



فصلنامه زمین ساخت
سال اول، شماره سوم، پاییز 94
97-116

زمین ساخت
TECTONICS

واکاوپهای تنش دیرینه و جنبش شناختی با استفاده از خش لغزهای گسلی قائمیه، جنوب باختر ایران

خلیل سرکاری نژاد¹، پژمان وقاری²، زهرا کمالی^{3*}

1. استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران. (sarkarinejad@geology.susc.ac.ir)
2. کارشناس ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران. (vaghari.shirazu@gmail.com)
3. دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران. (zahrakamali@birjand.ac.ir)

چکیده

منطقه قائمیه در 100 کیلومتری باختر شهر شیراز و در 40 کیلومتری شمال کازرون واقع شده است. ساختارهای تشکیل شده، این منطقه متأثر از عملکرد قطعه گسلی کماریج وابسته به گسل امتدادلغز کازرون بوده، و قسمتی از کمربند پیش خشکی چین خورده زاگرس می باشد. محدوده مورد مطالعه دو گسل را در بر میگیرد؛ یکی گسل نرمال با مولفه راستالغز راست بر که باعث دگرختی سازندهای گورپی و پابده و سروک و دیگری گسل امتدادلغز راست بر که باعث دگرختی سازنده آسماری شده است. گسل امتدادلغز، از الگوی شکستگی های برشی رایدل پیروی می کند و نسبت به گسل کازرون با زاویه قرار می گیرد. در این پژوهش داده های خش لغز گسلی به منظور بازسازی جهت گیری دیرینه تنش موثر با روش گرافیکی (Fault-slip inversion method) برداشته شده و مورد بررسی قرار گرفته است. روند و موقعیت تنشهای اصلی گسل نرمال به ترتیب σ_1 ، 76° ، $S71^\circ W$ ، σ_2 ، 12° ، $S57^\circ E$ و σ_3 ، $N31^\circ E$ ، 70° و گسل امتدادلغز بترتیب σ_1 ، 07° ، $N31^\circ E$ ، σ_2 ، 80° ، $S84^\circ W$ و σ_3 ، 06° ، $S60^\circ E$ به دست آمده است. و بر اساس مطالعه خش لغز گسل ها و با استفاده از روش وارونگی چند مرتبه ای می توان انتظار دو فاز دگرشکلی زمین ساختی را در منطقه داشت. بر اساس نتایج تحلیل داده های خش لغز گسلی، رژیم زمین ساختی حاکم بر منطقه، تراکشی است. و میدان تنش اطراف گسل های وابسته به میدان تنش فعالیت گسل کازرون می باشد.

کلید واژه: شکستگی برشی ریدل، فازهای زمین ساختی، کمربند پیش بوم چین خورده زاگرس، روش وارونگی چند مرتبه.

1- مقدمه

کمر بند پیش بوم چین خورده زاگرس، به تدریج از سمت شمال خاور به یک منطقه سامانه راندگی زاگرس منتهی می شود و در نتیجه پهنه‌ای گسل خورده و فعال پدید می آید که بصورت نواری باریک و طویل با عرض 10 تا 70 کیلومتر بین کمر بند دگرگونی فشار بالا - درجه حرارت پائین سنندج-سیرجان و زاگرس پیش خشکی چین خورده و به موازات آنها قرار دارد. این بخش از زاگرس از آن جهت که داخلی ترین بخش زاگرس را تشکیل می دهد، زاگرس داخلی می گویند. تغییر شکل در زاگرس خاوری (فارس)، شامل کوتاه شدگی موازی با همگرایی است (Talebian and Jackson, 2004). لازمه‌ی این تغییرات، کوتاه شدگی در امتداد کمر بند زاگرس چین خورده است که می تواند در اثر فعالیت‌های گسل‌های کازرون، کره بس، سبزپوشان و سروستان باشد.

گسل کازرون، به عنوان گسل پی سنگی در رسوبات فروافتادگی دزفول و ناحیه فارس شناخته شده است (Falcon, 1967 and Kent, 1979). نخستین حرکت تشخیص داده شده در طول گسل کازرون به دوره پرکامبرین زیرین - کامبرین بر می گردد، به طوری که گسل کازرون در پراکندگی و شکل گیری نمک های

نورد پذیر هرمز نقش داشته است. امتداد زون گسلی کازرون به صورت شمالی- جنوبی و شمال شمال باختر - جنوب جنوب خاور در سطح نمایان می شود که به صورت یک دره عرضی به طول 450 کیلومتر، از گسل های زاگرس مرتفع در شمال تا خط ساحلی در جنوب توسعه پیدا کرده است. که در طول آن دو گنبد نمکی رخنمون دارد. بر اساس تحقیقات انجام شده در ارتباط با زون گسلی کازرون و ویژگی های ریخت زمین ساختی تغییر شکل یافته زاگرس، گسل کازرون به چهار بخش تقسیم شده است؛ که به ترتیب از شمال به جنوب شامل سیسخت، یاسوج، کماریج و برازجان با روند یکسان $S5^{\circ}E$ و امتداد پایانه این گسل ها به سمت SE به صورت دم اسبی می باشند. در جهت خاور به گسل های معکوس و چین خوردگی متصل می شوند، که این گسل های معکوس و چین خوردگی ها به سمت NW امتداد پیدا کرده اند (Sepehr, 2001) (شکل 1). تمامی بخش های گسل کازرون فعال هستند اما آنها رفتاری غیر مستقل از یکدیگر در طی شکل گیری و دگرشکلی کمر بند پیش خشکی چین خورده و رانده زاگرس نشان می دهند



شکل 1- نقشه بخش های گسلی کازرون سی سخت، کاماریج، یاسوج و برازجان (Sepehr, 2001).

برداشت خش لغزهای گسلی به منظور تعیین روند دیرینه تنش های فشارش و کشش با روش وارونگی لغزش گسلی در دو ایستگاه ($S_1=45$, $S_2=39$) در طول سازندهای سروک و آسماری به سن بخش میانی کرتاسه و الیگومیوسن انجام گرفته است. تعیین دیرینه تنش¹⁶ در سال های متمادی توسط پژوهشگران متعدد و به روش های گوناگون صورت گرفته است، دو روش که بیشترین کاربرد را جهت برآورد تسور تنش گسل ها توسط دانشمندان پیشنهاد شده است. این روش ها، شامل

روش های مختلف بازسازی تنش قدیمی مبنی بر تعبیر مکانیکی تنوع عناصر ساختاری یا عناصر ریزساختاری سنگ های طبیعی به منظور تکامل تکتونیکی گذشته توسط زمین شناسان ساختاری ارائه گردیده است و ساختارهایی مانند خش لغزها مورد توجه قرار گرفته است. بدین منظور محققان به شناخت سوگیری تنش، تنش های همزمان در محل اندازه گیری و یا سازوکار کانونی زمین لرزه در تخمین سوگیری تنش قدیمی استفاده نموده اند (Lacombe, 2007).

