

صلاة الاضلاع



دانشکده علوم زمین

رشته زمین‌شناسی ، گرایش تکتونیک

پایان‌نامه کارشناسی ارشد

بررسی الگوی فضایی- زمانی لرزه‌خیزی در البرزخاوری

نگارنده: نگار صیادی شهرکی

استاد راهنما

دکتر رمضان رضانی‌اومالی

استاد مشاور

دکتر محمدرضا ربیعی

شهریور ۱۳۹۸

تقدیم ہے:

پدر علم زمین شناسی: دکتر عبدالکریم قریب
پدر علم آمار: علی مدنی

و

پدر و برادر م

فَسِيرُوا فِي الْأَرْضِ فَانظُرُوا كَيْفَ كَانَ عَاقِبَةُ الْمُجْرِمِينَ...
 آتقان قرآنی، سورۃ ۲۴-۲۳، ۲۰۹

پژوهشگر: د. پیرسید، محققانید، بهرینید و بهرینید خاطر کرده که زنده اند که است...
 (آملت کیم، سورۃ ۲۴، ۲۰۹)

در هر حرفه‌ای که هستید نه اجازه دهید که به بدبینی‌های بی حاصل آلوده شوید و نه بگذارید که بعضی لحظات تأسفبار، که برای هر ملتی پیش می‌آید، شما را به یأس و ناامیدی بکشاند. در آرامش حاکم بر آزمایشگاهها و کتابخانه‌هایتان زندگی کنید. نخست از خود پیرسید برای یادگیری و خودآموزی چه کرده‌ام؟ سپس همچنانکه پیشتر می‌روید، پیرسید من برای کشورم چه کرده‌ام؟ و این پرسش را آنقدر ادامه دهید تا به این احساس شادی بخش و هیجان انگیز برسید که شاید سهم کوچکی در پیشرفت و اعتلای بشریت داشته‌اید. اما هر پاداشی که زندگی به تلاش‌هایمان بدهد، یا ندهد، هنگامی که به پایان تلاش‌هایمان نزدیک می‌شویم، هر کدامان باید حق آن را داشته باشیم که با صدای بلند بگوئیم «من آنچه در توان داشته‌ام انجام داده‌ام».

لوئی پاستور

تقدیر و تشکر:

حمد و سپاس پروردگار حکیمی را که جهان را با قدرت لایزال خود آفرید و لطف بیکرانش را به تمام موجودات عنایت کرد و معرفت و شناخت گوشه‌ای از طبیعت را که بی‌گمان جلوه عظمت و قدرت اوست، به من ارزانی بخشید. از او می‌خواهم همیشه مرا به نور هدایت خویش رهنمون سازد.

اینک که لطف و یاری خدای متعال شامل حالم شد و توانستم این پایان‌نامه را به سرانجام برسانم بر خود لازم میدانم که مراتب امتنان و قدرشناسی خود را از عزیزان و سرورانی که یار و یاور و مدد رسان بنده در طول انجام این پژوهش بوده‌اند به عرض برسانم و از آنها با احترام یاد کنم:

استاد با کمالات، شایسته و دلسوز جناب آقای دکتر رمضان رضانی اومالی که در کمال سعه صدر با حسن خلق و فروتنی بزرگترین نقش را در آموختن آنچه همیشه آرزویم بود از هیچ کمکی به من دریغ ننمودند، نهایت تشکر و امتنان را دارم و برای آن بزرگوار آرزوی توفیق و بهروزی ایشان از درگاه خداوند تبارک و تعالی مسئلت می‌نمایم.

از استاد فاضل و گرامی جناب آقای دکتر محمدرضا ربیعی برای تمامی راهنمایی‌های خردمندانه خود که با شکیبایی و حسن نیت مشاوره این پژوهش را برعهده گرفتند، سپاسگزارم و نهایت تشکر قلبی خود را به سبب رهنمون‌های ارزشمندشان ابراز می‌نمایم که این کار جز با تشویق‌ها و حمایت‌های بی‌وقفه ایشان به ثمر نمی‌رسید و برای آن بزرگوار ترفیع روز افزون ایشان را از درگاه ایزد منان خواستارم.

از استاد گرانقدر جناب آقای دکتر پرویز امیدی که سالها افتخار شاگردی ایشان را داشته‌ام و همواره از مشاورت‌ها و مساعدت‌های علمی ایشان بهره‌مند بوده‌ام، کمال قدر دانی و تشکر را دارم و برای آن بزرگوار سلامتی و کامیابی از درگاه خداوند تبارک و تعالی آرزو مندم.

از اساتید فرزانه جناب آقای دکتر پرویز امیدی و جناب آقای دکتر حسین باغیشنی سپاس و قدردانی بیکران می‌نمایم که زحمت داوری این پایان‌نامه را متقبل شدند و با نکته‌سنجی بجا و ارزشمند موجبات ارتقاء این پایان‌نامه را فراهم نمودند.

از دوستان عزیزم به‌ویژه خانم فاطمه شیاسی و سیما حسین‌مردی که در تدوین این پایان‌نامه از هیچ کمکی دریغ ننمودند، از صمیم قلب سپاسگزارم. از خداوند متعال موفقیت در تمامی امور زندگی را برایشان خواستارم.

خانواده عزیزم که لطف و توجه و محبت آنها در حق من به بی‌نهایت می‌رسد، مادر مهربانم، برادران بزرگوارم و خواهران با وفایم که برایم سمبل ایمان، دوستی و عشق هستید برای حمایت‌های بی‌دریغشان در لحظه لحظه زندگی‌ام و دعای خیرشان که

همواره بزرگترین سرمایه زندگی‌ام بوده است، کمال تقدیر و تشکر را دارم و سپاس ویژه از همسر عزیزم که اگرچه تجربه و لذت مهر ورزیدن به او اندک زمانی است که میسر گشته اما دور دستی روشن را در مقابل چشمانم به تصویر کشیده است، او که همراه شده و در سایه سار مهربانی‌اش به آرامش رسیده‌ام. سلامتی، موفقیت و عافیت ایشان را از درگاه خداوند یکتا مسئلت می‌نمایم.

در پایان در برابر همه کسانی که به گونه‌ای در انجام این پایان نامه مرا یاری نموده‌اند و نامی از آنها نیامده است، سر سپاس فرود می‌آورم.

امیدوارم که این تلاش سهمی هرچند اندک در پیش‌برد اهداف جامعه علمی کشور داشته باشد.

نگار صیادی شهرکی
شهریور ۱۳۹۸

تعمدنامه

این جانب نگار صیادی شهرکی دانشجوی کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، نویسنده پایان‌نامه با عنوان **بررسی الگوی فضایی- زمانی لرزه‌خیزی در البرزخاوری**، تحت راهنمایی **رمضان رمضانی اومالی** متعهد می‌شوم:

- تحقیقات در این پایان‌نامه توسط این جانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش‌های دیگر پژوهش‌گران، به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب این پایان‌نامه، تا کنون توسط خود، یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ‌جا ارائه نشده‌اند.
- حقوق معنوی این اثر، به دانشگاه صنعتی شاهرود تعلق دارد، و مقالات مستخرج با نام “دانشگاه صنعتی شاهرود” یا “Shahrood University of Technology” به چاپ خواهند رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به‌دست آوردن نتایج اصلی پایان‌نامه تاثیرگذار بوده‌اند، در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در تمام مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آن‌ها) استفاده شده است، ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده‌اند.
- در تمام مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته (یا استفاده) شده است، اصل رازداری و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

نگار صیادی شهرکی

شهریور ۱۳۹۸

مالکیت نتایج و حق نشر

- تمام حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم‌افزارها و تجهیزات ساخته شده) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی، در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در این پایان‌نامه بدون ذکر منبع مجاز نمی‌باشد.

در این پژوهش الگوی زمانی، فضایی و فضایی-زمانی لرزه‌خیزی (بزرگتر یا مساوی ۳ ریشتر) در ناحیه‌ی البرزخاوری از داده‌های دستگاهی در یک بازه‌ی زمانی ۱۰ سال و ۴ ماه (سال‌های ۲۰۰۸-۲۰۱۸) مورد ارزیابی‌های آماری قرار گرفته است. به این منظور، تحلیل سری‌های زمانی و مدل‌سازی سری‌های زمانی برای یافتن الگوی مولد داده‌ها استفاده شد. مطالعه فضایی و فضایی-زمانی داده‌های لرزه‌ای بر حسب مکان قرارگیری داده‌ها و متغیر تصادفی مورد بررسی به سه گروه داده‌های زمین‌آماری، داده‌های شبکه‌ای و الگوهای نقطه‌ای تقسیم‌بندی می‌شوند. در این پایان‌نامه از الگوهای نقطه‌ای فضایی و روش تقریب لاپلاس آشیانه‌ای جمع بسته (INLA) برای برازش مدل‌های کاکس لگ‌گاوسی استفاده می‌کنیم.

برازش تحلیل‌های آماری بر روی داده‌های لرزه‌ای بزرگتر یا مساوی ۳ ریشتر ناحیه‌ی البرزخاوری بر حسب بزرگی، عمق و لگاریتم انرژی با استفاده از روش‌های سری زمانی مدل $IMA(1,1)$ بر داده‌ها بر حسب بزرگی و مدل $MA(1)$ بر حسب عمق و مدل $ARMA(1,1)$ بر حسب لگاریتم انرژی برانزده می‌باشند. با توجه به خروجی‌های نرم افزار مینی‌تب به دست آمده احتمالاً لرزه‌خیزی برای ۵ دوره آینده با بزرگی $3/6$ ریشتر و عمق $14/5^0$ کیلومتر و لگاریتم انرژی پیش‌بینی شده برای ۵ دوره آتی لرزه‌خیزی با کمترین لگاریتم انرژی $14/22$ ارگ و بیشترین لگاریتم انرژی $17/68$ ارگ را داشته باشیم.

پراکندگی زمین‌لرزه‌ها جنبا بودن گسل‌های خزر، شمال البرز، الله‌بند، شاهرود، دامغان، سمنان؛ طرود و آستانه را نشان می‌دهد و هرچه از گسل‌های فعال و پرخطر دور می‌شویم تعداد زلزله‌ها و خطر لرزه‌خیزی کمتر می‌شود.

کلمات کلیدی: الگوی زمانی لرزه‌خیزی، الگوی فضایی لرزه‌خیزی، تحلیل سری‌های زمانی، الگوهای نقطه‌ای، فرآیندهای کاکس لگ‌گاوسی، تقریب لاپلاس آشیانه‌ای جمع بسته، الگوی فضایی-زمانی لرزه‌خیزی.

فهرست مقالات مستخرج از پایان نامه

۱. صیادی شهرکی، راضیه. رضانی اومالی، رمضان. ربیعی، محمدرضا. (۱۳۹۷). تحلیل سری های زمانی برای پیش بینی رخداد‌های لرزه‌خیزی بزرگ مقیاس در البرز خاوری، کنفرانس ملی پژوهش‌های دانش بنیان در علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز.
۲. صیادی شهرکی، راضیه. رضانی اومالی، رمضان. ربیعی، محمدرضا. (۱۳۹۸). الگوی زمانی لرزه‌خیزی در البرز خاوری با استفاده از تحلیل مدل‌های آماری، فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین، در دست بررسی.

فهرست مطالب

م	فهرست تصاویر
ف	فهرست جداول
۱	۱ کلیات
۱	۱.۱ مقدمه
۲	۲.۱ تکتونیک فعال فلات ایران
۳	۳.۱ زمین‌ساخت و لرزه‌زمین‌ساخت البرز خاوری
۳	۴.۱ مطالعات پیشین
۷	۵.۱ اهداف تحقیق
۷	۶.۱ روش تحقیق
۹	۲ مروری بر لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت البرز خاوری
۹	۱.۲ جایگاه زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه (البرز خاوری)
۱۱	۲.۲ لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت البرز خاوری
۱۲	۳.۲ تاریخچه لرزه‌خیزی در البرز خاوری
۱۳	۴.۲ سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها
۱۶	۵.۲ گسل‌های فعال در البرز خاوری
۱۷	۱.۵.۲ گسل مشا فشم
۱۸	۲.۵.۲ گسل خزر
۱۸	۳.۵.۲ گسل شمال البرز
۱۹	۴.۵.۲ گسل دامغان
۲۰	۵.۵.۲ گسل عطاری
۲۰	۶.۵.۲ گسل سمنان
۲۱	۷.۵.۲ گسل آستانه
۲۱	۸.۵.۲ گسل گرمسار

۲۱ گسل طرود ۹.۵.۲	
۲۳	مدل سازی زمانی، فضایی، فضایی- زمانی زلزله‌ها	۳
۲۳ مقدمه ۱.۳	
۲۳ الگوی زمانی ۲.۳	
۲۴ داده‌های نقطه‌ای ۱.۲.۳	
۲۴ کاربرد سری‌های زمانی در پیش‌بینی داده‌های زمانی ۲.۲.۳	
۳۰ بررسی انواع مدل‌های ایستا و غیرایستا ۳.۲.۳	
۳۲ بررسی توابع خودهم‌بستگی و خودهم‌بستگی جزئی ۴.۲.۳	
۳۲ الگوسازی برای سری زمانی ۵.۲.۳	
۳۶ آمار فضایی ۳.۳	
۳۸ انواع الگوهای نقطه‌ای ۱.۳.۳	
۴۰ الگوی فضایی زمانی ۴.۳	
۴۱ اهمیت پیش‌بینی ۱.۴.۳	
۴۳	تحلیل داده‌ها و تفسیر نتایج	۴
۴۳ مقدمه ۱.۴	
۴۳ الگوی زمانی لرزه‌خیزی ۲.۴	
۴۴ مجموعه‌ی داده‌ها ۱.۲.۴	
۴۴ تحلیل اولیه‌ی داده‌ها ۲.۲.۴	
۵۴ بررسی مناسب مدل ۳.۴	
۶۶ الگوی فضایی لرزه‌خیزی ۴.۴	
۶۶ مدل بندی متغیرهای نشان‌دار ۵.۴	
۷۳	نتیجه‌گیری و پیشنهادات	۵
۷۹		آ
۸۳		مراجع

فهرست تصاویر

۴	۱.۱ نقشه گسل های البرز خاوری اقتباس از گزارش سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۸۵)
۴	۲.۱ نقشه موقعیت جغرافیایی گسل های البرز خاوری اقتباس از گزارش سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۸۵)
۱۰	۱.۲ جایگاه زمین ساختی منطقه مورد مطالعه البرز خاوری که با کادر قرمز رنگ مشخص شده است
۱۱	۲.۲ محدوده مورد مطالعه شامل نقشه های ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان، آمل، ساری، سمنان، طرود، جاجرم و خارتوران می باشد که در این شکل از کنار هم قرار گرفتن این نقشه ها حاصل شده است
۱۵	۳.۲ نقشه ساختاری از محدوده مورد مطالعه که در آن گسل ها و موقعیت زمین لرزه ها به همراه فوکال مکانیسم تعدادی از آنها آورده شده اند (شماره فوکال مکانیسم ها بر اساس جدول شماره می باشد).
۱۸	۴.۲ نمایش روند گسل فیروزکوه بر روی نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سمنان تهیه شده توسط سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
۱۹	۵.۲ بلوک دیاگرام سیستم گسلی خزر (کاسپین) و شمال البرز اقتباس از نظری و شهیدی (۱۳۹۳)
۲۲	۶.۲ تصویر ماهواره ای سیستم گسلی آستانه و شمال دامغان
۳۹	۱.۳ نمایشی از الگوهای نقطه ای چندنوعی
۴۴	۱.۴ : نقشه زمین شناسی از ناحیه ی البرز خاوری به همراه گسل های آن برگرفته از نقشه ۲۵۰ هزار سازمان زمین شناسی آمل، ساری، تهران، سمنان، گرگان، طرود، جاجرم و خارتوران.
۴۵	۲.۴ : نمودار فراوانی زمین لرزه های ناحیه ی البرز خاوری بر حسب بزرگی
۴۶	۳.۴ : توزیع مکانی رومرکز زلزله های ناحیه ی البرز خاوری بر حسب بزرگی
۴۷	۴.۴ : نمودار فراوانی زمین لرزه های ناحیه البرز خاوری بر حسب عمق

۴۷	توزیع مکانی رومرکز زلزله‌های ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب عمق	۵.۴
۴۸	نمودار فراوانی زمین‌لرزه‌های ناحیه البرز خاوری بر حسب لگاریتم انرژی .	۶.۴
	توزیع مکانی رومرکز زمین‌لرزه‌های ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب لگاریتم	۷.۴
۴۹	انرژی	
	نمودار توزیع فراوانی و توزیع فراوانی تجمعی زلزله‌های بدون خوشه‌بندی	۸.۴
۵۱	برحسب زمان برای $M_L \geq 3$	
	نمودار سری زمانی داده‌های لرزه‌ای به همراه روند رو به رشد آن در ناحیه‌ی	۹.۴
۵۱	البرز خاوری بر حسب بزرگی	
	نمودار ایستایی سری زمانی داده‌های لرزه‌ای ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب	۱۰.۴
۵۲	بزرگی	
	نمودار خودهمبستگی و خودهمبستگی جزئی داده های بزرگای لرزه‌ای	۱۱.۴
۵۲	ناحیه البرزشرقی	
	نمودار خودهمبستگی و خودهمبستگی جزئی داده های تفاضلی شده بزرگای	۱۲.۴
۵۳	لرزه‌ای ناحیه البرز خاوری	
۵۵	هیستوگرام و نمودارهای مربوط به باقیمانده‌های مدل $IMA(1,1)$	۱۳.۴
۵۶	نمودار ACF و PACF مربوط به باقیمانده‌های مدل $IMA(1,1)$	۱۴.۴
۵۷	پیش‌بینی سری زمانی بزرگی داده‌ها برای مدل $IMA(1,1)$	۱۵.۴
۵۸	نمودار سری زمانی داده‌های لرزه‌ای ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب عمق .	۱۶.۴
	نمودار سری زمانی داده‌های لرزه‌ای هموار شده ناحیه‌ی البرز خاوری برحسب	۱۷.۴
۵۹	عمق	
	نمودار تابع الف) خودهمبستگی، (ACF) ب) خودهمبستگی جزئی (PACF)	۱۸.۴
۵۹	داده‌های لرزه‌ای هموار شده‌ی ناحیه‌ی البرز خاوری برحسب عمق	
۶۰	هیستوگرام و نمودارهای مربوط به باقیمانده‌های مدل $MA(1,1)$	۱۹.۴
۶۱	پیش‌بینی سری زمانی عمق داده‌ها برای مدل $MA(1)$	۲۰.۴
	نمودار سری زمانی داده‌های لرزه‌ای ناحیه‌ی البرز خاوری برحسب لگاریتم	۲۱.۴
۶۲	انرژی	
	تابع الف) خودهمبستگی، (ACF) ب) خودهمبستگی جزئی (PACF) داده‌های	۲۲.۴
۶۳	لرزه‌ای ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب لگاریتم انرژی	
۶۴	هیستوگرام و نمودارهای مربوط به باقیمانده‌های مدل $IMA(1,1)$	۲۳.۴
۶۴	نمودار ACF و PACF مربوط به باقیمانده‌های مدل $IMA(1,1)$	۲۴.۴
۶۵	۲۵.۴
۶۷	نقشه منطقه مورد مطالعه و مثلث‌سازی آن به روش SPDE	۲۶.۴
	نقشه پهنه‌بندی زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس میانگین (چپ)	۲۷.۴
۶۸	و انحراف‌معیار پسین (راست) اثر فضایی	

۶۹	۲۸.۴ نقشه پهنه‌بندی زمین لرزه‌های ناحیه مورد مطالعه، بر اساس میانگین پسین متغیر نشان‌دار (سمت چپ)، بر اساس انحراف معیار پسین متغیر نشان‌دار (سمت راست)
۷۰	۲۹.۴ مقایسه دو مدل فرآیند کاکس لگ‌گاوسی بدون نشان (سمت چپ) و مدل فرآیند کاکس لگ‌گاوسی نشان‌دار (سمت راست) بر اساس میانگین پسین آن‌ها.
۷۰	۳۰.۴ مقایسه دو مدل فرآیند کاکس لگ‌گاوسی بدون نشان (سمت چپ) و مدل فرآیند کاکس لگ‌گاوسی نشان‌دار (سمت راست) بر اساس انحراف معیار پسین آن‌ها.
۷۲	۳۱.۴ پهنه‌بندی میانگین پسین اثر فضایی-زمانی در زمان‌های اول تا ششم (ترتیب شکل‌ها از بالا و از چپ به راست است)
۷۵	۱.۵ نقشه پهنه بندی اثر فضایی گسل‌ها و زمین لرزه‌های ناحیه البرز خاوری مدل فرآیندهای کاکس لگ‌گاوسی بدون متغیر نشان‌دار بر اساس میانگین پسین آن‌ها
۷۶	۲.۵ نقشه پهنه بندی اثر فضایی گسل‌ها و زمین لرزه‌های ناحیه البرز خاوری مدل فرآیندهای کاکس لگ‌گاوسی متغیر نشان‌دار بر اساس میانگین پسین آن‌ها
۷۶	۳.۵ نقشه پهنه‌بندی اثر فضایی گسل‌ها و زمین لرزه‌های ناحیه البرز خاوری مدل برآورد بیزی اثر فضایی-زمانی بر اساس میانگین پسین آن‌ها
۷۷	۴.۵ جدول داده‌های استخراج شده از سایت پژوهشگاه لرزه‌نگاری

فهرست جداول

۱۳	برخی از مهمترین زمین لرزه‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه	۱.۲
۱۴	فوکال مکانیسم برخی از زمین لرزه‌های منطقه	۲.۲
	دسته‌بندی داده‌های دستگاهی زمین لرزه‌های ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب بزرگی	۱.۴ ۴۵
	دسته‌بندی داده‌های دستگاهی زمین لرزه‌های ناحیه البرز خاوری بر حسب عمق	۲.۴ ۴۶
	دسته‌بندی داده‌های دستگاهی زمین لرزه‌های ناحیه البرز خاوری بر حسب عمق	۳.۴ ۴۸
۵۰	داده‌های لرزه‌ای ناحیه‌ی البرز خاوری برای $M_L \geq 3$	۴.۴
۶۶	برآورد شدت به روش کلاسیک	۵.۴
۶۸	برآورد β_0 و پارامترهای مدل	۶.۴
	برآورد مقادیر انحراف معیار، فواصل اطمینان و میانگین پارامترها و متغیر نشان‌دار	۷.۴ ۶۹
۷۱	گره‌های انتخابی	۸.۴

فصل ۱

کلیات

۱.۱ مقدمه

در طول تاریخ، زندگی انسان همواره به واسطه پدیده‌های طبیعی گوناگون همچون زمین‌لرزه تهدید شده است. زمین‌لرزه پدیده‌ای است که در آن فعالیت گسل‌ها به صورت تخلیه ناگهانی انرژی موجب ایجاد لرزش و در برخی موارد گسیختگی در سطح زمین می‌گردد که هرکدام می‌تواند به نحوی زندگی افراد را به خطر بیندازد. از این رو بشر همیشه به دنبال یافتن راهکاری مناسب جهت مقابله با آثار مخرب ناشی از این پدیده بوده است. ناهنجاری‌های لرزه‌ای را می‌توان در مقیاس زمانی از چند روز تا چند دهه مشاهده کرد. تعیین این ناهنجاری‌ها، شناسایی الگوهای خاص لرزه‌خیزی است. دانستن این الگوها می‌تواند معیار بسیار مهمی برای ارزیابی خطر زلزله در مناطق مختلف باشد. توزیع زمانی - مکانی برخی از انواع زمین‌لرزه‌ها الگوهایی معنی‌دار را نشان می‌دهد که تحلیل آنها می‌تواند منجر به شناسایی الگوهای زمانی - مکانی وقوع زمین‌لرزه شود (Basiri and Paknia, 2018). درک پویایی لیتوسفر، موقعیت تکتونیکی، وقوع زلزله، و مخاطرات زمین‌لرزه در دهه‌های اخیر به طور قابل توجهی پیشرفت کرده‌اند. در عین حال، با وجود پیشرفت‌های عمده‌ای در علوم ژئوفیزیکی، هنوز شاهد کاهش اثرات زلزله و خسارت‌های ناشی از زلزله نیستیم. اگر چه فجایع ناشی از زلزله به طور عمده با آسیب‌پذیری قابل توجه جامعه همراه است، ارزیابی‌های جامع خطرات لرزه‌ای، مدل‌سازی آماری زلزله‌ها و پیش‌بینی زلزله می‌تواند به اقدامات پیشگیرانه با هدف کاهش اثرات مخرب زلزله کمک

کند. ایران در یکی از صفحه‌های فعال لرزه‌ای جهان، زون لرزه‌خیز آلپ - هیمالیا قرار دارد. همگرایی صفحات عربستان و اوراسیا وقوع زمین‌لرزه‌های ایران را تشدید می‌کند. سرزمین ایران با توجه به موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناختی آن در زمره ده کشور سانحه‌خیز جهان جای دارد (Martini et al, 1998). بررسی‌های آماری نشان می‌دهند که طی صد سال گذشته، سیزده زلزله به بزرگی بیشتر از هفت ریشتر در کشور رخ داده و به طور متوسط هر هفت سال یک بار زلزله‌ای به بزرگی هفت ریشتر و هر دو سال یک بار نیز زلزله‌ای به بزرگی بیش از دو ریشتر، به وقوع پیوسته است. در این میان ایالت لرزه‌زمین‌ساختی البرز به دلیل جایگاه زمین‌ساختی خود به عنوان یک زون همگرا، از دیدگاه لرزه‌خیزی و جنبایی گسل‌های آن، یکی از مهمترین ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی ایران به شمار می‌رود. بنابراین ارزیابی و بررسی الگوی زمانی - مکانی لرزه‌خیزی در این ناحیه اهمیت زیادی دارد. حرکت زمین‌ساختی در گستره البرز با جنبش دسته‌ای از گسل‌های با سازوکار بیشتر راستالغز چپ‌گرد شناخته می‌شود. البرز خاوری گستره مهمی در برهم‌کنش ایالت لرزه‌زمین‌ساختی البرز و همسایگان آن است. در طول دهه‌های گذشته پژوهش‌های قابل توجهی به بررسی داده‌های لرزه‌ای اختصاص داده شده که این داده‌ها حامل اطلاعات پیچیده‌ای در مورد رویدادهایی هستند که منجر به زمین‌لرزه می‌شوند. روش‌های مختلفی برای بررسی خواص این فرآیندها معرفی شده‌اند. نوسان زمانی و مکانی رویدادهای زلزله، تشکیل الگوهای زمانی - مکانی لرزه‌خیزی می‌دهد که بررسی آن منجر به استخراج اطلاعات مفیدی در این رابطه می‌شود. در این فصل نخست به بررسی تکتونیک^۱ فعال بلوک فلات ایران پرداخته شده است و پس از آن محدوده مورد مطالعه را مورد بررسی جزئی‌تر قرار دادیم. همچنین به برخی از مطالعات پیشین صورت گرفته در این زمینه اشاره شده است و در ادامه اهداف و روش تحقیق توضیح داده شده است.

۲.۱ تکتونیک فعال فلات ایران

فلات ایران یک منطقه زمین‌ساختی فعال است که در بخش میانی کمربند کوهستانی آلپ - هیمالیا قرار دارد و از تعدادی خرد صفحه تشکیل شده است که در طول یک زمین‌درز به هم پیوسته‌اند. می‌توان گفت عامل اصلی دگرریختی فعال آن همگرایی صفحه عربی و اوراسیا می‌باشد. نتیجه این همگرایی کوتاه‌شدگی، گسلش و لرزه‌خیزی بالا در این ناحیه می‌باشد. این فلات یکی از لرزه‌خیزترین نواحی جهان است و هر سال با زمین‌لرزه‌های متعددی مواجه می‌شود. تغییر شکل و در نتیجه لرزه‌خیزی در همه جای ایران به صورت یکنواخت توزیع نشده است و عمدتاً در کمربندهای اصلی زاگرس، البرز، کپه داغ و... متمرکز شده است. این کمربندها بلوک‌های لرزه‌خیزی را احاطه می‌کنند. تاکنون، مطالعات مختلفی در زمینه تقسیم‌بندی نواحی مختلف و معرفی پهنه‌ها و استان‌های لرزه‌زمین‌ساختی در ایران صورت

¹Tectonics

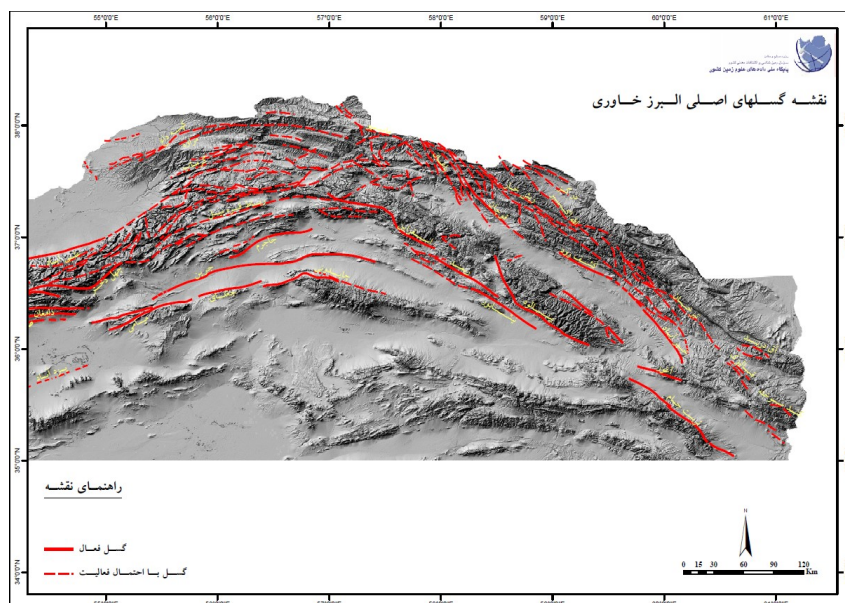
گرفته است که همگی بر اساس بررسی شرایط تکتونیکی و محیط لرزه زمین ساختی و گسل های فعال موجود در کشور می باشد. (Stocklin ۱۹۶۸) اولین نقشه های لرزه زمین ساختی ناحیه ای ایران را با شش منطقه و (Takin ۱۹۷۱) با چهار ناحیه مجزا معرفی کردند. (Berberian ۱۹۷۶) یکی از شناخته شده ترین طبقه بندی ها را انجام داد. بر اساس بررسی ایشان ایران به چهار پهنه اساسی لرزه زمین ساختی تقسیم شده است که شامل نواحی زاگرس، کپه داغ، البرز و ایران مرکزی است. نوروزی (۱۹۷۶) نقشه جدیدی تهیه کرد که در آن ۲۳ منطقه مختلف معرفی شده بود و متعاقب آن نوگل سادات (۱۹۹۴)، توکلی (۱۹۹۶) و میرزایی و همکاران (۱۹۹۸) نقشه های لرزه زمین ساخت جدیدی را به ترتیب با ۵، ۲۰ و ۲۳ ناحیه معرفی کردند. همچنین زارع و معماریان (۲۰۰۰) بر اساس ویژگی های بنیادی و با توجه به مرکز زلزله ها و شاخص های لرزه خیزی، فلات ایران را به ۱۸ استان لرزه زمین ساختی تقسیم بندی کردند. انصاری و همکاران (۲۰۰۸)، زمانی و همکاران (۲۰۰۹)، کریمی پریدی و همکاران (۲۰۱۱)، حمزه لو و همکاران (۲۰۱۲) و مجرب و همکاران (۲۰۱۳) نتایج مطالعات پهنه بندی لرزه زمین ساختی خود را ارائه دادند. در ایران شرایط فعال زمین ساختی، وجود گسل و چشمه های لرزه ای متعدد و قرارگیری جمعیت فراوان در نواحی مستعد رخداد زمین لرزه، توجه بیش از پیش به این سانحه طبیعی و لزوم مطالعات علمی در این زمینه را افزایش می دهد.

۳.۱ زمین ساخت و لرزه زمین ساخت البرز خاوری

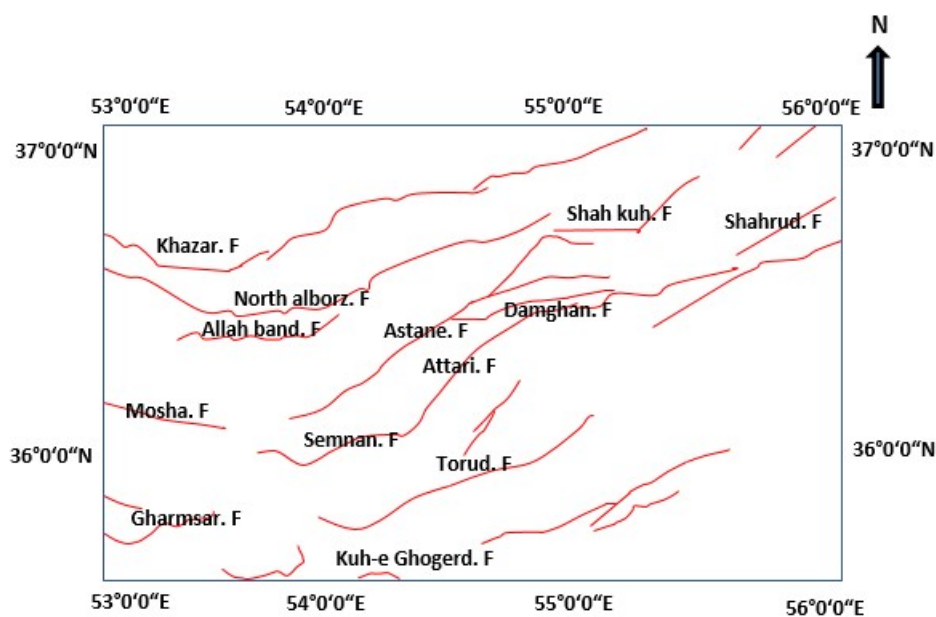
گستره لرزه زمین ساختی البرز خاوری از شمال به گسل کاسپین، از جنوب به گسل ترود، از باختر به گسل مشا و از خاور به کوه های کپه داغ کران دارد. راستای رشته کوه البرز در گستره خاوری $N 80^{\circ} E$ است. جنبش البرز خاوری به دو سامانه رانندگی گسل کاسپین و راستالغز چپ گرد سامانه گسلی شاهرود با راستای شمال خاوری- جنوب باختری افراز می شود. گسل های موجود در ناحیه مورد بررسی شامل: سامانه گسلی شاهرود، آستانه، فیروزکوه، گرمسار، کاسپین و شمال البرز و غیره است که در شکل ۱.۱ در ادامه هر یک به اختصار توضیح داده می شود. گسل های البرز در گستره خاوری دارای رخنمون های بسیار نمایان تری در مقایسه با گستره باختری آن هستند.

۴.۱ مطالعات پیشین

با توجه به بررسی های به عمل آمده، مطالعه ای الگوی مکانی لرزه خیزی در نواحی لرزه خیز دنیا با استفاده از روش های آماری موضوع بسیاری از تحقیقات بوده است. در ادامه به ذکر پیشینه برخی از پژوهش های انجام شده می پردازیم. وحیدی اصل و جلیلیان (۱۳۸۶) با استفاده از مدل کاکس فضایی، مکان زلزله های زاگرس را مدل سازی کردند. همچنین شیاسی و باغیشنی



شکل ۱.۱: نقشه گسل‌های البرز خاوری اقتباس از گزارش سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۵)



شکل ۲.۱: نقشه موقعیت جغرافیایی گسل‌های البرز خاوری اقتباس از گزارش سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۵)

(۱۳۹۶) تحلیل بیزی تقریبی الگوی نقطه‌ای فضایی از زمین‌لرزه‌های شمال غرب ایران با فرآیندهای کاکس لگ‌گوسی ارائه دادند.

