



## زمین سافت جنبا و برآورد خطر زمین لرزه در منطقه‌ی سبزواران

امیر شفیعی بافتی<sup>۱\*</sup>، امیدرضا جعفری<sup>۲</sup>، مجید شاهپسند زاده<sup>۳</sup>

(۱) دانشگاه آزاد اسلامی واحد زرنند. [shafii.b-a@iau-zarand.ac.ir](mailto:shafii.b-a@iau-zarand.ac.ir)

(۲) دانشگاه آزاد اسلامی جیرفت

(۳) دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی. پردیس ماهان. کرمان

(\* عهده‌دار مکاتبات)

### هکیده

گسل‌های راستالغز قاره‌ای به عنوان عناصر مهم دگرشکلی در قاره‌ها شناخته می‌شوند و می‌توانند زلزله‌های بزرگی را ایجاد نمایند. نمونه‌ای از این سامانه‌های گسلی، سامانه‌های گسلی سبزواران - جیرفت می‌باشند که در زون گذار میان سیستم‌های زاگرس، مکران و ایران مرکزی قرار دارد. این سامانه - ی گسلی قسمتی از برش میان مکران و زاگرس را در خود جای می‌دهد. گسل سبزواران با طولی نزدیک به ۱۵۰ کیلومتر شواهد متعددی از فعالیت‌های زمین ساختی در کوارترنر از خود نمایش می‌دهد. میزان جابجایی گسل سبزواران در طول ۴۲ هزار سال گذشته حدود ۱۳۰ متر اندازه گیری شد که نرخ جابجایی  $0.75 \pm 2/98$  میلی متر در سال را به نمایش می‌گذارد. گسل جیرفت نیز با طولی نزدیک ۱۳۰ کیلومتر مرز غربی فرو افتادگی جازموریان را تشکیل می‌دهد این سامانه‌ی گسلی سبب جدایش در رسوبات آبرفتی ۲۲ و ۴۲ هزار سال گذشته به ترتیب به میزان ۴۹ و ۱۳۲ متر گردیده است. نرخ متوسط جابجایی این گسل حدود  $0.7 \pm 2/7$  میلی متر در سال محاسبه شده است. لرزه‌خیزی منطقه‌ی سبزواران حکایت از پراکندگی کانون‌های سطحی، و پایین بودن بزرگای آن‌ها در این ناحیه دارد. بزرگترین زمین لرزه‌ی محتمل دارای بزرگای  $6/4$  و دوره‌ی بازگشت زلزله‌های با بزرگای بالاتر از ۶ ریشتری حدود ۱۳۰۰ سال برآورد گردیده است. از مقایسه‌ی دوره‌ی بازگشت زلزله‌های با بزرگای متوسط تا بالا و مقدار نرخ لغزش سالیانه محاسبه شده برای گسل‌های منطقه‌ی سبزواران می‌توان به عدم قفل شدگی و خزش پیوسته سامانه‌ی گسلی سبزواران جیرفت پی برد.

**واژه‌های کلیدی:** گسل‌های راستالغز قاره‌ای، سامانه‌ی گسلی سبزواران - جیرفت، شواهد ریخت زمین ساخت، نرخ لغزش، برآورد خطر زمین

لرزه

### ۱ - مقدمه

صورت زون گذار میان نواحی برخوردی زاگرس و فرورانش مکران در نظر گرفته می‌شود (Regard et al. 2004, 2005) (تصویر ۱). این سامانه‌ی گسلی تفاوت سرعت میان قسمت‌های شرقی زاگرس و غربی مکران را در خود جای داده و باعث بالا راندگی غرب مکران بر روی شرق زاگرس گردیده است. به همین ترتیب تفاوت سرعت میان بلوک ایران مرکزی و بلوک لوت به وسیله‌ی سامانه‌ی گسلی فعال جیرفت - سبزواران که به صورت امتداد جنوبی سامانه‌ی گسلی راستالغز گوک در نظر گرفته می‌شود، جذب می‌گردد (Bayer et al. 2006). بر طبق مطالعات (Regard et al. 2005)، سامانه‌ی گسلی جیرفت - سبزواران یکی از دو سیستم مشخص زون گذار زاگرس به مکران است که با روند شمال - جنوب، زون مکران را به نواحی شمالی ایران مرکزی (البرز و کپه داغ) متصل می‌کند و به همراهی سامانه‌ی گسلی ناینند - گوک واتنش برشی بین ایران مرکزی و نواحی لوت - مکران را در خود جای می‌دهد. با مطالعه‌ی زمین ریخت‌شناسی سامانه‌ی گسلی فعال جیرفت - سبزواران می‌توان اطلاعات ارزشمندی درباره‌ی نحوه‌ی

گسل‌های راستالغز قاره‌ای در بسیاری از نقاط فعال قاره‌ای شناسایی گردیده و به عنوان عناصر ساختاری مهمی در دگرشکلی قاره‌ای مطرح هستند (Berberian et al. 2001, Walker et al. 2004, Jackson 1994, Molnar 1994, Mckenzie & Shafiee 1385، شفیعی بافتی و همکاران ۱۳۸۶). این گسل‌ها می‌توانند تا صدها کیلومتر طول و جابجایی‌هایی تا چندین کیلومتر را ایجاد نموده و توانایی ایجاد زمین لرزه‌های بزرگ مانند زلزله‌های ۲۰۰۱ کانلون با  $Mw = 7.8$  (Lin et al. 2002) و ۲۰۰۲ دنالی آلاسکا ( $Mw = 7.9$ ) Eberhart- Phillips (et al. 2003) (Sierajch Krman ( $Mw = 7.1$ ) (Berberian & Yeats 1999) را دارا می‌باشند. همگرایی شمال - جنوب امروزی بین صفحات عربی و اوراسیا به صورت بخشی بین ناحیه‌ی کمربند چین خورده - رانده زاگرس و ناحیه‌ی فرورانش مکران تقسیم می‌گردد (Bayer et al. 2006, Regard et al. 2004). سامانه‌ی گسلی زندان - میناب - پالمی به -

به صورت فعالیت‌های لرزه‌ای آزاد می‌گردد. بر اساس مطالعات GPS، میزان این همگرایی در طول جغرافیایی  $60^{\circ}$  به میزان ۲۶ میلی‌متر در سال است (Vernant et al. 2004) (تصویر ۱). در پهنه فرورانش مکران میزان کوتاه‌شدگی پوسته ۱۹/۵ میلی‌متر در سال، کپه داغ ۰/۵ زاگرس ۶/۵ تا ۱۰ میلی‌متر در سال (Hessami et al. 2006)، و در البرز ۸ میلی‌متر در سال است (Vernant et al. 2004 & Nilforoushan et al. 2003). میزان ضخیم‌شدگی در ایران مرکزی کمتر از ۲ میلی‌متر در سال است که با آزاد شدن واتنش به صورت فعالیت‌های لرزه‌ای همراه با گسلش سطحی در این منطقه مشخص می‌شود (Talebian et al. 2006, Walker 2003). عدم مقدار زیاد دگرشکلی غیره لرزه‌ای در ایران مرکزی و واتنش کوتاه‌شونده‌ای که موجب بروز فعالیت‌های لرزه‌ای و فرایشی در زاگرس نشود باعث برش راستالغز راستگردی بر روی گسل‌هایی با روند عمومی N-S بین بلوک‌های ایران مرکزی می‌گردد (Vernant et al. 2004) (Nilforoushan et al. 2003). تفاوت میزان حرکت راستالغز بین گسل‌های ایران مرکزی می‌تواند سبب چرخش این بلوک‌ها نظیر بلوک لوت در خلاف جهت حرکت عقب‌های ساعت، همراه با حرکت انتقالی آن‌ها به سمت شمال خاور شود (Walker 2003).

