

لرزه‌زمین‌ساخت غرب استان گلستان، شرق ناحیه خزر جنوبی

مریم آق‌انابای^(۱) و مرجان تورانی^(۲)

۱. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان

۲. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۹/۰۱

تاریخ پذیرش: ۹۶/۱۲/۲۸

چکیده

استان گلستان در یکی از پهنه‌های لرزه‌خیز ایران قرار دارد. نقشه‌های لرزه‌خیزی استان نشان می‌دهند که تراکم زمین‌لرزه‌ها در غرب استان بیشتر از شرق آن است. در این تحقیق، برای بررسی لرزه‌خیزی غرب استان گلستان، پارامترهایی نظیر b -value، دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها و گشتاور لرزه‌ای محاسبه شد. همچنین برای تعیین سوی تنش در منطقه از داده‌های حل کانونی زمین‌لرزه‌ها و داده‌های صحرایی بهره گرفته شد. مقدار b -value منطقه 1.724 ± 0.2 به دست آمد که مشابه مقدار آن برای زون البرز-کپه‌داغ است. از آنجایی که بخش جنوبی (کوهپایه) و شمالی محدوده مطالعه شده (دشت گرگان) از نظر خصوصیات ژئومورفولوژیکی و زمین‌ساختی با هم تفاوت دارند، پارامترها برای دو بخش به‌طور مجزا محاسبه شد. نتایج نشان داد که در دشت گرگان نسبت به کوهپایه، زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر با دوره بازگشت کم‌تر روی می‌دهند. روند محور فشارش در کوهپایه با استفاده از تحلیل برگشتی تنش تقریباً شمالی به دست آمد. تحلیل حرکتی گسل‌های منطقه حداقل دو جهت محور فشارش شمال و شمال غربی نشان داد. نتیجه حاصله نشان‌دهنده تغییر در روند حرکتی ساختارها در طی تکامل زمین‌ساختی منطقه است. محور فشارش محاسبه شده توسط تحلیل برگشتی تنش در منطقه دشت شمال شرقی به دست آمد. در هر دو بخش شمالی و جنوبی منطقه، سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر منطبق بر روند گسل‌های اصلی بخصوص خزر بوده و از نوع راندگی و معکوس می‌باشد. ولی زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر در بخش شمالی یعنی دشت گرگان، روند و سازوکار متفاوتی نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: لرزه‌خیزی، سازوکار کانونی زمین‌لرزه، تنش، دشت گرگان.

مقدمه

استان گلستان در طی چند قرن گذشته متحمل زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی زیادی بوده است. از جمله می‌توان به زمین‌لرزه‌های تاریخی ۸۷۴ میلادی گنبدکاووس، ۱۴۶۳ میلادی استرآباد، ۱۴۷۰ میلادی گرگان، ۱۴۹۷ میلادی گنبدکاووس، ۱۴۷۰ میلادی آق‌قلا و ۱۸۹۰ میلادی تاش اشاره کرد (Ambraseys and Melville, 1982). با توجه به سطح بالای لرزه‌خیزی در استان گلستان، که باعث شده یکی از پرمخاطره‌ترین استان‌های ایران به‌شمار آید، لازم است تا برای درک الگوی لرزه‌خیزی و با هدف پیش‌بینی محل‌های پرخطر، مطالعات جامعی انجام گیرد. مطالعات متعددی در زمینه لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت صورت گرفته است. از

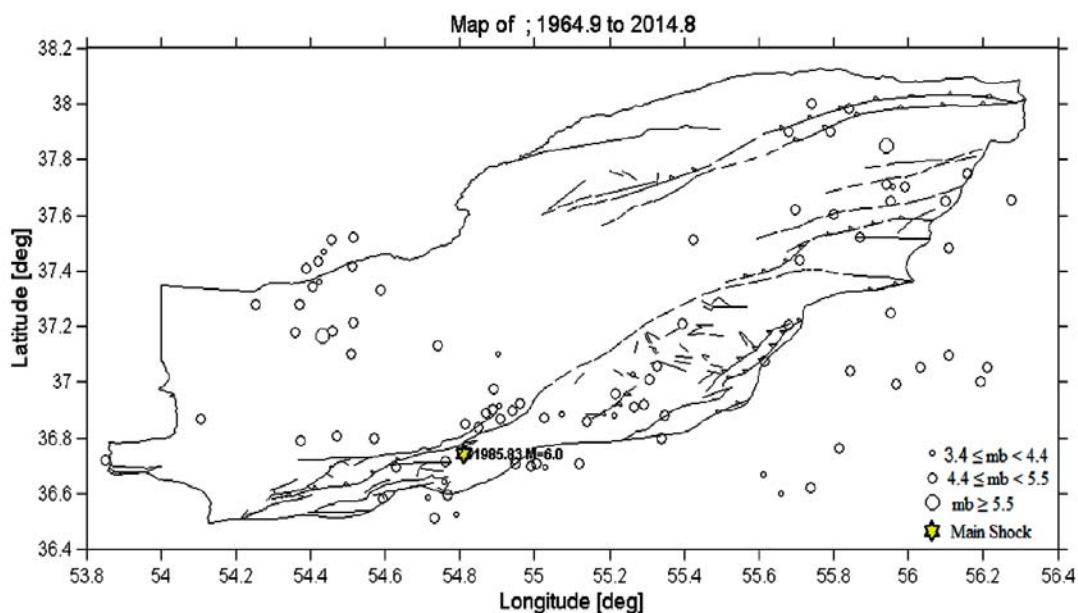
استان گلستان در طی چند قرن گذشته متحمل زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی زیادی بوده است. از جمله می‌توان به زمین‌لرزه‌های تاریخی ۸۷۴ میلادی گنبدکاووس، ۱۴۶۳ میلادی استرآباد، ۱۴۷۰ میلادی گرگان، ۱۴۹۷ میلادی گنبدکاووس، ۱۴۷۰ میلادی آق‌قلا و ۱۸۹۰ میلادی تاش

* نویسنده مرتبط: maryamataby@yahoo.com

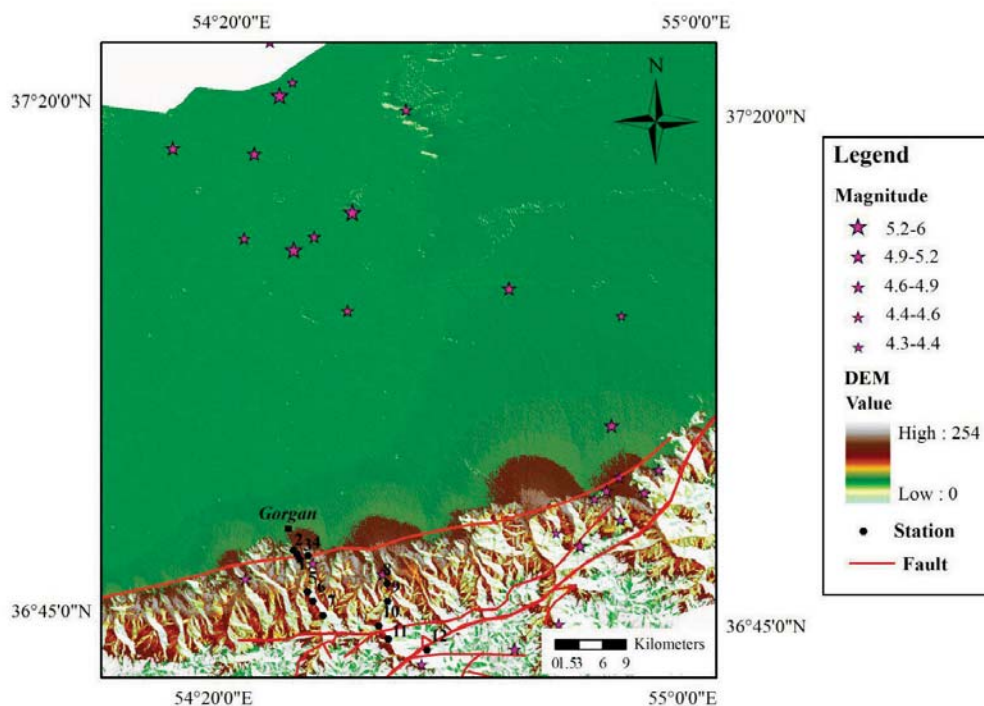
گستره مورد بررسی در بین طول‌های جغرافیایی 54° تا 55° شرقی و عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ} 30'$ تا $37^{\circ} 30'$ شمالی در شرق حوضه خزر جنوبی قرار گرفته است (شکل ۲). این منطقه، از نظر زمین‌ریخت‌شناسی دارای دو ویژگی متمایز است؛ ریخت‌شناسی دامنه شمالی رشته کوه‌های البرز، در بخش جنوبی استان، برجستگی‌های مرتفعی را به وجود آورده که تماماً از جنگل پوشیده است و مناطق پست دشت گرگان در بخش شمالی که از حاشیه کوه‌ها به سمت دشت دارای سطح هموار و کم شیب شده و تدریجاً به مناطق کم‌ارتفاع‌تر می‌رسند. گستره دشت گرگان به‌عنوان یک پهنه انتقالی بین پهنه در حال برپایی کپه‌داغ و پهنه در حال فرونشینی سریع خزر جنوبی معرفی شده است. دشت گرگان و پهنه‌ای از خزر که به بلوک ترکمن معروف شده است، پهنه‌ای کم ارتفاع در شرق دریای خزر و غرب کپه‌داغ است که این دو پهنه زمین‌شناسی-ساختاری را به هم پیوند می‌دهد. این دشت از جنوب توسط گسل خزر از پهنه البرز جدا می‌شود و از شمال در راستای گسل کپه‌داغ با فرونشستگی قره‌بغاز و صحرای غرب ترکمنستان همسایه است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۶). در این مقاله، این دو منطقه از لحاظ پارامترهای لرزه‌خیزی و وضعیت تنش با یکدیگر مقایسه شده‌اند.

