

مقایسه گشتاور لرزه‌ای، ژئودتیک و زمین‌شناسی در البرز خاوری و کپه داغ

مرتضی طالبیان*

^۱ استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۱/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۵/۱۷

چکیده

شمال خاوری ایران از رشته کوه‌های کپه‌داغ تا البرز مرکزی یکی از مناطق فعال از دیدگاه لرزه‌خیزی است. وجود شهرهای بزرگ با پیشینه تاریخی طولانی موجب شده است که داده‌های نسبتاً خوبی از تاریخچه فعالیت لرزه‌ای آن در دسترس باشد. گسل‌های متعددی در این منطقه وجود دارند که برخی از آنها مورد مطالعات زمین‌شناختی قرار گرفته‌اند و توان لرزه‌زایی آنها مورد ارزیابی قرار گرفته است، اما در مورد بسیاری از آنها هنوز داده‌های کافی وجود ندارد. اندازه‌گیری‌های ژئودتیک اخیر این امکان را به وجود آورده است که نرخ حرکات راست‌الغز و کوتاه‌شدگی در بخش‌های مختلف منطقه مورد بررسی قرار گیرد و نمای کلی از آن ارائه نموده‌است. این پژوهش به قابلیت کاربرد این داده‌ها در ارزیابی خطر زمین‌لرزه می‌پردازد. بدین منظور توان لرزه‌زایی گسل که بر اساس داده‌های سن‌یابی و یا اندازه‌گیری‌های ژئودتیک محاسبه شده است با رویداد واقعی زمین‌لرزه‌های دستگاهی و تاریخی منطقه مقایسه شده است. با توجه به گستردگی منطقه و عدم وجود داده‌های کافی این مقایسه در مورد یکایک گسل‌ها امکان‌پذیر نیست از این رو شمال خاور کشور به ۵ زون ساختاری تقسیم شده است. مقایسه گشتاور لرزه‌ای رها شده در این زون‌ها با میزان جمعی سالانه آن حاکی از همخوانی نسبتاً خوب این داده‌ها دارد و از این رو می‌توان با اطمینان بیشتر از داده‌های زمین‌شناسی و ژئودتیک در بر آورد خطر زمین‌لرزه در این بخش از کشور استفاده نمود.

کلید واژه‌ها: گشتاور لرزه‌ای، داده‌های ژئودتیک، نرخ لغزش، خطر زمین لرزه، کپه داغ، البرز خاوری

*نویسنده مسئول: مرتضی طالبیان

E-mail: talebian@gsi.ir

۱- مقدمه

شمال البرز از خاور به باختر به ترتیب با کوه‌های کپه داغ، فرونشست خزر جنوبی و کوه‌های قفقاز کوچک همسایه است. جنوب این رشته کوه، منطقه‌ای است که با وجود ارتفاع میانگین به نسبت بالا، بخش فرونشست‌های را نسبت به نواحی اطراف خود دارد و به صورت کم و بیش پیوسته‌ای در شمال بلوک لوت و کویرهای شمال ایران مرکزی دیده می‌شود.

پهنه کپه‌داغ شامل ناحیه‌ای به شدت چین‌خورده در خاور گودال کاسپین و در حد فاصل بین برکه توران در شمال و بلوک البرز در جنوب است. قدیمی‌ترین سنگ‌های شناخته شده در این ناحیه متعلق به نهشته‌های کربناته دونین و بازالت‌های کربنیفر است که بر اثر کوهزاد سیمیرین با دگرشیبی زاویه‌دار در زیر نهشته‌های مزوزوییک آغازین قرار می‌گیرند (Lyberis et al., 1998).

ویژگی‌های ساختاری و چینه‌ای البرز همچون بقایای افولیتی باقی‌مانده در شمال البرز در ایران نشان از وجود شاخه‌ای از اقیانوس کهن با نام پروتوتیس در طول پرکامبرین در میان بلوک البرز و بلوک ساختاری کپه‌داغ - قفقاز دارد که در پرکامبرین پسین به طور کامل بسته شده است. نشانه‌های زمین‌شناختی نشان از زایش اقیانوس پالتوتیس در دوره اردووسین دارند، گرچه زمین‌درز حاصل از بسته شدن این اقیانوس به روشنی با داده‌های زمین‌شناختی در محدوده البرز شمالی و کپه‌داغ توجیه‌پذیر نمی‌باشد، ولی بی‌گمان دگرشیبی نهشته‌های رتو - لیا س در ناحیه آق‌در بند در شمال خاوری البرز را می‌توان ناشی از بسته شدن این حوضه و برخورد بلوک‌های ساختاری البرز کپه داغ در تریاس بالایی دانست (Sengor, 1989). رسوبات تخریبی کهر مربوط به پروتروزوییک بالایی قدیمی‌ترین سنگ‌های البرز هستند که به طور هم‌شیب در زیر حدود ۶ کیلومتر رسوبات پالتوزوییک قرار می‌گیرند (Allen et al., 2003).

۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه

رشته کوه البرز با روند عمومی خاوری- باختری بخش بزرگی از کوهزاد آلپ-همیالیا را تشکیل می‌دهد. این رشته کوه در بخش شمالی فلات ایران زمین قرار گرفته است و بلندترین قله آن، آتشفشان دماوند است که ۵۶۷۱ متر ارتفاع دارد.

به‌طور سنتی برآورد خطر زمین‌لرزه براساس رویدادهای زمین‌لرزه ثبت شده در کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها انجام می‌گیرد. این بدان مفهوم است که هر جا که در گذشته تعداد زمین‌لرزه بیشتری را تجربه نموده است از احتمال رویداد زمین‌لرزه بیشتری در آینده نیز برخوردار است. این نظریه اگر چه ممکن است در بازه زمانی طولانی درست باشد اما بررسی رویداد زمین‌لرزه‌ها در دهه‌های اخیر نشان می‌دهد که بیشتر زمین‌لرزه‌ها در مناطقی روی می‌دهند که هیچ‌گونه سابقه‌ای از زمین‌لرزه ثبت نشده است. روشن است که یک دلیل اصلی این ناهماهنگی کوتاه بودن دوره ثبت زمین‌لرزه‌ها (حدود یک صد سال اخیر) و ناقص بودن داده‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی است. از این رو امروزه از داده‌های تکمیلی در برآورد خطر زمین‌لرزه استفاده می‌شود، که از مهم‌ترین آنها می‌توان به داده‌های ژئودتیک و تغییر نرخ لغزش گسل‌ها به وسیله مطالعات زمین‌شناسی اشاره نمود. تفاوت اصلی این دو داده در بازه زمانی آن است که یکی (ژئودزی) تغییرات چند ساله اخیر را اندازه‌گیری می‌نماید و دیگری (زمین‌شناسی) بازه زمانی چند هزار تا چند میلیون سال را در نظر می‌گیرد. از این رو تطبیق یا عدم تطبیق آن با داده‌های کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها از موضوعات مورد توجه در سال‌های اخیر بوده است. بدیهی است دقت هر یک از این روش‌ها وابسته به تراکم و دقت اندازه‌گیری و همچنین دفعات تکرار آن دارد. در کشور ما با وجود داده‌های نسبتاً خوب تاریخی، مطالعات زمین‌شناسی گسل‌ها و اندازه‌گیری‌های ژئودتیک سابقه چندانی ندارد و با توجه به پهنای این سرزمین، هنوز بسیاری از این گسل‌ها فاقد داده‌های کافی و یا حتی اولیه‌اند. در چنین شرایطی مقایسه روش‌های مختلف برای تک تک گسل‌ها با محدودیت‌های زیادی همراه است. از این رو در این مطالعه به بررسی کلی دگر شکلی در شمال خاوری ایران پرداخته می‌شود و سعی شده است تا قابلیت داده‌های مختلف جهت ارزیابی خطر زمین‌لرزه مورد ارزیابی قرار گیرد.

قرمز به‌جا گذاشته می‌شده که از فرسایش کوه‌های البرز سرچشمه می‌گرفته است (Berberian, 1976, 1981). در دوره‌های بعدی یعنی در پلیوسن کپه‌داغ بالا آمده و از آب خارج شده است، اگرچه زمان دقیق این رخداد هنوز به خوبی تعیین نشده است.

۴- داده‌های زمین‌لرزه‌ها

در این پژوهش از کاتالوگ زمین‌لرزه‌های موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، به همراه شبکه لرزه‌نگاری خراسان و همچنین داده‌های مرکز لرزه‌نگاری بین‌المللی (ISC) استفاده شده است.