کمربند کوهزایی زاگرس از شمال شرق به گسل اصلی معکوس زاگرس که بر حاشیه‌ی قدیمی ایران و صفحه‌ی عربی جای گرفته است، محدود می‌باشد (Berberian 2005). در این کمربند ردیف ضخیمی از رسوبات کامبرین تا کواترنری بر روی پی سنگ پرکامبرین قرار گرفته است. در مورد آغاز برخورد قاره‌ای بین ایران و صفحه‌ی عربی اتفاق نظری وجود ندارد اما به‌طور تقریبی کرتاسه پایانی تا میوسن پایانی در نظر گرفته می‌شود.

کوتاه‌شدگی امروزی زاگرس که به‌وسیله‌ی سیستم موقعیت‌یاب جهانی اندازه‌گیری شده است حدود ۱۰ میلی‌متر در سال (Hessami et al. 2004, Vernant et al. 2002, Tatar et al. 2006) کل مقدار کوتاه‌شدگی زاگرس بین ۵۰ کیلومتر (Molinario et al. 2005) ، ۸۰ کیلومتر (McQuarrie 2004) برآورد شده است این کوتاه‌شدگی به‌وسیله‌ی گسل خوردگی رانده در پی سنگ (Talebian & Jackson) 2004 و قسمت باقیمانده در چین خوردگی‌های جنبای رسوبات کم عمق انجام می‌پذیرد (Blanc et al. 2003). براساس مطالعات انجام شده (Kreemer et al. 2003, Kagan 1999) بین نرخ واتنش زمین پیمایشی (Geodetic) و تعداد نسبی رخداد زمین لرزه‌ها در یک ناحیه ارتباط مستقیم وجود دارد که این ارتباط در مناطق فعال قاره‌ای بیشتر است. در ایران نیز این نوع واتنش زمین پیمایشی با تعداد زمین لرزه‌ها در ارتباط مستقیم است (Masson et al. 2005) ایران مرکزی

تکامل این گسل‌ها در کواترنری به‌دست آورد. شناسایی هندسه‌ی سامانه‌ی گسلی سبزواران - جیرفت، تعیین نرخ جابجایی و بررسی مطالعات ریخت زمین ساختی این گسل ما را در ارزیابی و برآورد خطر زمین لرزه در ناحیه‌ی سبزواران راهنمایی می‌کند.

## ۲ - موقعیت زمین ساختی و زمین ساخت جنبای ایران

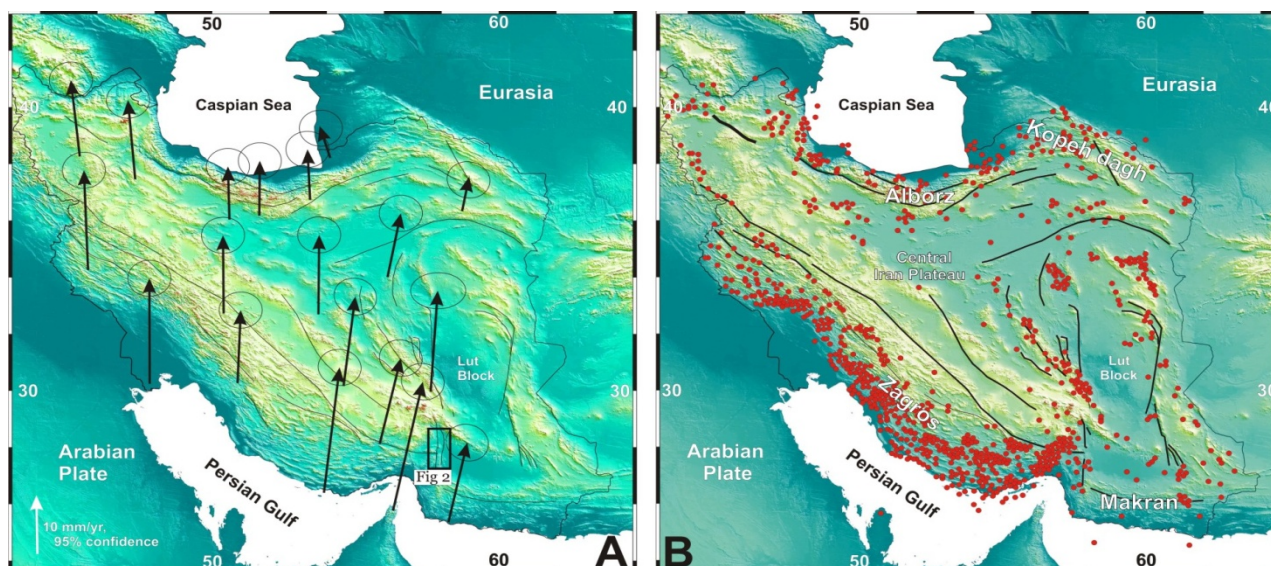
### مرکزی و مکران

مهمترین سیمای توپوگرافی ایران مرکزی، فلات ایران مرکزی است که با ارتفاع ۱ تا ۲ کیلومتر از سمت باختر به ارتفاعات آناتولی و از خاور به فلات پامیر منتهی می‌گردد. تشکیل فلات ایران به احتمال زیاد به دلیل دگرشکلی‌ها و ضخیم‌شدگی‌های پوسته از میوسن تا به امروز (۵ تا ۱۲ میلیون سال گذشته) است. چین خوردگی رسوبات دریایی جوانتر از ۱۲ میلیون سال مؤید این مطلب است. این شواهد مقدار کمی از دگرشکلی فلات ایران را قبل از ۵ میلیون سال گذشته نشان می‌دهد (Allen et al. 2002).

پهنه‌ی فرورانش مکران در میان صفحات ایران - عربستان و هند، محدود به ناحیه‌ی فعال فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی صفحه‌ی هند به زیر صفحه‌ی ایران مرکزی با نرخ ۲۳ میلی‌متر در سال از کرتاسه تا به امروز است (Sella et al. 2002). پهنه‌ی فرورانش مکران یکی از بزرگترین مناطق گوه‌فزاینده‌ی دنیا را با طول تقریبی ۳۵۰ کیلومتر نشان می‌دهد. این گوه دارای ترکیبی از رسوبات تخریبی سیلیسی است که در دریای عمان ته‌نشین شده است (Harms et al. 1984). سرعت رشد این گوه به سمت دریا حدود ۱۰ میلی‌متر در سال است (White 1982). مطالعات زمین ساختی و تجزیه و تحلیل‌های مؤلفه‌های لغزشی، دو رژیم زمین ساختی از میوسن تاکنون را برای ناحیه‌ی گزار زاگرس - مکران نشان داده است (Regard et al. 2004):

الف: رژیم زمین ساختی میوسن پایانی تا پلیوسن که با گسلش معکوس و چین خوردگی‌های نردبانی شکل راست بر مشخص گردیده است.