¹⁶. Paleostress

کمر بند (Sarkarinejad and Ghanbarian, 2014) پیش خشکی زاگرس چین خورده موازی - کمر بند پیش بوم زاگرس چین - رانده است. این کمر بند به وسیله فروافتادگی دزفول، به دو ایالت فارس و لرستان تقسیم می شود، تغییرات ساختاری و توپوگرافی باعث تقسیم بندی این کمر بند به دو قلمرو با روندهای SW, NE شده است (Agard, 2011). این دو قلمرو به ترتیب شامل:

1- کمر بند پیش بوم زاگرس چین خورده تا محدوده خلیج فارس به صورت چین هایی با طول موج صدها کیلومتر که به صورت نسبتاً منظم ادامه یافته است (Falcon, 1974, Sepehr and Cosgrove 2004, Mouthereau et al., 2006) همچنین شامل چندین گسل اصلی پنهان می باشد (Berberian 1995, Leturmy et al., 2010).

2- زاگرس مرتفع (HZ)، این قلمرو ارتفاع بیشتری نسبت به کمر بند چین خورده دارد.

منطقه مورد مطالعه در قسمت شمالی شهرستان قائمیه، مجاور روستای گلگون در استان فارس و در محدوده بین عرض های جغرافیایی $29^{\circ}53'$ تا 30° شمالی و طول های جغرافیایی $51^{\circ}31'$ تا $51^{\circ}36'$ خاور قرار دارد. گسل کازرون گسلی قدیمی و پی سنگی است که دارای حرکت راست گرد می باشد، منطقه مورد مطالعه در بخش کماریج از این گسل قرار دارد، این بخش در مرز جنوب خاوری فروافتادگی دزفول واقع شده و باعث تغییر شکل مرز این فروافتادگی شده است. شواهد این گسل و رخنمون سطحی آن بر روی عکس ماهواره ای در طول جاده اصلی، از جنوب نورآباد ممسنی تا کماریج مشخص شده است. گسل کماریج در برخورد با گسل پیشانی کوهستان خاتمه می یابد (شکل 1). یک نبود گسلی در حدود 15 کیلومتر، بین بخش گسلی برازجان و کماریج دیده می شود، هیچ شاهدی از گسل خوردگی سطحی در صحرا در بین توالی رسوبی ضخیم فارس و رسوبات متوالی

روش های گرافیکی¹⁷ (Arthaud, 1969; Angelier and Mechler, 1977; Lisle, 1987) دیگر، روش های عددی¹⁸ هستند (Carey and Brunier, 1974; Etchecopar et al., 1981; Armijo et al., 1982; Angelier, 1984, 1989; Michael, 1984)

در این پژوهش، بررسی های دقیق صحرایی بر مبنای داده های لغزش گسلی بمنظور تعیین موقعیت فضایی تنش های دیرینه منطقه صورت گرفته است و از روش گرافیکی¹⁹ استفاده گردیده است. از قابلیت های این روش این است که از داده های لغزش گسلی که به صورت ناهمگون و همگون می باشند می توان بهترین جورشدگی را بین تنسورهای تنش و واتنش برقرار کرد و همچنین نرخ تنش نرمال و تنش برشی روی سطح گسل را محاسبه کرد (Zalohar, 2007). داده های خام حاصل از مطالعات صحرایی مورد نیاز در این روش عبارتند از نوع گسل، جهت لغزش بلوک های گسلی با توجه به جهت پلانژ و جهت گیری خشلغز می باشد. مسئله وارونگی شامل مشخص کردن تنسور اصلی تنش با توجه به جهت ها و سوی لغزش بر روی گسل های متعدد است و فرض اصلی بر این است که هر لغزش گسلی که با خطوط لغزشی مشخص شده است، جهت و سویی از تنش برشی را داراست که به یک تنسور تنش واحد مربوط می شود (Angelier, 1994). خطواره های خش لغزی، موازی با جهت جابجایی بر روی یک گسل شکل می گیرند. تعیین مقدار جابجایی از روی خش لغزها بسیار مشکل است. بطور کلی، خش لغزها زمانی بر روی سطوح گسلی رخنمون می یابند که یکی از بلوک های گسلی توسط فرایند فرسایش از بین رفته باشد.

2- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در کمر بند پیش خشکی زاگرس چین خورده و زیر پهنه فارس واقع شده است

