

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد تکتونیک

ارزیابی خطر لرزه‌ای شهر آوج (استان قزوین)

نگارنده: بهزاد بیگدلو

استاد راهنما

دکتر رمضان رضانی اومالی

شهریور ۱۳۹۶

تقدیم به

خدای رابی ساگر که از روی کرم، پدر و مادری فداکار نسیم ساخته تا در سایه درخت پر بار وجودشان بیایم و از ریشه آنها
شخ و برگ گیریم و از سایه وجودشان در راه کسب علم و دانش تلاش نمایم. والدینی که بودند تاج افتخاری است بر سرم
و نشان دلیلی است بر بودنم، چرا که این دو وجود، پس از پروردگار، مایه هستی ام بوده اند وستم را گرفتند و راه رفتن را دادند.
این وادی زندگی پر از فراز و نشیب آموختند. آموزگاری که برایم زندگی، بودن و انسان بودن را معنا کردند.
تقدیم به، همسر که سایه مهربانش سایه ساز زندگیم می باشد، او که اسوه صبر و تحمل بوده و مشکلات مسیر را برایم تسهیل نمود.
که در سایه بیماری و پهلوی او به این منظور نائل شدم.

به خواهران نازنینم و برادرانم به هم سفران مهربان زندگیم که باهم آغاز کردیم، در کنار هم آموختیم و به امید هم به آینده چشم
می دوزیم. قلم لبریز از عشق به شاست و خوشبختی تان منتهای آرزویم.

تقدیم به وجود بارز نشان...

قدردانی و تشکر

ستایش بی‌آلایش یکتا دارائی را سرود که هستی ما همه از تابش اوست و پرستش و نیایش بی‌هما خدائی را زبید که دانا، مینا و توانا و برگشته‌مه به او و پیدایش از اوست. بخشنده‌ای که در مراحل هستی خواهش استعداد هر ذره را، نخبوده و مهربانی که راه بازگشت به سوی خود را برای بندگان در کشوده‌بال‌ترین آن راه نمودیست به راه‌بندی خود توسط پیغمبران و بهترین نعمتش برگزیدن ماست به پیروی پیغمبر آخر الزمان.

بر خود لازم می‌دانم از محضر استاد محترم، جناب آقای دکتر رمضان رمضان‌ی اومالی که افتخار نگردی ایشان را داشته‌ام و در حین انجام پایان‌نامه، همواره از مساعدت‌های علمی ایشان بهره‌مند بوده‌ام، سلامت و سعادت روز افزون ایشان را از نگاه خداوند منان خواستارم. همچنین مراتب امتنان خویش را از جناب آقای دکتر محسن حادمی که با دقت نظر بر بخش‌هایی از این تحقیق مرایاری نمودند، مراتب تشکر را ابراز نموده و سلامتی و سعادت ایشان را آرزو مندم. از استاد کرامی جناب آقای دکتر علی اکبر مومنی تشکر نموده و به‌روزی و توفیق ایشان را از قادر متعال مسئلت می‌نمایم. از اساتید بزرگوار و کرامی ام در گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم دانشگاه صنعتی شاهرود سپاسگزارم.

در اینجا واجب بر خود میدانم از حامیان، همیشگی ام پدر و مادرم کمال تقدیر و تشکر را به جا آورم و این را به زبان آورم که اگر حمایت بی‌دینشان نبود این جانب دست به جایی نمی‌بردم. همچنین از، همسر بزرگوار که همراه و همراهم در ویرایش و تایپ پایان نامه مروری کرد و برادران و خواهران عزیزم کمال تقدیر و تشکر را به آورم.

از دوستانم آقای دکتر عبدالله شمس و مهندسین حسن فرحدل، خانم یوسفی، محبتی قاسمی و خانم حسینی بهت راهنمایی نرم افزاری این تحقیق تشکر می‌نمایم. و برای تمامی هم دانشکده‌ای‌های محترم آرزوی سلامتی و موفقیت روز افزون دارم. از مردم پاک سرشت و خونگرم آوج نهایت سپاسگزاری را دارم.

تعهد نامه

اینجانب بهزاد بیگدلو دانشجوی دوره کارشناسی ارشد دانشکده علوم زمین گرایش زمین‌ساخت (تکتونیک) دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه: ارزیابی خطر لرزه‌ای شهر آوج (استان قزوین) تحت راهنمایی دکتر رمضان رمضانی اومالی متعهد می‌شوم.

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

تاریخ ۱۳۹۶/۰۷/۰۴

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.

چکیده

شهر آوج یکی از شهرهای استان قزوین و در جنوب این استان است. این شهر در طول جغرافیایی 33° و 49° شرقی و عرض جغرافیایی 34° و 35° شمالی قرار دارد. این شهر در فاصله ۱۲۵ کیلومتری قزوین و ۱۱۵ کیلومتری شهر همدان در منطقه‌ای کاملاً کوهستانی واقع شده است. در این تحقیق داده‌های لرزه‌ای و گسل‌های منطقه در شعاع ۱۰۰ کیلومتری مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به بررسی‌های میدانی صورت گرفته راستای کلی گسلش در منطقه مورد مطالعه شمال باختری- جنوب خاوری می باشد که از روند های کلی زون سنندج - سیرجان و زون آبگرم تبعیت می کند. گسل حسن آباد با درازای حدود ۵۲ کیلومتر دارای امتداد شمال باختری- جنوب خاوری و شیب به سمت جنوب باختری می باشد و سازوکار معکوس با مولفه راستا لغز کوچک راست بر می باشد. گسل آوج با طول ۱۶۷ کیلومتر دارای راستای شمال باختری جنوب خاوری می باشد که به وضوح در تصاویر ماهواره ایی در شمال باختری و جنوب خاوری شهر آوج قابل ردیابی می باشد. این گسل باعث ایجاد تفاوت های بین زون سنندج - سیرجان و بخش میانی ایران مرکزی در زمان کوهزایی تریاس پسین شده است. گسل شمال آبگرم برای اولین بار در این پایان نامه مورد بررسی و نام گذاری قرار گرفته است. این گسل دارای روند $N60^{\circ}E$ می باشد که در شمال شهر آبگرم مشاهده و بررسی شده است. با استفاده از داده های لرزه ای دستگاهی فرمول لرزه خیزی منطقه آوج با روش گوتنبرگ- ریشتر $\log N = 2.27 - 0.9 M_s$ به دست آمده است که $a = 2.27$ و $b = 0.9$ پارامترهای لرزه خیزی منطقه به دست آمده اند. بیشترین شتاب افقی وارده بر شهر آوج $PGA = 0.83g$ در اثر فعالیت گسل آوج با توان لرزه خیزی $7/3$ ریشتر که در مجاورت شهر آوج قرار دارد می باشد. بسیاری از زمین لرزه های اصلی رخ داده در منطقه آوج در ارتباط مستقیم با گسل های فعال منطقه هستند.

واژگان کلیدی: لرزه‌خیزی، گسل آوج، آوج، آبگرم

فهرست

فصل اول: کلیات

- ۱-۱- تعریف مسئله و ضرورت تحقیق ۲
- ۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه ۲
- ۳-۱- راه های دسترسی به ناحیه مورد مطالعه ۳
- ۴-۱- شرایط آب و هوای ناحیه مورد مطالعه ۳
- ۵-۱- تاریخچه مطالعات قبلی در ناحیه ۴
- ۶-۱- روش و مراحل اجرای طرح ۵

فصل دوم: زمین شناسی

- ۱-۲- موقعیت ایران در کمربند آلپ- هیمالیا ۸
- ۲-۲- موقعیت زمین شناسی منطقه مورد مطالعه ۹
- ۳-۲- بررسی تکتونیک پهنه ایران مرکزی ۱۰
- ۴-۲- بررسی تکتونیک پهنه سهندج- سیرجان ۱۱
- ۵-۲- زیرپهنه آبگرم ۱۲
- ۶-۲- زمین ساخت ناحیه آوج ۱۳
- ۷-۲- چینه شناسی: ۱۳
- ۱-۷-۲- زون آبگرم: ۱۳
- ۲-۷-۲- زون رزن: ۱۸

فصل سوم: زمین شناسی ساختمانی

- ۳-۱- گسل ها: ۲۶
- ۳-۱-۱- گسل حسن آباد ۲۶
- ۳-۱-۲- گسل آوج ۳۰
- ۳-۱-۳- گسل شمال ابگرم ۳۳
- ۳-۲- پهنه برشی فعال ۳۴

فصل چهارم: تحلیل خطر لرزه ای

- ۴-۱- توزیع جغرافیایی زمین لرزه ها در جهان ۳۸
- ۴-۲- پهنه بندی خطر نسبی زمین لرزه در ایران ۳۹
- ۴-۳- ایالت های لرزه زمین ساختی ایران ۴۱
- ۴-۴- ایالت زمین لرزه ساختی ایران مرکزی ۴۲
- ۴-۵- اهمیت بررسی لرزه زمین ساخت در منطقه مورد مطالعه ۴۴
- ۴-۶- جایگاه لرزه زمین ساختی منطقه مورد مطالعه ۴۶
- ۴-۷- بررسی پارامترهای لرزه خیزی منطقه مطالعاتی ۴۶
- ۴-۷-۱- بررسی پارامترهای لرزه خیزی به روش احتمالی ۴۷
- ۴-۷-۱-۱- تخمین آهنگ فعالیت و ضریب لرزه خیزی منطقه: ۴۷
- ۴-۷-۱-۲- رابطه بین M_b و M_s ۴۸
- ۴-۷-۱-۳- مقایسه فراوانی - بزرگی زمین لرزه ها ۵۰
- ۴-۷-۱-۴- مقایسه سال - تعداد زمین لرزه ها ۵۱
- ۴-۷-۱-۵- دوره بازگشت ۵۱
- ۴-۷-۱-۶- برآورد DBE و MCE ۵۳
- ۴-۷-۲- بررسی پارامترهای لرزه خیزی به روش قطعی ۵۶
- ۴-۷-۲-۱- تخمین بیشینه زمین لرزه (M_{Max}) ۵۷
- ۴-۷-۲-۲- روش های برآورد بیشینه شتاب گرانش زمین ۶۲

۴-۷-۳- رابطه میان بزرگی و شدت زمین لرزه.....۶۶

فصل پنجم: نتیجه گیری و پیشنهادات

۵-۱- نتیجه گیری.....۷۰

۵-۲- پیشنهادات.....۷۱

منابع.....۸۳

فهرست شکل ها

- شکل ۱: راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه. ۳
- شکل ۱-۲ جایگاه زمین شناسی ایران در کمربند چین خورده آلپ - هیمالیا. ۹
- شکل ۲ - ۲. نقشه پهنه‌های رسوبی - ساختاری عمده ایران. ۱۰
- شکل ۲-۴- نهشته های مارن به زمان ژوراسیک و نهشته های کواترنر در دو طرف گسل آوج. ۱۶
- شکل ۲-۵- نهشته های ائوسن در غرب آوج. ۱۷
- شکل ۲-۶- ستون چینه شناسی زیرپهنه رزن - زیر پهنه آبگرم. ۲۰
- شکل ۲-۷- نقشه زمین شناسی آوج- چنگوره. ۲۱
- (شکل ۳-۱) واحدهای ساختاری منطقه آوج. ۲۵
- (شکل ۳-۲) تصویر DEM از منطقه مطالعاتی. ۲۷
- (شکل ۳-۳) استریوگرام حاصل از داده های برداشت از گسل حسن آباد. ۲۸
- (شکل ۳-۴) تصویر صحرایی از امتداد گسل حسن آباد در واحدهای آهکی. ۲۸
- (شکل ۳-۵) تصویر صحرایی از خراش های گسلی. ۲۹
- (شکل ۳-۶) تصویر DEM از منطقه مطالعاتی که گسل آوج بر روی آن مشخص شده است. ۳۰
- (شکل ۳-۷) استریوگرام حاصل از داده های برداشت از گسل آوج. ۳۲
- (شکل ۳-۸) پرتگاه گسلی ایجاد شده در راستای گسل آوج. ۳۲
- (شکل ۳-۹) دره ی گسلی ایجاد شده توسط گسل آوج (دید به جنوب خاوری) ۳۳
- (شکل ۳-۱۰) تصویر صحرایی از امتداد گسل شمال آبگرم. ۳۴
- (شکل ۳-۱۱) تصویر سیکلوگرافیک از گسل شمال آبگرم که موقعیت ۹۰/۳۳۰ را نشان می دهد. ۳۴
- (شکل ۳-۱۲) تصویر صحرایی از پهنه برشی. ۳۵
- شکل (۴-۱) نقشه جغرافیایی زمین لرزه‌ها در جهان. ۳۹
- شکل (۴-۲) نقشه پهنه بندی خطر لرزه ای در ایران. ۴۱
- شکل (۴-۳) ایالت های اصلی لرزه زمین ساختی ایران به همراه محل قرارگیری منطقه آوج. ۴۳

- شکل (۵-۴) معادله خط بین بزرگی زلزله و لگاریتم فراوانی زلزله‌ها ۴۸
- شکل (۶-۴) نمودار بزرگی زمین‌لرزه‌ها (M_s) در برابر فراوانی آن‌ها در گستره مورد مطالعاتی ۵۰
- شکل (۷-۴) نمودار فراوانی زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس سال رخداد آن‌ها ۵۱
- شکل (۸-۴) نمودار ارتباط بزرگی زمین‌لرزه‌ها با دوره بازگشت ۵۳
- شکل (۹-۴) درصد احتمال وقوع از ۱۰ تا ۱۰۰ سال ۵۴
- شکل (۱۰-۴) محاسبه MCE و DBE برای سازه‌های با عمر مفید بین ۱۰، ۵۰ و ۱۰۰ سال ۵۵
- شکل (۱۱-۴) : نقشه چهار گوشه مورد مطالعه در روش قطعی ۵۶
- شکل (۱۲-۴) نقشه گسل‌های منطقه به همراه زمین‌لرزه‌های آن، ۶۵
- شکل (۱۳-۴) نقشه گسل‌های منطقه به همراه پراکندگی‌های ریز لرزه‌ها ۶۵
- شکل ۵-۱- نقشه ی خرد لرزه‌های منطقه مورد مطالعه ۷۲
- شکل ۵-۲- نقشه ی گسل‌های منطقه مطالعاتی به همراه رومرکز زمین‌لرزه‌ها با بزرگی $M_s \geq 3$ ۷۳

فهرست جداول

- جدول (۱-۴) مشخصات زمین لرزه های تاریخی رویداده..... ۴۶
- جدول (۲-۴) : بزرگی زلزله و لگاریتم فراوانی زلزله ها..... ۴۷
- جدول (۳-۴) : ارتباط بزرگی زمین لرزه ها با دوره بازگشت..... ۵۲
- جدول (۴-۴) : درصد عدم احتمال وقوع از ۱۰ تا ۱۰۰ سال..... ۵۴
- جدول (۵-۴) : درصد احتمال وقوع از ۱۰ تا ۱۰۰ سال..... ۵۴
- جدول (۶-۴) : MCE و DBE برای سازه های با عمر مفید بین ۱۰ تا ۱۰۰ سال..... ۵۶
- جدول (۷-۴) برآورد توان لرزه زائی گسل ها با طول کمتر از ۱۵ کیلومتر..... ۶۰
- جدول (۸-۴) : برآورد توان لرزه زائی گسل ها با طول بیشتر از ۱۵ کیلومتر..... ۶۰
- جدول ۹-۴: برآورد بیشینه شتاب افقی (PGA) وارد بر شهرستان آوج..... ۶۳
- جدول (۱۰-۴) : بررسی رابطه میان بزرگی - شدت زلزله..... ۶۶

فصل اول

کلیات

۱-۱- تعریف مسئله و ضرورت تحقیق

شهر آوج یکی از شهرهای استان قزوین و در جنوب این استان است. اهمیت مطالعات لرزه‌زمین‌ساختی و استفاده از نتیجه این مطالعات در برنامه‌ریزی توسعه‌ای و مقاوم‌سازی و ایمن‌سازی بناها برکسی پوشیده نیست و امروزه به نظر میرسد جزء ضروریات است. مطالعات لرزه‌زمین‌ساختی مناطق و نواحی با گسل‌های فعال که دارای سابقه لرزه‌خیزی تاریخی و عهد حاضر هستند از اهمیت دوچندان برخوردارند. این شهر با جمعیتی بالغ بر ۹۳ هزار نفر و حدود یکصد روستای تابعه در یک منطقه کوهستانی واقع شده است. گسل آوج با روند شمال باختری جنوب خاوری از شهر آوج می‌گذرد.

موقعیت مکانی شهر و گسل یک تهدید بالقوه است. بدین ترتیب مشخص می‌شود که بیشترین تأثیر زمین لرزه ۱۳۴۱ شمسی در قسمت جنوبی زون آبگرم واقع در جنوب شرق ناحیه آوج بوده است. و در زون دیگر ناحیه آوج به سمت غرب یعنی زون رزن شدت تخریب به مراتب کمتر بوده است. این بررسی‌ها و همچنین مجموعه مطالعات میدانی این واقعیت را به اثبات می‌رسانند که در زمین‌لرزه ۱۰ شهریور ۱۳۴۱ گسل‌های موجود در قسمت جنوب شرق ناحیه آوج و به طرف بوئین زهرا فعال بوده‌اند که مهم‌ترین گسل‌ها، گسل‌های حسن‌آباد و کلنجین است. زمین لرزه شنبه ۱ تیرماه ۱۳۸۱ شمسی ۲۲ ژوئن ۲۰۰۲ میلادی چنگوره - آوج: در ساعت ۷ و ۲۸ دقیقه و ۲۰ ثانیه به وقت محلی (۲ و ۵۸ دقیقه به وقت گرینویچ) بخش‌های وسیعی از استان‌های غربی و مرکزی و شمالی ایران را به لرزه درآورد. بر اثر زلزله ساختمان‌های مسکونی و عمومی در شهر آوج و بیش از ۸۰ روستا در استان‌های قزوین و همدان و زنجان خسارات فراوانی وارد شد.

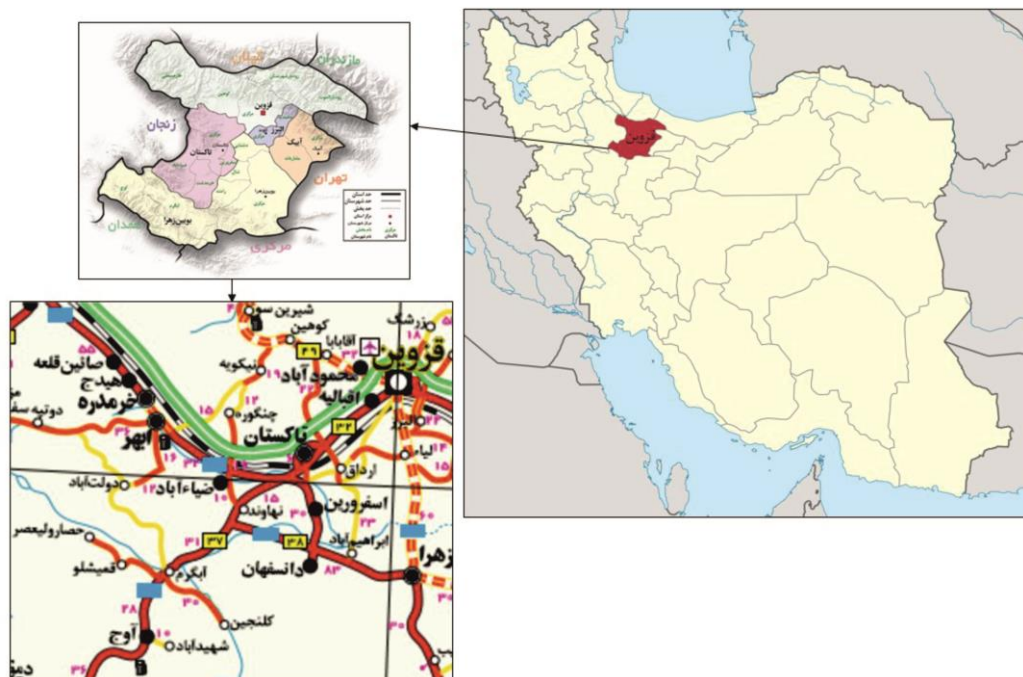
۱-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

شهر آوج در طول جغرافیایی ۲۳° و ۴۹° شرقی و عرض جغرافیایی ۳۴° و ۳۵° شمالی قرار دارد. شهر آوج در فاصله ۱۲۵ کیلومتری قزوین و ۱۱۵ کیلومتری شهر همدان در منطقه‌ای کاملاً کوهستانی واقع

شده است. ناحیه مورد مطالعه از نظر تقسیمات کشوری بین دو استان قزوین و همدان می باشد که عمده آن در استان قزوین است.

۱-۳- راه های دسترسی به ناحیه مورد مطالعه

تنها راه دسترسی به ناحیه مورد مطالعه، راه قزوین _ همدان می باشد که از سمت قزوین بعد از عبور از آبگرم ناحیه مورد مطالعه قرار دارد و برای رسیدن به قسمت باختری ناحیه میتوان از جاده آسفalte روستای نیارچ استفاده نمود و از سمت همدان بعد از عبور از شهر رزن و روستاهای آمیر آباد و ماهیان به ناحیه مورد مطالعه دسترسی پیدا کرد (شکل ۱-۱).



(شکل ۱-۱) راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

۱-۴- شرایط آب و هوای ناحیه مورد مطالعه

آج به دلیل ارتفاع توپوگرافی بالایی (۲۸۹۴-۱۵۰۰ متر) که دارد از نظر دمایی متوسط حداکثر دما در ماه تیر برابر با $32/3^{\circ}\text{C}$ و متوسط حداقل در ماه دی برابر با $8/2^{\circ}\text{C}$ - درجه سانتی گراد می باشد. میانگین بارندگی سالانه ایستگاه آج ۳۸۳ میلی متر و ماه اسفند با $56/3$ میلی متر بیشترین بارندگی و ماه

شهریور با ۳ میلی متر کمترین میزان بازندگی ماهیانه را دارا است که بارش ها در ارتفاعات بیشتر و در فصل زمستان به صورت برف میباشد (سایت فرمانداری آوج)

۱-۵- تاریخچه مطالعات قبلی در ناحیه

در ناحیه آوج مطالعات تکتونیکی زیادی صورت نگرفته است و مطالعات به صورت کلی در منطقه بوده است که از جمله مطالعات ایران مرکزی و ناحیه آوج به موارد زیر اشاره میشود:

الف) مطالعات در ایران مرکزی

بربریان و قریشی و همکاران در سال ۱۳۶۴ و ۱۳۷۱ مطالعاتی در در مورد لرزه خیزی و نو زمین ساخت منطقه داشته اند. قریشی و همکاران در سال ۱۳۵۹ مطالعات چینه شناسی در این زون داشته است. از مطالعات دیگر در این منطقه به مطالعات Tchalenko و همکاران ۱۹۷۴ که در مورد سائزمو تکتونیک شمال ایران مرکزی اشاره کرد.

ب) مطالعات در ناحیه آوج

در این ناحیه مطالعات زیادی صورت نگرفته و تنها میتوان به مطالعات بلورچی ۱۹۷۹ که درباره زمین شناسی ناحیه و تکتونیک ناحیه مطالعاتی داشته و همچنین مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن که بعد از زلزله ۱۳۸۱ آوج مطالعاتی داشته که به صورت گزارش منتشر شده است. قمریان ۱۳۹۴ مطالعاتی مورفوتکتونیک و نئوتکتونیک منطقه آوج- آبگرم (جنوب غرب قزوین) داشته است و مطالعات دیگری توسط بهاری ۱۳۹۴ تهیه و تدوین شده است که در مورد تحلسل ساختاری منطقه مطالعه شده است. همچنین می توان به نقشه های زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کبوتر آهنگ تهیه شده توسط سازمان زمین شناسی کشور و وزارت صنایع و معادن (بلورچی و حاجیان ۱۹۷۸) و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ آوج تهیه شده توسط سازمان زمین شناسی کشور (بلورچی ۱۹۷۸) تهیه شده است. مطالعات دیگری که می توان نام

برد تحلیل نوزمین ساختی گستره بوئین زهرا- آوج، جنوب قزوین توسط معصومه اعلائی ۱۳۹۴ تهیه شده است.

۱-۶ روش و مراحل اجرای طرح

برای رسیدن به اهداف پروژه مراحل و روش هایی اتخاذ شده است:

- مطالعات کتابخانه ای در موضوع پروژه مانند کتاب ها، مقاله ها، نقشه ها، گزارش ها و تصاویر

ماهواره ای

- تهیه داده های لرزه ای اعم از تاریخی و دستگاهی از کاتالوگها و بانک داده ها و پالایش و پردازش داده

ها با دو روش تحلیلی و احتمالی و برآورد خطر زمین لرزه

- بررسی نقشه های ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ ناحیه مورد مطالعه برای به حداقل رساندن خطاهای

احتمالی

- بازدید میدانی و برداشت صحرایی از گسل آوج و عوارض ناحیه آوج

- تهیه نقشه لرزه زمین ساختی محدوده مطالعاتی

- نگارش و تدوین گزارش مطالعه

فصل دوم

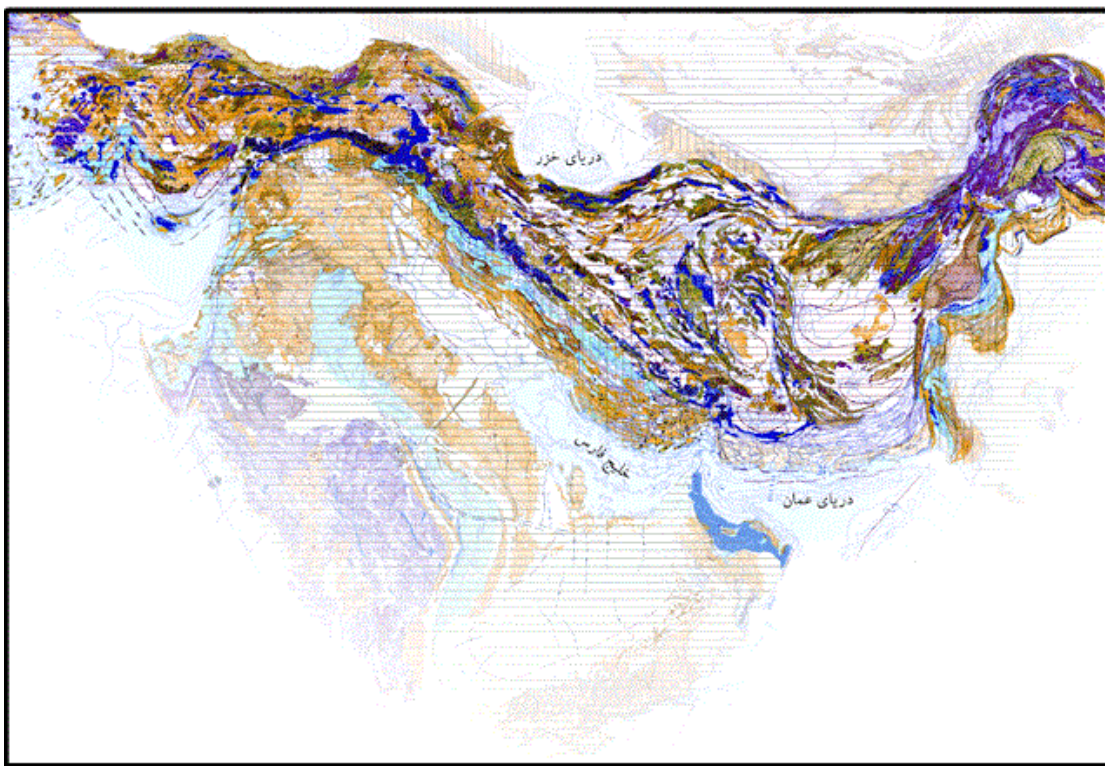
زمین شناسی

برای مطالعه یک ناحیه و مطالعه چگونگی ساختارهای آن شناخت زمین شناسی منطقه امری ضروری است از این رو برای شناخت زمین شناسی اول گذری به جایگاه ایران در کمربند آلپ- هیمالیا زده و بعد زون ساختاری ایران مرکزی و سنندج و سیرجان را معرفی میکنیم و در ادامه به زمین شناسی ناحیه مورد مطالعه پرداخته میشود.

۲-۱- موقعیت ایران در کمربند آلپ- هیمالیا

کمربند آلپ - هیمالیا از کوه های آلپ آغاز و تا اندونزی در شرق آسیا ادامه دارد که ایران بخش بزرگی را در میانه این کمربند تشکیل می دهد (شکل ۲-۱). این کمربند از فعال ترین مناطق دنیا به شمار میرود که به این دلیل سالانه زلزله های متعددی بر روی این کمربند رخ میدهد. موقعیت ساختاری ایران در رشته کوه های آلپی آسیای مرکزی به وسیله اشتوکلین (۱۹۶۸) مورد مطالعه قرار گرفت و تطابق ساختاری ایران و سایر نواحی آسیای مرکزی (افغانستان، پاکستان و ترکیه) و مناطق غربی هیمالیا را بیان کرد. نوار آلپ- هیمالیا یک نوار کوهزایی درون قاره ایست و حاصل برخورد دو قاره گندوانا در جنوب و اورازیا در شمال می باشد که در محل برخورد، سبب ایجاد چین خوردگی ها، روراندها و گسل های عظیم شده است. تکامل این نوار کوهزایی در طی دو چرخه ی کوهزایی سیمین و آلپی صورت گرفته که از مزوزوئیک آغاز و تا کواترنر ادامه یافته است. به باور بربریان و کینگ (۱۹۸۱) حدود ۴۰۰ تا ۲۷۰ میلیون سال پیش یعنی همزمان با رخداد هرسینین، همگرایی دو ابرقاره اوراسیا و گندوانا و به تبع آن بسته شدن پالئوتتیس آغاز میگردد. ادامه این همگرایی در تریاس میانی موجب میشود تا علاوه بر ادامه فرورائش و کاهش گستره حوضه آبی پالئوتتیس، صفحه ایران از صفحه زاگرس-عربستان جدا شده و به سمت شمال حرکت کند؛ ازجمله حوادث مهم دیگر این زمان میتوان به ایجاد اشتقاق جدیدی در محل تقریبی راندگی اصلی زاگرس اشاره کرد که امروزه ما آن را به نام نئوتتیس میشناسیم. نهایتاً در تریاس پسین پالئوتتیس به پایان عمر خود رسیده و از این زمان به بعد با پیوستن صفحه ایران و توران به یکدیگر سرشت اوراسیایی صفحه ایران که تا پیش از این ماهیت گندوانایی داشته، آغاز میگردد و در محل برخورد، باعث ایجاد چین خوردگی ها، روراندها و گسل های عظیم گردیده است؛ که در

بخش شمالی این برخورد یعنی در لبه جنوبی صفحه توران مجموعه این چین خوردگی‌ها و راندگی‌ها را به‌عنوان زون ساختاری یا کمر بند چین خورده کپه داغ می‌شناسیم (آقانباتی، ۱۳۸۳). البته این پایان تغییرات در ایران نبود، در زمان نئوژن تولد دریای سرخ دوره‌ای را در ایران آغاز کرد که در ۵ میلیون سال پیش سرانجام اقیانوس نئوتتیس را رقم زد و تا به امروز به فعالیت خود ادامه می‌دهد و ما حاصل فعالیت آن را به صورت چین خوردگی‌ها، گسلش‌ها و زلزله‌های بزرگ و کوچک در ایران زمین مشاهده می‌کنیم (آقانباتی، ۱۳۸۳).

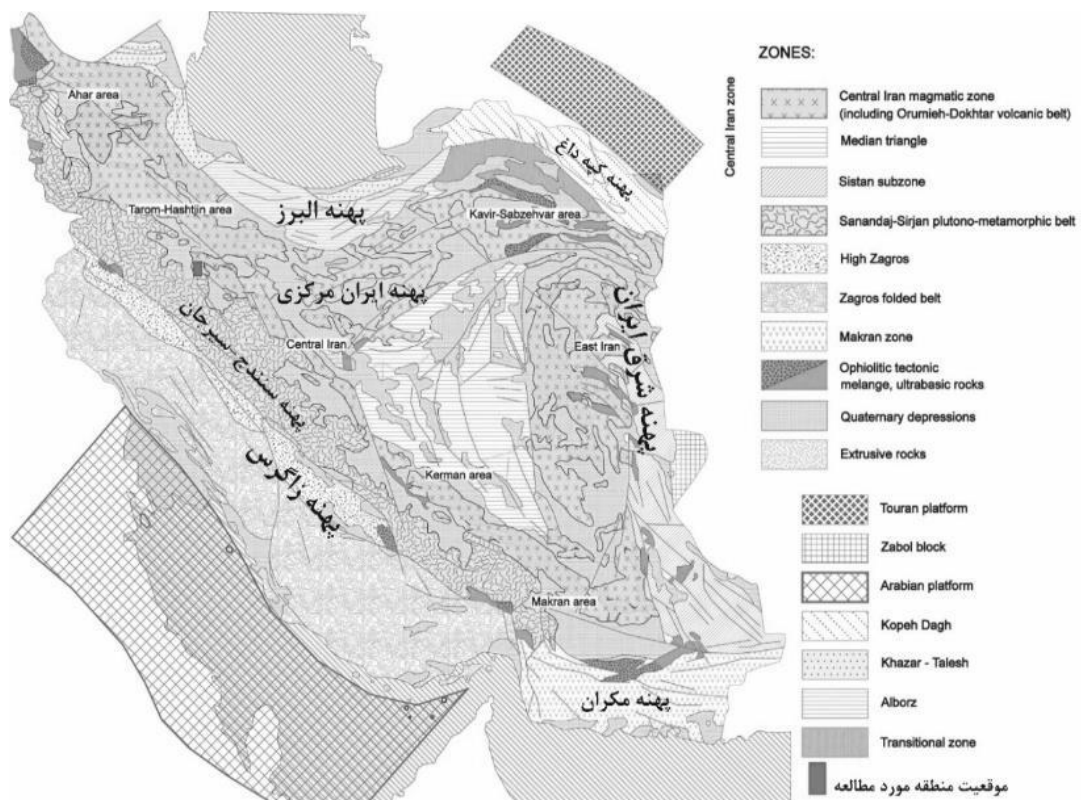


شکل ۱-۲ جایگاه زمین شناسی ایران در کمر بند چین خورده آلپ - هیمالیا (آقانباتی، ۱۳۸۹)

۲-۲- موقعیت زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در حاشیه جنوب باختری پهنه البرز و شمال باختری پهنه ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۲-۲).