جمله این مطالعات می‌توان به پژوهش شاه‌پسندزاده (۱۳۸۳) اشاره کرد که در آن لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت استان به‌طور اجمالی ارزیابی شده است. مهدویان (۱۳۹۲) استان گلستان را از نظر لرزه‌ای پهنه‌بندی کرده است. همچنین از ابزارهای فرکتالی و چندفرکتالی نیز برای مطالعه کمی الگوی زمین‌لرزه‌های استان گلستان استفاده شده است (آق‌آتابای، ۱۳۹۳). بررسی لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت مناطق پست جنوب دریای خزر، شمال شرق ایران، نیز توسط نعمتی و همکاران (۲۰۱۳) انجام شده است.

نقشه توزیع مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های استان گلستان در یک دوره ۵۰ ساله (از ۱۹۶۴ تا ۲۰۱۴) نشان می‌دهد که غرب استان گلستان فعال‌تر از شرق آن بوده است (شکل ۱). از جمله می‌توان به وقوع دو زمین‌لرزه سال ۱۳۸۳ در شمال آق‌قلا در این منطقه اشاره کرد. البته این بدین معنی نیست که بخش شرقی از نظر لرزه‌ای کم‌خطرتر است، بلکه مطالعه زمین‌لرزه‌های تاریخی استان نشان می‌دهد که تعدادی زمین‌لرزه مخرب در این بخش اتفاق افتاده است. به نظر می‌رسد که رژیم تکتونیکی و دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های غرب و شرق استان با یکدیگر تفاوت دارند. این اختلاف در الگوی لرزه‌خیزی، یکی از انگیزه‌های انتخاب غرب استان گلستان جهت مطالعه در این پژوهش بوده است.



شکل ۱. نقشه پراکندگی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های استان گلستان با استفاده از کاتالوگ ISC و NEIC برای دوره زمانی ۱۹۶۴ تا پایان ۲۰۱۴



شکل ۲. نقشه ارتفاعی (DEM) گستره غرب استان گلستان که بر روی آن موقعیت ایستگاه‌های برداشت‌های صحرایی، زمین‌لرزه‌ها و گسل‌های منطقه نشان داده شده است

جایگاه زمین‌ساختی و وضعیت لرزه‌خیزی منطقه

ویژگی‌های لرزه‌ای خاص خود می‌باشند. در بخش غربی البرز ساختارها دارای روند شمال غربی-جنوب شرقی هستند و در البرز شرقی، ساختارها روند شمال شرقی-جنوب غربی دارند. این دو روند ناهمسان در البرز مرکزی به یکدیگر می‌رسند. بیشتر سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها در این نوار، نشان‌دهنده دو گونه گسلش راندگی و راست‌الغز چپ‌بر هستند. در این رشته کوه بین ۵۰ تا ۱۰۰ درصد تغییر شکل پوسته فوقانی به صورت لرزه‌ها انجام می‌گیرد (شاه‌پسندزاده، ۱۳۸۳). اطلاعات تاریخی و زمین‌لرزه‌های ثبت شده توسط دستگاه‌های لرزه‌نگاری و نیز شواهد زمین‌شناسی همگی نشان می‌دهند که منطقه البرز در شمال ایران یکی از مناطق فعال و لرزه‌خیز در خاورمیانه به شمار می‌آید. البرز شرقی یکی از ناحیه‌های جنب در این منطقه است که نقش مهمی را در ارتباط با همسایگان خود، مانند پوسته قدیمی دریای خزر، بازی می‌کند. از طرفی به نظر می‌رسد که البرز شرقی لرزه‌خیزی بیشتری از البرز غربی دارد (اشتری جعفری، ۱۳۸۷).

استان گلستان در ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی البرز و کپه داغ قرار دارد. کمربند چین‌خورده فعال کپه‌داغ مرز شمال شرقی فلات ایران را تشکیل می‌دهد. این رشته کوه خطی، به صورت یک کمربند چین و راندگی درون قاره‌ای، بین سکوی پایدار و هموار ترکمنستان و ایران مرکزی قرار گرفته و بخشی از کمربند کوهزایی آلپ هیمالیا در غرب آسیا است. رخداد زمین‌لرزه‌های کم‌عمق با بزرگای زیاد از ویژگی‌های این کمربند است؛ به طوری که بیشتر زمین‌لرزه‌های آن عمقی کمتر از ۱۵ کیلومتر دارند (Jackson et al., 2002).

رشته‌کوه البرز یک گستره چین‌خورده و گسل‌خورده و یکی از نواحی کوتاه‌شدگی پوسته در ایران است. این رشته‌کوه مناطق پست خشکی خزر را از ایران مرکزی جدا کرده است. با توجه به عدم یکنواختی در تاریخچه ساختمانی و چین‌شناسی، این رشته‌کوه را به سه واحد البرز شرقی، میانی و غربی تقسیم می‌کنند. که هر سه پاره البرز دارای

گسل‌ها سبب رویداد زمین‌لرزه‌های متعددی در ناحیه مورد مطالعه شده‌اند (شاه‌پسندزاده، ۱۳۸۳).

جمع‌آوری داده‌ها

برای مطالعه لرزه‌خیزی منطقه، لازم است یک اطلاعات کامل و جامع از زمین‌لرزه‌ها جمع‌آوری شود، زیرا یک اطلاعات ناقص باعث خطا در محاسبه پارامترهای لرزه‌ای مورد نیاز خواهد شد. در این پژوهش دو نوع اطلاعات لرزه‌ای برای گستره مورد مطالعه استخراج و مورد استفاده قرار گرفت. مجموعه اول داده‌ها از بولتن مرکز لرزه‌شناسی ایران Iranian Seismological Center (IRSC) متعلق به مؤسسه‌ی ژئوفیزیک دانشگاه تهران برداشت شد که از ابتدای سال ۱۹۹۶ تا پایان ۲۰۱۴ می‌باشد. مجموعه دوم داده‌ها از بولتن‌های جامع مرکز لرزه‌شناسی بین‌المللی International Seismological Center (ISC) برداشت شد که از سال ۱۹۶۴ تا پایان ۲۰۱۴ می‌باشد. بعد از جمع‌آوری داده‌های لرزه‌ای برای اطمینان از کامل بودن اطلاعات، کمینه بزرگای کمال (Minimum magnitude of completeness, M_c) یعنی کمینه بزرگا که بعد از آن کاتالوگ کامل در نظر گرفته می‌شود، محاسبه شد. به این منظور تحلیل فراوانی-بزرگای گوتنبرگ-ریشتر ($\log N = a - bM$) انجام شد (Gutenberg and Richter, 1954). در این رابطه N تعداد تجمعی زمین‌لرزه‌ها با بزرگای M و a و b ضرایب ثابت معروف به پارامترهای لرزه‌خیزی هستند. برای محاسبه M_c از تغییر در شیب نمودار فراوانی-بزرگای زمین‌لرزه‌ها استفاده می‌شود؛ زیرا تغییر در شیب یا افت تعداد حوادث لرزه‌ای در مقابل بزرگی برای زلزله‌هایی با بزرگی کوچک‌تر از M_c تصور می‌شود که به علت عدم گزارش حوادث لرزه‌ای می‌باشد (Wimer and Wyss, 2001). در شکل ۳ نمودار فرکانس-بزرگی زمین‌لرزه‌های غرب استان گلستان بر اساس هر مجموعه داده زمین‌لرزه نشان داده شده است که در آن برای کاتالوگ IRSC بزرگای کمال $M_c = 2/5$ (شکل ۳-الف) و برای مجموعه داده زمین‌لرزه‌ای دوم بزرگای کمال $4/6$ به دست آمده است (شکل ۳-ب). بنابراین با توجه به بزرگای آستانه به دست آمده، مجموعه داده‌های لرزه‌ای

