

بررسی ریخت‌زمین‌ساخت و لرزه‌زمین‌ساخت پهنه گسلی راور، جنوب ایران مرکزی

امیر شیعی بافتی* و مجید شاه پسندزاده^۲

گروه تکنونیک، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زرنند کرمان، کرمان، ایران
گروه ژئوفیزیک، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی کرمان، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۲/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۹/۲۰

چکیده

با توجه به توانایی ایجاد زمین‌لرزه‌هایی بزرگ توسط گسل‌های راست‌الغز درون قاره‌ای که از عناصر مهم دگرشکلی مناطق فعال قاره‌ها نیز به‌شمار می‌آیند، تعیین هندسه و کینماتیک این گسل‌ها به همراه شناسایی قطعات فعال و نحوه تکامل ساختاری و زمین‌ساختی آنها در طول زمان امری ضروری به نظر می‌رسد. پهنه گسلی مورب لغز راست‌بر راور با طولی حدود ۱۳۷ کیلومتر در نزدیکی شهر راور و در شمال کرمان قرار دارد. در بخش‌های شمالی ناحیه مورد مطالعه، این پهنه گسلی به موازات سامانه گسلی لکرکوه قرار دارد، اما در بخش‌های جنوبی با سامانه‌های گسلی لکرکوه و کوهبنان به صورت همگرا در می‌آید. بالا‌راندگی بلوک خاوری پهنه گسل راور و راندگی به سمت خاور سامانه گسلی لکرکوه الگوی ساختاری گل‌وار مثبتی را در این ناحیه ایجاد کرده است. جنبش پهنه گسلی راور باعث انحراف و جابه‌جایی تجمعی راست‌بر آبراهه‌ها به میزان ۹۷۰-۹۴۰ متر دست‌کم از اوایل پلیستوسن در بخش شمالی این پهنه گسلی شده است. با توجه به کمینه نرخ لغزشی افقی حدود ۰/۵۴ میلی‌متر در سال برای پهنه گسلی راور، بیشینه دوره بازگشت زلزله‌هایی با بزرگای $M_w \sim 6.7$ حدود ۱۴۰۰ سال خواهد بود. در بخش میانی پهنه گسلی راور، گسل‌های فرعی ریدل R_1 و R_2 به خوبی توسعه یافته و گسل سبب انحراف راست‌بر رودخانه اسماعیل‌آباد به میزان ۱۶ متر شده است. با فرض رویداد زلزله‌های شاخص بر روی این پهنه گسلی، بیشینه مقدار لغزش در هر رویداد ~ 0.75 متر است که با کمینه جابه‌جایی آبراهه‌های امروزی همخوانی دارد. مقدار جابه‌جایی راست‌الغز راست‌بر پهنه گسلی راور به سمت جنوب کاهش یافته و برعکس میزان مؤلفه جا به‌جایی قائم آن افزایش می‌یابد، به طوری که نهشته‌های آبرفتی پلیستوسن- هولوسن اختلاف ارتفاعی حدود ۱۰ متر را در طرفین بخش جنوبی این پهنه گسلی نشان می‌دهند. با توجه به روند پهنه مه‌لرزه‌ای زلزله ۱۹۱۱/۴/۱۸ اور ($M \sim 5.8$ و $I_o \sim VIII$) و توازی روند گسیختگی سطحی هم‌لرزه‌ای آن ($N13W$) با بخش جنوبی پهنه گسلی راور، این گسل می‌تواند مسبب رویداد زلزله ۱۹۱۱ بوده باشد. افزون بر این، گسل‌های فعال رانده-مقاطع دهو، دهنان، چترود، پاسیب و داربیدخون نیز دوره بازگشت زلزله‌ها و بزرگای آنها را در ناحیه مورد مطالعه کنترل می‌کنند.

کلید واژه‌ها: گسل راست‌الغز، قطعه‌بندی گسل، گسلش فعال، ریخت‌زمین‌ساخت، پهنه گسلی راور، ایران مرکزی

*نویسنده مسئول: امیر شیعی بافتی

۱- مقدمه

راور اطلاعات کمتری نسبت به سامانه گسلی کوهبنان، نایند و لکرکوه وجود دارد، به طوری که زلزله‌های ثبت شده ۱۸۵۴ ($M \sim 6.4$ و $I_o \sim VIII$) و ۱۹۱۱/۴/۱۸ ($M \sim 5.8$ و $I_o \sim VIII$) بر روی پهنه گسلی راور قرار ندارند. با توجه به شدت زلزله ۱۸۵۴ هورجند-چترود در نقاط مختلف، گسل مسبب این زلزله می‌تواند راندگی دهو با روند SE-NW باشد. سامانه گسلی لکرکوه یا راندگی مقاطع میان رود به‌عنوان مسبب زلزله ۱۹۱۱ راور که موجب ویرانی روستای مکی (موکی)، آبدرجان و لکرکوه در خاور راور شد، معرفی شده‌اند (Ambraseys & Melville, 1982 و Berberian, 2005). رومرکز زلزله ۱۹۸۴ هور با سازوکار کانونی راندگی در راستای گسل رانده داربیدخون با روند SW و NE و شیب به شمال باختر قرار دارد (Berberian, 2005). بنابر این، افزون بر گسل‌های بنیادی کوهبنان و لکرکوه، گسل‌های رانده مقاطع با این گسل‌ها نیز دوره بازگشت زلزله‌ها و بزرگای آنها را در ناحیه مورد مطالعه کنترل می‌کنند.

تحلیل ساختاری گسل‌های راست‌الغز درون قاره‌ای و شناسایی قطعات به همراه شیوه اتصال آنها و همچنین گسل‌های مقاطع با آنها می‌تواند سبب درک نحوه فعالیت و سازوکار آنها در گذشته و در نتیجه برآورد نحوه جنبش و رفتار این گسل‌ها در آینده شود. افزون بر این، با مطالعه زمین‌ریخت‌شناسی پهنه‌های گسلی فعال همچون پهنه گسلی راور می‌توان اطلاعات ارزشمندی درباره نحوه تکامل این گسل‌ها در یک دوره زمانی طولانی به‌دست آورد (Walker & Jackson, 2002 و Allen, 2002). از نمونه این مطالعات می‌توان به کارهای (Walker & Jackson, 2002) و (Walker, 2003) اشاره کرد. این مطالعات ما را در ارزیابی و برآورد خطر زمین‌لرزه در ناحیه شمال کرمان راهنمایی می‌کند.

گسل‌های راست‌الغز درون قاره‌ای در بسیاری از مناطق فعال قاره‌ای گزارش شده‌اند و به عنوان عناصر ساختاری مهمی در دگرشکلی قاره‌ها مطرح هستند (Berberian, 1999 و Jackson & McKenzie, 1984). این گسل‌ها می‌توانند تا صدها کیلومتر طول داشته و جابه‌جایی‌هایی تا چندین کیلومتر را ایجاد کنند. گسل‌های راست‌الغز درون قاره‌ای بیشتر در پاسخ به تغییر مرز صفحه‌ها و تکامل آنها شکل می‌گیرند. ایجاد سامانه‌های گسلی راست‌الغز سازوکاری معمول برای کمک به حرکت صفحه‌های سنگ کره قاره‌ای است (Spotial & Anderson, 2004 و Molnar, 1998). این گسل‌ها ممکن است با یکدیگر ارتباط فضایی، دینامیکی و سینماتیکی داشته باشند که از نظر مکانیک گسیختگی‌ها اهمیت دارد (Magisttale & Day, 1999 و Jackson & McKenzie, 1994). گسل‌های راست‌الغز درون قاره‌ای توانایی ایجاد زمین‌لرزه‌هایی بزرگ، مانند زلزله‌های ۲۰۰۱ Kanlone ($MW=7.8$) و ۲۰۰۲ Denalli آلاسکا ($MW=7.9$) را دارند (Berberian et al., 2001 و Walker et al., 2004 و Lin, 2002; Eberhart-Phillips et al., 2003). جنبش یک گسل راست‌الغز درون قاره‌ای حتی پس از دانستن سازوکار آن در رویدادهای لرزه‌ای گذشته، به هنگام رخداد زلزله‌های آتی بسیار مشکل است (Sieh et al., 1993). پهنه گسلی راور به عنوان یک گسل راست‌الغز درون قاره‌ای در جنوب خاور پهنه ایران مرکزی (شمال کرمان) قرار دارد. این گسل با راستای کلی NNW-SSE و درازایی حدود ۱۳۷ کیلومتر در مجاورت شهر راور قرار دارد. فعالیت‌های لرزه‌ای تاریخی و دستگاهی زیادی در پهنه‌های گسلی ناحیه شمال کرمان گزارش شده است (Ambraseys & Melville, 1982; Berberian & Yeats, 1999; Berberian, 1995) و (Berberian, 1979)؛ به هر حال در مورد زلزله‌های ایجاد شده در پیرامون پهنه گسلی

۲- زمین‌ساخت جنبای ایران مرکزی

مهم‌ترین سیمای توپوگرافی ایران مرکزی، فلات ایران مرکزی است که با بلندی ۱ تا ۲ کیلومتر از سمت باختر به ارتفاعات آنااتولی و از خاور به فلات پامیر منتهی می‌شود. تشکیل فلات ایران مرکزی به احتمال زیاد به دلیل دگرشکلی‌ها و سبتر شدگی‌های پوسته در ۵ تا ۱۲ میلیون سال گذشته است. چین‌خوردگی نهشته‌های دریایی جوان‌تر از ۱۲ میلیون سال نشان‌دهنده دگرشکلی فلات ایران از میوسن تا به امروز است. این شواهد مقدار کمی از دگرشکلی فلات ایران را پیش از ۵ میلیون سال گذشته نشان می‌دهد (Allen et al., 2002).

زمین‌ساخت امروزی فلات ایران متأثر از حرکات همگرایی صفحات اوراسیا-عربی است که با رویدادهای لرزه‌ای و کوتاه‌شدگی‌های غیرلرزه‌ای در ایران مرکزی مستهلک می‌شود. بر اساس مطالعات GPS، میزان این همگرایی در طول جغرافیایی 60° به میزان 26 ± 10 میلی‌متر در سال است (شکل ۱). بخش بیشتر واتنش ناشی از همگرایی صفحات عربی-اوراسیا (حدود ۸۵٪) به صورت دگرشکلی غیرلرزه‌ای و بقیه آن به صورت فعالیت‌های لرزه‌ای آزاد می‌شود (Jackson et al., 1995). مقادیر دگرشکلی‌های لرزه‌ای در زاگرس ۱۵٪، کپه داغ ۴۰٪، شمال-شمال باختر ایران حدود ۵۰٪، مکران ۱۰٪ و در ایران مرکزی کمتر از ۱۰٪ و در شمال-شمال باختر ایران حدود ۵۰٪ از کل واتنش ایجاد شده است. (Nilforoushan et al., 2003 و Vernant et al., 2004). نبود پراکندگی یکسان واتنش در فلات ایران باعث تفاوت در میزان نرخ کوتاه‌شدگی و شدت فعالیت‌های لرزه‌ای در نقاط مختلف می‌شود، به طوری که در پهنه فرورانش مکران میزان کوتاه‌شدگی پوسته ۱۹/۵ میلی‌متر در سال، کپه داغ ۶/۵ میلی‌متر در سال، زاگرس ۶/۵ و در البرز ۸ میلی‌متر در سال است (Vernant et al., 2004 و Nilforoushan et al., 2003). میزان سبترشدگی در ایران مرکزی کمتر از ۲ میلی‌متر در سال است که با آزاد شدن واتنش به صورت فعالیت‌های لرزه‌ای همراه با گسلسطحی در این منطقه مشخص می‌شود (Walker et al., 2006 و Talebian et al., 2003).