این منطقه در مرز دو پهنه ساختاری ایران مرکزی و سنندج - سیرجان قرار گرفته است، مرز باختری و جنوب باختری این منطقه با پهنه سنندج - سیرجان منطبق بر رویداد ساختاری شناخته شده، گسل آوج با راستای شمال باختری- جنوب خاوری منطبق است (Bolourchi, ۱۹۷۹) و مرز شمال- شمال خاوری آن با پهنه البرز توسط مجموعه گسلی تبریز، زنجان، تاکستان و بوئین زهرا مشخص گردیده است (Alavi, ۲۰۰۷).



شکل ۲-۲. نقشه پهنه‌های رسوبی - ساختاری عمده ایران و موقعیت محدوده مورد مطالعه، تقسیم‌بندی ساختاری از نوگل‌سادات ۱۹۹۳، با اندکی تغییرات.

۲-۳- بررسی تکتونیک پهنه ایران مرکزی

ایران مرکزی به شکل مثلثی است که از شرق به بلوک لوت، از شمال به رشته کوه‌های البرز و از جنوب به منطقه سنندج - سیرجان محدود می‌شود. آذربایجان در شمال شرق ایران مرکزی قرار گرفته است. این واحد زمین ساختی پیکره اصلی و میانی فلات ایران را پدید آورده و فزون بر اینکه خود بعنوان یک واحد ساختاری عمده بشمار می‌آید در بردارنده شماری زیر مجموعه ساختاری از نظر تکتونیکی و

متالوژنی است. زمین‌شناسی و بویژه سبک تکتونیکی ایران به شدت تحت تأثیر توسعه و تحولات اقیانوس تتیس قرار گرفته است. رخدادهای تکتونیکی که در اطراف حاشیه‌های صفحه ایران رخ داده‌اند، به فرآیندهای ریفی گندوانا و بعد از آن برخورد با صفحه عربستان از سمت غرب- جنوب غرب مرتبط هستند. این فرآیندهای مهم صفحه ایران و صفحه‌های مجاور مانند: آفریقا، هند، عربستان و اوراسیا را تحت تأثیر قرار داده‌اند (Alavi, ۲۰۰۴). به نظر اشتوکلین چین خوردگی اصلی ایران مرکزی با فاز کوهزایی آلپی در ارتباط است؛ به طوری که پنج فاز اصلی چین خوردگی آلپ در تریاس - لیا، اوایل کرتاسه، اواسط و اواخر دوران سنوزوئیک در این منطقه مشاهده شده است. روند عمومی چین خوردگی ها یکنواخت نیست، بلکه در شمال روند شرقی - غربی دارد. در شرق به موازات بلوک لوت (شمالی - جنوبی) و در جنوب غربی به موازات منطقه سنندج - سیرجان (شمال غرب - جنوب شرق) است. بخش میانی ایران مرکزی را شکستگیهای متعدد با جهات مختلف بصورت مشبک در آورده و قطعات شکسته نسبت به هم حرکاتی داشته‌اند و در نتیجه بالا آمدگیها و فرورفتگیها، حوضه متفاوتی بوجود آمده است.

۲-۴- بررسی تکتونیک پهنه سنندج - سیرجان

سنندج سیرجان باریکه ای از جنوب باختری ایران مرکزی است که در بلا فصل شمال خاوری راندگی اصلی زاگرس قرار دارد. ویژگی های سنگی و ساختاری سنندج - سیرجان معرف یک گودی ژرف (Trough) و یا کافت میانه بلوک در سپر پرکامبرین ایران و عربستان است. به همین رو ویژگی های زمین شناختی آن با پهنه های مجاور تفاوت های آشکار دارد. درازای زون سنندج - سیرجان حدود ۱۵۰۰ و پهنای آن ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر است که از باختر دریاچه ارومیه آغاز میشود و در یک راستای شمال باختری - جنوب خاوری تا گسل میناب، در شمال بندر عباس ادامه میابد. در جهت شمال باختر، گودی درون قاره ای سنندج - سیرجان تا جنوب خاوری ترکیه ادامه دارد که پس از تغییری در روند آن تا ماسیف بیتلیس ادامه میابد (Stocklin, ۱۹۶۸). راستای مستقیم سنندج - سیرجان در فاصله میان دریاچه ارومیه و اسفندقه، به طور محلی نمایانگر سامانه ای راستالغز است. در راستای جنوبی این ناحیه،

گسل های مستقیمی مانند آباد، ده شیر، شهربابک و بافت مشخص اند که بعضی از آنها نشانگر جابه جایی امتداد لغز راستگرد در رسوبات کواترنری می باشند (شیخ الاسلامی، ۱۳۸۱).

اگرچه مُحَجَل و سهند (۱۳۷۸)، الگوی ساختاری سنندج- سیرجان را از نوع چین های بسته و هم راستا در مقیاس کیلومتری می داند، ولی علوی (۱۹۹۴)، زمین ساخت سنندج - سیرجان را به طور عمده از ساختارهای دوپلکس (Duplex) مرکب بزرگ مقیاس و همچنین سیستم های فلسی (Imbricated) کوچک و بزرگ زاویه، با شیب شمال خاوری می داند که در اثر آن، ورقه هایی از سنگ های فانروزویک دگرگونه و نادگرگونه، به اندازه های ناهمسان، جابه جا شده اند. شواهد چینه نگاشتی و کنگلومراهای همزمان با کوهزایی، نشانگر آن است که این راندگی ها از کرتاسه پسین آغاز شده اند. شواهد ساختاری (Shear Sense) جهت راندگی ها را از شما خاور به جنوب باختر نشان می دهد. جابه جایی و انباشتگی ورقه های راندگی، سبب افزایش ضخامت پوسته قاره ای به اندازه تقریبی ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر شده که بی هنجاری گرانی بوگه منفی، مؤید این پدیده است. نخستین رویداد گسلش راندگی در کرتاسه پسین، حاصل جایگیر افیولیت ها بر روی حاشیه قاره ای غیرفعال زاگرس - عربستان و انتقال فلس ها حاشیه ای به صورت صفحه های نابرجا به سوی جنوب باختر است. فلسی شدن توالی حاشیه ای و فرارانش افیولیت ها که حاصل رویکرد آغازین برخورد قاره ای زاگرس است ممکن است به صورت منشورهای بر افزایشی کنونی در زون های برخوردی رخ داده باشد (Alavi, ۱۹۹۴).

۲-۵- زیرپهنه آبگرم

زیر پهنه آبگرم با روند شمال باختری - جنوب خاوی در دامنه جنوبی پهنه البرز، در ادامه پهنه سلطانیه - قیدار (البرزباختری) می باشد که در بخش شمال باختری پهنه رسوبی - ساختاری قرار گرفته است و از نظر لیتولوژیکی شباهت زیادی با پهنه البرز نشان می دهد (زال آقایی ۱۳۸۷) به تعریف درست تر زیرپهنه آبگرم بخشی از پهنه ارومیه - دختر است که این کمان آتشفشانی که در اثر فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر بلوک قاره ای ایران مرکزی شکل گرفته است (Alavi, ۲۰۰۷) از این رو نهشته

های پالئوزوئیک و مزوزوئیک این منطقه مشابه ایران مرکزی است (حسن زاده، ۱۳۹۲، گفته شفاهی). لایه های سکویی به شکل یکنواخت در خلال پرکامبرین پسین و پالئوزوئیک زاگرس، ایران مرکزی، سنندج - سیرجان و البرز را می پوشاند و این نظر را که زمانی تمامی این مناطق بخشی از ابر قاره گنوانا بوده است را تأیید می نماید (Stocklin, ۱۹۶۸).

۲-۶- زمین ساخت ناحیه آوج

ناحیه آوج از نظر زمین شناسی دربرگیرنده بخشهای کوچکی از زون ایران مرکزی و زون سنندج- سیرجان می باشد این منطقه را می توان به دو واحد جدا ازهم مربوط دانست یکی در شمال بنام زون آبگرم که بخشی از ایران مرکزی است و دیگری در جنوب بنام زون رزن که قسمتی از زون سنندج سیرجان است (بلورچی، ۱۹۷۹)

همین عامل باعث ایجاد فعالیت های بالای زمین ساختی و بوجود آمدن شکستگی ها و گسل های بسیار بالای تکتونیکی در منطقه شده که تحت تاثیر آن دره های عمیق آبرفتی بامصالح ضخیم در منطقه ایجاد شده است در بسیاری از موارد مانند ارتفاعات نیز از آبرفت و تراس آبرفتی تشکیل شده است که همگی از فعالیت بالای زمین ساختی منطقه ناشی می شود که در نتیجه زلزله های فراوانی نیز در این ناحیه بوجود آمده است روند عمومی گسلها و همچنین چین خوردگی های ناحیه تبعیت از زاگرس غالباً شمال غرب- جنوب شرق می باشد عامل شرایط ساختگاهی و جنس سنگها بخصوص وجود سنگهای گچی و نمکی و همچنین تغییرات شدید در ضخامت آبرفت موجب ایجاد ناهمگونی زیاد در شدت زلزله در مناطق مختلف شده است.

۲-۷- چینه شناسی:

۲-۷-۱- زون آبگرم:

این زون در جنوبی ترین بخش رشته کوه البرز واقع است روند منطقه تقریباً شمال غرب- جنوب شرق می باشد قدیمی ترین سازند موجود در این منطقه مربوط به کامبرین می باشد (سازند کهر) که بوسیله

حرکات کوهزائی آسیتیک (بایکالین) تحت تاثیر قرار گرفته است این زون توسط گسل حسن آباد به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم شده است.

ردیف سنگهای رسوبی که در این ناحیه مورد مطالعه قرار گرفته است ضخامت در حدود ۱۰۰۰۰ متر دارد (شکل ۲-۴).

۲-۷-۱-۱- پالئوزوئیک و قدیم تر:

قدیمی ترین سنگهایی که در این زون رخنمون دارند شامل یک سری یکنواخت از شیل های اسلیتی است که به سازند کهر معروف است و سن آن پرکامبرین پسین می باشد در روی این نهشته ها وبا ارتباط ناپیوستگی هم شیب ضخامت زیادی (۱۳۰۰ متر) از دولومیت، شیل و ماسه سنگ و آهکهای مختلفی که دارای فسیل استروماتولیت می باشد قرار گرفته است سن این سنگها اواخر پرکامبرین پسین (اینفراکامبرین) می باشد این مجموعه از سنگهای رسوبی به ترتیب از زیر به بالا شامل سازندهای سلطانیه، باروت وزاگون است روی این نهشته ها وبطور هم شیب در حدود ۴۵۰ متر ماسه سنگ قرمز متعلق به سازند لالون (کامبرین زیرین) قرار گرفته است این ماسه سنگها به نوبه خود بوسیله ۴۰ تا ۶۰ متر کوارتزیت سفید (کواتزیت فوقانی) وبالاخره ۲۵۰ متر دلومیت و آهکهای تریلوبیت وبراکیوپود دار سازند میلاکه متعلق به کامبرین میانی وبالائی است پوشیده شده است واحدهای مربوط به سیستم اردوویسین، سیلورین ودونین در تمام ناحیه دیده نمی شوند وعدم وجود این سنگها یا مربوط به نبود رسوبگذاری ویا فرسایش شدید قبل از دوره ی کربنیفر بوده است رسوباتی که دوره کربنیفر راتشکیل داده اند عبارتند از ماسه سنگ ودولومیت که با ناپیوستگی هم شیب بر روی سازند میلا قرار می گیرند ضخامت آنها در حدود ۲۱۰ متر است این سنگها که سن آنها کربنیفر پیشین است با سنگهای سازند مبارک (از البرز) خیلی متفاوت هستند وبه همین علت به عنوان واحد جدیدی به نام سازند سنیک (ازنام قریه سنیک واقع در ۱۹ کیلومتری شرق بخش آبگرم) معرفی شده است (بلورچی ۱۹۷۹).

پرمین:

پرمین زیرین متشکل از ماسه سنگ و کنگولومرا و شیل (سازند دورود) که در حدود ۷۵ متر ضخامت دارد و با ناپیوستگی هم شیب روی سنگهای قدیمتر متعلق به پالئوزوئیک قرار می گیرد روی سازند دورود حدود ۱۷۰ متر سنگ های آهکی با لایه بندی خوب تشکیل شده که میتوان آنرا سازند روته نامید سازند نسن متعلق به پرمین بالائی عبارت است از لایه های آهکی و آهک مارنی و کمی مارن که روی سازند روته قرار گرفته است.

۲-۷-۱-۲- مزوزوئیک:

الف: تریاس:

سازند الیکا که متعلق به تریاس زیرین و میانی است با ضخامتی در حدود ۳۲۰ متر متشکل از آهک و دولومیت بر روی سنگهای پرمین قرار می گیرد یک سطح فرسایش بسیار مشخص جدا کننده سنگهای پرمین و تریاس می باشد.

ب: ژوراسیک:

روی نهشته های تریاس سنگهای با رخساره قاره ای شامل شیل و ماسه سنگ حاوی بازمانده های گیاهی قرار گرفته است که سنی معادل رسین _ لیاس دارد (معادل سازند شمشک) در قسمت بالای این سازند سازند دلیچای متشکل از آهکهای مارنی و آهک و مقداری مارن متعلق به ژوراسیک میانی (دوگر) رخنمون دارد (شکل ۲-۴) بر روی سازند دلیچای نیز رسوبات ژوراسیک بالائی شامل ته نشست های آهکی و دولومیتی همراه با مارن و گچ و سنگهای خروجی قابل مشاهده است که مجموع آنها را می توان به سازند لار نسبت داد.



شکل ۲-۴- نهشته های مارن به زمان ژوراسیک و نهشته های کواترنر در دو طرف گسل آوج

پ: کرتاسه:

نهشته های متعلق به کرتاسه زیرین که با کنگلومرا و ماسه سنگ قاعده و آهکهای حاوی اوربیتولین و بالاخره سنگهای خروجی مشخص است کرتاسه بالائی نیز متشکل از لایه های آهکی مارنی و آهک است که بوسیله یک ناپیوستگی هم شیب و خیلی واضح از کرتاسه زیرین متمایز می گردد.

۲-۷-۱-۳- سنوزوئیک:

سیستم ترشیاری: نهشته های ترشیاری بطور محلی با کنگلومرا و ماسه سنگ قرمز رنگ آغاز می شود که بطور دگرشیب روی سنگ های قدیمتر قرار گرفته است (سازند فجین) که در ادامه بوسیله سنگهای آهکی نولومیت دار (سازند زیارت) متعلق به ائوسین پیشین _ میانی دنبال می گردد بیشتر سنگهای متعلق به ائوسن (شکل ۲-۵) از جنس سنگهای آتش فشانی است که در مرز بین دو زون شمالی و جنوبی و بخصوص در زون آبگرم گسترش فراوان دارند (معادل سازند کرج) رسوبات متعلق به الیگوسن شامل رسوبات تخریبی سازند قرمز زیرین با ضخامت ۱۸۰ متر است که رسوبات دریائی سازند قم متعلق به الیگو میوسن به صورت ناپیوستگی روی آن قرار گرفته است سازند قم که در محیط دریائی تشکیل

شده است از سنگهای آهکی و مارنی و توف متشکل است روی این سازند نیز در حدود ۲۷۵۰ متر از رسوبات آواری شامل مارن، ماسه سنگ قرمز و گنگلومرای متعلق به میوسن وجود دارد. لایه های قسمت زیرین این سازند را بنام لایه های قرمز آوج و قسمت بالائی آنرا بنام کنگلومرای بیاب (از نام قریه بیاب واقع در ۱۶ کیلومتری شمال آوج) معرفی شده است.



شکل ۲-۵- نهشته های ائوسن در غرب آوج

کواترنر:

با وجود گستردگی و تنوع زیاد، دانسته های ما از زمین شناسی کواترنری ایران بسیار اندک است در حالی که امروزه زمین شناسی کواترنری یکی از شاخه های بنیادی علوم زمین است و میتواند به پرسش های اساسی درباره مناطق شهری، صنعتی و رویدادهای طبیعی، ایجاد سازه های بزرگ، لرزه زمین ساخت ایران، نوزمین ساخت و غیره پاسخ دهد (آقانباتی، ۱۳۸۹). در زمین شناسی ایران به طور معمول سنگ ها و نهشته های پس از سازند های پلیوسن را به سن کواترنری دانسته اند که به طور دگرشیب (به جز در سواحل جنوبی دریای خزر) سنگ ای کهن تر را می پوشانند (آقانباتی، ۱۳۸۹، بلورچی، ۱۹۷۹).

نهشته های کواترنری در منطقه آوج - آبگرم عمدتاً متشکل از نهشته های قاره ای رسوبی با ضخامتی حداکثر ۱۵۰ متر می باشد که به گفته بلورچی شامل ۳ بخش به شرح زیر می باشند:

۱- پادگانه ها (تراس ها) : پادگانه یکی از اشکال مشخص فرسایش آب های روان در حاشیه رودخانه ای می باشد که این ساخت ها از تکرار دوره های فرسایشی و رسوبگذاری به وجود می آیند و شامل لایه های کنگلومرای نسبتاً افقی با ضخامت متغییر و ترکیب متفاوت در مکان های مختلف می باشند. این واحد نهشته ها را نیز میتواند به دو بخش فرعی تراس های قدیمی و جوان و مخروط افکنه ها تقسیم نمود.

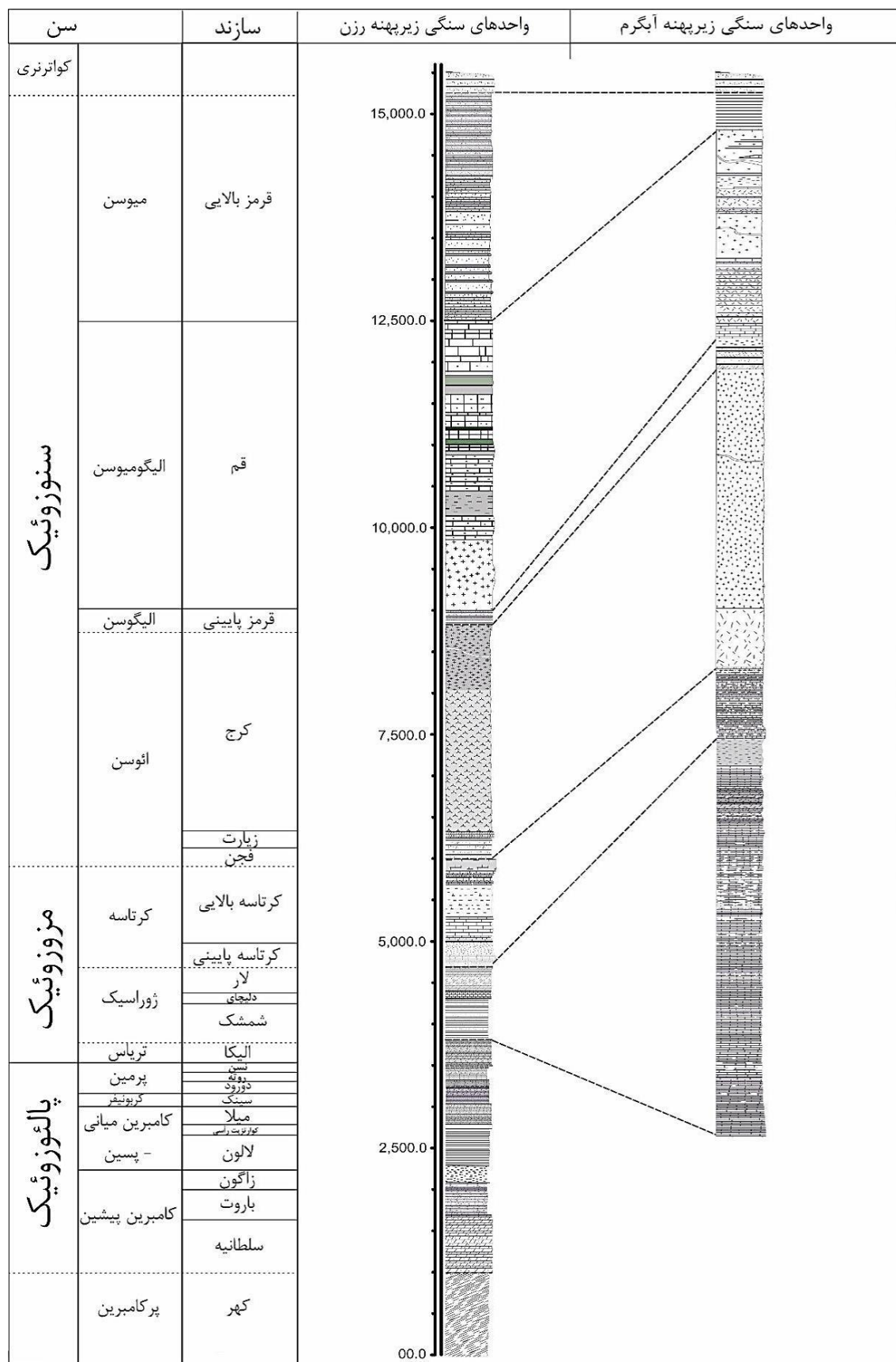
۲- آبرفت: در بین نهشته های کواترنری، نهشته های آبرفتی بیشترین سهم را داراست که اینها مواد فرسایشی هستند که از دامنه ارتفاعات تا نواحی دشت گسترده شده اند و دور شدن از ارتفاعات، اندازه دانه ها کاهش می یابد و این واحد با رنگ روشن تر و نهشته های سست تر خود از دیگر واحد های ذکر شده قابل تشخیص است.

۳- تراورتن: تراورتن نوعی سنگ آهک (کربنات کلسیم) با ساختار نواری متراکم است که در مسیر جریان های آبی به خصوص حوالی چشمه های آبگرم و سرد ایجاد میشوند. در مسیر آوج - آبگرم در منطقه پل اروان توده های تراورتن با ضخامت های متغییر به رنگ سفید مایل به زرد دیده می شوند.

۲-۷-۲- زون رزن:

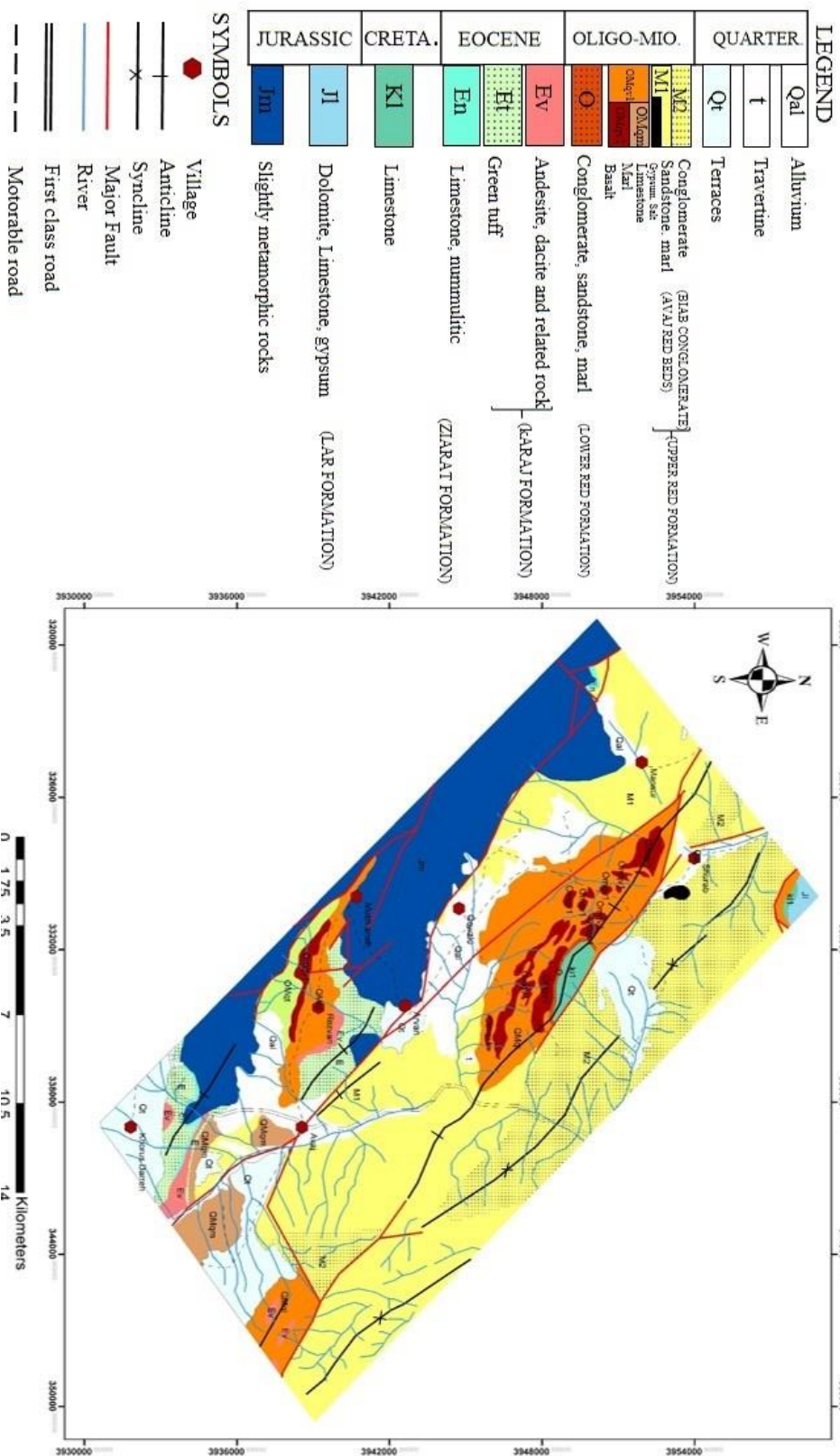
در زون رزن نهشته های متعلق به پالئوزوئیک و احتمالاً تریاس زیرین و میانی بیرون زدگی ندارند قدیمی ترین سنگهایی که در این زون رخمون دارند عبارتند از شیست واسلیتهائی که کمی دگرگون شده و متعلق به تریاس بالائی_ ژوراسیک می باشند و بطور کلی در بین آنها آهکهای کریستالیزه و سنگهای خروجی دگرگون شده نیز دیده می شود این سنگها با دگرگونی که در حقیقت همان سازند

های نایبند و شمشک بوده که در اواخر دوران مزوزوئیک دگرگون شده اند سنگهای کرتاسه عبارتند از آهکهای ارییتولین دار متعلق به آپسین و شیل های آلبین که گسترش زیادی دارند و همگی کمی دگرگون حاصل کرده اند سنگهای متعلق به ترشیاری و کوارترنر همانند زون آبگرم می باشند.



شکل ۲-۶- ستون چینه شناسی زیرپهنه رزن - زیر پهنه آبگرم (قمریان، ۱۳۹۴)

map of Geological Avaj - Changureh



شکل ۷-۲- نقشه زمین شناسی آوج- چنگوره اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ آوج

فصل سوم

زمین شناسی ساختمانی

به گفته بلورچی ۱۹۷۶، ساختار کلی منطقه را می توان با استفاده از تئوری سیستم هورست (فرازمین) و گرابنی (فروزمین) تفسیر و توصیف کرد که بر این اساس هفت واحد اصلی زمین ساختی در منطقه آوج - آبگرم از سمت شمال خاور به جنوب باختر به شرح زیر قابل اشاره میباشد (شکل ۳-۱):

مناطق فرازمین یا هورست شامل: چهار رشته کوه آبگرم، رشته کوه شمال آوج، رشته کوه جنوب آوج و رشته کوه رزن (بلورچی ۱۹۷۹) و حوضه های گرابن معرفی شده در منطقه متشکل از سه فروافتادگی به ترتیب شامل: فروافتادگی ضیاکند، فروافتادگی آبگرم و فروافتادگی مانیان میباشد.

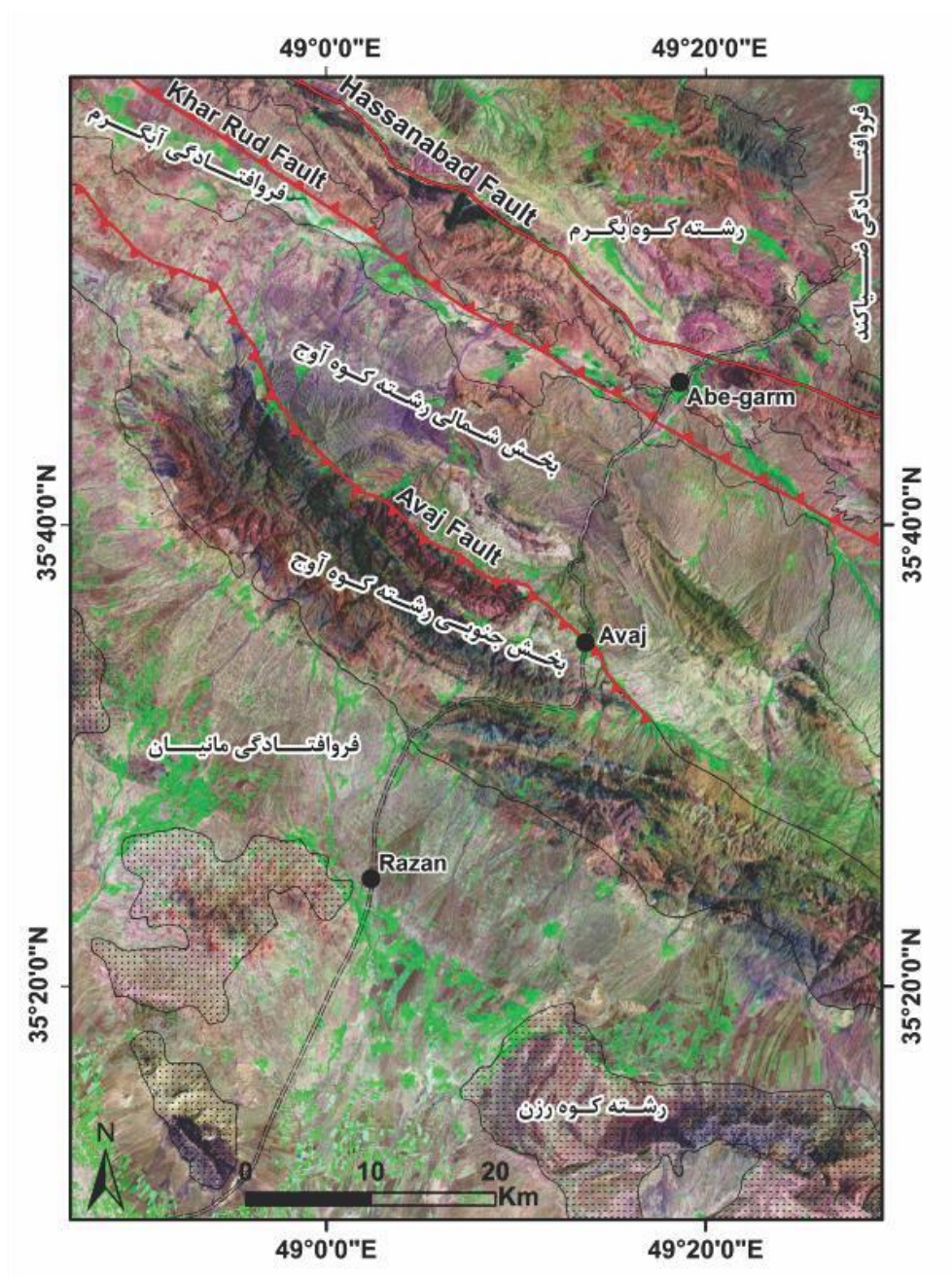
۱- رشته کوه آبگرم: در امتداد جنوب خاوری کوه های سلطانیه با روند شمال باختر- جنوب خاور واقع شده است که این رشته کوه به سبب عملکرد گسل طولی حسن آباد در منطقه به دو زیر پهنه قابل تفکیک می باشد. سنگ های پرکامبرین تا نهشته های عهد حاضر در محدوده این رشته کوه رخنمون دارند. در این واحد ساختاری نقش گسل خوردگی در قیاس با چین خوردگی از اهمیت بیشتری برخوردار است.

