



فصلنامه زمین‌ساخت

تابستان ۱۳۹۸، سال سوم، شماره ۱۰

بازسازی مراحل اعمال تنش دیرین در کوه‌های شکراب واقع در زون زمین درز سیستان

مریم عزتی^۱، ابراهیم غلامی^{۲*}، سید مرتضی موسوی^۳

۱- دانش آموخته دکتری تکنونیک، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران.

۲- دانشیار، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران.

۳- استادیار، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۱/۰۱

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۳/۲۷



چکیده

منطقه‌ی مورد مطالعه (کوه‌های شکراب) در زون زمین‌درز سیستان واقع گردیده است. هدف این پژوهش بررسی تغییرات الگوی تنش (جهت‌گیری مسیره‌های تنش و شکل بیضوی تنش) در واحدهای نشوژن، پالئوژن و واحدهای قدیمی‌تر می‌باشد. در این پژوهش مشخصات مربوط به ساختارهای شکننا (گسل‌ها) با استفاده از نرم‌افزار وین‌تسور تفسیر گردید. بررسی‌های ساختاری و تحلیل مراحل اعمال تنش دیرین در کوه‌های شکراب نشان می‌دهد که عملکرد رژیم تنش در زمان کرتاسه به صورت فشارشی با موقعیت محورهای اصلی تنش $1\sigma=337/26$ ، $2\sigma=070/06$ ، $3\sigma=172/64$ و نسبت تنش ۰٫۱ بوده است که باعث بالا آمدگی پریدوتیت‌ها و افیولیت‌ها در بخش شرقی منطقه‌ی مورد مطالعه گردیده است. دومین مرحله‌ی تنش به صورت امتدادلغز و ترافشارشی با موقعیت محورهای اصلی تنش $1\sigma=003/31$ ، $2\sigma=110/26$ ، $3\sigma=232/47$ و نسبت تنش ۰٫۲۹ بوده است، بیشترین فرایش واحدهای آذرین مربوط به قسمت شرقی کوه‌های شکراب است در این مناطق رژیم تنش به صورت محلی از امتدادلغز به تراکششی تغییر کرده است که ناشی از تغییر محلی جهت تنش در این مناطق می‌باشد. سومین مرحله‌ی رژیم تنش در کوه‌های شکراب به صورت امتدادلغز با موقعیت محورهای اصلی تنش $1\sigma=060/10$ ، $2\sigma=227/72$ ، $3\sigma=152/08$ و نسبت تنش ۰٫۵ می‌باشد. نتایج مربوط به تحلیل تنش دیرین در کوه‌های شکراب نشان می‌دهد که محور تنش پیشینه (۱ σ) در واحدهای کرتاسه در جهت $337N$ ، در واحدهای ائوسن در جهت $003N$ و در واحدهای کواترنری در جهت $060N$ می‌باشد.

کلید واژه‌ها: تنش دیرین، فاز تنش، ساختارهای شکننا، زون زمین‌درز سیستان.

مقدمه

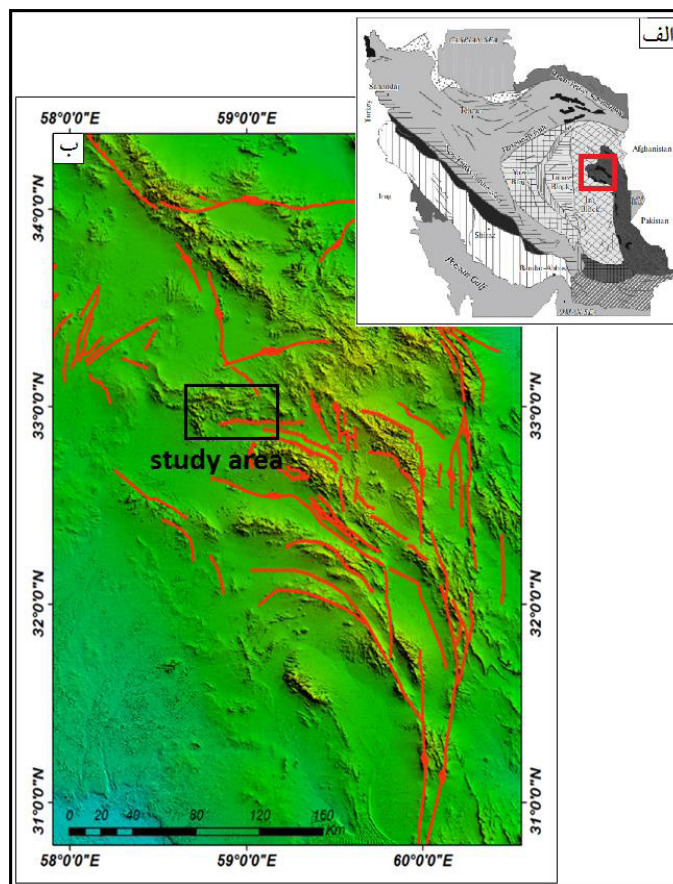
در مواقعی که ارتباط بین گسل‌ها بسیار پیچیده باشد تحلیل تنش دیرین برای تفکیک فازهای مختلف تنش و درک رابطه‌ی بین گسل‌ها کاربرد دارد. تحلیل تنش برای پی‌بردن به تکامل ساختاری در رشته کوه‌هایی که دارای دگرشکلی شکنا هستند مؤثر می‌باشد (Angelier, 1984). اختلاف تنش‌های اعمالی در یک پهنه‌ی گسلی شکننده سامانه‌ای از صفحات گسلی با راستا و شیب متفاوت و خش‌لغزهای مربوط به هر صفحه‌ی گسلی را به وجود می‌آورند. به دست آوردن جهت تنش با استفاده از داده‌های لغزش گسلی را بازگردانی می‌گویند که با استفاده از الگوریتم‌های بازگردانی ارائه شده توسط (Angelier, 1984, 1994, 1989) صورت گرفته است. ارتباط بین تغییرشکل‌های فشارشی و ماگماتیسم برای سال‌های زیادی مورد بحث قرار گرفته است، زیرا اعتقاد بر این می‌باشد که فوران‌های آتشفشانی و ماگماتیسم فقط در مناطق کششی رخ می‌دهند (Tibaldi et al., 2010). امروزه با مشاهده‌ی مثال‌های طبیعی بسیاری از بالاآمدگی ماگما در مناطق فشارشی، بالاآمدگی ماگما در مناطقی که خاستگاه فشارشی دارند امری پذیرفته شده است (Montanari et al., 2010). سؤال این پژوهش این است که: دلیل رخنمون گسترده‌تر واحدهای آذرین در بخش شرقی منطقه‌ی مورد مطالعه چیست؟ هدف از این پژوهش بررسی تغییرات الگوی تنش (جهت‌گیری مسیرهای تنش و شکل بیضوی تنش) در منطقه‌ی شکراب می‌باشد. در نقاط مختلف دنیا از روش‌های متعددی برای به دست آوردن جهت تنش استفاده شده است که در اینجا به چند مورد اشاره می‌گردد: در کمر بند چین و تراستی شمال غرب قفقاز بزرگ از مقایسه‌ی روش‌های مختلف برای بازسازی رژیم‌های تنش دیرین استفاده شد (Marin & Saintot, 2012)، در حوضه‌ی کاداپا هند از روش‌های برگشتی و دو وجهی عمود بر هم برای داده‌های مربوط به دو قلوهای کلسیت و لغزش گسلی استفاده گردید (Tripathy & Saha, 2015)، در شرق اقیانوس آرام تکنیک منطقه با استفاده از روش‌های معکوس چند گانه و گاوس و نرم‌افزارهای T-Tecto 3.0 و MIM تغییرات تنش دیرین مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت (Fontana, 2015)، در سکوی قسمت مرکزی آلمان تغییرات تنش با استفاده از داده‌های لغزش گسلی، ساختارهای شکنا و روش‌های برگردانی مستقیم و دووجهی عمود بر هم

بررسی گردید (Navabpour et al., 2017)، بازگردانی تنش دیرین ژئوشیمیایی با استفاده از داده‌های شکستگی بررسی گردید (Mearten et al., 2016)، در حوضه‌های والاس بوت روش‌های بازگردانی تنش دیرین بررسی شد (Lejri et al., 2016). در این پژوهش با بررسی جهت‌گیری فازهای تنش دیرین دلیل بالاآمدگی واحدهای آذرین در کوه‌های شکراب بررسی گردید.