ب: رژیم زمین ساخت فشارش پلیوسن تا عهد حاضر با راستای تنش بیشینه N45E که اغلب سبب گسل معکوس در این ناحیه شده است. کمربند چین خورده - رورانده‌ی زاگرس یک پهنه‌ی برخورد فعال قاره‌ای پس از نوژن است. این پهنه قسمتی از منشور فزاینده که قسمت‌های جنوب شرق آن با چین‌ها و گسل‌های با روند شرقی - غربی به صورت همزمان با گسل‌های راستالغز با روند شمال غرب و شمال شرق قطع گردیده‌اند (Blanc et al. 2006, Hessami et al. 2003). قسمت اعظم واتنش ناشی از همگرایی صفحات عربی - اوراسیا (حدود ۸/۵٪) به صورت دگرشکلی غیر لرزه‌ای و بقیه‌ی آن



تصویر ۱- الف: سرعت‌های افقی به دست آمده توسط سیستم موقعیت‌یاب جهانی (Global Positioning System, GPS) برای قسمت‌های مختلف ایران زمین، زمانی که اوراسیا به عنوان مرجع ثابت در نظر گرفته شود (اقتباس از Vernant et al. 2004 با اندکی تغییر) منطقه‌ی مورد مطالعه با کادر نشان داده شده است ب: نقشه‌ی SRTM ایران زمین به همراه پراکنندگی مراکز مهله‌زای زلزله‌های دستگامی از سال‌های ۲۰۰۶-۱۹۶۰، داده‌های لرزه‌ای اقتباس از (IIEES 2008, Harvard CMT 2007)

چندین زلزله با بزرگای بالاتر از ۷ در محل فرورانش مکران رخ داده است (Byrne et al. 1992). واقعه‌ی لرزه‌ای دیگر که در سال ۱۴۸۳ میلادی، در غرب ناحیه‌ی فرورانش مکران رخ داده است به نظر می‌رسد وابسته به ناحیه‌ی زاگرس و یا زون گذار زاگرس مکران باشد (Byrne et al. 1992).

### ۳ - بخت

#### ۳-۱- سامانه‌های گسلی سبزواران - جیرفت

##### ۳-۱-۱- سامانه‌ی گسل سبزواران

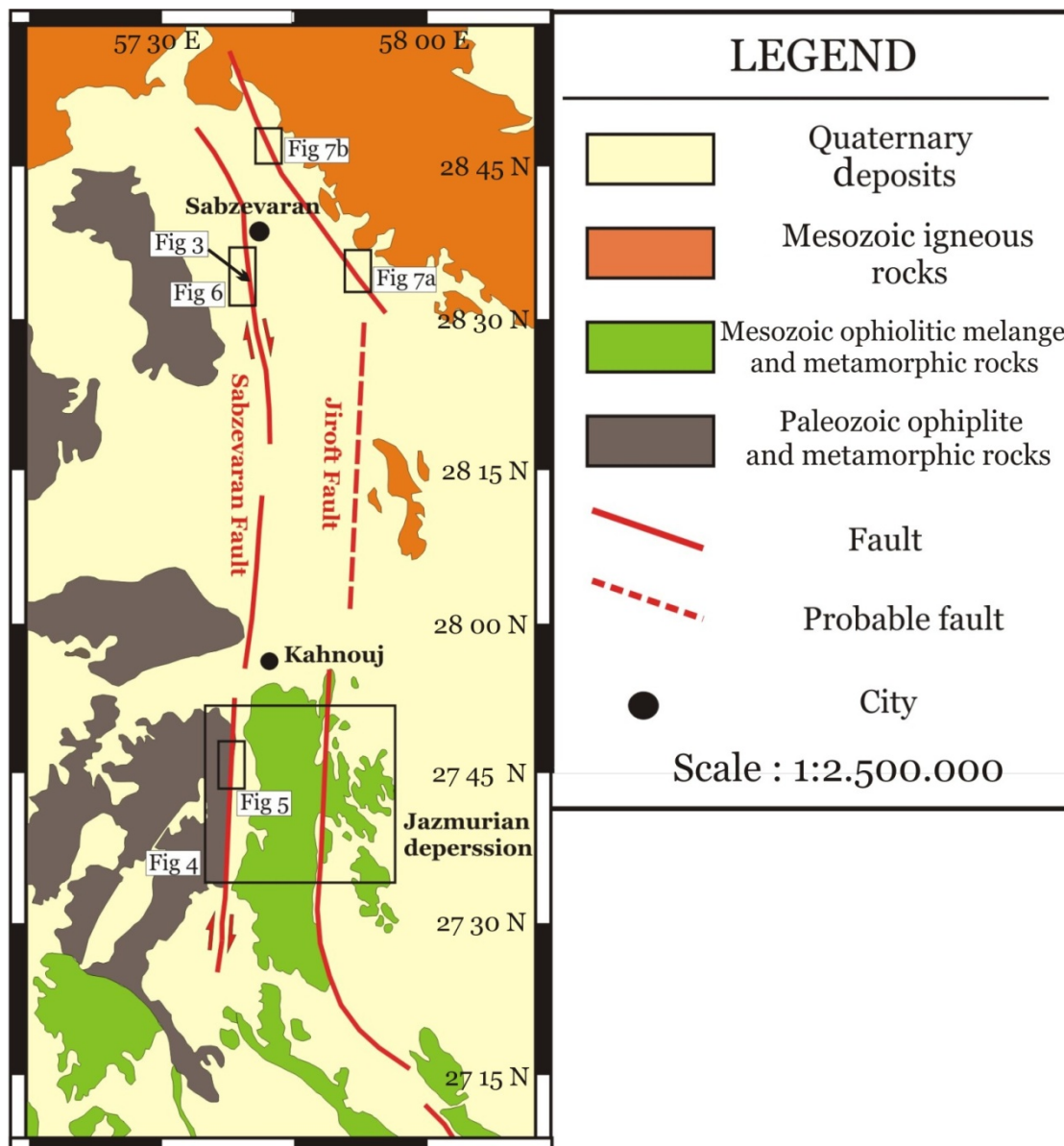
گسل سبزواران با طولی نزدیک به ۱۵۰ کیلومتر از غرب شهر جیرفت (سبزواران) تا جنوب غرب کهنوج کشیده شده است (تصویر ۲). در راستای این گسل و به خصوص در قسمت‌های جنوبی آن، پرتگاه‌های گسلی، آبراهه‌ها و پشته‌های قطع شده از شواهد ریخت زمین ساخت جنبای این گسل می‌باشند، شواهد یاد شده به همراه اثر خطی گسل در بسیاری از نواحی (27°47'N, 57°38'E) اشاره به عمودی بودن سطح گسل (180°/80°) و حرکت راستا لغز به همراه مؤلفه‌ی کوچک معکوس امروزی آن دارند (تصویر ۳).

گسل سبزواران در طول خود ۲ قلمرو ریختی را مشخص می‌نماید:

- در قسمت شمالی (از حوالی شهر جیرفت تا شمال شهر کهنوج) این گسل به صورت اثر خطی قطع کننده رسوبات پلیوسن - کواترنری عمل نموده است.

- در قسمت جنوبی (جنوب غرب کهنوج) به صورت پرتگاه گسلی جداکننده‌ی پیشانی کوه‌گیری در غرب از دره بند بارگاه در شرق

از لحاظ تعداد رویداد زمین لرزه‌ها جزء مناطق با فعالیت بالا به حساب نمی‌آید، اما از لحاظ انرژی لرزه‌ای (Seismic energy) جزء مناطق نسبتاً فعال است، نرخ لرزه‌خیزی در ایران مرکزی نسبت به واتنش زمین پیمایشی پایین‌تر از حد انتظار است، به طوری که نرخ واتنش برای این قسمت از ایران زمین بین ۳ تا ۲۳ درصد متغیر بوده اما متوسط تعداد زمین لرزه‌ها در ۱۰۰ کیلومتر مربع به عدد ۱۰۰ می‌رسد (Masson et al. 2005) نرخ پایین لرزه‌خیزی در ایران مرکزی بیانگر این است که واتنش‌های ذخیره شده کمتر از ۱۰ درصد واتنش است که از همگرایی صفحات ایران - اوراسیا حاصل گردیده است. فعالیت‌های لرزه‌ای در زاگرس دارای پراکنندگی بوده و از قسمت شمال به راندگی اصلی زاگرس محدود می‌باشد (تصویر ۱). در قسمت جنوب شرقی زاگرس، لرزه‌خیزی بالا ولی بزرگای آن‌ها پایین است. اغلب سازوکارهای کانونی در اعماق ۴ تا ۱۸ کیلومتر و در درون پی سنگ معکوس پر شیب در پی سنگ بوده و جابه‌جایی راستالغز راستگرد گسل‌هایی با روند NW-SE است، این گسل‌ها مسئول ایجاد بیشترین فعالیت‌های لرزه‌ای با عمق کمتر از ۲۰ کیلومتر می‌باشند (Tatar et al. 2002, Talebian & Jackson 2004). در منطقه‌ی مکران فعالیت‌های لرزه‌ای مشخصی نه به صورت مهله‌ز (Quitemeyer 1979, Ambraseys & Melville 1982) و نه به صورت ریز لرزه‌ای (Yamini-Fard et al. 2007) ثبت نشده است و تنها واقعه‌ی لرزه‌ای در سال ۱۸۴۹ و در نزدیکی کهنوج رخ داده است. در قسمت دریا

