

ارزیابی فعالیت زمین ساختی ناحیه گلپایگان با استفاده از شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان و پتانسیل حرکت گسل های جنبا (مطالعه موردی شمال باختر هندی کوش تا جنوب خاور دره بید)

نفیسسه حاج نوروزی؛ دانشجوی دکتری زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران

محسن پورکرمانی*؛ استاد دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران

مهران آرین؛ استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران

زهرا ملکی؛ استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران

علی سلگی؛ دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۳/۱۴

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۲/۱۰

چکیده

گستره مورد پژوهش (ناحیه گلپایگان) در زون ساختاری سهندج - سیرجان قرار گرفته است که یکی از پویاترین پهنه های لرزه زمین ساختی ایران است. در این بررسی، یک مدل نظری برای ارزیابی پتانسیل حرکتی گسل بر اساس رابطه بین ویژگی های هندسی گسل و میدان تنش تکتونیکی ناحیه ای پیشنهاد شده است. لازم به ذکر است که نتایج این روش با رکورد های لرزه ای گذشته و فعالیت های ریز لرزه ای کنونی منطقه سازگار بوده است، لذا این الگوی نظری بر مبنای روابط میان ویژگی های هندسی گسل ها و میدان تنش زمین ساختی ناحیه ای استوار است. داده های ساختاری به منظور دستیابی به موقعیت محور های اصلی تنش، در پهنه وسیعی از ناحیه مورد مطالعه برداشت گردید که از معادلات این الگو در ۶ ایستگاه منطقه مذکور استفاده شد. در نهایت، با استفاده از روش وارون سازی، تنش اصلی بیشینه در هر مقطع به طور جداگانه به دست آمد و در معادلات جاگذاری شد. طبق محاسبات، پتانسیل حرکتی گسل در هر مقطع از گسل های ناحیه مشخص گردید، گسل بید عرب بیشترین پتانسیل حرکتی در مقایسه با دیگر قطعات گسلی را دارا است که با توجه به محاسبه شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان به خوبی نمایان می شود که در رده یک تکتونیکی با فعالیت بالا جای دارد، دیگر گسل ها در مرحله پیش لرزه می باشند. نتایج محاسبه پتانسیل حرکت گسل ها در هر قطعه، تطابق خوبی را با فراوانی زمین لرزه های رخ داده نمایان می سازد، به طوری که بخش خاوری ناحیه مورد مطالعه، دارای نرخ لرزه خیزی بیشتری نسبت به دیگر بخش های آن می باشد. با توجه به سرعت متوسط لغزش گسل های ناحیه در سال های اخیر و همچنین با توجه به مطالعات پیشین و

نتایج به دست آمده از ناحیه و داده های حاصل از محاسبه مقادیر پتانسیل حرکتی گسل، بخش خاوری ناحیه (حداصل گسل بید عرب تا گسل نر پلنگ) بیشترین میزان احتمال لغزش در آینده را دارا خواهد بود. بخش جنوبی گسل بید عرب، با بیشترین میزان پتانسیل حرکتی گسل همراه است و ساختارهای تکتونیکی نواحی آن، به عنوان جوان ترین فعالیت های نئوتکتونیکی در ناحیه معرفی می گردد.

واژه های کلیدی: گسل های جنب، توان حرکتی، تنش اصلی بیشینه، میدان تنش زمین ساختی ناحیه ای.

مقدمه

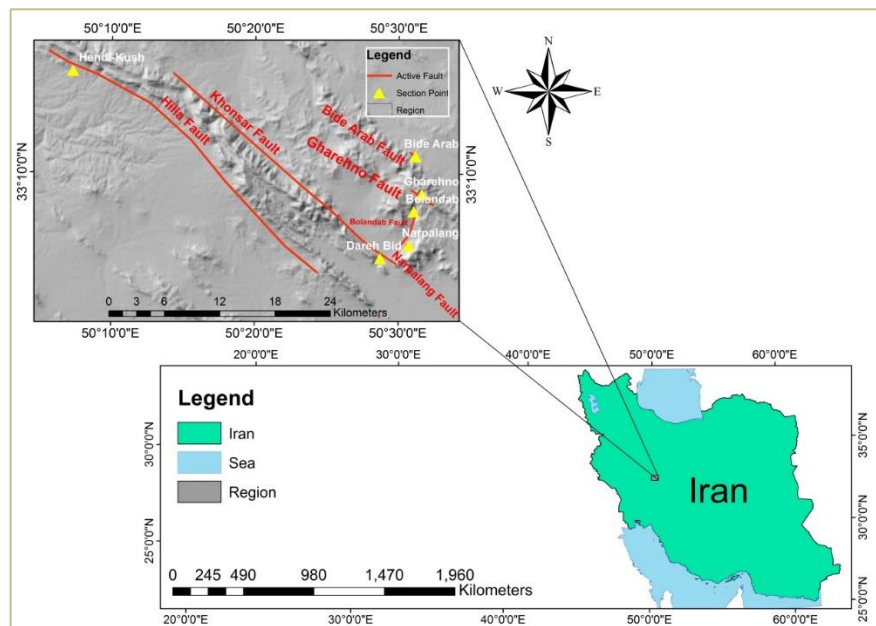
فلات ایران یک دگرریختی بسیار فعال است و ناحیه با فعالیت لرزه ای، بین صفحات پایدار عربی و اوراسیایی جای گرفته است. بلندای کنونی آن، دگر ریختی فعال و لرزه خیزی با اندر کنش های پیچیده بین گسل های راندگی و امتدادلغز راست گرد جنب، به وسیله نیروهای همگرایی محرک صفحات ایجاد شده اند. این فلات به وسیله واحدهای زمین ساختی گوناگون، با ساختارهای موروثی تشکیل شده در جهات گوناگون، مشخص شده است که تکوین زمین ساختی دراز مدت و پیچیده ای را از دوران پروتروزوئیک پشت سر نهاده است. این فلات، شامل یک سامانه مرکب از کمربندهای کوهزایی چین و راندگی لغزشی - فشارشی برخوردار، با گسل های فعال معکوس و امتدادلغز راست گرد، گستره های کوه و دشت، نواحی فرورانش فعال، فعالیت های آتشفشانی جدید، سبتر و سختی پوسته های گوناگون، و بلوک های بی لرزه به نسبت پایدار، با ابعاد گوناگون، با پستی و بلندی های توپوگرافیکی پایین و نواحی هموار می باشد. فلات ایران بیشتر از بیابان ها پوشیده شده است. پوسته پهناور فلات ایران که از خلیج فارس تا دریای کاسپین کشیده شده است، در برگرنده کوهزاد دگرریختی پوسته ای گسترده، بیشینه زمین ساختی پیچیده و برخورد توپوگرافی هم زمان با همگرایی ورقه های عربی و اوراسیایی است. این یک انباشتگی قطعات قاره ای گوناگون و روندهای ساختاری پیدایشی است که از کرانه غیرفعال گندوانایی جدا شده، هزاران کیلومتر را پیموده و به لبه اوراسیا در طی کوهزایی های برخوردی گوناگون از دوران نئوپروتروزوئیک پسین پیوسته است. دگرریختی های فعال و کهن و توپوگرافی به گونه ای نامنظم در پهنه ای بسیار گسترده پراکنده شده اند. دگرریختی و برخورد توپوگرافی یاد شده به طور اساسی در راستای کمربندهای کوهزایی کرانه ای شمالی و جنوبی (تالش، البرز، بینالود، کپه داغ و زاگرس) در پیرامون بلوک های شبه بی لرزه با پستی و بلندی های اندک، تمرکز یافته اند. این گستره همچنین کمان ماگمایی ترشیاری کرکس با بلندای توپوگرافی در بخش میانی را شامل بلندی های داخلی کمتر (کمان ماگمایی مزوزوئیک سیرجان، حوضه پشت کمانی ترشیری قم) و نواحی با ناهمواری اندک، همانند کویر مرکزی و دشت لوت در ایران مرکزی جای گرفته اند. لرزه خیزی ارتباط مستقیمی با گسل های کواترنری منطقه دارد. به عنوان یک متغیر، برای به کمیت کشیدن خطر زمین لرزه در امتداد گسل های فعال ناحیه گلپایگان، به دست آوردن پتانسیل حرکتی گسل، می تواند مفید واقع گردد (Berberian 1983, 1989). پتانسیل حرکتی گسل، پارامتر جدیدی برای به کمیت کشیدن خطر زمین لرزه برای گسل های کواترنری و فعال محسوب می گردد و از آن برای گسل های جنبی ناحیه گلپایگان - خوانسار استفاده شده است. این پارامتر که توسط لی و همکارانش (۱۹۹۷) مطرح شده، برای ارزیابی حرکت گسل های اصلی در هنگ کنگ به کار گرفته شده است. نتایج این روش با رکوردهای لرزه ای تاریخی و فعالیت ریزلرزه ای کنونی آن منطقه سازگار می باشد. لذا می توان، با در نظر گرفتن ملاحظاتی، برای گسل های ایران زمین نیز به کار گرفته شود (Arian & Ghorashi, 2006).