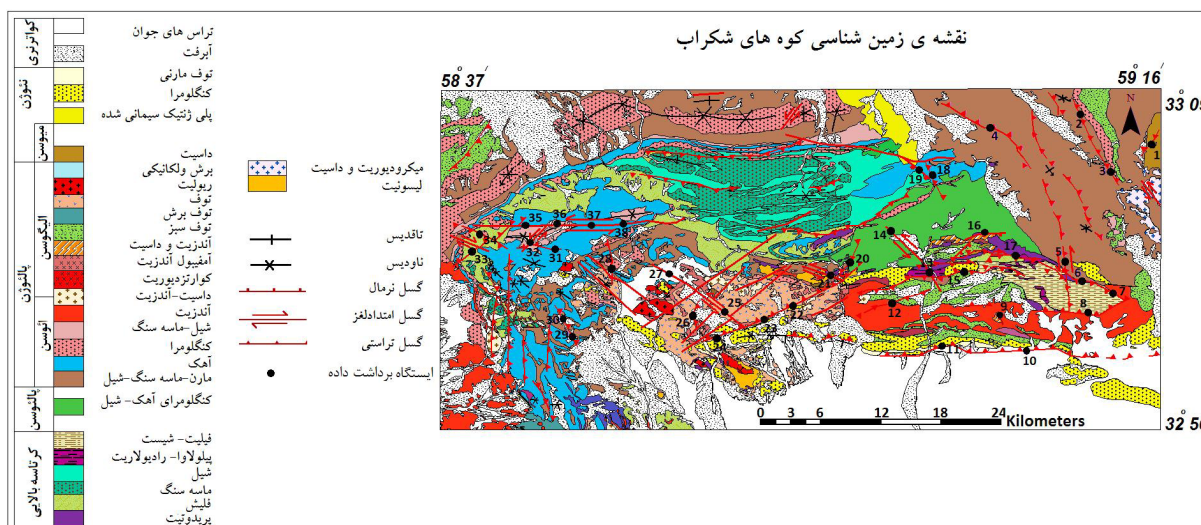
ویژگی‌های ناحیه‌ی مورد بررسی

کوه‌های شکراب در زون زمین‌درز سیستان، استان خراسان جنوبی و قسمت شمالی شهرستان بیرجند قرار دارد. منطقه‌ی مورد مطالعه دارای طول جغرافیایی $37^{\circ} 58'$ تا $16^{\circ} 59'$ و عرض جغرافیایی $50^{\circ} 32'$ تا $09^{\circ} 33'$ می‌باشد (شکل ۱)، منطقه‌ی مورد مطالعه یکی از سرشاخه‌های انتهایی گسل نهندان است که در ایالت ساختاری سیستان قرار دارد. در شرق ایران و به ویژه در زمین‌درز سیستان، گسل‌ها از ساختارهای اصلی کنترل‌کننده‌ی هندسه و کینماتیک ساختاری در کوهزادها به شمار می‌آیند (Walker & Jackson, 2004). عملکرد همگرایی مایل بخش‌های مرکز ایران نسبت به بلوک افغان به سوی شمال خاور به فعالیت پهنه‌های برشی راستگرد با راستای غالب شمالی - جنوبی منجر شده است (Vernant et al., 2004, Walker & Jackson, 2002). برش راستگرد بین ایران مرکزی و افغانستان در عرض جغرافیایی کمتر از $34^{\circ} N$ عمدتاً روی گسل‌های شمالی - جنوبی گوک و نایبند و زمین‌درز سیستان مصرف می‌شود. بخش مهمی از استرین سنوزوئیک در زمین‌درز سیستان روی سه گسل زاهدان، نه خاوری و نه باختری متمرکز شده است به طوری که از جابه‌جایی کلی ۹۵-۷۰ کیلومتر در عرض جغرافیایی $30.5^{\circ} N$ سیستم گسلی سیستان، ۲۰-۱۳ کیلومتر روی گسل زاهدان، ۶۵-۵۰ کیلومتر روی گسل نه خاوری و ۱۰ کیلومتر روی گسل نه باختری متمرکز شده است. در عرض جغرافیایی بالاتر از $34^{\circ} N$ گسل‌های امتداد لغز چپگرد خاوری - باختری در اثر برش راستگرد بین ایران مرکزی و افغانستان دچار چرخش راستگرد شده‌اند (Walker & Jackson, 2004). در ایالت ساختاری سیستان با نزدیک شدن به امتداد شمالی - جنوبی، جابه‌جایی راستگرد بیشتری دیده می‌شود و هر چه حرکت برشی بیشتر باشد چرخش نیز بیشتر خواهد بود. در چنین رژیمی سازوکار تغییر شکل دارای کمترین شدت ولی بازشدگی شکستگی‌ها دارای بالاترین مقدار است، لذا پدیده‌ی آتشفشانی شدید

و پیوسته بوده و گدازه‌های جوان تر به طور مستمر سنگ‌های قدیمی تر را می‌پوشانند (Nogole-Sadate, (1978, 1985). مهم‌ترین مجموعه‌های سنگ‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه شامل پریدوتیت (کرتاسه بالایی)، فیلیت (کرتاسه‌ی بالایی)، فلیش (کرتاسه‌ی بالایی - پالئوسن)، توف (ائوسن میانی)، آندزیت (ائوسن بالایی - الیگوسن) و داسیت (نئوژن) می‌باشد (شکل ۲).



شکل ۱. موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه در شرق ایران، الف) نقشه‌ی تکتونیکی و ساختاری ایران (Walker & Khatib, 2006) ب) موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه در شمال بیرجند.



شکل ۲. نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه برگرفته از (اوهانیان و طاوسیان ۶۶۳۱، وحدتی دانشمند و خلقی ۵۶۳۱ و روشن‌روان و همکاران ۶۸۳۱) با کمی تغییرات.



روش مطالعه

روش بازگردانی تانسور تنش بر اساس حداکثر کردن مجموع لغزش تنش برشی در جهت لغزش واقعی و برای مجموع کل داده‌ها می‌باشد، این مجموع به عنوان تابعی از چهار متغیر مستقل تانسور تنش کاهش یافته محاسبه می‌شود. با استفاده از چهار متغیر تانسور تنش که سه پارامتر آن مربوط به جهت گیری زاویه‌ای محورهای اصلی تنش ($\sigma_1 < \sigma_2 < \sigma_3$) و یک پارامتر دیگر آن نسبت تفاوت‌های مقادیر تنش‌های اصلی (Φ) است می‌توان جهت و شکل بیضوی استرس را به دست آورد. شکل بیضوی تنش (Φ) با استفاده از رابطه‌ی $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ محاسبه می‌شود. نتایج بازگردانی شامل آزمون و پلانژ محورهای اصلی تنش (σ_1 و σ_2) و همچنین پارامتر شکل بیضوی تنش نسبت Φ ($\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3) \leq 1$) می‌باشد. محورهای اصلی تنش σ_1 ، σ_2 و σ_3 مسئول فشارش، تنش متوسط و کشش می‌باشند. رژیم تنش را با استفاده از جهت گیری محورهای تنش و نسبت Φ می‌توان تعیین نمود. بنابراین: الف) وقتی که σ_3 عمود است و نسبت Φ نزدیک به ۰٫۵ (بین ۰٫۷۵، ۰٫۲۵ و $\sigma_3 \leq \sigma_2 \leq \sigma_1$) می‌باشد، رژیم تنش کاملاً فشارشی است. وقتی که σ_3 عمود است و نسبت Φ نزدیک به ۱ (بین ۰٫۷۵ و $\sigma_1 \approx \sigma_2$) است، رژیم تنش فشارش شعاعی می‌باشد. وقتی که σ_3 عمودی و نسبت Φ نزدیک به ۰ (بین ۰٫۲۵ و $\sigma_3 \approx \sigma_2$) است، رژیم تنش ترا فشارشی می‌باشد. ب) وقتی که σ_1 عمود می‌باشد و نسبت Φ نزدیک به ۰٫۵ است، رژیم تنش کاملاً کششی است. وقتی که σ_1 عمود است و نسبت Φ نزدیک به ۰ است، رژیم تنش کشش شعاعی است. وقتی که σ_1 عمودی و نسبت Φ نزدیک به ۰٫۵ باشد، رژیم تنش ترا کششی است. ج) وقتی که σ_2 عمود است و نسبت Φ نزدیک به ۰٫۵ است، رژیم تنش کاملاً امتداد لغز می‌باشد. وقتی که σ_2 عمودی و نسبت Φ نزدیک به ۱ باشد، رژیم تنش ترا کششی است. وقتی که σ_2 عمود است و نسبت Φ نزدیک به ۰ است، رژیم تنش ترا فشارشی است (Angelier, 2002); از مشکلات رایج در بازگردانی و تفسیر داده‌های اندازه گیری شده در تغییر شکل‌های شکننده‌ی مربوط به چند فاز تنش می‌توان به ناهمگنی داده‌های لغزش گسلی، تنوع آنها از نظر نوع، جهت گیری فضایی و فعال شدن مجدد موقتی آنها اشاره نمود. به دلیل ناهمگنی داده‌های گسلی می‌توان آن‌ها را با توجه به زمان زمین شناسی و مؤلفه‌ی جنبشی به دو زیر گروه تقسیم نمود (Hippolyte et al., 2012).