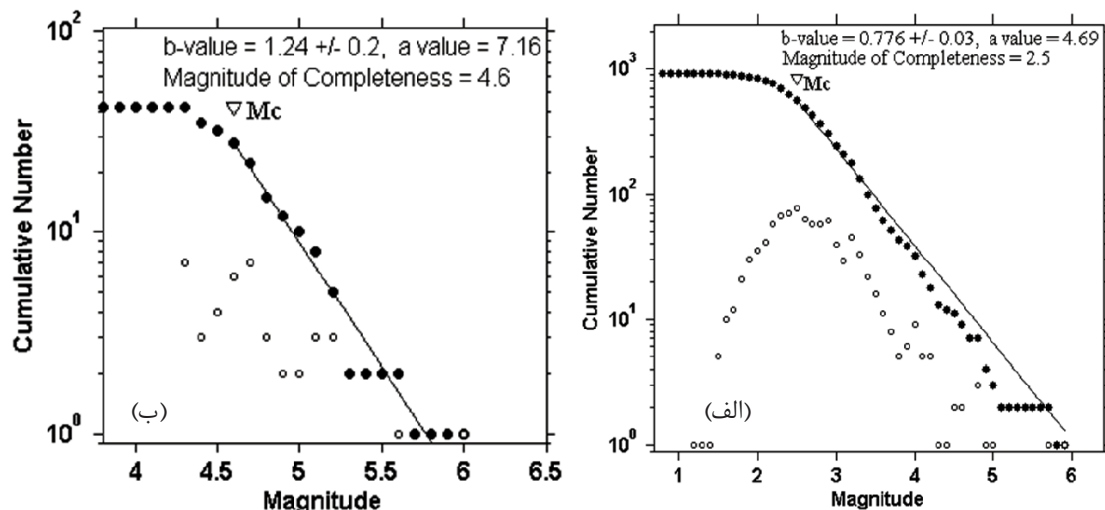
مهم‌ترین گسل‌های فعال گستره مورد بررسی شامل گسل‌های خزر (کاسپین) و شمال البرز می‌باشد. این دو گسل بنیادی به صورت شاخه‌های متعدد با سازوکار راندگی (معکوس) و مؤلفه راستالغز با شیبی به سمت جنوب در گستره استان مشاهده می‌شوند. این دو گسل با روند شمال شرق-جنوب غرب تا شمال غرب-جنوب شرق و سازوکار عمقی راندگی با کمی سامانه راستالغز چپ‌بر در پهنه ساختاری البرز گزارش شده است (شاه‌پسندزاده، ۱۳۸۳; Hollingsworth et al., 2008; Nemati, et al., 2011).

گسل خزر با راستای خم‌داری در حاشیه جنوبی دریای خزر قرار گرفته است. بخشی از گسل خزر، بین طول‌های جغرافیایی $53^{\circ} 75'$ تا $55^{\circ} 75'$ ، در نیمه شمالی نقشه زمین‌شناسی گرگان واقع شده است و به عنوان مهم‌ترین گسل لرزه‌زای استان گلستان، از چندین پاره‌گسل تشکیل شده است. همچنین گسل خزر به عنوان مرز جلگه خزر و کوه‌های البرز، یک عارضه زمین‌ساختی مهم است که می‌توان آن را گسل پیشانی شمالی رشته کوه البرز در نظر گرفت (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۶). این گسل که از نوع راندگی می‌باشد، باعث چین‌خوردگی در بلوک فرادیواره شده که با عنوان طاق‌دیس خزر نامیده شده است (Ghassemi, 2005). فرونشست گودال خزر در شمال و برپایی کوه‌های البرز و راندگی آن بر روی جنوب حوضه خزر جنوبی در راستای این گسل صورت می‌گیرد. در منطقه گرگان، سامانه گسلی خزر را می‌توان به عنوان راندگی‌هایی با شیب رو به جنوب در نظر گرفت که به طور محلی شیست‌های گرگان را در مقابل نهشته‌های کواترنری قرار می‌دهد (Allen et al., 2003).

گسل شمال البرز با طولی حدود ۴۰۰ کیلومتر و راستای خم‌دار با انحنای کلی به سمت جنوب، به عنوان یکی از مهم‌ترین روندهای لرزه‌زا در کل گستره استان می‌باشد. گسل شمال البرز یک ساختار عمده در منطقه بوده و از چندین پاره‌گسل با سازوکار معکوس تشکیل شده است. شیب این گسل زیاد و به سمت جنوب تا جنوب شرق است (شاه‌پسندزاده و زارع، ۱۳۷۴). میزان جابجایی اندازه‌گیری شده در راستای آن بیش از ۲ کیلومتر برآورد شده است (Berberian, 1977). قطعات یا پاره‌های مختلف این

۲۳ زمین لرزه با بزرگای بزرگتر و مساوی ۴/۶ برای اطلاعات دوم خواهد بود.

مورد استفاده برای تحلیل‌های بعدی شامل ۵۶۴ زمین لرزه با بزرگای بزرگتر و مساوی ۲/۵ برای اطلاعات اول و تقریباً



شکل ۳. نمودارهای بزرگی-فراوانی زمین لرزه‌ها برای محاسبه M_c ، (الف) با استفاده از اطلاعات IRSC، (ب) با استفاده از اطلاعات ISC که در آن دایره‌های توپر تعداد جمعی و دایره‌های توخالی تعداد غیر جمعی زمین لرزه‌ها می‌باشد

زمین لرزه‌ها و داده‌های صحرایی برای بخش دشت گرگان و منطقه کوهپایه‌ای غرب استان محاسبه و مقایسه شد.

در این تحقیق، برای برآورد وضعیت رژیم تنش منطقه از داده‌های لرزه‌ای (حل کانونی زمین لرزه‌ها) و برداشت صحرایی اطلاعات لغزش صفحات گسلی بهره گرفته شد. از آنجایی که داده‌های لرزه‌ای برای حل کانون زمین لرزه‌ها در استان گلستان بسیار کم و پراکنده است، لازم است داده‌های مورد استفاده از چند منبع جمع‌آوری شود. در این پژوهش از داده‌های گردآوری شده توسط نعمتی و همکاران (۲۰۱۳) استفاده شده که خود آنها داده‌ها را از منابع مختلف همچون CMT (Centroid Moment Tensor) و برخی دیگر از مقالات منتشر شده توسط پژوهشگرانی چون پریستلی و همکاران (Preistley et al., 1994) گردآوری کرده‌اند. داده‌های مورد استفاده برای تجزیه و تحلیل‌های بعدی در جدول ۱ آورده شده است.

پارامترهای لرزه‌خیزی

b-value

پارامتر لرزه‌خیزی b-value یکی از پارامترهای زلزله‌شناسی و کاربردی‌ترین ابزار برآورد خطر زمین لرزه محسوب می‌شود که برای توصیف یک مجموعه از زمین لرزه‌ها به کار می‌رود. در این مقاله، برای محاسبه b-value از روش درست‌نمایی حداکثر استفاده شد. این روش نسبت به روش حداقل مربعات دقیق‌تر است (Aki, 1965):

$$b = \frac{\log_{10}(e)}{(M_{mean} - M_{min})} \quad (\text{رابطه ۱})$$

که در آن M_{mean} بزرگای میانگین و M_{min} حداقل بزرگای زمین لرزه‌ها است که در این پژوهش برابر با بزرگای کمال انتخاب شد. پارامتر b-value که از شیب نمودار لگاریتمی فراوانی-بزرگا به دست می‌آید، نسبت بین زمین لرزه‌های بزرگ و کوچک است. مقدار b-value برای غرب استان و

تجزیه و تحلیل داده‌ها

در این پژوهش، چند پارامتر شامل b-value، دوره بازگشت میزان انرژی و گشتاور لرزه‌ای برای مطالعه و مقایسه لرزه‌خیزی دو محدوده کوهپایه‌ای و دشت گرگان محاسبه شد. همچنین برای درک بهتر وضعیت لرزه‌زمین‌ساختی منطقه، تحلیل تنش با استفاده از داده‌های سازوکار کانونی