مرکز و خاور ایران مرکزی ترکیبی از بلوک‌های زمین‌ساختی لوت، طبرس، کلرد و یزد است که توسط گسل‌های راستالغز قاره‌ای ناینبد، چاپدون، کوهبنان و دهشیر از یکدیگر تفکیک می‌شوند (شکل ۲). نبود مقدار زیاد دگرشکلی غیرلرزه‌ای در ایران مرکزی و واتنش کوتاه‌شونده‌ای که موجب بروز فعالیت‌های لرزه‌ای و فرایش در زاگرس نشود، باعث برش راستالغز راستگردی بر روی گسل‌هایی با روند عمومی N-S بین بلوک‌ها و زیر بلوک‌های ایران مرکزی می‌شود (Vernant et al., 2004 و Nilforoushan et al., 2003). تفاوت میزان حرکت راستالغز بین گسل‌های ایران مرکزی می‌تواند سبب چرخش این بلوک‌ها همچون بلوک لوت در جهت پادساعتگرد همراه با حرکت انتقالی آنها به سمت شمال خاور شود. بر اساس مطالعات انجام شده (Kagan, 1999 و Kreemer et al., 2003)، بین نرخ واتنش زمین‌پیمایی (Geodetic) و تعداد نسبی رخداد زلزله‌ها در یک ناحیه، بویژه در مناطق فعال قاره‌ای و فرورانش، ارتباط مستقیم وجود دارد. در ایران نیز این نوع واتنش زمین‌پیمایی با تعداد زلزله‌ها در ارتباط مستقیم است، در حالی که تعداد رخدادها در مکان‌های مختلف ایران متفاوت است (Masson et al., 2005). ایران مرکزی از نظر تعداد زلزله‌ها جزو مناطق با فعالیت بالا به حساب نمی‌آید، اما از لحاظ انرژی لرزه‌ای (Seismic energy) جزو مناطق به‌نسبت فعال است. نرخ لرزه‌خیزی در ایران مرکزی نسبت به واتنش زمین‌پیمایی پایین‌تر از حد انتظار است، به طوری که نرخ واتنش برای این بخش از ایران زمین بین ۳ تا ۲۳ میلی‌متر در سال متغیر بوده، اما میانگین تعداد زلزله‌ها در 100 km^2 به عدد ۳ می‌رسد (Masson et al., 2005). نرخ پایین لرزه‌خیزی در ایران مرکزی بیانگر این است که واتنش‌های ذخیره شده کمتر

از ۱۰٪ واتنش است که از همگرایی صفحات ایران-اوراسیا حاصل شده است. راستا و مقدار بردارهای سرعت GPS در بخش‌های مختلف ایران مرکزی، بیشترین کوتاه‌شدگی‌ها را در جنوب ایران مرکزی و منطقه شمال کرمان نشان می‌دهد (شکل ۱). این فرایند با فراوانی رویدادهای لرزه‌ای و دگرشکلی‌های نوزمین‌ساختی در این منطقه همراه است (شفیعی بافتی، ۱۳۸۵).

۳- زمین‌شناسی ساختاری

رشته کوه‌های لکرکوه با روند N-S و زرنده-کوهبنان با روند NW-SE به ترتیب توسط گسل‌های لکرکوه-راور و کوهبنان محدود شده‌اند (شکل ۲)؛ دشت راور بین این دو رشته کوه واقع شده است. در شمال خاور رشته کوه لکرکوه، راندگی‌های پی در پی بین واحدهای سنگی ژوراسیک و کرتاسه و همچنین رانده شدن این واحدها بر روی کنگلومرای کرمان (کرتاسه بالایی-پالئوسن)، شاهدهی بر فعالیت‌های زمین‌ساختی از پالئوژن تا به امروز است. سامانه گسلی راستالغز راست‌بر لکرکوه با طولی حدود ۱۶۰ کیلومتر و روند چیره N-S با موقعیت میانگین هندسی ۱۸SW و ۲NW به موازات سامانه گسلی ناینبد و در فاصله‌ای حدود ۳۶ کیلومتری باختر آن قرار دارد. این گسل به شکل Z آشکارا در تصاویر ماهواره‌ای قابل شناسایی است (شکل ۲). این سامانه گسلی در شمال باختر به گسل مورب لغز راست‌بر راور و در جنوب خاور به سامانه گسلی راستالغز راست‌بر ناینبد متصل می‌شود. با توجه به برونزد پوسته واحدهای سنگی سازند تبخیری راور (پروتروزوییک بالایی) متشکل از سنگ گچ، سنگ‌نمک، سنگ‌ماسه و سنگ‌آهک در پهنه گسلی لکرکوه، می‌توان به ژرفای زیاد گسلسطحی پی برد.

افزون بر این، قرارگیری واحدهای سنگی پالئوزوییک در مجاورت نهشته‌های پلئستوسن-هولوسن، نمایانگر عملکرد امروزی این گسل به صورت راستالغز راست‌بر با مؤلفه معکوس است. گسل رانده-مقاطع میان‌رود به عنوان شاخه‌ای از سامانه گسلی لکرکوه با طولی حدود ۲۰ کیلومتر و روند WNW-ESE مرز بین واحدهای سنگی ژوراسیک در جنوب و کرتاسه در شمال را تشکیل می‌دهد. مطالعات میدانی بیانگر چین‌خوردگی‌های شدید با اثر محوری چیره NW-SE در بخش جنوبی گسل میان‌رود و راندگی رو به جنوب باختر این گسل است.

در بخش جنوبی سامانه گسلی لکرکوه جنوبی رشته کوه لکرکوه، گسل‌های مورب لغز رانده-معکوس دهو، پاسیب، چترود، دهنان و داربیدخون با روند چیره NW-SE تا E-W مرز بین واحدهای سنگی پالئوزوییک و توالی رسوبی جوان‌تر را تشکیل می‌دهند (شکل ۳). گسل رانده دهو با موقعیت میانگین هندسی ۱۷SW، ۳۷W و طولی حدود ۳۲ کیلومتر از حوالی روستای حسین‌آباد تا جنوب خاوری روستای هورجند گسترش دارد. با توجه به جنس واحدهای سنگی برونزد یافته در پهنه گسلی دهو، می‌توان آن را به سه قطعه گسلی شمال باختر، میانی و جنوب خاور تقسیم کرد. قطعه شمالی این گسل مرز جداکننده واحدهای سنگ‌آهک (سنگ‌آهک اسپهک) و سنگ دولومیت تریاس به همراه سنگ‌ماسه‌ها و شیل‌های ژوراسیک در جنوب با کنگلومرای سرخ‌رنگ و مارن‌های ژیبس‌دار اولیگوسن-میوسن در شمال به صورت راندگی است (شکل ۳-ب و ج). در بخش میانی این گسل مارن‌های ژیبسی سازند بیدو (ژوراسیک بالایی) در جنوب بر روی سنگ‌دولومیت‌ها، سنگ‌ماسه‌ها، شیل‌ها و سنگ‌های آتش‌فشانی-آذرآواری (پروتروزوییک پسین) سری دزو در شمال رانده شده‌اند. بخش جنوب خاوری گسل دهو، مرز راندگی بین سازند بیدو در جنوب با ماسه‌سنگ‌ها، سنگ‌دولومیت‌ها و کنگلومرای پالئوزوییک بالایی تا ژوراسیک میانی را تشکیل می‌دهد (شکل ۳-ج).

راندگی پاسیب با امتداد NE-SW و شیب رو به باختر به قطعه شمال باختری

زمین برونزد یافته است، افزون بر استفاده از شاخص‌های تعیین برش، تعیین سازوکار و نحوه جنبش قطعات این پهنه گسلی در بخش شمالی، پهنه گسلی راورد با روند متوسط $N17W$ ، مرز جدا کننده واحدهای سنگ آهک کرتاسه (در باختر) از بخش‌های پست مجاور (در خاور) است. شیوه اتصال قطعات گسلی S_1 و S_2 در این بخش از نوع پله‌ای همپوشان (Overlapping overstep) است. انحراف و جابه‌جایی راست‌بر رودخانه دهنه گل و شور اول در محل اتصال این دو قطعه حدود 970 متر است. این مقدار با جدایش راست‌بر رودخانه گل و شور دوم در حد فاصل قطعات گسلی S_2 و S_3 (940 متر) نیز همخوانی دارد (شکل ۷). قطعه گسلی S_3 به‌صورت یک خطواره در سنگ آهک‌های کرتاسه قابل تشخیص است، اما هیچ دلیل صحرائی مبنی بر گسلش فعال در این ناحیه وجود ندارد.

در بخش میانی پهنه گسلی راورد، گسل‌های وابسته به این سامانه راست‌الغز وجود نداشته و یا توسط نهشته‌ها پوشیده شده است. به عنوان جالب‌ترین بخش پهنه گسلی راورد، دو قطعه S_3 و S_5 نبود شواهد ریخت‌زمین‌ساختی، اما قطعه گسلی S_4 با ایجاد یک افزاز گسلی به‌طور مشخصی با روند NNW-SSE در تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی قابل شناسایی است (شکل ۷-ج، جدول ۳). پیوستگی واحدهای رسوبی با سنگ‌شناسی یکسان در طرفین گسل و نبود جا به‌جایی اثر محوری تاقدیسی که به‌صورت عرضی نسبت به این قطعه گسلی قرار دارد، می‌تواند از دلایل عدم فعالیت قطعه گسلی S_3 به‌شمار آید (شکل ۷). افزون بر این، با توجه به روند اثر محوری تاقدیس حد فاصل قطعات گسلی با آرایش نردبانی پله به چپ S_3 و S_4 نسبت به روند این قطعات گسلی، تشکیل این تاقدیس را در پهنه ترافشارش محصور بین این قطعات گسلی همپوشان می‌توان پیشنهاد کرد. قطعه گسلی S_4 در باختر واحدهای سنگ گچ، سنگ رس به همراه سنگ آهک‌های سازند مگو (ژوراسیک بالایی) قرار گرفته است (شکل ۸).

