

نگاهی نو به چرخش ایران مرکزی: مطالعه موردی گسل انار، شرق بلوک یزد

حمیدرضا افخمی اردکانی^۱، فرزین قائمی^{۲*}، فریبا کارگران بافقی^۳ و احد نوری^۴

۱. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
۲. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
۳. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه یزد، یزد، ایران
۴. دانش‌آموخته دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۱۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۰۷

چکیده

گسل انار در شرق شهر یزد با امتداد شمال، شمال غرب-جنوب، جنوب شرق یک گسل بی‌سنگی است که بلوک یزد را از بلوک پشت بادام جدا کرده است و فعالیت عهد حاضر آن امتدادلغز راستگرد با مولفه معکوس می‌باشد. تحلیل تنش دیرین بر روی این گسل به این منظور انجام شد تا سرگذشت زمین‌ساختی ایران مرکزی در بازه زمانی دونین تا کرتاسه به دست آید. پس از بررسی ۱۱۰ داده گسلی در ۱۳ ایستگاه دو فاز زمین‌ساختی تشخیص داده شد که بیشینه تنش به دست آمده بین آزمون‌های ۹۰ تا ۱۱۰ و ۱۹۰ تا ۲۲۰ قرار دارد و زاویه تغییرات جهت تنش را در بازه زمانی دونین تا کرتاسه ۱۳۰ درجه نمایش می‌دهد. بر اساس مطالعاتی که روی رگه‌های باریت و جابجایی‌های راست‌گردی روی آنها دیده می‌شد تفکیک فازهای تنش صورت گرفت نشان‌دهنده قدیمی‌تر بودن جهت تنش NNE می‌باشد. با توجه به مطالعات پیشین رسوب‌شناسی و زمین‌ساختی در ایران مرکزی این نتیجه حاصل شد علت این تغییر جهت در تنش، حرکت به سمت شمال شرق توام با چرخش ۱۳۰ درجه‌ای پادساعت‌گرد ایران مرکزی است.

واژه‌های کلیدی: گسل انار، تنش دیرین، ایران مرکزی، بلوک یزد.

مقدمه

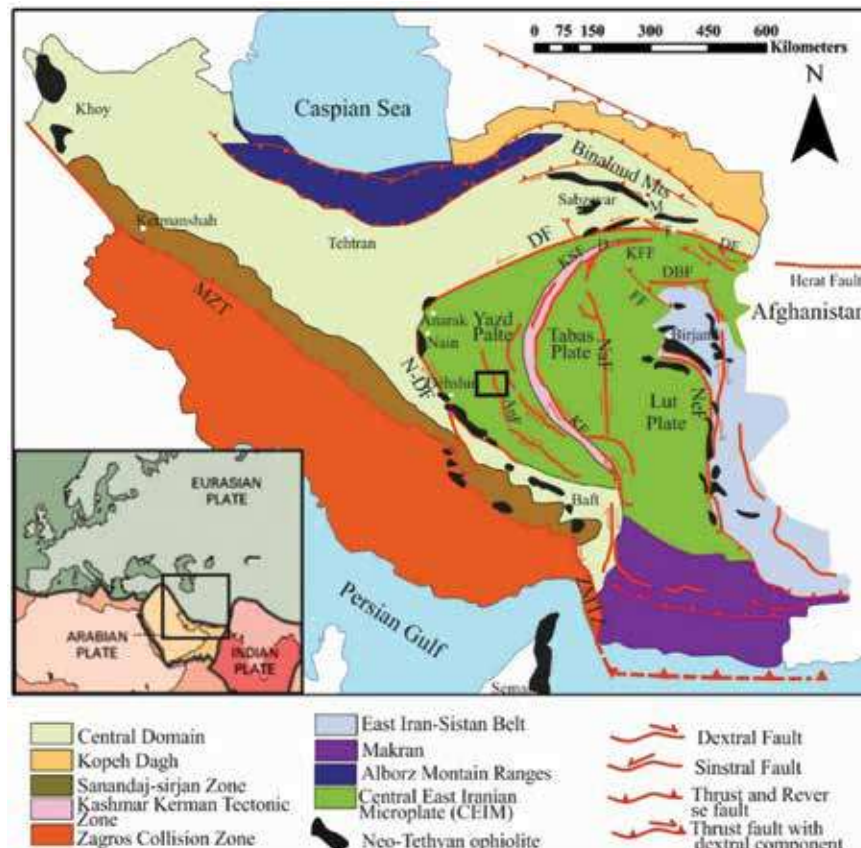
خردقاره ایران مرکزی-شرق ایران، پهنه‌ای کم‌بیش مثلثی شکل است. از شمال به گسل چپ‌گرد درونه، از جنوب به کمر بند مکران، از غرب به نوار افیولیتی نائین-بافت و از شرق به گسل راستگرد نه‌بندان محدود می‌شود. این پهنه، از غرب به شرق شامل زیرپهنه‌های ساختاری رسوبی یزد، طبس و لوت می‌باشد. زیرپهنه‌های یزد و طبس به‌وسیله باریکه‌ای کم‌مانی شکل به نام پهنه زمین‌ساختی کاشمر-کرمان از هم جدا می‌شوند و گسل نایبند نیز مرز بین زیرپهنه‌های طبس و لوت را مشخص می‌کند (شکل ۱). از لحاظ ساختاری رسوبی، پهنه ساختاری-رسوبی یزد در زمان پالئوزوئیک به همراه تمامی بخش‌های خردقاره

* نویسنده مرتبط: fghaemi@um.ac.ir

ایران مرکزی ویژگی‌های سکویی داشته و در زمان‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک از نظر تکتونیکی به گستره پرتحرک (حوضه پشت‌کمانی) تبدیل شده است. زیرپهنه‌های ایران مرکزی، بلوک یزد در اثر فعالیت‌های پایانی کوهزایی آپی دچار چین‌خوردگی و بالآمدگی و فرسایش شده است. طوری که رسوب‌گذاری مربوط به این رویداد از میوسن تاکنون ادامه دارد (Stocklin, 1968).

هدف از این پژوهش تعیین تنش دیرین در غرب ایران مرکزی واقع در گستره مرکزی پهنه ساختاری-رسوبی یزد و ارتباط آن با تحرکات صفحه‌های ایران مرکزی می‌باشد (شکل ۱). برای این منظور، تکنیک وارون‌سازی تنش را بر روی داده‌های گسل-خش لغزش اعمال شده و ساختارهای گستره در قالب تنش به دست آمده تفسیر شده است. بعلاوه نتیجه‌های حاصل از این مطالعه با یافته‌های مطالعات قبلی مقایسه و بحث شده است.

بر اساس مطالعات تنش دیرین (Walker and Jackson, 2004; Meyer and Dortz, 2007; Nozaeam et al., 2016; Calzolarit et al., 2013) پهنه ساختاری-رسوبی یزد و پهنه شمال باختری گسل کلمرد از زمان نئوژن تاکنون با روند NE-SW و به صورت موازی با گسل کلمرد در حال حرکت به سوی شمال شرق است. داده‌های حاصل از اطلاعات GPS صورت گرفته در گستره ایران مرکزی



شکل ۱. موقعیت گستره مورد مطالعه بر روی نقشه تکتونیک ایران برپایه مطالعات تدین و همکاران (Tadayon et al., 2018)، تصویر داخلی موقعیت نقشه بر روی صفحات زمین‌ساختی (سایت USGS). ANF: گسل انار، N-DF: گسل ناین-دهشیر، NaF: گسل نایبند، NaF: گسل نایبند، NeF: گسل نهبندان، DBF: گسل دشت بیاض، FF: گسل فردوس، DF: گسل درونه، KFF: گسل کوه فغان، KSF: گسل کوه سرهنگی، MZTF: گسل اصلی رورنده زاگرس، SBBF: گسل شهربابک، ShF: گسل شاهرود، M: مشهد، T: تربت‌حیدریه، ZMTZ: کمربند ترانسفرم زاگرس-مکران

خاستگاه زمین ساختی

رفسنجان متصل شده که از میان کوه‌ها توسط یک دره باریک خطی با دنبال کردن زمین‌شناسی امکان‌پذیر است. به نظر می‌رسد که این دو گسل در طول گسل‌های زمین‌شناسی به یکدیگر متصل می‌شوند. باین حال تعیین کردن اینکه این گسل‌ها در داخل کوه‌ها فعال است یا خیر مشکل است زیرا رسوبات کواترنر وجود ندارد (Walker, 2006).