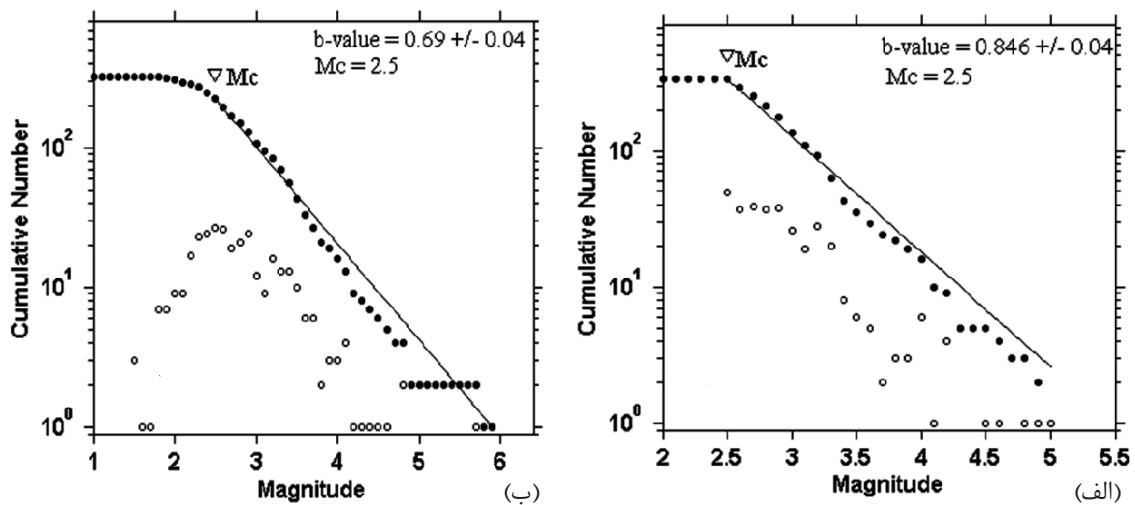
1. Maximum likelihood method
2. Least-square method

جدول ۱. داده‌های زمین لرزه‌هایی که برای محاسبه سوی تنش استفاده شده است (برگرفته از نعمتی وهمکاران، ۲۰۱۳).

No	Date	Time (GMT)	Lat. (°E)	Lon. (°N)	Depth (km)	Mag.	F.M
۱	۱۹۸۵/۱۰/۲۹	۱۴:۲۳:۰۵	۳۶/۸۳	۵۴/۸۷	۱۳	۶/۲ (M_w)	
۲	۱۹۹۹/۱۱/۱۹	۴:۴۰:۲۵	۳۷/۳۰	۵۴/۳۹	۲۶	۵/۴ (M_w)	
۳	۱۹۹۹/۱۱/۲۶	۴:۲۷:۲۲	۳۶/۹۲	۵۴/۸۹	۴	۵/۳ (M_w)	
۴	۲۰۰۰/۰۸/۱۶	۱۲:۵۳:۰۱	۳۶/۷۳	۵۴/۳۸	۱۵	۴/۹ (M_w)	
۵	۲۰۰۴/۱۰/۰۷	۲۱:۴۶:۱۹	۳۷/۱۴	۵۴/۴۷	۲۸	۵/۵ (M_w)	
۶	۲۰۰۵/۰۱/۱۰	۱۸:۴۷:۳۰	۳۷/۰۶	۵۴/۵۳	۲۹	۵/۲ (M_w)	
۷	۲۰۰۷/۰۸/۳۰	۱۶:۴۹:۲۹	۳۷/۱۵	۵۴/۴۴	۱۳	۴/۰ (M_L)	
۸	۲۰۰۸/۰۵/۱۵	۵:۲۲:۰۶	۳۷/۴۴	۵۴/۹۱	۱۰/۸	۴/۱ (M_L)	
۹	۲۰۰۸/۰۸/۲۵	۳:۳۷:۴۵	۳۶/۷۸	۵۴/۸۶	۲۳/۱	۴/۰ (M_L)	
۱۰	۲۰۰۹/۰۲/۲۰	۱۹:۴۸:۲۵	۳۷/۲۱	۵۴/۵۴	۷/۴	۴/۰ (M_L)	
۱۱	۲۰۰۹/۰۸/۲۱	۹:۲۷:۱۲	۳۶/۸۳	۵۴/۶۴	۲۳/۵	۲/۴ (M_L)	
۱۲	۲۰۰۹/۱۰/۱۵	۲۱:۵۴:۱۰	۳۷/۱۰	۵۴/۴۸	۳۵/۱	۱/۹ (M_L)	
۱۳	۲۰۰۹/۱۰/۱۵	۲۳:۲۴:۲۱	۳۷/۱۱	۵۴/۴۹	۳۸/۳	۲/۲ (M_L)	
۱۴	۲۰۰۹/۱۰/۱۷	۱۴:۰۴:۱۹	۳۷/۰۷	۵۴/۶۱	۳۱/۳	۲/۲ (M_L)	
۱۵	۲۰۰۹/۱۰/۲۶	۱۷:۲۱:۱۲	۳۷/۳۰	۵۴/۶۶	۴۴/۳	۳/۸ (M_L)	
۱۶	۲۰۰۹/۱۱/۰۶	۵:۱۹:۲۰	۳۷/۲۷	۵۴/۶۸	۴۰/۹	۳/۳ (M_L)	
۱۷	۲۰۰۹/۱۱/۱۶	۱۹:۴۰:۳۷	۳۷/۰۹	۵۴/۴۷	۱۵	۳/۶ (M_L)	
۱۸	۲۰۰۹/۱۱/۱۶	۲۳:۴۶:۲۰	۳۷/۱۲	۵۴/۶۷	۱۵	۳/۵ (M_L)	
۱۹	۲۰۰۹/۱۲/۰۳	۱۵:۰۵:۱۳	۳۷/۱۳	۵۴/۵۴	۱۵	۴/۸ (M_L)	
۲۰	۲۰۰۹/۱۲/۰۳	۲۰:۳۳:۰۰	۳۷/۰۱	۵۴/۷۱	۱۵	۳/۹ (M_L)	
۲۱	۲۰۰۹/۱۲/۱۴	۱۹:۰۵:۲۳	۳۷/۱۶	۵۴/۵۳	۱۹/۳	۳/۴ (M_L)	
۲۲	۲۰۰۹/۱۲/۱۸	۱۴:۴۶:۳۹	۳۷/۰۹	۵۴/۵۳	۱۷/۳	۳/۸ (M_L)	
۲۳	۲۰۱۰/۰۳/۰۴	۳:۲۴:۲۲	۳۷/۲۷	۵۴/۵۱	۲۳/۱	۴/۶ (M_L)	

کوهپایه‌ای و دشت گرگان به‌طور مجزا امکان‌پذیر نبود. بنابراین برای این منظور از داده‌های IRSC که شامل تعداد بیشتری داده با بزرگای کمال کمتر می‌باشد، استفاده شد. مقدار b-value برای دوره ۱۸ ساله برای منطقه کوهپایه ۰/۸۴ (شکل ۴-الف) و برای منطقه دشتی ۰/۶۹ (شکل ۴-ب) به دست آمد. کوچک بودن ضریب گوتنبرگ-ریشتر در محدوده دشت به دلیل وقوع چند زمین‌لرزه با بزرگای تا حدود ۶ در این دوره زمانی است.

با استفاده از داده‌های دورلرزه‌ای برای دوره ۵۰ ساله ± 0.2 به دست آمد (شکل ۳-ب). مقایسه این مقدار برای منطقه مطالعه شده که مشابه مقدار آن برای کل البرز است، با منطقه‌ای مثل زاگرس نشان می‌دهد که نسبت زمین‌لرزه‌های بزرگ به کوچک در غرب استان گلستان بالاست که حاکی از خطر بالاتر در این منطقه است (Zamani and Agh-Atabai, 2009). با توجه به تعداد محدود داده‌ها، محاسبه این پارامتر برای دو محدوده



شکل ۴. نمودار فراوانی-بزرگای برای الف) منطقه کوهپایه‌ای ب) منطقه دشت گرگان

سطحی و بدنه‌ای طویل دوره، قابل محاسبه می‌باشد و رابطه مستقیمی با میزان انرژی آزاد شده در طی زمین‌لرزه دارد (Kanamori, 1977). برای محاسبه گشتاور لرزه‌ای در منطقه مورد مطالعه از رابطه بین بزرگای گشتاوری و گشتاور لرزه‌ای استفاده شد (Hanks and Kanamori, 1979):

$$\log M_0 = 1.5 M_w + 16.1 \quad (\text{رابطه ۳})$$

به دلیل اینکه بزرگای در کاتالوگ‌های مورد استفاده برحسب mb ارائه شده بود، برای محاسبه گشتاور لرزه‌ای در ابتدا بزرگای mb توسط رابطه‌ی زیر به بزرگای Mw تبدیل شد.

$$M_w = 0.85^{**} mb + 1.03 \text{ for } 3.5 \leq mb \leq 6.2 \quad (\text{رابطه ۴})$$

در شکل ۶، نمودار تجمعی گشتاور لرزه‌ای دو بخش از منطقه مورد مطالعه که با استفاده از داده‌های ISC به دست آمده، نشان داده شده است.

