

الحمد لله
البرحمين
مبارك



دانشکده علوم زمین

گروه زمین شناسی زیست محیطی و آب شناسی

تحلیل خطر زلزله و گسلش در شهرستان بابل، استان مازندران

دانشجو: مجتبی آدینه وند

اساتید راهنما:

دکتر ناصر حافظی مقدس

دکتر رمضان رضانی اومالی

پایان نامه ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

بهمن ماه ۱۳۹۱



دانشگاه قادسیه

مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۶)

شماره: ۱۱۶۰۱۹

تاریخ: ۹۸/۱۶/۲

ویرایش:

بسمه تعالی

فرم صورتجلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم / آقای - مجتبی آدینه وند - رشته - زمین شناسی - گرایش زیست محیطی تحت عنوان تحلیل خطر زلزله و گسلش در شهرستان بابل، استان مازندران که در تاریخ ۱۳۹۱/۱۱/۲۵ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

<input type="checkbox"/> قبول (با درجه: بسیار خوب امتیاز ۱۸۰-)	<input type="checkbox"/> دفاع مجدد	<input type="checkbox"/> مردود
---	------------------------------------	--------------------------------

۱- عالی (۲۰-۱۹)

۲- بسیار خوب (۱۸/۹۹-۱۸)

۳- خوب (۱۶-۱۷/۹۹)

۴- قابل قبول (۱۴-۱۵/۹۹)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- اساتید راهنما	دکتر ناصر حافظی مقدس	دانشیار	
	دکتر رمضان رمضانی اومالی	استادیار	
۲- استاد مشاور			
۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	دکتر غزالیان	دانشیار	
۴- استاد ممتحن	دکتر غلام جوان دولویی	استادیار	
۵- استاد ممتحن	دکتر سید سعید الرضا اسلامی	استادیار	

رئیس دانشکده

۱۸۰۳/۱۱/۹۸

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده: معماری

گروه: معماری

پایان نامه کارشناسی ارشد آقای / خانم مجتبی آدینه وند
تحت عنوان: تحلیل خطر زلزله و گسلش در شهرستان بابل، استان مازندران

در تاریخ ۱۳۹۷/۰۹/۰۹ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد
مورد ارزیابی و با درجه بسیار خوب مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
	نام و نام خانوادگی:	ناصر حافظی مقدس	نام و نام خانوادگی:
	نام و نام خانوادگی:	رمضان رضوانی اومالی	نام و نام خانوادگی:

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی: <u>عزیز الله طاهر</u>		نام و نام خانوادگی: غلام جوان دولویی
			نام و نام خانوادگی: سید سعید الرضا اسلامی
			نام و نام خانوادگی:
			نام و نام خانوادگی:

تقدیم بہ محضر مقدس صاحب الزمان (عج)

تقدیم بہ پدرم

کوہی استوار و حامی من در طول تمام زندگی

و تقدیم بہ مادرم

سنگ صوری کہ الفبای زندگی بہ من آموخت

هرکس یک کلمه به من بیاموزم یک عمر بنده‌ی خود ساخته است.

حضرت علی (ع)

چه ناپس مکارنده ای که حق منت بر دیناچه نیکارد. این سرود پاس است ودعای شکرانه... و هرچه است کم است.

بر خود فرض می دانم از زحمات دلسوزانه و بی دریغ اساتید ارجمند راهما آقایان دکتر حافظی مقدس، دکتر رضائی اومالی و سرکار خانم دکتر قزوی کمال تقدیر و تشکر

را داشته باشم همچنین بر خود لازم می دانم از اساتید بزرگوار آقایان دکتر کریمی، دکتر صادقیان، دکتر امید، دکتر طاهری، دکتر جعفری، دکتر فردوست و دکتر

قتلاتی و همچنین سرکار خانم دکتر فرقانی، دکتر دهر آزما که در طول دوره‌ی کارشناسی و کارشناسی ارشد افتخار شاگردیشان را داشته تقدیر و تشکر صمیمانه داشته

باشم. همچنین از مولین محترم آموزش دانشکده سرکار خانم مهندس سعیدی، مهندس فارسی و آقایان مهندس خانعلی زاده و مهندس میرباقری که بازحمات

بی دریغ خود همواره مایه دلگرمی بودند از صمیم قلب تشکر می کنم. از دوستان و همکلاسی های عزیزم آقایان ابراهیمی، پادوفنا حیدری، کشاورز، جوانمردی، کاظمی

نسب، غربی، حسین زاده، درنگار، مزینانی، تیموری، امامی حیدری و فرامرز و همچنین خانم ها غیورانه، آذینکان، نجفی، رستمی و امیری که همواره در طی انجام

پروژه از راهمائی ایشان بهره مند شده ام تشکر می کنم و برایشان آرزوی موفقیت و سربلندی دارم.

محبوبی آدینه فند بهمن ماه ۱۳۹۱

تعهدنامه

اینجانب مجتبی آدینه وند دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی گرایش زیست محیطی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه: تحلیل خطر زلزله و گسلش در شهرستان بابل استان مازندران تحت راهنمایی دکتر ناصر حافظی مقدس و رمضان رضانی اومالی؛ متعهد می شوم:

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تا کنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد 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 پایان نامه تاثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجودات زنده (یا بافت های آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.

تاریخ ۱۳۹۱/۱۱/۲۷

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکیده

در این مطالعه تحلیل قطعی و احتمالاتی خطر لرزه در شهرستان بابل صورت گرفته است. به این منظور منطقه‌ای به شعاع ۱۵۰ کیلومتر از مرکز شهر بابل برای مطالعه انتخاب شد. با مطالعه زمین‌ساخت منطقه، نحوه‌ی توزیع مراکز سطحی زلزله‌ها و همچنین اطلاعاتی از قبیل نقشه‌های زمین‌شناسی ۱۱ چشمه ناحیه‌ای در منطقه مدل شدند. جهت انتخاب روابط تجربی مناسب برای ارزیابی بیشینه بزرگای چشمه‌های خطی از میان روابط موجود ۵ رابطه انتخاب شدند. سپس نتایج این روابط با بزرگی و طول گسلش گزارش شده از زلزله‌های بزرگتر از ۶ ریشتر دهه‌های گذشته کل کشور مقایسه گردید. در نهایت دو رابطه نوروزی و ولز و کوپر اسمیت به عنوان روابط مناسب منطقه معرفی شد و از نتایج میانگین دو رابطه مزبور بیشینه بزرگای چشمه‌های خطی برآورد گردید. جهت انتخاب رابطه کاهیدگی مناسب نیز داده‌های شتاب‌نگاشت مربوط به زلزله بلده (خرداد ماه ۱۳۸۳) با چهار رابطه کاهیدگی جوینر و بور (۱۹۸۱)، آمبرسیز و داگلاس (۲۰۰۳)، کمپل و بزرگ‌نیا (۲۰۰۳) و خادمی (۲۰۰۲) که نسبت به بقیه از اهمیت و کاربرد بالاتری برخوردار بودند مقایسه شد و نهایتاً دو رابطه جوینر و بور (۱۹۸۱) و کمپل و بزرگ‌نیا (۲۰۰۳) به عنوان روابط مناسب منطقه انتخاب شدند. نتایج ارزیابی شتاب به روش تحلیلی نشان می‌دهد که بیشینه شتاب افقی مربوط به قطعات ۱ و ۲ گسل خزر و همچنین قطعه ۱ گسل شمال البرز می‌باشد که به ترتیب دارای مقادیر بیشینه شتاب $0.36g$ ، $0.30g$ و $0.21g$ می‌باشند. همچنین مقادیر بیشینه شتاب عمودی برای قطعات گسلی منطقه محاسبه شده و مطابق نتایج حاصله مقادیر بیشینه متعلق به قطعات ۱ و ۲ گسل خزر و همچنین قطعات ۱ و ۲ گسل شمال البرز می‌باشد که مقادیر بیشینه شتاب برای آن‌ها به ترتیب $0.36g$ ، $0.29g$ ، $0.18g$ و $0.18g$ می‌باشند. به منظور در نظر گرفتن عدم قطعیت در تحلیل خطر به روش تعیینی از روش درخت منطبق برای ۱۱ چشمه‌ی ناحیه‌ای استفاده شد. مطابق نتایج بدست آمده، چشمه‌های شماره ۱، ۲ و ۳ به ترتیب با مقادیر $0.38g$ ، $0.33g$ و $0.21g$ دارای بیشترین شتاب

افقی می‌باشند. در بخش تحلیل خطر احتمالاتی با فرض ثابت بودن β ، مقادیر α برای هر کدام از سرچشمه‌های لرزه‌زا نرمال شد. سپس با استفاده از نرم افزار Seis Risk III بیشینه شتاب افقی در تراز طراحی معادل ۰/۱۰ و ۰/۲۰ احتمال افزونی در طول عمر ۵۰ سال (به ترتیب معادل دوره بازگشت ۴۷۵ و ۲۴۷۵ سال) برای محدوده شهر به ترتیب بین ترازهای شتاب g ۰/۰۹ تا g ۰/۱۲ و g ۰/۱۵ تا g ۰/۲ بدست آمد. همچنین مقادیر بیشینه شتاب قائم در دو دوره بازگشت ۴۷۵ و ۲۴۷۵ سال به طور تقریبی به ترتیب g ۰/۱۲۵ و g ۰/۲ می‌باشد. در نهایت با توجه به اهمیت طیف پاسخ سنگ کف مقادیر این پارامتر برای دوره بازگشت ۴۷۵ سال با توجه به نتایج میانگین داده‌های حاصل از ۲ رابطه جویینر و بور و کمپل - بزرگنیا محاسبه شد. مطابق نتایج بدست آمده در این دوره بازگشت در پیوند ۰/۵ ثانیه نسبت به سایر پیوندها بیشترین مقدار طیف پاسخ را که معادل g ۰/۲۸ می‌باشد را شاهد هستیم.

واژه‌های کلیدی: تحلیل خطر زلزله، شهرستان بابل، روابط کاهیدگی، درخت منطق، بیشینه

شتاب

مقالات مستخرج از پایان نامه

- آدینه وند. م، حافظی مقدس. ن، رضانی اومالی. ر، (۱۳۹۰)، "تحلیل خطر احتمالاتی زلزله در شهر بابل، استان مازندران"، دومین همایش ملی انجمن علمی زمین شناسی، دانشگاه شهید بهشتی تهران.

فهرست مطالب

صفحه

عنوان

فصل اول: کلیات

۲-۱-۱- مقدمه	۲
۲-۲- هدف و ضرورت مطالعه حاضر	۳
۳-۱- روش انجام تحقیق	۳
۴-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه	۳
۵-۱- زمین‌شناسی عمومی منطقه	۵

فصل دوم: مروری بر مطالعات پیشین

۱-۲- مقدمه	۱۷
۲-۲- گسل‌های فعال	۱۷
۱-۲-۲- روش‌های شناسایی گسل‌های فعال	۱۹
۳-۲- روش‌های تحلیل خطر زلزله	۲۰
۱-۳-۲- ارزیابی خطر زلزله به روش تعیینی	۲۰
۱-۳-۲-۱- شناسایی چشمه‌های لرزه‌زا	۲۱
۲-۳-۲-۱- انتخاب زمین‌لرزه‌های کنترل‌کننده برای هر چشمه	۲۱
۳-۳-۲-۱- انتخاب رابطه کاهیدگی مناسب	۲۴
۴-۳-۲-۱- محاسبه پارامترهای جنبش شدید زمین برای طراحی	۲۹
۲-۳-۲-۲- ارزیابی خطر زلزله به روش احتمالاتی	۲۹
۱-۲-۳-۲- شناسایی سرچشمه‌ها	۳۰
۲-۳-۲-۲- خصوصیات لرزه‌خیزی	۳۱
۳-۳-۲-۲- انتخاب رابطه کاهیدگی مناسب	۳۴
۴-۳-۲-۲- محاسبه پارامترهای جنبش شدید زمین برای طراحی	۳۵
۴-۲- تأثیر آبرفت بر زلزله	۳۶
۵-۲- عدم قطعیت	۳۷

- ۳۸..... ۱-۵-۲- منابع عدم قطعیت در مطالعات تحلیل خطر
- ۴۰..... ۲-۵-۲- محاسبه عدم قطعیت با استفاده از درخت منطبق
- ۴۱..... ۶-۲- پیشینه مطالعاتی منطقه

فصل سوم: سائزمو تکتونیک منطقه

- ۴۳..... ۱-۳- مقدمه
- ۴۳..... ۲-۳- گسل های منطقه
- ۴۳..... ۳-۲-۳- گسل خزر
- ۴۶..... ۶-۲-۳- گسل شمال البرز
- ۴۷..... ۱۳-۲-۳- گسل بادله
- ۴۸..... ۱۴-۲-۳- گسل لله بند
- ۵۰..... ۳-۳- انواع داده های زمین لرزه های
- ۵۰..... ۱-۳-۳- زمین لرزه های تاریخی
- ۵۰..... ۲-۳-۳- زمین لرزه های دستگاهی
- ۵۱..... ۴-۳- لرزه خیزی منطقه
- ۵۱..... ۱-۴-۳- سابقه لرزه خیزی منطقه
- ۵۲..... ۱-۱-۴-۳- مهم ترین زلزله های تاریخی منطقه
- ۵۶..... ۲-۱-۴-۳- مهم ترین زمین لرزه های دستگاهی منطقه
- ۶۴..... ۵-۳- اصلاح فایل لرزه ای
- ۶۴..... ۱-۵-۳- همگن سازی مقیاس های بزرگی
- ۶۶..... ۲-۵-۳- حذف پیش لرزه و پس لرزه ها
- ۶۶..... ۶-۳- روش های آماری استخراج گوتنبرگ - ریشتر
- ۶۷..... ۱-۶-۳- برآورد دوره بازگشت زمین لرزه ها
- ۶۸..... ۲-۶-۳- فراوانی - بزرگی زمین لرزه ها
- ۶۹..... ۳-۶-۳- عمق کانونی زمین لرزه ها
- ۷۰..... ۴-۶-۳- پراکندگی مراکز سطحی زمین لرزه ها
- ۷۱..... ۷-۳- معرفی چشمه های لرزه زا

فصل چهارم: تحلیل خطر زلزله و ارزیابی گسلش در شهرستان بابل

۷۸	۱-۴- مقدمه
۷۸	۲-۴- تحلیل خطر زلزله به روش تعیینی
۷۸	۱-۲-۴- تعیین منابع لرزه‌زا در منطقه مورد مطالعه
۷۸	۱-۱-۲-۴- قطعه‌بندی گسل
۸۱	۲-۲-۴- تعیین فاصله هر منبع لرزه‌زا تا شهرستان بابل
۸۱	۳-۲-۴- تعیین زلزله کنترل کننده هر چشمه
۸۴	۴-۲-۴- تعیین بیشینه شتاب
۹۰	۳-۴- ارزیابی عدم قطعیت در تحلیل خطر زلزله به روش تعیینی با استفاده از درخت منطقی
۹۰	۱-۳-۴- عدم قطعیت در مساحت چشمه
۹۰	۲-۳-۴- عدم قطعیت در سازوکار چشمه
۹۰	۳-۳-۴- عدم قطعیت در تعیین بزرگای چشمه
۹۰	۴-۳-۴- عدم قطعیت در تعیین کمترین فاصله تا چشمه
۹۲	۳-۴- تحلیل خطر زلزله به روش احتمالاتی
۹۲	۱-۳-۴- خصوصیات چشمه‌های لرزه‌زا
۹۲	۱-۱-۳-۴- ارزیابی بیشینه بزرگی بر اساس درخت منطقی
۹۴	۲-۳-۴- α و β چشمه‌ها
۹۵	۳-۳-۴- محاسبات نقشه تحلیل خطر
۱۰۲	۴-۴- طیف پاسخ
۱۰۵	۵-۴- خطر گسلش
۱۰۵	۱-۵-۴- حریم گسل

فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۱۱۰	۱-۵- نتایج
۱۱۲	۲-۵- پیشنهادات
۱۱۳	پیوست‌ها
۱۲۴	منابع

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه ۴
- شکل ۲-۱- نقشه زمین‌شناسی عمومی شمال ایران و حوضه خزر جنوبی ۶
- شکل ۳-۱- نقشه زمین‌ساخت البرز مرکزی ۷
- شکل ۴-۱- زیر پهنه‌های ساختاری البرز با توجه به عملکرد گسل‌ها و راندگی‌های عمده (اشتوکلین، ۱۹۷۴) ۹
- شکل ۵-۱- ایالت‌های لرزه زمین‌ساخت ایران (نوگل‌سادات، ۱۹۷۲) ۱۰
- شکل ۶-۱- ایالت‌های لرزه زمین‌ساختی ایران (زارع، ۱۳۸۴) ۱۱
- شکل ۷-۱- حوضه‌های لرزه زمین‌ساختی البرز (چالانکو، ۱۹۷۴) ۱۲
- شکل ۸-۱- نقشه ساینموتکتونیک منطقه مورد مطالعه ۱۳
- شکل ۹-۱- ضخامت پوسته ایران براساس نقشه ژرفای گرانی سنجی موهو (چالانکو، ۱۳۸۳) ۱۴
- شکل ۱-۲- مراحل تحلیل خطر زمین‌لرزه به روش تعیینی (اقتباس از سازمان زمین‌شناسی آمریکا) ۲۴
- شکل ۲-۲- فرآیند چهار مرحله‌ای تحلیل خطر زلزله با رهیافت احتمالاتی (Richter, 1990) ۳۰
- شکل ۳-۲- نمایی شماتیک از درخت منطق ۴۰
- شکل ۱-۳- گسل خزر، رامسر (دید به سمت غرب) ۴۴
- شکل ۲-۳- تصاویر ماهواره‌ای گسل شمال البرز ۴۷
- شکل ۳-۳- نمایی از گسل بادله، دید به سمت شمال ۴۸
- شکل ۴-۳- زمین‌لرزه ۱۱ دی ماه ۲۳۵ هجری شمسی (۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی)، قومس ۵۳
- شکل ۵-۳- زمین‌لرزه ۵ مارس ۱۹۳۵ میلادی، تالار رود ۵۷
- شکل ۶-۳- زمین‌لرزه ۱۱ آوریل ۱۹۳۵ میلادی، کسوت - مازندران ۵۹
- شکل ۷-۳- زمین‌لرزه ۲ ژوئیه ۱۹۵۷ میلادی، بند پی، مازندران ۶۱
- شکل ۸-۳- سازوکار کانونی زمین‌لرزه فیروزآباد کجور (مرکز ملی اطلاع‌رسانی آمریکا و هاروارد) ۶۳
- شکل ۹-۳- موقعیت مراکز سطحی و پس‌لرزه‌های زلزله خرداد ماه ۸۳ فیروزآباد کجور ۶۴
- شکل ۱۰-۳- روابط بین بزرگای گشتاوری و سایر مقیاس‌های بزرگی ۶۵
- شکل ۱۱-۳- منحنی دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها به سال ۶۸
- شکل ۱۲-۳- هیستوگرام فراوانی-بزرگی زمین‌لرزه‌ها ۶۹
- شکل ۱۳-۳- هیستوگرام فراوانی عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها ۷۰
- شکل ۱۴-۳- توزیع مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها در محدوده‌ی مطالعاتی ۷۱

- شکل ۳-۱۵) - موقعیت پهنه‌های چشمه‌های لرزه‌زا در گستره مورد مطالعه ۷۵
- شکل ۳-۱۶) - موقعیت پهنه‌های چشمه‌های لرزه‌زا و کانون زمین لرزه‌ها در گستره مورد مطالعه ۷۶
- شکل ۴-۱) - مقایسه فرمول‌های تجربی مختلف برای بزرگا - طول گسیختگی ۸۲
- شکل ۴-۲) - مقایسه رابطه کاهیدگی جویئر و بور با داده‌های شتاب نگاشت زلزله بلده ۸۵
- شکل ۴-۳) - مقایسه رابطه کاهیدگی آمبرسیز و داگلاس با داده‌های شتاب نگاشت زلزله بلده ۸۵
- شکل ۴-۴) - مقایسه رابطه کاهیدگی خادمی با داده های شتاب نگاشت زلزله بلده ۸۶
- شکل ۴-۵) - مقایسه رابطه کاهیدگی کمپل و بزرگ‌نیا با داده‌های شتاب نگاشت زلزله بلده ۸۶
- جدول ۴-۶) - نمودار درخت منطقه برای چشمه ی لرزه‌زای ۱ به روش تعیینی ۹۱
- شکل ۴-۷) - نرمال کردن α با استفاده از مطالعات (Shapira et al., 2007) برای سرچشمه لرزه‌زای شماره ۱ ۹۴
- شکل ۴-۸) - منحنی خطر لرزه‌ای شهر بابل با استفاده از رابطه جویئر و بور (۱۹۸۱) ۹۶
- شکل ۴-۹) - منحنی خطر لرزه‌ای شهر بابل با استفاده از رابطه کمپل و بزرگ نیا (۲۰۰۳) ۹۶
- شکل ۴-۱۰) - منحنی خطر لرزه‌ای شهر بابل با استفاده از میانگین ۲ رابطه ۹۷
- شکل ۴-۱۱) - نقشه هم‌شتاب (شتاب افقی) شهرستان بابل با دوره بازگشت ۱۰۹ سال ۹۷
- شکل ۴-۱۲) - نقشه هم‌شتاب (شتاب افقی) شهرستان بابل با دوره بازگشت ۲۰۰ سال ۹۸
- شکل ۴-۱۳) - نقشه هم‌شتاب (شتاب افقی) شهرستان بابل با دوره بازگشت ۴۷۵ سال ۹۸
- شکل ۴-۱۴) - نقشه هم‌شتاب (شتاب افقی) شهرستان بابل با دوره بازگشت ۹۰۰ سال ۹۹
- شکل ۴-۱۵) - نقشه هم‌شتاب (شتاب افقی) شهرستان بابل با دوره بازگشت ۲۴۷۵ سال ۹۹
- شکل ۴-۱۶) - نقشه هم‌شتاب (شتاب قائم) شهرستان بابل با دوره بازگشت ۱۰۹ سال ۱۰۰
- شکل ۴-۱۷) - نقشه هم‌شتاب (شتاب قائم) شهرستان بابل با دوره بازگشت ۲۰۰ سال ۱۰۰
- شکل ۴-۱۸) - نقشه هم‌شتاب (شتاب قائم) شهرستان بابل با دوره بازگشت ۴۷۵ سال ۱۰۱
- شکل ۴-۱۹) - نقشه هم‌شتاب (شتاب قائم) شهرستان بابل با دوره بازگشت ۹۰۰ سال ۱۰۱
- شکل ۴-۲۰) - نقشه هم‌شتاب (شتاب قائم) شهرستان بابل با دوره بازگشت ۲۴۷۵ سال ۱۰۲
- شکل ۴-۲۱) - نقشه طیف پاسخ شهرستان بابل برای پریود $0.5/0$ ثانیه با دوره بازگشت ۴۷۵ سال ۱۰۳
- شکل ۴-۲۲) - نقشه طیف پاسخ شهرستان بابل برای پریود $0.5/5$ ثانیه با دوره بازگشت ۴۷۵ سال ۱۰۳
- شکل ۴-۲۳) - نقشه طیف پاسخ شهرستان بابل برای پریود ۱ ثانیه با دوره بازگشت ۴۷۵ سال ۱۰۴
- شکل ۴-۲۴) - نقشه طیف پاسخ شهرستان بابل برای پریود ۲ ثانیه با دوره بازگشت ۴۷۵ سال ۱۰۴
- شکل ۴-۲۵) - نمودار طیف پاسخ شهرستان بابل برای دو دوره بازگشت ۲۰۰ و ۲۵۰۰ سال در پرودهای مختلف ۱۰۵

فهرست جداول

- جدول ۱-۲) - تقسیم‌بندی گسل‌های فعال بر اساس لغزش سالیانه (Keller & Pinter, 1996) ۱۹
- جدول ۲-۲) - مقادیر پارامترهای مورد استفاده در رابطه کاهیدگی جویئر و بور (۱۹۸۱) ۲۵
- جدول ۳-۲) - مقادیر ضرایب ثابت مورد استفاده در رابطه کاهیدگی جویئر و بور (۱۹۸۱) ۲۶
- جدول ۴-۲) - پارامترهای متغیر در رابطه کمپل - بزرگ‌نیا (۲۰۰۳) ۲۷
- جدول ۵-۲) - مقادیر ضرایب ثابت ارائه شده برای کمپل - بزرگ نیا (۲۰۰۳) ۲۸
- جدول ۶-۲) - مقادیر ضرایب ثابت رابطه کاهیدگی آمبرسیز - داگلاس ۲۸
- جدول ۱-۳) سایر گسل‌های موجود در گستره مورد مطالعه ۴۹
- جدول ۲-۳) - جدول مربوط به حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها، (Gardner & Cnopoff (1974) ۶۶
- جدول ۳-۳) - داده‌های لازم جهت محاسبه ضریب لرزه خیزی ۶۷
- جدول ۴-۳) - مقادیر دوره بازگشت برای بزرگ‌گای مختلف ۶۸
- جدول ۱-۴) - معیارهای مورد استفاده برای قطعه‌بندی گسل‌های منطقه مورد مطالعه ۸۱
- جدول ۲-۴) - مقادیر بیشینه بزرگا برای سرچشمه‌های خطی منطقه مورد مطالعه ۸۳
- جدول ۳-۴) - مقادیر بیشینه شتاب افقی برای سرچشمه‌های خطی منطقه مورد مطالعه به روش تعیینی ۸۷
- جدول ۴-۴) - مقادیر بیشینه شتاب عمودی برای سرچشمه‌های خطی منطقه مورد مطالعه به روش تعیینی ۸۸
- جدول ۵-۴) - مقادیر بیشینه شتاب افقی برای زون‌های مختلف به روش تعیینی با استفاده از درخت منطبق ۹۱
- جدول ۶-۴) معیارهای مورد استفاده جهت محاسبه بیشینه بزرگی چشمه‌های لرزه‌زا خطی منطقه با استفاده از درخت منطبق ۹۳
- جدول ۷-۴) - مقادیر بیشینه بزرگا برای زون‌های لرزه‌زای مختلف با استفاده از درخت منطبق ۹۳
- جدول ۸-۴) - پارامترهای لرزه‌خیزی چشمه‌های لرزه‌زای موجود در منطقه ۹۵
- جدول ۹-۴) - مقادیر حریم گسل برای قطعات گسلی موجود در منطقه مورد مطالعه بر اساس رابطه زارع (۱۳۸۴) ۱۰۷

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

زمین لرزه یکی از فرایندهای طبیعی کره زمین است که می‌تواند آثار مخربی بر ساختار اقتصادی - سیاسی - فرهنگی - اجتماعی جامعه داشته باشد.

در طول تاریخ، انسان‌های زیادی در اثر زلزله جان خود را از دست داده‌اند. یکی از مهیب‌ترین اتفاقاتی که در طول تاریخ اتفاق افتاده است، زمین‌لرزه‌ای بود که در سال ۱۳۵۶ در چین اتفاق افتاده است، در این واقعه قریب به ۸۰۰۰۰۰ نفر جان خود را از دست داده‌اند (غضبان، ۱۳۸۱).

کشور ایران به شدت تحت تأثیر حرکت صفحه عربستان به سمت شمال شرق و شبه‌قاره هند به سمت شمال می‌باشد. فشارهای حاصل از این دو حرکت در کنار عملکرد سپر توران، موجب افزایش پتانسیل لرزه‌خیزی منطقه ایران شده است. از روی دیگر ایران بخشی از منطقه فعال آلپ - هیمالیا بوده و کمربند-های فعال فراوانی در آن مشاهده می‌شود. در ایران نیز نشان از زمین‌لرزه‌های محلی در استان‌های مختلف کشور وجود دارد آنگونه که اسناد و مدارک نشان می‌دهد ایران در طی ۶ دهه اخیر حداقل ۱۲ زمین‌لرزه با شدت مطلق بیش از ۷ ریشتر را شاهد بوده است (غضبان، ۱۳۸۱).

بررسی زمین‌لرزه‌های تاریخی و زمین‌لرزه‌های ثبت شده در چند صد سال اخیر توسط دستگاه‌های لرزه-نگار می‌تواند شاهدهی بر تحلیل‌های زمین‌شناختی متخصصان باشد. انتظار برای وقوع زلزله و تحلیل رخداد پس از وقوع زمین‌لرزه از نظر بزرگی، سازوکار و ... در جایی که ارتباط تنگاتنگی بین نوع، موقعیت و سایر ویژگی‌های شناخته شده گسل‌های شناسائی شده در منطقه و حدوث زمین‌لرزه در آن منطقه وجود دارد نمی‌تواند منطقی باشد.

ارزیابی خطر به روش‌های تجربی - آماری، قطعی و احتمالی کمک شایانی در جهت آگاهی از استعداد لرزه‌خیزی منطقه، ارائه الگوی مناسب ساخت‌وساز و گسترش شهری به دست می‌دهد.

۲-۱- هدف و ضرورت مطالعه حاضر

هدف از این مطالعه تحلیل خطر زلزله و گسلش در محدوده شهرستان بابل می‌باشد. وجود گسل‌های فعال لرزه‌خیز به ویژه گسل خزر در جنوب مازندران در مرز کوه و دشت، به طول تقریبی ۵۵۰ کیلومتر از گنبد تا آستارا و نیز گسل شمال البرز در این استان به طول تقریبی ۳۰۰ کیلومتر و دیگر گسل‌های فرعی و فعال منطقه نشانگر پتانسیل بالای لرزه‌خیزی در این ناحیه می‌باشد. تاکنون مطالعات زیادی در ارتباط با لرزه زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه در سراسر کشور صورت گرفته است با توجه به اهمیت این شهر که دومین شهر بزرگ استان مازندران می‌باشد، انجام این مطالعه ضروری می‌باشد.

۳-۱- روش انجام تحقیق

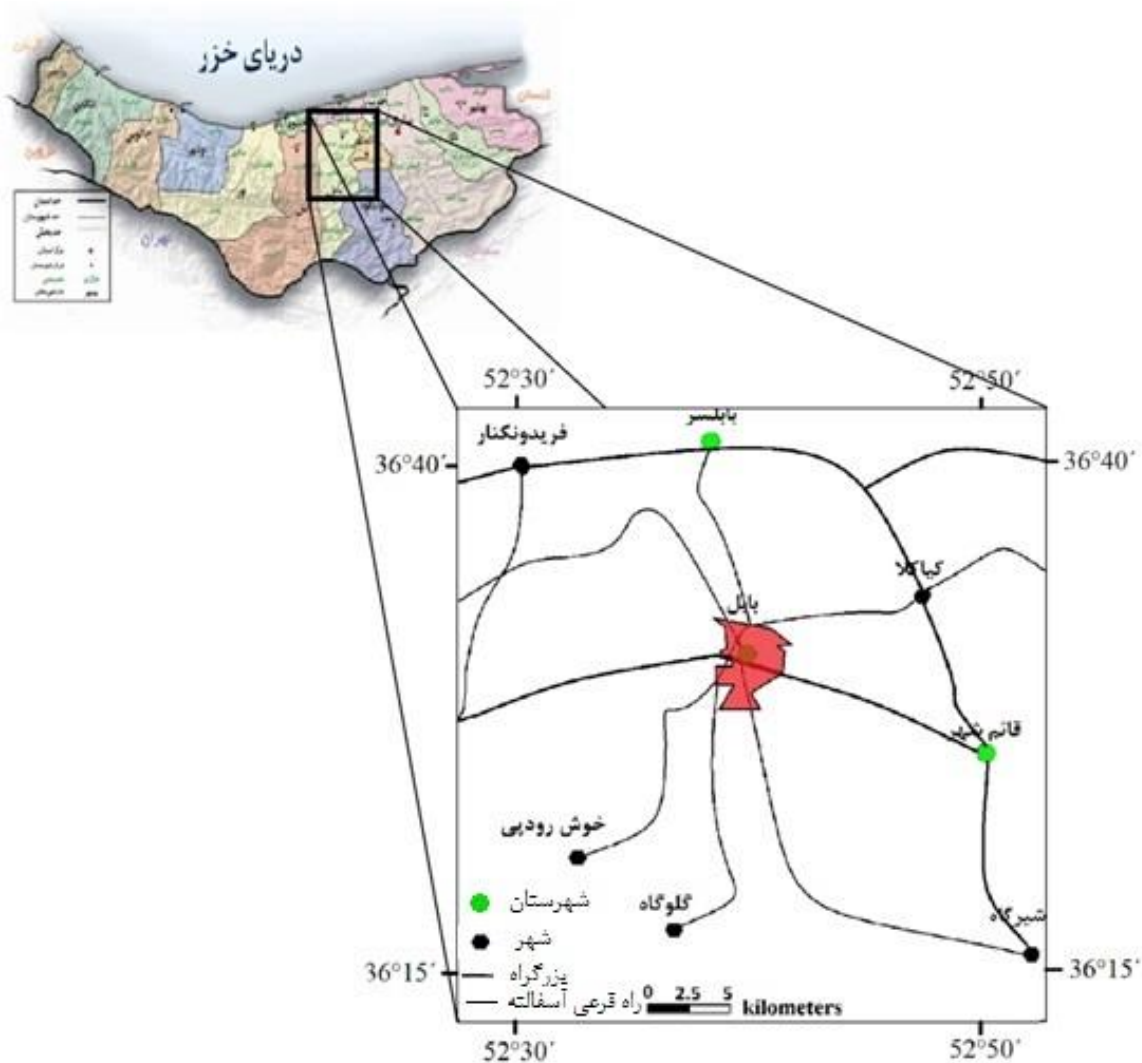
به منظور تحلیل خطر زلزله و گسلش در شهرستان بابل اقدامات زیر صورت گرفت.

۱. بررسی کتابخانه‌ای و مروری بر مطالعات انجام شده در منطقه و جهان
۲. بازدید از منطقه و انجام برداشت‌های ساختاری جهت گردآوری اطلاعات در مورد گسل‌های فعال موجود در منطقه
۳. اخذ اطلاعات از منابع معتبر زمین‌لرزه‌ها
۴. تهیه نقشه سائزموکتونیک و مدل لرزه‌خیزی منطقه
۵. انتخاب روابط کاهیدگی مناسب با توجه به مشخصات منطقه مطالعاتی
۶. انجام مطالعات تحلیل خطر با توجه به سناریوهای مختلف با استفاده از نرم افزار Seis risk
۷. مشخص کردن گسل‌های فعال و همچنین حریم آنها در منطقه مورد مطالعه

۴-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

مطالعات به صورت شعاعی و با شعاع ۱۵۰ کیلومتری به مرکزیت شهرستان بابل صورت گرفته است. شهرستان بابل، با داشتن وسعتی به مساحت ۱۵۷۸/۱ کیلومترمربع بین حداقل ۳۵ درجه و ۵۴ دقیقه و

حداکثر ۳۶ درجه و ۳۷ دقیقه عرض شمالی و حداقل ۵۲ درجه و ۲۵ دقیقه و حداکثر ۵۲ درجه و ۳۸ دقیقه طول شرقی قرار دارد که از طرف شمال به بابلسر و از طرف شرق به شهرستان قائم‌شهر و سوادکوه و از جنوب به دامنه کوه‌های البرز متصل به تهران و از غرب به شهرستان آمل متصل می‌باشد (سالنامه آماری مازندران، ۸۶). موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به این منطقه در شکل (۱-۱) نشان داده شده است.



شکل (۱-۱)- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

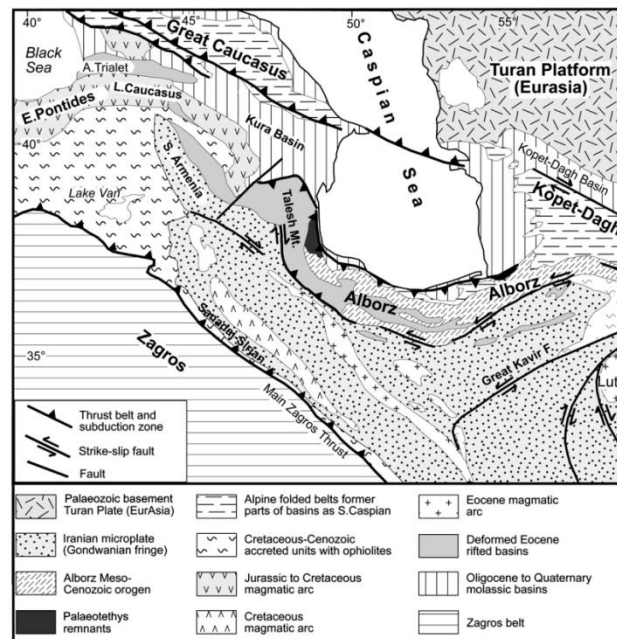
۱-۵- زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد مطالعه در شمالی‌ترین ایالت ساختاری ایران زمین (البرز) قرار دارد. البرز به طور عموم به رشته کوه‌های شمالی ایران (جنوب دریای خزر) و برخی نواحی پیرامون آن گفته می‌شود که روند خاوری - باختری دارد، اما در درازای خود پیچش بزرگی را پذیرا بوده است. البرز بخشی از کوهزاد آلپ - هیمالیا به شمار می‌رود که لبه‌ی شمالی آن یک مرز کوهستانی آشکار در برابر دشت کرانه‌ای کواترنر است. لبه جنوبی البرز با ویژگی متفاوت و با تغییر فراز ناگهانی به نواحی پست‌تر ایران مرکزی تبدیل می‌شود. تاریخچه تشکیل و فرگشت ساختارها و شرایط زمین‌شناسی منحصر به فرد پهنه البرز، آنرا به عنوان یک ایالت ساختاری جداگانه و مشخص معرفی کرده است. گسترش خاوری البرز تا کپه داغ و گسترش باختری آن تا دره سفیدرود ادامه دارد (عباسی، ۱۳۸۶).

این منطقه بر پایه تقسیم‌بندی نبوی (۱۳۵۵) و درویش‌زاده (۱۳۷۰) در پهنه البرز و دو زیر پهنه (زون) البرز مرکزی و کپه‌داغ - البرز شرقی واقع شده است. مرز شمالی زون البرز مرکزی با زون گرگان - رشت، غسل البرز است. در این زون سنگ‌های نئوپروژوئیک پسین رخمون محدود دارد و سنگ‌های پالئوزوئیک آن ریف‌های پلاتفرمی است که نبوده‌های چینه‌شناسی فراوان دارد. بخش بیشتر این زون با نهشته‌های زغال‌دار تریاس بالایی - ژوراسیک میانی پوشیده شده است. وجود رسوبات زغال‌سنگی لیا، نشان‌دهنده حرکات تریاس میانی و بالا آمدگی آن است. وجود عدسی‌های بازالتی فرسوده (ملافیر) در داخل رسوبات تریاس بالایی و لیا احتمالاً تجدید فعالیت گسل‌ها و کشش پوسته قاره‌ای را پس از حرکات کمپرسیونی سیمین پیشین نشان می‌دهد. رسوبات کرتاسه نیز، به طور ناپیوستگی هم‌شیب، بر روی رسوبات قدیمی‌تر گذاشته شده است طی سنوزونیک، این زون به شدت تحت تأثیر فازهای کوهزایی آلپی قرار داشته است و فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن (نوار آتشفشانی عباس‌آباد) در تمام طول آن دیده می‌شود (اسلامی و همکاران، ۱۳۸۹). در شکل (۱-۲) نقشه زمین‌شناسی زون البرز مرکزی نشان داده شده است.

مرز جنوبی زیرزون بینالود (البرز شرقی) گسل میامی یا گسل شاهرود و حد شمال غربی آنرا گسل سمنان می‌دانند این زون بخشی از البرز را شامل می‌شود که از نظر زمین‌شناسی اختصاصات ویژه‌ای دارد (نبوی ۱۳۵۵). این زیر پهنه (زون) تحذب جنوبی دریای خزر را شامل می‌شود و از سمنان تا قزوین ادامه دارد بخش شمالی این زون را البرز شمالی گویند که واحد زمین‌شناسی جداگانه‌ای بوده و با نام زون گرگان - رشت مشخص می‌شود (درویش‌زاده، ۱۳۸۳).

همچنین این گستره در بخش‌هایی با انباشته‌های کواترنر پوشیده شده است. این انباشته‌ها شامل رسوبات دریایی، رودخانه‌ای، دلتایی، کرانه‌ای و در بخش‌هایی باتلاقی هستند.



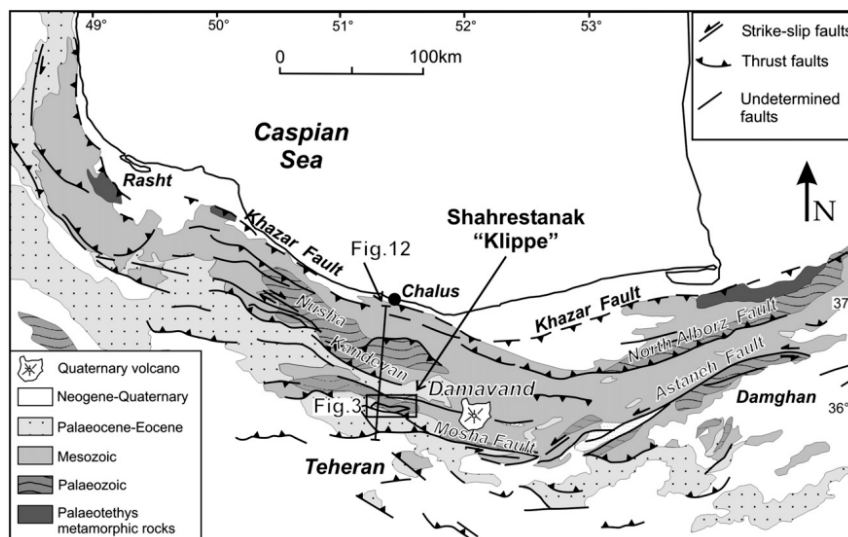
شکل (۱-۲) - نقشه زمین‌شناسی عمومی شمال ایران و حوضه خزر جنوبی (Brunet et al., 2003)

زمین ساخت منطقه

حوضه خزر جنوبی یک بلوک مقاوم درون زون دگرشکلی گسترده است که از خلیج فارس تا کپه‌داغ ادامه دارد که همانند دیگر بلوک‌های زمین‌لرزه‌ای ایران که کرنش و تنش در آنها متمرکز شده است فاقد تغییر شکل می‌باشد (Jackson et al., 2002).

با توجه به برآورد جکسون و همکاران (۲۰۰۲)، حوضه خزر جنوبی نقش مهمی در دگرشکلی البرز ایفا کرده است. این حوضه نسبت به اوراسیا حرکت شمال باختری ۸-۱۰ میلیمتر در سال و نسبت به ایران حرکت جنوب، جنوب باختری ۱۰-۱۵ میلیمتر در سال دارد. بنابراین نوار دگرشکلی البرز را می توان به صورت کوهزاد پرفرازی معرفی کرد که در میان همگرایی پوسته اقیانوس مانند خزر جنوبی و ایران مرکزی به دام افتاده است. سن یابی گرانیتهای در البرز مرکزی، فرازگیری تند البرز را پیرامون ۴ تا ۶ میلیون سال پیش نشان می دهد که همزمان با آن حوضه خزر نیز فرونشینی کرده است (Axen et al., 2001; عباسی، ۱۳۸۶).

ساختارهای زمین شناختی البرز بیشتر از نوع چین های ملایم و ناهماهنگ با روند همگانی خاوری - باختری است. در بخش باختری البرز، ساختارها روند شمال باختری - جنوب خاوری دارند ولی در بخش خاوری، روند ساختارها شمال خاوری - جنوب باختری است. این دو روند ناهمسان در البرز مرکزی به یکدیگر می رسند (آقانبانی، ۱۳۸۳).



شکل ۱-۳- نقشه زمین ساخت البرز مرکزی (Zanchi et al., 2006).

گفتنی است که در شکل‌گیری ساختارهای چین‌خورده البرز عواملی مانند برخورد صفحه ایران و توران، عملکرد گسلش‌های راندگی و سرانجام عملکرد گسل‌های امتداد لغز شمال باختری - جنوب خاوری در البرز باختری، و شمال خاوری - جنوب باختری در البرز خاوری، نقش دارند. جدا از چین‌خوردگی، گسلش‌های راندگی همچنان در ساختار البرز اثر بسیار سازنده داشته‌اند. در گزارش‌هایی مانند اشتوکلین (۱۹۶۸)، بربریان (۱۹۸۳)، شنگور (۱۹۹۰) و ... آمده که در پهلوی شمالی البرز راندگی‌ها به سمت جنوب شیب دارند و حرکت فرادیواره به سمت شمال است در حالی که در دامنه جنوبی، شیب راندگی‌ها به سمت شمال و حرکت فرادیواره رو به جنوب است. ولی بررسی‌های اخیر علوی (۱۹۹۱) در نواحی بینالود، جنوب گرگان، منطقه کیاسر، شمال تهران، ناحیه تالش واقعیت روشن‌تری از سازوکار و نقش راندگی‌ها در ساختار البرز را نشان دادند (آقائباتی، ۱۳۸۳).