۲و۳- رشته کوه آوج: این رشته کوه در اثر عملکرد گسل طولی آوج با روندی مشابه با روند عمومی ساختارهای منطقه (شمال باختر- جنوب خاور) به دو واحد مجزای برخاستگی رشته کوه شمال آوج و رشته کوه جنوب آوج تقسیم می شود که در بخش شمالی نقش چین خوردگی در شکل گیری سیمای ریخت زمین ساختی از اهمیت ویژه ای برخوردار میباشد.

۴و۵- واحد های ساختاری فروافتادگی مانیان و رشته کوه رزن در محدوده مورد مطالعه در این پژوهش قرار نمی گیرد.

۶- فرو افتادگی ضیاکند: در شمال خاور منطقه قرار گرفته است که شامل نهشته های کواترنری میباشد.

۷- فروافتادگی آبگرم: این فروافتادگی در میان دو رشته کوه آبگرم در شمال و رشته کوه شمال آوج در جنوب واقع شده است و متشکل از رسوبات نهشته شده رودخانه خررود می باشد و گسل طولی خررود در این واحد قرار گرفته است.



شکل ۳-۱ واحدهای ساختاری منطقه آوج اقتباس از (بلورچی ۱۹۷۹) باز ترسیم شد

۳-۱- گسل ها:

گسل ها شکستگی هایی در پوسته هستند که در طول آن ها تغییر شکل های قابل توجهی ایجاد شده است. گسل های ایران را می توان بر اساس زمان پیدایش، زمان آخرین حرکت و پراکندگی جغرافیایی دسته بندی کرد. در نقشه زمین ساخت ایران گسل ها به سه دسته عمده زیر تقسیم می شوند:

الف- گسل های زمین لرزه ای جوان که در طی رویدادهای زمین لرزه ای به وجود آمده اند.

ب- گسل های کواترنری که در دو میلیون سال گذشته حرکت داشته اند.

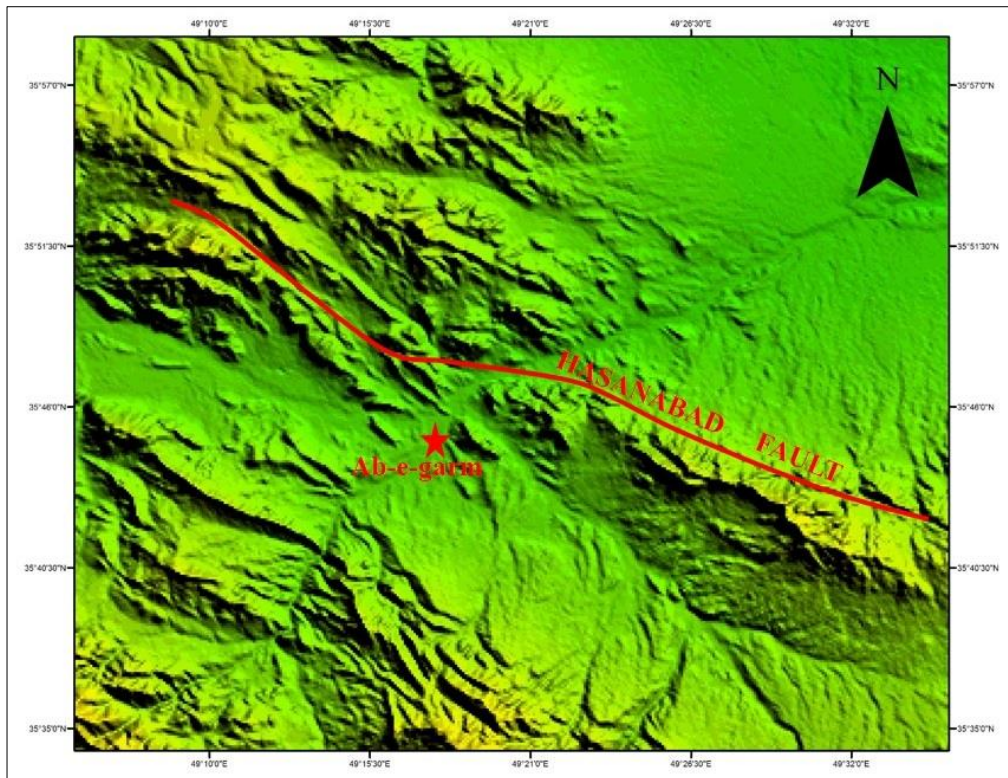
ج- گسل های پیش از کواترنری که سنی بیش از دو میلیون سال دارند.

در این پژوهش گسل های اصلی منطقه که در محدوده مورد مطالعه در بازدید های صحرایی شناسایی شد بررسی می شوند. قابل ذکر است که گسل های منطقه مورد مطالعه اکثرا دارای روند شمال باختری - جنوب خاوری بوده که از راستای ساختاری زون سندج سیرجان (شمال باختری- جنوب خاوری) تبعیت می کنند. از جمله گسل های اصلی منطقه که در نقشه ی زمین شناسی آوج با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ نیز به آنها پرداخته شده است می توان به گسل آوج و گسل حسن آباد اشاره نمود. (در این گزارش محاسبات هندسی صفحات براساس شیب و جهت شیب برداشت و ارائه شده است.)

۳-۱-۱- گسل حسن آباد

گسل حسن آباد با درازای حدود ۵۲ کیلومتر در نقشه زمین شناسی آوج با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ بین طول های جغرافیایی ۴۷/۸۶ ۵۹ ۴۸ تا ۹/۱۴ ۳۰ ۴۹ درجه خاوری و عرض های جغرافیایی ۵۲/۴۷ ۴۳ ۳۵ تا ۲۷/۳۱ ۵۷ ۳۵ درجه ی شمالی واقع شده است. همانطور که در تصویر ماهواره نیز دیده می شود (شکل ۳-۲)، راستای کلی این گسل شمال باختری- جنوب خاوری می باشد. این گسل در نقشه زمین شناسی آوج با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (بلورچی، ۱۳۵۶) نیز آورده شده است.

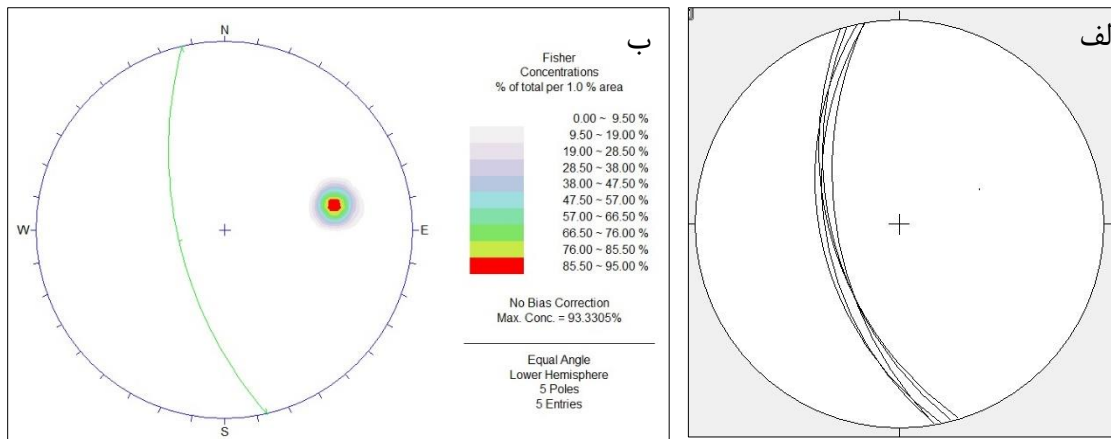
بهترین راه دسترسی به این گسل جاده آسفالته ی قزوین- همدان می باشد.



شکل ۳-۲ تصویر DEM از منطقه مطالعاتی که گسل حسن آباد بر روی آن مشخص شده است.

رخنمون این گسل در ۵ کیلومتری شمال خاوری آبگرم در حاشیه جاده همدان- قزوین مطالعه و برداشت شده است. واحدهای آهکی و مارنی کرتاسه بالایی در این رخنمون برش خورده اند البته قابل ذکر است که در برخی نقاط این گسل در مرز واحدهای آهکی کرتاسه و توف های ائوسن قرار گرفته است. گسل حسن آباد در طول خود از شمال باختر به سمت جنوب خاور دچار تغییر امتداد شده است که در برخی نقاط این گسل راستای آن دارای امتداد شمال باختر - جنوب خاور بوده و در برخی نقاط این گسل امتدادی تقریباً $N60^{\circ}W$ به خود می گیرد.

از برداشت های صحرایی میانگین وضعیت هندسی گسل حسن آباد ۶۲/۲۵۷ بدست آمد. تصاویر سیکلوگرافیک گسل حسن آباد در شکل ۳-۳ نشان داده شده است



(شکل ۳-۳) الف: استریوگرام حاصل از داده های برداشت از گسل حسن آباد. ب: نمودار

کنتوری از قطب داده ها که موقعیت میانگین ۶۲/۲۵۷ را نشان می دهد.

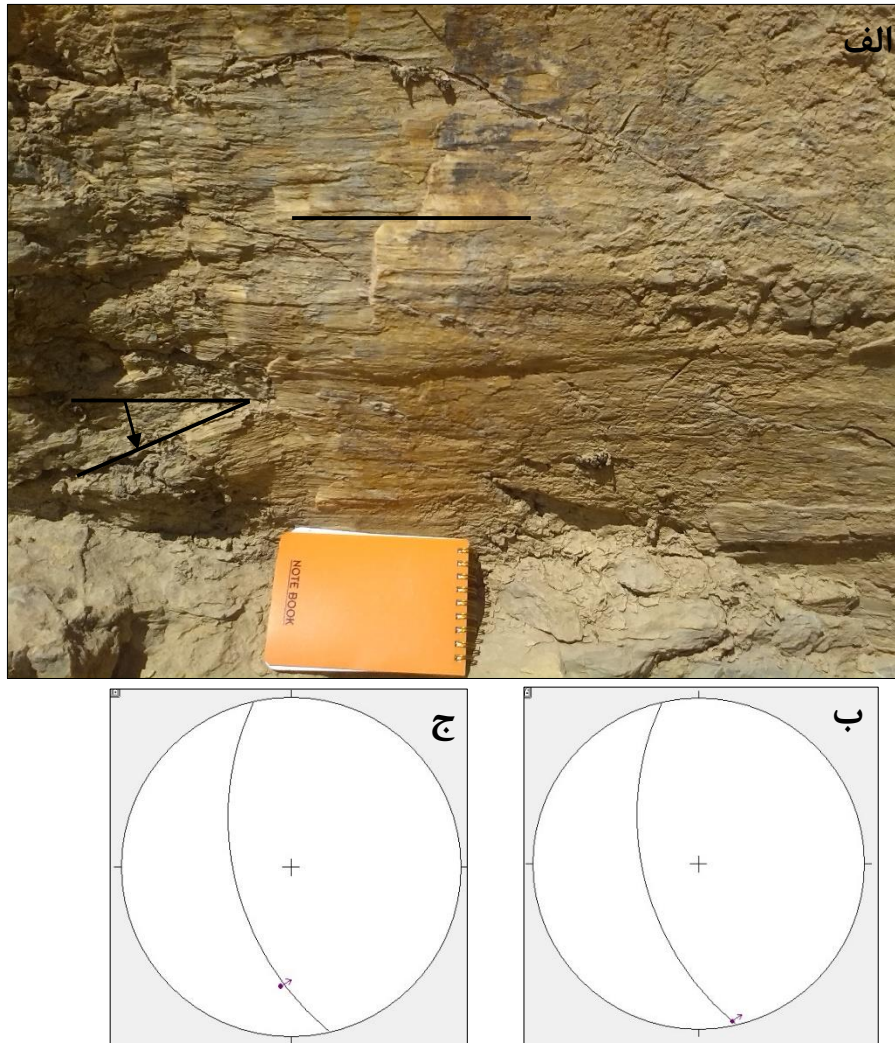
مورفولوژی مشاهده شده در منطقه و حرکت به سمت بالای فرادیواره حرکت معکوس را برای این گسل

مشخص می کند (شکل ۳-۴).



(شکل ۳-۴) تصویر صحرایی از امتداد گسل حسن آباد در واحدهای آهکی (دید به جنوب خاوری)

همچنین با بررسی ریخت شناسی سطح گسل دو دسته خراش گسلی بر روی سطح گسل مشاهده شد. دسته اول خراش های با ریک ۳۲-۴۰ درجه و دسته دوم خراش های گسلی با ریک افقی (۰-۷ درجه) مشاهده شد (شکل ۳-۵).



(شکل ۳-۵) الف: تصویر صحرایی از خراش های گسلی با ریک ۳ درجه و ریک ۳۵ درجه. ب: استریوگرام سطح گسلی با موقعیت ۶۲/۲۵۷ و خراش گسلی با ریک ۳ درجه و موقعیت ۳/۱۶۷. ج: استریوگرام سطح گسلی با موقعیت ۶۲/۲۵۷ و خراش گسلی با ریک ۳۵ درجه و موقعیت ۳۳/۱۸۴.

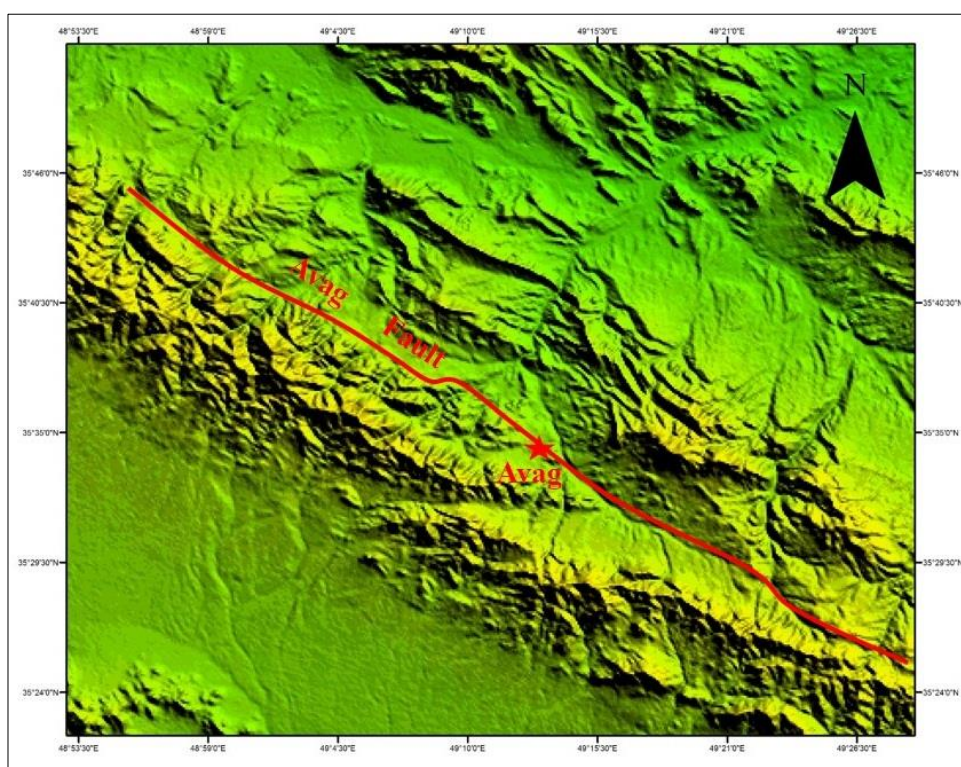
در نتیجه با توجه به شواهد مورفولوژی در صحرا که حرکت رو به بالای فرادیواره را نشان می داد و همچنین خراش های گسلی با ریک ۳۵ درجه میتوان سازوکار معکوس را برای این گسل مشخص کرد.

علاوه بر این خراش های گسل با ریک افقی (۳ درجه) معرف سازوکار راستالغز نیز برای گسل حسن آباد می باشد. برای این گسل میتوان سازو کار مورب لغز معکوس معرفی کرد.

لازم به ذکر می باشد که پله های گسلی موجود بر روی سطح گسل حرکت راست بر را برای مولفه ی راستالغز گسل حسن آباد بیان می کند.

۳-۱-۲- گسل آوج

گسل آوج با طول ۱۶۶ کیلومتر در نقشه ی زمین شناسی آوج با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ در بین طول های جغرافیایی ۲۴/۱۳ ۵۱ ۴۸ تا ۵۸/۵۸ ۴۳ ۴۹ خاوری و عرض های جغرافیایی ۵۶/۸۰ ۱۳ ۳۵ تا ۵۲/۶۵ ۴۷ شمالی واقع شده است. اثر این گسل بر روی تصاویر ماهواره نیز در شمال باختری و جنوب خاوری شهر آوج قابل ردیابی است. همانطور که در تصاویر ماهواره نیز مشخص است راستای کلی این گسل شمال باختری- جنوب خاوری می باشد. (شکل ۳-۶).



(شکل ۳-۶) تصویر DEM از منطقه مطالعاتی که گسل آوج بر روی آن مشخص شده است.

گسل آوج یکی بزرگترین گسل طولی در محدوده است و به نظر می رسد که طی حرکات کوهزایی تریاس پسین (سیمرین پیشین) شکل گرفته و طی حرکات کوهزایی و خشکی زایی جوانتر، دوباره فعال شده است. این گسل تا اندازه ای به صورت راندگی بوده، سازند قرمز بالایی به سن میوسن را تحت تأثیر قرار داده و همه گسلهای قدیمی تر را قطع کرده است (بلورچی ۱۹۷۶).

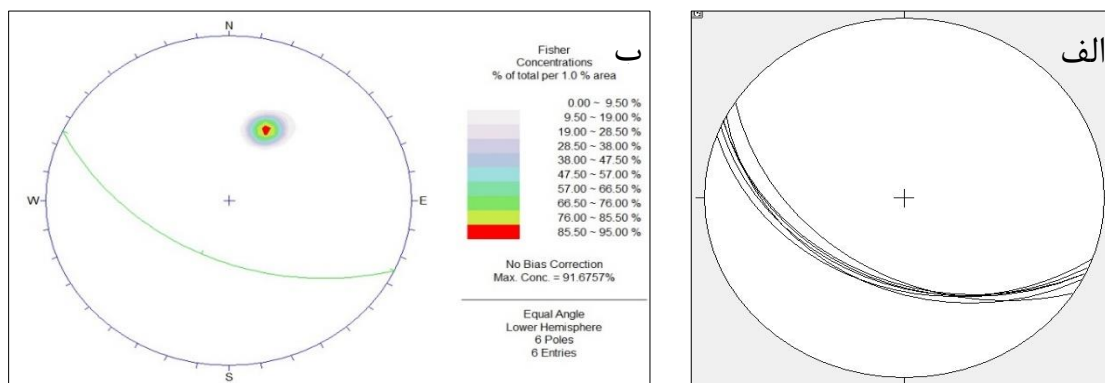
به نظر می رسد تفاوتهای عمده بین سنندج- سیرجان و بخش میانی ایران مرکزی در زمان حرکات کوهزایی تریاس پسین ظاهر شده است. به گفت (۱۹۷۶) Berberian، رسوبات پالئوزوئیک سنندج- سیرجان طی حرکات کوهزایی سیمرین پیشین دگرگون شده اند، در صورتی که رسوبات پالئوزوئیک ایران مرکزی دگرگون نشده اند. در محدوده مورد مطالعه، دگرگونیهای سیمرین پیشین رخنمون ندارند ولی تفاوتهای اندکی بین این دو پهنه در امتداد گسل آوج در زمان ژوراسیک وجود دارد.

رسوبات رتو- لیاسیک (Rheato-Liassic) با ضخامت واقعی در جنوب گسل آوج به خوبی توسعه پیدا کرده اند ولی در شمال گسل، ضخامت و گسترش کمتری دارند. بنابراین واضح است که گسل تقریباً در زمان کوهزایی سیمرین پیشین شکل گرفته است.

در زمان کوهزایی لارامید و بعد از آن، گسل آوج یکی از گسلهایی است که تأثیر بزرگی در فعالیت آتشفشانی منطقه داشته است. مراجعه به نقشه زمین شناسی محدوده آوج (چهارگوش کبودرآهنگ) مشخص می سازد که آتشفشانهای ائوسن مرتبط با گسل آوج بوده و در امتداد آن رخنمون یافته اند. گسل تحت تأثیر کشش واقع شده و آتشفشانها از این خط ضعف بیرون زده اند.

در کوهزایی های پیرنین و لارامید، گسل آوج مجدداً فعالیتهای مشابهی داشته و آتشفشانهایی در امتداد شاخه باختری گسل آوج ایجاد شده است. با حرکات جوانتر، گسل آوج مجدداً فعال شده و در بعضی نقاط پیروکلاستیک های ائوسن و دگرگونیهای ژوراسیک بر روی سازند قرمز بالایی به سن میوسن رانده شده اند.

از برداشت های صحرایی میانگین وضعیت هندسی گسل آوج ۵۱/۲۰۵ بدست آمد. تصاویر سیکلوگرافیک گسل آوج در شکل ۳-۷ نشان داده شده است.



(شکل ۳-۷) الف: استریوگرام حاصل از داده های برداشت از گسل آوج. ب: نمودار کنتوری از قطب داده ها که موقعیت میانگین ۵۱/۲۰۵ را نشان می دهد.

قابل ذکر است که به علت فرسایش بالا و همچنین جنس واحدهای رخنمون یافته در منطقه سطح گسلی آشکاری قابل اندازه گیری برای گسل آوج یافت نشد و صفحات یافت شده بدون آثار حرکتی بوده اند. در شمال روستای علاالدین یک پرتگاه گسلی در راستای گسل آوج (واقع در پهنه گسلی آوج) دیده می شود که فلش های قرمز راستای گسل آوج را نشان می دهند (شکل ۳-۸).



(شکل ۳-۸) پرتگاه گسلی ایجاد شده در راستای گسل آوج

در قسمت شمال باختری شهر آوج در موقعیت جغرافیایی ۴۲° ۴۱' ۳۵" شمالی و ۵۷° ۱۳' ۴۹" خاوری یک دره ی V شکل مشاهده شد که می‌توان بیان کرد که این دره به علت وجود گسل آوج که از این منطقه می‌گذرد باشد و نشانه ای از فعالیت گسل آوج باشد (شکل ۳-۹).



(شکل ۳-۹) دره ی گسلی ایجاد شده توسط گسل آوج (دید به جنوب خاوری)

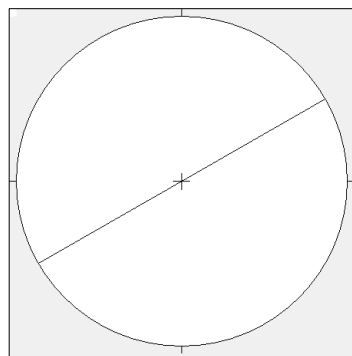
شایان ذکر است که بخشهای مختلف گسل آوج حرکات متفاوتی داشته است. به نظر می‌رسد که گسل آوج، یک راندگی است. شیب این گسل به سمت جنوب باختری (SW) می‌باشد که این شیب در بخش‌های مختلف خود، کم یا زیاد می‌شود.

۳-۱-۳- گسل شمال ابگرم

طی مطالعات صحرایی انجام شده، گسلی با روند N۶۰E در شمال شهر آبگرم شناسایی شد (شکل ۳-۱۰). با توجه به قرار گیری آن در شمال شهر آبگرم، در این تحقیق به عنوان گسل شمال آبگرم از آن نام برده شده است. به علت قرارگیری در ارتفاع خراش های گسلی قابل اندازه گیری نبوده اند. لازم به ذکر است که در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آوج به این گسل اشاره نشده است. شیب اندازه گیری شده برای این گسل تقریباً ۹۰ درجه می‌باشد.



(شکل ۳-۱۰) تصویر صحرایی از امتداد گسل شمال آبگرم (دید به شمال)



(شکل ۳-۱۱) تصویر سیکلوگرافیک از گسل شمال آبگرم که موقعیت ۹۰/۳۳۰ را نشان می

دهد

با توجه به نزدیکی این گسل به گسل حسن آباد می توان این گونه بیان کرد که گسل شمال آبگرم در اثر حرکت گسل حسن آباد ایجاد شده و یا شاخه ی فرعی از گسل حسن آباد است و این گسل در نقشه های زمین شناسی نیاورده شده و برای اولین بار در این گزارش از آن نام برده شده است و همچنین رخنمون این گسل فقط در یک نقطه دیده شد و امتداد آن قابل تشخیص نبوده است.

۳-۲- پهنه برشی فعال

اصطلاح پهنه برشی به طور کلی برای منطقه ای به کار می رود که به صورت نسبتا باریک با مرزهای موازی که در آنها واکنش برشی متمرکز شده است. سنگ های نسبتا دگرشکل شده دیواره در طرفین

منطقه برشی و در جهت موازی با صفحه منطقه برش، نسبت به یکدیگر جابه جا شده اند. در مختصات جغرافیایی $N35^{\circ}41'42''$ و $E49^{\circ}13'58''$ یک زون گسلی فعال در واحدهای آهکی رخنون دارد که باعث خرد شدگی و بهم ریختگی واحدهای آهکی منطقه شده است همچنین این زون گسلی باعث ترک خوردگی سطح جاده شده است. قابل ذکر است که هیچ گونه سطح گسلی از این زون قابل برداشت نبوده است (شکل ۳-۱۲).



(شکل ۳-۱۲) الف: تصویر صحرایی از پهنه برشی. ب: شکستگی های سطح جاده ی آسفالت

مجاور پهنه برشی

و همچنین برای بررسی پارامترهای لرزه ای به چند گسل مهم در شعاع ۱۰۰ کیلومتری شهر آوج برخوردیم که این گسل ها به دلیل این که خارج از محدوده مورد مطالعه، مورد بررسی صحرایی قرار نگرفتند که مختصری در مورد این گسل ها آورده شده است:

۱- گسل کوشک نصرت

سازوکار این گسل فعال، راستالغز فشاری است و در شمال و شمال خاوری گسل ایندس گسترش دارد و بخش های جنوب خاوری آن مرز شمالی دشت قم را به وجود آورده است. بخش باختری این گسل دارای روندی تقریباً خاوری- باختری با تمایل به شمال باختر- جنوب خاور است و روند بخش خاوری (جنوب خاوری) آن تقریباً شمال باختری- جنوب خاوری است. انتهای جنوب خاوری این گسل تا روستای چشمه در شمال دریاچه حوض سلطان، گسترش دارد و سازندهای آهکی و مارنی را از شمال به سوی جنوب رانده است. در پهنه گسلی در برخی نقاط، چشمه های آب دیده می شود که یکی از آنها

بر فراز روستای چشمه در شمال باختری دریاچه حوض سلطان واقع است. این گسل، چند شاخه می‌شود که شمالی‌ترین شاخه آن از شمال یک روستای کوچک به نام باغک می‌گذرد که در فاصله حدود دو کیلومتری شمال کوشک نصرت است. بخش باختری این گسل همراه چند گسل کوچک و بزرگ دیگر یک پهنه لرزه‌زمین‌ساختی را به وجود آورده‌است که مرکز چند زمین‌لرزه کوچک تا متوسط در آن مکان‌یابی شده‌است. بخش خاوری این گسل در استان قم و از فاصله حدود ۳۵ کیلومتری شمال شهر قم می‌گذرد و ممکن است مسبب زمین‌لرزه بیست و هفتم ژوئن سال ۱۹۷۰ میلادی شمال دریاچه حوض سلطان با بزرگای $m_b = 4/5$ باشد. در کنار جاده خاکی که از روستای چشمه در شمال دریاچه حوض سلطان به طرف پایگاه نظامی موجود در خاور این روستا احداث شده‌است آثار جابجایی آبرفت‌های جوان در امتداد گسل کوشک نصرت دیده می‌شود. این گسل از شمال باختری روستای چشمه تا اتوبان تهران - قم و فراسوی آن در شمال روستای کوشک نصرت قابل‌مشاهده‌است.

۲- گسل شمال قزوین

گسلی است با راستای خاوری - باختری و درازای بیش از ۶۰ کیلومتر که از فاصله ۱۱ کیلومتری شمال قزوین می‌گذرد (نقشه گسل‌های اصلی البرز مرکزی). در راستای این گسل، سازند ائوسن کرج بر روی نهشته‌های آبرفتی هزار دره و سازند آبرفتی در شمال قزوین رانده شده‌است. اختلاف ارتفاع ناگهانی میان شهر قزوین (با میانگین ارتفاع ۱۲۵۰ متر بالای سطح دریا) و نزدیک ترین ستیغ به آن (ستیغ قزل‌قلعه سی با ارتفاع ۲۷۰۰ متری) در فاصله ۳۰ کیلومتری شمال خاوری قزوین یکی از بارزترین ویژگی‌های توپوگرافی است که نتیجه جنبش‌های شاغولی در درازای گسله شمال قزوین است. راندگی جوان شمال قزوین گسله ای است لرزه زا که امکان دارد زمینلرزه ۱۰ دسامبر ۱۱۱۹ میلادی قزوین با بزرگی $M_s = 6/5$ و شدت $oI = VIII$ در اثر جنبش این گسل رویداده باشد (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱).

فصل چهارم

تحلیل خطر لرزه ای

با توجه به موقعیت تکتونیکی ناحیه آوج و تاریخچه لرزه خیزی در این بخش، وقوع زمین لرزه در این منطقه امری محتمل است. با وجود مراکز جمعیتی شهری و روستایی فراوان در این منطقه، وقوع زمین لرزه شدید، خسارات جانی و مالی فراوانی را برای مردم این مناطق در بر خواهد داشت. بنابراین بررسی پارامترهای لرزه ای در این گستره امری اجتناب ناپذیر است.

براساس دست آوردهای حاصل از مطالعه ساختاری و لرزه زمین ساختی قطعه گسل آبگرم - آوج مشخص می شود. که این قطعه در لبه شمالی ایران مرکزی قرار گرفته و روند غالب ساختاری رخنمون یافته در آن شمال باختری - جنوب خاوری است، همچون پهنه گسل آبگرم (N۱۴۵) در شمال و پهنه گسل آوج (N۱۳۰) در جنوب. روند گسلهای مذکور در محل گسلهای پنهان شمال خاوری - جنوب باختری مانند گسل پنهان آبگرم - آوج، تغییر یافته که این فرایند با ظهور چشمه های آب گرم، معادن گچ و غیره همراه است.

۱-۴- توزیع جغرافیایی زمین لرزه ها در جهان

بررسی نقشه های توزیع مراکز سطحی زمین لرزه های دنیا و مرزهای صفحات تکتونیکی، بیانگر انطباق و ارتباط مستقیم این دو است. بر این اساس ملاحظه می گردد که اکثر زمین لرزه های به وقوع پیوسته در جهان در امتداد سه منطقه یا کمربند اصلی می باشند (شکل ۱-۴)

▪ **کمربند حاشیه اقیانوس آرام:** سواحل باختری آمریکای شمالی و جنوبی را در بر می گیرد و

۸۰ درصد کل انرژی آزاد شده بوسیله زمین لرزه سراسر دنیا را به خود اختصاص می دهد.

▪ **کمربند آلپ هیمالیا:** ۱۵ درصد دیگر از کل انرژی آزاد شده توسط زمین لرزه ها در این کمربند

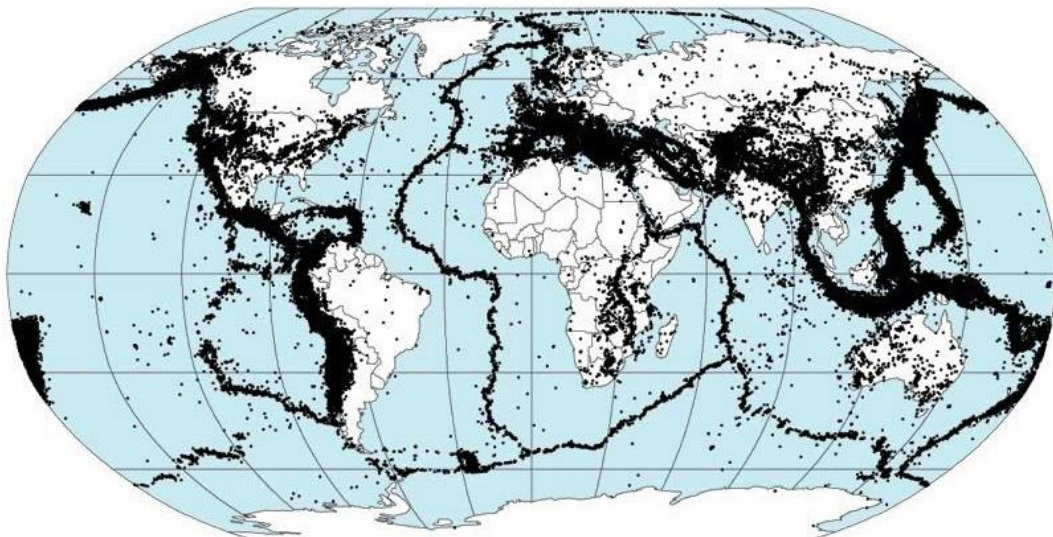
آزاد می شود که از خلیج بنگال به سوی هیمالیا واقع شده و پس از عبور از عرض ایران تا جزایر

آزورس ادامه می یابد.