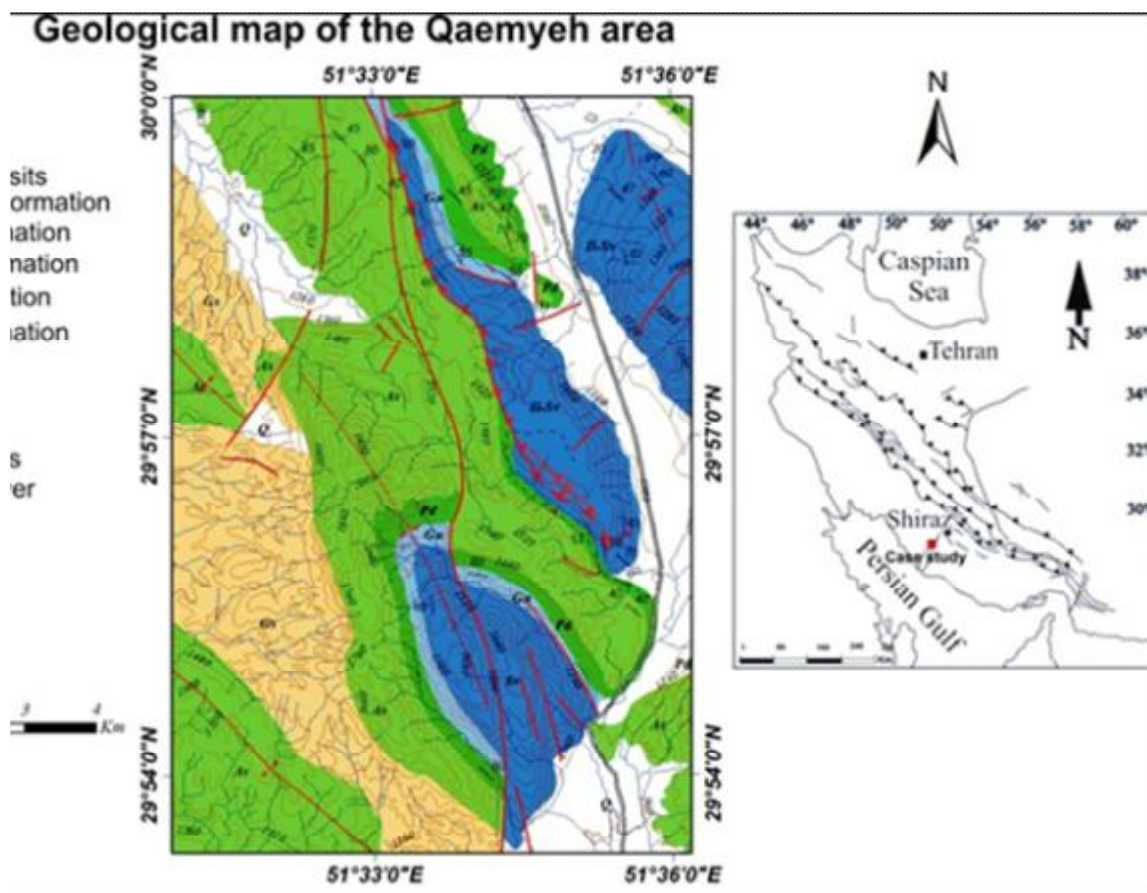
^۲. Graphical methods

^۳. Numerical methods

^۴. Graphical method

زاویه دار قرار می‌گیرند (شکل 4). حرکات گسلی در این منطقه دارای مولفه راست گرد است که این حرکت راست گرد توسط جابجایی و تقاطع شاخ آب (خلیج باریک) و همچنین جهت حرکت بلوک‌های گسلی با استفاده از اندازه‌گیری پلان‌های روی صفحه گسلی مشخص می‌شود. متوسط زاویه انحراف از افق اندازه‌گیری شده روی آینه‌های گسلی (23° - 56°) می‌باشند. یکی از نمودهای ظاهری گسل‌های نرمال گم شدگی چینه‌ای در اثر حرکت رو به پایین طبقات فرادیواره و نمودهای ظاهری گسل‌های امتدادلغز جابجای راستالغزیست که از طریق تصاویر ماهواره ای کاملاً مشخص می‌باشد. بعلافت فعالیت گسترده بلوک‌های گسلی ساختارهای مرتبط با گسل مانند آینه های گسلی، برش گسلی، ناهموازی روی صفحه گسل و شیارهای حرکت گسلی در منطقه رخنمون دارند. همچنین در قسمت جنوبی قائمیه تاقدیس سالیبیز و در قسمت شمالی آن تاقدیس شاه نشین قرار دارد.

فروافتادگی دزفول یا به عبارتی در حوضه پیشانی اصلی زاگرس، مشاهده نشده است (Sepehr, 2004). این منطقه از واحدهای سنگی مزوزویک و سنوزویک چون سازندهای سروک، ایلام، گورپی، پابده، آسماری و گچساران تشکیل شده و در نقشه زمین شناسی منطقه مشخص شده است (شکل 2) که غالباً دچار دگرشکلی شده اند. قدیمی ترین واحد سنگی موجود در این منطقه، سازند سروک به سن کرتاسه می‌باشد و آبرفت های کواترنر است. گسل‌های نرمال در سازندهای گورپی، پابده، سروک با مولفه راستالغز راست گرد نمایان هستند. سازند پابده و گورپی به علت فرسایش شدید دره‌های عمیقی را ایجاد کرده اند. فیبرهای کلسیت رشد یافته در امتداد گسل‌های تشکیل شده در سازندهای گورپی، پابده، سروک غالباً حرکات راستالغز و نرمال نشان می‌دهند (شکل 3). همچنین وجود گسل های امتداد لغز با مولفه راست گرد در امتداد گسل کازرون وجود دارد که از الگوی شکستگی های ریدل پیروی می‌کنند و نسبت به گسل کازرون به صورت



شکل 2- نقشه زمین شناسی قائمیه (اقتباس از نقشه شرکت ملی نفت ایران، 1358).



شکل 3- گسل های نرمال موجود در منطقه (A سمت دید شمال خاور و B دید ناظر بسمت شمال باختر)



شکل 4- خشلغزهای گسل‌های امتدادلغز راست گورد دید ناظر بسمت شمال باختر

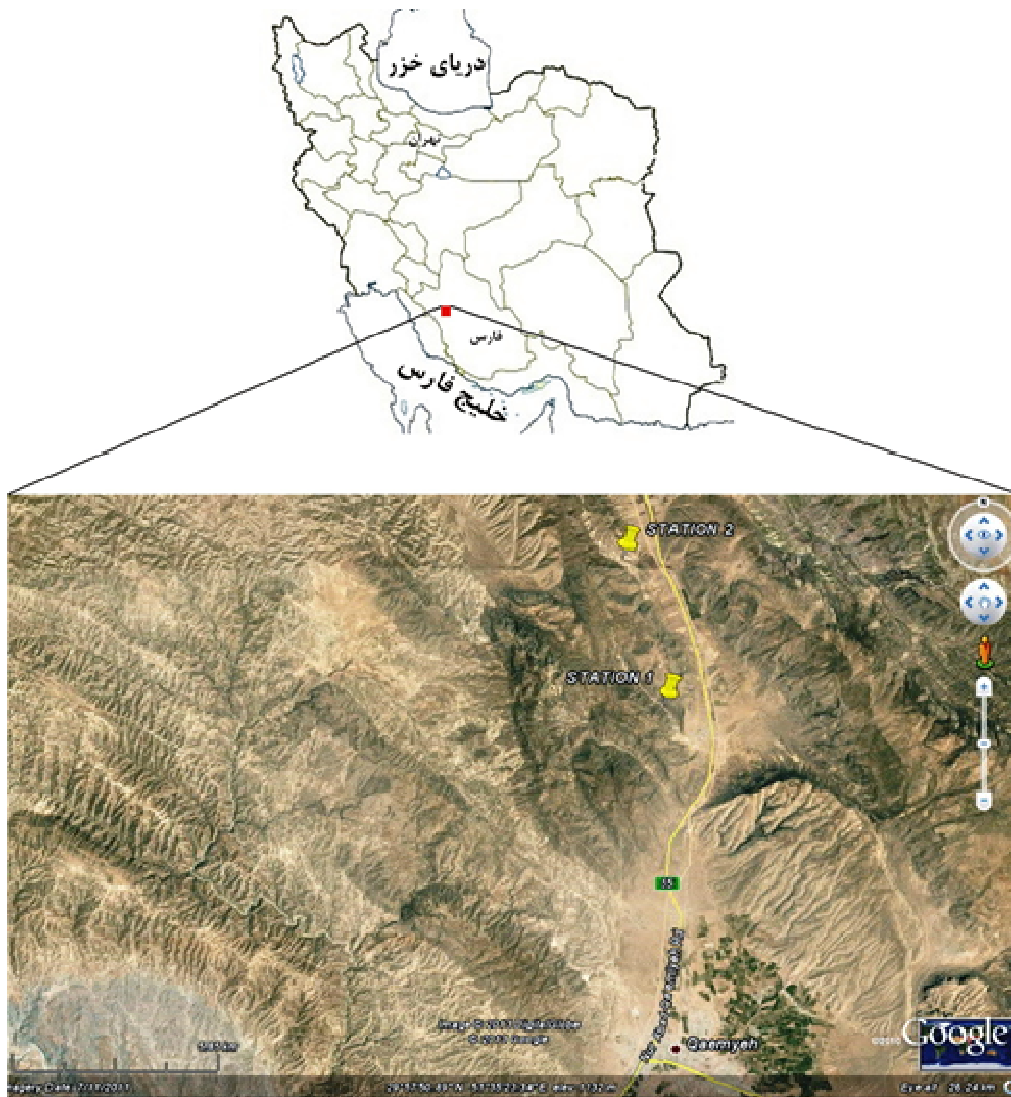
داده‌ها با برنامه T-TECTO 3 مقادیر نسبی تنش و واتنش بمنظور تعیین رژیم زمین ساختی، شکل بیضی تنش و واتنش استفاده گردید. شکل (5) خشلغزهای حاصل از حرکت صفحات گسلی نسبت به هم را نشان می‌دهد و شکل (6) موقعیت ایستگاه‌های برداشت داده را در تصویر ماهواره‌ای نشان می‌دهد. شکل (7) خشلغزهای برداشت شده از صفحه‌های گسلی را نشان می‌دهد.