- بصیری^۲ و پاکنیا^۳ (۲۰۱۸)، الگوی زمان‌بندی لرزه‌ای در پایانه جنوبی گسل لکرکوه در منطقه هجدک جنوب شرقی ایران را مورد بررسی قرار دادند، در این منطقه در فاصله زمانی کوتاه زلزله‌های بزرگی اتفاق افتاده که به پایانه گسلی لکرکوه مربوط می‌شود. تحلیل زمان‌بندی لرزه‌خیزی در جنوب گسل لکرکوه در منطقه هجدک نشان می‌دهد که وقوع زمین لرزه‌ها در این منطقه یک الگوی خوشه‌ای را نشان می‌دهد.
- یانگ^۴ و ما^۵ در سال ۲۰۱۸ فعالیت‌های لرزه‌ای با هدف پیش‌بینی زمین لرزه‌های بزرگ مورد تحلیل قرار دادند. بدین منظور عنصر متغیر تصادفی فعالیت‌های لرزه‌ای مانند انرژی آزاد شده توسط زمین لرزه‌های کوچک و فرکانس فعالیت لرزه‌ای منتشر شده را مورد تحقیق قرار داده‌اند تا بتوانند ماهیت فعالیت‌های لرزه‌ای را نشان دهند. بدین منظور به تحلیل ناهنجاری‌های این عنصر متغیر پرداخته‌اند و در نهایت به تحلیل تغییرات زمانی با هدف پیش‌بینی زمین لرزه‌های بزرگ پرداخته شده است.
- موسوی^۶ و صالحی^۷ ۲۰۱۷، توزیع زمانی زلزله‌های با بزرگی بیشتر از شش در منطقه دشت بیاض در شرق ایران با استفاده از روند تکرار و مدل‌های وابسته به زمان مورد بررسی قرار دادند و احتمال وقوع زلزله‌های بعدی محاسبه و پیش‌بینی کردند که احتمال وقوع زلزله با بزرگی بیشتر از شش در آینده نزدیک به طور قابل توجهی بالا است.
- تحلیل آماری الگوی زمانی لرزه‌خیزی توسط رستمی و هاشمی (۱۳۹۶) در ناحیه‌ی زاگرس در یک بازه زمانی بیش از ۱۱ سال به کمک روش‌های آماری مورد بررسی قرار گرفته است و نتایج به‌دست آمده از تحلیل آماری نشان می‌دهد الگوی زمانی رخداد زلزله‌ها در این ناحیه از الگوی تصادفی با توزیع پواسون تبعیت نمی‌کند و همچنین نتایج حاصل از تحلیل سری‌های زمانی بر روی داده‌ها نشان می‌دهد الگوی زمانی رخداد زلزله‌ها بر اساس متغیرهای بزرگی و عمق کانونی، به ترتیب با مدل $ARMA(1, 1)$ و عمق کانونی با مدل‌های $ARMA(0, 1)$ و $ARMA(0, 2)$ سری‌های زمانی مطابق است.
- چینگسم^۸ و همکاران ۲۰۱۶، تحلیل آماری فضایی- زمانی توالی‌های پس لرزه‌ای مرتبط با دو زلزله بزرگ نپال بررسی کردند که، نشان دهنده خوشه بندی الگوی زمین لرزه‌ها است. پس لرزه‌ها در فضای دو بعدی سیستم‌های گسل شکستگی منطقه نپال پراکنده می‌شوند و می‌توانند به عنوان یک شاخص برای پیش‌بینی احتمالی زلزله در یک منطقه عمل کنند.

²Basiri

³Paknia

⁴Yang

⁵Ma

⁶Mousavi

⁷Salehi

⁸Chingtham

- گلریز و کلاهی آذر (۱۳۹۵) به بررسی نقش توپوگرافی سطحی و تاثیر آن در لرزه‌خیزی منطقه پرداختند و نتیجه‌گیری کردند که در کمربند زاگرس چین‌خورده زمین‌لرزه‌ها دارای رفتار پیچیده‌تری نسبت به ناحیه زاگرس مرتفع می‌باشد که این رفتار ناشی از تغییر شکل‌های نزدیک سطح پوسته و پوسته تحتانی در قسمت‌های مختلف زاگرس است.
- طالبی^۹ و زارع^{۱۰} ۲۰۱۵، تحلیل زمانی و فضایی لرزه‌خیزی قبل از ۲۰۱۲ و رزقان با بزرگی ۵.۶ ریشتر مورد مطالعه قرار دادند. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که فعالیت‌های لرزه‌ای منطقه شمال غرب ایران دارای تراکم لرزه‌ای فزاینده‌ای است.
- نیکلاس^{۱۱} و همکاران ۲۰۱۴، تغییرات زمانی - فضایی لرزه‌خیزی قبل از زمین‌لرزه بزرگ در منطقه ژاپن و رابطه آن‌ها با مکان‌های رومرکز زلزله مورد مطالعه قرار دادند و با تقسیم منطقه ژاپن به مناطق کوچک، با محاسبات نوسانات انجام شده به برآورد موقعیت رومرکز زمین‌لرزه‌های آینده پرداخته شده است.
- با بررسی کمی تغییرات مکانی و زمانی پارامترهای لرزه‌خیزی در ایران، ایران به هشت پهنه ساختاری مجزا تقسیم شده است و نتیجه حاصل از این پژوهش، پهنه مکران حداقل ضریب لرزه‌خیزی را دارا می‌باشد و ایران مرکزی بیشترین مقدار این ضریب را شامل می‌شود (محمدی و هاشمی، ۱۳۹۳).
- آمئی^{۱۲} و همکاران (۲۰۱۲) از تحلیل سری زمانی برای پیش‌بینی وقوع زمین‌لرزه بزرگ استفاده کردند. زمین‌لرزه‌هایی که در طول سالهای ۱۸۹۶ تا ۲۰۰۹ در سراسر جهان رخ داده اند، با بزرگی مساوی یا بزرگتر از ۸ ریشتر با فرض اینکه مقیاس ریشتر به دنبال یک فرآیند پواسون است، با استفاده از تکنیک مدل سازی سری زمانی ARIMA مجموع حدود ۱۰ رخداد برای شش سال آینده و ۱۲ مدل ARIMA برای آن پیش‌بینی شده است.
- نیکلاس^{۱۳} و همکاران ۲۰۱۰، تغییرات زمانی لرزه‌خیزی قبل از زمین‌لرزه بزرگ در منطقه ژاپن و رابطه آنها با مکان‌های رومرکز زلزله مورد تحقیق قرار دادند و با استفاده از تقسیم منطقه ژاپن به مناطق کوچک محاسبات نوسانات انجام دادند و توانستند به برآورد موقعیت رومرکز زمین‌لرزه‌های آینده کمک کنند.
- با بررسی الگوهای زمانی - مکانی در داده‌های مربوط به زمین‌لرزه‌های تاریخی ایران، با استفاده از شاخص‌ها و مدل‌های آمار فضایی، به نتایجی همچون اطلاعات مورد نیاز

⁹Talebi

¹⁰Zare

¹¹Nicholas

¹²Amei

¹³Nicholas

- درکشف مناطق لرزه‌خیز و پهنه‌بندی لرزه‌ای و بررسی روند زمین‌لرزه‌ها و پیش‌بینی رخدادها منجر شده است (هاشمی و علی‌محمدی سراب، ۱۳۸۹).
- زمان وقوع زمین‌لرزه‌های ایران بر اساس روزهای ماه و فصول سال توسط خاکشور و حافظی مقدس (۱۳۸۷) مورد بررسی قرار گرفته شده است و جاذبه‌ی ماه و خورشید را بر روی رخداد زمین‌لرزه‌ها موثر دانستند.
- فانزا^{۱۴} و پردومینیچی^{۱۵} ۲۰۰۷، تحلیل آماری و توزیع فضایی و زمانی زمین‌لرزه‌ها توسط ادغام زمین‌شناسی، ژئوفیزیک و داده‌های لرزه‌نگاری با هدف مشخص کردن میدان تنش فعال برای تعیین وقوع زمانی و مکانی زمین‌لرزه‌های بزرگ در آپنین (ایتالیا) مورد پژوهش قرار گرفته است.
- خانی و هاشمی (۱۳۸۶) الگوی زمانی- مکانی پس‌لرزه‌ی زلزله‌های اصلی رخ داده در ایران طی ۳۰ سال اخیر را مورد مطالعه قرار دادند. نتایج حاصل از این پژوهش حاکی از آن است که الگوی زمانی- مکانی و فراوانی- بزرگی پس‌لرزه‌های زلزله به خوبی می‌تواند در شناخت بیشتر رفتار زلزله‌ها، گسل‌های لرزه‌خیز مرتبط با آنها، خصوصیات لرزه‌زمین‌ساختی آن و پیش‌بینی الگوی لرزه‌خیزی نواحی مورد استفاده قرار گیرند.

۵.۱ اهداف تحقیق

لرزه‌خیزی ماهیت مکانی- زمانی دارد، به این معنا که بررسی دقیق ویژگی‌های لرزه‌خیزی یک ناحیه مستلزم مطالعه‌ی همزمان این فعالیت در مکان و زمان است. استفاده از روش‌های آماری در تهیه‌ی الگوی زمانی رخداد زلزله‌ها در نواحی لرزه‌خیز دنیا، گامی مهم در شناخت رفتار لرزه‌خیزی این نواحی و تلاشی برای یافتن نظم حاکم بر تغییرات زمانی لرزه‌خیزی در راستای رسیدن به پیش‌بینی زلزله به عنوان یک هدف بزرگ محسوب می‌شود. کاهش خطرات و خسارات ناشی از زلزله، اهمیت بالایی دارد که موضوع بسیاری از تحقیقات در دهه‌های اخیر بوده است. از این رو در این پژوهش تلاش نمودیم تا با بررسی ویژگی‌های لرزه‌ای منطقه‌ی مورد مطالعه امکان وجود الگوی فضایی- زمانی زلزله‌ها را بررسی نماییم.

۶.۱ روش تحقیق

در این مطالعه روش‌های برآزش مدل فرآیند تصادفی پواسون و سری‌های زمانی جهت تعیین الگوی احتمالی رخداد زمین‌لرزه‌ها و بررسی الگوی زمانی لرزه‌خیزی در ناحیه‌ی البرز خاوری استفاده شده است. هر یک از این روش‌ها مختصراً توضیح داده شده است.

¹⁴Faenza

¹⁵Pierdominici

تعریف ۱.۶.۱. سری زمانی: یک سری زمانی مجموعه مشاهداتی است که برحسب زمان مرتب شده‌اند.

تعریف ۲.۶.۱. داده‌های فضایی: داده‌هایی که در یک ناحیه‌ی فضایی گردآوری شده‌اند و دارای مشخصه مکانی هستند و به نوعی وابستگی آن‌ها ناشی از موقعیت و مکان قرار گرفتن آن‌ها در فضای مورد بررسی است.

تعریف ۳.۶.۱. آمار فضایی: آمار فضایی شاخه‌ای از آمار است که به تحلیل داده‌های با مشخصه‌های مکانی که وابستگی آن‌ها تابعی از فاصله بین موقعیت‌های مشاهدات باشد، می‌پردازد. در این حالت مشاهدات نزدیک به هم وابسته‌تر و مشاهدات دورتر از هم وابستگی کمتری دارند. ماترون (۱۹۶۲) از جمله نخستین زمین‌شناسانی بود که به بررسی داده‌های فضایی با رویکرد آمار فضایی پرداخت.

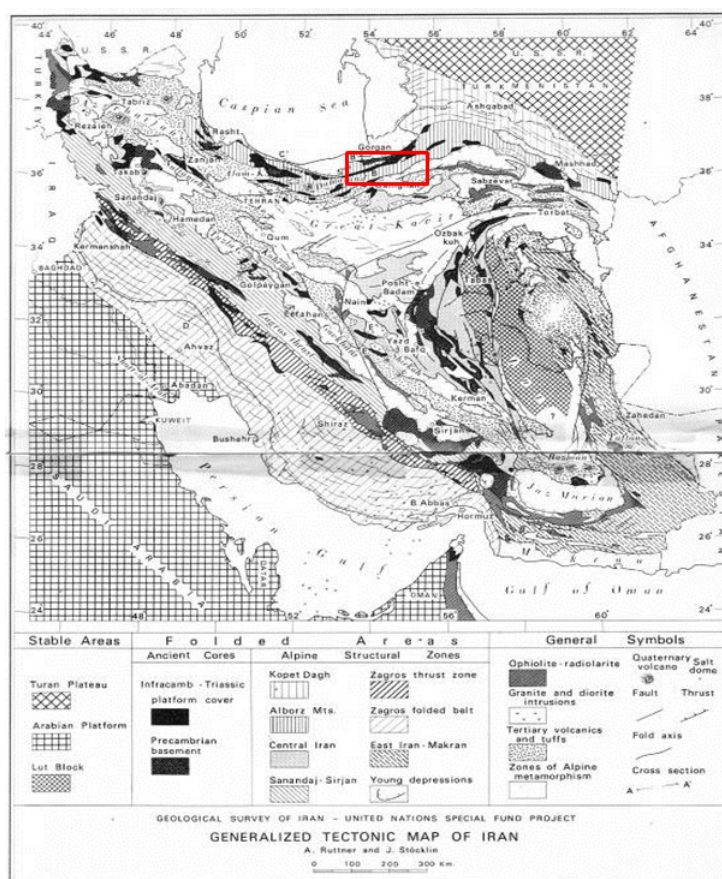
فصل ۲

مروری بر لرزه‌خیزی و لرزه زمین‌ساخت البرز خاوری

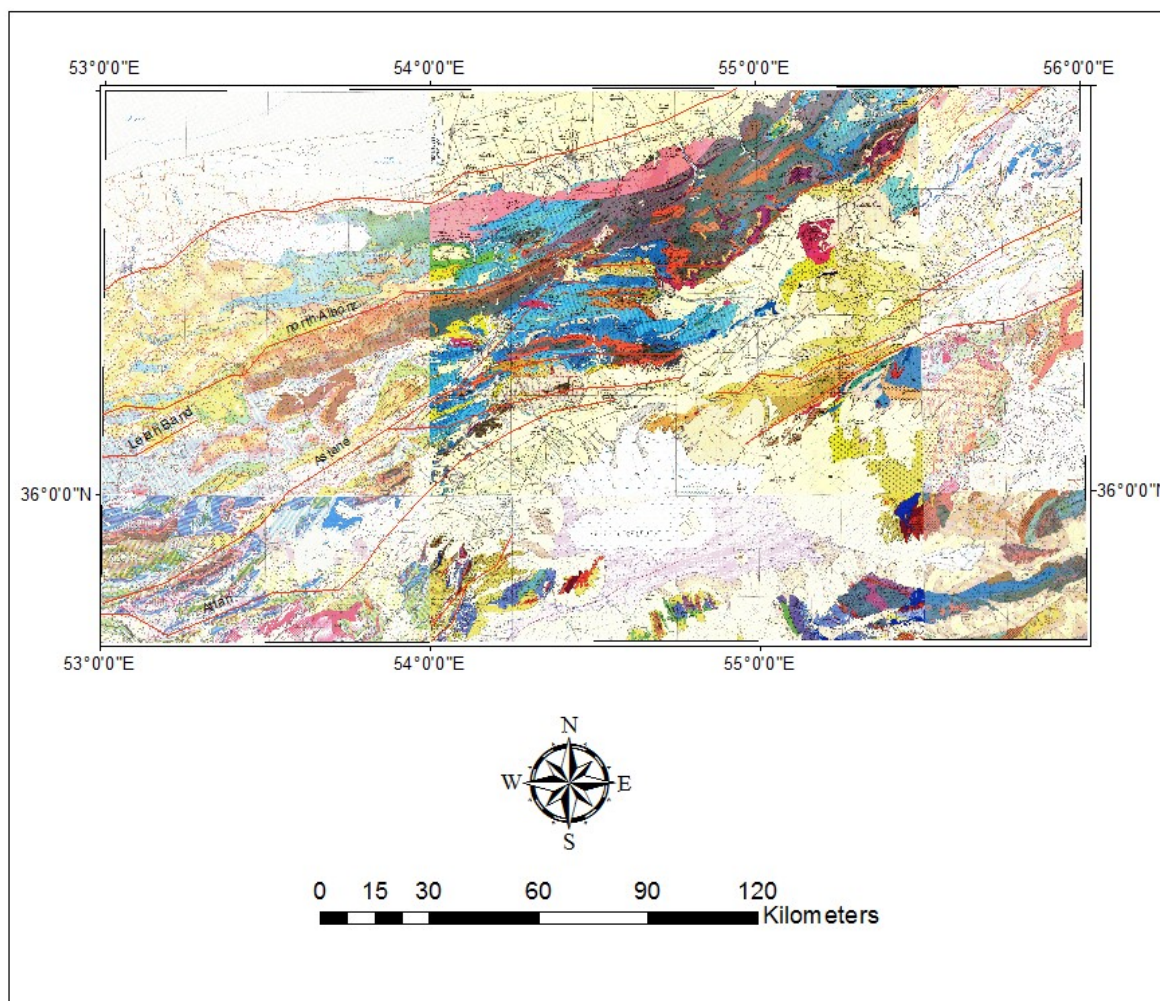
۱.۲ جایگاه زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه (البرز خاوری)

رشته‌کوه‌های البرز بخشی از کوهزاد آلپ- هیمالیا است که در جنوب دریای کاسپین و شمال ایران مرکزی قرار گرفته است. دگرریختی پوسته در این کوهستان حاصل کوتاه‌شدگی بین شمال ایران مرکزی و صفحه سخت کاسپین جنوبی است. این رشته‌کوه‌ها به صورت یک گستره چین و گسل خورده در بخش شمالی فلات ایران، در امتداد حاشیه جنوب سواحل دریای کاسپین واقع شده است که گسترش آن بین انتهای جنوبی کوه‌های تالش در باختر تا کوه‌های کپه‌داغ در خاور است. وجود گسل‌های جنبای متعدد، این گستره را از نظر لرزه‌خیزی به گستره‌ای فعال در فلات ایران تبدیل کرده است. رشته کوه البرز مجموعه‌ای از ورقه‌های راندگی با ۱۰۰ کیلومتر پهنا و ۶۰۰ کیلومتر درازا است که در نتیجه دگرریختی فشاری به هنگام برخورد قطعه‌ای از گندوانا با صفحه اوراسیا در تریاس پسین شکل گرفته است (Alavi, 1996). ارتفاع متوسط در البرز به طور ناگهانی از حدود ۳۰۰۰ متر در کمر بند داخلی به ۲۸ متر در خط ساحلی دریای کاسپین در شمال کاهش می‌یابد. گسل‌های راست‌الغز البرز در ارتفاعات بلندتر این رشته‌کوه قرار گرفته‌اند. البرز خاوری با وجود میانگین ارتفاع کم در مقایسه با البرز مرکزی، یکی از مناطق فعال است که نقش مهمی بر روی مناطق مجاورش مانند حوضه کاسپین جنوبی

دارد. ساختارهای رشته‌کوه البرز نتیجه دو کوهزایی مهم است: یکی کوهزایی پرکامبرین (آسنیتیک) و دیگری کوهزایی آلپ مربوط به دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک (خسرو تهرانی، ۱۳۸۴). در بخش خاوری البرز روند ساختارها اغلب به صورت شمال خاوری- جنوب باختری است و با روند ساختاری غالب در بخش البرز باختری متفاوت است. این دو روند ناهمسان در البرز مرکزی به یکدیگر می‌رسند. عوامل اصلی شکل‌گیری ساختارها در البرز، برخورد صفحه ایران و توران، عملکرد گسلش‌های راندگی و سرانجام عملکرد گسل‌های امتدادلغز شمال باختر- جنوب خاور در البرز باختری و شمال خاوری- جنوب باختری در البرز خاوری بوده است (آقانباتی، ۱۳۸۲). اگرچه مجموعه البرز از آذربایجان تا خراسان ادامه می‌یابد، ولی از نظر چین‌شناسی و تکتونیک اختصاصات یکنواخت نداشته و به همین دلیل به واحدهای کپه‌داغ و البرز خاوری، البرز مرکزی، البرز باختری و آذربایجان تقسیم شده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). محدوده مورد مطالعه در این پژوهش در واحد البرز خاوری قرار گرفته است. جایگاه زمین‌ساختی البرز خاوری در ایران در شکل ۱.۲ و نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ البرز خاوری در شکل ۲.۲ مشاهده می‌شود.



شکل ۱.۲: جایگاه زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه البرز خاوری که با کادر قرمز رنگ مشخص شده است



شکل ۲.۲: محدوده مورد مطالعه شامل نقشه های ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان، آمل، ساری، سمنان، طرود، جاجرم و خارتوران می‌باشد که در این شکل از کنار هم قرار گرفتن این نقشه ها حاصل شده است

۲.۲ لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین ساخت البرز خاوری

رشته‌کوه البرز که يك کمربند چین‌خورده و گسل‌خورده است، یکی از گستره‌های کوتاه‌شدگی پوسته در ایران است. کوتاه‌شدگی این گستره در پی برخورد پهنه‌های عربی و اوراسیا در تریاس پسین آغاز شده است. آهنگ کنونی این برخورد ۲۳ میلیمتر در سال است (Vernant et al, 2004). گستره لرزه‌زمین‌ساختی البرز خاوری از شمال به گسل کاسپین، از جنوب به گسل طرود، از باختر به گسل مشا و از خاور به کوه‌های کپه داغ کران دارد. راستای این رشته کوه در گستره خاوری $N8^{\circ}E$ است. جابه‌جایی رو به باختر پوسته کاسپین روی زمین ساخت پاره باختری البرز خاوری تأثیر دارد. سازوکار بیشتر زمین‌لرزه‌های این پاره از البرز راستالغز چیگرد همسو با راستای گسل‌های رشته کوه است. گسل‌های البرز در گستره خاوری دارای رخنمون‌های بسیار

نمایان‌تری در سنجش با گستره لرزه زمین‌ساخت البرز میانی، باختری و دامنه جنوبی آن هستند. جنبش البرز خاوری به دو سامانه راندگی گسل کاسپین با سازوکار راستالغز چپ‌گرد و سامانه گسلی شاهرود با راستای شمال خاوری - جنوب باختری افراز می‌شود (Hollingsworth et al, 2010).

البرز خاوری یکی از گستره‌های جنبا است که نقش مهمی در برهم‌کنش با همسایگان خود، مثل پوسته کهن دریای کاسپین، دارد. راستالغزی چپگرد البرز خاوری و میانی با جنبش شمال، شمال باختری پوسته کهن دریای کاسپین (Hollingsworth et al, 2006, 2008) یا با گردش ساعت‌گرد آن هم‌خوانی دارد (Ritz et al, 2003). تحلیل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های البرز نشان می‌دهد که گسل‌ها معکوس یا راستالغز چپ‌گرد راندگی کاسپین (خزر) با شیب به سوی جنوب مرز شمال البرز را شکل می‌دهد (Priestley et al, 1994) و (Jackson et al, 2002). گسل‌های راندگی مرز جنوبی البرز مانند گسل‌های شمال تهران و شمال قزوین به سوی شمال شیب دارند. وجود یک راندگی سراسری با شیب به سوی جنوب در شمال البرز نشان می‌دهد که حوضه کاسپین جنوبی در حال به زیرراندگی است (Tatar et al, 2007). مجموعه این راندگی‌های شمالی و جنوبی، کوتاه‌شدگی البرز بین ایران مرکزی، کاسپین جنوبی و اوراسیا را جبران می‌کنند.

۳.۲ تاریخچه لرزه‌خیزی در البرز خاوری

در البرز خاوری زمین‌لرزه‌های تاریخی زیادی رخ داده‌اند: زمین‌لرزه‌های تاریخی سال ۸۵۶ میلادی قومس دامغان با بزرگای ۷/۹ و سال ۱۳۰۱ میلادی با بزرگای ۷/۶، زمین‌لرزه دستگاهی سال‌های ۱۸۹۰ و ۱۹۳۵ میلادی به ترتیب با بزرگی‌های ۷/۲ و ۶/۸ میلادی در ناحیه‌ی مورد بررسی رخ داده‌اند که شاید بتوان آن‌ها را به سامانه گسلی شاهرود وابسته دانست. در زمین‌لرزه قومس، که بزرگترین زمین‌لرزه درون قاره‌ای ایران است، نزدیک به ۲۰۰۰۰۰ نفر در شهر دامغان و پیرامون آن کشته شدند (Melville and Ambraseys, 1982). اگر چه در تازه‌ترین مطالعه، پژوهشگران زمین‌لرزه قومس و دو دیرینه زمین‌لرزه دیگر را در بررسی‌های دیرینه لرزه‌شناسی در ترانشه گسل آستانه به آن گسل وابسته دانسته‌اند (Hollingsworth et al, 2010). پیشینه لرزه‌خیزی گستره جنوبی البرز خاوری نشان می‌دهد که یکی از بزرگترین زمین‌لرزه‌های رخ داده در گستره مورد مطالعه رویداد هفتم ژوئیه ۱۹۲۷ میلادی شمال دشت کویر با بزرگای ۹/۶ و زمین‌لرزه ۱۲ فوریه ۱۹۵۳ میلادی در خاور رشم با بزرگای ۹/۶ است. زمین‌لرزه سال ۱۸۰۸ میلادی با بزرگای ۶/۶ نیز در گذشته تاریخی گستره روی داده است. زمین‌لرزه ساعت ۵۳:۲۳ روز پنجم شهریورماه سال ۱۳۸۹ با $M_L = 5/9$ در جنوب خاوری دامغان را نیز می‌توان به این پیشینه افزود. در جدول ۱.۲ چند مورد از زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی البرز خاوری را نشان می‌دهد.

جدول ۱.۲: برخی از مهمترین زمین لرزه‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه

ردیف	تاریخ (میلادی)	طول جغرافیایی (درجه)	عرض جغرافیایی (درجه)	بزرگی (ریشتر)
1	856/12/22	54.3	36.2	7.9
2	859	54.3	36.2	نامعلوم
3	1825/03/25	53.2	36.1	6.7
4	1868/07/01	54.3	35.9	نامعلوم
5	1868/07/01	52.5	34.9	6.4
6	1890/01/11	54.6	36.6	7.2
7	1898/01/15	54.7	36.6	نامعلوم
8	1917/10/24	54.31	36.94	5.3
9	1927/06/22	53.64	34.72	6.3
10	1928/04/14	55	35.5	5.2
11	1932/05/20	53.5	36.5	5.4
12	1935/03/05	53.06	35.94	5.8
13	1935/04/11	53.32	36.36	6.8
14	1935/04/12	53.4	36	5.6
15	1935/04/12	53.5	36	5.5
16	1935/04/12	53.1	36	5.4
17	1935/04/12	53.5	36.3	5.1
18	1939/04/06	54.56	35.45	5.4
19	1944/04/05	54.5	36.7	5.4
20	1952/02/12	53.4	36.6	5.4
21	1953/02/12	55.08	35.39	6.9
22	1967/09/02	54.95	36.71	5.1
23	1969/09/25	55.12	36.71	5.1
24	1970/01/27	55.14	36.86	5.1
25	1971/02/14	55.68	36.553	5.7
26	1977/05/02	55.264	36.999	5.1
27	1985/10/29	54.899	36.901	6.2
28	1985/10/26	54.772	36.68	6.1
29	1999/11/26	54.896	36.953	5.3
30	2010/08/27	54.49	35.46	5.9

۴.۲ سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها

سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها به عنوان یکی از مهم‌ترین پارامترهای مرتبط با چشمه‌های لرزه‌ای از اهمیت بالایی در مطالعات لرزه‌زمین‌ساخت برخوردار است. سازوکارهای ثبت شده در محدوده مورد مطالعه از پایگاه‌های موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و بانک اطلاعاتی CMT

هاروارد اخذ شده‌اند. مرکز لرزه‌نگاری کشوری، سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های ایران با بزرگی حدود ۵/۴ و بالاتر را (IRSC) محاسبه کرده است. سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها در جدول ۲.۲ به ترتیب تاریخ رخداد آن‌ها آورده شده است و موقعیت آن‌ها نسبت به گسل‌های منطقه در شکل ۳.۲ به همراه شماره هر یک مشخص شده است. تمام سازوکارهای ثبت شده در محدوده مورد مطالعه به جز رخداد شماره ۳ رژیم فشارشی غالب در منطقه را نشان می‌دهند. سازوکار شماره ۱ دارای مولفه شیب‌لغز غالب است که به صورت معکوس می‌باشد و با توجه به امتداد شرقی - غربی که از خود نشان می‌دهد، همچنین موقعیت مکانی آن، می‌توان گفت که این سازوکار در ارتباط با گسل شاهوار است.

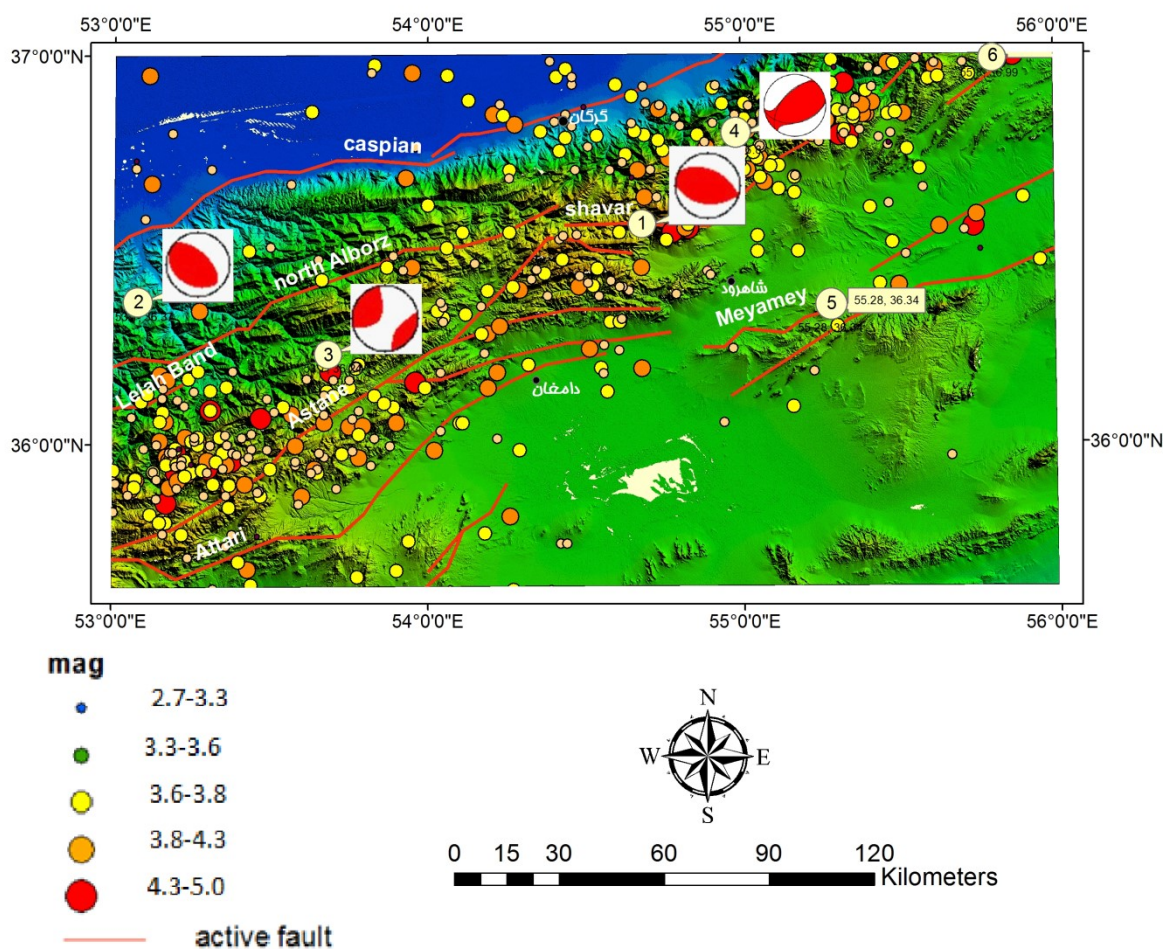
سازوکار شماره ۲ غلبه‌ی مولفه شیب لغز معکوس را نشان می‌دهد اما امتدادی که نشان می‌دهد برخلاف گسل کاسپین شمال غربی - جنوب شرقی می‌باشد. از این رو نمی‌توان آن را مربوط به فعالیت این گسل دانست. سازوکار شماره ۳ همانطور که پیش‌تر بیان شد برخلاف سایر سازوکارهای ثبت شده موجود در منطقه از نوع کششی می‌باشد که با توجه به موقعیت قرارگیری آن و دوری از گسل‌های اصلی همچون آستانه و شمال البرز می‌توان گفت مربوط به رژیم‌های محلی حاکم در آن نقطه می‌باشد و در کل از رژیم فشارشی حاکم بر کل ناحیه پیروی نمی‌کند.

سازوکار شماره ۴ دارای امتداد شمال شرق - جنوب غرب می‌باشد که از نظر امتداد هم راستا با سامانه گسلی کاسپین بوده و دارای مولفه شیب‌لغز غالب به صورت معکوس می‌باشد. سازوکار شماره ۵ امتداد شمال غرب - جنوب شرقی را نشان می‌دهد که با توجه به اینکه در نزدیکی گسل میامی است، اما امتداد در طول این سامانه گسلی به صورت پلکانی می‌باشد و امتداد در قطعات مختلف گسل دچار تغییر می‌شود. از این رو می‌توان این سازوکار فشارشی را مربوط به این گسل دانست. سازوکار شماره ۶ دارای مولفه غالب امتدادلغز بوده که به صورت چپ‌گرد می‌باشد.

جدول ۲.۲: فوکال مکانیسم برخی از زمین لرزه های منطقه

NO.	Date	Lat.	Lon.	Mw	Depth(km)	Focal mechanism	Ref.
1	2011/08/11	36.57	54.71	5.0	12.0		CMT
2	2012/01/11	36.37	53.10	5.0	30.6		CMT
3	2013/03/21	36.24	53.70	4.7	22.0		CMT
4	2014/06/13	36.8	55.0	4.3	5.0		IRSC
5	2015/08/17	36.34	55.28	4.1	8.0		IRSC
6	2016/12/27	37.0	55.8	4.6	5.0		IRSC

در این پژوهش با استفاده از لرزه نگاشت‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری پژوهشگاه



شکل ۳.۲: نقشه ساختاری از محدوده مورد مطالعه که در آن گسل‌ها و موقعیت زمین لرزه‌ها به همراه فوکل مکانیسم تعدادی از آنها آورده شده‌اند (شماره فوکل مکانیسم‌ها بر اساس جدول شماره می‌باشد).

بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (www.iiess.ac.ir) در منطقه البرز مرکزی و خاوری با روش وارون‌سازی محاسبه و سازوکارهای کانونی استخراج شده‌اند. در حاشیه جنوبی خزر یک سازوکار امتداد لغز چپ‌گرد در مجاورت گسل خزر محاسبه شده است که می‌تواند شاهدهی برای وجود مولفه‌ی امتداد لغز در شمال البرز خاوری باشد. سازوکار معکوس محاسبه شده در نزدیکی این مکانیسم که رومرکز آن در جنوب گسل خزر واقع شده است، در چارچوب تکتونیکی منطقه قابل توجیه نیست. با این حال از آنجایی که با حل CMT این رویداد تطابق خوبی دارد، می‌تواند واقعیت تکتونیکی داشته باشد. وجود رویدادهای سازوکارهای امتداد لغز در مجاورت گسل‌های چاشم و بشم و در نظر گرفتن راستای این گسل‌ها برای این سازوکارها، نشانگر یک گستره امتداد لغز چپ‌گرد (با مولفه کوچک شاقولی) در این منطقه است. زمین لرزه با سازوکار مورب لغز و امتداد لغز غیر قابل انطباق با گسل

فیروزکوه، می‌تواند نمایانگر فعالیت یکی از شاخه‌های مرتبط با این گسل باشد. سازوکارهای بدست آمده در مجاورت گسل طرود نیز، حرکت امتدادلغز چپ‌گرد را در این گستره گسلی نشان می‌دهد و معرف حرکات امتدادلغز چپ‌گرد در جنوب البرز خاوری هستند که آن را از بخش‌های دیگر البرز متمایز می‌کند و نشان دهنده غلبه لغزش امتدادلغز در البرز خاوری حتی در حاشیه جنوبی آن است. بطور کلی نتایج این مطالعه نشان دهنده اختلاف متمایز سازوکار تغییر شکل در البرز خاوری از بخش‌های دیگر البرز، را نشان می‌دهد، که در آن‌جا گسل‌های امتدادلغز عمدتاً در بخش میانی البرز و گسل‌های معکوس در حاشیه‌ی آن قرار گرفته‌اند، و وجود یک پهنه برشی وسیع و غلبه سازوکار امتدادلغز چپ‌گرد در کل گستره می‌باشد که تا شمال ایران مرکزی نیز ادامه یافته است.