بخش میانی پهنه گسلی راورد به علت نرم فرسای بودن واحدهای سنگی گسلیده قابل ردگیری است، اما سطح گسلش به‌ندرت در سطح زمین برونزد دارد. تعیین چگونگی نحوه حرکت گسل‌های این پهنه بر اساس شیوه جابه‌جایی و انحراف آبراه‌ها و شواهد کینماتیک مرتبط با گسلش انجام گرفته است (شکل‌های ۷ و ۸). واحدهای سنگی سازند مگو در این منطقه از دو بخش شمالی و جنوبی تشکیل شده است که توسط رودخانه فصلی اسماعیل‌آباد از یکدیگر جدا شده‌اند. عملکرد پهنه گسلی راورد سبب انحراف و جا به‌جایی راست‌بر این رودخانه به میزان حدود 16 متر شده است (شکل ۸-ج). جوان‌ترین فعالیت این پهنه گسلی یک جدایش راست‌بری حدود 0.75 متر (به زیر نویس شکل ۸ مراجعه شود). در آبراه‌های امروزی ایجاد کرده است (شکل ۸-د). قطعه گسلی S_4 در پهنه مهرلزای زلزله $1911/04/18$ راورد قرار دارد. میانگین پهنه گسلی راورد در شمال اسماعیل‌آباد به صورت یک سطح تقریباً عمودی با امتداد 165° اندازه‌گیری شد که در بردارنده خش‌لغزهایی با ریک $15 N$ است (شکل ۹). خش‌لغزهای موجود در سطوح گسلی راورد یک سازوکار مورب‌لغز راست‌بر با مؤلفه معکوس را برای این پهنه گسلی نشان می‌دهند. در بخش جنوبی منطقه اسماعیل‌آباد اثر گسل‌های اندازه‌گیری شده با روند پهنه گسلی راورد زاویه‌ای حدود 60° تا 80° می‌سازند (گسل‌های R'). شواهد ریخت‌زمین‌ساختی جنبش این گسل‌ها را راست‌الغز چپ‌بر نشان می‌دهد. این گسل‌ها به موازات طبقه‌بندی واحدهای سنگ آهکی مگو قرار گرفته اما با افزایش فاصله از پهنه گسلی راورد دچار خمیدگی رو به شمال می‌شوند. این خمیدگی می‌تواند ناشی از چرخش گسل‌های R' در حین تکامل پهنه گسلی راورد باشد (شکل ۸-ب). در بخش شمالی قطعه گسلی S_4 ، گسل‌های R' گسترش زیادی نیافته و به مناطق همپوشانی بین اثر گسل‌های R محدود شده‌اند. در این منطقه اثرهای گسلی با روند 15° ، 10° و 20° - 4° نسبت به روند پهنه

گسل دهنه اتصال می‌یابد. این گسل باعث رانده شدن سری دزو بر روی کنگلومرای کرمان شده است (شکل ۳-ب و د). پایانه جنوبی گسل پاسیب به گسل رانده چترود متصل می‌شود. گسل چترود که تقریباً به موازات گسل دهنه است، دارای شیب رو به شمال خاوری است. این گسل مرز جدا کننده واحدهای سنگ گچ، سنگ‌نمک، سنگ‌ماسه و سنگ آهک سری دزو (معادل سری راورد، پروتروزوییک پسین)، شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند داهو (کامبرین زیرین) و کنگلومرای کرمان در شمال باختر با مارن‌های ژیبس‌دار سازند بیدو، سنگ آهک‌های کرتاسه و کنگلومرای کرمان در جنوب خاور است (شکل ۳-د). گسل رانده دهنزان با طولی حدود 23 کیلومتر و روندی N-S باعث رانده شدن سنگ‌دولومیت‌های سازند شتری (تریاس) در باختر بر روی نهشته‌های کنگلومرای پلنیتوسن-هولوسن در خاور شده است. این گسل در محل انحنای ناودیس بیدویی شکل گرفته است و به نظر می‌رسد صفحه گسل دارای شیبی تند به سمت باختر باشد (شکل ۳-الف). موقعیت هندسی گسل دهنزان در دهانه تنگ سر اشک (طول جغرافیایی $32^\circ 57'$ و عرض جغرافیایی $48^\circ 03'$) به صورت NW 60° ، $E12N$ اندازه‌گیری شده است.

۴- لرزه‌خیزی و گسلش فعال

با توجه به پراکندگی مراکز سطحی زلزله‌های دستگاهی با بزرگای بیشتر از ۴ (سال‌های ۱۹۶۰-۲۰۰۷) مشاهده می‌شود که در ایران مرکزی مراکز زمین‌لرزه‌ها محدود به پهنه‌های گسلی بوده و مانند زاگرس پراکندگی و پراکندگی ناحیه‌ای از خود نشان نمی‌دهند (شکل ۱). اگرچه ژرفای زلزله‌ها در ایران مرکزی بیشتر بین 14 تا 30 کیلومتر بوده (Harvard CMT, 2006; IIEES, 2006)، اما رویداد زلزله‌های با ژرفای حدود 35 کیلومتر نیز گزارش شده است (IIEES, 2006).

سامانه‌های گسلی کوه‌بنان، ناینبد، لکرکوه، راورد و گوک از مهم‌ترین گسل‌های فعال ناحیه شمال کرمان هستند که در باختر بلوک لوت قرار گرفته‌اند. به‌رغم سیمای دگرشکلی فعال در طول این گسل‌ها، بلوک لوت، دگرشکلی فعال ندارد؛ در درازای حاشیه باختری بلوک لوت، برش راستگردی بین گسل‌های یاد شده پراکنده شده، به نحوی که الگوی لرزه‌خیزی این منطقه وابسته به سازوکار و نحوه جنبش لرزه‌زای این گسل‌ها است. اطلاعات لرزه‌ای قابل توجهی از سامانه گسلی کوه‌بنان بعد از سال 1875 در دست است. اگرچه برخلاف این سامانه گسلی، سامانه‌های گسلی راورد، لکرکوه و ناینبد سیمای زمین‌ساختی فعالی از خود نمایش می‌دهند، اما اطلاعات لرزه‌خیزی محدودی از فعالیت این گسل‌ها ثبت شده است. در ناحیه میان قطعات جنوبی سامانه‌های گسلی کوه‌بنان، راورد و لکرکوه و قطعه شمالی گسل گوک یک آرایش پله به راست از چندین گسل فعال و رانده با روند خاوری-باختری تا شمال خاوری-جنوب باختری (مانند گسل‌های دهنو، پاسیب، چترود، هورجند) دیده می‌شود (شکل ۳). فعالیت این گسل‌ها می‌تواند ناشی از انتقال جنبش گسل‌های کوه‌بنان، راورد، لکرکوه و گوک بر روی آنها باشد که زلزله‌هایی با بزرگای متوسط تا بزرگ را ایجاد کرده‌اند (زلزله 1854 هورجند $Ms \sim 5.8$)، 1864 چترود $(Ms \sim 6)$ ، 1897 چترود $(Ms \sim 5.7)$ ، $1984/8/6$ هور $(Ms \sim 5)$ ، $D=11$ و سازوکار راندگی، (شکل ۵)، (جدول‌های ۱ و ۲)).

۵- تحلیل ساختاری و ریخت‌زمین‌ساختی پهنه گسلی راورد

پهنه گسلی راورد با درازایی حدود 137 کیلومتر که در خاور شهر راورد قرار دارد (شکل ۳)، دارای پهنای متوسط و ثابت در بخش‌های مختلف و حدود 35 متر است. به نظر می‌رسد تغییرات جنس و سبزی واحدهای سنگی در میزان پهنای این پهنه گسلی تأثیری نداشته است. با توجه به این که سطح گسلش راورد به ندرت در سطح

۶-۲. قطعه‌بندی، جابه‌جایی تجمعی و نرخ لغزش پهنه گسلی راور

پهنه گسلی راور بر اساس موقعیت هندسی سطح گسل، جنس سنگ‌های گسلی و شواهد ریخت‌زمین‌ساختی به قطعات گسلی S_1 ، S_2 ، S_3 ، S_4 ، S_5 ، S_6 ، S_7 و S_8 تقسیم شده است. قطعه گسلی S_1 با ایجاد دره‌ای خطی سبب انحراف و جابه‌جایی راست‌بر رودخانه دهنه گل و شور اول به میزان ۹۷۰ متر در مرز خود با قطعه گسلی S_2 شده است. جابه‌جایی راست‌بر نهشته‌های آبرفتی پلیستوسن و ایجاد پیمان رود (Meandering) در بالادست رودخانه گل و شور دوم (شکل ۷-ب) از شواهد راست‌بر بودن حرکت راستالغز به همراه بالا آمدگی بلوک باختری پهنه گسلی راور در مرز این دو قطعه است. به‌طور مشابهی، قطعه گسلی S_2 نیز با ایجاد جابه‌جایی ۹۴۰ متری رودخانه دهنه گل و شور دوم در مرز خود با قطعه گسلی S_3 و همچنین ایجاد بریدگی در آبرفت‌های بادبزنی پلیستوسن (شکل ۷-ب) قطعه‌ای با فعالیت نوزمین‌ساختی بالا شناخته می‌شود. با توجه به سن جوان‌ترین نهشته‌های آبرفتی بریده شده (پلیستوسن، ۱/۸ میلیون سال پیش) توسط پهنه گسلی راور و با فرض این که آبرفت‌های بادبزنی بلافاصله پس از نهشته شدن و تشکیل رودخانه‌های دهنه گل و گل توسط این پهنه گسلی قطع و جابه‌جا شده‌اند، کمینه نرخ لغزش ۰/۵۴ میلی‌متر در سال برای پهنه گسلی راور پیشنهاد می‌شود.

قطعه گسلی S_3 در طول خود هیچ‌گونه عارضه ریخت‌زمین‌ساختی که تأیید کننده فعالیت این قطعه در پلیستوسن - هولوسن باشد، ایجاد نکرده است؛ فقط پایانه جنوبی قطعه گسلی S_3 با خمیدگی به سمت باختر باعث جابه‌جایی اثر محوری یک چین شده است (شکل ۷-ج). قطعه گسلی S_4 از مرز سازند مگو گذشته و افزون بر ایجاد دره‌ای خطی با اثرگذاری و ایجاد افراز گسلی بارزی در نهشته‌های پلیستوسن - هولوسن، از فعال‌ترین قطعات پهنه گسلی راور است. جنبش این قطعه گسلی باعث انحراف و جابه‌جایی رودخانه فصلی اسماعیل‌آباد به میزان ۱۶ متر شده است. جوان‌ترین فعالیت گسل راور در این منطقه جدایش راست‌بری به میزان ۰/۷۵ متر در آبراهه‌های امروزی ایجاد کرده است. قطعه گسلی S_5 به دلیل ایجاد نکردن عوارض ریخت‌زمین‌ساختی بر روی نهشته‌های جوان، قطعه‌ای با فعالیت کم نوزمین‌ساختی یا با نبود فعالیت شناخته می‌شود.