این بررسی‌ها نشان دادند که:

* الگوی ساختاری چیره البرز از نوع گسلش راندگی است که سبب شده تا ورقه‌های ساختاری به مقدار زیاد حمل و سیستم‌های دوپلکس^۱ از نوع گرده‌ای مرکب^۲ به وجود آید. ساختارهای گرده‌ای مرکب، حاصل دو نسل گسلش راندگی هستند. نسل یکم راندگی‌ها به سن پیش از ژوراسیک میانی و در ارتباط با حوادث برخوردی، سیمرین پیشین است. نسل دوم راندگی‌ها به سن سنوزویک و در ارتباط با کوهزایی آلپی است.

* راندگی‌های سیمرین ویژگی شکل پذیر دارند ولی راندگی‌های آلپی ویژگی شکننده دارند.

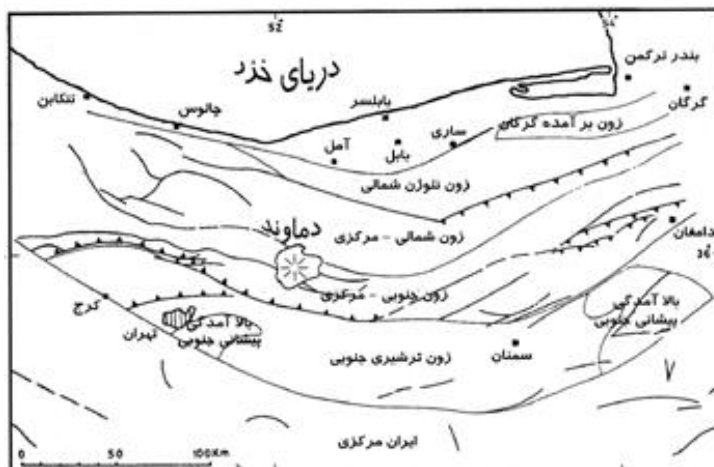
* هر دو نسل یاد شده، شیبی به سمت شمال خاوری دارند و روند عمومی آنها NW - SE، موازی روند البرز، است. در نتیجه عملکرد دو نسل راندگی مورد سخن، ورقه‌های گوناگون از پس خشکی^۳ (NE) به

^۱ Duplex

^۲ Composit Antiformal Stack

^۳ Hinterland

سمت پیش‌خشکی^۱ (SW) جابه‌جا شده‌اند. در اثر این راندگی‌ها، به طور عموم سنگ‌های کهن‌تر بر روی واحدهای جوان‌تر حمل شده‌اند ولی گاهی، نیز واحدهای جوان‌تر، بر روی سنگ‌های کهن‌تر، برده شده‌اند.



شکل ۱-۴- زیر پهنه‌های ساختاری البرز با توجه به عملکرد گسل‌ها و راندگی‌های عمده (اشتوکلین، ۱۹۷۴ به نقل از

آقانیاتی ۱۳۸۳)

- لرزه زمین‌ساخت منطقه

بن و همکاران (Bune et al., 1975) استان زمین‌ساختی را منطقه‌ای با ۳ شرط زیر می‌دانند (پوررحیم،

۱۳۸۷).

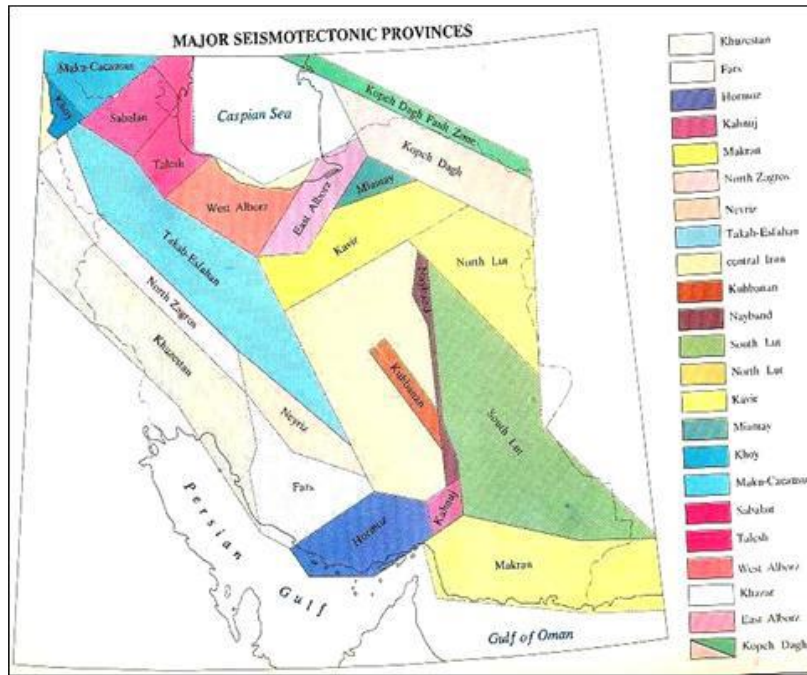
(۱) همگن بودن از نظر روند لرزه‌خیزی، ژرفای کانونی ماکزیمم و مکانیسم ژرفی زمین‌لرزه‌ها

(۲) ثابت بودن پارامترهای لرزه‌خیزی β و λ (ضریب لرزه‌خیزی و آهنگ رخداد سالیانه)

(۳) انطباق آماری زمین‌لرزه‌های رویداده در مناطق مختلف

¹ Foreland

در تقسیم‌بندی‌های لرزه زمین‌ساختی ایران از این پهنه با اسامی مختلفی یاد شده است که این تقسیم‌بندی‌ها نشأت گرفته از دیدگاه‌های لرزه‌شناسی، زمین‌شناختی و زمین‌ساختی، زمین‌ساخت ورقه‌ای، و مناطق برشی می‌باشند. در شکل زیر ایالت‌های لرزه زمین‌ساختی نوگل سادات نشان داده است. با توجه به شکل (۵-۱) محدوده مورد بررسی در حد فاصل ۲ پهنه البرز غربی، البرز شرقی واقع شده است.



شکل (۵-۱) - ایالت‌های لرزه زمین‌ساختی ایران (نوگل سادات، ۱۹۷۲)

همچنین براساس تقسیم‌بندی استان‌های لرزه زمین‌ساختی ایران (زارع و همکاران، ۱۳۸۴) که با توجه به وجود روندهای زمین‌ساختی، گسل‌ها، زمین‌لرزه‌های ایجاد شده می‌باشد منطقه مورد مطالعه در ۳ پهنه لرزه زمین‌ساختی خزر، البرز و شمال ایران مرکزی واقع گردیده است (شکل ۶-۱).

-پهنه خزر

ادامه گسل اصلی کپه‌داغ در دریای خزر امتداد می‌یابد، البته در دریای خزر خطواره‌های دیگری نیز وجود دارد، در این پهنه زمین‌لرزه‌هایی رخ می‌دهد که گهگاه در شهرهای حاشیه دریای خزر درک می‌شود.

-پهنه البرز

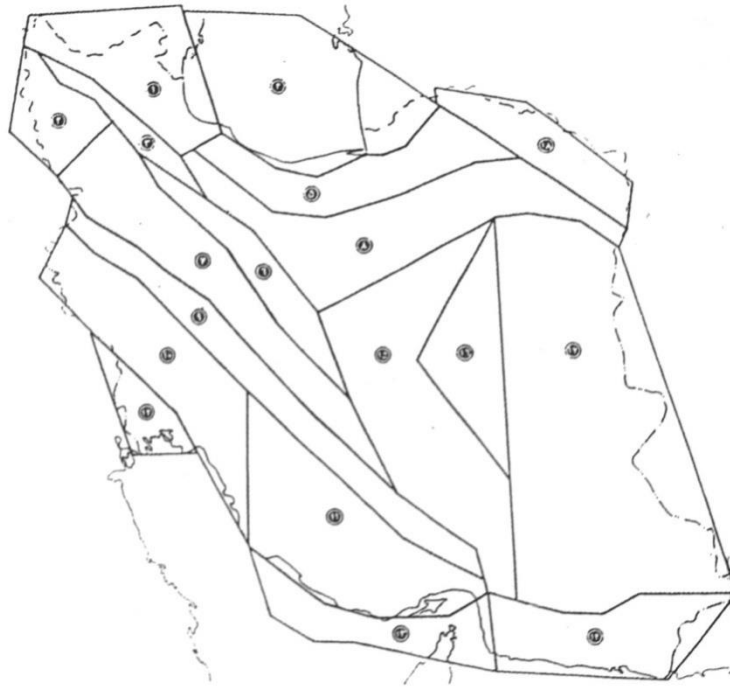
گسل‌های مهم این پهنه، گسل مشا (فعال، رانده تا معکوس با مولفه امتداد لغز چپ‌گرد) با انتساب احتمالی زمین‌لرزه‌های ۱۶۶۵ میلادی گستره دماوند با $M_s=6.5I=IIIIV^+$ ، زمین‌لرزه خفیف ژوئن ۱۸۰۲ میلادی در گستره دماوند و مازندران، زمین‌لرزه خفیف ۲۰ ژوئن ۱۸۱۱ دماوند، زمین‌لرزه خفیف ژوئن ۱۸۱۵ میلادی در دماوند و گسل شمال تهران (نزدیک‌ترین گسله فعال به شهر تهران) می‌باشد. راندگی شمال تهران گسلی جوان است که تاریخچه لرزه‌خیزی آن بدرستی روشن نیست.

گسل‌های مهم دیگر این پهنه عبارتند از: گسل شمال و جنوب ری، گسل کهریزک، گسل گرمسار، گسل پیشوا، گسل ایوانکی، گسل شاهرود، شه‌میرزاد (رورانده شیب به سمت شمال)، گسل کندوان (راست‌گرد رورانده به سمت جنوب) و گسل عطاری (رورانده ، شیب به سمت جنوب خاور).

در پهنه البرز دو روند اصلی شمال خاور، جنوب باختر و شمال باختر - جنوب خاور مشاهده می‌شود.

-پهنه شمال ایران مرکزی

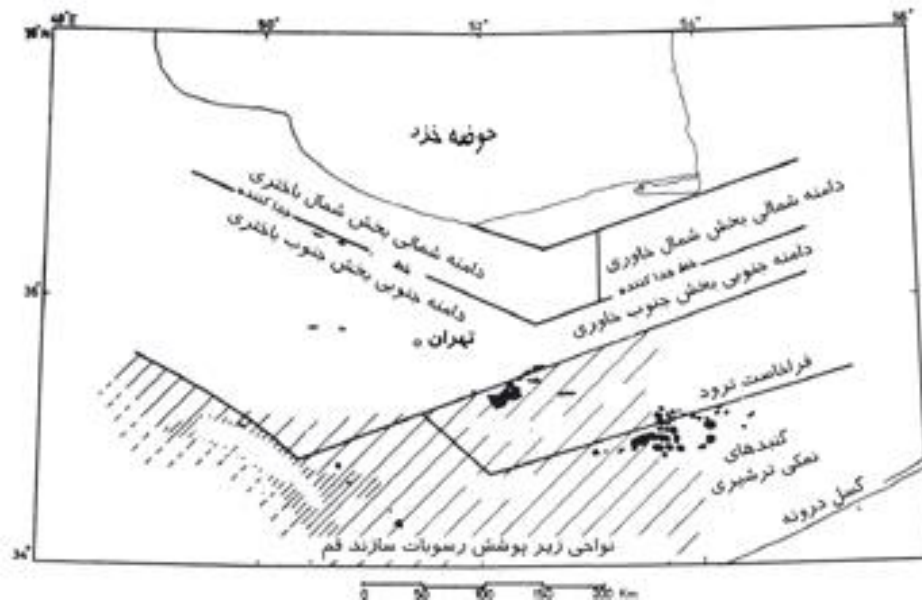
قسمت محدودی از منطقه مورد مطالعه در این پهنه واقع گردیده است.



شکل ۱-۶- ایالت‌های لرزه زمین‌ساختی ایران (زارع، ۱۳۸۴)

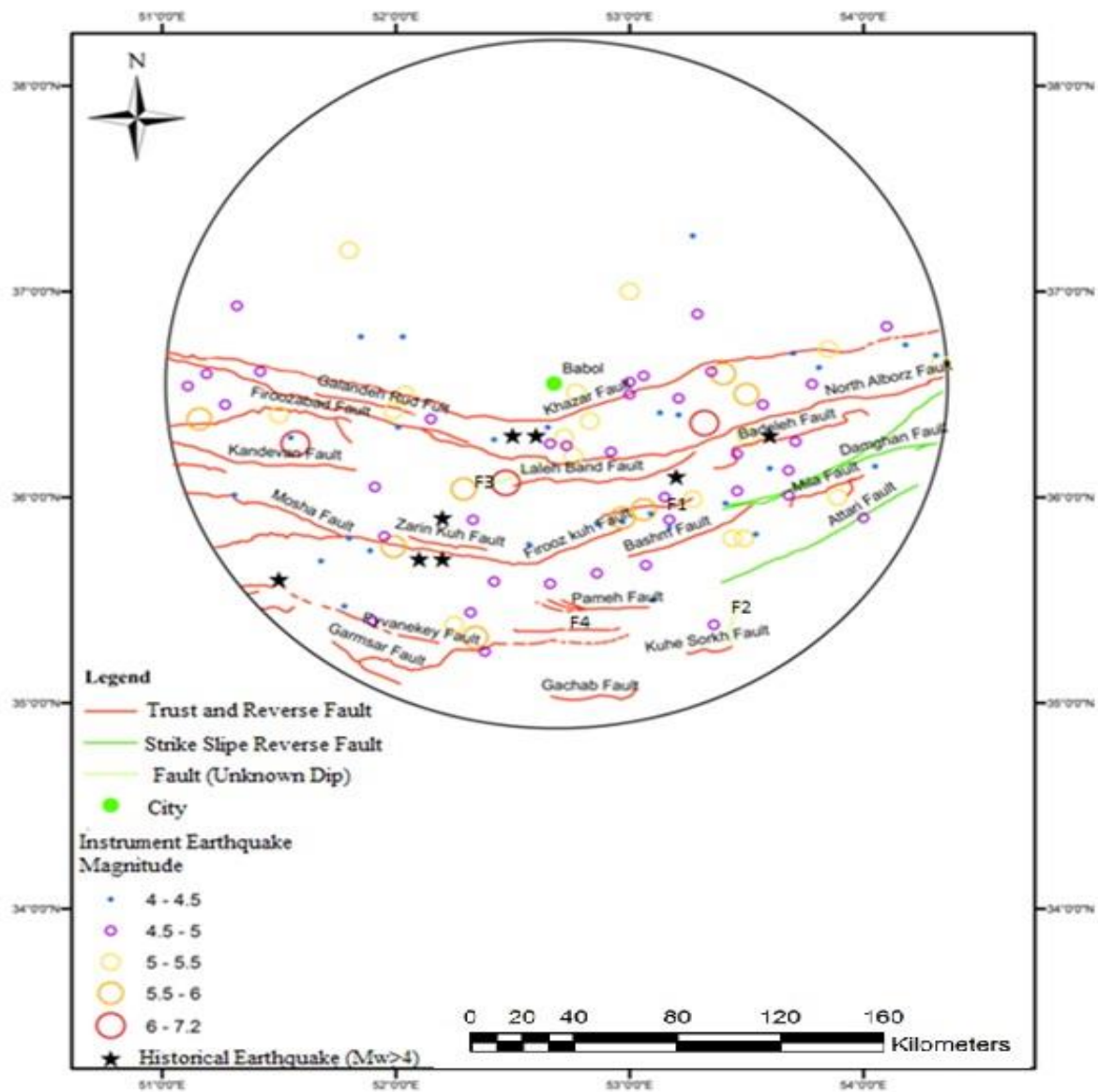
بر اساس نقشه لرزه زمین‌ساخت ایران (بربریان، ۱۹۷۶) در البرز، زمین‌لرزه‌ها کم‌ترفا هستند. بعضی انواع متوسط نیز وجود دارند و بر روی هم، البرز خاوری لرزه‌خیزتر از البرز باختری است. در سال ۱۹۷۴، چالنگو با مطالعه زمین‌لرزه‌های سده‌ی بیستم، البرز را به چند ایالت لرزه‌خیز (شکل ۱-۷) تقسیم کرد: دامنه شمالی شامل دو بخش شمال خاوری و شمال باختری و دامنه جنوبی که خود شامل بخش جنوب باختری و بخش جنوب خاوری است.

به نظر چالنگو، لرزه‌خیزی البرز با دوره‌های کوتاه مدت فعالیت مشخص است. ظهور زمین‌لرزه در یک حوزه با آرامش حوزه دیگر همراه است. دوره تمرکز فعالیت هر حوزه از چهار سال برای بخش شمال باختری تا ۱۲ سال برای بخش شمال خاوری متفاوت است. دوره‌های بازگشت در یک حوزه بیشتر از ۵۰ سال است و دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های بزرگ می‌تواند بیشتر از ۵۰ سال باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳).



شکل ۱-۷- حوزه‌های لرزه زمین‌ساختی البرز (چالنگو، ۱۹۷۴)

بر اساس نقشه ساینموتکتونیک منطقه غالب گسل‌های موجود در منطقه دارای سازوکار معکوس می باشند که از این میان، ۲ گسل خزر و شمال البرز از نظر طول و سابقه لرزه‌خیزی نسبت به سایر گسل‌ها از اهمیت بیشتری برخوردار می‌باشند (شکل ۸-۱).

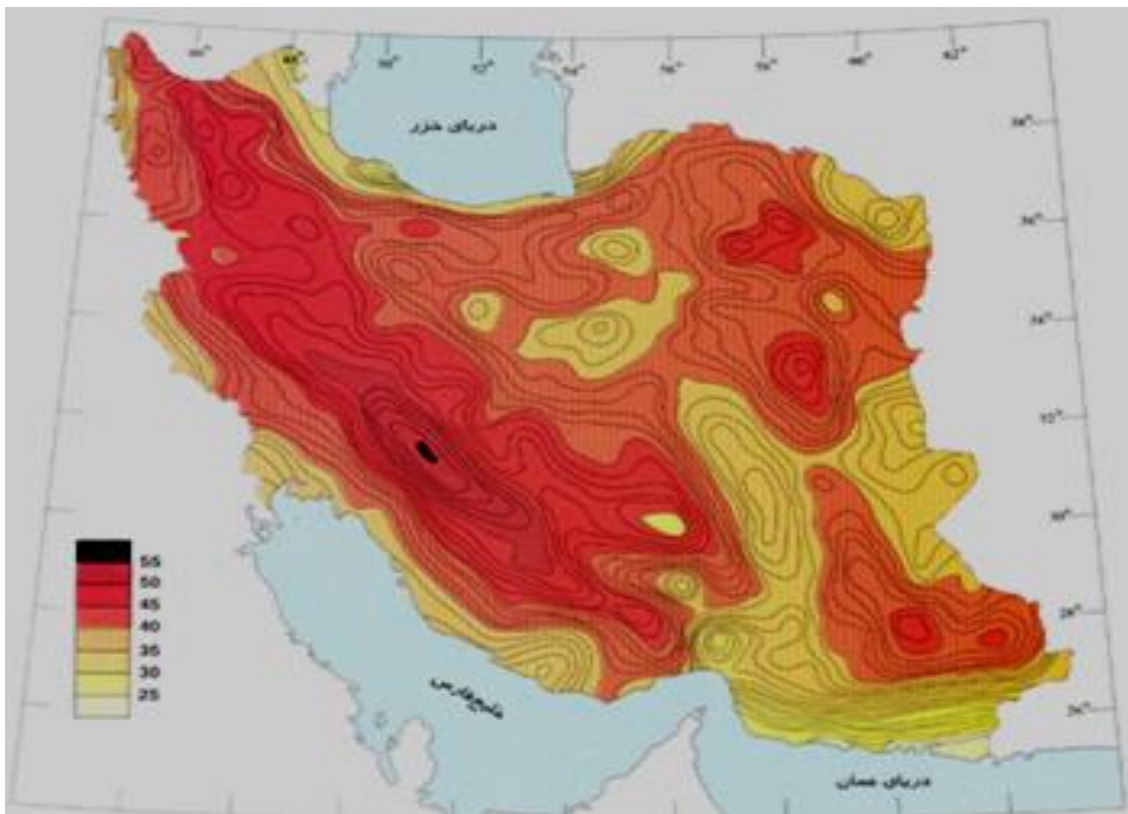


شکل ۸-۱- نقشه ساینموتکتونیک منطقه مورد مطالعه

- خصوصیات پوسته زمین در محدوده مورد مطالعه

به اعتقاد تاتار و همکاران (Tatar et al., 2002) ضخامت پوسته در زیر رشته کوه‌های بوجود آمده از برخورد صفحات عربی و اوراسیا در حال افزایش است ولی موهو در زیر رشته کوه‌های البرز یکنواخت و ضخامت پوسته مشابه حوضه‌های مجاور خود است.

بر اساس مطالعات دهقانی و ماکریس ۱۹۸۳ ضخامت بدست آمده از داده‌های گرانی‌سنجی نشان می‌دهد که در مرز شمالی ایران به سمت دریای خزر و رشته کوه‌های البرز ناهنجاری بوگر از ۱۰۰- تا ۱۲۰- میلی‌گال تغییر می‌کند و ضخامت پوسته در این قسمت از ۳۵ کیلومتر کمتر است. این در حالی است که ضخامت پوسته به سمت جنوب، جنوب غرب و جنوب شرق منطقه افزایش می‌یابد (شکل ۱-۹).



شکل ۱-۹- ضخامت پوسته ایران براساس نقشه ژرفای گرانی‌سنجی موهو (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳ به نقل از

آقناباتی ۱۳۸۳).

به گفته پریستلی و همکاران (Priestley et al., 1994) همهٔ زمین‌لرزه‌های روی داده در البرز ژرفایی کمتر از ۱۵ کیلومتر دارند. در صورتی که تاتار (Tatar, 2001) ضخامت لایه لرزه‌زای البرز را در بخش غربی نزدیک به ۲۰ کیلومتر محاسبه کرده است، در حالیکه وقوع زمین‌لرزه ۸ خرداد ۱۳۸۳ بلده با ژرفای ۲۸ کیلومتر ما را بر آن می‌دارد تا به این قضیه به صورت محتاط‌تر نگاه کنیم. چرا که داده‌های دستگاهی اخیر گویای این مطلب است که هر چه از بخش جنوبی دریای خزر و جلگهٔ استان مازندران به سمت جنوب، جنوب غرب و جنوب شرق فاصله می‌گیریم عمق کانونی زمین لرزه‌ها بیشتر می‌شود. به نظر می‌رسد که تغییر در عمق موهو، تغییر در ضخامت و ژرفای بخش لرزه‌ای پوسته را نیز به همراه خواهد داشت و نشان دهندهٔ این واقعیت است که ویژگی‌های لرزه‌زایی و لرزه زمین‌ساختی گسترهٔ مورد بحث یکنواخت نیست. و این موضوع در پهنه‌بندی خطر زلزله در مناطق مختلف به خوبی قابل ملاحظه می‌باشد (رمضانی و همکاران، ۱۳۸۵).

فصل دوم

مروری بر مطالعات پیشین

۲-۱- مقدمه

تحلیل خطر زلزله تخمینی از میزان جنبش نیرومند زمین است که برآورد می‌شود در یک نقطه خاص به وقوع بپیوندد. این مرحله در ارزیابی میزان مقاومت یک سازه در برابر خطر زمین‌لرزه یا میزان ایمنی ساختگاه‌های مهم نظیر تأسیسات هسته‌ای، پل‌ها و ساختمان‌های بلند و ... ضروری می‌باشد (Guepta, 2002).

هدف از مطالعات تحلیل خطر زمین‌لرزه در هر منطقه، بدست آوردن مشخصات زلزله مبنای طرح آن منطقه می‌باشد (بازیار و ظاهرمنند ۱۳۸۹؛ دانشجو ۱۳۷۸).

۲-۲- گسل‌های فعال

از آنجائیکه زلزله‌ها معمولاً در مناطقی که گسل فعال دارند اتفاق می‌افتد، به هنگام انجام پروژه‌های بزرگ فاصله و مشخصات گسل‌های فعال منطقه مشخص می‌شود و در برآورد زلزله مورد استفاده قرار می‌گیرد. در مناطقی با فعالیت لرزه‌ای کم که پریود لرزه‌ای بین 10^3 تا 10^5 سال باشد لرزه‌خیزی تاریخی و کنونی نمی‌تواند بیانگر لرزه‌خیزی بلند مدت آن مناطق باشد زیرا رکوردهای تاریخی تنها نشان دهنده بخشی از چرخه لرزه‌ای می‌باشد بنابراین در این مناطق امکان دارد گسل‌های خاموش توانایی ایجاد زلزله‌های مخربی را داشته باشند، جهت ارزیابی خطر زمین‌لرزه‌ای برای دوره‌های طولانی، ضروری است که پارامترهای لرزه‌ای گسل‌های فعال موجود در منطقه باید محاسبه شود (Perea et al., 2006).

گسل‌هایی که طی چند هزار سال گذشته حرکت نموده و در آینده هم حرکت خواهد کرد، فعال نامیده می‌شوند، این گسل‌ها به وسیله‌ی کاوش‌های زمین‌شناسی و عکس‌های هوایی تعیین می‌شوند، سرعت متوسط حرکت گسل فعال متفاوت است، گسل‌های سن آندریاس در کالیفرنیا و ناکای در ژاپن بیشترین سرعت را دارند که عبارتند از ۳۰ تا ۱۰۰ میلی‌متر در سال (مقدم، ۱۳۸۴).

زارع (۱۳۸۴) گسل جنب‌را گسلی معرفی می‌کند که در حال حاضر احتمال وقوع زمین‌لرزه بر اثر فعالیت آن احساس می‌شود و گسل غیر فعال آن است که در طول آن احتمال وقوع مجدد نمی‌رود.

کمیسیون مقررات هسته‌ای ایالات متحده نیز معیارهایی را برای گسلش مستعد فعالیت ارائه کرده است که عبارتند از:

۱- جنبش در سطح یا نزدیک سطح زمین یک بار در ۳۵۰۰۰ سال یا چند بار در ۵۰۰۰۰۰ سال گذشته.
۲- زمین‌لرزه مناسب که با لرزه‌نگار و با دقت مناسب به نحوی ثبت شده است که رابطه مستقیمی با گسل نشان دهد.

۳- رابطه ساختاری با یک گسل مستعد فعالیت مطابق ویژگی‌های ۱ و ۲، به نحوی که جنبش در یکی به طور مستدل موجب جنبش در دیگری شود.

کمیته انرژی آمریکا از نظر فعالیت لرزه‌خیزی گسل‌ها را به صورت زیر تقسیم‌بندی نموده است:
الف) اگر در ۵۰۰ هزار سال گذشته حداقل ۲ زمین‌لرزه و یا در ۳۰۰ هزار سال اخیر یک زلزله بر روی گسل صورت گرفته باشد، آنرا گسل فعال می‌نامند.

ب) اگر شواهد گسلش هنوز قابل تشخیص است، ممکن است عدم ثبت زلزله بر روی گسل مرتبط با کمبود اطلاعات باشد، لذا آنرا گسل با پتانسیل فعالیت می‌گویند.

ج) گسل‌های با جنبش ناآشکار مواردی هستند به علت کمبود اطلاعات به فعال بودن یا نبودن آن‌ها مشکوک هستیم.

د) اگر عدم فعالیت گسل قطعی باشد به آن گسل مرده و بدون جنبش می‌گویند.

و) گسل‌های زمین‌لرزه‌ای به گسل‌هایی اطلاق می‌گردد که می‌دانیم بر روی آن‌ها در چه تاریخی زمین‌لرزه‌ای رخ داده است.

ه) گسل‌های کواترنری به گسل‌هایی گفته می‌شود که نهشته‌های جوان و کواترنری را قطع کرده‌اند. بعلاوه در صورتیکه زلزله بزرگ یا ریزلرزه‌ها بر روی صفحه‌ی گسلی کانون‌یابی شوند نشانه فعال بودن گسل می‌باشد. از جمله معیارهای دیگر شناسایی گسل‌های فعال میزان لغزش سالیانه آن است (حافظی مقدس و غفوری، ۱۳۸۸) (جدول ۱-۲).

جدول ۱-۲- تقسیم‌بندی گسل‌های فعال بر اساس لغزش سالیانه (Keller & Pinter, 1996)

AAA	گسل خیلی خیلی فعال	$X > 100 \text{ mm/year}$
AA	گسل خیلی فعال	$10 < X < 100 \text{ mm/year}$
A	گسل فعال	$1 < X < 10 \text{ mm/year}$
B	گسل با فعالیت متوسط	$0.1 < X < 1 \text{ mm/year}$
C	گسل با فعالیت کم	$0.01 < X < 0.1 \text{ mm/year}$
D	گسل با فعالیت خیلی کم	$X < 0.01 \text{ mm/year}$

۱-۲-۲- روش‌های شناسایی گسل‌های فعال

آریامنش (۱۳۸۶) روش‌های شناسایی گسل‌های فعال را به صورت زیر اشاره نموده است:

(۱) روش‌های سنجش از دور، با استفاده از پردازش تصاویر ماهواره‌ای می‌توان به فعالیت و میزان جابجایی یک گسل پی برد.

(۲) روش‌های ژئوفیزیکی از قبیل روش‌های لرزه‌ای بازتابی

(۳) معرف‌های زمین‌شناسی یکی از شواهد فعالیت گسل قطع‌شدگی یا قطع شدن واحدی است که سن آن مشخص است.

(۴) شناسه‌های زمین‌ریختی از قبیل: افزایش گسلی، پادگانه‌های رودخانه‌ای، مخروط‌افکنه‌ها سطوح مثلثی شکل واقع بر روی افزایش گسلی در منطقه جبهه کوهستان، آبراهه‌های قطع شده، وجود سطوح زمین ریختی جوان بر روی افزایش گسلی

(۵) معرف‌های زمین‌لرزه‌ای، مطالعه دقیق کانون و مرکز زلزله واقع بر روی پهنه‌های گسلی و زمین‌لرزه‌های تاریخی در صورتی که دقیق باشند می‌توانند منجر به تشخیص فعالیت یک گسل شوند.

۲-۳- روش‌های تحلیل خطر زلزله

مطالعات تحلیل خطر زلزله، به دو روش تعیینی^۱ و احتمالی^۲ صورت می‌گیرد.

در روش تعیینی تحلیل خطر زلزله به هر چشمه بیشینه بزرگی محتمل نسبت داده شده و با در نظر گرفتن این فرض که این زلزله در نزدیک‌ترین مکان به محل مورد نظر اتفاق بیافتد از روابط کاهیدگی استفاده کرده و جنبش نیرومند زمین برآورد می‌شود (Gupta, 2002).

در راهکار احتمالاتی جمع احتمالات رخداد یک سطح خاص از پارامتر جنبش زمین در محدوده اطراف نقطه مورد بررسی در طی یک دوره‌ی زمانی مورد نظر است (Cornel, 1968).

در زیر به تشریح این دو روش می‌پردازیم.

۲-۳-۱- ارزیابی خطر زلزله به روش تعیینی

روش تعیینی یکی از روش‌های تحلیل خطر زلزله می‌باشد که با توجه به روند کلی آن، می‌توان گفت که ساده‌ترین راهکار تحلیل خطر است. اساس این روش بدین ترتیب است که شتاب حاصل از زمین‌لرزه ایجاد شده در هر یک از چشمه‌های لرزه‌زا در ساختگاه مورد نظر تعیین شده و بزرگترین آنها به عنوان شتاب طراحی ارائه می‌گردد (وجودی، ۱۳۸۴).

تحلیل خطر زلزله به روش تعیینی جهت محاسبه بیشینه شتابی که ممکن است برای یک ساختمان رخ دهد به کار می‌رود (Abrahamson, 2000).

روش تعیینی یا قطعی تحلیل خطر بر این فرض استوار است که زمین‌لرزه‌های آینده در محل‌های خاص (سرچشمه‌های لرزه‌زا) و با بزرگی مشخص اتفاق می‌افتد (حافظی مقدس و غفوری، ۱۳۸۸).

کلوگل (Klugel., 2008) مراحل تحلیل خطر زلزله با رهیافت تعیینی را شامل چهار مرحله زیر بیان می‌-

کند:

¹ Deterministic

² Probabilistic

۱- شناسایی چشمه یا چشمه‌های لرزه‌زا

۲- انتخاب زمین‌لرزه‌های کنترل کننده برای هر چشمه

۳- مشخص کردن اثرات زلزله بر ساختگاه (با انتخاب رابطه کاهیدگی مناسب)

۴- تعیین میزان ریسک زلزله بر ساختگاه (محاسبه پارامترهای جنبش شدید زمین برای طراحی)

۲-۳-۱-۱- شناسایی چشمه‌های لرزه‌زا

در این مرحله لازم است تا تمامی سرچشمه‌های لرزه‌زا در پیرامون ساختگاه مورد نظر، که می‌توانند احتمالاً موجب یک زمین‌لرزه مخرب گردند، مورد بررسی قرار گیرند. تعیین سرچشمه‌های لرزه‌زا بر اساس داده‌های زمین‌شناختی، ژئوفیزیکی و زلزله‌شناختی صورت می‌گیرد. سرچشمه‌ها را می‌توان به صورت نقطه‌ای، خطی و یا ناحیه‌ای تعریف نمود. در اکثر مواقع تعریف سرچشمه به صورت ناحیه‌ای صورت می‌گیرد، چرا که تعریف آن به صورت نقطه‌ای یا خطی نشانه‌ی کاملی برای میزان دانسته‌ها یا مجهولات ساز-وکار زمین‌لرزه‌ها نیست (زارع، ۱۳۸۴).

۲-۳-۱-۲- انتخاب زمین‌لرزه‌های کنترل کننده برای هر چشمه

پس از شناسایی سرچشمه‌ها، زمین‌لرزه‌های کنترل کننده برای هر کدام باید تعیین شود. مشخصات زلزله‌های کنترل کننده عمدتاً به سازه یا ساختگاهی بستگی دارد که مطالعه روی آن انجام می‌شود، اینکه چه خطری می‌تواند سازه یا ساختگاهی را تخریب نماید. برای سازه‌ای که تخریب آن با میزان خطر کمی امکانپذیر است، زمین‌لرزه کنترل کننده را می‌توان به عنوان رویدادی که امکان وقوع آن در زمان عمر مفید سازه وجود دارد در نظر گرفت (زارع، ۱۳۸۴).

هر چشمه لرزه‌زا توان ایجاد حداکثر بزرگی معینی را دارد بیشینه بزرگی چشمه‌های خطی و ناحیه‌ای به روش‌های زیر تعیین می‌گردد (حافظی مقدس و غفوری، ۱۳۸۸).

۱- در صورتی که دوره آماری طولانی از زلزله‌های منطقه مورد بررسی در دست باشد، بزرگترین زلزله گزارش شده به عنوان بیشینه بزرگی در نظر گرفته می‌شود.

۲- بر اساس روش آماری حداکثر بزرگی در طول عمر و ریسک مورد نظر (معمولاً دوره زمانی طولانی مثلاً ۴۷۵ ساله)، برآورد می‌شود.

۳- برآورد بر اساس طول گسل

از طول سطح گسیختگی جهت مشخص کردن بیشینه بزرگی برای هر زون گسله استفاده می‌شود، فرض کلی با توجه به اطلاعات بدست آمده از نقاط مختلف جهان بر این استوار است که حین ایجاد یک بزرگی خاص گسل، $0/33$ تا $0/5$ از طول کل گسل گسیخته می‌شود (Mark, 1997).

محققین زیادی از جمله (Tocher (1958)، (Press 1967)، (Housner(1969)، (Mark (1977)، (Wells & Bonilla et al (1984)، (Chen (1984)، (Selmons (1982)، (Acharaya (1979) و (Coppersmith (1994) و ... روابطی بین طول گسیختگی گسل و بزرگی زلزله ارائه نموده‌اند. برخی از روابط مورد استفاده در ایران به صورت زیر می‌باشد (روابط ۲-۱ تا ۳-۲).

رابطه ۲-۱) $M_s = 5.4 + \log L$ (نوروزی و اشجعی (۱۹۷۸)

رابطه ۲-۲) $M_s = 5.19 + 1.273 \log L$ (بنیلا (۱۹۸۴)

رابطه ۲-۳) $M_s = 4.629 + 1.429 \log L$ (آمبرسیز و ملوویل (۱۹۸۲)

L طول گسلش بر حسب کیلومتر می‌باشد که بین ۲۰ تا ۵۰ درصد طول گسل در نظر گرفته می‌شود (Albit and Esmitt, 1966).

برخی روابط نیز بر اساس رابطه بین بیشینه بزرگی و طول گسل ارائه شده‌اند که عبارتند از (روابط ۲-۴ تا ۲-۹):

رابطه ۲-۴) $M_s = 4.629 + 1.429 \log (L/2)$ (۱) (آمبرسیز و ملوویل (۱۹۸۲)

رابطه ۲-۵) $M_s = 4.629 + 1.429 \log (L*0.37)$ (۲) (آمبرسیز و ملوویل (۱۹۸۲)

رابطه ۲-۶) $M_s = 5.16 + 1.121 \log (L/2)$ (۱) (ولز و کوپراسمیت (۱۹۹۴)

رابطه ۲-۷) $M_s = 5.16 + 1.121 \log (L*0.37)$ (۲) (ولز و کوپراسمیت (۱۹۹۴)

رابطه ۲-۸) $M_s = 1.259 + 1.244 \log(1000L/2)$ (۱) (۱۹۸۵) نوروزی

رابطه ۲-۹) $M_s = 5.16 + 1.121 \log(L * 0.37 * 1000)$ (۲) (۱۹۸۵) نوروزی

رابطه زارع (۱۳۷۳) بر پایه ۲۲ گسل زمین‌لرزه‌ای ایران پیاده شده است. در این دستور بزرگای رویداد زمین‌لرزه، M_w (بزرگای گشتاوری)، به نحوی انتخاب شده است تا در بزرگاهای بیشتر از $M_s > 6$ و در بزرگاهای کمتر از $M_b < 6$ در نظر گرفته شود. این انتخاب به این دلیل صورت گرفته است که M_w قابل توجه‌ترین بزرگا می‌باشد. بر اساس این داده‌ها مشخص گردید که به طور متوسط ۳۷٪ از راستای گسله در رویدادهای مه‌لرزه‌ای ایران به صورت گسیختگی سطحی زمین‌لرزه‌ای نمود یافته است (بربریان همکاران، ۱۳۷۱). این رابطه به شکل زیر است (رابطه ۲-۱۰):

$$M_w = 0.91 \ln(L_R) + 3.66 \quad \text{رابطه ۲-۱۰}$$

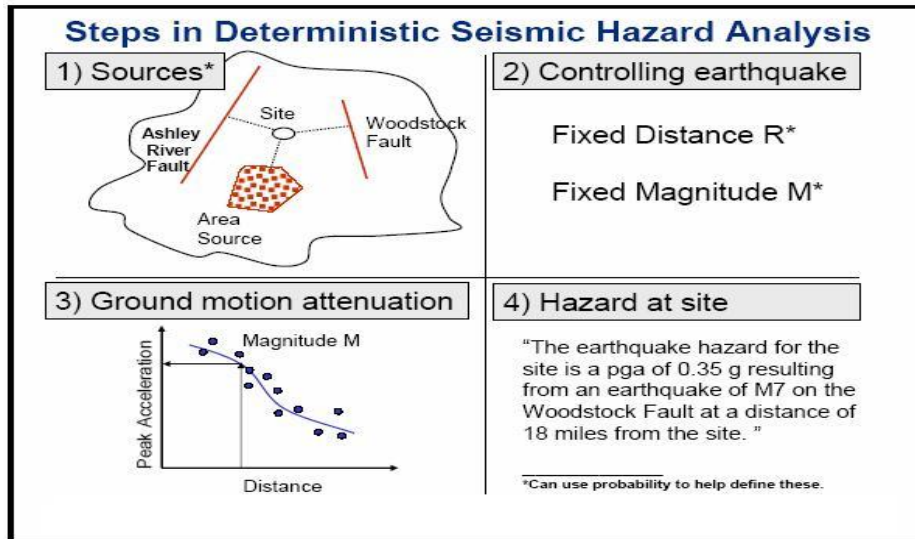
که در آن L_R عبارت است از ۳۷٪ طول گسل و با ملاحظه M به صورت M_w .

همچنین نوروزی (۱۹۸۵) بر اساس ده زمین‌لرزه بزرگ ایران و حداکثر درازای گسله ۸۵ کیلومتر با بزرگی $M_s > 6$ رابطه زیر را معرفی نموده است (رابطه ۲-۱۱).

$$\text{LOG}L = -0.126 + 0.675 M_s \quad \text{رابطه ۲-۱۱}$$

در رابطه فوق L طول گسل بر حسب متر بوده و با توجه به تجارب موجود برابر با نیمی از طول گسل در نظر گرفته می‌شود. M_s بزرگی زلزله در مقیاس امواج سطحی می‌باشد (پور کرمانی، ۱۳۷۶).

پس از انجام مراحل بر اساس نتایج بدست آمده میزان خطر زلزله در ساختگاه محاسبه می‌شود که نتیجه آن و به صورت حداکثر شتاب، سرعت و یا شدت زمین بر اثر رویداد زمین‌لرزه مورد انتظار بیان می‌شود (شکل ۲-۱).



۱-۲- تحلیل خطر زمین لرزه به روش تعیینی (اقتباس از سازمان زمین شناسی آمریکا)

۲-۳-۱-۳- انتخاب رابطه کاهیدگی مناسب

انتخاب رابطه کاهیدگی مناسب در میزان صحت و اعتبار نتایج آنالیز از اهمیت ویژه‌ای برخوردار می‌باشد بنابراین در حین انتخاب رابطه کاهیدگی باید به نکاتی مهم از قبیل خصوصیات چشمه‌های لرزه‌زا، بزرگا، نوع گسیختگی گسل، فاصله تا چشمه‌های لرزه‌زا، زمین‌شناسی و توپولوژی محل توجه شود (Amiri et al., 2011).

معمولاً برای نشان دادن جنبش شدید زمین از بیشینه شتاب زمین استفاده می‌شود. در این رابطه بزرگا و فاصله را برای یک رویداد فرضی مشخص می‌توان برای محاسبه بیشینه شتاب به کار برد، لازم است به رژیم زمین‌ساختی ناحیه نیز توجه شود، چرا که کاهندگی بیشینه شتاب در رژیم‌های مختلف زمین-ساختی و بخش‌های مختلف پوسته زمین به دلیل ویژگی‌های زلزله‌شناختی متفاوت (از نظر دوام، محتوای فرکانسی، افت تنش) با هم متفاوت است. زمین‌لرزه کنترل کننده در این حالت برای ساختگاه زمین‌لرزه‌ای است که بزرگترین جنبش را در ساختگاه مورد نظر ایجاد نماید.

در این مطالعه از میان روابط موجود با توجه به کاربرد و میزان اهمیت، ۴ رابطه انتخاب شده که در ادامه به آن‌ها اشاره می‌شود.

الف) - رابطه جویبر و بور (۱۹۸۱)

مدل حرکتی زمین به صورت زیر می باشد (رابطه ۲-۱۲):

$$\text{Log } y = \alpha + \beta M - \text{Log } r + br \quad \text{رابطه ۲-۱۲}$$

$$r = (r^2 + h^2)^{1/2} \quad \text{رابطه ۲-۱۳}$$

که در این معادله y میزان شتاب افقی بر حسب g می باشد.

جدول ۲-۲) - مقادیر پارامترهای مورد استفاده در رابطه کاهیدگی جویبر و بور (۱۹۸۱)

پارامتر	مقدار
α	-1.02
β	0.249
b	-0.00255
h	7.3
σ	0.26

این رابطه براساس زلزله‌های کم عمق شمال غرب آمریکا که دارای عمق کمتر از ۲۰ کیلومتر و بزرگی بین ۵ تا ۶/۶ می باشند ارائه شده است.

r : نزدیک‌ترین فاصله سطحی از محل گسل تا ساختگاه بر حسب کیلومتر

h : عمق کانونی بر حسب کیلومتر

ب) - رابطه خادمی (۲۰۰۲)

این رابطه کاهیدگی به صورت زیر می باشد (رابطه ۲-۱۴):

$$Y = C1 \text{ EXP}(C2M) ((R + C3 \text{ EXP}(C4M))^{C5}) + C6S \quad \text{رابطه ۲-۱۴}$$

جدول ۲-۳- مقادیر ضرایب ثابت مورد استفاده در رابطه کاهیدگی جویئر و بور (۱۹۸۱)

	C1	C2	C3	C4	C5	C6
PGAH	0.040311	0.417342	0.001	0.65	-0.351119	-0.035852
PGAV	0.0015	0.8548	0.001	0.4	-0.463	0.0006

که در این معادله y میزان شتاب افقی بر حسب g می باشد.