از زمین‌لرزه‌های تاریخی ناحیه اطلاعات اندکی در دست است. آنچه که امروز در باره لرزه‌خیزی تاریخی می‌دانیم، تنها از منابع باستان‌شناسی و کتاب‌های تاریخی و کهن به‌دست آمده است. بدین ترتیب این داده‌ها از نظر محل رویداد، شدت، بزرگی و در نهایت گسل مسبب زمین‌لرزه قابل اعتماد نیستند و تنها دیدی کلی از ویژگی‌های لرزه‌خیزی و پیامدهای آن در منطقه مورد مطالعه فراهم می‌سازند. برای جمع‌آوری اطلاعات مربوط به زمین‌لرزه‌های تاریخی ایران به‌طور عمده از کتاب تاریخ زمین‌لرزه‌های ایران (Ambraseys & Melville, 1982) و نخستین کاتالوگ زلزله و پدیده‌های طبیعی ایران زمین (جلد نخست: خطرهای طبیعی پیش از سده بیستم (Berberian, 1995)) استفاده شده است. در این مرجع اطلاعات مربوط به زمین‌لرزه‌ها مبتنی بر بررسی منتقدانه مدارک تاریخی و همچنین مشاهدات صحرائی است. بزرگی امواج سطحی M_s ، بر اساس اطلاعات مه‌لرزه‌ای، یعنی بیشینه شدت (I_0) و شعاع قابلیت ادراک (r^1) و با استفاده از رابطه (Ambraseys & Melville, 1982) برآورد شده است. اطلاعات مربوط به زمین‌لرزه‌های پیش از تاریخ نیز بیشتر از کاوش‌های باستان‌شناسی به‌دست آمده است.

۵- ساز و کار زمین‌لرزه‌ها

سازوکار زمین‌لرزه‌ها به روش‌های گوناگون محاسبه می‌شوند. امروزه توسعه شبکه لرزه‌نگاری، در دسترس بودن رایانه‌های با قدرت بالا و افزایش دانش لرزه‌شناسی این امکان را فراهم آورده است تا با بررسی و مدل‌سازی امواج زمین‌لرزه، به سازوکار زمین‌لرزه در کانون پی برد. از این رو قابل‌اعتمادترین سازوکار زمین‌لرزه‌ها آنهایی هستند که به‌وسیله مدل‌سازی امواج درونی زمین لرزه به‌دست می‌آیند. در صورت نبود این گونه داده‌ها سازوکارهای کانونی دانشگاه هاروارد که برای زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ۵ گزارش می‌شود، بهترین منبع داده‌های زمین‌لرزه است. در نبود هیچ‌یک از داده‌های بالا سازوکارهای به‌دست آمده به‌وسیله بررسی قطبیت امواج اولیه زمین‌لرزه می‌توانند حدود سازوکار ژرفی زمین‌لرزه را مشخص نمایند.

به‌طور کلی در گستره مورد مطالعه هردو سازوکار راندگی و امتدادلغز دیده می‌شود. در بخش میانی کپه‌داغ سازوکار راستالغز چپ‌بره است که با شناخت ما از گسل‌های منطقه همخوانی دارد. در بخش باختری کپه‌داغ نیز سازوکارهای راستالغز دیده می‌شوند که به گمان در ارتباط با جنبش گسل‌های چپ‌بر در این منطقه‌اند. در حاشیه خاوری دریای مازندران تعدادی زمین‌لرزه با سازوکار راندگی دیده می‌شوند. در این منطقه پست و هموار گسلش مشخصی بر روی زمین دیده نمی‌شود اما رویداد این زمین‌لرزه‌ها بیانگر وجود گسل‌هایی در ژرفا است که احتمالاً ادامه گسل‌های بخش خاوری‌تر منطقه‌اند.

در خاور کپه‌داغ روند چپ‌بر راندگی است اگر چه به نظر می‌رسد همراه با سازوکار راستالغز نیز باشند. در البرز مرکزی تا بینالود با وجود گسل‌های بزرگ و شناخته شده که شواهد زمین‌ریخت‌شناسی بیانگر جوان و جنبا بودن آنها است، تعداد اندکی سازوکار کانونی زمین‌لرزه دیده می‌شود. وجود سازوکار راستالغز در منطقه تروند و سمنان بیانگر وجود یک زون راستالغز احتمالاً چپ‌گرد مشابه گسل درونه و سامانه گسله شاهرود در این منطقه است. مهم‌ترین سازوکارهای البرز باختری در محدوده

مقدار حرکت، کمتر از اندازه‌گیری‌های اولیه حرکت قاره‌ها برپایه مدل حرکت قاره‌ها است. زمین‌لرزه‌های ایران اغلب در کوه‌های زاگرس، البرز، خاور ایران و کپه‌داغ متمرکز هستند که این نواحی ایران مرکزی و صحرائی لوت را که بدون لرزه هستند و به صورت بلوک‌های سخت رفتار می‌کنند، احاطه کرده‌اند (Jackson & McKenzie, 1984). این مشاهدات به‌وسیله داده‌های ژئودتیک تأیید می‌شوند. نیمی از حرکت بلوک عربی به سمت شمال در کوه‌های زاگرس اثر می‌کند (Tatar, 2002) و نیمه دیگر در کوه‌های البرز، کپه‌داغ و حوضه خزر جنوبی که با ایجاد کوتاه‌شدگی در این مناطق همراه است. میزان کوتاه‌شدگی‌ها در شمال خاوری ایران متفاوت است. اندازه‌گیری‌های ژئودتیک اخیر شمال خاوری ایران در چند ایستگاه انجام شده است. براساس داده‌های این ایستگاه‌ها حدود ۷ میلی‌متر در سال کوتاه‌شدگی در جهت شمال-جنوب بین ایستگاه واقع در جنوب بینالود و شمال کپه‌داغ وجود دارد. افزون بر این، روند چین‌ها و گسل‌ها نشانگر یک همگرایی شمال-جنوب در شمال خاوری ایران می‌باشند که به‌طور مایل به روند‌های شمال باختر-جنوب خاوری ناحیه کپه‌داغ متصل می‌شوند. از آنجا که باختر افغانستان به ظاهر قسمتی از بلوک اورازیایی می‌باشد، تصور می‌شود که کوتاه‌شدگی در جنوب خاوری کپه‌داغ و نزدیک مرز افغانستان متوقف شده است (Jackson et al., 2002). افزون بر آن گسل‌هایی با امتداد شمال-جنوب و راستالغز بین ایران مرکزی و افغانستان در گستره‌ای با پهنای حدود ۴۰۰ کیلومتر توزیع شده‌اند. این دو عامل نشان می‌دهند که کوتاه‌شدگی شدیدی در امتداد جنوب-شمال در شمال خاوری ایران وجود دارد که از مرز افغانستان به سمت زمین‌های کم‌بلندای دریای خزر این کوتاه‌شدگی شدیدتر می‌شود.

شمالی‌ترین حد کپه‌داغ آشکارا با یک خطواره با روند حدود ۱۲۰ مشخص می‌شود. در شمال خطواره زمین‌های کم‌بلندای پهنه توران که بخشی از سپر اورازیا است وجود دارد. در شمال باختری عشق‌آباد یک خط گسل راستالغز راست‌بر وجود دارد که گسل عشق‌آباد نامیده می‌شود. شواهد کمی از جابه‌جایی‌های راستالغز این گسله وجود دارد، اما (Lyberis & Manby, 1999) در مجموع آنها را حدود ۳۵ کیلومتر اندازه گرفته‌اند. در خاور ناحیه، کوه‌های کپه‌داغ بر روی سپر توران رانده شده‌اند.

در جنوب خاوری عشق‌آباد خطواره‌ها پیوستگی زیادی ندارند و طبیعت گسلش کمتر آشکار است (Maggi et al., 2000). جایی که گسل عشق‌آباد با یک پهنه گسله NNW-SSE راستالغز راست‌بر به هم می‌رسند. این محل در کپه‌داغ مرتفع بین بجنورد و شیروان قرار دارد. این تغییر در ریخت ساختار و ژئومورفولوژی نزدیک مدار 58° - 57° خاوری، ناحیه ای است که زمین‌لرزه مخرب ۱۹۴۷ عشق‌آباد در آن رخ داده است. در اثر این زمین‌لرزه، بخش‌هایی همزمان با لرزش دچار گرسکلی شدند ولی نوع گسلش مشخص نبوده است. سازوکارهای زمین‌لرزه‌ها راندگی‌هایی با زاویه کم و موازی با ناحیه را نشان می‌دهد.