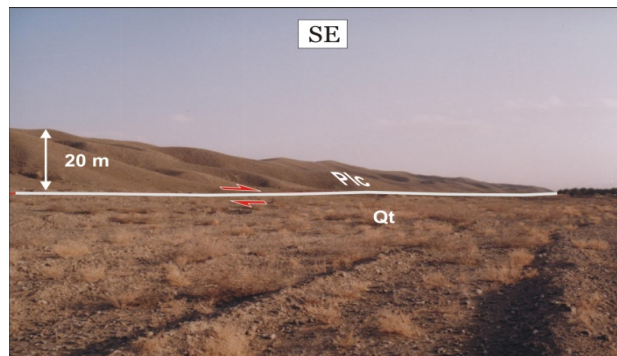


تصویر ۲- نقشه‌ی ساده‌ی زمین شناختی مناطق جیرفت - کهنوج، همرا با گسل‌های سبزواران و جیرفت (با تغییرات و تلفیق از نقشه‌های زمین‌شناسی سازمان زمین‌شناسی کشور)

می‌باشد (تصویر ۴)، گسل باعث قطع و جابجایی آبرفت‌های مخروط افکنه‌ای و آبراهه‌ها گردیده است (تصویر ۵- جدول ۱). این قطعه دارای طولی نزدیک به ۶۰ کیلومتر است و توسط دو قطعه‌ی گسلی به طول‌های ۳۲ و ۲۶ کیلومتر مشخص می‌گردد.

### ۳-۱-۲- گسل جیرفت

گسل جیرفت که از ۱۰ کیلومتری جیرفت آغاز گردیده، با انحنای رو به شرق از خاور جیرفت گذشته و با روندی شمالی جنوبی تا ۴۰ کیلومتری جنوب شرق شهر کهنوج ادامه دارد (تصویر ۲). این گسل در قسمت‌های جنوبی خود (جنوب کهنوج) مرز بین آمیزه‌های افیولیتی و



تصویر ۳- نمایی از پرتگاه گسلی سبزواران در مجاورت روستای کریم آباد، جنوب جیرفت. Qt و Plc به ترتیب نشانگر نهشته‌های پلیوسن و کواترنری است.

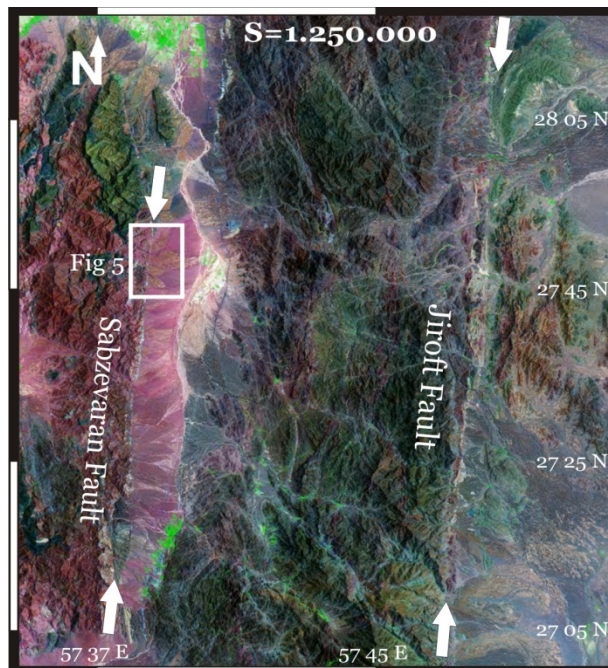
دگرگونی مزوزوئیک با نهشته‌های گودال جازموریان را تشکیل می‌دهد. این گسل در جنوب کهنوج به موازات گسل سبزواران است. با توجه به شواهد ریخت زمین ساختی، این گسل به قطعاتی ناپیوسته با طول ۱۰ تا ۴۰ کیلومتر مرز غربی فروافتادگی جازموریان را تشکیل می‌دهد؛ گسل جیرفت در قسمت شمالی در حوالی روستای دشت کوچ آرایش دم‌اسبی داشته و رسوبات کواترنر را به‌صورت واضح قطع می‌کند (تصویر ۷).

بیشینه‌ی جابجایی راستبر قابل مشاهده در راستای این سامانه‌ی گسلی به میزان ۷/۸ کیلومتر در نهشته‌های پلیوسن زیرین در مجاورت روستای کریم آباد اندازه‌گیری شده است (تصویر ۶). در قسمت جنوبی، گسل جیرفت با گسل سبزواران توسط قطعات گسلی با روند شمال غرب متصل گشته و در لبه‌ی جنوبی فروافتادگی جازموریان با راندگی مکران اتصال می‌یابند. گسل جیرفت در قسمت‌های میانی خود دارای فعالیت‌های بارز زمین ساختی نبوده اما در قسمت جنوبی شواهد حرکتی این گسل به‌خوبی قابل مشاهده می‌باشد (جدول ۱).

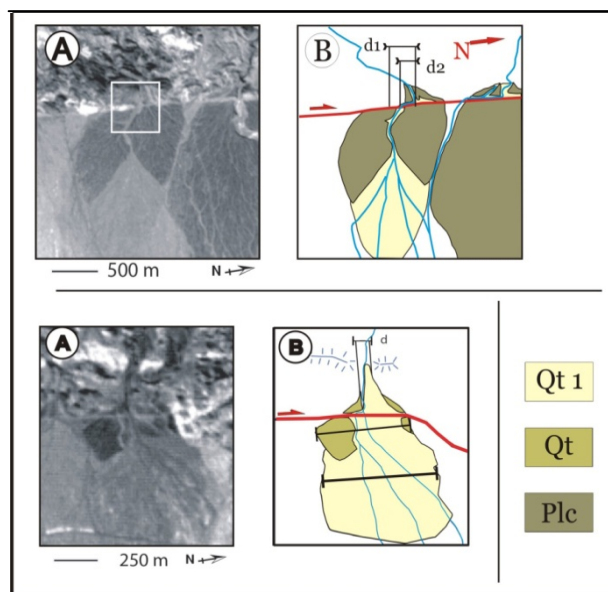
برداشت‌های میدانی نرخ لغزش راستا لغز راستگرد برای این گسل را حداقل  $0.8 \pm 2.2$  و حداکثر  $0.5 \pm 3.2$  (متوسط  $0.7 \pm 2.7$ ) میلی‌متر در سال نشان می‌دهد. جهت حرکت این گسل  $17E \pm N18$  اندازه‌گیری گردید. سامانه‌ی گسلی سبزواران - جیرفت به‌همراه سامانه - ی گسلی زندان - میناب - پالمی، سیستم‌های گذار برخورد قاره‌ای در زاگرس و منطقه‌ی فرورانش در مکران می‌باشند. روند سامانه‌های گسلی فوق شمالی - جنوبی بوده و بر پایه‌ی اطلاعات حاصل از داده‌های جی‌پی‌اس، میزان نرخ جابجایی برای این سامانه‌ها حدود  $1.7 \pm 0.5$  میلی‌متر در سال می‌باشد (Regard et al. 2005). این حرکت راستالغز وظیفه‌ی انتقال دگرشکلی از منطقه‌ی مکران به البرز و کپه داغ را به همراه سامانه‌ی گسلی نایبند - گوک به - عهده دارد.