$S=0$ برای سنگ، بر طبق دستور العمل ساختمان سازی ایران نوع ساختگاه I و II

$S=1$ برای خاک، بر طبق دستور العمل ساختمان سازی ایران نوع ساختگاه III و IV

ج- رابطه کمپل و بزرگنیا (۲۰۰۳)

این رابطه توسط کمپل و بزرگنیا در سال ۲۰۰۳ ارائه شد، اطلاعات اولیه، برای آن شامل ۹۶۰ شتاب-نگاشت اصلاح نشده از ۴۹ زلزله و ۴۴۳ شتابنگاشت اصلاح شده از ۳۶ زلزله با بزرگی بین ۴ تا ۷ که در فاصله زمانی بین ۱۹۷۵ تا ۱۹۹۵ از منابع نزدیک برای تعیین شتاب افقی و عمودی زمین جمع آوری شده است می باشد. این رابطه به صورت زیر است.

رابطه ۲-۱۵)

$$\ln Y = c_1 + f_1(M_w) + c_4 \ln \sqrt{f_2(M_w, r_{seis}, S)} + f_3(F) + f_4(S) + f_5(HW, F, M_w, r_{seis})$$

$$f_1(M_w) = c_2 M_w + c_3 (8.5 - M_w)^2 \quad \text{رابطه ۲-۱۶)}$$

$$f_2(M_w, r_{seis}, S) = r_{seis}^2 + g(S)^2 (\exp[c_8 M_w + c_9 (8.5 - M_w)^2])^2 \quad \text{رابطه ۲-۱۷)}$$

$$g(S) = c_5 + c_6 (SVFS + SSR) + c_7 SFR \quad \text{رابطه ۲-۱۸)}$$

$$f_3(F) = c_{10} FRV + c_{11} FT \quad \text{رابطه ۲-۱۹)}$$

$$f_4(S) = c_{12} SVFS + c_{13} SSR + c_{14} SFR \quad \text{رابطه ۲-۲۰)}$$

$$f_5(HW, F, M_w, r_{seis}) = HW f_3(F) f_{HW}(M_w) f_{HW}(r_{seis}) \quad \text{رابطه ۲-۲۱)}$$

$$HW = \begin{cases} 0 & \text{for } r_{jb} \geq 5 \text{ km or } \delta > 70^\circ \\ (SVFS + SSR + SFR)(5 - r_{jb})/5 & \text{for } r_{jb} < 5 \text{ km and } \delta \leq 70^\circ \end{cases}$$

$$F_{hw}(M_w) = \begin{cases} 0 & \text{for } M_w < 5.5 \\ M_w - 5.5 & \text{for } 5.5 \leq M_w \leq 6.5 \\ 1 & \text{for } M_w > 6.5 \end{cases}$$

$$f_{HW}(r_{seis}) = \begin{cases} c15 (r_{seis} / 8) & \text{for } r_{seis} < 8 \text{ km} \\ c15 & \text{for } r_{seis} \geq 8 \text{ km} \end{cases}$$

جدول ۲-۴) - پارامترهای متغیر در رابطه کمپل - بزرگنیا (۲۰۰۳)

پارامتر	توضیح
Mw	بزرگای گشتاوری
rSeis	کمترین فاصله تا شکست لرزه‌ای
SSR= SFR=SVFS	برای خاک‌های سخت = ۰
SSR	برای سنگ‌های نرم = ۱
SFR	برای سنگ‌های سخت = ۱
SRFS	برای سنگ‌های سخت = ۱
FRV	برای گسل‌های معکوس = ۱
FTH	برای گسل‌های تراستی = ۱
FRV= FTH	برای گسل‌های امتداد لغز و نرمال = ۰
Rjb	کمترین فاصله تا رخنمون سطح شکست گسل
Δ	شیب گسل به درجه
ϵ	خطای تصادفی با میانگین صفر

جدول ۲-۵) - مقادیر ضرایب ثابت ارائه شده برای کمپل - بزرگ نیا (۲۰۰۳)

	c1	c2	c3	c4	c5	c6	c7	c8	c9	c10	c11	c12	c13	c14	c15	c16	c17
PGA _H	-2.9	0.81	0	-1.3	0.19	-0	-0.1	0.62	0	0.18	0.31	-0.1	-0.2	-0.3	0.37	0.96	0.26
PGA _V	-2.8	0.756	0	-1.4	0.19	0.04	-0.01	0.544	0	0.091	0.223	-0.09	-0.21	-0.2	0.63	1.0	0.30

د) - رابطه آمبرسیز و داگلاس (۲۰۰۳)

آمبرسیز - داگلاس در سال (۲۰۰۳) با استفاده از ۱۶۸ نگاشت مرتبط با ۴۲ زلزله که شامل ۱۳۳ نگاشت در شمال غرب آمریکا، ۴۰ نگاشت از اروپا و خاورمیانه و ۱۳ نگاشت از نقاط دیگر جهان، رابطه زیر را برای تعیین بیشینه شتاب افقی و نیز بیشینه شتاب عمودی ارائه نمودند. این رابطه به صورت زیر می‌باشد (رابطه ۲-۲۲).

$$\log Y = b_1 + b_2 M_s + b_3 d + b_4 S_A + b_5 S_s \quad (\text{رابطه ۲-۲۲})$$

b_1 ، b_2 و b_3 ضرایب ثابت می‌باشد که در جدول (۲-۶) آمده است.

d ، فاصله از سطح پروژه تا صفحه گسیختگی می‌باشد.

$S_A=1$ برای شرایط خاک سفت ۱ و برای سایر موارد صفر می‌باشد.

$S_A=0$ برای شرایط خاک نرم ۱ و برای سایر موارد صفر می‌باشد.

جدول ۲-۶) - مقادیر ضرایب ثابت رابطه کاهیدگی آمبرسیز - داگلاس

	b_1	b_2	b_3	b_A	b_s	Sig. b_A	Sig. b_s	σ
Log (a_h)	-0.659	0.202	-0.0238	0.020	0.029	NO	NO	0.214
Log (a_v)	-0.959	0.226	-0.0312	0.024	0.075	NO	NO	0.270

۲-۳-۱-۴- محاسبه پارامترهای جنبش شدید زمین برای طراحی

با استفاده از روابط کاهندگی (مرحله ۳) برای زمین‌لرزه‌های کنترل کننده مربوط به هر سرچشمه، بیشینه جنبش (شتاب) زمین محاسبه می‌گردد. در این حالت زمین‌لرزه‌ای که بیشترین PGA را در ساختگاه مورد نظر ایجاد می‌کند به عنوان جنبش زمین‌لرزه سطح طراحی در نظر گرفته می‌شود.

روش تعیینی از جمله ساده‌ترین روش‌های تحلیل خطر زلزله می‌باشد. در واقع مزیت روش قطعی این است که نیاز به تحلیل‌های آماری زمین‌لرزه‌ها برای فرآیندهای وابسته به زمان در رویداد زمین‌لرزه‌ها مانند نرخ لغزش و نرخ رویداد سالانه زمین‌لرزه ندارد. زیرا برآوردهای آماری بویژه در مناطقی که بخوبی مورد مطالعه قرار نگرفته‌اند و اطلاعات کافی پایه در مورد آنها وجود ندارد، به سادگی انجام پذیر نیست. تقریباً هیچ‌گونه محاسبات احتمالاتی در این روش وجود نداشته و با توجه به قابل درک بودن آن توسط کاربران و نیز کارفرمایان روش محبوبی بوده و مورد اقبال قرار گرفته است (وجودی، ۱۳۸۴).

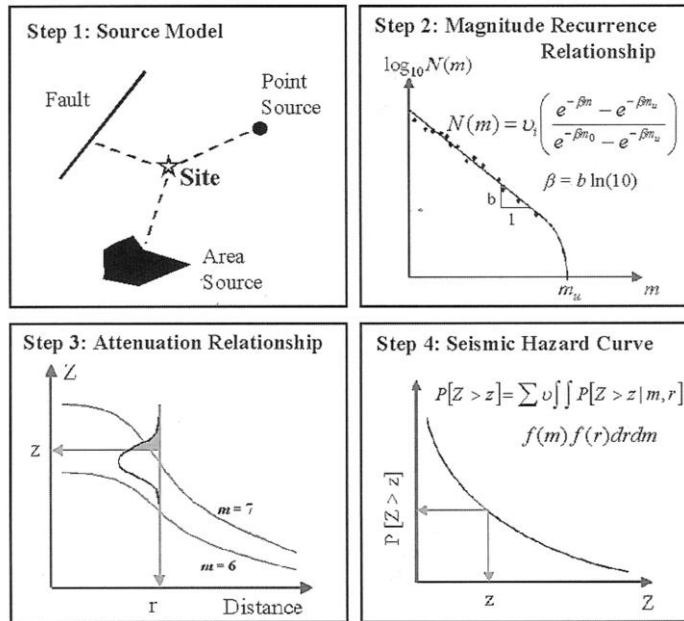
از معایب روش تعیینی تحلیل خطر زلزله می‌توان به این نکته اشاره نمود که نتیجه حاصل از این روش، یک عدد به عنوان شتاب ساختگاه است و هیچ‌گونه اطلاعات دیگری از نظر سطح احتمال و دوره بازگشت ارائه نمی‌کند. این نقیصه از نظر افرادی که با مسائل مربوط به ریسک و سرمایه‌گذاری در ارتباط هستند، مانند شرکت‌های بیمه‌ای مناسب نیست چرا که نمی‌تواند معیار مناسبی برای تصمیم‌گیری و محاسبات اقتصادی را ارائه نماید.

۲-۳-۲- ارزیابی خطر زلزله به روش احتمالاتی

در روش احتمالاتی تأثیر تمامی چشمه‌های لرزه‌زا با تأکید بر سه عدم قطعیت زمان، بزرگی و مکان زلزله مد نظر قرار گرفته شده و با توجه به آن برای دوره بازگشت‌های مختلف پارامترهای حرکتی زمین محاسبه می‌شود تا بتوان از این طریق ارزیابی کامل‌تری از خطر زلزله مطرح کرد (Ghosh A. K, 2005).

همچنین هدف از تحلیل خطر زلزله به روش احتمالاتی، یک تخمین منطقی از احتمال وقوع پارامترهای وابسته به جنبش زمین در ساختگاهی مشخص می‌باشد (Cornel, 1977). اولین گام در تحلیل خطر لرزه-

ای به روش احتمالاتی مرسوم توسط کرنل (Cornel, 1968) برداشته شده که توسط ریتر (Reiter, 1990) توصیف شده است. در این روش ابتدا چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه تعیین می‌شوند، سپس مشخصات لرزه‌خیزی هر چشمه بالقوه زمین‌لرزه تعیین شده، آنگاه با استفاده از روابط کاهیدگی مناسب، برآورد خطر زمین‌لرزه برای هر نوع جنبش زمین انجام می‌شود (آریامنش، ۱۳۸۶). (شکل ۲-۲).



(۲-۲) - فرآیند چهار مرحله‌ای تحلیل خطر زلزله با رهیافت احتمالاتی (Richter, 1990)

رهیافت احتمالاتی را نیز می‌توان همانند رهیافت تعیینی در چهار مرحله توضیح داد.

۲-۳-۱-۲-۳-۲ - شناسایی سرچشمه‌ها

پورکرمانی (۱۳۷۶) معتقد است، مناطقی که قادر به ایجاد زلزله می‌باشد به سرچشمه‌های لرزه‌ای معروفند و یکی از مهم‌ترین آنها گسل‌ها هستند. گسل‌ها اصلی‌ترین چشمه‌های لرزه‌ها هستند که خود به دو گروه فعال و غیرفعال تقسیم می‌گردند. گسل‌های غیرفعال چشمه لرزه‌ای محسوب نمی‌شوند، مگر اینکه ارتباط ساختاری با گسل فعال داشته باشند (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴).

سرچشمه‌های لرزه‌ای مشابه با مرحله اول روش تعیینی، به جز اینکه توزیع احتمالی محل گسیختگی‌های ممکن در چشمه لرزه‌ها نیز باید مشخص گردد (بر اساس مطالعات زمین‌شناسی، ژئوفیزیکی و لرزه‌شناسی

تمامی چشمه‌های لرزه‌ای خطی، نقطه‌ای و ناحیه‌ای شناسایی می‌شوند) در بیشتر مواقع توزیع‌های احتمالی یکسان به هر پهنه لرزه‌ها نسبت داده می‌شود، به این نحو که زمین‌لرزه‌ها دارای احتمال وقوع یکسان در هر نقطه از سرچشمه لرزه‌ای می‌باشند. این توزیع‌ها با شکل هندسی چشمه لرزه‌ها ترکیب شده تا توزیع احتمال مربوطه برای فاصله چشمه تا ساختگاه مورد نظر به دست آید. در تحلیل خطر احتمالی به طور ساده فرض می‌شود که احتمال وقوع در تمام نقاط هر چشمه لرزه‌ها در نزدیکترین فاصله با ساختگاه یک و در سایر نقاط صفر است.

۲-۳-۲-۲- خصوصیات لرزه‌خیزی

در این مرحله لرزه‌خیزی یا توزیع زمانی رویداد زمین‌لرزه‌ها بررسی می‌شود. یک رابطه بازگشت به دست می‌آید که بوسیله‌ی آن، میزان میانگین رخداد یک زمین‌لرزه با اندازه مشخص تعیین می‌شود و برای تعیین لرزه‌خیزی هر پهنه لرزه‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. از رابطه دوره بازگشت می‌توان برای تعیین اندازه زمین‌لرزه بیشینه بهره‌گیری نمود ولی ملاحظات فقط به این زمین‌لرزه (بیشینه آن که در رهیافت تعیینی رخ می‌دهد) محدود نمی‌گردد (زارع، ۱۳۸۴).

نرخ رخداد زلزله‌ها بر اساس دو فرضیه پواسانی (Cornell (1968) و بازگشتی مدل می‌شود، فرضیه پواسانی رخداد زلزله را مستقل از زمان در نظر می‌گیرد. بنابراین بدین معنی می‌باشد که وقوع یا رخداد هر زلزله مستقل از رخداد سایر زلزله‌ها می‌باشد. مدل بازگشتی باعث می‌شود که بتوان با استفاده از اطلاعات زمین‌شناسی و دیرینه لرزه‌شناسی پارامترهای رخداد زلزله وابسته به زمان را، با استفاده از یک روش مناسب انعکاس داد (Perea & Atakan, 2007).

- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی

پارامترهای لرزه‌خیزی شامل بیشینه بزرگی منطقه‌ای، آهنگ فعالیت سالیانه (λ) و پارامترهای α و β است (Kijco 1992). اطلاعات لرزه‌ای باید از منابع مختلف جمع‌آوری شده و سپس تصحیح شوند، انجام

تصحیح بدلیل اختلاف در داده‌های لرزه‌ای گزارش شده توسط سازمان‌های مختلف است که این امر به طبیعت پیچیده زمین‌لرزه و خطای موجود در اندازه‌گیری توسط پایگاه‌های لرزه‌ای می‌باشد، در قرن حاضر، تا قبل از سال ۱۹۶۳ میزان خطا زیاد بوده اما از این سال به بعد پس از استقرار شبکه لرزه‌نگاری جهانی این میزان تا حدود قابل قبولی کاهش یافته است.

به طور معمول از دو روش گوتنبرگ - ریشتر و روش آماری کیجکو جهت برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی استفاده می‌شود.

گوتنبرگ و ریشتر رابطه‌ی لگاریتمی زیر را بین بزرگی (M) و فراوانی تجمعی زمین‌لرزه‌ها (Nc) ارائه نموده‌اند (رابطه ۲-۲۳).

$$\text{Ln}(N) = a - b.M \quad \text{(رابطه ۲-۲۳)}$$

که در آن N فراوانی رویداد زمین‌لرزه‌ها با بزرگی M یا بیشتر در یک بازه زمانی و مکانی ویژه است. ضرایب α و β ($\beta > 0$ و α) پارامترهای لرزه‌خیزی هستند، به نحوی که α را به ویژگی‌های زمین‌ساختی ناحیه مرتبط می‌دانند و β شیب خط در نمودار $\text{Ln}(N)$ است. ضریب α نمادی از اندازه لرزه‌خیزی گسترده مورد مطالعه می‌باشد و از یک منطقه به منطقه دیگر متفاوت می‌باشد و ضریب β نمادی از ویژگی لرزه‌خیزی آن می‌باشد که احتمال نسبی رویداد زمین‌لرزه‌های کوچک یا بزرگ را مشخص می‌کند، کاهش در میزان این پارامتر بر افزایش احتمال رخداد سالیانه زلزله‌های بزرگ دلالت دارد (Bhatti et al., 2011).

در واقع α با آهنگ کلی رویدادها و β با آهنگ نسبی درجه‌های گوناگون بزرگا هم متناسب است. بنابراین ضرایب α و β دارای ارزش کاربردی و به ترتیب معرف لرزه‌خیزی و ویژگی‌های بروز زمین‌لرزه در آن گستره محسوب می‌شوند. به ویژه در محاسبه خطر و خطر پذیری لرزه‌ای ضریب β یکی از پارامترهای بنیادی می‌باشد. به هر حال تعیین این ضرایب در رابطه گوتنبرگ - ریشتر از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است، چنانچه یک مقدار بزرگتر β در مقایسه بدین معنی است که کسر کوچکتری از کل زمین‌لرزه‌های روی داده در آن گستره دارای بزرگی بیشتری بوده‌اند و بر عکس، به عبارت دیگر هر چه مقدار β بزرگتر

باشد نمایانگر تعداد زلزله‌های کمتر با بزرگی بیشتر در آن ناحیه است، به همین دلیل تعیین مقدار β در تحلیل خطر لرزه‌ای از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. پارامتر β را پارامتر ضریب لرزه‌خیزی منطقه نیز می‌گویند (پور رحیم، ۱۳۸۷).

در صورتی که فراوانی زمین‌لرزه‌ها نسبت به زمان نرمالیزه شود رابطه‌ی گوتنبرگ - ریشتر به صورت زیر خواهد بود (رابطه ۲-۲۴).

$$\ln(N/y) = a - b.M \quad \text{رابطه ۲-۲۴}$$

$$N/y = \text{Exp} (a - b.M) \quad N/y = \lambda_m \quad \text{رابطه ۲-۲۵}$$

λ_m نرخ وقوع سالیانه زمین‌لرزه‌ها خواهد بود که عکس دوره‌ی بازگشت می‌باشد (رابطه ۲-۲۶).

$$T_R = 1 / \lambda_m \quad \text{رابطه ۲-۲۶}$$

از مشکلات استفاده از این روش ناهمگن بودن داده‌های لرزه‌ای می‌باشد، بعلاوه بانک داده‌های لرزه‌ای از نظر توزیع زلزله‌ها در زمان یکسان نیست و ممکن است واجد وقفه‌های زمانی باشد. روش‌های مختلفی جهت تصحیحی اطلاعات مزبور پیشنهاد شده است که از جمله به ایپری (۱۹۸۶) و کیجکو و سلوول (۱۹۹۲) می‌توان اشاره نمود (حافظی مقدس و غفوری، ۱۳۸۸).

در روش کیجکو - سلوول با استفاده از تمامی بخش‌های فهرست یعنی بود و نبوده‌ها ارزیابی دقیقی از الگوی لرزه‌خیزی گستره طرح انجام می‌شود. در این روش از روش آماری بیشینه درست نمایی و تابع دو کراندار گوتنبرگ - ریشتر که از مناسب‌ترین روش‌ها و روابط جهت برازش آماری توزیع مورد نظر با توزیع داده‌های بزرگا - فراوانی زمین‌لرزه‌ها می‌باشد استفاده می‌شود.

۲-۳-۳-۲- انتخاب رابطه کاهیدگی مناسب

رابطه کاهیدگی عبارتست از یک معادله ریاضی که پارامترهای حرکت زمین را به صورت توابعی از بزرگی زلزله، فاصله شرایط ساختگاهی و احیاناً پارامترهای دیگر تخمین می‌زند. علت اطلاق لفظ کاهیدگی به

این دسته از روابط تخمینی، این است که این روابط برای تخمین پارامترهایی به کار می‌روند که عموماً با افزایش فاصله کاهش می‌یابند (زارع، ۱۳۸۴).

انتخاب رابطه کاهیدگی مناسب از اهمیت بسزایی در چگونگی و قابلیت اعتماد نهایی تحلیل خطر برخوردار می‌باشد، بنابراین در انتخاب رابطه کاهیدگی به چند نکته توجه داشت که عبارتند از: محدوده بزرگ، محدوده فاصله، واحد بزرگ، تنوع خاک ساختگاهی، شرایط محلی و ... (قدرتی امیری و همکاران ۱۳۸۵).

حافظی مقدس و غفوری (۱۳۸۸) بیان می‌کند که روابط کاهیدگی تأثیر متقابل پارامترهای مختلف مؤثر در حرکت زمین و نحوه تضعیف حرکات لرزه‌ای با فاصله گرفتن از مرکز سطحی زلزله را نشان می‌دهد به عبارت دیگر این روابط نشان دهنده خاصیت میرایی زمین در برابر جنبش هستند. معادله کلی یک رابطه کاهیدگی به صورت زیر است (رابطه ۲-۲۷).

$$Y=f(M,R,C_i) \quad \text{رابطه ۲-۲۷}$$

در این رابطه Y (پارامتر حرکتی زمین)، M (بزرگی زلزله) که می‌تواند یکی از انواع بزرگی نظیر بزرگی امواج سطحی، بزرگی گشتاوری یا ... باشد، و R (فاصله تا ساختگاه مورد نظر) می‌باشد و نهایتاً چند پارامتر C_i وجود دارد که می‌توانند، نشانگر شرایط ساختگاهی متفاوت باشند و یا اینکه عامل مؤثر دیگری مانند سازوکار گسیختگی گسل را تأثیر دهند (آریامنش، ۱۳۸۶).

تاکنون روابط کاهیدگی بسیاری ارائه شده است. در روابط قدیمی عمدتاً از دو پارامتر بزرگی زلزله و فاصله کانونی استفاده شده است. با بهبود کمیت و کیفیت داده‌های شتاب‌نگاری، مدل‌ها پیچیده‌تر شده و پارامترهای بیشتری در مدل کاهیدگی بکار گرفته شده است (حافظی مقدس و غفوری، ۱۳۸۸).

در سال‌های اخیر با توسعه شبکه شتاب‌نگاری در کشور و گردآوری داده‌های مناسب شتاب‌نگاری تلاش‌های زیادی جهت استخراج روابط کاهیدگی پارامترهای حرکتی زمین خاص کشورمان صورت گرفته است. از جمله روابطی که برای ایران ارائه شده است به روابط تجربی خادمی (۱۳۷۸)، زارع و همکاران (۱۳۷۹)،

رمزی و شناک (۱۹۹۴) و حافظی مقدس و کمک‌پناه (۱۳۸۰) می‌توان اشاره نمود. در ادامه برخی از روابط مورد استفاده در ایران و جهان، بیان شده است.

انتخاب یک رابطه کاهیدگی مناسب، برای استفاده در تحلیل خطر لرزه‌ای، حائز اهمیت فراوانی می‌باشد، زیرا نتیجه تحلیل خطر لرزه‌ای به نحو چشمگیری متأثر از آن است. قطعاً بهترین رابطه کاهیدگی برای استفاده در یک منطقه خاص، رابطه‌ای است که با استفاده از اطلاعات موجود در همان منطقه تهیه شده باشد. باید توجه داشت که شرایط زمین‌شناسی، زمین‌ساختی، سازوکار گسیختگی گسل‌ها و عمق کانونی زلزله‌ها در یک منطقه، بر چگونگی تغییرات جنبش نیرومند زمین با فاصله در آن منطقه تأثیر می‌گذارند و این در حالی است که در بسیاری از روابط کاهیدگی، پارامترهای ذکر شده دیده نمی‌شوند. بنابراین باید رابطه‌ای را مورد استفاده قرار داد که با استفاده از اطلاعات همان منطقه بدست آمده باشد، تا به نوعی کاستی‌های ذکر شده مرتفع گردد (آریامنش، ۱۳۸۶).

۲-۳-۴- محاسبه پارامترهای جنبش شدید زمین برای طراحی

در نهایت عدم قطعیت در موقعیت زمین لرزه، اندازه آن و در تعیین پارامترهای جنبش زمین با هم ترکیب می‌شوند تا احتمالی که در آن پارامتر جنبش زمین در یک دوره زمانی مشخص قابل وقوع است، تعیین گردد (وجودی، ۱۳۸۴).

کسب نتیجه مناسب از تحلیل احتمالاتی خطر زمین لرزه، به توجه خاص به نحوه تعیین ویژگی‌های سرچشمه، کاهندگی جنبش شدید زمین و نحوه محاسبات احتمالاتی وابسته است.

۲-۴- تأثیر آبرفت بر زلزله

بررسی خرابی زمین لرزه‌های گذشته نشان می‌دهد که شرایط زمین‌شناسی و توپوگرافی محلی نقش مهمی در تغییر شدت زمین لرزه‌ها داشته است (حافظی مقدس و غفوری، ۱۳۸۸).

شرایط محلی ساختگاه اثر قابل توجهی بر تمامی ویژگی‌های مهم حرکات نیرومند زمین شامل دامنه، محتوی فرکانسی و مدت زمان می‌گذارد به بیانی دیگر با در نظر گرفتن ویژگی‌های فیزیکی و دینامیکی، ساختگاه در فرکانس‌های مشخصی می‌تواند باعث تشدید یا تضعیف گردد (Ghayamghamian, 2005). معمولاً عقیده بر این است که حداکثر شتاب زمین تحت تأثیر امواج زلزله قرار نمی‌گیرد، اگرچه نتایج پاره ای از کارشناسان نظیر Seed و Idriss نشان می‌دهد که حداکثر شتاب زمین در لایه‌های آبرفتی اندکی بزرگتر از آن در بستر سنگی می‌باشد، البته اثبات شده است که این امر تنها در سرعت‌هایی اتفاق می‌افتد که شتاب حداکثر زمین بیش از $0.1g$ باشد (برگی، ۱۳۸۴).

در مجموع می‌توان گفت اثر نرم شدن جنس زمین به صورت کاهش ضریب تشدید شتاب در فرکانس‌های بالا و افزایش آن در فرکانس‌های پائین بروز می‌کند (مقدم، ۱۳۸۴).

سمبلات و همکاران (Semblat et al., 2002) معتقدند که شکل و عمق رسوبات آبرفتی تأثیر زیادی بر مکان حداکثر تشدید امواج زلزله هنگام رسیدن به سطح زمین دارند. بنابراین تحلیل و آنالیز پاسخ‌های لرزه‌ای ساختارهای سطحی و زیر زمینی یک نیاز مبرم می‌باشد.

مطلبیان و همکاران (۱۳۸۹) با در نظر گرفتن هندسه حوزه‌های آبرفتی مختلف بیان کردند که برای دره‌های آبرفتی سطحی، حداکثر بزرگنمایی صورت گرفته در سطح دره روی می‌دهد و برای دره‌های عمیق بزرگنمایی قابل توجهی نیز در عمق دره به وقوع می‌پیوندد، همچنین با افزایش بازشدگی و بازتر شدن دره فرکانس اصلی دره به سمت فرکانس لایه‌ی آبرفتی برابر با عمیق‌ترین ارتفاع دره میل می‌کند.

رمزی و اشناک (Ramazi and Schenk, 1994) بیان می‌کنند شدت زمین‌لرزه‌های مخرب ایران علاوه بر بزرگی زمین‌لرزه‌ها تحت تأثیر شرایط ساختگاهی نیز می‌باشد. بر این اساس دو روابط زیر را به ترتیب برای شرایط ساختگاهی خاک نرم و آبرفتی و شرایط ساختگاهی سنگ سخت بیان کردند (روابط ۲-۲۸ و ۲-۲۹).

$$I=1.316M_S+1.316$$

رابطه ۲-۲۸)

$$I=1.235M_s+1.418$$

بطور کلی ساختگاه‌های دارای خاک نرم و آبرفت نسبت به ساختگاه‌های سخت و بسیار سخت برای یک زلزله معین از شدت بیشتری برخوردار خواهند بود.

۲-۵- عدم قطعیت

هدف از محاسبه عدم قطعیت تعیین محدوده‌ای از سطح اطمینان است که به احتمال خیلی قوی مقدار واقعی در آن قرار می‌گیرد. برای بیان عدم قطعیت به دو شاخص گستره (همان عدم قطعیت استاندارد ترکیبی) و سطح اطمینان که بر اساس آن ضریب پوشش عدم قطعیت بسط یافته مشخص می‌شود، نیاز است.

ارزیابی خطر زمین‌لرزه، مانند بسیاری از موضوعات دیگر زلزله‌شناسی، به دلیل تنوع عوامل مؤثر در وقوع زمین‌لرزه‌ها، مبحث پیچیده‌ای است. وجود عدم قطعیت که ناشی از مبهم بودن و ناکامل بودن داده‌های مرتبط است، استفاده از روش‌های مناسب در بررسی خطر زمین‌لرزه را اجتناب ناپذیر می‌کند (بوستان و همکاران، ۱۳۹۱).

زمانی و همکاران (۱۳۸۶) به طور کلی عدم قطعیت‌های موجود در بحث آنالیز پتانسیل خطر لرزه‌ای یک منطقه را به صورت زیر دسته‌بندی نموده‌اند:

الف) عدم قطعیت ناشی از پیچیدگی مسئله و محدودیت شناسایی عوامل دخیل

زلزله پدیده‌ای است که عوامل بسیار زیادی در وقوع آن دخالت دارند. به طور کلی وقوع پدیده زلزله ناشی از فرآیند انتشار جابجایی نسبی (گسلش) پوسته زمین در اثر وجود نیروهای تکتونیکی می‌باشد. منشاء این نیروها نیز ناشناخته می‌باشد و لذا تحلیل فرآیند تولید امواج زلزله در چهارچوب مکانیکی به طور دقیق، به دلیل ناشناخته بودن عامل حرکت (نیروهای تکتونیکی) امکان‌پذیر نمی‌باشد و شاید یکی از دلایل عدم پیش‌بینی زلزله نبود چهارچوب مشخص مکانیکی این حرکت باشد.

ب) عدم قطعیت ناشی از عدم توانایی در تعیین دقیق عوامل مؤثر

یکی دیگر از منابع عدم قطعیت، عدم توانایی در تعیین دقیق پارامترهای مورد استفاده در مدل ساده مورد استفاده می‌باشد. منشاء این عدم قطعیت در حقیقت وجود خطا در بحث اندازه‌گیری است. به بیان دیگر امکان تعیین مطلق و دقیق هیچ پارامتری در طبیعت وجود ندارد.

۲-۵-۱- منابع عدم قطعیت در مطالعات تحلیل خطر

با مروری بر علل بوجود آمدن زمین‌لرزه و حرکت لرزه‌ای، این نکته بسیار مهم مکشوف می‌گردد که به دلیل پیچیدگی‌های بسیار زیاد منبع لرزه‌زا و عدم شناخت کامل عوامل لرزه‌زا، عملاً دستیابی به برآوردی دقیق از میزان نیروی زلزله و سطح خطر لرزه‌ای در یک منطقه غیرممکن است. تمام عواملی که به نوعی مانع از برآورد دقیق میزان نیروی زلزله می‌شوند به عنوان "عدم قطعیت" در مسئله آنالیز پتانسیل خطر لرزه‌ای شناخته می‌شود (زمانی و همکاران، ۱۳۸۶). تصادفی بودن و عدم قطعیت در هر یک از پارامترهای چشمه‌ای زیر بصورت خلاصه مورد بحث قرار می‌گیرد.

الف) زمان وقوع

برای محاسبه احتمال وقوع خطرهای لرزه‌ای که در یک دوره زمانی خاص رخ می‌دهند، توزیع وقوع زمین‌لرزه‌ها با زمان بررسی می‌شود. فرض می‌شود که زمین‌لرزه‌ها به صورت تصادفی با زمان رخ می‌دهند، چرا که بررسی کاتالوگ‌های لرزه‌خیزی (پس از حذف پس‌لرزه‌ها) شواهد کمی از ریخت‌های زمانی خاص در وقوع زمین‌لرزه‌ها را نشان می‌دهند. فرض وقوع تصادفی، امکان استفاده از مدل‌های احتمالاتی ساده را فراهم می‌آورد، ولی با کاربرد نظریه بازگشت کشسان قابل انطباق نیست (زارع، ۱۳۸۴).

ب) محل رومرکز

محل دقیق رومرکز زلزله آینده نامشخص است. مدل‌های توزیع هندسی تصادفی برای چنین هدفی قابل اعمال هستند. برای مثال، مدل‌های چشمه خطی و سطحی برای مواردی که فرض شده محل رومرکز توزیع مشخصی را در طول خط و یا منطقه مشخص شده‌ای را دنبال می‌کند، در گذشته مورد استفاده قرار گرفته است. این چنین توزیع‌هایی را می‌توان از آمار بدست آمده از زمین‌لرزه‌های گذشته بدست

آورد. برای مثال، در مفهوم مدل پواسون، می‌توان میانگین نرخ وقوع پیامدهای برای چشمه خطی بیان نمود. بدین $v(l)$ برای چشمه سطحی و $v(x, y)$ در واحد سطح را بصورت تابعی از مکان احتمال وقوع اتفاقات مختلف در یک ناحیه و یا در طول خط را ارزیابی نمود. نرخ وقوع در یک منطقه مشخص، بزرگای تصادفی، و توزیع فضایی رومرکز را می‌توان برای مدل‌سازی زمانی و مکان تصادفی اتفاقات آینده مورد استفاده قرار داد (وجودی، ۱۳۸۴).

ج) عدم قطعیت در اندازه

هر منبعی براساس مشخصات چشمه توان تولید زلزله‌ای با بزرگی حداکثر معینی دارد. برای توزیع احتمال بزرگای زلزله از روش تکرار که عمدتاً قانون گوتنبرگ - ریشتر می‌باشد استفاده می‌شود. در قانون گوتنبرگ - ریشتر به کمک داده‌های تاریخی رابطه بین N و $\log N$ را بدست می‌آوریم. پس برای هر منبع رابطه $\log N = \alpha - \beta M$ را داریم که M بزرگی زلزله بر حسب ریشتر و N تعداد زلزله‌های با بزرگی M و بیشتر است که در هر سال اتفاق می‌افتد (قلی زاده و رحیمی، ۱۳۹۰).

د) سطح گسیختگی

پارامترهای تصادفی بسیار زیادی در ارتباط با چشمه زلزله وجود دارند، از قبیل اندازه و هندسه سطح گسیختگی، افت تنش، تغییرات لغزش در سطح که می‌توانند فاکتورهای بسیار مهمی باشند. اثر تصادفی بودن این پارامترها، تا حد مشخصی در روابط کاهیدگی مستتر هستند و بندرت در تحلیل ریسک صراحتاً از آنها یاد می‌شود. استثنایایی نیز در شبیه‌سازی اتفاقات منفرد بزرگ وجود دارد. برای مثال، مدل‌های تصادفی برای تغییرات لغزش در سطح گسیختگی انجام پذیرفته و در شبیه‌سازی جنبش شدید زمین مورد استفاده قرار گرفته است (وجودی، ۱۳۸۴).

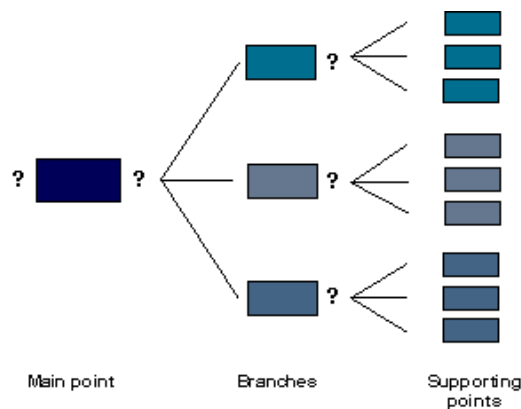
ه) مسیر و ساختگاه

امواج لرزه‌ای در مسیر حرکت از مواد خاکی و سنگی تا سطح زمین در محل ساختگاه، تضعیف و یا تشدید می‌گردند و عوامل مختلفی در فرآیند کاهیدگی و تشدید ایجاد عدم قطعیت می‌کنند و با توجه به اینکه

بیشتر پارامترهای تصادفی مرتبط با چشمه نیز در مدل کاهندگی دخیل می‌باشند. بنابراین، فرض تصادفی بودن در مدل کاهندگی بسیار پررنگ می‌باشد (وجودی، ۱۳۸۴).

۲-۵-۲- محاسبه عدم قطعیت با استفاده از درخت منطق

در تحلیل خطر زلزله، وقتی که با عدم قطعیت‌هایی همچون انتخاب بزرگا، مدل بازگشت و معادله کاهیدگی سروکار داریم، یک درخت منطقی با شاخه‌های متعدد برای مدل‌ها و مقادیر متفاوت که به هر شاخه احتمال مربوط به آن بر اساس قضاوت مهندسی و یا تجربه اختصاص داده شده است، استفاده می‌گردد. لذا این روش، فقط برای در نظر گرفتن عدم قطعیت‌های ریشه‌ای کاربرد دارد. در هر شاخه از درخت، بر اساس نظر فرد خبره، می‌توان مشخصات و عدم قطعیت‌های بیشتری را وارد نمود (وجودی، ۱۳۸۴) (شکل ۲-۳).



شکل ۲-۳- نمایی شماتیک از درخت منطق

۲-۶- پیشینه مطالعاتی منطقه

تاکنون مطالعات زیادی در ارتباط با لرزه زمین‌ساخت و برآورد خطر زمین‌لرزه در شهرها و استان‌های مختلف کشور صورت گرفته است در گستره مورد مطالعه نیز تحقیقاتی در قالب طرح‌های پژوهشی، مقالات و پایان‌نامه صورت گرفته است که در زیر به آن‌ها اشاره می‌شود.

- سائیموتکتونیک و تحلیل خطر لرزه‌ای استان مازندران، مهندسین مشاور زمین فیزیک پویا، ۱۳۸۵

- قدرتی امیری و همکاران (۱۳۸۵) "تهیه طیف خطر یکسان برای مناطق مختلف شهر ساری"، پنجمین کنفرانس بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

- رضانی اومالی و همکاران (۱۳۸۵) "مطالعات لرزه‌خیزی و برآورد خطر زمین‌لرزه در استان مازندران"، طرح پژوهشی، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ریاضی‌راد و همکاران (۱۳۸۸) "بررسی لرزه زمین‌ساخت و لرزه‌خیزی در نوشهر و تعیین مناطق پتانسیل خطر بالا"، فصلنامه زمین، سال چهارم، شماره ۴.
- میرزاگل تبار روشن و همکاران (۱۳۸۹) "مطالعه ارزیابی لرزه‌ای کمی و کیفی بیمارستان‌های استان مازندران و ارائه طرح بهسازی (مطالعه موردی)"، اولین همایش ملی سازه، زلزله، ژئوتکنیک.
- مهدوی عادل و همکاران (۱۳۸۹) "تهیه نقشه‌های شتاب طیفی برای گستره استان مازندران با استفاده از تحلیل احتمالاتی خطر لرزه‌ای و لحاظ کردن اثرات حوزه نزدیک گسل"، اولین همایش ملی سازه - زلزله - ژئوتکنیک.
- Khoshravan, H., Barimani, H., (2012). Seismic vulnerability, Caspian Sea southern coast. *Quaternary International*. 261, 9-13.

فصل سوم

سایز مورتونیک منطقه

۳-۱- مقدمه

به طور کلی گسل‌ها بر تحولات زمین‌ساختی و همچنین تکوین حوضه‌های ساختاری - رسوبی ایران اثر درخور توجه داشته‌اند. از این میان، اثر گسل‌های طولی عمده، همزمان با جنبش‌های کوهزایی کاتانگایی

(پرکامبرین پسین) به مراتب بیشتر است. روند این گسل‌ها در بیشتر جاها با روندهای زمین‌ساختی مربوط به چین‌خوردگی کاتانگایی همخوان است و در راستای شمالی - جنوبی قرار دارد، ولی روندهای شمال باختری - جنوب خاوری (روند زاگرس) نیز گزارش شده است. جدا از دو روند گفته شده روند سومی در راستای شمال خاوری - جنوب باختری، بر گسل‌های ایران حاکم است، به گونه‌ای که سه امتداد اصلی قابل تشخیص است (نوگل سادات ۱۹۷۸؛ آقناباتی ۱۳۸۳).

۳-۲- گسل‌های منطقه

منطقه مورد مطالعه در زون ساختاری البرز مرکزی واقع گردیده است. غالب گسل‌های این زون دارای روند شمال غربی - جنوب شرقی بوده و همچنین سازوکار اکثر گسل‌های منطقه معکوس با مولفه امتدادی چپ‌بر می‌باشد. مهمترین این گسل‌ها به شرح زیر می‌باشد.

۳-۲-۱- گسل خزر

شناخت کمی از گسل خزر وجود دارد و اطلاعات در مورد آن اندک می‌باشد دلیل این امر ژئومورفولوژی، زمین‌شناسی مخفی و پوشیده شدن توسط پوشش گیاهی انبوه می‌باشد، این گسل در امتداد حوضه شمالی رشته‌کوه‌های البرز رانده می‌شود. فقدان اسکارپ گسلی واضح ممکن است در نتیجه کوتاه شدگی در پوسته بالایی باشد که این کوتاه شدگی با تغییر شکل الاستیک ته‌نشست‌های رسوبی غنی از آب در حوضه خزر جنوبی مطابقت داده شده است (Hollingsworth et al., 2008). این تفسیر با زلزله سال ۲۰۰۴ بلده که در کوه‌های البرز مرکزی رخ داد مطابقت دارد، اعماق پس‌لرزه‌های این زلزله بین ۱۰ تا ۳۰ کیلومتر می‌باشد که نشان‌دهنده یک زون گسلی فرورو جنوبی^۱ می‌باشد که امتداد سطحی گسل خزر را نشان می‌دهد (Tatar et al, 2007؛ Hollingsworth et al., 2008).

گسل خزر گسلی است با درازای بیش از ۶۰۰ کیلومتر، راستای خم‌دار خاوری - باختری، شیب به سوی جنوب و سازوکار فشارشی که در شمال رشته‌کوه البرز و جنوب دشت کرانه‌ای مازندران قرار دارد. در

^۱ south dipping fault zone

راستای این گسل برپایی البرز (در جنوب) و فرونشست خزر جنوبی (در شمال) روی داده است. این جنبش به اندازه‌ای زیاد بوده است که در راستای گسل خزر، سازندها و سنگ‌های بسیار کهن رویاروی رسوبات کواترنر دشت کرانه‌ای خزر جنوبی قرار گرفته‌اند. اختلاف بلندی شدید و ناگهانی میان دریای خزر (با ارتفاع نزدیک به ۲۸ متر زیر سطح دریاهای آزاد) و یال شمالی البرز کوه با ارتفاع نزدیک به ۲۰۰۰ متر به سبب عملکرد گسل خزر است (بربریان، ۱۳۶۵؛ پور کرمانی و آراین ۱۳۷۷).



شکل ۳-۱- گسل خزر، رامسر (دید به سمت غرب) (برگرفته از Nazari et al., 2003)

فرورفتگی دریای خزر و ریخت‌شناسی دشت‌های ساحلی مازندران و گیلان به دلیل حرکت‌های رخ داده در راستای این گسل است، بخش شمالی این گسل همراه با کف دریای خزر در حال فرونشینی است (موسوی روحبخش، ۱۳۸۰). همچنین به عقیده جکسون (Jackson, 2002) عملکرد گسل خزر باعث بالا آمدگی رسوبات دامنه شمالی البرز شده و موجب قرار گرفتن سازندهای پالئوزوئیک موجود در دامنه شمالی در کنار رسوبات کواترنر ساحل جنوبی خزر شده است.

بعلاوه در اثر فعالیت گسل خزر، سازندهای زمین‌شناسی قدیمی در مجاورت رسوبات آبرفتی عهد حاضر قرار گرفته‌اند و همبری سازندهای قدیمی با رسوبات آبرفتی، موجب اختلاط آب‌های فسیلی با کیفیت نامطلوب با آبخوان‌های آبرفتی شده است (ناصری و سرور، ۱۳۸۴)

از اواخر نئوژن تا به حال رسوبات دو طرف دریای خزر نسبت به هم لااقل حدود ۳۰۰۰ متر جابجا شده و اختلاف ارتفاع یافته‌اند (Berberian, 1983).

بررسی داده‌های لرزه‌خیزی نشان می‌دهد که جنبش این گسل سبب رویداد زلزله‌های گوناگونی شده، و گسل خزر گسلی لرزه‌زا محسوب می‌شود و زمین‌لرزه‌های زیر به سبب جنبش گسل خزر رخ داده‌اند (بربریان و قریشی ۱۳۶۷؛ پور کرمانی و آرین ۱۳۷۷).

- زمین‌لرزه سال ۸۷۴ با بزرگی $M_s=6$ و شدت $I_0=VII^+$

- زمین‌لرزه ۵ آوریل سال ۱۹۹۴ با بزرگی $M_s=5/2$ و شدت $I_0=VII$

با توجه به قرابت مرکز سطحی زمین‌لرزه‌های زیر با این گسل به احتمال قوی جنبش‌های جوان گسل خزر، عامل وقوع این زمین‌لرزه می‌باشد (رمضانی و همکاران، ۱۳۸۵).