▪ **کمر بند پشته میانی اقیانوس اطلس:** ۵ درصد باقی مانده از کل انرژی‌های آزاد شده نیز به

نواحی پشته‌های اقیانوسی و مناطقی که هر از چند گاهی به صورت پراکنده دچار زمین‌لرزه‌های

کم عمق می‌شوند، اختصاص می‌یابد.



شکل (۴-۱) نقشه جغرافیایی زمین‌لرزه‌ها در جهان

۴-۲- پهنه بندی خطر نسبی زمین‌لرزه در ایران

پراکندگی زمین‌لرزه‌ها در فلات ایران نشان‌دهنده انطباق کامل موقعیت لرزه‌خیزی ایران با وضعیت تکتونیکی آن است. در ایران تنش‌های فشارشی ناشی از باز شدگی دریای سرخ و حرکت ورقه آفریقا - عربستان در راستای شمال - شمال‌خاوری و نیز حرکت ورقه هند در راستای شمال - شمال‌باختری موجب حرکت و جابجایی نسبی متفاوت در پوسته ایران می‌شود و در نتیجه عامل فراوانی زمین‌لرزه‌ها در ایران است. توکلی و غفوری - آشتیانی (۱۹۹۹) ایران را به چهار پهنه خطر لرزه زمین ساختی تقسیم کرده اند. (شکل ۴-۲).

الف - پهنه با شتاب‌های خیلی بالا:

این پهنه بر روی گسل‌های توانمند، بنیادی و لرزه‌زا دیده می‌شود. هر چند مساحت پهنه با خطر بسیار بالا در ایران بسیار محدود است اما به هر حال باید حتی‌الامکان از احداث شهرهای جدید و گسترش شهرهای موجود در این پهنه‌ها خودداری شود.

ب - پهنه با شتاب‌های بالا:

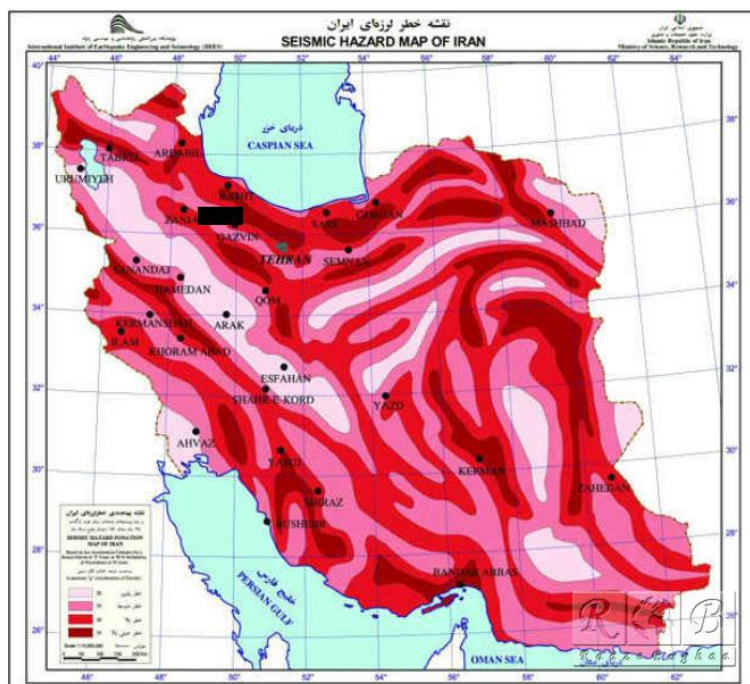
این پهنه در گستره بسیار نزدیک (به فاصله تقریباً ۳۰ کیلومتری) و یا روی گسل‌های جوان و بنیادی لرزه‌زا دیده می‌شود. مساحت این پهنه زیاد نیست ولی باید سعی شود احداث شهرهای جدید و گسترش شهرهای موجود با احتیاط بیشتر صورت گیرد و در طراحی ساختمان‌ها و سازه‌ها تمهیدات خاص مقاوم سازی ساختمان‌ها در برابر خطر زمین‌لرزه توجه شود.

ج - پهنه با شتاب‌های متوسط:

این پهنه بخش بزرگی از ایران را فراگرفته است و از چشمه‌های لرزه‌ای شناخته شده فاصله ۳۰ تا ۵۰ کیلومتری دارد. احتمال رویداد زمین‌لرزه‌های ویرانگر در این پهنه کمتر از پهنه‌های پیشین است. از نظر خطر زمین‌لرزه این پهنه برای احداث شهرهای جدید و گسترش شهرهای موجود مناسب است.

د - پهنه با شتاب‌های پایین:

در این پهنه در طول تاریخ زمین‌لرزه‌های ویرانگر رخ نداده است. این پهنه در مناطق ایران مرکزی (اصفهان و یزد) و مناطق کویری و دشت‌های ساحلی خوزستان و بوشهر قرار گرفته است. تخمین‌های احتمالاتی این نقشه‌ها شامل بیشینه شتاب زمین برای دوره‌های بازگشت ۷۵ و ۴۷۵ ساله می‌باشد. کادر مشکی در شکل ۴-۲ موقعیت منطقه مطالعاتی را نشان می‌دهد. با قرار گیری منطقه مطالعاتی در پهنه با شتاب بالا، بررسی لرزه خیزی در این منطقه اهمیت پیدا می‌کند.



شکل (۴-۲) نقشه پهنه بندی خطر لرزه ای در ایران (Tavakoli & Ghafory-Ashtiany, ۱۹۹۹) کادر مشکی در موقعیت منطقه مطالعاتی را نشان می دهد.

۳-۴- ایالت های لرزه زمین ساختی ایران

مکان و طبیعت وقوع زمین لرزه های زمین ساختی را می توان به دو نوع ساختارهای لرزه زمین ساختی و استان های لرزه زمین ساختی تقسیم نمود (Buneetal., ۱۹۷۵).

ساختارهای لرزه زمین ساختی، یک ساختار زمین شناسی قابل شناسایی است که فرض می شود زمین لرزه در اثر فعالیت آن تولید می شود. گسله های فعال یکی از ساختارهای مهم به شمار می آیند. از طرفی نیز پهنه لرزه زمین ساختی، بخشی از یک منطقه است که در آنجا عموماً گسله های فعال یا ساختارهای لرزه زمین ساختی، از رژیم لرزه خیزی خاصی پیروی می کنند. چشمه های لرزه ای می توانند از دیدگاه زمین شناسی، ژئوفیزیکی و زلزله شناسی دارای شرایط یکسان و توان لرزه زایی یکنواختی باشند. زمین لرزه ها ممکن است در بعضی از نقاط به صورت متمرکز به وقوع بپیوندند. ولی فرض بر این است که در سراسر یک استان لرزه زمین ساخت، زمین لرزه ها به طور مساوی رخ می دهند. سه شرط لازم برای جدا کردن استان های لرزه زمین ساختی باید رعایت شود (Buneetal., ۱۹۷۵) :

الف- هر منطقه از نظر روند لرزه‌خیزی، بیشینه ژرفای کانونی و سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌ها تا حد ممکن همگن باشد.

ب- پارامترهای لرزه‌خیزی λ و β (ضریب لرزه‌خیزی و آهنگ رویداد سالیانه) در یک منطقه را بتوان ثابت در نظر گرفت.

پ- زمین‌لرزه‌های رویداده در مناطق مختلف، از تطابق آماری خوبی برخوردار باشند.

بر این اساس تعدادی از زمین‌شناسان ایران را به ایالت‌های مختلفی تقسیم کرده‌اند. در این تحقیق از تقسیم‌بندی (نوگل سادات، ۱۳۷۲) استفاده شده است که ایران را به ۲۳ ایالت لرزه‌زمین‌ساختی تقسیم کرده است (شکل ۴-۳).

جهت درک بهتر موقعیت تکتونیکی منطقه مطالعاتی، در ذیل موقعیت منطقه مطالعاتی در تقسیم‌بندی ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی (نوگل سادات، ۱۳۷۲) آورده شده است

۴-۴-ایالت زمین لرزه ساختی ایران مرکزی

به بخش گسترده‌ای از ایران که بخش‌های میانی، شرقی، قسمت‌هایی از شمال و شمال غرب ایران را در بر می‌گیرد، ایران مرکزی گویند. از ویژگی‌های زمین لرزه‌های این ناحیه آن است که در دو گروه زمین لرزه قابل شناسایی است. یکسری زمینلرزه‌ها ساز و کار فشاری دارند و روی گسل‌های معکوس دیده می‌شوند.

سری دوم کانون‌های زمینلرزه‌ای زمینلرزه‌های برشی فشاری‌اند که بر روی گسل‌های شرقی غربی - برشی فشاری چپگرد - و بر روی گسل‌های شمالی جنوبی - فشاری برشی راستگرد - عمل می‌کنند. معمولاً این زمینلرزه‌ها دارای بزرگی زیاد و دوره بازگشت طولانی هستند. در محدوده ایران مرکزی این نوع زمینلرزه‌ها بیشتر دیده می‌شوند. عمق کانونی در اکثر زمینلرزه‌های این ایالت کم است (کمتر از ۳۰ کیلومتر). این زمینلرزه‌ها توأم با دگرریختی سطحی بوده و بعضاً روی اینها گسله‌های قدیمی فعالیت دوباره انجام می‌دهند.

۴-۵- اهمیت بررسی لرزه زمین ساخت در منطقه مورد مطالعه

منطقه آوج از نظر لرزه خیزی بسیار فعال بوده که در زمان‌های گذشته به خوبی دیده شده است از جمله زلزله‌های روی داده در زمان گذشته میتوان زلزله‌های تاریخی و زلزله‌های دستگاهی که تعداد آن ۴۷۳۰ مورد که شامل زلزله‌های بزرگ و ریزلرزه از سال ۱۹۰۳ تا ۲۰۱۶ می‌باشد که ۲۵۸۲ زمین لرزه بزرگتر از ۲ ریشتر و ۳۴۰ زمین‌لرزه بزرگتر از ۳ ریشتر اشاره کرد که در پیوست آورده شده است و مهمترین آنها می‌توان دو زمین لرزه بزرگ زیر را نام برد:

۱- زمین لرزه سال ۱۹۶۲ میلادی بوئین زهرا که در تاریخ ۱۰ شهریور سال ۱۳۴۱ شمسی زمین لرزه بزرگی در منطقه پر جمعیت جنوب قزوین روی داد. این زمین لرزه باعث ویرانی ۹۱ روستا، کشته شدن ۱۲۲۰۰ نفر و زخمی شدن ۲۸۰۰ نفر شد بزرگی این زمین لرزه ۷/۲ بوده است.

۲- زمین‌لرزه سال ۱۳۸۱ بوئین‌زهرا که با نام‌های زمین‌لرزه ۲۰۰۲ آوج یا زمین‌لرزه ۲۰۰۲ چنگوره نیز شناخته می‌شود در تاریخ ۱ تیر ۱۳۸۱ (۲۲ اوت ۲۰۰۲) در منطقه شمال‌غربی ایران که روی گسل بزرگی قرار گرفته بود، رخ داد. رومرکز این زمین لرزه در نزدیکی شهرستان بوئین‌زهرا و چنگوره در جنوب استان قزوین بود. بزرگی این زمین‌لرزه ۶٫۵ ریشتر اندازه‌گیری شده است. در زمین‌لرزه بوئین‌زهرا دست‌کم ۲۶۱ نفر کشته و ۱۵۰۰ تن دیگر نیز زخمی شدند. این زلزله ۲۰ پس‌لرزه نیز در پی داشت. به‌گزارش پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIIES)، این زمین‌لرزه در تهران که در ۲۹۰ کیلومتری شرق مرکز زمین‌لرزه قرار دارد، خسارتی به‌بار نیاورد؛ ولی به‌خوبی احساس شد. بیشتر خانه‌های تخریب شده در منطقه زمین‌لرزه از جمله منازل یک‌طبقه با ساختار بنایی بودند که کمابیش همگی فروریختند.

زلزله های تاریخی را به شرح زیر می توان نام برد:

زمین لرزه ۱۰۸۷ میلادی همدان

در شعبان سال ۴۸۰ قمری زمین لرزه ای شهر همدان و مناطق اطراف آن را به لرزه درآورد. دو برج از دژ همدان فرو ریخت و حومه این شهر ویران شد. خانه های زیادی فرو ریخت و شماری از مردم کشته شدند.

زمین لرزه ۱۰ دسامبر ۱۱۱۹ میلادی قزوین

زمین لرزه شدیدی در شب پنج رمضان سال ۵۱۳ در منطقه قزوین روی داد، که باعث کشته شدن تعداد زیادی شد و آسیب زیادی وارد آورد. بر پایه اطلاعات موجود نزدیک به یک سوم شهر قزوین ویران شد و به مسجد ابو حنیفه نیز آسیب وارد گردید.

زمین لرزه ۱۱۷۷ میلادی خاور بوئین زهرا

در ذیقعه سال ۵۷۲ زمین لرزه بزرگی در این منطقه روی داد که مناطق بسیاری به ویژه مناطق کرج، قزوین و ری را ویران کرد.

زمین لرزه ۱۱۹۱ میلادی همدان

این زمین لرزه در همدان حس شد بدون اینکه آسیبی به شهر برساند.

زمین لرزه ۱۴۳۰ میلادی همدان

در سال ۸۳۳ قمری زمین لرزه ای در همدان روی داد. این زمین لرزه باعث خسارات جانی و مالی فراوان گردید.

زمین لرزه ۱۶۳۹ میلادی قزوین

در پایان شوال سال ۱۲۲۳ زمین لرزه ویرانگری در اطراف طالقان روی داد که باعث وارد آمدن خسارات زیادی به طالقان، قزوین و روستاهای آنها گردید.

در جدول ۴-۱ مشخصات زمین لرزه های تاریخی رویداده در شعاع یکصد کیلومتری از مرکز آوج آورده شده است.

(جدول ۴-۱) مشخصات زمین لرزه های تاریخی رویداده در شعاع یکصد کیلومتری از مرکز آوج (Ambraseys, ۱۹۸۲)

بزرگی	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	زمان	تاریخ
Ms	E	N	HH/MM/SS	YYYY/MM/DD
	۴۹,۹۰	۳۵,۶۰		۳ هزار سال قبل
۵/۳	۴۸,۱۰	۳۴,۸۰		۹۵۶
۵/۹	۴۸,۵۰	۳۴,۸۰		۱۰۸۷/۱۱
۶/۵	۴۹,۹۰	۳۵,۷۰	۱۸:۰۰	۱۱۱۹/۱۲/۱۰
	۴۸,۵۰	۳۴,۸۰		۱۱۹۱
	۴۸,۸۰	۳۶,۴۰		۱۸۰۳
۵/۷	۴۹,۸۰	۳۵,۸۰	۱۵:۰۰	۱۸۷۶/۱۰/۲۰

۴-۶- جایگاه لرزه زمین ساختی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه بخشی از ایالت لرزه زمین ساختی ایران مرکزی بوده (شکل ۴-۳) و همانطور که در فصل سوم اشاره شد گسل آوج با روند شمال غربی-جنوب شرقی در این پهنه واقع شده اند.

۴-۷- بررسی پارامترهای لرزه خیزی منطقه مطالعاتی

پارامترهای لرزه خیزی شامل بیشینه بزرگی زمین لرزه در منطقه، آهنگ فعالیت سالیانه و مقدار فراوانی- بزرگی رخدادها است که الگوی رخدادهای لرزه ای یک گستره را نشان می دهند (Kijko, ۱۹۹۲). در راستای برآورد پتانسیل لرزه خیزی گستره و محاسبه پارامترهای اشاره شده، لازم است تا زمین لرزه های رویداده در گستره مطالعاتی مورد پردازش آماری قرار گیرند. در گستره مورد مطالعه داده های لرزه ای تاریخی زیادی بدست نیامده است و در این تحقیق از زمین لرزه های دستگاهی ثبت

شده (بین سال‌های ۲۰۱۶-۱۹۰۳ میلادی) با بزرگی ۳ ریشتر به بالا در محدوده مطالعاتی که از طریق بانک داده‌های لرزه‌ای (از جمله پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران)، استفاده شده است..

۴-۷-۱- بررسی پارامترهای لرزه خیزی به روش احتمالی

۴-۷-۱-۱- تخمین آهنگ فعالیت و ضریب لرزه خیزی منطقه:

تابع توزیع مقدماتی یا پایه گوتنبرگ - ریشتر در سال ۱۹۵۶ ارائه گردید. در این رابطه فراوانی تجمعی زمینلرزه‌ها (N_c) به طور خطی و با در نظر گرفتن رابطه ساده زیر به بزرگا (M) نسبت داده می‌شود.

$$\log N_c = a - bM \quad \text{رابطه (۴-۱)}$$

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

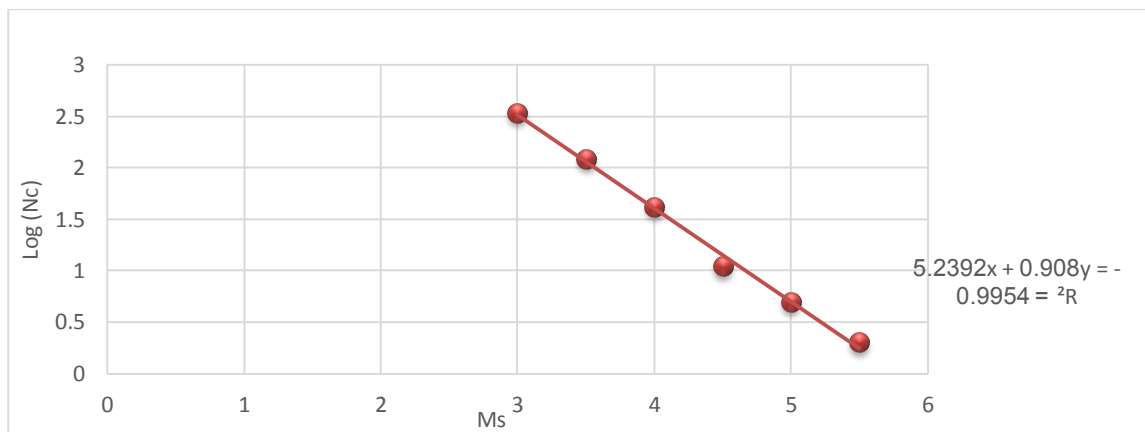
پارامتر a : پارامتر a سطح فعالیت‌های لرزه‌خیزی یک منطقه را نشان می‌دهد که با تغییر دامنه زمانی جمع‌آوری داده‌ها، تغییر می‌کند.

جدول (۴-۲): بزرگی زلزله و لگاریتم فراوانی زلزله‌ها

Ms	تعداد (N)	تعداد تجمعی (Nc)	Log (Nc)	Ms
۵/۵ ≤ Ms < ۶	۱	۲	۰/۳۰۱۰۳	۵/۵
۵ ≤ Ms < ۵/۵	۳	۵	۰/۶۹۸۹۷	۵
۴/۵ ≤ Ms < ۵	۶	۱۱	۱/۰۴۱۳۹۳	۴/۵
۴ ≤ Ms < ۴/۵	۳۱	۴۲	۱/۶۲۳۲۴۹	۴
۳/۵ ≤ Ms < ۴	۸۰	۱۲۲	۲/۰۸۶۳۶	۳/۵
۳ ≤ Ms < ۳/۵	۲۱۷	۳۳۹	۲/۵۳۰۲	۳

می‌توان با انجام یک دسته‌بندی مناسب برای بزرگای زمین لرزه‌ها، رابطه لرزه‌خیزی و ضرایب مربوط به آن را (ضرایب a, b) به دست آورد:

که طی برازشی که صورت گرفت این ضرایب به این صورت بدست می‌آید:



شکل (۴-۵) معادله خط بین بزرگی زلزله و لگاریتم فراوانی زلزله‌ها

با رسم معادله خطی برای بزرگی زلزله‌ها و لگاریتم زلزله‌ها $a=5,2392$ و $b=0,908$ بدست آمد، درنهایت با انجام تصحیحات زمان و تصحیحات مکان میزان (a) به $a=2,27$ اصلاح شد.

۴-۷-۱-۲- رابطه بین M_s و M_b

در حال حاضر بزرگی زمین‌لرزه رایج‌ترین پارامتر سنجش میزان قدرت زمین‌لرزه می‌باشد. داده‌های لرزه‌ای کشور ایران در درجه اول بر حسب بزرگای M_b و پس از آن بر حسب M_s بیان شده‌اند و از آنجا که اغلب محاسبات مربوط به تحلیل خطر زمین‌لرزه بر اساس بزرگای M_s زمین‌لرزه‌ها انجام می‌گیرد و فهرست زمین‌لرزه‌ها برای این بزرگا کامل نمی‌باشد، لازم است تا با به دست آوردن رابطه‌ای مناسب بین بزرگای M_b و M_s این داده‌ها تکمیل گردد. لذا معمول است تا با گردآوری داده‌هایی که برای آن‌ها هر دو بزرگای M_b و M_s اعلام شده و با فرض خطی بودن رابطه بین این دو بزرگا و بدست آوردن بهترین خط با بکارگیری روش آماری کمترین مربعات، رابطه‌ای خطی بین این دو بزرگا بدست آید. البته بدست آوردن رابطه‌ای قابل قبول در درجه اول در صورتی امکان پذیر است که فهرست رویداد زمین‌لرزه‌ها به

تعداد کافی (حداقل ۲۰ زمین‌لرزه، استاندارد نقشه ۱:۲۵۰۰۰ لرزه‌زمین‌ساخت) در برگیرنده زمین‌لرزه‌هایی با هر دو بزرگای M_s و M_b بوده و از طرف دیگر رابطه دو بزرگا و توزیع آماری آن‌ها مناسب باشد.

در اینجا تعریف انواع بزرگاها آورده شده است:

در بزرگی امواج پیکری یا M_b بزرگ‌ترین دامنه امواج لرزه‌ای موج p مدنظر قرار می‌گیرد این بزرگی در زلزله‌های ژرف که امواج سطحی کوچک دارد بی‌اهمیت هستند. بزرگی امواج سطحی یا M_s بزرگ‌ترین دامنه موج سطحی یا موج S در نظر گرفته می‌شود در زلزله‌های دوردست یعنی در زلزله‌هایی که فاصله مرکز لرزه‌نگار با رومرکز زلزله بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر باشد و موج‌های سطحی با دوره تناوب حدود ۲۰ ثانیه غالب هستند، مورد استفاده قرار می‌گیرد. گوتنبرگ به‌منظور کمی کردن این زلزله‌ها، مقیاس موج سطحی را تعریف نمود. این مقیاس مبتنی بر اندازه‌گیری دامنه امواج سطحی با دوره تناوب ۲۰ ثانیه می‌باشد که برای زمین‌لرزه‌هایی که در فاصله دورتر از ۶۰۰ km ثبت شده است به کار می‌روند. بزرگای امواج گشتاوری یا کاناموری یا M_w برای تشخیص زلزله‌های بزرگ ابداع شده است، زیرا زمین در این حالت از موج اشباع شده و سایر مقیاس‌ها از جمله مقیاس محلی ریشتر، مقیاس بزرگی موج حجمی و تاندازه‌ای مقیاس بزرگی موج سطحی به علت نقص‌های مهم در تشخیص زلزله‌های بزرگ در مطالعات آماری زمین‌لرزه‌ها کارآمد نیستند. از آنجاکه در زلزله‌های بسیار بزرگ، بیشتر انرژی توسط امواج فرکانس کوتاه‌تر آزاد می‌گردد، اکثر محققین ترجیح دادند که برای تخمین انرژی آزادشده از پارامترهای استاتیکی نظیر گشتاور لرزه‌ای استفاده نمایند. گشتاور لرزه‌ای برای هر زلزله بزرگ به‌واسطه امواج درونی دوره بلند، امواج سطحی، نوسانات آزاد و داده‌های مصاحی سنجیده می‌شود. مقیاس بعدی M_d یا بزرگی مدت می‌باشد. از این مقیاس بزرگی برای اندازه‌گیری سریع زلزله‌های کوچک ($M=3$) استفاده فراوان می‌شود. در این مقیاس بر اساس مدت کل زلزله برحسب ثانیه، یک بزرگی به آن منسوب می‌شود. در رخداد‌های کوچک، معمولاً بین بزرگی مدت و بزرگی اندازه‌گیری شده با مقیاس ریشتر ($M=3$) همبستگی وجود دارد. اما آزمون‌های میزان کننده همیشه فراهم نیستند و چون M_d عمدتاً برای

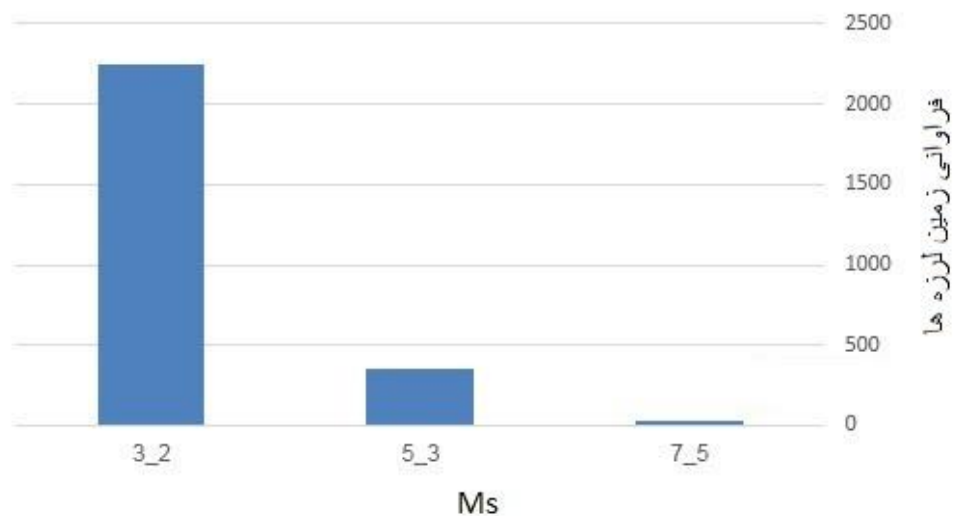
اندازه‌گیری زلزله‌های کوچک وضع شده است و بیشتر برای زلزله شناسان اهمیت دارد تا مهندسين. بزرگای بعدی بزرگای محلی یا M_L است.

برای برقراری رابطه بین بزرگی M_s و M_b زمین‌لرزه‌های رخ داده در پهنه آوج از رابطه‌هایی که (Ambersyse & Melville ۱۹۸۴) برای کل زمین‌لرزه‌های ایران بدست آورده استفاده شده است:

$$M_s = 1.613 M_b - 3.71 \quad \text{رابطه (۲-۴)}$$

۴-۷-۱-۳- مقایسه فراوانی - بزرگی زمین‌لرزه‌ها

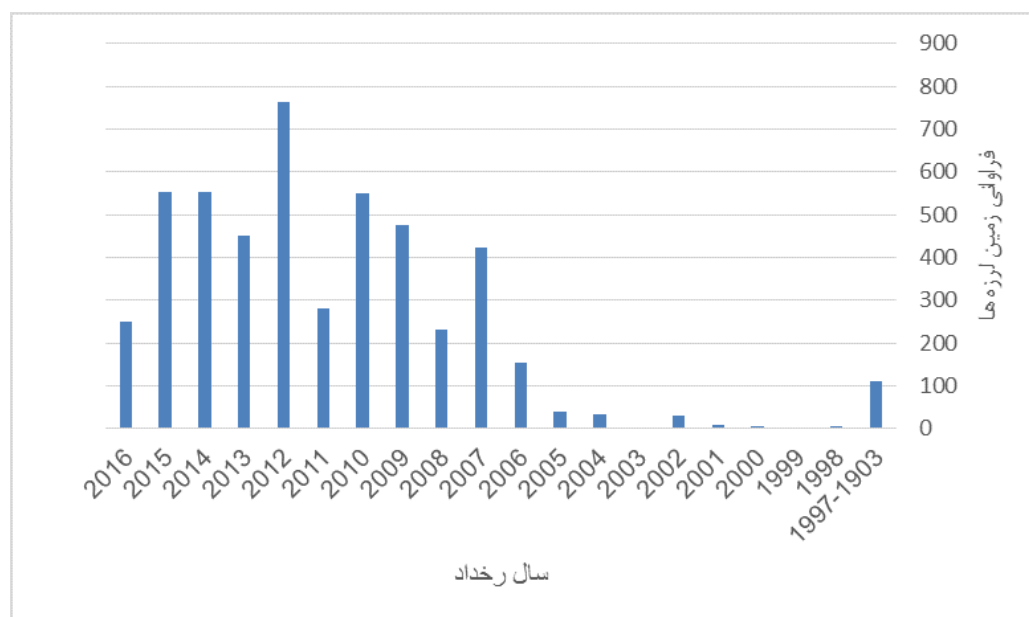
همان‌طور که گوتنبرگ و ریشتر (۱۹۵۴) یک رابطه خطی منفی را بین فراوانی و بزرگی زمین‌لرزه‌ها در نظر گرفتند، از هیستوگرامی که بر اساس فراوانی به بزرگی (M_s) زمین‌لرزه‌های گستره مطالعاتی به دست آمده، مشخص می‌شود که تعداد زمین‌لرزه‌ها با بزرگی آن‌ها رابطه معکوس دارند و هر چه بزرگی زمین‌لرزه کمتر باشد، فراوانی آن در منطقه بیشتر است (شکل ۴-۶).



شکل (۴-۶) نمودار بزرگی زمین‌لرزه‌ها (M_s) بالای دو ریشتر در برابر فراوانی آن‌ها در گستره مورد مطالعاتی

۴-۱-۷-۴- مقایسه سال - تعداد زمین لرزه ها

با توجه به نمودار زیر که بر اساس مقایسه تعداد زمین لرزه ها - سال رخ داد آن ها رسم شده است مشخص می شود که در سال های ۱۹۰۳-۲۰۱۶ بیشترین زلزله ها ثبت شده اند. کمبود زلزله ها را در سال های قبل نمی توان به عدم رخداد زمین لرزه نسبت داد، زیرا در سال های اخیر تعداد دستگاه ها و ایستگاه های دریافت امواج زلزله بیشتر شده و دستگاه های ثبت رخداد زمین لرزه ها نیز حساس تر و دقیق تر شده اند (شکل ۴-۷).



شکل (۴-۷) نمودار فراوانی ۴۷۳۰ زمین لرزه منطقه مورد مطالعه بر اساس سال رخداد آن ها

۴-۱-۷-۵- دوره بازگشت

بزرگترین زمین لرزه قابل انتظار در یک بازه زمانی مشخص که می تواند رخ دهد دوره بازگشت آن زمین لرزه تعریف می شود. دوره بازگشت را می توان با ویژگی های متفاوتی چون ویژگی های زمین شناسی، ویژگی های دیرینه لرزه شناسی، ویژگی های زلزله شناسی و همچنین با استفاده از روابط بزرگی و طول گسل و محاسبات زمین لرزه های تاریخی تقریب تخمین زد. میانگین دوره بازگشت برای زمین لرزه های کوچک برابر با طول زمان فهرست شده تقسیم بر تعداد زلزله های به وقوع پیوسته است و برای زلزله های بزرگ طول زمان فهرست شده کافی نیست و احتمال وقوع زلزله با دوره بازگشت (T) در

یک سال برابر است یا $1/T$. با استفاده از رابطه گوتنبرگ - ریشتر دوره بازگشت زمین لرزه به صورت زیر تعریف می شود:

$$M = [\text{Log}(\frac{T}{N}) + a] / b \quad \text{رابطه (۳-۴)}$$

$$T = \frac{1}{N} \quad \text{رابطه (۴-۴)}$$

با توجه به رابطه ی گوتنبرگ - ریشتر میانگین دوره ی بازگشت زمین لرزه ها برابر است با:

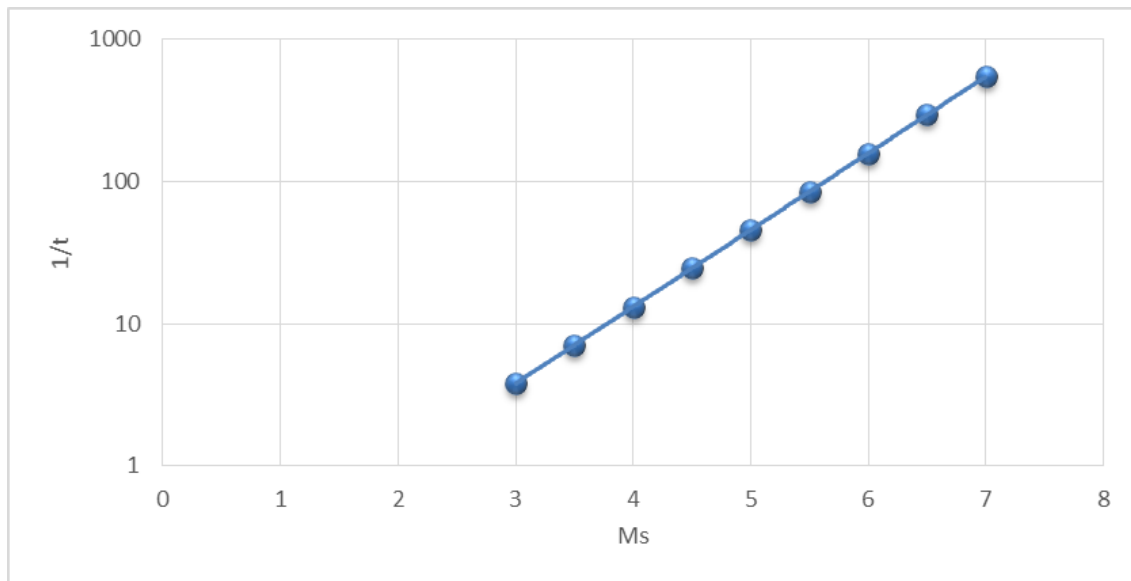
$$T = 10^{a-bm} \quad \text{رابطه (۵-۴)}$$

که در رابطه های بالا T معرف دوره بازگشت است.