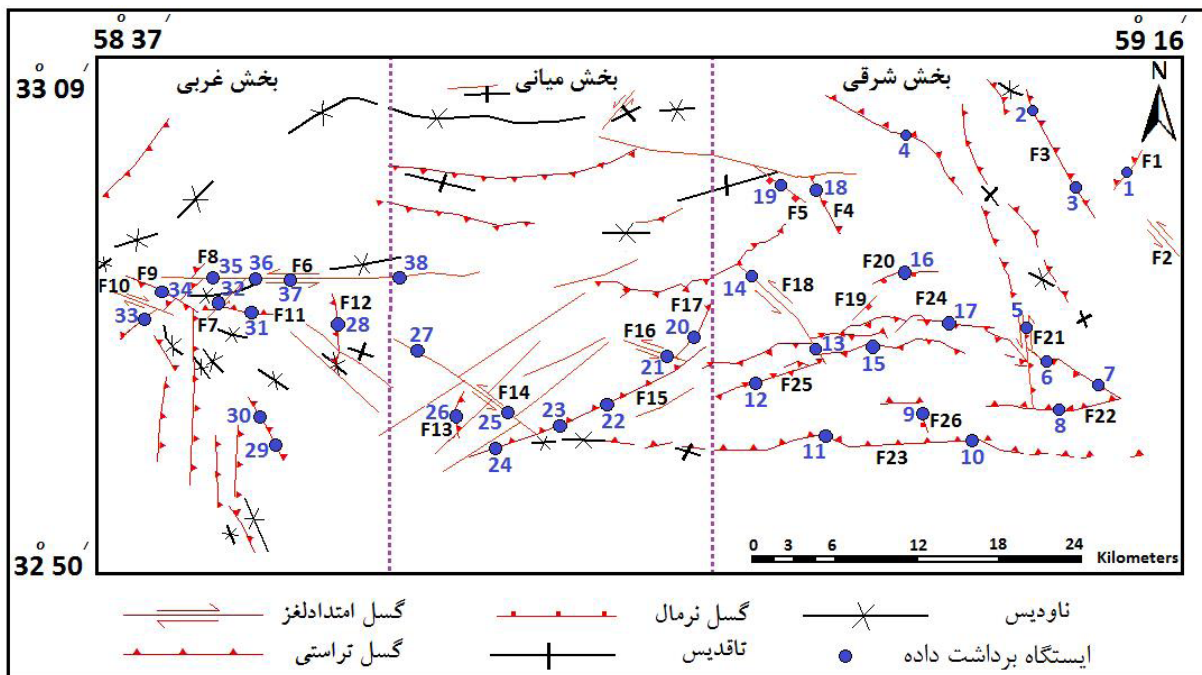
استفاده‌ی نادرست از روش‌های برگردانی، می‌تواند منجر به ایجاد تانسورهای تنشی شود که نشان دهنده‌ی واقعیت‌های زمین شناسی نمی‌باشد و تانسورهای تنش نادرست اغلب زمانی به وجود می‌آیند که از صفحات گسلی ناکافی برای تعیین تانسورهای تنش استفاده می‌گردد (Ritz & Taboada, 1993). زاویه عدم انطباق (Misfit angle) میزان اختلاف بین حداکثر تنش برشی نظری $\max T$ و حداکثر تنش برشی مشاهده‌ای $S T$ به نام زاویه عدم انطباق (α) نامیده می‌شود، این زاویه معیار مناسبی جهت تعیین درستی تانسور تنش می‌باشد. هر چه زاویه عدم انطباق کوچکتر باشد تانسور به دست آمده به تانسور واقعی نزدیکتر است، این اختلاف تا 30° قابل قبول می‌باشد. جهت تنش برشی نظری $\max T$ و مشاهده‌ای $S T$ تنها وقتی که زاویه حاده می‌سازند هم جهت هستند، وقتی که $\alpha = 90^\circ$ است جهت تنش برشی نظری و مشاهده‌ای مخالف همدیگر می‌باشند (Angelier, 2002). در این پژوهش پس از اتمام عملیات صحرائی مشخصات مربوط به گسل‌ها وارد نرم افزار وین‌تسور شد و سپس تفسیر گردید. در اینجا برای تفکیک فازهای مختلف تنش و به دست آوردن تانسور تنش مربوط به هر دوره‌ی زمین شناسی داده‌های مربوط به زمان زمین شناسی قبل از هر دوره‌ی زمین شناسی حذف گردید و به این ترتیب تانسور تنش در هر دوره‌ی زمین شناسی محاسبه‌ی شد، برای مثال ابتدا تانسورهای تنش مربوط به زمان کواترنری مشخص گردید و برای به دست آوردن تانسورهای تنش مربوط به زمان میوسن داده‌های مشابه با کواترنری از داده‌هایی گردآوری شده در واحدهای میوسن حذف گردید؛ به همین ترتیب داده‌های مشابه با داده‌های میوسن و کواترنری از داده‌های مربوط به واحدهای زمان الیگوسن حذف گردید و با استفاده از داده‌های باقی مانده تانسور تنش در زمان الیگوسن به دست آمد و به این ترتیب تانسورهای تنش تا زمان کرتاسه با حذف داده‌های مربوط به زمان‌های زمین شناسی قبل از هر دوره‌ی زمین شناسی محاسبه‌ی گردید. با توجه به اینکه در هر دوره‌ی زمانی چندین مجموعه‌ی گسلی ایجاد می‌شود، در این پژوهش بعد از حذف داده‌های مربوط به هر زمان زمین شناسی در داده‌های مربوط به زمان قبل از آن دو یا سه جهت گسله باقی ماند که با استفاده از این مجموعه‌های گسلی در هر زمان زمین شناسی یک جهت تنش خاص به دست می‌آید. فرضیه‌ای که در این پژوهش مطرح شده است به این صورت است که: هر دوره‌ی زمانی جهت گیری مسیرهای تنش و رژیم تنش مختص به خود را

دهنده‌ی ساختارهای منطقه ۳۸ ایستگاه مشخص گردید، در همه‌ی ایستگاه‌ها مشخصات مربوط به گسل‌ها برداشت گردید. در این پژوهش برای تفکیک فازهای تنش و پی‌بردن به دلیل بالاآمدگی واحدهای آذرین تغییر فازهای تنش از واحدهای کرتاسه بالایی تا واحدهای کواترنری داده‌های برداشتی در هر کدام از ایستگاه‌ها با استفاده از نرم افزار وین‌تسور به صورت جداگانه بررسی گردید. دلیلی که نشان می‌دهد گسل‌های برداشت شده در واحدهای مربوط به هر دوره‌ی زمانی که گسل‌ها در آن دوره برداشت شده‌اند در آن دوران به وجود آمده‌اند و تحت تأثیر تنش‌های جوان‌تر ایجاد نشده‌اند این است که: برخی از گسل‌های برداشت شده در کوه‌های شکراب فقط واحدهای مربوط به یک زمان خاص را قطع کرده‌اند مثلاً گسل‌های F۸ و F۲۴ در ایستگاه شماره‌ی ۳۳ و ۱۷ که فقط واحدهای کرتاسه را قطع کرده‌اند بنابراین خش‌لغزهای برداشت شده در این ایستگاه‌ها مربوط به زمان کرتاسه می‌باشند و تحت تأثیر رژیم‌های تکتونیکی جوان‌تر ایجاد نشده‌اند. گسل‌های شماره‌ی F۳، F۷، F۱۲ و F۱۷ فقط واحدهای مربوط به زمان اتوسن را قطع کرده‌اند و بنابراین داده‌های برداشت شده در ایستگاه‌های شماره‌ی ۲، ۳، ۲۸، ۳۲ بر روی این گسل‌ها فقط تحت تأثیر رژیم تنش اتوسن ایجاد گردیده‌اند. در شکل ۴ تصویر صحرایی مربوط به چند نمونه از گسل‌های برداشت گردیده در عملیات صحرایی آورده شده است.

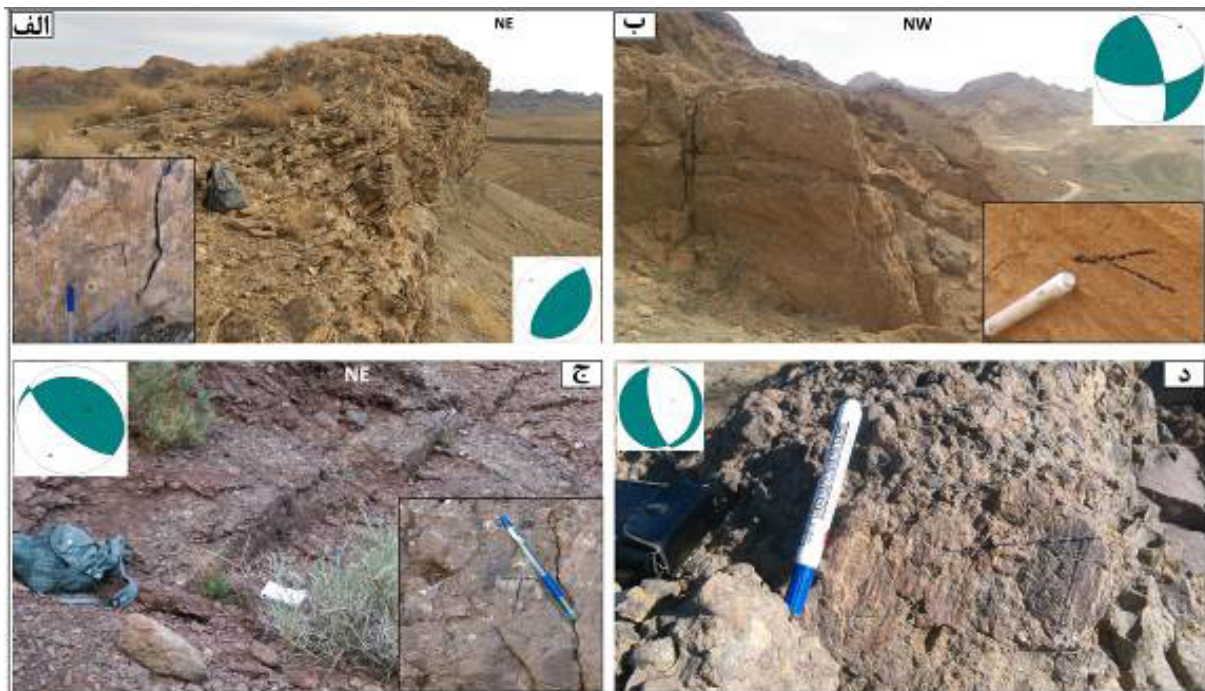
دارد، و در مناطقی از کوهزاد که شاهد بالاآمدگی توده‌های آذرین هستیم، جهت‌گیری مسیرهای تنش دچار تغییر می‌شود.

