زمین لرزه می‌پرداختند اما لرزه‌نگاشت‌های امروزی در چند قرن اخیر به ثبت رسیده است. ثبت دستگاهی زمین لرزه در ایران برای اولین بار در اواخر قرن نوزدهم میلادی با ثبت زمین لرزه آذربایجان با دستگاه‌هایی که عمدتاً در اروپا برپاشده و اغلب با معیارهای نوین داوری بسیار نارسا بودند آغاز شد و مدتی ادامه یافت. اختراع لرزه‌نگارهای مغناطیسی در سال ۱۹۱۴ میلادی زمین را برای توسعه شبکه لرزه‌نگاری در سراسر جهان آماده کرد در سال‌هایی که به دنبال آمد شمار ایستگاه‌هایی که مجهز به دستگاه‌های مناسب برای ثبت زمین لرزه‌ها بودند به گونه‌ای نسبتاً سریع افزایش یافت اما با این وجود تا زمان نصب شبکه لرزه‌نگاری استاندارد جهانی (WWSSN) در دهه ۱۹۶۰ میلادی،

اطلاعات مربوط به زمین‌لرزه‌های بسیاری از کشورهای جهان از جمله ایران، به‌خصوص برای زمین‌لرزه‌های کوچک و متوسط، ناقص است. بر اساس ارتقاء کمی و کیفی دستگاه‌های لرزه‌نگاری در جهان، زلزله‌شناسان زمین‌لرزه‌های دستگاهی را به دودسته عمده تقسیم می‌کنند:

الف) زمین‌لرزه‌های دوره نخست دستگاهی (۱۹۶۴-۱۹۰۰): زمین‌لرزه‌هایی که قبل از استقرار شبکه لرزه‌نگاری استاندارد جهانی به ثبت رسیده‌اند.

ب) زمین‌لرزه‌های دوره جدید دستگاهی (۱۹۶۴ به بعد): زمین‌لرزه‌هایی که پس از استقرار شبکه لرزه‌نگاری استاندارد جهانی به ثبت رسیده‌اند.

امروزه به فاصله کمی پس از وقوع زمین‌لرزه‌های مهم اطلاعات کاملی از مشخصات زمین‌لرزه شامل موقعیت، عمق کانونی، زمان رویداد، بزرگا، سازوکار کانونی و سایر ویژگی‌های آن در دسترس است. در این بخش تعدادی از مهم‌ترین زمین‌لرزه‌های دستگاهی رخ داده در منطقه مورد مطالعه مورد بررسی قرار گرفته است همچنین تلاش شده تا در صورت امکان گسل مسبب هر یک معرفی شود.

### ۳-۲-۱ زمین‌لرزه ۲۲ ژوئیه ۱۹۲۷ دشت کویر

شب‌هنگام ۳۱ تیر ۱۳۰۶ زمین‌لرزه‌ای شمال ایران مرکزی را لرزاند و در درون گستره‌ای به وسعت ۲۸۰۰۰۰ کیلومترمربع حس شد اما تلفات جدی به بار نیاورد. بزرگی این زمین‌لرزه  $M_b = 6/9$  ریشتر و رومرکز آن در منطقه‌ای خالی از سکنه در جنوب کوه‌گوگرد در دشت کویر برآورد شده است و به همین دلیل برآورد دقیقی از میزان شدت این زمین‌لرزه در دست نیست. این لرزه در اصفهان، خوانسار، کاشان، تهران، سنگسر، بهشهر، بندرگز، دامغان، طرود، خور و یزد حس شد به دنبال لرزه اصلی شماری پس‌لرزه‌های بسیار نیرومند روی داد که به‌گونه‌ای گسترده حس شد. با فرض اینکه رومرکز به‌درستی تعیین شده باشد رخداد این زمین‌لرزه را می‌توان با گسل کوه‌گوگرد در ارتباط دانست.



### ۲-۲-۲-۳ زمین لرزه ۲ اکتبر ۱۹۳۰-آه- مبارک آباد

در حدود ساعت ۱۹ به وقت محلی زمین لرزه‌ای با بزرگای  $M_s=5/2$  ریشتر منطقه کوچک آه را ویران کرد و به شماری از روستاهای همسایه آن آسیب رساند در سوی شمال خاوری مبارک آباد آسیب‌ها سنگین تر بود. ناحیه کلان لرزه این زمین لرزه با زون گسلی مشاء همراه است که البته هیچ‌گونه شاهدهی برای فعالیت دگرباره آن مشاهده نشد. این زمین لرزه در کرج، تهران، گرمسار و فیروزکوه به نیرومندی حس شد و همچنین آسیب‌های شدیدی به ساختمان‌های مشاء، ایرا و دماوند رسید که آن‌ها را غیرقابل سکونت کرد.

### ۳-۲-۲-۳ زمین لرزه ۱۱ آوریل ۱۹۳۵-کسوت- مازندران

چند ساعت پس از نیمه شب در ساعات اولیه بامداد ۲۳ فروردین ماه سال ۱۳۱۴ هجری خورشیدی زمین لرزه‌ای ویرانگر با بزرگی  $M_b=6/8$  به همراه پس لرزه‌هایی قوی در منطقه‌های گلیجان و چهاردانگه مازندران، روستاهای بسیاری را ویران نمود. بزرگی برخی از پس لرزه‌ها بیشتر از ۵ ریشتر بوده که به گزندهای ناشی از زمین لرزه اصلی افزود، همچنین در سراسر منطقه کلان لرزه‌ای و نیز قدری دورتر از آن زمین لغزه‌ها جاده‌ها و مسیر رودخانه‌ها را بستند.

### ۴-۲-۲-۳ زمین لرزه ۲ ژوئیه ۱۹۵۷-بندی- مازندران

هنگام سپیده دم ۱۱ تیر ۱۳۳۶ زمین لرزه ویرانگری منطقه کوهستانی پندی را که در سوی شمال رشته کوه البرز جای دارد ویران کرد. در منطقه کلان لرزه‌ای که بین رودخانه هراز و تالار جای دارد حدود ۱۲۰ روستا به کلی ویران شدند. منطقه آسیب دیده در بیرون از منطقه کلان لرزه‌ای گستردگی فراوان داشته اما آسیب‌ها شدید نبوده است و با دور شدن به سوی شمال باختر و جنوب خاور به گونه‌ای سریع تر کاهش می یافت تا با دور شدن به سوی شمال خاور و جنوب باختر بزرگی زمین لرزه  $M_b=7$  ریشتر بوده و از خراسان و شاهرود تا هشتر و همچنین در سوی جنوب تا کاشان حس شده است و طی آن به بنای امامزاده هاشم دماوند آسیب شدیدی رسید.

### ۳-۲-۵ زمین لرزه ۱ سپتامبر ۱۹۶۲ بوئین زهرا

به وقت محلی در ساعت ۲۲:۵۵ روز ۱۰ شهریور ۱۳۴۱ زمین لرزه‌ای با بزرگی  $M_s=7/2$  و  $M_b=6/9$  در منطقه پرجمعیت جنوب قزوین ۹۱ روستا را به کلی ویران کرد که در آن ۱۲۲۰۰ تن کشته شدند و ۲۸۰۰ تن نیز آسیب دیدند از جمله مکان‌هایی که سخت‌ترین آسیب را دیدند بوئین زهرا، دانسفهان، آراسنج، رودک و ایلدرچین بودند. این زمین لرزه با گسلی که به گونه ناپیوسته از باختر ایپک تا نزدیکی ایلدرچین در مسافتی حدود ۸۰ کیلومتر با روند N130E کشیده شده همراه بوده است. این گسیختگی‌ها از هیچ‌یک از روندهای اصلی ساختاری در منطقه پیروی نمی‌کنند و عمدتاً در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن جای دارند و زون پهناوری را تشکیل می‌دهند که درون آن تنها یک یا دو شکستگی عمده جابجایی نشان می‌دهند. جابجایی شاغولی ۴۵ سانتی‌متر و جابه‌جاشدگی راستالغز چپ‌بر ۱۰ سانتی‌متر در درازای گسل اندازه‌گیری شد. پس لرزه‌ها به مدت دو ماه و به تعداد بسیار ادامه داشت اما نیرو آن‌ها کم بود.

### ۳-۲-۳ تفسیری از بررسی زمین لرزه‌های تاریخی و دستگای گستره مورد مطالعه

بررسی کوتاه زمین لرزه‌های تاریخی و دستگای که در فاصله زمانی سده چهارم پیش از میلاد تا ۲۰۱۶ میلادی در گستره مورد مطالعه به ثبت رسیده (بازه ۲۳۰۰ ساله) نشان می‌دهد که منطقه مورد مطالعه از لحاظ لرزه زمین‌ساختی به شدت فعال و لرزه‌خیز بوده و مناطق مختلف در این پهنه بارها توسط زمین لرزه‌های پر قدرت در هم کوبیده شده است. با بررسی زمان وقوع این زمین لرزه‌ها به بازه‌های زمانی نبود داده‌های لرزه‌ای برمی‌خوریم که معمولاً با بزرگ‌ترین زمین لرزه‌های منطقه دنبال می‌شوند و معمولاً بزرگ‌ترین زمین لرزه‌های منطقه پس از یک دوره وقفه لرزه‌ای رخ دادند. به‌عنوان مثال نبود داده‌های لرزه‌ای میان زمین لرزه هزاره سوم پیش از میلاد مسیح تا سال ۷۴۳ میلادی با زمین لرزه ۷/۲ ریشتری دروازه کاسپین دنبال می‌شود؛ اما با توجه به اینکه داده‌های موجود برای زمین لرزه‌های تاریخی به‌منظور مشخص نمودن دقیق گسل‌های مسبب کافی نیست نمی‌توان با استفاده از این وقفه‌ها درباره دوره بازگشت زمین لرزه‌ها صحبت نمود. در حال داده‌های موجود نشان

می‌دهند که مدت‌زمان طولانی زمین‌لرزه بزرگی در منطقه روی نداده و یا در صورت رویداد، آگاهی از آن در دست نیست عدم وقوع زمین‌لرزه‌های متوسط تا بزرگ و آرامش نسبی سده‌های پسین در منطقه در پی تاریخی از زمین‌لرزه‌های ویرانگر زنگ خطری است برای رویداد زمین‌لرزه‌های ویران‌گر در آینده‌ای نه‌چندان دور. حداکثر بزرگای این زمین‌لرزه‌ها مربوط به زمین‌لرزه ۲۳ فوریه ۹۵۸ میلادی ری- طالقان می‌شود با بزرگی ۷/۷ ریشتر که در پیوند با گسل‌های مشاء و شمال تهران بوده است می‌باشد.

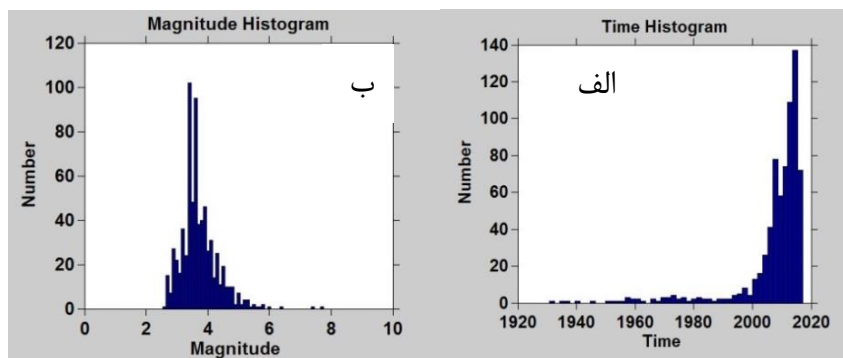
### ۳-۳ تحلیل آماری زمین‌لرزه‌های گسترده مورد مطالعه

بررسی ویژگی‌های آماری زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه شامل چگونگی توزیع زمین‌لرزه‌ها بر اساس بزرگا و عمق کانونی و... در بازه‌های مختلف زمانی و مکانی به ما کمک می‌کند تا به درک بهتری از لرزه‌خیزی منطقه و در نتیجه پیش‌بینی رفتار لرزه‌ای در آینده برسیم. در اینجا سعی شده است تا زمین‌لرزه‌های روی داده در گستره مورد مطالعه در زمینه‌های متفاوت مورد تجزیه و تحلیل آماری قرار گیرد.

### ۱-۳-۳ مقایسه فراوانی - بزرگی زمین‌لرزه‌ها

فراوانی و بزرگی زمین‌لرزه‌ها در یک منطقه یکی از عوامل نشان‌دهنده‌ی میزان مقاومت سنگ‌ها در تحمل تنش‌های موجود در منطقه و توانایی آن در ذخیره‌سازی و یا آزادسازی انرژی لرزه‌ای در منطقه می‌باشد.

همان‌طور که در شکل (۳-۲ الف) مشاهده می‌شود، فراوانی زمین‌لرزه‌های دستگاهی به ثبت رسیده در منطقه مورد مطالعه پس از سال ۲۰۰۰ میلادی با شیب زیادی و به‌صورت ناگهانی افزایش یافته است که این امر ناشی از گسترش شبکه لرزه‌نگاری طی سال‌های اخیر در منطقه می‌باشد. همچنین با بررسی فراوانی کلیه رخداد‌های دستگاهی بر اساس بزرگی آن‌ها در منطقه مورد مطالعه مشخص می‌شود که زلزله‌های با بزرگی بین ۳ تا ۴ ریشتر در منطقه بیشترین رخداد را دارند (شکل ۳-۲ ب).

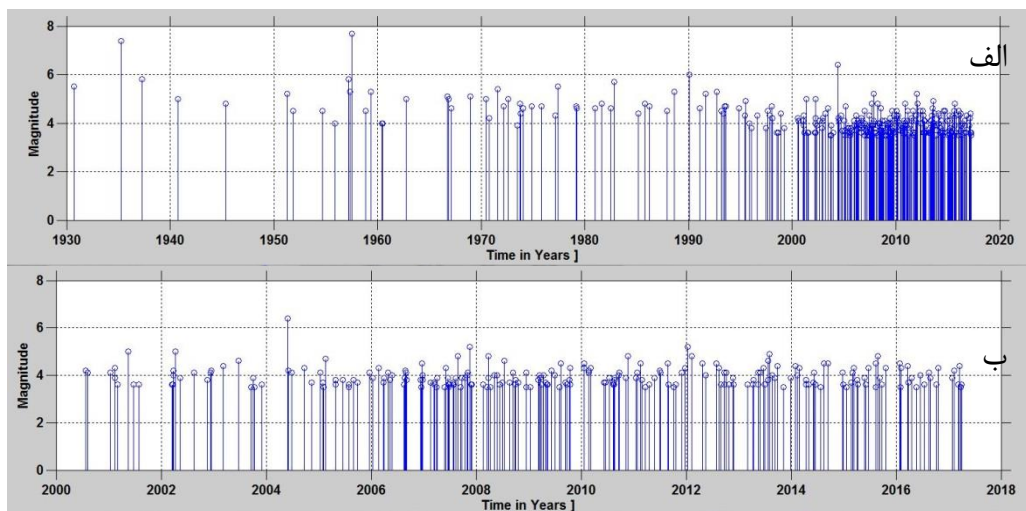


شکل ۲-۳ الف) نمودار تعداد زمین‌لرزه‌های دستگاهی ثبت‌شده در طول زمان ب) نمودار فراوانی - بزرگا زمین‌لرزه‌های دستگاهی منطقه

### ۲-۳-۳ الگوی توزیع زمانی مکانی لرزه‌خیزی در منطقه

زمین‌لرزه باعث افزایش یا کاهش استرس در گسل‌های مجاور شده و بنابراین باعث تسریع و یا تأخیر در رها شدن انرژی لرزه‌ای ذخیره‌شده در آن‌ها به صورت زمین‌لرزه می‌شود. در صورتی که توزیع مکانی زمین‌لرزه‌ها در امتداد گسل‌ها در طول زمان از الگوی خاصی پیروی کند، می‌توانند در پیش‌بینی رفتار لرزه‌خیزی منطقه از اهمیت فراوانی برخوردار باشد. بررسی توزیع زمین‌لرزه‌ها در منطقه مورد مطالعه الگوی خاصی را نشان نمی‌دهد و تنها می‌توان گفت که اکثر رومرکز زمین‌لرزه‌ها در نزدیکی گسل‌های اصلی منطقه واقع شده است. اما مسئله‌ای که این مبحث را دارای اهمیت می‌نماید این است که رفتار لرزه‌خیزی منطقه به وسیله زمین‌لرزه‌های رخ داده و الگوی مکانی-زمانی ثبت‌شده آن‌ها مورد بررسی قرار گیرد. در مورد الگوی زمانی زمین‌لرزه‌های منطقه همان‌طور که آمارها نشان می‌دهد فراوانی زمین‌لرزه‌ها از دهه ۷۰ افزایش قابل توجهی داشته است که می‌تواند به علت افزایش احداث شبکه‌های لرزه‌نگاری در جهان و در نتیجه دقت و حساسیت ثبت زمین‌لرزه‌های محلی باشد. همان‌طور که در شکل (۳-۳) مشاهده می‌شود بین سال‌های ۱۹۰۰ تا ۲۰۰۰ میلادی چگالی رخداد‌های ثبت‌شده کمتر است و با بررسی روند بزرگی رخدادها یک روند سینوسی در بین آن‌ها قابل مشاهده است. به این صورت که پس از هر زمین‌لرزه‌ی بزرگ با افت قابل توجه بزرگی زمین‌لرزه‌های منطقه مواجه می‌شویم و روند این افت با شدت گرفتن مجدد تدریجی بزرگای زمین‌لرزه‌ها متوقف می‌گردد و در پایان این سیکل مجدداً شاهد یک زمین‌لرزه‌ی بزرگ دیگر هستیم که این امر خود نشان‌دهنده

تخلیه‌ی انرژی ناگهانی گسل‌های منطقه توسط آن زمین‌لرزه بزرگ در محدوده است و پس از مدتی با عدم رخداد زمین‌لرزه‌ای بزرگ، تجمع استرس موجب رخداد زمین‌لرزه‌ای بزرگ دیگری خواهد شد. روند حاضر به‌نوعی نشان‌دهنده روابط تجربی دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های یک منطقه نیز است که در بخش‌های بعدی مورد بررسی قرار خواهد گرفت.



شکل ۳-۳ نمودار فراوانی بزرگای زمین‌لرزه‌های دستگاهی به همراه بزرگی آن‌ها که توسط نرم‌افزار **zmap** تهیه شده است (الف) زمین‌لرزه‌های دستگاهی پس از تاریخ ۱۹۳۰ میلادی تا ۲۰۰۰ (ب) زمین‌لرزه‌های دستگاهی پس از سال ۲۰۰۰ میلادی تا حال

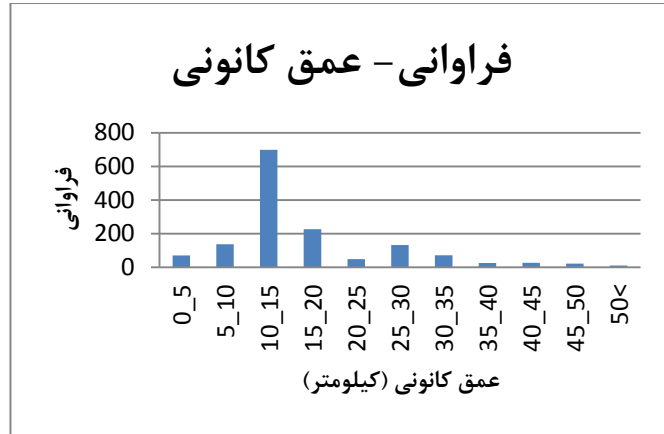
### ۳-۳-۳ عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها و لایه‌های لرزه‌زا

گرچه امواج زلزله در طول یک صفحه تولید می‌شوند نه یک نقطه، اما برای سهولت مطالعه، خاستگاه موج را یک نقطه فرض می‌کنیم که محل آغاز گسیختگی در گسل در هنگام رخداد زمین‌لرزه می‌باشد. آن نقطه کانون زلزله نامیده می‌شود که در واقع محل آزاد شدن انرژی اولیه در داخل زمین است. تصویر کانون در سطح زمین رومرکز نامیده می‌شود که معمولاً محل بیشترین خسارت‌ها می‌باشد. می‌توان گفت بعد از پارامتر بزرگی مهم‌ترین ویژگی در تعیین حجم و گستردگی خسارات، عمق کانونی زلزله است چراکه هرچه عمق کانونی کمتر باشد سطح کمتر اما با شدت بیشتری انرژی زلزله را دریافت خواهند کرد و برخلاف آن در صورتی که عمق کانونی بیشتر باشد سطح بیشتر و با انرژی کمتری دچار تخریب می‌شود. از این رو بررسی عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها و دستیابی به لایه‌های

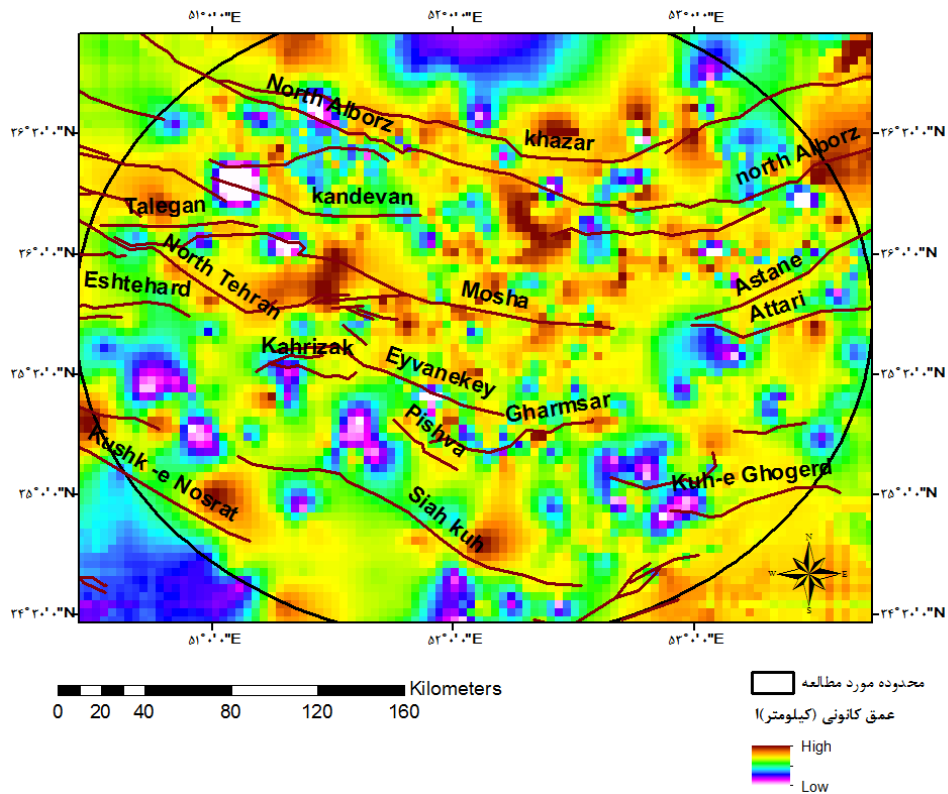
لرزه‌ها زیر سطح زمین در تحلیل خطر زلزله امری ضروری است. بر اساس عمق کانونی، زمین‌لرزه‌ها را می‌توان به سه دسته زیر تقسیم نمود. زمین‌لرزه‌های کم‌عمق: با ژرفای ۰ تا ۷۰ کیلومتر زمین‌لرزه‌های عمق متوسط: با ژرفای ۷۰ تا ۳۰۰ کیلومتر و زمین‌لرزه‌های عمیق: با ژرفای بیش از ۳۰۰ کیلومتر (بربریان و همکاران، ۱۳۶۳). می‌توان گفت بیشتر زمین‌لرزه‌های ایران کم‌عمق می‌باشند. بیشترین عمق در زمین‌لرزه‌های رخ‌داده در فلات ایران تا حدود ۶۰ کیلومتر در ناحیه مکران مشخص شده است. از سوی دیگر این ژرفا در ناحیه‌های داخلی فلات ایران تا حدود ۴۰ تا ۵۵ کیلومتر می‌رسد. بنابراین می‌توان گفت اغلب زمین‌لرزه‌های ایران از نوع کم‌عمق هستند. این نکته را نیز باید در نظر داشت که پارامتر عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها از خطای قابل توجهی برخوردار است و این خطا به تعداد و نحوه پراکندگی پایگاه‌های لرزه‌نگاری در منطقه و همچنین روش‌های مورداستفاده جهت تعیین عمق کانونی بستگی دارد. جدول (۳-۱) و شکل (۳-۴) نشان‌دهنده نمودار فراوانی- عمق کانونی زلزله‌ها در سراسر منطقه مورد مطالعه است که شامل زمین‌لرزه‌های بخش‌هایی از البرز و شمال ایران مرکزی می‌شود. در این منطقه بیشینه ژرفا در حدود ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر بوده که بیش از ۶۳ درصد داده‌ها را شامل می‌شود. با توجه به شکل (۳-۵) می‌توان گفت بیشترین عمق کانونی به زمین‌لرزه‌های جنوب و جنوب باختری منطقه و کمترین عمق کانونی به زمین‌لرزه‌های پهنه البرز مربوط می‌شوند. بنابراین می‌توان گفت ژرفای لایه لرزه‌ها در بخش‌های جنوبی منطقه بیشتر می‌باشد و زمین‌لرزه‌های رخ داده در محدوده ایران مرکزی در مقایسه با البرز از عمق کانونی بیشتری برخوردار هستند. همچنین می‌توان گفت لایه لرزه‌ها مربوط به زون ایران مرکزی نسبت به البرز دارای عمق بیشتری است و زمین‌لرزه‌های مربوط به گسل‌هایی نظیر کهریزک، ایوانکی، گرمسار، پیشوا، سیاهکوه، کوه‌گوگرد و کوشک نصرت دارای بیشترین عمق کانونی هستند. زمین‌لرزه‌های مربوط به گسل‌های مشاء و شمال تهران نیز در محدوده مورد مطالعه کمترین عمق کانونی را دارا می‌باشند.