قطعه گسلی S_6 که واحدهای نرم فرسای سازندهای دزو و ریزو را قطع می‌کند، با ایجاد دره گسلی و اثرگذاری بر روی نهشته‌های نوزن اما نبود ایجاد مخروط افکنه‌های جوان نسبت به قطعه گسلی S_6 ، قطعه‌ای با فعالیت بیشتر در نظر گرفته می‌شود. قطعه گسلی S_7 با قطع و ایجاد اختلاف ارتفاعی حدود ۱۲-۸ متر در نهشته‌های پلیستوسن - هولوسن اثری فعال از خود بر جای گذاشته است. قطعه گسلی S_8 که در واحدهای سنگی ژوراسیک شناسایی شده است، به علت نبود قطع و جابه‌جا کردن نهشته‌های پلیستوسن - هولوسن، قطعه‌ای با فعالیت کم نوزمین‌ساختی پیشنهاد می‌شود. به‌طور کلی، با توجه به فعالیت قطعات مختلف پهنه گسلی راور چنین بر می‌آید که این گسل در بخش‌های شمالی، فعالیت نوزمین‌ساختی بیشتری نسبت به بخش‌های جنوبی دارد، به عبارت بهتر، پهنه گسلی راور در بخش‌های شمالی و میانی خود به صورت یک خطواره جنباً در عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای قابل ردگیری است.

۶-۳. فعالیت‌های لرزه‌ای و گسلش‌های هم‌لرزه در ناحیه شمال کرمان

زلزله‌های تاریخی و سده ۲۰ ویرانگری در پهنه‌های گسلی کوهبنان، ناینبد، لکرکوه و راور در ناحیه شمال کرمان گزارش شده است (Berberian & Yeats, 1999) و (Berberian, 1995, 2005) و (Ambrasey & Melville, 1982)؛ به هر حال در مورد زلزله‌های ایجاد شده در پیرامون پهنه گسلی راور اطلاعات کمتری نسبت به دیگر سامانه‌های گسلی وجود دارد. در نواحی جنوبی سامانه‌های گسلی کوهبنان، راور و لکرکوه و شمال سامانه‌های گسلی گوک یک آرایش پله به راست

گسلی راور N۱۵W به ترتیب به‌عنوان گسل‌های R و P معرفی شده‌اند (شکل ۸-د). در محل تلاقی گسل‌های P و R با R' پهنه گسلی راور، عدسی‌های برشی به صورت لوزی‌های برآمده و فروافتاده‌ای با قطر ۲۰۰ متر دیده می‌شوند (شکل ۸-ب). این شیوه پراکندگی اثرهای گسلی و شواهد ریخت‌زمین‌ساختی مرتبط با آنها سازوکار مورب لغز راست‌بر با مؤلفه معکوس پهنه گسلی راور را تأیید می‌کند.

بخش جنوبی پهنه گسلی راور به ۳ قطعه گسلی قابل تقسیم است. قطعه گسلی S_6 با طولی نزدیک به ۲۵ کیلومتر در مجموعه‌ای کم ارتفاع متشکل از سنگ‌ماسه‌ها، شیل‌ها و سنگ‌گچ‌های ژوراسیک قرار دارد. روند این قطعه گسلی NW-SE و منحنی شکل است. به‌علت به‌هم ریختگی واحدهای سنگی و نبود آبراهه‌های خمیده و دیگر شواهد، تعیین میزان حرکت گسل‌ها، میزان جابه‌جایی تجمعی برای این قطعه گسلی قابل برآورد نیست. قطعه گسلی S_7 با قطعه گسلی S_6 اتصالی از نوع پله به راست غیر همپوشان و با قطعه S_8 از نوع ممتد با خمش به راست است. این قطعه گسلی با طولی نزدیک به ۸ کیلومتر در بخش‌هایی از طول خود آبرفت‌های پلیستوسن را قطع کرده و باعث اختلاف ارتفاعی به میزان ۱۲-۸ متر در دو طرف گسل شده است (شکل ۱۰).

۶-۶ بحث

۶-۱- الگوی ساختاری

موقعیت هندسی پهنه گسلی مورب‌لغز راست‌بر راور در شمال اسماعیل‌آباد 90° ، N۱۵W (شکل ۹) اندازه‌گیری شده است. در این سطوح گسلی، خش‌لغزهایی با میانگین ریک $N 15^\circ$ دیده می‌شود. در بخش شمالی این منطقه، اثرهای گسلی با روند 4° تا 20° و 60° تا 80° نسبت به گسل راور (N۱۵W) به ترتیب به‌عنوان گسل‌های راستالغز راست‌بر R و راستالغز چپ‌بر P معرفی شده‌اند. در محل برخورد گسل‌های R و P پهنه گسلی راور، عدسی‌های برشی به صورت لوزی‌های برآمده و فروافتاده‌ای دیده می‌شوند. در این منطقه شکستگی‌های R' گسترش زیادی نیافته و به مناطق همپوشانی بین شکستگی‌های R محدود شده‌اند. در بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه، اثر گسل‌های اندازه‌گیری‌شده با روند گسل راور، زاویه‌ای حدود 15° - 10° می‌سازند (گسل‌های راستالغز چپ‌بر R'). شواهد ریخت‌زمین‌ساختی نیز سازوکار راستالغز راست‌گرد با مؤلفه معکوس پهنه گسلی راور را تأیید می‌کند (شکل‌های ۸ و ۹). مؤلفه معکوس پهنه گسلی مورب‌لغز راور باعث فزاینده‌تری بخش‌های خاوری آن نسبت به بخش‌های باختری شده است (شکل ۱۰). با توجه به راندگی رو به باختر سامانه گسلی لکرکوه و جنبش مورب لغز پهنه گسلی راور، یک ساختار گسل‌وار مثبت (Positive Flower structure) برای مناطق محصور بین این دو گسل پیشنهاد می‌شود. الگوی چین‌خورده-رانده این منطقه، ساختار گل‌وار مثبت را تأیید می‌کند (شکل ۱۰-ب). در بخش‌های شمالی و میانی (عرض‌های جغرافیایی بالاتر از 10° و 31°) که پهنه‌های گسلی راور و لکرکوه به‌نسبت موازی هستند، این ساختار مستطیلی شکل و با همگرایی روند این گسل‌ها در بخش جنوبی، ساختار گل‌وار به صورت گوه مانند در می‌آید (شکل ۱۰). ارتفاع نسبی این ساختار نسبت به کویر شور در سمت خاور و نسبت به کفه راور در سمت باختر حدود ۱۰۰۰ متر است. با توجه به افزایش بلندی این ساختار گل‌وار از شمال به جنوب (به‌طور میانگین حدود ۵۰۰ متر)، پیشنهاد می‌شود همگرایی و فاصله کم پهنه‌های گسلی لکرکوه و راور به همراه افزایش زاویه راستای تنش تراکمی کنونی (N۱۵W) با روند این ساختار گل‌وار در بخش‌های جنوبی منطقه، باعث افزایش حرکت چیره معکوس پهنه گسلی راور نسبت به جنبش راستالغز آن شده است (شکل ۱۰)؛ افزون بر این، نبود ارتفاعات بلند به همراه انحراف و جابه‌جایی راست‌بر آبراهه‌ها در بخش‌های شمالی و میانی پهنه گسلی راور، جنبش چیره راستالغز آن را تأیید می‌کند.

زمان کوتاه بانگ داده‌های زلزله نیز می‌تواند دلیلی بر ثبت نشدن رویداد زمین‌لرزه‌های با بزرگای زیاد در طول پهنه گسلی راور و سامانه‌های گسلی مجاور آن باشد.

۷- نتیجه گیری

پهنه گسلی مورب لغز راست گرد راور، یکی از گسل‌های فعال ناحیه شمال کرمان شناخته شده است. شواهد کینماتیک سطح گسلش و همچنین شواهد ریخت‌شناسی، جنبش راستالغز راست‌گرد با مؤلفه معکوس را برای این گسل نمایش می‌دهند. جنبش معکوس گسل راور به همراه عملکرد گسل معکوس لکرکوه ساختار گل‌وار مثبت را در حد فاصل این دو گسل ایجاد کرده است. آنچه که این امر را تقویت می‌کند افزایش نرخ فرازگیری در بخش‌های جنوبی پهنه گسلی راور به همراه کم شدن فاصله بین سامانه‌های گسلی راور و لکرکوه در بخش‌های جنوبی منطقه مورد مطالعه است. وجود چین‌هایی با اثر محوری NNW-SSE به موازات روند گسل‌های راور و لکرکوه مؤلفه رانده-معکوس این گسل‌ها را در این منطقه نشان می‌دهد. حل سازوکار کانونی زلزله ۱۹۸۴ هور نیز سازوکار معکوس این گسل‌ها را نشان می‌دهد. پهنه گسلی راور در بخش‌های شمالی خود باعث انحراف و جابه‌جایی راست‌گردی به میزان ۹۷۰ و ۹۴۰ متر در امتداد دو رودخانه فصلی شده است. با توجه به سن جوان‌ترین نهشته‌های آبرفتی بریده شده (پلیستوسن، ۱/۸ میلیون سال پیش) توسط پهنه گسلی راور و با فرض این که آبرفت‌های بادزنی بلافاصله پس از نهشته شدن و توسعه این رودخانه‌ها توسط این پهنه گسلی قطع و جا به‌جا شده‌اند، بیشینه نرخ لغزش ۰/۵۴ میلی‌متر در سال برای پهنه گسلی راور پیشنهاد می‌شود. بر این اساس، بیشینه دوره بازگشت زلزله‌هایی با بزرگای $M_w \sim 6$ حدود ۲۶۰ سال و $M_w \sim 6/7$ حدود ۱۴۰۰ سال خواهد بود (Wells & Coppersmith, 1994).

برآورد بزرگای زلزله‌های احتمالی بر اساس روابط بزرگای-طول گسل (Wells & Coppersmith, 1994) نشان دهنده این است که پهنه گسلی راور می‌تواند زلزله‌هایی با $M_w \leq 6/5$ را در ناحیه شمال کرمان ایجاد کند. با فرض رویداد زلزله‌های شاخص بر روی این پهنه گسلی، مقدار لغزش در هر رویداد $\sim 0/75$ متر است که با کمینه جابه‌جایی آبراهه‌های امروزی همخوانی دارد. به‌طور مثال، گسیختگی هم‌لرزه‌ای زلزله ۱۹۱۱ راور ($M \sim 5/8$ و $I_o \sim VIII$) با روندی شمالی-جنوبی به‌صورت هم‌روند با اثر گسل راور دیده؛ با توجه به روند پهنه مه‌لرزه‌ای زلزله ۱۹۱۱ راور و توازی روند گسیختگی سطحی هم‌لرزه‌ای آن با اثر پهنه گسلی راور، پهنه گسلی راور را می‌توان مسبب زلزله ۱۹۱۱ معرفی کرد. افزون بر این، گسل‌های رانده-مقاطع با گسل‌های کوهبنان، لکرکوه و راور نیز دوره بازگشت زلزله‌ها و بزرگای آنها را در ناحیه مورد بررسی، کنترل می‌کنند.

سپاسگزاری

نویسندگان از ریاست وقت دانشگاه آزاد اسلامی واحد بردسیر و معاونت محترم پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد زرنده برای مساعدت و همکاری آنها قدردانی می‌کنند. همچنین از نقطه نظرات ارزشمند دکتر علی یساقی و دکتر خالد حسامی آذر در ویرایش نسخه اولیه این مقاله تشکر و قدردانی می‌شود.