### ۳-۲- لرزه‌خیزی و برآورد خطر زمین لرزه

با توجه به توزیع مراکز سطحی زلزله‌های دستگاهی، (IIEES 2007) در ایران مرکزی زمین لرزه‌ها برخلاف زاگرس که زمین لرزه‌ها توزیع ناحیه‌ای از خود نشان می‌دهند، محدود به پهنه‌های گسلی بوده و روندهای خاصی را نشان می‌دهند (تصویر ۱). در ناحیه‌ی مکران رومرکز زمین لرزه‌ها فقط در حاشیه‌ی شمالی و به‌تعداد کم در این منطقه دیده می‌شوند. لرزه‌خیزی تاریخی در این منطقه، مشخص کننده - ی توزیع مراکز لرزه‌ای در اطراف تنگه هرمز بوده (Ambrasayse & Melville 1982) و بسیاری از زمین لرزه‌ها در غرب بندرعباس و در کمربند چین خورده - رانده‌ی زاگرس واقع شده‌اند. تنها واقعه‌ی لرزه‌ای



تصویر ۴- تصویر ماهواره‌ای لندست (باندهای ۳، ۴ و ۷) از گسل‌های سبزواران و جیرفت در جنوب کهنوج، روندهای گسلی با پیکان‌های سفید رنگ نمایش داده شده‌اند.



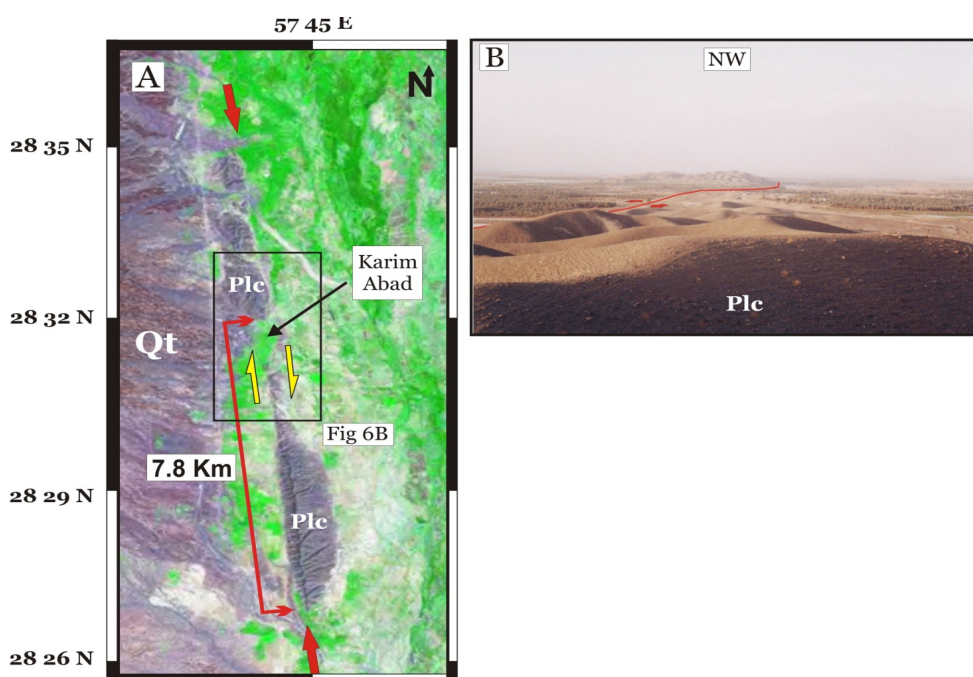
تصویر ۵- تصویر بالا: (a) انحراف راست بر رودخانه در طول گسل سبزواران (محل این تصویر در شکل ۴ مشخص گردیده است). در این شکل رودخانه رسوبات کواترنر را جابجا نموده است (b) مقادیر  $d_1$  و  $d_2$  دو نسبت از جابجایی را نمایش می‌دهند اما با توجه به اینکه مقدار  $d_1$  جابجایی پیوسته‌ای را بدون دگرشکلی داخلی نهشته‌های آبرفتی مخروط افکنه‌ای نمایش می‌دهد صحیح‌تر به نظر می‌رسد. مقدار جابجایی  $d_1$  حدود ۱۵۰ متر  $d_2$  حدود ۱۰۰ متر است.

تصویر پایین: (a) نمایش دیگر از جابجایی مخروط‌های آبرفتی در طول گسل سبزواران (b) مقدار جابجایی (d) اندازه‌گیری شده از روی خطوط میانی مخروط افکنه‌های جدید و قدیم از حدود ۵۰ تا ۸۰ متر اندازه‌گیری گردیده است. (با تغییرات از Regard et al. 2004)

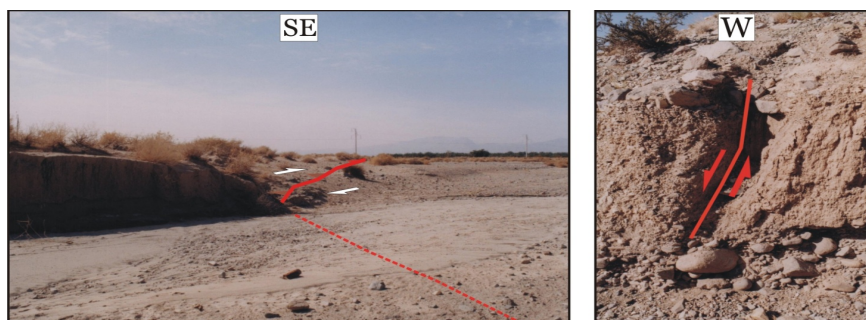
در جنوب کهنوج رخ داده است که اثرات آن به خوبی ثبت نگردیده باشد، رخ داده است (Byrne et al. 1992). زلزله‌های دستگامی علاوه است. در دریای عمان چندین جنبش قوی با بزرگسای (7~Ms) که بر پراکندگی در مرکز زلزله‌های تاریخی نبود زمین لرزه‌های کم عمق را می‌تواند وابسته به گسیختگی حاشیه‌ی صفحه فرو رونده در مکران در منطقه‌ی گذار زاگرس - مکران تأیید می‌نمایند.

جدول ۱- نرخ جابجایی راستا لغز گسل‌های سبزواران و جیرفت (سن رسوبات اقتباس از McCall 1985) اندازه‌گیری‌ها بر اساس لبه‌های ساختار و یا خط میانی آن‌ها انجام پذیرفته است.