جدول ۳-۱ فراوانی و درصد فراوانی زمین لرزه‌های منطقه

درصد فراوانی	فراوانی	عمق کانونی
4.8	70	0_5
9.3	137	5_10
47.7	699	10_15
15.4	226	15_20
3.3	48	20_25
9.0	132	25_30
4.8	71	30_35
1.7	25	35_40
1.8	26	40_45
1.5	22	45_50
0.7	10	50<
100.0	1466	مجموع



شکل ۳-۴ نمودار فراوانی - عمق کانونی زمین لرزه‌ها



شکل ۳-۵ نقشه نشان دهنده عمق کانونی زمین لرزه‌های منطقه مورد مطالعه

### ۳-۳-۴ سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها

حل سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها، یکی از روش‌های مهم و مؤثر برای پی بردن به ماهیت و عملکرد نیروهای بنیادین و محرک سرچشمه‌های لرزه‌زا و نیز شناخت زمین‌ساخت فعال محلی است و اطلاعات مفیدی در رابطه با تغییراتی که در منبع تولید امواج زلزله یا سطوح گسلی که در حال شکل‌گیری هستند به ما می‌دهد. داده‌های به‌دست‌آمده از حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها در کنار سایر داده‌ها نظیر ویژگی‌های ساختاری منطقه، جهت تنش‌های اصلی حاکم بر منطقه و ویژگی‌های لرزه‌خیزی امکان ارائه مدل لرزه زمین‌ساختی را فراهم می‌آورد در این مطالعه سازوکار کانونی ۱۱ زمین‌لرزه از پایگاه‌های ژئوفیزیک دانشگاه تهران و بانک اطلاعاتی CMT هاروارد<sup>۱</sup> اخذ گردیده است؛ که در جدول (۳-۲) به ترتیب تاریخ رخداد آن‌ها آورده شده است و موقعیت آن‌ها نسبت به گسل‌های منطقه در شکل (۳-۶) به همراه شماره هر یک مشخص گردیده است. دو سازوکار کانونی ۲ و ۴ روی روند گسل مشاء، حرکت غالب چپ‌گرد روی این گسل را تأیید می‌کند. سازوکار ۲، هم‌خوانی کمتری با روند گسل مشاء دارد. سازوکارهای راندگی ۱، ۶، ۷ و ۸ در شمال گستره البرز مرکزی در مجاورت گسل‌های شمال البرز و کاسپین و بخش‌های شمالی‌تر در دریای کاسپین همگی نشان‌دهنده غلبه سازوکار راندگی در شمال البرز مرکزی هستند. دو سازوکار کانونی ۵ و ۹ به‌دست‌آمده روی گسل آستانه و عطاری حرکت امتدادلغز چپ‌گرد غالب آن‌ها را نمایان می‌کند و شیب آن را تقریباً قائم معرفی می‌نماید. سازوکار کانونی ۳ به‌دست‌آمده در مجاورت گسل‌های گرمسار و پیشوا، حرکات فشاری بخش شمالی ایران مرکزی را نمایان کرده است و روند آن با روند گسل گرمسار هم‌خوانی بیشتری دارد.

بر اساس آنچه از مطالعات زمین‌ساختی و راستای تنش نوزمین‌ساختی و همچنین بررسی فوکال مکانیسم زمین‌لرزه‌های منطقه برمی‌آید اغلب گسل‌های اصلی شناخته‌شده در محدوده مورد مطالعه فشاری بوده و یا مؤلفه مهم فشاری دارند و می‌توان گفت در منطقه مورد مطالعه رژیم فشارشی




<sup>1</sup> Harvard Centroid Moment Tensor Catalog

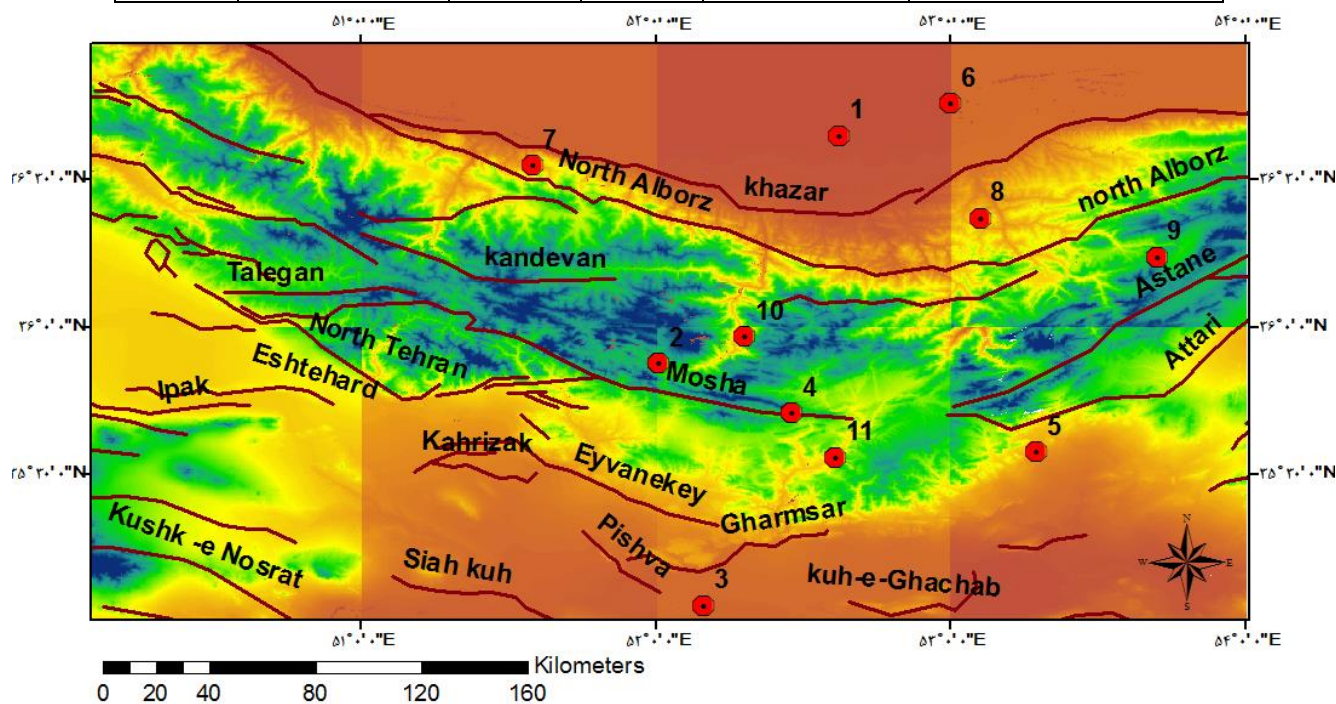


حکم فرما است. این نکته از اهمیت زیادی برخوردار است چراکه گسل‌های فشاری (در مقایسه با گسل‌های راستا لغز و کششی) پیرانرژی‌تر می‌باشند. دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها در راستای آن‌ها نسبتاً طولانی‌تر بوده و شتاب افقی گرانس زمین در درازای آن‌ها بیشتر خواهد بود و می‌توانند زمین‌لرزه‌های بزرگ و ویرانگری را به وجود آورند. حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های جبهه شمالی پهنه البرز سازوکار شیب‌لغز محض را نشان می‌دهند و زمین‌لرزه‌های جبهه جنوبی سازوکار معکوس با مؤلفه امتداد لغز را نشان می‌دهند. همچنین دو مورد از زمین‌لرزه‌ها سازوکار کششی را نشان می‌دهند که هردو با گسل مشاء در ارتباط هستند در این موارد می‌توان گفت در قطعاتی از گسل به دلیل تغییرات هندسی سطح گسلی در آن منطقه باعث ایجاد این رژیم‌های کششی شده است.

جدول ۲-۳ فوکل مکانیسم برخی از زمین‌لرزه‌های منطقه (جهت اطلاع از موقعیت مکانی رخدادها به شکل ۳-۶ مراجعه شود)

شماره	تاریخ	بزرگی	عمق	فوکل مکانیسم	منبع
۱	۱۹۸۳/۰۳/۲۵	۵/۴	۳۳		بانک اطلاعاتی CMT هاروارد
۲	۱۹۸۳/۰۳/۲۶	۵/۳	۱۰/۱		بانک اطلاعاتی CMT هاروارد
۳	۱۹۸۸/۰۸/۲۲	۵/۱	۱۵		بانک اطلاعاتی CMT هاروارد
۴	۱۹۸۸/۰۸/۲۳	۵/۹	۱۵		بانک اطلاعاتی CMT هاروارد
۵	۱۹۹۰/۰۱/۲۰	۵	۳۳		بانک اطلاعاتی CMT هاروارد
۶	۱۹۹۲/۰۹/۲۲	۶/۳	۳۳		بانک اطلاعاتی CMT هاروارد
۷	۲۰۰۴/۰۵/۲۸	۵	۲۲		بانک اطلاعاتی CMT هاروارد
۸	۲۰۱۲/۰۱/۱۱	۴/۷	۳۰/۶		بانک اطلاعاتی CMT هاروارد

۹	۲۰۱۳/۰۳/۲۱	۴/۱	۲۲		بانک اطلاعاتی CMT هاروارد
۱۰	۲۰۱۴/۰۸/۱۶	۴/۵	۱۲		موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران
۱۱	۲۰۱۵/۰۸/۰۲	۴/۵	۹		موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران



شکل ۳-۶ نقشه موقعیت زمین‌لرزه‌های دارای فوکال مکانیسم منطقه که بر اساس شماره‌های جدول ۳-۲ می‌باشد

### ۳-۴ قطعه‌بندی گسل‌ها

در ارزیابی خطر یک گسل خاص و منطقه منشأ زلزله، نگرانی اصلی تعیین موقعیت حوادث آتی منطقه است. معمولاً مشاهده شده است که مناطق گسلی طویل در زمان زلزله در تمام طول خود گسیخته نمی‌شوند. به طوری که در یک زلزله بزرگ تنها یک یا دو قطعه<sup>۱</sup> گسلی گسیخته می‌شوند. از این رو شناسایی بخش‌هایی از گسل که دارای بیشترین احتمال گسیختگی است و تقسیم‌بندی آن به قطعات مجزا می‌تواند در پیش‌بینی حداکثر توان لرزه‌زایی و بزرگی با دقت بیشتر و همچنین محدوده مکانی وقوع زمین‌لرزه‌های احتمالی آینده کمک شایانی به ما نماید. به طور کلی موضوع قطعه‌بندی گسل‌ها به

<sup>1</sup> segment

لرزه‌خیزی و جنبش گسل‌های جوان یا نئوتکتونیک می‌شود که تحت دو عامل لیتولوژی ناهمگن و میدان تنش غیریکنواخت قرار دارند. معمولاً ویژگی‌های ساختاری، لیتولوژیکی و به تبعیت از آن‌ها، ویژگی‌های لرزه‌ای و ژئوفیزیکی یک پهنه گسلی فعال در تمام طول خود به صورت یکنواخت نیست و یک گسل طویل در طول خود از محیط‌های مختلفی با لیتولوژی‌های گوناگون عبور می‌کند. هر یک از این لیتولوژی‌ها دارای رفتار فیزیکی و مکانیکی مختص به خود است و نحوه عکس‌العمل آن در برابر تنش‌های حاکم بر منطقه متفاوت است. در یک تقسیم‌بندی کلی می‌توان رفتار انواع مواد در برابر تنش را در دودسته رفتار شکنا و رفتار شکل‌پذیر طبقه‌بندی نمود. تأثیر ناهمگن بودن لیتولوژی به این صورت است که هنگامی که گسل در مسیر خود از لایه مقاوم وارد لایه نامقاوم می‌شود، لایه سخت (مقاوم) در برابر گسل دچار گسیختگی می‌شود و واکنش شکنا نشان می‌دهد اما لایه نامقاوم (سست) ابتدا در برابر شکستگی مقاومت کرده و خزش<sup>۱</sup> نشان می‌دهد و پس‌ازاینکه مقدار زیادی از واکنش به صورت خزش و لغزش‌های کوچک صورت گرفت، واکنش به صورت گسیختگی دیده می‌شود. این موضوع باعث ایجاد خمیدگی و پیچ‌خوردگی در طول گسل می‌شود؛ بنابراین وجود لیتولوژی ناهمگن با رفتار فیزیکی-مکانیکی متفاوت در راستای یک گسل معین می‌تواند باعث تولید شواهد ساختاری گوناگون شود. همچنین این اختلاف در رفتار فیزیکی و مکانیکی لیتولوژی‌های گوناگون موجود در امتداد یک گسل به‌طور کلی بر رفتار لرزه‌ای آن گسل تأثیر بسزایی دارد.

نقش تنش غیریکنواخت در ایجاد قطعه‌بندی<sup>۲</sup> از نقش لیتولوژی ناهمگن بیشتر است. زمانی که گسلی در مسیر خود به ناحیه‌ای با جهت استرس‌های اصلی متفاوت با محیط قبلی وارد می‌شود امتداد گسل تغییر می‌کند و حتی ممکن است سازوکار آن نیز تغییر کند. تفاوت در سرعت لغزش، تغییر در امتداد گسل، تغییرات لیتولوژیکی مهم و حضور ساختارهای زمین‌شناسی متقاطع شواهد مفیدی هستند که می‌توانیم از آن‌ها برای قطعه‌بندی گسل استفاده نماییم. از جمله روش‌های متداول برای قطعه‌بندی گسل‌ها استفاده از ناپیوستگی‌های هندسی و داده‌های لرزه‌ای است. ناپیوستگی‌های هندسی گسل‌ها

---

<sup>1</sup> creep

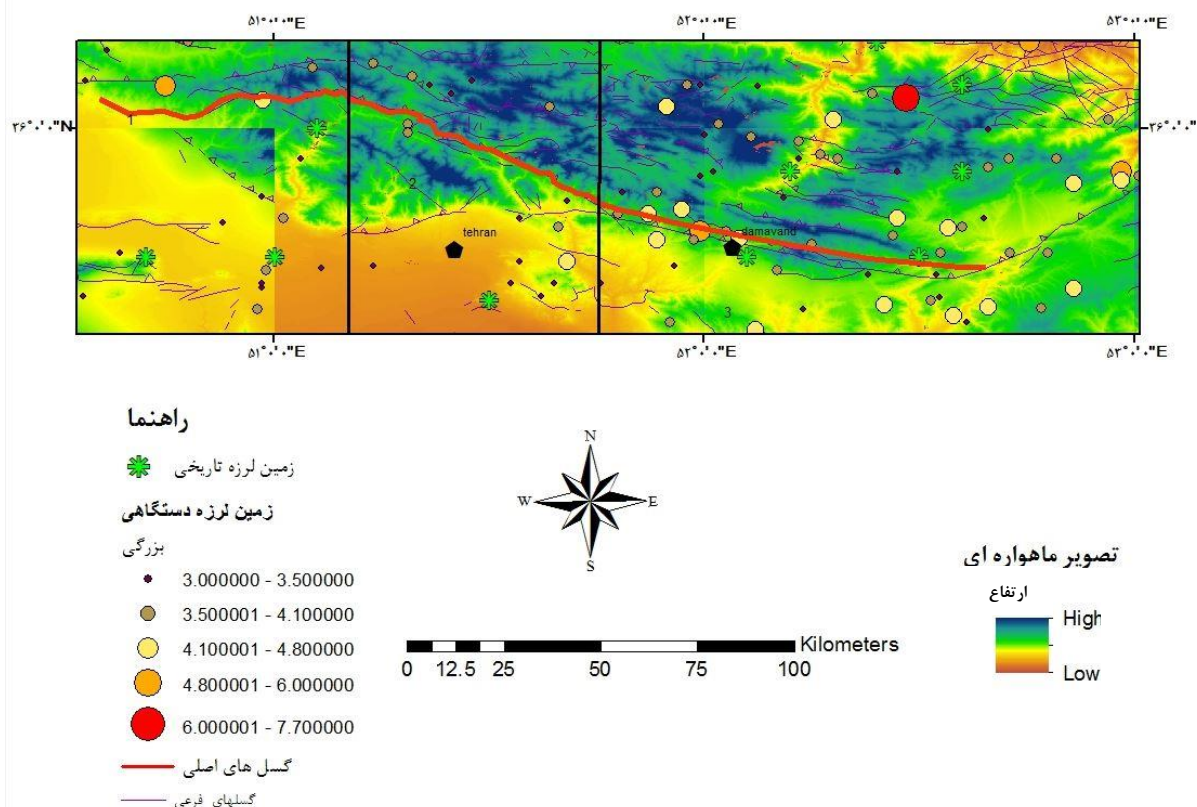
<sup>2</sup> segmentation

عبارت‌اند از: خمش گسلی، انشعاب گسلی و اختتام گسلی. پرش‌های گسلی مناطقی هستند که یک قطعه گسل در آن پایان و قطعه گسل نردبانی شکل بعدی با همان راستا در آن آغاز می‌شود. همچنین انواع دگرشکلی که به هندسه گسل و به تبع آن تغییر در لرزه‌خیزی مربوط می‌شود یکی از مبانی اصلی و پایه‌ای قطعه‌بندی گسل‌ها است. البته تغییرات هندسی به‌تنهایی ملاک نیستند و باید به همراه لرزه‌خیزی در هر بخش موردبررسی قرار گیرند چراکه تغییر روند دیده‌شده از یک گسل در نقشه ضرورتاً نشان‌دهنده دو قطعه فرضی نیست و می‌تواند نشان‌دهنده طرح رخنمون باشد از این‌رو نیاز است با سایر معیارها لرزه‌خیزی نظیر سازوکار کانونی، عمق کانونی و بزرگی زمین‌لرزه‌های رخ‌داده در امتداد گسل سنجیده شود. در اینجا سعی شده با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای بر اساس ویژگی‌های هندسی گسل‌ها و همچنین داده‌های لرزه‌ای تاریخی و دستگامی در محیط GIS، به بررسی پراکندگی زلزله‌ها و تعیین بخش‌های مختلف از یک زون گسلی با فعالیت لرزه‌ای متفاوت و در نهایت قطعه‌بندی گسل‌های طویل منطقه پرداخته شود. سپس پارامترهای لرزه‌خیزی برای هر قطعه به‌صورت جداگانه محاسبه شده است. البته باید در نظر داشت که جنبش هر قطعه از این مجموعه روی بقیه سیستم تأثیر خواهد داشت.

### ۳-۴-۱ قطعه‌بندی گسل مشاء

بر اساس بررسی‌های دور سنجی، مورفوتکتونیک و ساختاری بر روی گسل مشاء، این گسل یکپارچه نبوده و شامل مجموعه‌ای از قطعات گسلی در راستای طولی و عرضی خود می‌باشد (سلیمانی و همکاران، ۱۳۸۱). مطالعات صورت گرفته بر روی این گسل نشان می‌دهد که چه از لحاظ هندسی و ریخت زمین‌ساختی و چه رفتار لرزه‌ای، گسل مشاء شامل حداقل سه قطعه اصلی می‌باشد. با نمایش داده‌های لرزه‌ای در کنار گسل مشاء مشخص شد فعالیت در بخش‌های مختلف این گسل، ناهمگن است و بیشترین زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده در قسمت شرقی گسل رخ داده است. از آنجایی که روش اصلی قطعه‌بندی زون گسله به‌صورت قطعات لرزه‌ای بر پایه رفتار گسیختگی در زلزله‌ها تعریف می‌شود می‌تواند از زلزله‌های تاریخی یا تحلیل دیرینه لرزه‌شناسی گسل استفاده نمود. دست‌کم سه زمین‌لرزه

ویرانگر تاریخی و یک زمین‌لرزه سده بیستم در طول گسل مشاء رخ داده است. ابتدا بخش غربی این گسل در ۲۳ فوریه سال ۹۵۸ میلادی مسبب وقوع زمین‌لرزه‌ای بزرگ و ویرانگر شد که پهنه‌ای از جاجرود تا طالقان را در برمی‌گرفت در سال ۱۶۶۵ با جنبایی بخش شرقی این گسل شهرستان دماوند ویران شد و زمین‌لرزه بعدی در سوم مارس ۱۸۳۰ میلادی در بخش مرکزی گسل مشاء روی داد و مسبب ویرانی فراوان در پهنه شمیرانات- جاجرود شد و مجدداً در تاریخ دوم اکتبر سال ۱۹۳۰ میلادی بخش شرقی گسل فعال شده است و زمین‌لرزه آه- مبارک‌آباد موجب ویرانی‌های شدیدی در این منطقه شد. به عقیده Berberian & Yeats (1999) مرز بین قطعه گسیخته شده در سال ۹۵۸ میلادی و قطعه گسیخته شده در سال ۱۸۳۰ میلادی منطبق بر تغییر ناگهانی در امتداد گسل مشاء می‌باشد اما مرز گسیختگی‌های ۱۸۳۰ و ۱۶۶۵ میلادی بر یک ناپیوستگی زمین‌شناسی واضح منطبق نیست و ادامه گسل مشاء در شرق گسیختگی ۱۶۶۵ میلادی تاکنون توسط هیچ زمین‌لرزه تاریخی گسیخته نشده است. به لحاظ زمین‌شناسی نیز این گسل شامل حداقل سه قطعه با روندهای کم‌ویش متفاوت است و با توجه به نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دماوند در بیشتر مقاطع مرز ساختاری میان رخساره‌های پالئوزوئیک-مزوزوئیک و سنوزوئیک را پدید آورده است. قطعه شرقی (قطعه شماره ۱) در شمال دماوند واقع شده است. این قطعه دارای ۱۰۰ کیلومتر طول است و با روند تقریبی شرقی-غربی بین دهکده دلیچای و فشم کشیده شده و از نظر هندسی تقریباً به خط راست نزدیک است. قطعه مرکزی (قطعه شماره ۲) با روند شمال غرب- جنوب شرق همراه با یک روند سینوسی واحدهای پالئوزوئیک را بر روی واحدهای سنوزوئیک رانده است و در حدود ۵۰ کیلومتر طول دارد. قطعه غربی (قطعه شماره ۳) با میانگین روند شرقی- غربی دارای هندسه سینوسی متقارن است که بین شهرستانک در شرق و هیو در غرب (شمال آبیک) کشیده شده این قطعه نیز در حدود ۶۰ کیلومتر طول دارد (شکل ۳-۷).

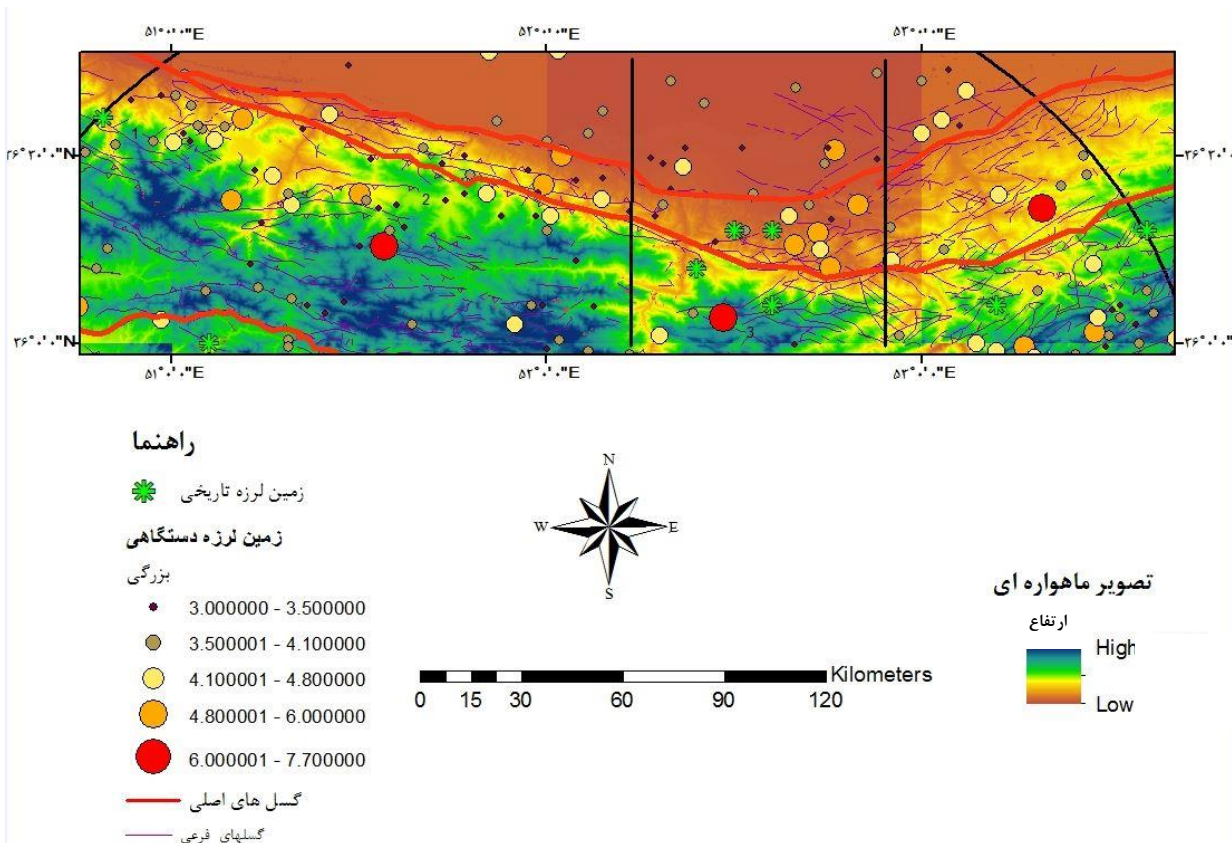


شکل ۳-۷ قطعه بندی گسل مشاء

### ۳-۴-۲ قطعه بندی گسل کاسپین و گسل شمال البرز

گسل کاسپین (خزر) در دامنه شمالی البرز، به موازات دریای خزر کشیده شده است و جداکننده البرز از حوضه ترشیری حاشیه جنوبی خزر و همچنین جداکننده زون گرگان- رشت از بقیه البرز است. گسل شمال البرز نیز در بیشتر طول خود به موازات گسل کاسپین می باشد و در ۱۰ الی ۱۲ کیلومتری غرب چالوس هردو به یکدیگر می پیوندند. از لحاظ شرایط لیتولوژیکی و ویژگی های ساختاری و تنش های حاکم بر منطقه این دو گسل در موقعیت تقریباً یکسانی واقع هستند. از این رو قطعه بندی این گسل ها در یک بخش مورد بررسی قرار گرفته است. به طور کلی ساختارها در این پهنه از سه روند کلی شمال خاوری- جنوب باختری، خاوری- باختری و شمال باختری- جنوب خاوری تبعیت می نمایند. با نمایش داده های لرزه ای در این محدوده مشخص می شود که بخش خاوری نسبت به بخش باختری دارای تمرکز کمتری از مراکز روستحی بوده اما بزرگی زمین لرزه های رخ داده در این بخش نسبتاً بالاتر است و تعداد زیادی از زمین لرزه های مخرب در طول تاریخ در این محدوده به وقوع

پیوسته است این ناحیه را پهنه‌ای به شدت خردشده با گسل‌های فرعی فراوان تشکیل می‌دهد. این بخش خود نیز بر مبنای ناپیوستگی‌های هندسی و همچنین ویژگی‌های هندسی - جنبشی به دو قطعه تقسیم می‌گردد. در نتیجه می‌توان گفت برای گسل‌های مذکور سه قطعه قابل فرض است. قطعه باختری با روند شمال باختری جنوب خاوری و با بیشترین تمرکز داده‌های لرزه‌ای اما بزرگای کمتر، قطعه مرکزی با روند تقریبی خاوری - باختری و قطعه خاوری با روند شمال خاوری - جنوب باختری که تمرکز داده نسبتاً کمتری دارند اما زمین‌لرزه‌های ویرانگر بسیاری در این ناحیه به ثبت رسیده است. لازم به ذکر است تنها بخش‌هایی از این دو گسل در منطقه مورد مطالعه قرار می‌گیرد (شکل ۳-۸). در نهایت نتایج حاصل از قطعه بندی گسل‌های نام برده شده به همراه گسل شمال تهران در جدول ۳-۳ ارائه گردیده است.