۵.۲ گسل‌های فعال در البرز خاوری

در طبقه‌بندی گسل‌ها بر اساس فعالیت آن‌ها از دیدگاه بربریان و همکاران (۱۳۷۵) گسل‌هایی که دارای یک یا چند ویژگی زیر باشند، گسل جنب یا گسل با توانایی جنبش در روی زمین به حساب می‌آید و در غیر این صورت آن گسل یک گسل غیرفعال نامیده می‌شود که در بررسی‌های لرزه زمین‌ساختی اهمیت ندارد.

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

گسل‌های فعال را می‌توان به سه گروه تقسیم کرد:

الف) گسل‌های زمین‌لرزه‌ای که در طول خود همراه با گسیختگی سطحی می‌باشند که ناشی از زمین‌لرزه‌های اتفاق افتاده توسط آن گسل است.

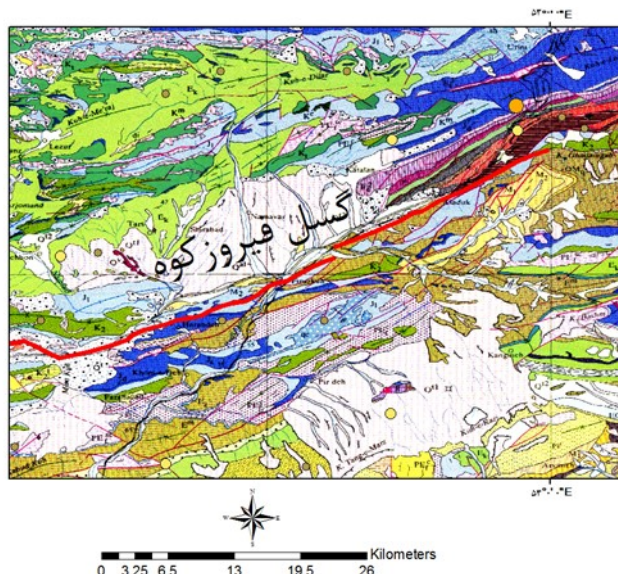
ب) گسل‌های لرزه‌زا که دارای پیشینه‌ای از فعالیت‌های لرزه‌ای ثبت شده می‌باشند اما هیچ‌یک از این فعالیت‌ها موجب ایجاد گسیختگی سطحی در طول این گسل نگردیده نشده است.

ج) گسل‌های کواترنری که در طول دوران کواترنری دچار فعالیت شده‌اند. گسل‌های بنیادین و لرزه‌زا نیز نوع دیگری از گسل‌های فعال به حساب می‌آیند و گسل‌های جوانی هستند که با درازای بیش از ۱۰ کیلومتر در آبرفت‌ها یا کوهساران دیده می‌شوند. سن جوان و درازای زیاد آن‌ها باعث می‌شود جز گسل‌های خطرناک قرار گیرند. در ادامه برخی از مهمترین گسل‌های منطقه به اختصار شرح داده می‌شود.

۱.۵.۲ گسل مشا فشم

این گسل توسط Dellenbach et al (1974) به عنوان برجسته‌ترین ساختار در بخش جنوبی البرز مرکزی با نام مشاء- فشم معرفی شد. همچنین Berberian (1976) در نقشه لرزه‌زمین‌ساخت ایران این گسل را با نام گسله فشارشی معرفی کرده است. نبوی (۱۳۵۵) این گسل را با عنوان گسل آبیگ - فیروزکوه - شاهرود نامیده است و به عقیده وی گسل فوق از حدود آبیگ در غرب شروع شده و پس از عبور از شمال تهران، فیروزکوه و شمال سمنان به طرف دامغان و شاهرود ادامه می‌یابد. روند این گسل در بخش باختری، باختر، شمال باختر - خاور، جنوب خاور، در بخش مرکزی به تدریج خمیده می‌شود و در بخش خاوری حالت خاوری - باختری به خود می‌گیرد. شیب گسله همیشه به سمت شمال و بین ۳۵ تا ۷۰ درجه تغییر می‌کند و Berberian et al (1974) درازای تقریبی این گسل را پیرامون ۴۰۰ کیلومتر بیان کرده‌اند. این گسل در اغلب قسمت‌های خود سازوکار راست‌الغز چپ‌بر^۱ را نشان می‌دهد. در مورد درازای این گسل اختلاف نظر وجود دارد. با فرض اینکه گسل فوق از حدود آبیگ در غرب شروع شده باشد و تا شاهرود نیز ادامه یابد درازای گسل مزبور به بیش از ۳۰۰ کیلومتر می‌رسد. یکی از این اختلاف‌نظرها به دلیل وجود یک تغییر اساسی در روند این گسل در ناحیه فیروزکوه می‌باشد (شکل ۴.۲). در این ناحیه گسل مشاء با یک چپ گام به سوی شمال خاور ادامه می‌یابد. به همین دلیل برخی از پژوهشگران ادامه شمال خاوری این گسل را، با نام گسل فیروزکوه تعریف می‌کنند و این گسل را معکوس با شیب به سمت جنوب معرفی کرده‌اند. همچنین در شرق تهران این گسل دوشاخه می‌شود که شاخه جنوبی آن را با نام گسل شمال تهران می‌شناسیم. بنا به نظر نبوی این گسل طی لیاس فعال بوده است و حداکثر جابجایی آن به ۴ کیلومتر می‌رسد (Allenbach, 1966) و (Tchalenko et al, 1974). همچنین آخرین حرکات آن به بعد از پلیوسن می‌رسند (Al-lenbach, 1964). زمین لرزه‌های ۱۶۶۵ میلادی با بزرگی سطحی ۶/۵ و ۱۸۰۲ میلادی، ۱۸۱۱ میلادی و ۱۸۳۰ میلادی با بزرگای سطحی ۷/۱ همچنین زمین لرزه ۱۹۳۰ میلادی با بزرگای ۵/۲ ریشتر همگی کم‌وبیش بر این گسل منطبق هستند.

¹Left-lateral



شکل ۴.۲: نمایش روند گسل فیروزکوه بر روی نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سمنان تهیه‌شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

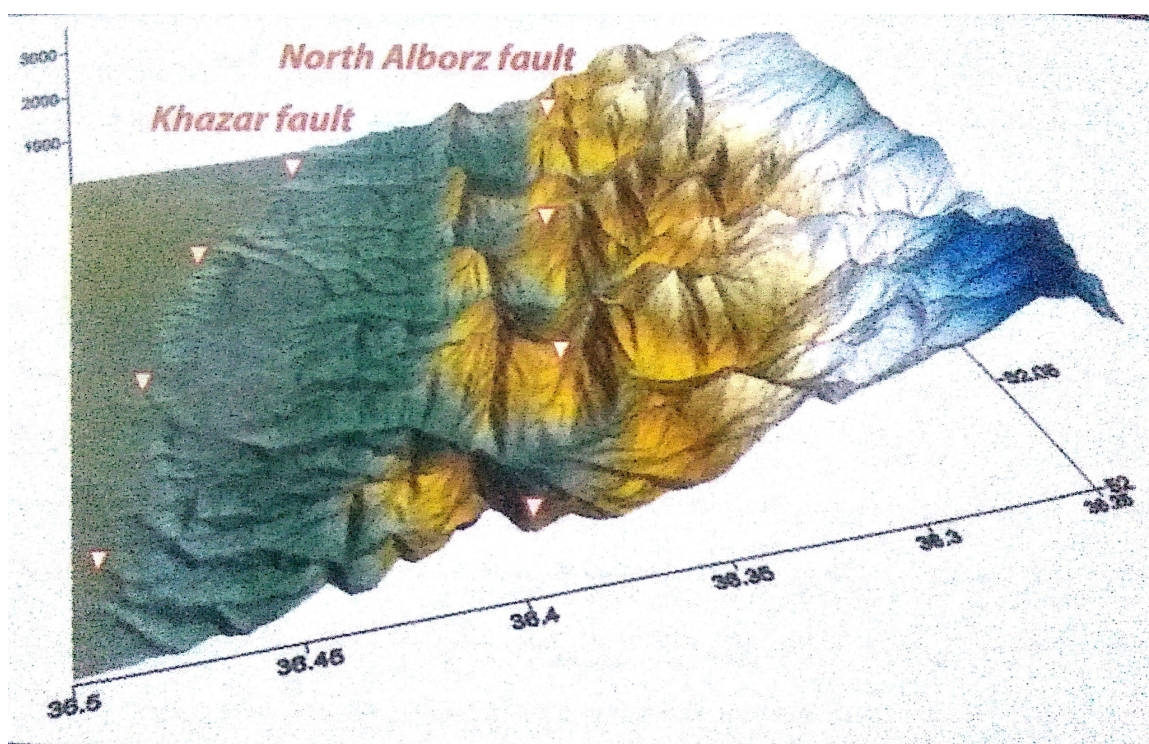
۲.۵.۲ گسل خزر

گسل کاسپین (خزر) به عنوان مرز جلگه کاسپین و کوه‌های البرز يك عارضه زمین‌ساختی مهم است که می‌توان آن را گسل پیشانی شمالی رشته کوه البرز در نظر گرفت. درازای این گسل در حدود ۴۵۰ کیلومتر است و فرونشست گودال کاسپین در شمال و برپایی کوه‌های البرز و راندگی آن بر روی جنوب حوضه کاسپین جنوبی در راستای این گسل صورت می‌گیرد. از این گسله به عنوان گسله‌ی فشاری با شیب به سوی جنوب یاد می‌شود. زمین‌لرزه‌های بسیاری در گستره‌ی عملکرد شاخه‌های گوناگون این گسله رخ داده است.

۳.۵.۲ گسل شمال البرز

این گسل در دامنه شمالی البرز، با طول ۵۵۰ کیلومتر، از لاهیجان تا جنوب گنبدکاووس ادامه دارد (شکل ۵.۲). روند عمومی آن کم و بیش خاوری - باختری است ولی، به دلیل خمش به سمت جنوب، بخش میانی آن، سیمایی کمانی دارد. اگرچه در بیشتر گزارش‌ها (نبوی، ۱۳۵۵) و (Berberian, 1983) شیب گسل البرز به سمت جنوب دانسته شده است ولی در نقشه زمین‌ساخت خاورمیانه (علوی، ۱۹۹۱) گسل البرز نوعی راندگی و با شیب به سمت شمال است. در باختر لاهیجان، گسل چپگردی به نام گسل سفیدرود با روند شمال خاوری - جنوب باختری این گسل را جا به جا کرده است. گسل البرز جداکننده البرز از حوضه ترشیری حاشیه جنوبی خزر است و این احتمال وجود دارد که این گسل نشان‌گر محل تقریبی زمین درز تئیس کهن باشد. گسل البرز در ریخت زمین‌ساخت منطقه اثرگذار است. یاسینی (۱۹۷۰)، اختلاف ارتفاع

رأس واحدهای قاره‌ای پلیوسن در دو سوی گسل البرز را حدود ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ متر می‌داند. ولی Berberian (۱۹۸۳)، به جا به جایی حدود ۳۰۰۰ متر طی ۲ میلیون سال اعتقاد دارد. موسوی روح‌بخش (۱۳۸۰)، با توجه به حفاری نفتی در دو طرف گسل البرز، این اختلاف ارتفاع را بین ۱۹۰۰ متر در خاور تا ۲۳۰۰ متر در باختر می‌داند. بلوک شمالی این گسل، در بیشتر زمانها حرکت رو به پایین داشته است. شاید نخستین حرکت رو به پایین در زمان میوسن بوده که در نتیجه آن رخساره‌های دریایی میوسن (رخساره خزر) در شمال این گسل نهشته شده‌اند. ولی آغاز فرونشینی ممکن است به زمان ژوراسیک برسد. در حال حاضر گسل البرز به شدت فعال به نظر می‌رسد و احتمال دارد بسیاری از زمین لرزه‌های گیلان و مازندران نتیجه جا به جایی در طول این گسل باشند.



شکل ۵.۲: بلوک دیاگرام سیستم گسلی خزر (کاسپین) و شمال البرز اقتباس از نظری و شهیدی (۱۳۹۳)

۴.۵.۲ گسل دامغان

گسل دامغان از ۱۰ کیلومتری شمال شهر دامغان می‌گذرد و با برش نهشته‌های کواترنری، معرف يك گسل کواترنری است. نخستین بار کرینسلی (۱۹۷۰)، ۱۴/۵ کیلومتر از طول گسل مذکور را مطالعه و آن را نوعی گسل نرمال با شیب به سوی جنوب همراه با فرو افتادن بخش جنوبی دانست. بنا به گزارش بربریان و همکاران (۱۳۷۵)، درازای این گسل حدود ۱۰۰ کیلومتر برآورد می‌شود و از دو بخش بنیادی خاوری و باختری ساخته شده است. بخش خاوری (از

شمال دامغان تا ده‌ملا)، به طول ۵۳ کیلومتر، گاهی از میان کنگلومرای چین‌خورده نئوژن پسین و بادزن آبرفتی کهن و جوان کواترنر و گاهی در میان سیلت‌های رسی کواترنری است، و بلوک جنوبی آن پایین افتادگی دارد. در بخش باختری گسل دامغان (از شمال دامغان تا گردنه آهوان) بلوک شمالی فرو افتاده و بلوک جنوبی معرف نوعی گسل فشاری با شیب به سوی جنوب است. هیچگونه داده لرزه‌خیزی از گسل دامغان در دست نیست. امکان دارد زمین‌لرزه‌های ۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی قومس و زمین لرزه ۹ ژانویه ۱۹۸۲، نتیجه جنبش گسل دامغان باشند (Berberian, 1363).

۵.۵.۲ گسل عطاری

گسل عطاری از حدود ۲۵ کیلومتری خاور سمنان آغاز و به سمت خاور تا حوالی روستای قوشه ادامه می‌یابد. علوی نایینی (۱۹۷۲)، این ساختار خطی را نوعی گسل شمال خاوری - جنوب باختری با شیب به سوی جنوب خاور می‌داند که ضمن بریدن پهنه جام - آبخوری، نوعی گسل بنیادی است که از زمان کامبرین تا کرتاسه پسین بر حوضه‌های رسوبی دو سوی خود اثر گذار بوده است. از نگاه علوی نایینی نقش این گسل به گونه‌ای است که می‌توان آن را جداکننده دو پهنه ساختاری - رسوبی البرز و ایران مرکزی دانست. بربریان و همکاران (۱۳۷۵) گسل عطاری را نوعی راندگی کوتاه به طول ۳۲/۵ کیلومتر می‌دانند که سبب راندگی سنگ‌های سازند کرج (از سوی جنوب) بر روی کنگلومرا، ماسه سنگ و مارن‌های ژئوپس‌دار میوسن و کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های پلیوسن - پلیستوسن (در شمال) شده است. هیچگونه داده سنی یا لرزه‌خیزی از راندگی عطاری در دست نیست.

۶.۵.۲ گسل سمنان

گسل سمنان که در شمال بلافصل این شهر و در پهلوی شمالی کوه چندران قرار دارد، نوعی راندگی با روند شمال خاوری - جنوب باختری است که به سمت جنوب خاوری شیب دارد. حرکت‌های افقی گسل سمنان دانسته نیست، فقط در قسمت‌هایی اثرات راندگی با شیب به سمت جنوب در آن تشخیص داده می‌شود. از نگاه نبوی (۱۳۵۵) ویژگیهای چینه‌نگاری سنگی توالی پالئوزویک (به ویژه دونین) دو سوی این گسل تفاوت آشکار دارند، به گونه‌ای که در بلوک جنوبی رخساره‌های ایران مرکزی و در بلوک شمالی رخساره‌های البرز برونزد دارند. به همین رو گسل سمنان مرز بین دو پهنه ایران مرکزی و البرز معرفی شده است. اگرچه درازای این گسل از دامغان تا گرمسار محتمل دانسته شده، ولی بهترین اثر آن تنها در کوه چندران دیده می‌شود که بیش از چند صد متر درازا ندارد. با توجه به تدریجی بودن گذر ایران مرکزی به البرز، پذیرش گسل سمنان به عنوان مرز این دو پهنه چندان ساده نیست.

۷.۵.۲ گسل آستانه

در باختر روستای آستانه (واقع در شمال باختری شهر دامغان) و دره رودخانه آستانه، دو گسله موازی و کنار هم با راستای شمال خاوری - جنوب باختری دیده می‌شوند که در نزدیکی ۱۰ کیلومتری جنوب باختر آستانه، رسوبات آبرفتی کواترنر را به روشنی بریده و همراه با آبراهه های پهنه، به شکل چپ‌بر جابجا نموده است (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵). گسل آستانه یکی از گسل‌های نادر البرز کوه است که به سبب نزدیکی با مرز جنوبی البرز و وجود رسوبات آبرفتی کواترنر در کنار آن، به روشنی جنبش جوان کواترنر را نشان می‌دهد (بربریان و قریشی، ۱۳۷۶). درازای شناخته شده گسل آستانه بیش از ۷۵ کیلومتر بوده و ساز و کار آن راندگی با مولفه راستالغز چپ‌بر است (بربریان، ۱۳۶۳). امکان دارد خرابی دژ فولاد محله به سبب جنبش گسل آستانه رویداده باشد. همچنین ممکن است جنبش این گسل سبب رویداد زمین لرزه ۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی قوس با بزرگی $M_S = 7/9$ باشد (بربریان و قریشی، ۱۳۷۶). آستانه روستایی در مسیر دامغان - چشمه علی بوده که در قسمت شمالی آن یکی از بهترین رخنمون‌های گسل آستانه مشاهده می‌گردد. این گسل شامل دو گسل به موازات هم بوده که حرکتی امتدادلغز را نشان می‌دهند. گسل پایینی، واحدهای سنگی شمشک را از سازند دلیچای جدا می‌کند و گسل بالایی که به نظر جوان تر هم می‌رسد و مولفه راستالغزی بر روی آن کاملاً مشخص می‌باشد، در داخل سازند دلیچای قرار داشته و باعث جابجایی حدود ۲۰ متر به صورت چپ گرد این سازند شده است. آبراهه های جابجا شده گواه این جابجایی می‌باشد. در شکل شماره ۶.۲ تصویر ماهواره‌ای سیستم گسلی آستانه و سمت حرکت و امتداد گسل نشان داده می‌شود.

۸.۵.۲ گسل گرمسار

این گسل پیش‌تر با سازوکار وارون برداشت شده بود (Tchalenko et., al. 1974) و دارای راستای خاور، شمال خاوری - باختر، جنوب باختری و شیب تند رو به شمال است (نعمتی و همکاران، ۱۳۹۰). این گسل سازند هزاردره را به روی نهشته‌های آبرفتی جنوبی خود رانده است (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵). از دید فیضی و آراین (۱۳۸۵) این گسل راندگی از گونه ضعیف به سطح رسیده است که در یک سری رانده جای دارد. اگر چه پیشینه لرزه‌خیزی آشکاری در گستره گسلی شمال گرمسار وجود ندارد، این گسل، بیشترین توان جنبش را در میان گسل‌های مرز جنوبی البرز خاوری دارد (آراین و قرشی، ۱۳۸۵).

۹.۵.۲ گسل طرود

این گسل به صورت دسته گسله‌هایی با راستای خاور شمال خاوری - باختر جنوب باختری و با درازای ۱۵۰ کیلومتر در جنوبی‌ترین پاره البرز خاوری و در شمالی‌ترین پاره ایران مرکزی



شکل ۶.۲: تصویر ماهواره ای سیستم گسلی آستانه و شمال دامغان

گسترده شده است. این گسل دارای شیب 8° درجه رو به جنوب خاور و جابه‌جایی شاقولی است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). در نقشه گسل‌های فعال ایران این گسل با سازوکار راندگی و با شیب رو به جنوب گزارش شده است (Hessami et al., 2003). همچنین (Fattahi et al., 2007) این گسل را گسلی راندگی با شیب روبه شمال پنداشته‌اند. رومرکز زمین‌لرزه تاریخی سال ۱۸۰۸ میلادی و زمین‌لرزه دستگاهی سال ۱۹۵۳ میلادی، با بزرگی‌های ۶/۶ و ۶/۹ در نزدیکی گسل طرود برآورد شده‌اند (Melville and Ambraseys, 1982). با وجود این که لغزش‌های مکانی وابسته به برآورد رومکان این گونه زمین‌لرزه‌ها زیاد است، چون گسل دیگری در نزدیکی گسل طرود نیست، می‌توان گفت این دو زمین‌لرزه به این گسل وابسته‌اند.

فصل ۳

مدل سازی زمانی، فضایی، فضایی-زمانی- زمانی زلزله‌ها

۱.۳ مقدمه

در این فصل به معرفی و شرح مدل‌های آماری مورد استفاده در این پژوهش برای بررسی الگوی زمانی، فضایی و فضایی-زمانی پرداخته می‌شود.

۲.۳ الگوی زمانی

منظور از الگوی زمانی لرزه‌خیزی، رفتار داده‌های لرزه‌ای در یک بازه‌ی زمانی مشخص است که دارای چه الگو یا روندی هستند و آیا نظمی در رخداد آنها وجود دارد یا خیر؟ در این راستا یکی از تکنیک‌ها، استفاده از روش‌های آماری می‌باشد. در این مطالعه سری‌های زمانی جهت تعیین الگوی احتمالی تعداد زمین‌لرزه‌ها و بررسی الگوی زمانی لرزه‌خیزی در ناحیه‌ی البرز خاوری مورد استفاده قرار گرفته است و هر یک از این روش‌ها به‌طور جداگانه تشریح شده‌اند.

۱.۲.۳ داده‌های نقطه‌ای

ساده‌ترین داده‌های مبتنی بر زمان، داده‌هایی هستند که به طور متوالی در زمان تولید می‌شوند. در زمین شناسی این داده‌ها برای تحلیل رخداد‌های تاریخی مانند زلزله‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرند و به عنوان نقاطی در زمان در نظر گرفته می‌شوند. پایان ثبت زمان رخدادها معمولاً مشخص است و بشرعاً زیادی به پیش‌بینی آینده‌ی رخداد زلزله‌ها و یافتن الگوی موجود در رخداد آن‌ها دارد و این علاقه‌ی بشری ممکن است آستانه‌ی فعالیت لرزه‌ای را تعیین کند. حوادث و رخداد‌هایی که زندگی بشر را تهدید می‌کنند. ممکن است به صورت تصادفی در طول زمان رخ دهند که در این صورت پیش‌بینی بر مبنای الگوی گذشته‌ی رخدادها بی‌فایده است. در حالی که رخداد‌های غیر تصادفی ممکن است الگوهای منظمی داشته باشند و در پیش‌بینی کمک کنند.

تصادفی بودن یک رخداد، یعنی وقوع آن رخداد روی احتمال وقوع رخداد‌های دیگر تأثیر ندارد و این در شرایط زمین‌شناسی بعید به نظر می‌رسد. به عنوان مثال یک زلزله ممکن است احتمال وقوع زلزله‌های بعدی را از طریق آزاد شدن تنش تغییر دهد یا باعث بی‌ثباتی در رخداد آن‌ها شود (Swan and Sandilands, 1995).

امروزه پیش‌بینی زلزله نه تنها یک موضوع بسیار جذاب در زلزله‌شناسی است، بلکه به عنوان یک هدف مهم مطرح می‌باشد. در این راستا یکی از تکنیک‌ها، استفاده از روش‌های آماری می‌باشد. در این مطالعه روش‌های سری‌های زمانی جهت تعیین الگوی احتمالی تعداد زمین‌لرزه‌ها و بررسی الگوی زمانی لرزه‌خیزی در ناحیه‌ی البرزخاوری مورد استفاده قرار گرفته‌اند و هر یک از این روش‌ها به‌طور جداگانه تشریح شده‌است.

۲.۲.۳ کاربرد سری‌های زمانی در پیش‌بینی داده‌های زمانی

از جمله تکنیک‌های آماری که برای پیش‌بینی احتمالی زلزله می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد، تحلیل سری‌های زمانی است. شروع و پایان بازه‌ی زمانی جمع‌آوری داده‌ها برای تحلیل رخداد‌های سری بسیار مهم است. به عبارت دیگر، بازه‌ی زمانی باید به صورت مستقل تعیین شود. روش سری‌های زمانی با داده‌هایی که در طول زمان تولید ثبت شده‌اند سروکار دارد. در برخی تحلیل‌ها، این قبیل داده‌ها می‌توانند به عنوان داده‌های دومتغیره در نظر گرفته شوند که یک متغیر با زمان رخ می‌دهد. اگرچه زمان یک متغیر خاص است که:

الف دقت در زمان دو مشاهده اهمیت ویژه دارد.

ب داده‌ها به‌طور ذاتی نسبت به زمان دارای نظم و ترتیب هستند.

ج بسیاری از فرآیندهای طبیعی به صورت منظم با زمان ایجاد شده‌اند.

کاربرد روش سری‌های زمانی در زمین‌شناسی برای سه نوع داده است:

- ۱ داده‌های با مقیاس زمانی بسیار طولانی (۱۰^۶ - ۱۰^۹ سال) که سن‌سنجی رادیومتریک تفکیک لازم را برای این داده‌ها فراهم می‌کند.
- ۲ داده‌های با مقیاس زمانی خیلی کوتاه مانند داده‌ی ژئوفیزیکی (اساساً داده‌های لرزه‌ای).
- ۳ داده‌های با مقیاس زمانی متوسط (۱ - ۱۰^۶ سال) که در این مقیاس‌ها زمان با دقت کافی می‌تواند شناخته شود مخصوصاً در مورد داده‌های تاریخی.

تعریف سری‌های زمانی

سری‌های زمانی رده‌ای از فرآیندهای تصادفی است که در سایر رشته‌های علوم از جمله ژئوفیزیک، اقتصاد، مهندسی ارتباطات و هواشناسی کاربردهای فراوانی دارد (خرمی و بزرگ‌نیا ۱۳۸۶). دامنه‌ی کاربردهای سری‌های زمانی روز به روز گسترده‌تر می‌شود و نیاز دانش پژوهان در این زمینه افزون‌تر می‌گردد.

سری‌های زمانی برای درک، توصیف، کنترل و پیش‌بینی بهتر فرآیندهای زیربنایی مورد استفاده قرار می‌گیرند. یک سری زمانی مجموعه‌ای از مشاهدات است که بر حسب زمان (یا هر کمیت دیگر) مرتب شده باشد و معمولاً آن را به صورت $x_{t1}, x_{t2}, \dots, x_{tn}$ نشان می‌دهند. به عبارت دیگر سری زمانی دنباله‌ای از n مشاهده از یک فرآیند در فواصل زمانی است که این فواصل ممکن است بر حسب روزانه، هفتگی، ماهانه، سالانه یا مشابه باشند. سری‌های زمانی به دو روش مختلف به وجود می‌آیند:

- ۱ مشاهده‌ی مقادیر متغیری در نقطه‌های متوالی زمان مانند سطح آلودگی جوی در محل مرکز یک شهر که در ساعت ۵ عصر هر روز ثبت می‌شود.
- ۲ مقادیر تجمعی یک متغیر در یک فاصله‌ی زمانی مانند مقادیر تجمعی بارش برف برای به‌دست آوردن داده‌های سالیانه‌ی بارش برف.

تحلیل سری‌های زمانی

روش‌های آماری که در تحلیل داده‌های یک سری زمانی مورد استفاده قرار می‌گیرند را روش‌های تحلیل سری‌های زمانی می‌نامند. روش‌های تحلیل سری‌های زمانی قسمت مهمی از آمار را تشکیل می‌دهند.

تحلیل سری‌های زمانی به‌طور نظری و عملی از زمان شروع کار اصلی جورج.ای.پی. باکس و ام. جنکینس در سال ۱۹۷۰ تحت عنوان تحلیل سری‌های زمانی، پیش‌بینی و کنترل به سرعت توسعه پیدا کرد. کار مهم باکس و جنکینس (۱۹۷۰)، شیوه تحلیل سری‌های زمانی و پیش‌بینی رخداد بود (نیرومند و بزرگ‌نیا ۱۳۷۲) که با بررسی رفتار گذشته سری زمانی مدل احتمالی شناسایی شده و سپس با فرض اینکه داده‌ها در آینده نیز رفتاری مشابه خواهند داشت و از مدل برازش داده شده تبعیت خواهند کرد، سعی خواهد شد که مقادیر آینده سری

را پیش‌بینی نماید.

سری‌های زمانی را معمولاً به صورت گسسته یا پیوسته بررسی می‌کنند. اگر مشاهدات به صورت پیوسته بر حسب زمان در نظر گرفته شوند، سری زمانی حاصل را پیوسته می‌نامند و اگر مشاهدات را به صورت گسسته بر حسب زمان در نظر بگیریم، یک سری زمانی گسسته به دست می‌آید که مشاهدات به نقطه‌های زمانی جدا از هم مربوط هستند.

تحلیل‌های سری‌های زمانی معمولاً به داده‌هایی مربوط می‌شود که مستقل نبوده و به طور متوالی به هم وابسته‌اند و همین وابستگی بین مشاهدات متوالی است که مورد توجه قرار می‌گیرد و بیشترین کاربرد آن در پیش‌بینی خواهد بود. وابستگی مشاهدات مجاور از خصوصیات ذاتی و اصلی سری‌های زمانی است، بنابراین پیدا کردن این وابستگی و توصیف آن بسیار حائز اهمیت است.

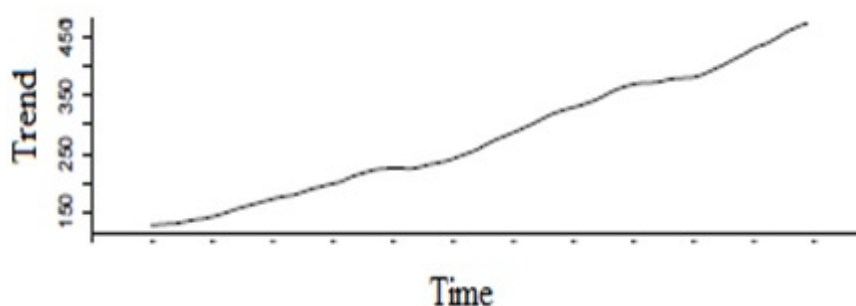
در تحلیل یک سری زمانی ممکن است چندین هدف وجود داشته باشد. این اهداف را می‌توان به صورت توصیف، تشریح، پیش‌بینی و کنترل رده‌بندی کرد. هرچند توصیف رفتار یک سری زمانی از لحاظ تغییرات موضعی و دراز مدت در آن یا مطالعه‌ی وابستگی‌های موجود بین عناصر سری، از بررسی‌های متداولی است که روی سری‌های زمانی انجام می‌شود، اما می‌توان گفت مهمترین هدف از تحلیل سری‌های زمانی پیش‌بینی مقادیر آینده است.

فهرست زمینه‌هایی که در آن سری زمانی مشاهده شده و تحلیل می‌شود، بی‌پایان است. می‌توان گفت بیشتر شاخه‌های علوم، منجر به مطالعه‌ی داده‌هایی می‌شوند که به شکل سری‌های زمانی رخ می‌دهند.

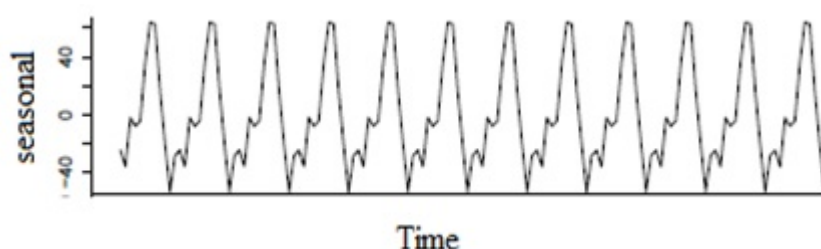
اجزای تشکیل دهنده‌ی سری‌های زمانی

تغییرات سری زمانی می‌تواند به علت تغییرات برخی از عوامل طبیعی یا غیرطبیعی باشد. با دقت در سری زمانی و با توجه به نمودار آن، می‌توان اجزای تشکیل دهنده‌ی سری زمانی را شناخت و آن‌ها را اندازه گرفت. معمولاً برای تحلیل یک سری زمانی فرض می‌کنیم این تغییرات نتیجه‌ی چهار مؤلفه‌ی اصلی هستند که این اجزا یا مؤلفه‌ها به شرح زیر می‌باشند:

- **روند:** روند از تغییرات دراز مدت در میانگین سری زمانی است. به عبارت دیگر سیر طبیعی سری زمانی را در دراز مدت روند می‌گویند. در این صورت افت و خیزهای سری زمانی را نادیده گرفته و نمای کلی آن را مورد توجه قرار می‌دهیم. به عنوان مثال رشته‌کوه‌ها از نزدیک دارای پستی و بلندی‌های زیادی هستند ولی روی نقشه با یک منحنی ساده نمایش داده می‌شوند. از مطالعه‌ی داده‌ها در یک دوره‌ی طولانی می‌توانیم یک ایده‌ی کلی نسبت به رفتار پدیده‌ی مورد بررسی به دست آوریم که در پیش‌بینی به ما کمک می‌کند. مثلاً اگر سری زمانی یک روند را در جهتی نشان دهد، در آن صورت با این فرض که این فرآیند در آینده‌ی نزدیک نیز به همین شکل ادامه پیدا می‌کند، می‌توان مقادیر پدیده را برای آینده نیز پیش‌بینی کرد.

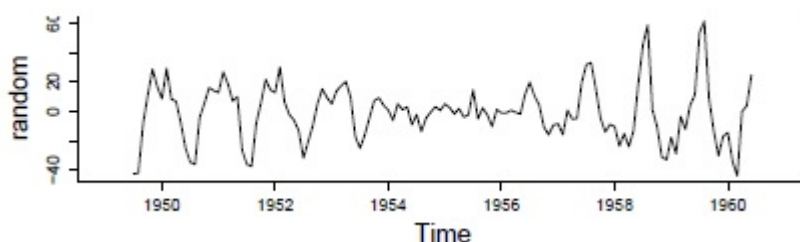


- **تغییرات فصلی:** تغییرات فصلی تغییراتی هستند که در دوره‌های تناوبی کوتاه پیش می‌آیند. این تغییرات مربوط به عواملی هستند که به طریقی منظم و چرخه‌ای روی یک دوره‌ی کمتر از یک سال عمل می‌کنند. اگر مشاهدات سری زمانی به صورت هر سه ماه، ماهانه، هفتگی، روزانه و غیره ثبت شوند، تغییرات فصلی در سری زمانی وجود دارد. این مؤلفه عبارت از دنباله‌ای از دوره‌های نسبتاً تکراری است.



- **تغییرات دوره‌ای:** حرکات نوسانی در یک سری زمانی با دوره‌ی نوسان بیشتر از یک سال را تغییرات دوره‌ای می‌نامند. این تغییرات در سری‌های زمانی به واسطه‌ی افت و خیزهایی است که بعد از یک دوره‌ی بیشتر از یک سال ایجاد می‌شوند. نوسانات دوره‌ای ممکن است دقیقاً از طرح‌های مشابهی بعد از فواصل زمانی مساوی پیروی کنند. یک دوره‌ی کامل را که معمولاً ۷ تا ۹ سال طول می‌کشد اصطلاحاً یک دوره می‌نامند. این مؤلفه عبارت از دوره‌هایی است که از نظر دامنه و مدت تغییر می‌کنند.

- **تغییرات نامنظم:** در هر سری زمانی عامل دیگری وجود دارد که آن را تغییرات نامنظم یا تصادفی می‌نامند. این تغییرات کاملاً تصادفی بوده و نتیجه‌ی عوامل غیرقابل پیش‌بینی هستند که به طریقی نامنظم عمل می‌کنند. این گونه تغییرات طرح معینی را نشان نمی‌دهند و دوره‌ی زمان وقوع آن‌ها منظم نیست و به این دلیل است که آن را تغییرات نامنظم می‌نامند. این تغییرات به طور معمول کوتاه مدت هستند ولی گاهی اوقات اثر آنها به اندازه‌ی است که باعث پیدایش تغییرات دوره‌ای و تغییرات دیگر می‌شود. به دلیل تصادفی بودن این تغییرات، نه امکان جداسازی و مطالعه‌ی انحصاری آنها وجود دارد و نه آنها را می‌توان به‌طور دقیق پیش‌بینی کرد. این مؤلفه دارای الگوی



دندانه‌ای نامنظم است. با توجه به مؤلفه‌های فوق، الگوی سری زمانی را به صورت زیر در نظر می‌گیریم و فرض می‌شود که مؤلفه‌ها به روش زیر عمل می‌کنند:

$$X_t = T.S.C.I$$

که در آن X_t مقدار مشاهده شده در لحظه‌ی t ، T روند، S تغییرات فصلی، C تغییرات دوره‌ای و I تغییرات نامنظم است. پس از محاسبه‌ی تغییرات فصلی، روند، تغییرات دوره‌ای و نامنظم، با استفاده از فرمول بالا می‌توان سری زمانی را برای سال‌های آینده پیش‌بینی کرد.