نام گسل	مکان اندازه‌گیری	مختصات سطح گسل	جدایش اندازه‌گیری شده (متر)	عارضه اندازه‌گیری شده	سن رسوبات قطع شده (هزار سال)	نرخ جابجایی (میلی متر در سال)
سبزواران	۵۷° ۴۰' E ۲۷° ۴۷' N	۱۷۷.۷۸ E	۱۳۰	آبراهه مخروط آبرفتی	۴۲	۲.۹۸ ± ۰.۷۵
جیرفت	۲۷° ۳۵' N ۵۷° ۴۸' E	۱۸۰.۵۲ E	۴۹	مخروط آبرفتی	۲۲	۲/۲
		۱۸۴.۶۰ SE	۱۳۳	رودخانه	۴۲	۳/۲



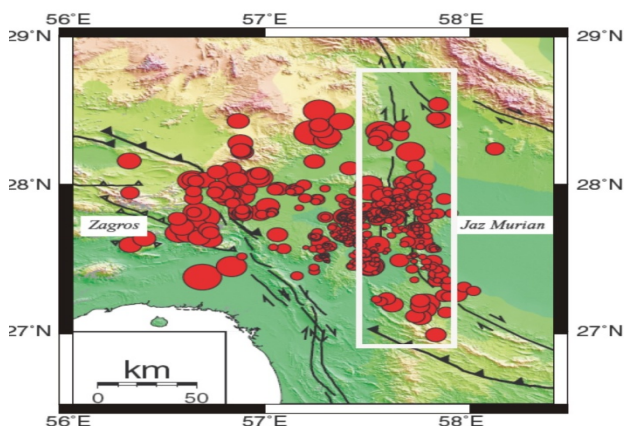
تصویر ۶- (a) تصویر ماهواره‌ای لندست (باند‌های ۳،۴ و ۷) از سامانه‌ی گسل سبزواران در مجاورت روستای کریم آباد، میزان جابجایی در رسوبات پلیوسن زیرین در راستای گسل دارای تقریبی برابر ۷/۸ کیلومتر است. جهت حرکت گسل با پیکان‌های زرد رنگ و راستای گسل با پیکان‌های قرمز رنگ نمایش داده شده است (b) نمای میدانی از جابجایی انجام شده (دید به سوی شمال غرب).



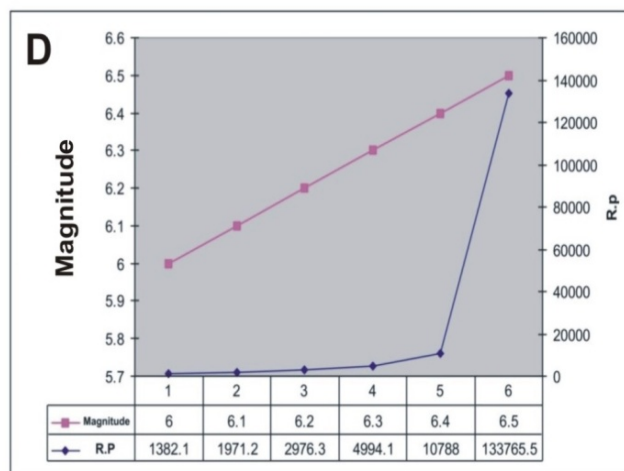
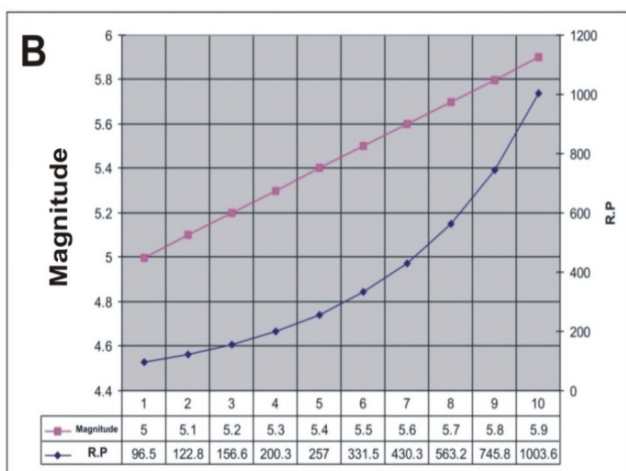
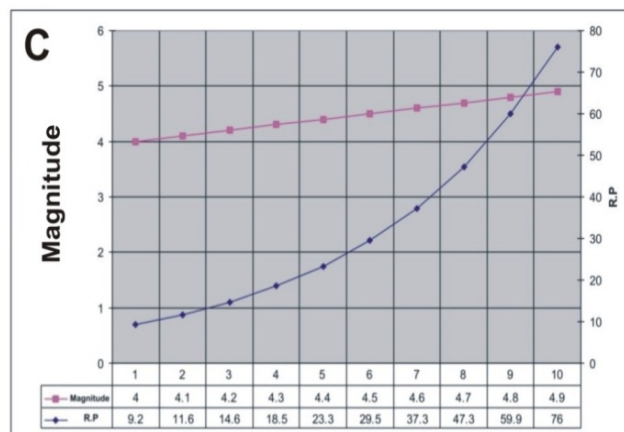
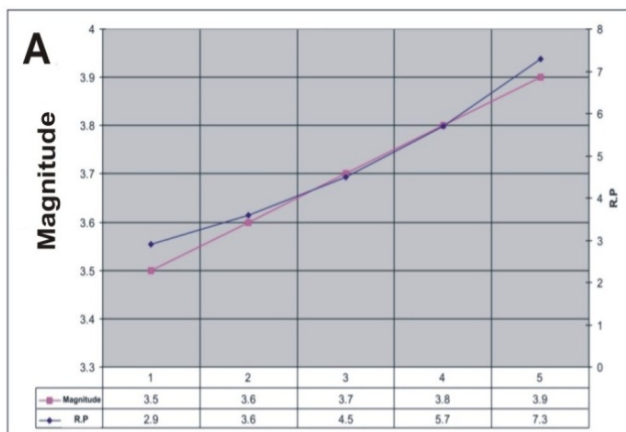
تصویر ۷- تصاویری از گسل جیرفت در مجاورت روستای دشت کوچ در شمال غرب جیرفت، (به تصویر ۱ مراجعه شود) پیکان‌های قرمز و سفید رنگ جهت حرکت را نمایش می‌دهند. سن رسوبات قطع شده کواترنری بوده و میزان جابجایی افقی (تصویر سمت چپ) به میزان ۱۰۰ متر و جابجایی قائم (تصویر سمت راست) حدود پنجاه سانتی متر اندازه‌گیری گردید. (بوت‌ها مقیاس عکس را نمایش می‌دهند).

پراکندگی مراکز لرزه‌ای در ارتباط با فرورانش مکران بوده و اغلب در قسمت شرقی مکران واقع شده‌اند، ساز و کار این زمین لرزه‌ها، گسلش معکوس را نمایش می‌دهد. عمق اغلب زمین لرزه‌ها بین ۲۰ تا ۳۰ کیلومتر بوده و تنها یک زمین لرزه (۱۹۷۰) با عمق ۱۰۰ کیلومتر در این مکان اتفاق افتاده است (Maggi et al. 2000). علی‌رغم سیمای دگرشکلی فعال در طول سامانه‌های گسلی جیرفت - سبزواران و نایند- گوک از این گسل‌ها، بلوک لوت و فرو افتادگی جازموریان فاقد دگرشکلی فعال می‌باشند. در حاشیه‌ی باختری لوت برش راستگردی بین گسل‌های فوق توزیع گردیده است، به نحوی که لرزه‌خیزی این منطقه وابسته به سازوکار و نحوه‌ی جنبش لرزه‌ای این گسل‌ها است. مطالعات لرزه‌خیزی ناحیه‌ی مورد مطالعه زمین لرزه‌های کم عمق به همراه سطح فعالیت لرزه‌ای پایین را برای این منطقه نشان می‌دهد (Harvard CMT 2006 و IIEES 2007). بررسی‌های انجام گرفته مختصات صفحه‌ی کانونی برای گسلش را به صورت