مقدار لغزش راستگرد گسل انار ۱/۲ میلی‌متر بر سال محاسبه شده و مقدار کوتاه شدگی در راستای امتداد ۱/۳ میلی‌متر در سال می‌باشد. نرخ لغزش جانبی ممکن است در محدوده ۱/۲-۲/۷ میلی‌متر در سال باشد، لغزش شییبی و امتدادی آن از جنوب به شمال کاهش می‌یابد (Walpersdorf et al., 2014). در طول زمان‌های زمین‌شناسی، گسل انار ۳۰ کیلومتر لغزش امتدادی داشته است که در ۲۰ و به احتمال زیاد ۱۲ میلیون سال اخیر است (Walker and Jackson., 2007; Meyer and Dortz., 2004).

روش مطالعه

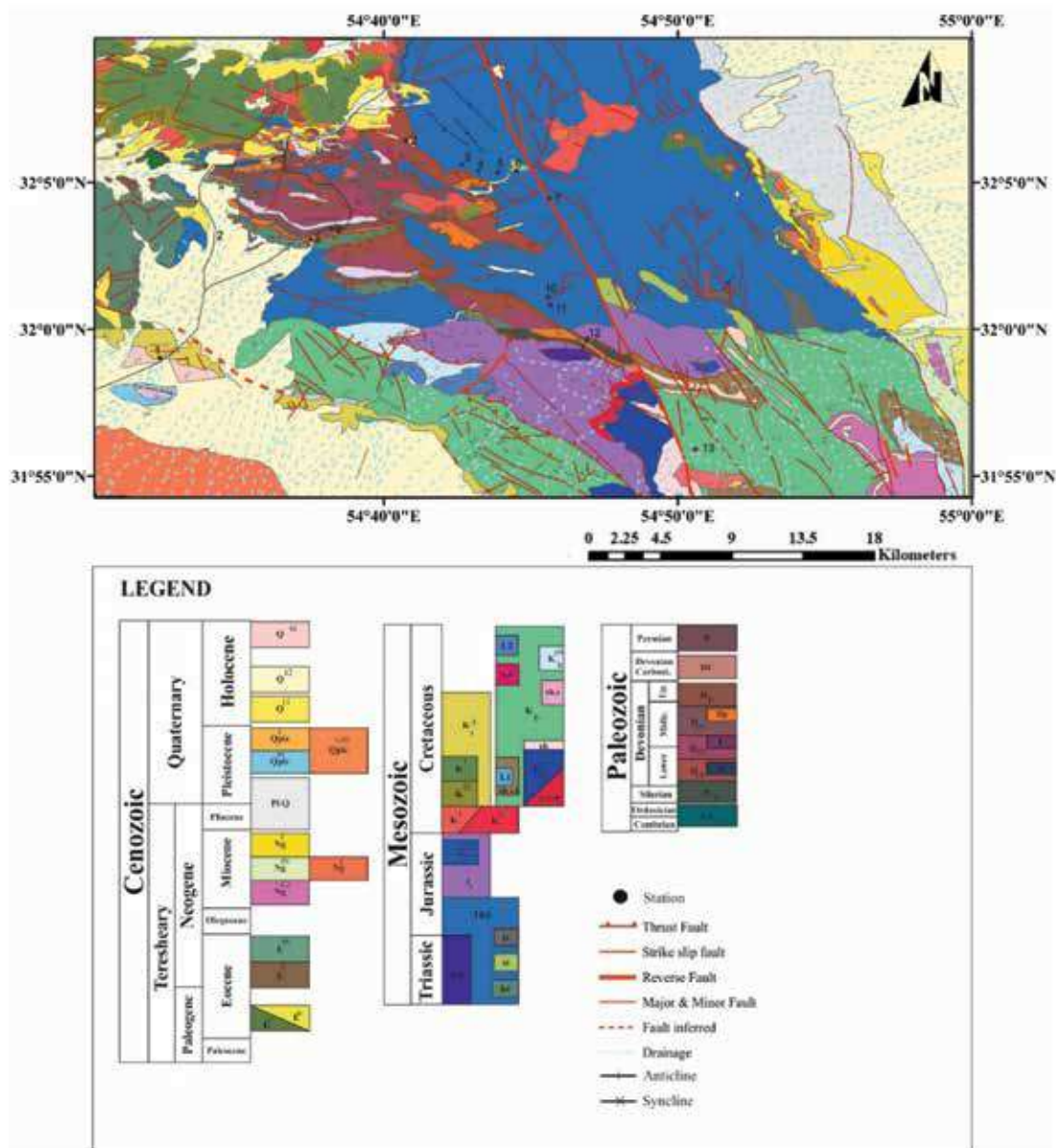
تکنیک معکوس سازی تنش

تحلیل‌های تنش دیرین برای مشخص کردن تکامل ساختاری کمربندهای چین‌خورده به‌ویژه مناطق دارای ساختارهای تکتونیکی شکننده بسیار سودمند هستند. با توجه به این اصل، الگوی تنش با زمان تغییر می‌کند برای انجام مطالعات تعیین و تفکیک فازهای تنش دیرین باید از ساختارهایی که در اثر عملکرد تنش‌ها شکل گرفته و در طول زمان اثرات آنها را حفظ کرده‌اند استفاده شود. در این راستا تحلیل کیفی و کمی ساختارهای شکننده مانند گسل ابزار مناسبی می‌باشد (Angelier, 1990). خطوط لغزش روی سطح گسل در جهت حداکثر تنش برشی ثبت می‌شوند (Wallace., 1951; bott., 1959; lisle., 1989; Angelier, 1990) می‌توان از بعضی از شاخص‌های سینماتیکی روی صفحه‌ی گسل برای تعیین جهت لغزش استفاده کرد (Doblas, 1998) و سپس به‌وسیله‌ی تکنیک معکوس کردن و از روی جهت‌یابی خش گسلش جهت تنش‌های اصلی را به دست آورد. (Carey and Brunier., 1974; Etchecopar et al., 1981; Gephart and Forsyth., 1984; Angelier, 1984)

پهنه مورد مطالعه در بخش شرقی بلوک یزد واقع شده است. واحدهای رسوبی پهنه، در بازه زمانی دونین زیرین تا کرتاسه قرار می‌گیرند و به‌طور عمده از ترکیبی از یک یا دو سازند هستند (شکل ۲). دو گسل امتدادلغز اصلی انار و خرانق دارای سازوکار راست لغز با امتداد شمال، شمال غرب-جنوب، جنوب شرق در واحدهای رسوبی گستره دیده می‌شود. بخش شمالی گستره در یک ناحیه کوهستانی واقع شده، پهنه‌ای است که با چندین انشعاب گسل انار با فاصله نزدیک برش داده شده است و بخش جنوبی پهنه ساختارها حاصل گسل خوردگی (کوه بافق) است (شکل ۳). بر اساس مطالعات مورفولوژی و ساختاری صورت گرفته بر روی گسل انار آخرین حرکت این گسل راستالغز راست‌گرد تشخیص داده شده است (Kargaranbafghi et al., 2011).