3- روش وارونگی لغزش گسلی

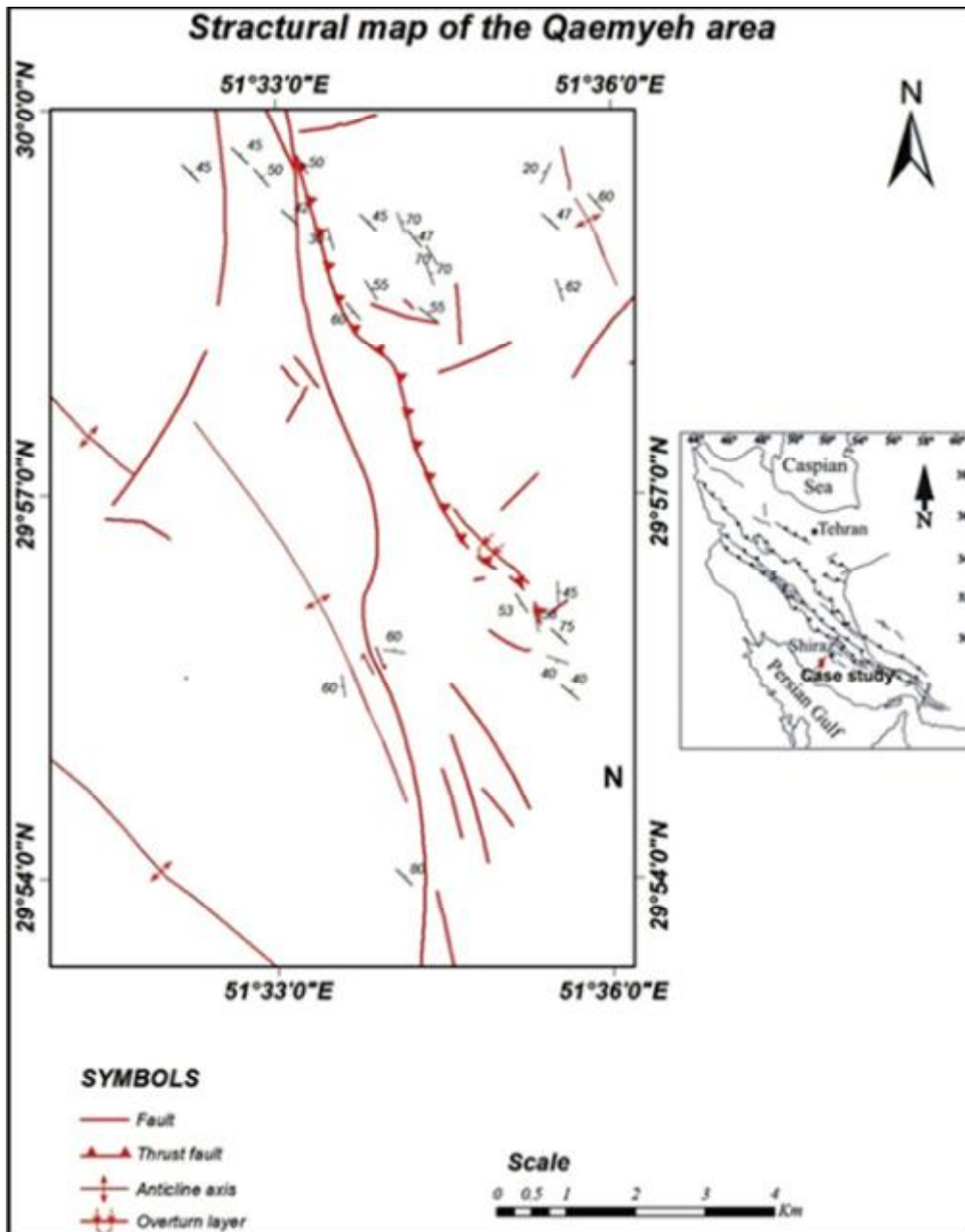
با برداشت زاویه ریک خشلغزهای گسلی به منظور تعیین روند دیرینه تنش‌های فشارش و کشش با روش Guss Method و روش VGF با استفاده از ضریب برشی کولمب داده‌های مورد تحلیل قرار گرفت، این مطالعات در دو ایستگاه با تعداد مشخصه شده ($S_2=39, S_1=45$) صورت گرفته است. محورهای کشش و فشارش با برنامه‌های کامپیوتری Faultkin5winbeta (Zalohar, T-TECTO 3 و Allmendinger, 2011) (2009) تعیین گردیده است، همچنین از پردازش این



شکل 5- خشلغزهای مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه.



شکل 6- نقطه مکانی و موقعیت ایستگاه‌های برداشت شده روی تصویر ماهواره ای (Google Earth).



شکل 7- نقشه‌ی ساختاری منطقه قائمیه

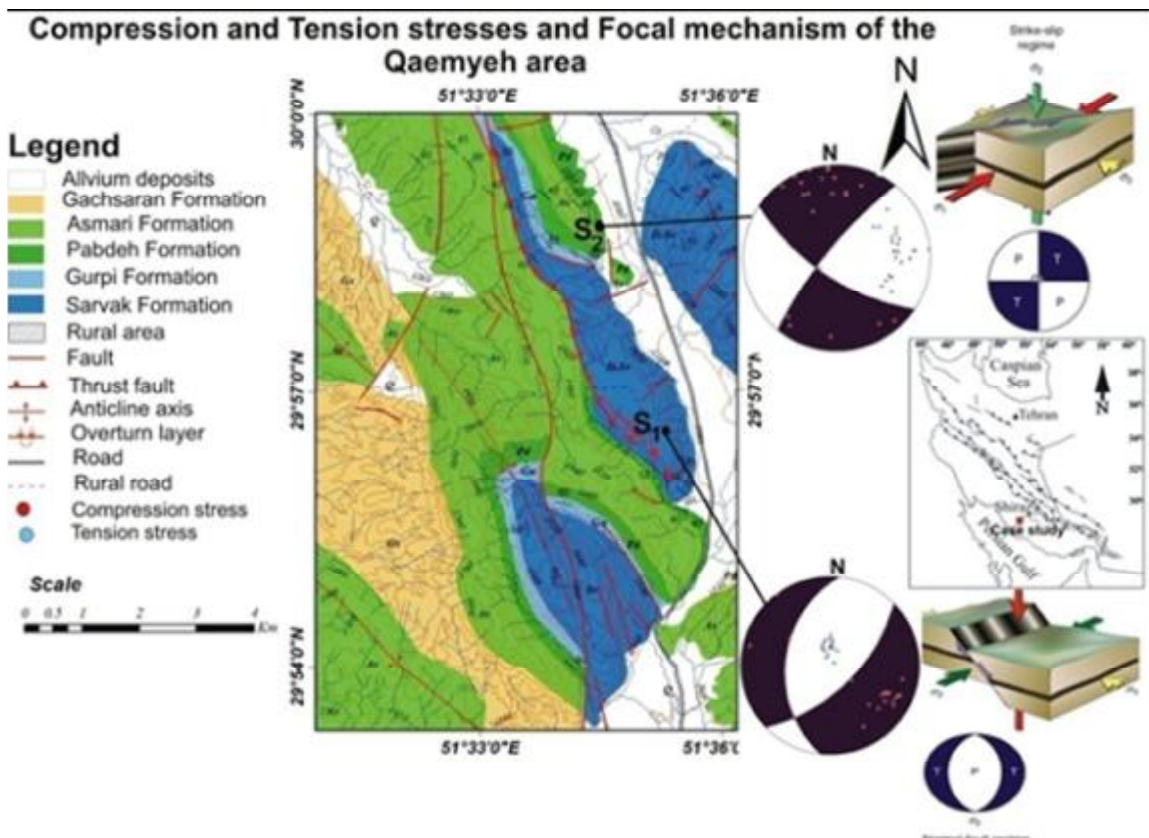
- نتایج و بحث

تنشی پیش‌رونده در سکوه‌های قاره‌ای باشد. مطالعه دگرشکلی شکننده در سکوه‌های قاره‌ای کلیدی برای بازسازی تحولات ناحیه‌ای است. از میان روش‌های موجود برای اندازه‌گیری تانسورهای تنش دیرینه، روش‌های ریاضی مبتنی بر وارونگی داده‌های لغزش گسلی مورد توجه بسیاری قرار گرفته است. این گونه تحلیل‌ها از تانسور تنش، می‌تواند برای سازوکار کانونی زمین لرزه نیز کاربرد داشته باشد. به تازگی تحلیل