به این وسیله می توان برای منطقه مورد مطالعه دوره بازگشت زمین لرزه های با بزرگی های مختلف را محاسبه کرد.

جدول (۳-۴) : ارتباط بزرگی زمین لرزه ها با دوره بازگشت

Ms	T	1/T	Log 1/T
۷	۰,۰۰۱۸۱۹۷۰۱	۵۴۹	۲,۷۴
۶,۵	۰,۰۰۳۳۸۸۴۴۲	۲۹۵	۲,۴۷
۶	۰,۰۰۶۳۰۹۵۷۳	۱۵۸	۲,۲
۵,۵	۰,۰۱۱۷۴۸۹۷۶	۸۵	۱,۹۳
۵	۰,۰۲۱۸۷۷۶۱۶	۴۵	۱,۶۶
۴,۵	۰,۰۴۰۷۳۸۰۲۸	۲۴	۱,۳۹
۴	۰,۰۷۵۸۵۷۷۵۸	۱۳	۱,۱۲
۳,۵	۰,۱۴۱۲۵۳۷۵۴	۷	۰,۸۵
۳	۰,۲۶۳۰۲۶۷۹۹	۳	۰,۵۸



شکل (۴-۸) نمودار ارتباط بزرگی زمین لرزه ها با دوره بازگشت

۴-۷-۱-۶- برآورد DBE و MCE

میزان شتاب افقی در دو مرز احتمال ۱۰ و ۶۴ درصد انتخاب می‌شود در مرز ۱۰ درصد بزرگترین زلزله معتبر یا باور کردنی (MCE) به مفهوم ۹۰ درصد ایمنی در برابر زمین لرزه و ۱۰ درصد تخریب در برابر زلزله می باشد که این احتمال در طول عمر مفید سازه برآورد می‌شود. اگر ریسک خطر پذیری ۶۴ درصد را بپذیریم و بزرگی زمین لرزه ای را با زاویه مبنای طرح (DBE) را به عنوان مبنای طرح ساخت سازه قرار داده ایم به این معنی است که سازه در طول عمر مفیدش احتمال پذیرش خطر ۶۴ درصد و ۳۶ درصد ایمنی در برابر زمین لرزه دارد. برای محاسبه پارامترهای MCE و DBE از فرمول ریسک خطر پذیری استفاده می‌کنیم، در رابطه زیر نسبت به این که کدامیک از پارامترها را بخواهیم اندازه بگیریم تغییر پیدا می‌کند.

$$R_p = 1 - \exp(-T * 10^{a-bM_s}) \quad \text{رابطه (۴-۶)}$$

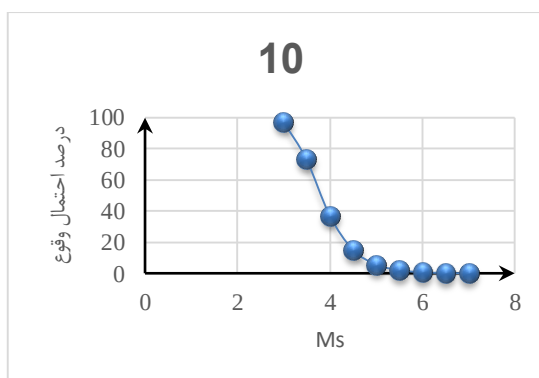
در این رابطه a-bMs پارامتر لرزه‌خیزی گستره مورد مطالعه می باشد که با استفاده رابطه گوتنبرگ – ریشتر مشخص است و T عمر مفید (زمان به سال) می باشد.

جدول (۴-۴): درصد عدم احتمال وقوع از ۱۰، ۵۰ و ۱۰۰ سال

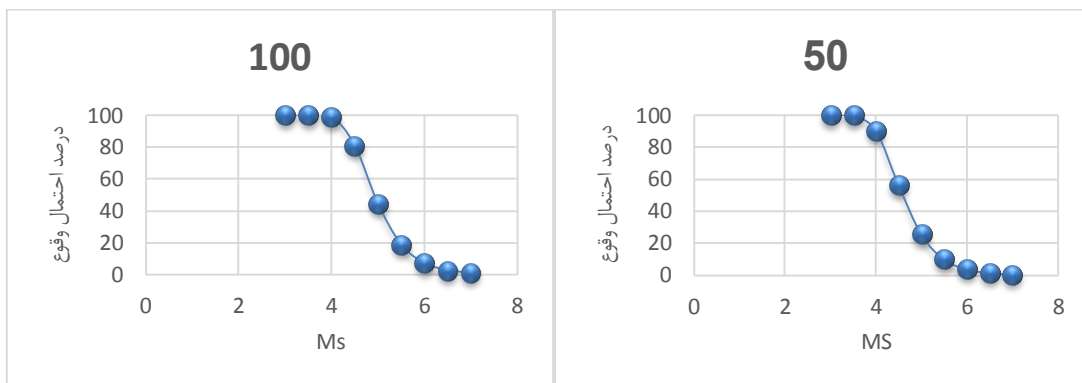
Ms	۱۰	۵۰	۱۰۰
۷	۹۹,۹	۹۹,۵	۹۹,۱
۶,۵	۹۹,۷	۹۸,۷	۹۷,۴
۶	۹۹,۲	۹۶,۴	۹۲,۸
۵,۵	۹۷,۹	۹۰,۱	۸۱,۱
۵	۹۴,۳	۷۴,۵	۵۵,۵
۴,۵	۸۴,۷	۴۳,۶	۱۹
۴	۶۲,۶	۹,۶	۰,۹
۳,۵	۲۶,۸	۰,۱	۰
۳	۲,۴	۸,۵E-۰۷	۷,۳E-۱۵

جدول (۴-۵): درصد احتمال وقوع از ۱۰، ۵۰ و ۱۰۰ سال

Ms	۱۰	۵۰	۱۰۰
۷	۰,۰۹۳	۰,۴۶۵	۰,۹۲۹
۶,۵	۰,۲۶۳	۱,۳۰۶	۲,۵۹۶
۶	۰,۷۳۹	۳,۶۳۹	۷,۱۴۵
۵,۵	۲,۰۶۸	۹,۹۱۹	۱۸,۸۵۵
۵	۵,۷۱۸	۲۵,۵۰۴	۴۴,۵۰۳
۴,۵	۱۵,۲۹۲	۵۶,۳۸۶	۸۰,۹۷۸
۴	۳۷,۳۵۸	۹۰,۳۵۴	۹۹,۰۷
۳,۵	۷۳,۲۴	۹۹,۸۶۳	۱۰۰
۳	۹۷,۵۶۵	۱۰۰	۱۰۰

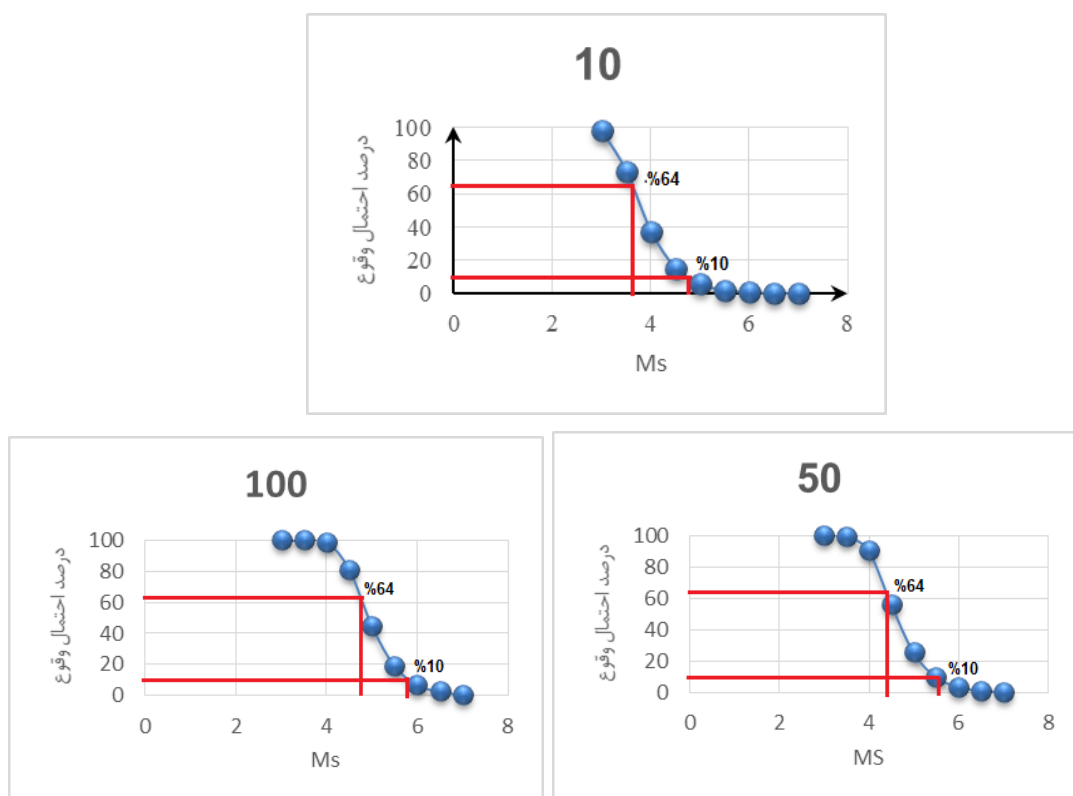


شکل (۴-۹): درصد احتمال وقوع از ۱۰، ۵۰ و ۱۰۰ سال



ادامه شکل (۴-۹) درصد احتمال وقوع از ۱۰، ۵۰ و ۱۰۰ سال

برای گستره مورد مطالعه MCE و DBE را برای سازه های با عمر مفید بین ۱۰، ۵۰ و ۱۰۰ سال از نمودارهای بالا به صورت زیر به دست آمد و نتایج در جدول (۴-۶) آورده شده است. که در این روش ۶۴ درصد DBE و ۱۰ درصد MCE را نشان می دهد.



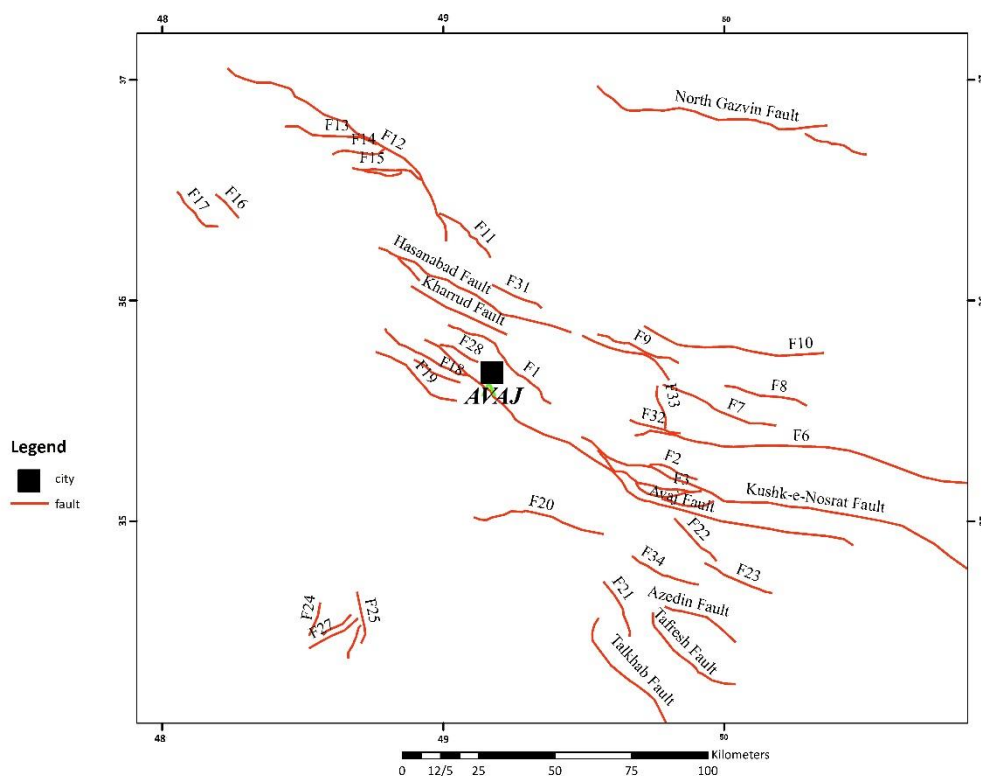
شکل (۴-۱۰) محاسبه MCE و DBE برای سازه های با عمر مفید بین ۱۰، ۵۰ و ۱۰۰ سال

جدول (۴-۶): MCE و DBE برای سازه های با عمر مفید بین ۱۰ تا ۱۰۰ سال

عمر مفید سازه	DBE	MCE
۱۰	۳/۶	۴/۶
۵۰	۴/۴	۵/۵
۱۰۰	۴/۷	۵/۸

۴-۷-۲- بررسی پارامترهای لرزه خیزی به روش قطعی

در این روش نتیجه گیری بیشتر بر پایه ی گسل های موجود در یک منطقه و تعیین ویژگی های گسله ها همچون درازا، سازوکار، شیب، و.... که به کمک روابط تجربی بزرگترین زمین لرزه ای که ممکن است سبب جنبش آن ها شود تعیین می شود. قبل از تعیین بیشینه بزرگی، گسل های فعال منطقه با استفاده از تصاویر ماهواره ای و مطالعه و شناسایی آنها در نقشه های زمین شناسی و تعیین میزان طول گسل و همچنین فاصله هر یک از گسل ها با شهر آوج محاسبه گردید، بعد از طی مرحله شناسایی و تعیین



شکل (۴-۱۱): نقشه چهار گوشه مورد مطالعه در روش قطعی

مقدار طول و فاصله تا شهر آوج با بکار بردن دستوره‌های تجربی آمبرزس و ملویل (۱۹۸۲)، ولز و کوپر اسمیت (۱۹۹۴) و نوروزی (۱۹۸۵) و میانگین از مقادیر بدست آمده، توان لرزه زایی گسل‌ها محاسبه گردید. در این مرحله ابتدا نقشه‌های ۱/۲۵۰۰۰۰ کبوتر آهنگ، ساوه، قزوین، زنجان، همدان و قم را با یکدیگر یکپارچه کرده و به مرکزیت شهر آوج با شعاع ۱۰۰ کیلومتر مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۴-۱۱).

۴-۷-۲-۱- تخمین بیشینه زمین لرزه (M_{Max})

از آنجا که توان لرزه‌زایی گسل‌ها با طول بخش گسلیده و جابه‌جا شده آن‌ها در ارتباط است، رابطه مستقیمی میان توان لرزه‌زایی و درازای بخش مستقیم گسل‌های کوتاه‌تر وجود دارد. در این پیوندها داده‌هایی چون سازوکار گسلش، سیمای هندسی گسل و ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی هر گستره را نباید از نظر دور داشت. بخش اصلی برآورد خطر زمین لرزه به روش قطعی، تخمین بیشینه زمین لرزه است که در تحلیل‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. بدیهی است پس از بررسی دقیق لرزه‌زمین‌ساختی هر گسل فعال، باید حداکثر توان لرزه‌زایی گسل شناخته و محاسبه گردد، تا بتوان با توجه به فاصله میان ساختگاه و گسل فعال موجود، حداکثر شتاب افقی زمین به وجود آمده از جنبش گسل به ساختگاه، پیش‌بینی گردد. ارزیابی و تخمین میزان درازای گسلش در زمین‌لرزه‌های آینده، باید بر پایه ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی و ریخت‌زمین‌ساختی هر گسل صورت پذیرد. در این میان می‌توان درصدی از بخش مستقیم گسل را انتخاب کرد. در بررسی‌های تجربی انجام شده، برآوردهای گوناگونی برای انتخاب درازای بخشی از گسل که جنبش دوباره می‌یابد برای هر گستره و پهنه وجود دارد. در این برآوردها از ۵۰ تا ۱۰۰ درصد درازای هر گسل را با توان جنبش دوباره فرض می‌کنند. مشکلات موجود در این برآوردها، نبود داده‌های کافی موجود برای استان‌های گوناگون لرزه‌زمین‌ساختی ایران زمین است (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱).

(Albee & Smith ۱۹۶۶) عنوان کرده‌اند که گسلش زمین‌لرزه‌ای میان ۲۰ تا ۵۰ درصد درازای گسل را شامل می‌شود. بررسی زمین‌لرزه‌های آمریکای شمالی نشان داده است که میان ۲۰ تا ۷۵ درصد درازای گسل‌ها به هنگام زمین‌لرزه‌های بزرگ جنبش دوباره داشته‌اند. بدین ترتیب میانگین گسلش زمین‌لرزه‌ای کمتر از ۵۰ درصد درازای گسل خواهد بود (پورکرمانی، ۱۳۷۶).

(Selmons ۱۹۸۲)، برای گسل‌های راستالغز با درازای میان ۳۰۰ تا ۱۳۰۰ کیلومتر، مقداری در حد ۱۷ تا ۳۸ درصد درازای گسل را انتخاب نموده است (نقل از پورکرمانی، ۱۳۷۶). برای گسل‌های کوچکتر از ۲۰ کیلومتر تمام طول گسل فعال در نظر گرفته می‌شود. برای گسل‌های با درازای بین ۲۰ تا ۴۰ کیلومتر، طول قسمت فعال ۲۰ کیلومتر در نظر گرفته می‌شود. پژوهش‌های انجام شده نشان می‌دهد که بیشینه جابه‌جاشدگی، سه برابر میانگین جابه‌جاشدگی آنی پس از هر زمین‌لرزه است. این میانگین جابه‌جاشدگی خود برابر 10^{-4} برابر درازای گسل می‌باشد. دستورهای تجربی گوناگونی درباره پیوند میان گسلش زمین‌لرزه‌ای و درازای گسل وجود دارد.

در این رابطه مطالعات مختلفی صورت گرفته که در زیر به مواردی از آن‌ها اشاره می‌گردد:

(Selmons ۱۹۷۷) نیز جهت محاسبه توان لرزه‌زایی گسل‌ها رابطه تجربی زیر را ارائه نموده است

(نقل از پورکرمانی، ۱۳۷۶) :

$$M = 1/11 \log L_R + 5/15 \quad (\text{رابطه ۴-۷})$$

که در آن L_R درازای گسل به کیلومتر است.

(Selmons ۱۹۸۲)، با توجه به سازوکار گسلش برای سه دسته بنیادی گسل‌ها، روابط تجربی زیر

را معرفی کرد (نقل از پورکرمانی، ۱۳۷۶) :

$$M_S = 1/40.4 + 1/169 \log L \quad (\text{رابطه ۴-۸}) \text{ - برای گسل‌های راستالغز}$$

$$M_S = 2/0.21 + 1/142 \log L \quad (\text{رابطه ۴-۹}) \text{ - برای گسل‌های فشاری}$$

$$M_S = 0/80.9 + 1/341 \log L_R \quad (\text{رابطه ۴-۱۰}) \text{ - برای گسل‌های کششی}$$

بایستی توجه داشت که در فرمول‌های فوق L_R بر حسب متر می‌باشد.

رابطه (*Ambraseys & Melville ۱۹۸۲*) که بر پایه زمین‌لرزه‌های خاورمیانه آماده شده به صورت

زیر است:

$$M_S = 1/429 \log L_R + 4/629 \quad \text{رابطه (۱۱-۴):}$$

که در آن L_R درازای گسل فعال به کیلومتر در پوسته‌ای به ضخامت ۱۲ کیلومتر و M_S بزرگی موج سطحی برای زمین‌لرزه‌های با بزرگی برابر یا بزرگ‌تر از ۶ درجه ریشتر است.

فرمول نوروزی (۱۹۸۵) که بر پایه ده زمین لرزه بزرگ ایران و بیشینه درازای گسل زمین‌لرزه‌ای

۸۵ کیلومتر و بزرگی $M_S \geq 6$ پایه گذاری شده، به صورت زیر است:

$$M_S = 1/244 \log L_R + 1/259 \quad \text{رابطه (۱۲-۴):}$$

که در آن L_R درازای گسل به متر است.

فرمول (*Well & Coppersmith ۱۹۹۴*)، بر اساس اطلاعات مربوط به ۲۴۴ زمین‌لرزه در سراسر

جهان، از جمله ۱۲ زمین‌لرزه ایران به صورت زیر است (پورکرمانی، ۱۳۷۶):

$$M_S = 1/22 \log L_R + 5 \quad \text{رابطه (۱۳-۴)}$$

در برابر بزرگی‌های بدست آمده از دستورهای تجربی موجود دیده می‌شود که بزرگی بدست آمده

از دستور (*Selmons ۱۹۸۲*) شمار بالاتری را نشان می‌دهد. در حالی که بزرگی‌های بدست آمده از

رابطه نوروزی (۱۹۸۵) و (*Ambraseys & Melville ۱۹۸۲*) به هم نزدیک‌ترند. از میان دو رابطه اخیر،

رابطه نوروزی (۱۹۸۵) شمار بالاتر از رابطه (*Ambraseys & Melville ۱۹۸۲*) را به دست می‌دهد

(بربریان و همکاران، ۱۳۷۱).

در راستای انجام این تحقیق جهت اندازه‌گیری طول گسل‌های منطقه و در نهایت سنجش توان

لرزه‌زایی آن‌ها از نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای منطقه، استفاده گردیده است. با اندازه‌گیری

طول گسل و فاصله آن‌ها تا ساختگاه‌های مدنظر (شهرستان آوج) به کمک فرمول‌های یاد شده، توان

لرزه‌زایی گسل آشکار می‌شود. در این تحقیق از ۳ فرمول تجربی نوروزی (۱۹۸۵) و (*Ambraseys &*

Melville ۱۹۸۲) و (*Well & Coppersmith ۱۹۹۴*) جهت برآورد توان لرزه‌زایی گسل‌های اصلی منطقه

با طول گسلش زمین لرزه ای بالا تر از ۱۵ کیلومتر ۳۷٪ و ۵۰٪ طول گسل و با طول گسل کمتر از ۱۵ کیلومتر کل طول گسل استفاده گردیده و در نهایت، نتایج میانگین گیری شده است. نتایج حاصله در جدول (۷-۴) و (۸-۴) آمده است.

جدول (۷-۴) برآورد توان لرزه زائی گسل ها با طول کمتر از ۱۵ کیلومتر با استفاده از فرمول های تجربی مختلف در پهنه آوج. در این جدول؛ A&M؛ (آمبرزس و ملویل ۱۹۸۲)، W&C؛ (ولز و کوپرسمیت ۱۹۹۴) و N؛ (نوروزی ۱۹۸۵)، Av؛ میانگین روابط فوق.

نام گسل	طول گسل (km)	نزدیکترین فاصله (km)	W and C (۱۹۹۴)	A and M (۱۹۸۲)	N	Av Ms
F۲	۱۴/۳	۴۹	۶/۴	۶/۳	۶/۴	۶/۴
F۵	۱۴/۷	۵۸	۶/۵	۶/۳	۶/۴	۶/۴
F۱۸	۱۴/۷	۸	۶/۵	۶/۳	۶/۴	۶/۴
F۲۴	۱۱/۳	۸۳	۶/۳	۶/۱	۶/۳	۶/۳
F۲۵	۱۱/۶	۸۴	۶/۳	۶/۱	۶/۳	۶/۳
F۲۶	۱۰/۴	۸۲	۶/۳	۶/۱	۶/۳	۶/۲
F۲۸	۱۲	۹	۶/۴	۶/۲	۶/۳	۶/۳
F۲۹	۱۰/۴	۷۴	۶/۳	۶/۱	۶/۳	۶/۲
F۳۰	۹/۵	۴۰	۶/۳	۶/۰	۶/۲	۶/۲
F۳۲	۱۴/۵	۳۹	۶/۵	۶/۳	۶/۴	۶/۴
F۳۳	۱۴/۵	۴۵	۶/۵	۶/۳	۶/۴	۶/۴
F۱۶	۱۰	۸۷	۶/۳	۶/۱	۶/۲	۶/۲

جدول (۸-۴) : برآورد توان لرزه زائی گسل ها با طول بیشتر از ۱۵ کیلومتر با استفاده از فرمول های تجربی مختلف

در پهنه آوج. در این جدول؛ A&M؛ (آمبرزس و ملویل ۱۹۸۲)، W&C؛ (ولز و کوپرسمیت ۱۹۹۴) و N؛ (نوروزی ۱۹۸۵)، Av؛ میانگین روابط فوق.

نام گسل	طول گسل (km)	نزدیک ترین فاصله (km)	w and C (۱۹۹۴) ۳۷٪	w and C (۱۹۹۴) ۵۰٪	A and M (۱۹۹۲) ۳۷٪	A and M (۱۹۹۲) ۵۰٪	N. ۳۷٪	N. ۵۰٪	AV Ms
F۱	۳۹/۷	۹	۶/۵	۶/۶	۶/۳	۶/۵	۶/۴	۶/۶	۶/۵
Kushk-e-Nosrat Fault	۱۵۵/۹	۲۹	۷/۱	۷/۳	۷/۱	۷/۳	۷/۲	۷/۳	۷/۲
F۳	۳۰/۳	۳۵	۶/۳	۶/۵	۶/۱	۶/۳	۶/۳	۶/۵	۶/۳
F۴	۱۹/۸	۵۰	۶/۱	۶/۳	۵/۹	۶	۶/۱	۶/۲	۶/۱

ادامه جدول ۴-۸									
F۶	۱۰۳/۱	۴۲	۶/۹	۷/۱	۶/۹	۷/۱	۷	۷/۱	۷/۰
F۷	۳۳/۷	۴۶	۶/۴	۶/۵	۶/۲	۶/۴	۶/۳	۶/۵	۶/۴
F۸	۲۳/۲	۶۳	۶/۲	۶/۳	۶	۶/۱	۶/۱	۶/۳	۶/۲
Hasanabad Fault	۸۸/۲	۲۴	۶/۹	۷	۶/۸	۷	۶/۹	۷	۶/۹
F۹	۲۴/۴	۳۴	۶/۲	۶/۴	۶	۶/۲	۶/۲	۶/۳	۶/۲
F۱۰	۵۰/۲	۴۶	۶/۶	۶/۷	۶/۴	۶/۶	۶/۶	۶/۷	۶/۶
Kharrud Fault	۳۰/۱	۱۸	۶/۳	۶/۵	۶/۱	۶/۳	۶/۳	۶/۵	۶/۳
F۱۱	۲۰/۷	۴۳	۶/۱	۶/۳	۵/۹	۶/۱	۶/۱	۶/۲	۶/۱
F۱۲	۸۶/۸	۵۰	۶/۸	۷	۶/۸	۷	۶/۹	۷	۶/۹
F۱۳	۲۵/۸	۸۵	۶/۳	۶/۴	۶	۶/۲	۶/۲	۶/۴	۶/۲
F۱۴	۱۵/۲	۸۲	۶	۶/۱	۵/۷	۵/۹	۵/۹	۶/۱	۶
F۱۵	۲۰	۷۰	۶/۱	۶/۳	۵/۹	۶/۱	۶/۱	۶/۲	۶/۱
F۱۷	۱۷	۸۹	۶/۱	۶/۲	۵/۸	۶	۶	۶/۱	۶
F۱۹	۲۸	۹	۶/۳	۶/۴	۶/۱	۶/۳	۶/۳	۶/۴	۶/۳
F۲۰	۳۷/۲	۴۰	۶/۴	۶/۶	۶/۳	۶/۴	۶/۴	۶/۶	۶/۴
F۲۱	۱۹/۷	۷۰	۶/۱	۶/۸	۵/۹	۶	۶/۱	۶/۲	۶/۱
Talkhab Fault	۱۱۲/۴	۸۰	۷	۷/۱	۶/۹	۷/۱	۷	۷/۲	۷/۱
Tafresh Fault	۳۵/۱	۸۵	۶/۴	۶/۵	۶/۲	۶/۴	۶/۴	۶/۵	۶/۴
Azedin Fault	۲۳/۳	۸۵	۶/۲	۶/۴	۶	۶/۱	۶/۱	۶/۳	۶/۲
F۲۲	۱۸/۲	۶۵	۶/۱	۶/۲	۵/۸	۶	۶	۶/۲	۶/۱
F۲۳	۲۰/۹	۸۱	۶/۲	۶/۳	۵/۹	۶/۱	۶/۱	۶/۳	۶/۱
F۲۵	۱۷/۳	۷۵	۶/۱	۶/۲	۵/۸	۶	۶	۶/۲	۶
F۲۷	۱۶/۷	۸۲	۶	۶/۲	۵/۸	۵/۹	۶	۶/۱	۶
Avaj Fault	۱۶۶/۶	-	۷/۲	۷/۳	۷/۲	۷/۴	۷/۲	۷/۴	۷/۳
North Gazvin Fault	۸۴/۱	۹۸	۶/۸	۷	۶/۸	۶/۹	۶/۸	۷	۶/۹
F۳۱	۱۵/۵	۳۰	۶	۶/۲	۵/۷	۵/۹	۵/۹	۶/۱	۶
F۳۴	۲۰/۷	۶۶	۶/۱	۶/۳	۵/۹	۶/۱	۶/۱	۶/۲	۶/۱

نتایج جدول فوق نشان می‌دهند که گسل‌های مورد مطالعه توان لرزه‌زایی با بزرگی ۶ ریشتر و بالاتر در منطقه را دارند.

۴-۷-۲-۲- روش‌های برآورد بیشینه شتاب گرانش زمین

در طراحی سازه در برابر زمین‌لرزه، ارزیابی میزان حداکثر شتاب زلزله در طول عمر سازه از اهمیت بالایی برخوردار است. از آنجا که ساختمان‌ها معمولاً شتاب عمودی ناشی از زمین‌لرزه را به راحتی تحمل می‌کنند، لذا در انجام بررسی‌ها، شتاب افقی حرکت زمین دارای اهمیت است. از طرف دیگر جنبش‌های شدید زمین‌لرزه با دوری از گسل‌های فعال کاهش می‌یابد. میزان کاهش اثرهای ویرانگر زمین‌لرزه نسبت به مسافت، به طور تدریجی و کم بوده و رابطه‌های آزمایشی گوناگونی در سراسر کشورهای لرزه‌خیز جهان در این زمینه پیشنهاد شده است.

جهت برآورد بیشینه شتاب گرانش افقی زمین به روش تحلیلی از سه راه به شرح ذیل استفاده می‌شود:

- استفاده از شتاب‌نگاشت‌های موجود و تغییر مقیاس آنها متناسب با ویژگی‌های مکان ساختگاه.
- استفاده از روابط آزمایشی کاهش بیشینه شتاب گرانش افقی زمین در پیوند با بزرگی زمین‌لرزه.
- استفاده از روابط آزمایشی پیوند میان شدت تخریب نسبی زمین‌لرزه‌ای و شتاب گرانش زمین.

در این تحقیق از رابطه‌های آزمایشی کاهش بیشینه شتاب گرانش زمین در پیوند با بزرگی زمین‌لرزه استفاده شده است. برای این منظور دستورهای آزمایشی به شرح ذیل پیشنهاد می‌گردد که عبارتند از:

- (Donovan ۱۹۷۳) بر اساس بررسی ۶۷۰ شتاب‌نگاشت که ۱۰۰ مورد آن مربوط به زمین‌لرزه‌های ژاپن و ۲۱۰ مورد آن از شتاب‌نگاشت‌های کالیفرنیا بودند، رابطه زیر را بدست آورده است (به نقل از پور کرمانی، ۱۳۷۶):

$$Y = 1/1 \exp(0/5M) / (R+25)^{1/32} \quad \text{رابطه (۴-۱۴)}$$

که در آن M بزرگی زمین‌لرزه و R فاصله کانونی بر حسب کیلومتر است. دستور فوق برای بزرگی m_b به صورت زیر آمده است:

$$Y = 0/42 \exp(0/5M_b) / (R+25)^{1/32} \quad \text{رابطه (۴-۱۵)}$$

- روشندل و ناصر نعمت (۱۹۷۸) برای ایران رابطه زیر را بدست آورده است:

$$Y = 5/2 \exp(0/8M) / (R+40)^2 \quad \text{رابطه (۴-۱۶)}$$

با استفاده از فرمول‌های فوق، شتاب افقی وارد بر شهرستان آوج بر اساس بزرگای به دست آمده در میزان گسلش زمین لرزه ای ۵۰٪ طول اصلی گسل، محاسبه و نتایج آن در جدول ۴-۹ نشان داده شده است.