بحث

در این پژوهش برای شناسایی گسل‌ها که یکی از مهم‌ترین ساختارها در کوه‌های شکراب می‌باشند و پی‌بردن به نقش گسل‌ها در بالاآمدگی واحدهای آذرین از عملیات صحرایی استفاده گردید، پس از اتمام عملیات صحرایی نقشه‌ی ساختاری گسل‌های منطقه‌ی مورد مطالعه تهیه گردید. ساز و کار غالب گسل‌های منطقه معکوس با مؤلفه‌ی امتدادلغز و امتدادلغز با مؤلفه‌ی معکوس می‌باشد، که نشان‌دهنده‌ی غلبه‌ی تنش‌های فشارشی در کوه‌های شکراب است. در این پژوهش برای تحلیل تنش و به دست آوردن جهت‌یابی فازهای تنش در کوه‌های شکراب، منطقه‌ی مورد مطالعه به بخش‌های شرقی، میانی و غربی تقسیم گردید. در بخش شرقی کوه‌های شکراب گسل‌ها اغلب تراستی و دارای روند شرقی-غربی می‌باشند، در این بخش به صورت محلی گسل‌های نرمال وجود دارند. در بخش میانی گسل‌ها اغلب امتدادلغز با روند شمال‌شرق-جنوب غرب می‌باشند و در بخش غربی گسل‌ها اغلب تراستی با روند شمالی-جنوبی هستند، بنابراین در اینجا کوه‌های شکراب بر اساس روند و سازوکار گسل‌ها به سه بخش تقسیم شد (شکل ۳). در این پژوهش برای به دست آوردن جهت تنش‌های شکل



شکل ۳. نقشه‌ی ساختاری منطقه‌ی مورد مطالعه مربوط به گسل‌های برداشت شده از عملیات صحرایی.



شکل ۴. تصویر صحرایی از گسل‌های برداشت شده در عملیات صحرایی به همراه تصویر استریوگرافیک سطوح برداشت شده، الف) گسل F17 از نوع معکوس با مؤلفه‌ی امتداد لغز راستگرد، ب) گسل F6 از نوع امتداد لغز چپگرد با مؤلفه‌ی معکوس، ج) گسل F9 از نوع معکوس با مؤلفه‌ی امتداد لغز راستگرد، د) گسل F26 از نوع نرمال با مؤلفه‌ی امتداد لغز راستگرد. در عملیات صحرایی بر اساس حرکت فرادایره‌ی گسل نسبت به فرودایره، جهت و سوی لغزش بر روی گسل، مقدار شیب گسل‌ها و مقدار ریزک مربوط به هر گسل نوع گسلش مشخص شد.

از داده‌های باقی‌مانده جهت تنش در زمان کرتاسه محاسبه گردید. در ایستگاه‌های شماره‌ی ۱۴ و ۲۰ واقع در بخش شرقی و میانی کوه‌های شکراب داده‌های گسلی مربوط به واحدهای پالئوسن گردآوری شد، تفسیر داده‌های گسلی پالئوسن نشان می‌دهد که مقدار Φ در بخش شرقی کوه‌های شکراب ۰٫۵۴ و در بخش میانی کوه‌های شکراب ۰٫۹۵ می‌باشد (جدول ۱). در هر سه بخش شرقی، میانی و غربی رخنمون واحدهای اتوسن وجود دارد، در حدود ۱۷ ایستگاه بر روی واحدهای مربوط به زمان اتوسن مشخص گردید. ایستگاه‌های مربوط به زمان اتوسن در هر سه بخش کوه‌های شکراب مشخص گردید، در بخش شرقی کوه‌های شکراب از ایستگاه‌های شماره‌ی ۲ تا ۸ قرار دارند که از آن‌ها داده‌های مربوط به زمان اتوسن برداشت گردید. محور تنش بیشینه (۱۵) در واحدهای اتوسن تقریباً در جهت شمالی- جنوبی و رژیم تنش از نوع امتداد لغز بوده است؛ همچنین در زمان اتوسن موقعیت محورهای اصلی تنش $\sigma_1=0.03/31$ ، $\sigma_2=11.0/26$ ، $\sigma_3=23.2/47$ و نسبت تنش ۰٫۲۹ به دست آمد (جدول ۱ و شکل ۶). بیشترین پراکنندگی واحدهای مربوط به زمان الیگوسن مربوط به قسمت‌های شرقی و میانی کوه‌های است، در ایستگاه‌های شماره‌ی ۹، ۱۲، ۱۵، ۲۲، ۱۶، ۲۵ و ۲۶ داده‌های گسلی مربوط به واحدهای الیگوسن گردآوری گردید، مقدار Φ در این ایستگاه‌ها از بین ۰٫۲۱

همان‌گونه که در نقشه‌ی زمین‌شناسی کوه‌های شکراب نشان داده شده است، تنها رخنمون واحدهای پریدوتیتی و افیولیتی کرتاسه بالایی مربوط به بخش شرقی کوه‌های شکراب است. داده‌های مربوط به گسل‌های کرتاسه‌ی بالایی از ایستگاه‌های شماره‌ی ۱۳، ۱۷، ۱۹، ۳۳ و ۳۴ گردآوری شد، بررسی این داده‌های گسلی نشان می‌دهد که موقعیت محورهای اصلی تنش در زمان کرتاسه $\sigma_1=33.7/26$ ، $\sigma_2=10.7/0.6$ و $\sigma_3=17.2/64$ ، نسبت تنش ۰٫۱ و عملکرد رژیم تنش به صورت فشارشی و در جهت شمال غرب- جنوب شرق بوده است (جدول ۱؛ اشکال ۵ و ۶) که باعث بالآمدگی پریدوتیت‌ها و افیولیت‌ها در بخش شرقی منطقه‌ی مورد مطالعه گردیده است. در این پژوهش زاویه‌ی عدم انطباق (α) میزان که مربوط به اختلاف بین حداکثر تنش برشی نظری (ریک برداشت شده در عملیات صحرایی) و حداکثر تنش برشی مشاهده‌ای (ریک به دست آمده با استفاده از نرم‌افزار) محاسبه گردید و در نتایج آن در جدول ۱ نشان داده شده است. کمترین مقدار $\alpha=4$ و مربوط به ایستگاه شماره‌ی ۱۴ و گسل F18 می‌باشد و بیشترین مقدار $\alpha=23$ و مربوط به ایستگاه شماره‌ی ۲۱ و گسل F16 است. در اینجا برای از بین بردن اثر تنش‌های جوان‌تر بر روی واحدهای مربوط به زمان کرتاسه، تمامی داده‌های برداشتی که مشابه با داده‌های قبل از زمان کرتاسه بود حذف گردید و با استفاده