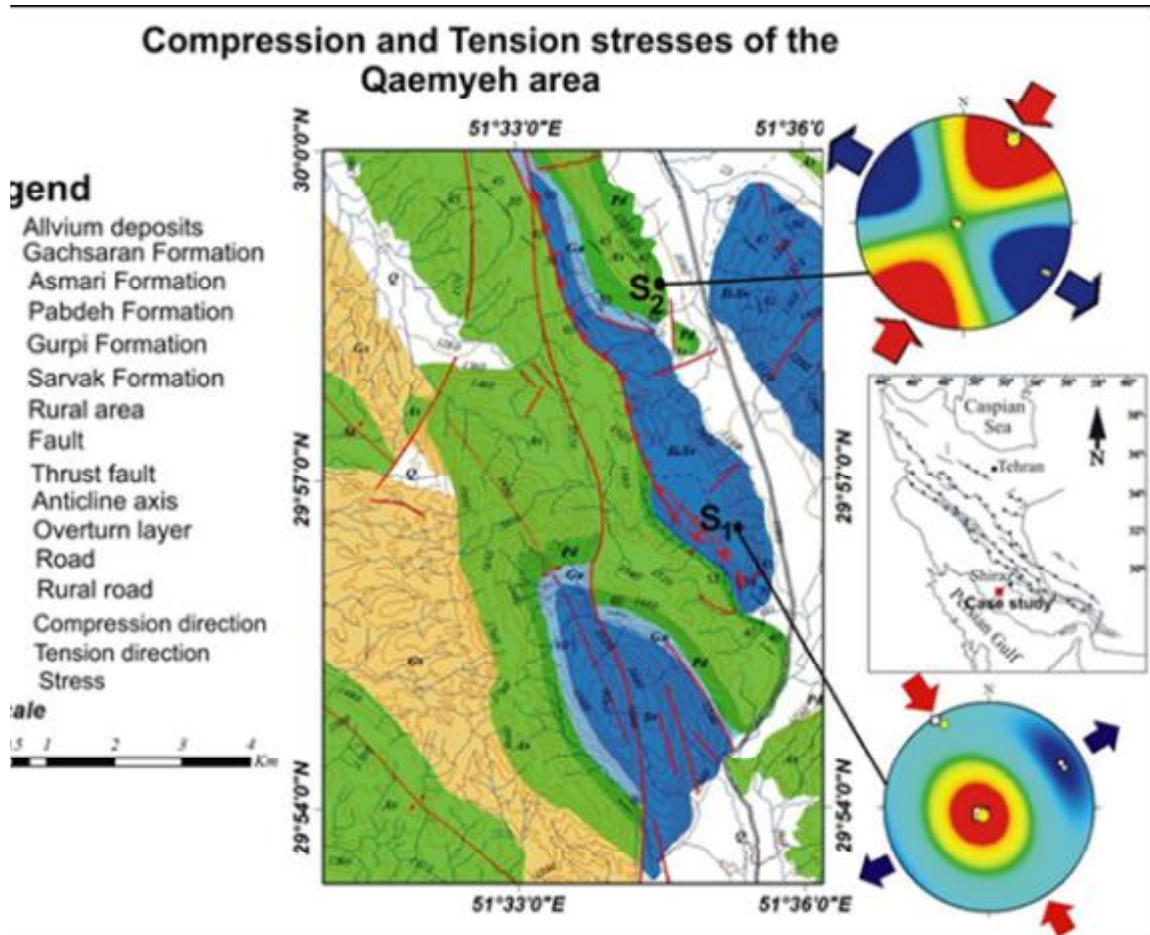
در طی چند دهه اخیر، روش‌های بسیاری برای تعیین محورهای تنش و تنش دیرینه محلی گسترش یافته است. این گونه اندازه‌گیری‌های محلی تنش نه تنها توصیف سازوکاری محلی را ممکن می‌سازد بلکه در شناسایی زمین ساخت ناحیه‌ای در مقیاس صفحه‌ای نیز کمک شایانی می‌کند. برای دستیابی به این هدف، باید مطالعات بر مبنای بازسازی منظم و قانونمند رژیم‌های

پژوهش، برداشت‌های ساختاری به شیوه مستقیم صحرایی صورت پذیرفته است، داده‌های برداشت شده در دو ایستگاه دسته‌بندی شده‌اند. ابتدا مشخصات صفحه گسلی برداشت شد، پس از تشخیص خطوط خش لغز و برداشت مشخصات آنها سوی لغزش مشخص شده است. استریونت‌ها در اشکال (8 و 9) محورهای فشارش را و کشش حاکم بر منطقه برای دو ایستگاه مطالعه شده با استفاده از برنامه‌های Faultkin5 و T-TECTO 3 را نشان داده شده است.

ساختارهای کششی و فشارشی (درزه‌ها و استیلولیتها) نیز در کنار این روش‌ها قرار گرفته‌اند (Angelier, 1994). جمع آوری داده‌ها خطاهایی به همراه دارد که منجر به بروز پراکندگی در الگوهای تنش محلی می‌شود، همچنین حرکات گسلی نیز بر روی یکدیگر تأثیر می‌گذارند؛ از این رو باید در عمل بهترین جورشدگی را در بین تمام داده‌های لغزش گسلی که متعلق به یک رویداد زمین ساختی هستند، جستجو کرد. برای شناخت و بررسی آرایش محورهای دیرینه تنش در این