زمین‌لرزه ۱۶۵۳/۴/۱۸ با بزرگی ۴/۸ ریشتر

زمین‌لرزه ۱۹۶۱/۱/۱۵ با بزرگی ۴/۰ ریشتر

زمین‌لرزه ۱۹۷۴/۱۱/۵ با بزرگی ۴/۲ ریشتر

زمین‌لرزه ۱۹۸۴/۳/۲۰ با بزرگی ۴/۲ ریشتر

زمین‌لرزه ۱۹۸۴/۳/۲۰ با بزرگی ۴/۸ ریشتر

زمین‌لرزه ۱۹۸۴/۶/۱۵ با بزرگی ۴/۴ ریشتر

زمین‌لرزه ۱۹۹۷/۹/۱۶ با بزرگی ۴/۵ ریشتر

زمین‌لرزه ۱۹۹۸/۱/۲۴ با بزرگی ۴/۲ ریشتر

زمین‌لرزه ۱۹۹۸/۱/۲۰ با بزرگی ۴/۲ ریشتر

زمین لرزه ۲۰۰۱/۵/۱۶ با بزرگی ۵/۰ ریشتر

زمین لرزه ۲۰۰۲/۱۰/۱۵ با بزرگی ۴/۱ ریشتر

زمین لرزه ۲۰۰۴/۳/۷ با بزرگی ۴/۳ ریشتر

زمین لرزه ۲۰۰۵/۲/۲۰ با بزرگی ۴/۶ ریشتر

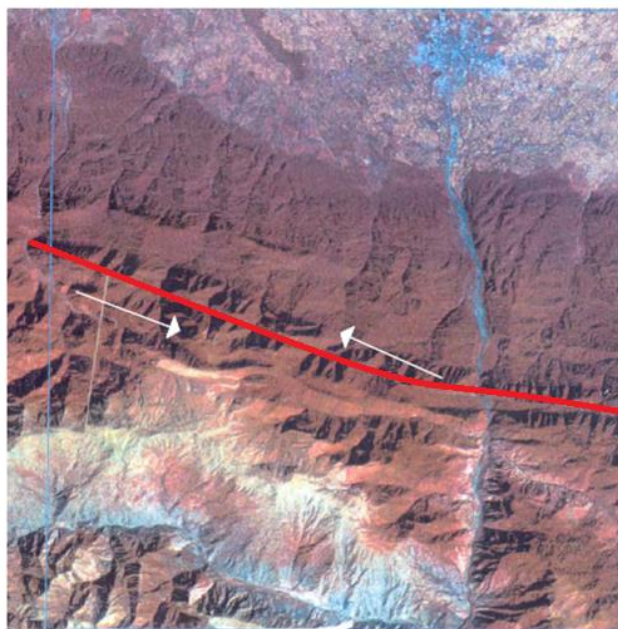
۳-۲-۲- گسل شمال البرز

یکی از بحث برانگیزترین و جالبترین ساختارهای پهنه البرز مرکزی ساختارهای پهنه البرز مرکزی (بخش شمالی گستره)، گسل شمال البرز است. این پهنه از جنوب گنبد کاووس آغاز شده، تا نزدیکی لاهیجان ادامه دارد. به این ترتیب درازای عمومی آن به ۶۰۰ کیلومتر می‌رسد. این پهنه دارای گسل‌های فراوانی است که با آرایش کم و بیش موازی با راستای شمال خاور - جنوب باختری (در بخش خاوری) و شمال باختر - جنوب خاوری (در بخش باختری) در بخش شمالی البرز دیده می‌شوند. مرز تغییر راستای این پهنه گسل در پیرامون طول جغرافیایی ۵۲/۵ درجه قرار دارد.

بربریان و قرشی (۱۳۶۳)، این گسل را روی عکس‌های هوایی به صورت دیواره‌ای گزارش کرده‌اند. بربریان و قرشی (۱۳۶۷) بر پایه داده‌های لرزه‌خیزی بر این باورند که این گسل سبب رویداد زمین‌لرزه‌های گوناگون شده و گسله‌ای لرزه‌زا است.

پهنه گسلی شمال البرز در بخش خاوری از مجموعه‌ای از گسل‌های کم و بیش موازی تشکیل شده که راستای عمومی آن‌ها، در قلمرو میان ۸۰-۶۰ N درجه قرار می‌گیرد. با بررسی زاویه شیب این گسل‌ها (عباسی و همکاران، ۱۳۸۲) مشخص شده است که گسل‌های با شیب بیشتر از ۶۰ درجه سازوکار راستالغز راست‌گرد تا مورب‌لغز فشارشی راست‌گرد از خود نشان می‌دهند و گسل‌های با شیب کمتر از ۵۰ درجه، به طور عمده دارای سازوکار فشارشی هستند. زمین لرزه ۱۱۲۷ میلادی کیاسر با بزرگی $M_s=6$ ناشی از جنبش این گسل می‌باشد (رمضانی و همکاران، ۱۳۸۵). تقریباً ۱۰۰ کیلومتر از طول این گسل در فاصله ۱۰ کیلومتری جنوب گسل خزر قرار دارد و روند آن به طور کلی موازی با روند گسل خزر است. این گسل

به عنوان گسلی معکوس با شیب به سمت جنوب، که در مرز بین مزوزوئیک و سنوزوئیک واقع شده است شناخته شده است و همچنین بررسی‌های نو زمین‌ساخت اخیر نشان دهنده سازوکار معکوس با شیب به سمت جنوب و مولفه امتدادی چپ‌گرد برای این گسل می‌باشد (Nazari et al., 2003) (شکل ۳-۲).



شکل ۳-۲- تصویر ماهواره ای گسل شمال البرز (Nazari et al., 2003).

۳-۲-۳- گسل بادله

این گسل که در بخش جنوب خاوری گستره قرار دارد. گسلی است با شیب به سمت شمال و به موازات بخش خاوری گسل شمال البرز که درازای آن به ۷۰ کیلومتر می‌رسد عملکرد این گسل همراه با گسل شمال البرز، سبب ایجاد فرازمین^۱ بادله شده است. به گونه ای که از زمان تریاس بالایی این فرازمین از آب بیرون آمده است. عباسی و همکاران (۱۳۸۶)، معتقدند که با توجه به ارتباط سنگ چینه‌ای دو طرف این گسل و ارتباط ساختاری آن با گسل شمال البرز، می‌توان آن را به عنوان ساختار مرتبط با پهنه گسلی

^۱ Hurest

شمال البرز در نظر گرفت که در قالب پس‌راندگی¹ کارساز شده است. بر پایه این کار، گسل بادله یک گسل کم و بیش خاوری - باختری با شیب رو به شمال و سازوکار آن از گونه فشارشی است. بریده‌شدن نهشته‌های هولوسن در امتداد آن، نشانگر فعالیت قطعی این گسل است. همچنین زلزله ۱۹۹۴/۶/۴ با بزرگی ۴/۴ ریشتر با این گسل همخوانی دارد (رمضانی و همکاران، ۱۳۸۵) (شکل ۳-۳).



شکل ۳-۳- نمایی از گسل بادله، دید به سمت شمال

۳-۲-۴- گسل لله‌بند

گسل لله‌بند از یک کیلومتری جنوب روستای لله‌بند آغاز می‌گردد، با راستای عمومی خاور - باختری، از روستای لیند، لرزنه، امامزاده حسن و دامنه کوه نارگلی رو به باختر ادامه دارد. شیب این گسل با توجه به ارتباط سنگ‌چینه‌ای پیرامون آن رو به جنوب برآورده شده است. این ساختار واحدهای شیلی - ماسه - سنگی ژوراسیک را در بلوک جنوبی، بر روی ناودیس‌های با هسته کرتاسه در بلوک شمالی (فرودیواره) رانده است (عباسی، ۱۳۸۶). درازای شناخته شده گسل لله‌بند به ۶۰ کیلومتر می‌رسد. سازوکار گسل لله‌بند از گونه واژگون پرشیب است که در راستای خود، نهشته‌های هولوسن را بریده است (عباسی و

¹ Back - thrust

همکاران، ۱۳۸۲). زمین لرزه ۱۹۹۴/۴/۲۱ با بزرگی ۴/۵ درجه ریشتر در مجاورت این گسل رخ داده است (رمضانی و همکاران، ۱۳۸۵).

سایر گسل‌های منطقه که در فاصله بیشتر از ۸۰ کیلومتر نسبت به شهر بابل قرار دارند و در مطالعات لرزه خیزی از اهمیت کمتری برخوردار می‌باشند در جدول (۱-۳) آورده شده‌اند.

جدول ۱-۳- سایر گسل‌های موجود در گستره مورد مطالعه

نام گسل	حداقل فاصله تا مرکز شهر (km)	سازوکار
شمال تهران	۱۱۸	معکوس چپ‌بر
دامغان	۱۱۵	معکوس - نرمال
عطاری	۱۰۱	معکوس تا امتداد لغز چپ‌بر
آستانه	۹۸	معکوس تا امتداد لغز چپ‌بر
فیروزکوه	۱۳۲	معکوس چپ‌بر
مشا	۹۹	معکوس چپ‌بر
ایوانکی	۱۴۵	معکوس چپ‌بر
کندوان	۸۸	معکوس راست‌بر
طالقان	۱۳۵	معکوس چپ‌بر
گرمسار	۱۴۴	معکوس
بشم	۵۴	معکوس
میلا	۱۱۱	معکوس

۳-۳- انواع داده‌های زمین لرزه‌ای

۳-۳-۱- زمین لرزه‌های تاریخی

به زمین لرزه‌هایی گفته می‌شود که قبل از سال ۱۹۰۰ میلادی که مصادف با دوره زمانی عدم گسترش دستگاه‌های لرزه‌نگار می‌باشد، رخ داده است. این داده‌ها از نوشتارهای تاریخی مانند کتب تاریخی و سفر-

نامه ها و گاهی گفتار بزرگان بدست می‌آید و بدیهی است که نسبت به داده‌های دستگاهی از اعتبار کمتری برخوردار می‌باشند. مهم‌ترین منابع جهت دسترسی به این داده‌ها شامل اثر ارزشمند بربریان (۱۹۹۴) تحت عنوان Natural Hazard and First Earthquake Catalogue of IRAN و همچنین کتاب آمبرسیز و ملوویل (۱۹۸۲) تحت عنوان A History of Persian Earthquake که توسط ابوالحسن رده به فارسی ترجمه شده است می‌باشد. همچنین این داده‌ها را می‌توان از بانک اطلاعاتی پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله ایران دریافت نمود.

۳-۳-۲- زمین‌لرزه‌های دستگاهی

زمین‌لرزه‌های رخ داده پس از سال ۱۹۰۰ میلادی که توسط دستگاه‌های لرزه نگار ثبت شده‌اند را زمین لرزه‌های دستگاهی گویند.

داده‌های دستگاهی را می‌توان از پایگاه‌های اطلاعاتی زلزله از قبیل موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی که مسئولیت نصب و بهره‌برداری از دستگاه‌های لرزه‌نگار در ایران را بعهده دارند و یا از پایگاه‌های اطلاعاتی مراکز بین‌المللی نظیر سازمان زمین‌شناسی آمریکا بدست آورد (حافظی مقدس و غفوری، ۱۳۸۸).

در این مطالعه داده‌های دستگاهی از سایت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله تهیه و با داده‌های سازمان زمین‌شناسی آمریکا (USGS) مطابقت داده شد.

۳-۴- لرزه‌خیزی منطقه

به منظور بررسی لرزه‌خیزی هر منطقه علاوه بر مطالعات زمین‌شناسی و زمین‌ساختی، اطلاع از وضعیت لرزه‌خیزی تاریخی و زمین‌لرزه‌های ثبت شده دستگاهی، برای درک بهتر لرزه‌خیزی مهم و ضروری بشمار می‌آید.

۳-۴-۱- سابقه لرزه‌خیزی منطقه

مطالعات لرزه‌خیزی تاریخی البرز (داده‌های قرن چهارم قبل از میلاد تا ۱۹۰۰ میلادی) نشان می‌دهد که تقریباً تمامی نواحی فعال در دوره تاریخی، در سده اخیر نیز فعال بوده‌اند. مطالعات لرزه‌خیزی تاریخی حاکی از آن است که بسیاری نواحی از جمله رشت، رودبار، لاهیجان، زوارک، فشم، جاجرود، دماوند، آمل، بابل، بابلسر، ساری، فریم، بهشهر، گرگان، بارها زمین‌لرزه‌های مخربی را تجربه کرده‌اند (گزارش تحقیقاتی مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن با همکاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ۱۳۸۸).

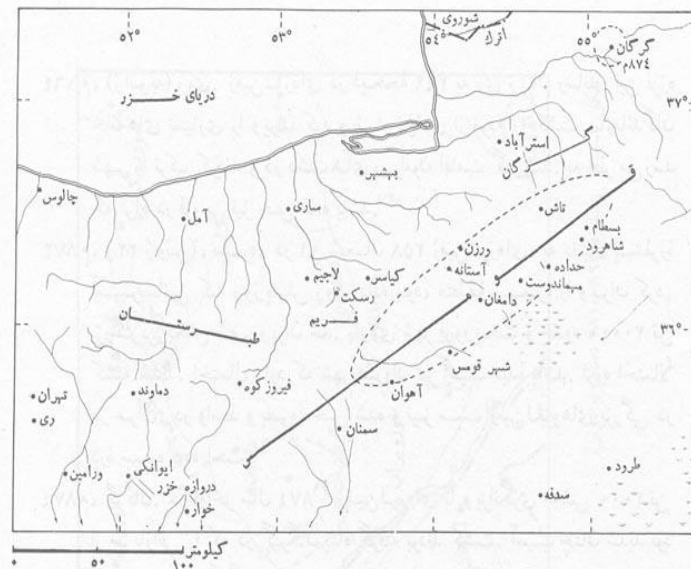
در طول سالیان گذشته، زون البرز مرکزی شاهد زمین‌لرزه‌های متعددی بوده است. از نظر زمین‌لرزه‌های دستگاهی، مهم‌ترین رویدادی که در این زون رخ داده، زمین‌لرزه رودبار - منجیل (Ms= ۷/۳, ۱۹۹۰) است که منجر به خسارات مالی و جانی بسیار گردید (Berberian et al., 1992). از دیگر زمین‌لرزه‌های مهم در این منطقه می‌توان به زمین‌لرزه کسوت مازندران در ۱۱ آوریل ۱۹۳۵ با بزرگای ۶/۸ و بیش از ۴۸۰ کشته و زمین‌لرزه سنگچال (بندی مازندران) در ۲ ژوئیه ۱۹۵۷ با بزرگای ۷/۱ و بیش از ۱۵۰۰ کشته اشاره کرد. وضعیت زمین‌لرزه‌های دستگاهی صد سال اخیر دلالت بر فعالیت بالای لرزه‌خیزی کل زون البرز مرکزی دارد. صرف نظر از دو منطقه واقع در شمال باختر و جنوب باختر البرز با فعالیت لرزه‌خیزی قابل توجه که به ترتیب مربوط به زمین‌لرزه‌های رودبار - منجیل (Ms=۷/۳, ۱۹۹۰) و بوئین زهرا (Ms=۷/۲, ۱۹۶۲) و پس‌لرزه‌های آنها هستند، چنین به نظر می‌رسد که مناطق خاوری از فعالیت لرزه‌خیزی بالاتری برخوردار باشند. این فعالیت، به‌ویژه در شمال خاور تهران، جنوب باختری ساری، جنوب آمل بیشتر مشهود است. وقوع چندین زمین‌لرزه با بزرگای بیشتر از ۵ در جنوب خاور کلاردشت و چالوس حکایت از سابقه لرزه‌خیزی بالای این گستره دارد (تاتار و فرهنگ، ۱۳۸۵).

۳-۴-۱-۱- مهم‌ترین زلزله‌های تاریخی منطقه

در اینجا مهم‌ترین زمین‌لرزه‌های تاریخی که به شعاع ۱۵۰ کیلومتری از شهر بابل رخ داده‌اند ارائه می‌شود.

- زمین‌لرزه ۱ دی ماه ۲۳۵ هجری شمسی (۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی)، قومس

در روز سه‌شنبه ۱۸ شعبان ۲۴۲ هجری قمری زمین‌لرزه فاجعه‌باری در البرز خاوری روی داد که منطقه قومس و ناحیه خراسان باختری، توابع نیشابور، را ویران کرد. در درازای قطعه زمین حاصلخیزی که به طول ۳۵۰ کیلومتر میان البرز و دشت کویر، از خور تا فراسوی بسطام و در بخش‌هایی از طبرستان و گرگان کشیده شده است، ۲۰۰،۰۰۰ تن کشته شدند و عملاً همه روستاها ویران شد. در منطقه قومس، بیشترین زیان‌های زمین‌لرزه به دامغان رسید که نیمی از شهر ویران شد و در آن ۴۵۰۹۶ تن کشته شدند. در مناطق کوهستانی دگرریختی‌های گسترده زمین، و از جمله احتمالاً گسلش سطحی، روی داد. شهر قدیمی قومس، مرکز پیشین ایالت، نیز ویران و احتمالاً پس از زمین‌لرزه سرانجام متروک شد. یک سوم بسطام فروریخت و در منطقه میان این شهر و دامغان، دو نسل بعد هنوز اثرات زمین‌لرزه مشاهده می‌شده است. طبرستان و گرگان نیز در اثر زمین‌لرزه آسیب دید، و زمین‌لرزه اثر فاجعه‌باری بر منابع تأمین آب منطقه قومس داشت زیرا باعث خشکیدن چشمه‌ها و قنات‌ها شد، و یا با به راه انداختن زمین‌لغزه‌هایی مسیر رودهایی را که به سوی دشت جریان داشتند سد کرد. بیرون از منطقه کلان‌لرزه‌ای، نیشابور در سوی خاور و ایالت جبال در سوی باختر و جنوب باختر قومس نیز به شدت لرزیدند و زمین‌لرزه در ری، قم و حتی در اصفهان حس شد و در آنجا نگرانی زیادی برانگیخت. پس‌لرزه‌ها چند سال ادامه یافت و احتمالاً مایهٔ آسیب‌هایی در خراسان باختری شد. بزرگای این زمین‌لرزه ۷/۹ در مقیاس امواج سطحی (Ms) تخمین زده شده است (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۴) - زمین لرزه ادی ماه ۲۳۵ هجری شمسی (۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی)، قومس

- زمین لرزه ۵۰۶ هجری شمسی (۱۱۲۷ میلادی)، فریم - چهاردانگه

زمین لرزه بزرگی در منطقه هزارگریب مازندران جنوبی سبب ویرانی سراسری روستاهای منطقه فریم، که دره پهنآوری در کوه‌های خاور پل سفید است، شد. روستاهای کنیم و زارم کم و بیش بطور کامل ویران شدند و روستای دولت در اثر یک زمین لرزه به سوی دیگر رودخانه‌ای که در کنار آن جای داشت رانده شد. سراسر هزارگریب باید در اثر این زمین لرزه آسیب دیده باشد، زیرا فریم در بخش دودانگه این منطقه و کنیم و زارم در چهاردانگه جای دارند. بزرگی این زمین لرزه ۶/۸ در مقیاس امواج سطحی (M_s) تخمین زده شده است.

- زمین لرزه ۶۸۰ هجری شمسی (۱۳۰۱ میلادی)، فریم

در سال ۷۰۰ هجری قمری زمین لرزه‌ای روستاهای بسیاری را در مازندران جنوبی به تمامی ویران کرد و سبب افول رونق منطقه فریم شد. بزرگی این رویداد $M_s=6/7$ تخمین زده شده است.

- زمین لرزه ۱۰۴۴ هجری شمسی (۱۶۶۵ میلادی)، دماوند

در سال ۱۰۷۵ هجری قمری زمین لرزه ویرانگری در دماوند و توابع آن روی داد. زمین لرزه خانه‌ها و ساختمان‌های بسیاری را در دماوند ویران کرد. کتیبه‌ای در مسجد جامع به آسیب زمین لرزه اشاره کرده و تاریخ مرمت بنا را، که در سال ۱۰۸۱ هجری قمری ۱۶۷۰ میلادی انجام شده، ثبت کرده است. بزرگی این رویداد $M_s=6/5$ تخمین زده شده است.

- زمین لرزه ۱۰۶۶ هجری شمسی (۱۶۸۷ میلادی)، مازندران

زمین لرزه شدیدی در مازندران روستاهای بسیاری را ویران کرد و زمین لغزه‌هایی به راه انداخت. بزرگای این رویداد $M_s=6/5$ تخمین زده شده است.

- زمین لرزه ۱۱۸۷ هجری شمسی (۱۱۸۷ میلادی)، آمل

زمین لرزه ویرانگری در مناطق شیرگاه، گنجرود و جولاب، بین مسیرهای سفلی رودخانه‌های هراز و تالار روی داد. در آمل پل روی هراز درهم شکست و خانه‌های بسیاری فروریخت و نیز بقایای مسجد شاه‌عباس، بخشی از مسجد جامع و سقف گنبد شمسی طبرسی ویران شد. همچنین گنبد‌های دیگری، و نیز بازار که با چوبکاری ساخته شده بود، ویران شد. این زمین لرزه پل بارفروش بر روی رودخانه بابل را ویران کرد و آسیب گسترده‌ای به بابل رساند. در ساری بسیاری از خانه‌های بزرگتر در اثر لرزه درهم کوبیده شد و گنبد سلم و تور ویران شد. امامزاده ابراهیم در نزدیکی دروازه بارفروش نیز ویران شد. دامنه آسیب‌ها تا اشرف (بهشهر) گسترش داشت و در آنجا ویلای صفی آباد ویران شد. زمین لرزه سبب پدیداری روانگی گسترده خاک در دره‌های رودخانه‌ها و نیز سنگریزش‌هایی در کوه‌ها شد. بزرگای این رویداد $M_s=6/5$ تخمین زده شده است.

- زمین لرزه ۵ تیرماه ۱۱۸۷ هجری شمسی (۲۶ ژوئن ۱۸۰۸ میلادی)، رشم

زمین لرزه نسبتاً بزرگی در ناحیه شمال مرکزی دشت کویر منطقه کم جمعیت رشم را درهم کوبید. این زمین لرزه، که در پی پیش‌لرزه نیرومندی آمد، آبادی‌های بسیاری را در امتداد سرحد‌های مازنداران به سوی قم و سبزوار را ویران کرد، اما تلفات بسیار کمی به بار آورد. این رویداد سرآغاز رشته درازی از زمین‌لرزه‌های آسیب‌رسان در البرز شد. بزرگای این زمین لرزه $6/6$ در مقیاس امواج سطحی (M_s) تخمین زده شده است.

- زمین لرزه ۱۲۰۴ هجری شمسی (۱۸۲۵ میلادی)، هراز

زمین لرزه ویرانگری در دره هراز روستاهای بسیاری را ویران کرد و سبب مرگ شمار زیادی از مردم شد. دامنه آسیب‌ها تا جاجرود، دماوند، آمل و ساری گسترش داشت. در منطقه رومرکزی زمین لرزه تقریباً همه پل‌ها و تونل‌های جاده هراز، به‌ویژه آنهایی که بین کهرود و بل قلم جای داشت، ویران شد و جاده را به مدت دو سال کاملاً گذر ناپذیر کرد. برخی نشانه‌های بسیار باریک وجود دارد حاکی از آنکه در این محل زمین لرزه با دگرریختی‌های زمین، که احتمالاً خاستگاه زمین‌ساختی داشته‌اند، همراه بوده است. بزرگای این رویداد $M_s = 6/7$ تخمین زده شده است.

- زمین لرزه ۱۲۰۹ هجری شمسی (۲۷ مارس ۱۸۳۰ میلادی)، دماوند - شمیرانات

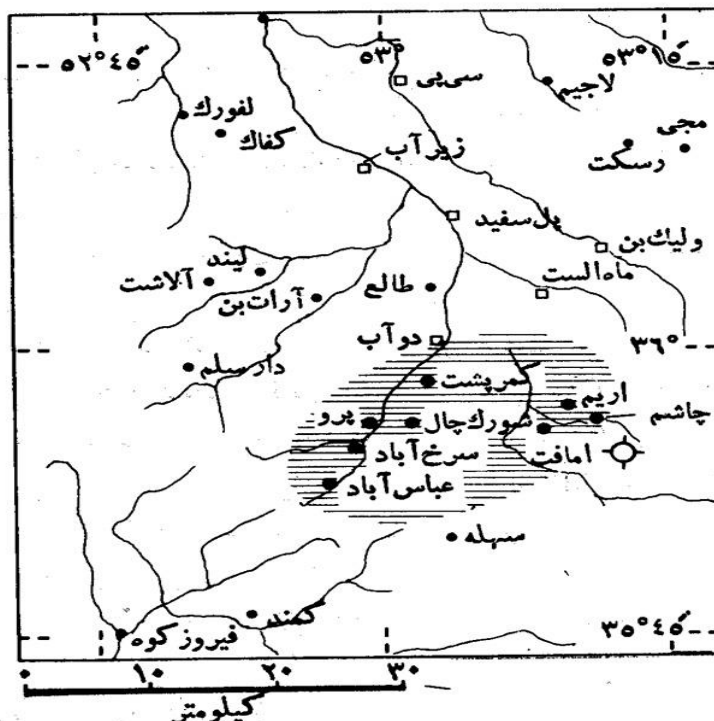
زمین لرزه بزرگی در مازندران جنوبی در بامداد ۲ شوال ۱۲۴۵ هجری قمری مطابق با ۲۷ مارس ۱۸۳۰ میلادی مناطق شمیرانات و دماوند در خاور تهران را تقریباً بطور کامل ویران کرد. در حدود ۷۰ روستا که در سوی خاوری جاجرود و در امتداد راه‌هایی که از طریق دماوند به سمنان و دامغان می‌رود، جای داشتند ویران شدند و تنها در دماوند بیش از ۵۰۰ تن کشته شدند. دامنه آسیب‌ها تا جاجرود گسترش داشت که کاروانسرای آن در اثر زمین لرزه درهم کوبیده شد و در تهران بسیاری خانه‌های فرسوده فرو ریخت و حدود ۳۰ تن تلفات جانی داشت. در پایتخت حتی یک خانه از آسیب در امان نماند و بخشی از کاخ به همراه بسیاری از خانه‌های مجاور به آن و نیز بخشی از بازار فرو ریخت. ارگ، تالار بزرگ بارعام، شماری از عمارت‌های اعیانی و نیز ساختمان کهنه سفارت بریتانیا به سختی آسیب دیدند و دیوارهای باغ سفارت با خاک یکسان شد. ارزش زیان‌های مالی در تهران نیم میلیون تومان برآورد شد. زمین لرزه به شماری از ساختمان‌های همگانی در آمل، ساری و دامغان آسیب‌هایی رساند و سنگریزش‌هایی به راه انداخت که بخشی از راه‌های هراز و تالارود به شمال بسته شد. زمین لرزه تا باکو حس شد و پس لرزه‌های شدیدی به دنبال داشت که سبب آسیب‌های افزونتری در منطقه شمیرانات شد و در تهران هراس بسیار برانگیخت، که بخش بزرگی از جمعیت آن در چادرها سکنی گزیدند. دربار سلطنتی نیز در فضای باز ارگ اردو زد.

پس لرزه ۶ آوریل کاروانسرای قدیمی را در جاجرود بکلی ویران کرد. بزرگای این رویداد $M_s=7/1$ تخمین زده شده است.

۳-۴-۱-۲- مهم ترین زلزله های دستگاهی منطقه

- زمین لرزه ۱۳۱۳/۱۲/۱۵ هجری شمسی (۵ مارس ۱۹۳۵ میلادی)، تالارود

در اوایل بعد از ظهر زمین لرزه آسیب رسانی در خاور تالارود در مازندران هشت روستا را در مناطق تک افتاده و تنک جمعیت بنافت و دودانگه ویران کرد و به نوزده روستا آسیب رساند و حدود شصت تن را کشت، بیشتر آسیب ها در دهستان های راستویی و خانقاه تمرکز داشت، اما چون بیشتر خانه ها ساختمان چوبی داشتند شمار تلفات نسبتاً کم بود. در دره تالار رود، بین دو آب و سرخ آباد، به خط راه آهن که در آن هنگام در دست ساختمان بود آسیب چشمگیر اما کم گستره و محلی رسید. دهانه ورودی تونل ۱۰ در اثر سنگریزش ها بسته شد و سقف تونل فروریخت و شماری از کارگران را کشت. سنگریزش ها جاده ها را در بیرون از دره نیز در دو آب و عباس آباد بست و چهل و شش کارگر را کشت و خانه های گروه های کارکنان ساختمانی را در کوهپایه و نزدیکی پرو ویران کرد. این زمین لرزه آسیب های اندک اما گسترده در سرتاسر دودانگه و درازای جاده فیروزکوه تا قائم شهر، که در آن چند خانه قدیمی، سقف کارخانه نساجی و میله دودکش آن فروریخت، به بار آورد. زمین لرزه در فاصله های زیاد، بیشتر در سوی شمال باختر، در شهسوار و نیز گرگان و درازای سراسر کرانه جنوبی خزر حس شد (شکل ۳-۵).



شکل ۳-۵- زمین لرزه ۵ مارس ۱۹۳۵ میلادی، تالارود

- زمین لرزه ۱۳۱۴/۱/۲۳ هجری شمسی (۱۱ آوریل ۱۹۳۵ میلادی)، کسوت - مازندران

چند ساعت پس از نیمه شب (به وقت محلی) در ۲۳ فروردین ۱۳۱۴ یک زمین لرزه ویرانگر و رشته پس-لرزه‌های آسیب رسانش در منطقه‌های گلیجان و چهاردانگه در مازندران بیست و شش روستا را ویران کرد و هشتاد روستای دیگر را نیز یا ویران کرد و یا به حد ترمیم ناپذیری آسیب رساند. به رغم این واقعیت که بیشتر خانه‌ها در این بخش از ایران از چوب ساخته شده و دارای بام گالیپوش بودند بسیاری از آنها فرو ریخت و حدود ۴۸۰ تن را کشت. در کسوت و ورنه به دنبال ویرانی آتش سوزی روی داد و در گردشی، قادیکلا و چورت به دنبال زمین لرزه زمین لغزه‌هایی در اثر پس لرزه‌های شدید به راه افتاد. در سراسر منطقه کلان لرزه ای و نیز قدری دور از آن، زمین لغزه‌ها جاده‌ها، گردنه‌ها و روانه‌ها را بستند. در نزدیکی رود تجن در اثر زمین لغزه‌ای به درازای نیم کیلومتر که از کناره‌های شمالی آن به راه افتاد سد شد و بین ورنه، علمدار و کسوت دامنه‌های کوه در هر دو سوی رودخانه فروریزش کرد. تنده‌های زمین لغزه‌هایی را که در

اثر این زمین‌لرزه به راه افتاده‌اند هنوز می‌توان در امتداد کناره‌های شمالی رود تجن تا جنگل قادیکلا و نیز بین جناسم و شیت برکنار زارمرود دید. در اینجا درختان کج شده و به یکسو میل کرده، که برخی از آنها دست کم هشتاد سال عمر دارند، توپوگرافی به‌طور عموم ناپایداری را نشان می‌دهد. حتی در زمین‌های نسبتاً هموار، برای نمونه بین تلوکلا و شمال کنیم و نیز باختر امری و بین آریم و سنکور، لرزه و پس‌لرزه-هایش سبب زمین‌لغزش و فروریزش گسترده زمین شد که تنده‌لغزش‌ها را هنوز می‌توان بر روی زمین دید.

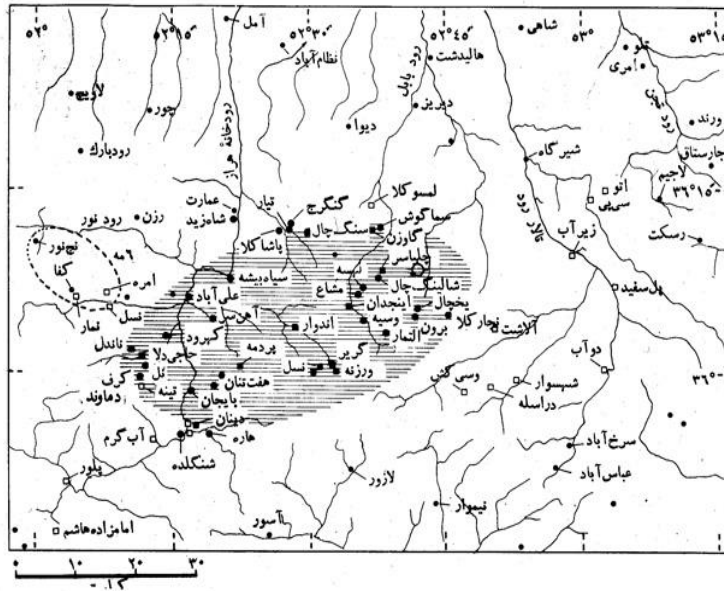
زمین‌لغزه‌ها و بارانی که به دنبال زمین‌لرزه بارید منطقه را گذر ناپذیر کرد. نخستین گروه کمک‌رسانی که بیدرنگ پس از زمین‌لرزه از ساری فرستاده شد پیش رفتن به سوی فراز آب رودخانه تجن را در فراسوی ورنه ناممکن یافت و در ۱۷ آوریل به پایگاه خود بازگشت. هیچ گواهی در دست نیست که هیچیک از این دگرریختی‌های زمین‌خاستگاه زمین‌ساختی داشته باشد.

در بیرون از منطقه کلان‌لرزه‌ای آسیب‌ها اندک بود اما درگستره بزرگی به بار آمده بود. در قائم‌شهر ساختمان‌های همگانی بسیاری، از جمله کارخانه نخریسی، کارخانه قند و کارخانه نساجی، که در زمین-لرزه ۵ مارس آسیب دیده بودند دچار آسیب‌های افزونتری شدند و یک مخزن آب فراز نشسته (elevated water tank) و دو میله دودکش فروریخت. در ساری دیوارهای بسیاری از خانه‌ها، از جمله خانه فرماندار، شکاف برداشت و آب حوض‌ها در اثر نوسان به بیرون سرریز کرد. خط راه‌آهن نکا در کیلومتر ششم فرو-ریزش کرد. در آمل چند خانه قدیمی فروریخت و در بهشهر به باغ قصر آسیب اندکی رسید. در بابل نیز به باغشاه آسیب رسید و چند خانه شکاف برداشت.

زمین‌لرزه در گستره نسبتاً پهناوری، بیشتر در یک راستای خاوری - باختری، از شیروان تا رشت و از گازان‌قلی در اتحاد جماهیر شوروی تا سمنان حس شد. به دنبال این زمین‌لرزه به مدت بیست و چهار ساعت رشته‌ای از پس‌لرزه‌های شدید آمد و پس از آن دوره زمین‌لرزه‌های خفیف آغاز شد که در حدود

هراز و تالاررود جای دارد و از دهستان‌های بندپی، به‌دلارستاق و چلاو تشکیل می‌شود، حدود ۱۲۰ روستا بکلی ویران شد که تلفات آنها ۱۵۰۰ تن برآورد شده است. سنگین‌ترین ویرانی‌هایی که در اثر زمین‌لرزه به بار آمد بین ناندل، سنگچال، چلیاسر، نسل، اندوار و پردمه بود، در حالیکه سنگریزش‌ها و زمین‌لغزه‌ها به ویژه در برون، ورزنه، سنگلده، نل و دینان برمیزان ویرانی‌ها افزودند. درمسیرهای علیای سجارود و شیر قلعه، روانه‌ها سد شد و گذرگاه‌ها بسته شد. سنگریزش بزرگی هرازرود را در نزدیکی علی‌آباد بند آورد و بدین‌سان سدی به بلندی بیست متر و با مخزنی به درازای حدود یک کیلومتر پدید آمد. سازه‌های مهندسی اندک شمار منطقه، که آنها را تنها در امتداد هرازرود می‌توان یافت، آسیب اندکی دیدند. پایه‌های کنار بند یک پل با دهانه قوسی و به درازای هشتاد متر و ساخته شده با مصالح بنایی در بایجان نشست کرد و کفه پل ترک برداشت. پوشش نگهداری تونل جاده، بین کهرود و بایجان، به سختی ترک برداشت و ماهیچه قوس برش یافت. همچنین به تونل کوتاه نزدیک پیوستگاه رودخانه نور و به پایه‌های کنار بند پل چوبی در علی‌آباد آسیب‌هایی رسید. هیچ گواهی در دست نیست که زمین‌لرزه با گسلش سطحی همراه بوده باشد، و نیز هیچگونه تغییری در فعالیت دودخانی آتشفشان دماوند مشاهده نشد. بیرون از منطقه کلان‌لرزه‌ای، که در شکل (۳-۷) نشان داده شده است، آسیب‌ها گسترده بود اما شدید نبود، آسیب‌ها با دور شدن به سوی شمال باختر و جنوب خاور به گونه‌ای سریعتر کاهش می‌یافت تا با دور شدن به سوی شمال خاور و جنوب باختر دامنه آسیب‌ها تا پل سفید، شیرگاه، و تا رودخانه کسلیان که در کنار آن در اتو چند خانه فروریخت، گسترش داشت. در جهت مقابل، در پلور و فشم چند سقف فروافتاد و در بخش‌های جنوبی تهران به چند خانه آسیب رسید. در سوی جنوب‌خاور تا فیروزکوه چند خانه آسیب دید. در جهت مقابل آن، در قائم‌شهر و ساری به چند خانه نوساز آسیب رسید و در بابل مهاربندی ضربداری یک مخزن آب فراز نشسته گسیخت.

زمین‌لرزه از خراسان و شاهرود تا هشتپر در آذربایجان و در سوی جنوب تا کاشان حس شد. آسیب‌هایی به ارزش حدود ۲۵ میلیون دلار به بار آورد و بسیاری جاها و آبادی‌ها در منطقه بکلی متروک رها شد. به بنای کوچک امامزاده‌ای در وانه و به امامزاده هاشم در خاور آبعلی آسیب شدیدی رسید.



شکل ۳-۷- زمین‌لرزه ۲ ژوئیه ۱۹۵۷ میلادی، بند پی، مازندران

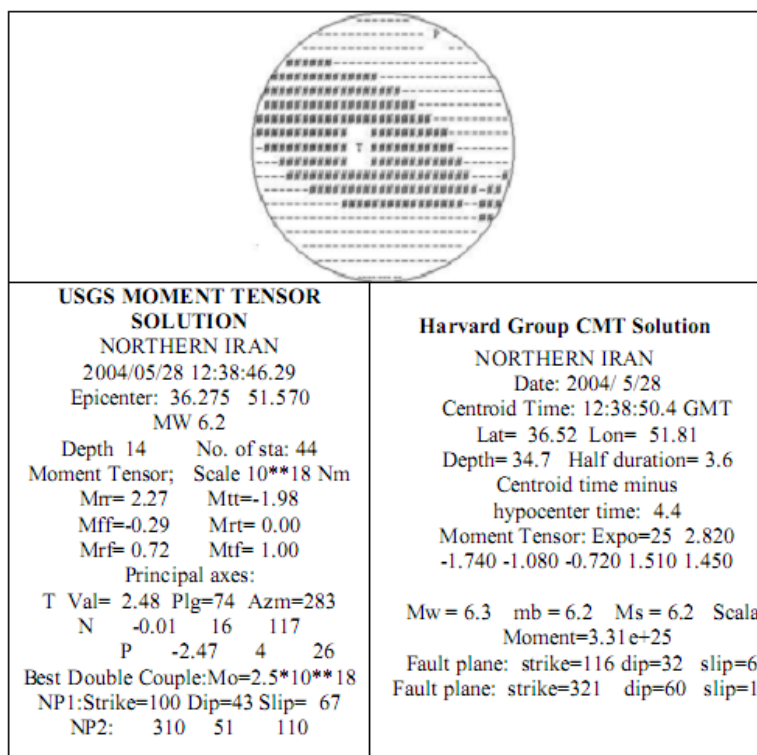
تمامی زلزله‌های ذکر شده تا اینجا برگرفته از کتاب تاریخ زمین‌لرزه‌های ایران نوشته آمبرسیز و ملوویل (۱۹۹۲) می‌باشند.

- زمین‌لرزه ۸ خرداد ماه ۱۳۸۳، منطقه فیروزآباد - کجور

در ساعت ۸ و ۱۷ دقیقه روز جمعه هشتم خرداد ماه ۱۳۸۳، زمین‌لرزه‌ای با بزرگی $6/3$ در مقیاس امواج سطحی، ناحیه گسترده‌ای از شمال ایران و بخش‌های مرکزی البرز را به لرزه درآورد که منجر به وارد آمدن خسارات فراوان و کشته شدن ۳۵ نفر گردید. با به کارگیری همزمان لرزه نگاشت‌های ثبت شده از این رویداد توسط ایستگاه‌های لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و شبکه لرزه-نگاری تله متری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، کانون سطحی زمین لرزه به مختصات $36/30$

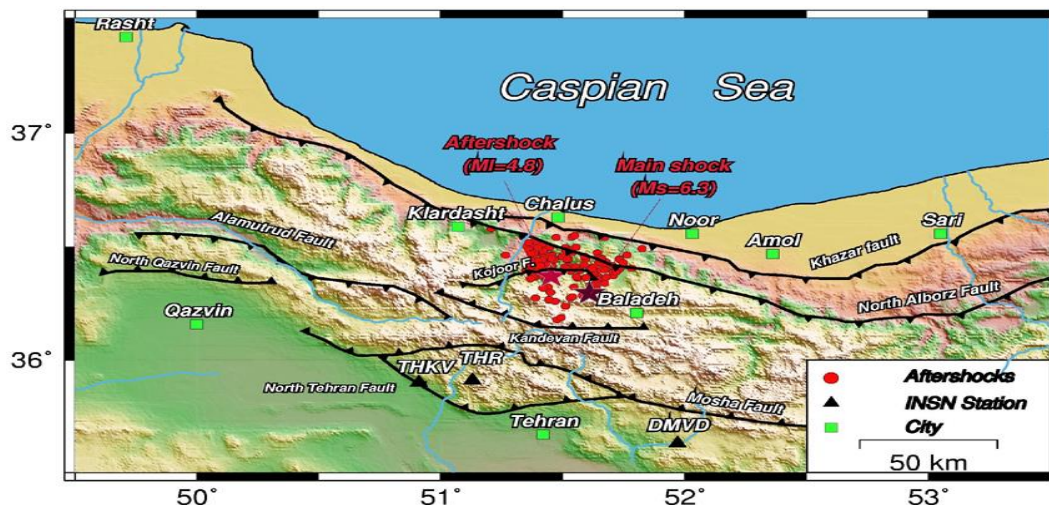
عرض شمالی و ۵۱/۶۰ طول خاوری در شمال باختر بلده تعیین شد. تحلیل پس‌لرزه‌های ثبت شده در ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و یک شبکه لرزه‌نگاری موقت نصب شده در منطقه نشان می‌دهد که زمین‌لرزه اصلی در نقطه‌ای در شمال باختر بلده مطابق مختصات ارائه شده به وقوع پیوسته است، ولی پس از چند ساعت (۰۰:۴۶:۰۰ بامداد، ۹ خرداد) با رویداد پس‌لرزه نسبتاً بزرگی $M_I = 4/8$ به مختصات ۳۶/۳۶ عرض شمالی و ۵۱/۴۵ طول خاوری، عملاً فعالیت منطقه به سمت باختر مهاجرت کرده است. توزیع پس‌لرزه‌های ثبت شده توسط هر دو شبکه لرزه‌نگاری دائمی و موقت، گویای این نکته است که بخش باختری گسل مسبب زمین‌لرزه بسیار فعال‌تر بوده و غالب پس‌لرزه‌ها در این بخش و در مجاورت فیروزآباد و کجور قرار می‌گیرند. این امر می‌تواند به تخلیه ناگهانی انرژی در محل کانون اصلی و آزاد شدن تدریجی آن در بخش‌های باختری تر نسبت داده شود. تحلیل ۱۴۰ پس‌لرزه انتخابی ثبت شده در دست کم ۶ ایستگاه لرزه‌نگاری، که با دقت بهتر از ۲ کیلومتر تعیین محل شده‌اند، نشان می‌دهد که گسل مسبب زمین‌لرزه دارای ۳۰ کیلومتر طول بوده است. توزیع ژرفای کانونی پس‌لرزه‌ها اساساً به ژرفای ۱۰ تا ۲۸ کیلومتر محدود بوده و ضمن تأیید وجود یک گسلش ژرف، بر شیب حدود ۴۰ درجه گسل مسبب به سمت جنوب باختر دلالت دارند. سازوکار کانونی محاسبه شده برای پس‌لرزه‌های بزرگ‌تر، اساساً گسلش معکوس به موازات روند کلی منطقه را نشان می‌دهند. توزیع کانون سطحی پس‌لرزه‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری موقت، چگونگی توزیع آنها بر روی مقطع عرضی و سازوکار کانونی محاسبه شده بر فعالیت احتمالی گسل‌های شمال البرز و یا خزر به عنوان گسل مسبب زمین‌لرزه ۸ خرداد ۱۳۸۳ فیروزآباد - کجور دلالت دارند. وجود صفحات با شیب ملایم ۲۵-۳۵ درجه به سمت جنوب باختر که در برخی از سازوکارهای حل شده برای پس‌لرزه‌ها مشاهده می‌شود، امکان نسبت دادن زمین‌لرزه اخیر و پس‌لرزه‌های آن به گسل خزر را محتمل‌تر می‌سازند. قرار گرفتن کانون ژرفی زمین‌لرزه‌ها تا ژرفای حدود ۲۸ کیلومتر حکایت از وجود یک پوسته بلورین زیرین شکننده در این بخش از البرز مرکزی دارد (تاتار و فرهنگ، ۱۳۸۶).