پتانسیل حرکتی گسل که براساس ویژگی های هندسی گسل و میدان تنش تکتونیکی ناحیه ای محاسبه می گردد، یک ابزار مفید برای رده بندی پتانسیل جنبش گسل های کواترنری و فعال است. در این تحقیق، از این روش برای ارزیابی فعالیت گسل های فعال ناحیه گلپایگان با توجه به روابط مکانیکی بین هندسه گسل و میدان تنش زمین ساختی استفاده شده است.

منطقه مورد مطالعه

گستره مورد مطالعه در بین عرض های $۳۳^{\circ} ۰۱'$ تا $۳۳^{\circ} ۱۹'$ شمالی و طول های $۵۰^{\circ} ۰۳'$ تا $۵۰^{\circ} ۳۴'$ خاوری واقع شده است (شکل ۱). این محدوده از شمال باختر هندی کوش تا جنوب خاور دره بید را در بر می گیرد. گلپایگان در فلات مرکزی ایران قرار دارد و دارای اقلیم گرم و خشک می باشد. کهن ترین نهشته های بیرون زده در این محدوده را در منطقه بوئین و میاندشت و امتداد جاده داران به بوئین و الیگودرز و جنوب آن یعنی آبادی های هزار جریب، شایوری و جنوب خاوری افوس (دژکان) مشاهده می نمائیم. با توجه به اینکه هیچ نوع آثار فسیل در این ردیف دیده نمی شود و با شباهت هایی که ممکن است با دیگر نهشته های پرکامبرین بالا، کامبرین زیرین داشته باشند، این نهشته ها به نظر می رسد، در یک تاقدیس با محور شمال باختری و جنوب خاوری راستای آبادی های خویگان، شش جوان، زرنه، شایوری و قلعه اخلاص قرار گرفته اند و به ترتیب قدمت، شامل شیست ها، ولکانیک های اسیدی دگرگون شده با ترکیب ریولیتی و نهشته های کربناتی بلورین شده می باشند. نهشته های وابسته به پرکامبرین که شامل شیل و ماسه سنگ است و با دگرگونه شدن سریسیت، شیست ها را تشکیل می دهند، با ردیفی از نهشته های کربناتی شامل دولومیت و آهک چرت دار پوشیده می شوند. در فاصله این دو ولکانیک های اسیدی، ریولیت جایگزین شده است. نبود چینه ای از کامبرین تا پرمین در منطقه مشهود است. نهشته های وابسته به تریاس زیرین در خاور پل نوغان به صورت ناپیوستگی هم شیب بر روی ردیف قدیمی قرار می گیرد. رسوب های تریاس و ژوراسیک که به صورت شیل های تیره رنگ (اسیلت های تیره) در محدوده برونزد دار نشان دهنده یک گودال ژرف است که رسوبات بسیار ستبر چند صد متری شیل در آن به وجود آمده است. هم ارز این رسوب ها را از نظر زمانی، در قسمت جنوب خاوری محدوده، نهشته های تریاس بالا و ژوراسیک تشکیل می دهد. نهشته های تریاس و ژوراسیک در پیوند با فاز کیمبرین پسین بالا آمده و پس از وقفه ای در رسوبگذاری دریای کرتاسه در آپسین-آلبین در حوزه پیشروی کرده است. در بخش جنوب باختری محدوده، پیشروی کرتاسه در infravalaginian صورت گرفته است. این حوضه ها دارای روند شمال باختر- جنوب خاور در (روند خط گسلی زاگرس) می باشند. محصول ولکانیسم به صورت توف و آندزیت در لایه های پایین نهشته های کرتاسه بر روی کنگلومرا مشاهده می گردد. اصولاً هرچه از شمال خاور به سمت جنوب باختر نزدیک می شویم، چین خوردگی ها فشرده تر و نیز گسل ها بیشتر می گردد. در خاور و شمال باختر گلپایگان، رسوبگذاری در کرتاسه بیشتر ادامه داشته و نهشته های فلیش گونه اوایل کرتاسه بالا نیز مشاهده می گردد. در نهشته های ژوراسیک و کرتاسه در بیشتر برونزدها برخورد شیستوزیته با لایه بندی را مشاهده می نماییم (شمال سنگ سفید، گرزاب، کوچری و مسیر سد گلپایگان از کوچری). این موضوع نشان می دهد که این نهشته ها پس از دگرگونه شدن