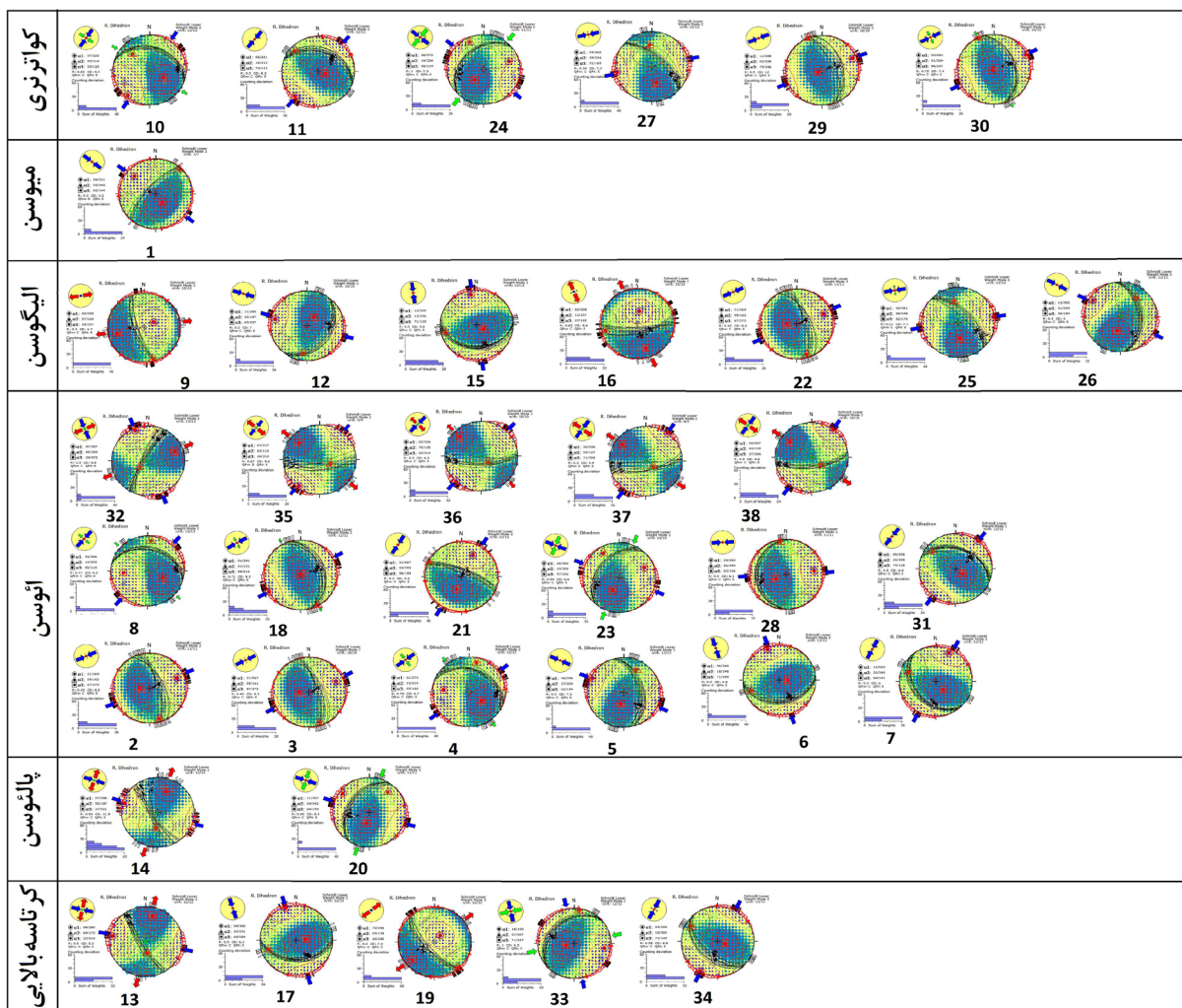
تا ۱ متغیر است (جدول ۱). نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که محوره‌های اصلی تنش $\sigma_1=0.06/38$ ، $\sigma_2=116/52$ ، $\sigma_3=237/0.5$ و رژیم تنش در زمان الیگوسن از نوع امتدادلغز بوده است و موقعیت میانگین نسبت تنش 0.52 بوده است (شکل ۷).

جدول ۱. موقعیت زمین‌شناسی ساختارهای شکنا و میدان‌های تنش بازسازی شده در کوه‌های شکراب.

شماره ایستگاه	موقعیت گسل	سن چینه شناسی	تعداد داده	1σ	2σ	3σ	α	Φ
۱	بخش شرقی	میوسن	۹	۳۱۱/۲۴	۰۴۳/۰۵	۱۴۴/۶۵	۲۲	۰.۵
۲	بخش شرقی	ائوسن	۱۱	۰۶۹/۲۱	۱۶۲/۰۹	۲۷۳/۶۷	۱۰	۰.۴۵
۳	بخش شرقی	ائوسن	۱۰	۰۶۷/۲۱	۱۶۱/۰۹	۲۷۲/۶۷	۳	۰.۴۵
۴	بخش شرقی	ائوسن	۱۲	۲۷۵/۳۱	۰۱۴/۱۵	۱۲۶/۵۵	۱۲	۰.۷۹
۵	بخش شرقی	ائوسن	۱۳	۲۹۶/۰۶	۰۲۹/۲۷	۱۹۴/۶۲	۸	۰.۵
۶	بخش شرقی	ائوسن	۱۲	۳۴۰/۰۶	۲۴۸/۱۸	۰۸۹/۷۱	۱۹	۰.۵
۷	بخش شرقی	ائوسن	۱۳	۰۲۴/۱۲	۲۸۹/۲۲	۱۴۱/۶۴	۱۱	۰.۵
۸	بخش شرقی	ائوسن	۱۳	۲۶۶/۳۴	۰۰۵/۱۴	۱۱۵/۵۲	۷	۰.۷۷
۹	بخش شرقی	الیگوسن	۱۰	۰۵۹/۶۵	۱۶۴/۰۷	۲۵۷/۲۴	۱۳	۰.۵
۱۰	بخش شرقی	کواترنری	۱۲	۲۲۰/۰۷	۳۱۴/۳۵	۱۲۰/۵۵	۱۵	۰.۸۳
۱۱	بخش شرقی	کواترنری	۱۲	۲۲۱/۰۶	۳۱۳/۱۶	۱۱۲/۷۳	۱۱	۰.۵
۱۲	بخش شرقی	الیگوسن	۱۰	۲۸۲/۱۱	۱۸۷/۲۲	۰۳۷/۶۵	۱۴	۰.۵
۱۳	بخش شرقی	کرتاسه بالایی	۱۲	۲۸۰/۰۸	۱۷۳/۶۴	۰۱۴/۲۵	۶	۰.۵
۱۴	بخش شرقی	پالئوسن	۱۲	۲۸۶/۰۷	۱۸۷/۵۲	۰۲۱/۳۷	۴	۰.۵۴
۱۵	بخش شرقی	الیگوسن	۱۳	۳۴۹/۱۳	۲۵۶/۱۳	۱۲۳/۷۱	۱۱	۰.۵
۱۶	بخش شرقی	الیگوسن	۱۳	۰۰۸/۶۰	۲۵۷/۱۱	۱۶۲/۲۷	۲۰	۰.۶۵
۱۷	بخش شرقی	کرتاسه بالایی	۱۳	۳۴۲/۰۴	۲۵۱/۲۰	۰۸۴/۶۹	۱۲	۰.۵
۱۸	بخش شرقی	ائوسن	۱۲	۲۴۱/۰۱	۱۵۱/۰۱	۰۱۸/۸۸	۲۲	۰.۷۱
۱۹	بخش شرقی	کرتاسه بالایی	۱۲	۰۴۰/۷۰	۱۳۹/۰۳	۲۳۰/۲۰	۱۲	۰.۵
۲۰	بخش میانی	پالئوسن	۱۱	۳۰۷/۱۱	۰۴۲/۲۴	۱۹۳/۶۴	۱۷	۰.۹۵
۲۱	بخش میانی	ائوسن	۱۲	۰۲۷/۳۱	۲۹۵/۰۳	۱۹۹/۵۸	۲۴	۰.۵
۲۲	بخش میانی	الیگوسن	۱۲	۰۵۶/۲۹	۳۱۸/۱۴	۲۰۴/۵۷	۸	۱
۲۳	بخش میانی	ائوسن	۱۰	۰۶۸/۲۶	۳۲۸/۱۹	۲۰۶/۵۷	۷	۰.۹۵
۲۴	بخش میانی	کواترنری	۱۱	۰۷۲/۲۸	۳۳۴/۱۴	۲۱۹/۵۸	۵	۱
۲۵	بخش میانی	الیگوسن	۱۲	۰۸۱/۰۳	۳۴۸/۳۸	۱۷۵/۵۲	۳	۰.۲۱
۲۶	بخش میانی	الیگوسن	۱۳	۳۰۲/۱۲	۰۳۹/۳۱	۱۹۴/۵۶	۱۴	۰.۵
۲۷	بخش میانی	کواترنری	۱۲	۲۶۰/۰۴	۳۵۴/۳۹	۱۶۵/۵۱	۱۷	۰.۵۴
۲۸	بخش غربی	ائوسن	۱۱	۰۸۳/۲۴	۳۵۰/۰۶	۲۴۶/۶۵	۲۰	۰.۵
۲۹	بخش غربی	کواترنری	۱۰	۰۶۸/۱۱	۳۳۸/۰۰	۲۴۶/۷۹	۱۱	۰.۵
۳۰	بخش غربی	کواترنری	۱۰	۰۶۴/۰۴	۳۳۴/۰۱	۲۳۷/۸۶	۱۳	۰.۷۵
۳۱	بخش غربی	ائوسن	۱۳	۰۳۸/۰۰	۳۰۸/۲۰	۱۲۸/۷۰	۱۹	۰.۵
۳۲	بخش غربی	ائوسن	۱۳	۳۳۷/۰۷	۲۳۳/۶۵	۰۷۰/۲۴	۱۴	۰.۵
۳۳	بخش غربی	کرتاسه بالایی	۱۲	۱۰۰/۱۸	۰۰۷/۰۷	۲۵۷/۷۱	۲۳	۱
۳۴	بخش غربی	کرتاسه بالایی	۱۲	۲۰۹/۰۳	۳۰۰/۱۸	۱۰۹/۷۲	۹	۰.۵۸
۳۵	بخش غربی	ائوسن	۹	۲۱۷/۰۷	۱۱۳/۶۳	۳۱۰/۲۶	۶	۰.۶۷
۳۶	بخش غربی	ائوسن	۱۰	۲۲۴/۰۰	۱۳۳/۷۰	۳۱۴/۲۰	۸	۰.۳
۳۷	بخش غربی	ائوسن	۹	۰۳۶/۰۰	۱۲۷/۶۹	۳۰۶/۲۱	۵	۰.۵
۳۸	بخش میانی	ائوسن	۱۰	۰۳۷/۰۲	۱۳۲/۶۳	۳۰۶/۲۷	۹	۰.۵