مرکز ملی اطلاع رسانی زمین‌لرزه هاروارد (HARVARD CMT) پارامترهای مربوط به مکانسیم این زمین لرزه را برآورد کرده است که عبارتند از: امتداد: ۳۱۰ درجه، ریک: ۹۸ درجه، شیب: ۶۷ درجه (Hamzeloo et al., 2007).



شکل ۳-۸- سازوکار کانونی زمین‌لرزه فیروزآباد کجور (مرکز ملی اطلاع رسانی آمریکا و هاروارد)

اما بنابر گزارش پژوهشگاه بین‌المللی زلزله (۱۳۸۸) با توجه به موقعیت گسل‌های البرز مرکزی، روند پس-لرزه‌ها و بویژه سازوکار کانونی رویداد اصلی را می‌توان به یکی از گسل‌های تراستی با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق واقع در دامنه شمالی البرز نسبت داده شوند. در این میان فعالیت گسل‌های کجور و یا شمال البرز (شکل ۳-۹) بعنوان عامل ایجاد رویدادهای اخیر محتمل‌تر بنظر می‌رسد (گزارش زمین لرزه ۸ خرداد ماه ۱۳۸۳ منطقه فیروزآباد- کجور، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله، ۱۳۸۸).



شکل ۳-۹- موقعیت مراکز سطحی و پس لرزه‌های زلزله خرداد ماه ۸۳ فیروزآباد کجور

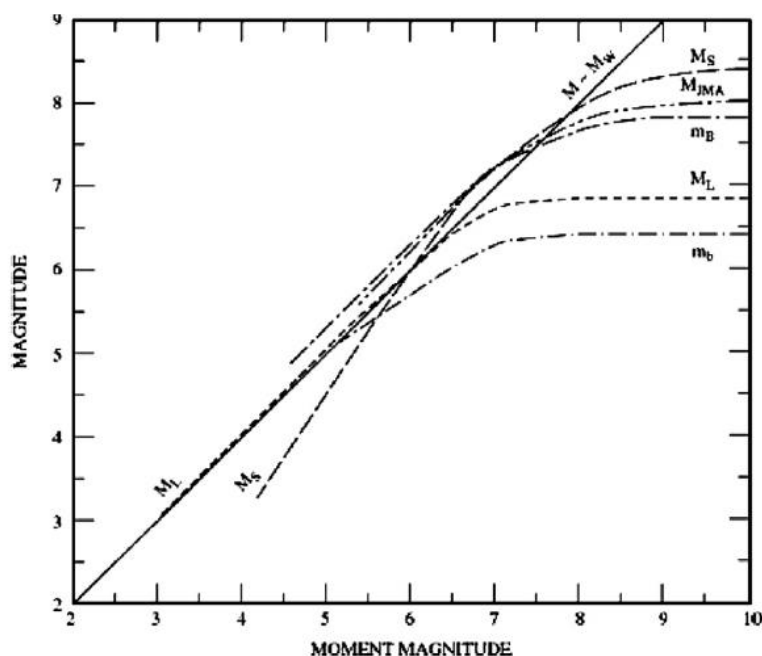
(اقتباس از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله)

۳-۵- اصلاح فایل لرزه ای

۳-۵-۱- همگن سازی مقیاس‌های بزرگی

بصورت کلی جهت بیان بزرگی زمین لرزه‌ها از مقیاس‌های مختلفی نظیر Ms، Mb، MI و MW استفاده می‌شود از میان این مقیاس‌ها بزرگای گشتاوری (Mw) به دستگاه لرزه‌نگار وابسته نمی‌باشد و همچنین دقت بالاتری دارد بنابراین مناسب‌ترین مقیاس است.

بنابراین سایر مقیاس‌ها را باید به Mw تبدیل نمود. در شکل (۳-۱۰) روابط بین بزرگای گشتاوری با سایر مقیاس‌ها نشان داده شده است (Idris, 1985). با توجه به شکل می‌توان نتیجه گرفت که بزرگای Mw برای مقادیر کمتر از ۶ برابر با MI و mb، و برای مقادیر بیشتر از ۶ و کمتر از ۸ برابر با Ms می‌باشد.



شکل ۳-۱۰- روابط بین بزرگای گشتاوری و سایر مقیاس های بزرگی (Idris, 1985)

روابط تجربی متعددی بین بزرگی M_b و M_s پیشنهاد شده است. با استفاده از این روابط می توان بانک داده های لرزه ای را کامل نمود. چهار مثال از روابط تجربی ارائه شده برای زمین لرزه های ایران به صورت زیر می باشد (روابط ۱-۳ تا ۴-۳).

۱) دستور تجربی آمبرسیز و ملوویل که بر اساس زلزله های ایران در سال ۱۹۸۲ تهیه شده است.

$$M_b = 0.62M_s + 2.3 \quad \text{رابطه ۱-۳}$$

۲) دستور تجربی ریدز و میرز بر پایه ی ۴۰۵ زمین لرزه خاور میانه

$$M_b = 0.62M_s + 2.1 \quad \text{رابطه ۲-۳}$$

۳) دستور تجربی انرتک برای زلزله های ایران در سال ۱۹۷۸ تهیه شده است.

$$M_s = 1.70909M_b - 4.1673 \quad \text{رابطه ۳-۳}$$

۴) کمیته ی ملی سدهای ایران

$$M_s = 1.205 M_b - 1.23 \quad \text{رابطه ۴-۳}$$

با توجه به اینکه غالب داده‌های لرزه‌ای ایران بر حسب Mb، Ms و MI می‌باشد جهت همگن‌سازی داده‌ها تمام داده‌ها با استفاده از فرمول کمیته ملی سدهای ایران به Mw تبدیل گردید.

۳-۵-۲- حذف پیش‌لرزه و پس‌لرزه‌ها

از آنجائیکه یک زمین‌لرزه بزرگ می‌تواند پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌های زیادی ایجاد کند و محاسبه‌ی پارامترهای لرزه‌خیزی از جمله پارامتر β در رابطه گوتنبرگ - ریشتر در این حالت با آنچه که در حالت نرمال محاسبه می‌شود متفاوت است و همچنین جهت رسیدن به توزیع پواسون حذف پس‌لرزه و پیش‌لرزه از داده‌های لرزه‌ای، حائز اهمیت و ضروری می‌باشد. بنابراین پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها بر اساس جدول (Gardner & Cnopoff (1974) با توجه به بزرگی و فاصله‌ی مکانی و زمانی از یکدیگر حذف گردیدند. (جدول ۳-۲).

جدول ۳-۲- جدول مربوط به حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها، (Gardner & Cnopoff (1974)

۸	۷.۵	۷	۶.۵	۶	۵.۵	۵	۴.۵	۴	بزرگی
۹۴	۸۱	۷۰	۶۱	۵۴	۴۷	۴۰	۳۵	۳۰	فاصله (KM)
۹۸۵	۹۶۰	۹۱۵	۷۹۰	۵۱۰	۲۹۰	۱۵۵	۸۳	۴۲	زمان (روز)

۳-۶- روش‌های آماری استخراج گوتنبرگ - ریشتر

- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی بر اساس رابطه گوتنبرگ - ریشتر
گوتنبرگ و ریشتر یک رابطه خطی را بین فراوانی تجمعی (Nc) و بزرگی (M) زلزله پیشنهاد نمودند که ساده‌ترین مدل جهت تخمین لرزه‌خیزی (آهنگ فعالیت و ضریب لرزه‌خیزی) یک منطقه به حساب می‌آید (رابطه ۳-۵).

$$\ln(Nc) = a - \beta M$$

رابطه ۳-۵)

بدین ترتیب در شعاع ۱۵۰ کیلومتری منطقه رابطه گوتنبرگ - ریشتر برای داده‌های با بزرگی بیشتر از ۴ مورد استفاده قرار گرفت و در نهایت رابطه زیر بدست آمد (رابطه ۳-۶).

$$\text{Ln}(N_c) = 8.423 - 2.028M \quad \text{رابطه ۳-۶}$$

با توجه به اینکه داده‌های مورد استفاده داده‌های بزرگتر از ۴ می‌باشند a و β نهایی محاسبه گردید، مقادیر نهایی این دو پارامتر به صورت زیر می‌باشد (جدول ۳-۳).

$$\alpha = \text{Ln}(a) = 2.13, \quad \beta = 2.028$$

جدول ۳-۳- داده‌های لازم جهت محاسبه ضریب لرزه‌خیزی

Magnitude	Friquency	N	time	Sum/Year	Ln(N)	M(mean)
4 - 4.5	39	108	197	0.548223	-0.60107	4.25
4.5 - 5	40	69	197	0.350254	-1.0491	4.75
5 - 5.5	17	29	197	0.147208	-1.91591	5.25
5.5 - 6	6	12	197	0.060914	-2.7983	5.75
6 - 6.5	2	6	711	0.008439	-4.77491	6.25
6.5 - 7	2	4	711	0.005626	-5.18038	6.75
7 - 7.5	2	2	1156	0.00173	-6.35957	7.25

۳-۶-۱- برآورد دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها

در توالی برنولی متوسط زمان وقوع رویداد زمین‌لرزه‌ها را دوره بازگشت می‌نامند. در این بخش بر اساس اطلاعات زمین‌لرزه‌های گذشته و با این فرض که در پهنه لرزه‌خیز مورد مطالعه روند رخداد زمین‌لرزه‌ها ثابت باشد، دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها با بزرگی‌های مختلف برآورد گردید. برای این کار ابتدا نرخ وقوع سالیانه (λ_m) را محاسبه کرده سپس با معکوس کردن عدد بدست آمده به دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های با بزرگی مختلف خواهیم رسید (جدول ۳-۴).

$$a = 8.423$$

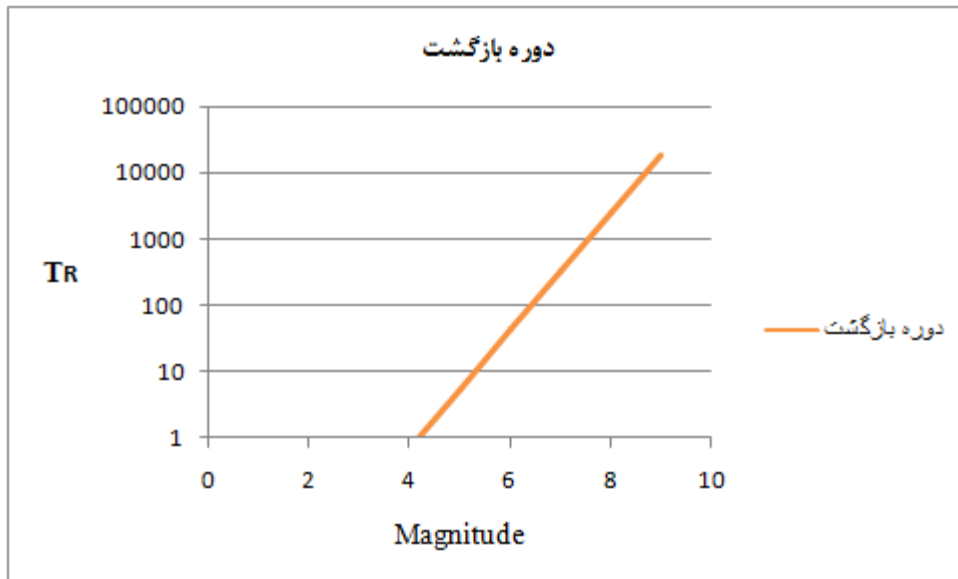
$$\beta = 2.028$$

$$\lambda_m = \text{EXP}(8.423 - 2.028 M)$$

رابطه ۳-۷)

جدول (۳-۴) - مقادیر دوره بازگشت برای بزرگ‌های مختلف

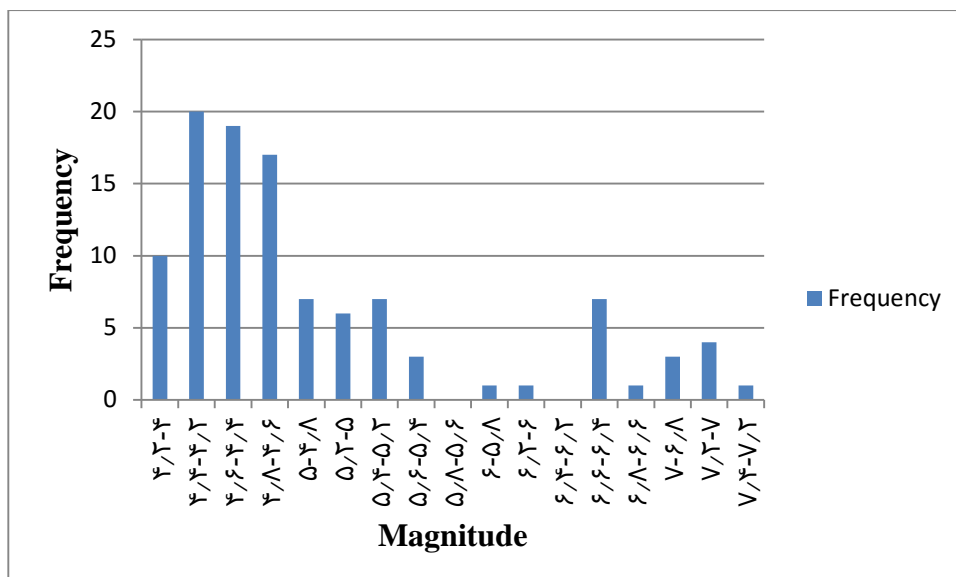
Magnitude	نرخ وقوع سالیانه زمین لرزه ها (λ_m)	دوره بازگشت (TR)
4	1.360700989	0.734915318
5	0.179066148	5.584528464
6	0.023564828	42.43612482
7	0.003101095	322.4667403
8	0.000408099	2450.383936
9	5.37052E-05	18620.15732



شکل (۳-۱۱) - منحنی دوره بازگشت زمین لرزه‌ها به سال

۳-۶-۲ - فراوانی - بزرگی زمین لرزه‌ها

در شکل (۳-۱۲) فراوانی بزرگی زمین لرزه‌ها ترسیم شده است. مشاهده می‌شود که فراوانی بزرگی کوچکتر از ۴/۵ بر خلاف انتظار روند کاهشی دارد که دلیل آن عدم ثبت زلزله‌های کوچک قبل از کامل شدن شبکه لرزه‌نگاری جهانی و داخلی می‌باشد.

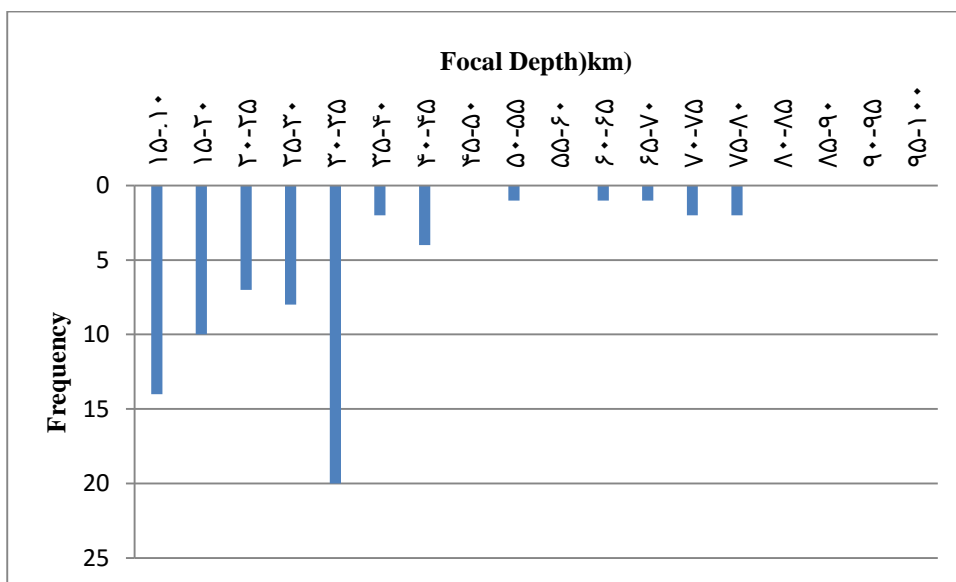


شکل ۳-۱۲- هیستوگرام فراوانی- بزرگی زمین‌لرزه‌ها

و همانطور که انتظار می‌رود به طور کلی با افزایش بزرگی فراوانی زمین‌لرزه‌ها کاهش یافته است و همچنین بیشترین فراوانی مربوط به زلزله‌های با بزرگی بین ۴/۲-۴/۴ ریشتر می‌باشد.

۳-۶-۳- عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها

عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها نشان‌دهنده مکان آزاد شدن انرژی می‌باشد لذا در محاسبات تحلیل‌خطر از اهمیت زیادی برخوردار است. تعیین عمق کانونی بر اساس داده‌های دستگاهی صورت می‌گیرد. خطای برآورد عمق کانونی برای زلزله‌های گذشته خیلی زیاد بوده است. لذا عمق کانونی زمین‌لرزه‌های ایران براساس پیش فرض ۳۳ کیلومتر گزارش شده است (رضی و همکاران، ۱۳۸۴). بعضی از زلزله‌های ایران در ژرفای کانونی بیش از ۹۰ کیلومتر گزارش شده است ولی خسارات شدید متمرکز در رویداد این زلزله‌ها به‌گونه‌ای است که به نظر می‌رسد این زلزله‌ها با خطای قابل ملاحظه‌ای همراه باشند (آریامنش، ۱۳۸۶). همانطور که در شکل (۳-۱۳) دیده می‌شود زمین‌لرزه‌های با عمق کانونی بین ۳۵-۳۰ کیلومتر نسبت به بقیه از فراوانی بیشتری برخوردار می‌باشند. بعلاوه در منطقه زمین‌لرزه‌های با عمق کانونی بیشتر از ۸۰ کیلومتر به ندرت گزارش شده است.



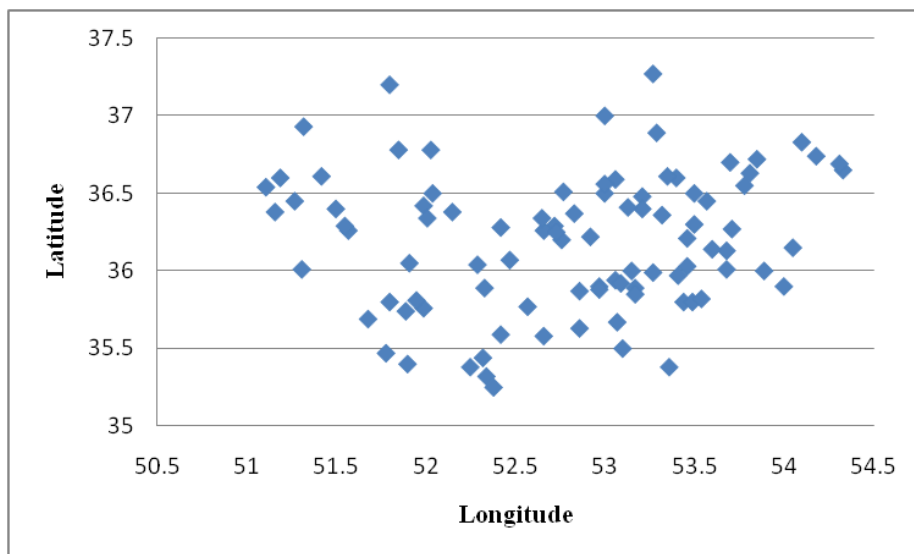
شکل ۳-۱۳- هیستوگرام فراوانی عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها

همچنین با توجه به فراوانی کانون عمقی زلزله‌ها، عمق لایه سایموژنیک در منطقه مورد مطالعه ۲۲ کیلومتر برآورد گردید.

۳-۶-۴- پراکندگی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها

همانطور که در شکل (۳-۱۴) دیده می‌شود در بخش غرب و جنوب غرب محدوده مطالعاتی پراکندگی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها به تبعیت از ایالت لرزه زمین‌ساختی زاگرس دارای روند شمال غرب - جنوب شرق می‌باشد.

و همچنین در بخش شرق و جنوب شرق منطقه تعداد معدودی زلزله با بزرگی بیشتر از ۴ ریشتر به ثبت رسیده است که بیانگر آرامش و ثبات لرزه‌ای این بخش در سده اخیر می‌باشد.



شکل ۳-۱۴- توزیع مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها در محدوده مطالعاتی

۳-۷- معرفی چشمه‌های لرزه‌زا

چشمه شماره ۱

این چشمه با مساحت تقریبی ۲۹۵۲ کیلومترمربع به صورت کشیده در غرب بابل قرار گرفته است. کمترین فاصله آن تا شهر بابل ۲۳ کیلومتر می‌باشد. گسل گلانده‌رود و همچنین بخش‌هایی از ۲ گسل خزر و شمال البرز در این چشمه قرار گرفته و مکانیسم غالب گسل‌ها فشارشی می‌باشد. این چشمه مناطق مسکونی زیادی از جمله شهرهای چالوس و نوشهر و همچنین حدود ۷۰ روستا را در بر می‌گیرد. بزرگترین زمین‌لرزه گزارش شده در این چشمه دارای $M_w=5$ می‌باشد (اشکال ۳-۱۵ و ۳-۱۶).

چشمه شماره ۲

این چشمه با روند تقریبی شرقی - غربی بخش‌های شرقی شهر بابل را پوشش می‌دهد. کمترین فاصله آن تا شهر بابل ۷ کیلومتر می‌باشد. مهم‌ترین گسل فعال شناخته شده در این چشمه گسل خزر می‌باشد. مناطق مسکونی زیادی از جمله شهرهای ساری، قائم‌شهر، نکا، بهشهر، گلوگاه، بندرگز و همچنین قسمت-

هایی از شهر بندر ترکمن در این چشمه قرار می‌گیرد. بزرگترین زمین‌لرزه گزارش شده در این چشمه دارای $M_w=5/5$ می‌باشد (اشکال ۳-۱۵ و ۳-۱۶).

چشمه شماره ۳

این چشمه بصورت کشیده در قسمت شرقی شهر بابل قرار گرفته و دارای مساحت تقریبی ۲۸۴۷ کیلومتر-مربع می‌باشد. کمترین فاصله آن تا شهر بابل ۳۷ کیلومتر می‌باشد. بخش شرقی گسل شمال البرز و همچنین گسل‌های فعالی از قبیل بادله و لاله‌بند در این چشمه قرار می‌گیرد. همچنین مکانیسم غالب گسل‌های این چشمه مکانیسم فشارشی می‌باشد. بزرگترین زمین‌لرزه گزارش شده در این چشمه دارای $M_w=5/2$ می‌باشد (اشکال ۳-۱۵ و ۳-۱۶).

چشمه شماره ۴

این چشمه با مساحت تقریبی ۴۶۴۶ کیلومترمربع بزرگترین چشمه منطقه مورد مطالعه می‌باشد و در قسمت جنوب شرقی شهر بابل قرار گرفته است. گسل‌های مهم منطقه شامل گسل دامغان، آستانه، میلا، بشم و فیروزکوه می‌باشد. کمترین فاصله آن تا شهر بابل ۶۹ کیلومتر می‌باشد. مناطق مسکونی زیادی از جمله شهرستان‌های فیروزکوه، شه‌میرزاد و مهدیشهر و حدود ۳۰ روستا در این چشمه قرار دارند. بزرگترین زمین‌لرزه گزارش شده در این چشمه دارای $M_w=6$ می‌باشد (اشکال ۳-۱۵ و ۳-۱۶).

چشمه شماره ۵

این چشمه به صورت مستطیلی شکل در قسمت جنوب شرقی شهر بابل قرار گرفته و دارای روند شمال شرقی - جنوب غربی می‌باشد. مساحت آن حدود ۱۲۰۴ کیلومترمربع می‌باشد. مهمترین گسل این چشمه گسل عطاری می‌باشد که دارای سازوکار غالب نرمال چمبر می‌باشد. کمترین فاصله آن تا شهر بابل ۱۱۷ کیلومتر می‌باشد. این چشمه مناطق مسکونی زیادی از جمله شهر سمنان و حدود ۲۳ روستا را در بر می‌گیرد. بزرگترین زمین‌لرزه گزارش شده در این چشمه دارای $M_w=4/6$ می‌باشد (اشکال ۳-۱۵ و ۳-۱۶).

چشمه شماره ۶

این چشمه با روند شرقی - غربی در جنوب شهر بابل قرار گرفته و دارای مساحت تقریبی ۱۷۷۴ کیلومتر-مربع می‌باشد. گسل پامه و بخش زیادی از گسل گرمسار در این چشمه قرار می‌گیرند و سازوکار غالب گسل‌های چشمه سازوکار معکوس می‌باشد. کمترین فاصله آن تا شهر بابل ۱۱۷ کیلومتر می‌باشد. این چشمه شهر آرادان و حدود ۱۳ روستا را در برمی‌گیرد. بزرگترین زمین لرزه گزارش شده در این چشمه دارای $M_w=4/2$ می‌باشد (اشکال ۳-۱۵ و ۳-۱۶).

چشمه شماره ۷

این چشمه ذوزنقه‌ای شکل در قسمت جنوب غربی شهر بابل قرار گرفته و دارای مساحت تقریبی ۲۷۷۵ کیلومترمربع می‌باشد. گسل ایوانکی، پیشوا و همچنین قسمتی از گسل گرمسار در این چشمه قرار می‌گیرد. سازوکار غالب گسل‌های چشمه سازوکار معکوس می‌باشد. مناطق مسکونی زیادی از جمله شهرهای ورامین، گرمسار و ایوانکی همچنین حدود ۴۰ روستا در این چشمه قرار می‌گیرند. بزرگترین زمین لرزه گزارش شده در این چشمه دارای $M_w=4/5$ می‌باشد (اشکال ۳-۱۵ و ۳-۱۶).

چشمه شماره ۸

این چشمه ذوزنقه‌ای شکل دارای روند تقریبی شرقی - غربی می‌باشد. مهمترین گسل این چشمه گسل شمال تهران می‌باشد که دارای سازوکار غالب معکوس می‌باشد. این چشمه بخش‌های مرکزی و شمالی شهر تهران را در برمی‌گیرد. کمترین فاصله آن تا شهر بابل ۱۱۵ کیلومتر می‌باشد. تاکنون زلزله با $M_w > 4$ برای آن گزارش نشده است (اشکال ۳-۱۵ و ۳-۱۶).

چشمه شماره ۹

این چشمه به صورت مستطیلی خیلی کشیده بوده و دارای روند شمال غربی - جنوب شرقی می‌باشد. این چشمه مناطق مسکونی زیادی از جمله ۲۸ روستا را در برمی‌گیرد. مهمترین گسل‌های این چشمه شامل گسل‌های مشا و زرین کوه می‌باشند که دارای سازوکار غالب معکوس می‌باشند. کمترین فاصله آن تا شهر

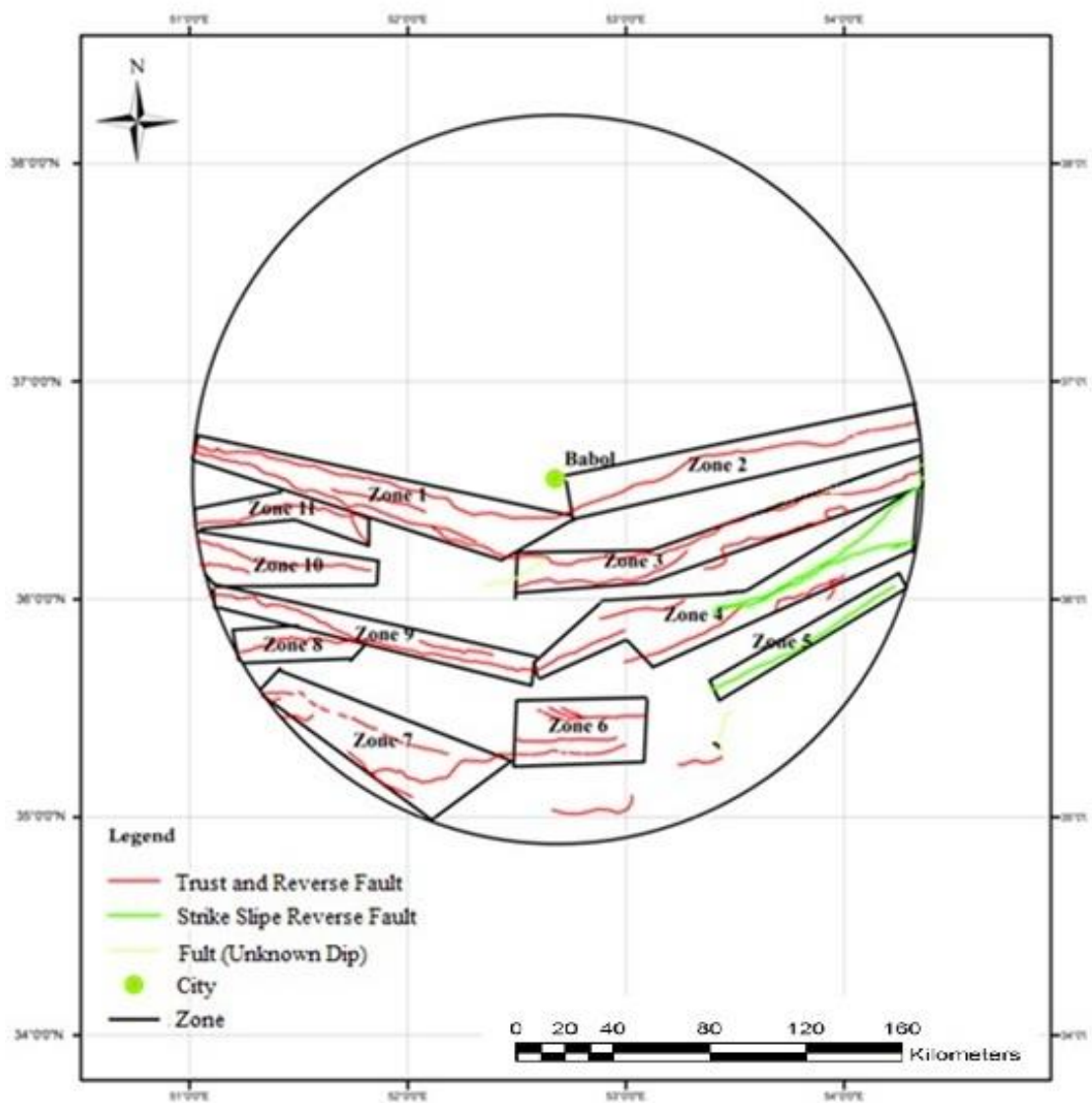
بابل ۸۸ کیلومتر می‌باشد. بزرگترین زمین‌لرزه گزارش شده در این چشمه دارای $M_w=4/6$ می‌باشد (اشکال ۳-۱۵ و ۳-۱۶).

چشمه شماره ۱۰

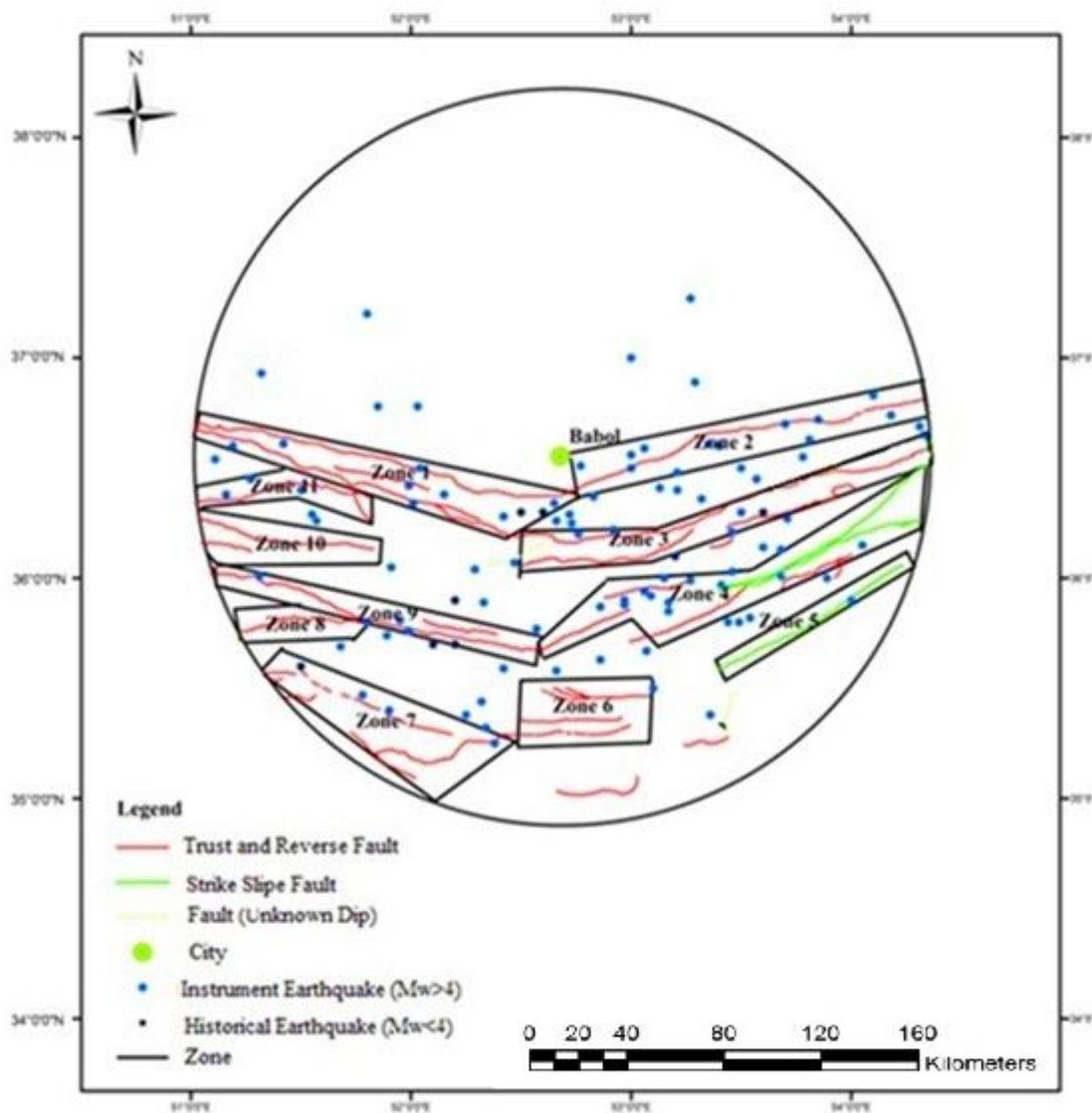
این چشمه ذوزنقه‌ای شکل دارای روند تقریبی شرقی - غربی می‌باشد. مهمترین گسل‌های این چشمه شامل گسل‌های طالقان و کندوان می‌باشد که دارای سازوکار غالب معکوس می‌باشند. کمترین فاصله آن تا شهر بابل ۸۳ کیلومتر می‌باشد. این چشمه حدود ۳۵ روستا را شامل می‌شود و تاکنون زلزله با $M_w > 4$ برای این چشمه گزارش نشده است (اشکال ۳-۱۵ و ۳-۱۶).

چشمه شماره ۱۱

این چشمه به صورت کشیده در شرق شهر بابل قرار گرفته است. مهمترین گسل این چشمه گسل فیروزآباد می‌باشد که دارای سازوکار معکوس می‌باشد. کمترین فاصله آن تا شهر بابل ۷۶ کیلومتر می‌باشد. مناطق مسکونی زیادی از جمله شهر گرمسار و ۳۷ روستا در این چشمه قرار می‌گیرند. بزرگترین زمین‌لرز زمین‌لرزه گزارش شده در این چشمه دارای $M_w=5/3$ می‌باشد (اشکال ۳-۱۵ و ۳-۱۶).



شکل ۳-۱۵- موقعیت پهنه‌های چشمه‌های لرزه‌زا در گستره مورد مطالعه



۱۶-۳- موقعیت پهنه‌های چشمه‌های لرزه‌زا و کانون زمین‌لرزه‌ها در گستره مورد مطالعه

فصل چهارم

تحلیل خطر زلزله و ارزیابی کسلس در شهرستان بابل

۴-۱- مقدمه

برای برآورد بیشینه پارامترهای حرکتی شهر بابل از دو روش تعیینی و احتمالاتی استفاده گردید. در روش تعیینی جهت برآورد بیشینه شتاب افقی سرچشمه‌های خطی موجود در منطقه قطعه‌بندی شده و ابتدا برای هر قطعه با توجه به روابط مناسب منطقه بیشینه بزرگا محاسبه گردید و سپس از دو رابطه کاهیدگی بور (۱۹۸۳) و کمپل - بزرگ‌نیا (۲۰۰۳) استفاده و از نتایج میانگین برای محاسبه بیشینه شتاب هر قطعه استفاده شد. همچنین برای محاسبه عدم قطعیت از روش درخت منطبق جهت محاسبه بیشینه شتاب افقی هر یک از سرچشمه‌های ناحیه‌ای منطقه استفاده گردید. در بخش احتمالاتی از روابط کاهیدگی مناسب منطقه استفاده شده و نقشه هم‌شتاب افقی سنگ کف در دوره بازگشت‌های مختلف در گستره مورد مطالعه محاسبه و ترسیم شد. در ادامه بر اساس رابطه زارع (۱۳۸۴) مقادیر حریم گسل برای هر یک از قطعات گسلی موجود برآورد گردید.

۴-۲- تحلیل خطر زلزله به روش تعیینی

۴-۲-۱- تعیین منابع لرزه‌زا در منطقه مورد مطالعه

در روش تعیینی از سرچشمه‌های خطی به عنوان منابع خطی به عنوان سرچشمه‌های لرزه‌ای در محدوده این شهرستان مورد استفاده قرار گرفت. همچنین با توجه به اصول موجود در مورد قطعه‌بندی چشمه‌های خطی این سرچشمه‌ها در صورت نیاز قطعه‌بندی شده و هریک از این قطعات به عنوان سرچشمه‌های مجزایی در نظر گرفته شد.

۴-۲-۱-۱- قطعه‌بندی گسل^۱

قطعه‌بندی سیستم‌های گسل شامل شناسایی قطعات گسل‌های خاص است. گسل را می‌توان در طول به قطعه‌هایی تقسیم کرد که هر قطعه بصورت نیمه مستقل از قطعه‌های دیگر رفتار می‌کند و خصوصیات

^۱ Fault Segmentification

منحصر به فرد دارد. قطعه‌بندی در مقیاس‌های گوناگون یعنی از چند متر تا چند ده کیلومتر قابل انجام است، در گسل‌های طویل در زمان وقوع زلزله در واقع تمام طول گسل گسیخته نمی‌شود بلکه تنها قطعاتی از آن گسیخته می‌شوند.

مفهوم قطعه‌بندی گسل‌های فعال بیش از ۳۰ سال است که مورد توجه محققین قرار گرفته است و بیشتر بر پایه اطلاعات زمین‌شناسی، لرزه‌شناسی و ژئوفیزیکی است.

از آنجائیکه گسل‌ها از قطعات هندسی و مکانیکی در مقیاس‌های مختلف تشکیل شده‌اند، قطعه‌بندی گسل به عنوان یک روش مهم در ارزیابی خطر زلزله به شمار می‌رود (Pizzi et al., 2009).

بدینگر (Beidinger, 2011) درک مفهوم قطعه‌بندی گسل را عامل مهمی در تعیین ماکزیمم بزرگی محتمل زلزله‌ها بیان کرده است.

عوامل متعددی از قبیل ساختار هندسی گسل، تغییر سازوکار در طول گسل، تلاقی گسل با دیگر گسل‌ها، اندازه قطعات گسلی، سابقه لرزه‌خیزی گسل، لیتولوژی سنگ‌های در برگیرنده گسل، وجود ساختارهای عرضی در امتداد گسل و ... بر قطعه‌بندی گسل موثر می‌باشد که در زیر به پاره‌ای از این پارامترها اشاره خواهد شد.

- ساختار هندسی گسل

مانیگتی و همکاران (Manigheti et al., 2009) بیان می‌کنند که وجود پیچ و خم‌هایی در اثر سطحی گسل^۱ ممکن است به ما اجازه تقسیم گسل به قطعات مختلف را بدهد.

مارتین و همکاران (Martin et al., 2007) درجه قطعه‌بندی گسل را تابعی از عوامل مختلفی از جمله شیب گسل می‌دانند.

¹ Fault Trace

- اندازه قطعات گسلی

توجه به داده‌های ساختاری و زمین‌شناسی و مطابقت آن‌ها با داده‌های لرزه‌ای نشان می‌دهد که اگرچه وضعیت یک گسل (امتداد و شیب آن) عاملی مهم در تعیین مرز قطعات می‌باشد ولی به نظر می‌رسد اندازه آن‌ها عاملی تعیین کننده‌تر باشد (Pizzi et al., 2009).

- سابقه لرزه‌خیزی گسل

توصیف تمام زمین‌لرزه‌های تاریخ یک گسل می‌تواند به عنوان شاهدهی قوی برای قطعه‌بندی آن گسل استفاده شود. زمانی که قطعه‌بندی خاصی را برای گسل بطور منطقی در نظر گرفتیم، می‌توانیم از آن تخمین زلزله‌های آتی گسل استفاده کنیم (رئیس‌آبادی و همکاران، ۱۳۹۰).

همچنین وجود زلزله‌های زیاد با بزرگی ($M > 6$) می‌تواند موید قطعه‌گسلی اصلی باشد (Manigheti et al., 2009)

- لیتولوژی سنگ‌های در برگیرنده گسل

معمولاً لیتولوژی اثر مهمی در رفتار لرزه‌ای گسل‌ها ایجاد می‌کند، و نوع حرکت قابل انجام بر روی گسل فعال را کنترل می‌کند. لیتولوژی ناهمگن شواهد ساختاری متفاوتی در یک زون گسلی ایجاد می‌کند (رئیس‌آبادی و همکاران، ۱۳۹۰)

مارتین و همکاران (Martin et al., 2007) معتقدند که قطعه‌بندی گسل به وسیله طبیعت ناهمگن سنگ‌های در برگیرنده کنترل می‌شود.

- وجود ساختارهای عرضی در امتداد گسل

همچنین ساختارهای عرضی ماقبل کواترنر با محدوده طولی از چند کیلومتر تا چند ده کیلومتر رفتار دوگانه‌ای را در هنگام قطعه‌بندی گسل نشان می‌دهند که به شرح زیر می‌باشد (Pizzi et al., 2009).

۱) آن‌ها می‌توانند در طی شکستگی یک قطعه گسلی واحد به عنوان یک قطعه مانع عمل کنند.

۲) در طی فعالیت گسل به عنوان یک زون انتقالی مجدداً فعال شوند و باعث فعالیت دو قطعه گسلی همجوار واقع در یک زون گسلی شوند.

در منطقه مورد مطالعه نیز با توجه به فاکتورهای بیان شده برای قطعه‌بندی، سرچشمه‌های خطی قطعه‌بندی شده‌اند (جدول ۴-۱).

جدول ۴-۱- معیارهای مورد استفاده برای قطعه‌بندی گسل‌های منطقه مورد مطالعه

نام گسل	تغییر در سازوکار	تغییر در سابقه لرزه‌خیزی	تغییر لیتولوژی	تغییر روند	تعداد قطعات
خزر		*	*	*	۳
شمال البرز		*	*	*	۲
دامغان	*	*	*	*	۲
کندوان				*	۲
مشا		*	*	*	۲
گرمسار				*	۲
آستانه		*	*	*	۲
فیروزآباد				*	۲

۴-۲-۲- تعیین فاصله هر منبع لرزه‌زا تا شهرستان بابل

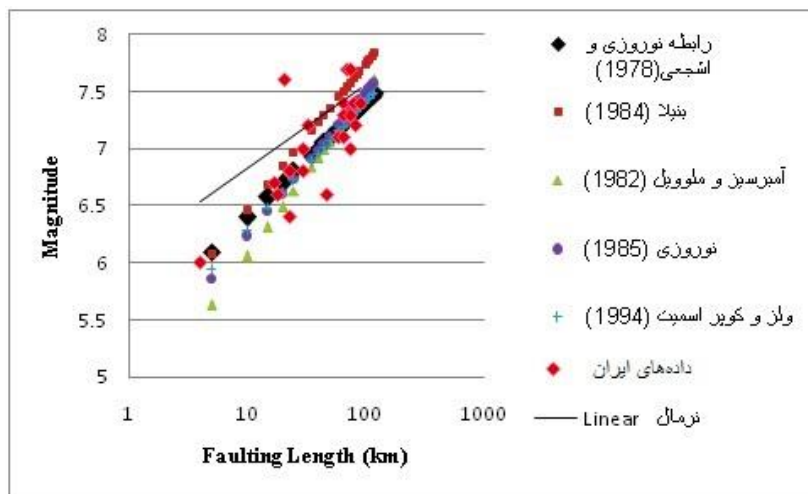
با توجه به نتایج حاصل از مطالعات قبلی جهت تعیین هر یک از سرچشمه‌ها تا این شهرستان کمترین فاصله میان چشمه‌ها و محل مورد مطالعه اعمال گردید.