در جنوب کپه‌داغ رشته‌کوه کشیده‌ای به نام بینالود وجود دارد. این رشته‌کوه از نظر ساختمانی و زمین‌شناسی ادامه خاوری کوه‌های البرز است. سیاه‌کوه نزدیک سبزووار و کوه سرخ نزدیک کاشمر بخشی از این رشته‌کوه هستند. جهت‌یافتگی این نواحی در راستای خاوری-باختری به سمت جنوب بیشتر می‌شوند. اگرچه آنها توسط گسل‌های فعال در پهلوه‌های جنوبی محدود شده‌اند و مسبب زمین‌لرزه‌های تاریخی بوده‌اند، ولی جزئیات کمی از این سامانه وجود دارد. مرز آنها با کپه‌داغ را باید دره رودخانه اترک دانست و محل اتصال ایران و اورازیا را این محل در نظر می‌گیرند (Alavi, 1996). تاریخچه زمین‌ساختی رشته‌کوه‌های البرز-بینالود کامل‌تر و قدیمی‌تر از کپه‌داغ است. رسوب‌گذاری در این حوضه از زمان کرتاسه پسین تا پلیوسن ادامه داشته است (Stöcklin, 1974). در این زمان در شمال این خط درز (و شمال کپه‌داغ) دریای کم‌ژرفا وجود داشته است و رسوبات آواری

این تفاوت در سرعت حرکت اندازه‌گیری شده به وسیله ژئودزی و مدل‌های زمین‌ساختی افزون بر خطا در اندازه‌گیری‌ها می‌تواند بخشی به‌خاطر تفاوت در پنجره‌های زمانی این دو روش و یا تغییر در سرعت همگرایی صفحه عربی و اوراسیا در چند میلیون سال اخیر باشد.

Jackson & McKenzie (1984) و Jackson et al. (1995) میزان کوتاه‌شدگی در زاگرس را حدود ۱۰ تا ۱۵ میلی‌متر در سال پیشنهاد می‌نمایند. این میزان کوتاه‌شدگی وابسته به فرضیاتی است که برای آن در نظر گرفته‌اند، ولی به تقریب با حدود ۵۰ کیلومتر کوتاه‌شدگی در زاگرس و با فرض این که تغییر شکل در آن در ۵ میلیون سال اخیر روی داده باشد، هماهنگ است. این مقادیر با اندازه‌گیری‌های ژئودتیک که حدود ۷ تا ۱۱ میلی‌متر کوتاه‌شدگی در زاگرس مرکزی و خاوری را پیشنهاد می‌نمایند هماهنگی دارد (Vernant et al., 2004; Tatar et al., 2007). بنابراین با فرض این که کل کوتاه‌شدگی حداقل حدود ۲۲ میلی‌متر در سال باشد، میانگین باقیمانده کوتاه‌شدگی، یعنی حدود ۱۳ میلی‌متر باید در ایران مرکزی و البرز - کپه‌داغ و به همان میزان جابه‌جایی راستالغز در خاور ایران روی دهد.

میزان کوتاه‌شدگی کلی در البرز بر پایه مطالعات اخیر جی‌پی‌اس نیز این موضوع را تأیید می‌نماید (Vernant et al., 2004; Masson et al., 2006). بر این اساس میزان کلی کوتاه‌شدگی در عرض با پهنای حدود ۱۰۰ کیلومتری البرز حدود ۵ میلی‌متر در سال و همراه با تغییر شکل در حاشیه البرز حدود ۸ میلی‌متر در سال اندازه‌گیری شده است. این مقدار حدود ۴۰ درصد کوتاه‌شدگی بین ایران مرکزی و اوراسیا را شامل می‌شود. Vernant et al. (2004) پیشنهاد می‌نمایند که باقیمانده کوتاه‌شدگی در شمال البرز و در داخل حوضه دریای خزر (حدود ۶ میلی‌متر در سال) و در جنوب البرز احتمالاً در لبه‌های بلوک ایران مرکزی (حدود ۳ میلی‌متر در سال) روی می‌دهد. Vernant et al. (2004) همچنین میزان کوتاه‌شدگی در کپه‌داغ باختری و البرز خاوری را نیز در مجموع ۸ میلی‌متر و در کپه‌داغ خاوری-بینالود حدود ۶ میلی‌متر برآورد کرده‌اند. این کوتاه‌شدگی حدود ۵ میلی‌متر حرکت راستالغز بین کپه‌داغ خاوری و بلوک پایدار افغانستان ایجاد می‌نماید. تفسیر آنها از شیوه کوتاه‌شدگی در البرز، کوتاه‌شدگی همراه با مؤلفه امتدادلغز است که با ساختار زمین‌شناسی البرز و وجود گسل‌های راندگی و راستالغز همخوانی دارد. اما با توجه به پراکندگی شبکه جی‌پی‌اس در البرز، این داده‌ها تصویر روشنی از سازوکار گسل‌های منفرد به‌ویژه گسل‌های با مؤلفه کششی ارائه نمی‌نمایند. (Tavakoli (2007 با پردازش داده‌های جی‌پی‌اس در البرز خاوری (شکل ۲) و مقایسه آن با البرز مرکزی پیشنهاد می‌نماید که البرز خاوری حدود ۳/۵ میلی‌متر کوتاه‌شدگی دارد که در مقایسه با البرز مرکزی (حدود ۵ میلی‌متر) ۱/۵ میلی‌متر کمتر است. ایشان همچنین پیشنهاد می‌نمایند که حدود یک میلی‌متر از کوتاه‌شدگی در عرض سامانه گسل شاهرود و حدود ۳/۵ میلی‌متر در عرض بینالود جای می‌گیرد. توکلی همچنین حرکت راستالغز در البرز خاوری را حدود ۳/۵ میلی‌متر در سال، در راستای گسل شاهرود ۲/۵ میلی‌متر در سال و در بینالود حدود ۲ میلی‌متر در سال برآورد می‌نماید.

داده‌های زمین‌شناسی و سن‌یابی‌های اخیر بر روی رسوبات جوان در راستای گسل‌ها از سوی دیگر می‌تواند اطلاعات تکمیلی در زمینه نرخ جنبش گسل‌ها را فراهم نماید. Fattahi et al. (2006) با سن‌یابی مطلق رسوبات آبرفتی برخاسته به‌وسیله جنبش گسل سبزوار نرخ بالآآمدگی حدود ۰/۷ تا ۱ میلی‌متر در سال را در ۹ تا ۱۳ هزار سال اخیر برآورد می‌نماید. ایشان با فرض این که گسل سبزوار در ژرفا تا حدود ۶۰ درجه افزایش شیب می‌یابد، نرخ همگرایی در طول گسل سبزوار را حدود ۰/۴ تا ۰/۶ میلی‌متر در سال و میزان لغزش بر روی آن را ۰/۸ تا ۱/۲ میلی‌متر در سال برآورد نموده است.

Hollingsworth et al. (2006) با بررسی هندسه گسل شمال نیشابور و

سن‌یابی مطلق به روش لومینسانس نوری نرخ لغزش گسل را کمتر از ۱ میلی‌متر

پیرامون رودبار دیده می‌شوند. با وجود تلاقی دو روند البرز و تالش در این منطقه، زمین‌لرزه‌ها هر دو سازوکار راستالغز و راندگی را در جهت‌های مختلف نشان می‌دهند. سازوکار چپ‌گرد گسل درونه نیز به‌خوبی شناخته شده است. بر روی این گسل حداقل یک سازوکار راستالغز دیده می‌شود که می‌تواند ناشی از جنبش این گسل باشد. اما در نزدیکی آن تعدادی زمین‌لرزه با سازوکار راندگی نیز دیده می‌شود که با وجود گسل‌های راندگی پیرامون گسل درونه همخوانی دارد.