شکل ۳-۸ قطعه بندی گسل‌های کاسپین و شمال البرز

### جدول ۳-۳ مشخصات قطعات گسل‌های طویل منطقه

(سازوکار گسل‌ها به اقتباس از نقشه گسل‌های فعال ایران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله)

نام گسل	قطعه	روند	طول	توضیحات
مشاء	(۱) شرقی	خاوری- باختری	۱۰۱	لرزه‌زا، معکوس با مؤلفه چپ‌بر
	(۲) مرکزی	شمال باختری- جنوب خاوری	۳۴	لرزه‌زا، معکوس
	(۳) غربی	خاوری- باختری	۶۹	لرزه‌زا، معکوس
شمال البرز	(۱) شرقی	شمال خاوری- جنوب باختری	۱۴۸	لرزه‌زا، معکوس
	(۲) مرکزی	خاوری- باختری	۷۳	لرزه‌زا، معکوس
	(۳) غربی	شمال باختری- جنوب خاوری	۱۴۴	لرزه‌زا، معکوس
کاسپین (خزر)	(۱) شرقی	شمال خاوری- جنوب باختری	۱۱۹	لرزه‌زا، معکوس
	(۲) مرکزی	خاوری- باختری	۶۸	لرزه‌زا، معکوس
	(۳) غربی	شمال باختری- جنوب خاوری	۱۱۱	لرزه‌زا، معکوس
شمال تهران	(۱) شرقی	شمال خاوری- جنوب باختری	۵۰	لرزه‌زا، معکوس با مؤلفه چپ‌بر
	(۲) غربی	شمال باختری- جنوب خاوری	۷۴	لرزه‌زا، معکوس

### ۳-۴-۳ محاسبه توان لرزه‌زایی گسل‌ها

یکی از مهم‌ترین اقدامات لازم جهت پیش‌گیری و کاهش خطرهای ناشی از زمین‌لرزه‌ها در شهرها و سازه‌ها برآورد بیشینه جنبش‌های ناشی از زمین‌لرزه است چراکه سازه‌ها باید به‌گونه‌ای طراحی شوند که بتوانند در طول عمر مفید خود در برابر بیشینه جنبش‌های برآورد شده پایداری داشته و سالم بمانند. توان لرزه‌زایی گسل درواقع بیشینه بزرگی زمین‌لرزه‌ای است که به سبب جنبش دوباره پاره‌ای از درازای آن رخ می‌دهد میزان این بزرگی در ارتباط مستقیم با بخش گسلیده و جابجا شده گسل است. در این رابطه ویژگی‌هایی همچون سازوکار گسل، سیمای هندسی گسل (خم‌دار بودن و شاخه‌ای بودن و ...) و ویژگی‌های لرزه زمین‌ساختی دخالت دارند (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱)؛ به همین دلیل در قسمت قبل به قطعه‌بندی گسل‌های اصلی منطقه پرداخته شد و پس از بررسی دقیق لرزه‌زمین‌ساختی هر گسل باید بیشینه توان لرزه‌زایی آن محاسبه شود تا بتوان با توجه به فاصله میان ساختگاه و گسله، بیشینه شتاب گرانش افقی زمین زاده شده از جنبش گسله به ساختگاه پیش‌بینی شود. همان‌طور که قبلاً نیز ذکر شد در زمان زلزله تمام طول یک گسل فعالیت نمی‌کند بلکه ممکن است تنها یک یا دو قطعه گسلی دچار فعالیت شود. در بررسی‌های تجربی انجام‌شده برآوردهای



گوناگونی برای انتخاب درازای بخشی از گسله که جنبش دوباره می‌یابد صورت گرفته که از ۵۰ تا ۱۰۰ درصد طول گسل را با توان جنبش دوباره می‌انگارد. در این پژوهش با توجه به ویژگی‌های زمین‌ساختی، گسل‌های منطقه قطعه‌بندی گردیده است. مقادیری که برای طول گسل‌ها در روابط استفاده شده با توجه به قطعات فعال آن گسل در محدوده مورد مطالعه بوده است و مقدار بیشینه توان لرزه‌زایی گسل‌ها یک بار برای ۳۷٪ و بار دیگر ۵۰٪ طول هر قطعه در روابط زیر قرارداد شده و در نهایت بین مقادیر بدست‌آمده میانگین گرفته شده است. در این روابط  $L$  طول گسل است که دچار فعالیت خواهد شد و بر حسب کیلومتر و  $M_S$  بیشینه توان لرزه‌زایی گسل بر اساس بزرگی سطحی می‌باشد.

$$M_S = 4.629 + 1.429 \log L \quad \text{Ambraseys, \& Melville, 1982}$$

این رابطه بر اساس زمین‌لرزه‌های خاورمیانه آماده شده است و  $L$  بر حسب کیلومتر است

$$M_S = 5.4 + \log L \quad \text{Mohajer-Ashjai and Nowroozi 1978}$$

$$M_S = 5.16 + 1.121 \log L \quad \text{Wells \& Coppersmith 1994}$$

مقدار توان لرزه‌زایی محاسبه شده برای هر یک از گسلها در جدول ۳-۴ ارائه گردیده است

جدول ۳-۴ توان لرزه‌زایی گسل‌های منطقه

نام گسل	نام قطعه	طول گسل (کیلومتر)	Mohajer-Ashjai and Nowroozi 1978		Ambraseys, & Melville, 1982		Wells & Coppersmith 1994		میانگین بزرگی سطحی (Ms)
			0.37	0.5	0.37	0.5	0.37	0.5	
مشاء	شرقی	101.0	7.0	7.1	6.9	7.1	6.9	7.1	7.0
	مرکزی	34.0	6.5	6.6	6.2	6.4	6.4	6.5	6.4
	غربی	69.0	6.8	6.9	6.6	6.8	6.7	6.9	6.8
شمال البرز	شرقی	148.0	7.1	7.3	7.1	7.3	7.1	7.3	7.2
	مرکزی	73.0	6.8	7.0	6.7	6.9	6.8	6.9	6.8
	غربی	144.0	7.1	7.3	7.1	7.3	7.1	7.2	7.2
کاسپین(خزر)	شرقی	119.0	7.0	7.2	7.0	7.2	7.0	7.1	7.1
	مرکزی	68.0	6.8	6.9	6.6	6.8	6.7	6.9	6.8
	غربی	111.0	7.0	7.1	6.9	7.1	7.0	7.1	7.0
شمال تهران	شرقی	50.0	6.7	6.8	6.4	6.6	6.6	6.7	6.6
	غربی	74.0	6.8	7.0	6.7	6.9	6.8	6.9	6.8
کندوان		82.0	6.9	7.0	6.7	6.9	6.8	7.0	6.9
طالقان		58.9	6.7	6.9	6.5	6.7	6.7	6.8	6.7
فیروزکوه		105.0	7.0	7.1	6.9	7.1	6.9	7.1	7.0
الموترود		133.0	7.1	7.2	7.0	7.2	7.1	7.2	7.1
اشتهارد		67.0	6.8	6.9	6.6	6.8	6.7	6.9	6.8
کهریزک		41.6	6.6	6.7	6.3	6.5	6.5	6.6	6.5
ایوانکی		97.0	7.0	7.1	6.9	7.0	6.9	7.0	7.0
گرمسار		70.0	6.8	6.9	6.6	6.8	6.7	6.9	6.8
پیشوا		34.1	6.5	6.6	6.2	6.4	6.4	6.5	6.4
کوه گچاب		52.2	6.7	6.8	6.5	6.7	6.6	6.7	6.7
کوه گوگرد		68.0	6.8	6.9	6.6	6.8	6.7	6.9	6.8
کوشک نصرت		177.0	7.2	7.3	7.2	7.4	7.2	7.3	7.3
سیاه‌کوه		148.0	7.1	7.3	7.1	7.3	7.1	7.3	7.2
لله بند		84.9	6.9	7.0	6.8	7.0	6.8	7.0	6.9
ایپک		67.1	6.8	6.9	6.6	6.8	6.7	6.9	6.8
عطاری		165.5	7.0	7.1	6.9	7.1	7.0	7.1	7.0
آستانه		175.7	7.0	7.1	6.9	7.1	7.0	7.1	7.0

# فصل چهارم

تحلیل خطر زلزله شهر دماوند

## ۱-۴ مقدمه

برآورد خطر زمین‌لرزه به معنی پیش‌بینی تقریبی موقعیت مکانی و زمانی زمین‌لرزه‌های محتمل در آینده به همراه میزان بزرگی و شدت آن‌ها برای به دست آوردن حداکثر شتاب افقی و قائم و سایر پارامترهای جنبش نیرومند زمین است که سازه‌ها و به‌طور کلی زندگی و حیات بشر را تحت تأثیر خود قرار می‌دهد. به‌طور کلی می‌توان گفت برآورد پارامترهای جنبش نیرومند زمین برای زمین‌لرزه محتمل در آینده با استفاده از دانش گذشته را تحلیل خطر لرزه‌ای گویند. از این رو پیش از هر چیز برای تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی لازم است پیشینه لرزه‌خیزی منطقه مورد بررسی و پردازش قرار گیرد و فهرست دقیقی از زمین‌لرزه‌های رویداد در گستره مورد مطالعه تهیه گردد. در اینجا پردازش داده‌ها بر مبنای مدل توزیع پواسونی (Cornell, 1968) که تاکنون قابل قبول‌ترین فرضیه در علوم لرزه‌شناسی بوده، صورت گرفته است. پارامترهای لرزه‌خیزی در واقع کدهایی برای شناسایی میزان لرزه‌خیزی هر منطقه هستند که با به‌کارگیری روش‌های مناسب آماری بر پایه اطلاعات دقیق زمین‌لرزه‌ها در گستره مورد نظر تعیین می‌گردد. در تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی هر منطقه یکی از مواردی که دارای اهمیت بسیاری است رابطه بین بزرگی و فراوانی زمین‌لرزه‌های منطقه می‌باشد که طی روش‌های مختلفی که مناسب‌ترین آن‌ها تابع توزیع دوکراندار گوتنبرگ ریشتر و روش تخمین احتمال بیشینه کیجکو-سلوول می‌باشد استفاده شده است. به‌طور کلی تحلیل خطر زلزله در یک منطقه به دو روش تعیینی و احتمالاتی صورت می‌پذیرد که در اینجا از روش تعیینی استفاده گردیده است.

## ۲-۴ آماده‌سازی داده‌های لرزه‌ای منطقه

کاتالوگ مورد استفاده به منظور تحلیل خطر لرزه‌ای شامل فهرست کاملی از زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی موجود در گستره مورد مطالعه تا ماه آوریل سال ۲۰۱۷ میلادی می‌باشد. اطلاعات این فهرست از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و همچنین منابع مکتوب گردآوری شده است پس از اینکه داده‌ها گردآوری شدند با یکسان‌سازی بزرگی زمین‌لرزه‌ها و حذف پیش‌لرزه‌ها و

پس لرزه‌ها به کاتالوگ موردنظر دست‌یافتیم. در روند آماده‌سازی این فهرست تلاش شده که از مناسب‌ترین داده‌ها و روش‌ها استفاده گردد. اما باین‌وجود در برخی موارد اطلاعات به‌صورت ناقص در دسترس می‌باشد. این فهرست در پیوست ارائه گردیده است.

#### ۱-۲-۴ یکسان‌سازی بزرگی زمین‌لرزه‌ها

استفاده از انواع امواج تولیدشده در یک زلزله باعث ایجاد تنوع در مقیاس بزرگی می‌شود. در ادامه انواع مقیاس‌های بزرگی شرح داده شده است. در بزرگی امواج پیکری یا Mb بزرگ‌ترین دامنه امواج لرزه‌ای موج p مدنظر قرار می‌گیرد این بزرگی در زلزله‌های ژرف که امواج سطحی کوچک دارد بی‌اهمیت هستند. بزرگی امواج سطحی یا Ms بزرگ‌ترین دامنه موج سطحی یا موج S در نظر گرفته می‌شود در زلزله‌های دوردست یعنی در زلزله‌هایی که فاصله مرکز لرزه‌نگار با رومرکز زلزله بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر باشد و موج‌های سطحی با دوره تناوب حدود ۲۰ ثانیه غالب هستند، مورد استفاده قرار می‌گیرد. گوتنبرگ به‌منظور کمی کردن این زلزله‌ها، مقیاس موج سطحی را تعریف نمود. این مقیاس مبتنی بر اندازه‌گیری دامنه امواج سطحی با دوره تناوب ۲۰ ثانیه می‌باشد که برای زمین‌لرزه‌هایی که در فاصله دورتر از ۶۰۰ کیلومتر ثبت شده است به کار می‌روند. بزرگای امواج گشتاوری یا کاناموری یا Mw برای تشخیص زلزله‌های بزرگ ابداع شده است، زیرا زمین در این حالت از موج اشباع شده و سایر مقیاس‌ها از جمله مقیاس محلی ریشتر، مقیاس بزرگی موج حجمی و تا اندازه‌ای مقیاس بزرگی موج سطحی به علت نقص‌های مهم در تشخیص زلزله‌های بزرگ در مطالعات آماري زمین‌لرزه‌ها کارآمد نیستند. از آنجاکه در زلزله‌های بسیار بزرگ، بیشتر انرژی توسط امواج با فرکانس کوتاه‌تر آزاد می‌گردد، اکثر محققین ترجیح دادند که برای تخمین انرژی آزادشده از پارامترهای استاتیکی نظیر گشتاور لرزه‌ای استفاده نمایند. گشتاور لرزه‌ای برای هر زلزله بزرگ به‌واسطه امواج درونی دوره بلند، امواج سطحی، نوسانات آزاد و داده‌های مساحی سنجیده می‌شود. مقیاس بعدی Md یا بزرگی مدت می‌باشد. از این مقیاس بزرگی برای اندازه‌گیری سریع زلزله‌های کوچک ( $M \leq 3$ ) استفاده فراوان می‌شود. در این مقیاس بر اساس مدت کل زلزله برحسب ثانیه، یک

بزرگی به آن نسبت داده می‌شود. در رخدادهای کوچک، معمولاً بین بزرگی مدت و بزرگی اندازه‌گیری شده با مقیاس ریشتر همبستگی وجود دارد، اما آزمون‌های میزان کننده همیشه فراهم نیستند و چون  $M_d$  عمدتاً برای اندازه‌گیری زلزله‌های کوچک وضع شده است و بیشتر برای زلزله شناسان اهمیت دارد تا مهندسين، بزرگای بعدی بزرگای محلی یا  $M_L$  است. در مطالعات آماری زمین‌لرزه‌ها نیاز است که داده‌ها از یکنواختی برخوردار باشند از این رو با استفاده از روابط مناسب به یک کاتالوگ همگن می‌رسیم در بین انواع مقیاس‌های بزرگی ذکر شده مناسب‌ترین بزرگی  $M_w$  می‌باشد که مستقل از تجهیزات لرزه‌نگاری بوده و در مقادیر زیاد نیز اشباع نمی‌گردد. برای تبدیل بزرگای  $M_b, M_s$  و  $M_L$  به  $M_w$  در فلات ایران می‌توان از روابط زیر استفاده نمود.

تبدیل  $M_s$  به  $M_w$  (EMME, 2011)<sup>1</sup>

$$M_w = 0.66M_s + 2.11 \quad 2.8 \leq M_s < 6.2$$

$$M_w = 0.93 M_s + 0.45 \quad 6.2 \leq M_s < 8.2$$

تبدیل  $M_b$  به  $M_w$  (Scordilis, 2006)

$$M_w = 0.85 M_b + 1.03 \quad 3.5 \leq M_b < 6.2$$

تبدیل  $M_L$  به  $M_w$  (Shoja-taheri, 2007)

$$M_w = 3.73 \ln (M_L) - 0.51 \quad 4.5 \leq M_L \leq 7.5$$

#### ۲-۲-۴ حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها از کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها

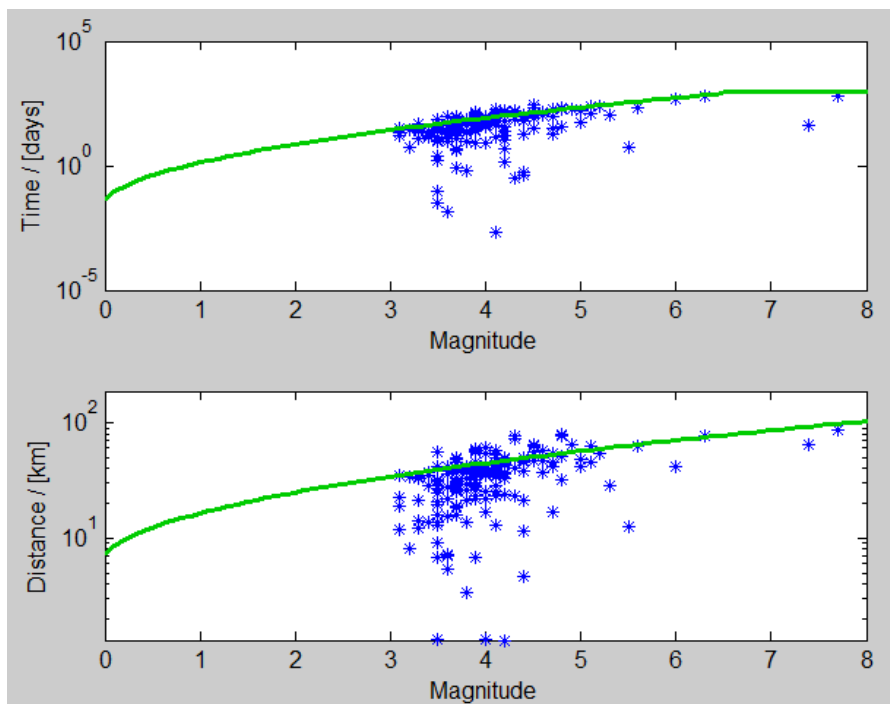
همواره در پیش‌بینی رخداد زمین‌لرزه از یک مدل آماری استفاده می‌شود در حال حاضر مدل توزیع پواسونی (Cornell, 1968) با وجود بسیاری از مشکلات و ناسازگاری‌ها در مورد فرآیندهای فیزیکی زمین‌لرزه‌ها هنوز در تحلیل خطر زلزله بیش از سایر مدل‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد و قابل قبول‌ترین

<sup>1</sup> Earthquake Model of the Middle East region

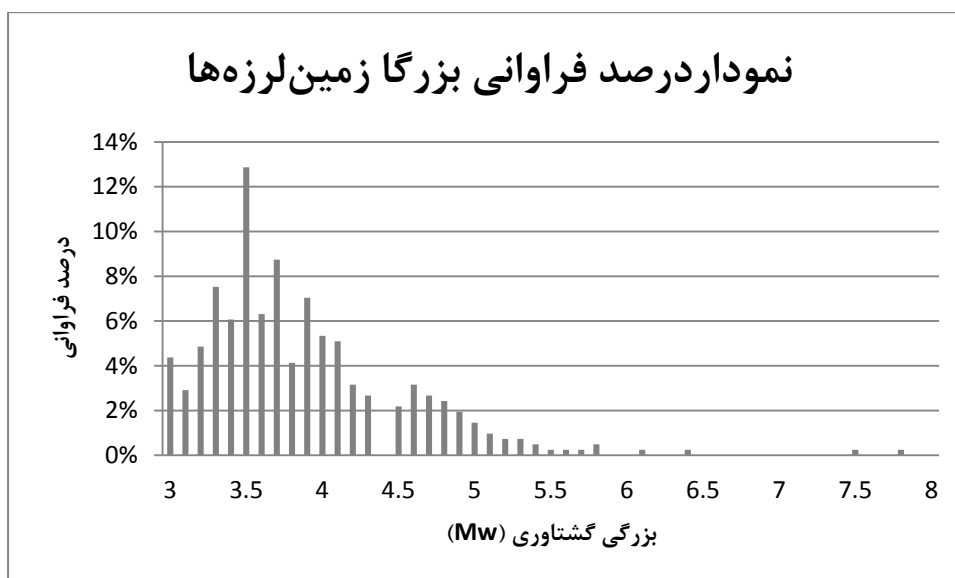
فرضیه در علوم لرزه شناختی بوده است. در اینجا نیز پردازش داده‌ها بر مبنای مدل پوآسونی صورت گرفته است. طبق این مدل زمین لرزه‌ها به‌طور مستقل در فضا و زمان اتفاق می‌افتند، بنابراین زمان وقوع زمین لرزه‌های آتی مستقل از زمان وقوع آخرین زلزله است. همچنین فرآیند پوآسونی دارای هیچ حافظه‌ای نیست یعنی بزرگای زمین لرزه‌ها در یک پهنه لرزه‌خیزی نیز مستقل از یکدیگر می‌باشد. از این رو نیاز است که پیش لرزه‌ها و پس لرزه‌های زمین لرزه‌های رخداد در منطقه حذف گردد. اگرچه این رویدادهای وابسته می‌توانند به‌تنهایی نیز در برآورد احتمال خطر زمین لرزه مهم باشند اما از آنجایی که آزاد شدن انرژی به‌صورت مستقل و مجزا مدنظر است، این رویدادهای وابسته باید از کاتالوگ داده‌ها حذف شوند و آثار آن‌ها نیز می‌تواند در آنالیزهای جداگانه بررسی گردد برای حذف پیش لرزه و پس لرزه‌ها می‌توان از روش‌های گوناگون استفاده نمود تا اواخر قرن بیستم روش دستی برای حذف پس لرزه‌ها و پیش لرزه‌ها از کاتالوگ‌های داده‌ها بهره برده می‌شد. به این صورت که با تعریف زمان و مکان مشخص برای حذف زمین لرزه‌های وابسته به‌صورت تجربی، با شروع از بزرگ‌ترین داده، به ترتیب، داده‌های وابسته شناسایی و از کاتالوگ موجود حذف می‌گشتند، اما پس از آن روش‌های مختلفی جهت حذف پیش لرزه و پس لرزه از کاتالوگ داده‌ها ابداع شد و مورد استفاده قرار گرفت. یکی از این روش‌ها، پنجره زمانی و مکانی Gardner (1974) & Knopoff است که با بررسی روی داده‌های ایالت کالیفرنیا جنوبی آمریکا، به‌صورت یک الگوریتم ارائه نمودند. روش کار با این الگوریتم به این صورت است که با حاضر نمودن کاتالوگ داده‌ها ابتدا برای حذف پس لرزه‌ها با شروع از ابتدای کاتالوگ، زمان و مکان زمین لرزه‌های وابسته به زمین لرزه اصلی که در الگوریتم برحسب بزرگ‌آمده است، معرفی می‌گردند. هرکدام از زمین لرزه‌های بعدی که در این بازه قرار بگیرند، به شرطی که بزرگای آن‌ها از بزرگای زلزله اصلی کمتر باشد، به‌عنوان پس لرزه برای این زلزله اصلی مشخص می‌شوند. این روند به ترتیب و تا به پایان رساندن کاتالوگ داده‌ها ادامه پیدا می‌کند برای حذف پیش لرزه‌ها نیز همین روند را تکرار می‌کنیم ولی تفاوت آن این است که برای حذف پیش لرزه‌ها باید از انتهای کاتالوگ شروع کنیم و به ترتیب به سمت ابتدای کاتالوگ حرکت می‌کنیم، بدین گونه

پیش‌لرزه‌ها نیز شناسایی می‌شوند و با حذف آن‌ها از کاتالوگ، کل داده‌های وابسته از کاتالوگ داده‌های اصلی جدا می‌گردند. در این پژوهش کلیه محاسبات با استفاده از نرم‌افزار ZMAP صورت گرفته است. با استفاده از این نرم‌افزار ابتدا کاتالوگ Decluster گردیده است، که به معنای جداسازی رخدادهای وابسته اعم از پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها از کاتالوگ است. برای Declustering از الگوریتم‌های مختلفی می‌توان استفاده نمود در این مطالعه از پنجره مکانی-زمانی گاردنر و نوپوف که پیش‌تر در مورد آن توضیح داده شده، استفاده گردیده است (شکل ۴-۱). به‌طور کلی در محدوده مورد مطالعه بین سال‌های ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی تعداد ۱۴۶۶ رخداد ثبت دستگاهی داشته است که پس از یکسان‌سازی بزرگی زمین‌لرزه‌ها به بزرگای گشتاوری (Mw)، تعداد ۱۵۵ رخداد دارای بزرگای کمتر از ۳ ریشتر بوده و به دلیل اینکه در محاسبات تحلیل خطر زلزله بی‌اهمیت هستند، از کاتالوگ داده‌ها حذف گردیده است. سپس اقدام به حذف پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها از کاتالوگ داده‌ها شده است. از میان ۱۳۱۱ رخداد با بزرگای گشتاوری بیش از ۳ ریشتر، تعداد ۸۹۹ مورد که ۶۸/۵۷٪ از رخدادها را تشکیل می‌دهند به‌عنوان پیش‌لرزه و پس‌لرزه از کاتالوگ موجود حذف گردید و تنها ۴۱۲ زمین‌لرزه در کاتالوگ اصلاح‌شده باقی‌مانده و مبنای محاسبات بعدی قرار گرفته است این کاتالوگ در پیوست ارائه گردیده است. جدول (۴-۱) و شکل (۴-۲) فراوانی و درصد فراوانی بزرگی زمین‌لرزه‌ها در منطقه قبل از اصلاحات صورت گرفته را به‌روشنی بیان می‌نماید. همچنین در مقایسه‌ی شکل‌های (۴-۳) و (۴-۴) تغییرات کاتالوگ قبل و بعد از اصلاح آن به وضوح مشخص است.