۴-۲-۳- تعیین زلزله کنترل کننده هر چشمه

معمولاً با افزایش طول فعال (طول شکست) گسل، مقدار بزرگای زلزله افزایش می‌یابد. بزرگترین زلزله‌ای که یک گسل توانایی تولید آن را دارد، با طول فعال آن ارتباط مستقیم دارد (تابش پور و ابراهیمیان

۱۳۸۸). بیشینه بزرگی که برای هر زون بدست می‌آید بگ‌گراند لرزه‌های آن زون را مشخص می‌کند (Shapira et al., 2007).

تاکنون روابط تجربی زیادی برای زلزله‌های ایران ارائه شده که در این مورد در فصل ۲ به طور مفصل بحث شد. بر اساس مطالعات انجام شده در ایران ۵ رابطه تجربی نوروزی (۱۹۸۵)، نوروزی و اشجعی (۱۹۷۸)، بنیلا (۱۹۸۴)، آمبرسیز و ملوویل (۱۹۸۲) و ولز و کوپر اسمیت (۱۹۹۴) که در این مطالعات دارای بیشترین کاربرد بودند انتخاب شده و همچنین با توجه به اینکه زمین‌لرزه‌های با بزرگای بزرگتر و مساوی ۶ می‌توانند با گسلش سطحی همراه باشند داده‌های مربوط به زلزله‌های دستگاهی با بزرگای بیشتر از ۶ رخداده در سراسر کشور جمع‌آوری شد و رابطه بین میزان بزرگی زلزله‌ها و میزان گسلش گزارش شده با هر یک از ۴ رابطه مذکور کنترل شده و در نهایت این نتیجه حاصل شد که بهترین رابطه برای بیان ارتباط بین بزرگی و گسلش زلزله‌های ایران ۲ رابطه نوروزی (۱۹۸۵) و ولز و کوپر اسمیت (۱۹۹۴) می‌باشد (شکل ۴-۱). در این مطالعه از ۲ رابطه مذکور استفاده شده و در نهایت میزان بیشینه بزرگا برای هر یک از سرچشمه‌های خطی منطقه مورد مطالعه محاسبه گردید (جدول ۴-۲).



شکل ۴-۱- مقایسه فرمول‌های تجربی مختلف برای بزرگا - طول گسیختگی

جدول ۴-۲- مقادیر بیشینه بزرگا برای سرچشمه‌های خطی محدوده مورد مطالعه

نام گسل	طول گسل (km)	حداقل فاصله از مرکز شهر (km)	نوروزی (Mmax)	ولز و کوپر اسمیت (Mmax)	میانگین
خزر ۱	۱۵۳	۲۱	۷/۳	۷/۱	۷/۲
خزر ۲	۷۲	۱۹	۶/۹	۶/۸	۶/۸
خزر ۳	۹۱	۶۰	۷/۰	۶/۹	۶/۹
شمال البرز ۱	۱۶۲	۴۰	۷/۳	۷/۲	۷/۲
شمال البرز ۲	۱۶۶	۴۱	۷/۳	۷/۲	۷/۲
دامغان ۱	۵۶	۹۳	۶/۷	۶/۷	۶/۷
دامغان ۲	۳۴	۱۲۳	۶/۴	۶/۴	۶/۴
کندوان ۱	۳۲	۱۲۵	۶/۴	۶/۴	۶/۴
کندوان ۲	۴۱	۸۰	۶/۵	۶/۵	۶/۵
مشا ۱	۶۷	۱۱۵	۶/۸	۶/۷	۶/۸
مشا ۲	۷۹	۹۷	۶/۹	۶/۸	۶/۹
عطاری	۱۲۰	۱۲۵	۷/۱	۷	۷/۱
گرمسار ۱	۳۶	۱۵۸	۶/۵	۶/۵	۶/۵
گرمسار ۲	۷۶	۱۳۷	۶/۹	۶/۹	۶/۹
آستانه ۱	۵۴	۹۴	۶/۷	۶/۶	۶/۶
آستانه ۲	۵۱	۱۲۱	۶/۷	۶/۶	۶/۶
شمال تهران	۱۱۰	۱۱۸	۷/۱	۷	۷/۰
بادله	۷۰	۷۶	۶/۸	۶/۸	۶/۸
بشم	۵۲	۹۷	۶/۷	۶/۶	۶/۶
ایوانکی	۷۵	۱۴۵	۶/۹	۶/۸	۶/۸
فیروزکوه	۵۰	۸۲	۶/۶	۶/۶	۶/۳
گلانده روود	۴۰	۵۷	۶/۵	۶/۵	۶/۵
کهریزک	۴۰	۱۵۶	۶/۵	۶/۵	۶/۵
لله بند	۶۰	۵۱	۶/۷	۶/۷	۶/۷
میلا	۴۰	۱۱۱	۶/۵	۶/۵	۶/۵
طالقان	۲۰	۱۳۵	۶/۲	۶/۲	۶/۲
زرین کوه	۴۱	۹۲	۶/۵	۶/۵	۶/۵
فیروزآباد ۱	۴۱	۸۰	۶/۵	۶/۵	۶/۵
فیروزآباد ۲	۵۰	۱۱۴	۶/۷	۶/۶	۶/۶
پامه	۳۹	۱۱۷	۶/۵	۶/۵	۶/۵
F1	۳۸	۹۱	۶/۵	۶/۵	۶/۵
F2	۲۴	۹۳	۶/۳	۶/۳	۶/۳
F3	۲۸	۱۱۶	۶/۴	۶/۳	۶/۳
F4	۴۱	۸۰	۶/۵	۶/۵	۶/۵

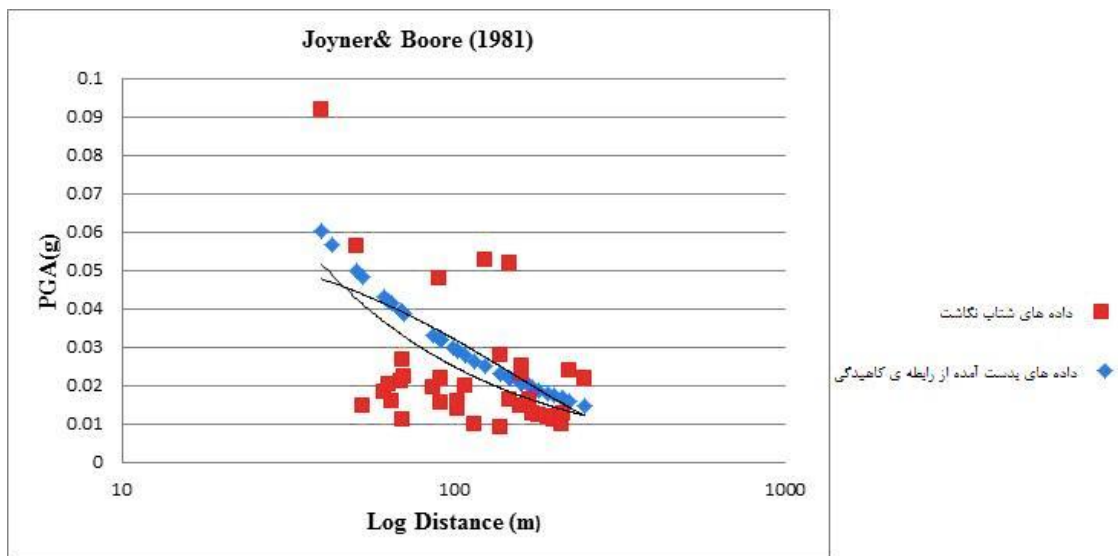
۴-۲-۴- تعیین بیشینه شتاب

انتخاب یک رابطه کاهیدگی مناسب در تحلیل خطر زلزله از اهمیت فراوانی برخوردار می‌باشد، زیرا نتیجه تحلیل خطر لرزه‌ای به نحو چشمگیری متأثر از آن است. قطعاً بهترین رابطه کاهیدگی برای استفاده در یک منطقه خاص رابطه‌ای است که با استفاده از اطلاعات موجود در منطقه تهیه شده باشد. باید توجه داشت که شرایط زمین‌شناسی، زمین‌ساختی، سازوکار گسیختگی‌های گسل‌ها و عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها در یک منطقه، بر چگونگی تغییرات جنبش نیرومند زمین تأثیر می‌گذارد و این در حالی است که در بسیاری از روابط کاهیدگی، پارامترهای ذکر شده دیده نمی‌شود.

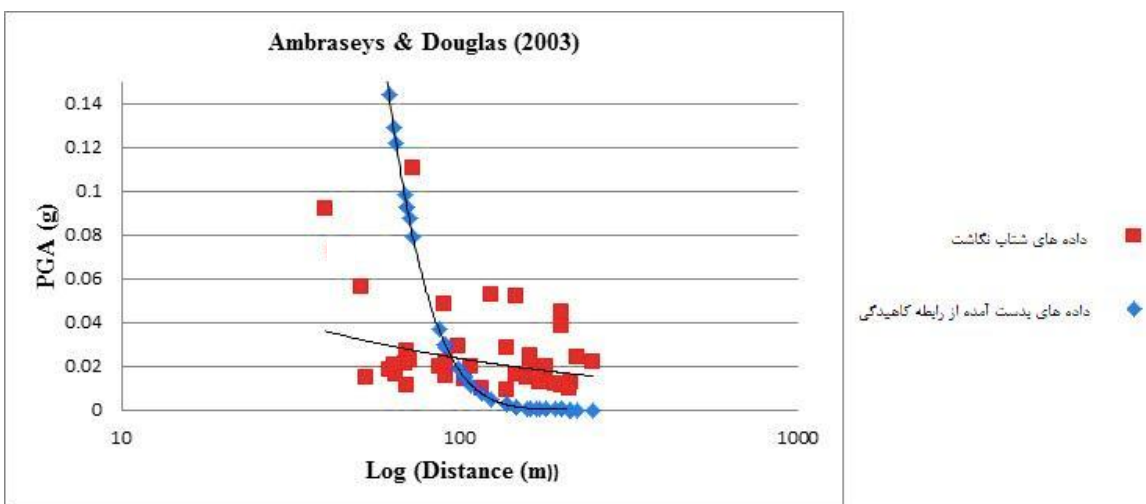
به این منظور از میان روابط کاهیدگی موجود ۴ رابطه جویئر و بور (۱۹۸۱)، آمبرسیز و داگلاس (۲۰۰۳)، کمپل و بزرگ نیا (۲۰۰۳) و خادمی (۲۰۰۲) که نسبت به بقیه از اهمیت و کاربرد بالاتری برخوردار بودند انتخاب شدند.

همچنین شتاب‌نگاشت مربوط به زلزله ۸ خرداد ماه زلزله فیروزآباد کجور از مرکز تحقیقات مسکن گردید و داده‌های مربوط به شتاب افقی با هر یک از روابط بالا کنترل گردید و در نهایت ۲ رابطه جویئر و بور (۱۹۸۱) و همچنین کمپل و بزرگ‌نیا (۲۰۰۳) که دارای بیشترین تطابق با داده‌های منطقه بودند به عنوان روابط مناسب انتخاب شدند (اشکال ۴-۲ تا ۴-۵). با استفاده از این دو رابطه کاهیدگی مقادیر بیشینه شتاب افقی برای هر یک از سرچشمه‌های خطی موجود در گستره محاسبه گردید (جدول ۴-۳).

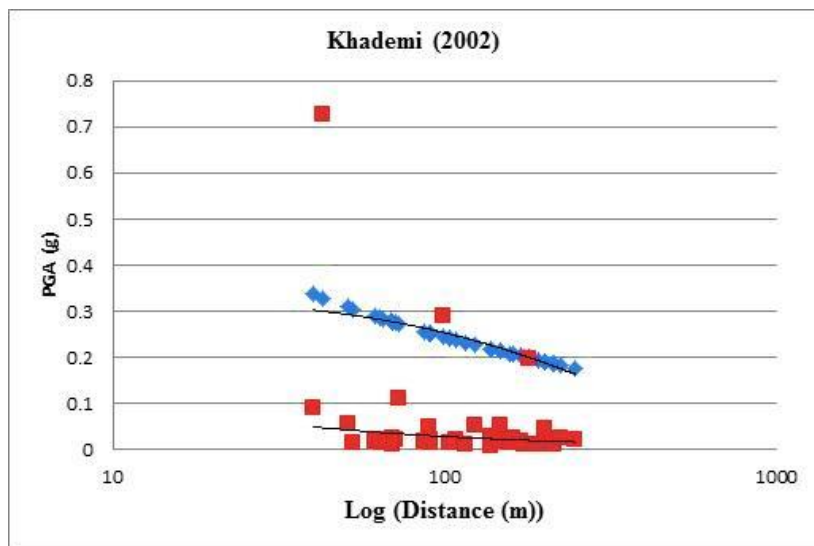
همچنین مقادیر بیشینه شتاب عمودی نیز با استفاده از رابطه کمپل و بزرگ‌نیا (۲۰۰۳) برای هر کدام از این سرچشمه‌ها محاسبه شد (جدول ۴-۴).



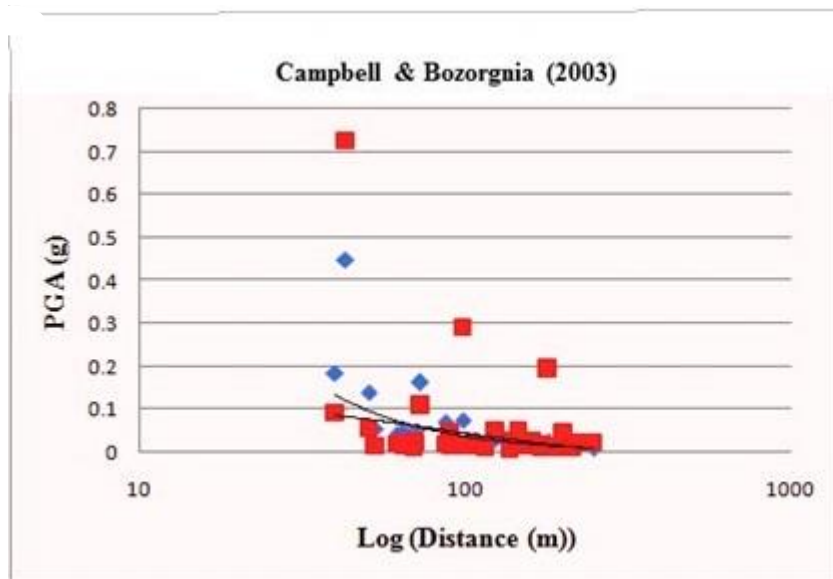
شکل ۴-۲- مقایسه رابطه کاهیدگی جوینر و بور با داده‌های شتاب نگاشت زلزله بلده



شکل ۴-۳- مقایسه رابطه کاهیدگی آمبرسیز و داگلاس با داده‌های شتاب نگاشت زلزله بلده



شکل ۴-۴- مقایسه رابطه کاهیدگی خادمی با داده‌های شتاب نگاشت زلزله بلده



شکل ۴-۵- مقایسه رابطه کاهیدگی کمپل و بزرگنیا با داده‌های شتاب نگاشت زلزله بلده

جدول ۴-۳- مقادیر بیشینه شتاب افقی برای سرچشمه‌های خطی منطقه مورد مطالعه به روش تعیینی

بیشینه شتاب افقی (g)			حد اقل فاصله از مرکز شهر (km)	بیشینه بزرگا	نام گسل
میانگین	جوینر و بور	کمپل - بزرگ نیا			
۰/۳۶	۰/۲۵	۰/۴۷	۲۱	۷/۲	خزر ۱
۰/۳۰	۰/۲۲	۰/۳۸	۱۹	۶/۸	خزر ۲
۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۱۲	۶۰	۶/۹	خزر ۳
۰/۲۱	۰/۱۵	۰/۲۶	۴۰	۷/۲	شمال البرز ۱
۰/۲۰	۰/۱۵	۰/۲۴	۴۱	۷/۲	شمال البرز ۲
۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۹۳	۶/۷	دامغان ۱
۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۱۲۳	۶/۴	دامغان ۲
۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۱۲۵	۶/۴	کندوان ۱
۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۸۰	۶/۵	کندوان ۲
۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۱۱۵	۶/۸	مشا ۱
۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷	۹۷	۶/۹	مشا ۲
۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۶	۱۲۵	۷/۱	عطاری
۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۳	۱۵۸	۶/۵	گرمسار ۱
۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۱۳۷	۶/۹	گرمسار ۲
۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۶	۹۴	۶/۶	آستانه ۱
۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۱۲۱	۶/۶	آستانه ۲
۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۱۱۸	۷/۰	شمال تهران
۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۷۶	۶/۸	بادله
۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۹۷	۶/۶	پشم
۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۱۴۵	۶/۸	ایوانکی
۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۸۲	۶/۳	فیروزکوه
۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۱۰	۵۷	۶/۵	گلانده رود
۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۱۵۶	۶/۵	کهریزک
۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۱۳	۵۱	۶/۷	لله‌بند
۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۱۱۱	۶/۵	میلا

نام گسل	بیشینه بزرگا	حداقل فاصله از مرکز شهر (km)	کمپل - بزرگ نیا (۲۰۰۳)	جوینر و بور (۱۹۸۱)	میانگین
طالقان	۶/۲	۱۳۵	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳
زرین کوه	۶/۵	۹۲	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵
فیروزآباد ۱	۶/۵	۸۰	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۶
فیروزآباد ۲	۶/۶	۱۱۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵
پامه	۶/۵	۱۱۷	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵
F1	۶/۵	۹۱	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶
F2	۶/۳	۹۳	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۵
F3	۶/۳	۱۱۶	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴
F4	۶/۵	۸۰	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۶

جدول ۴-۴- مقادیر بیشینه شتاب عمودی برای سرچشمه‌های خطی منطقه مورد مطالعه به روش تعیینی

نام گسل	بیشینه بزرگا	حداقل فاصله از مرکز شهر (km)	بیشینه شتاب عمودی (کمپل و بزرگ نیا ۲۰۰۳)
خزر ۱	۷/۲	۲۱	۰/۳۶
خزر ۲	۶/۸	۱۹	۰/۲۹
خزر ۳	۶/۹	۶۰	۰/۰۸
شمال البرز ۱	۷/۲	۴۰	۰/۱۸
شمال البرز ۲	۷/۲	۴۱	۰/۱۸
دامغان ۱	۶/۷	۹۳	۰/۰۴
دامغان ۲	۶/۴	۱۲۳	۰/۰۲
کندوان ۱	۶/۴	۱۲۵	۰/۰۲
کندوان ۲	۶/۵	۸۰	۰/۰۴
مشا ۱	۶/۸	۱۱۵	۰/۰۳
مشا ۲	۶/۹	۹۷	۰/۰۴

نام گسل	بزرگا بیشینه	حداقل فاصله از مرکز شهر (km)	بیشینه شتاب عمودی کمپل و بزرگ نیا (۲۰۰۳)
عطاری	۷/۱	۱۲۵	۰/۰۴
گرمسار ۱	۶/۵	۱۵۸	۰/۰۲
گرمسار ۲	۶/۹	۱۳۷	۰/۰۳
آستانه ۱	۶/۶	۹۴	۰/۰۴
آستانه ۲	۶/۶	۱۲۱	۰/۰۳
شمال تهران	۷/۰	۱۱۸	۰/۰۴
بادله	۶/۸	۷۶	۰/۰۶
بشم	۶/۶	۹۷	۰/۰۴
ایوانکی	۶/۸	۱۴۵	۰/۰۲
فیروزکوه	۶/۳	۸۲	۰/۰۴
گلانده رود	۶/۵	۵۷	۰/۰۷
کهریزک	۶/۵	۱۵۶	۰/۰۲
للهبند	۶/۷	۵۱	۰/۰۹
میلا	۶/۵	۱۱۱	۰/۰۳
طالقان	۶/۲	۱۳۵	۰/۰۱
زرین کوه	۶/۵	۹۲	۰/۰۴
فیروزآباد ۱	۶/۵	۸۰	۰/۰۴
فیروزآباد ۲	۶/۶	۱۱۴	۰/۰۳
پامه	۶/۵	۱۱۷	۰/۰۳
F1	۶/۵	۹۱	۰/۰۴
F2	۶/۳	۹۳	۰/۰۳
F3	۶/۳	۱۱	۰/۰۲
F4	۶/۵	۸۰	۰/۰۴

۴-۳- ارزیابی عدم قطعیت در تحلیل خطر زلزله به روش تعیینی با استفاده از درخت منطق

بدین منظور با در نظر گرفتن عوامل مختلف موثر در حداکثر شتاب نهایی هر یک از چشمه‌های ناحیه‌ای منطقه، عدم قطعیت‌های مختلفی از قبیل عدم قطعیت مساحت چشمه، عدم قطعیت در سازوکار چشمه، عدم قطعیت در تعیین بزرگای چشمه، عدم قطعیت در تعیین کمترین فاصله تا چشمه و عدم قطعیت در تعیین رابطه کاهیدگی بررسی شده و در نهایت میزان حداکثر شتاب افقی برای هر یک از ۱۱ چشمه ناحیه‌ای منطقه به روش تعیینی محاسبه گردید.

۴-۳-۱- عدم قطعیت در مساحت چشمه

پنج سطح مختلف با وزن یکسان $1/5$ (یک پنجم) برای هر سطح به صورت AF ، $AF \pm 5\%$ ، $AF \pm 10\%$ انتخاب شد.

۴-۳-۲- عدم قطعیت در سازوکار چشمه

با توجه به اینکه یکی از ملاک‌های انتخاب زون‌های لرزه‌ای یکسان بودن سازوکار در سراسر چشمه ناحیه‌ای می‌باشد تنها یک حالت برای هر چشمه امکان پذیر می‌باشد.

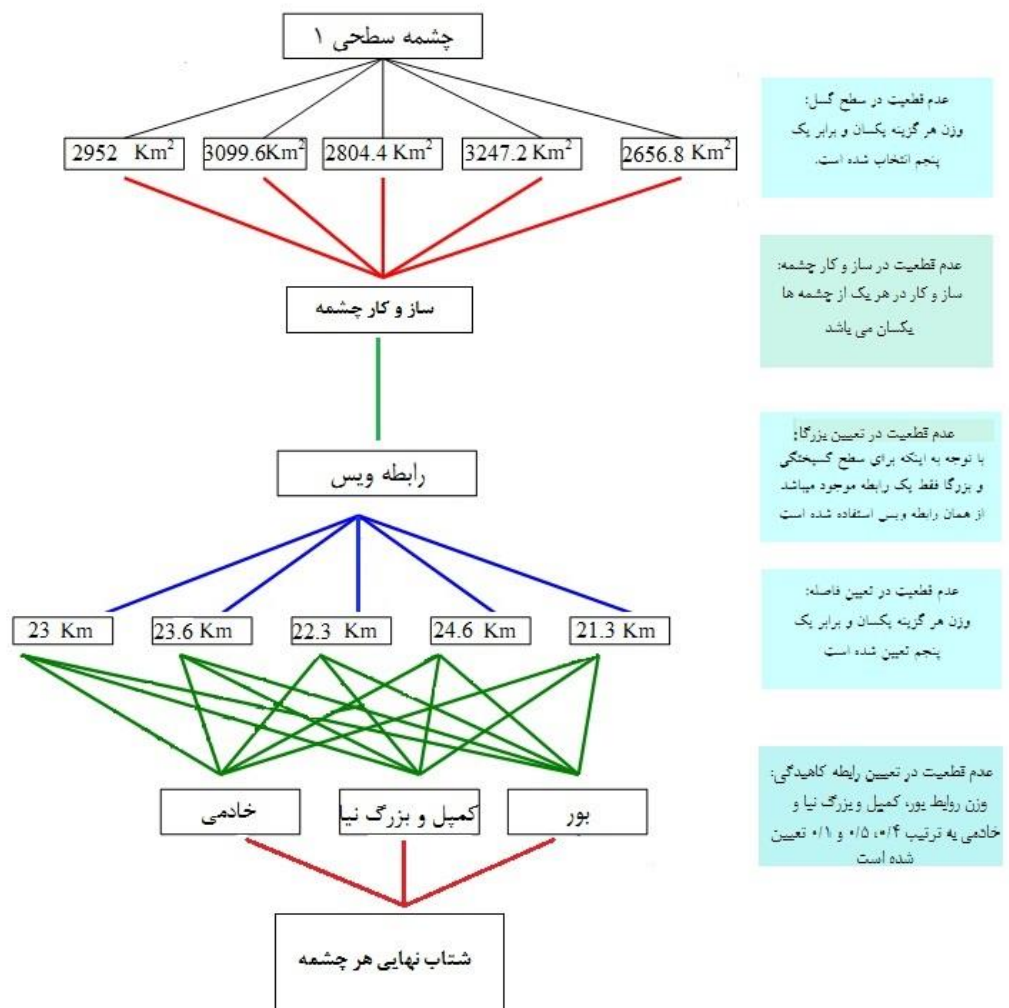
۴-۳-۳- عدم قطعیت در تعیین بزرگای چشمه

با توجه به اینکه بین میزان بیشینه بزرگای ناشی از چشمه ناحیه‌ای و مساحت چشمه تنها یک رابطه به نام رابطه ویس وجود دارد، تنها یک حالت برای هر چشمه امکان پذیر می‌باشد.

۴-۳-۴- عدم قطعیت در تعیین کمترین فاصله تا چشمه

پنج فاصله مختلف و با وزن‌های یکسان $1/5$ (یک پنجم) برای هر حالت فاصله به صورت D ، $D \pm 5\%$ ، $D \pm 10\%$ انتخاب گردید.

برای هر کدام از ۱۱ چشمه ۷۵ سری محاسبات مجزا انجام شده و در نهایت میزان حداکثر شتاب افقی برای هر چشمه برآورد گردید (جدول ۴-۵). به عنوان مثال این محاسبات برای چشمه ناحیه‌ای شماره ۱ در زیر آورده شده است (شکل ۴-۶).



جدول ۴-۶- نمودار درخت منطق برای چشمه لرزه‌زای ۱ به روش تعیینی

جدول شماره ۴-۵- مقادیر بیشنه شتاب افقی برای زون‌های مختلف به روش تعیینی با استفاده از درخت منطق

Source Name	Pga (g)
Zone 1	0.38
Zone 2	0.33

Source Name	Pga (g)
Zone 3	0.21
Zone 4	0.08
Zone 5	0.07
Zone6	0.05
Zone 7	0.06
Zone 8	0.07
Zone 9	0.08
Zone 10	0.07
Zone 11	0.08

همانطور که ملاحظه می‌شود مقادیر بیشترین شتاب به ترتیب مربوط به زون‌های ۱ تا ۳ می‌باشد که حاکی از وجود گسل‌های با طول و سابقه‌ی لرزه‌خیزی بالا از جمله گسل‌های خزر و شمال البرز می‌باشد. مقادیر بیشینه شتاب افقی برای این ۳ زون به ترتیب $0.38g$ ، $0.33g$ و $0.21g$ می‌باشد. همچنین یکی از مزایای تحلیل خطر به روش تعیینی با استفاده از درخت منطق اینست که چون با انتخاب هر سطح شتاب گسل مسبب آن را نیز می‌توانیم به دقت تعیین کنیم مزیتی وجود دارد که در روش احتمالاتی وجود ندارد.

۳-۴- تحلیل خطر زلزله به روش احتمالاتی

۴-۳-۱- خصوصیات چشمه‌های لرزه‌زا

۴-۳-۱-۱- ارزیابی بیشینه بزرگی^۱ بر اساس درخت منطق^۲

برای این منظور از روش درخت منطق که در بخش ۲ معرفی گردید استفاده شده است. روابط بکارگیری شده و درصد احتمال اختصاص داده شده به هر روش در جدول (۴-۶) ارائه شده است.

¹ Magnitude Maximum

² Logic Tree

جدول ۴-۶- معیارهای مورد استفاده جهت محاسبه بیشینه بزرگی چشمه‌های لرزه‌زا خطی منطقه با استفاده از درخت منطق

وزن	توضیح	پارامتر
با توجه به میزان گزارش و درجه اعتبار گزارش	بر اساس انواع طول‌های گزارش شده برای هر گسل	طول گسل
طول گسل < ۲۰۰ km ← ۱۷ درصد < ۱۰۰ km < طول گسل < ۲۰۰ km ← ۳۷ درصد < ۱۰۰ km < طول گسل ← ۵۰ درصد	برای سه حالت ۵۰، ۳۷ و ۱۷ درصد طول گسل	طول گسلش
با توجه به میزان گزارش و درجه اعتبار گزارش	انواع سازوکار گزارش شده برای هر گسل	سازوکار
دو رابطه نوری و ولز و کوپر اسمیت بدلیل بیشترین تطابق با زلزله‌های ایران بیشترین وزن، هر کدام وزن ۰/۴ و رابطه آمبرسیز و ملوویل وزن ۰/۲	۵ رابطه نوری، نوری و اشجعی، بنیلا، آمبرسیز و ملوویل و ولز و کوپر اسمیت	روابط بین طول گسلش و بیشینه بزرگا
بر اساس میزان وزن هر کدام از پارامترها تعیین می‌شود		بیشینه بزرگا

در نهایت برای برآورد بیشینه بزرگای نهایی هر چشمه لرزه‌زای ناحیه‌ای در منطقه، از میان چشمه‌های خطی موجود در سرچشمه ناحیه‌ای، بزرگترین بیشینه بزرگا مربوط به آن‌ها به عنوان بیشینه بزرگا آن زون در نظر گرفته شد و نتایج زیر بدست آمد (جدول ۴-۷).

جدول شماره ۴-۷- مقادیر بیشینه بزرگا برای زون‌های لرزه‌زای مختلف با استفاده از درخت منطق

source name	Mmax
zone 1	7.7
zone 2	7.6
zone 3	7.7
zone 4	7.1
zone 5	6.9
zone 6	6.5
zone 7	6.9
zone 8	7.3
zone 9	7.3

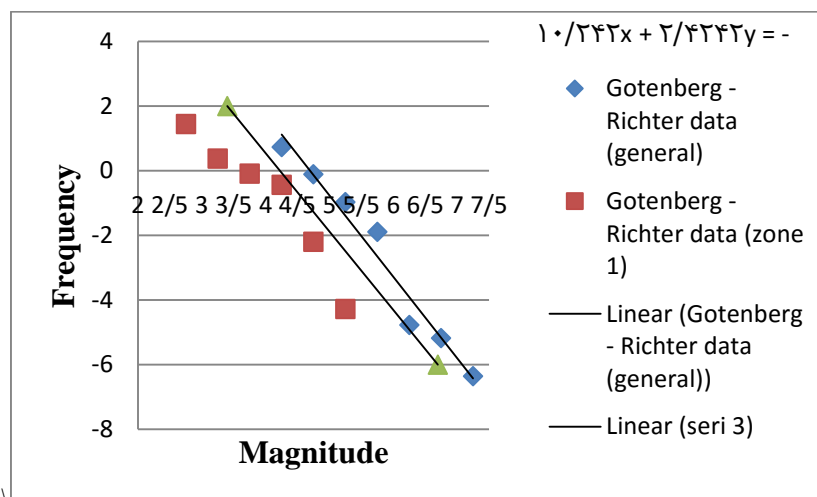
source name	Mmax
zone 10	6.9
zone 11	6.9

۴-۳-۲- α و β چشمه‌ها

کمیت لرزه‌خیزی زون‌های لرزه‌زا توسط رابطه بین بزرگی - فراوانی زلزله‌ها مشخص می‌شود. که این رابطه، یک فاکتور کلیدی در برآورد احتمال رخداد زلزله‌ای با بزرگی M در یک دوره زمانی مشخص در یک زون می‌باشد (Shapira et al., 2007). رابطه استفاده شده در منطقه مورد مطالعه به صورت زیر می‌باشد (رابطه ۴-۱).

$$\text{Log}[n(M)] = a - bM \quad \text{رابطه ۴-۱}$$

بر همین اساس در منطقه مورد مطالعه ابتدا نمودار گوتنبرگ - ریشتر مربوط به داده‌های با بزرگی $M_w \geq 4$ ترسیم شد همچنین برای هر یک از زون‌های لرزه‌زا نیز نمودار بزرگی - فراوانی زمین‌لرزه‌ها ترسیم شده و با رسم کردن بهترین مماس بر این داده‌ها که با نمودار گوتنبرگ - ریشتر اولیه نیز موازی باشد مقادیر α و β برای هر یک از زون‌های لرزه‌زا محاسبه گردید (شکل ۴-۷).



شکل ۴-۷- نرمال کردن α با استفاده از مطالعات (Shapira et al., 2007) برای سرچشمه لرزه‌زای شماره ۱

با فرض ثابت بودن β برای همه زون‌ها، مقادیر α برای آن‌ها محاسبه گردید (جدول ۴-۸).

برای $a=10.24$ زون ۱ \implies $\alpha = \ln(10.24) = 2.32$ برای زون ۱

جدول شماره ۴-۸- پارامترهای لرزه‌خیزی چشمه‌های لرزه‌زای موجود در منطقه

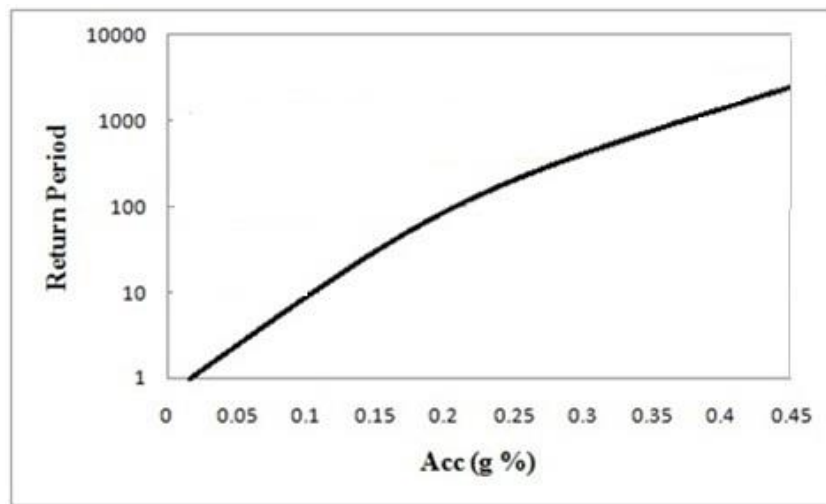
source name	α	β	Mmax
zone 1	2.32	2.028	7.5
zone 2	2.37	2.028	7.2
zone 3	2.37	2.028	7.5
zone 4	2.46	2.028	7
zone 5	2.1	2.028	7.1
zone 6	2.09	2.028	6.5
zone 7	2.07	2.028	7.1
zone 8	1.94	2.028	7
zone 9	2.25	2.028	7.2
zone 10	2.06	2.028	6.8
zone 11	2.27	2.028	6.8

۴-۳-۳- محاسبات نقشه تحلیل خطر

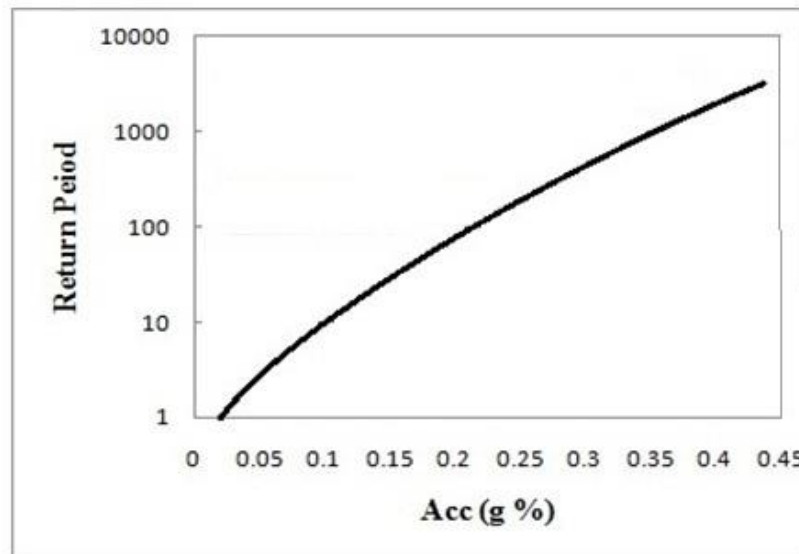
با استفاده از نرم‌افزار Seis Risk III مقادیر شتاب افقی سنگ کف براساس داده‌های میانگین ۲ رابطه کاهیدگی جویسر و بور (۱۹۸۱) و کمپل - بزرگ نیا (۲۰۰۳) که در بالا به عنوان روابط مناسب منطقه معرفی شدند برای نقاط مختلف محدوده مورد مطالعه محاسبه گردید و سپس با استفاده از نرم افزار 8 Surfer نقشه ترازهای هم-شتاب افقی در دوره بازگشت‌های مختلف برای این شهرستان ترسیم شد.

همانطور که در اشکال (۴-۱۱ تا ۴-۱۵) دیده می‌شود برای دوره بازگشت ۴۷۵ سال (معادل سطح خطر ۱، در دستورالعمل بهسازی ساختمان‌های موجود و همچنین در استاندارد ۲۸۰۰ ایران زلزله طرح (DBE)) مقدار بیشینه شتاب افقی برای این شهرستان بین ترازهای شتاب $g/0.09$ تا $g/0.12$ و برای دوره بازگشت ۲۴۷۵ سال (معادل سطح خطر ۲، در دستورالعمل بهسازی ساختمان‌های موجود و همچنین در استاندارد ۲۸۰۰ ایران

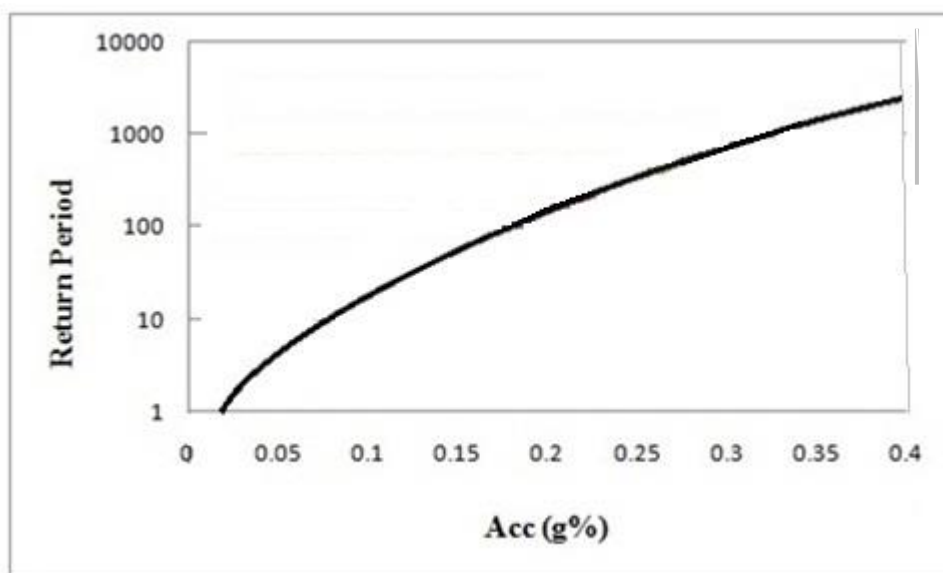
بیشینه زلزله محتمل (MPE) بین ترازهای شتاب 0.15 g تا 0.2 g متغیر می‌باشد. همچنین برای این شهرستان مقادیر شتاب عمودی در دوره بازگشت‌های مختلف نیز با استفاده از رابطه کمپل - بزرگ‌نیا (۲۰۰۳) محاسبه گردید (اشکال ۴-۱۷ تا ۴-۲۱). بعلاوه نقاط دارای مقادیر شتاب بیشینه قائم منطبق بر مناطق دارای شتاب افقی بیشینه می‌باشند. مقادیر بیشینه شتاب عمودی برای این شهرستان در دو دوره بازگشت ۴۷۵ و ۲۴۷۵ سال به طور تقریبی به ترتیب 0.125 g و 0.2 g می‌باشد (اشکال ۴-۱۶ تا ۴-۲۰).