پهنه گسلی انار در مرکز فلات ایران و در شرق گسل دهشیر یک سیستم امتدادلغز با دو بخش با مورفولوژی متفاوت است. گسل انار طولی نزدیک به ۲۰۰ کیلومتر دارد که کمترین میزان جابجایی آن ۰/۸ میلی‌متر در سال است (Meyer and Dortz., 2007; Foroutan et al., 2012). این گسل کوتاه‌ترین سیستم امتدادلغز راستگرد فلات مرکزی و شرقی ایران است. در شمالی‌ترین بخش این گسل مورفولوژی بلندتری با رنگ تیره دیده می‌شود که در آن انشعابات پایانه این گسل قرار گرفته‌اند، به سمت جنوب همگرا شده و در کوه خرانق به گسل انار می‌پیوندند (شکل ۳). رشته گسل جنوبی در کوه بافق به طول ۲۰ کیلومتر است و دشت غرب آن و نمک‌های انار و دشت را به‌صورت راستگرد برش می‌دهد. در جنوبی‌ترین بخش، گسل انار شرقی غربی شده و به شکل یک تراس در شمال کمان ماگمایی ارومیه دختر قرار می‌گیرد. بر اساس برش راستگرد واحدهای کرتاسه پایینی، مقدار جابجایی این گسل ۲۰-۳۰ کیلومتر محاسبه شده است (Walker and Jackson., 2004; Meyer and Dortz., 2009; Dortz et al., 2007).

گسل انار شاید از ردیابی که در آبرفت‌های کواترنر دارد فعال است (Berberian., 1976; Walker and Jakson., 2004). انتهای جنوبی گسل انار به بخش غربی گسل

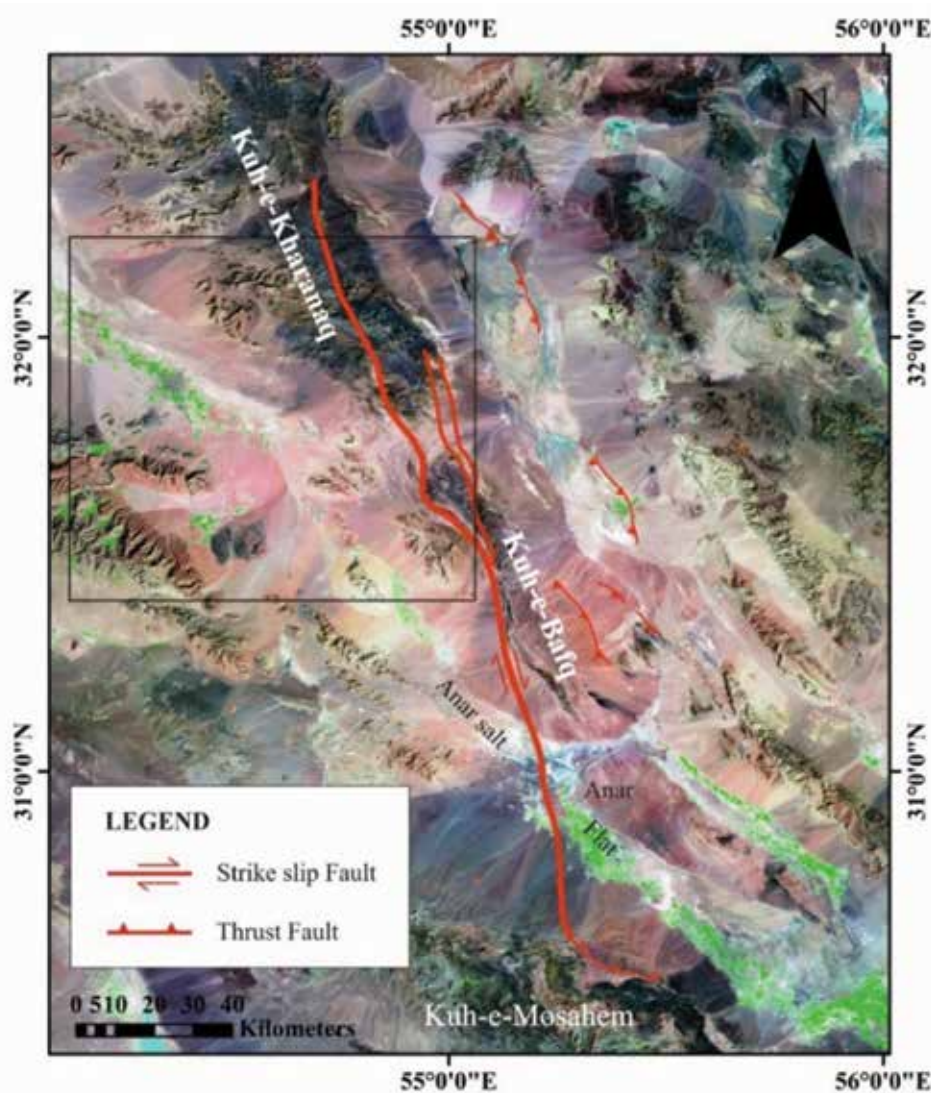


شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه به همراه موقعیت ایستگاه‌های مطالعاتی (بازرسم شده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خرانق هوشمندزاده و پورلطیفی، ۱۳۸۶) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فهرج (جعفریان و همکاران، ۱۳۸۵)

جمع‌آوری داده‌ها

صفحه لغزش، وجود ندول مارک‌های زمین ساختی و پله‌های تجمعی کانی‌ها روی صفحه‌ی لغزش، شکستگی‌های ریدل، قله‌های استیلولیتی کمک گرفت (Angelier, 1994) سنی ساختارها در هر ایستگاه برداشت شود تا در تفکیک فازهای تنش از آنها استفاده شود (Angelier, 1984).

به‌منظور تحلیل تنش دیرین، داده‌های برداشت شده شامل موقعیت جغرافیایی گسل، شیب، امتداد و زاویه خط خش مربوط به حرکت گسل و سوی حرکت آنها بود. تشخیص سوی لغزش از اهمیت زیادی برخوردار است، برای این کار می‌توان از علائمی چون جدایش چینه‌شناسی، چین‌های کشیده، تنوع بزرگی از سیماهای نامتقارن قابل مشاهده بر روی سطح گسل از قبیل زبری یا صیقلی بودن



شکل ۳. تصویر ماهواره لندست از گسل امتدادلغز انار و موقعیت گستره مورد مطالعه که با مربع مشکی نمایش داده شده است

محاسبات تنش‌های اصلی و شکل میدان

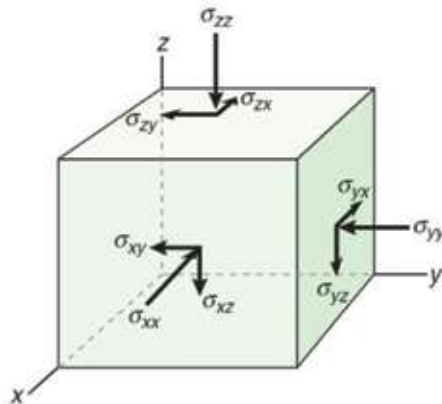
(Angelier, 1990). مقدار زاویه ناهمخوانی را تا ۳۰ درجه قابل قبول می‌دانند و مقادیر بیش از این، به دلیل عدم پیروی از منحنی گوسی مربوط به فازهای دیگر تنش می‌باشد. برای محاسبات این پژوهش زاویه ناهمخوانی ۱۵ درجه در نظر گرفته شده است.