جدول ۴-۹: برآورد بیشینه شتاب افقی (PGA) وارد بر شهرستان آوج. در این جدول؛ D: دانوان (۱۹۷۳)، R & N: روشندل و ناصر نعمت (۱۹۷۸)، Av: میانگین روابط فوق.

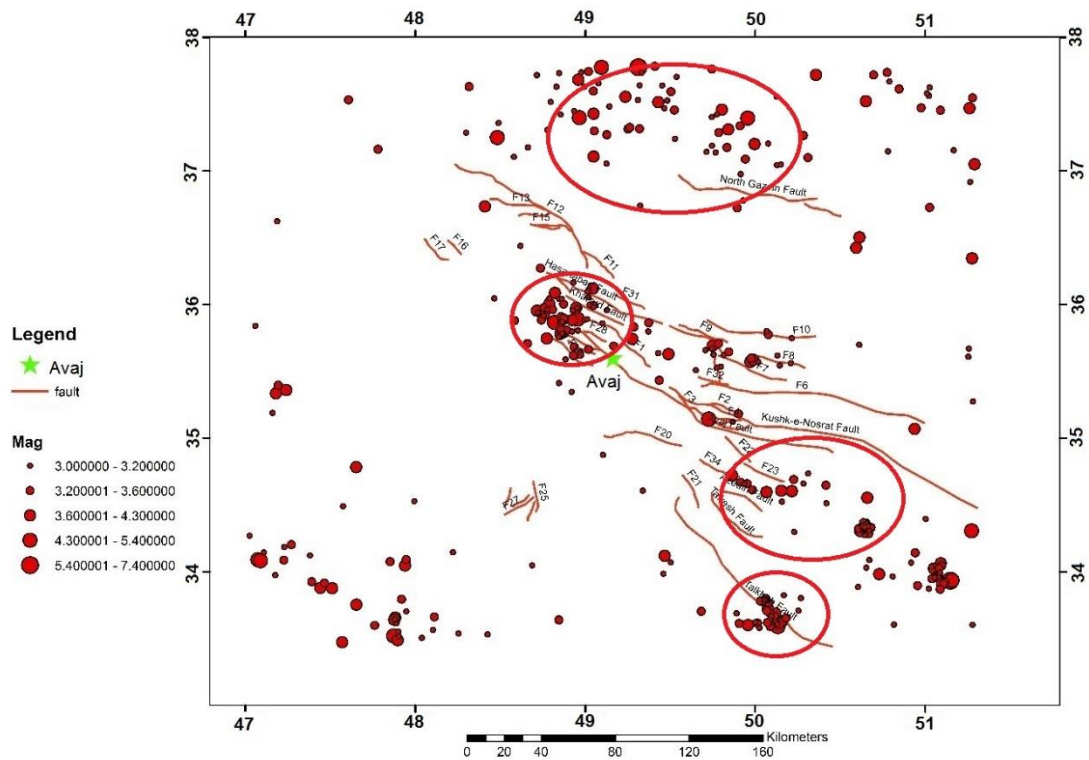
name	Ave Ms	نزدیک ترین (kmفاصله)	شتاب افقی		
			روشندل و ناصر نعمت (۱۹۷۸)	دانوان ۱۳۷۳	Ave a
F۲	۶/۴	۴۹	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۱
F۵	۶/۴	۵۸	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۸
F۱۸	۶/۴	۸	۰/۳۸	۰/۲۷	۰/۳۲
F۲۴	۶/۳	۸۳	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵
F۲۵	۶/۳	۸۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵
F۲۶	۶/۲	۸۲	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵
F۲۸	۶/۳	۹	۰/۳۳	۰/۲۴	۰/۲۸
F۲۹	۶/۲	۷۴	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶
F۳۰	۶/۲	۴۰	۰/۱۱	۰/۱	۰/۱
F۳۲	۶/۴	۳۹	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۲
F۳۳	۶/۴	۴۵	۰/۱۲	۰/۱	۰/۱۱
F۱۶	۶/۲	۸۷	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵
F۱	۶/۵	۹	۰/۳۹	۰/۲۷	۰/۳۳
Kushk-e-Nosrat Fault	۷/۲	۲۹	۰/۳۶	۰/۲۱	۰/۲۸
F۳	۶/۳	۳۵	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۱۳
F۴	۶/۱	۵۰	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸
F۶	۷	۴۲	۰/۲۱	۰/۱۴	۰/۱۸
F۷	۶/۴	۴۶	۰/۱۲	۰/۱	۰/۱۱
F۸	۶/۲	۶۳	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷
Hasanabad Fault	۶/۹	۲۴	۰/۳۲	۰/۲	۰/۲۶
F۹	۶/۲	۳۴	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۳
F۱۰	۶/۶	۴۶	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۲
Kharrud Fault	۶/۳	۱۸	۰/۲۴	۰/۱۸	۰/۲۱
F۱۱	۶/۱	۴۳	۰/۱	۰/۰۹	۰/۱

ادامه جدول ۹-۴					
F _{۱۲}	۶/۹	۵۰	۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۱۴
F _{۱۳}	۶/۲	۸۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵
F _{۱۴}	۶	۸۲	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴
F _{۱۵}	۶/۱	۷۰	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶
F _{۱۷}	۶	۸۹	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴
F _{۱۹}	۶/۳	۹	۰/۳۳	۰/۲۴	۰/۲۸
F _{۲۰}	۶/۴	۴۰	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۳
F _{۲۱}	۶/۱	۷۰	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶
Talkhab Fault	۷/۱	۸۰	۰/۱	۰/۰۸	۰/۰۹
Tafresh Fault	۶/۴	۸۵	۰/۰۵۶	۰/۰۵	۰/۰۶
Azedin Fault	۶/۲	۸۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵
F _{۲۲}	۶/۱	۶۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶
F _{۲۳}	۶/۱	۸۱	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵
F _{۲۵}	۶	۷۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵
F _{۲۷}	۶	۸۲	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴
Avaj Fault	۷/۳	۰/۲	۱/۰۸	۰/۵۹	۰/۸۳
North Gazvin Fault	۶/۹	۹۸	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۶
F _{۳۱}	۶	۳۰	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۲
F _{۳۴}	۶/۱	۶۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶

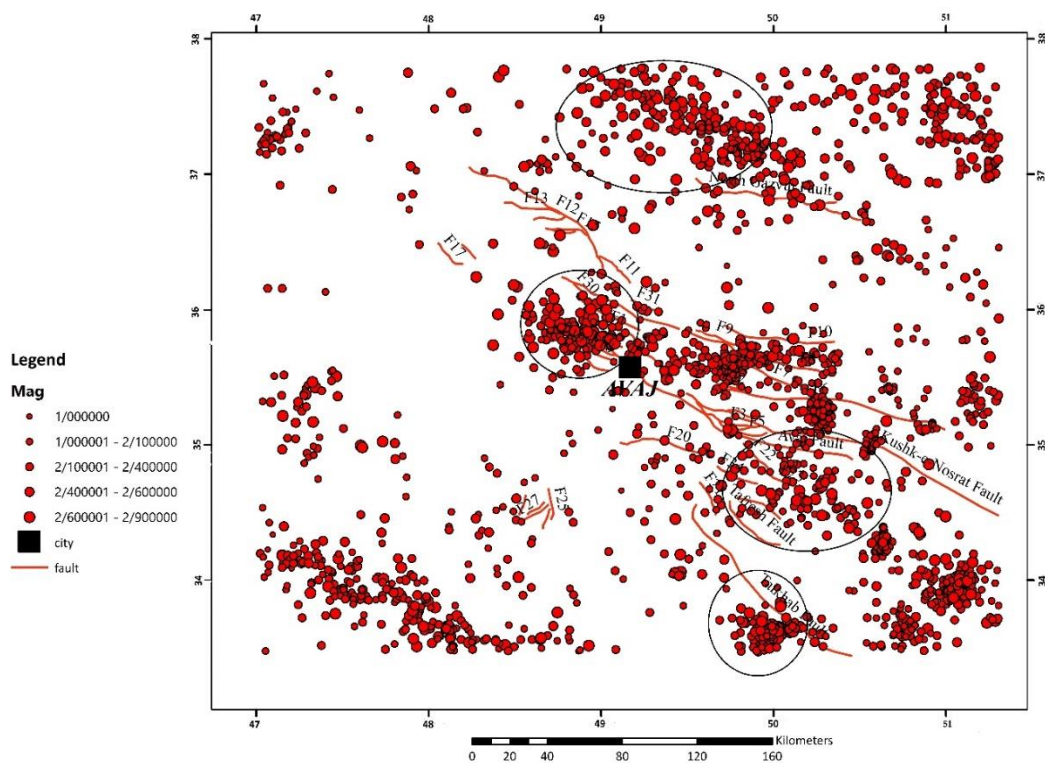
پراکندگی زمین‌لرزه‌ها در منطقه مطالعاتی (شکل ۴-۱۲) نشان می‌دهد که در قسمت شمال غرب شهرستان آوج میزان زمین‌لرزه‌ها بیشتر است. به ویژه در حواشی گسل F_{۱۹} و F_{۲۸} و گسل خررودکه تمرکز زمین‌لرزه‌های بزرگ بیشتر است.

تراکم بالای داده‌های دستگاهی ریزلرزه‌ای (زیر ۲ ریشتر) نیز (شکل ۴-۱۳) نشان از وجود یک منطقه با فعالیت بالای لرزه‌ای در محدوده گسل آوج دارد.

تراکم مراکز سطحی ریزلرزه‌ها در شمال آوج و نیز در بخش جنوب شرقی و در شمال گسل شمال قزوین را میتوان به فعال بودن گسل‌های نواحی مزکور نسبت داد. کمااینکه در پراکندگی ماکرولرزه‌ها در نقشه شکل ۴-۱۲ نیز این مطلب را تایید می‌کند.



شکل (۴-۱۲) نقشه گسل‌های منطقه به همراه زمین‌لرزه‌های آن در بازه زمانی ۱۹۰۳ تا ۲۰۱۶ با بزرگی بزرگتر از ۳ ریشتر



شکل (۴-۱۳) نقشه گسل‌های منطقه به همراه پراکندگی‌های ریز لرزه‌ها در بازه زمانی ۱۹۰۳ تا ۲۰۱۶

۴-۷-۳- رابطه میان بزرگی و شدت زمین لرزه

آمبرزس و ملویل (۱۹۸۲) برای زمین لرزه های ایران رابطه زیر را بعنوان رابطه ای بین شدت نسبی زمین لرزه در کانون (I_0) بر حسب مقیاس مرکالی و بزرگی زمین لرزه ارائه دادند:

$$I_0 - ۱.۳M_S + ۰.۰۹ \quad \text{رابطه (۴-۱۷)}$$

مهاجر اشجعی و نوروزی (۱۹۷۸) برای زمین لرزه های با عمق کانونی کمتر از ۶۰ کیلومتر رابطه زیر را ارائه دادند:

$$I_0 - ۱.۷M_S - ۲.۸ \quad \text{رابطه (۴-۱۸)}$$

جدول (۴-۱۰): بررسی رابطه میان بزرگی - شدت زلزله (AM: آمبرزس- ملویل ۱۹۸۲ و MN: مهاجر اشجعی و نوروزی ۱۹۷۸)

نام گسل	Ave Ms	AM	MN	AV I.
F۲	۶/۴	۸/۴	۸/۱	VIII
F۵	۶/۴	۸/۴	۸/۱	VIII
F۱۸	۶/۴	۸/۴	۸/۱	VIII
F۲۴	۶/۳	۸/۲	۷/۹	VIII
F۲۵	۶/۳	۸/۲	۷/۹	VIII
F۲۶	۶/۲	۸/۲	۷/۸	VIII
F۲۸	۶/۳	۸/۳	۷/۹	VIII
F۲۹	۶/۲	۸/۲	۷/۸	VIII
F۳۰	۶/۲	۸/۱	۷/۷	VIII
F۳۲	۶/۴	۸/۴	۸/۱	VIII
F۳۳	۶/۴	۸/۴	۸/۱	VIII
F۱۶	۶/۲	۸/۱	۷/۹	VIII
F۱	۶/۵	۸/۵	۸/۲	VIII
Kushk-e-Nosrat Fault	۷/۲	۹/۵	۹/۵	X
F۳	۶/۳	۸/۳	۸	VIII
F۴	۶/۱	۸	۷/۶	VIII
F۶	۷	۹/۲	۹/۱	VIII
F۷	۶/۴	۸/۴	۸/۱	VIII
F۸	۶/۲	۸/۱	۷/۷	VIII
Hasanabad Fault	۶/۹	۹/۱	۹	VIII
F۹	۶/۲	۸/۲	۷/۸	VIII

ادامہ جنول ۱۰-۴				
F۱۰	۶/۶	۸/۷	۸/۴	VIII
Kharrud Fault	۶/۳	۸/۳	۸	VIII
F۱۱	۶/۱	۸/۱	۷/۶	VIII
F۱۲	۶/۹	۹/۱	۸/۹	VIII
F۱۳	۶/۲	۸/۲	۷/۸	VIII
F۱۴	۶	۷/۸	۷/۳	VIII
F۱۵	۶/۱	۸	۷/۶	VIII
F۱۷	۶	۷/۹	۷/۴	VIII
F۱۹	۶/۳	۸/۳	۷/۹	VIII
F۲۰	۶/۴	۸/۵	۸/۲	VIII
F۲۱	۶/۱	۸	۷/۶	VIII
Talkhab Fault	۷/۱	۹/۳	۹/۲	VIII
Tafresh Fault	۶/۴	۸/۴	۸/۱	VIII
Azedin Fault	۶/۲	۸/۱	۷/۷	VIII
F۲۲	۶/۱	۸	۷/۵	VIII
F۲۳	۶/۱	۸/۱	۷/۶	VIII
F۲۵	۶	۷/۹	۷/۴	VIII
F۲۷	۶	۷/۹	۷/۴	VIII
Avaj Fault	۷/۳	۹/۵	۹/۶	X
North Gazvin Fault	۶/۹	۹/۱	۸/۹	VIII
F۳۱	۶	۷/۸	۷/۳	VIII
F۳۴	۶/۱	۸	۷/۶	VIII

فصل پنجم

نتیجہ گیری و پیشہادات

۵-۱- نتیجه گیری

- با توجه به بررسی های میدانی صورت گرفته راستای کلی گسلش در منطقه مورد مطالعه شمال باختری- جنوب خاوری می باشد که از روند های کلی زون سنندج - سیرجان و زون آبگرم تبعیت می کند.

- گسل حسن آباد با درازای حدود ۵۲ کیلومتر دارای امتداد شمال باختری- جنوب خاوری و شیب به سمت جنوب باختری می باشد. با توجه به بازدید های میدانی صورت گرفته دارای سازوکار معکوس با مولفه راستا لغز کوچک راست بر می باشد.

- گسل آوج با طول ۱۶۷ کیلومتر دارای راستای شمال باختری جنوب خاوری می باشد که به وضوح در تصاویر ماهواره ایی در شمال باختری و جنوب خاوری شهر آوج قابل ردیابی می باشد. این گسل باعث ایجاد تفاوت های بین زون سنندج - سیرجان و بخش میانی ایران مرکزی در زمان کوهزایی تریاس پسین شده است. با توجه به بررسی های صورت گرفته در صحرا میانگین هندسی گسل آوج ۵۱/۲۰۵ بدست آمده است.

- گسل شمال آبگرم برای اولین بار در این پایان نامه مورد بررسی و نام گذاری قرار گرفته است. این گسل دارای روند $N60^{\circ}E$ می باشد که در شمال شهر آبگرم مشاهده و بررسی شده است.

- با استفاده از داده های لرزه ای دستگاهی فرمول لرزه خیزی منطقه آوج با روش گوتنبرگ- ریشتر ($\log N = 2.27 - 0.9 Ms$) بدست آمده است که $a = 2.27$ و $b = 0.9$ پارامترهای لرزه خیزی منطقه بدست آمده اند.

- بیشترین شتاب افقی وارده بر شهر آوج ($PGA = 0.83g$) در اثر فعالیت گسل آوج با توان لرزه خیزی ۷/۳ ریشتر که در فاصله ۲۱۹ متری از شهر آوج قرار دارد می باشد.

- بسیاری از زمین لرزه های اصلی رخ داده در منطقه آوج در ارتباط مستقیم با گسل های فعال منطقه هستند. با بررسی نقشه ی رو مرکز خرد زمین لرزه ها (شکل ۵-۱) متوجه تمرکز زمین لرزه ها در اطراف گسله های منطقه خواهیم شد که این می تواند دلیلی بر رخداد زمین لرزه توسط گسل های منطقه باشد.

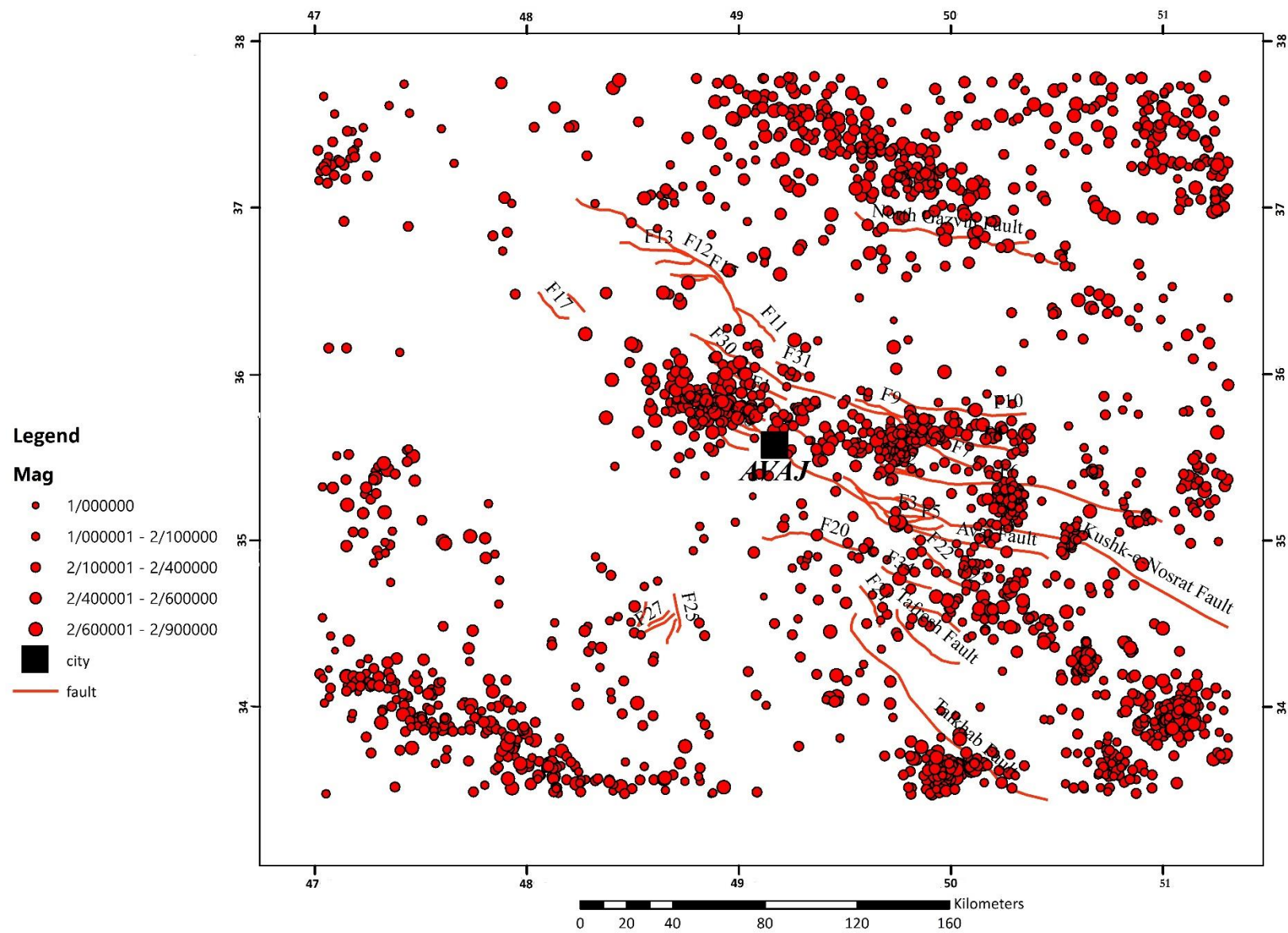
- با بررسی رومرکز زمین لرزه های با بزرگای $M_s \geq 3$ نیز میتوان به این نتیجه رسید که این زلزله ها نیز در اطراف گسل ها تمرکز دارند. همانطور که در (شکل ۵-۲) نیز دیده می شود دو تمرکز در اطراف گسل های آوج و کوشک نصرت و شمال قزوین مشاهده می شود که حاکی از فعال بودن این گسل ها است.

۵-۲- پیشنهادات

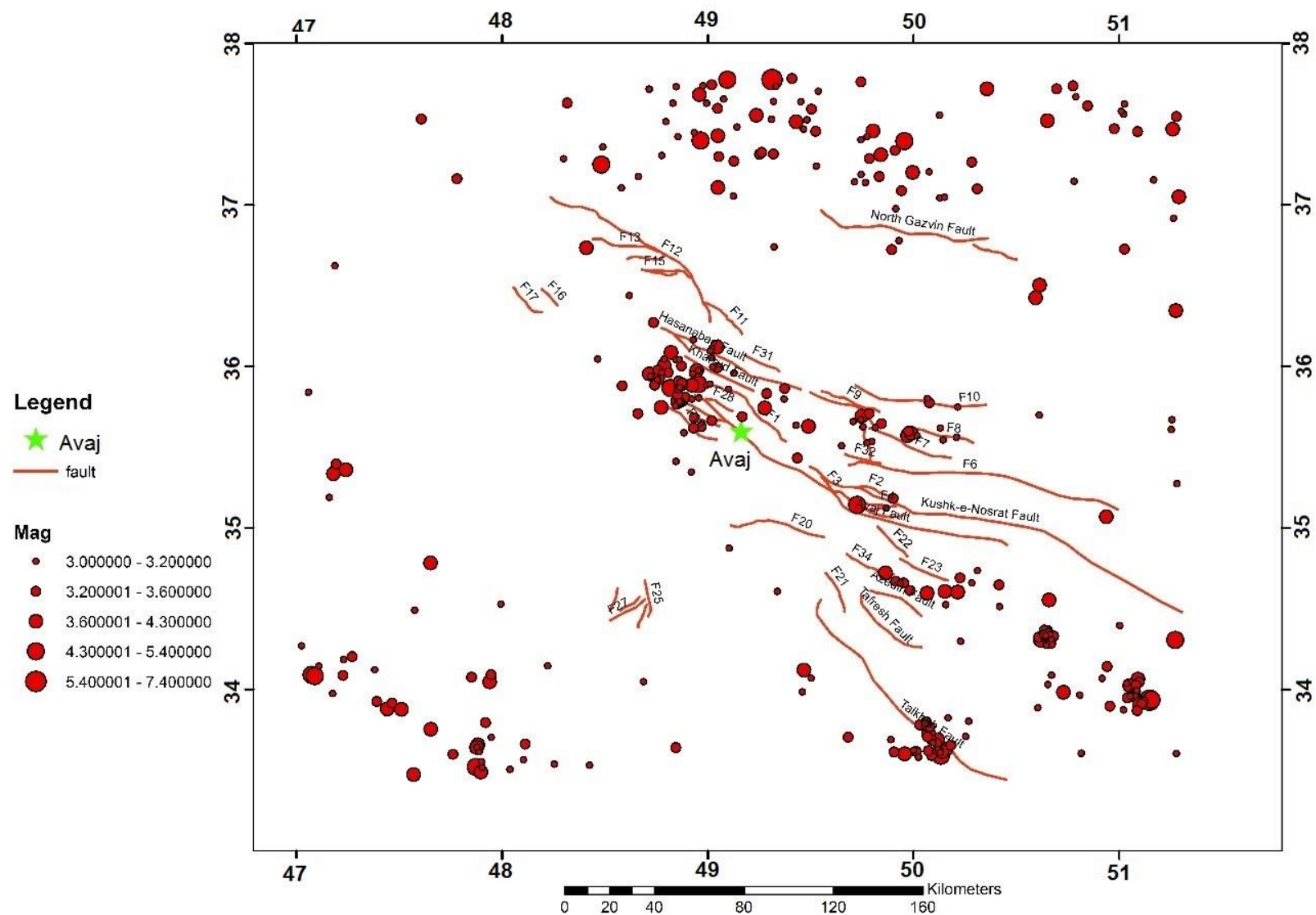
- با توجه عبور گسل آوج از شهر آوج، عدم ساخت و ساز در حریم گسل و تخلیه و انتقال سازه های که در حریم گسل قرار دارند و مقاوم سازی سازه ها به نحوی که بتواند شتاب معادل در اثر فعالیت گسل را بتواند تحمل کند، امری لازم و ضروری است.

- انجام پژوهش هایی که بتواند ارتباط بین مسائل لرزه زمین ساختی با وضعیت پی سنگ را مشخص کند.

- انجام مطالعات ریخت زمین ساختی، نئوتکتونیک و مغناطیس در منطقه



شکل ۵-۱- نقشه ی خرد لرزه های محدوده سالهای ۱۹۰۳ تا ۲۰۱۶ و بزرگی های کوچکتر از ۳ ریشتر منطقه مورد مطالعه



شکل ۵-۲- نقشه‌ی گسل‌های منطقه مطالعاتی به همراه رومرکز زمین لرزه‌ها با بزرگی $M_s \geq 3$ از سال ۱۹۰۳ تا ۲۰۱۶

پوست

Date	Time	Lat	Long	Depth	Mag	Comment
۱۹۵۸/۹/۲۱		۳۴,۶	۴۷,۵		۴,۵	
۱۹۶۲/۹/۱	۱۹:۲۰:۰۰	۳۵,۷۱	۴۹,۸۱	۰	۷,۲	AMB
۱۹۷۸/۸/۱۰		۳۴,۲	۴۷,۹۱		۴,۲	
۱۹۸۲/۷/۵		۳۴,۷۴	۵۰,۹۷		۴,۵	
۱۹۸۷/۶/۲		۳۴,۲۱	۴۸,۱۸		۴,۲	
۱۹۸۸/۳/۳۰		۳۴,۹۰۱	۵۰,۴۶۳		۳,۹	
۱۹۹۰/۶/۲۰		۳۶,۹۹	۴۹,۱۷		۵,۴	
۱۹۹۶/۹/۱۳	۰۰:۰۹:۵۴	۳۶,۹۶۶	۴۹,۰۷۲		۳	
۱۹۹۶/۹/۱۶	۲:۵۴:۲۸	۳۶,۸۹۶	۴۹,۰۸۷		۳,۲	
۱۹۹۶/۹/۱۶	۲۱:۴۶:۵۸	۳۶,۸۹۶	۴۸,۹۵۲		۳	
۱۹۹۶/۱۱/۲۶	۱۳:۲۳:۴۵	۳۶,۷۲	۴۸,۶۷		۳	
۱۹۹۶/۱۲/۵	۲۱:۴۰:۳۲	۳۶,۸۷۵	۴۹,۱۳۱		۳,۴	
۱۹۹۷/۵/۲۵	۴:۱۰:۱۲	۳۶,۶۶۳	۴۹,۱۹۷		۳,۴	
۱۹۹۷/۸/۱۴	۱۱:۴۴:۱۲	۳۶,۹۷	۴۹,۱۰۸		۳,۳	
۱۹۹۷/۸/۱۸	۱۱:۰۹:۱۹	۳۶,۹۵۲	۴۸,۸۵۷		۳,۲	
۱۹۹۸/۶/۱۶	۲۳:۱۶:۳۸	۳۶,۶۸۱	۴۹,۱۳۶		۳,۶	
۱۹۹۸/۷/۸	۴:۱۰:۰۲	۳۶,۲۴۳	۴۷,۵۹۴		۳,۲	
۱۹۹۸/۸/۲۱	۵:۱۳:۱۲	۳۴,۲۳	۴۸,۱۶		۵	
۱۹۹۸/۱۰/۹	۲۰:۱۳:۱۳	۳۶,۳۱۵	۴۸,۶۰۴		۳,۹	
۱۹۹۸/۱۰/۱۳	۲۰:۱۴:۲۵	۳۶,۹۳	۴۹,۰۵۸		۳,۷	
۱۹۹۸/۱۲/۳	۱۳:۱۳:۳۴	۳۶,۰۶۳	۵۰,۹۷۲		۴,۳	
۱۹۹۸/۱۲/۳۰	۱۱:۲۳:۰۹	۳۶,۵۵۷	۴۹,۱۳۲		۳,۸	
۱۹۹۹/۷/۲	۱۶:۳۹:۳۲	۳۶,۷۶۵	۴۹,۱۳۲		۳,۸	
۱۹۹۹/۷/۲	۱۸:۰۲:۴۹	۳۶,۷۷۸	۴۹,۰۳۸		۳,۱	
۱۹۹۹/۱۰/۱۸	۴:۳۰:۲۸	۳۶,۹۶۲	۴۸,۹۶۵		۳	
۱۹۹۹/۱۱/۲۰	۲:۲۱:۴۳	۳۶,۸۲۲	۴۸,۹۲۴		۳,۱	
۱۹۹۹/۱۲/۱۵	۴:۰۴:۱۴	۳۶,۶۷۳	۴۸,۵۱۳		۳,۱	
۲۰۰۰/۱۰/۱۷	۲۲:۱۳:۳۶	۳۶,۸۹۷	۴۸,۵۲۷		۳,۳	
۲۰۰۱/۱۱/۲۳	۱۹:۳۰:۵۰	۳۴,۲۹	۴۹,۸۴		۳,۵	
۲۰۰۲/۶/۲۲	۲:۵۸:۲۳	۳۵,۵۹۷	۴۹,۰۲	۱۱	۶,۵	EHB
۲۰۰۲/۷/۱	۹:۴۰:۱۷	۳۶,۱۲۳	۴۸,۷۷۷		۳,۲	
۲۰۰۲/۹/۲	۲:۴۶:۰۰	۳۶,۸۳۳	۴۷,۹۴۱		۳,۵	
۲۰۰۳/۲/۲۴	۱۴:۳۲:۲۰	۳۶,۵۹۲	۴۸,۰۸۴		۳,۵	