دوره‌ی بازگشت زمین‌لرزه‌ها

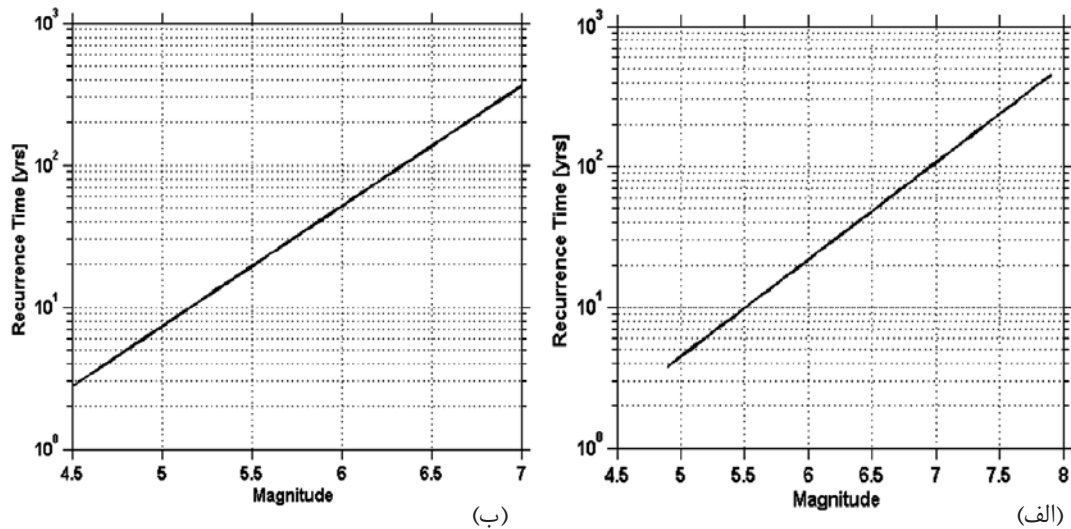
دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه برای زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای مساوی و یا بزرگ‌تر از M به وسیله a-b value و از فرمول زیر محاسبه شد (Gutenberg and Richter, 1956):

$$T_r = \frac{\Delta T}{10^{(a-bM)}} \quad (\text{رابطه ۲})$$

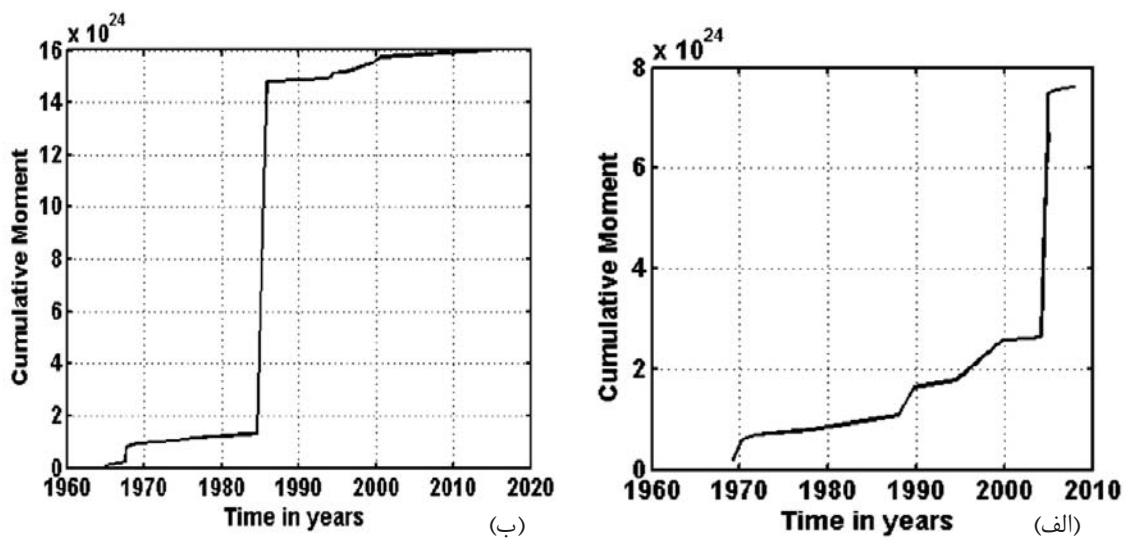
در این فرمول T_r دوره بازگشت و ΔT دوره ثبت شده‌ای می‌باشد که به وسیله‌ی کاتالوگ لرزه‌خیزی پوشش داده شده است. در شکل ۵ نمودارهای دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها در دو محدوده دشت گرگان و کوهپایه نشان داده شده است.

گشتاور لرزه‌ای (M_0)

گشتاور لرزه‌ای یکی از دقیق‌ترین پارامترهای منشاء لرزه‌ای است که برای زمین‌لرزه‌های بزرگ با استفاده از امواج



شکل ۵. نمودار دوره بازگشت الف) دشت گرگان، ب) کوهپایه



شکل ۶. نمودار گشتاور لرزه‌ای (M_0) برحسب دین‌سانتی‌متر (dyn.cm) الف) منطقه دشت، ب) منطقه کوهپایه

بررسی وضعیت تنش در منطقه

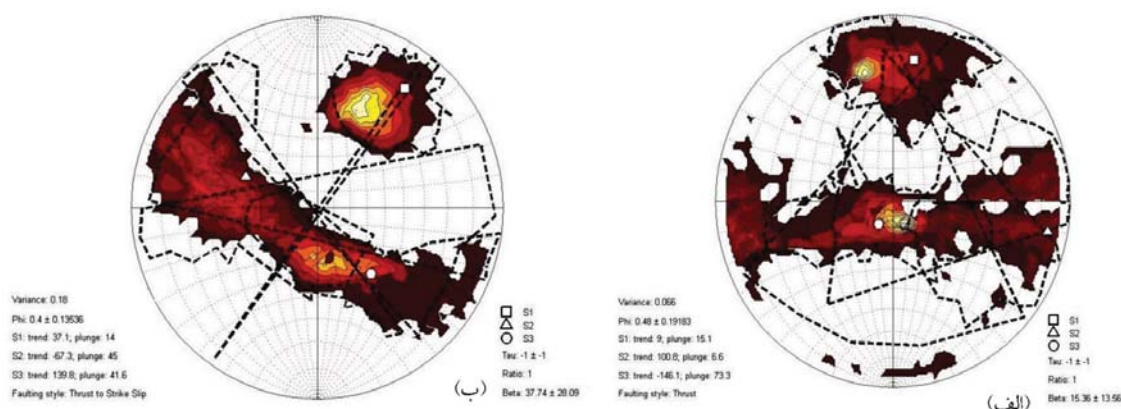
تعیین سوی تنش منطقه با استفاده از داده‌های لرزه‌ای استفاده از داده‌های سازوکار کانونی زلزله‌ها برای تعیین میدان تنش، نقش مهمی در شناخت تکتونیک فعال منطقه دارد. برای مطالعه تنش‌های موجود در منطقه با استفاده از داده‌های حل کانونی زمین‌لرزه‌ها، از تحلیل برگشتی تنش^۱ استفاده شد. روش‌های متعددی برای تحلیل برگشتی حاصل از حل سازوکار کانونی ارائه شده است (Gephart and

Forsyth, 1984; Michael, 1984; Angelier, 2002) در این روش‌ها، صفحه گسلی و اندازه و جهت لغزش روی آن برای تعیین سه محور اصلی تنش ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) و بزرگی نسبی محورهای تنش ($R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$) استفاده می‌شود (Angelier, 1991; Delvaux et al, 1995). در این تحقیق از روش مایکل (Michael, 1984) استفاده و از نرم‌افزار Zmap بهره گرفته شد (Wiemer, 2001).^۱ در روش مایکل، جهت‌یافتگی سه محور اصلی تنش و بزرگی

1. Stress tensor inversion

واریانس نشان‌دهنده انطباق ضعیف جهت‌های تنش است (Wiemer et al., 2002). مقایسه روش مایکل با سایر روش‌ها (نظیر روش ارائه شده در Gephart and Forsyth, 1984) نشان داده است که در این روش، پارامترهای تنش حتی با داده‌های با نوفه زیاد هم با دقت بالایی تعیین می‌شود (Hardbeck and Hauksson, 2001). در شکل ۷ نتایج تحلیل انجام شده برای زمین‌لرزه‌های منطقه دشت گرگان و کوهپایه نشان داده شده است.