و شیبستوزیته چین خورده اند. چین خوردگی سطوح شیبستوزیته در اثر فازهای بعدی صورت گرفته است. روند رشته کوه های گستره مورد پژوهش تقریباً شمال باختر - جنوب خاور می باشد. بلندترین نقطه از سطح دریا، قله پنج پنجه واقع در جنوب خوانسار با بلندای ۳۷۱۰ متر و شهر گلپایگان با ارتفاع ۱۷۸۰ متر پائین ترین منطقه در محدوده می باشد. شهر گلپایگان در ۴۰ کیلومتری جنوب خاوری خمین و ۳۰ کیلومتری شمال خوانسار واقع شده است. از شهرهای محدوده مورد بررسی افزون بر گلپایگان و خوانسار، می توان آبادی های گوگد، ویست، بوئین و میاندهشت، افسوس، خویگان، باديجان، گنجه و افشان را نام برد. در ناحیه مورد مطالعه ۶ گسل فعال شناسایی گردید. از مهم ترین گسل های ناحیه، می توان به گسل خوانسار، هیلا، نرپلنگ، بلند آب، قره نو، بید عرب اشاره کرد. گسل جنبای خوانسار با طول تقریبی حدود ۶۰ کیلومتر و امتداد آن شمال باختر - جنوب خاور می باشد که این گسل از میان واحد هایی چون سنگ آهک های ژوراسیک، شیل و سنگ ماسه های کرتاسه در منطقه مورد مطالعه گذشته است. بیان روند کلی منطقه مشکل است ولی در نگاهی کلی می توان دو گروه گسل در منطقه تشخیص داد. یک گروه گسل های جنبای اصلی با امتداد شمال باختر - جنوب خاور و دیگری گسل های فرعی شاخه های گسل های اصلی با روند شمال خاور - جنوب باختر مشاهده می گردد.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه ایران برگرفته از داده های سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

روش مطالعه

به منظور دستیابی به تحلیل توان حرکتی گسل های فعال ناحیه گلپایگان، سطوح برشی دارای خطواره های لغزشی و صفحات گسلی مربوط به آنها اندازه گیری شده و نتایج حاصل با توجه به برخی پدیده های زمین شناسی دیگر مانند صفحات تزریق، استیلولیت ها و پله های تجمعی کانی ها کنترل شدند و در نهایت تغییرات جهت تنش در واحد های سنگی محاسبه گردید. برای این منظور، از روش وارون

سازی^۲ برای تعیین سوی محور های اصلی تنش استفاده شد و در همه مقاطع، تنش های اصلی منطقه توسط نرم افزار Tectonics FP محاسبه شد، در این روش، فرض بر این است که خش لغزهای روی صفحه گسلی، جهت تنش برشی بیشینه را نشان می دهند. در نهایت نیز زاویه میان بردار عادی صفحه نسبت به تنش اصلی بیشینه، اندازه گیری و در معادلات جدول ۱ جاگذاری گردید و مقدار پتانسیل حرکت گسل های جنبای ناحیه در هر مقطع به دست می آید.

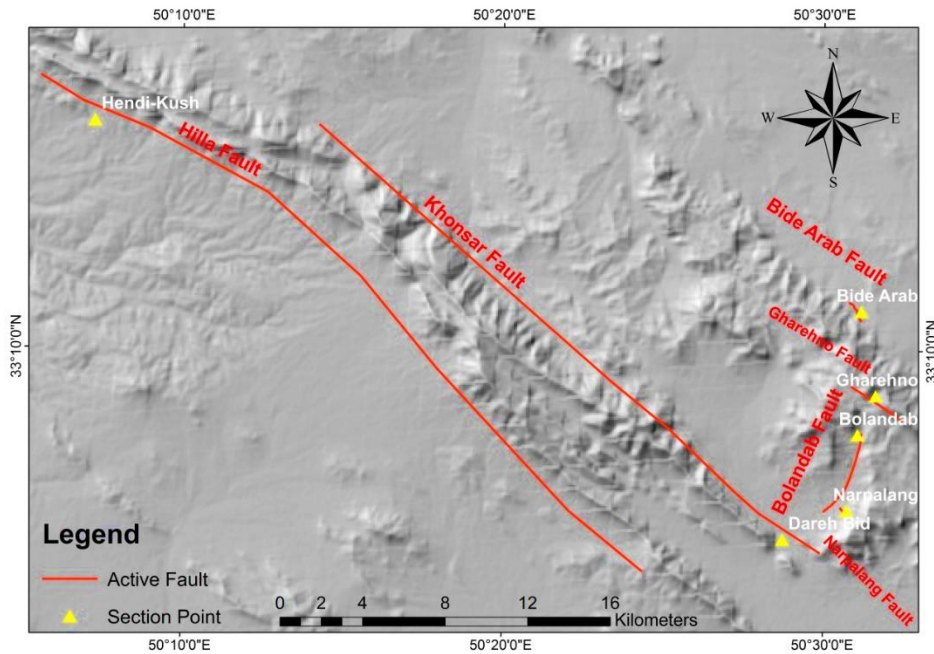
محاسبه شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان (Smf)

این شاخص توسط (Bull & Mcfadden, 1977; Bull, 2007) به صورت زیر تعریف شده است:

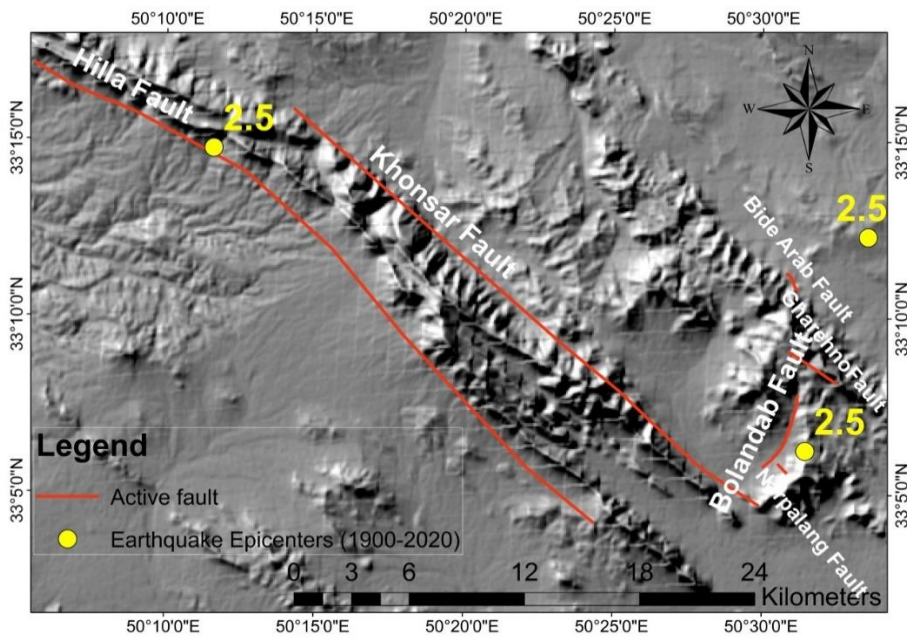
$$\text{Smf} = \text{Lmf} / \text{Ls} \quad (\text{معادله ۱})$$