تفکیک فازهای تنش

محاسبه جهت تنش بیشینه در هر ایستگاه توسط نرم‌افزار Daisy V.5.43 (Salvini, 1999) انجام گرفت. در این نرم‌افزار از روش MMS (Multiple Monnetcarlo Direct Solution) استفاده شد. در این روش ابتدا

در مرحله بعد نرم‌افزار با استفاده از دیتاهای برداشت شده از گسل‌ها محاسبات لازم را انجام داده و سپس تفکیک فازهای تنش دیرین در یک فضای چهاربعدی مرکب از موقعیت محورهای اصلی تنش ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) و شکل میدان R صورت می‌گیرد (شکل ۴) (Angelier, 1984). که این محاسبات توسط نرم‌افزار Daisy V.5.43 (Salvini, 1999) انجام شد. یکی از مشکلات چنین محاسبه‌ای اختلافی است که میان جهت بیشینه تنش برشی اندازه‌گیری شده (خش لغز) و جهت بیشینه تنش برشی محاسبه شده (توسط روابط فیزیکی) حاصل می‌شود (Carey and Brunier, 1974)

جهت تنش‌های اصلی برای هر گسل محاسبه می‌شود (Angelier, 1990) و سپس محاسبات آماری چندباره و رندوم بر روی جهات تنش اصلی به دست آمده، تا رسیدن به نتیجه نهایی یکسان، توسط Monte Carlo algorithm (Metropolis, 1987) انجام می‌گیرد. در نهایت خروجی نرم‌افزار شامل جهات تنش اصلی و شکل میدان خواهد بود.



$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix} \equiv \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} \equiv \begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z \end{bmatrix}$$

$$R = \frac{\sigma_0 - \sigma_1}{\sigma_j - \sigma_1} \quad , < R < /> \#$$

شکل ۴. تانسورهای تنش در فضای سه‌بعدی و رابطه شکل میدان (Angelier, 1994)

که آزمون بیشینه گسل‌ها ۱۱۰ درجه می‌باشد (شکل ۵). شیب آزمون‌های ۱۱۰ و ۳۳۷ به سمت شمال شرق و جنوب غرب است و شیب آزمون ۰۱۹ به سمت جنوب شرق می‌باشد. شیب گسل‌های موجود از ۴۵ تا ۹۰ درجه متغیر است (جدول ۲). امتداد و شیب این گسل‌ها، از امتداد اصلی گسل انار و شاخه‌های پایانه‌ای این گسل پیروی می‌کند.

ریک خطوط لغزش نیز از صفر تا ۹۰ درجه متغیر است و دارای حرکت امتداد لغز راستگرد با مولفه‌ی نرمال و معکوس می‌باشد. تعدادی از گسل‌ها با حرکت شیب لغز نرمال نیز دیده می‌شوند. تغییرات ریک بردار لغزش در ایستگاه ۱ (شکل ۶-الف) با سن کرتاسه دیده می‌شود که نشان‌دهنده تغییرات امتداد تنش‌های اصلی در این بازه زمانی بوده است و نشان‌دهنده تغییرات جهت میدان تنش یا چرخش بلوک‌ها در منطقه می‌باشد.

امتداد رگه‌های باریت موجود در منطقه در واحدهای ژوراسیک WNW می‌باشد و در مقیاس در حد سانتیمتر

تحلیل داده‌ها

برای این پژوهش، تعداد ۱۱۰ داده گسلی در ۱۳ ایستگاه در اطراف گسل انار اندازه‌گیری شد. مطالعات تنش دیرین در گستره مورد مطالعه در واحدهای سنگی به سن کرتاسه، ژوراسیک، تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین، دونین میانی و دونین زیرین انجام گرفته است.

ویژگی‌های هندسی و جنبشی گسل‌ها

ویژگی‌های هندسی و جنبشی برداشت شده شامل (امتداد، شیب، ریک خش لغز و جهت حرکت گسل) می‌باشد. این داده‌ها به وسیله نرم‌افزار Daisy V.5.43 (Salvini, 1999) و Win tensor (Delvaux et al., 1997; Delvaux et al., 1995) پردازش شد، خروجی آنها در جدول ۱ آمده است. بر اساس رزیدیاگرام و نمودار گوسیان رسم شده از امتداد و شیب گسل‌ها، سه امتداد اصلی گسلی با میانگین آزمون‌های ۱۱۰، ۳۳۷ و ۰۱۹ درجه به دست آمد

شده‌اند. غالب بودن مولفه راستگرد از دونین تا عهد حاضر نیز، نشان می‌دهد که گسل انار و شاخه‌های فرعی آن در این بازه زمانی در یک سیستم زمین ساختی برش ساده قرار داشته است.

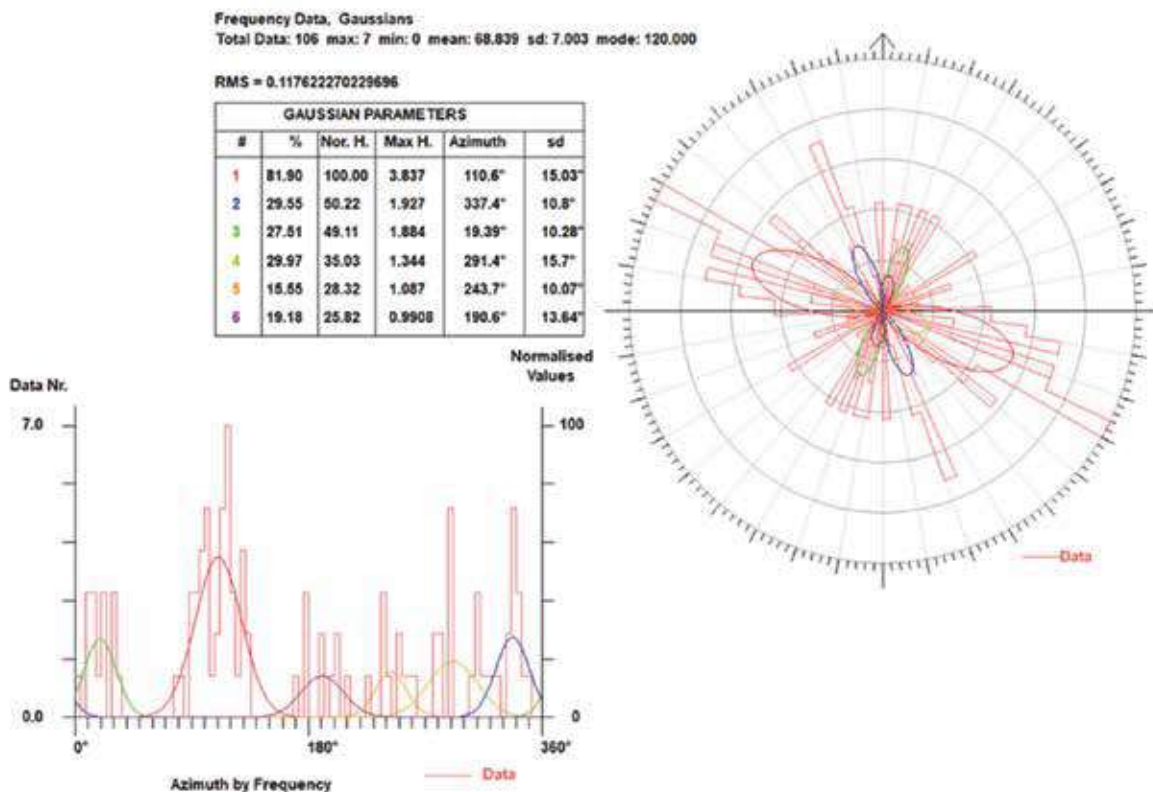
تحلیل دینامیکی

بر اساس ریک خطوط لغزش و استریوپلات‌ها (جدول ۲)، گسل‌های موجود در منطقه بیشتر دارای حرکت امتدادلغز بوده که نشان‌دهنده رژیم زمین ساختی برش ساده دونین تا کرتاسه می‌باشد. آزیموت جهت تنش غالب در بازه ۹۰ تا ۱۱۰ و ۱۹۰ تا ۲۲۰ قرار می‌گیرد (شکل ۸). تغییرات جهت تنش از دونین تا پایان کرتاسه در منطقه دیده می‌شود که بر اساس جابجایی راستگرد رگه‌های موجود در واحدهای ژوراسیک، ابتدا جهت تنش با آزیموت ۹۰ تا ۱۱۰ عمل کرده و رگه‌ها شکل گرفته‌اند و پس از آن جابجایی راستگرد در رگه‌های باریت، نشان‌دهنده تغییر جهت تنش در گستره است.