از چندین گسل فعال رانده متقاطع با روند خاوری-باختری تا شمال خاوری-جنوب باختری (مانند گسل‌های دهو، پاسیب، چترود و هورچند) دیده می‌شود (شکل ۳). فعالیت این گسل‌ها ناشی از انتقال جنبش راستالغز گسل‌های کوهبنان، راور، لکرکوه و گوک بر روی آنهاست که زلزله‌هایی با بزرگای متوسط تا بزرگ را ایجاد کرده‌اند (زلزله ۱۸۵۴ هورچند ($M_s \sim 5/8$), ۱۸۶۴ چترود ($M_s \sim 6$), ۱۸۹۷ چترود ($M_s \sim 5/7$), ۱۹۸۴/۸/۶ هور ($M_s \sim 5$), شکل ۵). با توجه به شدت زلزله ۱۸۵۴ هورچند-چترود در نقاط مختلف، گسل مسبب این زلزله می‌تواند راندگی دهو با روند SE-NW باشد. رومرکز زلزله ۱۹۸۴ هور با سازوکار کانونی راندگی در راستای گسل رانده داربیدخون با روند SW و NE و شیب به شمال باختر قرار دارد (Berberian, 2005). با توجه به این مطلب که سازوکار زلزله سال ۲۰۰۵ داهوئیه نیز سازوکاری راندگی با مؤلفه راستالغز راست‌بر است، ارتباط عامل ایجاد کننده این دو زلزله دور از ذهن نیست. بنابراین، افزون بر گسل‌های بنیادی کوهبنان، لکرکوه و راور، گسل‌های رانده-مقاطع با این گسل‌ها نیز دوره بازگشت زلزله‌ها و بزرگای آنها را در ناحیه مورد مطالعه کنترل می‌کنند. به‌طور مثال: سامانه گسلی راستالغز راست‌گرد لکرکوه یا گسل رانده -مقاطع میان رود به‌عنوان مسبب زلزله ۱۹۱۱/۴/۱۸ راور ($M \sim 5/8$ و $I_o \sim VIII$) راور که موجب ویرانی روستای مکی (موکی)، آبدرجان و لکرکوه در خاور راور گردید، معرفی شده‌اند (Ambraseys & Melville, 1982 و Berberian, 1995, 2005). گسیختگی هم‌لرزه‌ای زلزله ۱۹۱۱ با روند شمال باختر-جنوب خاور به صورت موازی با اثر پهنه گسلی راور دیده می‌شود؛ افزون بر این، گستردگی طولی پهنه مه‌لرزه‌ای این زلزله که از مناطق هم‌عرض جغرافیایی (راور-آبدرجان و موکی) تا عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر (منطقه لکرکوه) می‌گذرد، وابستگی پهنه گسلی راور با زلزله ۱۹۱۱ را محتمل‌تر می‌کند. بنابراین، با توجه به روند پهنه مه‌لرزه‌ای زلزله ۱۹۱۱ راور و توازی روند گسیختگی سطحی هم‌لرزه‌ای آن ($N13^{\circ}W$ ، شکل ۵) با اثر پهنه گسلی راور و همچنین نزدیکی فاصله بین این دو، پهنه گسلی راور را می‌توان به‌عنوان گسل مسبب زلزله ۱۹۱۱ معرفی کرد.

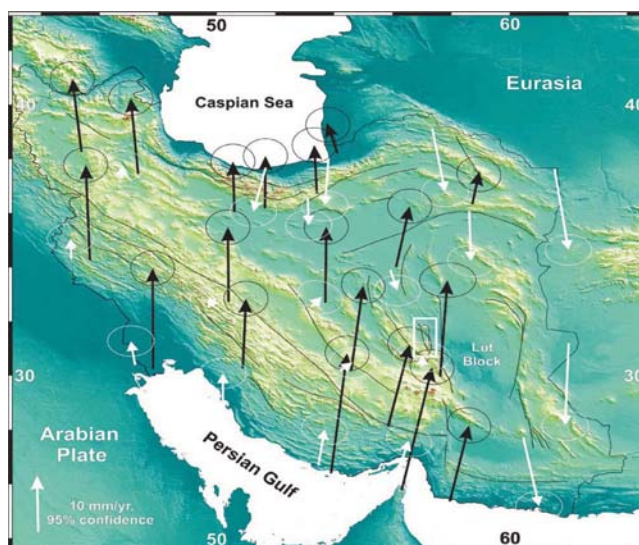
۶- دوره بازگشت و بزرگای زمین‌لرزه‌های محتمل

با توجه به کمینه نرخ لغزش افقی حدود ۰/۵۴ میلی‌متر در سال برای پهنه گسلی راور، بیشینه دوره بازگشت زلزله‌هایی با بزرگای $M_w \sim 6$ حدود ۲۶۰ سال و $M_w \sim 6/7$ حدود ۱۴۰۰ سال خواهد بود (Wells & Coppersmith, 1994). افزون بر این، توان لرزه‌خیزی قطعات و بخش‌های مختلف پهنه گسل راور با استفاده از روابط بزرگای زلزله با طول گسل (Nowroozi & Mohajer-Ashjaei, 1980 ; Slemmons, 1982; Wells & Coppersmith, 1994 و Nowroozi, 1985) محاسبه شده است (جدول ۴). با توجه به طول اثر سطحی قطعات و بخش‌های مختلف پهنه گسل راور، این گسل توانایی ایجاد زلزله‌های با بزرگای زیاد را دارد (جدول ۴). با فرض رویداد زلزله‌های شاخص ($M_w \sim 6/5$) بر روی این پهنه گسلی، بیشینه مقدار لغزش در هر رویداد $\sim 0/75$ متر است (Wells & Coppersmith, 1994) که با کمینه جابه‌جایی آبراهه‌های امروزی در بخش میانی پهنه گسلی راور، همخوانی دارد.

با توجه به تأثیر گسل‌های رانده-مقاطع با این گسل در دوره بازگشت‌ها و بزرگای زلزله‌ها، بزرگای زلزله‌های احتمالی برای گسل‌های موجود در گستره مورد مطالعه محاسبه شده است (جدول ۵). به نظر می‌رسد بزرگای زلزله‌های محتمل محاسبه شده بزرگ‌تر از بزرگای زلزله‌های رویداده در این منطقه است (به جدول ۵ و شکل ۴ مراجعه شود). قرار نگرفتن مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های بزرگ بر روی پهنه گسلی راور و بزرگای بیشتر محاسبه شده، می‌تواند ناشی از فعالیت چیره خزشی بخش شمالی و قطعه گسلی S_3 از بخش میانی این پهنه گسلی به رغم وجود تغییرات قابل توجه سنگ‌شناسی در طول آن باشد. اگرچه دوره بازگشت طولانی زلزله‌ها در مقایسه با مدت

جدول ۱- زلزله‌های تاریخی ناشی از جنبش سامانه‌های گسلی کوه‌بان، راور، دهو، چترود و لکرکوه در ناحیه مورد مطالعه.

مراجع	تخریب- شعاع تأثیر	شدت رومرکزی I_0	بزرگ M_s	تاریخ رویداد
(۱۴ و ۱۲)	ویرانی روستاهای هورجند، درختگان و دھوان. در کرمان و زرنند احساس شد.	VIII	۵/۸	۱۹۵۴/۱۱
(۱۴ و ۱۲)	تخریب چترود، ایوان مسجد جامع مظفری کرمان فرو ریخت و دیوار قبه سبز آسیب دید.	VIII	۶	۱۸۶۴/۱۱/۱۷
(۱۴ و ۱۲)	تخریب چترود و روستاهای مجاور. در کرمان احساس شد.	VII	۵	۱۸۷۲/۰۸/۲۶
(۳۱ و ۱۴، ۱۲)	ویرانی روستاهای چترود و سرآسیاب. به خانه‌های کرمان آسیب رسید.	VIII	۵/۷	۱۸۹۷/۰۵/۲۷
(۳۱ و ۱۴، ۱۲)	گسیختگی سطحی معادل ۱۸ کیلومتر، روستاهای آبدرجان، مکی و لکرکوه ویران و خانه‌های راور فرو ریختند.	VIII	۶/۴	۱۹۱۱/۰۴/۱۸



شکل ۱- سرعت‌های افقی GPS و بیضی‌های ۹۵ درصد اطمینان برآورد شده برای دوره زمانی ۱۹۹۹-۲۰۰۱ در ایستگاه‌های شبکه جهانی ایران (۲۲). پیکان‌ها و بیضی‌های سیاه رنگ با مرجع ثابت اوراسیا و پیکان‌ها و بیضی‌های سفید رنگ با مرجع ثابت ایران رسم شده‌اند. منطقه مورد مطالعه با کادر سفید رنگ نشان داده شده است.

جدول ۲- زمین‌لرزه ویرانگر سده‌های ۲۰ و ۲۱ ناشی از فعالیت سامانه‌های گسلی لکرکوه- راور (۱۴، ۲۹ و ۳۱).

تاریخ زلزله	محل وقوع	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	M_s	M_w	I_0	گسل منتسب	امتداد (درجه)	شیب (درجه)	پیچ	ژرفا (کیلومتر)	ویژگی‌های مه‌لرزه‌ای
۱۹۸۴/۰۸/۰۶	هور	۹۲ و ۵۶	۵۵ و ۳۰	۵/۳	۵/۴	VI	داریدخون	۷۲	۳۹	۶۶	۱۸/۷	در منطقه چترود، راور، کرمان احساس شد، اما خسارتی برج‌گذاشته نشد.

جدول ۳- تقسیم‌بندی هندسی پهنه گسلی راور به همراه نحوه اتصالات قطعات گسلی.