در رابطه بالا، Smf نسبت پیچ و خم یا سینوسیته پیشانی کوهستانی است. Lmf طول پیشانی کوهستان در حد میان کوهستان و کوهپایه و Ls طول مستقیم پیشانی کوهستان است. شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان بازتاب تعادل میان تمایل رودخانه ها برای ایجاد یک پیشانی کوهستانی نامنظم و فعالیت زمین ساختی قائم است که تمایل به ایجاد پیشانی مستقیم و برجسته دارد (Bull & Mcfadden, 1977). بنابراین نیروهای زمین ساختی تمایل دارند که یک پیشانی کوهستانی صاف و مستقیم، منطبق با یک مرز گسل فعال بسازند، در حالی که فرایندهای فرسایشی باعث می شوند که پیشانی کوهستان به شکل غیر مستقیم در آید. این شاخص به سه رده تقسیم شده است (El Hamdouni et al., 2008): رده ۱ ($\text{Smf} \leq 1.1$)، رده ۲ ($1.1 < \text{Smf} < 1.5$) و رده ۳ ($1.5 \leq \text{Smf}$). در منطقه مطالعاتی محاسبه پیچ و خم پیشانی کوهستان با استفاده از نقشه های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ در سامانه اطلاعاتی جغرافیایی (GIS) مورد ارزیابی قرار گرفته است. نتایج به دست آمده نشان از منطقه ای با رده فعالیت نسبی تکتونیکی بالا تا متوسط دارد.

² Inversion Method



شکل ۲: نقشه گسل های جنبی به همراه نقاط برداشت شده در گستره مورد پژوهش



شکل ۳: پراکنش داده های لرزه ای دستگاهی به همراه گسل های جنبی ناحیه

مدل نظری برای تحلیل پتانسیل حرکتی گسل

پتانسیل حرکتی گسل به تنش تکتونیکی (σ)، هندسه صفحه گسل (G) و خواص فیزیکی محیط داخل و طرفین گسل (P) وابسته است. FMP تابعی از این عوامل می باشد:

$$FMP=f(\sigma, G, P) \quad \text{(معادله ۲)}$$

اگر چه یک محیط زمین شناسی معمولاً ناهمگن و خیلی پیچیده است، ولی می تواند از نظر آماری، همگن و ایزوتروپ در نظر گرفته شود. بر اساس این مسأله و برای ساده سازی مدل نظری، محیط

زمین شناسی حاوی گسل ها به صورت یک ماده همگن، ایزوتروپ و الاستیک در نظر گرفته شده است. بنابراین FMP می تواند به صورت ذیل ساده شود.

$$FMP = f(\sigma, G) \quad \text{(معادله ۳)}$$

برای در نظر گیری تأثیر جهت گیری تنش تکنونیک و هندسه گسلی روی لرزه خیزی گسل، آزمایشاتی را با استفاده از مدل های بلوکی انجام داده اند. نتایج حاصله نشان داده که تغییر شیب گسل، باعث تغییرات قابل توجه در فواصل زمانی وقوع مجدد رخداد های لرزه ای مستقل، از میزان انرژی لرزه ای می شود. برای بعضی مقادیر شیب، فعالیت لرزه ای گسل از بین می رود و برای اثبات نتایج این آزمایشات، یک تحلیل نظری انجام داد و نشان داد گسل ها، هنگامی می توانند بلغزند که زوایای بین جهت گیری تنش اصلی فشاری بیشینه و امتداد گسل بین ۲۰ و ۷۰ درجه باشد. هر چند که استثنایایی در به کار گرفتن این مدل برای سیستم های گسلی واقعی وجود دارد (Spicak & Waniek, 1988). این استثناء ناشی از محدودیت بررسی های دوبعدی هستند. در واقع، صفحات گسلی همیشه قائم نیستند و جهت گیری تنش اصلی فشاری بیشینه نیز، همیشه افقی نیست. در این روش، این مسأله با استفاده از دایره مور تنش در نظر گرفته شده است.

از نظر مکانیکی، مهم ترین عواملی که در شروع حرکت لغزشی روی یک گسل از پیش موجود مؤثر هستند (با فرض مثبت بودن تنش فشاری) عبارتند از:

الف - تفاضل تنش های اصلی بیشینه (σ_1) و کمینه (σ_3): ($\sigma_1 - \sigma_3$)، که تعیین کننده قطر دایره مور است.

ب - مجموع تنش اصلی بیشینه و کمینه: ($\sigma_1 + \sigma_3$)، که تعیین کننده محل دایره مور است. زاویه بین عمود بر صفحه گسلی و تنش اصلی بیشینه (σ_1) به صورت θ نشان داده می شود. حد پایینی و بالایی θ در گسلی که دارای توانایی لغزش می باشد، به وسیله θ_1, θ_2 نمایش داده شده است. علامت θ_0 نشانگر مقدار ویژه θ در لغزش گسلی به احتمال بسیار، ϕ زاویه اصطکاک داخلی گسل، τ_0 چسبندگی داخل گسل و T_0 نقطه ای است که شکستگی کششی رخ می دهد. ابتدا زاویه ای (θ_0) که گسل به احتمال بسیار در آن می لغزد، محاسبه می گردد. بر اساس قضیه سینوس و شکل ۶، داریم:

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1 + \sigma_3 + 2\tau_0 \text{ctg} \phi} = \frac{\sin \phi}{\sin(2\theta - \phi)} \quad \text{(معادله ۴)}$$

با مشتق گیری از تنش (σ) نسبت به زاویه θ و مساوی با صفر قرار دادن مشتق داریم:

$$\cos(2\theta - \phi) = 0, \theta_0 = 45^\circ + \phi/2 \quad \text{(معادله ۵)}$$

سپس، محدوده پایین و بالای زاویه θ برای لغزش گسلی ممکن، محاسبه می گردد. از معادله (۳) داریم:

$$\sin(2\theta - \phi) = \frac{\sigma_1 + \sigma_3 + 2\tau_0 \text{ctg} \phi}{\sigma_1 - \sigma_3} \sin \phi \quad \text{(معادله ۶)}$$