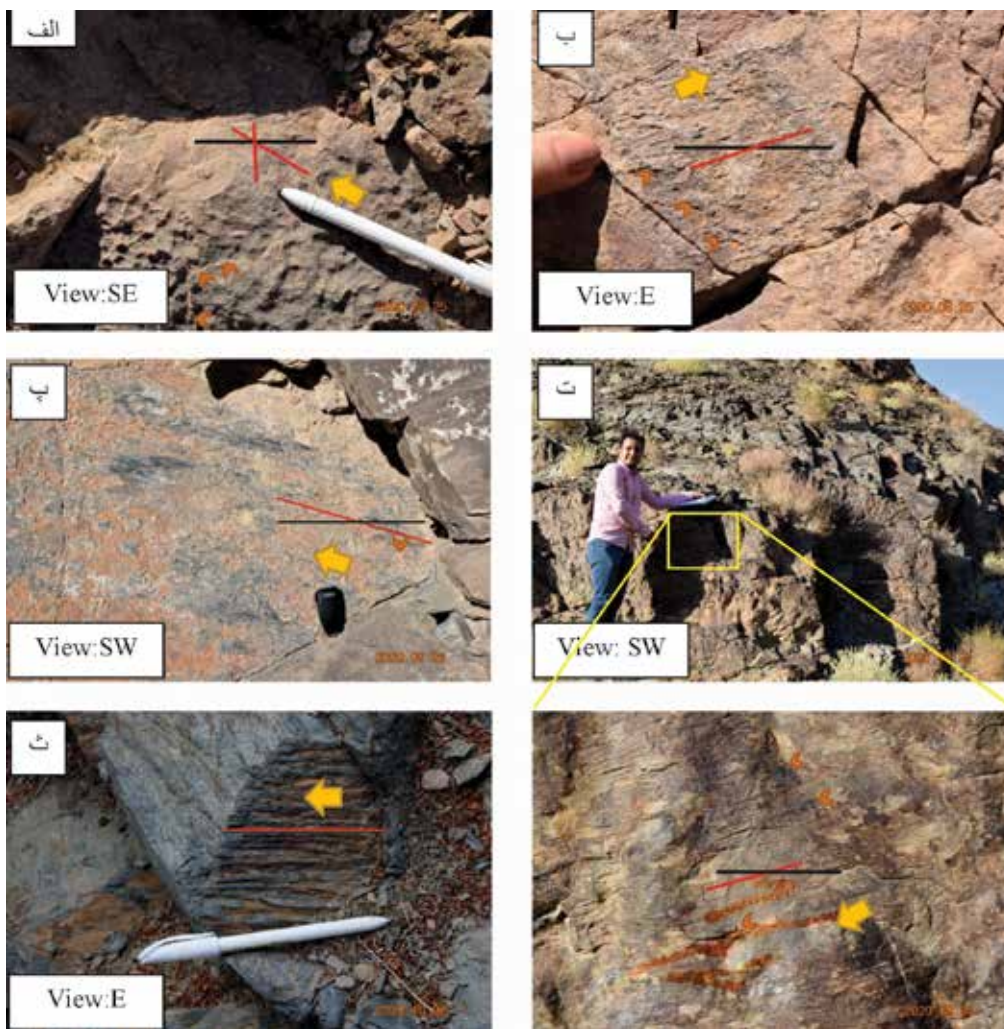
تا متر دیده می‌شوند. این رگه‌ها توسط گسل‌های امتدادلغز به صورت راستگرد جابجا شده‌اند.

تحلیل سینماتیکی

با توجه به اینکه حداکثر زاویه ناهمخوانی در محاسبات ۱۵ درجه در نظر گرفته شده است. تغییرات ریک بردار لغزش و سوی حرکت گسل‌ها با توجه به امتداد و شیب گسل‌ها، در هر ایستگاه متغیر بود. بر روی رگه‌های باریت ایجاد شده اغلب جابجایی‌های امتدادلغز با حرکت راستگرد مشاهده شد که نشان‌دهنده قرار گرفتن بلوک‌های رمبوندی از پیش موجود در سیستم برشی راستگرد جدید است و از همین رو شکستگی‌ها را به شکل منحنی درآورده و بلوک‌ها را به شکل Popup به سمت جنوب غرب جابجا کرده است. این رگه‌ها چون در واحدهای ژوراسیک قرار دارند و از این زمان به بعد شکل گرفته‌اند، جهت تفکیک فازهای تنش در منطقه مورد مطالعه استفاده



شکل ۵. نمودار گوسیان امتداد گسل‌ها، تغییرات امتداد گسل‌ها را از غرب تا شمال-شمال شرق نمایش می‌دهد و نمودار فراوانی جهت شیب گسل‌ها که شیب به سمت شمال شرق و جنوب غرب را نمایش می‌دهد