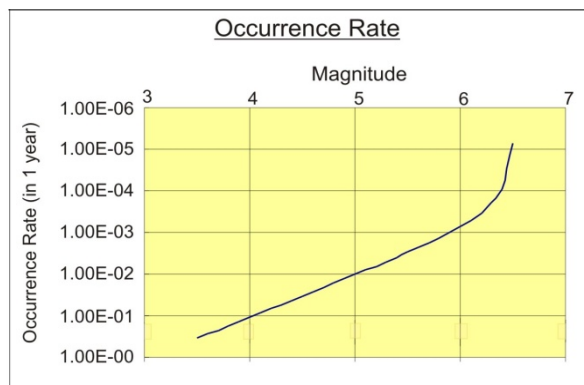
تصویر ۸- مراکز سطحی زلزله‌های دستگامی ( $MW > 3.5$ ) برای پهنه‌ی گذرا بین زاگرس، ایران مرکزی و مکران. منطقه‌ی سبزواران در کادر سفید رنگ نمایش داده شده است (داده‌های اقتباس از Yamini-Fard et al. 2007)



تصویر ۸- مراکز سطحی زلزله‌های دستگامی ( $MW > 3.5$ ) برای پهنه‌ی گذرا بین زاگرس، ایران مرکزی و مکران. منطقه‌ی سبزواران در کادر سفید رنگ نمایش داده شده است (داده‌های اقتباس از Yamini-Fard et al. 2007)



تصویر ۹- بررسی بزرگای زلزله‌ی محتمل ایجاد شده در برابر مقادیر دوره‌ی بازگشت محاسبه شده برای هر بزرگا در منطقه‌ی سبزواران بزرگای بین اعداد صحیح در جداول جداگانه (A تا D) آورده شده‌اند.



تصویر ۱۰- بالا : نمودارهای دوره‌ی بازگشت زمین لرزه‌ها با بزرگای مختلف برای دوره‌ی زمانی ۱ تا ۱۰۰۰۰۰۰ سال پایین: نرخ رخداد سالیانه‌ی زلزله‌ها با بزرگای مختلف

#### ۴- نتیجه گیری

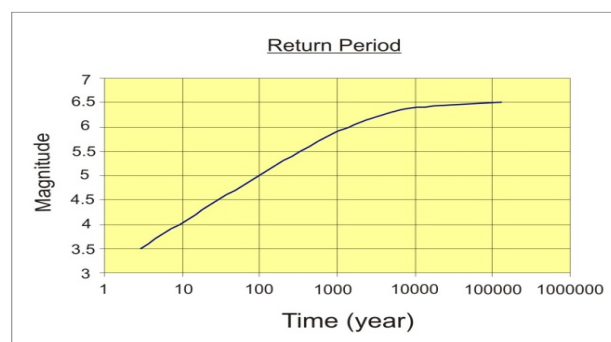
سامانه‌ی گسلی سبزواران - جیرفت به همراه سامانه‌ی گسلی زندان - میناب - پالمی نقش قابل ملاحظه‌ای در انتقال تنش وارده از جنوب شرق ایران زمین به قسمت‌های شمالی‌تر را به عهده دارند، اما در این منطقه زلزله‌های با بزرگای  $M > 4.5$  به ندرت رخ داده و اغلب فعالیت‌های لرزه‌ای منطقه دارای بزرگای  $(M < 3)$  می‌باشند.

بر طبق مطالعات انجام شده‌ی منطقه‌ی مکران با دو ویژگی و اتنش ژئودتیک بالا و و اتنش لرزه‌ای متوسط شناخته می‌شود، همین مطالعات ایران مرکزی را با ویژگی و اتنش لرزه‌ای پایین و و اتنش ژئودتیک پایین تا متوسط معرفی می‌نماید، محاسبات انجام گرفته‌ی دوره‌ی بازگشت زمین لرزه‌ها با بزرگاهای متوسط و بالا را با دوره‌ی زمانی بلند نمایش می‌دهند که تلفیق داده‌های فوق می‌تواند بیانگر و اتنش ژئودتیک متوسط تا بالا و و اتنش لرزه‌ای پایین باشد. حرکات خزشی در طول گسل‌های سبزواران و جیرفت و نرخ لغزش راستا لغزی حدود  $2/9$  و  $2/7$  میلی‌متر در سال نیز نتایج بالا را تأیید می‌کند، لذا علل لرزه‌خیزی کم منطقه می‌تواند ناشی از رویداد زلزله‌های بزرگ با دوره‌ی بازگشت طولانی یا حرکات خزشی گسل‌های جیرفت و سبزواران باشد. کما اینکه بزرگترین زلزله‌ی محتمل دارای بزرگای  $6/4$  با دوره‌ی بازگشتی حدود  $1300$  سال در منطقه‌ی جیرفت و سبزواران می‌باشد. از مقایسه‌ی دوره‌ی بازگشت زلزله‌های با بزرگای متوسط تا بالا و مقدار نرخ لغزش ژئودتیک سالیانه‌ی گسل‌های منطقه‌ی سبزواران را می‌توان به عدم قفل شدگی و خزش پیوسته سامانه‌ی گسلی سبزواران - جیرفت ارتباط داد به طوری که فعالیت‌های ریز لرزه‌ای و لغزش مداوم این سامانه‌های گسلی راهکاری برای عدم وقوع زمین لرزه‌های بزرگ و یا دوره‌ی بازگشت طولانی آن‌ها است. این نظر با جدایش پوسته‌ی زاگرس و مکران توسط سامانه‌ی گسلی زندان - میناب - پالمی بیان

روش می‌توان فواصل زمانی را متغیر در نظر گرفت و بزرگی زلزله‌های مختلف را با دقت مربوط به خود وارد محاسبات نمود که نتایج حاصله از دقت بیشتری برخوردار خواهند بود. بر این اساس پارامترهای  $M_{MAX}, \beta, \lambda$  به روش احتمال بیشینه (M.L.E) در منطقه‌ی جیرفت را به ترتیب  $3/47, 1/13$  و  $6/4$  محاسبه گردید و  $b$  به مقدار  $0/49$  محاسبه گردید. بر طبق این محاسبات بزرگترین زلزله‌ی محتمل دارای بزرگای  $6/4$  و دوره‌ی بازگشت زلزله‌های با  $MW=6$  حدود  $1300$  سال برآورد گردیده است (جدول ۲ و تصاویر ۹ و ۱۰).

جدول ۲- مقادیر محاسبه شده ضریب  $\lambda$  به ازاء بزرگای  $(M)$  به همراه دوره‌ی بازگشت زمین لرزه‌ها برای منطقه‌ی مورد مطالعه

(M) Richter	Lambda ( $\lambda$ )	R.P (year)
3.5	3.47±01	2.9
3.6	2.78±01	3.6
3.7	2.20±01	4.5
3.8	1.74±01	5.7
3.9	1.38±01	7.3
4	1.09±01	9.2
4.1	8.64±02	11.6
4.2	6.84±02	14.6
4.3	5.41±02	18.5
4.4	4.28±02	23.3
4.5	3.39±02	29.5
4.6	2.68±02	37.3
4.7	2.11±02	47.3
4.8	1.67±02	59.9
4.9	1.32±02	76
5	1.04±02	96.5
5.1	8.14±03	122.8
5.2	6.39±03	156.6
5.3	4.99±03	200.3
5.4	3.89±03	257
5.5	3.02±03	331.5
5.6	2.32±03	430.3
5.7	1.78±03	563.2
5.8	1.34±03	745.8
5.9	9.96±04	1003.6
6	7.24±04	1382.1
6.1	5.07±04	1971.2
6.2	3.36±04	2976.3
6.3	2.00±04	4994.1
6.4	9.27±05	10788
6.5	7.48±06	133765.5





**Blanc, E. J. P., Allen, M. B., Inger, S. & Hassani, H., 2003**, "Structural styles in Zagros simple folded zone, Iran, J". *Geol. Soc. London*, 160,401-412

**Byrne, D. E., Sykes, L. R. & Davis, D. M., 1992**, "Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone, J. *Geophys. Res.*, 97(B1), 449-478.