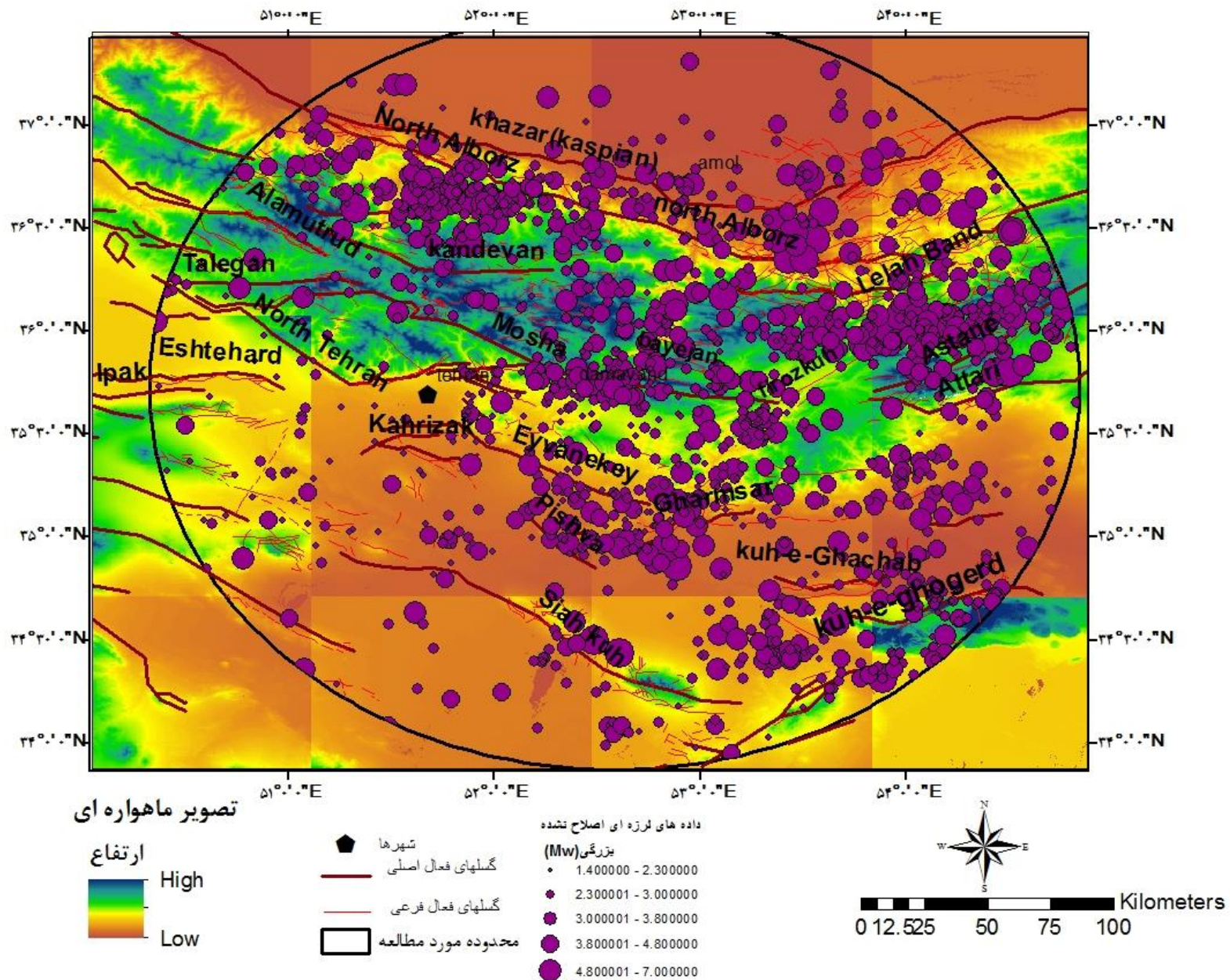
شکل ۴-۱ حذف رخدادهای وابسته (پیش‌لرزه و پس‌لرزه‌ها) که زیر منحنی سبز قرار گرفته است، با استفاده از روش پنجره‌ی زمانی- مکانی گاردنر و نوپوف در محیط نرم‌افزار ZMAP



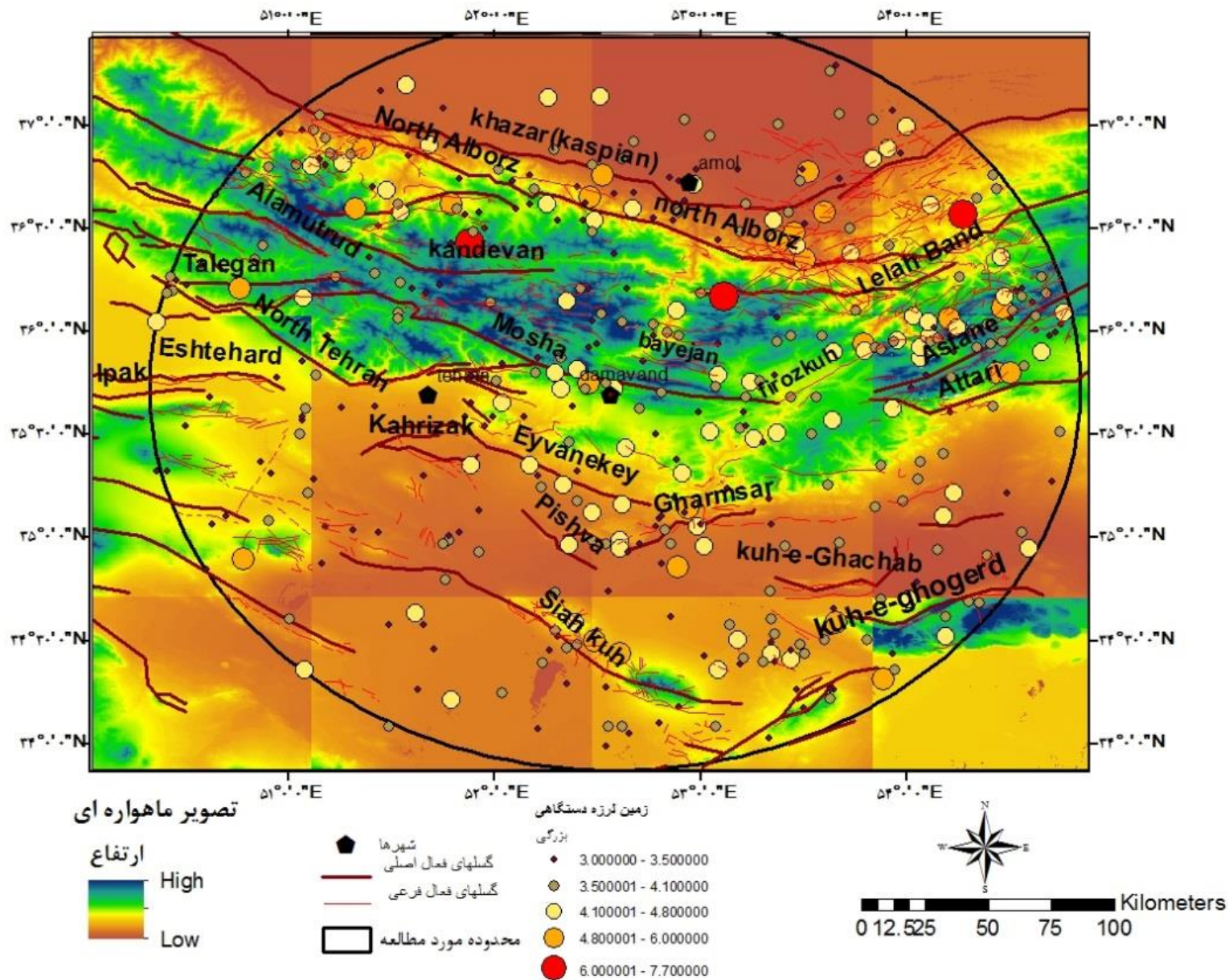
شکل ۴-۲ نمودار درصد فراوانی بزرگای زمین‌لرزه‌های دستگاهی در منطقه مورد مطالعه

جدول ۴-۱ جدول فراوانی و درصد فراوانی بزرگای زمین‌لرزه‌های دستگاهی منطقه

بزرگای گشتاوری (Mw)	فراوانی	درصد فراوانی	بزرگای گشتاوری (Mw)	فراوانی	درصد فراوانی
3	18	4.4%	5.6	1	0.2%
3.1	12	2.9%	5.7	3	0.7%
3.2	20	4.9%	5.8	0	0.0%
3.3	31	7.5%	5.9	0	0.0%
3.4	25	6.1%	6	1	0.2%
3.5	53	12.9%	6.1	0	0.0%
3.6	26	6.3%	6.2	0	0.0%
3.7	36	8.7%	6.3	1	0.2%
3.8	17	4.1%	6.4	0	0.0%
3.9	29	7.0%	6.5	0	0.0%
4	22	5.3%	6.6	0	0.0%
4.1	21	5.1%	6.7	0	0.0%
4.2	13	3.2%	6.8	0	0.0%
4.3	11	2.7%	6.9	0	0.0%
4.4	0	0.0%	7	0	0.0%
4.5	9	2.2%	7.1	0	0.0%
4.6	13	3.2%	7.2	0	0.0%
4.7	11	2.7%	7.3	0	0.0%
4.8	10	2.4%	7.4	1	0.2%
4.9	8	1.9%	7.5	0	0.0%
5	6	1.5%	7.6	0	0.0%
5.1	4	1.0%	7.7	1	0.2%
5.2	3	0.7%	7.8	0	0.0%
5.3	3	0.7%	7.9	0	0.0%
5.4	2	0.5%	8	0	0.0%
5.5	1	0.2%			



شکل ۳-۴ نقشه موقعیت کلیه زمین لرزه های دستگاهی محدوده مورد مطالعه پیش از حذف رخداد های کوچکتر از ۳ ریشتر و رخداد های وابسته



شکل ۴-۴ نقشه موقعیت زمین لرزه‌های دستگاهی محدوده مورد مطالعه پس از حذف رخداد‌های کوچکتر از ۳ ریشتر و رخداد‌های وابسته

## ۳-۴ پارامترهای لرزه‌خیزی

پارامترهای لرزه‌خیزی برای هر محدوده به‌منزله کدهایی جهت شناخت کلی لرزه‌خیزی آن محدوده است. برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی علاوه بر این که لازمه برآورد دوره بازگشت و احتمال رویداد زمین‌لرزه در یک محدوده می‌باشد در تخمین جنبش نیرومند زمین و سایر خصوصیات لرزه‌زمین‌ساختی منطقه نیز نقش بسزایی دارد. لرزه‌خیزی در هر منطقه از روند خاصی پیروی می‌کند که می‌توان آن را به‌صورت رابطه‌ای از پارامترهای لرزه‌خیزی در آن منطقه ارائه داد. این رابطه در واقع به‌صورت تابع توزیع مکانی زمین‌لرزه‌ها در یک دوره زمانی خاص است. به این منظور اولین بار (1954) Gutenberg & Richter یک توزیع نمایی خطی را پیشنهاد نمودند. رابطه گوتنبرگ ریشتر یک رابطه تجربی است که بین فراوانی رخداد و بزرگی زمین‌لرزه‌ها برقرار است. گرچه این رابطه در دهه‌های گذشته برای مطالعات لرزه‌ای بیشترین استفاده را داشته است اما دارای کاستی‌هایی می‌باشد. این امر منجر به پیشنهاد توابع توزیع غیرخطی توسط سایر پژوهشگران در سال‌های بعد از آن همانند (Kijko & Sellevoll, 1989, 1992) گردید. در ادامه سعی شده با استفاده از دو روش گوتنبرگ - ریشتر و کیجکو - سلوول به تخمین دوره بازگشت برای منطقه مورد مطالعه پرداخته شود.

## ۱-۳-۴ معرفی پارامترهای لرزه‌خیزی

بر اساس منحنی‌های تجمعی رخدادهای زمین‌لرزه‌ها می‌توان پارامترهای مختلف به دست آورد که در مطالعات لرزه‌خیزی دارای اهمیت هستند. این پارامترها شامل موارد زیر است.

پارامتر  $\beta$  یا  $b$ : این پارامتر به ضریب لرزه‌خیزی معروف است که با ساختار تکتونیکی منطقه مرتبط است و به استرس حاکم در منطقه وابسته است. کاهش مقدار این پارامتر در طول یک دوره زمانی خاص می‌تواند نشان‌دهنده افزایش بزرگی زمین‌لرزه محتمل در آینده به همان نسبت باشد.

پارامتر  $a$ : پارامتر  $a$  سطح فعالیت‌های لرزه‌خیزی یک منطقه را نشان می‌دهد که با تغییر دامنه زمانی جمع‌آوری داده‌ها، تغییر می‌کند.

پارامتر  $\lambda$ : این پارامتر در واقع نرخ رویداد در منطقه می‌باشد که به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\log_{10}^{\lambda(m)} = a - bm$$

در این رابطه  $\lambda(m)$  تعداد سالانه زمین‌لرزه‌ها با مقادیر بزرگای بزرگ‌تر یا مساوی  $m$  است و  $a$  و  $b$  ثابت‌هایی هستند که قبلاً توضیح داده شد و با رگرسیون‌گیری از رخدادهای به ثبت رسیده به دست می‌آید و در هر منطقه متفاوت است.

پارامتر حداکثر بزرگای محتمل زمین‌لرزه یا  $m_{max}$ : حداکثر بزرگای محتمل زمین‌لرزه نیز یک پارامتر کلیدی برای ارزیابی خطر زمین‌لرزه است که به‌طور کلی دو روش برای تخمین آن وجود دارد. ۱. رویکرد تجربی که در آن  $m_{max}$  با توجه به داده‌های زمین‌شناسی و پالئوسایزموالوژی یا حداکثر بزرگای زمین‌لرزه‌های تاریخی مشاهده‌شده تخمین زده می‌شود و برای مناطق مورد مطالعه ما مناسب‌تر است. ۲. رویکرد آماری که نوسانات بزرگا در منطقه را مورد بررسی قرار می‌دهد.

پارامتر بزرگای کمینه یا آستانه  $M_c$  یا  $M_{min}$ : آنچه به‌عنوان  $M_c$  در نظر گرفته می‌شود بزرگایی است که برای بزرگای کوچک‌تر از آن رفتار تابع تجمعی گوتنبرگ - ریشتر تغییر می‌یابد و شیب آن به سمت صفر میل می‌کند. بزرگای آستانه، مقدار بزرگی است که زمین‌لرزه‌های بالاتر از آن، به‌طور کامل ثبت‌شده‌اند و در محاسبات لرزه‌خیزی و برآورد خطر زمین‌لرزه مورد استفاده قرار خواهند گرفت. استفاده از یک مقدار بزرگا آستانه عموماً ناتوانی رابطه گوتنبرگ - ریشتر را در بازه‌های پایین بزرگی رفع می‌کند. (Kijko (2004) با فرض اعتبار مدل دو کران‌دار گوتنبرگ ریشتر برای برآورد  $m_{max}$  رابطه زیر را ارائه نموده است.

$$m_{max} = m_{max}^{obs} + \frac{E_1(TZ_2) - E_1(TZ_1)}{\beta \exp(-TZ_2)} + M_{min} \exp(-\lambda T)$$

که در آن  $m_{max}^{obs}$  بزرگ‌ترین مقدار مشاهده‌شده در داده‌ها طی زمان  $T$  است، و  $M_{min}$  به‌عنوان بزرگای آستانه است.

از آنجایی که معمولاً فهرست‌های زمین‌لرزه‌های گردآوری شده کامل نیست،  $Mc$  معمولاً با گذشت زمان در کاتالوگ کاهش می‌یابد. همچنین عدم قطعیت حوادث تاریخی که بسیار بالاتر از رویدادهای دستگاهی است ممکن است در نتایج نهایی تأثیر بگذارد. از این رو (Kijko & Sellevoll, 1989) برای ارزیابی پارامترهای لرزه‌خیزی روشی را ابداع نمودند که با استفاده از داده‌های ناقص به واقعیت نزدیکی بیشتری دارد. این فرضیه بر دو فرض اساسی استوار است: ۱- توزیع بزرگای زمین‌لرزه‌ها با توجه به رابطه دو کران‌دار گوتنبرگ-ریشر است. ۲- تعداد زمین‌لرزه‌ها در واحد زمان یک متغیر تصادفی پواسونی است. با توجه به این رویکرد یک کاتالوگ ناقص به‌عنوان مجموعه‌ای از کاتالوگ‌های کامل با سطوح مختلفی از کامل بودن و عدم قطعیت‌های مجزا برای بزرگای زمین‌لرزه‌ها است

#### ۲-۳-۴ انتخاب روابط کاهندگی

با دور شدن از مرکز زمین‌لرزه، جنبش زمین با شدت کمتری احساس می‌شود این امر نشان‌دهنده میرایی انرژی امواج زمین‌لرزه‌ها می‌باشد. میزان این میرایی به عوامل گوناگون از جمله ویژگی‌های زمین‌شناسی و زمین‌ساختی منطقه بستگی دارد، از این رو میزان آن در مناطق مختلف متفاوت است. رابطه کاهندگی ارتباط بین یک پارامتر جنبش نیرومند زمین، با بزرگا و فاصله را بیان می‌دارد و تابع چند پارامتر می‌باشد که مهم‌ترین آن‌ها به شرح زیر می‌باشند:

الف) خصوصیات چشمه - بزرگا - نوع گسلش و فاصله از چشمه لرزه‌زا.

ب) مسیر عبور موج، انعکاس و جذب انرژی به خاطر خصوصیت موادی که از آن‌ها عبور می‌کند.

ج) زمین‌شناسی ساختگاه، توپوگرافی ساختگاه.

شکل عمومی یک رابطه کاهندگی به صورت زیر می‌باشد:

$$\text{Log}(Y) = a + F1(M) + F2(R) + F3(S) + \varepsilon$$

( $Y$ ) پارامتر موردنظر جنبش نیرومند زمین است که مستقیماً با بزرگا ( $M$ ) و به‌طور عکس با فاصله ( $R$ ) ارتباط دارد. ضرایب ثابت این رابطه به‌طور تجربی با استفاده از روش‌های آماری و از روی شتاب‌نگاشت‌ها انتخاب می‌شوند.  $\varepsilon$  خطای تصادفی با مقدار میانگین صفر و انحراف معیار  $\sigma$  می‌باشد.

پارامترهای دیگری نیز نظیر شرایط ساختگاهی، نوع گسلش، ضخامت آبرفت و غیره قابل مدل کردن به صورت ریاضی می‌باشند که به صورت کلی به صورت  $F_3(S)$  در رابطه فوق نشان داده شده است. به طور کلی انتخاب روابط کاهندگی از گام‌های اساسی در انجام تحلیل خطر لرزه‌ای است. همان‌طور که ذکر شد این روابط به صورت تجربی و نظری به دست می‌آیند متخصصین بسیاری در سراسر دنیا به منظور تخمین روابط کاهندگی و مدل‌سازی جنبش زمین تلاش نمودند که می‌توان به تلاش‌های افرادی همچون (Campbell & Bozorgnia, 2003) (Reiter, 1990) (Silva, 1997) (Abrahamson & crisis2007) اشاره نمود که در این پژوهش با توجه به اینکه تحلیل خطر توسط نرم‌افزار صورت پذیرفته رابطه کاهندگی مورداستفاده (Abrahamson & Silva, 1997) بوده است که از قبل در این نرم‌افزار تعریف گردیده است.

#### ۴-۴ برآورد خطر زلزله شهر دماوند

در تجزیه و تحلیل‌هایی که در مورد زلزله در منطقه‌ای خاص صورت می‌گیرد با دو مفهوم تحلیل خطر و تحلیل ریسک زمین‌لرزه روبرو هستیم. تحلیل خطر زلزله شامل تحقیقات و روش‌هایی است که به وسیله آن می‌توان اثرات زمین‌لرزه‌های آینده را در ساختگاه تخمین زد. این اثرات اصولاً شامل پارامترهای حرکتی زمین است و اما در تحلیل ریسک زلزله برای محاسبه احتمال اثرات ناگوار اقتصادی و اجتماعی یک زمین‌لرزه یا یک سری از زمین‌لرزه‌ها تلاش می‌شود. تحلیل ریسک زلزله، تخمین تلفات و خسارات و محاسبات بیمه‌ای مربوط به آن محسوب می‌شود. طراحی و تخمین امنیت سازه‌ها مهم مانند سدها، نیروگاه‌های هسته‌ای و غیره وابسته به تحلیل خطر زلزله ساختگاه آن می‌باشد. یک زمین‌لرزه می‌تواند زندگی انسان را طی فرایندهای همچون جنبش نیرومند زمین، گسلش و سونامی به صورت‌های مختلف تحت تأثیر خود قرار بدهد. ریزش ساختمان‌ها، انهدام سدها، زمین‌لغزش و روانگرایی نتیجه مستقیم جنبش نیرومند زمین هستند. جنبش نیرومند زمین عبارت است از شدیدترین لرزش حاصل از رخداد یک زمین‌لرزه که عمدتاً در فاصله کمتر از ۵۰ کیلومتری



نسبت به گسل مسبب زمین‌لرزه احساس می‌شود و معمولاً گستره رخداد این جنبش با گستره مقدار شتاب بیشینه زمین‌لرزه همخوانی دارد. از آنجایی که رفتار سازه در این محدوده‌ها غیرقابل‌پیش‌بینی است، طبق قوانین، ساخت‌وساز در حریم گسل ممنوع است. یکی دیگر از پدیده‌های همراه با زمین‌لرزه رخداد گسلش می‌باشد در مناطقی که دارای ضریب صلبیت پوسته بالایی می‌باشند، شرایط لازم جهت ایجاد گسلش مهیا است. گسلش و حرکت گسل‌ها می‌تواند موجب تخریب پی‌ها و قطع شریان‌های حیاتی شود. هدف ما در این پژوهش تحلیل خطر لرزه‌ای برای محدوده دماوند است. طبق تعریف تحلیل خطر زلزله در یک منطقه عبارت است از برآورد پارامترهای لرزه‌ای جنبش نیرومند زمین برای زمین‌لرزه محتمل در آینده با استفاده از دانش گذشته، که می‌توان طی دو روش احتمالی و تعیینی صورت پذیرد. در اینجا روش تعیینی یا قطعی مورد استفاده قرار گرفته است. در تحلیل خطر احتمالاتی زلزله که به اختصار PSHA<sup>1</sup> نامیده می‌شود محتمل‌ترین جنبش زمین، به سبب رویداد زمین‌لرزه در زمان آینده برآورد می‌شود و نهایتاً به رسم منحنی خطر زلزله در محل ساختگاه منجر می‌شود که به کمک آن می‌توان طیف طرح ساختگاه که مبنای طراحی لرزه‌ای سازه‌های خاص در برابر زلزله است را به دست آورد. تحلیل خطر زلزله به روش تعیینی در ادامه تشریح شده است.