در شکل ۱ وقتی $\sigma_3 \rightarrow T_0$ ، $\sigma_1 + \sigma_3 + 2\tau_0 \text{ctg} \phi \rightarrow \sigma_1 - \sigma_3$ ، محدوده θ حداکثر است، بنابراین داریم:

$$\sin(2\theta - \phi) = \sin \phi \quad \text{(معادله ۷)}$$

معادله ۸) $\theta_1 \rightarrow \phi$, $\theta_2 \rightarrow \pi/2$
 معمولاً ضریب اصطکاک روی یک سطح شکستگی شکننده 0.5-0.8 است^[۱۹] که مربوط به زوایای
 ذیل می باشد:

$$\varphi = 27^\circ - 39^\circ$$

برای سادگی محاسبه، φ را مساوی با 30° درجه در نظر می گیرند و لذا:

$$\theta = \begin{cases} \theta_0 = 60^\circ \\ \theta_1 = \varphi \end{cases} \quad \text{معادله ۹)}$$

یعنی وقتی $30^\circ < \theta < 90^\circ$ ، یک گسل ممکن است بلغزد. هنگامی که $\theta = 60^\circ$ باشد، گسل به راحتی می لغزد. اگر $\theta \leq 30^\circ$ یا $\theta \geq 90^\circ$ باشد، گسل نمی تواند بلغزد (شکل ۵).
 برای به کمیت کشیدن رابطه بین پتانسیل حرکتی گسل و زاویه θ ، FMP به صورت یک عامل نرمالیزه شده در ذیل تعریف شده است:

$$FMP = \begin{cases} 0 & , \theta \in [0^\circ, 30^\circ] \\ \frac{\theta - 30^\circ}{30^\circ} & , \theta \in [30^\circ, 60^\circ] \end{cases} \quad \text{معادله ۱۰)}$$

اگر جهت عمود (γ_1) بر صفحه گسل و زاویه میل آن (β_1) و جهت گیری تنش اصلی بیشینه (γ_2) و زاویه میل آن (β_2) معلوم باشد، θ می تواند از روابط هندسی آنها محاسبه گردد (شکل ۵). اگر γ آزمون یک خط مستقیم و β زاویه میل آن باشد، خط راست می تواند به صورت ذیل تعریف شود:

$$l = OA = \cos \beta \cos \gamma \quad \text{معادله ۱۱)}$$

$$m = CB = \sin \beta$$

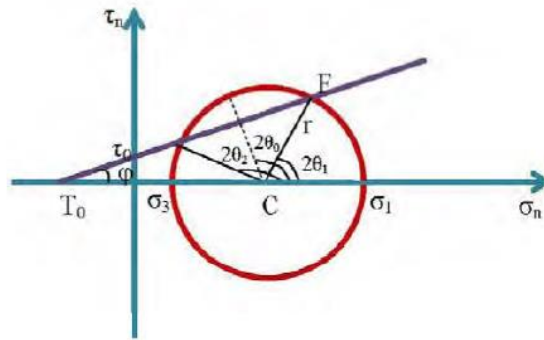
$$n = AB = \cos \beta \sin \gamma$$

و بردار $N = [l, m, n]$ ، جهت خط مستقیم است. بنابراین، زاویه بین دو خط مستقیم می تواند به صورت ذیل محاسبه گردد:

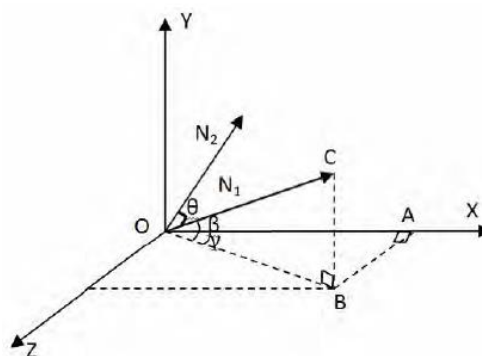
$$\text{معادله ۱۲)}$$

$$\cos \theta = \cos \beta_1 \cos \beta_2 \cos(\gamma_1 - \gamma_2) + \sin \beta_1 \sin \beta_2$$

این درحالی است که اگر محور σ_1 ، به سمت بالا باشد، مقدار β_2 منفی می شود.



شکل ۴: دایره مور نشانگر وضعیت تنش در طی لغزش گسل

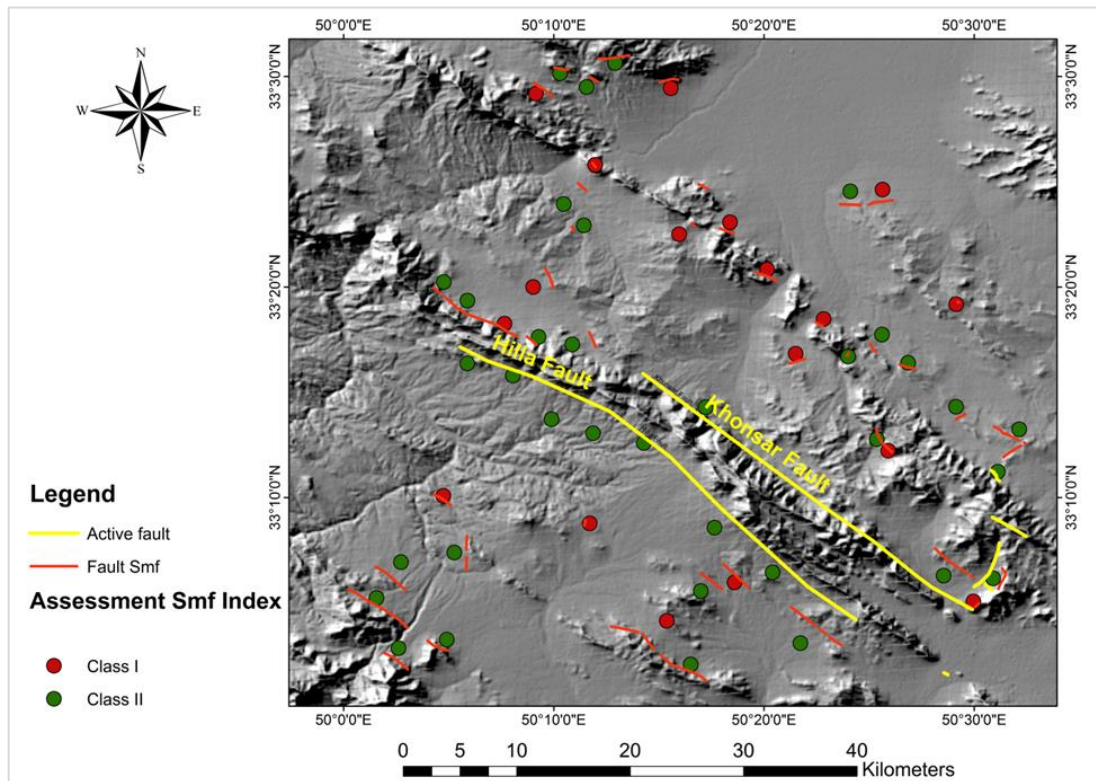


شکل ۵: نمایش یک خط راست در سه بعد و تصویر آن روی صفحه، (Lee et al, 1997).