تنش توسط روش آماری بازنمونه‌گیری خودگردان^۱ تعیین می‌شود (Görgün et al., 2010). هدف اساسی این روش، پیدا کردن منطبق‌ترین تنسور تنش بر سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها است. ناهمگنی میدان تنش را می‌توان با واریانس زاویه نابرازش^۲ که زاویه بین یک سازوکار کانونی و تنسور فرضی است (Wiemer et al., 2002). مقدار واریانس برای میدان تنش همگن در مکان که توسط داده‌های سازوکار کانونی به دست آمده‌اند، باید کمتر از ۰/۲ باشد. مقادیر بالاتر



شکل ۷ تحلیل برگشتی الف) منطقه کوهپایه‌ای ب) منطقه دشت گرگان

علاوه بر تعیین جهت تنش برای مجموعه زمین‌لرزه‌های دو منطقه، سمت و سوی تنش برای هر کدام از زمین‌لرزه‌های

جدول ۲. وضعیت (میل و آزیموت) محورهای اصلی تنش محاسبه شده با استفاده از سازوکار کانونی هر کدام از زمین‌لرزه‌ها (GCMT)

date	T-azim	T-pl	B-azim	B-pl	P-azim	P-pl
۱۹۸۵/۱۰/۲۹	۱۱۹	۶۶	۲۴۸	۱۶	۳۴۴	۱۸
۱۹۹۹/۱۱/۱۹	۲۲۹	۶۳	۰۹۰	۲۱	۳۵۴	۱۶
۱۹۹۹/۱۱/۲۶	۲۴۸	۶۱	۱۳۷	۱۱	۴۱	۲۶
۲۰۰۰/۰۸/۱۶	۰۰۹	۷۶	۲۵۰	۷	۱۵۸	۱۲
۲۰۰۴/۱۰/۰۷	۲۲۲	۶۴	۵۵	۲۶	۳۲۳	۵
۲۰۰۵/۰۱/۱۰	۲۱۶	۶۷	۸۸	۱۵	۳۵۴	۱۸
۲۰۱۱/۰۸/۱۱	۲۶۷	۸۱	۱۰۷	۰۹	۱۶	۰۳

ساختارهای محدوده مورد مطالعه با هدف چگونگی ارتباط آنها با سوگیری تنش‌ها و زمین‌ساخت کنونی مورد بررسی قرار گرفت. بررسی‌های صحرائی با ۳۵ داده لغزش گسلی در

تعیین سوی رژیم تنش منطقه بر اساس داده‌های صحرائی لغزش گسل‌ها

از آنجایی که گسلش پاسخ شکنای سنگ‌ها به تنش‌های تکتونیکی می‌باشد، خصوصیات هندسی گسل‌ها و حرکت آنها، توسط طبیعت تنش‌های فعال کنترل می‌شود. بنابراین،

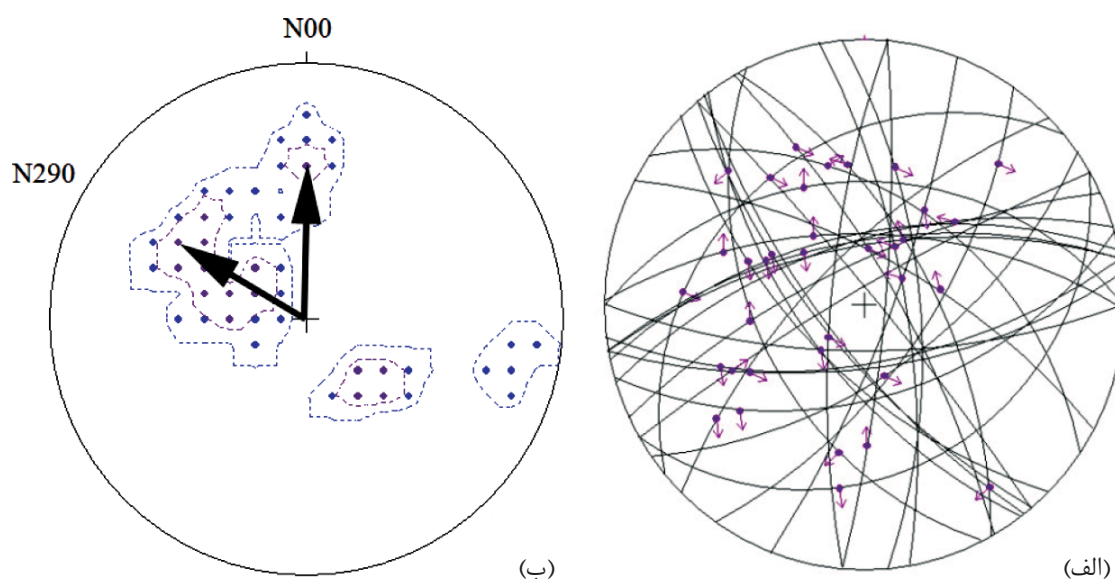
1. Bootstrap resampling
2. Misfit angle

در محدوده کوهپایه‌ای انجام گرفت و در منطقه دشت به دلیل عدم رخنمون از پدیده‌ها، مقدور نبود. در این پژوهش، برای تحلیل سینماتیکی شکستگی‌ها از روش محاسبه صفحه حرکتی مارت و المندینگر (Marrett and Allmendinger, 1990) و از نرم‌افزار Geoint استفاده شد. در این روش تحلیلی، برای محاسبه محورهای حرکتی ابتدا گسل‌ها همراه با قطب و خش لغز آن‌ها ترسیم و صفحه حرکتی به‌دست‌آمده، محورهای فشارش و کشش محاسبه می‌شود. در این تحقیق، فقط محور فشارش محاسبه شده برای گسل‌های منطقه کوهپایه‌ای نشان داده شده است (شکل ۹).

۱۲ ایستگاه انجام شد (شکل ۲). در این ایستگاه‌ها که سعی شده است به‌صورت مورب بر امتداد گسل‌های اصلی منطقه انتخاب شوند، شیب و سمت شیب سطوح گسلی دارای خش لغز و سوی لغزش و ریک لغزش اندازه‌گیری شده‌اند. اگرچه محدودیت‌های صحرایی از جمله پوشش گیاهی گسترده و توپوگرافی خشن، مانع اندازه‌گیری‌های بیشتر در منطقه شد. در مطالعه صحرایی انجام گرفته سطوح گسلی دارای خش خط، با الگوی شیب و سمت شیب اندازه‌گیری شده‌اند. همچنین سوی لغزش و ریک لغزش نیز روی این سطوح تشخیص داده و اندازه‌گیری شدند. در شکل ۸ تصاویر برخی از سطوح گسلی دارای خش لغز در منطقه نشان داده شده است. لازم به ذکر است که بررسی‌های صحرایی فقط



شکل ۸. نمونه‌هایی از سطوح گسله و خش لغزهای مربوط به آنها در مسیر توسکستان، الف) سمت دید عکس جنوب باختر، ب) سمت دید عکس خاور (ایستگاه ۱۱)، ج) سمت دید عکس شمال باختر (ایستگاه ۱۱)، د) سمت دید عکس باختر (ایستگاه ۱۲)



شکل ۹. نتایج تجزیه و تحلیل حرکتی داده‌های گسل‌ها در منطقه کوهپایه‌ای، الف) صفحات حرکتی و بردار لغزش، ب) جهت تقریبی محورهای فشارش

بحث و نتیجه‌گیری

در این مقاله، برای بررسی وضعیت لرزه‌خیزی شرق بلوک خزر جنوبی واقع در غرب استان گلستان برخی از پارامترهای لرزه‌خیزی از جمله b -value، گشتاور لرزه‌ای و دوره بازگشت محاسبه شد. همچنین برای تعیین سوی تنش در منطقه از داده‌های حل کانونی زمین‌لرزه‌ها و داده‌های صحرایی بهره گرفته شد. نمودارهای دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که در بخش کوهپایه، دوره بازگشت زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای مشابه خیلی بیشتر از دشت است. به عنوان مثال، زمین‌لرزه‌های با بزرگای $5/5$ در دشت حدود ۱۰ سال یک‌بار روی می‌دهند در حالی که زمین‌لرزه‌هایی با همین بزرگای در دامنه شمالی البرز حدود هر ۲۰ سال یک‌بار روی می‌دهند. نمودارهای تجمعی گشتاور لرزه‌ای نیز نشان می‌دهد که میزان گشتاور دشت گرگان بسیار پایین‌تر از دامنه شمالی البرز است. این موضوع نشان می‌دهد که در دشت گرگان نسبت به کوهپایه، زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر با دوره بازگشت کم‌تر روی می‌دهند.