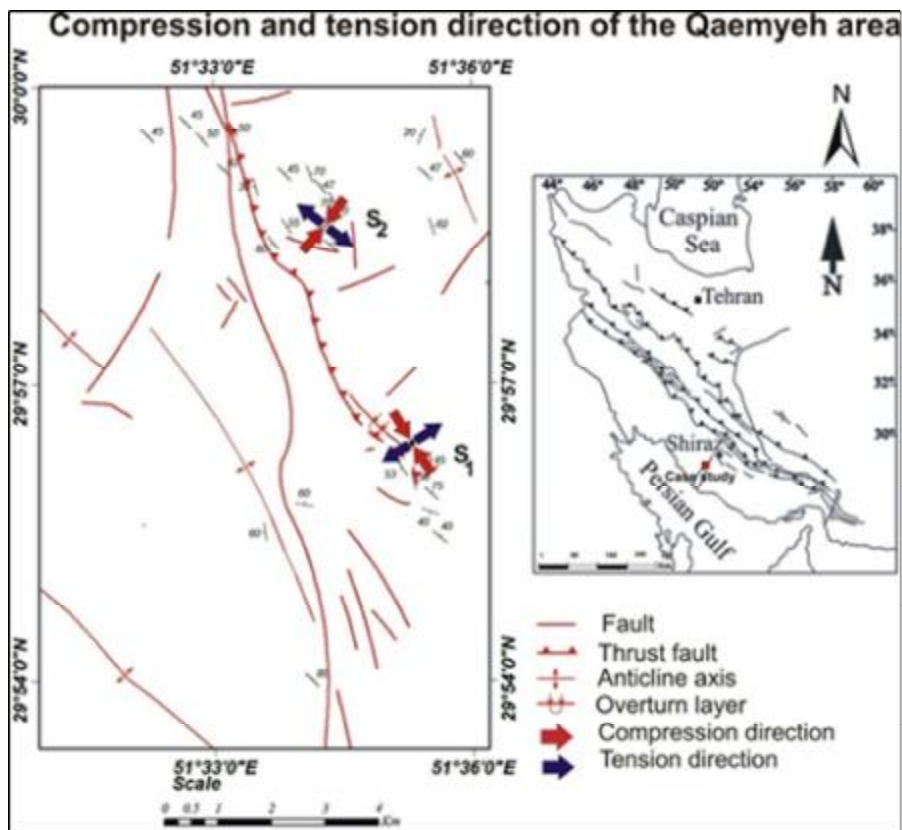
شکل 8- موقعیت فضایی محورهای تنش به‌همراه سازوکار کانونی منطقه قائمیه.



شکل 9- موقعیت فضایی محورهای تنش منطقه قائمیه.

از واکاوی داده‌های خشل‌لغز گسلی می‌توان، روند و موقعیت فضایی تنش‌های محلی گسل نرمال، به ترتیب σ_1 بعنوان بیشترین تنش محلی روند NE و شیب نزدیک به افق، σ_3 کمترین تنش محلی روند NW و شیب نزدیک به افقی و σ_2 متوسط تنش محلی روند SE و شیب نزدیک به قائم می‌باشد و موقعیت فضایی تنش‌ها بترتیب σ_1 ، $N31^\circ E, 07^\circ$ ، σ_2 ، $S60^\circ E, 06^\circ$ و σ_3 ، $S84^\circ W, 80^\circ$ بدست آمده است (شکل 10).

از واکاوی داده‌های خشل‌لغز گسلی می‌توان، روند و موقعیت فضایی تنش‌های محلی گسل نرمال، به ترتیب σ_1 بعنوان بیشترین تنش محلی روند NW و شیب نزدیک به قائم، σ_3 کمترین تنش محلی روند NE و شیب نزدیک به افقی و σ_2 متوسط تنش محلی روند SE می‌باشد و موقعیت فضایی تنش‌ها بترتیب σ_1 ، $S71^\circ W, 76^\circ$ ، σ_2 ، $S57^\circ E, 12^\circ$ و σ_3 ،



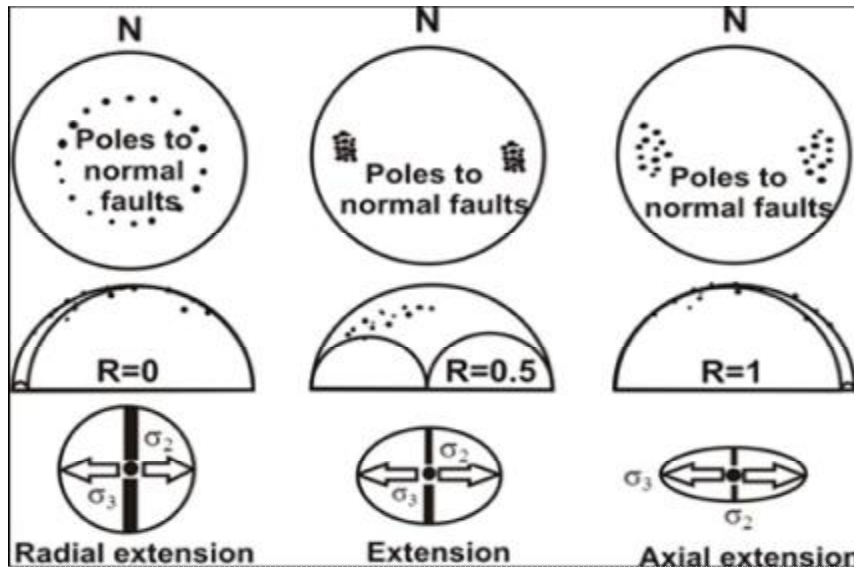
شکل 10- موقعیت فشارش و کشش حاصل از تحلیل داده‌های خش لغز گسلی با استفاده از روش وارونگی.

بطور کلی تمامی گسل های نرمال، امتداد لغز (با مقدار R بالا و σ_2 قائم) و نرمال مایل لغز تحت رژیم کششی²³ تشکیل می شوند (Twiss and Unruh, 1998). مقدار R حاصل در منطقه مورد مطالعه، گسل نرمال $R=0.1$ کشش شعاعی²⁴ (شکل 12) و گسل امتداد لغز $R=0.5$ (Wrench) می باشد (Wrench fault گسلهای امتداد لغزی که راستالغز قائم باشند) مقادیر R بدست آمده بیانگر رژیم کششی در منطقه می باشد (شکل 14).

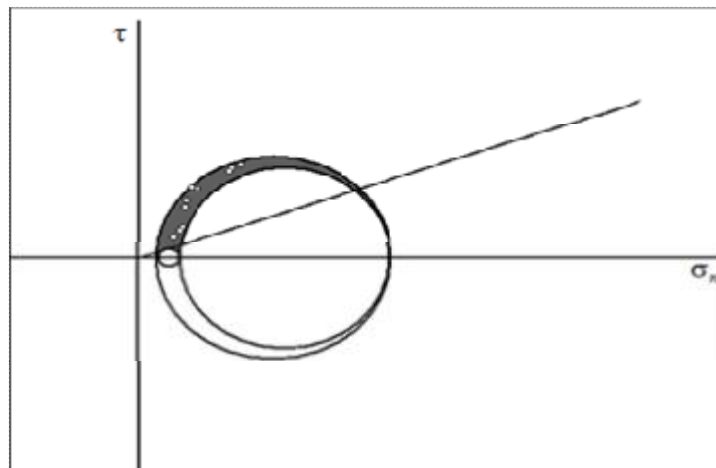
با وجود اینکه تعیین مقدار مطلق تنش های اصلی در بیشتر حالات امکان پذیر نیست، اما گاهی براساس داده های گسلی (لغزش گسلی) می توان بزرگی نسبی تنش و وانش را براساس برنامه T-TECTO 3.0 تخمین زد. از مقادیر بدست آمده، و نسبت $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$ برای تعیین رژیم زمین ساختی استفاده شد، معمولاً $0 < R < 1$ می باشد. اگر $R=0$ کشش شعاعی²⁰، $R=1$ کشش محوری²¹ و $R=0.5$ کشش²² را بیان می کنند. اشکال 11 و 13 بترتیب رژیم های زمین ساختی و دوایر مور حاصل از تحلیل داده های گسلی، در حالت های مختلف گسل های نرمال و امتداد لغز نشان می دهند،