در یک تحلیل سری زمانی اولین مرحله رسم نمودار داده‌ها است. با امتحان و بررسی دقیق نمودار سری‌های زمانی می‌توان ایده‌ی خوبی در مورد این که روند، نوسانات فصلی و نقاط پرت وجود دارند یا خیر به دست آورد.

حذف تغییرات غیر تصادفی

هموارسازی شیوه‌ای آماری است که برای تخفیف نوسانات در یک سری زمانی به کار می‌رود تا مؤلفه‌ای هموار که حرکت منظم سری را منعکس می‌کند به دست آید. از جمله روش‌های هموارسازی می‌توان به میانگین متحرک (روش تبدیل)، میانگین متحرک وزنی و روش تفاضلی کردن اشاره کرد.

اگر x_1, x_2, \dots مشاهدات یک سری زمانی باشند، مشاهدات میانگین متحرک مرتبه‌ی N به صورت زیر تعریف می‌شود.

$$Y_1 = \frac{x_1 + x_2 + \dots + x_N}{N}, \quad Y_2 = \frac{x_2 + x_3 + \dots + x_{N+1}}{N}, \quad Y_3 = \frac{x_3 + x_4 + \dots + x_{N+2}}{N}, \dots$$

اگر برای محاسبه‌ی میانگین متحرک به جای میانگین ساده از میانگین موزون استفاده شود، وزن‌ها باید از قبل معین شوند. در این صورت مقادیر حاصل را مشاهدات میانگین موزون متحرک مرتبه‌ی N می‌نامند. در این روش هر مشاهده در وزنش ضرب می‌شود و در فرمول میانگین متحرک قرار می‌گیرد. عیب روش میانگین متحرک، حذف شدن بعضی مشاهدات از ابتدا و انتهای سری زمانی است. یک عیب دیگر این است که ممکن است باعث تغییرات دوره‌ای یا سایر تغییرات شود که در داده‌های اولیه وجود نداشته‌اند. عیب سوم روش میانگین

متحرک این است که به شدت تحت تأثیر ماکسیمم و مینیمم مشاهدات قرار دارد. برای رفع این عیب، از میانگین متحرک موزون استفاده می‌شود. در این حالت به مشاهدات مرکزی بیشترین وزن و به مشاهدات انتهایی کمترین وزن را می‌دهند. در این صورت مقادیر حاصل را مشاهدات میانگین موزون مرتبه‌ی k می‌نامند. در محاسبه‌ی میانگین متحرک با مرتبه‌ی k دو حالت اتفاق می‌افتد:

۱ k عدد فرد است: در این حالت مقادیر متوالی میانگین‌های متحرک را در مقابل مقادیر مشاهدات متناظر می‌توان قرار داد. مثلاً اگر $k = 5$ باشد، اولین مقدار میانگین متحرک در مقابل مشاهده‌ی سوم و دومین مقدار میانگین متحرک در مقابل مشاهده‌ی چهارم و الی آخر قرار می‌گیرد. به طور کلی وقتی k فرد باشد، برای میانگین متحرک k جمله‌ای، به ازای $\frac{(k-1)}{2}$ دوره‌ی زمانی اول و آخر، مقادیر میانگین متحرک وجود نخواهند داشت.

۲ k عدد زوج است: در این حالت مقادیر محاسبه شده‌ی میانگین‌های متحرک دقیقاً در مقابل مشاهدات سری زمانی قرار نمی‌گیرند، بلکه بین دو مشاهده‌ی متوالی واقع می‌شوند. در این مورد با در نظر گرفتن متوسط دو میانگین متحرک و قرار دادن آن در مقابل مشاهده‌ی متناظر، آن‌ها را با داده‌های اولیه همزمان می‌کنند. این روش را مرکزی کردن و مقادیر میانگین‌های متحرک حاصل را میانگین‌های متحرک مرکزی می‌نامند. به عنوان مثال اگر $k = 4$ باشد، اولین میانگین متحرک بین مشاهدات دوم و سوم قرار می‌گیرد و دومین میانگین متحرک، بین مشاهدات سوم و چهارم واقع می‌شود و به همین ترتیب ادامه می‌یابد.

یک صافی خاص که به‌خصوص برای حذف روند مفید است، از تفاضلی کردن سری‌های زمانی است تا سری ایستا شود. برای داده‌های غیرفصلی معمولاً تفاضلی کردن مرتبه‌ی اول کافی خواهد بود. با توجه به سری زمانی x_1, x_2, \dots, x_n سری جدید تفاضلی شده به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$y_t = x_{t+1} - x_t = \nabla x_{t+1}.$$

گاهی تفاضلی کردن مرتبه‌ی دوم لازم می‌شود که به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\nabla^2 x_{t+2} = \nabla x_{t+2} - \nabla x_{t+1} = (x_{t+2} - x_{t+1}) - (x_{t+1} - x_t) = x_{t+2} - 2x_{t+1} + x_t.$$

مدل‌های سری زمانی

سری‌های زمانی تحت قالب‌های مختلفی مدل‌بندی می‌شوند. این مدل‌ها به دو دسته‌ی کلی تقسیم‌بندی می‌شوند. دسته‌ی اول مدل‌های ایستا و دسته‌ی دوم مدل‌های غیرایستا می‌باشند. مدل‌های ایستا، مدل‌هایی هستند که در آنها میانگین و پراکندگی در طول زمان ثابت هستند (شهریاری و همکاران، ۱۳۹۱). مفهوم اساسی ایستائی این است که قوانین حاکم

بر فرآیند، با زمان تغییر نمی‌کند. به‌خصوص فرآیند Z_t را ایستای اکید گوییم هرگاه برای هر انتخاب نقاط زمانی t_1, t_2, \dots, t_n و برای هر تأخیر زمانی k ، توزیع توأم $Z(t_1), Z(t_2), \dots, Z(t_n)$ همان توزیع توأم $Z(t_{1-k}), Z(t_{2-k}), \dots, Z(t_{n-k})$ باشد (نیرومند، ۱۳۸۹). اگر مدل ایستا نباشد به آن غیرایستا گفته می‌شود. در مدل‌های غیرایستا، داده‌های فعلی بر اساس داده‌های گذشته به‌علاوه‌ی یک عامل تصادفی خطا تعریف می‌شوند. بسیاری از سری‌ها رفتار غیرایستا از خود نشان می‌دهند و این بدان معناست که داده‌ها حول میانگین ثابتی نوسان نمی‌کنند (شهریاری و همکاران، ۱۳۹۱).

۳.۲.۳ بررسی انواع مدل‌های ایستا و غیرایستا

در فرآیندهای ایستا به طور کلی سه مدل می‌توانند بر داده‌ها برازش داده شوند که شامل مدل‌های اتورگرسیو^۱، میانگین متحرک^۲ و اتورگرسیو میانگین متحرک^۳ می‌باشند. اگر فرآیند غیرایستا باشد معمولاً مدل اتورگرسیو تلفیق شده‌ی میانگین متحرک^۴ بر داده‌ها برازش داده می‌شود. مدل‌های سری زمانی مطرح شده و مدل‌های دیگر آن توسط باکس و همکاران (۱۹۹۴) بررسی شده‌اند. ساختار کلی این مدل‌ها به اختصار در بندهای زیر تشریح می‌شوند.

۱ **ساختار کلی مدل اتورگرسیو:** همان‌طور که از نام این مدل مشخص می‌باشد، بر روی جملات خود، مدل را اعمال می‌کند که البته این رگرسیون بر روی مقادیر گذشته‌ی X_t انجام می‌گیرد. این مدل برای سری‌های زمانی ایستا و غیرایستا قابل کاربرد می‌باشد و ساختار اصلی آن مطابق رابطه‌ی زیر می‌باشد:

$$X_t = \phi_1 X_{t-1} + \phi_2 X_{t-2} + \dots + \phi_p X_{t-p} + a_t.$$

که در آن $\phi_1, \phi_2, \dots, \phi_p$ ضرایب و پارامترهای مدل AR و a_t مقدار تصادفی و مستقل از زمان است (noise) که از توزیع نرمال با میانگین صفر تبعیت می‌کند (به یک دنباله‌ی تصادفی، مستقل و هم‌توزیع با میانگین صفر اغتشاش خالص یا white noise می‌گویند) (فاطمی قمی، ۱۳۷۳). از این فرآیند در مواقعی استفاده می‌شود که مقدار حال سری زمانی به مقادیر بلافاصله قبل از آن به‌علاوه‌ی یک خطای تصادفی بستگی دارد (نیرومند و بزرگ‌نیا، ۱۳۸۴).

۲ **ساختار کلی مدل میانگین متحرک (MA):** صورت عمومی مدل MA با مرتبه‌ی q به شکل زیر است:

$$Z_t = a_t + \theta_1 a_{t-1} + \theta_2 a_{t-2} + \dots + \theta_q a_{t-q}$$

¹ Auto Regressive

² Moving Average

³ Auto Regressive- Moving Average

⁴ Auto Regressive Integrated Moving Average

که در آن $\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_q$ ضرایب و پارامترهای مدل MA هستند. فرآیندهای میانگین متحرک در بیان پدیده‌ای به کار می‌روند که در آن پیشامدها یک اثر آنی را به وجود می‌آورند که فقط برای مدتی کوتاه باقی می‌ماند. این فرآیند را اولین بار اسلاتسکی و والد بررسی کرده‌اند (نیرومند و بزرگ‌نیا، ۱۳۸۴).

۳ ساختار کلی مدل اتورگرسیو میانگین متحرک (ARMA): از ترکیب کردن مدل AR با مرتبه‌ی p و مدل MA با مرتبه‌ی q ، مدل ARMA با مرتبه‌ی (p, q) ایجاد می‌شود. ساختار کلی این مدل مطابق رابطه‌ی زیر است:

$$Z_t = \phi_1 z_{t-1} + \phi_2 z_{t-2}, \dots, \phi_p z_{t-p} + a_t + \theta_1 a_{t-1} + \theta_2 a_{t-2} + \dots + \theta_q a_{t-q}$$

پارامترهای مربوط به این مدل نیز مانند مدل‌های AR و MA تعریف می‌شوند (فاطمی قمی، ۱۳۷۳).

۴ ساختار کلی مدل اتورگرسیو تجمیع شده میانگین متحرک: (ARIMA) مدل اتورگرسیو تجمیع شده میانگین متحرک از جمله مدل‌های غیرایستای سری زمانی است که خصوصیات هر سه گروه از مدل‌های AR ، MA و $ARMA$ را دارا می‌باشد و کاربردهای فراوانی دارد. این مدل شامل ۳ پارامتر اصلی می‌باشد که عبارتند از:

۱ مرتبه‌ی اتورگرسیو (p)

۲ مرتبه‌ی میانگین متحرک (q)

۳ مرتبه‌ی تفاضلی کردن (d)

معادله‌ی رگرسیونی این مدل مطابق رابطه‌ی زیر می‌باشد:

$$\mu(B)Z_t = \theta(B)a_t$$

در این مدل $\mu(B)$ به عنوان عملگر اتورگرسیو غیرایستا می‌باشد که با d بار تفاضلی کردن به مدل اتورگرسیو ایستا تبدیل می‌شود به عبارت دیگر:

$$\mu(B) = 1 - \phi_1 B - \phi_2 B^2 - \dots - \phi_p B^p.$$

$\theta(B)$ نیز به عنوان قسمت میانگین متحرک عمل می‌کند و مقدار میانگین فرآیند می‌باشد به عبارت دیگر:

$$\theta(B) = 1 + \theta_1 B + \theta_2 B^2 + \dots + \theta_p B^p \quad (\text{شهریاری و همکاران، ۱۳۹۱}).$$

$$(1 - B)^d Z_t = y_t$$

آن گاه y_t دارای الگوی $ARMA(p, q)$ خواهد بود. برای ساختن یک الگوی مولد داده‌ها بهتر است که حداقل 50° مشاهده داشته باشیم و خودهمبستگی و خودهمبستگی جزئی نمونه تا تأخیر $k = \frac{n}{4}$ محاسبه شود یعنی همبستگی بین دو متغیر y_t که از نظر زمانی k واحد فاصله داشته باشد.

۴.۲.۳ بررسی توابع خودهمبستگی و خودهمبستگی جزئی

برای تعیین الگوی احتمالی مولد داده‌های سری زمانی از تابع خودهمبستگی (ACF) ^۵ استفاده می‌شود. تابع خودهمبستگی سری زمانی Z_t در تأخیر k طبق رابطه‌ی زیر بیان می‌شود:

$$\rho_k = \frac{E(Z_t - \bar{Z})(Z_{t+k} - \bar{Z})}{E(Z_t - \bar{Z})}, \quad -1 < \rho_k < 1$$

که در آن ρ_k مقدار تابع خودهمبستگی سری زمانی با تأخیر k و \bar{Z} مقدار میانگین مربوط به متغیرها است. تابع دیگری که در تعیین الگوی احتمالی مولد داده‌های سری زمانی مورد استفاده قرار می‌گیرد تابع خودهمبستگی جزئی (PACF) ^۶ است که به صورت رابطه‌ی زیر نشان داده می‌شود:

$$\phi_{kk} = \frac{|P_k|}{|P_k^*|}$$

که در آن P_k ماتریس توابع خودهمبستگی است که ماتریس $k \times k$ متقارن می‌باشد و $|P_k|$ نماد دترمینان ماتریس P_k است.

$$P_k = \begin{bmatrix} 1 & \rho_1 & \rho_2 & \cdots & \rho_{k-1} \\ \rho_1 & 1 & \rho_1 & \cdots & \rho_{k-2} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \rho_{k-1} & \cdot & \cdot & \cdots & 1 \end{bmatrix}$$

اگر در ماتریس P_k به جای ستون آخر بردار $\begin{pmatrix} \rho_1 \\ \vdots \\ \rho_k \end{pmatrix}$ را قرار دهیم، ماتریس P_k^* حاصل می‌شود.

۵.۲.۳ الگوسازی برای سری زمانی

پیدا کردن الگوهای مناسب برای سری‌های زمانی کاری بسیار مهم است که باکس و جنکینس در سال ۱۹۷۶ یک استراتژی چند مرحله‌ای را برای ساختن الگو معرفی کردند. در این روش سه مرحله‌ی عمده وجود دارند که از هر یک از آنها ممکن است چندین بار استفاده شود. این مراحل شامل

⁵Autocorrelation Function

⁶Partial Autocorrelation Function

۱ تشخیص یا شناسایی الگو

۲ برازش الگو

۳ تشخیص درستی الگو و پیش‌بینی

می‌باشد (نیرومند، ۱۳۸۹).

تشخیص یا شناسایی الگو

در تشخیص یا شناسایی الگو، یکی از الگوهای سری‌های زمانی ($ARMA$ ، MA ، AR) و $ARIMA$) که برای سری زمانی مشاهده شده، مناسب است انتخاب می‌شود. در این مرحله نمودار سری مورد توجه قرار می‌گیرد و آماره‌های متفاوت از داده‌ها محاسبه می‌شود. برای تشخیص الگو از تابع خودهمبستگی و تابع خودهمبستگی جزئی استفاده می‌شود. در انتخاب الگو اصل امساک باید در نظر گرفته شود، یعنی الگویی که به کار برده می‌شود باید به کمترین تعداد پارامترها، که به‌طور قابل‌قبولی داده‌ها را مشخص می‌کند نیاز داشته باشد. به‌طور قطع، الگو شامل یک یا چند پارامتر است که مقادیرشان باید از سری مشاهده شده برآورد شوند.

برازش الگو

برازش الگو پیدا کردن بهترین برآوردهای ممکن پارامترهای نامعلوم از الگوی داده شده را شامل می‌شود. محک‌هایی مانند کمترین توان‌های دوم و درست‌نمایی ماکزیمم برای برآورد پارامترها مورد استفاده قرار می‌گیرند. پس از تعیین پارامترهای مدل، معنی‌دار بودن این پارامترها نیز باید بررسی شود. معنی‌دار بودن یا نبودن پارامتر در مدل با آزمون فرض بررسی می‌شود:

$$\begin{cases} H_0 = \theta \\ H_1 = \theta \end{cases}, \quad \begin{cases} \phi = 0 \\ \phi \neq 0 \end{cases}$$

رد فرض H_0 به این معنا است که پارامتر مورد نظر در مدل تأثیر داشته و نمی‌توان اثر آن را نادیده گرفت. لذا چنین پارامتری باید در مدل نگه‌داشته شود. در تعیین پارامترهای مدل نیز از توابع خودهمبستگی و خود همبستگی جزئی استفاده می‌شود که به اختصار در بندهای زیر تشریح شده است:

– اگر نمودار ACF دارای الگوی تدریجی صعودی یا نزولی باشد، حاکی از نایستا بودن مدل است و می‌توان الگوی ARIMA را به داده‌ها برازش داد.

– اگر نمودار ACF دارای روند نزولی به سمت صفر و نمودار PACF دارای وقفه‌های معنی‌دار در ابتدای تابع باشد، بیانگر برازش الگوی اتورگرسیو مرتبه‌ی p ($AR(p)$) به داده‌ها می‌باشد که p به تعداد وقفه‌های معنی‌دار بستگی دارد.

– اگر نمودار PACF دارای روند نزولی به سمت صفر و نمودار ACF دارای وقفه‌های معنی‌دار در ابتدای تابع باشد، نشان می‌دهد که الگوی میانگین‌متحرک با مرتبه‌ی q ($MA(q)$) را می‌توان به داده‌ها برازش داد.

– اگر نمودار ACF و PACF هر دو دارای روند نزولی به سمت صفر باشند، نشان‌دهنده‌ی برازش الگوی مرکب ARMA با مرتبه‌ی p و q می‌باشد.
مبانی نظری و جزئیات روش‌های تحلیل سری‌های زمانی و صحت‌سنجی نتایج مدل‌سازی‌های سری‌های زمانی در اکثر کتاب‌ها و منابع مرجع آماری به تفصیل شرح داده شده‌اند که از آن جمله می‌توان به مراجع (Armstrong ۲۰۰۱)، (Box ۱۹۷۶)، و (Brock- ۲۰۰۲) (Davis and well) اشاره کرد.

تشخیص درستی الگو و پیش‌بینی

بررسی درستی الگو به تحلیل کیفیت الگویی که تشخیص داده می‌شود، بستگی دارد. در این مرحله باید مشخص شود که برازش الگو به داده‌ها تا چه اندازه مناسب است و آیا فرض‌های مربوط به الگو به‌طور معقول صادق می‌باشند یا خیر؟ اگر عدم کفایتی در الگو مشاهده نشود، در این صورت فرض می‌شود، الگو کامل است و با استفاده از آن می‌توان مقادیر آینده‌ی سری را پیش‌بینی کرد و در غیر این صورت، بر مبنای عدم کفایتی که در الگو پیدا شده است الگوی دیگری انتخاب می‌شود، یعنی باز هم از مرحله‌ی شناسایی الگو شروع می‌شود و این سه مرحله آنقدر تکرار می‌شوند تا یک الگوی مناسب به‌دست آید. در بررسی مناسب مدل ما از دو روش که مکمل یکدیگرند استفاده می‌کنیم (خرمی و بزرگنیا، ۱۳۸۶) :

(۱) تحلیل باقیمانده‌های مدل برازش داده‌شده.

(۲) تحلیل مدل‌هایی که پارامتر بیشتری دارند. یعنی مدلی که کلی‌تر از مدل مشخص شده است و این مدل را به عنوان یک حالت خاص در بر می‌گیرد.

در ادامه این بخش چگونگی بررسی مناسب مدل را توضیح می‌دهیم

(۱) تحلیل باقیمانده‌ها

اگر یک مدل درست تشخیص داده شده باشد، در این صورت باقیمانده‌های حاصل از برازش آن مدل باید تقریباً دارای خواص متغیرهای تصادفی نرمال مستقل هم توزیع با میانگین صفر و واریانس ثابت باشند.

چنانچه مدل مناسب باشد باید باقیمانده‌ها فاقد ساختار باشند. یعنی باید با هر متغیر دیگری مانند زمان جمع‌آوری داده‌ها یا مقادیر برآورد شده بی‌ارتباط باشند. وجود هرگونه ساختاری در این قبیل نمودارها حاکی از اثر متغیر مربوطه بر پاسخ است.

الف) بررسی فرض نرمال بودن باقیمانده‌ها

در صورتی که مدل انتخابی درست تشخیص داده شود باید خطاها دارای توزیع نرمال، مستقل و هم‌توزیع باشند. برای بررسی این فرض می‌توانیم هیستوگرام باقیمانده‌ها یا نمودار احتمال نرمال آنها را رسم کنیم.

در صورتی که توزیع نرمال باشد، باید در نمودار احتمال نرمال، نقاط در امتداد یک خط مستقیم قرار بگیرند. البته در تایید خط مستقیم، روی مقادیر مرکزی نسبت به کرانه‌ها بیشتر تأیید داریم.

ب) بررسی فرض استقلال باقیمانده‌ها

برای بررسی تصادفی بودن باقیمانده‌ها می‌توان از ACF و PACF باقیمانده‌ها کمک گرفت. چنانچه این نمودارها روند خاصی نشان ندهند و از حدود مجاز خود تجاوز نکنند می‌توان استقلال باقیمانده‌ها را پذیرفت.

پ) بررسی فرض ثابت بودن واریانس باقیمانده‌ها

برای بررسی ثابت بودن واریانس باقیمانده‌ها می‌توان نمودار باقیمانده‌ها در مقابل مقادیر برازش شده^۷ و نمودار باقیمانده‌ها در برابر زمان^۸ را رسم کرد. در صورت ثابت بودن واریانس باقیمانده‌ها این نمودارها باید فاقد ساختار باشند. شکل قیفی در این نمودارها حاکی از ثابت نبودن واریانس می‌باشد.

ت) رسم نمودار باقیمانده‌ها در طول زمان

این نمودار که تحت عنوان Residuals versus order آمده است. برای بررسی این مطلب که آیا باقیمانده‌ها نمایشگر یک فرآیند تصادفی محض می‌باشند یا نه مفید است. اگر مدل مناسب باشد انتظار می‌رود این نمودار در اطراف سطح افقی صفر پراکندگی مستطیلی بدون روندی را نشان دهد.

ث) آزمون پرت-مانتو

در کنار روش‌های نموداری یک آزمون مفید برای بررسی کفایت مدل آزمون پرت-مانتو است. این آزمون از خودهمبستگی‌های باقیمانده‌ها برای بررسی فرضیه صفر توأم $H_0: \rho_1 = \rho_2 = \dots = \rho_k = 0$ با آمار آزمون زیر استفاده می‌کند. فرضیه H_0 را فرضیه کفایت مدل نیز می‌نامند.

$$Q = n(n+2) \sum_{i=1}^k \frac{\hat{\rho}_i^2}{n-1}$$

^۷Residuals versus fits

^۸Residuals versus order

که در آن n تعداد مشاهدات می باشد و k مقادیر پیشنهادی هستند.

(۲) برازش جامع تر^۹

یک تکنیک که برای بررسی میزان مناسب مدل می تواند مورد استفاده قرار بگیرد، برازندن بیش از حد یا برازش جامع تر است. به این ترتیب که پس از تشخیص یک مدل مناسب مدلی عمومی تر را به داده‌ها برازش می دهیم. این کار مدل تشخیص داده شده را به مخاطره می اندازد. زیرا مدل عمومی تر شامل پارامترهای اضافی است که جهت‌هایی را که بیم آن می رود انحراف در آن جهت‌ها باشد در بر می گیرد. در این روش فرض می شود که می توانیم جهتی را که مدل احتمالاً در آن جهت نارسا خواهد بود حدس بزنیم. بنابراین اگر یک $ARMA(p, q)$ به عنوان یک مدل مناسب انتخاب شود، ما مدل‌های بزرگتر مانند $ARMA(p+1, q)$ و $ARMA(p, q+1)$ را که مدل اصلی را به عنوان یک حالت خاص شامل می شوند، برازش می دهیم. توجه داشته باشید که نباید به طور همزمان p و q را افزایش داد. در این صورت مدل اصلی مورد تأیید قرار خواهد گرفت اگر:

(الف) برآورد پارامترهای اضافی تفاوت معنی داری با صفر نداشته باشد.

(ب) برآورد پارامترهای مشترک با برآورد پارامترهای اولیه آنها اختلاف معنی داری نداشته باشد. اگر تحلیل قادر به نشان دادن اینکه پارامترهای اضافی مورد نیاز است نباشد، الزاماً ثابت نخواهد شد که مدل ما صحیح است. یک مدل فقط این استعداد را دارد که پس از مورد آزمون قرار گرفتن ثابت شود که خوب است یا نه. در روش برازندن بیش از حد به وسیله بسط مدل در یک جهت خاص، فرض می شود که می دانیم باید از چه نوع انحرافات بی‌بیم داشته باشیم. روش‌هایی که به چنین اطلاعاتی کمتر بستگی دارد مبتنی بر تحلیل باقیمانده‌ها است.

پیش‌بینی، فرآیند برآورد موقعیت‌های ناشناخته است. پیش‌بینی، یک پیشگویی در مورد رویدادهای آینده را در اختیار می گذارد و می تواند تجارب گذشته را به پیش‌بینی آینده بدل سازد (Armstrong, 2001). پس از مشخص شدن مدل مناسب می توان از آن برای پیش‌بینی رفتار آینده سری استفاده کرد.

۳.۳ آمار فضایی

برخی از داده‌ها به گونه‌ای هستند که نوعی وابستگی بین آن‌ها دیده می شود و برای تحلیل این نوع داده‌ها نمی توان از روش های کلاسیک آماری که مبتنی بر پذیره استقلال و هم‌توزیعی مشاهدات است، استفاده کرد. وابستگی برخی از این داده‌ها صرفاً بر اساس موقعیت و مکان

^۹Overfitting

قرار گرفتن آن‌ها در فضای مورد بررسی است. به عنوان مثال، مکان تصادفات جاده‌ای در یک شهر بزرگ، مکان درختان در یک جنگل، غلظت یک نوع ماده معدنی در خاک یک ناحیه و مکان رخداد زلزله‌ها داده‌هایی هستند که مشخصه‌های مکانی دارند و دارای همبستگی‌های فضایی هستند.

شاخه‌ای از آمار که به تحلیل داده‌های وابسته‌ای که وابستگی آن‌ها تابعی از فاصله بین موقعیت‌های مشاهدات باشد، می‌پردازد را آمار فضایی گویند. در این حالت مشاهدات نزدیک به هم وابسته‌تر و مشاهدات دورتر از هم وابستگی کمتری دارند که به این نوع داده‌ها، داده‌های فضایی می‌گویند. یکی از اهداف آمار فضایی بررسی و مطالعه ساختار وابستگی فضایی بین مشاهدات و مدل‌بندی آن است. داده‌های مذکور بر اساس ویژگی‌های همچون موقعیت مشاهدات و متغیر مورد اندازه‌گیری به سه گروه داده‌های زمین‌آماري، شبکه‌ای و الگوهای نقطه‌ای تقسیم می‌شوند. بر اساس داده‌های مورد بررسی در این پایان‌نامه داده‌های نوع سوم یعنی داده‌های الگو نقطه‌ای مورد نظر ما می‌باشد.

الگوهای نقطه‌ای

یک ناحیه فضایی را در نظر بگیرید که امکان وقوع یک پیشامد خاص در هر نقطه از این فضا وجود داشته باشد. با انتخاب یک زیرمجموعه کراندار از این فضا و ثبت مکان وقوع پیشامدهای مد نظر در آن، با این نوع داده‌ها مواجه می‌شویم. به زیرمجموعه کراندار پنجره مشاهده و به مجموعه مکان‌های پیشامدهای مشاهده‌شده یک الگوی نقطه‌ای فضایی گفته می‌شود. به عنوان مثال، مکان‌های وقوع زلزله که در یک پنجره مشاهده از پیش تعیین شده ثبت شده‌اند، یک الگوی نقطه‌ای فضایی را شکل می‌دهند یا مکان درختان در یک جنگل بارانی استوایی.

داده‌های الگوی نقطه‌ای فضایی، کاربردهای متنوعی در دنیای واقعی دارند. به عنوان نمونه می‌توان به شناسایی نقاط زلزله‌خیز و بررسی گونه‌های مختلف گیاهان اشاره کرد. ویژگی اصلی مورد علاقه در تحلیل این نوع از داده‌ها، تابع شدت، نمودار چگالی، همگنی و ناهمگنی است. شدت یک ویژگی توصیفی اولیه یک فرآیند نقطه‌ای است. تابع شدت^{۱۰} میزان غلظت بین داده‌ها را در واحد حجم یا مساحت نشان می‌دهد. بررسی شدت یک الگوی نقطه‌ای یکی از اولین و مهم‌ترین مراحل در تحلیل داده‌ها است که می‌توان آن را با استفاده از گشتاورهای تابع شمارش $N(\cdot)$ تعریف کرد. تابع $\lambda : S \rightarrow [0, \infty)$ را تابع شدت فرآیند نقطه‌ای X گویند، هرگاه برای هر $B \subset S$

$$E[N(B)] = \int_B \lambda(u) du.$$

تابع شدت مشخصه مهمی در فرآیندهای نقطه‌ای است. هر چقدر $\lambda(u)$ بزرگ‌تر باشد، احتمال وجود نقاط در همسایگی‌های کوچک u برای فرآیند نقطه‌ای X افزایش می‌یابد. اگر λ تابعی ثابت باشد، فرآیند نقطه‌ای X را همگن^{۱۱} (مانای مرتبه اول) با شدت λ و در غیر این صورت آن

¹⁰Intensity function

¹¹Homogeneous

را ناهمگن^{۱۲} گویند. در یک فرآیند ناهمگن بر S نقاط به صورت ناهمگون پراکنده می‌شوند، به طوری که ممکن است حتی در یک زیرناحیه از S هیچ نقطه‌ای وجود نداشته باشد. برای مدل بندی این تابع راهکارهای متفاوتی مانند فرآیندهای نقطه‌ای دوجمله‌ای، پواسن، کاکس و کاکس لگ‌گوسی توسط آماردان‌های مختلف معرفی شده‌اند (رجوع شود به شیاسی و باغیشنی ۱۳۹۶). با توجه به ماهیت این داده‌ها و انعطاف‌پذیری فرآیند کاکس لگ‌گوسی در این پایان‌نامه، از این فرآیند در تعیین داده‌های زمین‌لرزه استفاده می‌کنیم. فضایی را که الگوهای نقطه‌ای در آن تولید می‌شوند، فضای وضعیت^{۱۳} نامیده و با S نشان می‌دهند، به طوری که $S \subset \mathbb{R}^d$. زیر مجموعه‌ای کراندار از S که مشاهده الگوی نقطه‌ای در آن مورد نظر است را پنجره مشاهدات^{۱۴} نامیده و با W نشان می‌دهند. شکل ۱.۳ مثالی از پنجره مشاهدات را در فضای \mathbb{R}^2 و \mathbb{R}^3 نشان می‌دهد.

۱.۳.۳ انواع الگوهای نقطه‌ای

دو تعمیم از الگوهای نقطه‌ای را می‌توان در دو دسته الگوهای نقطه‌ای نشان‌دار^{۱۵} و الگوهای نقطه‌ای چندنوعی^{۱۶} قرار داد.

الگوهای نقطه‌ای نشان‌دار

در برخی از الگوهای نقطه‌ای ممکن است به هر مکان (نقطه) اطلاعات دیگری با عنوان نشان، مانند شکل و اندازه، ضمیمه شود و آن را نشان‌دار کند. یک الگو نقطه‌ای نشان‌دار را می‌توان به صورت زوج (ζ, x) نمایش داد، که در آن x اطلاعات ضمیمه را نشان می‌دهد.

تعریف ۱.۳.۳. (بدلی، ۲۰۰۴): یک فرآیند نقطه‌ای نشان‌دار روی فضای S با نشان‌ها در فضای M یک فرآیند نقطه‌ای Y روی فضای $S \times M$ است، به طوری که برای هر زیرمجموعه فشرده $k \subset S$ تقریباً همه جا $N_y(k \times M) < \infty$ برقرار باشد. فضای نشان M ، می‌تواند صورت‌های بسیار گسترده داشته باشد. برای مثال، ممکن است به صورت مجموعه‌ای متناهی، بازه‌ای از اعداد حقیقی یا فضای بسیار پیچیده مانند مجموعه کلیه چندضلعی‌های محدب باشد.

الگوهای نقطه‌ای چندنوعی

در شکل ۱.۳ زیر یک نمونه از مکان‌های داده‌های یک جنگل نمایش داده شده است که در آن شش نوع گونه درختی وجود دارد و مکان‌های هر گونه را نیز به طور جداگانه نمایش داده‌ایم.

¹²Heterogeneous

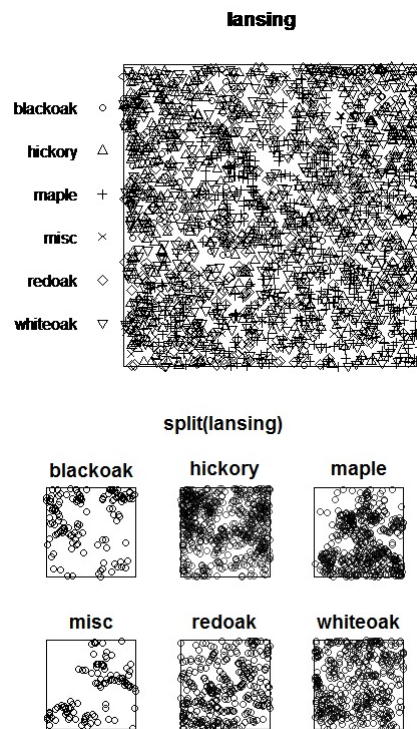
¹³State Space

¹⁴Observation Window

¹⁵Marked point processes

¹⁶multivariate point processes

در این موارد با الگوهای نقطه‌ای چندنوعی روبرو هستیم. یک روش جایگزین برای تحلیل این داده‌ها، تقسیم کردن آن‌ها به شش الگوی نقطه‌ای است که هر الگو یک گونه درخت را بررسی می‌کند. (شیاسی و باغیثنی ۱۳۹۶).



شکل ۱.۳: نمایشی از الگوهای نقطه‌ای چندنوعی

فرآیند نقطه‌ای کاکس

در بسیاری از پدیده‌های طبیعی که با فرآیندهای نقطه‌ای مدل‌سازی می‌شوند، نقاط فرآیند با یکدیگر اثر متقابل از نوع جذبی، دفعی یا ترکیبی از این دو را دارند و تحقق آن‌ها به شکل الگوهای نقطه‌ای خوشه‌ای یا منظم هستند. در فرآیند پواسون برخلاف سادگی و انعطاف‌پذیری بالا نقاط اثر متقابلی ندارند. بنابراین این مسئله یکی از معایب این فرآیند محسوب می‌شود. رهیافت جانشین برای این مسئله، استفاده از فرآیند نقطه‌ای پواسون تعمیم‌یافته^{۱۷} است به طوری که بتوان اثر متقابل بین نقاط را لحاظ کرد. یکی از این تعمیم‌ها استفاده از فرآیند کاکس^{۱۸} است. کاکس (۱۹۵۵) فرآیند پواسونی را معرفی کرد که در آن اندازه شدت، یک اندازه تصادفی بود. او این فرآیند را پواسون دومرحله‌ای^{۱۹} نامید که به افتخار او این فرآیند را کاکس می‌نامند.

¹⁷Generalized poisson process

¹⁸Cox point process

¹⁹Two-step poisson process

هرگاه به شرط میدان هادی Z° ، X یک فرآیند پواسون با تابع شدت تصادفی Z باشد، فرآیند نقطه‌ای X را یک فرآیند کاکس می‌نامند.

با این تعریف، فرآیند کاکس همان فرآیند پواسون ناهمگنی است که تابع شدت آن توسط میدان تصادفی Z تعیین می‌شود و آن را فرآیند پواسون تصادفی دو مرحله‌ای نیز می‌نامند. در مرحله اول، میدان تصادفی Z تابع شدت فرآیند را تولید می‌کند و در مرحله دوم با داشتن تابع شدت، فرآیند پواسون نقاط فرآیند را تولید می‌کند.

فرآیند کاکس لگ گاوسی

مولر و همکاران (۱۹۹۸) فرآیند کاکسی را معرفی کردند که در آن لگاریتم میدان هادی آن یک میدان تصادفی گاوسی است. از آن جایی که یک میدان گاوسی مقادیر منفی را اختیار می‌کند، نمی‌توان به‌طور مستقیم از آن به‌عنوان میدان هادی یک فرآیند کاکس استفاده کرد. این فرآیندها رده وسیعی از فرآیندهای نقطه‌ای هستند که برای مدل‌سازی الگوهای نقطه‌ای بسیار انعطاف‌پذیر هستند. برای تعریف دقیق فرآیندهای کاکس لگ گاوسی که به اختصار آن را با LGCP^{۲۱} نشان می‌دهیم.