برای تعیین سوی تنش منطقه، داده‌های حل کانونی زمین‌لرزه‌ها جمع‌آوری شد (جدول ۱). زمین‌لرزه‌های

۱۹۸۵، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۰ که در جنوب استان گلستان (بخش کوهپایه‌ای) اتفاق افتاده‌اند، منطبق با گسل خزر بوده و همانند این گسل دارای سازوکار راندگی تا راندگی با مؤلفه چپگرد می‌باشند. چنانچه اگر صفحه‌های در امتداد راستای گسل را به عنوان صفحه‌های اصلی در نظر بگیریم، دلالت بر حرکت کمی چپگرد بر روی این گسل دارد. استقرار یک شبکه با ۵۴ ایستگاه در رشته‌کوه‌های البرز نیز نشان داد که در بخش خاوری، لغزش غالباً دارای مؤلفه امتدادلغز چپگرد است (Djamour et al., 2010). با توجه به سازوکار این زمین‌لرزه‌ها، محور فشارش در این منطقه تقریباً افقی با روند شمال غرب-جنوب شرقی تا شمالی-جنوبی می‌باشد (جدول ۲). تحلیل برگشتی تنش انجام شده برای کل داده‌های منطقه کوهپایه نیز نشان می‌دهد که محور فشارش در این منطقه دارای زاویه میل ۱۵ درجه و راستای تقریباً شمالی-جنوبی (آزیموت ۹ درجه) است (شکل ۷-الف). نوع گسلش منطقه از نوع تراستی و معکوس است و شواهد صحرایی نیز این موضوع را تایید می‌کند. اما تحلیل حرکتی گسل‌های منطقه با استفاده از داده‌های صحرایی، حداقل دو

در این مقاله، برای بررسی وضعیت لرزه‌خیزی شرق بلوک خزر جنوبی واقع در غرب استان گلستان برخی از پارامترهای لرزه‌خیزی از جمله b -value، گشتاور لرزه‌ای و دوره بازگشت محاسبه شد. همچنین برای تعیین سوی تنش در منطقه از داده‌های حل کانونی زمین‌لرزه‌ها و داده‌های صحرایی بهره گرفته شد. نمودارهای دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که در بخش کوهپایه، دوره بازگشت زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای مشابه خیلی بیشتر از دشت است. به عنوان مثال، زمین‌لرزه‌های با بزرگای $5/5$ در دشت حدود ۱۰ سال یک‌بار روی می‌دهند در حالی که زمین‌لرزه‌هایی با همین بزرگای در دامنه شمالی البرز حدود هر ۲۰ سال یک‌بار روی می‌دهند. نمودارهای تجمعی گشتاور لرزه‌ای نیز نشان می‌دهد که میزان گشتاور دشت گرگان بسیار پایین‌تر از دامنه شمالی البرز است. این موضوع نشان می‌دهد که در دشت گرگان نسبت به کوهپایه، زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر با دوره بازگشت کم‌تر روی می‌دهند.

برای تعیین سوی تنش منطقه، داده‌های حل کانونی زمین‌لرزه‌ها جمع‌آوری شد (جدول ۱). زمین‌لرزه‌های

احتمالی گمیشان متصور می‌شود که از شرق گمیشان شروع و به سمت شرق تا محل پیوستن به رودخانه اترک ادامه می‌یابد. این گسل دارای حرکت معکوس و شیئی به سمت جنوب است (مهدویان، ۱۳۹۲). محور فشارش حاصل از سازوکار این زمین‌لرزه‌ها (HRVD) تقریباً همسو با منطقه جنوبی (کوهپایه‌ای) است (جدول ۲). اما در تحلیل برگشتی تنش با استفاده از تمامی داده‌های موجود در دشت، جهت فشارش N37 با زاویه میل نزدیک به حالت افقی (۱۵ درجه) بدست آمده که با جهت آن در کوهپایه تفاوت دارد (شکل ۷-ب). در این تحلیل، رژیم منطقه فشارشی و امتدادلغز است. وجود سازوکار رانده و امتدادلغز زمین‌لرزه‌ها در منطقه یاد شده نیز وجود دو رژیم فشارشی و امتدادلغز را در دشت گرگان تقویت می‌کند (جدول ۱). اما نکته قابل توجه در داده‌ها این است که سازوکار زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر دو منطقه کوهپایه و دشت مشابه است و تفاوت در خردلرزه‌ها می‌باشد.

با توجه به شواهد به‌دست‌آمده در این تحقیق، به نظر می‌رسد ساختار فعال تقریباً هم‌روند با ساختارهای دامنه شمالی البرز در منطقه دشت وجود دارد، به طوری که این منطقه کمی بالآمدگی نشان می‌دهد (شکل ۱۰). سازوکار زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر این محدوده نیز با این ساختار همخوانی دارد. با توجه به این شواهد، به نظر می‌رسد این روند مرتبط با البرز است و شاید یک گسل پیش‌بومی پیشانی کوهستان البرز باشد که حاصل پیشروی گسل خزر می‌باشد. در شکل ۱۱، مدل ساختاری پیشانی کوهستان و ساختارهای مربوط به پیش بوم نشان داده شده است. اما شواهد ساختاری و لرزه‌ای نشان می‌دهند که علاوه بر روند شرقی-غربی ذکر شده، روند دیگری با راستای تقریبی شمال-جنوب نیز در منطقه وجود دارد. سازوکار خردلرزه‌های ثبت شده توسط نعمتی و همکاران (۲۰۱۳) نیز منطبق بر همین روند است. این روند احتمالاً به دلیل تاثیر حاشیه شرقی بلوک خزر جنوبی باشد.

جهت محور فشارش را نشان می‌دهد. یکی در جهت تقریباً شمالی که با جهت محور فشارش حاصل از داده‌های لرزه‌ای همخوانی دارد و دیگری در جهت شمال غرب (N310). نتیجه حاصله نشان‌دهنده تغییر در روند حرکتی ساختارها در طی تکامل زمین‌ساختی منطقه است.

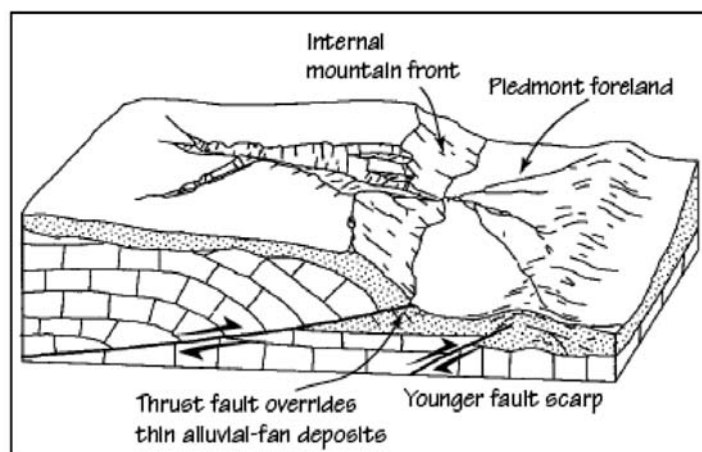
با توجه به شکل ۱، تمرکز روکانون زمین‌لرزه‌های روی داده در محدوده شمال منطقه (دشت) در راستای تقریباً شمالی-جنوبی، نشان از وجود یک روند لرزه‌خیزی است که در راستای آن زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای بیش از ۵ اتفاق افتاده است که دارای سازوکاری رورانده و بعضاً با کمی مؤلفه راستالغز هستند. سه زمین‌لرزه‌ای که در نواحی شمال آق‌قلا روی داده است عبارتند از: زمین‌لرزه‌های ۱۹۹۹، ۲۰۰۴ و ۲۰۰۵. این زمین‌لرزه‌ها دارای بردارهای لغزش به‌سوی شمال-شمال غرب می‌باشند و در اعماق تقریباً ۳۰ کیلومتری روی داده‌اند (Engdahl et al., 2006) (جدول ۱). زمین‌لرزه ۲۰۰۴ در شمال آق‌قلا با بزرگای ۵/۵ دارای سازوکاری رانده با کمی مؤلفه چپگرد است (سازوکار شماره ۵ در جدول ۱). با این وجود تعدادی سازوکار معکوس نیز در مجاورت این گسل محاسبه شده است (جدول ۱).