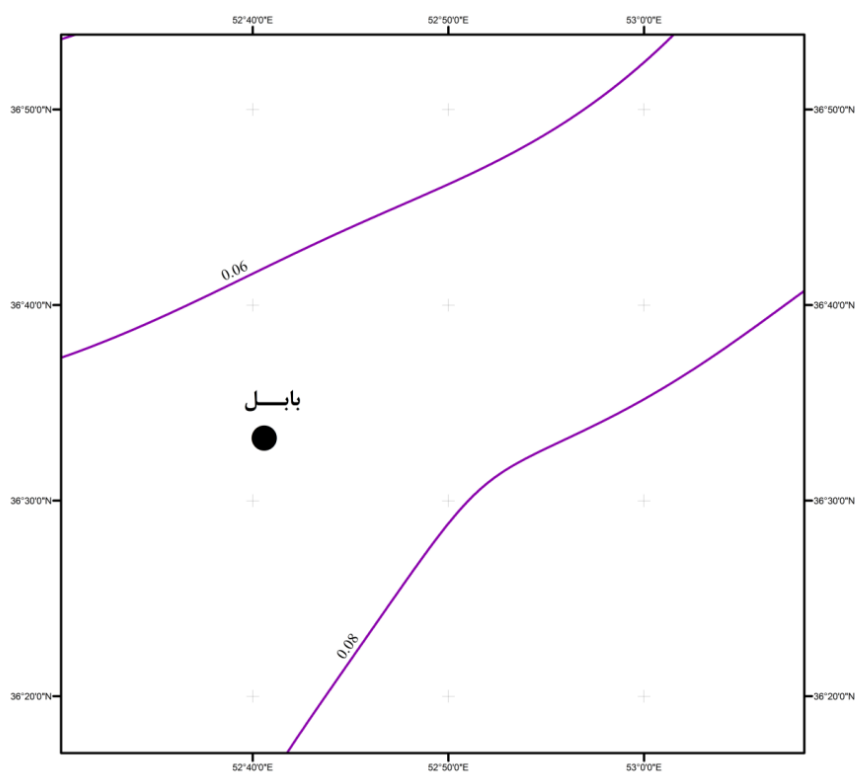
شکل ۴-۸) - منحنی خطر لرزه‌ای شهر بابل با استفاده از رابطه جویینر و بور (۱۹۸۱)



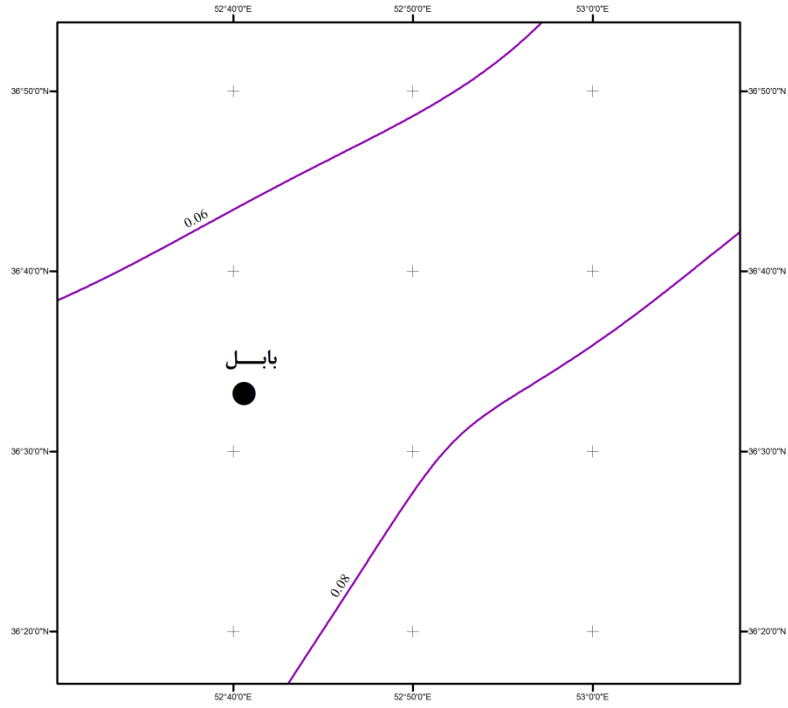
شکل ۴-۹) - منحنی خطر لرزه‌ای شهر بابل با استفاده از رابطه کمپل - بزرگ‌نیا (۲۰۰۳)



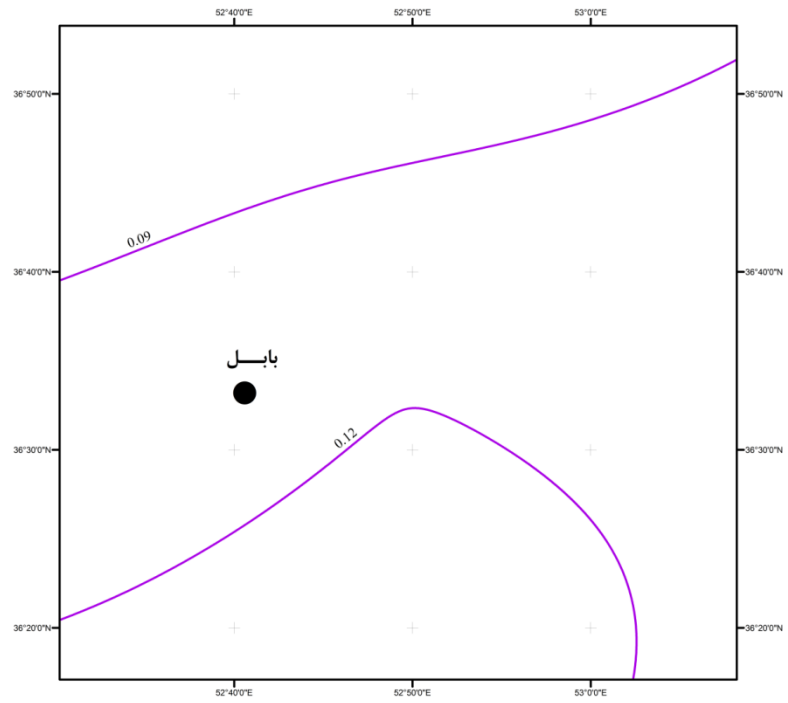
شکل ۴-۱۰- منحنی خطر لرزه‌ای شهر بابل با استفاده از میانگین ۲ رابطه



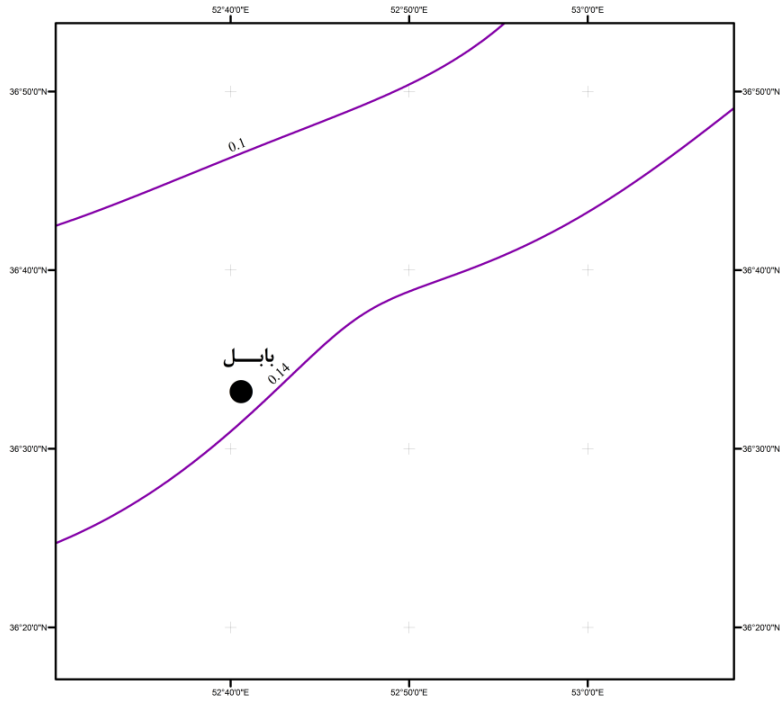
شکل ۴-۱۱- نقشه هم‌شتاب (شتاب افقی) سنگ کف شهرستان بابل با دوره بازگشت ۱۰۹ سال



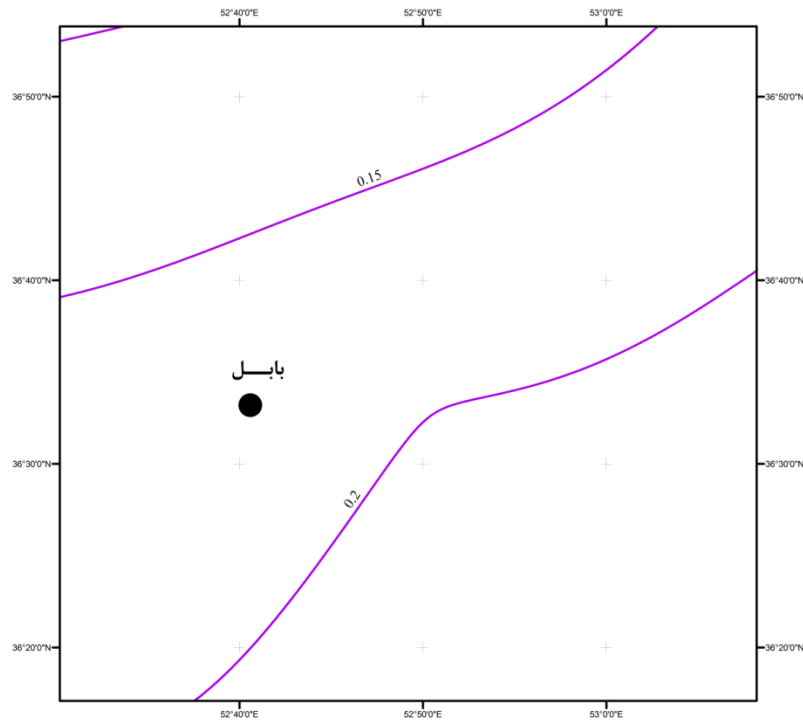
شکل ۴-۱۲- نقشه هم‌شتاب (شتاب افقی) سنگ کف شهرستان بابل با دوره بازگشت ۲۰۰ سال



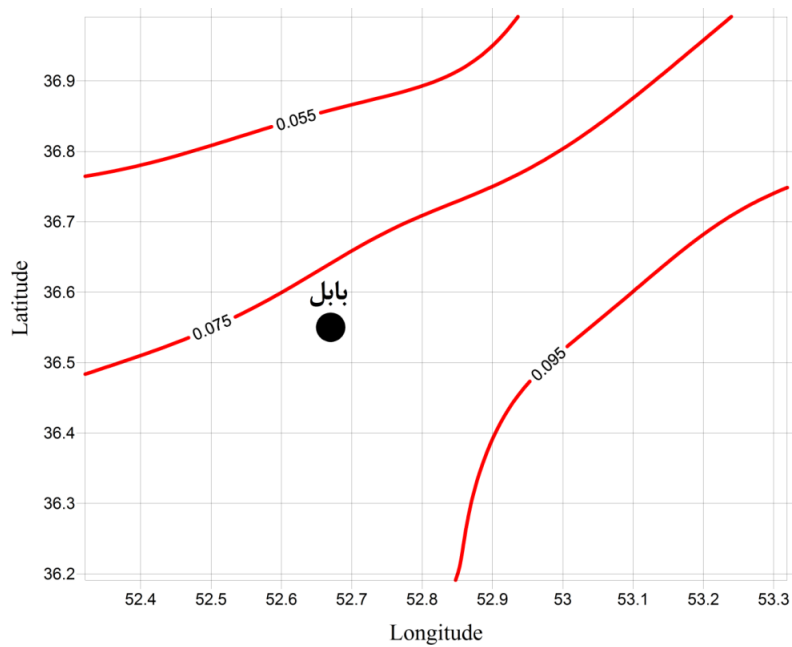
شکل ۴-۱۳- نقشه هم‌شتاب (شتاب افقی) شهرستان بابل با دوره بازگشت ۴۷۵ سال



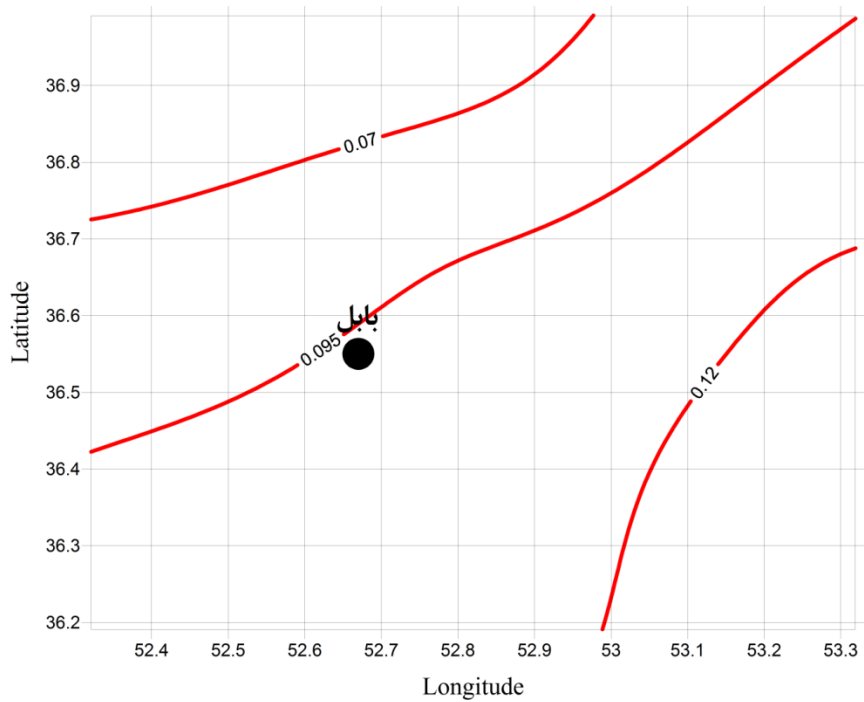
شکل ۴-۱۴- نقشه هم‌شتاب (شتاب افقی) شهرستان بابل با دوره بازگشت ۹۰۰ سال



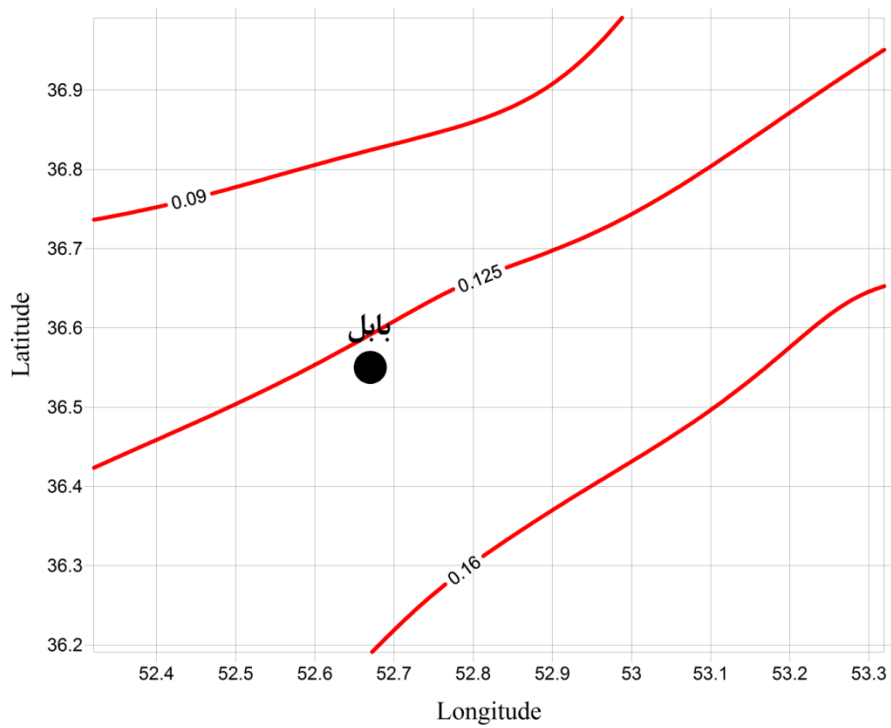
شکل ۴-۱۵- نقشه هم‌شتاب (شتاب افقی) کف شهرستان بابل با دوره بازگشت ۲۴۷۵ سال



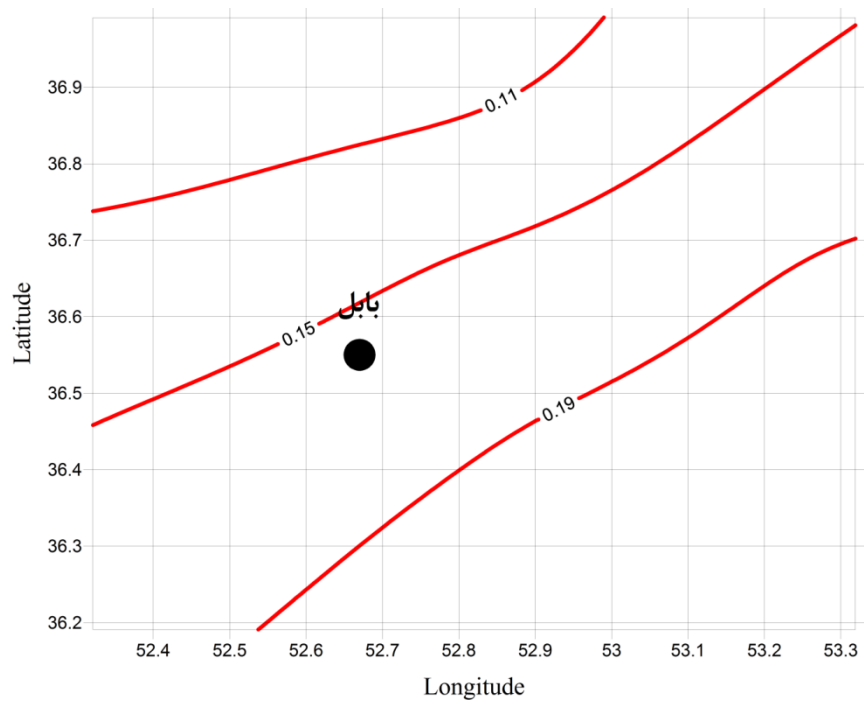
شکل ۴-۱۶- نقشه هم‌شتاب (شتاب قائم) سنگ کف شهرستان بابل با دوره بازگشت ۱۰۹ سال



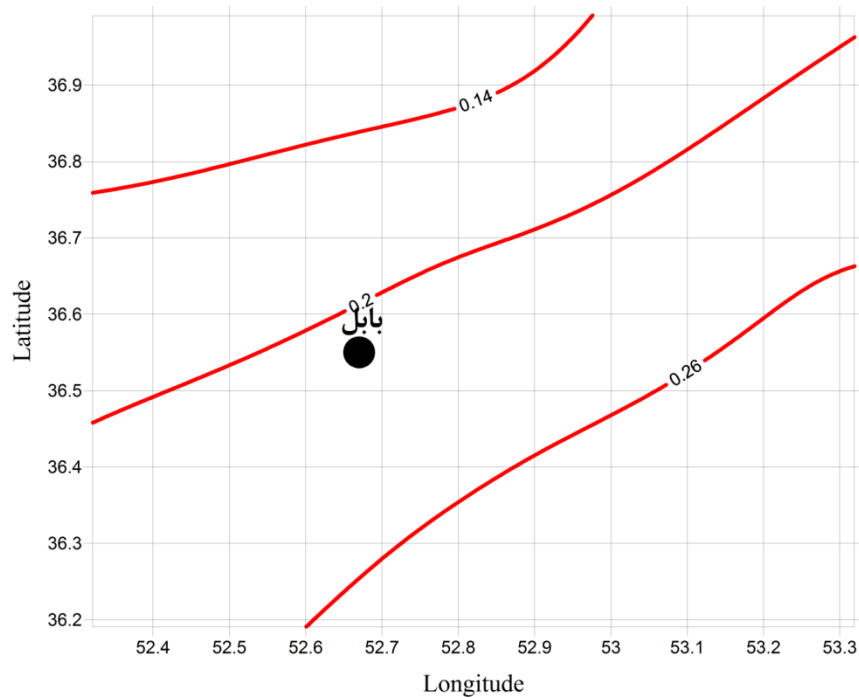
شکل ۴-۱۷- نقشه هم‌شتاب (شتاب قائم) سنگ کف شهرستان بابل با دوره بازگشت ۲۰۰ سال



شکل ۴-۱۸- نقشه هم‌شتاب (شتاب قائم) سنگ کف شهرستان بابل با دوره بازگشت ۴۷۵ سال



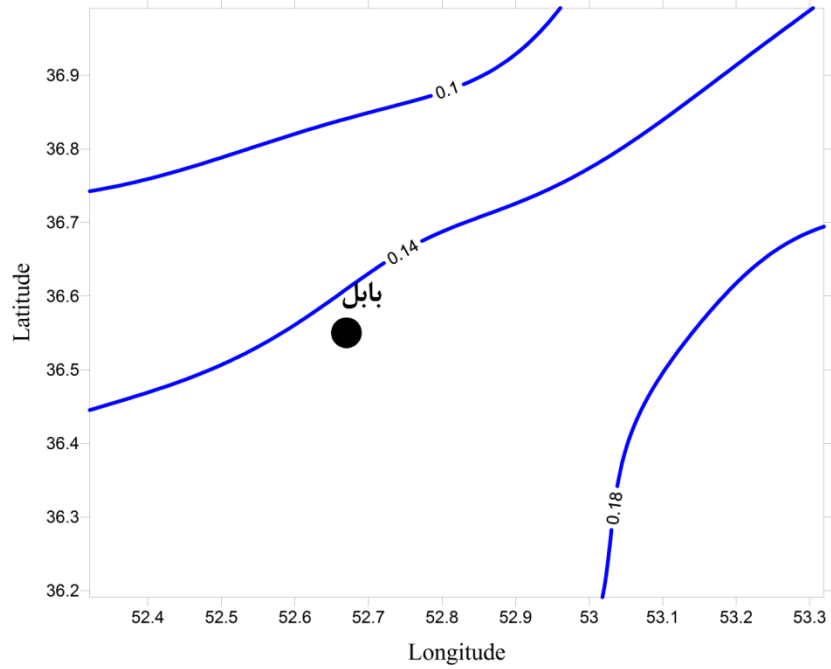
شکل ۴-۱۹- نقشه هم‌شتاب (شتاب قائم) سنگ کف شهرستان بابل با دوره بازگشت ۹۰۰ سال



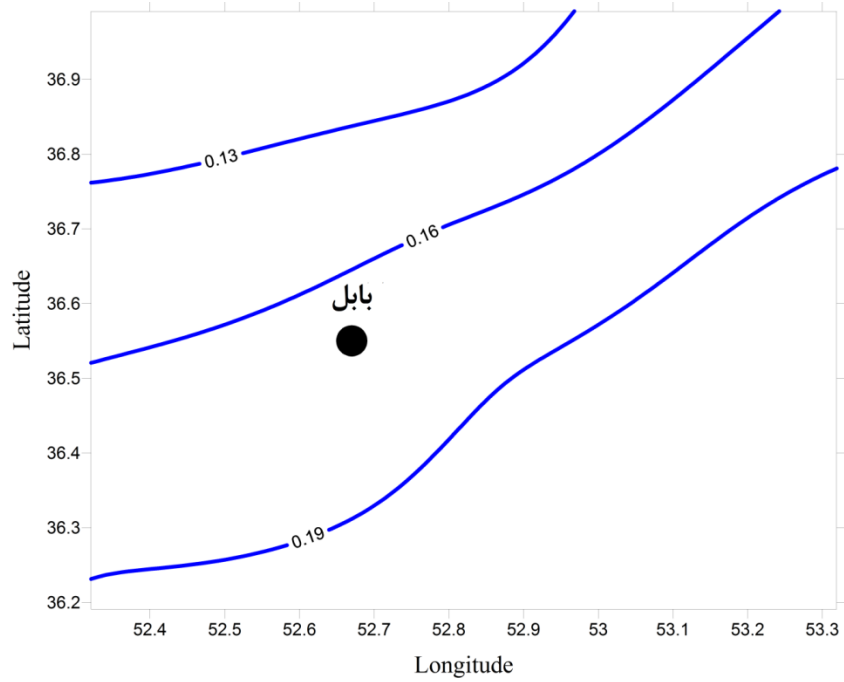
شکل ۴-۲۰- نقشه هم‌شتاب (شتاب قائم) سنگ کف شهرستان بابل با دوره بازگشت ۲۴۷۵ سال

۴-۴- طیف پاسخ

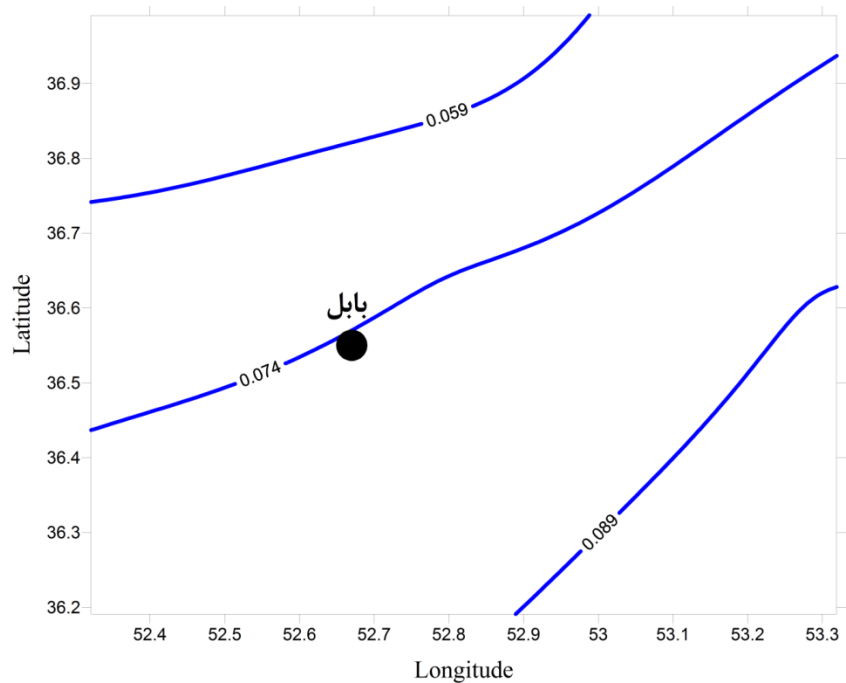
طیف پاسخ یک طرح ساده‌ای فراهم می‌کند که در عمل به معنای ارزیابی پاسخ اوج یک سیستم یک درجه آزادی (SDOF) به تحریک زلزله می‌باشد. اکثر کدهای طراحی ساختمان از قبیل کد بین‌المللی ساختمان، کد ملی ساختمان کانادا و کد منطقه فدرال مکزیک بر پایه برآورد نیروهای جانبی در طی ارزیابی طیف پاسخ طراحی شده‌اند (Ayoub & Chenouda, 2009). این طیف بر حسب پریرود طبیعی و میرایی مورد نظر بیان می‌گردد. در کارهای معمول مهندسی غالباً میرایی را ۵ درصد در نظر می‌گیرند. بر همین اساس مقادیر طیف پاسخ شتاب افقی برای دوره بازگشت ۴۷۵ سال بر اساس رابطه کمپل و بزرگ نیا (۲۰۰۳) برآورد گردید (اشکال ۴-۲۱ تا ۴-۲۴).



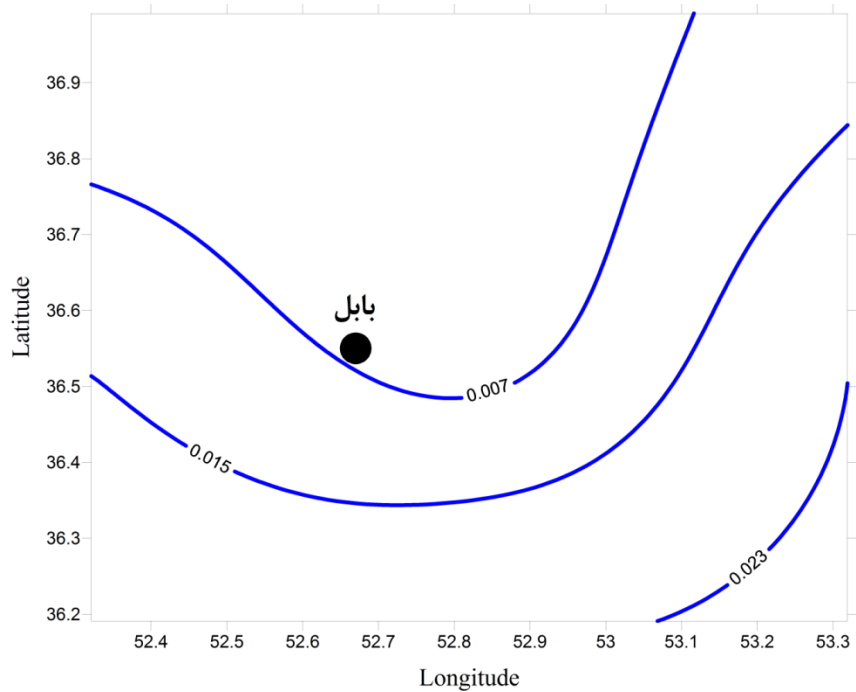
شکل ۴-۲۱- نقشه طیف پاسخ شهرستان بابل برای پریود ۰/۰۵ ثانیه با دوره بازگشت ۴۷۵ سال



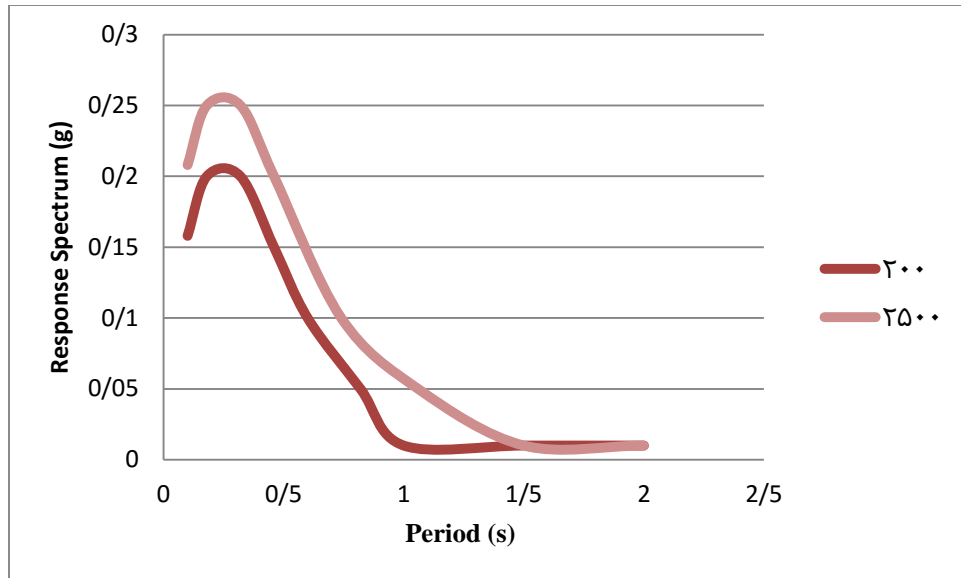
شکل ۴-۲۲- نقشه طیف پاسخ شهرستان بابل برای پریود ۰/۵ ثانیه با دوره بازگشت ۴۷۵ سال



شکل ۴-۲۳- نقشه طیف پاسخ شهرستان بابل برای پرپود ۱ ثانیه با دوره بازگشت ۴۷۵ سال



شکل ۴-۲۴- نقشه طیف پاسخ شهرستان بابل برای پرپود ۲ ثانیه با دوره بازگشت ۴۷۵ سال



شکل ۴-۲۵) نمودار طیف پاسخ شهرستان بابل برای دو دوره بازگشت ۲۰۰ و ۲۵۰۰ سال در پیوندهای مختلف

۴-۵- خطر گسلش

۴-۵-۱-۲- حریم گسل

حریم گسیختگی سطحی^۱ یک گسل زمین‌لرزه‌ای، فاصله‌ای از گسل است که کلیه سازه‌های بشری صرف نظر از میزان آسیب‌پذیری‌شان با خطر مستقیم گسیختگی ساختگاه روبرو هستند. بر این اساس هر نوع سازه، با هر درجه‌ای از مقاوم‌سازی، توان مقابله با گسیختگی سطحی را نخواهد داشت و در جهت امنیت سازه هیچ گزینه‌ای غیر از تغییر مکان سازه وجود ندارد (CDC, 2002).

فاصله تعریف شده به عنوان حریم، عموماً از ۱۵۰ متر تا ۲ کیلومتر در تغییر است و بر مبنای مطالعات زمین‌شناسی و حساسیت سازه معرفی می‌شود، در صورتی که یک شاخه گسلی مدنظر باشد فاصله برای سازه‌های مسکونی ۲۰۰ متر و نیروگاه‌های استراتژیک ۲ کیلومتر می‌باشد (CDC, 1999). با توجه به گسترش شهرنشینی و قرارگیری بسیاری از شهرها و مناطق مسکونی ایران در پای دامنه‌ها و قرارگیری روندهای گسله‌ی

¹ surface fault rupture zone

کواترنری در مرز بین کوه و دشت (در بسیاری موارد منطبق بر پای دامنه‌های کوهستانی)، مسأله حریم گسلش و چگونگی تعیین آن اهمیت ویژه‌ای یافته است (زارع، ۱۳۸۰).

حریم گسل که به صورت فاصله بین میانه سطح گسل و نزدیک‌ترین نقطه سازه نسبت به آن تعریف می‌شود، (مناطق هستند که قابلیت گسیختگی هم لرزه‌زا در وقایع لرزه‌ای دارا می‌باشند) اغلب پارامترهای منطقه مخرب در نظر گرفته نمی‌شود، اگرچه گزارش مربوط به تعیین حریم گسل شامل گزارشات میدانی (شامل حفر و لاگ کردن ترانشه) و یک گزارش خطر گسیختگی گسل نیز می‌باشد.

با توجه به مطالعات صورت گرفته در ایران و سایر نقاط جهان روابط مختلف جهت محاسبه حریم گسل‌های موجود در منطقه مورد مطالعه به کار گرفته شد که نتایج حاصل از مطالعات صورت گرفته در مورد گسل‌های منطقه غیر منطقی به نظر می‌رسد و در نهایت رابطه زارع به عنوان رابطه مناسب جهت برآورد میزان حریم گسل‌های منطقه مورد تائید قرار گرفت.

زارع (۱۳۸۰) با توجه به زمین‌لرزه‌های ناحیه تبریز و با در نظر گرفتن رگرسیون خطی بین بزرگا (M_w) و پهنای پهنه گسیختگی سطحی پیرامون گسل زمین‌لرزه‌ای یا حریم گسل (W بر حسب کیلومتر) را مطابق رابطه زیر بدست آورد (رابطه ۲-۴).

$$M_w = a + b \ln W + \sigma \cdot P \quad \text{رابطه ۲-۴}$$

$$a = 6/88, \quad b = 0/34, \quad \sigma = 0/61 \quad \text{و} \quad p = 0/61$$

سپس رابطه تجربی بین پهنای پهنه گسیختگی سطحی با طول گسیختگی گسل زمین‌لرزه‌ای (هر دو به کیلومتر) را با استفاده از رابطه‌ی زیر را با بیشترین ضریب همبستگی ممکن را با استفاده از لگاریتم بر مبنای ۱۰ برای گسیختگی طول قطعه گسله معرفی نمود (رابطه ۳-۴).

$$W = 10^{(a + b \log L_R + \sigma \cdot P)} \quad \text{رابطه ۳-۴}$$

با استفاد از رگرسیون خطی، ضرایب نشان داده شده در رابطه (۲-۴) به صورت رابطه (۳-۴) به دست می‌آید:

$$a = 0/45 \quad b = 0/48 \quad \sigma = 0/7 \quad P = 0/17$$

در این رابطه خطای استاندارد برای ضریب $a=0/45$ و برای ضریب $b=0/20$ می‌باشد. ضرایب این رابطه بر اساس داده‌های مربوط به زلزله‌های شهر تبریز بدست آمده است و با در نظر گرفتن طول کلی حدود ۲۵۰ کیلومتری مربوط به قطعه‌های مختلف گسل شمال تبریز و احتمال گسیختگی در ۰/۳۷ از طول گسل در یک زمین‌لرزه محتمل در آینده، پهنای پهنه گسیختگی‌های سطحی (حریم گسله) برای این شهر را $3/1 \pm 0/7$ بدست آورد.

باید توجه کرد که این رابطه برای محاسبه حریم گسلش گسل‌های کواترنری و بنیادی ایران لازم است تا ابتدا مقدار L_R با در نظر گرفتن ۰/۳۷ کل قطعه گسله‌ی (L_F) موجود در منطقه مورد نظر و یا در بعضی محاسبات محافظه کارانه ۰/۵ کل طول قطعه گسله در نظر گرفته شود. برای قطعات گسل‌های منطقه نتایج حاصل از این روش به صورت زیر می‌باشد (جدول ۴-۹).

جدول ۴-۹- مقادیر حریم گسل برای قطعات گسلی موجود در منطقه مورد مطالعه بر اساس رابطه زارع (۱۳۸۴)

نام گسل	طول گسل (km)	حریم گسل (km)	حریم گسل + انحراف معیار (km)
خزر ۱	۱۵۳	۲/۴	$2/4 \pm 0/7$
خزر ۲	۷۲	۱/۷	$1/7 \pm 0/7$
خزر ۳	۹۱	۱/۹	$1/9 \pm 0/7$
شمال البرز ۱	۱۶۲	۲/۵	$2/5 \pm 0/7$
شمال البرز ۲	۱۶۶	۲/۵	$2/5 \pm 0/7$
دامغان ۱	۵۶	۱/۵	$1/5 \pm 0/7$
دامغان ۲	۳۴	۱/۱	$1/1 \pm 0/7$
کندوان ۱	۳۲	۱/۱	$1/1 \pm 0/7$
کندوان ۲	۴۱	۱/۳	$1/3 \pm 0/7$
مشا ۱	۶۷	۱/۶	$1/6 \pm 0/7$
مشا ۲	۷۹	۱/۸	$1/8 \pm 0/7$
عطاری	۱۲۰	۲/۱	$2/1 \pm 0/7$

نام گسل	طول گسل (km)	حریم گسل (km)	حریم گسل + انحراف معیار (km)
گرمسار ۱	۳۶	۱/۲	۱/۲±۰/۷
گرمسار ۲	۷۶	۱/۷	۱/۷±۰/۷
آستانه ۱	۵۴	۱/۴	۱/۴±۰/۷
آستانه ۲	۵۱	۱/۴	۱/۴±۰/۷
شمال تهران	۱۱۰	۲/۱	۲/۱±۰/۷
بادله	۷۰	۱/۶	۱/۶±۰/۷
بشم	۵۲	۱/۴	۱/۴±۰/۷
ایوانکی	۷۵	۱/۸	۱/۸±۰/۷
فیروزکوه	۵۰	۱/۴	۱/۴±۰/۷
گلانده رود	۴۰	۱/۲	۱/۲±۰/۷
کهریزک	۴۰	۱/۲	۱/۲±۰/۷
لله بند	۶۰	۱/۵	۱/۵±۰/۷
میلا	۴۰	۱/۲	۱/۲±۰/۷
طالقان	۲۰	۰/۹	۰/۹±۰/۷
زرین کوه	۴۱	۱/۳	۱/۳±۰/۷
فیروزآباد ۱	۴۱	۱/۳	۱/۳±۰/۷
فیروزآباد ۲	۵۰	۱/۴	۱/۴±۰/۷
پامه	۳۹	۱/۲	۱/۲±۰/۷
F1	۳۸	۱/۲	۱/۲±۰/۷
F2	۲۴	۱	۱±۰/۷
F3	۲۸	۱/۱	۱/۱±۰/۷
F4	۴۱	۱/۳	۱/۳±۰/۷

فصل پنجم

نتیجہ گیری و پیشہدات

۵-۱- نتایج

با انجام مطالعات تحلیل خطر زلزله و گسلش در شهرستان بابل نتایج زیر حاصل گردید:

الف) غالب گسل‌های تهدید کننده این شهرستان دارای سازوکار معکوس چپ‌بر بوده و مهمترین گسل‌های منطقه شامل گسل‌های شمال البرز، خزر، دامغان، عطاری، آستانه، مشا و فیروزآباد می‌باشند و ثبت زلزله‌های دارای کانون سطحی ثبت شده در نزدیکی این گسل‌ها حکایت از جنب‌بودن این گسل‌ها دارد.

ب) پراکندگی مراکز سطحی زلزله‌های با بزرگی بیشتر از ۴ ریشتر موید این می‌باشد که در بخش غرب و جنوب غرب منطقه مراکز سطحی زلزله‌ها به تبعیت از روند لرزه زمین‌ساختی زاگرس دارای روند شمال غرب - جنوب - شرق می‌باشند.

ج) برای ارزیابی پارامترهای لرزه‌ای (α و β) کلی در منطقه مورد مطالعه از دو روش گوتنبرگ - ریشتر و همچنین کیچکو و سلوول استفاده گردید که نتایج حاصل از دو روش مطابقت خوبی با هم دارند.

د) ارزیابی پارامترهای لرزه‌ای (α و β) برای هر یک از زون‌ها بر اساس مطالعات شاپیرا و همکاران (Shapira et al., 2007) صورت گرفت و براساس نتایج حاصل از این مرحله چشمه شماره ۴ که در بر گیرنده گسل‌های دامغان، آستانه، میلا و بشم می‌باشد دارای ماکزیمم مقدار α می‌باشد.

ه) جهت انتخاب روابط کاهیدگی مناسب منطقه، از میان روابط متعدد موجود، ۴ رابطه جویئر و بور (۱۹۸۱)، خادمی (۲۰۰۲)، کمپل و بزرگ نیا (۲۰۰۳) و آمبرسیز - داگلاس (۲۰۰۳) بر حسب اهمیت و کاربرد انتخاب شده و هر یک از آن‌ها با داده‌های شتاب‌نگاشت زلزله بلده (۱۳۸۳) کنترل شدند که در نهایت روابط کمپل - بزرگ‌نیا (۲۰۰۳) و جویئر و بور (۱۹۸۱) به عنوان روابط مناسب منطقه معرفی شدند.

و) جهت انتخاب رابطه مناسب منطقه از میان روابط موجود بین بزرگا و طول گسلش بر اساس میزان اهمیت و کاربرد، ۵ رابطه تجربی نوروزی (۱۹۸۵)، نوروزی و اشجعی (۱۹۷۸)، بنیلا (۱۹۸۴)، آمبرسیز و ملوویل (۱۹۸۲) و ولز و کوپر اسمیت (۱۹۹۴) برای محاسبه بیشینه بزرگا هر یک از قطعات سرچشمه‌های خطی منطقه (گسل-ها) به کار برده شد و همچنین داده‌های زلزله‌های با بزرگی بیشتر از ۶ که گسل مسبب آن‌ها با گسلش همراه

بوده از سراسر ایران جمع‌آوری گردید و با هر یک از روابط بالا کنترل شد و در نهایت این نتیجه حاصل شد که بهترین روابط برای بیان ارتباط بین بزرگی و گسلش زلزله‌های ایران ۲ رابطه نوروژی و ولز و کوپر اسمیت می‌باشد.

ز) جهت برآورد بیشینه شتاب افقی زمین به روش تعیینی از ۲ رابطه کاهیدگی مناسب منطقه (۲ رابطه جویئر و بور و کمپل - بزرگ‌نیا) استفاده گردید و بر اساس نتایج بدست آمده مقادیر بیشینه مربوط به قطعات ۱ و ۲ گسل خزر و همچنین قطعه ۱ گسل شمال البرز می‌باشد که به ترتیب دارای مقادیر بیشینه شتاب $0.36g$ ، $0.30g$ و $0.21g$ می‌باشند.

ح) همچنین مقادیر بیشینه شتاب عمودی برای قطعات گسلی منطقه محاسبه شده و مطابق نتایج حاصله مقادیر بیشینه متعلق به قطعات ۱ و ۲ گسل خزر و همچنین قطعات ۱ و ۲ گسل شمال البرز می‌باشد که مقادیر بیشینه شتاب برای آن‌ها به ترتیب $0.36g$ ، $0.29g$ ، $0.18g$ و $0.18g$ می‌باشند.

ط) به منظور در نظر گرفتن عدم قطعیت در تحلیل خطر به روش تعیینی از روش درخت منطق استفاده گردید جهت این امر از ۱۱ چشمه ناحیه‌ای به عنوان سرچشمه‌های لرزه‌زا منطقه استفاده شد که مطابق نتایج بدست آمده، چشمه‌های شماره ۱، ۲ و ۳ به ترتیب با مقادیر $0.38g$ ، $0.33g$ و $0.21g$ دارای بیشترین شتاب افقی می‌باشند.

ی) در تحلیل خطر به روش احتمالاتی، بر اساس نتایج میانگین دو رابطه کاهیدگی مناسب منطقه مقادیر بیشینه شتاب افقی برای شهرستان بابل در دوره بازگشت‌های مختلف محاسبه شد که مقادیر بیشینه در دوره بازگشت‌های ۴۷۵ و ۲۴۷۵ سال به ترتیب بین $0.09g$ تا $0.12g$ و $0.15g$ تا $0.2g$ می‌باشد.

ک) همچنین برای این شهرستان مقادیر شتاب بیشینه عمودی در دوره بازگشت‌های مختلف نیز با استفاده از رابطه کمپل - بزرگ نیا (۲۰۰۳) محاسبه گردید. در محدوده این شهرستان نقاط دارای مقادیر شتاب بیشینه قائم منطبق بر مناطق دارای شتاب افقی بیشینه می‌باشند. مقادیر بیشینه شتاب قائم در دو دوره بازگشت ۴۷۵ و ۲۴۷۵ سال به طور تقریبی به ترتیب $0.125g$ و $0.2g$ برآورد گردید.

ل) نهایتاً مقادیر طیف پاسخ سنگ کف در پریودهای مختلف برای دوره بازگشت ۴۷۵ سال محاسبه شد و مطابق نتایج بدست آمده در این دوره بازگشت در پریود ۰/۵ نسبت به سایر پریودها بیشترین مقدار طیف پاسخ را که معادل 0.28 g می باشد را شاهد هستیم و بعلاوه نقاط دارای بیشترین طیف پاسخ با مناطق دارای بیشترین شتاب افقی و قائم در دوره بازگشت‌های مختلف مطابقت بسیار خوبی نشان می دهد.

م) با توجه به نتایج بدست آمده بر اساس رابطه زارع برای حریم گسل، قطعات گسلی شمال البرز ۱ و ۲ با حریم گسیختگی ۲/۵ کیلومتر و گسل خزر ۱ با ۲/۴ کیلومتر حریم گسیختگی دارای بیشترین حریم می باشند و این امر باید در ساخت و سازهای شهری مد نظر گرفته شود.

۵-۲- پیشنهادات

۱) با توجه به اینکه سراسر شهرستان بابل و همچنین نواحی مجاور از سازندهای آبرفتی پوشیده شده است، انجام مطالعات اثرات آبرفت بر زلزله پیشنهاد می شود.

۲) همچنین به علت بالا بودن درصد رطوبت در سراسر منطقه اکثر مناطق گستره مستعد وقوع لغزش و لغزش-های در ارتباط با امواج لرزه‌ای می باشند و انجام مطالعات زمین لغزش‌های تحریک لرزه‌ای ضروری به نظر می رسد.

۳) بعلاوه به علت وجود درصد بالایی از شن و ماسه و بالا بودن سطح آب زیرزمینی در سواحل دریای خزر انجام مطالعات روانگرایی پیشنهاد می شود.