بررسی و محاسبه جهت گیری تنش تکتونیکی ناحیه ای

تنش تکتونیکی، یک تنش اضافه شده به وضعیت تنش لیتواستاتیک است. به بیان دیگر، بخش منحرف شده از تنش لیتواستاتیک می باشد. تحلیل سازوکار ژرفی زمین لرزه، یکی از روش های رایج در مطالعه میدان تنش تکتونیکی معاصر است. اگر چه جهت گیری تنش فشاری اصلی بیشینه به دست آمده از تحلیل سازوکار ژرفی یک زمین لرزه قوی، معرف خصوصیات میدان تنش تکتونیکی ناحیه ای وسیع می باشد. برخی تحلیل های سازوکار ژرفی زمین لرزه های بزرگ، شرایط پیچیده ساختارهای عمیق و سیمای تنش را نشان می دهد. سیمای تنش به این معناست که میدان تنش استثنایی در فرآیند کانونی لحظه ای به میدان تنش تکتونیکی ناحیه ای در فرآیند ایجاد زمین لرزه افزوده می شود و تحلیل سازوکار ژرفی یک زمین لرزه کوچک منفرد، دارای سیمای اتفاقی است. خوشبختانه تحلیل های سازوکار ژرفی مصنوعی بسیاری از زمین لرزه های کوچک، ممکن است وضعیت تنش تکتونیکی ناحیه ای را مشخص سازد. بنابراین، هم تحلیل های سازوکار ژرفی زمین لرزه های بزرگ و هم تحلیل های میانگین زمین لرزه های کوچک، می توانند برای به دست آوردن ترکیب کلی وضعیت تنش ناحیه ای مورد استفاده قرار گیرند. در هر حال، بررسی ارزیابی پتانسیل حرکتی گسل های کواترنری نشان می دهد که حتی در نبود

پیشینه لرزه خیزی شناخته شده، امکان رتبه بندی گسل های فعال براساس پارامتر یادشده در بالا وجود دارد (Arian & Ghorashi, 2006).



شکل ۶: نقشه گسل های جنبی به همراه گسل های پیشانی کوهستانی و رده بندی شاخص Smf

جدول ۱: محاسبات توان حرکتی گسل های جنبی ناحیه گلپایگان با استفاده از تنش ناحیه ای.

Section Name	Fault Name	Fault Plain	(σ_1)	θ	FMP
Narpalang	Narpalang Fault	312/71	270/50	46	0/5
Bolandab	Bolandab Fault	243/62	270/50	80	0/3
Gharehno	Gharehno Fault	325/64	270/50	35	0/1
Bide Aarab	Bide Aarab Fault	110/60	270/50	55	0/8
Dareh-Bid	Khonsar Fault	319/73	270/50	45	0/5
Hendi-Kush	Hilla Fault	321/69	270/50	42	0/4

جدول ۲: مقدار شاخص Smf برای نقاط اندازه گیری شده در محدوده مورد مطالعه

Segment	Elevation (m)	Lmf (m)	Ls (m)	Smf (m)	Tectonic class
1	2300	2817	2631	1.1	2
2	2100	1905	1381	1.4	2
3	2200	1373	1279	1.1	2
4	2200	2249	2164	1.0	1
5	2100	614	586	1.0	1
6	2000	1651	1496	1.1	2
7	2000	1066	989	1.1	2
8	2200	2122	2080	1.0	1
9	2400	2567	2435	1.1	2
10	2400	957	897	1.1	2
11	2200	1107	889	1.2	2
12	2200	3407	3173	1.1	2
13	2300	2236	2221	1.0	1
14	1900	1749	1708	1.0	1
15	2200	1127	1122	1.0	1
16	2000	1543	1490	1.0	1
17	2100	1608	1550	1.0	1
18	2100	794	789	1.0	1
19	2200	460	430	1.1	2
20	2100	1362	1160	1.2	2
21	2200	1393	1370	1.0	1
22	2200	1487	1371	1.1	2
23	2500	2447	2023	1.2	2
24	2600	668	661	1.0	1
25	2200	1084	954	1.1	2
26	2300	3344	3102	1.1	2
27	2400	1035	966	1.1	2
28	2500	4908	4581	1.1	2
29	2600	597	576	1.0	1
30	2600	1939	1836	1.1	2
31	2200	271	271	1.0	1
32	1900	2241	2123	1.1	2
33	1900	1837	1814	1.0	1
34	2300	11158	9811	1.1	2
35	2400	3236	3009	1.1	2
36	2500	2916	2554	1.1	2
37	2400	8282	5668	1.5	2
38	2500	2918	2321	1.3	2
39	2600	5083	3761	1.4	2
40	2700	11475	10859	1.1	2
41	2600	4435	2863	1.5	2
42	2400	4862	4391	1.1	2
43	2500	2317	2253	1.0	1
44	2600	3160	2836	1.1	2
45	2600	3257	3151	1.0	1
46	2500	4065	3420	1.2	2
47	2500	518	497	1.0	1
48	2400	4173	3186	1.3	2
49	2300	1611	1568	1.0	1
50	2400	3670	3066	1.2	2
51	2600	5155	4685	1.1	2
52	2500	2831	2529	1.1	2
53	2600	2672	2397	1.1	2

Smf classification: 1(High Activity): < 1.1 ,,
2(Moderate Activity):1.1-1.5 ,, 3(Low Activity): > 1.5

نتیجه گیری

پتانسیل حرکتی گسل های فعال ناحیه مورد مطالعه (شکل ضمیمه)، طبق روش (Lee et al. 1997) با تنش ناحیه ای در هر مقطع به طور جداگانه محاسبه شد. تمامی محاسبات تنش ناحیه ای با استفاده از معادله شماره ۹ حل گردید (جدول ۱). پس از انجام محاسبات، نتایج حاصل از این روش، یعنی حل معادله بر پایه تنش ناحیه ای با نتایج حاصل از داده های لرزه ای با یکدیگر مقایسه شدند. طبق محاسبات پتانسیل حرکتی گسل در هر مقطع از گسل های ناحیه، مشخص گردید، گسل بید عرب بیشترین پتانسیل حرکتی در مقایسه با دیگر قطعات گسلی را دارا می باشد که با توجه به محاسبه شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان بخوبی نمایان می شود که در رده یک تکتونیکی با فعالیت بالا جای دارد، دیگر گسل ها در مرحله پیش لرزه می باشند. نتایج محاسبه پتانسیل حرکت گسل ها در هر قطعه، تطابق خوبی را با فراوانی زمین لرزه های رخ داده نمایان می سازد، به طوری که بخش خاوری ناحیه مورد مطالعه دارای نرخ لرزه خیزی بیشتری نسبت به دیگر بخش های آن می باشد. با توجه به مقادیر کم زمین لرزه در این ناحیه و نیز مطالعات نیمه شمال باختری، خطواره احتمالی هیلا (گسل هیلا) و حد فاصل آن تا گسل خوانسار می تواند در آینده دچار گسلش از نوع شکننده گردد، به عبارتی می توان چنین استنباط کرد که گستره مورد پژوهش در مرحله پیش لرزه قرار دارد. با توجه به سرعت متوسط لغزش گسل های ناحیه در سال های اخیر و همچنین با توجه به مطالعات پیشین و نتایج به دست آمده از ناحیه و داده های حاصل از محاسبه مقادیر پتانسیل حرکتی گسل، بخش خاوری ناحیه (حدفاصل گسل بید عرب تا گسل نر پلنگ) بیشترین میزان احتمال لغزش در آینده را دارا است. بخش جنوبی گسل بید عرب با بیشترین میزان پتانسیل حرکتی گسل همراه است و ساختارهای تکتونیکی نواحی آن به عنوان جوان ترین فعالیت های نئوتکتونیکی در ناحیه معرفی می گردد.