در مقالات و نقشه‌های موجود، هیچ گسل سطحی خاصی که بتوان این زمین‌لرزه‌ها را به آن نسبت داد، آورده نشده است. هالینگورت در سال ۲۰۰۸ وجود چنین رژیم فشارشی را بیان کرده ولی هیچ‌گونه شواهدی مبنی بر وجود گسل راندگی ارائه نکرده است. به عقیده این پژوهشگر و همکارانش، احتمال دارد این روند لرزه‌خیزی مربوط به انشعاب راندگی عمیق و نسبتاً جوان در شمال پیشانی رشته کوه و یا حاصل خمیدگی احتمالی قاعده بلوک خزر در زمان راندگی آن به زیر ایران مرکزی در طول رشته‌کوه البرز باشد (Hollingsworth et al., 2008).

مهدویان (۱۳۹۲) برای توجیه زمین‌لرزه‌های ۲۰۰۴ و ۲۰۰۵ شمال آق‌قلا و همچنین چند زمین‌لرزه دستگاهی و تاریخی دیگر، گسلی با روند شرقی-غربی را با نام گسل



شکل ۱۰. عکسی از دشت گرگان در امتداد جاده گرگان-آق قلا (جهت دید به سمت شمال) که در آن بالآمدگی منطقه آق قلا نسبت به مناطق جنوبی تر به وضوح مشاهده می شود (به وضعیت تیرهای چراغ برق توجه شود)



شکل ۱۱. مدل بالآمدگی در یک سیستم رانده و تشکیل یک راندگی فعال جدید در پیش بوم پیشانی کوهستان (برگرفته از Keller and Pinter, 2002)

منابع

- آق اتابای، م.، ۱۳۹۳. تجزیه و تحلیل چندفرکتالی مراکز سطحی زمین لرزه های استان گلستان. فصل نامه علوم زمین، ۹۲، ۱۲۳-۱۲۸.
- اشتری جعفری، م.، ۱۳۸۷. بررسی تغییرات کوتاه دوره لرزه خیزی گستره تهران با استفاده از متغیرهای a و b. مجله فیزیک زمین فضا، ۱، ۴۵-۵۷.
- شاه پسندزاده، م.، ۱۳۸۳. زلزله خیزی و لرزه زمین ساخت گستره استان گلستان، شمال خاور ایران. کنفرانس بین المللی زلزله یادواره فاجعه بم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان.
- شاه پسندزاده، م. و زارع، م.، ۱۳۷۴. بررسی مقدماتی لرزه خیزی، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه گسلش در پهنه استان مازندران. انتشارات موسسه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، ۴۵. - قاسمی، آ.، حاج حسینی، آ. و حسینی، م.، ۱۳۸۵. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چادگان. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- قاسمی، م. ر. و محمدخانی، ح. و عبدالهی، ع.، ۱۳۸۶. گذر از برپایی در کپه داغ به فرونشینی در کاسپین جنوبی، معرفی گسله های نو شناخته گنبد کاووس و یساقی. بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین. ۸.
- مهدویان، ع.، ۱۳۹۲. پهنه بندی لرزه ای استان گلستان. فصلنامه علوم زمین، ۸۹، ۱۶۵-۱۷۴.
- Aki, K., 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log(N) = a - bM$ and its confidence limits, Bulletin of the Earthquake Re-

- search Institute, Tokyo University, 43,237-239.
- Allen, M. B. and Ghassemi, M. R., and Shahrabi, M., and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25, 659-672.
 - Ambraseye, N. N. and Melville, C. P., 1982. *A History of Persian Earthquake*. Cambridge University Press, 219.
 - Angelier, J., 1991. Inversion directe et recherche 4-D: comparaison physique et mathématique de deux méthodes de détermination des tenseurs des paleocontraintes en tectonique de failles. *C.R. Academy Science*, 312 (B), 1213-1218.
 - Angelier, J., 2002. Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress (a new method free of choice among nodal planes) IV. *Geophysical Journal International*, 150:588-609.
 - Berberian, M., 1977. Against the rigidity of the Lut block a seismotectonic discussion. In contribution to the seismotectonic of Iran (Part III), Geological Survey of Iran, report40, 88p.
 - Dejamour, Y., Vernant, P., and Bayer, R., and Nankali, H. R. and Ritz, J. F., and Hinderer, Y., and Luck, B. and Le Moigne, N., and Sedighi, M., and Khorrami, F., 2010. GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran. *Geophysical Journal International*, 183,1287-1301.
 - Delvaux, D. and Moeys, R., and Stapel, G., and Melnikov, A., and Ermikrov, V. 1995. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part I: Paleozoic and Mesozoic pre-rift evolution. *Tectonophysics*, 252, 61-101.
 - Engdahl, E. and Jackson, J., and Myers, S., and Bergman, E. and Priestly, K., 2006. Relocation and assessment of seismicity in the Iran region. *Geophysics Journal International*, 167,761-788.
 - Gephart, J. W. and Forsyth, D. W., 1984. An improved for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to San Fernando earthquake, *Geophysical Research Journal*, 89, 9305-9320.
 - Ghassemi, M.R., 2005. Drainage evolution in response to fold growth in the hanging-wall of the Khazar fault, north-eastern Alborz, Iran. *Basin Research*, 17, 425-436.
 - Görgün E. and Bohnhoff M., and Bulut F., and Dresen G., 2010. Seismotectonic setting of the Karadere-Düzce branch of the North Anatolian Fault Zone between the 1999 Izmit aftershock focal mechanisms, *Tectonophysics*, 482, 170-181, 310.
 - Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1954. *Seismicity of the Earth*. Second edition, Princeton University Press.
 - Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1965. Magnitude and energy of earthquakes. *Ann. Geophysical.*, 9: 1-15.
 - Hanks, T.C., and Kanamori, H., 1979. A moment magnitude scale. *Geophysical Research Journal*, 84, 5, 2348-2350.
 - Hardebeck, J. L. and Hauksson, E., 2001. The crustal stress field in southern California and implications for fault mechanics. *Geophysical Research Journal*, 106 (B 10), 21859-21882.
 - Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R. and Nazari. H., 2008. Extrusion tectonics and subduction in the eastern South Caspian region since 10 Ma. *Geology*, 36 (10), 763-766.
 - Jackson, J., Priestly, K., Allen, M. and

- Berberian, M., 2002. Active tectonic of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International*, 148(2), 214-245.
- Kanamori, H., 1977. The energy release in great earthquake. *Geophysical Research Journal*, 82, 2987.
 - Keller E. A. and Pinter N., 2002. *Active tectonic, Earthquakes, Uplift and Landscape*. Prentice Hall, 2nd edition, P. 362.
 - Marret, R. and Allmendinger, R.W., 1990. kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12, 973-986.
 - Michael, A. J., 1984. Determination of stress from slip data: faults and folds. *Journal of Geophysical Research*, 89, 11517-11526.
 - Nemati, M., Hatzfeld, D., Gheitanchi, M., Sadidkhouy, A. and Mirzaei, N., 2011. Microseismicity of the Astane-Firouzkuh faults, east Alborz, Iran. *Tectonophysics*, 506, 11-21.
 - Nemati, M., Hallingsworth, J., Zhan, Z., Bolourchi, M. and Talebian. M., 2013. Microseismicity and seismotectonics of the South Caspian Lowlands, NE Iran. *Geophysical Journal International* 10.1093-114.
 - Priestley K., Baker C. and Jackson J., 1994. Implication of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the South Caspian Basin and surrounding regions. *Geophysical Journal International*, 118 (1), 111-141.
 - Scordilis E., 2006. Empirical global relations converting MS and mb to moment magnitude. *Journal of Seismology*, 10, 225-236.
 - Wiemer, S., 2001. A software package to analyse seismicity: ZMAP. *Seismicity Research Letters*, 72, 374-383.
 - Wiemer, S. and Wyss, M., 2002. Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquake. *Advances in Geophysics*, 45, 259-302.
 - Zamani, A. and Agh-Atabai, M., 2009. Temporal characteristics of seismicity in the Alborz and Zagros regions of Iran, using a multifractal approach, *Journal Geodynamics* 47, 271-279.