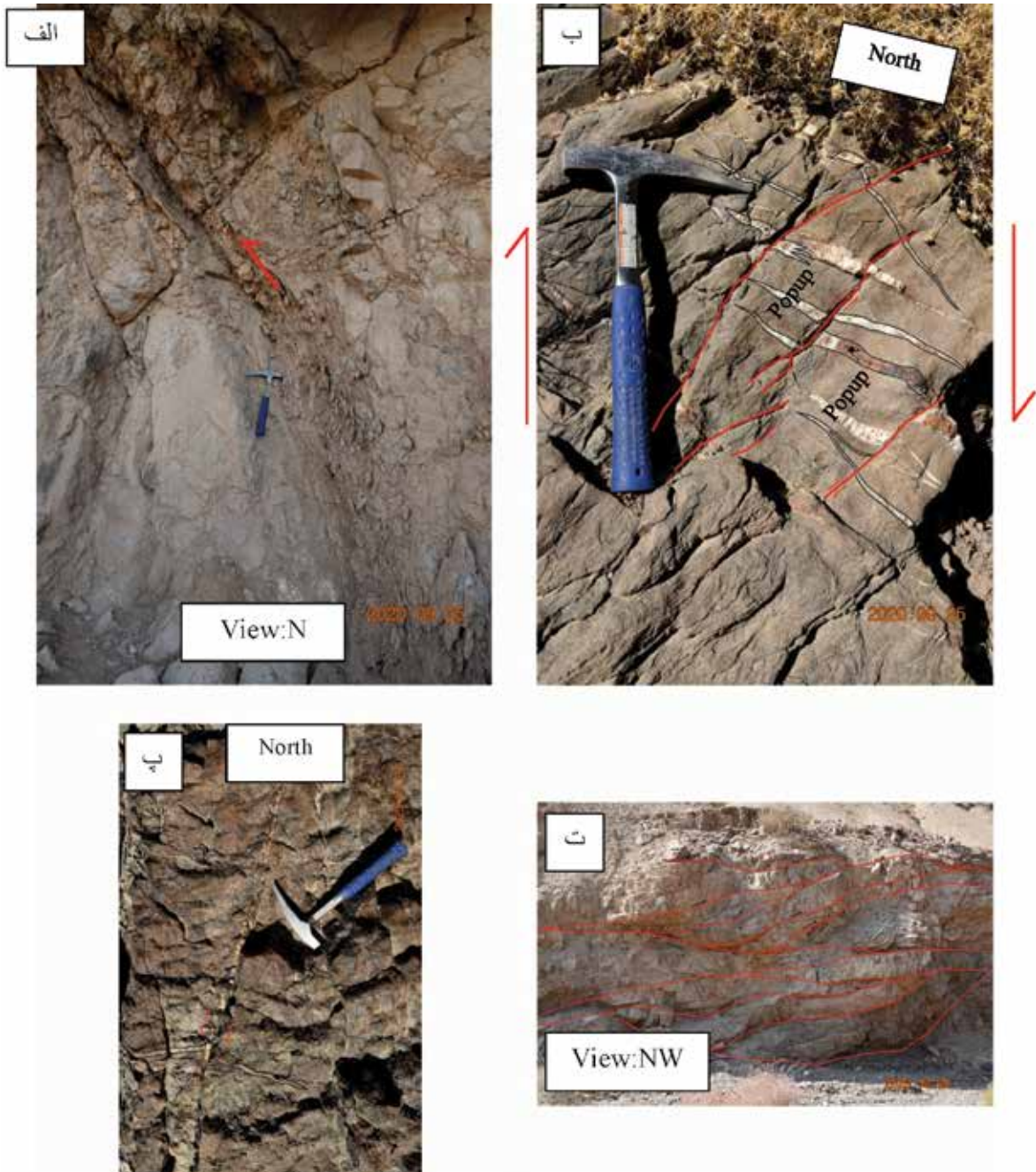


شکل ۶. الف) خطوط لغزش متفاوت در ایستگاه ۱ نشان دهنده تغییر جهت تنش می باشد، ب) خطوط لغزش در ایستگاه ۲، پ) خطوط لغزش در ایستگاه ۶، ت) خطوط لغزش در ایستگاه ۷، ث) خطوط لغزش در ایستگاه ۱۰، (خطوط قرمز خش لغز و خطوط سیاه خط افق را نمایش می دهد)

جدول ۱. خروجی جهت های تنش اصلی در پهنه مورد مطالعه (محاسبه شده با نرم افزار Daisy V.5.43 (Salvini, 1999))

σ : Maximum Stress Tensor, R: ratio of stress magnitude differences $R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$,
 α : the average angle between the calculated shear and observed slip in degrees

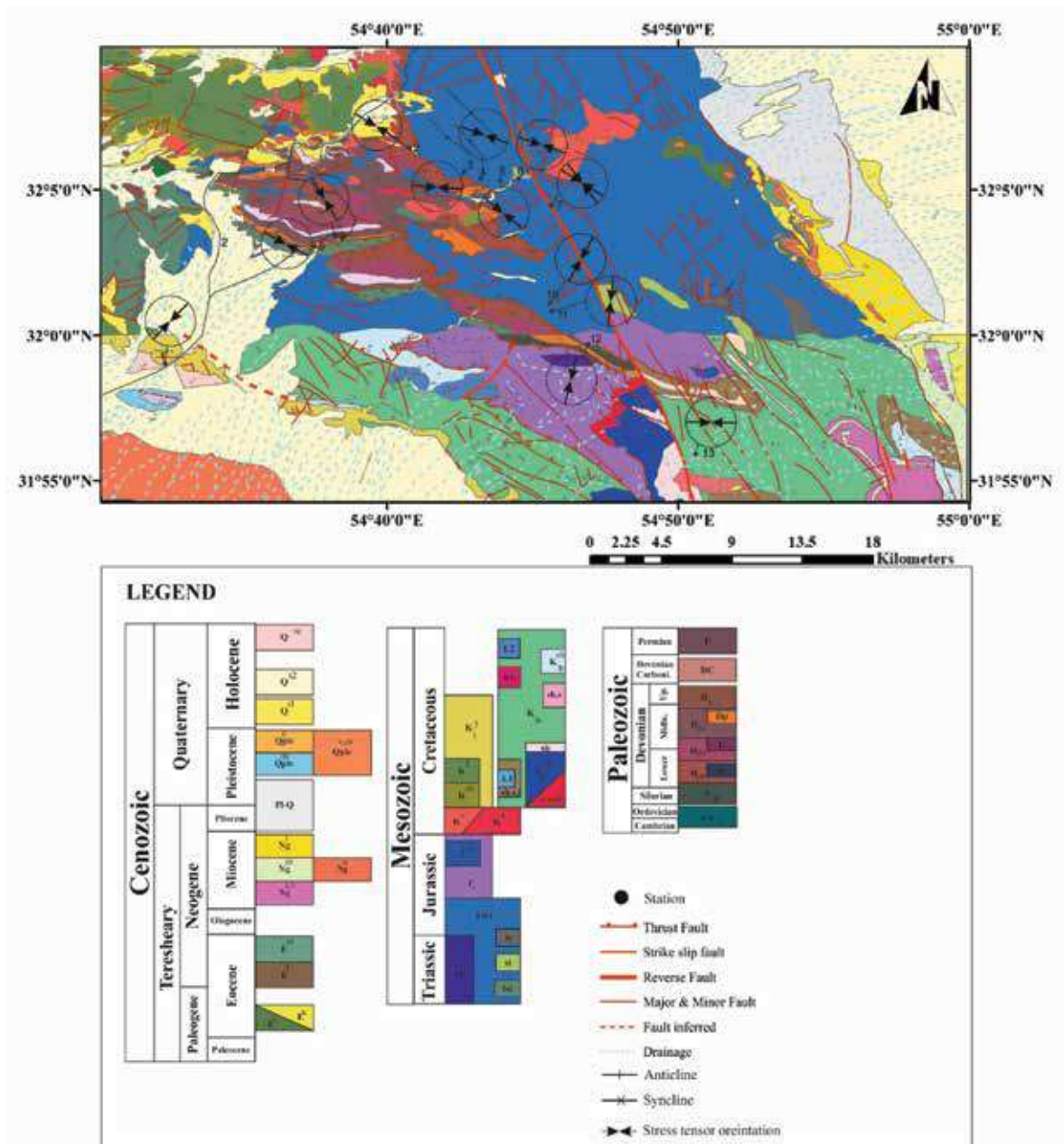
Station	Stratigraphic Age	σ_1		σ_2		σ_3		R	α
		Trend	Plunge	Trend	Plunge	Trend	Plunge		
۱	Cretaceous	۲۲۴	۵۷	۳۱۸	۲	۰۵۰	۳۳	۱	۱۱/۸
۱۳	Cretaceous	۱۹۴	۶	۰۷۷	۷۷	۲۸۵	۱۱	۰/۸	۵/۹
۱۲	Jurassic	۲۷۱	۴۱	۰۰۹	۱۰	۱۱۰	۴۷	۰/۹	۹
۳	U. Triassic-L.Jurra	۰۹۴	۲۲	۲۰۲	۳۶	۳۴۰	۴۶	۰/۳	۷/۶
۴	U. Triassic-L.Jurra	۰۱۹	۳۸	۱۲۰	۱۴	۲۲۶	۴۸	۰/۶	۱۱/۹
۵	U. Triassic-L.Jurra	۳۰۹	۳۰	۰۵۷	۲۴	۱۷۶	۵۰	۰/۲	۳/۱
۶	U. Triassic-L.Jurra	۱۰۹	۷۵	۳۲۴	۱۲	۲۳۲	۸	۱/۵	۸/۲
۷	U. Triassic-L.Jurra	۱۴۳	۱۴	۳۶۰	۷۲	۲۳۶	۱۰	۰/۱	۹/۷
		۳۰۲	۴	۳۸	۵۱	۲۰۸	۳۸	۰/۳	۹/۷
۱۰	U. Triassic-L.Jurra	۲۰۹	۲۸	۶۸	۵۶	۳۰۹	۱۸	۰/۸	۱۰/۵
۱۱	U. Triassic-L.Jurra	۱۸۶	۲۱	۲۸۰	۸	۳۰	۶۸	۰/۷	۲/۳
۸	Middle Devonian	۲۹۸	۴۷	۱۸۵	۲۰	۷۹	۳۷	۰/۸	۷/۵
۹	Middle Devonian	۱۴۹	۵۵	۳۲۹	۳۵	۵۹	۰	۰/۶	۳/۴
۲	Lower Devonian	۱۲۱	۲۶	۲۱۹	۱۶	۳۳۸	۵۹	۰/۴	۱۵/۵