جهت تنش به صورت محلی به شرقی - غربی تغییر می کند و فاز تنش از نوع تراکشش می شود (شکل ۶). عملکرد تراکششی گسل های مجاور واحدهای آذرین باعث بالا آمدگی و رخنمون محلی واحدهای آذرین ائوسن بالایی و الیگوسن در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه گردیده است. تجزیه و تحلیل رژیم تنش در واحدهای میوسن نشان می دهد که رژیم تنش در زمان میوسن از نوع امتدادلغز و موقعیت محورهای اصلی تنش $\sigma_1 = 0.30/0.1$ ، $\sigma_2 = 0.174/0.28$ ، $\sigma_3 = 0.351/0.62$ و نسبت تنش 0.5 می باشد (جدول ۱)، رژیم تنش در زمان کواترنری از نوع امتدادلغز است و 15 در جهت شمال شرقی - جنوب غربی با موقعیت محورهای اصلی تنش $\sigma_1 = 0.60/1.0$ ، $\sigma_2 = 0.227/0.72$ ، $\sigma_3 = 0.152/0.8$ و نسبت تنش 0.5 می باشد (اشکال ۵ و ۶).

برای پی بردن به دلیل بالا آمدگی واحدهای آذرین در بخش شرقی کوه های شکراب ابتدا داده های مربوط به گسل های مجاور واحدهای آندزیتی و داسیتی از بقیه داده های مربوط به گسل های برداشت شده در بخش شرقی کوه های شکراب تفکیک گردید و با استفاده از نرم افزار وین تسور تفسیر شد. گسل های مجاور واحدهای آذرین اغلب نرمال با مؤلفه امتدادلغز می باشند (شکل ۴ج). دومین مرحله تنش به صورت امتدادلغز، ترافشارشی و در جهت شمالی - جنوبی بوده است، ولی در واحدهای ائوسن و الیگوسن مربوط به بخش شرقی کوه های شکراب رژیم تنش به صورت محلی به تراکششی تغییر می یابد (جدول ۱؛ شکل ۵)، نتیجه ی تحلیل گسل های برداشت شده در مجاورت واحدهای آندزیتی و داسیتی نشان می دهد در مناطقی از بخش شرقی کوه های شکراب که بالا آمدگی واحدهای آندزیتی و داسیتی وجود دارد



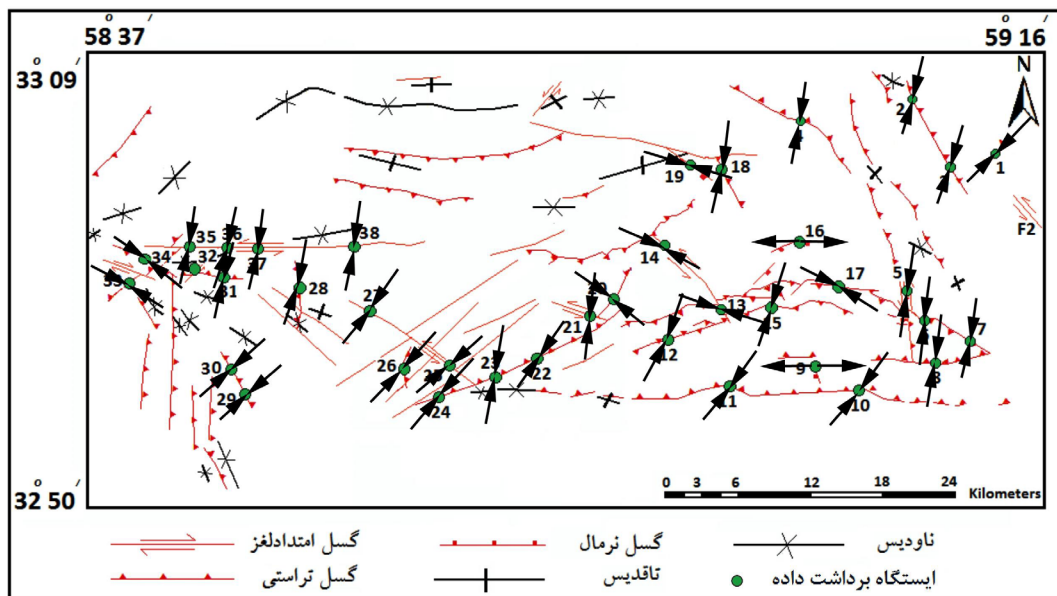
شکل ۵. جهت گیری محورهای تنش در زمان کرتاسه، پالئوسن، ائوسن، الیگوسن، میوسن و کواترنری در منطقه مورد مطالعه با استفاده از روش دو وجهی عمود بر هم در نرم افزار وین تسور.

اصلی تنش موقعیت جدید 1σ ، 2σ و 3σ به دست آمد. در رژیم‌های امتدادلغز (ترافشارشی و تراکششی) 2σ قائم شد و به اندازه‌ی پلانژ 2σ نسبت به مرکز استریونت، 1σ و 3σ حول محور قائم چرخش داده شد و بنابراین موقعیت جدید 1σ ، 2σ و 3σ محاسبه گردید. موقعیت جدید محورهای اصلی تنش بعد از چرخش که مربوط به دوره‌های مختلف زمین‌شناسی می‌باشند در جدول ۲ نشان داده شده است.

در این پژوهش برای دستیابی به حالت اولیه در زمان گسل خوردگی (قبل از چرخش)، محورهای تنش اصلی چرخانده گردید و به حالت اولیه برگردانده شد. در اینجا پژوهش برای چرخش داده‌های گسلی در رژیم‌های فشارشی مربوط به زمان کرتاسه 3σ قائم گردید و سپس به اندازه‌ی پلانژ 2σ نسبت به مرکز استریونت (محور قائم) 1σ و 2σ حول محور قائم چرخش داده شد و بعد از چرخش محورهای

جدول ۲. ویژگی‌های میدان تنش دیرین منطقه پس از چرخش داده‌های گسلی

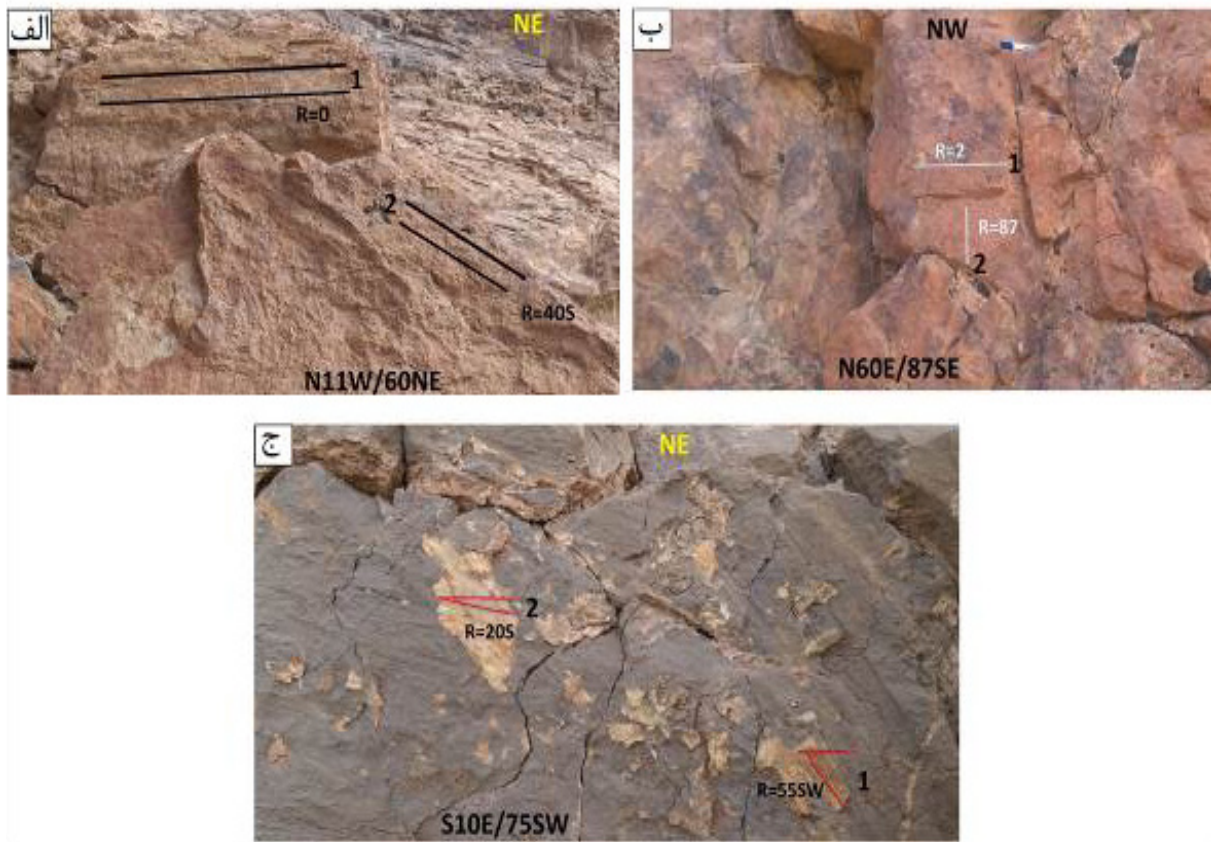
گسل‌های واحدهای سنگی	زاویه چرخش	1σ بعد از چرخش	2σ بعد از چرخش	3σ بعد از چرخش
کرتاسه	۲۹	۱۳۳/۲۶	۲۲۴/۰۶	۳۵۲/۹۰
پالتوسن	۵۰	۲۴۱/۰۶	۱۴۹/۹۰	۳۳۵/۴۹
ائوسن	۱۰	۰۰۰/۱۰	۰۰۵/۹۰	۹۰/۰۱
الیگوسن	۳۱	۰۰۴/۱۵	۲۸۰/۹۰	۱۰۲/۲۷
میوسن	۳	۲۴۹/۰۲	۰۱۳/۹۰	۱۵۹/۰۳