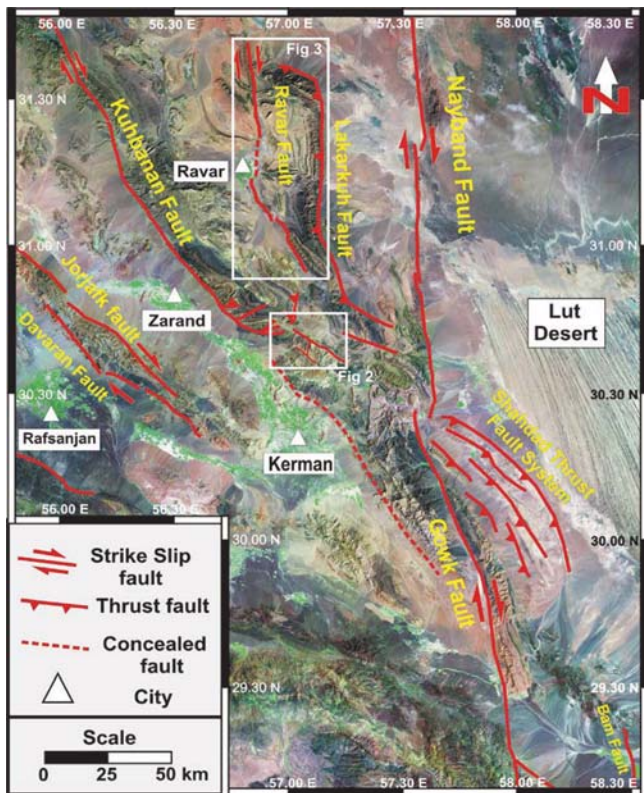
نام قطعه گسلی	طول قطعه (متر)	نحوه اتصال قطعات
S_1	۱۱۲۷۰	با S_2 از نوع پله‌ای همپوشان
S_2	۱۵۶۳۰	با S_3 از نوع پله‌ای همپوشان
S_3	۳۰۱۵۷	با S_4 از نوع ممتد با خمش به راست
S_4	۱۲۱۸۰	با S_5 از نوع ممتد با خمش به راست
S_5	۱۲۹۴۵	با S_6 از نوع همپوشان پله به راست
S_6	۲۵۱۹۵	با S_7 پله به راست غیر همپوشان
S_7	۸۴۲۵	با S_8 از نوع ممتد با خمش به راست
S_8	۲۱۶۶۰	----

جدول ۴- بررسی بزرگای زلزله محتمل توسط قطعات و بخش‌های پهنه گسل راور (Nowroozi & Mohajer-Ashjaei, 1980; Slemmons, 1982; Nowroozi, 1985; Wells & Coppersmith, 1994).

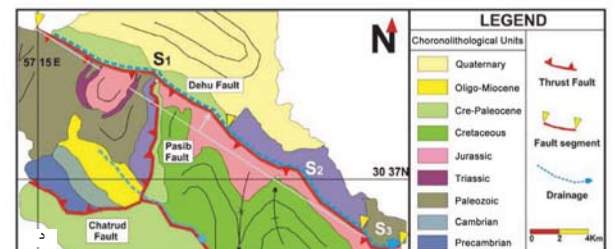
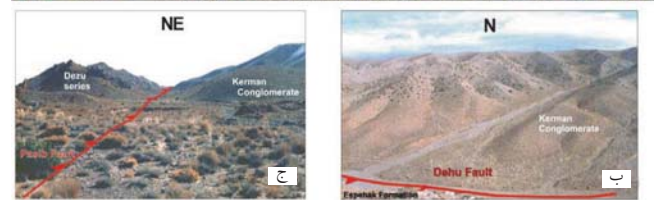
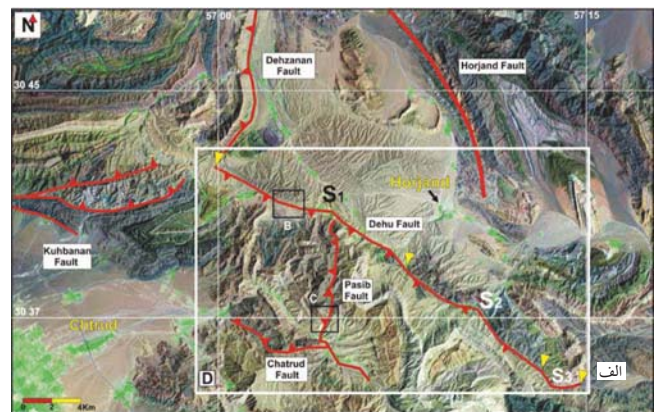
نام قطعه یا بخش	طول قطعه یا بخش (متر)	M_w (۳۱)	M_w (۳۲)	M_w (۳۳)	M_w (۳۴)	متوسط M_w
قطعه S_1	۱۱۳۰۰	۶/۱	۵/۸	۵/۷	۵/۹	۵/۸
قطعه S_2	۱۵۶۰۰	۶/۳	۵/۹	۵/۹	۶/۸	۶/۲
بخش شمالی	۲۶۹۰۰	۶/۵	۶/۲	۶/۳	۷/۱	۶/۵
قطعه S_3	۳۰۱۵۷	۶/۵	۶/۲	۶/۳	۷/۱	۶/۵
قطعه S_4	۱۲۱۸۰	۶/۱	۵/۸	۵/۷	۵/۹	۵/۸
قطعه S_5	۱۲۹۰۰	۶/۳	۵/۸	۵/۸	۶/۷	۶/۵
بخش میانی	۵۵۳۰۰	۶/۸	۶/۵	۶/۷	۷/۴	۶/۸
قطعه S_6	۲۵۲۰۰	۶/۴	۶/۱	۶/۲	۷	۶/۴
قطعه S_7	۸۵۰۰	۶	۵/۶	۵/۵	۶/۴	۵/۸
قطعه S_8	۲۱۵۰۰	۶/۴	۶/۱	۶/۱	۶/۹	۶/۳
بخش جنوبی	۵۵۲۰۰	۶/۸	۶/۵	۶/۷	۷/۴	۶/۸
گسل راور	۱۳۷۰۰۰	۷/۲	۷	۷/۳	۷/۹	۷/۳

جدول ۵- تخمین بزرگای زلزله‌های محتمل توسط گسل‌های منطقه شمال کرمان (Nowroozi & Mohajer-Ashjaei, 1980; Slemmons, 1982; Nowroozi, 1985; Wells & Coppersmith, 1994).

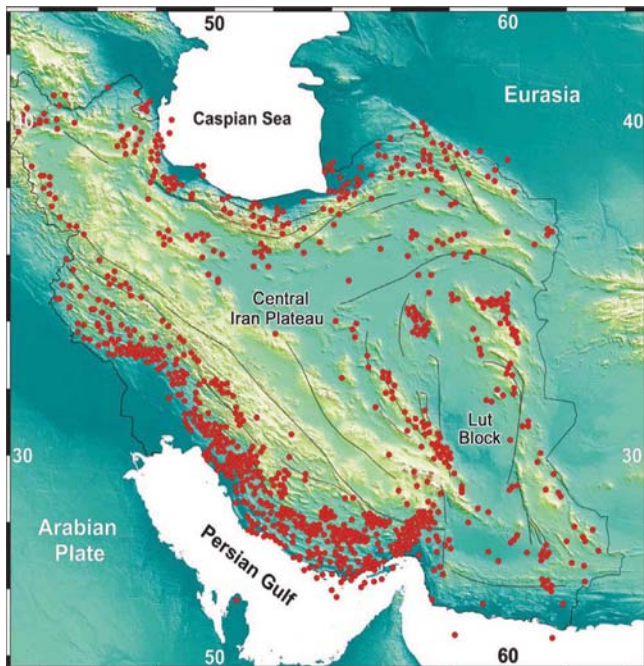
نام گسل	طول قطعه (کیلو متر)	M_w (۳۱)	M_w (۳۲)	M_w (۳۳)	M_w (۳۴)	M_w متوسط
نابند	۳۰۰	۷/۴	۷/۲	۷/۶	۷/۹	۷/۵
کوهینان	۲۱۷	۷/۴	۷/۲	۷/۶	۷/۷	۷/۴
لکرکوه	۱۶۰	۷/۳	۷/۱	۷/۴	۷/۶	۷/۳
دهو	۵۲	۶/۸	۶/۶	۶/۷	۷	۶/۷
دهزانان	۳۰	۶/۶	۶/۳	۶/۴	۶/۷	۶/۵
چترود	۳۰	۶/۶	۶/۳	۶/۴	۶/۷	۶/۵
هورجند	۲۷	۶/۵	۶/۳	۶/۳	۶/۷	۶/۴
پاسیب	۱۱	۶/۱	۵/۷	۵/۷	۶/۲	۵/۹
میان رود	۲۰	۶/۴	۶/۱	۶/۱	۶/۹	۶/۳



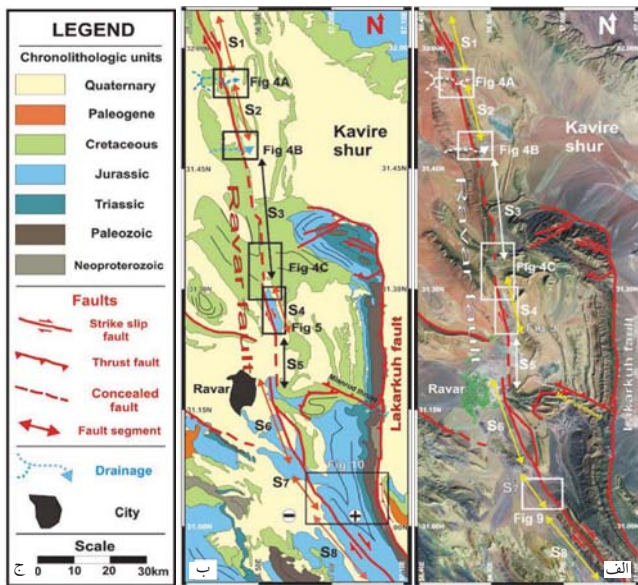
شکل ۲- تصویر ماهواره‌ای لندست (RGB، باندهای ۳، ۴ و ۷) جنوب خاور ایران مرکزی به همراه سامانه‌های گسلی پلیستوسن- هولوسن این ناحیه. به همگرایی سامانه‌های گسلی در این ناحیه توجه کنید.



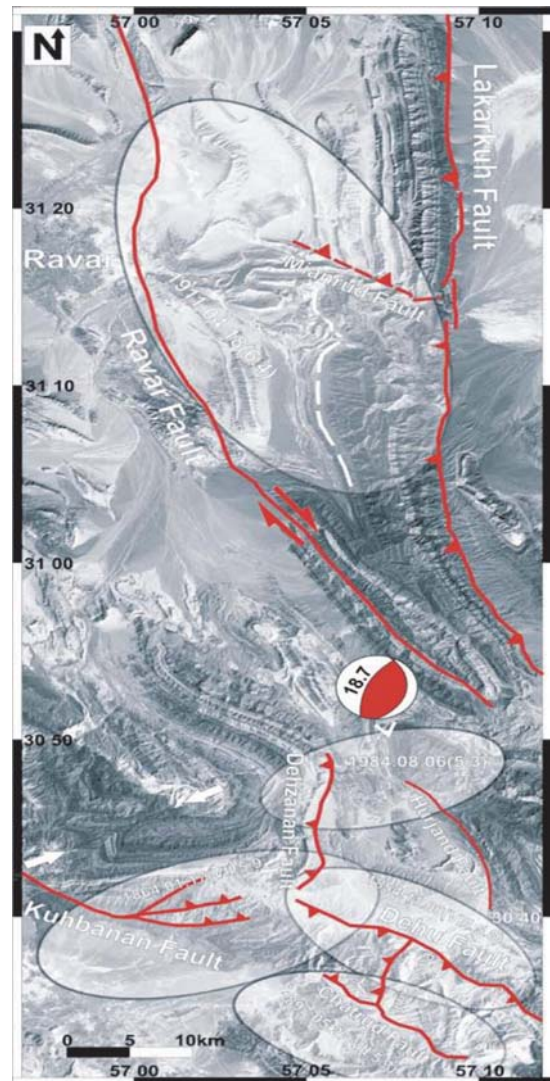
شکل ۳- الف) تصویر ماهواره‌ای لندست (RGB، باندهای ۳، ۴ و ۷) پهنه محصور بین گسل‌های راور و کوهینان در شمال کرمان (موقعیت اشکال ب، ج و د با کادر نشان داده شده است)؛ ب) تصویر صحرایی از راندگی دهو که باعث رانده شدن سازند اسپهک بر روی واحدهای سنگی سازند کنگلومرای کرمان شده است؛ ج) تصویر صحرایی گسل پاسیب که مرز بین واحدهای سنگی سازند داهو و کنگلومرای کرمان را تشکیل می‌دهد؛ د) نقشه ساده زمین‌شناسی منطقه هورجند