۶- شناسایی گسل‌های جنب

در بیان گسل‌های جنب تعاریف گوناگونی ارائه شده است ولی به‌طور کلی و ساده شده می‌توان گفت: اگر گسلی در طول عمر رژیم زمین‌ساختی معاصر و حاکم بر منطقه (در طی کوتاه‌ترن پسین و به‌ویژه عهد حاضر) فعالیت کرده باشد، آن را گسل جنب می‌نامند. گسل‌هایی که در این بازه زمانی جنبشی نداشته‌اند، گسل غیرجنب نامیده می‌شود و احتمال جابه‌جایی و جنبایی آنها در آینده، بسیار ضعیف می‌باشد. به باور (Allen (1975، گسله‌ای با نشان جنبایی در هولوسن (ده هزار سال گذشته)، باید جنب منظور شود. این در حالی است که (Nikonov (1995، گسترش این بازه را تا چهارصد هزار سال (تمام پلیستوسن پسین و بخش‌هایی از پلیستوسن میانی)، ضروری می‌داند. گسل‌های جنبی منطقه بر اساس ویژگی‌های تاریخی، لرزه‌شناسی و زمین‌ریخت‌شناسی شناسایی شده و به نقشه در آورده شده‌اند (Talebian et al., 2012) (شکل ۱). ویژگی‌های تاریخی شامل ثبت زمین‌لرزه‌های کهن، مشاهده گسیختگی‌های سطحی کهن، روانگرایی‌های قدیمی و... بر روی قطعه‌های گسلی است که نشان‌دهنده جنب بودن آن است. ثبت هرگونه جنبش لرزه‌ای (جنبش‌های خرد لرزه‌ای، زمین‌لرزه‌های با بزرگای کم و یا زمین‌لرزه‌های بزرگ) بر روی گسل‌ها، گویای جنب بودن آن قطعه‌های گسلی است. از مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌ریخت‌شناختی، جابه‌جایی یا برش در رسوبات جوان، ایجاد برخاستگی و یا اسکارپ مشخص و جابه‌جایی آبراهه‌ها را می‌توان نام برد. این ویژگی‌ها بر روی عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای قابل شناسایی اولیه‌اند و سپس در بازدیدهای صحرایی مورد تأیید قرار می‌گیرند.

۷- نرخ لغزش گسل‌ها

نرخ حرکت یا لغزش (Slip Rate) مهم‌ترین پارامتر یک گسل است که به‌طور مستقیم با توان لرزه‌زایی آن ارتباط دارد. برای تعیین نرخ لغزش از داده‌های گوناگون زمین‌شناسی و ژئودتیک استفاده می‌شود. در کشور ما این داده‌ها در سال‌های اخیر به‌طور محدود تولید شده است، از این رو برای درک درست رفتار یک گسل ضروری است ترکیبی از دانسته‌های زمین‌شناسی، لرزه‌شناسی و ژئودتیک استفاده شود. به‌طور کلی از دیدگاه ساختاری میزان کوتاه‌شدگی در البرز و کپه‌داغ بی‌ارتباط با نرخ حرکت گسل‌ها در سایر بخش‌های ایران و میزان کوتاه‌شدگی کلی فلات ایران نیست. دگر شکلی فلات ایران نتیجه همگرایی صفحه عربی و صفحه اوراسیا است که تقریباً تمامی تغییر شکل ناشی از آن در داخل مرزهای کشورمان روی می‌دهد. اگر چه راستای کوتاه‌شدگی به‌طور کلی مشخص و در راستای شمال - شمال خاوری است اما در میزان کوتاه‌شدگی و راستای دقیق‌تر آن اختلاف نظر وجود دارد. مدل قدیمی‌تر حرکت صفحات کوتاه‌شدگی پوسته حدود ۳۰ میلی‌متر در سال در ۵۰ درجه خاوری و حدود ۴۰ میلی‌متر در سال در عرض ۶۰ درجه خاوری را بر اساس بی‌هنجاری‌های مغناطیسی سه میلیون سال اخیر در اقیانوس هند پیشنهاد می‌نماید که به‌خاطر پیچیده بودن حرکات صفحات در این بخش و چگونگی ارتباط با صفحات آفریقا و سومالی از درجه اعتبار کمتری برخوردار است. از سوی دیگر، بررسی داده‌های ژئودتیک اخیر مقداری کمتر از این برآورد و فقط حدود ۲۶ میلی‌متر در سال در ۶۰ درجه خاوری و ۲۲ میلی‌متر در سال در ۵۰ درجه خاوری را نشان می‌دهد (Vernant et al., 2004).

به‌طور مشابه گشتاور تجمعی ناشی از حرکت بلوک‌های دو سوی گسل‌ها بر اساس تعریف بزرگای گشتاوری که به قرار زیر است محاسبه شد.

$$M_w = \mu \cdot S \cdot A$$

در این رابطه M_w بزرگای گشتاوری، μ ضریب صلبیت پوسته، S میزان لغزش بر روی سطح گسل و A سطح گسیختگی است. بدیهی است که پهنای سطح گسیختگی به وسیله ستبرای لایه لرزه‌زا محدود می‌شود از این رو محاسبات با فرض دو مقدار ستبرای ۱۰ و ۱۵ کیلومتر برای ستبرای لایه لرزه‌زا انجام شده است. در این محاسبات مقدار ضریب صلبیت پوسته معادل میانگین جهانی ($3 \times 10^{11} \text{ dyne cm}^{-2}$) فرض شده است.

۹- نتیجه گیری

شکل ۸ توزیع نسبی گشتاور لرزه ناشی از رویداد زمین‌لرزه‌های دستگاهی و تاریخی در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل دیده می‌شود، منطقه کپه‌داغ مرکزی بیشترین میزان انرژی آزاد شده در دهه‌های اخیر را نشان می‌دهد. با توجه به افزایش لگاریتمی انرژی آزاد شده نسبت به بزرگای زمین‌لرزه، به نظر می‌رسد که بخش قابل توجهی از این انرژی مربوط به زمین‌لرزه باغان-گرماب باشد. از سوی دیگر، منطقه باختر تهران و خاوری‌ترین بخش البرز (جاجرم و پیرامون آن) کمترین میزان انرژی را آزاد نموده‌اند. با توجه به وجود گسل‌های جنب‌با درازای بیش از ۱۰۰ کیلومتر در این منطقه (گسل‌های جاجرم و ...) به نظر می‌رسد عدم رویداد زمین‌لرزه بزرگ در دهه‌های اخیر در این منطقه ناشی از دوره بازگشت طولانی زمین‌لرزه‌ها باشد. شکل ۹ مقایسه مقادیر کمی گشتاور لرزه‌ای تجمعی (زمین‌شناسی و ژئودینامیک) و رها شده (زمین‌لرزه‌ها) برای زون‌های تعریف شده در جدول ۱ و شکل ۷ را نشان می‌دهد. گشتاور لرزه‌ای تجمعی بر اساس مجموع نرخ لغزش گسل‌ها در هر زون محاسبه شده است و نرخ لغزش هر گسل به نوبه خود با استفاده از هر دو داده‌های سن‌یابی و ژئودینامیک برآورد شده‌اند، از این رو در مجموع مقایسه قرار گرفته‌اند. همان‌گونه که از نمودار پیداست، زون A مقادیر انرژی آزاد شده ناشی از رویداد زمین‌لرزه‌ها بیش از مقدار انرژی تجمعی در آن است. این ناهماهنگی می‌تواند مربوط به رویداد خوشه‌ای زمین‌لرزه‌ها در دهه‌های اخیر در این منطقه باشد که برآورد غیرواقع‌بینانه‌ای از میانگین دراز مدت ارائه می‌دهد، و یا خطا در برآورد ستبرای لایه لرزه‌زا و نرخ لغزش گسل‌ها باشد. از سوی دیگر، بخش باختری کپه‌داغ (زون B) همخوانی خوبی را بین این داده‌ها نشان می‌دهد. این همخوانی این احتمال را که عدم تطابق در زون A ناشی از رویداد (و یا ثبت) غیر یکنواخت زمین‌لرزه‌ها در بازه زمانی باشد، تقویت می‌نماید. در سایر زون‌ها (C, D, E) نرخ تجمع گشتاور زمین‌شناسی و ژئودینامیک مقادیر اندکی بیشتر نسبت به گشتاور لرزه‌ای رها شده را نشان می‌دهد. این بدان معناست که احتمالاً بخشی از تغییر شکل در این مناطق به صورت غیرلرزه‌ای روی می‌دهد و یا این که ثبت رویداد زمین‌لرزه‌ها به صورت ناقص انجام گرفته است. نکته قابل توجه در همه زون‌ها بالا رفتن مقدار انرژی آزاد شده سالانه در صورت منظور نمودن زمین‌لرزه‌های تاریخی است. این مشاهده ناکافی بودن بازه زمانی ثبت دستگاهی رویداد زمین‌لرزه‌ها را تأیید می‌نماید. به عبارت دیگر در مناطق با دوره بازگشت طولانی زمین‌لرزه‌ها، همچون منطقه مورد مطالعه، مقادیر واقع‌بینانه از نرخ آزادسازی گشتاور لرزه‌ای تنها در صورت وجود داده‌های دراز مدت و کامل از رویداد زمین‌لرزه‌ها امکان‌پذیر است. از آنجا که ثبت زمین‌لرزه‌های تاریخی اغلب ناقص است، بنابراین پایین بودن گشتاور کاتالوگی نسبت به گشتاور زمین‌شناسی و ژئودینامیک کاملاً طبیعی است.