روش تحلیلی کلاسیک

روش معمول برای مدل‌بندی داده‌های الگوی نقطه‌ای از یک ناحیه به صورت تحلیل کلاسیک، شمارش پنجره‌های مربعی است. که در آن، پنجره مشاهدات W به زیرناحیه‌های B_1, \dots, B_m تقسیم می‌شوند، که مربع نامیده می‌شوند. برای سادگی، فرض کنید مناطق دارای مساحت مساوی هستند. تعداد نقاط را در هر مربع می‌شماریم. اگر مقادیر مورد انتظار همه جا برابر باشند، تابع شدت همگن است.

۴.۳ الگوی فضایی زمانی

در برخی مطالعات علمی در هواشناسی، محیط زیست، زمین‌شناسی و اقیانوس‌شناسی با پدیده‌های فضایی داده‌هایی روبرو هستیم که در طول زمان مشاهده می‌شوند و به‌طور زمانی نیز به یکدیگر وابسته‌اند. به مشاهداتی که علاوه بر موقعیت فضایی به موقعیت زمانی نیز وابسته باشند، داده‌های فضایی-زمانی می‌گویند. تحلیل این نوع داده‌ها نیازمند تعیین دو نوع ساختار وابستگی یعنی وابستگی فضایی و وابستگی زمانی است.

²⁰Induced field

²¹Log-Gaussian Cox Process

۱.۴.۳ اهمیت پیش‌بینی

بررسی ویژگی‌های آماری زمین‌لرزه‌های گسترده مورد مطالعه شامل چگونگی توزیع زمین‌لرزه‌ها بر اساس بزرگای و عمق کانونی و لگاریتم انرژی در بازه‌های زمانی مختلف است. داده‌هایی که به‌طور متوالی در زمان تولید می‌شوند به ما کمک می‌کند تا به درک بهتری از لرزه‌خیزی و با تحلیل آماری رخداد زلزله‌ها به‌عنوان نقاطی در زمان و در نتیجه پیش‌بینی رفتار لرزه‌ای در آینده دست یابیم. پیش‌بینی، فرآیند برآورد موقعیت‌های ناشناخته است و یک پیش‌گویی در مورد رویدادهای آینده را در اختیار می‌گذارد و می‌تواند تجارب گذشته را به پیش‌بینی آینده بدل سازد (Armstrong, 2001). پیش‌بینی ابزاری قدرتمند در فرآیند برنامه‌ریزی هر کاری می‌باشد. پیش‌بینی زمین‌لرزه تعیین‌کننده احتمال وقوع زمین‌لرزه در یک گستره مکانی، زمانی و بزرگای با دقت کافی جهت ارزیابی آن است. کاهش خطر زمین‌لرزه به پیش‌بینی قابل اعتماد سطح و تغییرپذیری زمانی - مکانی خطر زمین‌لرزه نیاز دارد (رمضانی بشلی و همکاران ۱۳۹۱). آنچه که در پیش‌بینی از اهمیت ویژه برخوردار است، میزان دقت آن است. به همین دلیل روش‌های متعددی جهت پیش‌بینی وجود دارند. انتخاب روش پیش‌بینی به هدف پیش‌بینی و تعداد داده‌هایی که قرار است پیش‌بینی شوند، بستگی دارد (خرمی و بزرگنیا، ۱۳۷۲). اصولاً روش‌های پیش‌بینی به دو گروه اصلی تقسیم می‌شوند: ۱- روش‌های آماری ۲- روش‌های ریاضی و قطعی. در روش‌های آماری، پارامترهای مدل پیش‌بینی به‌صورت احتمالی برآورد می‌شوند در حالیکه در روش‌های ریاضی، پارامترهای مدل به‌صورت قطعی برآورد می‌شوند. طبیعی است که روش‌های آماری از قابلیت بیشتری برخوردارند، زیرا با تغییر در دقت پیش‌بینی، پارامترهای مدل نیز متناسب با آن تغییر می‌کند. چنین اهمیتی باعث شده تا تحقیقات در زمینه‌ی مدل‌ها و تکنیک‌های پیش‌بینی در چند دهه‌ی اخیر، با شتاب بیشتری مواجه شوند (Rescher, 1998). تحقیقات نشان داده‌اند، دقت پیش‌بینی‌های کوتاه‌مدت بیشتر از بلندمدت است. همچنین رویکردهای سری زمانی دقیق‌تر از مدل‌های دیگر بوده است (Batchelor and Dua, 1990). اولین پیش‌بینی موفق زمین‌لرزه در ۴ فوریه سال ۱۹۵۷ در شهر هایچنگ چین صورت گرفت که با تخلیه شهر از کشته شدن بیش از صدها هزار نفر جلوگیری شد (رمضانی بشلی و همکاران ۱۳۹۱).

فصل ۴

تحلیل داده‌ها و تفسیر نتایج

۱.۴ مقدمه

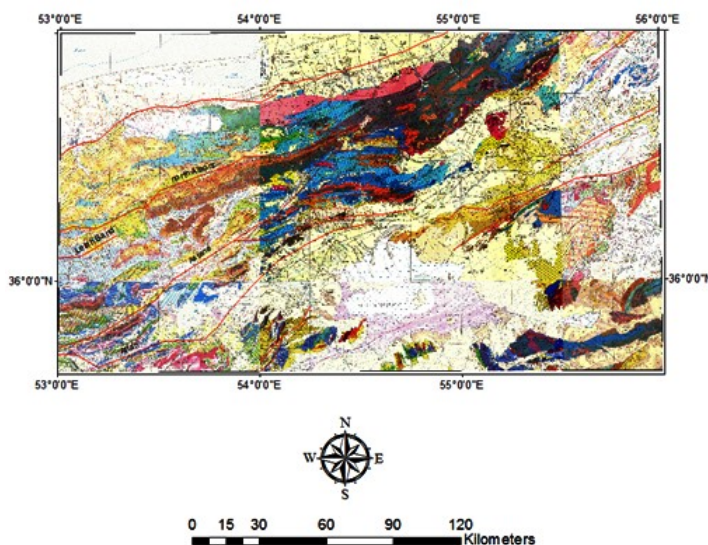
این فصل شامل مراحل اخذ داده‌های لرزه‌ای دستگاهی ناحیه‌ی البرز خاوری جهت تحلیل داده‌ها، تفسیر نتایج و بحث بر روی آن‌ها می‌باشد، که پس از همگن‌سازی، به‌منظور مطالعه‌ی الگوی فضایی- زمانی لرزه‌خیزی در ناحیه‌ی البرز خاوری با استفاده از روش‌های آماری، مورد تحلیل قرار گرفته‌اند.

۲.۴ الگوی زمانی لرزه‌خیزی

هدف از این پژوهش بررسی الگوی زمانی رخداد زلزله‌ها بر اساس مدل‌های سری زمانی برای تشخیص الگوی مولد داده‌ها و مدل‌سازی سری‌های زمانی می‌باشد. برای رسیدن به این هدف در ابتدا داده‌های لرزه‌ای سال ۲۰۰۸ تا پایان ژوئن ۲۰۱۸ میلادی (در بازه‌ی زمانی ده سال و چهار ماهه) شامل ۵۰۷ زمین‌لرزه دستگاهی در محدوده‌ی طول ۵۳-۵۶ درجه و عرض ۳۵/۶-۳۷ درجه جغرافیایی، از سایت (www.iiees.ic.ir) دریافت شده است و پس از آماده‌سازی و همگن‌سازی داده‌های لرزه‌ای، الگوی زمانی رخدادها مورد تحقیق قرار گرفت.

۱.۲.۴ مجموعه‌ی داده‌ها

داده‌های لرزه‌ای، شامل اطلاعاتی مانند تاریخ و زمان وقوع زلزله (سال، ماه، روز، ساعت و دقیقه)، مختصات جغرافیایی رومرکز زلزله (طول و عرض جغرافیایی)، عمق کانونی و بزرگای زمین‌لرزه می‌باشد. بزرگی زمین‌لرزه‌های رخ داده در ناحیه‌ی مورد مطالعه، به صورت محلی (M_L) گزارش شده است زیرا داده‌های لرزه‌ای با بزرگی محلی، دارای تعداد و دقت کافی می‌باشند. محدوده‌ای که داده‌های لرزه‌ای مربوط به آن، در این مطالعه مورد بررسی قرار گرفته‌اند و همچنین موقعیت گسل‌های این منطقه در شکل ۱.۴ نشان داده شده‌اند.



شکل ۱.۴: نقشه زمین‌شناسی از ناحیه‌ی البرز خاوری به همراه گسل‌های آن برگرفته از نقشه ۲۵۰ هزار سازمان زمین‌شناسی آمل، ساری، تهران، سمنان، گرگان، طرود، جاجرم و خارتوران.

۲.۲.۴ تحلیل اولیه‌ی داده‌ها

بررسی اولیه‌ی داده‌های لرزه‌ای برحسب بزرگی، عمق و لگاریتم انرژی که در این مطالعه مورد استفاده قرار می‌گیرد، یک دید کلی نسبت به ویژگی‌های آماری داده‌ها ایجاد می‌کند.

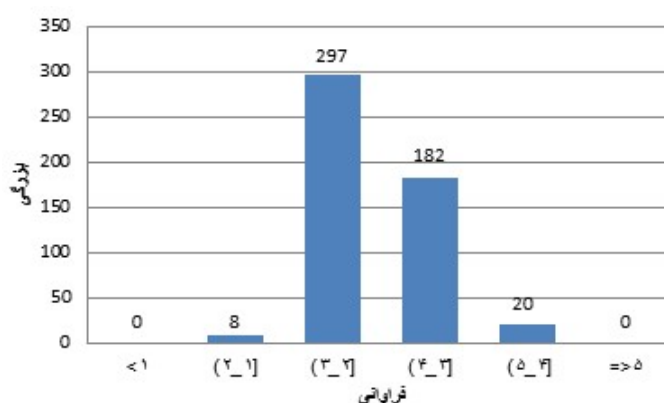
بررسی داده‌ها برحسب بزرگی

تقسیم‌بندی داده‌های لرزه‌ای ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب بزرگی در جدول ۱.۴ و شکل ۲.۴، نشان داده شده‌است. بر این اساس بیشتر زمین‌لرزه‌های ناحیه‌ی مورد نظر (۵۸/۵۸ درصد)، دارای بزرگی ۲-۳ ریشتر می‌باشد. نقشه‌ی توزیع مکانی رومرکز زلزله‌ها از نظر بزرگی نیز در بازه‌ی زمانی ۲۰۰۸-۲۰۱۸، با استفاده از نرم‌افزار GIS Arc تهیه شده و در شکل ۳.۴،

نشان داده شده است. بر اساس این نقشه، با افزایش بزرگی زلزله‌ها، تعداد رخداد آن‌ها کمتر می‌شود.

جدول ۱.۴: دسته‌بندی داده‌های دستگاهی زمین‌لرزه‌های ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب بزرگی

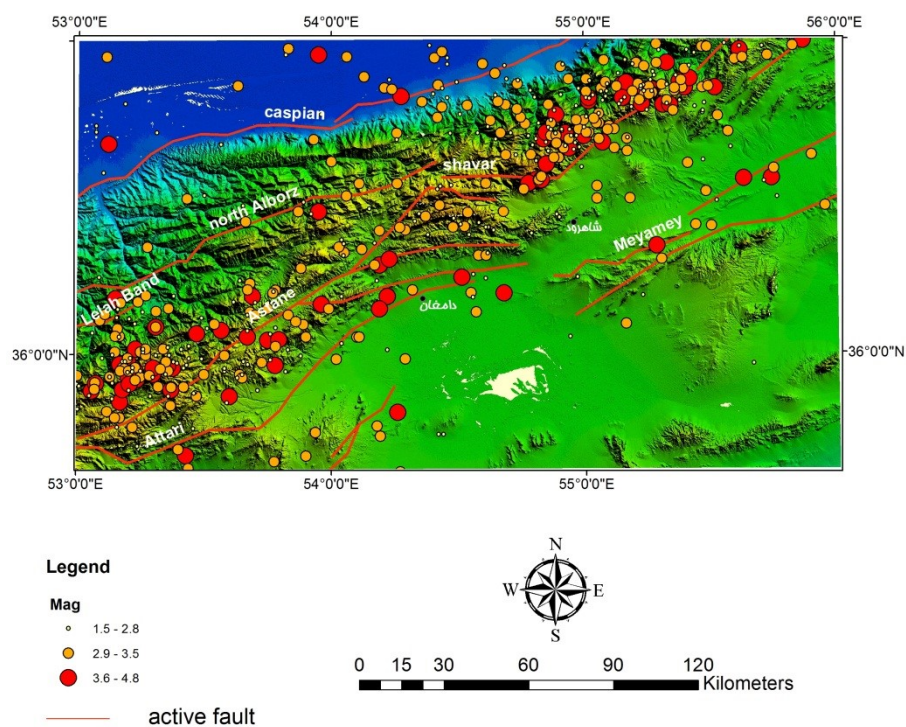
بزرگی زمین‌لرزه	فراوانی	درصد فراوانی
۱ یا کمتر	0	0.00
(2-1]	8	1.58
(3-2]	297	58.58
(4-3]	182	35.90
(5-4]	20	3.94
۵ یا بیشتر	0	0.00
مجموع	507	100



شکل ۲.۴: نمودار فراوانی زمین‌لرزه‌های ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب بزرگی

بررسی داده‌ها بر حسب عمق

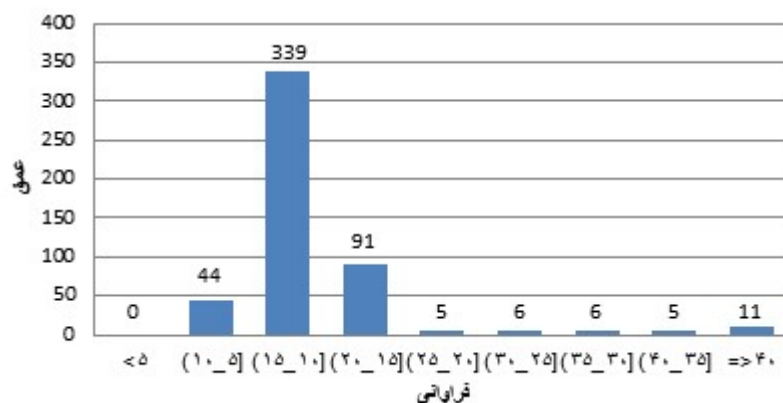
تقسیم‌بندی داده‌های لرزه‌ای بر حسب عمق در جدول ۲.۴ و شکل ۴.۴، نشان می‌دهد بیشتر زمین‌لرزه‌های روی داده در ناحیه البرز خاوری، از نوع کم‌عمق بوده و در عمق بین ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر رخ داده‌اند. نقشه‌ی توزیع مکانی رومرکز زلزله‌ها از نظر عمق نیز در شکل ۵.۴ نشان داده شده است. این نقشه نشان می‌دهد بیشتر زمین‌لرزه‌های رخ داده در ناحیه‌ی البرز خاوری از نوع کم عمق هستند.



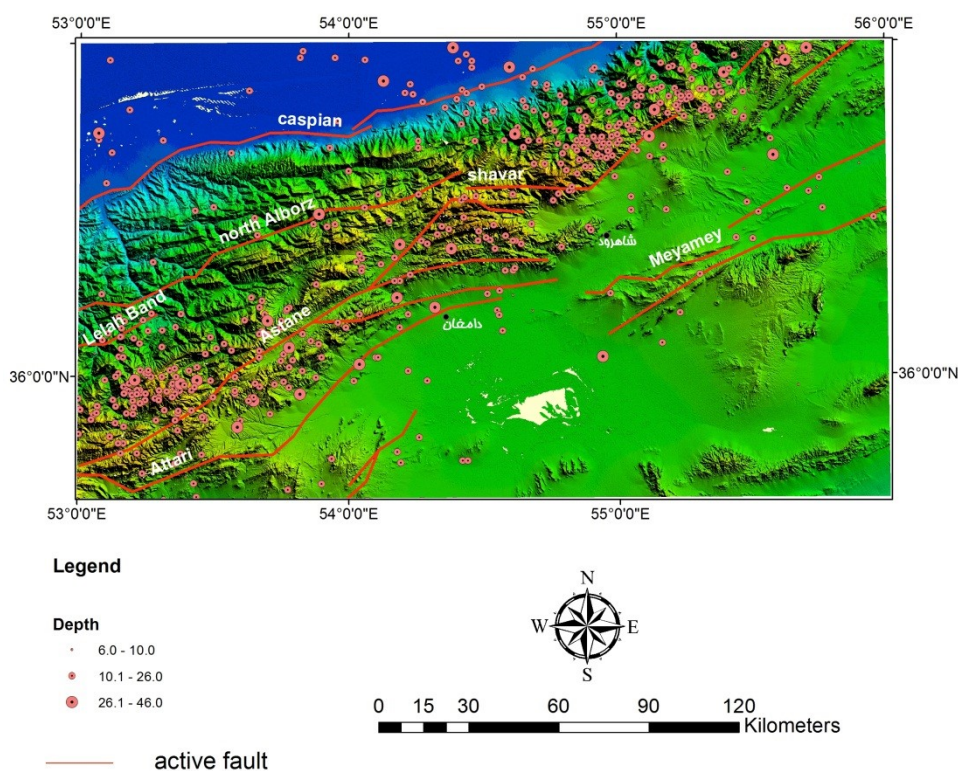
شکل ۳.۴: توزیع مکانی رومرکز زلزله‌های ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب بزرگی

جدول ۲.۴: دسته‌بندی داده‌های دستگاهی زمین‌لرزه‌های ناحیه البرز خاوری بر حسب عمق

عمق زمین‌لرزه	فراوانی	درصد فراوانی
۵ یا کمتر	0	0.00
(10-5]	44	8.68
(15-10]	339	66.86
(20-15]	91	17.95
(25-20]	5	0.99
(30-25]	6	1.18
(35-30]	6	1.18
(40-35]	5	0.99
۴۰ یا بیشتر	11	2.17
مجموع	507	100



شکل ۴.۴: نمودار فراوانی زمین‌لرزه‌های ناحیه البرز خاوری بر حسب عمق



شکل ۵.۴: توزیع مکانی رومرکز زلزله‌های ناحیه البرز خاوری بر حسب عمق

بررسی داده‌ها بر حسب لگاریتم انرژی

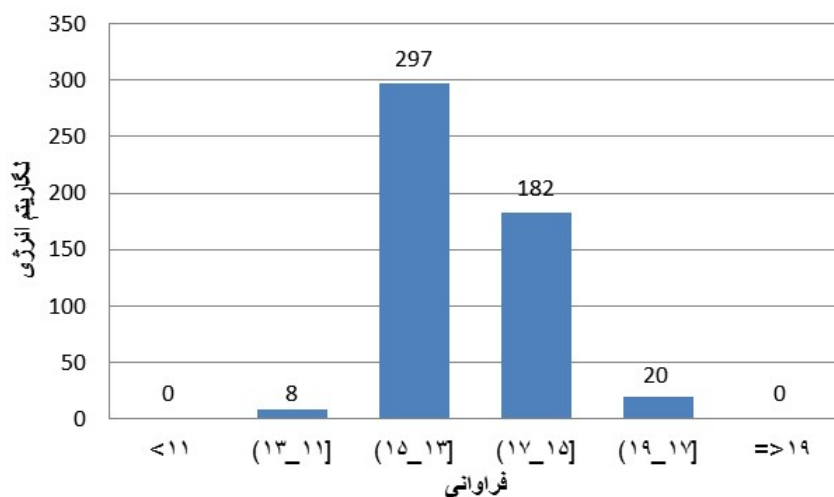
از دیگر پارامترهایی که در این مطالعه مورد بررسی قرار می‌گیرد، لگاریتم انرژی زمین‌لرزه‌های رخ داده در ناحیه البرز خاوری است که در سایت پژوهشگاه داده‌ها گزارش نشده است. این پارامتر با استفاده از فرمول زیر محاسبه شده و به اطلاعات زمین‌لرزه‌ها اضافه شده است.

$$\log E = 1/96 M_L + 9/05$$

در آن $LogE$ ، لگاریتم انرژی و M_L ، بزرگی محلی زمین‌لرزه بر حسب ریشتر است. دسته‌بندی داده‌های لرزه‌های ناحیه‌ی البرز خاوری در بازه‌زمانی مورد مطالعه بر حسب لگاریتم انرژی در جدول ۳.۴ و شکل ۶.۴، نشان می‌دهد که بیشتر زمین‌لرزه‌های رخ داده، دارای لگاریتم انرژی ۱۳ تا ۱۵ آرگ می‌باشند.

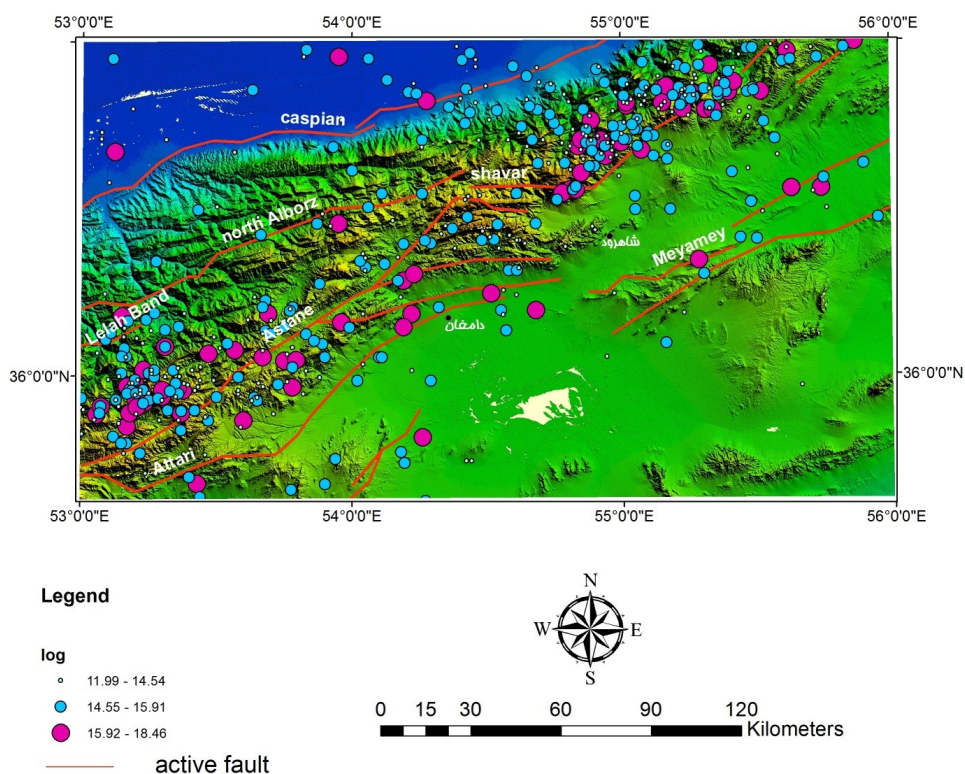
جدول ۳.۴: دسته‌بندی داده‌های دستگاهی زمین‌لرزه‌های ناحیه البرز خاوری بر حسب عمق

عمق زمین‌لرزه	فراوانی	درصد فراوانی
۱۱ یا کمتر	0	0.00
(13-11]	8	1.58
(15-13]	297	58.58
(17-15]	182	35.90
(19-17]	20	3.94
۱۹ یا بیشتر	0	0.00
مجموع	507	100



شکل ۶.۴: نمودار فراوانی زمین‌لرزه‌های ناحیه البرز خاوری بر حسب لگاریتم انرژی

همان‌طور که در نمودار فراوانی لگاریتم انرژی مشاهده می‌کنید به ترتیب بازه‌های ۱۱-۱۳، ۱۳-۱۵، ۱۵-۱۷، ۱۷-۱۹ بزرگی‌های: ۱-۲، ۲-۳، ۳-۴ و ۴-۵ را شامل می‌شوند. نقشه‌ی توزیع مکانی رومرکز زلزله‌ها از نظر مقدار لگاریتم انرژی نیز در شکل ۷.۴ نشان داده شده است



شکل ۷.۴: توزیع مکانی رومرکز زمین لرزه‌های ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب لگاریتم انرژی

تحلیل داده‌ها

در این پژوهش پس از آماده‌سازی اولیه داده‌ها، در محیط نرم‌افزار مینی‌تب ورژن ۱۶ مورد تحلیل آماری قرار گرفت تا مشخص شود الگوی زمانی لرزه‌خیزی در ناحیه‌ی البرز خاوری از کدام الگوی آماری تبعیت می‌کند. در این راستا از دو روش پر کاربرد آماری به نام توزیع پواسون و سری زمانی استفاده شده است. بدین منظور پس از اخذ داده‌های لرزه‌ای این ناحیه از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، زلزله‌های با بزرگی بیشتر یا مساوی ۳ ریشتر برای هدف این مطالعه انتخاب شده‌اند. علت انتخاب زلزله‌های با آن بزرگی این است که بررسی تبعیت الگوی زمانی لرزه‌خیزی از توزیع پواسون مدنظر است و توزیع پواسون بیشتر برای وقایع و رخداد‌های نادر کارایی دارد. بنابراین نمی‌توان زلزله‌های با بزرگی کمتر از ۳ ریشتر را در این مطالعه مورد استفاده قرار داد، چون این زلزله‌ها فراوانی بالایی دارند و نمی‌توان آنها را نادر و تصادفی در نظر گرفت. همچنین چون زلزله‌های با $M_L \geq 3$ ، خسارت‌های جانی و مالی بیشتری را به بار می‌آورند، و همچنین زلزله‌های کوچکتر از بزرگی ۳ ریشتر که اصطلاحاً خردلرزه نامیده می‌شوند، می‌توانند از فعالیت‌های مصنوعی اعم از انفجارات معدن کاری، جاده‌سازی و نیز زلزله‌های القایی ایجاد شوند که این‌ها را به‌طور قطع نمی‌توان

جزو زلزله‌های تکتونیکی و طبیعی قلمداد کرد و طبعاً باعث ایجاد خطا در برآزش داده‌ها می‌شود، بدین منظور مطالعه این زلزله‌ها در اولویت قرار دارد (لیست زمین‌لرزه‌های رخ داده در ناحیه‌ی البرز خاوری، با بزرگی بیشتر و مساوی ۳ ریشتر در پیوست آ پایان‌نامه آورده شده است).

• بررسی الگوی زمانی لرزه‌خیزی با استفاده از تحلیل سری زمانی داده‌ها

برای تحلیل الگوی زمانی داده‌ها با استفاده از سری‌های زمانی از روش برآزش مدل‌های ARIMA استفاده می‌شود لذا در این مطالعه از برآزش این نوع مدل‌ها برای پیدا کردن الگوی مولد داده‌های لرزه‌ای در ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب بزرگی، عمق و لگاریتم انرژی استفاده شده است.

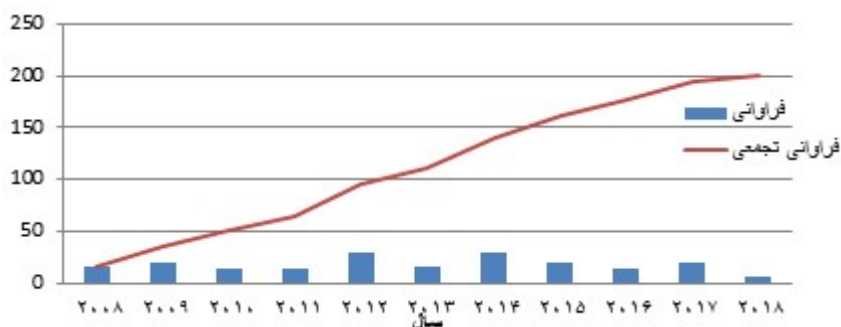
• تعیین الگوی مولد داده‌های لرزه‌ای بر حسب بزرگی

توزیع فراوانی و فراوانی تجمعی داده‌های لرزه‌ای ناحیه‌ی البرز خاوری برای بزرگی بیش از ۳ ریشتر در بازه زمانی سال ۲۰۰۸ – ۲۰۱۸ در جدول ۴.۴ مشاهده می‌شود. نمودار توزیع فراوانی و توزیع فراوانی تجمعی زلزله‌های بدون خوشه‌بندی در ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب زمان برای بزرگی‌های مورد نظر مستقل بودن و همگنی داده‌های لرزه‌ای در کل بازه‌ی زمانی مورد مطالعه و توزیع الگوی خطی را به خوبی نشان می‌دهد (شکل ۸.۴). برای تعیین الگوی مولد داده‌های لرزه‌ای ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب بزرگی

جدول ۴.۴: داده‌های لرزه‌ای ناحیه‌ی البرز خاوری برای $M_L \geq 3$

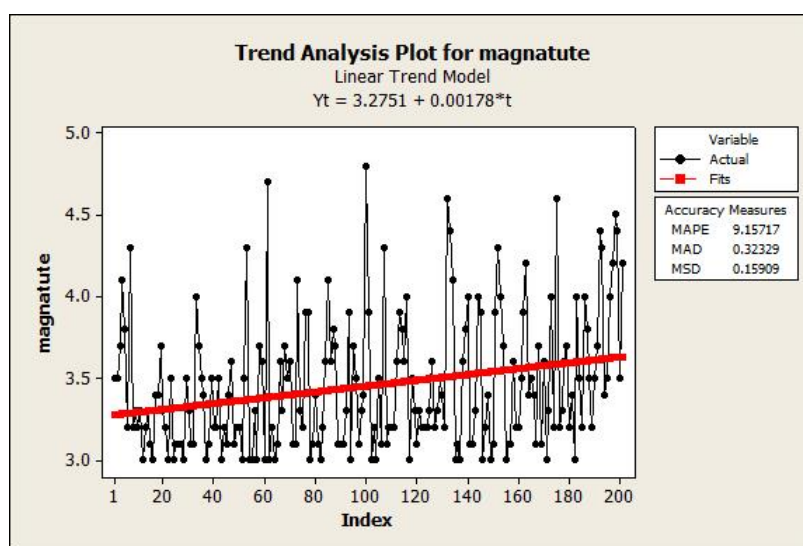
سال	فراوانی	فراوانی تجمعی
2008	16	16
2009	20	36
2010	15	51
2011	14	65
2012	30	95
2013	16	111
2014	30	141
2015	20	161
2016	15	176
2017	19	195
2018	6	201

در بازه‌ی زمانی ۲۰۰۸ – ۲۰۱۸، از روش باکس و جنکینز و الگوی ARIMA استفاده شده



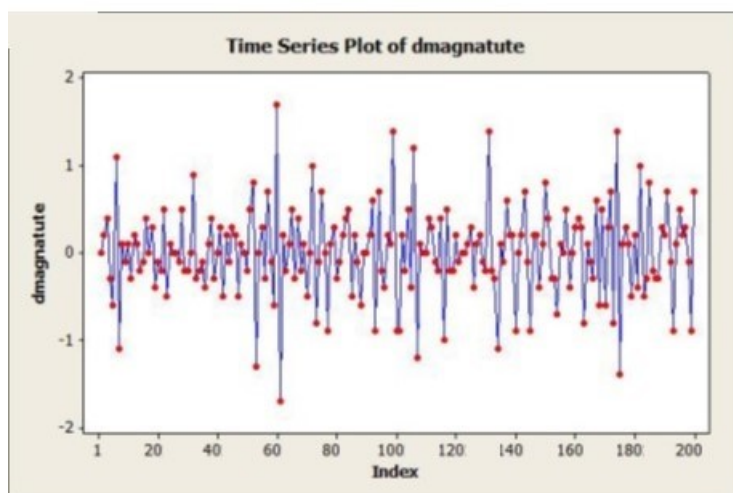
شکل ۸.۴: نمودار توزیع فراوانی و توزیع فراوانی تجمعی زلزله‌های بدون خوشه‌بندی برحسب زمان برای $M_L \geq 3$

است. مدل‌های پیش‌بینی باکس-جنکینز با سری‌های زمانی ایستا سروکار دارد و ابتدا باید ایستایی سری مورد بررسی قرار گیرد. برای این منظور نمودار سری زمانی برای داده‌های مربوط به بزرگی زلزله بر حسب زمان با استفاده از نرم‌افزار Minitab^۱ رسم گردید و به صورت شکل ۹.۴ نشان داده شده است. با توجه به نمودار مذکور، مشخص می‌شود که داده‌ها حول یک خط با شیب ملایم دارای تغییرات تصادفی هستند بررسی تبدیلات باکس-کاکس ایستایی در واریانس ولی وجود روند نایستایی در میانگین را نشان می‌دهند که برای برطرف کردن این نایستایی نیاز به تفاضلی کردن است. پس از یک بار تفاضلی کردن در محیط نرم افزار ایستایی سری مورد تایید قرار گرفت (شکل ۱۰.۴).



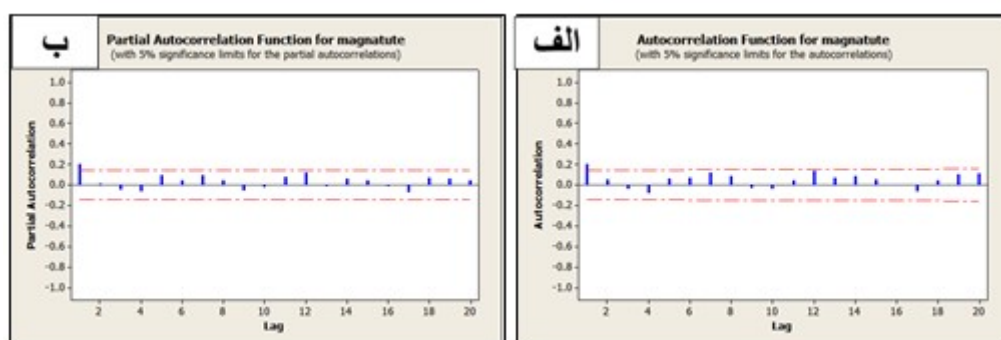
شکل ۹.۴: نمودار سری زمانی داده‌های لرزه‌ای به همراه روند رو به رشد آن در ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب بزرگی

^۱ مینی‌تب



شکل ۱۰.۴: نمودار ایستایی سری زمانی داده‌های لرزه‌ای ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب بزرگی

نمودارهای ACF و PACF برای داده‌های یک بار تفاضلی شده در شکل ۱۱.۴ آمده که نشان دهنده برطرف شدن روند از داده است. پس از تأیید ایستا بودن سری، برای

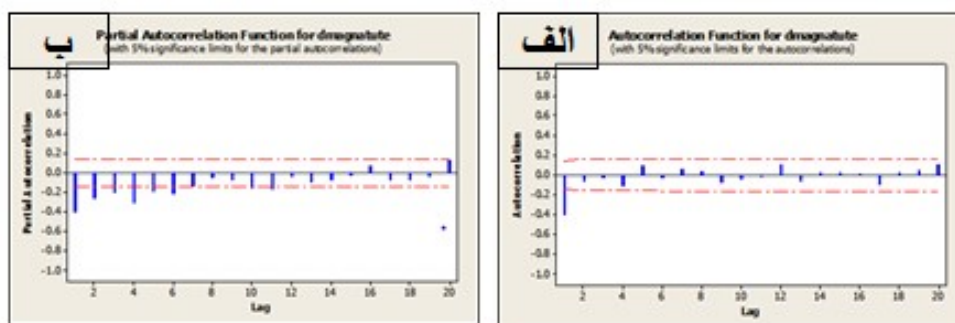


شکل ۱۱.۴: نمودار خودهمبستگی و خودهمبستگی جزئی داده‌های بزرگای لرزه‌ای ناحیه البرزشرقی

تعیین الگوی مولد داده‌ها باید استراتژی سه مرحله‌ای باکس- جنکینز اجرا گردد که شامل شناسایی مدل، برازش مدل، و تشخیص درستی مدل و پیش‌بینی می‌باشد. در ابتدا برای تشخیص مدل و تعیین تقریبی مرتبه‌های اتورگرسیو (AR) و میانگین متحرک (MA)، نمودار خودهمبستگی (ACF) و خودهمبستگی جزئی (PACF) برای داده‌های بزرگی رسم شده و مورد تحلیل قرار گرفته‌اند. شکل‌های ۱۲.۴، به ترتیب نمودارهای خودهمبستگی و خودهمبستگی جزئی تفاضلی شده سری داده‌های بزرگی زلزله را نشان می‌دهند.