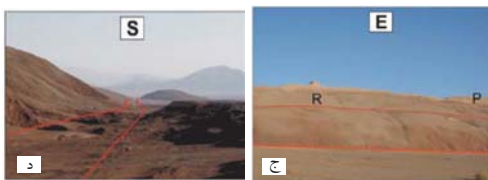
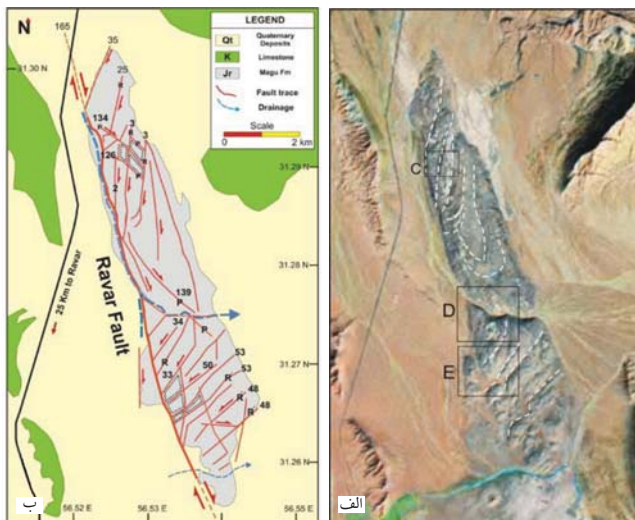
شکل ۴- نقشه ی SRTM ایران زمین به همراه پراکندگی مراکز مه‌لرزه‌ای زلزله‌های دستگاهی از سال‌های ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۶ (۲۹ و ۳۰). به نحوه پراکندگی مراکز سطحی زلزله‌ها در ایران مرکزی و زاگرس توجه شود.



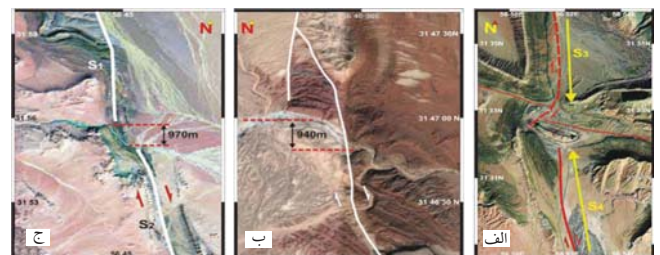
شکل ۶- الف) تصویر ماهواره‌ای لندست (RGB، باندهای ۳، ۴ و ۷) سامانه‌های گسلی راور و لکرکوه؛ ب) نقشه ساده زمین‌شناختی (مقیاس ۱:۲۰۰۰۰۰) همین منطقه. قطعات گسلی راور با حروف S نشان داده شده است. برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه کنید.



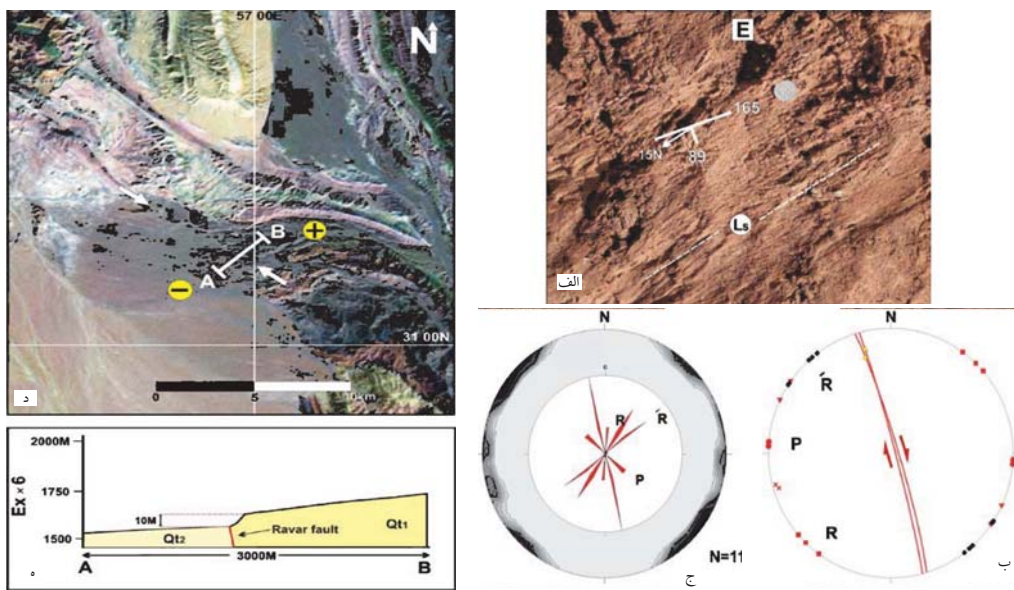
شکل ۵- تصویر ماهواره‌ای لندست ۷ پهنه‌های گسلی لکرکوه و راور به همراه گسل‌های جنبی واقع در ارتفاعات جنوبی آنها در ناحیه شمال کرمان. پهنه‌های مه‌لرزه‌ای زلزله‌های ویرانگر تاریخی (Ambraseys & Melville, 1982; Berberian, 2005) و دستگاهی (M ≥ ۵/۲) با بیضی‌های سفید رنگ نمایش داده شده‌اند. سازوکار کانونی زلزله ۱۹۸۴ هور از (Harvard CMT, 2006) اقتباس شده است.



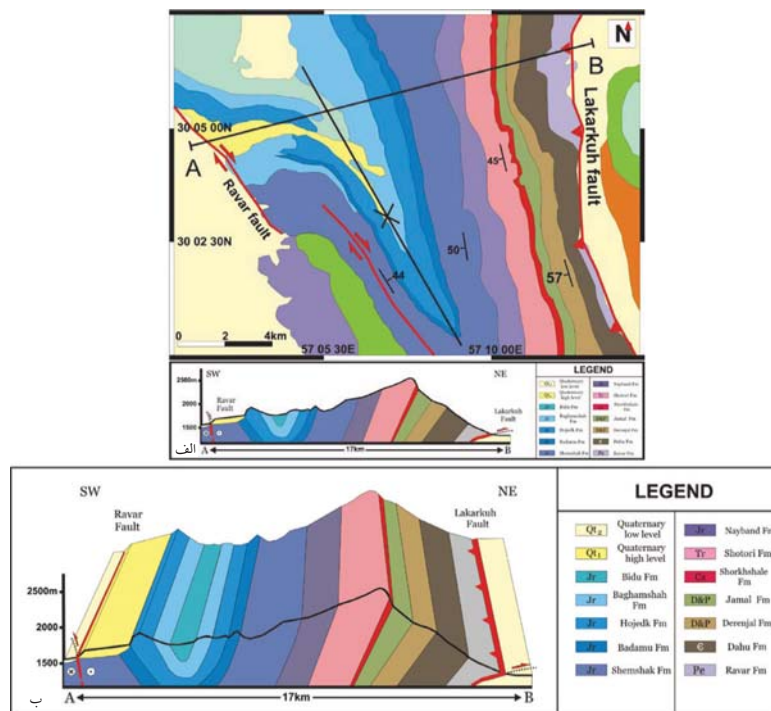
شکل ۸- الف) پهنه گسلی راور در تصویر ماهواره‌ای لندست ۷ (RGB، باندهای ۳، ۴ و ۷) ناحیه شمال خاور اسماعیل‌آباد؛ ب) نقشه ساده ریخت‌زمین‌ساختی همین منطقه در این شکل ارتباط ساختاری شکستگی‌های برشی ریدل (R و R' و P) با یکدیگر به همراه میانگین روند اثر آنها نمایش داده شده است؛ ج) انحراف و جابه‌جایی رودخانه فصلی اسماعیل‌آباد به میزان ~ ۱۶ متر در سنگ رس و سنگ‌های تخیری سازند مگو؛ د) انحراف آبراه‌های عهد حاضر به میزان حدود ۰/۷۵ متر توسط گسل راور در واحدهای سنگی سازند مگو.



شکل ۷- شواهد زمین‌ریختی و جنبشی پهنه گسلی راور در تصویر ماهواره‌ای لندست (RGB، باندهای ۳ و ۷). الف) انحراف راست‌بری به میزان تقریباً ۹۷۰ متر در امتداد رودخانه حد فاصل قطعات گسلی S_۱ و S_۲؛ ب) به میزان حدود ۹۴۰ متری در امتداد رودخانه حد فاصل قطعات گسلی S_۲ و S_۳ دیده می‌شود؛ ج) جا به‌جایی راست‌بر اثر محوری چین و گسل مجاور پهنه گسلی راور توسط بخش انتهایی قطعه گسلی S_۳.



شکل ۹- الف) خش لغزهایی (Ls) با روند 350° و ریک $15^\circ N$ در سطح گسل راور ($89^\circ NE$ و 165°) دیده می‌شود، شمال اسماعیل آباد؛ ب) قطب سطوح گسلی R_1 ، R_2 ، R_3 و P و سامانه گسلی راور بر روی نیمکره زیرین شبکه هم مساحت نشان داده شده است، دایره‌های بزرگ سطح گسل راور با خش لغزها را نشان می‌دهد؛ ج) تلفیق نمودار گل سرخی سطوح گسلی فوق با نمودار تراز قطب این سطوح گسلی با فواصل 10° ، 25° ، 35° در صد بر روی نیمکره زیرین شبکه هم مساحت. د) تصویر ماهواره ای لندست ۷ (RGB، باندهای 3.4 و 7) بخش جنوبی پهنه گسلی راور. بخشی از قطعه S_7 پهنه گسلی راور علاوه بر قطع رسوبات پلیستوسن - هولوسن، باعث بالآمدگی قسمت‌های شمال خاور این گسل نسبت به قسمت‌های جنوب باختر آن گردیده است (علامت‌های + بالآمدگی و علامت - پایین افتادگی این رسوبات را نشان می‌دهد). ه) مقطع توپوگرافی (AB) از قطعه گسلی S_7 ، بزرگ نمایی قائم $6 \times$.



شکل ۱۰- الف) نقشه ساده زمین‌شناسی پهنه محصور بین گسل‌های راور و لکرکوه در شمال خاور هور، ب) الگوی ساختاری گلوار ارائه شده برای این منطقه.