شکل ۷. الف) گسل معکوس در ایستگاه ۱ در واحدهای کرتاسه، ب) جابجایی راستگرد در رگه‌های شرقی غربی باریت به سن ژوراسیک در سنگ میزبان به سن دونین زیرین در ایستگاه ۶، پ) جابجایی راستگرد در رگه‌های شرقی غربی باریت به سن ژوراسیک در سنگ میزبان به سن تریاس بالایی-ژوراسیک در ایستگاه ۷، ت) حرکت راندگی‌ها در منطقه از سمت جنوب به شمال در ایستگاه ۴

جدول ۲. جدول استریونت‌های جهت‌های اصلی تنش در پهنه مورد مطالعه (محاسبه با نرم‌افزار Daisy V.5.43 (Salvini, 1999))

Age	Station	Stress tensors	Age	Station	Stress tensors
Cretaceous	1		Upper Triassic Lower Jurassic	7	
Cretaceous	13		Upper Triassic Lower Jurassic	10	
Jurassic	12		Upper Triassic Lower Jurassic	11	
Upper Triassic Lower Jurassic	3		Middle Devonian	8	
Upper Triassic Lower Jurassic	4		Middle Devonian	9	
Upper Triassic Lower Jurassic	5		Lower Devonian	2	
Upper Triassic Lower Jurassic	6				



شکل ۸. نقشه زمین‌شناسی پهنه مورد مطالعه به همراه رزیدیاگرام راستای تنش اصلی برای هر ایستگاه که روند غالب جهت‌های تنش WNW-ESE و NNE-SSW را نمایش می‌دهد (باز رسم شده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خرائق (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۸۶) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فهرج (جعفریان و همکاران، ۱۳۸۵))

بحث

(Stocklin, 1968; Jackson and Mackenzie., 1984)

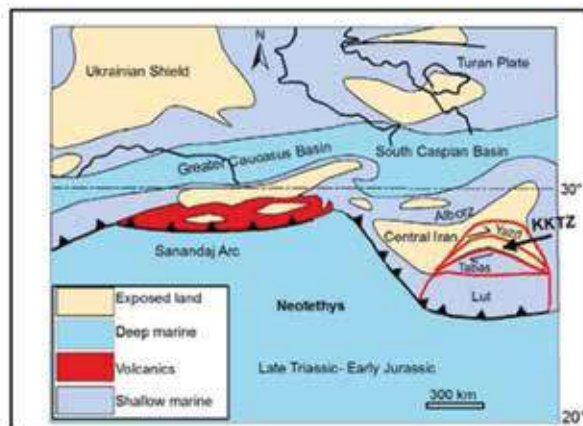
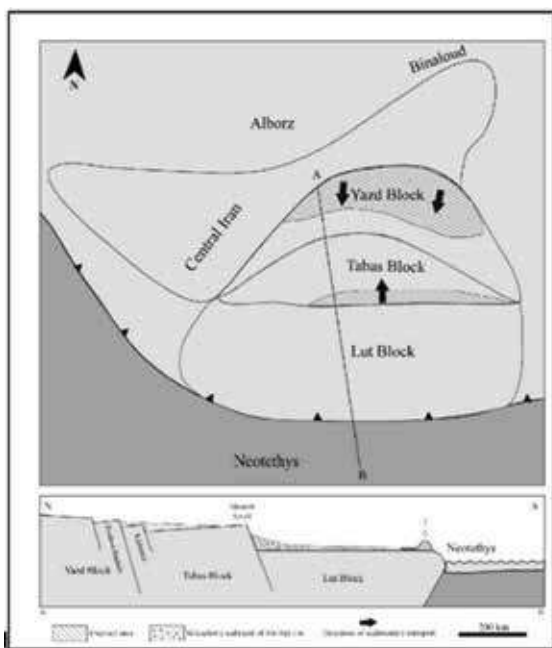
همچنین چرخش و جابه‌جایی بلوک‌های ایران مرکزی و اندرکنش ساختاری متأثر از تغییر نوع و سوی حرکت آنها در طول زمان، موجب پیچیده‌تر شدن ساختارهای ایران مرکزی شده است (Walker and Jackson., 2004; Mattei et al., 2012; Nozaem et al., 2013).

کشور ایران در کوهزایی آلپ-همالیای پیشینه زمین‌شناسی پیچیده‌ای به دلیل فعالیت‌های زمین‌ساختی زمین دارد که از این میان خردقاره ایران مرکزی با وجود گسل‌های ژرف و بی‌سنگی که همه طی رخدادهای کوهزایی کهن تشکیل شده‌اند؛ (Aghanabati, 2004)

(Thierry., 2000; Wilmsen et al., 2009) و 2008) وضعیت خردقاره‌های ایران مرکزی قبل از ژوراسیک ۱۳۰ درجه با وضعیت کنونی اختلاف داشته است. و گسل‌های ایران مرکزی امتداد شرقی-غربی داشته‌اند. همچنین مطالعات چرخش پالئومغناطیس ایران مرکزی (Kent et al., 2010) حرکت به سمت شمال خردقاره ایران مرکزی را از تریاس به بعد نمایش می‌دهد (شکل ۱۰) و شکل ۱۱ نشان می‌دهد که قبل از ژوراسیک جهت تنش شمالی-جنوبی بر خردقاره ایران مرکزی حاکم بوده است (Soffle et al., 1996). این جهت تنش با مطالعات تنش دیرین در این پژوهش مطابقت نمی‌کند و به نظر می‌رسد که حرکت رو به شمال توام با چرخش ۱۳۵ درجه‌ای پادساعت‌گرد ایران مرکزی در بازه زمانی دونین تا عهد حاضر اتفاق افتاده است.

با توجه به مطالعات انجام شده دو فاز اصلی تنش در گستره به دست آمد. رگه‌های با امتداد WNW-ESE در واحدهای ژوراسیک نشان‌دهنده جهت تنش به موازات این رگه‌ها است که این جهت تنش نیز در واحدهای قدیمی‌تر از ژوراسیک به ثبت رسیده است. از ژوراسیک تا کرتاسه نیز جهت تنش ثبت شده در ایستگاه‌ها دارای امتداد NNE-SSW می‌باشد. که با توجه به مطالعاتی نئوتکتونیک که روی گسل انار انجام شده این جهت تنش نیز به ثبت رسیده است. در نتیجه می‌توان فازهای ثبت شده را از جدید به قدیم بازسازی نمود و تغییرات جهت تنش را به دو بخش جدیدتر از ژوراسیک و قدیمی‌تر از ژوراسیک تقسیم‌بندی کرد. این جهات تنش با مطالعات تنش دیرین که در دیگر مطالعات انجام شده بر روی گسل‌های اطراف منطقه مورد مطالعه آمده است نیز مطابقت می‌کند.