#### ۱-۴-۴ برآورد خطر زلزله با استفاده از روش تعیینی (قطعی)

در این روش که به اختصار DSHA<sup>2</sup> نامیده می‌شود، هدف اصلی تعیین بیشینه مقادیر پارامترهای جنبش نیرومند زمین در کل ناحیه ناشی از وقوع زمین‌لرزه کنترلی است که با دو پارامتر بزرگا و فاصله از ساختگاه توصیف می‌شود. زمین‌لرزه کنترلی مخرب‌ترین زمین‌لرزه‌ای است که ممکن است سایت موردنظر را تحت تأثیر قرار دهد. در این روش همه پارامترها از جمله بیشینه بزرگای تولیدشده در چشمه و فاصله از سایت به‌طور قطعی انتخاب‌شده و سپس تحلیل خطر انجام می‌گیرد. این روش نمی‌تواند اطلاعاتی راجع به احتمال وقوع زلزله کنترلی و موقعیت آن ارائه نماید، همچنین اثر عدم

<sup>1</sup> Probabilistic Seismic Hazard Analysis

<sup>2</sup> Deterministic Seismic Hazard Analysis

قطعیت در مراحل انجام تحلیل نیز در این روش دیده نمی‌شود. تحلیل خطر به روش تعیینی از چهار گام اصلی تشکیل می‌شود (Reiter, 1990) که در شکل (۴-۵) آورده شده است: در گام نخست چشمه‌های لرزه‌زا مشخص می‌شود. منظور از مشخص نمودن، تعریف هندسه هر منبع و پارامترهای لرزه‌ای آن است. برای شناسایی یک چشمه لرزه‌ای از اطلاعات به دست آمده از علوم مختلفی مانند ژئوفیزیک، لرزه‌شناسی و زمین‌شناسی استفاده می‌شود. سپس فاصله ساختگاه از چشمه لرزه‌ای تعیین می‌گردد در گام بعدی زمین لرزه کنترلی یا حداکثر بزرگای زلزله محتمل برای هر گسل مشخص می‌گردد. در ادامه به انتخاب رابطه کاهندگی سازگار با ساختگاه مورد بررسی پرداخته می‌شود. در نهایت پارامترهای طراحی جنبش زمین محاسبه می‌گردد. خطر زلزله به وسیله یک یا چند پارامتر حرکتی ایجاد شده از وقوع زلزله کنترلی مانند حداکثر شتاب، سرعت و یا شتاب طیفی که از روابط کاهندگی به دست می‌آید، در محل سایت تعریف می‌شود. در اینجا برای پهنه‌بندی خطر زمین لرزه از نرم‌افزار Crisis 2007 استفاده شده است. پس از اینکه چشمه‌های لرزه‌زا توسط نرم‌افزار ArcGIS مدل گردید و نمودار فراوانی تجمعی رخدادها با استفاده از نرم‌افزار Zmap به دست آمد، پارامترهای لرزه‌خیزی برای هر یک از چشمه‌های لرزه‌زا با استفاده از نرم‌افزار kijko محاسبه شدند. با وارد نمودن پارامترهای لرزه‌خیزی برای هر یک از چشمه‌ها و با استفاده از رابطه کاهندگی (Silva, 1997) که به صورت پیش فرض در نرم‌افزار Crisis 2007 تعریف شده، نقشه پهنه‌بندی شتاب برای محدوده مورد مطالعه ترسیم گردیده است.

#### ۴-۱-۴-۱ روش کار

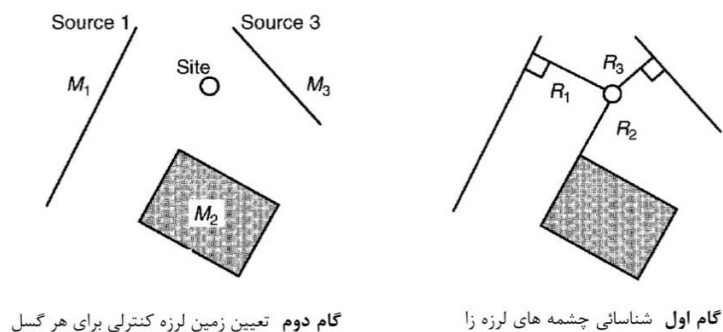
از آنجایی که در روش تحلیل تعیینی خطر زمین لرزه همه پارامترها به صورت قطعی در نظر گرفته می‌شود در این بخش از پژوهش برای جلوگیری از افزایش میزان خطا همه چشمه‌های لرزه‌زا را معادل پهنه‌های گسلی و به صورت خطی در نظر گرفتیم. طول هر یک از گسل‌ها بر اساس قطعه‌بندی‌های صورت گرفته در فصل قبل درج گردیده است، تا نتایج حاصل به واقعیت نزدیکی بیشتری پیدا کند. بیشینه بزرگای زلزله محتمل بر روی سطح هر گسل که با استفاده از روابط تجربی موجود محاسبه

شد و پس از میانگین گیری از اعداد به دست آمده به عنوان بزرگی محتمل برای هر گسل نظر گرفته شد. سپس نزدیک ترین فاصله هر کدام از گسل ها نسبت به شهر دماوند اندازه گیری شد. در آخرین مرحله از کار، جهت محاسبه بیشینه شتاب از فرمول های (Donovan(1973) و Dames & Moore استفاده شد. نتایج حاصل از محاسبه شتاب هر یک از گسل های فعال محدوده دماوند در جدول (۲-۴) آمده است.

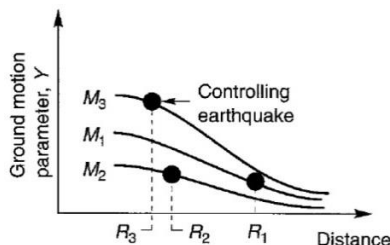
$$\text{Dames \& Moore(1978)} \quad a = \frac{1080 \cdot e^{0.58M}}{(R + 25)^{1.32}}$$

$$\text{Donovan(1973)} \quad a = \frac{1080 \cdot e^{0.5M}}{(R + 25)^{1.32}}$$

در این روابط  $a$  بیشینه شتاب ناشی از فعالیت هر یک از گسل ها می باشد و بر حسب درصدی از شتاب گرانشی زمین بدست آمده است. همچنین  $R$  کمترین فاصله گسل از شهر دماوند بر حسب کیلومتر است و  $M$  بیشینه بزرگای سطحی ( $M_s$ ) زلزله محتمل بر روی سطح هر گسل بر حسب ریشتر می باشد.



$$Y = \begin{Bmatrix} Y_1 \\ Y_2 \\ \vdots \\ Y_N \end{Bmatrix}$$



گام سوم انتخاب روابط کاهش دگی برای پارامترهای جنبش زمین گام چهارم محاسبه پارامترهای طراحی جنبش زمین

شکل ۴-۵ گام های روش تحلیل خطر تعیینی (Reiter, 1990)

جدول ۴-۲ محاسبه بیشینه شتاب افقی گسل‌های اصلی بر حسب شتاب گرانشی زمین در محدوده مورد مطالعه

نام گسل	نام قطعه	طول گسل (کیلومتر)	فاصله از گسل (کیلومتر)	میانگین بزرگی سطحی (Ms)	Donovan (1973)	Dames & Moore (1978)	میانگین a
مشا	شرقی	101.0	7.3	7.0	0.37	0.65	0.51
	مرکزی	34.0	27.5	6.4	0.15	0.25	0.20
	غربی	69.0	77.0	6.8	0.07	0.13	0.10
شمال البرز	شرقی	148.0	78.7	7.2	0.09	0.16	0.12
	مرکزی	73.0	69.5	6.8	0.08	0.14	0.11
	غربی	144.0	69.4	7.2	0.10	0.18	0.14
کاسپین (خزر)	شرقی	119.0	109.5	7.1	0.06	0.10	0.08
	مرکزی	68.0	78.9	6.8	0.07	0.12	0.10
	غربی	111.0	84.4	7.0	0.08	0.13	0.10
شمال تهران	شرقی	50.0	28.6	6.6	0.16	0.27	0.21
	غربی	74.0	74.1	6.8	0.08	0.13	0.11
کندوان		82.0	53.4	6.9	0.11	0.19	0.15
طالقان		58.9	92.2	6.7	0.06	0.10	0.08
فیروز کوه		105.0	53.3	7.0	0.12	0.20	0.16
الموترو		133.0	108.0	7.1	0.06	0.11	0.09
اشتهارد		67.0	106.2	6.8	0.05	0.09	0.07
کهریزک		41.6	49.5	6.5	0.10	0.17	0.13
ایوانکی		97.0	35.7	7.0	0.16	0.28	0.22
گرمسار		70.0	53.7	6.8	0.10	0.18	0.14
پیشوا		34.1	59.2	6.4	0.08	0.13	0.11
کوه گچاب		52.2	108.2	6.7	0.05	0.08	0.07
کوه گوگرد		68.0	132.3	6.8	0.04	0.07	0.06
کوشک نصرت		177.0	131.0	7.3	0.05	0.10	0.07
سیاه کوه		148.0	85.8	7.2	0.08	0.14	0.11
لله بند		84.9	49.9	6.9	0.12	0.20	0.16
ایپک		67.1	132.0	6.8	0.04	0.07	0.06
عطاری		165.5	108.8	7.0	0.06	0.10	0.08
آستانه		175.7	110.8	7.0	0.06	0.10	0.06

## ۲-۴-۴ تخمین دوره بازگشت با استفاده از روش گوتنبرگ-ریشتر

همان‌طور که بیان شد برای کمی‌سازی لرزه‌خیزی یک پهنه مشخص، روابط مختلفی با استفاده از نحوه توزیع زلزله‌ها و بزرگای آن‌ها ارائه شده است که یکی از پرکاربردترین آن‌ها، رابطه کلاسیک Richter & Gutenberg (1954) است:

$$\log N = a - bm$$

در رابطه فوق،  $N$  فراوانی تجمعی زمین‌لرزه‌های منطقه در یک بازه زمانی و مکانی خاص می‌باشد و  $m$  بزرگی زمین‌لرزه‌ها است. پارامترهای  $a$  و  $b$  نیز همان‌طور که توضیح داده شد، برای هر منطقه ضرایب ثابتی هستند که با رگرسیون‌گیری از منحنی تجمعی داده‌ها که از رابطه خطی بین لگاریتم فراوانی تجمعی و بزرگا تشکیل شده، حاصل می‌شوند.  $b$  شیب و  $a$  عرض از مبدأ خط برازش یافته می‌باشند. با توجه به کاربرد وسیع این رابطه در توابع آماری و احتمالاتی می‌توان از لگاریتم طبیعی برای بیان آن استفاده نمود و آن را به صورت زیر بازنویسی کرد.

$$\ln N_m = a - \beta m$$

$$\ln \lambda_m = \alpha - \beta m$$

در این روابط  $N_m$  فراوانی تجمعی زلزله‌های بزرگ‌تر از  $m$  و  $\lambda_m$  نرخ رخداد یا همان فراوانی تجمعی زلزله‌های بزرگ‌تر از  $m$  در سال است. همچنین این روابط را می‌توان به صورت توابع نمایی به صورت زیر بیان نمود:

$$N = e^{\alpha - \beta m} = \exp(\alpha - \beta m)$$

$$N(m) = 10^{a - bm}$$

$$\alpha = 10^a$$

$$\beta = b \ln 10$$

نقص اصلی این روش در برآورد بزرگای بیشینه و بی‌کران بودن آن است به عبارت دیگر در این رابطه هیچ محدودیتی برای بزرگی زلزله‌ها قائل نمی‌شویم ( $0 - \infty$ ). این در حالی است که زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی کمتر از یک حد خاص (بزرگی آستانه،  $m_c$ ) ارزش مهندسی ندارند و بزرگی‌های کمتر از حد

آستانه در کاتالوگ کامل نیستند. علاوه بر این از لحاظ عوامل فیزیکی نظیر ویژگی‌های پوسته و رژیم زمین‌ساختی ممکن نیست بزرگی زمین‌لرزه‌ها از یک حد معینی (حداکثر بزرگی منطقه  $m_{max}$ ) تجاوز نماید. بدین ترتیب رابطه دو کران‌دار گوتنبرگ ریشتر حاصل می‌شود که بر اساس آن نرخ متوسط سالانه رویداد زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از حد آستانه قابل‌محاسبه خواهد بود. با توجه به این مسائل (McGuire 1990) قانون دوره بازگشت گوتنبرگ- ریشتر دو کران‌دار را به صورت زیر ارائه داده است. که در این رابطه  $\beta = b \cdot \ln(10)$  و  $m_0 < m < m_{max}$  می‌باشد.

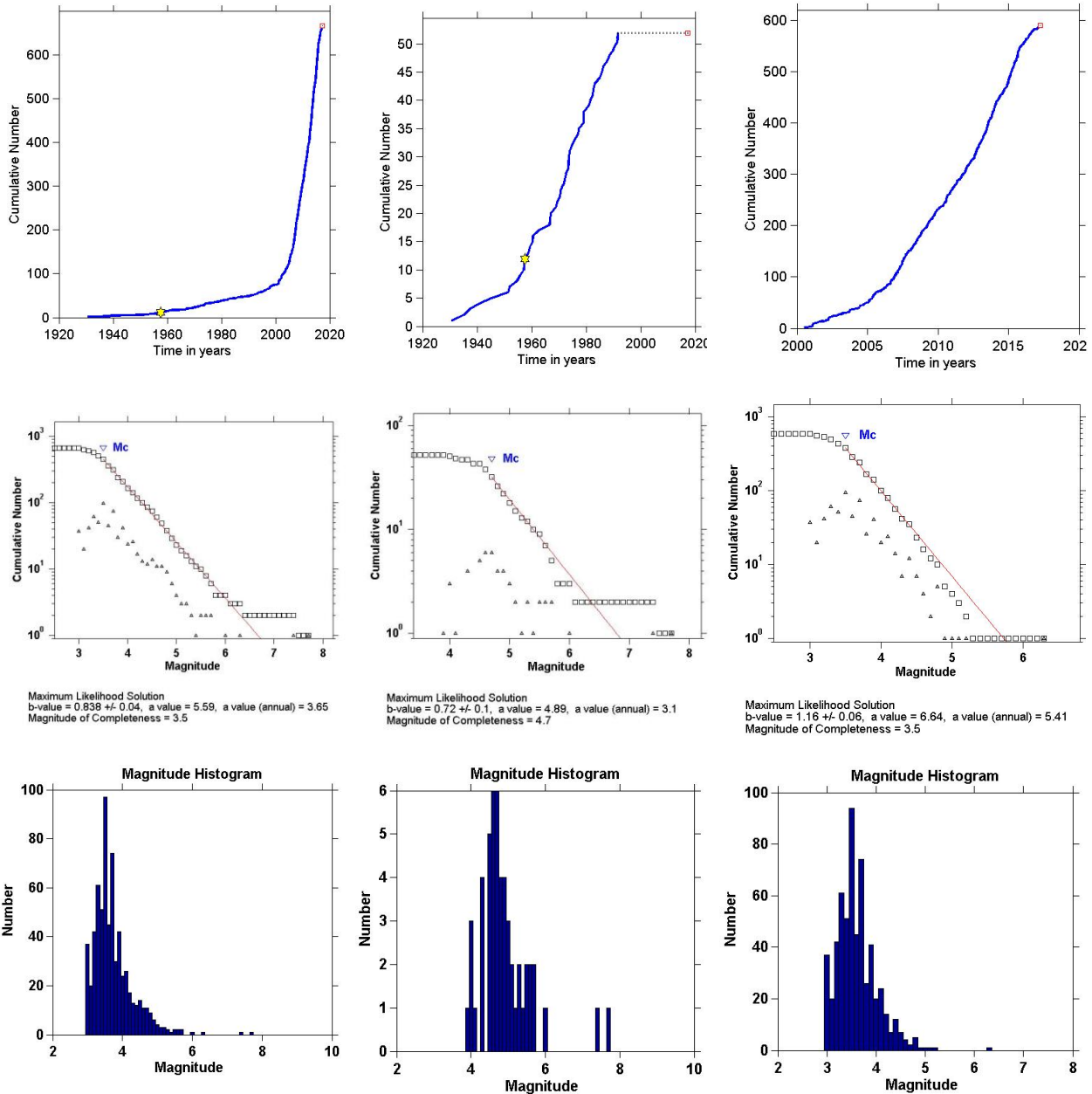
$$\lambda(m) = \lambda(m_0) \frac{\exp[-\beta(m - m_0)] - \exp[-\beta(m_{max} - m_0)]}{1 - \exp[-\beta(m_{max} - m_0)]}$$

در اینجا ما برای تعیین تابع توزیع احتمال گوتنبرگ- ریشتر از نرم‌افزار Zmap استفاده نمودیم که نتایج حاصل در شکل ۴-۶ خلاصه گردیده است. این شکل دارای سه ردیف می‌باشد که ردیف نخست (از سمت چپ)، به رخدادهای کل بازه زمانی از ۱۹۳۰ تا ۲۰۱۷ میلادی متعلق است، با توجه به تغییر ناگهانی شیب نمودار فراوانی تجمعی داده‌ها که در ردیف اول نمایش داده شده می‌توان نتیجه گرفت که کاتالوگ مورد استفاده در این پژوهش از نظر فراوانی داده‌ها به دو بخش مجزا قابل تقسیم است که در اینجا برای بررسی دقیق‌تر و رسیدن به نتایج واقعی‌تر، داده‌ها را به دو بازه‌ی زمانی بین ۱۹۳۰ تا ۲۰۰۰ میلادی و ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی تفکیک نمودیم. با توجه به اینکه در بازه زمانی ۱۹۳۰ تا ۲۰۰۰ ایستگاه‌های ثبت لرزه‌نگاری در جهان از فراوانی و دقت کمتری برخوردار بودند شیب نمودار فراوانی تجمعی در آن بازه زمانی نیز کمتر بوده و به تبع آن مقدار Mc نیز بیشتر است چراکه دقت داده‌های کوچک، کمتر است. اما در بازه زمانی بین ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی شیب نمودار فراوانی تجمعی داده‌ها بیشتر است و به تبع آن Mc بزرگ‌تر خواهد بود و نتایج حاصل متفاوت است.

همان‌طور که در شکل (۴-۵) مشخص گردیده است مقدار پارامتر  $b$  برای بازه ۱۹۳۰-۲۰۰۰ برابر است با  $0.72 \pm 0.1$  و برای بازه زمانی ۲۰۰۰-۲۰۱۷ این مقدار برابر است با  $1.16 \pm 0.06$  همچنین مقدار سالانه پارامتر  $a$  برای بازه اول برابر  $3/1$  و برای بازه دوم برابر  $5/14$  است. Mc نیز برای بازه اول

۴/۷ و برای بازه دوم ۳/۵ ریشتر به دست آمده است. همچنین هیستوگرام‌های ردیف سوم از شکل

فراوانی غیر تجمعی زمین‌لرزه‌ها با بزرگای مختلف را در منطقه نشان می‌دهد.



شکل ۴-۶ منحنی تجمعی بزرگای زمین‌لرزه‌ها در گستره مورد مطالعه با استفاده از نرم‌افزار **zmap** انتخاب **Mc** به

حالت **Automatic** در سه بازه زمانی انجام شده مقدار ضریب سالانه **a** برای گستره مورد مطالعه با استفاده از روش

**Likelihood. Max** ۳/۶۵ به دست می‌آید و پارامتر **b** مساوی است با  $0.838 \pm 0.04$  همچنین بزرگای آستانه ۳/۵ ریشتر به دست آمد.

پس از تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی می‌توان برای به دست آورد دوره بازگشت از رابطه زیر استفاده

نمود.

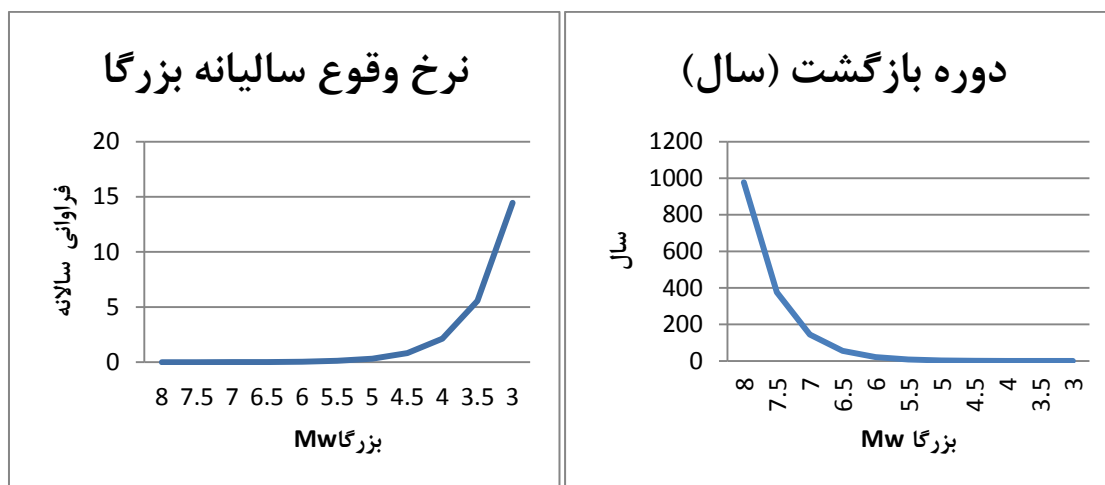
$$T = [10^{(a-bM)}] * N$$

در این رابطه  $T$  بیانگر دوره بازگشت می‌باشد و واحد آن سال است.  $M$  بزرگی زمین‌لرزه موردنظر را نشان می‌دهد و ضرایب  $a$  و  $b$  نیز از پیش تعیین شده بودند و  $N$  نیز با توجه به اینکه محدوده ضرایب سالانه هستند ۱ در نظر گرفته شده است. به منظور محاسبه دوره بازگشت هرچه بازه زمانی کاتالوگ موردنظر گسترده‌تر باشد محاسبات به واقعیت نزدیک‌تر خواهد بود. از این رو ضرایب مورد استفاده در محاسبات دوره بازگشت با توجه به کلیه داده‌های دستگاهی انتخاب گردیده است. به این ترتیب مقدار ضریب سالانه  $a$  برای گستره مورد مطالعه  $3/65$  و پارامتر  $b$  مساوی با  $0/838$  است. دوره بازگشت برای هر یک از بزرگی‌ها در منطقه مورد مطالعه طبق جدول (۳-۴) به دست آمده است. همچنین احتمال وقوع سالیانه رخداد زمین‌لرزه با بزرگی‌های مختلف با تناسب‌گیری بین یک سال و دوره‌ی بازگشت برای هر کدام از بزرگی‌ها به دست آمد و نمودار آن‌ها در شکل‌های (۴-۶) و (۴-۷) مشخص گردیده است.