شکل ۶. جهت‌گیری محورهای تنش در ایستگاه‌های مشخص شده

خش‌لغزها گسلس از نوع امتداد لغز راستگرد و خش‌لغز دیگر گسلس از نوع معکوس با مؤلفه‌ی امتداد لغز راستگرد را نشان می‌دهد، سطح گسل F۱۹ یکی از خش‌لغزها معرف گسل امتدادلغز و خش‌لغز دیگر معرف عملکرد گسلس نرمال بر روی واحدهای آذرین است (شکل ۷).

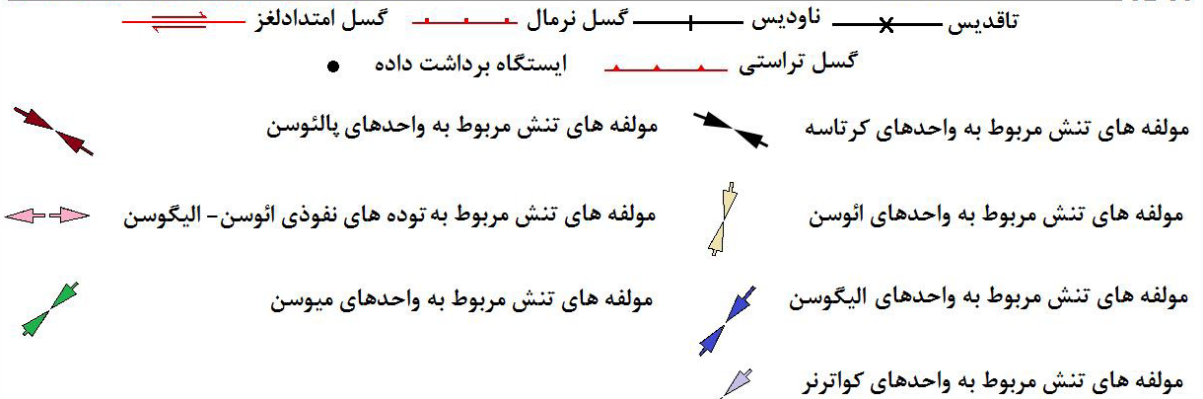
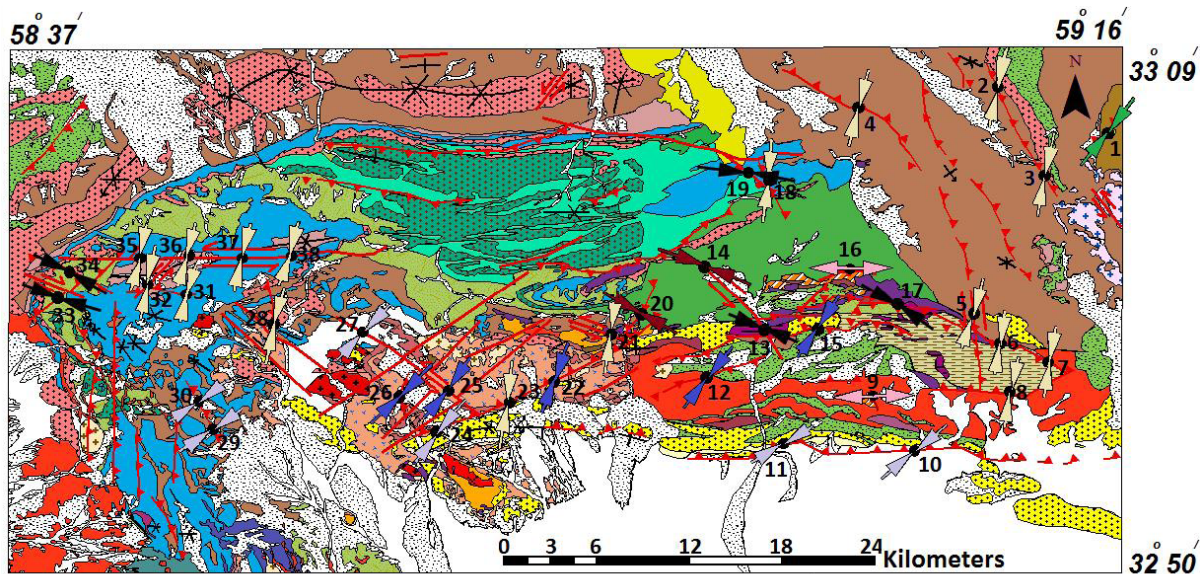
در کوه‌های شکراب سطوح گسله‌ای با جهت خش‌لغزهای متفاوت مشاهده گردید که مربوط به تأثیر چند رژیم تنش متفاوت بر این سطوح گسله در ایستگاه‌های برداشتی است و بیانگر تأثیر دو یا چند فاز تنش می‌باشد. از شواهد مربوط به تأثیر چند رژیم تنش می‌توان نسل‌های متفاوت لغزش بر روی سطوح گسلی را نام برد. به‌عنوان مثال سطح گسل F۴ یکی از



شکل ۷. تصویر صحرایی از شواهد مربوط به دو رژیم تنش متفاوت بر روی صفحات گسلی، الف) دو خش لغز متفاوت بر روی سطح گسل در ایستگاه شماره ۱۸ که یکی از نوع امتداد لغز راستگرد و دیگری معکوس با مؤلفه‌ی امتداد لغز راستگرد، ب) دو خش لغز متفاوت بر روی سطح گسل F^{۱۹} یکی امتداد لغز و دیگری نرمال بر روی واحدهای آذرین، ج) دو خش لغز متفاوت بر روی سطح گسل در ایستگاه شماره ۱۳ که یکی نرمال با مؤلفه‌ی امتداد لغز چپگرد و دیگری امتداد لغز چپگرد با مؤلفه‌ی معکوس.

فاز تنش باعث بالآمدگی واحدهای آندزیتی و داسیتی در قسمت شرقی منطقه‌ی مورد مطالعه گردیده است. سومین مرحله‌ی تنش در کوه‌های شکراب به صورت امتداد لغز و در جهت شمال شرق - جنوب غرب می‌باشد. محور تنش بیشینه (۱۵) در واحدهای کرتاسه در جهت شمال غرب - جنوب شرق (۳۳۷N)، در واحدهای ائوسن تقریباً در جهت شمالی - جنوبی (۰۰۳N) و در واحدهای کواترنری در جهت شمال شرق - جنوب غرب (۰۶۰N) است. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که محور تنش بیشینه (۱۵) از زمان کرتاسه‌ی بالایی تا کواترنری در حدود ۸۳° در جهت عقربه‌های ساعت در کوه‌های شکراب چرخش داشته است (شکل ۸).