^۸. Transtension
^۹. Radial Extension

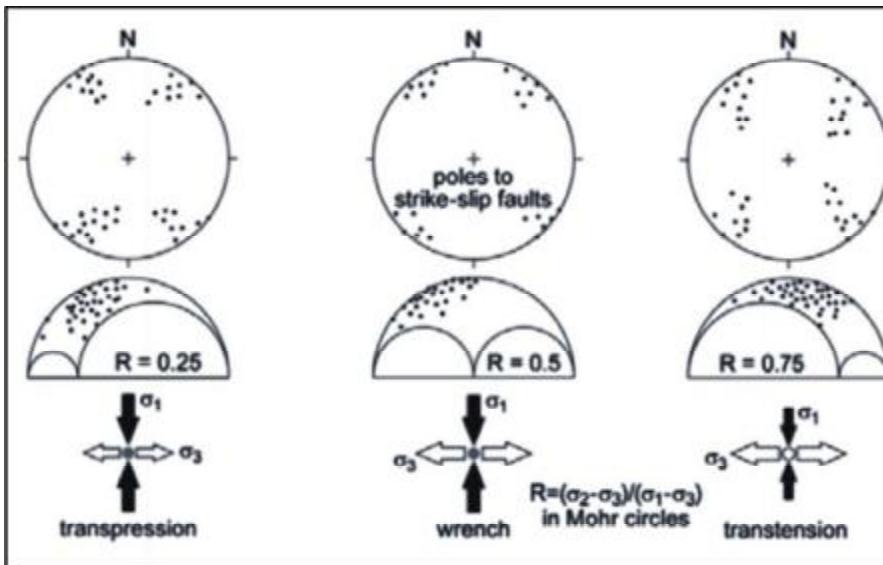
^۵. Radial extension
^۶. Axial extension
^۷. Extension



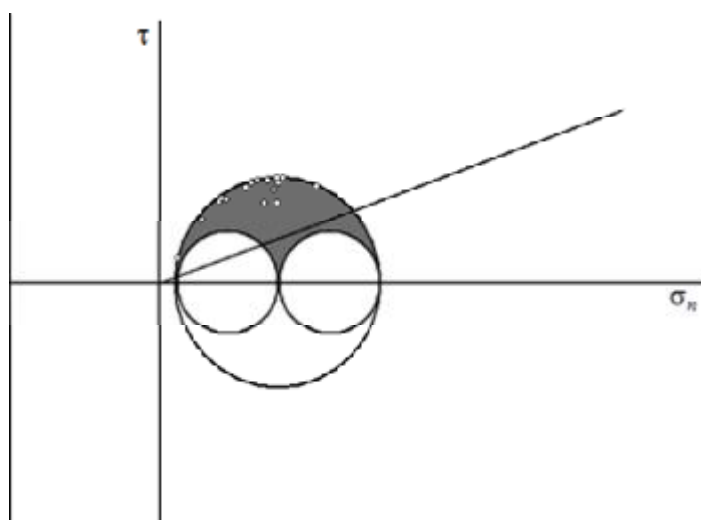
شکل 11- رژیم زمین ساختی و دواپرسه بعدی مور حاصل از تحلیل داده های خش لنگز گسلی، گسل نرمال (Twiss and Unruh, 1998)



شکل 12- دایره سه بعدی مور حاصل از تحلیل داده های خش لنگز گسلی، گسل نرمال در منطقه مورد مطالعه.



شکل 13- رژیم زمین ساختی و دواپرسه بعدی مور حاصل از تحلیل داده های خش لنگز گسلی، گسل امتدادلنگز (Twiss and Unruh, 1998)



شکل 14- دایره سه بعدی مور حاصل از تحلیل داده‌های خش لغز گسلی، گسل امتداد لغز منطقه مورد مطالعه.

فاز مختلف تغییر شکل تعیین گردید. در این روش تحلیل تنش، فرض بر این است که خش لغزهای روی صفحه گسلی جهت حداکثر نیروی برشی را نشان می‌دهند. بنابراین در این صورت با برعکس کردن این پدیده می‌توان به جهت تنش‌هایی دست یافت که مسبب صفحه گسلی و خش لغزهای آن شده است (Nuretdin et al., 2003). این فازها به ترتیب 1 و 2 تغییر شکل‌های جوان‌تر را نشان می‌دهند. بطوری‌که جوان‌ترین مرحله مربوط به فاز دوم می‌باشد.

همچنین براساس داده‌های گسلی (لغزش گسلی) می‌توان نسبت شکل تنش²⁵ را براساس برنامه T-TECTO 3.0 تخمین زد که از نسبت $\phi = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ برای تعیین نسبت شکل تنش استفاده شد. معمولاً $0 < \phi < 1$ می‌باشد، $\phi = 0$ معرف فشارش محوری²⁶ و در صورتی که $\phi = 1$ کشش محوری²⁷ را نشان می‌دهد، شکل (15) موقعیت گسل‌های نرمال و امتداد لغز روی دیاگرام تنسورهای تنش (Ramsay and Lisle, 2000) نشان می‌دهد. در این نمودار d اختلاف تنش $(d = \sigma_1 - \sigma_3)$ و ϕ نسبت شکل تنش است. چنانچه از نتایج آنالیز مشخص است و در شکل 15 دیده می‌شود، کل منطقه تحت کشش می‌باشد.

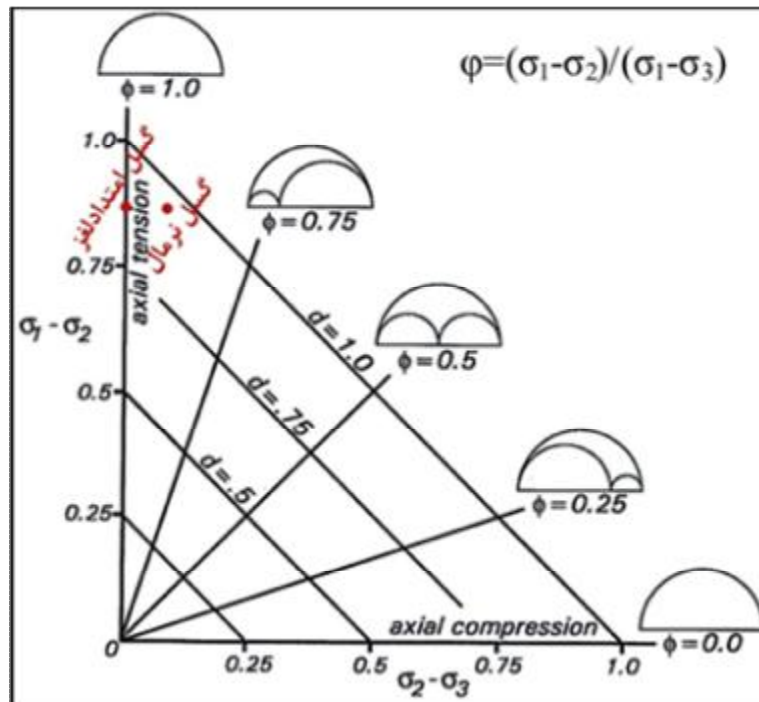
با توجه به شکل 9 که در این شکل دوایر زرد رنگ موقعیت فضایی محورهای تنش و مربعات سفید رنگ موقعیت محورهای استرین حاصل از آنالیز داده‌های خش لغز گسلی هستند، به خوبی بیانگر این است که محورهای اصلی هر دو میدان هم محور می‌باشند که نشان از جورشدگی بین تنسورهای تنش و واتنش است. در تعیین تنش قدیمی معکوس شده²⁸ براساس داده‌های لغزش گسلی با استفاده از نرم‌افزار T-TECTO 3.0 دو