جدول ۳-۴ دوره بازگشت و احتمال وقوع به دست آمده برای منطقه مورد مطالعه با استفاده از روش گوتنبرگ-ریشتر

بزرگای گشتاوری (Mw)	دوره بازگشت (سال)	نرخ وقوع سالیانه
8	977	0.001
7.5	375	0.003
7	144	0.007
6.5	55.6	0.018
6	21.4	0.047
5.5	8.22	0.122
5	3.16	0.316
4.5	1.22	0.822
4	0.47	2.138





شکل ۴-۸ نمودار نرخ وقوع سالیانه محاسبه شده برای بزرگی‌ها مختلف

شکل ۴-۷ نمودار دوره بازگشت محاسبه شده به روش

### ۴-۳-۴ تخمین دوره بازگشت با استفاده از روش کیجکو - سلوول

از مهم‌ترین کاستی‌های روش گوتنبرگ- ریشتر می‌توان به بی‌کران بودن این رابطه و نایکنواختی عدم قطعیت در بزرگای زمین‌لرزه‌ها اشاره نمود. در این روش (Kijko&Sellevoll 1944) برای رفع این کاستی الگوریتمی را برای استفاده از فهرست‌های ناهمگن رویداد زمین‌لرزه‌ها در برآورد دوره بازگشت و پارامترهای لرزه‌خیزی ایجاد نموده‌اند. از آنجایی که معمولاً کاتالوگ زمین‌لرزه‌های گردآوری شده کامل نیست، (Kijko&Sellevoll 1954) برای برآورد دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها، تابعی نمایی معرفی کردند که توسط دو کمیت  $M_{max}$  و  $M_c$  از دو سو محدود می‌شود. کران‌دار کردن تابع معرفی شده به دلیل محدودیت در نگاشت‌های رخدادهای کوچک که از رابطه گوتنبرگ - ریشتر تبعیت نمی‌کند از یک سو و عدم رخداد زمین‌لرزه‌هایی بزرگ‌تر از یک مقدار معین که نمی‌توانند از لحاظ فیزیکی معنی داشته باشد از سویی دیگر، مورد مطالعه قرار می‌گیرد، البته کاهش معمول  $M_c$  با گذشت زمان در کاتالوگ و همچنین عدم قطعیت حوادث تاریخی که بسیار بالاتر از رویدادهای دستگاهی است ممکن است در نتایج نهایی تأثیر بگذارد. از این رو پس‌از آن (Kijko&Sellevoll 1989، 1992) جهت استفاده از کاتالوگ ناهمگن رویداد زمین‌لرزه‌ها در برآورد دوره بازگشت و پارامترهای لرزه‌خیزی روشی ارائه کردند که ضمن رفع نواقص پیشین با استفاده از داده‌های ناقص و با در نظر گرفتن زمین‌لرزه‌های

تاریخی و عدم قطعیت در بزرگای زمین‌لرزه‌ها امکان درک بهتر از لرزه‌خیزی که به واقعیت نزدیکی بیشتری دارد را فراهم نمودند. این روش بر دو فرض اساسی استوار است: ۱ توزیع بزرگای زمین‌لرزه‌ها با توجه به رابطه دو کران‌دار گوتنبرگ-ریشتر صورت می‌گیرد. ۲ تعداد زمین‌لرزه‌ها در واحد زمان یک متغیر تصادفی پواسونی است. با توجه به این موضوع یک کاتالوگ ناقص به‌عنوان مجموعه‌ای از کاتالوگ‌های کامل با درجات مختلفی از کامل بودن و عدم قطعیت‌های مجزا برای بزرگای زمین‌لرزه‌ها است. این روش دارای ویژگی‌های زیر است:

- استفاده هم‌زمان از زمین‌لرزه‌های دستگاهی و تاریخی در تخمین پارامترهای لرزه‌خیزی با در نظر گرفتن انحراف معیار بزرگای زمین‌لرزه‌ها در بازه‌های زمانی مختلف
- استفاده از تابع توزیع نمایی دو کران‌دار گوتنبرگ-ریشتر برای زمین‌لرزه‌های دستگاهی و تابع توزیع مقدار نهایی برای زمین‌لرزه‌های تاریخی
- استفاده از بزرگای آستانه متفاوت برای دوره‌های زمانی مختلف که محدودیت‌های ثابت زمین‌لرزه‌های دستگاهی در اوایل سده بیستم را جبران می‌کند
- احتساب عدم ثابت زمین‌لرزه‌ها در فواصل زمانی مشخص برای فهرست‌های ناقص رویداد زمین‌لرزه‌ها و در نظر گرفتن بازه‌های نبود اطلاعات لرزه‌ای
- امکان در نظر گرفتن عدم قطعیت در محاسبه بزرگا برای هر بازه زمانی به‌صورت مشخص

این ویژگی‌های سبب می‌شود که این روش با توجه به نوع داده‌های لرزه‌ای که در ایران در دسترس می‌باشد یکی از بهترین تکنیک‌های موجود در برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی و تخمین واقع‌گرایانه الگوی لرزه‌خیزی منطقه باشد. در اینجا ما از برنامه نرم‌افزاری کیجکو - سلوول برای برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی از جمله حداکثر بزرگای قابل‌انتظار ( $M_{max}$ )، نرخ وقوع سالیانه ( $\lambda$ ) و مقدار  $\beta$  یا  $b$  رابطه گوتنبرگ-ریشتر، دوره بازگشت، احتمال رویداد زلزله‌ها گستره مورد مطالعه استفاده نموده‌ایم. نرم‌افزار کیجکو- سلوول نرم‌افزاری است که تحت سیستم‌عامل Dos کار می‌کند و فایل ورودی آن فایل متنی است که نحوه گردآوری اطلاعات آن در کل به سه روش امکان‌پذیر است در اینجا ما از روش Complete استفاده نمودیم که شامل کاتالوگ زمین‌لرزه‌های دستگاهی و تاریخی می‌باشد و از پارامترهایی همچون زمان شروع کاتالوگ، زمان انتهای کاتالوگ، بزرگای آستانه، انحراف از معیار بزرگا

و بزرگای زمین‌لرزه‌های موجود در کاتالوگ به ترتیب از کوچک به بزرگ تشکیل شده است. برای این منظور لازم است داده‌های تاریخی و دستگاهی برحسب تغییرات انحراف معیار بزرگا در بازه‌های زمانی مختلف تفکیک شوند. در آمار و احتمال، انحراف معیار نوعی سنجش پراکندگی برای توزیع یک متغیر تصادفی بوده و نماینده پخش‌شدگی آن، حول مقدار میانگین است. در واقع انحراف معیار یک مجموعه چگونگی توزیع داده‌ها را نشان می‌دهد. با پیشرفت و توسعه ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و کامل شدن کاتالوگ‌های زمین‌لرزه‌ها این مقدار به تدریج در طول زمان کاهش پیدا کرده است. با توجه به مقاطعی از زمان که این پیشرفت‌ها در علم زلزله‌شناسی رخداد است؛ در این پژوهش داده‌ها را برحسب انحراف معیار این‌گونه تقسیم‌بندی نمودیم. برای زمین‌لرزه‌های تاریخی تا قبل از اوایل سده چهاردهم میلادی انحراف معیار  $\pm 0/5$  و همچنین از سال ۱۵۰۱ میلادی تا ۱۹۰۰ میلادی انحراف معیار  $\pm 0/4$  زمین‌لرزه‌های دستگاهی از ۱۹۰۰ تا ۱۹۶۳ میلادی (سال استقرار شبکه لرزه‌نگاری استاندارد جهانی) انحراف معیار  $\pm 0/3$  و پس از آن تا سال ۲۰۰۰ میلادی به میزان  $\pm 0/2$  و زمین‌لرزه‌های بعد از آن تا حال  $\pm 0/1$  را در نظر گرفتیم. در انتها نتایج حاصل از محاسبات انجام‌شده بر روی داده‌ها توسط نرم‌افزار کیچکو- سلوول در جدول ۴-۴ آورده شده است. این جدول شامل نرخ وقوع سالیانه ( $\lambda$ )، دوره بازگشت و احتمال وقوع برای بازه‌های ۱، ۵۰، ۱۰۰ و ۱۰۰۰ سال با بزرگای مختلف در محدوده مورد مطالعه است. همچنین سایر پارامترهای لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه در جدول ۴-۵ آورده شده است. نمودار ترسیم‌شده از داده‌های جدول ۴-۴ که در شکل ۴-۹ نشان داده شده است به روشنی احتمال وقوع رخدادها با بزرگای گوناگون را بیان می‌کند.

جدول ۴-۴ دوره بازگشت و احتمال وقوع زمین‌لرزه با بزرگی‌های مختلف برای دوره‌های ۱ ساله، ۵۰ ساله، ۱۰۰ ساله و ۱۰۰۰ ساله

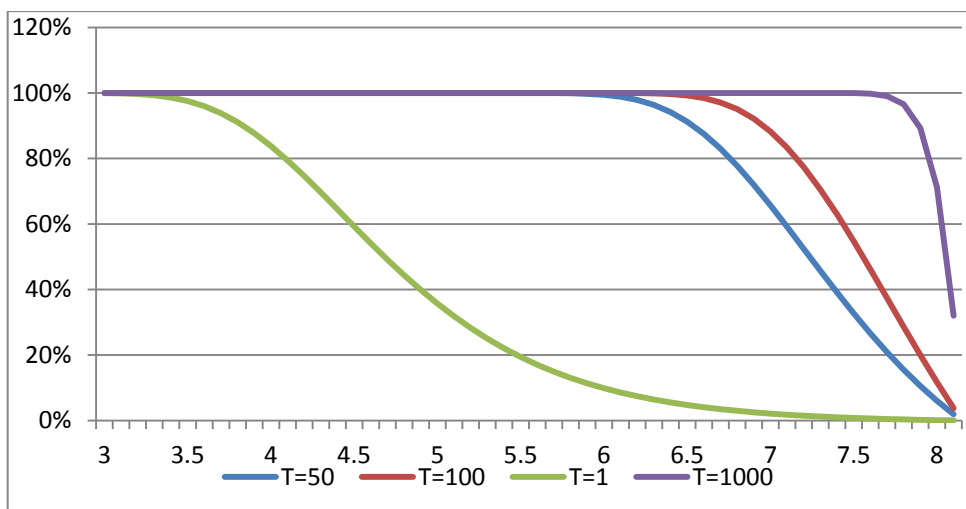
بزرگی گشتاوری (Mw)	نرخ وقوع سالانه	دوره بازگشت (سال)	T=1 احتمال وقوع	T=50	T=100	T=1000
3	7.41	0.1	100.00%	100%	100%	100%
3.5	3.68	0.3	97.54%	100%	100%	100%
4	1.82	0.6	83.82%	100%	100%	100%
4.5	0.90	1.2	59.25%	100%	100%	100%

5	0.44	2.4	35.68%	100%	100%	100%
5.5	0.22	4.8	19.39%	100%	100%	100%
6	0.10	10	9.87%	99%	100%	100%
6.5	0.05	21.4	4.76%	91%	99%	100%
7	0.02	48.6	2.12%	66%	88%	100%
7.5	0.01	131.3	0.79%	33%	55%	100%
8	0.00	836.1	0.12%	6%	12%	71%
8.1	0.00	2693.8	0.04%	2%	4%	32%

جدول ۴-۵ پارامترهای لرزه خیزی بدست آمده توسط روش کیجو- سلول

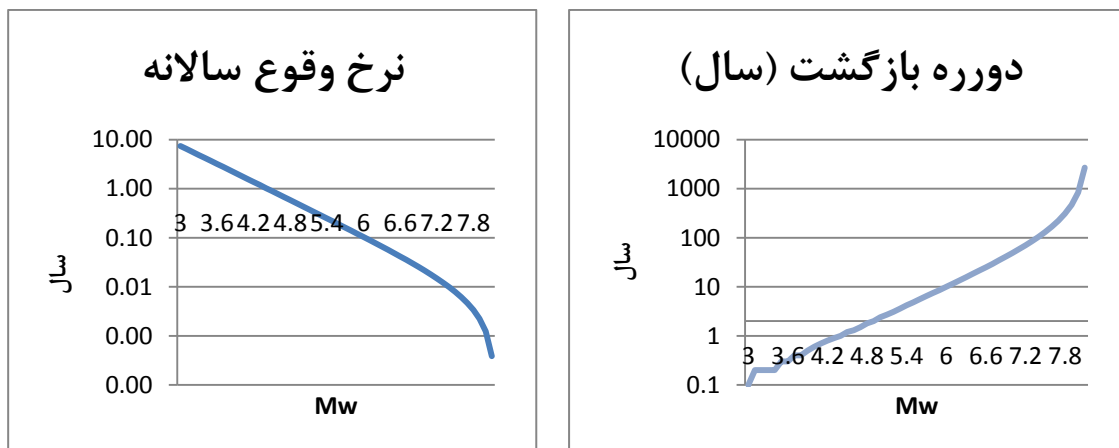
پارامترهای لرزه خیزی		Mmax	
$\beta$	$\lambda$	مشاهده شده	محاسبه شده
1.41 +-0.05	7.45 +-0.29	7.7	8.1 +-0.48
b=0.61 +-0.02			

شکل های ۴-۱۰ و ۴-۱۱ به ترتیب نشان دهنده نمودار دوره بازگشت و نرخ وقوع سالیانه به روش کیجو و سلول هستند. عدم یکنواختی بازه ابتدایی نمودار دوره بازگشت می تواند نشان دهنده نرخ مشابه تعداد و زمان وقوع رخدادها در بازه های بزرگای ۳ تا ۴ ریشتر باشد. به این ترتیب که دوره بازگشت زمین لرزه های بین ۳ تا ۴ ریشتر حاصل از این روش بسیار نزدیک به یکدیگر است.



شکل ۴-۹ مقایسه منحنی احتمال وقوع زمین لرزه با بزرگی های مختلف برای بازه های ۱ ساله، ۵۰ ساله، ۱۰۰ ساله و ۱۰۰۰ ساله در عمر مفید سازه ها

نمودار احتمال وقوع زمین‌لرزه با بزرگی‌های مختلف در بازه زمانی ۱، ۵۰، ۱۰۰ و ۱۰۰۰ ساله که بر اساس روش کیجکو- سلوول رسم گردیده است (شکل ۴-۹) نشان می‌دهد که در گستره‌ی ۱۵۰ کیلومتری شهر دماوند بزرگای زمین‌لرزه‌ای با احتمال وقوع ۵ درصد در عمر مفید ۱۰۰ سال ۸ ریشتر برآورد می‌شود.



شکل ۴-۱۱ نمودار نرخ وقوع سالیانه یا لاندا

شکل ۴-۱۰ نمودار دوره بازگشت

با توجه به در نظر گرفتن کلیه زمین‌لرزه‌های روی داده در گستره مورد مطالعه در این روش نتایج به دست آمده در مقایسه با نتایج به دست آمده از روش خطی گوتنبرگ- ریشتر دقیق‌تر محسوب می‌شود. اگرچه عدم قطعیت در مکان، زمان و بزرگای این زمین‌لرزه‌ها همچنین کامل نبودن کاتالوگ زلزله‌های تاریخی نیز بایستی مورد توجه قرار گیرد.

#### ۴-۴-۴ مدل‌سازی و معرفی چشمه‌های لرزه‌زا

برای برآورد خطر زلزله در هر منطقه نخست باید چشمه‌های لرزه‌زا در آن منطقه به نحو مناسبی مدل‌سازی شود. چشمه‌های لرزه‌زا در هر منطقه می‌تواند به صورت نواحی با گسل‌های پراکنده یا خردشده یا پهنه‌های لرزه‌ای با لرزه‌خیزی یکنواخت باشد. گرچه هنوز برای انتخاب مدل چشمه لرزه‌زا آیین‌نامه یا یک روش استاندارد تهیه نشده اما همواره در مدل‌سازی چشمه‌های لرزه‌زا دو فرض اساسی در نظر گرفته شده است. فرض اول این است که زمین‌لرزه‌های اصلی ترجیحاً در نزدیکی محل رویداد زمین‌لرزه‌های گذشته به وقوع می‌پیوندند و بر اساس فرض دوم عدم ثبت زمین‌لرزه در یک منطقه

به‌منزله عدم رویداد در آن منطقه نیست و جایگاه‌های زمین ساختی مشابه صرف‌نظر از میزان زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده در آن‌ها می‌توانند لرزه‌خیزی مشابهی داشته باشند. چشمه‌های لرزه‌زا به‌صورت سطحی، خطی و یا نقطه‌ای هستند. در صورتی که یک چشمه خطی در فاصله دوری از محل مورد مطالعه قرار داشته باشد و یا زمین‌لرزه‌ها در یک نقطه متمرکز باشند (در اثر فعالیت‌های آتش‌فشانی، انفجارهای هسته‌ای و غیره) چشمه‌های نقطه‌ای را تشکیل می‌دهند. گسل‌های فعال در گستره مطالعاتی به‌عنوان چشمه‌های خطی لرزه‌زا می‌باشند. در شرایطی که زمین‌لرزه در یک پهنه و محدوده توزیع‌شده باشد چشمه‌های سطحی را تشکیل می‌دهند. چشمه‌های نقطه‌ای به دلیل عدم قطعیت زیاد مکان‌یابی و زمان ثبت‌شده برای زمین‌لرزه‌ها از دقت مناسبی برخوردار نیستند و به همین دلیل کمتر مورد استفاده قرار می‌گیرند. چشمه‌های خطی معرف گسل‌هایی با طول فراوان و شناخته‌شده هستند و اما چشمه‌های سطحی محدوده‌هایی هستند که زلزله‌های رخداد در آن ناحیه‌ها را نتوان به یک گسل مشخص نسبت داد و به عبارتی مجموعه‌ای از گسل‌های کوچک یا پنهان واقع در آن ناحیه مسبب رخداد باشند. به‌منظور شناسایی یک چشمه لرزه‌ای از اطلاعات به‌دست‌آمده از علوم مختلفی مانند ژئوفیزیک، لرزه‌شناسی و زمین‌شناسی استفاده می‌شود. در این پژوهش بدین منظور هندسه گسل‌ها (شامل امتداد، شیب و جهت شیب گسل‌ها) سازوکار گسل‌ها (شامل نرمال یا معکوس و چپ‌گرد یا راست‌گرد بودن گسل‌ها)، درجه فعالیت گسل‌ها، عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها، تراکم زلزله‌ها را با توجه به کاتالوگ تصحیح‌شده مدنظر قراردادیم و مدل ارائه‌شده توسط (Mirzaei et al. 1999) برای چشمه‌های لرزه‌زا در منطقه مورد مطالعه را با توجه به فهرست‌نامه جدید زمین‌لرزه‌ها بازنگری نمودیم. در نهایت چشمه‌های لرزه‌زا و مکانیسم حرکتی و مشخصات هندسی آن‌ها به همراه پارامترهای لرزه‌خیزی مربوط به هر یک را تعیین کردیم. همان‌طور که در شکل (۴-۱۲) مشاهده می‌شود ۷ چشمه لرزه‌زا در منطقه مورد مطالعه شناسایی گردیده که در ادامه هر یک از آن‌ها به ترتیب شماره تشریح شده است.

#### چشمه ۱ ۱-۴-۴-۴

چشمه شماره ۱ منطبق با قطعات مرکزی و غربی گسل‌های شمال البرز و کاسپین است. شامل ۳۲ زمین‌لرزه دستگاهی با بزرگی بین ۳ تا ۵ ریشتر بین سال‌های ۱۹۳۰ تا ۲۰۱۷ همچنین حداکثر بزرگی مشاهده‌شده در این پهنه  $M_w=5$  ریشتر بوده و  $M_{max}$  برای این چشمه مقدار  $5/59 \pm 0/62$  محاسبه شده است همچنین سایر پارامترهای لرزه‌خیزی برای این چشمه به ترتیب زیر است.

$$\text{Beta} = 1.89 \pm 0.15 \quad (b = 0.82 \pm 0.06)$$

$$\text{Lambda} = 0.42 \pm 0.07 \quad (\text{for } M_{min} = 2.99)$$

#### چشمه ۲ ۲-۴-۴-۴

چشمه سطحی شماره ۲ شامل پهنه‌ای است که به شدت خردشده می‌باشد که در مجموع ۳۱ زلزله دستگاهی در بین سال‌های ۱۹۳۰ تا ۲۰۱۷ در این ناحیه به ثبت رسیده است تراکم زمین‌لرزه‌ها در این پهنه بالا بوده و بزرگی آن‌ها نسبتاً بالاتر است همچنین قطعات شرقی پهنه‌های گسلی شمال البرز و کاسپین را نیز شامل می‌شود حداکثر بزرگی مشاهده‌شده در این پهنه  $M_w=7/7$  بوده است و  $M_{max}$  برای این چشمه مقدار  $8/9 \pm 2/11$  محاسبه شده است و سایر پارامترهای لرزه‌خیزی به شرح زیر است.

$$\text{Beta} = 1.67 \pm 0.14 \quad (b = 0.72 \pm 0.06)$$

$$\text{Lambda} = 0.36 \pm 0.07 \quad (\text{for } M_{min} = 3.49)$$

#### چشمه ۳ ۳-۴-۴-۴

این چشمه، گسل‌های دامنه جنوبی البرز از جمله راندگی کندوان را شامل می‌شود رخداد ۴۱ زمین‌لرزه بین سال‌های ۱۹۳۰ تا ۲۰۱۷ میلادی در آن به ثبت رسیده است. بزرگ‌ترین زمین‌لرزه دستگاهی مشاهده‌شده در این ناحیه  $M_w=6/3$  ریشتر بوده است و  $M_{max}$  برای این چشمه  $7/56 \pm 1/28$  محاسبه شده است.

$$\text{Beta} = 1.73 \pm 0.14 \quad (b = 0.75 \pm 0.06)$$

$$\text{Lambda} = 0.66 \pm 0.10 \quad (\text{for } M_{min} = 2.99)$$

چشمه ۴ ۴-۴-۴-۴

چشمه شماره ۴ گسل مشاء و شمال تهران را شامل می‌شود و با مساحت نسبتاً زیاد خود تعداد ۱۱۱ رخداد از کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها را به خود اختصاص داده است بزرگ‌ترین زمین‌لرزه مشاهده‌شده این چشمه دارای بزرگی  $M_w=6$  ریشتر بوده است و  $M_{max} = 6/3 \pm 0/36$  است.

$$\text{Beta} = 1.31 \pm 0.11 \quad (b = 0.57 \pm 0.05)$$

$$\text{Lambda} = 4.63 \pm 0.64 \quad (\text{for } M_{\min} = 2.00)$$

چشمه ۵ ۵-۴-۴-۴

بخش‌هایی از گسل‌های گرمسار، کهریزک، ایوانکی و ایپک را که داری روند ساختاری غالب شمال باختر جنوب خاور هستند شامل می‌شود. تعداد ۳۶ مورد از زمین‌لرزه‌های موجود در کاتالوگ مربوط به این چشمه است بزرگ‌ترین زمین‌لرزه مشاهده‌شده  $M_w=4/7$  بوده است و مقدار  $M_{max}$   $\pm 0/48$  است.  $5/14$  محاسبه گردیده است.

$$\text{Beta} = 1.94 \pm 0.15 \quad (b = 0.84 \pm 0.07)$$

$$\text{Lambda} = 0.54 \pm 0.09 \quad (\text{for } M_{\min} = 2.99)$$

چشمه ۶ ۶-۴-۴-۴

این چشمه سطحی در امتداد چشمه شماره ۵ است تغییر روند ساختارها یکی از بارزترین وجوه تمایز بین این دو چشمه از یکدیگر است روند غالب ساختاری در این چشمه تقریباً خاوری باختری می‌باشد تعداد ۴۸ مورد از زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده در کاتالوگ به این چشمه تعلق داشته و گسل‌های کوه‌گوگرد کوه‌گچاب و بخشی از گرمسار را شامل می‌شود بزرگ‌ترین زمین‌لرزه به ثبت رسیده در این چشمه  $5/7$  بوده است و  $M_{max} = 6/42 \pm 0/75$  محاسبه گردیده است.

$$\text{Beta} = 1.73 \pm 0.14 \quad (b = 0.75 \pm 0.06)$$

$$\text{Lambda} = 0.64 \pm 0.09 \quad (\text{for } M_{\min} = 3.09)$$

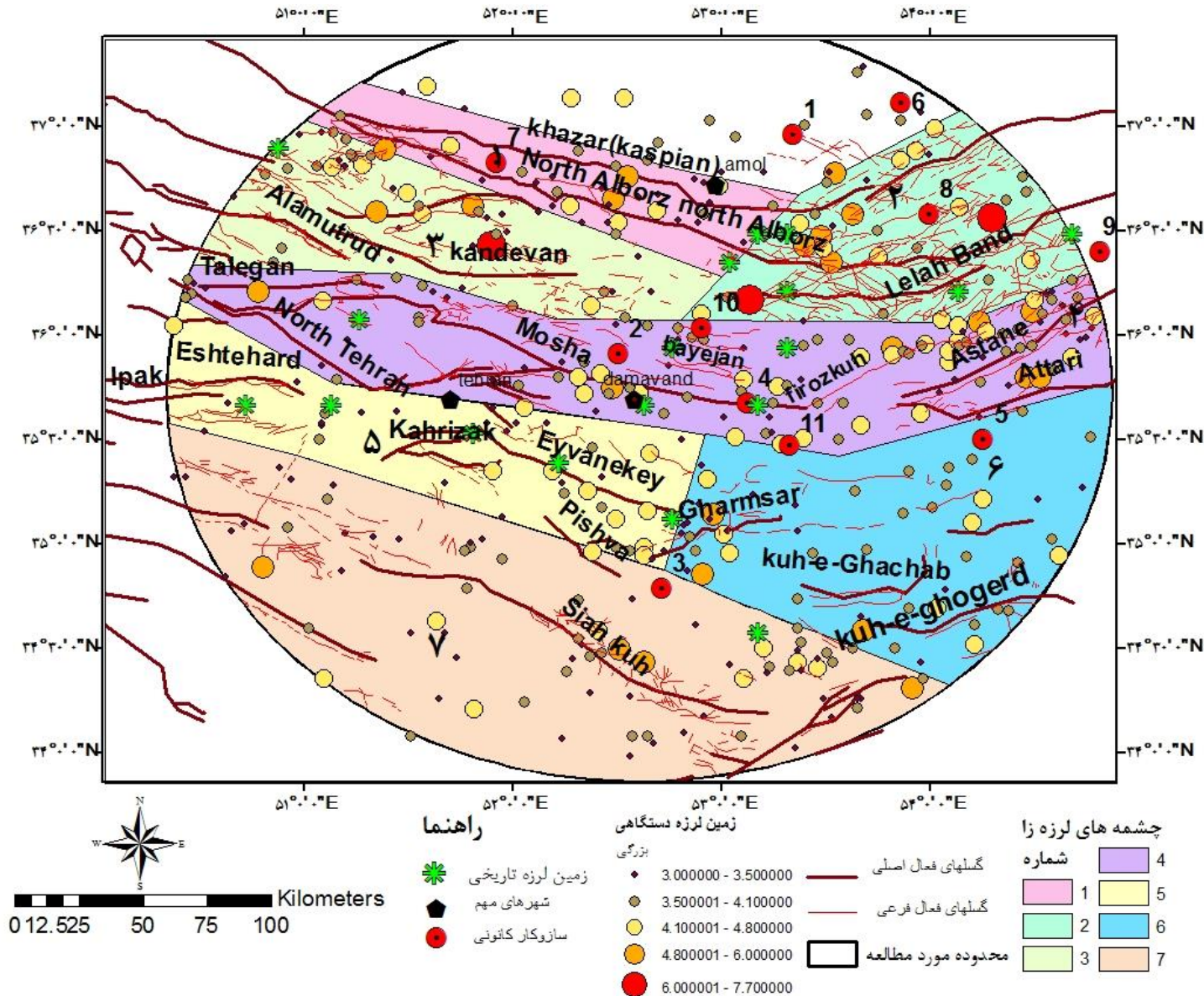


#### چشمه ۷-۴-۴-۴

این چشمه با وسعت بالا و لرزه‌خیزی کم، بخش‌هایی از زون ساختاری رسوبی ایران مرکزی را شامل می‌شود. تعداد ۷۹ زمین‌لرزه در این چشمه به ثبت رسیده که بزرگ‌ترین زمین‌لرزه مشاهده‌شده در آن دارای بزرگای گشتاوری ۵/۷ بوده است و  $M_{max} = 6.24 \pm 0.58$  محاسبه شده است.