به‌طور خلاصه، مقایسه نرخ گشتاور لرزه‌ای از یک سو با زمین‌شناسی و ژئودینامیک از سوی دیگر تطابق قابل قبولی را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. بنابراین، اندازه‌گیری‌های زمین‌شناسی و ژئودینامیک می‌توانند ابزاری مفید برای محاسبه خطر زمین‌لرزه در این بخش از فلات ایران باشند.

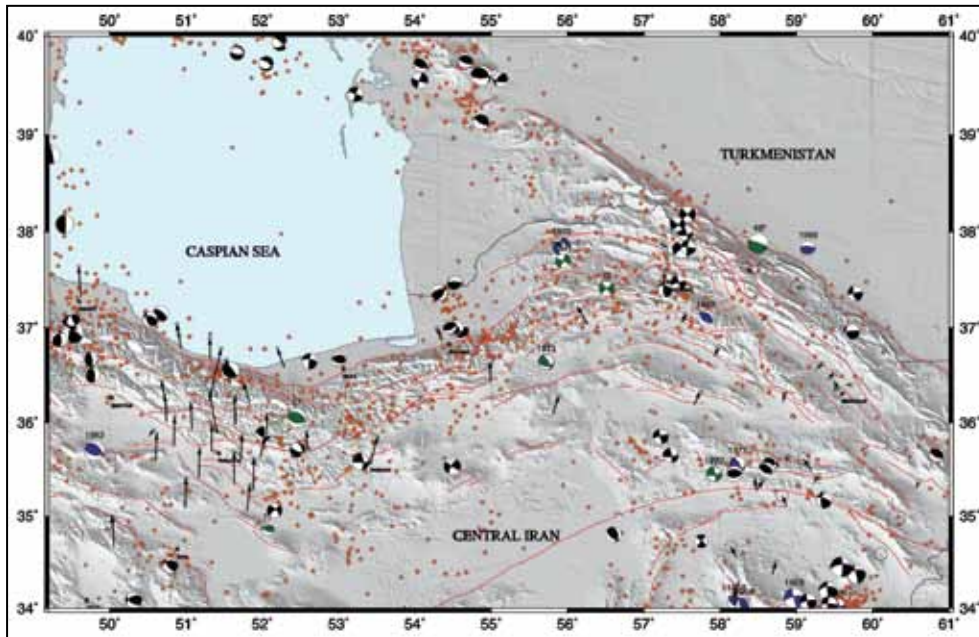
در سال برآورد می‌نماید (شکل ۳). او همچنین با بهره‌گیری از تلفیق نتایج سن‌یابی با مشاهدات میدانی و بررسی تصاویر ماهواره‌ای، مدلی مشابه مدل زاگرس (Talebian & Jackson, 2004) ارائه می‌نماید که در آن چرخش بلوک‌های کپه‌داغ مرکزی امکان کشش در راستای کمربند و حرکت راستالغز گسل عشق‌آباد را فراهم می‌نماید. او بر این اساس نرخ کلی حرکت گسل‌ها را در کپه‌داغ و البرز خاوری برآورد می‌نماید. وی همچنین با بررسی داده‌های موجود میزان کوتاه‌شدگی البرز و کپه‌داغ را در طول جغرافیایی ۵۴ درجه حدود ۹/۲ میلی‌متر در سال و در طول جغرافیایی ۵۶/۶ حدود ۷/۲ میلی‌متر در سال برآورد می‌نماید. (Tavakoli 2007) با بررسی داده‌های مختلف همچنین به این نتیجه رسید که حرکت راستالغز چپ‌گرد از البرز مرکزی به سوی البرز خاوری به تدریج کاهش می‌یابد و در بینالود به حرکت راستالغز راست‌گرد تبدیل می‌شود. ایشان همچنین حدود ۶/۵ میلی‌متر حرکت به سوی شمال باختری به موازات گسل عشق‌آباد برای کپه‌داغ باختری برآورد می‌نماید. (Shabanian et al., 2010). این نرخ حرکت را ۹ حدود میلی‌متر برآورد می‌نماید. (Fattahi et al. 2006) با اندازه‌گیری میزان جابه‌جایی آبراهه‌ها در راستای گسل درونه و تعیین سن آبرفت‌ها به روش لومینسانس نوری نرخ حرکت حدود ۲/۴ میلی‌متر در سال را برای این گسل برآورد می‌نماید (شکل ۴). (Shabanian et al. 2012) معتقد است که حرکت راستالغز کپه‌داغ مرکزی از دشت کشف‌رود گذشته و به رشته‌کوه‌های بینالود منتقل می‌شود. او مجموعه گسل‌های مشکان در شمال باختری نیشابور را محل انتقال این حرکت معرفی نموده و به کمک سن‌یابی مطلق نرخ حرکت گسل‌های این منطقه را تعیین می‌نماید. (Javidfakhr et al. 2011) با بررسی جابه‌جایی آبراهه‌ها در راستای گسل بسطام (ابر) و با به‌دست آوردن سن ۹۶ تا ۱۳۱ هزار سال برای رسوبات جابه‌جا شده نرخ حرکت ۳ تا ۴ میلی‌متر در سال را برای این گسل تعیین می‌نماید (شکل ۵). ایشان به روشی مشابه نرخ حرکت ۱ تا ۳ میلی‌متر در سال را برای گسل خبیج در انتهای خاوری سامانه گسل شاهرود برآورد می‌نماید. (Rizza et al. 2010) با سن‌یابی مطلق و همچنین مطالعات پارینه‌لرزه‌شناسی نرخ حرکت حدود ۲ تا ۲/۵ میلی‌متر را برای گسل آستانه به‌دست می‌آورد. متأسفانه با وجود اهمیت زیاد گسل بزرگ خزر، داده‌های سن‌یابی اندکی از آن در دست است. تنها نمونه سن‌یابی کربن ۱۴ مربوط به مطالعات باستان‌شناسی بر روی پادگانه‌های رودخانه‌ای در نزدیکی آمل است (Antoin et al., 2006) که بر این اساس کمیته نرخ جنبش گسله خزر ۲/۵ میلی‌متر در سال برآورد شده است (Nazari, 2006). در شکل ۶ خلاصه‌ای از برآورد‌های گوناگون کوتاه‌شدگی و حرکت راستالغز در شمال خاوری کشور آورده شده است. جدول ۲ نرخ لغزش گسل‌ها را نشان می‌دهد. موقعیت گسل‌ها در نقشه گسل‌های فعال شمال خاوری کشور (Talebian et al., 2012) آورده شده است.