ادامه صفحه قبل						
۲۰۰۶/۱/۱۵	۱۳:۰۱:۰۳	۳۵,۶۷۴	۴۸,۹۰۵	۱۰	۳,۹	Avaj, Qazvin
۲۰۰۶/۱/۱۵	۲:۵۵:۳۳	۳۵,۶۸۱	۴۸,۹۶۲	۱۰	۳,۱	Avaj, Qazvin
۲۰۰۶/۱/۱۴	۲۱:۰۶:۴۵	۳۶,۵۱۵	۵۰,۰۲۴	۹,۱	۳	Razmian, Qazvin
۲۰۰۶/۱/۲۰	۱۵:۳۳:۲۸	۳۵,۷۸	۴۸,۹۷۴	۱۰	۳,۵	Abgarm, Qazvin
۲۰۰۶/۲/۲۲	۲۳:۱۹:۲۵	۳۶,۱۱۴	۵۰,۴۰۹	۱۵	۴,۱	Abiyek, Ghazvin
۲۰۰۶/۲/۲۷	۱۳:۳۱:۲۲	۳۴,۹۶۲	۵۰,۲۶۲	۵	۳,۵	Saveh, Markazi
۲۰۰۶/۳/۷	۶:۳۲:۴۵	۳۵,۸۶۸	۴۸,۹۱۷	۱۰	۳	Abgarm, Ghazvin
۲۰۰۶/۳/۸	۱:۴۱:۳۷	۳۴,۳۰۸	۴۸,۹۶۳	۷,۴	۳,۶	Malayer, Hamedan
۲۰۰۶/۳/۱۹	۱۴:۳۶:۵۵	۳۵,۸۷۳	۴۹,۱۰۷	۴	۳,۱	Abgarm, Ghazvin
۲۰۰۶/۴/۳۰	۰:۰۶:۲۱	۳۶,۸۹۳	۵۰,۷۶۶	۶,۵	۳,۲	Katalom va sadat shahr, Mazandaran
۲۰۰۶/۵/۹	۲:۱۵:۵۸	۳۵,۷۴۷	۴۹,۱۷۶	۱۶,۸	۳	Abgarm, Qazvin
۲۰۰۶/۵/۲۸	۰:۳۳:۴۷	۳۴,۲۹۱	۴۹,۹۳	۱۰,۸	۳,۳	Davood abad, Markazi
۲۰۰۶/۵/۲۸	۲:۱۲:۱۴	۳۵,۳۶۸	۵۰,۹۷۷	۷,۷	۳,۲	Robat karim, Tehran
۲۰۰۶/۶/۲۶	۱۲:۵۱:۵۷	۳۶,۷۰۶	۴۹,۸۴۵	۸	۳,۴	Jirandeh, Gilan
۲۰۰۶/۶/۲۸	۱۴:۱۱:۱۱	۳۵,۸۹۵	۴۸,۹۴۴	۹,۳	۴	Abgarm, Qazvin
۲۰۰۶/۸/۲۰	۷:۳۰:۲۵	۳۵,۶۱۷	۴۹,۶۷۶	۱۰	۳	Danesfahan, Ghazvin
۲۰۰۶/۸/۲۳	۱۸:۲۵:۲۸	۳۶,۵۲	۵۰,۹۸۴	۰,۹	۳,۷	Kelardasht, Mazandaran
۲۰۰۶/۸/۲۸	۵:۵۱:۱۸	۳۶,۹۸۲	۴۹,۷۰۷	۸,۸	۳,۳	Totekabon, Gilan
۲۰۰۶/۸/۲۹	۲۰:۲۷:۲۳	۳۵,۹۴۶	۴۹,۰۳۴	۲,۳	۳	Abhar, Zanjan
۲۰۰۶/۸/۳۰	۲۳:۴۰:۱۱	۳۶,۳۰۸	۴۹,۸۳	۱۰	۳,۳	Mahmood abad nemooneh, Ghazvin
۲۰۰۶/۹/۱۶	۲۲:۵۵:۰۶	۳۶,۶۸۶	۴۸,۹۰۷	۳۴	۳,۱	Soltanieh, Zanjan
۲۰۰۶/۱۰/۴	۱۷:۵۷:۱۰	۳۵,۶۷۶	۵۰,۰۹۶	۲,۱	۳,۲	Booein zahra, Ghazvin
۲۰۰۶/۱۰/۲۵	۱:۰۲:۲۰	۳۵,۸۶۶	۴۸,۹۶۴	۶,۳	۳,۲	Abgarm, Ghazvin
۲۰۰۶/۱۰/۳۱	۱۰:۳۳:۲۲	۳۶,۶۹۱	۴۹,۳	۶,۸	۳,۳	Manjil, Gilan
۲۰۰۶/۱۱/۶	۱۵:۱۳:۱۸	۳۴,۵۸۶	۵۰,۶۷۶	۱۲	۳,۲	Qom, Qom
۲۰۰۶/۱۱/۷	۱۹:۰۷:۱۵	۳۶,۶۹۲	۴۹,۳۵۵	۲,۴	۳,۶	Manjil, Gilan
۲۰۰۶/۱۱/۱۲	۹:۵۱:۴۲	۳۵,۲۷۱	۴۹,۸۰۸	۴,۸	۳	Razeghan, Markazi
۲۰۰۶/۱۱/۱۵	۱۹:۳۵:۵۲	۳۵,۳۰۹	۴۹,۸۳۶	۶,۶	۳,۴	Razeghan, Markazi
۲۰۰۶/۱۲/۸	۸:۱۱:۴۶	۳۵,۷۲۴	۴۸,۹۷۱	۱۵,۱	۳,۴	Avaj, Ghazvin
۲۰۰۶/۱۲/۲۷	۳:۴۲:۲۰	۳۶,۹۲۲	۵۰,۵۷	۲۴,۵	۳,۲	Chaboksar, Gilan
۲۰۰۷/۱/۱۷	۲۱:۲۰:۰۱	۳۶,۵۱۸	۵۰,۰۴۳	۱۲,۸	۳	Razmian, Ghazvin
۲۰۰۷/۲/۹	۶:۰۱:۰۴	۳۶,۶۰۱	۴۸,۸۱۳	۱۲,۷	۳	Soltanieh, Zanjan
۲۰۰۷/۳/۱۴	۶:۲۰:۱۰	۳۵,۶۲۵	۵۰,۹۵۷	۱۴,۹	۳,۱	Malard, Tehran
۲۰۰۷/۳/۲۰	۹:۲۲:۵۳	۳۶,۵۷۷	۴۹,۷۲۵	۲,۵	۳,۱	Jirandeh, Gilan
۲۰۰۷/۳/۲۶	۱۴:۲۸:۰۳	۳۶,۶۵۹	۵۰,۱۵۲	۴	۳,۳	Razmian, Ghazvin
۲۰۰۷/۳/۲۸	۱۵:۰۵:۵۵	۳۵,۷۵	۴۹,۴	۴	۳,۶	Abgarm, Ghazvin
۲۰۰۷/۴/۲	۱۵:۵۳:۲۱	۳۵,۱۰۹	۴۹,۱۷۸	۷,۷	۳	Famnin, Hamedan
۲۰۰۷/۴/۶	۱۱:۳۷:۴۰	۳۵,۴۱۵	۴۹,۰۲۶	۴,۷	۳,۱	Razan, Hamedan
۲۰۰۷/۴/۱۵	۴:۲۴:۲۶	۳۵,۵۹۷	۴۹,۰۶۵	۲,۷	۳,۳	Avaj, Ghazvin

ادامه صفحه قبل						
۲۰۰۷/۴/۱۷	۲:۳۶:۴۳	۳۵,۷۰۸	۴۹,۳۹۹	۱,۲	۳	Abgarm, Ghazvin
۲۰۰۷/۴/۱۸	۲۳:۴۳:۱۷	۳۵,۸۱۱	۴۹,۱۹۷	۲	۳	Abgarm, Ghazvin
۲۰۰۷/۵/۹	۱۱:۲۷:۳۰	۳۵,۵۷۲	۴۸,۹۹۶	۳,۳	۳,۱	Avaj, Ghazvin
۲۰۰۷/۵/۱۱	۱۴:۵۰:۱۰	۳۶,۸۴۷	۴۹,۲۸۷	۴,۷	۴,۳	Roos bar, Gilan
۲۰۰۷/۵/۲۲	۱۱:۵۳:۱۱	۳۵,۶۷۲	۴۹,۳۲	۳	۴,۱	Abgarm, Ghazvin
۲۰۰۷/۶/۱۸	۱۴:۲۹:۵۱	۳۴,۴۹۸	۵۰,۸۶۶	۱۴	۵,۹	Qanavat, Ghom
۲۰۰۷/۶/۱۸	۱۴:۵۱:۵۲	۳۴,۴۹۳	۵۰,۸۴۱	۱,۱	۳,۶	Kahak, Ghom
۲۰۰۷/۶/۱۸	۲۰:۲۱:۴۴	۳۴,۵۱۲	۵۰,۷۹۲	۱,۵	۳,۳	Qanavat, Ghom
۲۰۰۷/۶/۱۸	۱۵:۰۶:۲۳	۳۴,۵۱۹	۵۰,۸۰۶	۱۱,۷	۳,۱	Qanavat, Ghom
۲۰۰۷/۶/۱۸	۲۰:۲۵:۴۹	۳۴,۵۱۸	۵۰,۸۱	۵	۳	Qanavat, Ghom
۲۰۰۷/۶/۱۹	۱۵:۰۳:۳۵	۳۴,۵	۵۰,۸۷۵	۴	۴,۴	Qanavat, Ghom
۲۰۰۷/۶/۱۹	۱۴:۱۹:۲۹	۳۴,۵۶۷	۵۰,۷۷۵	۱۳,۱	۳,۲	Qom, Ghom
۲۰۰۷/۶/۲۰	۱:۳۸:۱۵	۳۴,۵۸۳	۵۰,۸۲	۵,۲	۳,۹	Qom, Ghom
۲۰۰۷/۶/۲۰	۸:۲۵:۰۴	۳۴,۵۳۷	۵۰,۸۱۵	۲,۴	۳	Qanavat, Ghom
۲۰۰۷/۶/۲۱	۱۰:۲۲:۴۴	۳۴,۵۲۳	۵۰,۸۰۱	۲	۳,۶	Qanavat, Ghom
۲۰۰۷/۶/۲۱	۷:۳۱:۴۵	۳۴,۵۳	۵۰,۸۰۸	۴,۳	۳,۳	Qanavat, Ghom
۲۰۰۷/۶/۲۲	۱۷:۳۱:۵۵	۳۴,۵۷۱	۵۰,۸۲۵	۶,۸	۳,۶	Qom, Ghom
۲۰۰۷/۶/۳۰	۴:۴۹:۲۶	۳۴,۵۵۷	۵۰,۷۸۶	۹,۲	۳,۸	Qom, Ghom
۲۰۰۷/۷/۱	۱۶:۴۰:۴۳	۳۶,۷۶۱	۴۸,۹۷۲	۱۵,۸	۳	Manjil, Gilan
۲۰۰۷/۸/۲۸	۰:۵۲:۱۳	۳۶,۶۹۹	۴۹,۳۰۸	۲۱	۳,۳	Manjil, Gilan
۲۰۰۷/۸/۲۹	۱۱:۲۵:۰۷	۳۴,۵۳	۵۰,۵۲۱	۲,۸	۳,۸	Dastjerd, Ghom
۲۰۰۷/۹/۹	۱۸:۵۸:۴۵	۳۴,۸۸۴	۴۸,۲۶۱	۴,۳	۳,۲	Saleh abad, Hamedan
۲۰۰۷/۹/۹	۶:۳۸:۵۶	۳۴,۵۲۵	۴۷,۵۸۵	۵,۲	۳,۱	Sahneh, Kermanshah
۲۰۰۷/۹/۱۶	۱۷:۵۰:۰۴	۳۴,۴۵۹	۵۰,۷۶۲	۴,۲	۳,۲	Kahak, Ghom
۲۰۰۷/۱۰/۱۰	۱۰:۱۹:۳۶	۳۵,۵۹۱	۴۹,۰۳۴	۱۰	۳,۳	Avaj, Ghazvin
۲۰۰۷/۱۰/۱۵	۳:۵۴:۲۴	۳۵,۸	۴۸,۸۶۲	۱۶,۳	۳	Zarin rood, Zanjan
۲۰۰۷/۱۱/۹	۸:۲۰:۵۶	۳۵,۷۶۳	۴۹,۰۸۷	۴	۳,۲	Abgarm, Ghazvin
۲۰۰۷/۱۱/۱۱	۶:۲۸:۴۷	۳۵,۶۰۹	۴۹,۷۸۹	۴,۸	۳,۳	Danesfahan, Ghazvin
۲۰۰۷/۱۲/۱۶	۲:۳۰:۴۵	۳۴,۵۰۸	۵۰,۷۷۷	۶,۸	۳,۳	Kahak, Ghom
۲۰۰۷/۱۲/۱۹	۱۵:۲۶:۵۸	۳۵,۷۶۷	۴۸,۹۸۴	۱۰	۴	Abgarm, Qazvin
۲۰۰۸/۱/۴	۷:۴۴:۲۷	۳۵,۷۸۵	۴۸,۸۹	۲,۴	۳	Abgarm, Ghazvin
۲۰۰۸/۱/۱۵	۱۳:۰۰:۳۸	۳۴,۵۱۴	۵۰,۷۹	۳,۷	۳	Qanavat, Ghom
۲۰۰۸/۱/۲۱	۲۰:۱۸:۰۱	۳۶,۵۵۲	۵۰,۱۷۴	۳,۱	۳,۳	Razmian, Ghazvin
۲۰۰۸/۱/۲۴	۲۲:۵۳:۴۷	۳۴,۵۲۸	۵۰,۸۱۴	۳,۵	۳,۲	Qanavat, Ghom
۲۰۰۸/۲/۱۴	۱۱:۴۰:۵۰	۳۴,۲۸۴	۵۰,۹۷۴	۷,۷	۳	Kahak, Ghom
۲۰۰۸/۳/۶	۳:۰۴:۰۶	۳۶,۷۹۲	۴۹,۴۷۶	۱,۶	۳	Roos bar, Gilan
۲۰۰۸/۳/۱۲	۱۱:۳۹:۲۱	۳۴,۲۵۹	۴۸,۳۵۱	۵,۲	۳,۱	Nahavand, Hamedan
۲۰۰۸/۳/۲۵	۹:۳۶:۳۵	۳۵,۲۳۵	۵۰,۶۹۳	۵,۶	۳,۷	Parandak, Markazi
۲۰۰۸/۳/۲۷	۶:۴۸:۵۹	۳۵,۸۰۹	۴۸,۸۵۷	۱۳,۳	۴	Zarin rood, Zanjan

ادامه صفحه قبل						
۲۰۰۸/۳/۲۷	۱:۱۹:۱۰	۳۵,۵۴۳	۵۰,۰۳۷	۵,۶	۳	Razeghan, Markazi
۲۰۰۸/۵/۲۷	۶:۱۸:۰۸	۳۶,۶۴۹	۴۸,۶۶۴	۲۲,۹	۵,۳	Zanjan, Zanjan
۲۰۰۸/۵/۲۷	۲۳:۵۶:۵۲	۳۶,۵۵۶	۴۸,۷۴۵	۲,۲	۳	Soltanieh, Zanjan
۲۰۰۸/۷/۲۱	۳:۲۰:۲۹	۳۵,۸۲۴	۴۸,۸۹۱	۱۹,۵	۳,۵	Abgarm, Qazvin
۲۰۰۸/۸/۸	۱۷:۴۲:۰۹	۳۴,۵۵۸	۵۰,۸۱۲	۱۳,۹	۳,۳	Qom, Qom
۲۰۰۸/۹/۱۳	۱۹:۲۴:۱۴	۳۶,۷۸۵	۴۹,۷۵۶	۷,۲	۴,۲	Bareh sar, Gilan
۲۰۰۸/۹/۲۶	۱۱:۰۰:۰۸	۳۵,۷۶۷	۴۹,۰۵۴	۶,۳	۴,۴	Abgarm, Qazvin
۲۰۰۸/۹/۲۶	۱۲:۰۳:۱۶	۳۵,۶۲۱	۴۹,۱۰۸	۱۰	۳,۵	Avaj, Qazvin
۲۰۰۸/۹/۲۶	۱۱:۰۴:۰۳	۳۵,۴۵۷	۴۸,۹۶۴	۶	۳	Razan, Hamedan
۲۰۰۸/۱۰/۳	۱۱:۲۳:۳۹	۳۶,۶۴۳	۴۹,۵۲۸	۲,۵	۳,۲	Looshan, Gilan
۲۰۰۸/۱۰/۹	۲۱:۰۰:۴۴	۳۶,۸۴۸	۵۰,۰۲۳	۲۹,۹	۳	Deilaman, Gilan
۲۰۰۸/۱۰/۱۵	۲۳:۲۲:۱۳	۳۵,۸۲۲	۴۹,۰۵۴	۱۸	۳,۲	Abgarm, Qazvin
۲۰۰۸/۱۰/۱۹	۸:۲۴:۲۱	۳۴,۵۹	۴۸,۱۴۳	۳,۵	۳,۳	Farsafaj, Hamedan
۲۰۰۸/۱۰/۳۰	۱۶:۰۵:۵۰	۳۵,۷۶۱	۴۸,۷۴۸	۲۴,۳	۳,۶	Zarin rood, Zanjan
۲۰۰۸/۱۱/۱۳	۱۱:۱۹:۵۱	۳۵,۸۱۴	۴۸,۹۳۳	۶,۹	۳,۳	Abgarm, Qazvin
۲۰۰۸/۱۱/۲۸	۴:۴۶:۰۰	۳۴,۷۹۸	۵۰,۷۴۷	۴,۳	۳,۱	Jafariyeh, Qom
۲۰۰۹/۱/۱	۰:۴۵:۲۷	۳۵,۸۴۲	۴۸,۹۱۷	۴,۳	۳,۷	Abgarm, Qazvin
۲۰۰۹/۱/۱۴	۷:۵۱:۰۶	۳۶,۰۱۵	۴۸,۸۷۴	۹,۴	۳,۴	Ghidar, Zanjan
۲۰۰۹/۱/۲۳	۲۱:۲۳:۲۰	۳۶,۴۷۲	۴۹,۸۴۷	۲,۱	۳,۱	Koohin, Qazvin
۲۰۰۹/۲/۵	۲۳:۴۴:۵۰	۳۵,۸۱۵	۴۸,۹۰۷	۶,۶	۳	Abgarm, Qazvin
۲۰۰۹/۲/۱۴	۱۷:۳۱:۳۷	۳۵,۷۷۲	۴۸,۹۸۸	۲,۹	۳,۴	Abgarm, Qazvin
۲۰۰۹/۳/۳	۳:۴۷:۵۹	۳۴,۴۸۴	۵۰,۸۳۴	۳,۹	۳,۴	Kahak, Qom
۲۰۰۹/۴/۲۴	۱۴:۰۸:۴۸	۳۴,۵۹۸	۴۷,۶۲۷	۳,۷	۳,۵	Sahneh, Kermanshah
۲۰۰۹/۶/۵	۶:۳۰:۱۲	۳۶,۳۱۹	۴۹,۳۵۸	۲,۵	۳,۲	Khoramdeh, Zanjan
۲۰۰۹/۶/۵	۸:۲۷:۲۹	۳۵,۸۰۹	۴۹,۰۳۱	۱۰,۱	۳,۲	Abgarm, Qazvin
۲۰۰۹/۷/۱۱	۱۷:۴۸:۲۹	۳۴,۲۸۱	۴۸,۰۶۸	۶,۶	۳,۳	Firoozan, Hamedan
۲۰۰۹/۷/۲۲	۹:۲۱:۰۱	۳۴,۶۱۹	۴۹,۴۷۸	۵	۴,۲	Komijan, Markazi
۲۰۰۹/۷/۲۶	۸:۲۵:۵۸	۳۴,۵۸۷	۴۹,۵۰۷	۲,۵	۳,۱	Farmehin, Markazi
۲۰۰۹/۷/۲۹	۹:۲۷:۴۴	۳۶,۱۶۵	۵۰,۴۲۵	۵	۴	Abyek, Qazvin
۲۰۰۹/۸/۴	۰:۵۹:۱۸	۳۴,۹۳۵	۴۹,۳۷۱	۳,۵	۳,۲	Komijan, Markazi
۲۰۰۹/۸/۱۵	۱۸:۳۷:۲۸	۳۶,۹۱۳	۴۹,۱۵۶	۲۴,۱	۳,۱	Roos bar, Gilan
۲۰۰۹/۸/۲۵	۱۸:۱۲:۳۷	۳۴,۵۳۲	۴۹,۴۷۲	۳,۵	۳,۲	Farmehin, Markazi
۲۰۰۹/۱۱/۲	۹:۳۴:۵۵	۳۵,۷۵۴	۴۸,۹۸	۲,۷	۳,۱	Abgarm, Qazvin
۲۰۱۰/۱/۱	۲۱:۴۵:۴۲	۳۵,۶۴۹	۴۸,۸۱۱	۵,۵	۳,۵	Zarin rood, Zanjan
۲۰۱۰/۱/۱۰	۶:۵۲:۲۵	۳۵,۶۹۷	۴۸,۹۷۱	۳,۵	۴,۱	Avaj, Qazvin
۲۰۱۰/۱/۳۱	۱:۲۵:۲۳	۳۴,۶۳۴	۵۰,۶۹۶	۴,۹	۳,۵	Qom, Qom
۲۰۱۰/۲/۱۸	۱۵:۲۱:۱۳	۳۴,۸۷۴	۵۰,۲۶۴	۱۲,۶	۳,۱	Saveh, Markazi
۲۰۱۰/۳/۴	۱۶:۳۸:۴۹	۳۵,۷۰۵	۴۸,۹۸۶	۳	۳,۸	Avaj, Qazvin
۲۰۱۰/۳/۵	۵:۱۹:۳۵	۳۶,۹۴۴	۴۹,۵۳۶	۳,۵	۳	Totekabon, Gilan

ادامه صفحه قبل						
۲۰۱۰/۳/۱۹	۱۴:۱۷:۳۲	۳۵,۸۴۱	۴۸,۹۸۶	۳	۳,۶	Abgarm, Qazvin
۲۰۱۰/۳/۲۱	۱۰:۸:۰۲	۳۴,۵۱۹	۵۰,۵۸۶	۵	۳,۱	Kahak, Qom
۲۰۱۰/۳/۲۷	۵:۳۴:۵۰	۳۶,۵۸۲	۵۰,۵۶۳	۵	۳,۱	Razmian, Qazvin
۲۰۱۰/۳/۲۹	۱۰:۲۵:۴۵	۳۵,۵۹۸	۴۹,۴۹۶	۴	۳,۹	Avaj, Qazvin
۲۰۱۰/۳/۳۱	۱۰:۳۷:۲۵	۳۵,۶۰۳	۴۹,۴۴۷	۱	۳,۲	Avaj, Qazvin
۲۰۱۰/۴/۶	۱۶:۰۴:۳۷	۳۵,۸۳۶	۴۹,۱۱۲	۵	۳,۲	Abgarm, Qazvin
۲۰۱۰/۴/۱۳	۱۲:۴۰:۳۱	۳۴,۳۲۲	۴۸,۳۵۸	۳	۳,۴	Nahavand, Hamedan
۲۰۱۰/۴/۱۷	۶:۲۰:۰۷	۳۶,۷۸۳	۴۹,۵۲۵	۵	۳,۳	Roos bar, Gilan
۲۰۱۰/۴/۲۶	۱۹:۵۴:۴۲	۳۴,۲۸۵	۵۰,۵۹۲	۵	۳,۱	Kahak, Qom
۲۰۱۰/۴/۲۸	۲۰:۰۴:۱۹	۳۵,۹۱۷	۴۹,۱۳	۴,۷	۴,۱	Abgarm, Qazvin
۲۰۱۰/۴/۲۸	۱۷:۳۹:۱۷	۳۵,۸۲۳	۴۹,۰۴۸	۵	۳,۷	Abgarm, Qazvin
۲۰۱۰/۴/۲۸	۱۷:۴۴:۴۲	۳۵,۹۱۱	۴۹,۱۰۸	۲,۳	۳,۲	Abgarm, Qazvin
۲۰۱۰/۵/۷	۲۱:۳۷:۱۵	۳۴,۲۲۸	۴۸,۱۸۵	۲	۳,۱	Firoozan, Hamedan
۲۰۱۰/۵/۲۰	۹:۵۲:۳۲	۳۵,۷۹۱	۴۸,۸۹	۶	۳,۷	Abgarm, Qazvin
۲۰۱۰/۵/۲۰	۱۳:۰۳:۳۵	۳۵,۸۶۸	۴۸,۶۵	۱,۹	۳,۲	Zarin rood, Zanjan
۲۰۱۰/۵/۲۲	۱:۲۷:۱۶	۳۶,۹۶۶	۵۰,۵۵۹	۴	۳,۴	Chaboksar, Gilan
۲۰۱۰/۵/۲۲	۴:۴۰:۴۸	۳۵,۶۹۸	۴۸,۹۷۹	۱۵,۷	۳,۱	Avaj, Qazvin
۲۰۱۰/۶/۲۰	۱۵:۴۵:۴۴	۳۴,۲۵۱	۴۸,۱۸۳	۲,۸	۳	Firoozan, Hamedan
۲۰۱۰/۷/۶	۲۳:۵۷:۱۱	۳۶,۳۴۴	۴۹,۸۶	۶,۶	۳	Mahmood abad nemooneh, Qazvin
۲۰۱۰/۸/۲۰	۳:۱۱:۵۶	۳۶,۵۸۸	۵۰,۸۸۳	۶,۸	۳	Nashta rood, Mazandaran
۲۰۱۰/۹/۱	۳:۴۶:۰۶	۳۶,۷۸۲	۵۰,۸۱۸	۰,۸	۳,۳	Tonekabon, Mazandaran
۲۰۱۰/۹/۸	۵:۳۰:۳۲	۳۶,۸۲۱	۴۹,۴۴۷	۵	۴,۳	Rood bar, Gilan
۲۰۱۰/۱۰/۱۳	۵:۵۰:۳۱	۳۵,۵۶	۴۹,۹۳۳	۸,۳	۳	Razeghan, Markazi
۲۰۱۰/۱۰/۲۶	۱۳:۵۵:۱۵	۳۴,۵۷۲	۴۸,۲۱۶	۳	۳,۸	Farsafaj, Hamedan
۲۰۱۰/۱۰/۲۶	۱۳:۵۸:۵۵	۳۴,۶۰۱	۴۸,۲۲۱	۴,۵	۳,۶	Farsafaj, Hamedan
۲۰۱۰/۱۰/۲۷	۱۵:۲۶:۱۱	۳۴,۳۸۲	۴۷,۹۷۹	۲	۳,۸	Firoozan, Hamedan
۲۰۱۰/۱۱/۴	۱۷:۴۸:۰۵	۳۵,۵۷۸	۴۹,۸۹۸	۲,۹	۳,۴	Booein zahra, Qazvin
۲۰۱۰/۱۱/۱۶	۲:۳۳:۱۰	۳۵,۴۰۸	۴۷,۵۸۸	۱۹	۴,۲	Dehgolan, Kordestan
۲۰۱۰/۱۱/۱۶	۲:۱۷:۱۰	۳۵,۴۲۴	۴۷,۶۳۸	۱۹	۳,۹	Serish abad, Kordestan
۲۰۱۰/۱۱/۱۶	۳:۲۴:۵۷	۳۵,۴۴۷	۴۷,۵۹۹	۱۹	۳,۶	Dehgolan, Kordestan
۲۰۱۰/۱۱/۱۷	۰:۴۷:۴۵	۳۵,۳۱۳	۴۷,۵۷۲	۱۹	۳	Dehgolan, Kordestan
۲۰۱۰/۱۱/۲۳	۱۵:۲۲:۳۰	۳۶,۵۲۳	۴۹,۱۹۵	۶,۵	۳	Hidaj, Zanjan
۲۰۱۱/۱/۱۶	۱۲:۰۱:۴۵	۳۶,۷۹۳	۵۰,۷۲۵	۵,۸	۳,۵	Katalom va sadat shahr, Mazandaran
۲۰۱۱/۱/۱۶	۱۷:۲۷:۴۰	۳۴,۹۸۹	۵۰,۱۰۵	۴,۴	۳,۴	Saveh, Markazi
۲۰۱۱/۲/۸	۷:۴۱:۳۰	۳۵,۵۵۴	۵۰,۰۹۱	۵	۳,۱	Booein zahra, Qazvin
۲۰۱۱/۲/۲۵	۱۵:۰۴:۳۶	۳۴,۴۶۲	۴۷,۸۶۱	۵	۳,۸	Kangavar, Kermanshah
۲۰۱۱/۲/۲۷	۱۳:۱۸:۲۵	۳۴,۴۶۳	۴۷,۸۰۴	۳	۴	Sahneh, Kermanshah
۲۰۱۱/۲/۲۸	۱:۱۰:۴۹	۳۵,۶۳۲	۴۹,۰۳۷	۸,۱	۳,۳	Avaj, Qazvin
۲۰۱۱/۳/۱۲	۱۳:۰۶:۳۴	۳۵,۵۲	۴۹,۶۲۹	۵	۳	Danesfahan, Qazvin

ادامه صفحه قبل						
۲۰۱۱/۳/۱۵	۱۴:۱۲:۱۷	۳۶,۸۲۶	۵۰,۴۵۶	۱۲,۷	۳,۸	Chaboksar, Gilan
۲۰۱۱/۴/۱۱	۰۰:۸:۴۷	۳۴,۴۸۶	۵۰,۸۲۶	۴	۴	Kahak, Qom
۲۰۱۱/۵/۳۰	۷:۴۳:۲۷	۳۴,۹۲۸	۴۹,۹۷۳	۳	۴,۱	Ghargh abad, Markazi
۲۰۱۱/۵/۳۰	۸:۵۰:۲۷	۳۴,۹۶۹	۴۹,۸۷۹	۳	۳,۴	Ghargh abad, Markazi
۲۰۱۱/۵/۳۱	۱۵:۴۰:۲۹	۳۴,۶۲۱	۴۷,۷۵۴	۴,۸	۳,۱	Sahneh, Kermanshah
۲۰۱۱/۶/۸	۱:۴۹:۴۰	۳۶,۹۶۴	۴۹,۳۶۶	۲,۱	۳	Rostam abad, Gilan
۲۰۱۱/۶/۱۴	۱:۰۶:۵۸	۳۵,۵۶۱	۴۹,۸۹۴	۷	۴	Razeghan, Markazi
۲۰۱۱/۷/۸	۷:۲۱:۳۲	۳۶,۸۴۳	۵۰,۹۷۴	۷,۲	۳,۴	Tonekabon, Mazandaran
۲۰۱۱/۷/۲۲	۱۰:۴۷:۱۱	۳۵,۶۳۷	۴۹,۲۳	۱۱	۳,۳	Avaj, Qazvin
۲۰۱۱/۸/۵	۸:۱۲:۱۰	۳۴,۴۶۸	۵۰,۴۱۸	۱۵,۶	۳	Dastjerd, Qom
۲۰۱۱/۸/۲۵	۴:۳۹:۰۲	۳۶,۴۳۴	۵۰,۹۶۳	۸,۴	۳	Kelardasht, Mazandaran
۲۰۱۱/۹/۲۲	۱۸:۲۷:۱۷	۳۵,۸۳۴	۴۹,۱۳	۱۰,۹	۳,۵	Abgarm, Qazvin
۲۰۱۱/۱۰/۴	۱۹:۰۰:۱۰	۳۵,۰۱۹	۵۰,۱۷۵	۱۲,۷	۳,۱	Saveh, Markazi
۲۰۱۱/۱۱/۲۹	۷:۰۱:۰۰	۳۵,۷۳۵	۴۷,۴۸۸	۵,۲	۳,۲	Bijar, Kordestan
۲۰۱۱/۱۲/۱۸	۴:۵۰:۱۳	۳۴,۷۳۵	۵۰,۱۰۷	۵	۳	Tafresh, Markazi
۲۰۱۱/۱۲/۲۸	۱۱:۵۸:۳۶	۳۵,۵۷۱	۴۹,۹۰۹	۲,۱	۴	Booein zahra, Qazvin
۲۰۱۱/۱۲/۲۸	۱۱:۵۷:۳۱	۳۵,۵۹۱	۵۰,۰۲۶	۵	۳,۲	Booein zahra, Qazvin
۲۰۱۱/۱۲/۳۰	۰:۲۵:۱۶	۳۶,۸۳۱	۴۹,۳۴۸	۵	۳,۱	Rood bar, Gilan
۲۰۱۲/۱/۱۳	۱۲:۳۵:۳۶	۳۵,۷۶۳	۴۹,۰۲۸	۵	۴,۲	Abgarm, Qazvin
۲۰۱۲/۱/۱۴	۲۲:۳۶:۴۵	۳۴,۳۹۵	۴۹,۹۷	۵	۳,۳	Ashtian, Markazi
۲۰۱۲/۱/۱۴	۲۲:۳۲:۵۶	۳۴,۴۰۲	۴۹,۹۷۵	۵	۳,۲	Ashtian, Markazi
۲۰۱۲/۱/۱۵	۵:۵۹:۲۲	۳۴,۲۹۷	۴۹,۹۱۹	۱۰	۳	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۱/۱۶	۱۵:۲۴:۴۰	۳۴,۳۶۵	۴۹,۹۷۹	۵	۳,۸	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۱/۱۷	۲۳:۴۵:۵۰	۳۴,۳۲۵	۵۰,۰۱۲	۸	۳,۵	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۱/۱۷	۲۲:۳۲:۰۰	۳۴,۴۱۲	۴۹,۹۶۹	۹,۸	۳,۴	Ashtian, Markazi
۲۰۱۲/۱/۱۷	۲۳:۳۲:۵۵	۳۴,۳۳۹	۴۹,۹۹	۶,۹	۳,۳	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۱/۱۷	۲:۴۴:۵۰	۳۵,۸۶۶	۴۸,۹۷۷	۱۲,۶	۳,۱	Abgarm, Qazvin
۲۰۱۲/۱/۱۸	۵:۵۶:۰۴	۳۴,۲۸۳	۴۹,۸۸۳	۵	۳,۹	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۱/۱۸	۲۳:۴۴:۱۵	۳۴,۳۴	۴۹,۸۲۷	۱۰	۳,۱	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۱/۱۹	۴:۴۹:۰۴	۳۴,۳۲۸	۴۹,۹۹۶	۲	۳,۱	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۱/۱۹	۱۰:۵۹:۴۶	۳۴,۲۴۲	۴۸,۴۷۵	۵	۳,۱	Nahavand, Hamedan
۲۰۱۲/۱/۲۱	۱۲:۴۸:۵۱	۳۴,۳۱۸	۵۰,۰۶۸	۷	۳,۴	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۱/۲۱	۶:۲۷:۱۱	۳۶,۸۶۳	۵۰,۷۵۳	۵	۳	Katalom va sadat shahr, Mazandaran
۲۰۱۲/۱/۲۱	۱۲:۴۰:۱۴	۳۴,۴۱۴	۵۰,۱۴	۷	۳	Ashtian, Markazi
۲۰۱۲/۱/۲۲	۹:۴۶:۱۸	۳۴,۳۰۱	۵۰,۰۴۸	۶,۴	۴	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۱/۲۲	۹:۴۴:۵۰	۳۴,۲۹۲	۵۰,۰۳۲	۸	۳,۹	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۱/۲۳	۱۲:۰۵:۴۹	۳۴,۲۹۵	۵۰,۰۱۹	۶,۲	۳,۶	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۱/۲۳	۲:۳۳:۲۰	۳۴,۳۵۳	۵۰,۱۲۸	۴,۹	۳	Ashtian, Markazi
۲۰۱۲/۱/۲۴	۱۱:۳۹:۰۷	۳۴,۳۵	۴۹,۶۵۶	۲۱	۳,۴	Farmehin, Markazi