$$\text{Beta} = 1.65 \pm 0.13 \text{ (b} = 0.72 \pm 0.05\text{)}$$

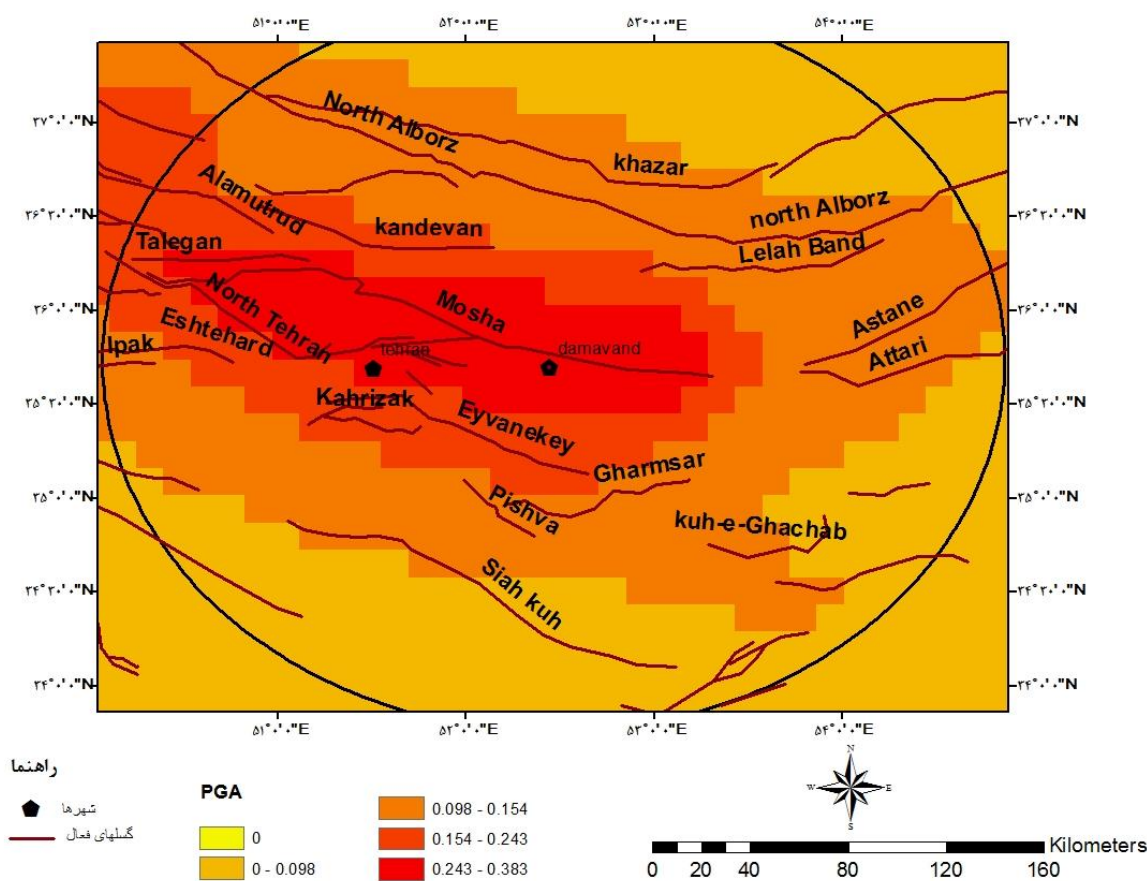
$$\text{Lambda} = 0.95 \pm 0.11 \text{ (for } M_{min} = 2.99\text{)}$$



شکل ۴-۱۲ چشمه های لرزه زا معرفی شده در محدوده مورد مطالعه (اعداد فارسی در نقشه مشخص کننده شماره چشمه ها و اعداد انگلیسی نشان دهنده موقعیت فوکال مکانیسم هایی که در جدول ۴-۱ توضیح داده شده است می باشد)

#### ۵-۴-۴ نقشه پهنه‌بندی خطر زلزله

پس از انجام محاسبات مربوطه و تعیین حداکثر بزرگا و شتاب افقی برای هر یک از چشمه‌های لرزه‌زا در منطقه، نقشه پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه برای شهر دماوند با استفاده از نرم‌افزار crisis2007 رسم گردید (شکل ۴-۱۳). طبق این نقشه شهر دماوند بیشتر توسط گسل‌های مشا و شمال تهران تهدید می‌شود. درواقع محدوده‌ی گسل‌های فعالی همچون، گسل مشاء و شمال تهران دارای حداکثر شتاب افقی برای شهر دماوند هستند که باعث افزایش خطر زمین‌لرزه در محدوده می‌شوند. به‌طورکلی میتوان گفت گسل‌های موجود در بخش‌های جنوب و جنوب شرقی نسبت به بخش‌های شمال و شمال غربی، برای شهر دماوند شتاب بیشتری ایجاد می‌نمایند.



شکل ۴-۱۳ نقشه‌ی پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه بر اساس حداکثر شتاب افقی گسل‌های فعال محدوده شهر دماوند

## ۴-۴-۶ معرفی سطوح طراحی لرزه‌ای

در آیین‌نامه طراحی ساختمان‌ها در برابر زلزله (استاندارد ۲۸۰۰) ضوابط و مقرراتی برای طرح و اجرای ساختمان‌ها در برابر اثرهای ناشی از زلزله در نظر گرفته شده است که طبق آن می‌بایستی عملکرد ایمنی جانی در ساختمان‌ها با زمین‌لرزه طرح به‌طور محافظه‌کارانه مطابقت داشته باشد.

در آیین‌نامه ۲۸۰۰ دو سطح طراحی لرزه‌ای DBE<sup>۱</sup> و MCE<sup>۲</sup> آمده است و به صورتی که در ادامه آورده شده تعریف می‌گردند. سطح زلزله مبنای طراحی DBE که انتظار می‌رود، جنبش نیرومند زمین، تخمین زده شده برای این سطح، در عمر مفید سازه به وقوع بپیوندد، لذا سازه در طول عمر مفید باید به خوبی توانایی مقاومت در مقابل زمین‌لرزه‌ای در سطح DBE را داشته باشند و سازه‌ها هیچ‌گونه آسیب نبینند. سطح بیشینه مورد انتظار MCE، در این سطح جنبش نیرومند زمین در سطح قوی ولی احتمال رویداد آن در طول عمر مفید سازه کم است. در اثر زمین‌لرزه‌ای در این سطح، ممکن است به سازه در طول عمر مفید خسارات محدودی وارد آید، ولی این آسیب‌ها باید قابل ترمیم باشند. برای به دست آوردن پارامترهای DBE و MCE می‌توان از نمودار احتمال وقوع زمین‌لرزه (شکل ۴-۴) استفاده نمود. این پارامترها در واقع بزرگای متناظر با احتمال ۱۰٪ (MCE) و ۶۴٪ (DBE) در عمر مفید سازه هستند. در اینجا بازه‌های زمانی ۵۰ و ۱۰۰ سال برای عمر مفید سازه در نظر گرفته شده است. طبق داده‌های موجود در این نمودار بیشینه بزرگای متناظر با احتمال وقوع ۱۰٪ در محدوده ۱۵۰ کیلومتری شهر دماوند برای بازه ۵۰ سال،  $M_w=7/9$  و برای بازه ۱۰۰ سال  $M_w=8$  ریشتر به دست آمده است، همچنین بیشینه بزرگای متناظر با احتمال وقوع ۶۴٪ برای بازه ۵۰ سال  $M_w=7$  ریشتر و برای بازه ۱۰۰ سال  $M_w=7/4$  ریشتر برآورد شده است (شکل ۴-۱۴).

جهت محاسبه ضریب شتاب افقی در بازه‌های ۵۰ و ۱۰۰ سال برای MCE 10% و DBE 64% از روابط زیر استفاده می‌شود:

<sup>1</sup>Design Basic Earthquake

<sup>2</sup>Maximum Credible Earthquake

$$\text{Log}a=0.25\text{Im}+0.25$$

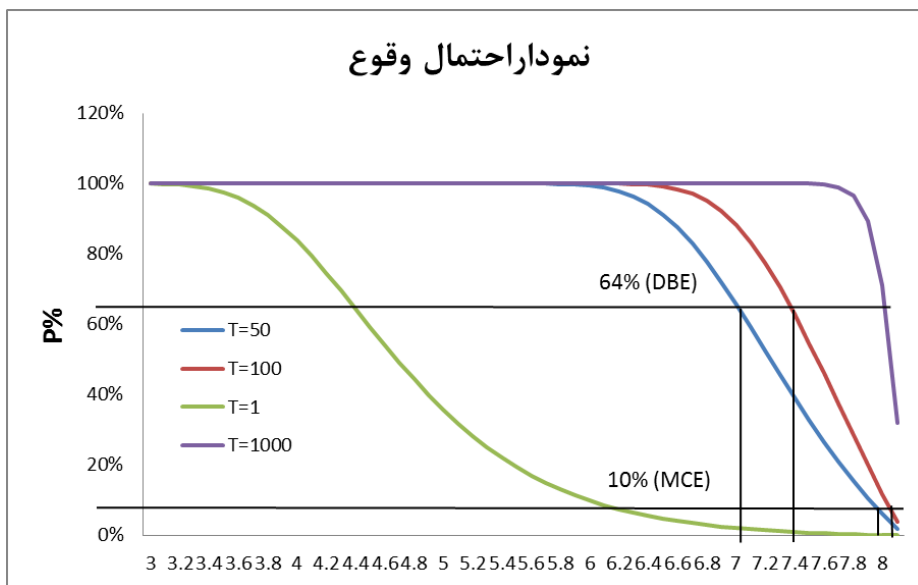
STRA

$$\text{Log}a=0.3\text{Im}+0.014$$

Trifunac and Brady (1975)

در روابط اخیر Im نشان دهنده شدت زمین لرزه است بنابراین ابتدا با استفاده از رابطه زیر مقادیر بزرگی های به دست آمده به شدت تبدیل شده سپس مقادیر حاصل را در روابط شتاب که به شرح زیر است قرار می دهیم.

$$M=0.77(\text{Im}-0.7)$$



شکل ۴-۱۴ نمایش دو مرز احتمال (DBE) 64% و (MCE) 10% بر روی نمودار احتمال وقوع و بزرگی های متناظر با آنها برای بازه های ۵۰ و ۱۰۰ سال

مقادیر DBE و MCE به صورت بزرگی و شتاب همچنین ضریب شتاب افقی متناظر با هر یک که با دو رابطه مختلف محاسبه گشته به همراه میانگین آنها بر حسب سانتی متر بر مجذور ثانیه در جدول (۴-۵) موجود است.

جدول ۴-۶ برآورد ضریب شتاب افقی در سازه هایی با عمر مفید ۵۰ و ۱۰۰ سال در سطوح 10% MCE و 64% DBE

	عمر مفید سازه	M	Im	a (cm/s <sup>2</sup> )		
				B&T	STRA	ave
10% (MCE)	بازه ۵۰ سال	7.9	XI	1879	309	1094
	بازه ۱۰۰ سال	8	XI	2055	333	1194
64% (DBE)	بازه ۵۰ سال	7	X	838	158	498
	بازه ۱۰۰ سال	7.4	X	1200	213	706



فصل پنجم

نتیجہ گیری و پیشہ ماویہ

## ۵-۱ نتیجه گیری

مطالعات انجام شده در این پژوهش بر مبنای نقشه‌های لرزه‌زمین‌ساختی، زمین‌شناسی، ژئوفیزیکی و تصاویر ماهواره‌ای محدوده مورد مطالعه و بازدیدهای صحرایی صورت گرفته است. بخش عمده‌ی این محدوده را زون ساختاری رسوبی البرز تشکیل می‌دهد و زون ایران مرکزی نیز در قسمت‌های جنوبی محدوده قابل مشاهده است. طبق مطالعات صورت گرفته، تعداد ۲۰ گسل فعال اصلی در این محدوده قابل شناسایی است. اغلب این گسل‌ها مربوط به زون ساختاری- رسوبی البرز با لرزه‌خیزی بالا هستند. بیشتر گسل‌های فعال در محدوده دماوند دارای روند غالب خاوری- باختری با سازوکار غالب رانندگی هستند. گسل‌های موجود در زون ساختاری رسوبی البرز از نظر شیب به دو گروه قابل تقسیم هستند. الف) گسل‌های دامنه شمالی رشته کوه البرز با شیب غالب به سمت جنوب ب) گسل‌های دامنه جنوبی رشته کوه البرز با شیب غالب به سمت شمال همچنین شیب اکثر گسل‌ها در زون ساختاری رسوبی ایران مرکزی به سمت شمال باختر می‌باشد. گسل‌های شمال البرز، کاسپین (خزر) و مشا به ترتیب با درازای ۳۶۵، ۲۹۸ و ۲۰۴ کیلومتر از طویل‌ترین گسل‌های موجود در منطقه هستند که بخش عمده‌ای از طول آنها در محدوده‌ی مورد مطالعه واقع می‌شود، از این میان گسل مشا با دارا بودن حداقل فاصله با شهر دماوند که نزدیکترین نقطه تنها به ۷/۳ کیلومتر می‌رسد، همچنین گسل مشا به لحاظ محاسبات انجام شده برای توان لرزه‌زایی، فعال‌ترین و لرزه‌زاترین گسل در منطقه محسوب می‌گردد.

در مبحث لرزه‌خیزی تعداد ۱۷ زمین‌لرزه تاریخی و ۴۱۲ زمین‌لرزه دستگاهی با بزرگای گشتاوری بیش از ۳ ریشتر در کاتالوگ اصلاح شده گردآوری گردید پس از پلات کردن داده‌های لرزه‌ای بر روی نقشه محدوده مورد مطالعه مشخص شد که اکثر رومرکز زمین‌لرزه‌ها در نزدیکی گسل‌های مشا، شمال البرز، آستانه و گرمسار تجمع یافته‌اند. همچنین با بررسی توزیع زمانی زمین‌لرزه‌ها که طی یک بازه ۲۳۰۰ ساله گردآوری شده بودند، این منطقه شاهد ۱۰ رخداد با بزرگای بیش از ۷ ریشتر بوده است



که طی یک روند سینوسی، ارتباط بین زمان رخداد زمین‌لرزه‌ها با بزرگای مختلف قابل پیگیری است. با بررسی آماری داده‌های لرزه‌ای مشخص شد که زلزله‌های با بزرگی بین ۳ تا ۴ ریشتر بیشترین فراوانی را در منطقه مورد مطالعه دارا می‌باشند که از بین همه بزرگی‌ها زمین‌لرزه‌های دارای بزرگی ۳/۶ ریشتر با درصد فراوانی ۱۶/۱۳٪ بیشترین فراوانی را در منطقه دارا می‌باشد. همچنین بیشترین فراوانی عمق کانونی در منطقه متعلق است به زمین‌لرزه‌هایی با عمق کانونی بین ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر که ۴۷/۷٪ کل زمین‌لرزه‌ها را تشکیل می‌دهند. در کنار سایر داده‌های لرزه‌ای، در این مطالعه سازوکار کانونی ۱۱ زمین‌لرزه رخداد در محدوده مورد مطالعه مورد بررسی قرار گرفت که بر مبنای آن می‌توان گفت اغلب گسل‌های اصلی شناخته‌شده در محدوده مورد مطالعه فشاری بوده و یا مؤلفه مهم فشاری دارند و می‌توان گفت در این منطقه رژیم فشارشی حکم‌فرما است.

با تحلیل داده‌های لرزه‌ای توسط دو روش گوتنبرگ-ریشتر و کیجکو-سلوول پارامترهای لرزه‌خیزی مانند مقدار ضریب سالانه  $a$  برای گستره مورد مطالعه با استفاده از روش Likelihood. Max در نرم‌افزار ZMAP ۳/۶۵ و پارامتر  $b$ ،  $0.04 \pm 0.838$  و همچنین بزرگای آستانه ۳/۵ ریشتر به دست آمده است. سایر پارامترهای لرزه‌خیزی برای منطقه با نرم‌افزار کیجکو-سلوول محاسبه گردید، حداکثر بزرگای بین زمین‌لرزه‌های رخداد در منطقه ۷/۷ ریشتر می‌باشد و  $M_{max}$  برای منطقه  $M_w = 8.14 \pm 0.48$  محاسبه شده است. بر مبنای آن نرخ رویداد، دوره‌ی بازگشت زلزله‌ها و احتمال وقوع در بازه‌های زمانی، ۵۰، ۱۰۰ و ۱۰۰۰ سال محاسبه گردید. با نگاهی به مقادیر بدست آمده مشخص می‌شود در این منطقه احتمال وقوع زمین‌لرزه‌های با بزرگای بین ۴ تا ۶/۵ ریشتر در عمر مفید ۱۰۰ ساله یک سازه ۱۰۰٪ است.

با توجه به مطالعات لرزه‌زمین‌ساختی و مد نظر قرار دادن فاکتورهایی همچون روند ساختارهای اصلی و تراکم رخدادها و سازوکار کانونی و عمق زمین‌لرزه‌ها، ۷ چشمه‌لرزه‌زا برای این محدوده مشخص گردید که پارامترهای لرزه‌خیزی برای هر یک به صورت مجزا محاسبه شده است که در بین آنها چشمه‌ی شماره ۴ با در برگرفتن گسل لرزه‌زای مشا دارای بیشترین نرخ وقوع سالیانه می‌باشد.

نقشه هم شتاب بدست آمده بر اساس روش تحلیل تعیینی خطر زلزله و با توجه به حداکثر بزرگای نسبت داده شده به هر یک از گسلها و حداقل فاصله آنها با مرکز شهر دماوند و همچنین روابط کاهندگی معتبر تهیه گردیده است.

همچنین ضریب DBE که بزرگای زمین لرزه مبنای طرح و با احتمال وقوع ۶۴٪ می باشد برای سازهایی با عمر مفید ۵۰ سال و ۱۰۰ سال به ترتیب ۷ و ۷/۴ در مقیاس ریشتر به دست آمد همچنین ضریب MCE که بزرگای بیشینه زمین لرزه ی باورکردنی است با احتمال وقوع ۱۰٪ برای سازهایی با عمر مفید ۵۰ سال و ۱۰۰ سال در منطقه مورد مطالعه به ترتیب ۷/۹ و ۸ ریشتر محاسبه گردیده است.

## ۲-۵ پیشنهادها

در درجه ی اول پیشنهاد می گردد تا نتایج حاصل از این پژوهش مبنایی برای تحلیل ریسک زمین لرزه در این شهر قرار گیرد. همچنین با توجه به نقشه پهنه بندی خطر زلزله به دست آمده برای محدوده شهر دماوند که مناطق پرخطر و دارای خطر کمتر را مشخص می نماید پیشنهاد می گردد در گام نخست برای پیشگیری از بحران احتمالی در آینده مکان یابی سازه ها به درستی صورت گیرد و در گام بعدی استانداردهای همچون ضریب DBE و MCE در ساخت و سازه ها به درستی رعایت شود و در نهایت جهت مدیریت صحیح بحران به وقوع پیوسته در آینده با ایجاد ستادهای بحران در مکان های مناسب (کم خطرترین مکان ها) به منظور کمک رسانی سریع و اسکان موقت آسیب دیدگان پرداخته شود.

به منظور مطالعات تفصیلی در آینده پیشنهاد می گردد مقادیر به دست آمده از پارامترهای لرزه خیزی در این پژوهش، مبنای تحلیل خطر زمین لرزه به روش احتمالاتی قرار داده شود.

## پیوست

کاتالوگ داده‌های لرزه‌ای استفاده شده در تحلیل خطر زلزله برای شهر دماوند بر اساس بزرگای زمین‌لرزه با روند صعودی (بزرگای بیش از ۴ ریشتر)

long.	lat.	year	month	day	mag.(Mw)	depth	hour	minute
52	36.54	1969	8	30	4	6	3	58
52.64	34.92	1973	9	15	4	15	22	27
52.69	35.18	1977	12	16	4	14	14	2
53.42	35.9	1985	2	23	4	14	1	59
51.48	35.06	1993	11	29	4	17	3	0
53.36	35.95	1998	1	28	4	24	4	53
51.91	34.82	2004	9	25	4	14	8	15
53.17	35.48	2004	10	8	4	14	3	42
53.58	36	2004	1	10	4	18	5	16
51.67	36.52	2004	5	29	4	14	18	49
51.28	34.54	2004	12	22	4	7	23	21
52.05	35.76	2011	11	24	4	0	0	0
51.8	35.8	2012	6	1	4	0	5	7
50.8	36.2	2012	7	10	4	0	14	30
53.41	35.969	2012	11	23	4	15	19	29
53.5	36.02	2013	1	11	4	19	11	29
52.665	36.682	2014	7	2	4	15	19	37
52.784	35.581	2014	8	18	4	15	4	34
50.925	34.92	2014	12	9	4	15	3	40
52.66	35.91	2015	6	27	4	15	20	17
53.25	35.51	2016	1	13	4	18	6	13
53.23	35.17	2017	4	29	4	14	9	46
51.31	36.01	1957	10	3	4.1	78	6	57
53.541	35.824	1958	1	24	4.1	20	22	51
53.03	34.99	1983	7	25	4.1	33	1	39
52	36.3	1987	8	8	4.1	8	9	17
52.918	36.311	1988	3	26	4.1	15	21	5
52.709	35.93	1991	12	15	4.1	1	16	34
53.601	36.14	1993	6	4	4.1	2	20	37
53.53	36.07	1997	12	22	4.1	18	16	31
52.82	35.93	2003	6	10	4.1	14	21	28
53.11	35.34	2004	8	28	4.1	14	6	46
53.06	36.25	2004	11	5	4.1	14	16	37
52.85	36.87	2004	3	2	4.1	14	22	38
53.207	35.908	2006	8	17	4.1	15	4	25
53.075	35.909	2008	2	8	4.1	15	5	31
52.6	35.77	2009	6	9	4.1	14	22	55
52.11	34.54	2010	2	24	4.1	14	4	51

53.37	35.89	2011	9	25	4.1	14	22	55
53.43	35.68	2012	7	3	4.1	16	17	19
52.88	36.72	2012	7	5	4.1	18	13	28
52.05	35.19	2014	12	1	4.1	16	7	48
51.95	35.34	2016	5	18	4.1	14	14	48
53.13	34.99	1951	12	25	4.2	18	20	24
51.87	35.8	1954	8	17	4.2	9	20	31
52.45	35.79	1957	6	21	4.2	16	5	57
53.25	35.29	1957	6	25	4.2	18	7	16
51.501	34.633	1957	2	6	4.2	15	16	35
53.086	35.915	1991	6	3	4.2	50	20	8
52.971	35.878	1994	8	25	4.2	15	14	17
51.371	34.941	2003	11	5	4.2	44	22	42
52.11	35.33	2004	2	16	4.2	11	1	43
52.12	35.53	2004	9	24	4.2	16	1	42
51.32	36.37	2005	6	4	4.2	34	8	4
52.82	35.92	2008	1	20	4.2	6	5	26
51.84	36.4	2013	3	9	4.2	6	3	22
52.567	35.767	1935	10	27	4.3	29	14	22
53.206	36.396	1935	2	20	4.3	33	5	56
51.845	36.778	1958	2	16	4.3	33	6	57
52.03	36.779	1958	5	12	4.3	33	9	41
50.972	36.064	1967	12	3	4.3	46	13	13
50.45	35.98	1974	2	22	4.3	14	23	19
51.57	35.47	1979	10	17	4.3	15	10	53
52.52	34.85	1980	3	2	4.3	14	0	57
53.6	35.87	1982	3	15	4.3	15	0	29
53.175	35.274	1990	12	27	4.3	14	11	32
52.081	35.742	1991	10	22	4.3	7	16	15
51.68	35.69	1986	3	9	4.4	9	22	50
51.89	35.74	1988	12	20	4.4	14	4	39
52.45	34.74	1990	8	28	4.4	14	14	23
52.71	34.78	1993	9	27	4.4	14	6	4
53.3	35.96	1993	1	30	4.4	18	22	12
53.2	35.98	1998	9	16	4.4	6	0	39
51.919	35.185	2004	8	13	4.4	9	18	42
52.363	36.47	2008	3	23	4.4	14	7	48
53.12	36.672	2010	3	20	4.4	15	9	17
51.78	35.47	1972	2	20	4.5	26	11	22
53.29	35.37	1974	4	30	4.5	29	1	33
51.34	36.82	1975	7	27	4.5	7	21	39
52.3	36.02	1979	8	16	4.5	6	23	55
53.203	35.928	1979	1	26	4.5	16	4	55
53.17	35.89	2002	11	13	4.5	69	14	1
52	35.3	2004	9	2	4.5	0	22	47

51.42	36.61	2004	11	2	4.5	63	9	14
53.07	35.672	2004	11	25	4.5	33	2	9
51.004	36.536	2007	3	8	4.5	15	19	13
53.055	36.594	2012	8	26	4.5	43	0	44
52.01	36.34	2013	8	14	4.5	14	22	5
52.86	35.87	2015	1	20	4.5	14	5	20
52.378	35.249	1935	12	19	4.6	0	16	54
50.976	34.74	1945	7	5	4.6	33	15	54
52.323	35.44	1958	1	22	4.6	33	12	4
51.9	35.4	1972	2	16	4.6	144	11	55
51.913	36.051	1973	11	21	4.6	44	18	55
52.859	35.628	1981	6	21	4.6	24	15	0
53	36.56	1985	2	20	4.6	15	0	46
53.17	35.85	1988	7	16	4.6	14	15	56
53.47	36.07	1988	7	24	4.6	18	16	51
51.947	35.811	1995	1	10	4.6	33	16	36
52.647	36.339	2002	3	18	4.6	33	5	19
52.1	35.202	1957	2	22	4.7	33	5	7
53.679	36.011	1957	3	26	4.7	34	15	18
53.555	35.173	1957	6	30	4.7	25	23	5
52.1	35.172	1958	8	19	4.7	16	10	4
52.146	36.383	1962	1	9	4.7	15	19	6
52.73	36.25	1966	3	26	4.7	14	18	49
53.457	36.211	1968	2	23	4.7	73	23	13
52.64	34.8	1970	11	21	4.7	18	15	58
52.921	36.221	1988	11	5	4.7	15	20	2
53.145	35.999	2001	11	6	4.7	6	4	9
51.94	34.91	1940	8	25	4.8	24	10	7
52.4	35.18	1957	5	11	4.8	33	20	17
52.42	35.59	1957	2	10	4.8	14	8	59
53.26	34.86	1958	8	3	4.8	15	15	25
51.113	36.543	1959	9	17	4.8	10	4	6
52.579	35.563	1966	8	25	4.8	17	17	36
51.269	36.446	1991	8	4	4.8	0	18	53
52.66	35.584	2007	10	14	4.8	15	15	28
51.189	36.597	1930	6	26	4.9	22	21	12
51.992	36.422	1951	4	8	4.9	9	18	30
53.46	36.03	1957	9	29	4.9	0	19	23
50.747	36.098	1988	11	8	4.9	15	3	14
50.761	35.134	1992	6	27	4.9	25	7	57
52.769	36.514	2012	8	8	4.9	42	0	44
53.44	35.8	1935	10	3	5	14	17	5
53.49	35.8	1959	12	12	5	27	18	54
52.04	36.5	1971	9	25	5	14	19	31
52.662	36.261	1988	5	16	5	26	7	24