منابع :

شهرابی، مصطفی. (۱۳۸۵). گسل های سراسری و مهم ایران، مجله رشد آموزش زمین شناسی، دوره دوازدهم، ش ۱، صفحات ۲۰ تا ۲۵.

زمردیان، محمد جعفر. (۱۳۸۵). ژئومورفولوژی ایران، ج ۱، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۲۸۴ صفحه.

Alavi, M., (1994): Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: new data interpretation, *Tectonophysics*, vol. 229, p. 211-238.

Alavi, M., (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, V.21, 1-33.

Aleen, M. B., Ghassemi, M. R. Shahrabi, M. and Ghorashi, M., 2003a Accommodation of Iate Cenozoic oblique shortening in the Alborz range , northernIran, *J. Struct. Geol.*, 25, 659 – 672.

Allen, M., Jackson, J., Walker, R., (2004): Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and longterm deformation rates: *Tectonics*, v. 23, art. no. TC2008, doi: 10.1029/2003 TC001530.

Angelier, J., 1994- Fault slip analysis and paleostress reconstruction in Hancock, *Continental deformation*, Pergamon press, Oxford, pp: 53-100.

Asadian, F. and Arian, M. (2009) Identification of Diapiric Provinces of Central Iran through Geological and Geographical Analysis. *International Journal of Agriculture Environment & Biotechnology*, 2, 3443-3451.

Arian, M. and Aram, Z. (2014) Relative Tectonic Activity Classification in the Kermanshah Area, Western Iran. *Solid Earth*, 5, 1277-1291. <http://dx.doi.org/10.5194/se-5-1277-2014>.

Arian, M., Ghorashi, M., (2006): The Movement Potential Evaluation of the Major Quaternary faults in Alborz-Central Iran Border Zone, from the East of Tehran to the East of Semnan, *Geosciences*, Vol. 15, No. 59, pp. 184-187.

Arian, M. (2013) Physiographic-Tectonic Zoning of Iran's Sedimentary Basins. *Open Journal of Geology*, 3, 169-177. *N Iran. Journal of Applied Sciences*, 9, 4115-4126. <http://dx.doi.org/10.3923/jas.2009.4115.4126>

Arian, M. and Bagha, N. (2012) Active Tectonics of Tehran Area, Iran. *Journal of Basic and Applied Scientific Research*, 2, 3805-3819.

Bagheri, S., (2007): The exotic Palaeo-Tethys terrane in Central Iran: New data from AnarakJandaq and Posht-e-Badam areas, Ph.D. Thesis, University of Lausanne, Switzerland; pp. 223.

Bagha, N., Arian, M., Ghorashi, M., Pourkermani, M., El Hamdouni, R. and Solgi, A. (2014) Evaluation of Relative.

Baghin Fault System (Central Iran). *Journal of Applied Environmental and Biological Sciences*, 1, 382-396.

- Berberian, M., Yeatz, R. s., 2001- Contribution of archeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau. *Journal of Structural Geology* 23, 563-584.
- Berberian, M., Jackson, J. A., Ghorashi, M., Talebian, M., Khatib, M. M. & Priestley, K., 2000- The 1994 Sefidabeh earthquakes ineastern Iran: blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone, *Geophys. J. Int.*, 142, 283-299.
- Berberian, M. & Yeats, R. S., 1999- Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 120-139.
- Berberian, M., 1997- Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. In: Giardini, D., Balassanian, S. (Eds.), *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, Netherlands, pp. 233-311.
- Berberian, M., (1995): Master blind thrust fault hidden under the Zagros fold: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, 241, 193-224.
- Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. *Geodynamics Series*, 3, WG-6, American Geophysical Union, 5-32.
- Berberian, M., 1976, Contribution to the seism tectonics of Iran (Part II). *Geological Survey of Iran, Report No. 39*.
- Bull M. F., Mc Fadden L. D., (1977): Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehring, D.O (eds), *Geomorphology in Arid Regions*. Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium [Journal]. - Binghamton : State University of New York -115-138 pp.
- Ehteshami Moinabadi, M., Yassaghi, A., 2007 – Geometry and kinematics of the Moshafault, south central Alborz Range, Iran: An example of basement involved thrusting. *J. Asian Earth science*, Article in press.
- El Hamdouni R., [et al.] (2008): Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain) [Journal]. - Spain : *Geomorphology* - Vol. 96. - pp. 150-173.
- Feizi, F. and Arian, M. (2011) The Role of Structural Controllers in Geneses of Copper Deposits in 1:50000 Map of Saiin Qaleh. *Journal of Sciences*, 21, 1-10.
- Ghorashi, M. and Arian, M. (2011) Tectonics of Iran. *Geologic Survey of Iran*, 336 p.
- Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S., Hassanzadeh, J., 2006- Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountain, northern Iran, by combined conjugate strike slip and thin-skinned deformation, *Geosphere*, V.2, No.1, 35-52.
- He, S.H. (1989): The effect of orientation and level of principal stress on fault movement: *Crustal Deformation and Earthquake*, 9 (3): pp. 44-52.
- Housini Toudeshki, V., Pourkermani, M., Arian, M. and Khosrotehrani, K.H. (2011) Influence of Structures on the Ghezel Ozan River. *Geosciences*, 21, 55-60.
- Housini Toudeshki, V. and Arian, M. (2011) Morphotectonic Analysis in the Ghezel Ozan River Basin, NW Iran. *Journal of Geography and Geology*, 3, 258-260.
- Jackson, J.A., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M. (2002) Active Tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical*.

Javadi Mousavi, E. and Arian, M. (2015) Tectonic Geomorphology of Atrak River, NE Iran. *Open Journal of Geology*, 5, 106-114.

Journal International, 148, 214-242. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01588.x>

Lee, C.F., Hou, J.J., Ye, H. (1997): The movement Potential of the major faults in Hong Kong area, *Episodes*, Vol.20, No.4, PP. 227-231.