ادامه صفحه قبل						
۲۰۱۲/۱/۲۴	۱۸:۳۹:۰۰	۳۴,۳۵۱	۴۹,۹۷۴	۸	۳,۳	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۱/۲۵	۱۴:۱۶:۴۸	۳۴,۴۲۷	۵۰,۰۵۷	۱۲,۳	۳,۱	Ashtian, Markazi
۲۰۱۲/۱/۲۵	۱۹:۳۸:۲۵	۳۴,۳۰۱	۵۰,۰۱۷	۵,۹	۳,۱	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۱/۲۷	۱۲:۵۲:۲۴	۳۴,۲۷۵	۵۰,۰۲۸	۷,۴	۴,۴	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۱/۲۷	۱۳:۱۱:۳۷	۳۴,۴۰۱	۴۹,۹۵۲	۱۰,۷	۳,۶	Ashtian, Markazi
۲۰۱۲/۱/۲۷	۱۴:۰۴:۵۸	۳۴,۳۹۹	۴۹,۹۴۳	۸,۲	۳,۶	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۱/۲۷	۱۳:۳۶:۴۱	۳۵,۹۰۱	۴۹,۱۰۲	۵	۳	Abgarm, Qazvin
۲۰۱۲/۱/۳۰	۱۰:۴۱:۴۹	۳۴,۳۴	۵۰,۰۱۵	۹	۳,۹	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۱/۳۰	۱۰:۵۴:۲۷	۳۴,۲۹۶	۵۰,۰۰۷	۶,۹	۳,۲	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۱/۳۱	۴:۲۶:۵۳	۳۴,۲۶۹	۴۹,۹۳۸	۸	۳,۱	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۲/۳	۲۱:۰۱:۵۸	۳۴,۳۹۱	۴۹,۹۸۴	۳,۷	۳,۳	Ashtian, Markazi
۲۰۱۲/۲/۳	۲۱:۰۸:۲۹	۳۴,۴۰۶	۴۹,۹۶۵	۱۲,۱	۳,۲	Ashtian, Markazi
۲۰۱۲/۲/۷	۵:۲۸:۰۱	۳۴,۲۷۶	۴۹,۹۹۱	۱۰	۳,۳	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۲/۱۴	۷:۲۹:۵۹	۳۵,۵۹۳	۴۹,۷۶۵	۵	۳	Danesfahan, Qazvin
۲۰۱۲/۲/۲۶	۰:۴۰:۱۷	۳۴,۲۹۵	۴۹,۹۷۸	۱۷	۳,۳	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۲/۲۶	۱:۰۵:۳۵	۳۴,۲۸۷	۵۰,۰۲۵	۸,۳	۳	Davood abad, Markazi
۲۰۱۲/۲/۲۹	۱۸:۱۶:۰۱	۳۶,۹۵۴	۵۰,۲۱۳	۱۲,۱	۳,۸	Rankooh, Gilan
۲۰۱۲/۳/۱	۸:۵۷:۵۲	۳۶,۸۲۹	۴۹,۴۹	۳,۷	۳	Rood bar, Gilan
۲۰۱۲/۳/۱۸	۲:۳۸:۱۵	۳۶,۷۴۶	۴۹,۰۶۳	۱۰	۴,۶	Ab bar, Zanzan
۲۰۱۲/۳/۱۸	۴:۳۸:۳۱	۳۵,۴۷۱	۴۹,۴۵۲	۴	۳,۶	Avaj, Qazvin
۲۰۱۲/۴/۷	۲۰:۲۱:۴۱	۳۶,۸	۴۹,۲۰۹	۱۰	۳,۱	Manjil, Gilan
۲۰۱۲/۴/۲۲	۷:۴۷:۰۴	۳۵,۷۱۲	۴۹,۰۵۶	۸	۳,۱	Avaj, Qazvin
۲۰۱۲/۴/۲۲	۸:۱۹:۰۶	۳۴,۲۹۱	۴۸,۱۷۳	۳,۸	۳,۱	Firoozan, Hamedan
۲۰۱۲/۵/۱۱	۱۳:۲۳:۵۸	۳۵,۷۴۵	۴۸,۹۷۲	۸,۳	۳,۲	Abgarm, Qazvin
۲۰۱۲/۵/۲۹	۱۲:۳۳:۲۵	۳۴,۳۱۹	۴۸,۱۶۸	۵	۳,۸	Firoozan, Hamedan
۲۰۱۲/۵/۳۰	۳:۱۶:۲۱	۳۴,۳۴۹	۴۸,۲۲۲	۱۰	۳	Firoozan, Hamedan
۲۰۱۲/۶/۴	۱۶:۴۸:۰۱	۳۴,۶۳۶	۴۸,۴۴۹	۱۱,۷	۳	Sarkan, Hamedan
۲۰۱۲/۶/۱۲	۱۱:۱۷:۲۴	۳۴,۸۶	۴۷,۹۱۴	۶	۳	Asad abad, Hamedan
۲۰۱۲/۶/۱۳	۱۷:۰۳:۴۲	۳۴,۹۶۹	۵۰,۱۵۲	۷,۲	۳	Saveh, Markazi
۲۰۱۲/۷/۹	۲۰:۳۷:۵۳	۳۵,۵۳۲	۴۹,۷۳۱	۶,۱	۳	Razeghan, Markazi
۲۰۱۲/۷/۱۱	۲۳:۵۲:۰۲	۳۶,۹۰۲	۴۹,۴۶۶	۸	۳	Rostam abad, Gilan
۲۰۱۲/۷/۱۴	۰:۵۵:۰۱	۳۴,۵۹۵	۴۷,۵۱۳	۵,۶	۴,۴	Mian rahan, Kermanshah
۲۰۱۲/۷/۱۴	۶:۵۷:۱۱	۳۴,۶۳۵	۴۷,۵۲۹	۱۰	۳,۱	Mian rahan, Kermanshah
۲۰۱۲/۸/۳۰	۱۳:۳۷:۵۳	۳۴,۵۷۳	۴۸,۸۳۴	۱۴,۳	۳	Jokar, Hamedan
۲۰۱۲/۱۰/۲۷	۱۰:۵۹:۴۶	۳۶,۹۹۵	۴۹,۴۳	۵	۳,۵	Rostam abad, Gilan
۲۰۱۲/۱۱/۲۵	۱۷:۴۷:۳۷	۳۵,۶۳۹	۴۹,۷۱۱	۷,۶	۳,۸	Danesfahan, Qazvin
۲۰۱۲/۱۱/۲۶	۱۹:۰۹:۲۶	۳۴,۲۲	۴۸,۲۹۷	۱۰	۳,۲	Nahavand, Hamedan
۲۰۱۲/۱۲/۹	۱:۳۶:۱۱	۳۵,۶۲۵	۴۹,۷۰۷	۸	۳,۱	Danesfahan, Qazvin
۲۰۱۲/۱۲/۱۵	۷:۴۶:۴۴	۳۶,۶۸۹	۴۹,۷۸۷	۱۰	۳,۸	Jirandeh, Gilan

ادامه صفحه قبل						
۲۰۱۲/۱۲/۱۸	۲۲:۳۰:۵۴	۳۶,۶۷۴	۴۹,۷۴۱	۵	۳,۴	Jirandeh, Gilan
۲۰۱۳/۱/۸	۲۰:۴۹:۳۳	۳۵,۷۰۸	۴۹,۰۲۸	۱۰	۳,۲	Avaj, Qazvin
۲۰۱۳/۱/۱۴	۱:۳۲:۰۱	۳۶,۹۰۳	۴۹,۳۵۶	۱۰	۳	Rood bar, Gilan
۲۰۱۳/۱/۲۴	۱:۳۰:۳۶	۳۶,۵۸	۴۹,۶۸۱	۸	۳	Looshan, Gilan
۲۰۱۳/۲/۲۲	۷:۳۸:۱۹	۳۵,۷۳	۴۹,۳۲۹	۴	۳,۳	Abgarm, Qazvin
۲۰۱۳/۴/۲	۱۶:۱۰:۴۱	۳۵,۵۳۷	۴۹,۷۵	۹,۵	۳,۱	Razeghan, Markazi
۲۰۱۳/۴/۷	۲۳:۰۶:۱۲	۳۵,۶۴۹	۴۹,۷۴	۱۱,۶	۳,۵	Danesfahan, Qazvin
۲۰۱۳/۴/۲۳	۲:۱۷:۲۶	۳۵,۶۴۳	۵۰,۴۲۳	۱۱,۳	۳	Eshtehard, Tehran
۲۰۱۳/۴/۲۹	۵:۵۶:۰۴	۳۵,۶۹۶	۴۸,۹۸۸	۱۰	۳,۲	Avaj, Qazvin
۲۰۱۳/۵/۳	۱۵:۰۸:۲۶	۳۶,۷۴۹	۴۹,۷۰۷	۸	۳,۱	Bareh sar, Gilan
۲۰۱۳/۷/۳۱	۴:۴۰:۲۲	۳۶,۶۲	۴۹,۹۸۱	۵,۳	۳,۱	Jirandeh, Gilan
۲۰۱۳/۹/۲۳	۱۳:۵۵:۰۹	۳۵,۷۶۴	۴۸,۸۷۹	۸	۳,۴	Zarin rood, Zanjan
۲۰۱۳/۹/۲۳	۲۰:۳۹:۳۱	۳۵,۷۹۵	۴۸,۸۸۵	۱۰	۳,۲	Zarin rood, Zanjan
۲۰۱۳/۱۰/۱۶	۸:۴۹:۳۲	۳۵,۲۸۳	۴۹,۶۹۲	۷,۵	۴,۷	Nobaran, Markazi
۲۰۱۳/۱۰/۱۶	۲۲:۱۴:۳۸	۳۴,۸۸۲	۵۰,۰۴۸	۸	۳,۲	Tafresh, Markazi
۲۰۱۳/۱۱/۱۵	۵:۰۸:۰۴	۳۶,۸۵۲	۵۰,۷۶۳	۸,۵	۳,۱	Katalom va sadat shahr, Mazandaran
۲۰۱۳/۱۱/۱۷	۱۴:۴۲:۴۹	۳۴,۶۶۲	۴۷,۶۲۹	۸	۳,۱	Songhor, Kermanshah
۲۰۱۳/۱۲/۳	۱۹:۵۰:۳۷	۳۴,۵۹۹	۵۰,۴۷۳	۱۰,۸	۳	Dastjerd, Qom
۲۰۱۳/۱۲/۶	۱۲:۰۹:۲۷	۳۶,۶۰۱	۴۹,۷۸۱	۸	۳,۳	Jirandeh, Gilan
۲۰۱۴/۱/۱۸	۱۶:۴۷:۴۷	۳۴,۹۷۶	۴۹,۸۴۷	۸	۳,۵	Ghargh abad, Markazi
۲۰۱۴/۲/۴	۱:۴۲:۰۸	۳۵,۷۱۴	۴۹,۰۰۲	۸	۳,۶	Avaj, Qazvin
۲۰۱۴/۳/۶	۱:۴۸:۰۲	۳۴,۹۶۹	۴۹,۸۶۵	۷,۵	۳,۱	Ghargh abad, Markazi
۲۰۱۴/۳/۲۰	۱۱:۱۳:۲۲	۳۶,۹۵۴	۵۰,۴۹۳	۱۶,۶	۳,۶	Chaboksar, Gilan
۲۰۱۴/۵/۳	۲۲:۴۹:۵۲	۳۵,۵۸۵	۵۰,۹۵۴	۱۲,۳	۳	Vahideieh, Tehran
۲۰۱۴/۵/۲۶	۱۰:۳۸:۵۸	۳۴,۴۹۳	۴۷,۷۶۲	۸	۳,۵	Sahneh, Kermanshah
۲۰۱۴/۶/۱	۱۷:۳۴:۱۰	۳۶,۵۴۴	۴۹,۸۷	۸	۳,۵	Jirandeh, Gilan
۲۰۱۴/۶/۱۴	۸:۴۱:۳۰	۳۶,۶۱	۴۹,۷۰۸	۸,۱	۳,۲	Jirandeh, Gilan
۲۰۱۴/۶/۱۸	۱۳:۳۹:۰۵	۳۴,۶۷۳	۴۷,۶۶۳	۸	۳,۵	Songhor, Kermanshah
۲۰۱۴/۷/۱۱	۳:۱۰:۵۱	۳۶,۸۷۲	۴۹,۵۰۸	۹,۶	۳,۵	Totekabon, Gilan
۲۰۱۴/۷/۱۲	۱۱:۲۰:۵۸	۳۵,۰۴۹	۴۷,۹۷۸	۱۲	۴,۲	Dizaj, Kordestan
۲۰۱۴/۸/۷	۷:۴۲:۱۰	۳۴,۷۱۷	۴۷,۴۶	۸	۳,۱	Songhor, Kermanshah
۲۰۱۴/۹/۵	۸:۳۶:۰۹	۳۴,۵۶۱	۵۰,۴۵۸	۱۳	۳,۲	Dastjerd, Qom
۲۰۱۴/۹/۹	۸:۴۱:۴۷	۳۴,۳۰۹	۴۸,۱۶۳	۷,۴	۳,۷	Firoozan, Hamedan
۲۰۱۴/۹/۹	۸:۳۵:۳۳	۳۴,۳۱	۴۸,۱۶۵	۸	۳	Firoozan, Hamedan
۲۰۱۴/۱۰/۱۷	۳:۰۵:۵۳	۳۴,۵۳۳	۵۰,۸۱	۱۲	۳,۵	Qanavat, Qom
۲۰۱۴/۱۰/۲۹	۱۶:۱۸:۲۹	۳۴,۵۲۵	۵۰,۸۰۴	۱۲	۳,۲	Qanavat, Qom
۲۰۱۴/۱۱/۲۸	۸:۱۳:۵۶	۳۴,۹۳۹	۴۹,۹۰۴	۸	۳,۵	Ghargh abad, Markazi
۲۰۱۴/۱۲/۱۶	۱۵:۴۹:۱۰	۳۶,۷۶۲	۴۹,۷۳۲	۸	۳	Bareh sar, Gilan
۲۰۱۵/۱/۱۷	۲۳:۰۴:۳۱	۳۶,۳۱	۵۰,۷۶۶	۱۰	۳,۵	Taleghan, Tehran

ادامه صفحه قبل						
۲۰۱۵/۱/۲۴	۶:۳۱:۱۱	۳۴,۴۵۶	۵۰,۸۱۷	۹,۸	۳,۴	Kahak, Qom
۲۰۱۵/۲/۲۲	۸:۱۸:۲۲	۳۶,۷۹۲	۵۰,۹۶	۱۳,۳	۳,۷	Tonekabon, Mazandaran
۲۰۱۵/۳/۲	۶:۰۸:۴۱	۳۵,۷۵۲	۴۸,۹۴۲	۸	۴,۶	Abgarm, Qazvin
۲۰۱۵/۳/۲۱	۴:۳۵:۵۸	۳۴,۴۸۷	۴۷,۸۲۴	۸	۳,۳	Sahneh, Kermanshah
۲۰۱۵/۴/۱۶	۱۷:۱۰:۱۸	۳۵,۷۱	۴۹,۹۷۴	۸	۳,۲	Booein zahra, Qazvin
۲۰۱۵/۴/۲۳	۰:۱۶:۵۲	۳۵,۶۹۳	۴۹,۹۸۲	۸	۳,۳	Booein zahra, Qazvin
۲۰۱۵/۵/۱۰	۲۲:۰۸:۵۸	۳۶,۷۴۴	۴۹,۸۸۱	۵	۴,۶	Jirandeh, Gilan
۲۰۱۵/۵/۱۲	۱۵:۲۸:۲۲	۳۴,۹۳۵	۵۰,۰۴۴	۹,۱	۳,۷	Tafresh, Markazi
۲۰۱۵/۵/۱۵	۲۱:۰۳:۰۴	۳۴,۹۳۳	۵۰,۰۹۶	۸,۲	۳,۸	Saveh, Markazi
۲۰۱۵/۶/۳	۱۷:۴۹:۲۱	۳۴,۲۳۷	۴۸,۶۱۷	۸	۳,۱	Samen, Hamedan
۲۰۱۵/۶/۳۰	۷:۵۵:۲۹	۳۶,۶۱۸	۴۹,۹۱۵	۷,۱	۴,۱	Jirandeh, Gilan
۲۰۱۵/۷/۴	۱۱:۱۴:۱۰	۳۵,۷۶۸	۴۹,۱	۸	۳	Abgarm, Qazvin
۲۰۱۵/۸/۲۸	۲۲:۲۰:۵۸	۳۶,۸۸۵	۵۰,۶۱۷	۱۵	۳,۵	Ramsar, Mazandaran
۲۰۱۵/۹/۲۸	۵:۲۹:۲۶	۳۵,۰۱	۴۹,۸۰۶	۸	۳,۸	Ghargh abad, Markazi
۲۰۱۵/۱۰/۲۱	۱:۳۰:۱۳	۳۴,۴۷۴	۵۰,۷۰۷	۸	۳,۵	Kahak, Qom
۲۰۱۵/۱۰/۲۷	۸:۴۶:۴۱	۳۵,۵۹۶	۴۹,۷۱۵	۸	۳,۱	Danesfahan, Qazvin
۲۰۱۶/۱/۳	۵:۲۲:۰۶	۳۴,۷۴	۵۰,۴۲۸	۸	۴	Jafariyeh, Qom
۲۰۱۶/۱/۳	۲۱:۵۸:۰۱	۳۴,۷۳۸	۵۰,۴۳۱	۸	۴	Jafariyeh, Qom
۲۰۱۶/۱/۳	۴:۰۰:۳۱	۳۴,۷۴	۵۰,۴۶۲	۸	۳,۷	Jafariyeh, Qom
۲۰۱۶/۱/۳	۶:۳۴:۴۱	۳۴,۷۵۱	۵۰,۴۲۱	۸	۳,۶	Jafariyeh, Qom
۲۰۱۶/۱/۳	۶:۴۸:۵۵	۳۴,۷۲۶	۵۰,۴۷	۸	۳,۴	Jafariyeh, Qom
۲۰۱۶/۱/۳	۲۳:۱۰:۴۱	۳۴,۷۸	۵۰,۴۴۴	۸	۳,۴	Jafariyeh, Qom
۲۰۱۶/۱/۳	۷:۰۸:۳۶	۳۴,۷۵۶	۵۰,۴۴۷	۸,۷	۳,۳	Jafariyeh, Qom
۲۰۱۶/۱/۳	۶:۴۸:۵۵	۳۴,۷۷۵	۵۰,۴۶۲	۱۰	۳,۲	Jafariyeh, Qom
۲۰۱۶/۱/۳	۹:۰۹:۴۰	۳۴,۷۴۳	۵۰,۴۷۳	۸,۳	۳,۲	Jafariyeh, Qom
۲۰۱۶/۱/۳	۲۲:۴۸:۱۲	۳۴,۷۶۲	۵۰,۴۶۶	۷,۲	۳,۲	Jafariyeh, Qom
۲۰۱۶/۱/۳	۲۳:۴۱:۵۸	۳۴,۷۵۷	۵۰,۴۵	۸,۳	۳,۱	Jafariyeh, Qom
۲۰۱۶/۱/۴	۱۰:۴۰:۱۱	۳۴,۷۷۸	۵۰,۴۵۷	۸,۷	۳,۵	Jafariyeh, Qom
۲۰۱۶/۱/۴	۱۴:۴۶:۰۹	۳۴,۷۴۵	۵۰,۴۶۳	۸,۳	۳,۵	Jafariyeh, Qom
۲۰۱۶/۱/۴	۱:۲۱:۵۳	۳۴,۷۶۲	۵۰,۴۴۳	۸	۳,۳	Jafariyeh, Qom
۲۰۱۶/۱/۴	۱۰:۳۷:۳۹	۳۴,۷۶	۵۰,۴۴۵	۹,۲	۳,۳	Jafariyeh, Qom
۲۰۱۶/۱/۵	۴:۴۵:۱۴	۳۴,۷۵۶	۵۰,۴۸۱	۱۱,۴	۳,۳	Jafariyeh, Qom
۲۰۱۶/۱/۹	۲۳:۳۱:۱۲	۳۴,۴۰۸	۴۸,۱۹۹	۸	۳,۳	Firoozan, Hamedan
۲۰۱۶/۱/۱۰	۱۵:۲۰:۲۸	۳۴,۷۱۸	۵۰,۴۵۲	۱۲	۳	Jafariyeh, Qom

منابع

- ❖ آقائباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه
- ❖ امبرسیز و ملویل، ترجمه ابوالحسن زاده (۱۳۷۱)، تاریخ زمین لرزه‌های ایران، انتشارات آگاه
- ❖ بربریان و همکاران (۱۳۷۱)، پژوهش و بررسی نو زمین‌ساخت، لرزه‌زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه – گسلش در گستره‌ی قزوین بزرگ و پیرامون، گزارش شماره ۶۱ سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ❖ بلورچی، م، ح و حاجیان، ج، نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کبودرآهنگ و گزارش مربوط به آن، سازمان زمین‌شناسی کشور
- ❖ بوذری، س.، ۱۳۸۵. الگوی ساختاری زمین‌لرزه اول تیرماه (۱۳۸۱) چنگوره – آوج، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۵۹. صفحه ۱۲۰ تا ۱۲۷
- ❖ بوذری، س.، ۱۳۸۵ پس‌لرزه‌ها و کاربرد آن‌ها در ارائه الگوی ساختاری، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین.
- ❖ پور کرمانی، م.، آرین. م.، ۱۳۷۶، لرزه زمین‌ساخت. انتشارات شرکت مهندسی مشاور دز آب، ۲۷۰ صفحه
- ❖ توفیق ریحانی، م.، ۱۳۸۱. پی‌آمدهای زمین‌شناختی زمین‌لرزه چنگوره- آوج، مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن.
- ❖ حمزه لو، ح.، سازوکار زمین‌لرزه ۱ تیرماه ۱۳۸۱ چنگوره – آوج با استفاده از داده‌های جنبش نیرومند زمین، چکیده مقالات بیست و دومین گردهمایی علوم زمین
- ❖ جوان دولویی، غ.، ۱۳۸۲. بررسی ویژگی‌های زلزله شناختی زمین‌لرزه اول تیرماه ۱۳۸۱ چنگوره آوج و پس‌لرزه‌های آن بر اساس اطلاعات شبکه محلی لرزه‌نگاری نصب شده در منطقه زلزله‌زده، یازدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران.

- ❖ حسینی دوست، س، ج، ۱۳۸۸. زمین‌ساخت و نوزمین ساخت گستره شهر همدان و پیرامون آن با نگرشی بر موقعیت ساینموتکتونیکی منطقه، یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی.
- ❖ زال آقایی، ص، ۱۳۸۷، مطالعه عوامل زمینشناسی مهندسی موثر بر پایداری شیب‌ها در منطقه آوج - آبگرم، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا همدان.
- ❖ فرزندگان، ا، میرزائی علویجه، ح، ۱۳۸۱. بررسی داده‌های لرزه شناختی و شتابنگاشتی زمین‌لرزه چنگوره آوج، مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن.
- ❖ قاسمی، م، ۱۳۸۳، چشمه‌های لرزه‌ای گسله‌ها و انواع آن. سمینار آموزشی لرزه‌زمین‌ساخت و تحلیل خطر نسبی زمین‌لرزه، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- ❖ قمریان، س، ۱۳۹۴. تحلیل مورفوتکتونیک و نفوتکتونیک منطقه آوج- آبگرم (جنوب غرب قزوین). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا همدان
- ❖ محجل، م. و سهندی، م، ر، ۱۳۷۸. تکامل تکتونیکی پهنه سنج- سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر پهنه‌های جدید در آن. فصلنامه علوم زمین ، ۳۱-۳۲ ، ۲۸-۴۹.
- ❖ مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن (۱۳۸۴)، آئین نامه طراحی ساختمانها در برابر زلزله، آئین نامه ۲۸۰۰
- ❖ میرزایی و همکاران، ۱۳۷۷، پارامترهای مبنایی زمین لرزه های ایران، انتشارات دانش نگار، ۱۸۴ صفحه
- ❖ نوگل سادات، م، هوشمند زاده، ۱۹۸۴، نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ساوه، سازمان زمین‌شناسی کشور
- ❖ نوگل سادات، م. ع. ا، ۱۳۷۲، نقشه تکتونیک ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Alavi, M., ۱۹۹۴. Tectonic Of the Zagros organic belt of Iran. New Data and interpretations, Tectonophysics, ۲۲۹, ۲۳۸-۲۱۱

Alavi, M., ۲۰۰۴, Regional stratigraphy of the Zagros Fold- Thrust belt of Iran and its proforelenad evolution. Am. J. Sci., ۳۰۴, ۱-۲۰.

Alavi, M., ۲۰۰۷. Structures of the Zagros fold- thrust belt in Iran. Americcan Journal of science. ۳۰۷, p. ۱۰۶۴-۱۰۹۵.

Albee, A. L. and J. L. Smith (۱۹۶۶). Earthquake characteristics and fault activity in southern California, in Engineering Geology in Southern California, R. Lung and D. W. Proctor (Editors), Association of Engineering Geologists, Los Angeles Section, -۹

- Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., (۱۹۸۲). "A History of Persian Earthquakes", Cambridge University Press.
- Annells, R. N. et al., ۱۹۸۵. Geological Quadrangle Map of Qazvin and Rasht, Scale ۱:۲۵۰,۰۰۰. Geological Survey of Iran.
- Berberian, M., King, ۱۹۸۱, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Can. J. Earth Sci., ۱۸, ۲۱۰-۲۶۵.
- Berberian, M., ۱۹۷۶, Quaternary fault in Iran in: contribution of the seismotectonic of Iran. Geo.Surv.Iran, Rep. No. ۳۹, p. ۲۵۸-۱۸۷
- Berberian, M., ۱۹۸۳, Active faulting and tectonics of Iran in: continental deformation in: Iranian plateau (contribution to the seismotectonic of Iran). Part IV, Geol. Surv. Iran, Rep.No:۵۲.
- Bolourchi, M.H., ۱۹۷۸. Geological Quadrangle Map of Avaj, Scale ۱:۱۰۰,۰۰۰, Sheet D ۵۸۶۱. Geological Survey of Iran.
- Bolourchi, M.H., ۱۹۷۹. Explanatory Text of Kabudar Ahang Quadrangle Map, Iran, Scale ۱:۲۵۰,۰۰۰. Geological Survey of Iran, p. ۱۰۷.
- Bolourchi, M.H., ۱۹۷۹. Geological Quadrangle Map of Kabudar Ahang, Scale ۱:۲۵۰,۰۰۰, Sheet D ۵. Geological Survey of Iran.
- Donovan, N. C. A statistical evaluation of strong motion data including the February ۹, ۱۹۷۱ San Fernando earthquake. In Proceedings of Fifth World Conference on Earthquake Engineering, volume ۱, pages ۱۲۵۲-۱۲۶۱, . ۱۹۷۳
- Kijko, A., ۱۹۹۲, estimation of earthquake parameters from incomplete data files, Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity. Bull. Seism. Soc. Am., ۸۲, p. ۱۲۰-۱۳۴.
- Hajian. J et al. Geological Quadrangle Map of Qom, Scale ۱:۲۵۰,۰۰۰. Geological Survey of Iran.
- Hajian. J et al. ۱۹۶۹. Geological Quadrangle Map of Zanjan, Scale ۱:۲۵۰,۰۰۰. Geological Survey of Iran.
- MahdaviFar M & Shahryar S & Jafari M. (۲۰۰۶). Landslides triggered by the Avaj, Iran earthquake of June ۲۲, ۲۰۰۲.
- Mohajer-Ashjai & A. Nowroozi, ۱۹۷۸, "The Tabas Earthquakes of September ۱۶ in East Central Iran", G.R.L., No. ۹L۰۳۹۱, .
- Nogole-Sadat, M.A.A., Almasian, M., ۱۹۹۳. Tectonic Map of Iran, Scale ۱:۱,۰۰۰,۰۰۰. Geological Survey of Iran.

Nowroozi, A.A., ۱۹۷۸, "Observed and probable Intensity Zoning of Iran. Tectonophysics", ۴۹.

Nowroozi, A.A., ۱۹۸۰, "Empirical Relations between Magnitudes and Fault Parameters for Earthquakes in Iran", B.S.S.A., Vol. ۷۰, No. ۵, ۱۳۲۷-۱۳۳۸.

Gheitanchi, M. R. (۲۰۰۴). The June ۲۲nd ۲۰۰۲ Changoureh-Avaj earthquake in Qazvin province, north central Iran.

Gutenberg, B., Richter, C.F., ۱۹۵۴, Seismicity of the earth. ۳rd ed., Princeton university press, Princeton, New York.

Rahmani G & Taherkhani A & Asghari T. (۲۰۱۳). Seismic Power and Safe Areas of Qazvin.

Sabzehei, M et al. ۱۹۷۷. Geological Quadrangle Map of Hamadan, Scale ۱:۲۵۰,۰۰۰. Geological Survey of Iran.

Selmons, D.B., ۱۹۸۲, "Determination of design earthquake magnitude for Microzonation" Proc. ۳rd Int.

Sheikholeslami, M.R., Bellon, H., Hachem Emami, M., Sabzehei, M., Piqué, A. (۲۰۰۳). Nouvelles données structurales et datations 'K-^{۴۰}Ar sur les roches métamorphiques de la région de Neyriz (zone de Sanandaj-Sirjan, Iran méridional). Leur intérêt dans le cadre du domaine néo-téthysien du Moyen Orient. C.R.Geoscience, ۳۳۵, ۹۸۱-۹۹۱

Stocklin, J, ۱۹۶۸, Structural history and tectonics of Iran. A review, American of Petroleum Geologist Bulletin, No. ۵۲.

Tavakoli, B., Ghafory-Ashtiany, M., ۱۹۹۹, Seismic Hazard Assessment of Iran. Annali di Geofisica, Vol. ۴۲, No. ۶.

Tchalenko, J.S, ۱۹۷۴, Seismicity and structure of the Zagros (Iran) the main recent fault between ۳۳° and ۳۵°N.

Walker, R. T.; Bergman, E.; Jackson, J. A.; Ghorashi, M.; Talebian, M. (۲۰۰۴). The ۲۲ June ۲۰۰۲ Changoureh (Avaj) Earthquake in Qazvin Province, NW Iran: Epicentral Re-location, Source Parameters, Surface Deformation and Geomorphology.

Wells, D.L., Coppersmith, K.J., ۱۹۹۴, New Empirical Relationships Among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. Bulletin Of Seismological Soc. of America, Vol. ۸۴, No. ۴, p. ۹۷۴-۱۰۰۲.

Abstract

Avaj city is one of the cities of Qazvin Province and is located south of this province. The city of Avaj is located along the longitude $49^{\circ} 23'$ east and $35^{\circ} 34'$ north latitude. The city of Avaj is located 120 km from Qazvin and 110 km from Hamedan in a completely mountainous region. In this study seismic data and the faults of region was studied in a radius of 100 kilometers. According to field studies, the general direction of fault in the study area is Northwest - Southeast, which follows the general trends of the Sanandaj - Sirjan zone and the Abgarm zone. Hassan Abad fault with a length of 52 km along the northwest - southeast and slope to southwest, and the reverse mechanism with small right-lateral strike-slip components. The Avaj fault with a length of 166/6 kilometers is northwest-southeast, clearly visible in satellite imagery in the northwest and southeast of Avaj city. This fault caused the differences between the Sanandaj-Sirjan zone and the central part of Central Iran during the late Triassic orogeny. The north Abgarm fault has been investigated for the first time in this dissertation. This fault has N60E trend that has been observed in the northern Abgarm town. Using seismic data, the seismicity formula of the Avaj region was obtained by Gothenburg-Richter method ($\text{Log}N = 2 / 24 - 0.5 / M_s$), which has $a = 24.5$ and $b = 0.9$, seismic parameters of the region have been obtained. The maximum horizontal acceleration on the Avaj city ($\text{PGA} = 0.18g$) is due to the activity of the Avaj fault with a seismicity of 4.5 magnitude, located 219 meters from Avaj City. Many of the major earthquakes occurring in the Avaj region are in direct connection with the active faults of the region.

Key words: Seismicity, Avaj fault, Avaj, Abgarm



Shahrood university of technology

Faculty of Earth Science

M.Sc. Thesis in Tectonics

Seismic hazard assessment of Avaj city (Qazvin province)

By

Behzad Bigdeluo

Supervisor

Dr. R. Ramazani Oomali

September

۲۰۱۷