بر اساس مطالعات (Barrier and Vrielynck.,



شکل ۹. الف) وضعیت خردقاره‌های ایران مرکزی در ژوراسیک پیشین بر اساس مطالعات (Barrier and Vrielynck., 2008) و وضعیت خردقاره‌های ایران مرکزی در مرز تریاس و ژوراسیک بر اساس مطالعات (Thierry, 2000; Wilmsen et al., 2009)

نتیجه‌گیری

۱. برای تنش بیشینه در پهنه مورد مطالعه بین بازه ۹۰ تا ۱۱۰ و ۱۹۰ تا ۲۲۰ متغیر است.
 ۲. تغییرات جهت تنش بیشینه در پهنه مورد مطالعه در محدوده ۱۳۰ درجه می‌باشد که با ۱۳۰ درجه چرخش پادساعت‌گرد ایران مرکزی مطابقت می‌کند.
 ۳. رگه‌های باریت موجود در اطراف گسل انار که سن شکل‌گیری آنها مربوط به پس از ژوراسیک است، تحت تنش WNW-ESE شکل گرفته‌اند و در یک تغییر شکل ادامه‌دار برشی ساده به‌صورت راستگرد جابجا شده و هم‌زمان چرخش نیز یافته‌اند.
 ۴. گسل انار از زمان دونین تاکنون دارای حرکت امتدادلغز راستگرد بوده است.
 ۵. ابتدا رگه‌ها در میدان تنش WNW-ESE شکل گرفته و سپس در میدان تنش NNE-SSW به‌صورت راستگرد جابجا شده است.
 ۶. هم‌زمان با حرکت رو به شمال ایران مرکزی از دونین تا عهد حاضر، چرخش ایران مرکزی نیز شکل گرفته است که این تغییرات به‌خوبی بر روی رگه‌های باریت به سن ژوراسیک ثبت شده است.
- ## سپاسگزاری
- این مقاله بخشی از رساله دکتری حمیدرضا افخمی اردکانی بر اساس طرح شماره ۵۳۰۶۲ دانشگاه فردوسی مشهد تهیه شده است، بنابراین از دانشگاه فردوسی مشهد برای حمایت‌های به عمل آمده سپاسگزاری می‌شود. از سردبیر محترم مجله و پیشنهادهای داورهای محترم نهایت تشکر و قدردانی را داریم.
- ## منابع
- جعفریان، ب.، جلالی، ع. و قریب، ف.، ۱۳۸۵. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰/فهرج. سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
- هوشمندزاده، ع. و پورلطیفی، ع.، ۱۳۸۶. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰/خرانق. سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
- Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, 103(2), 363-376. doi:10.1111/j.1365-246x.1990.tb01777.x .
- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research* 89:5835-5848.
- Angelier, J., 1994. Fault slip Analysis and Paleostress Reconstruction In Hancock, P. (Ed.), *Continental Deformation*. Pergmon Press Oxford, 53-100.
- Aghanabati, A., 2004. *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran Press.
- Bott, M.H.P., 1959. The mechanisms of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96:109-117.
- Barrier E. and Vrielynck B., 2008. Map 2: Middle Toarcian(183.0-175.6 Ma). In: Barrier E. and Vrielynck B. (eds.): *Palaeotectonic maps of the Middle East-tectosedimentary-palinspastic maps from the Late Norian to Pliocene*. Commission for the Geological Map of the World (CGMW / CCGM), Paris.
- Berberian, M., 1976. Contribution to the Seismotectonics of Iran, Part II. *Geol. Surv. Iran*, 39, 518p
- Calzolari, G., Della Seta, M., Rossetti, F., Nozaem. R., Vignaroli, G., Cosentino, D., Faccenna, C., 2016. Geomorphic signal of active faulting at the northern edge of Lut Block: Insights on the kinematic scenario of Central Iran, *American Geophysical Union, Tectonics*, 35, 76-102.
- Carey, E. and Brunner., M.B., 1974. Analyse theorique et numerique dum modele mecanique elementaire appliqué a letude dune populationde failles. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de lAcademie des Sciences*, 279:891-894.

- Delvaux, D., Moyes, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnitchenko, A., Ruzhich, V. and Sankov, V., 1997. Paleostress reconstruction and geodynamics Of the Baikal region, central Asia. Part II: Cenozoic rifting. *Tectonophysics* 282, 1-38.
- Doblas, M., 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295:187-197.
- Dortz, K., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Braucher, R., Fattahi, M. and Ghoraishi, M., 2009. Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran. *Geophysical Journal International*, 179(2), 700-710. doi:10.1111/j.1365-246x.2009.04309.x
- Etchecopar, A., Vasseur, G. and Daignieres, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3:51-65.
- Foroutan, M., Sébrier, M., Nazari, H., Meyer, B., Fattahi, M. and Rashidi, A., 2012. Bateman, M. D., 2012. New evidence for large earthquakes on the Central Iran plateau: palaeoseismology of the Anar fault. *Geophysical Journal International*, 189(1), 6-18. doi:10.1111/j.1365-246x.2012.05365.x
- Gephart, J. W. and Forsyth, D. W., 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando Earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research*, 89: 9305-9320.
- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F. and Genser, J., 2011. Cenozoic kinematic evolution of southwestern Central Iran: Strain partitioning and accommodation of Arabia-Eurasia convergence. *Tectonophysics*, 502(1-2), 221-243. doi:10.1016/j.tecto.2010.02.004.
- Kent, D.V. and Irving, E., 2010. Influence of inclination error in sedimentary rocks on the Triassic and Jurassic apparent polar wander path for North America and implications for Cordilleran tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 115, B10103. doi.org/10.11029/12009JB007205.
- Lisle, R.J., 1989. Paleostress analysis from sheared dike sets. *Geological Society American*, 101, 968-972.
- Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Zanchi, A., Berra, F., Mossavvari, F. and Eshraghi, S. A., 2012. Neogene block rotation in central Iran: Evidence from paleomagnetic data. *Geological Society of America Bulletin*, 124(5-6), 943-956. doi:10.1130/b30479.1.
- Metropolis, N., 1987. The beginning of the Monte Carlo method. *Los Alamos Science* (1987 Special Issue dedicated to Stanislaw Ulam): 125-130.
- Meyer, B. and Le Dortz, K., 2007. Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: Estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. *Tectonics*, 26(5), n/a-n/a. doi:10.1029/2006tc002073.
- Nozaem, R., Mohajjel, M., Rossetti, F., Della Seta, M., Vignaroli, G., Yassaghi, A. and Eliassi, M., 2013. Post-Neogene right-lateral strike-slip tectonics at the north-western edge of the Lut Block (Kuh-e-Sarhangi Fault), Central Iran. *Tectonophysics*, 589, 220-233. doi:10.1016/j.tecto.2013.01.001.
- PETIT, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9, 5/6: 597-608.
- Soffel, H. C., Schmidt, S., Davoudzadeh, M. and Rolf, C., 1996. New palaeomagnetic data from Central Iran and a Triassic palaeoreconstruction. *Geologische Rundschau*, 85(2), 293-302. doi:10.1007/bf02422235
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(7), 1229-1258.
- Salvini, F., Billi, A. and Wise, D.U.,

1999. Strike-slip fault-propagation cleavage in carbonate rocks: the Mattinata fault zone, Southern Apennines.
- Thierry, J., 2000. Middle Callovian (157-155 Ma). In: Dercourt, J., Gaetani, M., et al. (Eds.), Atlas Peri-Tethys Palaeogeographical Maps. CCGM/CGMW, Paris, 71-97.
 - Tadayon, M., Rossetti, F., Zattin, M., Calzolari, G., Nozaem, R., Salvini, F., Faccenna, C. and Khodabakhshi, P., 2018. The long-term evolution of the Doruneh Fault region (Central Iran): a key to understanding the spatio-temporal tectonic evolution in the hinterland of the Zagros convergence zone. *Geological Journal* 1-26. <https://doi.org/10.1002/gi.3241>.
 - Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophysical Journal International*, 157(1), 381-398.
 - Walpersdorf, A., Manighetti, I., Mousavi, Z., Tavakoli, F., Vergnolle, M., Jadidi, A. and Sedighi, M., 2014. Present-day kinematics and fault slip rates in eastern Iran, derived from 11 years of GPS data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(2), 1359-1383. doi:10.1002/2013jb010620
 - Walker, R. and Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran, *Tectonics*, 23, TC5010, doi:10.1029/2003TC001529.
 - Walker, R., 2006. A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, SE Iran. *Journal of Structural Geology* 28 654-668.
 - Wallace, R. E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology*, 59:118-130.
 - Wilmsen, M., Fürsich, F.T. and Taheri, J., 2009b. The Shemshak Group (Lower-Middle Jurassic) of the Binalud Mts., NE Iran: stratigraphy, depositional environments and geodynamic implications. *South Caspian to Central Iran Basins*. Geological Society, London, Special Publications 312, 175-188.