۸- محاسبه نرخ تجمع و آزادسازی ممان لرزه‌ای

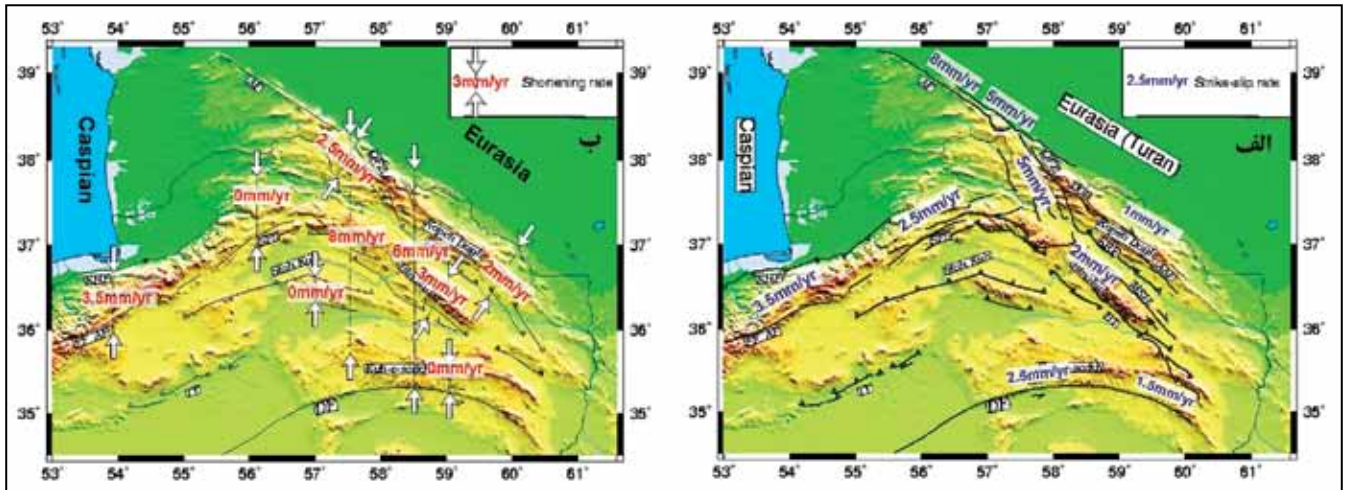
برای محاسبه نرخ آزادسازی ممان لرزه‌ای، با بهره‌گیری از روند گسل‌ها و پهنه‌های ساختاری منطقه مورد مطالعه به چند پهنه با ویژگی‌های کم‌ویش یکنواخت تقسیم شد (شکل ۷). روشن است که مرز پهنه‌های ساختاری را نمی‌توان به‌وسیله یک خط ساده تعیین نمود بنابراین این تقسیم‌بندی، تقریبی از واقعیت را بیان می‌نماید و صرفاً برای ساده‌سازی و فراهم‌شدن امکان محاسبات کمی به کار گرفته شده است. بر این اساس، منطقه مورد مطالعه به ۵ زون اصلی تقسیم شده است که هر کدام شامل چهار ضلعی‌های کوچک‌ترند (جدول ۱). سپس زمین‌لرزه‌های دستگاهی و تاریخی هر زون استخراج و با بهره‌گیری از روابط شناخته شده، بزرگای آنها به بزرگای گشتاوری تبدیل شد. این بزرگای بر اساس رابطه زیر قابل تبدیل به گشتاور لرزه‌ای است (Kanamori, 1977).

$$M_w = 2/3 \log_{10} M_0 - 10.73$$

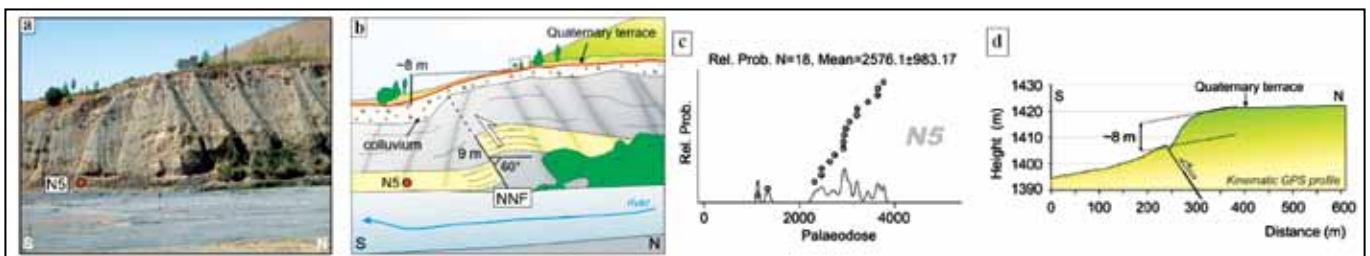
که در آن M_w بزرگای گشتاوری و M_0 گشتاور لرزه‌ای است.



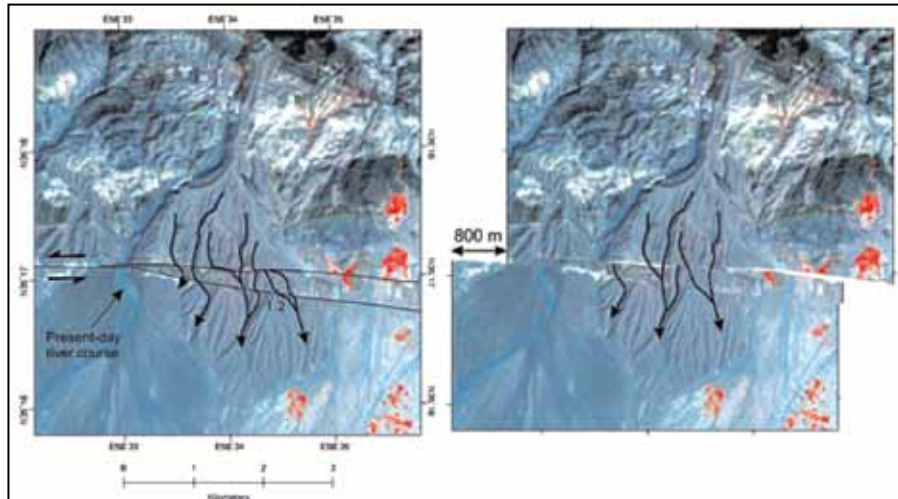
شکل ۱- گسل‌های اصلی لرزه‌زا و وضعیت لرزه‌خیزی منطقه. سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها برگرفته از دانشگاه هاروارد (به رنگ سیاه)، مدل‌سازی امواج (آبی) و یا بر اساس قطبیت امواج اولیه (سبز) است. بردارها سرعت حرکت ایستگاه‌های جی‌پی‌اس را نشان می‌دهد. رومرکز سایر زمین‌لرزه‌ها با نقاط نارنجی رنگ نشان داده شده است.



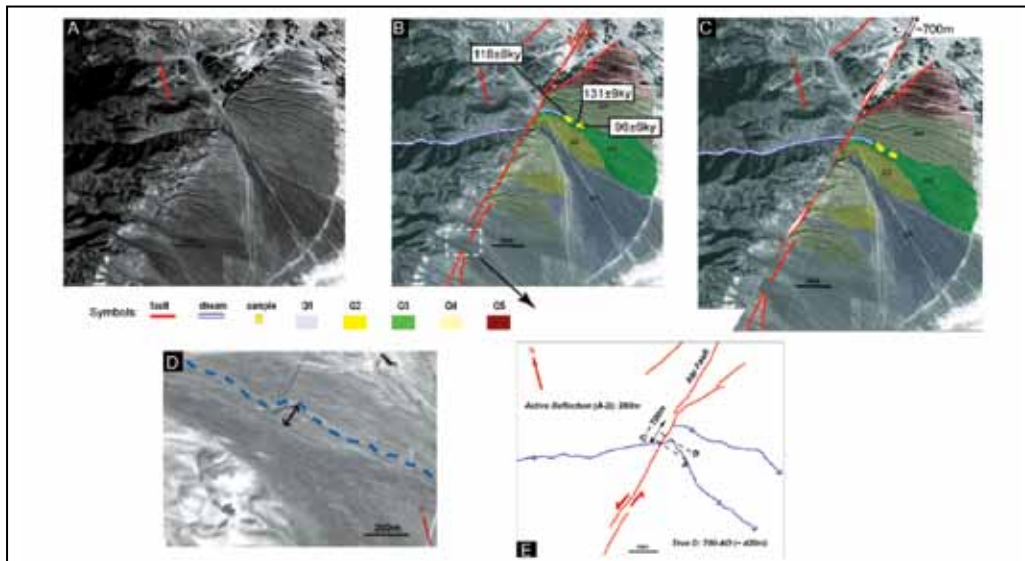
شکل ۲- الف) نرخ حرکت راست‌الغز و ب) کوتاه‌شدگی سالانه بر اساس داده‌های جی‌پی‌اس در البرز خاوری و کپه داغ (برگرفته از Tavakoli, 2007)



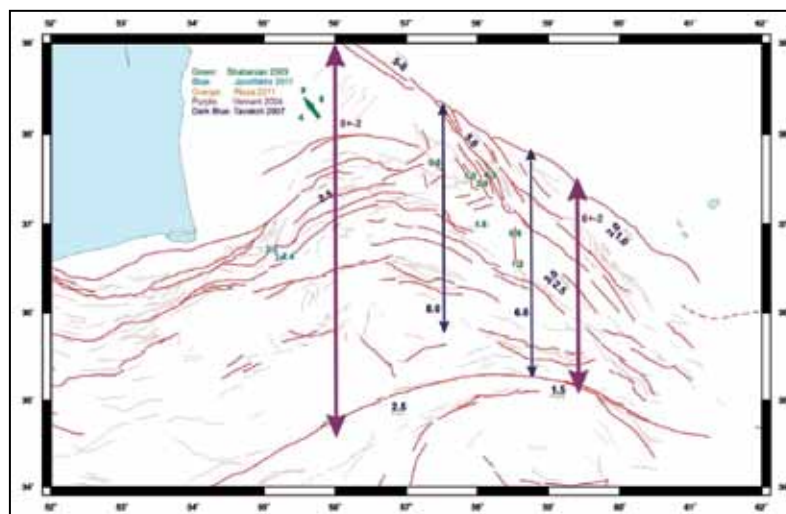
شکل ۳- مطالعات هندسه گسل و سن‌یابی بر روی گسل شمال نیشابور (Hollingsworth, 2006)