Lokajicek, T., Spicak, A. and Waniek, L. (1988): Tectonic stress orientation and the Seismic regime of a single fault: *Tectonophysics*. 152: pp. 297-302.

Mashal, M., Kermani, M.P., Charchi, A., Almasian, M. and Arian, M. (2013) Pattern of Structural Geology Underground in Eastern of North Dezfol Embayment. *Advances in Environmental Biology*, 7, 260-268.

Nazari, H., 2006 – Analyse de la tectonique recent et active dans l'Alborz central et la region de Tehran: Approche morphotectonique et paleoseismologique. *Science de la terre et de l'eau*. Montpellier, Montpellier II: 247.

Nazari H., Ritz J-f., Salmani r., Solaymani S., Balescu S., Michelot J-L. Ghassemi A., Talebian M., Lamothe M. and Massault M., 2007 – Paleoseismological analysis in Central Alborz, Iran. 50th Anniversary earthquake conference commemorating the 1957 Gobi-Altay earthquake (July – August 2007- Ulaanbaatar- Mongolia).

Nazari, H., Ritz J-f., R. Salamati, M. Qorashi, A. Ghasemi, H. Habibi, F. Jamali, Sh. Javadipur., 2008- Linear structures in south of Tehran (Rey s and kahrizak 'Faults'): Fault scarps or Geomorphologic phenomenon., Z.A.P. consulting Engineers & International Institute of Earthquake Engineering and seismology (IIIES), Tehran – Iran.

Nouri, R., Jafari, M.R., Arian, M., Feizi, F. and Afzal, P. (2013) Correlation between Cu Mineralization and Major Faults Using Multifractal Modelling in the Tarom Area (NW Iran). *Geologica Carpathica*, 64, 409-416.

Nouri, R., Jafari, M.R., Arian, M., Feizi, F. and Afzal, P. (2013) Prospection for Copper Mineralization with Contribution of Remote Sensing, Geochemical and Mineralogical Data in Abhar 1:100,000 Sheet, NW Iran. *Archives of Mining Sciences*, 58, 1071-1084.

Nouri, R., Afzal, P., Arian, M., Jafari, M. and Feizi, F. (2013) Reconnaissance of Copper and Gold Mineralization Using Analytical Hierarchy Process (AHP) in the Rudbar 1: 100,000 Map Sheet, Northwest Iran. *Journal of Mining and Metallurgy A: Mining*, 49, 9-19.

Pazhoohan, M., Arian, M., Ghorashi, M. and Khosrotehrani, K. (2014) A Study of Drainage Pattern Responses to Active Tectonics in Tadvan Region, SW Iran. *Geodynamics*, 1, 36-41.

Prooohan, N., Pourkermani, M. and Arian, M. (2013) An Assessment of Relationship in F-Parameter and Paleostress Fields in Heterogeneous Lithologies: Roudbar Area (Northwest of Iran). *Australian Journal of Basic & Applied Sciences*, 7, 933-942.

- Poroohan, N., Kermani, M.P. and Aryan, M. (2009) An Assessment on Correlations of Seismotectonic Parameters Preceding and Following Roudbar-Manjil Earthquake (Gilan, North of Iran). *Australian Journal of Basic & Applied Sciences*, 3, 2643-2652.
- Pourkermani, M. and Arian, M. (2001) Structural Geomorphology of Northeastern Kurdistan, Sistan and Baluchestan University. *Journal of Humanities*, 7, 37-48.
- Pourkermani, M. and Arian, M. (1997) Salt domes of Central Iran. *Journal of Humanities University of Sistan and Balouchestan*, 3, 29-41.
- Rahimi, N. and Arian, M. (2014) Tectonic Geomorphology of Hamedan-Sosangerd Region, West Iran. *Advances in Environmental Biology*, 8, 119-124.
- Sharkovski, M., Susov: M. and Krivyakin, B., (Eds.) (1984): *Geology of the Anarak area (central Iran). Explanatory text of the Anarak quaderangle map 1:250,000. Geological Survey of Iran, V/O"Technoexport" USSR Ministry of Geology, Reports, TE/No. 19, 1-143 Moscow.*
- Sorbi, A., Arian, M. and Pourkermani, M. (2011) The Application of Geomorphic Indices to the Assessment of Relative Tectonic Activity Levels in Tehran Quadrangle. *Journal of the Earth*, 6, 1-9.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 52: 1229-1258.
- Strahler, A. N., 1952- Hypsometric (area-Altitude) analysis of erosional.
- Stöcklin, J., 1974- Northern Iran: Alborz Mountains. In: Spencer, A. (Ed.) *Mesozoic Cenozoic Orogenic Belts: Data for Orogenic Studies. Geological Society Special Publication, London 4, pp. 213-234.*
- Talebian, M., Jackson, J., (2002): Offset on the Main Recent Fault of NW Tran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone: *Geophysical Journal International*, v. 150, p. 422-439, doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01711.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chery, J., 2004a, Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Tran and northern Tran: *Geophysical Journal International*, v. 157, p. 381-398, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x .
- Wang, R. Ding. Z.Y., and Yin, Y.Q. (1979): *Introduction to solid mechanics: Geological Press of.*

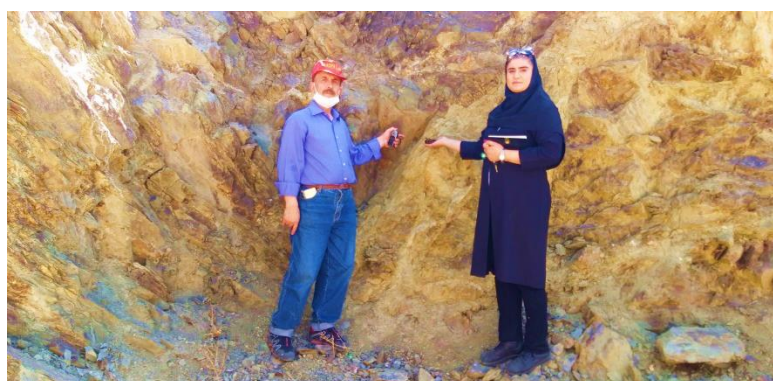
ضمایم



– برداشت درزه مزدوج در ناحیه خوانسار به جهت محاسبه تنش بیشینه ناحیه ای در منطقه مورد مطالعه



نمایی از شاخه های فرعی گسل خوانسار به همراه خش لغزهای رخنمون یافته در ترائشه های جنوب سد خوانسار



نمایی از گسل بید عرب در نزدیکی گردنه بید عرب



نمایی از گسل های خمشی در امتداد خطواره احتمالی هیلا در گستره مورد پژوهش



نمایی از شاخه های فرعی گسل نرپلنگ در منطقه مورد مطالعه



نمایی از شاخه های فرعی گسل بلندآب در گستره مورد بررسی



نمایی از شاخه های فرعی گسل قره نو در منطقه مورد مطالعه