با توجه به نمودار تابع خودهمبستگی و خودهمبستگی جزئی، مشاهده می‌شود که فرض

صفر بودن تابع خودهمبستگی ρ_k و تابع خودهمبستگی جزئی φ_{kk} برای تاخیرهای بزرگ‌تر از یک را نمی‌توان رد کرد و این چیزی است که با واقع شدن خطوط همبستگی تاخیرهای بزرگ‌تر از یک، در حدود اطمینان و افت شدید این خطوط تأیید می‌شود. همانطور که در شکل ۱۲.۴ ملاحظه می‌شود نمودار ACF (نمودار الف) بعد از تاخیر یک قطع می‌شود در حالی که نمودار PACF (نمودار ب) به کندی به سمت صفر میل می‌کند. بنابراین با توجه به معنی‌دار بودن تابع خودهمبستگی در تأخیر یک، الگوی پیشنهادی ما برای داده‌های بزرگی زلزله، الگوی IMA (۱, ۱) می‌باشد.



شکل ۱۲.۴: نمودار خودهمبستگی و خودهمبستگی جزئی داده‌های تفاضلی شده بزرگای لرزه‌ای ناحیه البرز خاوری

پس از تعیین تقریبی رتبه‌های مدل، باید مدل را ارزیابی کرد. الگوی IMA (۱, ۱) به داده‌ها برازش شده است و خروجی زیر برآورد پارامترهای مدل و آزمون فرض معنی‌داری هر یک را نشان می‌دهد. مقدار آماره‌ی T و مقدار معنی‌داری دلالت بر معنی‌داری ضرایب دارند.

Final Estimates of Parameters

Type	Coef	SE Coef	T	P
MA 1	0.9941	0.0000	31598.07	0.000
Constant	0.0015951	0.0004914	3.25	0.001

Differencing: 1 regular difference

Number of observations: Original series 201, after differencing 200

Residuals: SS = 32.2143 (backforecasts excluded)

MS = 0.1627 DF = 198

بنابراین مدل پیشنهادی به صورت زیر می‌باشد:

$$Z_t = -0.002 + Z_{t-1} + a_t - 0.994a_{t-1}$$

۳.۴ بررسی مناسب مدل

برای ارزشیابی مدل به صورت بصری جهت بررسی مناسب مدل از روش تحلیل باقیمانده‌های مدل برازش شده استفاده می‌نماییم. تحلیل باقیمانده‌ها به کمک نمودارهای مربوط به باقیمانده‌ها (شکل ۱۳.۴) و همچنین آزمون پرت-مانتو انجام می‌شود.

الف) بررسی پذیره نرمال بودن باقیمانده‌ها

برای بررسی این پذیره نمودار احتمال نرمال باقیمانده‌ها و هیستوگرام باقیمانده‌ها را رسم می‌کنیم. با توجه به نمودارهای (ب و ت) شکل ۱۳.۴ با کمی اغماض فرض نرمال بودن توزیع باقیمانده‌های حاصل از برازش مدل $IMA(1,1)$ و همچنین فرض ثابت بودن واریانس باقیمانده‌ها پذیرفته می‌شود. در نمودار احتمال نرمال، نقاط در امتداد یک خط راست قرار گرفته‌اند و این نشان می‌دهد که باقیمانده‌ها حاصل از برازش مدل به صورت نرمال توزیع شده‌اند. زنگوله‌ای شکل بودن نمودار هیستوگرام نیز نشان می‌دهد که باقیمانده‌ها تقریباً به صورت نرمال توزیع شده‌اند.

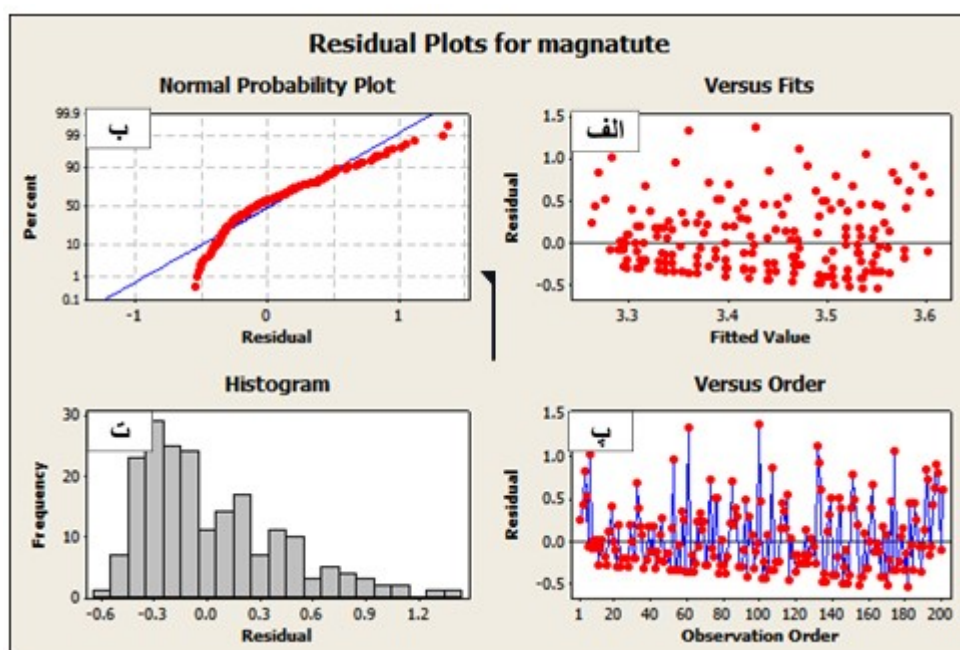
ب) بررسی فرض ثابت بودن واریانس باقیمانده‌ها

بررسی این فرض به کمک نمودار باقیمانده‌ها در برابر مقادیر برازش داده شده صورت می‌گیرد. چنانچه این نمودار ساختار خاصی نشان ندهد مثلاً به شکل قیفی نباشد، می‌توان فرض ثابت بودن واریانس باقیمانده‌ها را پذیرفت. همانطور

ک در نمودار (الف) شکل ۱۳.۴ ملاحظه می‌شود. این نمودار ساختار خاصی را نشان نمی‌دهد، بنابراین می‌توان فرض ثابت بودن واریانس باقیمانده‌ها را پذیرفت.

پ) رسم نمودار باقیمانده‌ها در برابر زمان

اگر مدل برازش داده شده مناسب باشد انتظار می‌رود نمودار در اطراف سطح افقی صفر پراکندگی مستطیلی بدون روندی را نشان دهد. چنانچه رفتار این نمودار شبیه یک فرایند تصادفی محض با میانگین صفر و واریانس ثابت باشد، آنگاه می‌توان مدل برازش داده شده را تایید نمود (نمودار پ شکل ۱۳.۴).



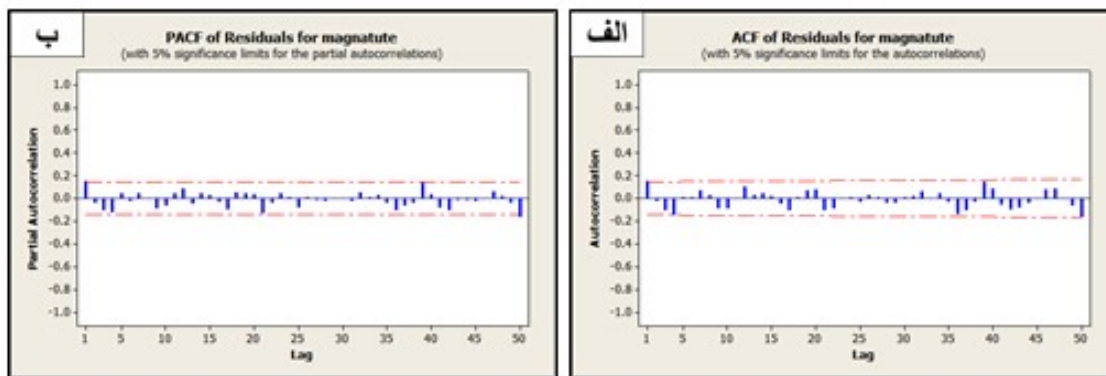
شکل ۱۳.۴: هیستوگرام و نمودارهای مربوط به باقیمانده‌های مدل $IMA(1,1)$

ت) بررسی فرض استقلال باقیمانده‌ها

برای بررسی این فرض ACF و PACF باقیمانده‌ها را بررسی می‌نماییم. همان‌طور که در شکل ۱۴.۴ ملاحظه می‌شود خودهمبستگی‌ها معنی‌دار نیستند. زیرا از محدوده استاندارد تجاوز نکرده‌اند. این به معنی ناهمبسته بودن باقیمانده‌ها و تصادفی بودن آن‌ها می‌باشد.

ث) آزمون پرت-مانتو

روش رسمی‌تر برای بررسی مناسب مدل که بر مبنای خودهمبستگی‌های باقیمانده‌ها می‌باشد، آزمون پرت-مانتو است. که بر مبنای آماره اصلاح شده باکس-پیرس می‌باشد. جهت ارزیابی مدل، آزمون خی دو باکس پیرس انجام شده است. باکس و پیرس (Box-pierce) به منظور بررسی گروهی خودهمبستگی‌ها آماره‌ی



شکل ۱۴.۴: نمودار ACF و PACF مربوط به باقیمانده‌های مدل $IMA(1, 1)$

را معرفی کردند که اصلاح شده آن به صورت زیر می‌باشد:

$$Q^* = n(n+2) \sum_{i=1}^k \frac{r_i^2}{n-1} \sim \chi^2$$

برای n های بزرگ، آماره Q دارای توزیع Q با دو پارامتر $k-p-q-1$ درجه‌ی آزادی است که در آن k بزرگ‌ترین تأخیر انتخاب شده می‌باشد و در نرم‌افزار مینی‌تب مقادیر پیشنهادی k عبارتند از ۱۲، ۲۴، ۳۶، ۴۸. مقادیر P -value در تأخیرهای مختلف نشان می‌دهند مدل برازش شده مناسب است. با توجه به خروجی زیر، هرچه تأخیر بزرگ‌تر می‌شود، مقدار P -value بیشتر شده است و این امر نشان می‌دهد در تأخیرهای بالاتر، برازش مدل مناسب‌تر می‌باشد.

Modified Box-Pierce (Ljung-Box) Chi-Square statistic

Lag	12	24	36	48
Chi-Square	17.1	26.6	33.2	51.0
DF	10	22	34	46
P-Value	0.072	0.228	0.506	0.282

همانطور که ملاحظه می‌شود مقدار P -value برای تمامی تأخیرهای فوق بیشتر از ۰/۰۵ می‌باشد. به عنوان مثال در تأخیر ۲۴ مقدار P -value برابر است با ۰/۲۲ که بیشتر از ۰/۰۵ می‌باشد. در نتیجه می‌توان فرض صفر بودن همه خودهمبستگی‌ها تا تأخیر ۴۸ پذیرفت ($H_0 : P_1 = P_2 = \dots = P_{48} = 0$). بنابراین می‌توان گفت باقیمانده‌های حاصل از برازش مدل $IMA(1, 1)$ ناهمبسته هستند.

ج) پیش‌بینی

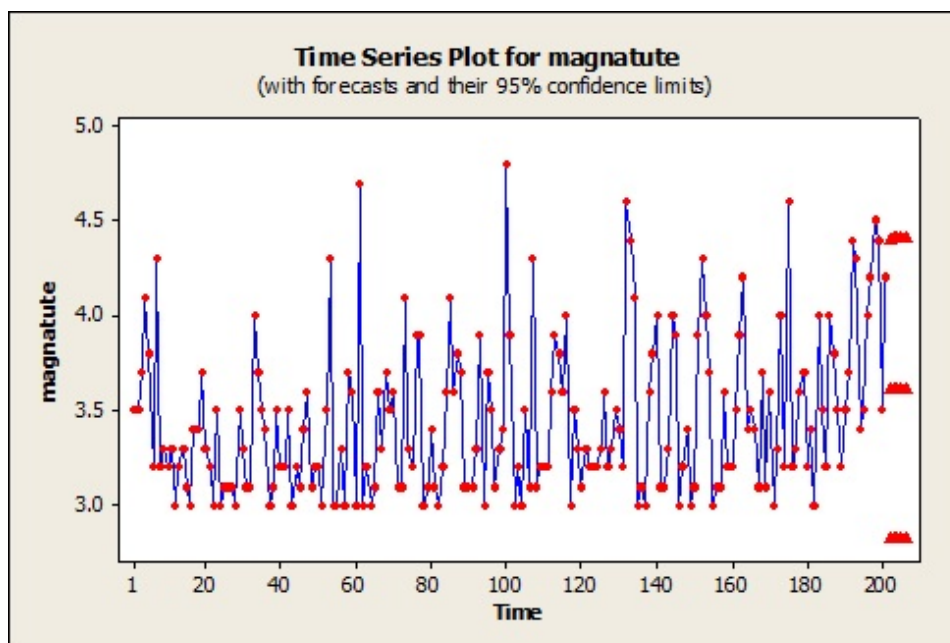
اکنون که با استفاده از استراتژی مدل‌سازی باکس-جنگیز مدل نهایی را شناسایی کردیم، می‌توان آن را مبنای پیش‌بینی رفتار آینده سری قرار دهیم. براساس مدل $IMA(1,1)$ مقادیر آینده‌ی سری همراه با یک فاصله‌ی اطمینان ۹۵ درصد برای ۵ زمان پیش‌بینی شده است که نتایج به صورت خروجی زیر می‌باشد:

Forecasts from period 201

95% Limits

Period	Forecast	Lower	Upper	Actual
202	3.60974	2.81900	4.40049	
203	3.61134	2.82058	4.40210	
204	3.61294	2.82216	4.40371	
205	3.61453	2.82375	4.40531	
206	3.61613	2.82533	4.40692	

نمودار سری زمانی پیش‌بینی شده نیز به صورت شکل ۱۵.۴ است.

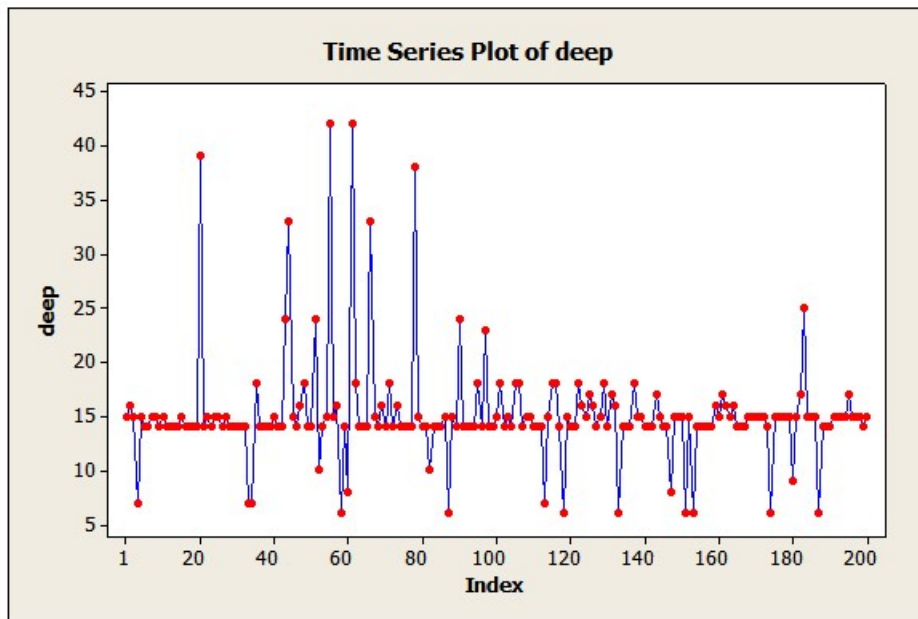


شکل ۱۵.۴: پیش‌بینی سری زمانی بزرگی داده‌ها برای مدل $IMA(1,1)$

تعیین الگوی مولد داده‌های لرزه‌ای بر حسب عمق

برای تعیین الگوی مولد داده‌های لرزه‌ای بر حسب عمق، نمودار سری زمانی برای

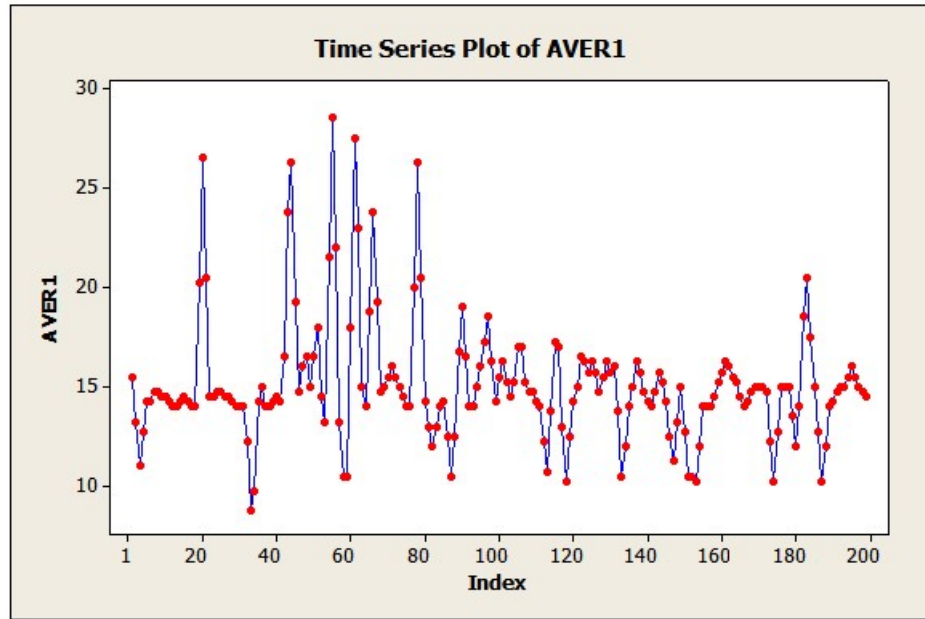
داده‌های عمق زلزله نیز با استفاده از نرم‌افزار مینی‌تب رسم شده است که به صورت شکل ۱۶.۴ می‌باشد. در این نمودار داده‌ها دارای تغییرات و پراکندگی زیادی هستند که علت آن مربوط به خطای زیاد عمق داده‌ها و نامعتبر بودن این داده‌ها می‌باشد و نیاز است پیش از برازش الگو، سری هموار شود. با استفاده از روش هموار سازی میانگین متحرک مرتبه‌ی یک، داده‌های هموار شده در نمودار ۱۷.۴ نمایش داده شده است.



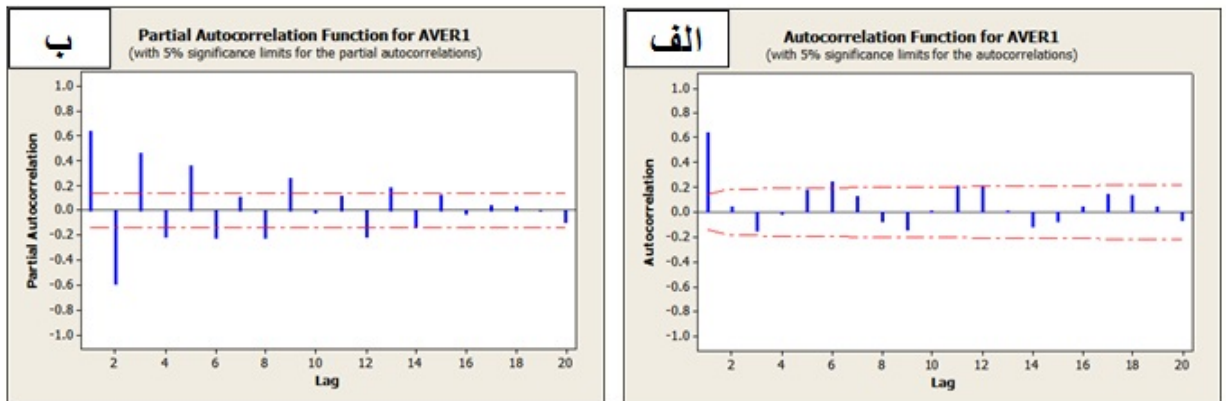
شکل ۱۶.۴: نمودار سری زمانی داده‌های لرزه‌ای ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب عمق

شکل ۱۸.۴ نمودارهای خودهمبستگی و خودهمبستگی جزئی سری هموار شده‌ی عمق زلزله را نشان می‌دهند. با توجه به نمودار تابع خودهمبستگی مشاهده می‌شود که فرض صفر بودن تابع خودهمبستگی (ρ_k) برای تأخیرهای بزرگ‌تر از ۲ را نمی‌توان رد کرد. اما با توجه به نمودار خودهمبستگی جزئی φ_{kk} مشاهده می‌شود خطوط همبستگی در تأخیرهای مختلف به صورت یک موج سینوسی به سمت صفر میل می‌کنند و در هیچ یک از تأخیرها معنی دار نمی‌باشند. بنابراین با توجه به معنی دار بودن خطوط همبستگی در نمودار خودهمبستگی برای تأخیرهای کمتر از ۲، الگوی پیشنهادی ما برای داده‌های عمق زلزله، الگوی $MA(1)$ می‌باشد.

الگوی $MA(1)$ به داده‌ها برازش شده است و خروجی زیر برآورد پارامترهای مدل و آزمون فرض معنی داری هر یک را نشان می‌دهد. مقدار آماره T و مقدار P -دلالیت بر معنی داری ضرایب میانگین متحرک و عدم معنی داری ضریب ثابت دارند.



شکل ۱۷.۴: نمودار سری زمانی داده‌های لرزه‌ای هموار شده ناحیه‌ی البرز خاوری برحسب عمق



شکل ۱۸.۴: نمودار تابع الف) خودهمبستگی (ACF) ب) خودهمبستگی جزئی (PACF) داده‌های لرزه‌ای هموار شده‌ی ناحیه‌ی البرز خاوری برحسب عمق

Type	Coef	SE Coef	T	P
MA 1	-0.9895	0.0017	-588.56	0.000
Constant	-0.0072	0.2302	-0.03	0.975

Final Estimates of Parameters

Type	Coef	SE Coef	T	P
MA 1	-0.9878	0.0041	-238.77	0.000

Differencing: 1 regular difference

Number of observations: Original series 199, after differencing 198

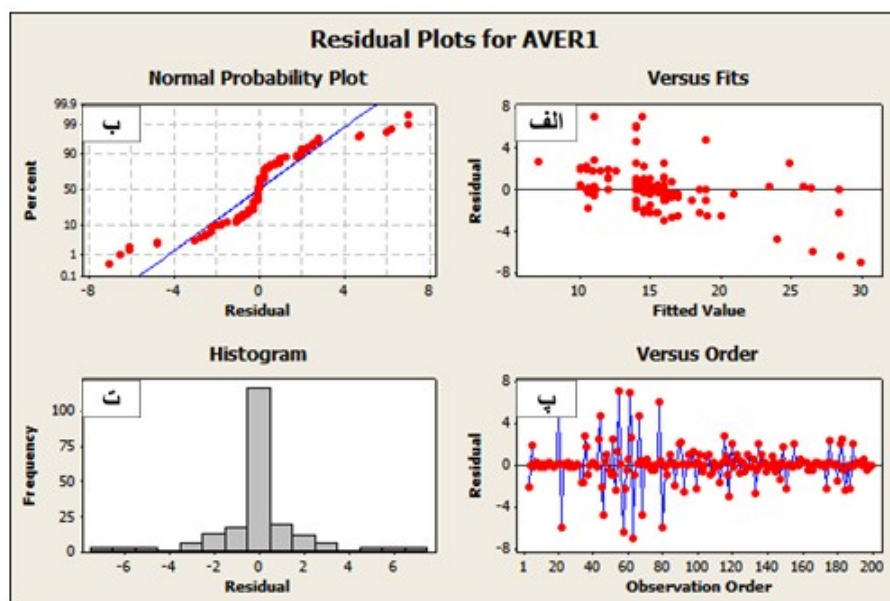
Residuals: SS = 636.175 (backforecasts excluded)

MS = 3.229 DF = 197

بنابراین مدل پیشنهادی به صورت زیر می‌باشد:

$$x_t = (1 + \theta/B)z_t = z_t + \theta z_{t-1}$$

ارزشیابی مدل به صورت بصری جهت بررسی مناسب مدل از MA(1) روش تحلیل باقیمانده‌های مدل برازش شده در شکل ۱۹.۴ مشاهده می‌شوند.



شکل ۱۹.۴: هیستوگرام و نمودارهای مربوط به باقیمانده‌های مدل MA(1,1)

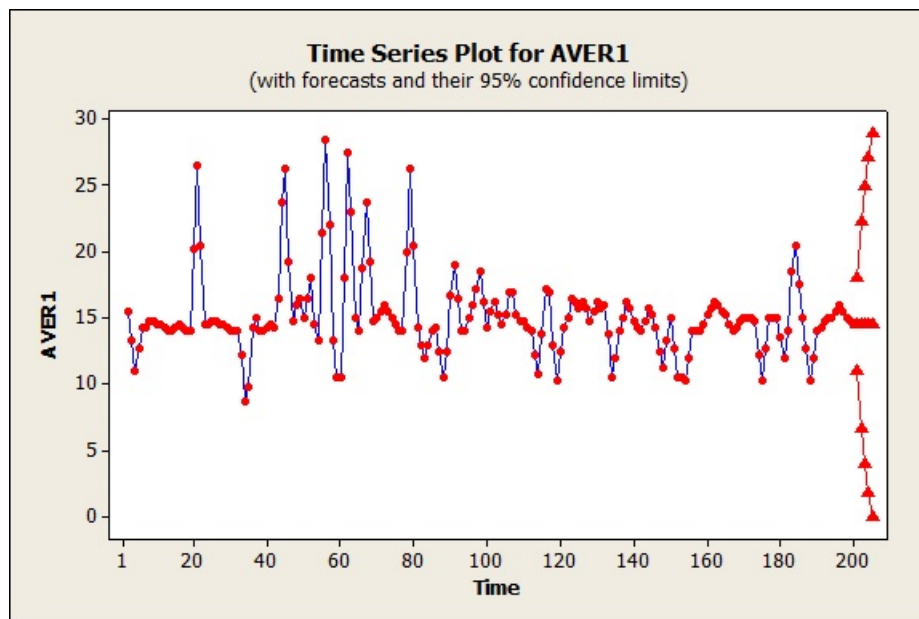
طبق هیستوگرام‌ها، فرض نرمال بودن (هیستوگرام ب و ت)، ثابت بودن واریانس (هیستوگرام الف) و تصادفی بودن باقیمانده‌ها (هیستوگرام پ) شکل ۱۳.۴ مدل MA(1) مورد تایید قرار می‌گیرد. براساس مدل MA(1) مقادیر آینده سری، همراه با یک فاصله اطمینان ۹۵ درصدی برای ۵ زمان پیش بینی شده است که نتایج به صورت خروجی زیر می‌باشد:

Forecasts from period 200

95% Limits

Period	Forecast	Lower	Upper	Actual
201	14.4942	10.9714	18.0171	
202	14.4942	6.6552	22.3333	
203	14.4942	3.9828	25.0057	
204	14.4942	1.8637	27.1248	
205	14.4942	0.0523	28.9362	

بر اساس مدل $MA(1)$ نمودار پیش بینی برحسب عمق در شکل ۲۰.۴ مشاهده می شود. با توجه به خروجی نرم افزاری مینی تب پیش بینی عمق لرزه خیزی های آتی کمترین عمق



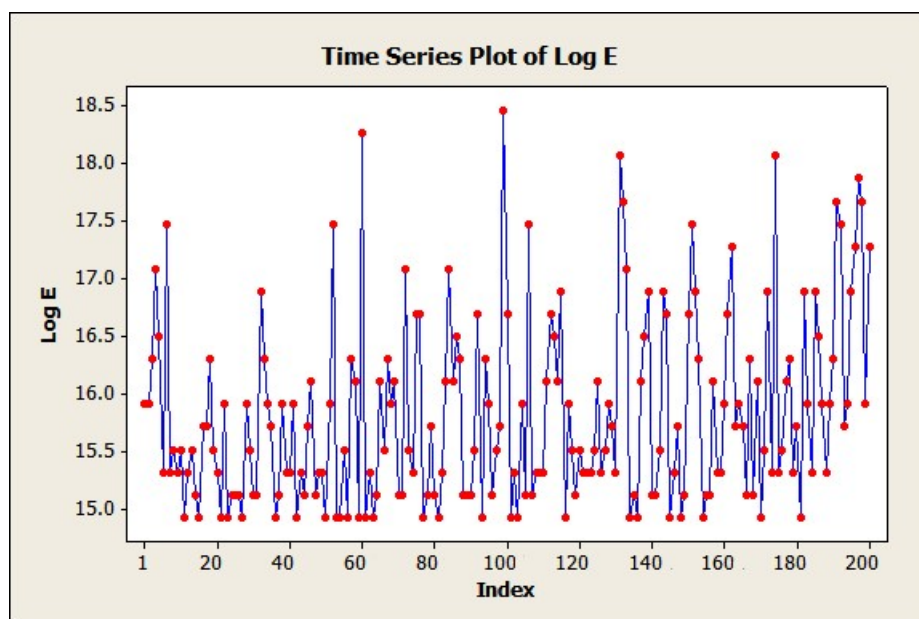
شکل ۲۰.۴: پیش بینی سری زمانی عمق داده ها برای مدل $MA(1)$

تا عمق ۲۹ کیلومتری در نظر گرفته می شود. البته به دقت نبودن داده های عمقی پژوهشگاه زلزله نگاری احتمال خطا در برازش آماری وجود دارد.

تعیین الگوی مولد داده های لرزه ای بر حسب لگاریتم انرژی

نمودار سری زمانی برای سری داده های لگاریتم انرژی زلزله نیز با استفاده از نرم افزار مینی تب رسم شده است که به صورت شکل ۲۱.۴ می باشد. با توجه به این نمودار، مشخص می شود داده ها حول یک خط افقی دارای تغییرات تصادفی هستند و هیچ گونه روند، تغییرات دوره ای و تغییرات فصلی در نمودار دیده نمی شود و این امر حاکی از

ایستا بودن سری می‌باشد. شکل ۲۲.۴ نمودارهای خودهمبستگی و خودهمبستگی



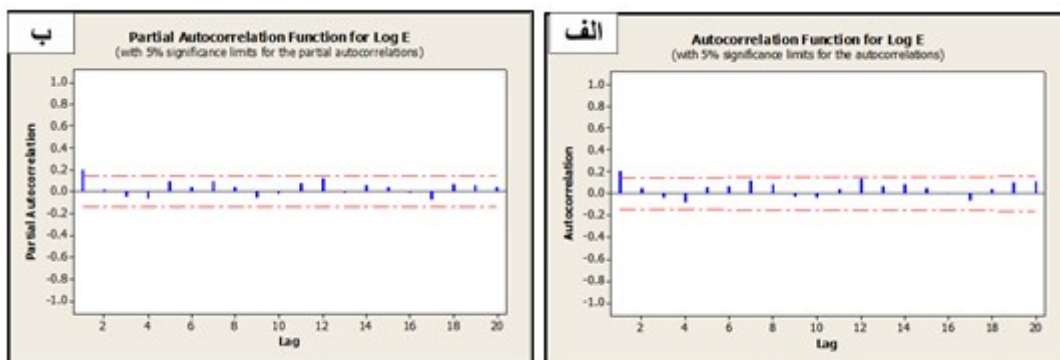
شکل ۲۱.۴: نمودار سری زمانی داده‌های لرزه‌ای ناحیه‌ی البرز خاوری برحسب لگاریتم انرژی

جزئی سری داده‌های لگاریتم انرژی زلزله را نشان می‌دهند. باتوجه به نمودار تابع خودهمبستگی و خودهمبستگی جزئی، مشاهده می‌شود که فرض صفر بودن تابع خودهمبستگی (ρ_k) و تابع خودهمبستگی جزئی (φ_{kk}) برای تأخیرهای بزرگ‌تر از ۱ را نمی‌توان رد کرد و این چیزی است که با واقع شدن خطوط همبستگی تأخیرهای بزرگتر از ۱، در حدود اطمینان و افت شدید این خطوط تایید می‌شود. بنابراین با توجه به معنی دار بودن تابع خودهمبستگی و خودهمبستگی جزئی در تأخیر ۱، الگوی پیشنهادی ما برای داده‌های لگاریتم انرژی زلزله، الگوی $IMA(1,1)$ می‌باشد.

الگوی $IMA(1,1)$ به داده‌ها برازش شده است و خروجی زیر، برآورد پارامترهای مدل و آزمون فرض معنی‌داری هر یک را نشان می‌دهد. مقدار آماره‌ی T و احتمال بامعنایی دلالت بر معنی‌داری ضرایب دارند.

Final Estimates of Parameters

Type	Coef	SE Coef	T	P
AR 1	0.2397	0.3402	0.70	0.482
MA 1	0.0370	0.3500	0.11	0.916
Constant	12.0298	0.0541	222.26	0.000
Mean	15.8233	0.0712		



شکل ۲۲.۴: تابع الف) خودهمبستگی، (ACF) ب) خودهمبستگی جزئی (PACF) داده‌های لرزهای ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب لگاریتم انرژی

Number of observations: 201

Residuals: SS = 125.679 (backforecasts excluded)

MS = 0.635 DF = 198

بنابراین مدل پیشنهادی به صورت زیر می‌باشد:

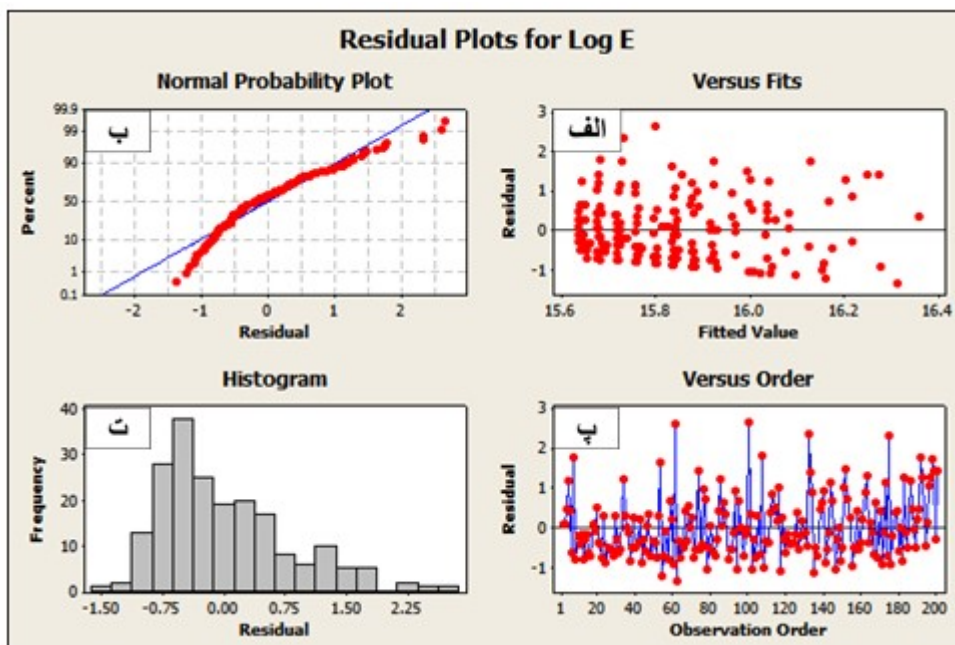
$$x_t = ۱۲/۰۳ + ۰/۲۴x_{t-۱} + z_t - ۰/۰۴z_{t-۱}$$

ارزیابی مدل به صورت بصری در نمودارهای ۲۳.۴ مشاهده می‌شود. هیستوگرام و نمودارهای مربوط به باقیمانده‌ها همگی صحت مدل برازش داده شده را مورد تایید قرار می‌دهند.