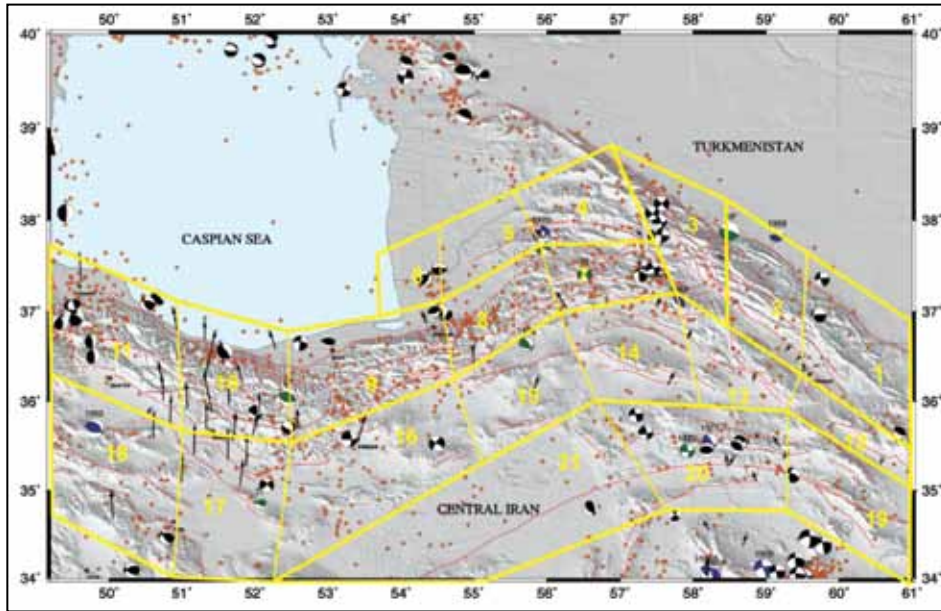
شکل ۴- جابه‌جایی چپ‌گرد آبراهه‌ها در راستای گسل درونه و سن‌یابی مطلق در راستای آن. مکان‌های نمونه‌گیری با شماره‌های ۱ و ۲ مشخص شده‌اند (برگرفته از Fattahi et al., 2006).



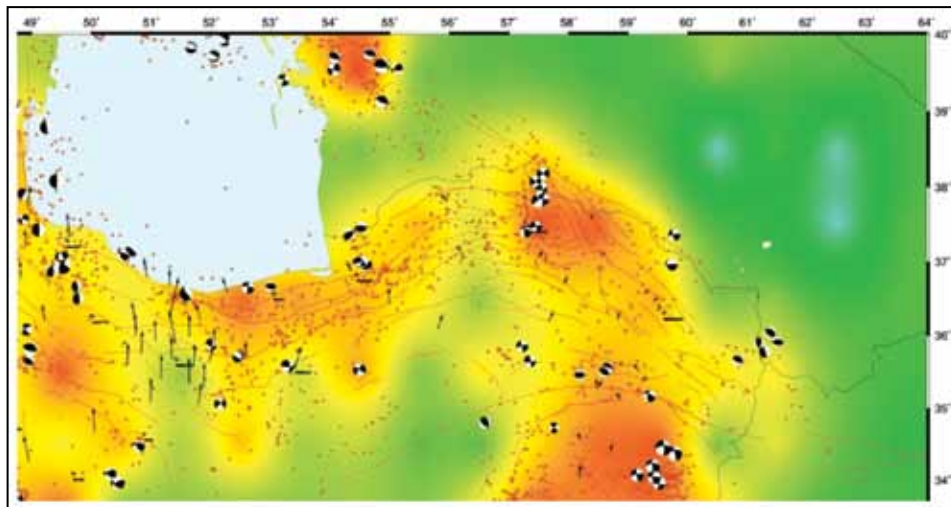
شکل ۵- سن‌یابی مطلق آبرفت‌های جابه‌جا شده در راستای گسل بسطام (ابر) به منظور تعیین نرخ جنبش این گسل (برگرفته از Javidfakhr et al., 2011).



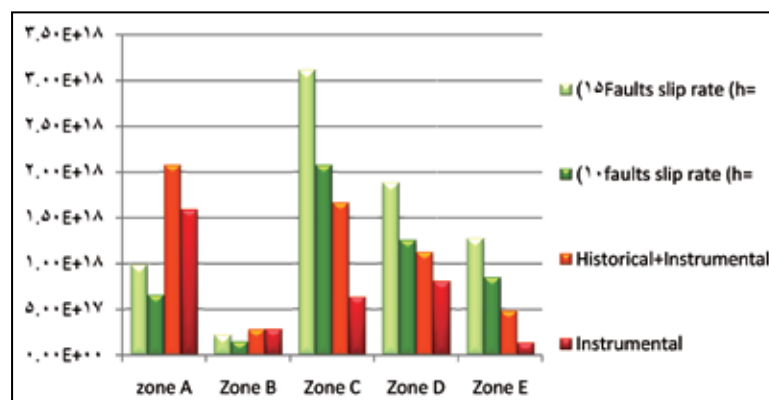
شکل ۶- خلاصه‌ای از برآورد های مختلف نرخ کوتاه‌شدگی و حرکت امتداد لغز در البرز خاوری و کپه داغ



شکل ۷- زون‌های ساختاری تعریف شده جهت مقایسه ممان لرزه‌ای و زمین‌شناسی



شکل ۸- گشتاور لرزه‌ای آزاد شده ناشی از رویداد زمین‌لرزه‌های دستگاهی و تاریخی. ساز و کار زمین‌لرزه‌ها مشابه شکل ۱ است. بردارها مقادیر نسبی سرعت ایستگاه‌های جی پی اس را نشان می‌دهد.



شکل ۹- مقایسه ممان لرزه‌ای آزاد شده ناشی از زمین‌لرزه‌های دستگاهی و تاریخی با ممان لرزه‌ای تجمعی با فرض ستبرای لایه لرزه‌ای ۱۰ و ۱۵ کیلومتر

جدول ۱- زون‌های تعریف شده برای مقایسه گشتاور تجمعی و رها شده

شماره زون	شماره چهار ضلعی‌ها	موقعیت جغرافیایی
A	۱ تا ۳	کپه داغ خاوری
B	۴ تا ۶	کپه داغ باختری
C	۷ تا ۱۱	البرز خاوری و مرکزی
D	۱۲ تا ۱۸	بینالود و دامنه‌های جنوبی البرز
E	۱۹ تا ۲۱	درونه و کویر بزرگ

جدول ۲- ویژگی‌ها و نرخ لغزش برآوردی گسل‌ها

Source No.	Source name	Length (km) (Max. segment lengths in brackets)	Dip/Dip Direction	Mechanism	Horizontal Slip Rate (mm/y)	Slip on fault (mm/y)
1	Khazar	550	35 S	T	2.5	3.05
2	N. Alborz	350	50S	T	1	1.5
3	Kashachal	190	80N	LL	1	1
4	Kandovan	85	50N	LL	1	1
5	Taleqan	90	55S	N		1.3
6	C. Mosha	50	70N	LL	2.3	2.3
7	Abyek	95 (45)	45N	T	1	1.4
8	N.Tehran	125	45N	T	0.7 - 1.0	1.4
9	Mosha	70	70N	LL	2.3	2.3
10	Firuzkuh	45	70S	LL		2.3
11	Chashm	35	70N	LL/T		2.3
12	Astaneh	60	90	LL	2.3	2.3
13	Shahrud	100(70)	45N	LL/T	1.3-2.3	3.2
14	Bastam	110	45N	LL/T	1.0-4.0	1.4
15	Maraveh tappeh	250	45N	T	1	1.4
16	Takal kuh	125	45N	T	1.5	2.1
17	Kurkhud	135	70N	LL/T	.75	1
18	Shoqa	150	70N	LL/T	1	1.5
19	Jajarm	120	80N	LL/T	.75	1
20	Eshkabad	230	80S	LL	5.0-8.0	5
21	C. Eshkabad	80	70S	T/LL	2	5
22	N.Kopehdagh	315	45S	T	1	1.4
23	Baghan-Garmab	155(75)	~90	RL	4	4
24	Shirvan	90(40)	~90	RL	2	2
25	Naveh	90(25)	~90	RL	1	1
26	Gareh Dagh- Khademan	130(45)	~90	RL	1.3	1.3
27	Kashafrud	165(120)	80NE	RL/T	1	1
28	Amrudak	150(115)	~90	RL	1.4	1.4
29	Na'tu	150(50)	45S	T	1	1.4
30	Eshtehard	190(60)	50N	T	1	1.5
31	Kushk Nosrat	250	45N	T	1	1.4
32	Indes	145	45N	T	1	1.4
33	Qom	140(60)	45S	T/RL	1	1.4
34	Robotkarim-Siahkuh	180(110)	60N	T/RL	1	1.5
35	kahrizak-Garmasar	190(100)	45N	T	1	1.4