53.04	34.71	1935	11	19	5.1	14	17	34
52.1	34.8	1977	4	22	5.1	0	6	32
53.274	35.99	1983	8	23	5.1	42	22	14
52.83	36.37	1930	1	11	5.2	16	17	8
51.5	36.4	1982	5	6	5.2	0	15	6
52.722	36.294	1983	9	22	5.2	35	14	5
51.16	36.38	1935	5	1	5.3	33	8	24
52.342	35.317	1935	8	22	5.3	23	21	23
52.757	36.201	1957	8	9	5.4	30	2	54
52.012	34.843	1937	5	25	5.5	23	11	1
52.305	35.106	1935	10	25	5.6	15	16	54
52.1	34.8	1935	4	7	5.7	0	18	30
52.87	34.91	1935	3	16	5.7	46	0	43
52.97	35.9	1990	1	20	6	30	1	27
51.566	36.259	2004	5	28	6.3	27	12	38
53.32	36.36	1935	4	11	7.4	0	23	14
52.47	36.07	1957	7	2	7.7	0	0	42

## منابع

۱. آقاباتی، ع.، حامدی، ع. ر.، 1368، نقشه زمین شناسی 1:250000، سمنان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
۲. احتشامی معین آبادی، م.، یساقی، ع.، تعیین شرایط دگرشکلی پهنه گسل مشا با استفاده از داده های ریزساختاری و میانبارهای سیال، ۱۳۹۳، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۴.
۳. احمدی، م.، لرزه زمین ساخت و برآورد خطر نسبی زمین لرزه در ناحیه فیروزکوه، ۱۳۸۷، پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه شهید بهشتی.
۴. الیاسی، م.، ۱۳۸۰- ارزیابی تنسورهای تنش دیرین و نوع دگرریختی بر پایه تحلیل خشلغزهای گسلی در دامنه جنوبی البرز مرکزی، رساله دکتری، دانشکده علوم دانشگاه تربیت مدرس
۵. امامی، م.، 1371، نقشه زمین شناسی 1:250000، آران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
۶. امبرسز، ن. ن.، ملویل، چ. پ.، ترجمه ابوالحسن رده، 1370، تاریخ زمین لرزه های ایران، انتشارات آگاه، 674.
۷. احمدی، م.، ۱۳۸۷- لرزه زمین ساخت و برآورد خطر نسبی زمین لرزه در ناحیه فیروزکوه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
۸. بربریان، مانوئل-قریشی منوچهر- ارژنگ روش، بهرام، مهاجر اشجعی، ارسلان؛ پژوهش و بررسی ژرف نوزمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه- گسلش درگستره تهران و پیرامون، ۱۳۶۴، "گزارش شماره ۵۶" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
۹. بربریان، مانوئل-قریشی منوچهر- ارژنگ روش، بهرام، مهاجر اشجعی، ارسلان؛ پژوهش و بررسی ژرف نوزمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه- گسلش درگستره قزوین بزرگ، ۱۳۶۳، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۱۰. بربریان، م.، قرشی، م.، ارژنگ روش، ب. و مهاجر اشجعی، ا.، ۱۳۷۱ الف - پژوهش و بررسی نوزمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه-گسلش در گستره ی تهران و ۳۱۵ رویه، سازمان زمین شناسی کشور، پیرامون، چاپ دوم .
۱۱. بربریان، م.، قرشی، م.، طالبیان، م. و شجاع طاهری، ج.، ۱۳۷۵ - پژوهش و بررسی نو زمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه - گسلش در گستره سمنان، گزارش شماره 63، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
۱۳. بقاء، ن.، قریشی، م.، آری، م.، پور کرمانی، م.، سلگی، ع.، ۱۳۹۱. بررسی نوزمین ساخت پهنه گسلی مشاء- شمال تهران بر پایه ویژگی های ریخت زمین ساختی، البرز مرکزی، شمال ایران، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و چهارم، شماره ۹۴، صفحه ۴۱ تا ۵۲.
۱۴. حسامی، خ.، جمالی، ف. و طبسی، ه.، ۱۳۸۲ - نقشه گسل های فعال ایران، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله
۱۵. حقیپور، ع.، تراز، ه. و وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۶۵ - نقشه زمین شناسی چهارگوش تهران (۱:۲۵۰۰۰۰)، سازمان زمین شناسی کشور.
۱۶. زارع، م.، مهرنیا، ر.، ۱۳۸۹. بررسی لرزه خیزی و پیش بینی احتمالی خطر زمین لرزه در ارتباط با فعالیت آتش فشانی دماوند، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.
۱۷. زارع، مهدی و شاه پسندزاده، (۱۳۷۴): (بررسی مقدماتی لرزه خیزی، زمین ساخت و خطر زمین لرزه - گسلش در پهنه آذربایجان شرقی، موسسه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران.
۱۸. سلیمانی، ش.، فقهی، خ.، شبانیان، ا.، عباسی، م. ر. و یتس، ف.، ۱۳۸۲ - بررسیهای دیرینه لرزه شناسی مقدماتی بر روی گسل مشا در دره مشا، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، ۹۶ برگ.
۱۹. شیخ الاسلامی، ۱۳۹۳، گسل های فعال ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی.



۲۰. عباسی، ا.، ۱۳۸۸- لرزه خیری و لرزه زمین ساخت لبه جنوبی البرز مرکزی، پایان نامه دکتری، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.
۲۱. عکاشه، ب.، حسن زاده، ج.، اسلامی، ع.، ۱۳۶۲. زمین لرزه های فروردین ۱۳۶۲ بایجان، نشریه فیزیک زمین و فضا، ۱۲، شماره ۲-۱، ۶۹ تا ۷۹.
۲۲. علوی نائینی، م.، چینه شناسی پالئوزوئیک در ایران، ۱۳۷۹، انتشارات سازمان زمین شناسی و منابع معدنی کشور.
۲۳. عباسی، ا.، ۱۳۸۸ لرزه خیری و لرزه زمین ساخت لبه جنوبی البرز مرکزی، پایان نامه دکتری، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.
۲۴. قریشی، م.، آری، م.، 1389، تکتونیک ایران، انتشارات مربع آبی، 336 صفحه.
۲۵. قربانی، س.، علوی، ا.، قاسمی، ع.، حاج علی بیگی، ح.، تحلیل ساختاری و ریخت زمین ساختی تاقدیس آینه ورزان- دلیچای، ۱۳۸۶، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور.
۲۶. میرزایی، ن.، و همکاران، 1377، پارامترهای مبنایی زمین لرزه های ایران. انتشارات دانش نگار.
۲۷. نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه ای بر زمین شناسی ایران؛ انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ صفحه
۲۸. نظری، ح. و شهیدی، ع.، ۱۳۹۰- زمین ساخت ایران (البرز)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
۲۹. نظری، ح.، ریتز، ژ.ف.، عقابایی، ش.، ۱۳۸۶. نگاهی نو بر جغرافیای دیرینه و فرگشت ساختاری البرز در تیتس. سال ۱۶، شماره ۶۴، رویه ۳۸-۵۳، فصل نامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
۳۰. وحدتی دانشمند، ف.، 1370، نقشه زمین شناسی 1:250000 آمل، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۳۱. وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۶۸ ، نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ساری، سازمان زمین شناسی و

اکتشافات معدنی کشور.

۳۲. وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۶۸ ، نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کوه گوگرد، سازمان زمین شناسی

و اکتشافات معدنی کشور.

۳۳. وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۶۸ ، نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تهران، سازمان زمین شناسی و

اکتشافات معدنی کشور.

۳۴. یساقی، ع.، عباسی، ع.، تحلیل هندسی و جنبشی ریزپهنه ساختاری لانیز ، شاهدهی بر تکامل

ساختاری جنوب البرز مرکزی، ۱۳۸۴، فصلنامه علوم زمین، شماره ۵۶.

## References

1. **Abrahamson N.A. and Silva, W.J.** ,1997. Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquake Seismological Research Letters, 68(1), 94-126
2. **Allen, M.**, Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology* 25, (5), 659-672.
3. **Agh-Atabai, M.**, Mirabedini, M., 2014, Temporal variations of seismicity parameters in the Central Alborz, Iran, *Acta Geophysica*, vol. 62, no. 3, June 2014, pp. 486-504
4. **Alavi, M.** 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*: 21, 1–33
5. **Allenbach, P.**, 1966. *Geologic und petrography des Damavand und Seiner umgebung (Zentral Elburz)*, Iran, Geology Department. ETH University.
6. **Ambraseys, N. N. & Melville, C. P.**, 1982. *A history of Persian earthquakes*, Cambridge University Press, UK, 219 pp
7. **Ambraseys, N.N.**, 1964. Historical seismicity of the North Central Iran, Geological Survey of Iran. Rep. No. 29.
8. **Ashtari, M.**, Hatzfeld, D., Kamalian, N., 2005. Microseismicity in the region of Tehran. *Tectonophysics* 395, 193–208.
9. **Arian, M.**, Bagha, N., Khavari, R. and Noroozpour, H., 2012. Seismic sources and neo-tectonics of Tehran area (North Iran). *Indian Journal of Science and Technology*, 5(3), pp.2379-2383.
10. **Assereto, R.**, 1963. The Paleozoic Formation in Central Elborz (Iran), (Preliminary Note), *Riv. Paleontology and Stratigraphy*. 69: 503- 545.
11. **Asserto, R.**, 1966. The Jurassic Shemshak formation in central Alborz (Iran). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 72, 1133-1182.
12. **Berberian, M.**, 1976. Contribution to the seismotectonics of Iran, part II. *Geological Survey of Iran* 39, 518
13. **Berberian, M.**, 1983. The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Science* 20, 163–183.

14. **Berberian, M.**, Qorashi, M., Arzhang-ravesh, B., Mohajer-Ashjai, A., 1985. Recent tectonics, seismotectonics and earthquake-fault hazard investigation in the Greater Tehran region: contribution to the seismotectonics of Iran, part V. Geological Survey of Iran 56, 31
15. **Berberian, M.**, Ghorashi, M., Shoja Taheri, J., Talebian, M., 1996. Seismotectonic and earthquakefault hazard investigations in the Semnan region, Volume VII: Tehran, Geological Survey of Iran (GSI), p. 268 (in Persian).
16. **Berberian, M. & Yeats, R. S.**, 1999. Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau, Bull. seism. Soc. Am., 89, 120–139
17. **Berberian, M. & Yeats, R. S.**, 2001. Contribution of archeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau, J. Struct. Geol., 23, 563–584
18. **Cornell, C.A.**, 1968, “Engineering Seismic Risk Analysis”, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 58, No. 5, pp. 1583–1606.
19. **Campbell, K. W., & Bozorgnia, Y.** 2003a,. Erratum: Updated near-source ground-motion (attenuation) relations for the horizontal and vertical components of peak ground acceleration and acceleration response spectra. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(3), 1413.
20. **Djamour, Y.**, Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H.R., Ritz, J.-F., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Le Moigne, N., Sedighi, M., Khorrami, F., 2010. GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz Mountain range, Iran. *Geophysical Journal International* 183, 1287–1301.
21. **Dames & Moore** , 1978. Supplemental Geologic investigation- Nuclear power plant Isfahan for Atomic Energy Organization of Iran.
22. **Dedual E.**, 1967, Zur geologie des mittleren und unteren Karaj-Tales, Zentral-Elburz (Iran): Mitteilungen aus dem Geologischen Institute der Eidgenoessischen Technischen Hochschule und der Universitaet Zurich, Zürich, SUISSE (Université de soutenance), Neue Folge 76, pp: 123. INIST-CNRS, Cote INIST: TM 936.
23. **Dellenbach, J.**, 1964. Contribution a’ L’ etude geologique de la region situee a’ L’ est de Tehran (Iran). *fac Sci Uniiv Strasbourg*, (France) ,117 pp.
24. **Donovan, N.**, 1973. Earthquake hazards for building practices for disaster mitigation. building Science Series 46, Nat. Bur. of Standards, U.S. Dept. of Commerce, Washington. D.C, p82-110
25. **Ehteshami-Moinabadi, M.**, Yassaghi, A. & Amini, A., 2012, Mesozoic basin inversion in Central Alborz, evidence from the evolution of Taleqan-Gajereh-Lar paleogaben. *Journal of Geopersia* 2(2): 43-63.

26. **Gardner, J., and L. Knopoff** ,1974,. Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, Poissonian? *Bull. Seismol. Soc. Am.* 61:363–1367.
27. **Gansser, A., Huber, H.**, 1962. Geological observations in the central Elburz, Iran. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen.* 42: 583-630.
28. **Gutenberg, B., and C. F. Richter** ,1944,. Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 34, 185–188.
29. **Gutenberg, B. and Richter, C.** ,1954 *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, 2nd ed. Princeton University Press, Princeton, NJ.
30. **Hatzfeld, D., Nemati, M., Gheitanchi, M.R., Sadidkhouy, A., Mirzaei, N.**,2011. Microseismicity and seismotectonics of the Firuzkuh and Astaneh faults (East Alborz, Iran), *Tectonophysics* 506,11\_21.
31. **Hatzfeld, D., Tatar, M., Abbassi, A., Yamini Fard, F.**, 2012. Microseismicity and seismotectonics around the Mosha fault (Central Alborz, Iran), *Tectonophysics*.
32. **Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., Berberian, M.**, 2002. Active tectonics of the south Caspian basin. *Geophys. J. Int.* 148, 214–245.
33. **Kijko, A., and M. Sellevoll** ,1989. Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files, part I. Utilization of extreme and complete catalogs with different threshold magnitudes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 79, 645–654
34. **Kijko, A., and M. A. Sellevoll** ,1992., Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files, part II. Incorporation of magnitude heterogeneity, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 82, 120–134
35. **McGuire, R.K. and Arabasz, W.J.**,1990., An introduction to probabilistic seismic hazard analysis. *Geotechnical and Environmental Geophysics* 1, 333-353.
36. **Mirzaei, N., Mengtan, G. and Yuntai, C.**, 1999. seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: Major seismo tectonic provinces, *J Earthquake pred Res*; 7: 465-495.
37. **Meyer, S.P.**, 1967, *Die geologie des gebietes Velian-Kechire (Zentral-Elburz), Iran*, 127 pp., Tech. Hochsch., Univ. Zurich, Mitt, Geol. Inst.
38. **Mohajer-Ashjai, A., Berberian, M.**, 1977. Observed and probable intensity zoning of Iran (in preparation).

39. **Mohajer-Ashjai, A. & Nowroozi, A.A.**, 1987," "Observed and probable intensity zoning of Iran, *Tectonophysics*, Vol.49: 21-30.
40. **Nazari, H.**, . 2006 Analyse de la tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran: Approche morphotectonique et paleoseismologique. *Science de la terre et de l'eau*. Ph.D. thesis, University of Montpellier2, Montpellier, France, pp: 247.
41. **Nazari, H., Ritz, J-F.**, 2008, Neotectonics in Central Alborz, special issue, *Journal of Geosciences Scientific Quarterly*, 17, N 1.
42. **Nilforoushan, F.**, 2003. GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran, *J. of Geodesy*, 77, 411–422
43. **Nowroozi, A. A.** 1976. Seismotectonic provinces of Iran, *Bull. Seismol.Soc. Am.* 66, 1249–1276.
44. **Nowroozi, A.A.**, 1985, "Empirical relations between magnitudes and fault parameters for earthquake in Iran", *Bull Seis. Soc. Am.*, Vol. 75 (5): 1327-1338.
45. **Priestley, K.**, Baker, C. and Jackson, J., 1994, Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian basin and surrounding regions, *Geophys. J. Int.* **118**, 111–141.
46. **Reiter, L.**, **1990**, *Earthquake Hazard Analysis*, Columbia University Press, New York, 254 pp.
47. **Ritz, J.-F.**, Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S., Vernant, P., 2006. Active transtension inside central Alborz: a new insight into the northern Iran- southern Caspian geodynamics. *Journal of structural geology*.34,477- 480.
48. **Shoja-Taheri, J.**, Naserieh, S., 2007. and Ghofrani, H., ML and MW scale in the Iranian Plateau base on the strong motion records. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 97, No. 2, pp. 661-669.
49. **Stocklin, J.**, 1968." *Structural history and tectonics of Iran* ". A review: *Bull. Amer. Assoc. Petrol Geol*, 52,p. 1229-1258.
50. **Stocklin, J.** and Nabavi, M. H., 1973. Tectonic map of Iran. Geological Survey of Iran.

51. **Stocklin, J.**, 1974. Possible ancient continental margin in Iran. In: Burke, C., Drake, C. (Eds.), *Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, New York, pp. 873–877.
52. **Solaymani Azad, Sh., Ritz, J.F., Abbassi, M.R.**, 2010. Left-lateral active deformation along the Mosha-North Tehran fault system (Iran): morphotectonics and paleoseismological investigations, *Tectonophysics*.
53. **Stampfli, G.**, 2000, Tethyan margin in space and time. *Paleogeog. Paleocli. Paleoecol.* 87: 373- 409.
54. **Sussli, P. E.** 1976. The geology of the lower Haraz valley area, central Alborz, Iran. Geological Survey of Iran, No. 38, 116p
55. **Scordilis E.M.**, 2006. Empirical global relations converting Ms and Mb to moment magnitude. *Journal of Seismology.* 10, 225-236.
56. **Shoja-Taheri J., Naserieh, S., and Ghofrani, H.** ,2007 “ML and MW scales in the Iranian plateau based on the strong-motion records,” *Bulletin of the Seismological Society of America* 97, 661–669.
57. **Stocklin, J.**, 1974. Possible ancient continental margin in Iran. In: Burke, C., Drake, C. (Eds.), *Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, New York, pp. 873–877.
58. **Stocklin, J.**, 1974. Northern Iran: Alborz Mountains. In: Spencer, A. M. (Ed.), *Mesozoic–Cenozoic Orogenic Belts; Data for Orogenic Studies; Alpine–Himalayan Orogens*. Special Publication. Geological Society of London, London, pp. 213–234.
59. **Solaymani, S., Ritz, J.-F., Abbassi, M.**, 2011. Analyzing the junction between the Mosha and the North Tehran active faults. *Tectonophysics* 497, 1–14
60. **Solaymani Azad, Sh., Ritz, J-F, Abbassi, M. R.**, 2011. Left-lateral active deformation along the Mosha-North Tehran fault system (Iran): Morphotectonics and paleoseismological investigations. *Tectonophysics* 497 (2011) 1–14,.
61. **Tatar, M., Hatzfeld, D., Abbassi, A., Yamini Fard, F.**, 2012. "*Microseismicity and seismotectonics around the Mosha fault (Central Alborz, Iran)*". *Tectonophysics*, 92, p. 89-116.
62. **Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D., Bergman, E.**, 2007. The 28 May 2004 Baladeh earthquake (Mw 6.2) in the Alborz, Iran: implications for Tehran and the

- geology of the South Caspian Basin margin. *Geophysical Journal International* 170, 249–261
63. **Tatar, M., Hatzfeld, D.** 2009. Microseismic evidence of slip partitioning for the Rudbar-Tarom earthquake (Ms 7.7) of 1990 June 20 in NW Iran. *Geophys. J. Int.*, 176, 529-541.
  64. **Tchalenko, J.S.** 1974., Recent destructive earthquakes in the central Alborz, *geology survey of Iran*, 29, 97-116.
  65. **Tchalenko, J.S.**, Berberian, M., Iranmanesh, H., Bailly, M., Arsovsky, M., 1974. Tectonic framework of the Tehran region. Geological Survey of Iran, Report, no.39
  66. **Tchalenko, J.S.**, 1975, Seismicity and structure of the Kopet Dagh (Iran, USSR): Royal Society of London Philosophical Transactions, ser. A, v. 278, no. 1275, p.
  67. **Trifunac M. D. and Brady A. G.** ,1975. “On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion”. *BSSA*. Vol. 65, No. 1, pp 139-162, February 1975.
  68. **Vernant, P.**, Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M., Tavakoli, F., 2004, Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 177-185, b.
  69. **Wells, D.L. and Coppersmith, K.J.**, 1994. New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture area and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. AM.*, Vol. 84, No. 4, p. 974-1002
  70. **Yassaghi, A.**, 2007. Geometry and kinematics of the Mosha Fault south central Alborz range Iran: an example of basement involved thrusting. *Journal of Asian earth sciences*, 29, 928-938.
  71. **Yassaghi, A.**, Madanipour, S., 2008. Influence of a transverse basement fault on along-strike variations in the geometry of an inverted normal fault: Case study of the Mosha Fault, Central Alborz Range, Iran, *Journal of Structural Geology* 30 (2008) 1507–1519.
  72. **A., Yassaghi, A.**, Naeimi, A., and Taghipour, S., 2010, Mapping Quaternary faults in the west of Kavir Plain, north-central Iran, from satellite imageries, *Int. J. Remote Sensing*, 31 (19), 5111-5125.



73. **Yassaghi, A.**, 2005, The effect of deep-seated transverse faults on structural evolution of west-central Alborz mountains, EGU 2005 Conference, Vienna
74. **Zanchi, A.**, Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M.R., Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in central Alborz, Iran. *Journal of structural geology*.23, 2023- 2037.
75. **Zanchi A**, Zanchetta S, Berra F, Mattei M, Garzanti E, Molyneux S, Nawab A, Sabouri J 2009. The Eo–Cimmerian(Late Triassic) orogeny in North Iran, In; Brunet MF, Wilmsen M, Granath JW (Eds), South Caspian to central Iran Basins, Special Publications, Geological Society of London: 312, 31–55
76. **Zare, M.** Contribution à l'étude des mouvements forts en Iran: Du catalogue aux lois d'atténuation, 1999. Thèse de Doctorat, Université de Grenoble at Saint-Martin-d'Hères, Franc (in French).
77. Harvard CMT catalog ,2010, Harvard Centroid Moment Tensor Catalog, Available at: <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>, Harvard University, Cambridge, United States.
78. IIEES,2010, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology Available at:<http://www.iiees.ac.ir/iiees/EQsearch/%28rgiauxmiwbwmba55uqakes45%29/EventQuery.aspx>, Tehran, Iran
79. <http://www.iiees.ac.ir/>
80. <http://irsc.ut.ac.ir/>
81. <http://www.globalcmt.org>
82. [www.emme-gem.org](http://www.emme-gem.org)

## **Abstract**

Damavand city is located at 70 km northeast of Tehran which has high migration potential ; therefore it needs special attention in urban development issues. For this reason, the seismicity and seismic risk analysis of this city has been investigated. The studied area consists of a circle with radii of 150 km to the center of Damavand city. The Alborz sedimentary structural zone has formed the major part of this area. Generally, 20 main active faults can be recognized within this area. The North Alborz fault, Caspian fault, and Mosha fault are the longest faults in that region and since structural and lithological properties and consequently seismic and geophysical properties of a long fault zone are not usually uniform throughout their entire length, so fragmentation of these faults was performed to implement the accurate relevant calculation. Totally, 17 historical earthquakes and 412 earthquakes were collected with a torque magnitude of more than 3 magnitudes from the 3rd century BC until 2017, regardless of the associated events in the catalog. In order to remove the pre-seismic and aftershock from the catalog, the Gardner and Knopoff's time-distance windows method has been used in the ZMAP software. Seismic parameters in the region were calculated manually and through the Kijko-Selvol software using the Gutenberg-Richter and Kijko-Selvol methods. The maximum observed magnitudes in the region is  $M_w = 7.7$  Richter and the calculated  $M_{max}$  is  $M_w = 8.14 \pm 0.48$  Richter. . Considering structural and seismic factors, 7 seismic springs within this area were specified so that the seismic parameters were calculated for each one, individually. The region's acceleration map is based on the earthquake hazard analysis method of the Crisis 2007 software, due to the maximum magnitudes assigned to each of the faults and their minimum distance to the center of Damavand city as well as valid decreasing relationships. In terms of seismicity calculations, Masha fault is considered as the most vibrational fault in the region. Also, in the earthquake risk analysis calculation, Masha fault with minimum distance from Damavand city produces the highest horizontal acceleration for it, which reaches to 0.32 of gravitational acceleration. Finally, the earthquake hazard zonation map was drawn up based on the earth horizontal acceleration for the studied area and also the two calculated levels of seismic design, DBE 64% and MCE 10%, for the studied area respectively are 7 and 7.9 Richter for the useful life of 50 years and 7.4 and 8 Richter for 100 years.

**Keywords:** Seismic hazard analysis, Determination of seismicity, Damavand construction, Central Alborz 8 magnitudes are calculated.



Faculty of Earth Sciences

M.Sc. Thesis in Structural Geology

**Estimating the Earthquake and faulting hazard in Damavand city and its  
application in urban planning in order to reduce vulnerability**

By:

**Sima Hoseinmradi**

Supervisor:

**Dr. Ramazan Ramazani Oomali**

Advisor:

**Dr. Azizolah Taheri**

September 2017