**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. & Wallace, W. K., 2003**, "The 2002 Denali fault earthquake, Alaska: a large magnitude, slip partitioned event, *Science*", 300, 1113-1118.

**Harms, J. C., Cappel, H. N. & Francis, D. C., 1984**, "The Makran coast of Pakistan: its stratigraphy and hydrocarbon potential, in *Marine Geology and Oceanography of Arabian sea and Coastal Pakistan*", in: *Hag, B.U. & Milliman, J.D (eds), pp. 3-26, Van Nostrand Reinhold, New York.*

**Harvard CMT, 2007**, "CMT, Centroid Moment Tensor", <http://www.Seismology.Harvard.Edu/projects/CMT/> 20.8.2010

**IIES ( International Institute of Earthquake Engineering and Seismology), 2007 and 2008** "Bulletin of seismology"., <http://www.iies.ac.ir/bulletin/bulletin.html>.

**Hessami, K., Nilforoushan, F. & Talbot, C., 2006**, "Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements, J". *geol. Soc. Lond.*, 163, 143-148.

**Jackson, J. & McKenzie, D., 1994**, "Active tectonics of the Alpine – Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan", *Geo phys. J. R. Astron Soc. Vol. 77: 185-264.*

**Kagan, Y. Y., 1999**, "Universality of the seismic moment – frequency relation, pure Appl". *Geophysics.*, 155,537 - 573

**Kijko, A. & Slevolle, M. A., 2000**, "Estimation of Earthquake Hazard parameters for incomplete and uncertain data file", *21st General Assembly of the European Seismological Commission, Sofia.*

**Kreemer, C., Holt, W. E. & Haines, A. J., 2003**, "an integrated global model of present – day plate motions and plate boundary deformation". *Geophysics. J.Int.* 154, 8-34

گردیده دارای انطباق می‌باشد کما این که تفاوت در لرزه خیزی و نحوه‌ی پراکندگی مراکز سطحی زمین لرزه‌ها در دو ناحیه‌ی یاد شده نیز بر این امر صحه می‌گذارد. اما نکته‌ای که در این قسمت قابل تأمل می‌باشد این است که با توجه به رخداد وقایع لرزه‌ای با بزرگای متوسط تا بالا (از قبیل زلزله‌ی بم) در مناطق همجوار منطقه‌ی جیرفت، شاید می‌بایست نتایج حاصل از دوره‌ی بازگشت زلزله‌های با بزرگای بالا را با احتیاط بیشتری بکار گرفت!

## مراجع

شفیعی بافتی، ا.، ۱۳۸۵، "زمین ساخت و تعیین نرخ واتش پوسته در شمال و شرق کرمان بر پایه‌ی داده‌های GPS و شواهد تکتونیکی"، پایان‌نامه دوره‌ی دکترای زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، ۱۴۴ صفحه.

شفیعی بافتی، ا.، پورکرمانی، م.، شاهپسندزاده، م. و خسروتهرانی، خ.، ۱۳۸۶، "بازسازی حرکت سامانه گسلی کوهبنان در باختر بهاباد از پلیوسن پایانی تا عهد حاضر (ایران مرکزی)"، مجله علمی پژوهشی علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، شماره ۶۵، صفحات ۱۱۱-۱۲۶.

**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*, Vol. 30: 775-778.

**Ambraseys, N. N. & Melville, C. P., 1982**, "A history of Persian earthquakes", *Cambridge University Press.*

**Baker, C., 1993**, "The active seismicity and tectonics of Iran", Ph.D Thesis, *University of Cambridge*, 228 pp.

**Bayer, R. J., Tatar, M., Vernant, P. & Abbassi, M., 2006**, "Active deformation in Zagros-Makran transition zone inferred from GPS measurements", *Geophys. J. Int.*, 165, 373-381 *Geophysical Journal International.*

**Berberian, M. & Yeats, R. S., 1999**. Patterns of historical rupture in the Iranian Plateau, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 89 \_1\_, 120-139.

**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". *Earthquake Spectra*, Vol. 21: 35-S99.

- Sella, G. F., Dixon, T. H. & Mao, A., 2002, "REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy", *J. Geophys. Res.*, 107 (B4), 2081.
- 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.
- Talebian, M., Biggs, J., Bolourchi, M., Copley, A., Ghassemi, A., Ghorashi, M., Hollingsworth, J., Jackson, J., Nissen, E., Oveisi, B., Parsons, B., Priestley, K. & Saïidi, A., 2006, "The Dahuiyeh (Zarand) earthquake of 2005 February 22 in central Iran: reactivation of an intramountain reverse fault". *Geophysics. J. Int.*, 164, 137-148.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafari-Ashtiany, M. & Chery, J., 2002, "The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements", *Geophys. Res. Lett.*, 29
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinoid, 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., 2003, "Active faulting and tectonics of eastern Iran. PHD thesis", *University of Cambridge*.
- 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.
- Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., Vernant, P., Ch'ery, J., Masson, M., 2006, "Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran)", *Geophysics. J. Int.* submitted.
- White, R. S., 1982, "Deformation of the Makran accretionary sediment prism in the Gulf of Oman", in: Leggett, J.K. (ed.), *Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins*, *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, Vol. 10: 357-372.
- Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Farahbod, A. M., Paul, A. & Mokhtari M., 2007, "The diffuse transition between the Zagros continental collision and the Makran oceanic subduction (Iran): micro earthquake seismicity and crustal structure", *Geophys. J. Int. Vol. 10: 170, 182*.
- 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 M<sub>s</sub> 8.1 Central Kunlun earthquake". *Science*, 296, 2015-20 17.
- Maggi, A., Jackson, J. A., Priestley, K. & Baker, C., 2000, "Are-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tian Shan and northern India: Do earthquakes really occur in the continental mantle?" *Geophysics. J. Int.*, 143, 629-661.
- Masson, F., Chery, 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
- McCall, G.J.H, 1985. "Minab Quadrangle Map 1:250,000 and Explanatory Text", Geological Survey of Iran.
- McQuarrie, N. 2004, "Crustal-scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. Struct". *Geol. /.* 26, 519-535
- Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J. C. & Frizon de Lamotte, 2005, The structure and kinematics of the south-eastern Zagros fold-thrust belt, Iran: from thin-skinned to thick-skinned tectonics, *Tectonics*, 24, N142-N160.
- Molnar, P., 1998, "Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics", *Nature* 335, 131-137.
- Nilforoushan, P., Mason, P., Vernant, P., Vigny, C., Martinoid, J., Abbasi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, P., 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.
- Quittemeyer, R.C., 1979, "Seismicity variations in the Makran region of Pakistan and relation to great earthquakes, pure appl". *Geophysics*. 117, 1212-1228.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J. C. , Abbassi, M. R., Mercier, J., Shabanian, E., Fegghi, Kh. & Soleymani, Sh., 2004, "The accommodation of Arabia-Asia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: a transition between collision and subduction through a young deforming system". *Tectonics*, 23, TC4007, (24p.)
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J. C., Bourles, D., Bonnet, S., Abbassi, M. R., Mercier, J., Shabanian, E., Soleymani, Sh. & Fegghi, Kh., 2005, "Cumulative right-lateral fault slip rate across the Zagros - Makran transfer zone and role of the Minab-Zendan fault system within the convergence accommodation between Arabia and Eurasia (SE Iran)". *Geophysics. J. Int.*, 160, 1-25.