Source No.	Source name	Length (km) (Max. segment lengths in brackets)	Dip/Dip Direction	Mechanism	Horizontal Slip Rate (mm/y)	Slip on fault (mm/y)
36	N.Semnan- Atari	90(30)	80N	LL/T	1	1
37	Torud	50	80N	LL	0.5	0.5
38	Dochah	65	~90	LL	0.5	0.5
39	Mayamey	175	75-85S	LL	2.5	2.5
40	N-Sabzevar	130	45N	T	2.5	3.5
41	Samghan	130	~90	LL/T	0.5	0.5
42	Rivand	150	45N	T	0.5	0.7
43	Esfarayan	125	45N	T	0.6	0.8
44	Neyshabour	90	45NE	T	1.5	2.1
45	Tous	65	80N	RL	1	1
46	Torbat-Fariman	130(55)	60N	T/RL	1	1.5
47	Doruneh	700	80-90 N	LL	1.5-2.5	2.5
48	Kuh-e-Gharibeh	65	45NE	T	0.5	0.7
49	Kadkan-Gobi	100(50)	45S	T	1	1.4
50	Sibak	150(70)	45SW	T	1	1.4
51	Robat	250(80)	80NW	LL	0.5	0.5
52	Ferdows	100	45NE	T	3	3
53	Dasht-e-bayaz	110	~90	LL	2.5	2.5

References

- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics* v.21, p.1-33.
- Allen, C. R., 1975- Geological criteria for evaluating seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, 1041–1057.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M., Qorashi, M., 2003 - Accomodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology* 25, 659-672.
- Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1982- A History of Persian earthquakes. Cambridge University Press, Cambridge.
- Antoine, P., Bahain, J.-J., Berillon, G., Asgari Khaneghah, A., 2006- Tuf calcaire et séquence alluviale en contexte tectonique actif: la formation de Baliran (province du Mazandaran, Iran). *Quaternaire* 17 (4), 321e331.
- Anto'n, S.C., Swisher III, C.C., 2004. Early dispersals of Homo from Africa. *Annu. Rev. Anthropol.* 33, 271e296.
- Berberian, M., 1976- An explanatory note on the first seismotectonic map of Iran; A seismotectonic review of the country. In: *Contribution to the seismotectonics of Iran (Part II)*, Geological Survey of Iran, Report No. 39. p.7-142.
- Berberian, M., 1981-Active Faulting and Tectonics of Iran, In: *Zagros, Hindu-Kush, Himalayas Geodynamic Evolution*, Gupta, H. K. and Delany, F. M. (eds), *Geodyn. Ser. Am. Geophys. Union.* 3, 33-69.
- Berberian, M., 1995- Natural Hazards and the First Earthquake Catalogue of Iran, vol. 1, Historical Hazards in Iran Prior to 1900, A UNESCO/ IIEES Publication during U N/IDND International Institute of Earthquake Engineering and Seismology Tehran, 603 + 66 pp.
- Fattahi, M., Walker, R., Hollingsworth, J., Bahroudi, A., Nazari, H., Talebian, M., Armitage, S. and Stokes, S., 2006- Holocene slip rate on the Sabzevar thrust fault, NE Iran, determined using optically stimulated luminescence (OSL): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 245, p. 673–684, doi: 10.1016/j.epsl.2006.03.027.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M.R. & Bolourchi, M.J., 2006- Strike-slip faulting, rotation and along-strike elongation in the Kopeh Dagh Mountains, NE Iran, *Geophys. J. Int.*, 166, 1161-1177. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02983.x.
- Jackson, J. & McKenzie, D., 1984- Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 77, 185–264.

- Jackson, J. A., Priestley, K., Allen, M. B., Berberian, M., 2002- Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International*, v.148, p.214-245.
- Javidfakhr, B., Bellier, O., Shabaniana, E., Siamea, L., Léannia, L., Bourlès, D., Ahmadianb, S., 2011- Fault kinematics and active tectonics at the southeastern boundary of the eastern Alborz (Abr and Khij fault zones): Geodynamic implications for NNE Iran, *J. Geodynamics*, 52, 290–303.
- Kanamori, H., 1977- “The energy release in great earthquakes”. *J. Geophys. Res.* 82 (20): 2981–2876.
- Lyberis, N., Manby, G., Poli, J.T., Kalougin, V., Yousouphocae, H., Ashorov, T., 1998- Post-Triassic evolution of the southern margin of the Turan plate. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planets/ Earth & Planetary Science* 326, 137-143.
- Lyberis, N. and Manby, G., 1999- Oblique to orthogonal convergence across the Turan Block in the Post-Miocene, *AAPG Bull.*, 83, 1135 – 1160.
- Lyberis, N., Yu“ru“ r, T., Chorowicz, J., Kasapoglu, E. & Gu“ndogdu, N., 1992- The East Anatolian Fault: An oblique collisional belt, *Tectonophysics*, 204, 1 – 15.
- Maggi, A., Jackson, J. A., Priestley, K. & Baker, C., 2000- A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and northern India: Do earthquakes really occur in the continental mantle?, *Geophys. J. Int.*, 143, 629 – 661.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chéry, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H., Vernant, P., 2006- Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 180–188.
- Nazari, H., 2006- Analyse de la tectonique recente et active dans l’Alborz Central et la region de Teheran: Approche morphotectonique et paleoseismologique. *Science de la terre et de l’eau. Montpellier, Montpellier II*: 247.
- Nikonov, A. A., 1995- Active faults: Definition and identification problems, *Research on Active Faults*, 4. Beijing: Seismol. Press, P. 140-152.
- Rizza, M., 2010- Analyses des vitesses et des déplacements co-sismiques sur des failles décrochantes en Mongolie et en Iran. Apport de la morphotectonique et de la paléosismologie. Ph.D. Thesis, Faculté des Sciences et techniques du Languedoc l’Université Montpellier II (France), 378 p.
- Stöcklin, J., 1974- Northern Iran: Alborz mountains. In: Spencer, A. (Ed.), *Mesozoic–Cenozoic orogenic belts: data for orogenic studies*. Geological Society Special Publication 4, pp. 213–234.
- Shabanian, E., Siame, L., Bellier, O., Benedetti, L., Abbassi, M.R., 2009- Quaternary slip rates along the northeastern boundary of the Arabia–Eurasia collision zone (Koppeh Dagh Mountains, Northeast Iran), 178, Issue 2, Pages 593–1182.
- Shabanian, E., Bellier, O., Siame, L., Abbassi, M. R., Bourlès, D., Braucher, R., Farbod, Y., 2012- The Binalud Mountains: A key piece for the geodynamic puzzle of NE Iran, *Tectonics*, Volume 31, Issue 6, December 2012.
- Sengor, A. M. C., 1989- The Tethyside orogenic system: An introduction. *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*, Kluwer, 1-22.
- Tatar, M., 2001- Etude Seismotectonique de deux Zones de collision continentale : Le Zagros Central et l’Alborz (Iran), These Ph.D, Joseph Fourier.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D. and Bergman, E., 2007- The 28 May 2004 Baladeh Earthquake (Mw 6.2) in the Alborz, Iran: Overthrusting the South Caspian Basin margin, Partitioning of the Oblique Convergence, and Seismic Hazard of Tehran”, *Geophys. J. Int.*, 170, 249-261.
- Tavakoli, F., 2007- Present-day kinematics of the Zagros and east of Iran faults, PhD thesis, University of Joseph Fourier, Grenoble.
- Talebian, M. & Jackson, J., 2004- A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran, *Geophys. J. Int.*, 156, 506–526 doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02092.x.
- Talebian, M., Nazari, H. & Ghorashi, M., 2012- Active fault map of North-East Iran. Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtari, A., Bayer, R., Tavakoli, F., Chéry, J., 2004- Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.*, 157, 381–398.