مطالعه‌ی داده‌های گسلی در واحدهای مختلف نشان می‌دهد که در کوه‌های شکراب حداقل سه فاز تنش وجود داشته است. اولین مرحله‌ی تنش به صورت رژیم زمین ساختی فشارشی بوده است که باعث بالآمدگی پریدوتیت‌ها و افیولیت‌ها در بخش شرقی منطقه‌ی مورد مطالعه گردیده است. دومین مرحله‌ی تنش به صورت امتداد لغز و ترافشارشی بوده است، ولی در واحدهای ائوسن مربوط به بخش شرقی کوه‌های شکراب جهت تنش به صورت محلی به صورت شرقی - غربی و رژیم تنش به تراکششی تغییر می‌یابد. گسل‌های مجاور واحدهای آذرین اغلب نرمال با مؤلفه‌ی امتداد لغز می‌باشند، در این مناطق رژیم تنش به صورت محلی به تراکششی تغییر می‌یابد. تغییر محلی جهت تنش در دومین



شکل ۸. نقشه‌ی مربوط به محور تنش بیشینه (۱σ) در منطقه‌ی مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

کوه‌های شکراب جهت تنش به صورت محلی به صورت شرقی- غربی و رژیم تنش به تراکششی تغییر می‌یابد که باعث رخنمون واحدهای آندزیتی و داسیتی شده است. گسل‌های مجاور واحدهای آذرین اغلب نرمال با مؤلفه‌ی امتدادلغز می‌باشند. در این مناطق رژیم تنش به صورت محلی به تراکششی تغییر می‌یابد. تغییر محلی جهت تنش در دومین فاز تنش باعث بالا آمدگی واحدهای آندزیتی و داسیتی در قسمت شرقی منطقه‌ی مورد مطالعه گردیده است. سومین مرحله‌ی تنش در کوه‌های شکراب به صورت امتدادلغز و در جهت شمال شرق- جنوب غرب می‌باشد. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که محور تنش بیشینه (۱σ) در واحدهای کرتاسه در جهت شمال غرب- جنوب شرق، در واحدهای آئوسن تقریباً در جهت شمالی- جنوبی و در واحدهای کواترنری جهت در شمال شرق- جنوب غرب می‌باشد و محور تنش بیشینه (۱σ) در جهت عقربه‌های ساعت چرخش داشته است.

تحلیل تنش دیرینه در منطقه‌ی شکراب گامی در جهت شناخت بهتر و دقیق‌تر چگونگی جهت‌گیری محورهای اصلی تنش دیرین، نحوه‌ی دگرریختی ساختارها و سازوکار پیدایش یک فرآیند زمین‌ساختی وارونه نسبت به فرآیند اصلی (فشاری- برشی) در منطقه‌ی مورد مطالعه می‌باشد. در این پژوهش بعد از برداشت مشخصات مربوط به گسل‌ها، این اطلاعات با استفاده از نرم‌افزار وین‌تسور تحلیل شد. مطالعه‌ی داده‌های گسل‌ها در واحدهای مختلف نشان می‌دهد که در کوه‌های شکراب حداقل سه فاز تنش وجود داشته است. اولین مرحله‌ی تنش به صورت رژیم زمین‌ساختی فشارشی بوده است که باعث بالا آمدگی پریدوتیت‌ها و افیولیت‌ها در بخش شرقی منطقه‌ی مورد مطالعه گردیده است. دومین مرحله‌ی تنش به صورت امتدادلغز و ترافشارشی بوده است، ولی در واحدهای آئوسن و الیگوسن مربوط به بخش شرقی

منابع

و اکتشافات معدنی کشور. وحدتی دانشمند، ف.، و خلقی، م. ح.، ۱۳۶۵. نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خوسف، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. مدنی، ح.، ۱۳۸۰. زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک، دانشگاه صنعتی امیر کبیر، تهران.

اوهانیان، ت.، طاوسیان، ش.، و افتخارنژاد، ج.، ۱۳۶۶. نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بیرجند، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. روشن روان، ج.، شجاعی کاوه، ن.، بهره مند، م.، ۱۳۸۶. نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ موسویه، سازمان زمین شناسی

Reference:

Angelier, J., 1984. Tectonic analyses of fault slip data sets. *J. geophys. Res* 89, 5835-5848.
 Angelier, J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *J. Struct. Geol* 11, 37-50.
 Angelier, J., 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction, In: Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon Press, Oxford, 53-100.
 Angelier, J., 2002. Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress IV—a new method free of choice among nodal planes. *Geophys. J. Int* 150, 588–609.
 Fontana, E., 2015. Tectonic analysis and paleo-stress determination of the upper lava section at ODP/ IODP Site 1256 (east Pacific Ocean). *Journal of Structural Geology* 78, 103- 118.
 Hippolyte, J. C., Bergerat, F., Gordon, Bellier, O., M.B., Espurt, N., 2012. Keys and pitfalls in mesoscale fault analysis and paleostress reconstructions, the use of Angelier's methods. *Tectonophysics* 581, 144–162.
 Lejri, M., Maerten, F., Maerten, L., Soliva, R., 2016. Accuracy evaluation of both Wallace-Bott and BEM-based paleostress inversion method. *Tectonophysics* 694, 130-145.
 Marret, R., Allmendiger, R. W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Jour. Struc. Geol* 12, 973-986.
 Marinin, A.V., Saintot, A., 2012. Comparison of methods to reconstruct paleostress regimes in the NW-Greater Caucasus fold-and-thrust belt. *C. R. Geoscience* 344, 181–190.
 Mearten, L., Mearten, F., Lejri, M., Gillespie, P., 2016. Geomechanical paleostress inversion using fracture, *Journal of Structural Geology* 89, 197-213.
 Mercier, J., Carey-Gailhardis, L.E., Sebrrier, M., Stein, S., Mercier, J. L., Hancock, P., England, P., 1991. Palaeostress determinations from fault kinematics: Application to the neotectonics of the Himalayas-Tibet and the Central Andes [and discussion], *Philos. Trans. R. Soc. London Math. Phys. Eng. Sci* 337, 41–52.
 Montanari, D., Corti, G., Sani, F., Ventisette, C.Del., Bonini, M., Moratti, G., 2010. Experimental investigation on granite emplacement during shortening. *Tectonophysics* 484, 147-155.

Navabpour, P., Malz, A., Kley, J., Siegburg, M., Kasch, N., Ustaszewski, K., 2017. Intraplate brittle deformation and states of paleostress constrained by fault kinematics in central German platform. *Tectonophysics* 694, 146-163.
 Nogole-Sadate, M.A.A., 1978. Les zones de décrochements et les vigrations structurales en Iran. Consequences des resultants de l analyse Structural de la region du Qom. Unpublished PhD thesis, France, p. 201.
 Nogole-Sadate, M.A.A., 1985. Les zones de décrochements et les vigrations structurales en Iran. Consequences des resultants de l analyse Structural de la region de Qom. Translated in Persian, *Geol. Surv. Iran. Rep. NO .55*.
 Tibaldi, A., Pasquaré, F., Tormey, D., 2010. Volcanism in Reverse and Strike-Slip Fault Setting, in: Cloetingh, S. Negendank, J., (Eds.), *New Frontiers in Integrated Solid Earth Sciences. International Year of Planet Earth*, 315-348.
 Tripathy, V., Saha, D., 2015. Inversion of calcite twin data, Paleostress reconstruction and multiphase weak deformation in cratonic interior- Evidence from the protozoic Caddapah basin, India. *Journal of Structural Geology* 77, 62-81.
 Ritz, J.F., Taboada, A., 1993. Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods. *Bull. Soc. geol.France*, 519-531.
 Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakolim. F., & 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, 381–398.
 Walker, R., & Jackson, J., 2002. Offset and evolution of the Gowk fault, SE Iran: a major intra-continental strike-slip system. *Journal of Structural Geology* 24, 1677–1698.
 Walker, R., & Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran, *Tectonics* 23, 1-24.
 Walker, R., & Khatib, M., 2006. Active faulting in the Birjand region of NE Iran, *Tectonics* 25, 1-17.

Reconstruction of the steps of applied paleostress in Shekarab Mountains located in Sistan suture zone

Maryam Ezati¹, Ebrahim Gholami^{*2}, Seyed Morteza Moussavi³

1. Graduated Ph.D student, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran.

2. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran.

3. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran



Abstract:

Study area (Shekarab Mountains) is located in Sistan suture zone. The aim of this research is to investigate the variation of stress pattern (direction of stress tensors and stress ellipsoids shape) in Neogene units, Paleogene units and older units. In this research characteristics of brittle structures (faults) were interpreted using Win-Tensor software. Structural analysis and analysis of Steps of applied Paleo stress in Shekarab Mountains indicate that in Cretaceous time stress regime operation tectonic was pressure with the direction of the main stress axes $\sigma_1=337/26$, $\sigma_2=070/06$, $\sigma_3=172/64$ and stress ratio was 0.1 which caused the uplifting of peridotites and ophiolites in eastern part of study area. The second step of stress has been strike slip and transpressive with the direction of the main stress axes $\sigma_1=003/31$, $\sigma_2=110/26$, $\sigma_3=232/47$ and stress ratio was 0.29, more exhumation of igneous units is related to in the eastern part of Shekarab Mountains in these regions units' stress regime has been displaced locally from strike slip to transpressive that is due to local changes of stress direction in this regions. The third step of stress regime of in Shekarab Mountains is strike slip with the direction of the main stress axes $\sigma_1=060/10$, $\sigma_2=227/72$, $\sigma_3=152/08$ and stress ratio 0.5. Results of stress analysis indicate that major stress axis (σ_1) in Cretaceous units had N337 trend, in Eocene units had N003 trend and in Quaternary units has N060 trend.

Keywords: Paleo stress, stress regime, brittle structures, Sistan suture zone.

* egholami@birjand.ac.ir