کتابنگاری

شعیفی بافتی، ا.، ۱۳۸۵- زمین ساخت و تعیین نرخ وانتش پوسته در شمال و شرق کرمان بر پایه داده‌های GPS و شواهد زمین‌ساختی پایان نامه دوره دکتری زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، ۱۴۴ صفحه.

References

- Allen, M. B., Jones, S., Ismail-Zadeh, A., Simmons, M. D. & Anderson, L., 2002 - Onset of Subduction as the cause of rapid Pliocene - Quaternary Subsidence in the South Caspian Basin, *Geology*, 30, 775-778
- Ambraseys, N. N. & Melville, C. P., 1982- A History of Persian Earthquakes, Cambridge University Press, New York.
- Berberian, M., Asudeh, I. & Arshadi, S., 1979- Surface rupture and mechanism of the Bab-Tangol (southeastern Iran) earthquake of 19 December 1977. *Earth and Planetary Science*, 42, 456-462.
- Berberian, M., 1995- Natural Hazards and the First Earthquake Catalogue of Iran: Volume 1: Historical Hazards in Iran Prior to 1900. A UNESCO/IIIES publication during UN/IDNDR, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, 603.
- Berberian, M. & Yeats, R.S., 1999- Patterns of historical earthquakes rupture in the Iranian plateau, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 120-139.
- Berberian, M., Jackson, J. A., Qorashi, M., Khatib, M. M., Priestley, K., Talebian, M. & Ashtiani, M., 1999- The 1997 May 10 Zirkuh (Qa'nat) earthquake (Mw 7.2)- faulting along the Sistan suture zone of eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 136, 671-694.
- Berberian, M., Jackson, J.A., Fielding, E., Parsons, B., Priestly, K., Qorashi, M., Talebian, M., Walker, R., Wright, T. J. & Baker, C., 2001- The 1998 March Fandoqa earthquake (Mw 6.6) in Kerman province, southeast Iran; re-rupture of the 1981 Sirch earthquake fault, triggering of slip on adjacent thrusts and the active tectonics of the Gowk fault zone. *Geophysical Journal International*, 146, 371-398.
- Berberian, M., 2005 - The 2003 Bam urban Earthquake: A predictable Seismotectonic pattern along the western margin of the rigid Lut Block, Southeast Iran. *Earth, Spec, J.*, 21, 35 -99.
- Eberhart-Phillips, D., Haeussler, P. J., Freymueller, J. T., Frankel, A. D., Rubin, C. M., Craw, P., Ratchkovski, N. A., Anderson, G., Carver, G. A., Crone, A. J., Dawson, T. E., Fletcher, H., Hansen, R., Hard, E. L., Harris, R. A., Hill, D. P., Hreinsdottir, S., Jibson, R. W., Jones, L. M., Kayen, R., Keefer, D. K., Larsen, C. F., Moran, S. C., Personius, S. F., Plafker, G., Sherrod, B., Sieh, K., Sitar, N. and Wallace, W. K., 2003- The 2002 Denali fault earthquake, Alaska: a large magnitude, slip partitioned event, *Science*, 300, 1113-1118.
- Harvard CMT, 2006 - CMT Catalog, Centroid Moment Tensor Project. <http://www.Seismology.Harvard.edu/projects/CMT/>.
- International Institute of Earthquake Engineering and Seismology Bulletin. <http://www.iiies.ac.ir/bulletin/bulletin.html>.
- International seismological Center (ISC), 2006- On-line seismic catalog. <http://www.isc.ac.uk/>.
- Jackson, J. & McKenzie, D. P., 1984 - Active tectonics of the Alpine- Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. International*, 77, 185-264.
- Jackson, J., & McKenzie, D. P., 1994- Active tectonics of the Alpine – Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geo-phys. J. R. Astron Soc.*, 77, 185-264.
- Jackson, J., Haines, A. J. & Holt, W. E., 1995- The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran, *J. Geophys. Res.*, 100, 15,205-15,209.
- Kagan, Y. Y., 1999- Universality of the seismic moment-frequency relation, *Pure Appl. Geophys.*, 155, 537-573.
- Kreemer, C., Holt, W. E. & Haines, A. J., 2003- An integrated global model of present – day plate motions and plate boundary deformation. *Geophys. J. int.*, 154, 8-34.
- Lin, A., Fu, B., Guo, J., Zeng, Q., Dang, G., He, W. & Zhao, Y., 2002 - Co-seismic strike-slip and rupture length produced by the 2001 MS 8.1 Central Kunlun earthquake. *Science*, 296, 2015-2017.
- Magistrale, H. & Day, S., 1999- 3D simulation of multi – segment thrust fault rupture. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2093-2096.
- Masson, F., Chéry, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F., Ghafory-Ashtiani, M., 2005- Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. *Geophys. J. Int.*, 160, 217-226
- Molnar, P., 1998 - Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics *Nature* 335, 131-137.
- Nilforoushan, F., Mason, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, A., Doerflinger, E., Collard, P. & Chery, J., 2003- GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran. *Journal of Geodesy*, 77, 411-422
- Nowroozi, A. A., 1985- Empirical relations between magnitudes and fault parameters for earthquakes in Iran, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1327-1338.
- Sieh, K., Jones, L., Hauksson, E., Hudnut, K., Eberhart-Phillips, D., Heaton, T., Hough, S., Hutton, K., Kanamori, H., Lilje, A., Lindvall, S., McGill, S., Mori, J., Rubin, C., Spotila, J. A., Stock, J., Thio, H., Treiman, J., Wernicke, B. & Zachariasen, J., 1993- Near-field investigations of the Landers Earthquake sequence, April to July, 1992, *Science*, 260, 171-176.
- Slemmons, D. B., 1982- Determination of design earthquake magnitudes for microzonation *Proc. Third IEMC*, 1, 119-130.
- Spotial, J. A. & Anderson, K., 2004- Fault interaction at the junction of the Transverse Ranges and Eastern California shear zone : a case study of intersecting faults. *Tectonophysics* 397, 43-60.
- Talebian, M. & Jackson, J., 2002- Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of Arabia-Eurasia collision zone, *Geophysical Journal International*, 150, 422-439.
- Talebian, M., Biggs, J., Bolourchi, M., Copley, A., Ghassemi, A., Ghorashi, M., Hollingsworth, J., Jackson, J., Nissen, E., Oveisi, B., Parsons, B., Priestley, K. & Saiidi, A., 2006- The Dahuyeh (Zarand) earthquake of 2005 February 22 in central Iran: reactivation of an intramountain reverse fault. *Geophys. J. Int.*, 164, 137-148.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. & Chery, J., 2004- Present-day deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurement in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157, 381-398.
- Walker, R. & Jackson, J., 2002- Offset and evolution of the Gowk fault, S.E. Iran: a major intra-continental strike-slip system. *Journal of Structural Geology*, 24, 1677-1698.
- Walker, R., Jackson, J. & Baker, C., 2003- Thrust faulting in eastern Iran: source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences. *Geophysical Journal International*, 152, 749-765.
- Walker, R., Jackson, J. & Backer, C., 2004 - Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 157, 265-282.
- Wells, D. L. & Coppersmith, K. J., 1994- New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.

that the region has activity specially at two parts: central part (near the mountain front) and northwestern part (near the main divide of the Torud mountains) and therefore the tectonic activity class of the region can be number 1. The activity of the central part can be due to the movements of the Torud fault. The activity of the northwestern part is the result of the uplift of the region which is related to the at least one fault parallel with the Torud fault that has formed the relic mountain fronts at recent past. The distribution of strain of this activity shows the progressive deformation from north northwest to south southeast and from west to east.

Keywords: The Torud Fault, Morphotectonics, Neotectonics, SL, Vf and Smf Indices.

For Persian Version see pages 47 to 56

*Corresponding author: M. Khademi, E-mail: Khademi@dubs.ac.ir

The 'Tectonic Geomorphology and Seismotectonics of the Ravar Fault Zone, South of Central Iran

A. Shafiei Bafti^{1*} & M. Shahpasandzadeh²

¹ Tectonic group, Islamic Azad University Zarand Branch, Kerman, Iran

² Geophysics group, graduate University and Technical of Kerman, Kerman, Iran.

Received: 2008 April 28

Accepted: 2008 December 10

Abstract

According to potential of the intra-continental strike-slip faults for occurrence of large earthquakes, which are also considered as the main elements of active continental deformation, determination of their geometry and kinematics along with recognition of the active segments and temporal structural evolution is necessary. The oblique-slip fault of Ravar with about 137 km length is extending in vicinity of Ravar, north of Kerman. In the north of study area, the fault extends parallel to the Lakar-Kuh fault, but in the south converges toward to the Lakar-Kuh and the Kuh-Banan faults. Upthrusting of the eastern block of the Ravar fault and east-ward thrusting of the Lakar_Kuh fault system constructed a positive flower structure. The motion of the Ravar fault have caused the dextral displacement and an accumulative horizontal displacement of the drainages about 940-970 in the north since Pleistocene. Regarding a minimum horizontal slip-rate of about 0.54 mm/yr, the recurrence time of earthquakes with $M_w \sim 6.7$ would be about 1400 year. In the middle part of the fault, the Reidel fractures of R, R \square , and P has been well developed and caused a dextral deflection of the Esmail-Abad River about 16m. With assumption of characteristic earthquake occurrence, the maximum slip per event could be about 0.75 m, which is consistent with the minimum displacement of the recent gorges. The amount of horizontal dextral displacement of the fault decreases toward to the south, whereas the vertical component of the fault motion increases, so that the Pleistocene deposits show about 10 m difference in elevation across the southern part of the fault. Concerning the trend of meizoseismal zone of 1911/04/18 Ravar earthquake ($M \sim 5.8$, $I_0 \sim VIII$) and parallelism of trend of the co-seismic surface rupture (N13W) with the southern part of the fault, the Ravar fault could be responsible of this earthquake. In addition, the active cross-faulting of the Dehu, the Dehzanan, the Chatrud, the Pasib, and the Darbid-Khun control the recurrence time and magnitude of the earthquakes in the study area.

Keywords: Strike-slip faults, Segmentation, Active fault, Tectonic geomorphology, The Ravar fault zone, Central Iran

For Persian Version see pages 57 to 66

*Corresponding author: A. Shafiei Bafti; E-mail: Amir.Shafii@gmail.com

Geomorphic Signatures of Active Tectonics in the Karaj Drainage Basin in South Central Alborz, N Iran

R. Khavari^{1*}, M. Ghorashi^{2,3}, M. Arian¹, & Kh. Khosrotehrani¹

¹ Islamic Azad University (IAU), Science and Research Branch, Tehran, Iran

² Islamic Azad University (IAU), North Tehran Branch, Tehran, Iran

³ Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2008 September 17

Accepted: 2008 November 22

Abstract

The paper presents a method for evaluating relative active tectonics based on geomorphic indices useful in evaluating morphology and topography. Indices used include: stream length-gradient index (SL), drainage basin asymmetry (Af), hypsometric integral (Hi), ratio of valley-floor width to valley height (Vf), index of drainage basin shape (Bs), and