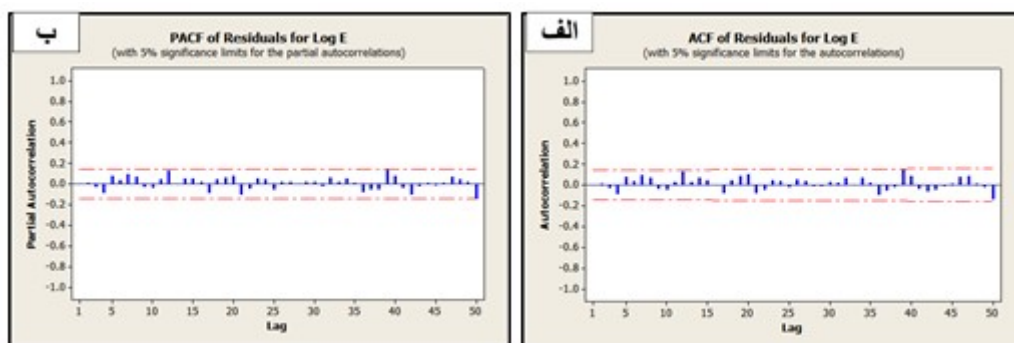
طبق هیستوگرام‌ها، فرض نرمال بودن (هیستوگرام ب و ت)، ثابت بودن واریانس (هیستوگرام الف) و تصادفی بودن باقیمانده‌ها (هیستوگرام پ) شکل ۲۳.۴ مدل IMA(۱, ۱) مورد تایید قرار می‌گیرد.

همان‌طور که در شکل ۲۴.۴ مشاهده می‌شود ACF و PACF باقیمانده‌ها طرح خاصی را نشان نمی‌دهد و در هیچ یک از تاخیرها تفاوت معنی‌داری با صفر ندارند. بنابراین فرضیه استقلال باقیمانده‌ها پذیرفته می‌شود.

جهت ارزیابی مدل، آزمون باکس پیرس خی دو انجام شده است. براساس خروجی زیر، مقادیر p-value در تأخیرهای این نشان می‌دهند مدل برازش شده مناسب است.



شکل ۲۳.۴: هیستوگرام و نمودارهای مربوط به باقیمانده‌های مدل $IMA(1,1)$



شکل ۲۴.۴: نمودار ACF و PACF مربوط به باقیمانده‌های مدل $IMA(1,1)$

Modified Box-Pierce (Ljung-Box) Chi-Square statistic

Lag	12	24	36	48
Chi-Square	10.1	19.3	25.0	38.5
DF	9	21	33	45
P-Value	0.346	0.567	0.840	0.743

همانطور که ملاحظه می‌شود مقدار p-value برای تمام تاخیرهای فوق بیشتر از ۵٪ می‌باشد که فرضیه ناهمبسته بودن باقیمانده‌ها را مورد تایید قرار می‌دهد. به عنوان مثال در تاخیر ۲۴ مقدار p-value برابر با ۵۶٪ است که بیشتر از ۵٪ می‌باشد و فرضیه ناهمبسته بودن باقیمانده‌ها را تا تاخیر ۲۴ تایید می‌کند. همچنین آماره خی دو در

تاخیر ۲۴ برابر ۱۹/۳ می باشد.

بر اساس مدل $IMA(1,1)$ مقادیر آینده سری، همراه با یک فاصله اطمینان ۹۵ درصد برای ۵ زمان پیش بینی شده است که نتایج به صورت خروجی زیر می باشد:

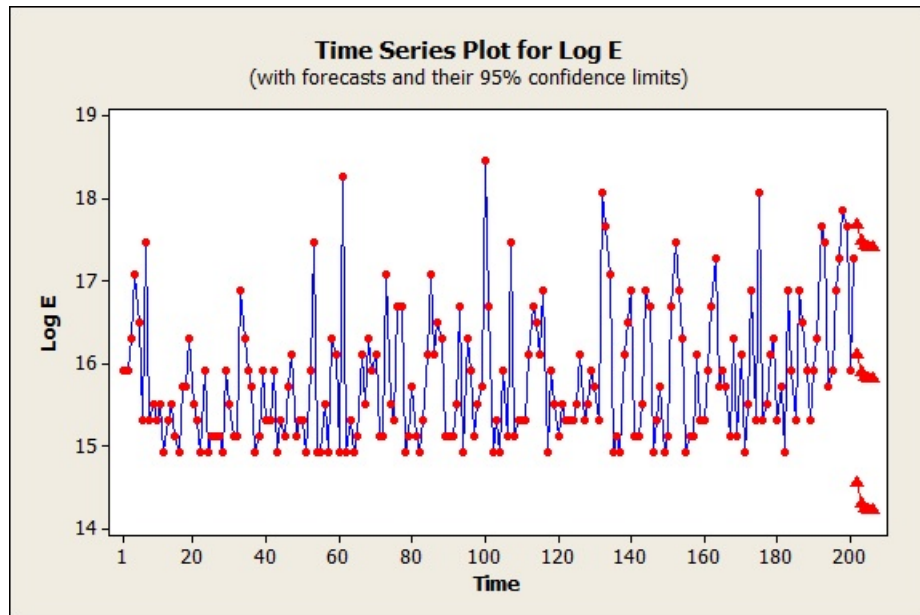
Forecasts from period 201

95% Limits

Period	Forecast	Lower	Upper	Actual
202	16.1203	14.5584	17.6822	
203	15.8945	14.3009	17.4882	
204	15.8404	14.2449	17.4359	
205	15.8274	14.2319	17.4230	
206	15.8243	14.2287	17.4199	

بر اساس مدل $IMA(1,1)$ نمودار پیش بینی بر حسب لگاریتم انرژی در شکل ۲۵.۴ مشاهده می شود.

بر حسب خروجی های نرم افزار مینی تب برای لگاریتم انرژی پیش بینی می شود برای



شکل ۲۵.۴:

۵ دوره آتی لرزه خیزی با کمترین لگاریتم انرژی ۱۴/۲۲ آرگ و بیشترین لگاریتم انرژی ۱۷/۶۸ داشته باشیم.

برازش تحلیل‌های آماری بر روی داده‌های لرزه‌ای بزرگتر و مساوی ۳ ریشتر ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب بزرگی، عمق و لگاریتم انرژی با استفاده از روش‌های سری زمانی و مقدار آماره T و احتمال بامعنایی الگوهای لرزه‌ای و آزمون باکس پیزس خی دو مدل $IMA(1,1)$ بر داده‌ها بر حسب بزرگی و مدل $MA(1)$ بر حسب عمق و مدل $IMA(1,1)$ بر حسب لگاریتم انرژی برانزده می‌باشند.

۴.۴ الگوی فضایی لرزه‌خیزی

الگوی فضایی شاخه‌ای از علم آمار فضایی است که در آن به بررسی متغیرهایی پرداخته می‌شود که از خود ساختار همبستگی فضایی نشان می‌دهند. در این شاخه تلاش می‌شود تا این ساختار که همان ارتباط بین مقادیر متغیر و فاصله و جهت قرارگیری آن‌هاست تعیین شود و برای افزایش دقت در تحلیل آماری آن‌ها مورد استفاده قرار گیرد. برای تشخیص الگوی فضایی لرزه‌خیزی در این پژوهش بر اساس ویژگی‌هایی همچون موقعیت مشاهدات و متغیر مورد بررسی از داده‌های الگوی نقطه‌ای فضایی استفاده می‌شود.

برآورد تابع شدت به روش کلاسیک بر اساس داده‌های الگو نقطه‌ای فضایی:

جدول ۵.۴: برآورد شدت به روش کلاسیک

	[۵۲/۰۵۸,۵۳/۶۳۶۴)	(۵۳/۶۳۶۴,۵۴/۲۱۴۸)	(۵۴/۲۱۴۸,۵۴/۷۹۳۲)	(۵۴/۷۹۳۲,۵۵/۳۷۱۶)	(۵۵/۳۷۱۶,۵۵/۹۵)
[۳۶/۷۲۳۶,۳۶/۹۹۷]	۱۲/۶۴۷۴۵۷	۱۸/۹۷۱۱۸۵	۸۲/۲۰۸۴۶۹	۲۲۱/۳۳۰۴۹۲	۶۹/۵۶۱۰۱۲
(۳۶/۴۵۰۲,۳۶/۷۲۳۶)	۶/۳۲۳۷۲۸	۲۵/۲۹۴۹۱۳	۵۶/۹۱۳۵۵۵	۱۳۹/۱۲۲۰۲۴	۳۱/۶۱۸۶۴۲
(۳۶/۱۷۶۸,۳۶/۴۵۰۲)	۱۸/۹۷۱۱۸۵	۵۰/۵۸۹۸۲۷	۶۹/۵۶۱۰۱۲	۱۲/۶۴۷۴۵۷	۱۲/۶۴۷۴۵۷
(۳۵/۹۰۳۴,۳۶/۱۷۶۸)	۲۰/۸۶۸۳۰۳۶	۱۱۳/۸۲۷۱۱۰	۱۲/۶۴۷۴۵۷	۶/۳۲۳۷۲۸	۰/۰۰۰۰۰۰
(۳۵/۶۳,۳۵/۹۰۳۴)	۸۲/۲۰۸۴۶۹	۶/۳۲۳۷۲۸	۱۲/۶۴۷۴۵۷	۰/۰۰۰۰۰۰	۰/۰۰۰۰۰۰

در روش SPDE داده‌ها به جای متوسل شدن به سلول‌ها با توجه به مکان دقیق خود، مدل‌سازی می‌شوند. انعطاف‌پذیری در شبکه‌بندی یکی از مزایای این روش محسوب می‌شود و آن را نسبت به روش پنجره‌های مربعی ممتاز می‌کند.

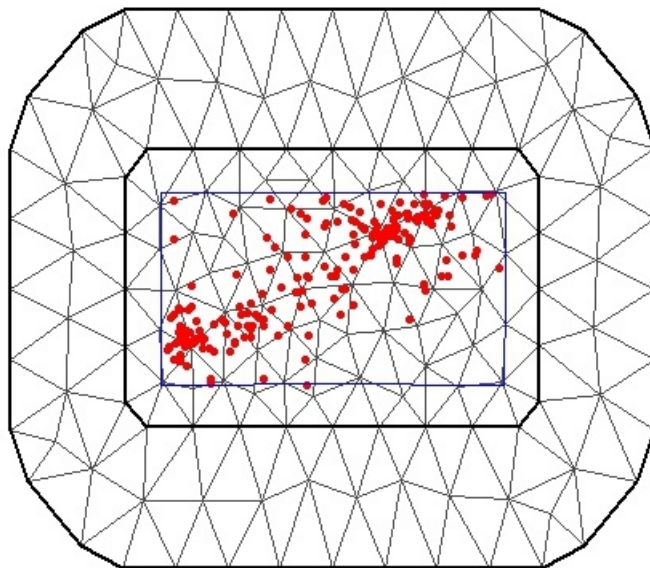
۵.۴ مدل‌بندی متغیرهای نشان‌دار

در داده‌های الگو نقطه‌ای هر گاه علاوه بر نقاط، ویژگی خاصی به هر نقطه ضمیمه شود آن ویژگی را «نشان» و الگو نقطه‌ای را «نشان‌دار» گویند. متغیرهای نشان‌دار را می‌توان وارد

مدل‌سازی کرد و برازش دقیق‌تری را نتیجه گرفت. در ادامه به نحوه مدل‌بندی این متغیرها می‌پردازیم.

تعیین الگوی فضایی با رهیافت SPDE

اولین قدم برای برازش مدل فرآیند کاکس لگ‌گاوسی، مثلث‌بندی پنجره مشاهدات است. شکل ۲۶.۴ مثلث‌سازی پنجره مشاهدات، ناحیه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. ابتدا ما یک مدل، تنها با وجود اثر ساختار فضایی به داده‌ها برازش می‌دهیم.



شکل ۲۶.۴: نقشه منطقه مورد مطالعه و مثلث‌سازی آن به روش SPDE

مدل فرآیند کاکس لگ‌گاوسی بدون متغیر نشان‌دار به صورت معادله زیر است:

$$\zeta_{ij} = \beta_0 + f_{spat}(s_{ij}) + u_{ij} \quad (1.4)$$

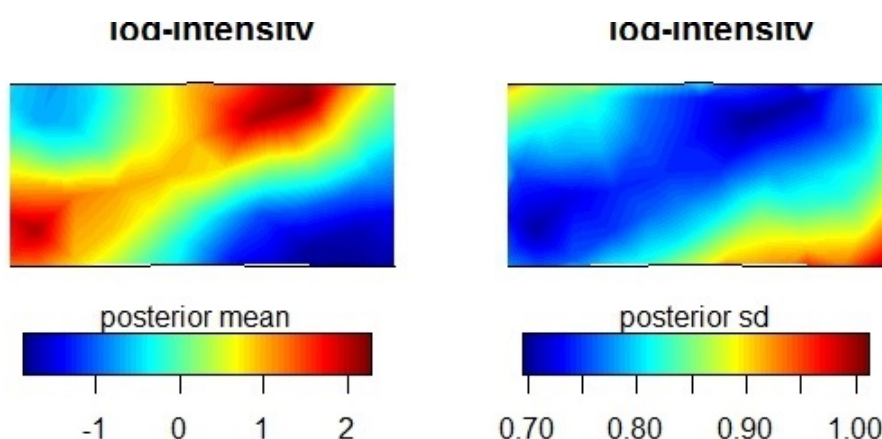
که در آن β_0 پارامتر عرض از مبدا، $f_{spat}(s_{ij})$ اثر فضایی تابع شدت است و با رهیافت SPDE وارد مدل می‌شود. همچنین u_{ij} نیز جمله خطای ناهمبسته مدل است که فرض می‌کنیم دارای توزیع گاوسی با میانگین صفر است. برآوردهای پسین (میانگین، انحراف معیار و چندک‌ها) β_0 و پارامترهای میدان پنهان در جدول زیر قابل مشاهده است.

با توجه به برآوردهای حاصل می‌توان نتیجه گرفت داده‌هایی که فاصله آن‌ها بیشتر از ۲۹/۰ کیلومتر است تقریباً مستقل از یکدیگرند.

شکل ۲۷.۴ (چپ) نقشه پهنه‌بندی زمین لرزه‌های منطقه مورد مطالعه را بر اساس میانگین پسین اثر فضایی نشان می‌دهد. با توجه به این شکل بیشترین تعداد زلزله در مناطق قرمز رنگ است و این منطقه در معرض خطر می‌باشد. این مناطق پرخطر، مناطقی هستند که فعالیت گسل‌های معکوس واقع در بخش شمالی، البرز خاوری را که شیبی به سمت جنوب دارند و

جدول ۶.۴: برآورد β_0 و پارامترهای مدل

	فواصل اعتبار				
	میانگین	انحراف معیار	۰/۰۲۵	۰/۵	۰/۹۷۵
β_0	۳/۱۴۲۹	۰/۶۷۲۹	۱/۸۲۱۷	۳/۱۴۲۸	۴/۴۶۳
Range	۲/۰۲۹	۰/۶۹۳۸	۱/۰۳۱۶	۱/۹۰۸	۳/۷۱۹
Stdev	۱/۱۵۷	۰/۲۶۲۸	۰/۷۳۷۳	۱/۱۲۴	۱/۷۶۴



شکل ۲۷.۴: نقشه پهنه‌بندی زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس میانگین (چپ) و انحراف معیار پسین (راست) اثر فضایی

نیز فعالیت گسل‌های معکوس واقع در جنوب البرز خاوری را که شبیه به سمت شمال دارند را نشان می‌دهند و گویای مناطق فعال محدوده‌ی مورد مطالعه است و هر چه از این نواحی به سمت شمال و هر چه به سمت جنوب دور می‌شویم از شدت فعالیت و میزان خطر کاسته می‌شود. هر چه از این منطقه پر خطر دورتر می‌شویم تعداد زلزله‌ها و بنابراین خطر زلزله کمتر می‌شود. با توجه به شکل ۲۷.۴ (راست) میزان خطا برآورد در مناطق میانی (قسمت آبی رنگ) نسبت به دیگر مناطق کمتر است زیرا تعداد نقاط بیشتری در این مناطق وجود دارد.

تعیین الگوی فضایی با متغیرهای نشان‌دار

با توجه به اطلاعات موجود در داده‌های مورد بررسی، مدل‌بندی را به صورت نشان‌دار ادامه می‌دهیم. بنابراین می‌توان ζ_{ij} را به صورت زیر تعریف کرد:

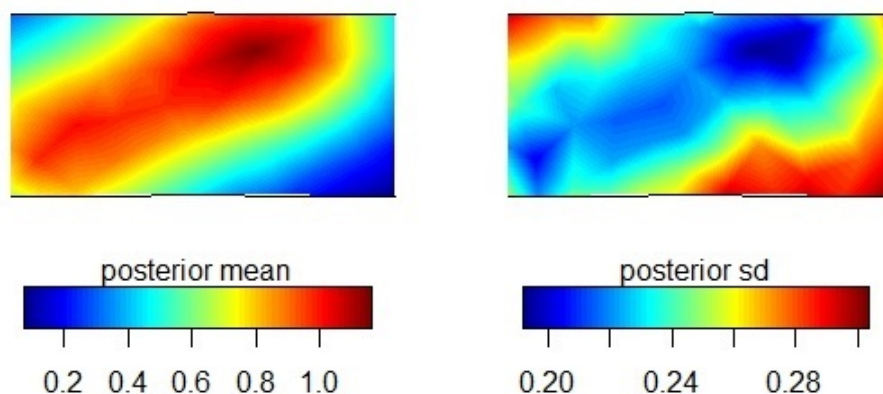
$$\zeta_{ij} = \beta_0 + m + f_{spat}(s_{ij}) + u_{ij} \quad (۲.۴)$$

که در آن m یک متغیر نشان‌دار است و برای داده‌های ما اندازه زمین‌لرزه (به واحد ریشتر) است. برآورد پارامترها، ابرپارامتر و متغیر نشان‌دار را می‌توان در جدول ۷.۴ مشاهده کرد.

جدول ۷.۴: برآورد مقادیر انحراف معیار، فواصل اطمینان و میانگین پارامترها و متغیر نشان‌دار

	فواصل اعتبار				
	میانگین	انحراف معیار	۰/۰۲۵	۰/۵	۰/۹۷۵
β_0	۱/۰۱۸۵	۰/۱۱۰۹	۰/۸۰۰۷	۱/۰۱۸۵	۱/۲۳۶۲
m	-۰/۲۷۲۳	۰/۰۳۸۶	-۰/۳۴۸۲	-۰/۲۷۲۳	-۰/۱۹۶۶
Range	۲/۴۸۰۴	۰/۸۶۴۶	۱/۲۷۷۱	۲/۳۱۳۹	۴/۶۲۰۵
Stdev	۰/۴۰۴۸	۰/۰۷۵۷	۰/۲۷۶۳	۰/۳۹۷۹	۰/۵۷۳۲

با توجه به مقدار برآورد متغیر کمکی می‌توان تاثیر آن را منفی دانست. این تفسیر به وضوح در شکل ۲۸.۴ که نقشه پهنه‌بندی اثر متغیر نشان‌دار زمین‌لرزه‌های ناحیه مورد مطالعه است، مشخص می‌باشد. در واقع در محدوده‌ای که بزرگی زلزله مقدار قابل توجهی داشته است تعداد نقاط زلزله کم بوده است.

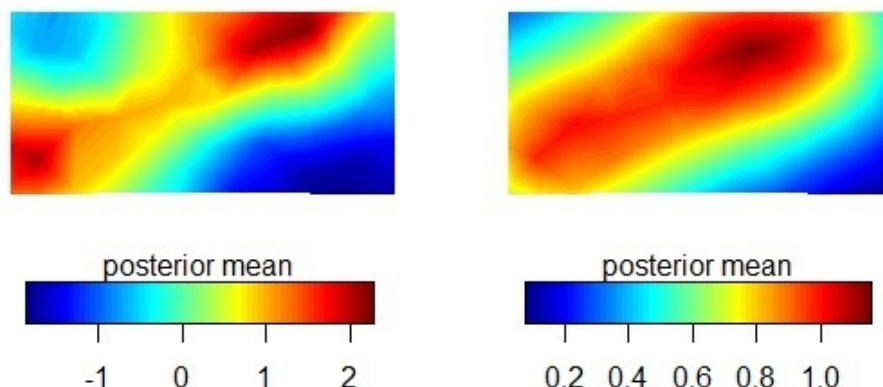


شکل ۲۸.۴: نقشه پهنه‌بندی زمین‌لرزه‌های ناحیه مورد مطالعه، بر اساس میانگین پسین متغیر نشان‌دار (سمت چپ)، بر اساس انحراف معیار پسین متغیر نشان‌دار (سمت راست).

با مقایسه مقادیر دو جدول ۶.۴ و ۷.۴ که به ترتیب مربوط به مدل‌بندی فرآیند کاکس لگ‌گاوسی بدون نشان و فرآیند کاکس لگ‌گاوسی نشان‌دار است متوجه می‌شویم که علاوه بر افزایش برآورد پارامتر Range، پارامتر خطا کاهش یافته است. همچنین وابستگی فضایی با وجود متغیر نشان‌دار از ۲/۰۲۹ کیلومتر به ۲/۴۸۰۴ کیلومتر افزایش یافته است.

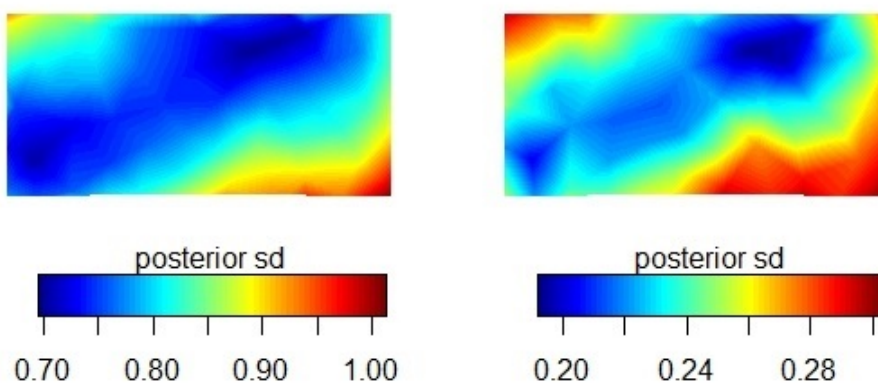
با توجه به شکل ۲۹.۴ می‌توان به این نتیجه رسید که با وجود متغیر نشان‌دار محدوده وسیع‌تری به هم وابسته‌اند و وابستگی فضایی نقاط بر اساس طیف رنگی ملموس‌تر است هر

چه از مرکز زلزله دورتر می‌شویم تعداد زلزله‌ها کمتر می‌شوند.



شکل ۲۹.۴: مقایسه دو مدل فرآیند کاکس لگ‌گاوسی بدون نشان (سمت چپ) و مدل فرآیند کاکس لگ‌گاوسی نشان‌دار (سمت راست) بر اساس میانگین پسین آن‌ها.

با مقایسه این دو مدل بر اساس انحراف معیار برآوردها، با وجود متغیر نشان‌دار متوجه کاهش چشم‌گیر خطا و برآورد دقیق‌تر پارامترها خواهیم شد که در شکل ۳۰.۴ نیز قابل مشاهده است.



شکل ۳۰.۴: مقایسه دو مدل فرآیند کاکس لگ‌گاوسی بدون نشان (سمت چپ) و مدل فرآیند کاکس لگ‌گاوسی نشان‌دار (سمت راست) بر اساس انحراف معیار پسین آن‌ها

تعیین الگوی فضایی - زمانی فرآیند مورد مطالعه

برای انجام یک مدل فضایی- زمانی ابتدا آن را به عنوان یک مدل SPDE برای مکان جغرافیایی مورد نظر برای اندازه گیری زمان در نظر می گیریم . چون زمان در الگوی نقطه ای پیوسته است ما می توانیم از طریق گسسته سازی به روش SPDE تحلیل آماری انجام دهیم . برای برازش مدل فضایی - زمانی نیاز به تعریف مجموعه ای از گره ها در طول زمان برای منطقه مورد مطالعه داریم . تعداد گره های انتخابی ما برای داده های مورد نظر ۶ عدد می باشد که اگر مبدأ زمان را ۲۰۱۸/۱/۱ در نظر بگیریم زمان های زیر را شامل می شود .

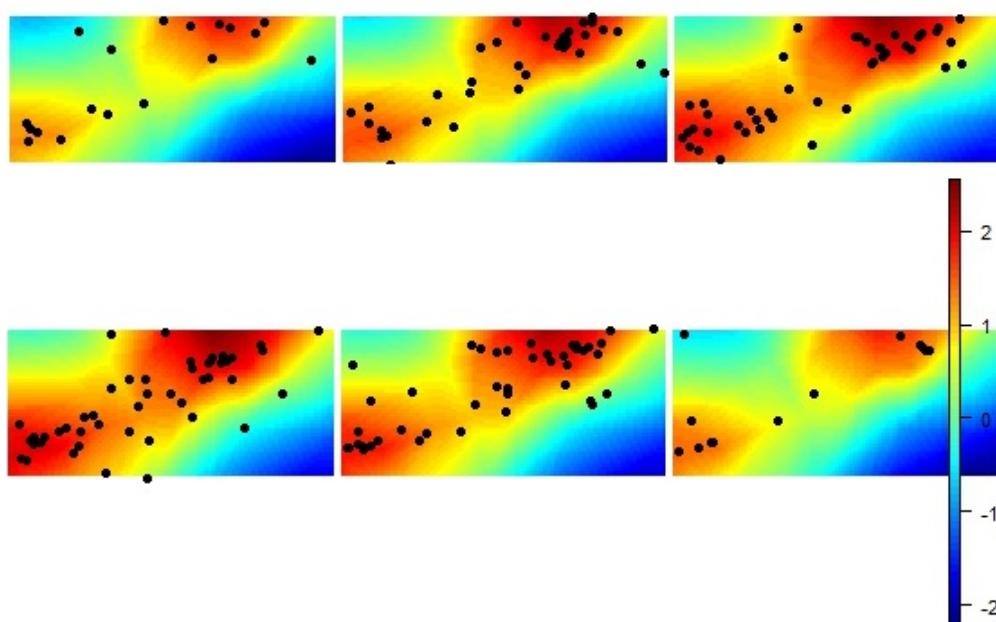
جدول ۸.۴: گره های انتخابی

t	2008/1/7	2010/1/13	2012/2/13	2014/2/17	2016/4/3	2018/4/23
---	----------	-----------	-----------	-----------	----------	-----------

اکنون مدل را تنها با اثر فضایی- زمانی، بدون متغیر نشان دار برازش می دهیم . در این حالت داریم:

$$\zeta = \beta_0 + f(s, t) + u \quad (3.4)$$

با توجه به شکل ۳۱.۴ که پهنه بندی نقاط زلزله بر اساس میانگین پسین اثر فضایی- زمانی در طول زمان های اول تا ششم است می توان گفت که بیشترین زلزله در طول زمان های دوم تا پنجم است . همچنین در راستای شمال شرقی و جنوب غربی تصویر جاذبه وجود دارد و تعداد زلزله ها در مکان هایی که تجمع نقاط بیشتر است رخ می دهد .



شکل ۳۱.۴: پهنه‌بندی میانگین پسین اثر فضایی-زمانی در زمان‌های اول تا ششم (ترتیب شکل‌ها از بالا و از چپ به راست است).

فصل ۵

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

ناحیه‌ی مورد مطالعه در این تحقیق، پهنه‌ی لرزه‌خیز البرزخاوری است که از فعال‌ترین نواحی لرزه‌خیز ایران محسوب شده و سالانه زلزله‌های مخرب زیادی در این پهنه رخ می‌دهند. پراکندگی زمین‌لرزه‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، جنباً بودن گسل‌های البرز خاوری را نشان می‌دهد. رخداد ۷ زمین‌لرزه با بزرگای بیشتر از ۴ ریشتر وابسته به گسل‌های این گستره از سال ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۸، نشان از توان بالای لرزه‌ای گستره بررسی شده دارد. در این پژوهش سعی شده است مدلی بر پایه تحلیل آماری برای بررسی میزان لرزه‌خیزی ناحیه‌ی البرز خاوری با استفاده از روشهای آماری ارائه شود. هدف این پژوهش ایجاد راهکار جدید برای مدیریت بحران است، تا با پیش‌بینی زمانی زلزله‌ها و رعایت کردن اصول و ضوابط و دستورالعمل‌های آئین‌نامه طراحی ساختمان‌های استاندارد در برابر زلزله، میزان تخریب کاهش یابد. در این راستا متغیرهای لرزه‌خیزی از جمله بزرگی، عمق و لگاریتم انرژی داده‌های پیشینه لرزه‌ای با بزرگی مساوی یا بیش از ۳ ریشتر در ناحیه‌ی البرز خاوری در یک بازه‌ی زمانی ۱۰ سال و ۴ ماه (سال‌های ۲۰۰۸ - ۲۰۱۸) مورد برازش آماری قرار گرفتند تا بتوانیم ارتباط بین الگوی لرزه‌خیزی این منطقه با روش‌های آماری سری‌های زمانی، الگوی فضایی و فضایی-زمانی و فرآیند لگ گاوسی دست یابیم.

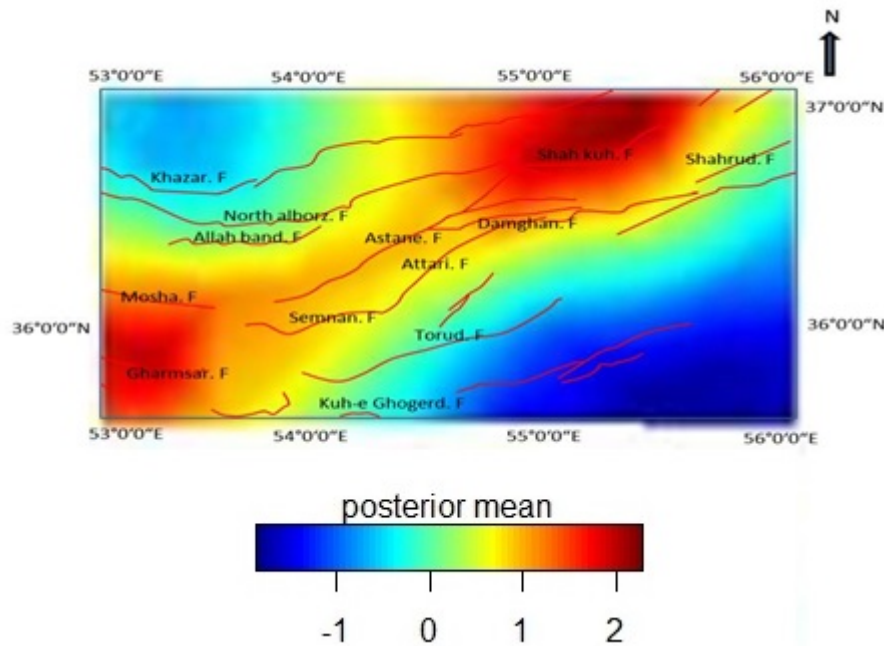
نمودار توزیع فراوانی و توزیع فراوانی تجمعی زلزله‌های بدون خوشه‌بندی در ناحیه‌ی البرزخاوری برحسب زمان برای بزرگی‌های مورد نظر، مستقل بودن و همگنی داده‌های لرزه‌ای در کل بازه‌ی زمانی مورد مطالعه و توزیع الگوی خطی را به خوبی نشان می‌دهد. از بررسی نمودارهای

هیستوگرام و مقایسه مقادیر فراوانی مشاهده‌ای و نظری نتیجه می‌شود که الگوی زمانی لرزه‌خیزی در ناحیه‌ی البرزخاوری برای زلزله‌های با بزرگی‌های موردنظر به‌طور کامل از توزیع پواسون تبعیت نمی‌کند. همچنین اختلاف مقدار کمی و مقدار بحرانی خی دو نشان می‌دهد الگوی زمانی لرزه‌خیزی در ناحیه‌ی البرز خاوری، برای بزرگی‌های موردنظر از توزیع پواسون تبعیت نمی‌کند.

برآزش تحلیل‌های آماری بر روی داده‌های لرزه‌ای بزرگتر یا مساوی ۳ ریشتر ناحیه‌ی البرز خاوری بر حسب بزرگی، عمق و لگاریتم انرژی با استفاده از روش‌های سری زمانی و مقدار آماره T و احتمال بامعنایی الگوهای لرزه‌ای و آزمون باکس پیرس خی دو مدل (1,1) IMA بر داده‌ها بر حسب بزرگی و مدل (1) MA بر حسب عمق و مدل (1,1) ARMA بر حسب لگاریتم انرژی برآزنده می‌باشند. با توجه به خروجی‌های نرم افزار مینی‌تب به دست آمده لرزه‌خیزی برای ۵ دوره آینده بزرگی ۳/۶ ریشتر و عمق ۱۴/۵° کیلومتر و لگاریتم انرژی پیش‌بینی شده برای ۵ دوره آتی لرزه‌خیزی با کمترین لگاریتم انرژی ۱۴/۲۲ ارگ و بیشترین لگاریتم انرژی ۱۷/۶۸ ارگ داشته باشیم.

در این پایان‌نامه یک چارچوب محاسباتی برای الگوی فضایی و فضایی- زمانی برای اجرای مستقیم استنباط مدل‌های خطی و خطی تعمیم یافته‌ی پویا بر مبنای روش INLA معرفی شد. مشاهده کردیم که به راحتی میتوان مدل‌های پویای پیچیده را به کمک این روش استنباط کرد. کارایی، آمیختگی روش‌ها، پیچیدگی‌های محاسباتی مدل، سرعت بالا و با جواب‌های تقریباً قطعی روش INLA قادر است مشاهدات فضایی- زمانی پیچیده را در راهبردی آسان برآزش دهد.

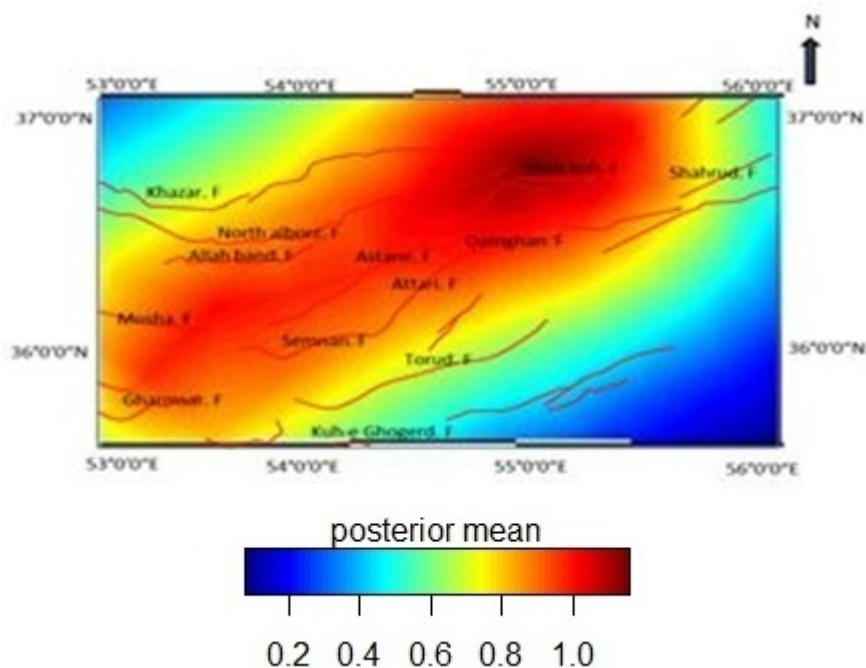
بارزترین ویژگی رفتار پواسونی برقراری رابطه بین معیارهای آماری در یک محدوده زمانی و مکانی قابل توجه است که بتوان داده‌های لرزه‌ای را خوشه‌بندی کرد. رفتار خوشه‌بندی که برای داده‌های مورد مطالعه به دست آمده است نشان می‌دهد که در سری‌های لرزه‌ای ساختار خوشه‌ای وجود دارد و زلزله‌ها با هم همبستگی دارند. شاید می‌توان چنین نتیجه گرفت که مراکز خوشه‌ها به علت تعداد زلزله‌ها و آزاد شدن انرژی دیگر توان تولید یک زلزله بزرگ را ندارند. در نهایت این طور نتیجه گرفته می‌شود با توجه به تحلیل نقشه پهنه‌بندی گسل‌ها و زمین‌لرزه‌های ناحیه البرز خاوری بر اساس میانگین پسین اثر فضایی و فرآیند کاکس لگ گاوسی نشان دار در شکل ۱.۵ بیشترین تعداد زمین‌لرزه در مناطق قرمز رنگ و در مجاورت گسل‌های مشا و گرمسار و شاهکوه می‌باشد که مناطق پرخطر می‌باشند. پراکندگی زمین‌لرزه‌ها جنبا بودن گسل‌های خزر، شمال البرز، الله‌بند، شاهرود، دامغان، سمنان؛ طرود و آستانه را نشان می‌دهد و هرچه از گسل‌های فعال و پرخطر دور می‌شویم تعداد زلزله‌ها و خطر لرزه‌خیزی کمتر می‌شود. بر اساس نقشه گسل‌ها و پهنه‌بندی زمین‌لرزه‌های ناحیه‌ی مورد مطالعه، بر اساس میانگین پسین متغیر نشان‌دار (بزرگای زلزله) و فرآیند لگ گاوسی نشان دار در شکل ۲.۵ راستای شمال شرقی- جنوب غربی که گسل‌های لرزه‌زای گسل‌های خزر، شمال البرز، الله‌بند، شاهرود، دامغان، سمنان، طرود، آستانه، عطاری، مشا و گرمسار قرار دارند. در



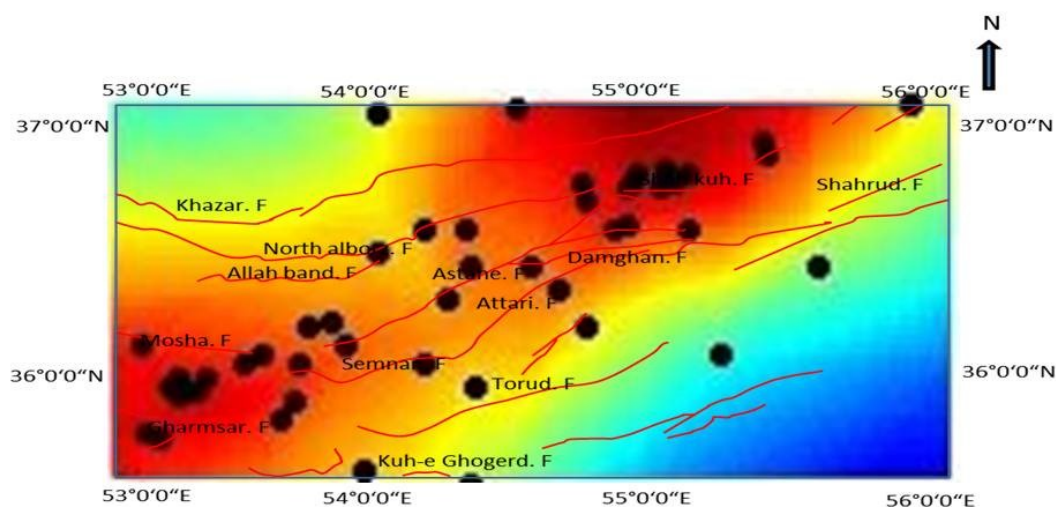
شکل ۱.۵: نقشه پهنه بندی اثر فضایی گسل‌ها و زمین‌لرزه‌های ناحیه البرز خاوری مدل فرآیندهای کاکس لگ گاوسی بدون متغیر نشان‌دار بر اساس میانگین پسین آن‌ها

فرآیندهای کاکس لگ گاوسی وابستگی فضایی نقاط لرزه‌خیزی وجود دارد و هر چه از مرکز محدوده وابستگی دورتر میشویم تعداد گسل‌ها و در نتیجه لرزه‌خیزی کمتر می‌شود. در مدل بندی فرآیند کاکس لگ گاوسی بدون نشان و فرآیند لگ گاوسی نشان‌دار خوشه‌ای بودن الگوی لرزه‌خیزی نتیجه‌گیری میشود. دلیلی بر ناهمگنی وضعیت زمین‌شناسی منطقه کانونی زمین لرزه نیز هست. هرچه احتمال رویداد یک زلزله با شدت ریشتر بالاتری بیشتر باشد زلزله‌ها در آن محل از نظر مکانی میل به خوشه‌ای شدن بیشتری دارند (تراکم خوشه‌بندی نشان از احتمال لرزه‌خیزی بالاتری است).