پیوست‌ها

پیوست (۱) - داده‌های لرزه‌ای دستگاهی با بزرگی بیشتر یا مساوی ۴ به شعاع ۱۵۰ کیلومتری از مرکز شهرستان بابل (اقتباس از

پژوهشگاه بین‌المللی زلزله)

Date(yyyy/mm/dd)	Time(UTC)	Latitude	Longitude	Depth	Magnitude	Reference
1924/09/27	12:00.0	37	53	16	Ms:4.9	MEA
1930/10/02	32:00.0	35.76	51.99		Ms:5.2	AMB
1930/10/07	53:06.0	35.8	52.1		mb:5	ISS
1932/05/20	16:11.0	36.5	53.5		Ms:5.4	MEA
1935/03/05	26:00.0	35.94	53.06		Ms:5.8	AMB
1935/04/11	14:00.0	36.36	53.32		mb:6.8	AMB
1935/04/11	59:19.0	36.48	53.21	33	mb:4.7	NAB
1935/04/12	11:14.0	36	53.1	89	Ms:5.4	MEA
1935/04/12	33:39.0	36	52.8	17	Ms:5.4	MEA
1935/04/12	06:35.0	36	53.5	53	Ms:5.5	MEA
1935/04/12	44:30.0	36	53.4	43	Ms:5.6	MEA
1935/04/12	24:00.0	36.3	53.5		mb:4.5	ISS
1935/04/12	31:48.0	36.3	53.5	12	Ms:5.1	MEA
1935/04/13	29:02.0	36	53.5	40	Ms:4.9	MEA
1935/04/15	04:35.0	35.9	54	70	Ms:4.4	MEA
1935/04/17	36:35.0	36.3	53.5		mb:4.5	ISS
1940/09/25	31:22.0	36.5	52.04	14	M:5	NOW
1951/11/13	01:56.0	35.89	53.17	69	M:4.5	NOW
1952/05/20	00:00.0	36.6	53.4	12	Ms:5.4	ULM
1952/10/09	12:19.0	36.65	54.33		Ms:4.6	NOW
1955/11/24	00:00.0	35.76	52.05		mb:4	BER,M
1957/05/06	19:50.0	37.2	51.8	12	M:4.8	NOW
1957/05/06	06:51.0	36.4	51.5		Ms:4.8	MEA
1957/07/02	42:00.0	36.07	52.47		mb:7	AMB
1957/07/02	16:51.0	36.08	52.37		Ms:4.6	NOW
1957/07/02	45:00.0	36.2	52.7		M:5	PT
1957/07/02	56:03.0	35.98	52.87		Ms:4.3	NOW
1957/07/02	09:22.0	35.9	52.7		M:4.5	CCP(BAN)
1957/07/02	22:40.0	36.16	52.26		Ms:4.3	NOW
1957/07/04	43:47.0	35.9	52.2		M:4.5	CCP(BAN)
1957/07/07	12:50.0	36	52.7		M:4.2	MOS
1957/07/07	16:50.0	36.16	52.3		M:4.5	PT

1957/07/09	09:00.0	36	52.7		M:4.5	PT
1957/10/25	24:20.0	36.4	53.2	13	Ms:4.3	MEA
1958/01/16	04:29.0	36.13	52.55	45	mb:4.7	NOW
1958/01/16	25:00.0	36.5	53		M:4.6	PT
1958/01/17	30:00.0	36.5	52.7	12	Ms:4.3	MEA
1958/06/17	55:00.0	36.21	52.76		mb:4.5	NOW
1958/06/25	14:02.0	36.27	52.8	4	M:5	NOW
1958/11/02	14:35.0	36.61	51.42	63	M:4.5	NOW
1959/03/08	49:00.0	36.49	52.78	111	mb:5	NOW
1959/05/01	24:02.0	36.38	51.16	33	M:5.3	NOW
1960/06/01	07:00.0	35.8	51.8		M:4	PT
1961/09/05	09:53.0	36.74	54.18	26	mb:4	NOW
1962/09/29	23:22.0	36.03	53.46		Ms:4.3	NOW
1966/10/03	05:08.0	35.8	53.44	14	mb:4.9	ISC
1967/02/03	17:38.0	36.7	53.7	37	mb:4.3	ISC
1967/02/16	55:32.0	35.4	51.9	144	mb:4.5	ISC
1967/11/10	50:52.0	36	53.89	5	mb:5	ISC
1967/12/10	52:50.0	36.19	53.69	19	mb:5	ISC
1968/05/19	49:50.0	36.61	53.35	22	mb:4.6	ISC
1968/07/29	03:43.0	36.72	53.85	14	mb:4.8	ISC
1968/12/12	54:47.0	35.8	53.49	27	mb:4.9	ISC
1969/05/12	22:47.0	35.5	53.1	29	mb:4.3	ISC
1970/10/03	57:03.0	36.01	51.31	78	mb:4.1	ISC
1971/08/09	54:38.0	36.2	52.76	30	mb:5.2	EHB
1972/02/23	13:47.0	36.21	53.46	73	mb:4.6	ISC
1972/08/08	44:55.0	36.51	52.77	42	mb:4.8	ISC
1973/02/15	13:09.0	36.89	53.29		M:4.5	ISC
1973/09/17	06:01.0	36.54	51.11	10	mb:4.7	EHB
1973/10/27	22:46.0	35.77	52.57	29	mb:4.3	ISC
1974/01/10	36:19.0	35.81	51.95	33	M:4.6	ISC
1974/11/05	02:19.0	36.22	52.92	15	mb:4.6	EHB
1975/11/06	09:32.0	36	53.15	6	mb:4.6	ISC
1976/01/31	52:13.0	36.63	53.81	24	mb:4.2	ISC
1976/04/16	23:03.0	36.69	54.31	5	M:4.3	ISC
1977/02/20	56:23.0	36.4	53.21	33	M:4.3	ISC
1979/03/18	19:53.0	36.34	52.65	33	mb:4.5	ISC
1979/12/21	53:51.0	37.27	53.27		mb:4.3	ISC
1980/12/19	54:18.0	35.25	52.38		mb:4.5	ISC
1981/08/04	53:59.0	36.45	51.27		mb:4.7	ISC
1982/02/05	37:12.0	36.13	53.68	33	mb:4.5	ISC
1983/03/25	57:49.0	36.04	52.29	20	Mw:5.5	EHB

1983/03/26	07:19.0	35.99	52.24	20	mb:5.4	EHB
1983/12/21	07:28.0	36.93	51.32	33	mb:4.4	ISC
1985/02/16	57:37.0	36.78	51.85	33	mb:4.3	ISC
1985/07/08	02:35.0	36.27	53.71	33	mb:4.7	ISC
1985/10/14	28:33.0	35.58	52.66	15	mb:4.7	EHB
1986/03/26	18:09.0	36.01	53.68	34	mb:4.6	ISC
1987/11/25	09:38.0	35.67	53.07	33	mb:4.4	ISC
1988/08/22	23:38.0	35.32	52.34	23	Mw:5.3	EHB
1988/08/23	30:51.0	35.38	52.25	25	Mw:5.2	EHB
1988/08/23	58:12.0	35.28	52.33	25	mb:4.6	EHB
1988/08/23	56:08.0	35.64	52.4	10	mb:4	ISC
1988/11/12	00:53.0	35.45	52.51	33	mb:4.2	ISC
1990/01/20	27:12.0	35.9	52.97	30	Mw:6	EHB
1990/01/20	15:07.0	35.99	53.29	42	mb:4.6	ISC
1990/04/21	57:52.0	36.13	53.1	29	mb:4.5	ISC
1991/01/22	04:25.0	35.44	52.32	33	mb:4.5	ISC
1991/05/29	15:21.0	36.23	53.24	33	mb:4.5	ISC
1991/08/23	14:21.0	35.99	53.27	42	mb:5	ISC
1991/09/08	20:31.0	35.38	53.36	15	mb:4.4	EHB
1991/10/17	16:27.0	36.41	53.13	33	mb:4.1	ISC
1992/09/22	05:56.0	36.29	52.72	35	mb:5.1	EHB
1993/05/12	41:19.0	36.78	52.03	33	mb:4.3	ISC
1993/10/18	28:24.0	36.55	53.78	33	mb:4.5	ISC
1994/11/21	55:18.0	36.05	51.91	44	mb:4.5	ISC
1995/06/03	08:34.0	35.92	53.09	50	mb:4.2	ISC
1995/06/26	12:54.0	36.6	51.19	22	MS:4.2	ISC
1995/11/23	29:34.0	35.97	53.41	15	mb:4	EHB
1996/08/25	17:07.0	35.88	52.97	15	mb:4.2	EHB
1996/08/25	17:09.0	36	53.02	37	mb:4.2	ISC
1997/08/26	44:51.0	36.59	53.06	43	mb:4.4	ISC
1997/09/16	15:33.0	36.83	54.1	30	mb:4.4	EHB
1998/01/02	03:12.0	36.5	52.2	10	mb:4	ISC
1998/01/09	06:13.0	36.38	52.15	15	mb:4.6	EHB
1998/01/24	51:56.0	35.82	53.54	20	mb:4.1	EHB
1999/12/09	20:37.0	36.45	53.57	15	mb:4.5	EHB
2001/05/16	24:29.0	36.26	52.66	26	MS:4.4	ISC
2002/04/08	30:55.0	36.42	51.99	9	mb:4.8	EHB
2002/05/21	48:34.0	36.29	51.55	12	mb:4.1	ISC
2002/06/28	27:29.0	36.15	54.05	33	mb:4.2	ISC
2002/10/10	13:43.0	35.89	52.33	33	mb:4.7	NEIC
2002/10/15	56:08.0	35.82	52.23	10	mb:4	ISC

2002/10/18	24:57.0	36.28	52.42	75	mb:4.2	ISC
2003/03/09	50:12.0	35.69	51.68	9	ML:4	IIIES
2003/06/21	00:05.0	35.63	52.86	24	mb:4.5	ISC
2003/06/22	39:13.0	35.36	52.69	33	mb:4.2	ISC
2004/05/28	38:45.0	36.26	51.57	27	Ms:6.4	EHB
2004/05/28	15:07.0	36.44	51.59	37	ML:4.6	IIIES
2004/05/28	35:56.0	36.39	51.61	28	ML:4.4	IIIES
2004/05/28	47:05.0	36.43	51.4	25	mb:4.5	EHB
2004/05/29	23:49.0	36.49	51.4	14	mb:4.7	EHB
2004/05/29	01:32.0	36.42	51.38	28	ML:4.2	IIIES
2004/05/29	38:07.0	36.45	51.37	28	ML:4.6	IIIES
2004/05/30	42:41.0	36.4	51.61	28	ML:4.5	IIIES
2004/05/30	09:55.0	36.41	51.45	28	ML:4	IIIES
2004/05/30	26:59.0	36.52	51.6	7	mb:4.4	EHB
2004/06/04	37:14.0	36.14	53.6	2	mb:4.1	ISC
2005/02/20	46:09.9	36.56	53	15	ML:4.4	IIIES
2006/12/20	39:20.4	35.74	51.89	14	ML:4.1	IIIES
2008/03/26	49:55.3	36.25	52.73	14	ML:4.5	IIIES
2008/07/16	56:51.3	35.85	53.17	14	ML:4.3	IIIES
2008/07/16	33:43.7	35.89	53.18	15	ML:4	IIIES
2009/08/14	05:03.6	36.34	52.01	14	ML:4.2	IIIES
2010/01/20	20:05.4	35.87	52.86	14	ML:4.2	IIIES
2011/02/20	22:16.3	35.47	51.78	26	ML:4.2	IIIES
2012/01/11	08:00.8	36.37	52.83	16	ML:5.2	IIIES
2012/02/10	59:40.0	35.59	52.42	14	ML:4.6	IIIES

پیوست (۲) - داده‌های لرزه‌ای تاریخی با بزرگی بیشتر یا مساوی ۴ به شعاع ۱۵۰ از مرکز شهرستان بابل (اقتباس از کتاب زمین لرزه های تاریخی ایران و USGS)

Data	longitude	Latitude	Mw
856	51.5	35.6	7.1
1127/03/12	53.6	36.3	6.8
1301/01/11	53.2	36.1	6.7
1665/06/15	52.1	35.7	6.5
1687/07/03	52.6	36.3	6.5
1809/02/18	52.5	36.3	6.5
1815/06/28	52.2	35.9	4.3
1830/03/27	52.2	35.7	7.1

پیوست ۳- مشخصات زلزله اصلی و پس‌لرزه‌ها (Ms امواج سطحی، ML امواج محلی)، (اقتباس از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله)

REGION	ML	Ms	mb	DEPTH	LONGE	LATE	TIME	DATE
BALADEH	2.9			28	51.54	36.51	02:05:32	2004/07/22
BALADEH	3.2			15	51.59	36.56	12:11:48	2004/07/21
BALADEH	2.8			28	51.44	36.53	13:44:19	2004/07/18
BALADEH	3.3			28	51.41	36.4	13:16:48	2004/07/11
BALADEH	2.9			15	51.41	36.45	06:43:31	2004/07/03
BALADEH	3.3			12	51.4	36.49	04:51:36	2004/06/27
BALADEH	2.8			28	51.42	36.47	02:36:29	2004/06/24
BALADEH	2.2			29	51.32	36.52	00:55:02	2004/06/20
BALADEH	2.4			28	51.54	36.58	01:54:41	2004/06/19
BALADEH	3.3			28	51.96	36.17	03:39:50	2004/06/18
BALADEH	2.3			28	51.64	36.44	21:48:20	2004/06/17
BALADEH	2			28	51.38	36.52	21:36:40	2004/06/16
BALADEH	2.4			28	51.59	36.41	06:53:26	2004/06/16
BALADEH	2.2			28	51.52	36.48	20:51:35	2004/06/15
BALADEH	2.2			28	51.65	36.46	20:31:44	2004/06/15
BALADEH	3.5			28	51.58	36.505	21:31:01	2004/06/12
BALADEH	3.3			28	51.517	36.445	06:43:42	2004/06/12
BALADEH	2.1			28	51.397	36.495	22:01:14	2004/06/10
BALADEH	2.7			28	51.703	36.418	06:27:23	2004/06/10
BALADEH	2.4			28	51.64	36.356	19:29:46	2004/06/09
BALADEH	2.8			28	51.515	36.403	08:27:04	2004/06/09
BALADEH	3			28	51.677	36.365	05:25:18	2004/06/09
BALADEH	2.3			28	51.553	36.499	02:07:33	2004/06/09
BALADEH	2.2			28	51.522	36.446	19:13:10	2004/06/08
BALADEH	2.7			28	51.512	36.482	10:46:25	2004/06/08
BALADEH	2.8			28	51.546	36.323	09:06:08	2004/06/08
BALADEH	2.5			28	51.383	36.475	04:34:36	2004/06/08
BALADEH	2.4			28	51.407	36.417	02:24:47	2004/06/08
BALADEH	2.2			28	51.402	36.439	23:12:00	2004/06/07
BALADEH	2.4			28	51.586	36.42	08:22:18	2004/06/07

BALADEH	3.9			28	51.506	36.411	04:01:23	2004/06/07
BALADEH	2.8			28	51.655	36.446	17:20:16	2004/06/06
BALADEH	2.8			28	51.415	36.443	06:08:21	2004/06/06
BALADEH	3.3			28	51.635	36.339	02:20:11	2004/06/06
BALADEH	2.3			28	51.547	36.55	23:22:39	2004/06/05
BALADEH	3			28	51.52	36.443	22:12:45	2004/06/05
BALADEH	3.2			28	51.439	36.421	20:58:14	2004/06/05
BALADEH	2.5			28	51.531	36.486	19:08:48	2004/06/05
BALADEH	2.8			28	51.401	36.408	00:10:45	2004/06/05
BALADEH	2.4			28	51.67	36.399	23:45:06	2004/06/04
BALADEH	2.8			45	51.537	36.543	14:30:31	2004/06/04
BALADEH	2.5			28	51.656	36.363	08:35:21	2004/06/04
BALADEH	2.4			28	51.555	36.367	08:18:53	2004/06/04
BALADEH	2.3			28	51.418	36.484	06:31:37	2004/06/04
BALADEH	2.8			28	51.645	36.452	20:15:26	2004/06/03
BALADEH	3.5			28	51.517	36.443	17:26:11	2004/06/03
BALADEH	2.5			28	51.651	36.449	07:37:27	2004/06/03
BALADEH	3			28	51.51	36.41	03:43:45	2004/06/03
BALADEH	3.1			28	51.511	36.496	20:41:20	2004/06/02
BALADEH	2.2			28	51.642	36.474	18:46:25	2004/06/02
BALADEH	3			28	51.41	36.506	11:12:26	2004/06/02
BALADEH	3.4			28	51.536	36.476	10:55:27	2004/06/02
BALADEH	3.5			6	51.621	36.41	07:27:32	2004/06/02
BALADEH	2.2			28	51.475	36.382	03:13:36	2004/06/02
BALADEH	2			28	51.429	36.41	23:38:10	2004/06/01
BALADEH	2.4			28	51.472	36.542	18:15:47	2004/06/01
BALADEH	3.2			33	51.638	36.397	16:28:34	2004/06/01
BALADEH	2.7			28	51.419	36.454	10:57:47	2004/06/01
BALADEH	3.5			28	51.647	36.431	09:33:15	2004/06/01
BALADEH	2.6			33	51.762	36.463	08:15:21	2004/06/01
BALADEH	2.6			28	51.451	36.396	06:22:02	2004/06/01
BALADEH	3.3			28	51.52	36.418	03:55:13	2004/06/01
BALADEH	3.2			28	51.718	36.389	03:22:26	2004/06/01

BALADEH	3.3			28	51.464	36.378	02:41:29	2004/06/01
BALADEH	3.2			28	51.497	36.456	00:35:33	2004/06/01
BALADEH	2			28	51.348	36.398	23:04:43	2004/05/31
BALADEH	2.2			15	51.449	36.3	22:27:02	2004/05/31
BALADEH	2.2			28	51.435	36.393	22:23:26	2004/05/31
BALADEH	3.3			12	51.67	36.542	22:05:35	2004/05/31
BALADEH	2.1			34	51.418	36.318	17:57:01	2004/05/31
BALADEH	3.7			14	51.264	36.463	08:12:17	2004/05/31
BALADEH	2.3			26	51.746	36.43	07:30:30	2004/05/31
BALADEH	2.4			15	51.638	36.32	03:43:38	2004/05/31
BALADEH	4.6			10	51.663	36.424	19:27:02	2004/05/30
BALADEH	2.7			28	51.452	36.449	18:03:19	2004/05/30
BALADEH	3.1			28	51.529	36.479	17:12:02	2004/05/30
BALADEH	3.2			28	51.442	36.268	16:18:25	2004/05/30
BALADEH	3.5			28	51.463	36.442	15:48:47	2004/05/30
BALADEH	4			28	51.455	36.415	13:09:56	2004/05/30
BALADEH	3.1			28	51.361	36.519	12:41:42	2004/05/30
BALADEH	2.8			28	51.367	36.36	11:49:02	2004/05/30
BALADEH	2.9			28	51.492	36.188	08:57:06	2004/05/30
BALADEH	3.5			28	51.382	36.464	07:48:53	2004/05/30
BALADEH	2.9			28	51.657	36.451	06:07:37	2004/05/30
BALADEH	3.6			28	51.45	36.461	02:41:28	2004/05/30
BALADEH	4.5			28	51.613	36.403	01:42:42	2004/05/30
BALADEH	2.7			7	51.511	36.238	00:05:17	2004/05/30
BALADEH	2.9			43	51.205	36.579	23:37:51	2004/05/29
BALADEH	2.6			28	51.361	36.487	23:05:47	2004/05/29
BALADEH	3.9			28	51.369	36.439	22:55:19	2004/05/29
BALADEH	3.5			28	51.455	36.465	19:58:20	2004/05/29
BALADEH	3.8			28	51.418	36.438	18:42:45	2004/05/29
BALADEH	4.6			28	51.376	36.451	18:38:08	2004/05/29
BALADEH	3.9			28	51.444	36.496	17:30:27	2004/05/29
BALADEH	3.9			28	51.42	36.469	15:41:04	2004/05/29
BALADEH	3.3			28	51.352	36.502	15:23:49	2004/05/29

BALADEH	3.2			28	51.416	36.509	15:03:50	2004/05/29
BALADEH	3.7			28	51.44	36.456	14:56:46	2004/05/29
BALADEH	3.3			28	51.39	36.39	13:34:25	2004/05/29
BALADEH	3.4			28	51.382	36.523	13:01:55	2004/05/29
BALADEH	3.6			28	51.424	36.507	12:56:44	2004/05/29
BALADEH	4.2			28	51.383	36.42	11:01:33	2004/05/29
BALADEH	3.6			28	51.413	36.374	10:20:40	2004/05/29
BALADEH	4.7			28	51.35	36.41	09:23:51	2004/05/29
BALADEH	3.2			28	51.439	36.436	06:34:14	2004/05/29
BALADEH	3.4			28	51.415	36.475	06:14:20	2004/05/29
BALADEH	2.8			28	51.433	36.444	05:34:50	2004/05/29
BALADEH	3.7			28	51.421	36.37	04:53:04	2004/05/29
BALADEH	3.9			28	51.708	36.413	04:12:36	2004/05/29
BALADEH	3.3			28	51.407	36.477	03:54:28	2004/05/29
BALADEH	3.5			28	51.746	36.415	03:35:24	2004/05/29
BALADEH	2.9			28	51.377	36.368	01:57:58	2004/05/29
BALADEH	2.8			9	51.397	36.51	01:09:57	2004/05/29
BALADEH	3.4			28	51.432	36.36	00:25:48	2004/05/29
BALADEH	3.1			28	51.705	36.389	23:53:57	2004/05/28
BALADEH	2.6			28	51.404	36.391	23:07:28	2004/05/28
BALADEH	2.4			28	51.383	36.439	22:50:38	2004/05/28
BALADEH	2.6			28	51.386	36.366	22:32:35	2004/05/28
BALADEH	3.1			28	51.676	36.413	21:31:26	2004/05/28
BALADEH	2.9			15	51.731	36.444	21:24:47	2004/05/28
BALADEH	2.5			28	51.426	36.372	21:22:48	2004/05/28
BALADEH	3.5			28	51.439	36.323	21:03:35	2004/05/28
BALADEH	2.8			28	51.379	36.451	20:49:26	2004/05/28
BALADEH	3.3			28	51.421	36.46	20:32:57	2004/05/28
BALADEH	3.2			28	51.406	36.419	20:31:21	2004/05/28
BALADEH	3.4			28	51.476	36.178	20:25:31	2004/05/28
BALADEH	2.7			28	51.365	36.519	20:16:56	2004/05/28
BALADEH	2.6			28	51.676	36.434	20:14:29	2004/05/28
BALADEH	3.1			28	51.373	36.411	20:09:18	2004/05/28

BALADEH	3.2			28	51.389	36.405	20:07:26	2004/05/28
BALADEH	4.8			28	51.448	36.368	19:47:06	2004/05/28
BALADEH	2.5			15	51.54	36.28	18:54:50	2004/05/28
BALADEH	2.3			15	51.53	36.274	18:46:37	2004/05/28
BALADEH	2.3			15	51.58	36.284	18:43:39	2004/05/28
BALADEH	2.7			15	51.595	36.364	18:33:13	2004/05/28
BALADEH	3.1			33	51.569	36.396	18:25:05	2004/05/28
BALADEH	2.3			15	51.593	36.364	18:10:20	2004/05/28
BALADEH	3.2			15	51.388	36.275	17:51:21	2004/05/28
BALADEH	3.3			22	51.361	36.485	17:34:51	2004/05/28
BALADEH	2.8			23	51.551	36.413	17:17:27	2004/05/28
BALADEH	2.8			28	51.46	36.26	16:45:21	2004/05/28
BALADEH	2			35	51.56	36.362	16:37:51	2004/05/28
BALADEH	2.4			28	51.494	36.455	15:35:05	2004/05/28
BALADEH	1.7			9	51.731	36.403	15:30:26	2004/05/28
BALADEH	2.6			28	51.531	36.392	15:20:50	2004/05/28
BALADEH	2.6			28	51.825	36.491	15:09:09	2004/05/28
BALADEH	2.5			26	51.588	36.458	15:01:18	2004/05/28
BALADEH	2.6			15	51.611	36.37	14:49:54	2004/05/28
BALADEH	2.8			10	51.373	36.493	14:47:51	2004/05/28
BALADEH	2.5			15	51.673	36.408	14:38:30	2004/05/28
BALADEH	3			28	51.706	36.372	14:28:28	2004/05/28
BALADEH	2.8			20	51.731	36.447	14:20:23	2004/05/28
BALADEH	4.4			28	51.613	36.397	13:35:56	2004/05/28
BALADEH	3			15	51.611	36.33	13:28:44	2004/05/28
BALADEH	2.9			15	51.781	36.406	13:26:29	2004/05/28
BALADEH	4.6			37	51.592	36.447	13:15:07	2004/05/28
BALADEH	3.9			28	51.67	36.339	13:07:11	2004/05/28
BALADEH		6.3		28	51.643	36.371	12:38:46	2004/05/28

شماره	تاریخ	مختصات رومرکز مهلززه ای		نام زلزله	نام گسل	طول گسل (km)	طول گسیختگی (km)	بزرگا (M)	سازوکار زمین لرزه ای
۱	۱۳۳۶/۱۰/۲۱	۵۹/۷۰	۳۴/۷۰	خواف	خواف	۱۰۰	۲۱	Ms=۷/۶	امتداد لغز راست گرد
۲	۱۴۹۳/۱/۱۰	۵۹/۸۰	۳۳/۰۰	مومن آباد (بیرجند)	نورزاد	۴۰	۳۰	Ms=۷/۰	فشاری
۳	۱۷۲۱/۴/۲۶	۴۶/۷۰	۳۷/۹۰	جنوب خاور تبریز	شمال تبریز	۲۰۵	۷۰	Ms=۷/۷	فشاری امتداد لغز؟
۴	۱۷۸۰/۱/۱۸	۴۶/۰۰	۳۸/۲۰	تبریز	شمال تبریز	۲۰۵	۷۵	Ms=۷/۷	فشاری؟
۵	۱۹۰۵/۰۱/۱۱	۵۹/۹۰	۲۹/۶۰	نصرت آباد	نصرت آباد (سیستم گسله نهیندان)	۱۹۷	۷۵	Ms=۷/۰	امتداد لغز؟
۶	۱۸۷۹/۳/۲۲	۴۷/۹۰	۳۷/۸۰	بزقوش - گرومرد	بزقوش	۱۲۰	۱۸	Ms=۶/۶	فشاری
۷	۱۹۹۰/۰۱/۲۳	۴۹/۱۳	۳۳/۴۱	سیلاخور (درود)	درود (گسل اصلی جوان زاگرس)	۸۲	۶۷	Ms=۷/۴	امتداد لغز راست گرد
۸	۱۹۱۱/۰۴/۱۸	۵۷/۰۳	۳۱/۲۳	راور	لکرکوه	۷۵	۱۷	Ms=۷/۷	فشاری
۹	۱۹۲۹/۰۵/۰۱	۵۷/۸۱	۳۷/۷۳	کپه داغ (باغان گرماب)	کپه داغ (باغان)	۱۴۰	۶۷	Ms=۷/۳	فشاری
۱۰	۱۹۳۰/۰۵/۰۶	۴۴/۶۰	۳۸/۲۴	سلماس	سلماس - دریک	۴۰	۳۳	Ms=۷/۲	فشاری امتداد لغز راست گرد
۱۱	۱۹۴۱/۰۲/۱۶	۵۸/۸۷	۳۳/۴۱	محمدآباد (فردوس)	محمدآباد	۱۰۵	۲۳	Mb=۶/۴	فشاری
۱۲	۱۹۴۷/۰۹/۲۳	۵۸/۶۷	۳۳/۶۷	دوست آباد (فردوس)	محمدآباد	۱۰۵	۲۳	Ms=۶/۸	فشاری امتداد لغز راست گرد
۱۳	۱۹۵۳/۰۲/۱۲	۵۴/۸۸	۳۵/۳۹	ترود (شاهرود)	ترود	۱۱۰	۳۰	Mb=۶/۸	فشاری
۱۴	۱۹۵۸/۰۸/۱۶	۴۸/۱۷	۳۴/۳۰	فیروزآباد (نهادند)	کارون (گسل اصلی جوان زاگرس)	۱۶۸	۴۸	Ms=۶/۶	فشاری امتداد لغز راست گرد
۱۵	۱۹۶۲/۰۹/۰۱	۴۹/۸۱	۳۵/۷۱	بوئین زهرا	اپیک	۱۹۰	۸۲	Ms=۷/۲	فشاری امتداد لغز چپ گرد
۱۶	۱۹۵۸/۰۸/۳۱	۵۸/۹۶	۳۴/۰۲	دشت بیاض	دشت بیاض	۱۳۵	۸۰	Ms=۷/۴	فشاری امتداد لغز چپ گرد
۱۷	۱۹۷۸/۰۹/۱۶	۵۷/۱۲	۳۳/۴۰	طیس	طیس	۱۶۰	۹۲	Mw=۷/۴	فشاری
۱۸	۱۹۷۹/۱۱/۲۷	۵۹/۶۳	۳۴/۰۵	کولی نیاباد (خواف)	کوریزان	۱۲۰	۶۰	Ms=۷/۱	فشاری امتداد لغز چپ گرد
۱۹	۱۹۸۱/۸/۲۷	۵۷/۷۵	۳۳/۲۰	سیرج	گوک	۱۳۰	۶۵	Ms=۷/۳	فشاری
۲۰	۱۹۹۰/۰۶/۲۰	۴۱/۴۳	۳۶/۷۵	منجیل	منطقه گسل هرزویل	۱۳۰	۷۵	Mw=۷/۳	فشاری امتداد لغز چپ گرد
۲۱	۱۹۹۴/۰۲/۲۳	۶۰/۵۰	۳۰/۹۵	سفیدابه	سفیدابه	۱۴۰	۴	Mw=۶/۰	فشاری امتداد لغز چپ گرد

منابع فارسی

- آقائباتی س.ع، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۴۵۵.
- آریامنش م، (۱۳۸۶)، پایان نامه دکتری: "ارزیابی پهنه‌های چشمه‌های لرزه‌زا در منطقه طیس و کاربرد آن در تحلیل خطر زمین لرزه"، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله، ص ۱۹۸.
- آئین‌نامه طراحی ساختمان‌ها در برابر زلزله. استاندارد ۲۸۰۰، مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن، نشریه شماره ۲۵۳.
- آمبرسیز ن. ن. و ملویل، چ. پ، (۱۳۷۰)، "تاریخ زمین‌لرزه‌های ایران"، ترجمه ابوالحسن رده، موسسه انتشارات آگاه، ص ۶۷۴.
- بازیار م.ح و ظاهرمنند، ص، (۱۳۸۹)، "برآورد خطر زمین‌لرزه - گسلش در شهر بهبهان"، کنفرانس بین‌المللی سبک‌سازی و زلزله.
- برگی خ، (۱۳۸۴)، "اصول مهندسی زلزله"، انتشارات دانشگاه تهران، چاپ پنجم، ص ۵۷۲.
- بربریان، م.، قرشی، م.، ارژنگ روش، ب.، مهاجر اشجعی، ا.، (۱۳۷۱)، "پژوهش و بررسی نو زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه گسلش در گستره قزوین بزرگ و پیرامون"، گزارش شماره ۶۱، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- بربریان، م.، قرشی، م.، طالبیان، م.، شجاع طاهری، ج.، (۱۳۷۱)، "لرزه زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه گسلش در گستره سمنان"، گزارش شماره ۶۳، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- بوستان ا، میرزایی ن، اسکندری قادی م و شفیع‌عی، ع، (۱۳۹۱)، "پهنه‌بندی زمین‌لرزه‌ای گستره تهران و نواحی مجاور با استفاده از مجموعه‌های فازی"، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۸، شماره ۲، صفحه ۶۹-۶۳.

- پوررحیم ا، (۱۳۸۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد، " بررسی زمین ساخت جنباً و خطر زمین لرزه - گسلش در گستره‌ای به شعاع ۱۰۰ کیلومتر پیرامون شهر بندرعباس"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی، ص ۱۲۷.
- پورکرمانی م و آرین م، (۱۳۷۷)، "لرزه خیزی ایران"، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی، ص ۲۱۲.
- پورکرمانی م و آرین م، (۱۳۷۶)، "سایزمو تکتونیک"، مهندسی مشاور دزآب.
- تابش پور م.ر و ابراهیمیان ح، (۱۳۸۸)، "مهندسی زلزله کاربردی در طراحی و بهسازی"، انتشارات فدک ایساتیس، ص ۳۸۱.
- حافظی مقدس ن و غفوری م، (۱۳۸۸)، "زمین شناسی زیست محیطی"، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ص ۲۵۵.
- درویش زاده ع، (۱۳۸۳)، "زمین شناسی ایران"، انتشارات امیرکبیر، ص ۹۰۸.
- رضانی اومالی ر، امیدی پ و حافظی مقدس ن، (۱۳۸۵)، "مطالعات لرزه خیزی و برآورد خطر زمین لرزه در استان مازندران"، سازمان مدیریت و برنامه ریزی استان مازندران، ص ۱۴۲.
- زارع م، (۱۳۸۰)، "خطر زمین لرزه و ساخت و ساز در حریم گسل شمال تبریز و حریم گسل های زمین لرزه ای ایران"، پژوهشنامه زلزله شناسی و مهندسی زلزله، سال چهارم، شماره دوم و سوم، تابستان و پاییز.
- زارع رئیس آبادی ح و هاشمی س.ع، (۱۳۹۰)، "ارزیابی خطر لرزه ای بر پایه قطع بندی گسل های فعال استان سمنان"، پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- زارع م، (۱۳۸۴)، "مبانی تحلیل خطر زمین لرزه"، انتشارات پژوهشگاه بین المللی زلزله، ص ۱۴۲.
- زمردیان م.ج، (۱۳۸۱)، "ژئومورفولوژی ایران"، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، چاپ اول، ص ۲۶۷.
- سازمان زمین شناسی کشور، نقشه چهارگوش آمل، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰
- سازمان زمین شناسی کشور، نقشه چهارگوش گرگان، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰

سازمان زمین‌شناسی کشور، نقشه چهارگوش ساری، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰

سازمان زمین‌شناسی کشور، نقشه چهارگوش سمنان، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰

سازمان زمین‌شناسی کشور، نقشه چهارگوش تهران، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰

سازمان زمین‌شناسی کشور، نقشه چهارگوش طرود، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰

عباسی م.ر، (۱۳۸۶)، "لرزه زمین‌ساخت و هندسه دگرریختی البرز مرکزی - خاوری با نگرشی بر گستره‌های دارای بیشینه لرزه‌خیزی"، انتشارات دانشگاه تهران، ص ۱۹۰.

غضبان ف، (۱۳۸۱)، "زمین‌شناسی زیست‌محیطی"، انتشارات دانشگاه تهران، ص ۴۴۰.

قلی زاده ا و رحیمی ص، (۱۳۸۶)، "استفاده از شبیه‌سازی مونت کارلو در ارزیابی خطر زلزله"، ششمین کنگره ملی مهندسی عمران، دانشگاه سمنان.

کرمی م، آذر ع و شریفی ر، (۱۳۹۰)، "خطر گسترش شهرها در حریم گسل‌های لرزه‌ای (مطالعه موردی: شهرهای پیرامون گسل تبریز)"، اولین کنفرانس بین‌المللی ساخت و ساز شهری در مجاورت گسل‌های فعال. گزارش تحقیقاتی مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن با همکاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، (۱۳۸۸)، مطالعه پارامترهای جنبش نیرومند زمین (۲۰۰۳-۲۰۰۵) با داده‌های شتاب‌نگاری و لرزه‌نگاری و توسعه بانک اطلاعاتی.

مقدم ح، (۱۳۸۴)، "مهندسی زلزله مبانی و کاربرد"، انتشارات نشر و فرهنگ، چاپ سوم، ص ۱۰۹۶.

مردانی م و مافی م، (۱۳۸۳)، "لرزه‌خیزی، لرزه زمین‌ساخت البرز"، پایگاه ملی داده‌های علوم زمین.

مطلبیان م و شاه نظری ح، (۱۳۸۹)، "بررسی تاثیر ساختگاه‌های آبرفتی بر پارامترهای موثر زلزله"، چهارمین همایش بین‌المللی مهندسی ژئوتکنیک و مکانیک خاک ایران، تهران.

مطلبیان م، امامی ک و آقامحمد زاده ف، (۱۳۸۹)، "ارزیابی تأثیر هندسه حوضه‌های آبرفتی در تشدید امواج زلزله"، کنفرانس ملی مهندسی عمران دانشگاه آزاد اسلامی واحد نجف آباد.

موسوی روحبخش س.م.، (۱۳۸۰)، "زمین‌شناسی دریای خزر"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات کشور، ص ۲۵۴.

ناصری ح.ر و سرور ع، (۱۳۸۴)، "نقش گسل خزر بر خصوصیات فیزیکی و شیمیایی آب‌های زیرزمینی (مطالعه موردی: محدوده ساری - گرگان)"، نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم.

نعمتی م، هتسفلد د، قیطانچی م.ر، سدید خوی ا، میرزائی، ن.ب و مرادی ع، (۱۳۹۰)، "بررسی لرزه خیزی گسله آستانه در البرز شرقی"، *مجله فیزیک زمین و فضا*، دوره ۳۷، شماره ۲، صفحه ۱-۱۶.

وحدتی دانشمند ب، قاسمی س.ع و قرشی م، (۱۳۸۴)، "زمین‌ساخت فعال گسله کاسپین بین لاهیجان و رودسر"، نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم.

وجودی م، (۱۳۸۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "مطالعه جنبش شدید زمین در زلزله بم، با بررسی عدم قطعیت در برآورد خطر"، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله، ص ۱۴۴.

تاتار م و فرهد ا.م، (۱۳۸۶)، "مطالعه زمین‌لرزه ۸ خرداد ماه ۱۳۸۳ فیروزآباد - کجور و پس‌لرزه‌های آن بر اساس تحلیل داده‌های ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری محلی"، *مجله علوم زمین*، شماره ۶۴.

- Abrahamson, N.A. (2000). “State of the practice of seismic hazard evaluation”. **Proceedings of Geo Eng**, vol. 1, pp. 659-685.
- Ayoub. A and Chenouda, M., (2009), “Response spectra of degrading structural systems”. **Engineering Structures**. V. 31 PP.1393-1402.
- Beidinger. A, Decker, K. (2011), “3D geometry and kinematics of the Lassee flower structure: Implications for segmentation and seismotectonics of the Vienna Basin strike–slip fault”, Austria. **Tectonophysics**. V. 499, PP.22-40.
- Bhatti, A.G, Ul Hassan, S.Z, Rafi, Z, Khatoon, K and Ali., Q. (2011). “Probabilistic seismic hazard analysis of Islamabad, Pakistan”. **Earth-Science**, vol. 42, pp. 468-478.
- Brunet, M.F, Korotaev, M.V, Ershov, A.V and Nikishin, A.M. (2003), “The South Caspian Basin: A review of its evolution from subsidence modelling”. **Sedimentary Geology**, v. 156, pp. 119–148.
- CDC. (1999).“Fault Rupture Hazard Zones in California”, Special Publication 42.
- Cornell, C.A, (1968). “Engineering seismic risk analysis”, Bulletin of the Seismological Society of America., V. 58, PP. 1583-1606.
- Douglas, J., (2004) “Ground motion estimation equations 1964 –2003”. Department of Civil & Environmental Engineering Soil Mechanics, Imperial college London.
- Ghayamghamian, M.R. (2005) “Segmental cross-spectrum as a new technique in site response estimation using spectral ratio analysis” . **Journal of Earthquake Engineering** , V. 9, PP. 247-261.
- Ghosh A. K. (2005) “Probabilistic seismic hazard analysis for a site”, **Nuclear Engineering and Design**. V. 236, PP. 1192–1200.
- Gupta I. D. (2002) “The state of art in seismic hazard analysis”, **ISET**, v. 428, pp. 311-346.
- Hollingsworth J, Jackson M, Walker R and Nazari H. (2008) “Extrusion tectonics and subduction in the eastern South Caspian region since 10 Ma”. **GEOLOGY**. V. 36, PP.763-766.
- Jackson J, Priestley K, Allen M, Berberian M. (2002) “Active tectonics of the South Caspian Basin”, **Geophys**, v. 148, pp. 214–245.

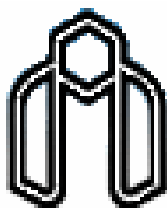
- Kugel G.U. (2008) “Seismic Hazard Analysis – Quo vadis?”. **Earth-Science**, vol. 88, pp. 1-32.
- Manighetti I, Campillo M, Bouley S and Cotton F. (2007) “Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity”. **Earth and Planetary Science Letters**. V. 253, PP. 429-438.
- Nazari H, Ritz J.F, Ghorashi M, Abbasi M, Saidi A, Shahidi A.R and Omrani J. (2003), “Seismic Analyzing Neotectonic in Central Alborz”. Fourth International Conference of Earthquake Engineering and Seismology.
- Pizzi A, Galadini F. (2009) “Pre-existing cross-structures and active fault segmentation in the northern-central Apennines (Italy)”. **Tectonophysics**. V. 476. PP.304-319.
- Perea H, Atakan K. (2007) “Influence of Slow active faults in probabilistic seismic hazard assessment: the northwest margin of the Valencia trough”. **Nat Hazards**. V.43, PP. 379-396.
- Perea H, Masana E and Santanach P. (2006) “A pragmatic approach to seismic parameters in a region with low seismicity: the case of eastern Iberia”. *Natural Hazards*, v. 39, pp 451–477.
- Schopfer P.J. S., Childs C, Walsh J. J, Manzocchi T, Koyi H.A (2007) “Geometrical analysis of the refraction and segmentation of normal faults in periodically layered sequences”. **Journal of Structural Geology**. V. 29, PP. 318-335.
- Semblat J.F, Dangla P, Kham M. (2002) “Seismic Site Effects for Shallow and Deep Alluvial Basins: In-Depth Motion and Focusing Effect” . **Soil Dynamics and Earthquake Engineering** , V. 22, PP. 849-854.
- Shapira A, Hofstetter R, Abdollah A, Dabbeek J and Hays W. (2007) “Earthquake hazard assessments for building code”. U.S. Agency for International Development , Bureau for Economic Growth, Agriculture and Trade.
- Tatar M, Hatzfeld D and Ghafory-Ashtiany M. (2004) “Tectonics of central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity”, **Geophys. J. Int.**, v. 156, pp. 255-266.
- Zanchi A, Berra F, Mattei M, Ghassemi M.R and Sabouri J. (2006) “Inversion tectonics in central Alborz, Iran”. **Journal of Structural Geology**, v. 28, pp. 2023–2037

Abstract

in this study the probabilistic seismic hazard analysis has been conducted in the city of Babol. To achieve the objectives, while studying the seismotectonic of the region, an area extending from 150 Km radius from Babol city centre was chosen for the study. By studying seismotectonic of the region, epicenter distribution and some information such as geological information of 11 earthquake source have been modeled. Linear sources or faults were used for deterministic estimation of the maximum value of earth motion parameters. There are several relationships for estimation of maximum magnitude of every linear source. Which five of them were chosen in order to do the study. The earthquakes greater than 6 Richter were collected from through country and the relation between earthquake magnitude value and the reported faulting value were controlled with each of five relationship. Finally Nowroozi and Wells & Cooper Smith relationships were introduced as proper relationships for this zone. The average results of this two relationship were used for determination of maximum magnitude resources. In order to choose proper attenuation relationship, among all attenuation relationships, four relationship, Joyner & Boore (1981), Ambraseys & Douglas (2003), Campbell and Bozorgnia (2003) and Khademi (2002) that were more important and applicable than others were chosen. By correlating these relationships with seismogram data of Baladeh earthquake (1383), two relations of Joyner & boore (1981) and Campbell and Bozorgnia (2003) , were chosen as proper relations for this region. . Two proper slowness relationships for this zone (two relationship, Joyner & Boore and Campell & Bozorgnia) were used for deterministic estimation of maximum horizontal acceleration. On the basis of results, the maximum values are related to blocks 1 and 2 in Khazar faults and also block 1 in North Alborz fault which contained 0.36g, 0.30g and 0.21g respectively. Maximum vertical acceleration were also calculated for faulted zone blocks which maximum value of results are belong to blocks 1 and 2 in khazar fault and also blocks 1 and 2 in north alborz fault which maximum

vertical acceleration values are 0.36g, 0.29g, 0.18 and 0.18g, respectively. Logic tree approach was used in order to consider uncertainty in danger analysis by deterministic method. For doing this, 11 regional sources were used as local seismic source. According to results, maximum horizontal acceleration are belongs to sources 1, 2 and 3 with values of 0.38g, 0.33g and 0.21g, respectively. In the part probabilistic seismic hazard analysis According to (Shapira et al 2007) studies and assuming that β is constant, α value for each earthquake source was normalized. In order to chose proper attenuation relationship, among all attenuation relationships, four relationship, Joyner & Boore (1981), Ambraseys & Douglas (2003), Campbell and Bozorgnia (2003) and Khademi (2002) that were more important and applicable than others were chosen. By correlating these relationships with seismogram data of Baladeh earthquake (1383), two relations of Joyner & boore (1981) and Campbell and Bozorgnia (2003) , were chosen as proper relations for this region. At the next steep, by using SEIS RISK III software, isoacceleration map of the design surfaces, equivalent to excess probability of 0.10 and 0.20 during 50 years (equivalent to 475 and 2500 years returning period, respectively) was prepared by using 7*9 network. Maximum horizontal acceleration for returning period of 475 and 2500 years was estimated at 0.27 and 0.4, respectively. Vertical acceleration values in different return periods were calculated by Campell and Bozorgnia (2003) relationship for concerned field. Maximum vertical acceleration values, in two return periods of 475 and 2475 years are 0.17g and 0.28g, respectively. Finally, considering the importance of response spectrum of basement, the values of this parameter for two returning periods of 200 and 2500 years were calculated by taking into account Joyner & Boore and Campbell and Bozorgnia data. According to obtained results in this return period, maximum response spectrum can be observed in period 0.5 second with value of 0.28g, to other periods.

Keyword: Seismic hazard Analysis, Babol City, Attenuation relationship, Logic Tree, Maximum acceleration.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

Hydrogeology and Environmental Geology Group

M. sc. Thesis

Analysis of seismic hazard and faulting in Babol City, Iran

Mojtaba Adineh Vand

Supervisor:

Dr.N.Hafezi Moghaddas

Dr.R.Ramazani omali

February 2013