پهنه‌بندی میانگین پسین اثر فضایی- زمانی و برآورد بیزی اثر فضایی در ناحیه شمال شرقی- جنوب غربی در شکل ۳.۵ همبستگی لرزه‌خیزی مشاهده می‌شود و زلزله‌ها بیشتر در مکان‌هایی که تجمع گسل‌ها بیشتر است رخ می‌دهند. در این محدوده‌ها که بزرگای لرزه‌خیزی مقدار قابل توجهی است تعداد نقاط زلزله کم است. برحسب داده‌های دریافت شده از سایت پژوهشگاه لرزه‌نگاری (لیست داده‌های لرزه‌ای در جدول زیر) و تطبیق آن‌ها با پیش‌بینی‌ها و بررسی‌های آماری داده‌های لرزه‌ای در منطقه مورد مطالعه در طول انجام پروژه نتایج حاصله با پیش‌بینی‌های انجام شده مطابقت پیدا کرد.



شکل ۲.۵: نقشه پهنه بندی اثر فضایی گسل‌ها و زمین‌لرزه‌های ناحیه البرز خاوری مدل فرآیندهای کاکس لگ گاوسی متغیر نشان‌دار بر اساس میانگین پسین آن‌ها



شکل ۳.۵: نقشه پهنه‌بندی اثر فضایی گسل‌ها و زمین‌لرزه‌های ناحیه البرز خاوری مدل برآورد بیزی اثر فضایی-زمانی بر اساس میانگین پسین آن‌ها

پیشنهادات

پیشنهاد می‌شود در آینده داده‌های لرزه‌ای با دقت بالاتر و برای سال‌های بیشتر جمع‌آوری گردد تا بتوان به الگوی فضایی-زمانی لرزه‌خیزی دقیق‌تر دست یافت و نتیجه‌گیری و پیش‌بینی با درجه اطمینان بالاتر دست یافت.

Date(yyyy/mm/dd)	Time(UTC)	Time(local)	Lat.	Lon.	Depth	Mag.	Ref.	Region
2018/04/23	16:09:11.6	20:39:11.6	35.966	53.357	15	4.2	IIEES	Semnan Province, 45 km North of Semnan
2018/05/11	09:05:59.3	13:35:59.3	35.744	54.193	18	3.3	IIEES	Semnan Province, 49 km South-West of Damghan
2018/05/22	13:51:04.5	18:21:04.5	36.65	54.709	15	3.9	IIEES	Golestan Province, 32 km South-West of Ali Abad
2018/05/22	13:57:23.0	18:27:23.0	36.683	54.739	16	3.2	IIEES	Golestan Province, 27 km South-West of Ali Abad
2018/07/06	09:57:21.8	14:27:21.8	36.079	54.835	14	4.4	IIEES	Semnan Province, 40 km South-West of Shahrud
2018/07/12	21:49:46.8	02:19:46.8	36.777	55.188	7	3.2	IIEES	Semnan Province, 27 km South of Ramian

شکل ۴.۵: جدول داده‌های استخراج شده از سایت پژوهشگاه لرزه‌نگاری

مطالعات لرزه‌ای، صحرایی و ژئومغناطیس برای اطلاع از عمق دقیق لرزه‌خیزی با توجه به عدم دقت داده‌های دستگاهی عمقی، نتایج حاصل از تحلیل‌های عمقی دارای اعتبار بالایی نبوده و پیشنهاد می‌شود برای افزایش دقت داده‌های عمقی و حاصل شدن نتایج بهتر مطالعات صحرایی و لرزه‌ای و دورسنجی انجام گیرد.

با به کار گیری این روش برای فلات ایران و زاگرس و کپه داغ برای بزرگ‌های مختلف، مناطق دارای پتانسیل زلزله معرفی شوند.

پیوست آ

جداولی که در صفحات بعدی موجود است داده‌های مورد بررسی این پایان‌نامه است.

	A	B	C	D	E	F	G	H
1	Longitude	Latitude	t	year	month	day	magnanimous	deep
2	53.15	36.01	10666	2008	1	7	3.5	15
3	53.18	35.96	20634	2008	1	14	3.5	16
4	54.22	36.19	96643	2008	3	8	3.7	15
5	55.33	36.93	194722	2008	5	15	4.1	7
6	54.85	36.61	213339	2008	5	28	3.8	15
7	53.25	35.93	252886	2008	6	24	3.2	14
8	53.17	35.85	284636	2008	7	16	4.3	14
9	53.89	36.1	315316	2008	8	6	3.2	15
10	55.24	36.83	319709	2008	8	10	3.3	15
11	55.01	36.88	336942	2008	8	21	3.2	14
12	53.47	35.87	346136	2008	8	28	3.3	15
13	54.65	36.9	369412	2008	9	13	3	14
14	54.91	36.92	396552	2008	10	2	3.2	14
15	53.75	36.15	438565	2008	10	31	3.3	14
16	54.41	36.95	481135	2008	11	30	3.1	14
17	53.63	36.86	520035	2008	12	27	3	15
18	55.75	36.59	530828	2009	1	3	3.4	14
19	53.93	36.69	538739	2009	1	9	3.4	14
20	55.02	36.81	555166	2009	1	20	3.7	14
21	55.21	36.93	578923	2009	2	6	3.3	14
22	54.6	36.93	586846	2009	2	11	3.2	39
23	55.29	36.93	602422	2009	2	22	3	14
24	53.88	36.28	611002	2009	2	28	3.5	15
25	54.17	36.29	628993	2009	3	12	3	14
26	54.61	36.55	651978	2009	3	28	3.1	15
27	54.26	36.71	662784	2009	4	5	3.1	15
28	54.42	36.76	677210	2009	4	15	3.1	14
29	55.29	36.99	769823	2009	6	18	3	15
30	55.23	36.82	841407	2009	8	7	3.5	14
31	55.06	36.77	851979	2009	8	14	3.3	14
32	55.95	36.47	894918	2009	9	13	3.1	14
33	55.07	36.85	908815	2009	9	23	3.1	14
34	55.38	36.87	917672	2009	9	29	4	14
35	55.52	36.85	928243	2009	10	6	3.7	7
36	55.02	36.71	948828	2009	10	20	3.5	7
37	54.68	36.46	1034170	2009	12	19	3.4	18
38	53.44	35.64	1057403	2010	1	4	3	14
39	54.61	36.32	1070718	2010	1	13	3.1	14
40	53.42	35.9	1129079	2010	2	23	3.5	14
41	55	36.75	1225121	2010	4	30	3.2	14
42	55.17	36.65	1228470	2010	5	3	3.2	15
43	54.02	35.99	1261765	2010	5	26	3.5	14
44	53.09	36.11	1281765	2010	6	9	3	14
45	54.98	36.72	1319343	2010	7	5	3.2	24
46	54.19	36.4	1354650	2010	7	29	3.1	33
47	55.06	36.74	1391467	2010	8	24	3.4	15
48	53.37	35.89	1438495	2010	9	25	3.6	14
49	53.78	36.03	1496003	2010	11	4	3.1	16
50	53.24	36.17	1525434	2010	11	25	3.2	18
51	54.86	36.8	1531634	2010	11	29	3.2	14
52	53.25	36.01	1541364	2010	12	6	3	14
53	53.36	35.95	1617413	2011	1	28	3.5	24
54	55.74	36.56	1633344	2011	2	8	4.3	10
55	54	36.62	1718900	2011	4	8	3	14
56	53.27	36.19	1758289	2011	5	6	3	15
57	53.65	35.93	1788737	2011	5	27	3.3	42
58	54.89	36.7	1817703	2011	6	16	3	15
59	53.43	35.68	1842799	2011	7	3	3.7	16
60	55.4	36.85	1870809	2011	7	23	3.6	6
61	55.26	36.83	1881058	2011	7	30	3	14
62	54.81	36.56	1899272	2011	8	11	4.7	8
63	55.12	36.72	2046099	2011	11	21	3	42
64	53.13	35.93	2071808	2011	12	9	3.2	18
65	55.17	36.69	2076764	2011	12	13	3	14

	A	B	C	D	E	F	G	H
	Longitude	Latitude	t	year	month	day	magnanimous	deep
66	54.75	36.76	2100231	2011	12	29	3.1	14
67	55.42	36.88	2113392	2012	1	7	3.6	14
68	54.13	36.89	2121222	2012	1	13	3.3	33
69	53.17	35.97	2150151	2012	2	2	3.7	15
70	55.39	36.85	2166669	2012	2	13	3.5	14
71	54.26	35.82	2196394	2012	3	6	3.6	16
72	54.05	36.33	2207674	2012	3	14	3.1	14
73	54.9	36.63	2214845	2012	3	19	3.1	18
74	53.31	36.09	2264078	2012	4	22	4.1	14
75	54.69	36.8	2273818	2012	4	29	3.3	16
76	54.66	36.81	2274496	2012	4	29	3.2	14
77	55.63	36.56	2279084	2012	5	2	3.9	14
78	53.15	36.18	2282686	2012	5	5	3.9	14
79	55.48	36.52	2299758	2012	5	17	3	14
80	54.32	36.21	2301394	2012	5	18	3.1	38
81	53.9	36.06	2310888	2012	5	24	3.4	15
82	53.86	36.11	2331046	2012	6	7	3.1	14
83	54.57	36.14	2347675	2012	6	19	3	14
84	55.53	36.76	2367324	2012	7	2	3.2	10
85	53.75	36.05	2416074	2012	8	5	3.6	14
86	53.3	35.94	2416744	2012	8	6	4.1	14
87	55.02	36.82	2464628	2012	9	8	3.6	14
88	54.94	36.66	2498123	2012	10	1	3.8	15
89	55.62	36.97	2526907	2012	10	21	3.7	6
90	53.07	35.89	2542771	2012	11	1	3.1	15
91	54.87	36.7	2557991	2012	11	12	3.1	14
92	53.15	35.8	2583424	2012	11	30	3.1	24
93	53.22	35.77	2583640	2012	11	30	3.3	14
94	55.23	36.8	2585318	2012	12	1	3.9	14
95	54.83	36.57	2595024	2012	12	8	3	14
96	53.78	35.97	2600507	2012	12	11	3.7	14
97	53.58	36	2642716	2013	1	10	3.5	18
98	53.7	36.13	2690595	2013	2	12	3.1	14
99	54.92	36.66	2707298	2013	2	24	3.3	23
100	54.48	36.41	2719020	2013	3	4	3.4	14
101	53.69	36.19	2744377	2013	3	21	4.8	14
102	53.67	36.06	2772089	2013	4	10	3.9	15
103	53.78	36.21	2792327	2013	4	24	3	18
104	55.05	36.54	2815030	2013	5	9	3.2	14
105	53.34	36.02	2867194	2013	6	15	3	15
106	55.5	36.41	2879998	2013	6	23	3.5	14
107	54.97	36.75	2910263	2013	7	15	3.1	18
108	53.47	36.07	2924211	2013	7	24	4.3	18
109	54.27	36.41	2999845	2013	9	15	3.1	14
110	55.31	36.86	3114454	2013	12	3	3.2	15
111	55.33	36.81	3127240	2013	12	12	3.2	15
112	54.94	36.69	3129614	2013	12	14	3.2	14
113	53.23	35.95	3180129	2014	1	18	3.6	14
114	54.84	36.69	3182998	2014	1	20	3.9	14
115	54.68	36.2	3190154	2014	1	25	3.8	7
116	53.23	36.02	3196681	2014	1	29	3.6	15
117	53.3	35.96	3198132	2014	1	30	4	18
118	54.44	36.97	3222912	2014	2	17	3	18
119	53.64	35.94	3224134	2014	2	17	3.5	14
120	55.83	36.98	3266993	2014	3	19	3.3	6
121	54.11	36.06	3292875	2014	4	6	3.1	15
122	53.12	35.82	3295778	2014	4	8	3.3	14
123	53.17	35.8	3311606	2014	4	19	3.2	14
124	53.83	36.13	3328099	2014	5	1	3.2	18
125	54.29	35.99	3351283	2014	5	17	3.2	16
126	55.05	36.74	3373598	2014	6	1	3.3	15
127	55	36.7	3380454	2014	6	6	3.6	17
128	54.27	35.63	3394580	2014	6	16	3.2	16
129	54.11	36.55	3427372	2014	7	9	3.3	14
130	54.67	36.71	3435881	2014	7	15	3.5	15
131	54.69	36.64	3480085	2014	8	14	3.4	18
132	54.58	36.32	3511188	2014	9	5	3.2	14
133	54.78	36.55	3513454	2014	9	6	4.6	17
134	54.83	36.56	3514092	2014	9	7	4.4	16

	Longitude	Latitude	t	year	month	day	magnanimous	deep
135	53.2	35.98	3526599	2014	9	16	4.1	6
136	55.16	36.1	3526734	2014	9	16	3	14
137	54.26	36.55	3528752	2014	9	17	3.1	14
138	53.11	36.13	3531931	2014	9	19	3	14
139	54.85	36.71	3573430	2014	10	18	3.6	18
140	53.95	36.46	3603167	2014	11	8	3.8	15
141	53.95	36.96	3641929	2014	12	5	4	15
142	53.9	35.68	3669256	2014	12	24	3.1	14
143	53.54	36.1	3685981	2015	1	4	3.1	14
144	54.87	36.74	3710720	2015	1	21	3.3	14
145	54.19	36.29	3767292	2015	3	2	4	17
146	53.6	35.87	3785789	2015	3	15	3.9	15
147	55.05	36.5	3812437	2015	4	2	3	14
148	54.1	36.06	3817758	2015	4	6	3.2	14
149	55.47	36.98	3861683	2015	5	6	3.4	8
150	53.35	35.98	3890088	2015	5	26	3	15
151	54.428	36.48	3971637	2015	7	22	3.1	15
152	55.074	36.678	3999847	2015	8	10	3.9	15
153	55.284	36.348	4010016	2015	8	17	4.3	6
154	55.151	36.861	4020023	2015	8	24	4	15
155	55.153	36.819	4030085	2015	8	31	3.7	6
156	53.727	35.979	4055037	2015	9	17	3	14
157	53.285	35.935	4066402	2015	9	25	3.1	14
158	55.131	36.856	4073228	2015	9	30	3.1	14
159	53.567	36.081	4124265	2015	11	5	3.6	14
160	55.303	36.306	4132345	2015	11	10	3.2	14
161	55.04	36.754	4138471	2015	11	14	3.2	16
162	53.167	36.06	4192268	2015	12	22	3.5	15
163	54.514	36.251	4228171	2016	1	16	3.9	17
164	53.203	35.928	4242535	2016	1	26	4.2	16
165	54.737	36.866	4276432	2016	2	18	3.4	15
166	54.21	36.854	4339036	2016	4	3	3.5	16
167	54.768	36.739	4342108	2016	4	5	3.4	14
168	55.439	36.414	4348574	2016	4	9	3.1	14
169	54.229	36.309	4413092	2016	5	24	3.7	14
170	55.221	36.812	4480261	2016	7	10	3.1	15
171	53.207	35.908	4534825	2016	8	17	3.6	15
172	53.171	35.949	4535168	2016	8	17	3	15
173	54.539	36.798	4569318	2016	9	10	3.3	15
174	54.889	36.767	4689989	2016	12	2	4	15
175	54.539	36.457	4720259	2016	12	23	3.2	14
176	55.871	36.997	4725896	2016	12	27	4.6	6
177	54.526	36.412	4730699	2016	12	31	3.2	15
178	53.662	36.427	4735008	2017	1	3	3.3	15
179	53.794	36.052	4772068	2017	1	28	3.6	15
180	53.075	35.909	4786891	2017	2	8	3.7	15
181	53.073	35.911	4786895	2017	2	8	3.2	15
182	55.273	36.835	4793907	2017	2	13	3.4	9
183	54.439	36.793	4817419	2017	3	1	3	15
184	54.926	36.708	4833788	2017	3	12	4	17
185	53.275	36.345	4834565	2017	3	13	3.5	25
186	55.354	36.778	4842670	2017	3	18	3.2	15
187	53.12	36.672	4844717	2017	3	20	4	15
188	54.277	36.827	4848233	2017	3	22	3.8	15
189	55.387	36.874	4860725	2017	3	31	3.5	6
190	55.081	36.94	4886147	2017	4	18	3.2	14
191	53.111	36.95	4895229	2017	4	24	3.5	14
192	53.237	35.923	4944907	2017	5	28	3.7	14
193	53.96	36.165	4979640	2017	6	22	4.4	15
194	55.272	36.848	5068189	2017	8	22	4.3	15
195	54.292	36.402	5113462	2017	9	23	3.4	15
196	53.172	36.166	5244280	2017	12	22	3.5	15
197	53.058	35.885	5295640	2018	1	27	4	17
198	55.341	36.797	5326472	2018	2	17	4.2	15
199	55.314	36.797	5367053	2018	3	18	4.5	15
200	53.376	35.959	5369920	2018	3	20	4.4	15
201	55.277	36.836	5401178	2018	4	10	3.5	14

مراجع

- [۱] آفاقی، آ، افشاریان زاده، ع، جلیایان، م، قندچی، م، کمالی، ع، (۱۳۶۵)، «نقشه چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ تهران»، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۲] افشاریان زاده، ع، جمشیدی، خ، ده‌حقی، ف، (۱۹۹۲)، «نقشه چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم»، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۳] اعتمادی، ن، افشاریان زاده، ع، حسینی، ض، قماش، ع، مقتدر، م، (۱۳۶۵)، «نقشه چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران»، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۴] بربریان، م، قریشی، م، ارژنگ روش، ب، مهاجر اشجعی، ا، (۱۳۶۳)، «پژوهش و بررسی ژرف نوزمین ساخت و لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه»، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۵] بربریان، م، قریشی، م، طالبیان، م، شجاع طاهری، ج، (۱۳۷۵)، «پژوهش و بررسی نوزمین ساخت و لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه در گستره سمنان»، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۶] بربریان، م، قریشی، م، ارژنگ روش، ب، مهاجر اشجعی، ا، (۱۳۶۴)، «پژوهش و بررسی ژرف نوزمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه - گسلش در گستره تهران و پیرامون»، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۵۶.
- [۷] تهرانچی، ر، مقتصدآذر، خ، نانکی، ح، (۱۳۹۴)، «آنالیز سری‌های زمانی GPS منطقه البرز»، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه زنجان.
- [۸] جمشیدی، خ، افشاریان زاده، ع، صهبانی، م، ده‌حقی، ف، (۱۳۶۹)، «نقشه چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان»، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۹] حدادیان، م، افشاریان زاده، ع، چایچی، ز، (۱۹۹۴)، «نقشه چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ سمنان»، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۱۰] حسن لو، ع، هاشمی، ن، (۱۳۹۰)، «تحلیل مکانی-زمانی اثر متقابل فعالیت گسل‌های لرزه‌زا بر یکدیگر در بخش میانی ناحیه زاگرس»، زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته.

- [۱۱] حسینی، ض، افشاریان زاده، ع، چایچی، ز، (۱۳۷۰)، «نقشه چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ امل»، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۱۲] خرمی، م، بزرگ‌نیا، ا، (۱۳۸۶)، «تجزیه و تحلیل سری‌های زمانی با نرم‌افزار مینی‌تب ۱۴»، انتشارات سخن گستر، مشهد.
- [۱۳] درویش زاده، ع، (۱۳۷۲)، «تحلیلی بر اورال، ایران و ماداگاسکار کوهزایی هرسینین در ایران»، فصلنامه علوم زمین شماره ۶، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۱۴] درویش زاده، ع، (۱۳۷۰)، «زمین‌شناسی ایران»، انتشارات نشر دانش آموز.
- [۱۵] رستمی توسه‌چال، س، هاشمی، ن، (۱۳۹۶)، «تحلیل آماری الگوی زمانی لرزه‌خیزی در ناحیه‌ی زاگرس»، فصلنامه علوم و مهندسی زلزله، سال چهارم، شماره دوم.
- [۱۶] رضانی‌بشلی، پ، (۱۳۹۱)، «تحلیل خوشه‌ای و آنالیز پیش‌لرزه‌ها جهت پیش‌بینی زلزله با استفاده از تکنیک‌های داده‌کاوی»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- [۱۷] شیاسی، ف، باغیشنی، ح، اقبال، ن، (۱۳۹۶)، تحلیل بیزی تقریبی الگوی نقطه‌ای فضایی زمین‌لرزه‌های شمال غرب ایران با فرآیندهای کاکس لگ‌گاوسی، مجموعه مقالات دومین سمینار آمار فضایی و کاربردهای آن، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود.
- [۱۸] شیاسی، ف، (۱۳۹۶)، استنباط بیزی تقریبی مدل‌های الگوی نقطه‌ای فضایی پیچیده با روش تقریب لاپلاس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود. (۱۵۹-۱۶۶).
- [۱۹] شهریاری، ح، شریعتی، ن، مسلمی، ا، (۱۳۹۱)، «ارائه‌ی روشی برای پیش‌بینی پایدار سری‌های زمانی با کاربرد در مسائل مالی با استفاده از روش «Robust»، فصل‌نامه‌ی علمی پژوهشی دانش مالی تحلیل اوراق بهادار.
- [۲۰] علوی، م، هوشمندزاده، ا، (۱۹۷۶)، «نقشه چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی تروود»، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۲۱] قندچی، م، افشاریان‌زاده، ع، (۱۳۶۹)، «نقشه چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی ساری»، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۲۲] موسوی روح‌بخش، م، (۱۳۸۰)، «زمین‌شناسی دریای خزر»، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۸۰.
- [۲۳] هاشمی، م، محمدی‌سراب، ع، (۱۳۸۹)، «بررسی الگوهای زمانی - مکانی در داده‌های مربوط به زمین‌لرزه‌های تاریخی ایران با استفاده از شاخص‌ها و مدل‌های آمار فضایی»، نشریه سنجش از دور و GIS ایران.

- [۲۴] هاشمی، ن، خادمی، م، خانی، ش، (۱۳۸۶)، «مطالعه الگوی مکانی و زمانی پس‌لرزه‌های زلزله‌های اصلی رخ داده در ایران طی ۳۰ سال اخیر (۱۹۷۶-۲۰۰۶)»، وزارت علوم تحقیقات و فناوری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه علوم پایه دامغان.
- [۲۵] هاشمی، ن، عسکری، ل، (۱۳۹۱)، «مطالعه تغییرات مکانی و زمانی لرزه‌خیزی در اطراف خطواره عمان»، وزارت علوم تحقیقات و فناوری، پژوهشکده علوم زمین، دانشگاه علوم پایه دامغان.
- [۲۶] نبوی، م.ح، (۱۳۵۵)، «دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران؛ انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور»، صفحه ۱۰۹.
- [۲۷] نعمتی، م، اویسی، ب، فروتن، م، بلورچی، م، (۱۳۹۱)، «لرزه‌زمین‌ساخت زمین‌لرزه $M_w = 5/8$ سی‌ام تیر ماه ۱۳۸۹ کودیان»، جنوب خاوری زاگرس، فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین.
- [۲۸] نیرومند، ح، (۱۳۸۹)، «تجزیه و تحلیل سری‌های زمانی (ترجمه)»، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، شماره‌ی ۱۲۸، ص ۴۰۴.
- [۲۹] نیرومند، ح، بزرگ‌نیا، ا، (۱۳۷۲)، «مقدمه‌ای بر تحلیل سری‌های زمانی (ترجمه)»، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.
- [30] Amei, A. Fu, W. and Ho, C. (2012), "Time series analysis for predicting the occurrences of large scale earthquakes", International Journal of Applied Science and Technology, 2(7), 64-75.
- [31] Ambraseys, N. and Melville, C. (1982), "A History of Persian Earthquakes", Cambridge University Press, Cambridge.
- [32] Alavi, M. 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran, Journal of Geodynamics: 21, 1-33.
- [33] Alavi, M. (1991) "Sedimentry and structural characteristics of the paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", Geological Society of America bulletin. 983-992.
- [34] Aleenbach, P. (2012), "Geologic and petrography des Damavand and Seiner umgebung", Iran, Geologe Department.
- [35] Ambraseys, N. and Melville, c. (1982), "A history of Persian earthguakes", Cambridge University Press, UK, 219.

- [36] Ambraseys, N. N. and Melville, C. P. (1982), "A history of Persian earthquakes, Cambridge University Press, UK, 219 pp.
- [37] Allenbach, P. (1966), "Geologic und petrography des Damavand und Seiner umgebung (Zentral Elburz)", Iran Geology Department. ETH University.
- [38] Berberian, M. (1976) , "Contribution to the seismotectonics of Iran" , part II. Geological Survey of Iran 39, 518. Berberian, M. (1983), "The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped , modified oceanic crust" Canadian Journal of Earth Science 20, 168- 183.
- [39] Berberian, M.(1976), " Contribution to the seismotectonics of Iran", part II. Geological Survey of Iran 39, 518.
- [40] Berberian, M. (1983), "The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust", Canadian Journal of Earth Science 20, 163–183.
- [41] Berberian, M. (1976), "Contribution to the seismotronics of iran" Geological Survey of Iran 39, 518.
- [42] Basiri, M. and Paknia, M. (2018), "Temporal Pattern of Seismicity at the Southern Termination of the Lakarkuh Fault in Hojedk Region", Southeast Iran, TRIGGER International conference TEHRAN, 12-16.
- [43] Bossard, A. (2014), "Analysis of the Poisson distribution applicability to the Japanese seismic activity", International Conference on Advanced Applied Informatics, 93, 430- 435.
- [44] Batchelor, R. and Dua, P. (1990), "All forecasters are equal, Jornal of business and economic statistics", Journal of Forecasting, 11 , 169–181.
- [45] Box, G.E.P. and Jenkins, G.M. (1976), "Time series analysis, forecasting and control".
- [46] Chingtham, P. Sharma, B. Chopra, S. and SinghaRoy, P. (2016), "Statistical analysis of aftershock sequences related with two major Nepal earthquakes", Annals of Geophysics, 59(5), 0540.
- [47] Dellenbach, J. (1964), "Contribution an' L' etude geologique de la region situee an' L' EST de Tehran (Iran)", fac Sci Uniiv Strasbourg (France), 117 pp.
- [48] Faenza, L. and Pierdominici, S. (2007), "Statistical occurrence analysis and spatio-temporal distribution of earthquakes in the Apennines (Italy) ", Tectonophysics, 439(1-4), 13-31.

- [49] Hollingsworth, J. Jackson, J. Walker, R. Gheitanchi, M. (2006) "Strike-slip faulting, rotation, and along-strike clonation in the Kopeh Dagh mountains, NE Iran" *Geophysical Journal International*, 166, 1161-1177.
- [50] Hollingsworth, J. Jackson, J. Walker, R. Nazari, N. (2008) "Extrusion tectonics and subduction in the eastern South Caspian region since 10 Ma, *Geology*" 36, 763- 766.
- [51] Hollingsworth, J. Jackson, J. Walker, R. Gheitanchi, M. Fattahi, M. Talebian, M. Bahroudi, A. Bolourchi, M. Copley, A. (2010), "roclinal bending, distributed thrust and strike-slip faulting, and the accommodation of Arabia-Eurasia convergence in NE Iran since the Oligocene *Geophys. Y. Int.*
- [52] Hollingsworth, J. Nazari, H. Ritz, J.F. Salamati, R. Talebian, M. Bahroudi, A. and Jackson, J., (2010), "Active tectonics of the east Alborz mountains, NE Iran: Rupture of the left-lateral Astaneh fault system during the great 856 AD Qumis earthquake", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B12).
- [53] Hashemi, M. and Alesheikh, A.A. (2010), "Developing an Agent Based Simulation Model for Earthquakes in the Context of SDI", *GSDI12*, Garden city, Singapore.
- [54] Jackson, J. Priestley, K. Allen, M. Berberian, M. (2002), "Active tectonics of the south Caspian basin" *Geophys. J. Int.* 184, 214- 245.
- [55] Jafari, M. A. (2010), "Statistical prediction of the next great earthquake around Tehran, Iran", *Journal of Geodynamics*, 49(1), 14-18.
- [56] MA, H. and YANG, M. (2018), "Discussions on Several Problems about the Seismic Activity Field", *ACTA GEOLOGICA SINICA (English Edition)*, 92(2), 35-93.
- [57] Mousavi, M. and Salehi, M. (2017), "Temporal distribution of earthquakes using renewal process in the Dasht-e-Bayaz region", *Journal of Seismology*, 22(1), 153-159.
- [58] Martini, P. M. Hessami, K. Pantosti, D. D'Addezio, G. Alinaghi, H. and Ghafory-Ashtiani, M. (1998), "A geologic contribution to the evaluation of the seismic potential of the Kahrizak fault (Tehran, Iran) ", *Tectonophysics*, 287, 187-199.
- [59] Mazzotti, S. and Adams, J. (2004), "Variability of near-term probability for the next great earthquake on the Cascadia subduction zone", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(5), 1954-1959.

- [60] Mirrzaei, N. Mengtan, G. and Yuntai, C. (1999), "seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: Major seismo tectonic provinces" J Earthquake pred Res: 7, 465- 495.
- [61] Nowroozi, A. (1976), "Seismotectonic provinces of Iran" Seismol. Sos. Am. 66, 1249- 1276.
- [62] Nogole sadat, M, A.A. (1993) "Seismotectonic Map of Iran, Scale, 1:1000000, Treatise on the geology of Iran".
- [63] Papadopoulos, G. A. and Baskoutas, I. (2009), "New tool for the spatio-temporal variation analysis of seismic parameters", Natural Hazards and Earth System Sciences, 9(3), 859-864.
- [64] Priestley, K., Baker, C. and Jackson, J. (1994), "Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian basin and surrounding regions", Geophys. J. Int. 118, 111–141.
- [65] Stocklin, J. (1968), "Structural history and tectonics of Iran", A review: Bull. Amer. Assoc. Petrol Geol, 52, p. 1229-1258.
- [66] Takin, M. (1971), "Geological history and tectonics of Iran, A diseussion of continental drift in the Middle East since the Early Mesozoic", Geological Survey of Iran, Internal Report.
- [67] Tatar, M. Jackson, J. Hatzfeld, D. Bergman, E. (2007), "The 28 May 2004 Baladeh earthquake (Mw 6.2) in the Alborz, Iran: implications for Tehran and the geology of the South Caspian Basin margin", Geophysical Journal International 170, 249–261.
- [68] Tchalenko, J.S. (1974), "Recent destructive earthquakes in the central Alborz", geology survey of Iran, 29, 97.
- [69] Talebi, M. Zare, M. ZADEH, R. M. and Bali-Lashak, A. (2015), "Spatial-temporal analysis of seismicity before the 2012 Varzeghan, Iran, Mw 6.5 earthquake", Turkish Journal of Earth Sciences, Seismological Research Center, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran. Turkish Journal of Earth Sciences, 24(3), 289-301.
- [70] Vernant, P. Nilforoushan, F. Hatzfeld, D. Abbassi, M. R. Vigny, C. Masson, F. and Tavakoli, F. (2004), "Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman", Geophysical Journal International, 157(1), 381-398.
- [71] Wang, J. P. and Chang, S. C. (2015), "Evidence in support of seismic hazard following Poisson distribution", Physica A: Statistical Mechanics and its Applications, 424, 207-216.

[72] Zhang, L. Lei, X. Liao, W. Li, J. and Yao, Y. (2019), “Statistical parameters of seismicity induced by the impoundment of the Three Gorges Reservoir”, Central China, Tectonophysics, 751, 13-22.

[73] <http://www.iiees.ac.ir>

Abstract

In this research Seismic temporal pattern, spatial pattern and spatial- temporal pattern of seismicity (larger than or equal to 3 Richter) in the Eastern Alborz of data over a period of 10 years and 4 months (years 2008–2018) were statistically evaluated. For this propose, Time series analysis and modeling used to find the data generating pattern. spatial and spatio-temporal study of seismic data are classified into three groups of geostatistical and grid data and point patterns according to the location of the data and the random variable studied. In this research, we use spatial point patterns and the laplace approximation of closed packed nest (INLA) models to fit LGCP models. fit statistical analyzes on seismic data larger or equal to 3 richter East Alborz zone by magnatude, depth and logarithm of energy using time series methods, model IMA (1,1) on data In terms of magnitude and model MA (1) in terms of depth and model ARMA (1,1) in terms of logarithms energy. According to the MINITAB, seismic software outputs obtained for the next 5 seasons with a magnitude of 3.6 and a depth of 14.50 Km and a logarithm of energy projected for the next 5 seasons with the least logarithms, we have the energy of 14.22 erg and the highest energy log of 17.68 erg. Earthquake scattering shows the activities of Caspian, North Alborz, Allah Band, Shahrood, Damghan, Semnan, Troud and Astane faults and by far from the mentioned faults And the risk of seismic activity is reduceding.

Keywords: Seismic Time Pattern, Seismic- Spatial Pattern, Time Series Analysis, Dot Patterns, Cox Loggaussian Processes, Laplace Approximation Closed Nest, Spatio-temporal Seismic Pattern.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

MSc Thesis in: Tectonics

**Investigation of spatio-temporal pattern of
seismicity in Alborz East**

By: Negar Sayadi Shahraki

Supervisor

Dr. Ramezan Ramezani Oomali

Advisor

Dr. Mohammad Reza Rabiei

August 2019