²⁵ Stress shape ratio

²⁶ Axial compression

²⁷ Axial tension

²⁸ Inverse paleostress

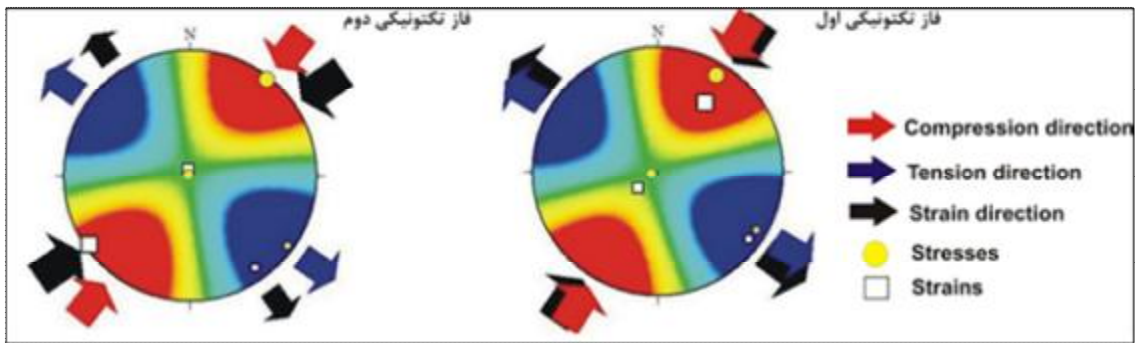


شکل 15- نمودار تنسور تنش، مقدار ϕ بدست آمده از برنامه T-TECTO 3.0 برای کل منطقه اقتباس از (Ramsy and Lisle., 2000)

5- واکاوی روش وارونگی

در مطالعه خش لغزهای گسل‌ها و درزه‌های شکل گرفته در محدوده با استفاده از روش وارونگی چند مرتبه‌ای با نرم‌افزار T-TECTO 3.0 می‌توان انتظار دو فاز تنش برای دو گسل منطقه داشت. گسل امتدادلغز در فاز اول از تغییر شکل تکتونیکی σ_1 و σ_3 کاملاً افقی بوده و σ_2 کاملاً قائم می‌باشد. در فاز دوم از تغییر شکل σ_3 نزدیک به افقی و σ_1 کاملاً افقی بوده و σ_2 قائم می‌باشد. این دو فاز حالت گسلش امتدادلغز را با توجه به جهت گیری تنش‌ها نشان می‌دهند (شکل 16). گسل نرمال در فاز اول از تغییر شکل تکتونیکی σ_2 و σ_3 نزدیک به افقی بوده و σ_1 نزدیک به قائم می‌باشد. در فاز دوم از تغییر شکل σ_3 و σ_2 نزدیک افقی بوده و σ_1

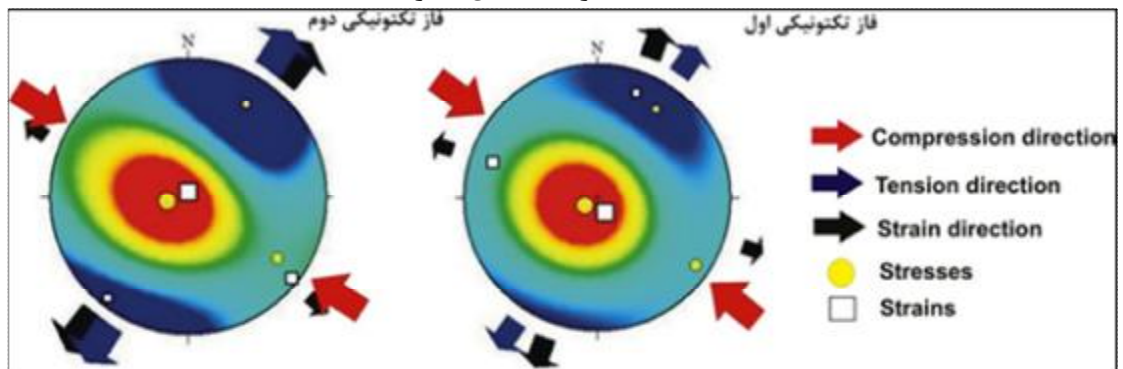
کاملاً قائم می‌باشد. این دو فاز حالت گسلش نرمال را با توجه به جهت گیری تنش‌ها نشان می‌دهند (شکل 18) (Nuretdin et al., 2003). دو فاز تکتونیکی تشخیص داده شده به ترتیب فاز اول تنش، سبب ایجاد شکستگی و گسل‌های اصلی و درزه‌هایی با پرشدگی کانی‌های ثانویه در محدوده مورد مطالعه شده است (شکل 17A و 19A)، به نظر می‌رسد این فاز تنش ساختاری کلی محدوده را شکل داده باشد. فاز دوم، بعنوان جوان‌ترین تنش حاکم بر منطقه، باعث ایجاد درزه‌های جوان شده است (شکل 17B و 19B).



شکل 16- فازهای تکتونیکی بدست آمده برای گسل امتدادلغز به روش (Inverse method).



شکل 17- (A) فاز اول ایجاد گسل‌های امتدادلغز، جهت دید ناظر رو به شمال باختر، (B) فاز دوم ایجاد درزه‌های جوان، جهت دید ناظر رو به شمال باختر.



شکل 18- فازهای تکتونیکی بدست آمده برای گسل نرمال به روش (Inverse method)



شکل 19- (A) فاز اول ایجاد گسل‌های نرمال (جهت دید ناظر رو به شمال باختر). (B) فاز دوم ایجاد درزه‌های جوانتر (جهت دید ناظر رو به شمال باختر).

6- نتیجه گیری

نتایج حاصل از تحلیل خش‌لغزهای گسلی، روند و موقعیت تنش‌های محلی گسل نرمال، به ترتیب σ_1 بعنوان بیشترین تنش محلی با روند NW و شیب نزدیک به قائم، σ_3 کمترین تنش محلی با روند NE شیب نزدیک به افقی و σ_2 متوسط تنش محلی با روند SE می‌باشد و موقعیت فضایی تنش‌ها بترتیب σ_1 ، $71^\circ W$ ، 76° ، 2° ، $57^\circ E$ ، 12° ، σ_2 و 3° ، $31^\circ E$ ، 70° و گسل امتدادلغز به ترتیب σ_1 بعنوان بیشترین تنش محلی با روند NE و شیب نزدیک به افق، σ_3 کمترین تنش محلی با روند NW شیب نزدیک به افقی و σ_2 متوسط تنش محلی با روند SE شیب نزدیک به قائم می‌باشد و موقعیت فضایی تنش‌ها بترتیب σ_1 ، 07° ، $31^\circ E$ ، 80° ، $84^\circ W$ ، 06° ، σ_2 و 3° بدست آمده است. مقدار φ (نسبت شکل تنش) بدست آمده از گسل‌های نرمال و امتدادلغز موجود در منطقه مورد مطالعه بترتیب $\varphi=0.89$ و $\varphi=1$ و مقدار R (رژیم زمین ساختی) بدست آمده از گسل‌های نرمال و امتدادلغز موجود در منطقه مورد مطالعه بترتیب $R=0.1$ و $R=0.5$ ، که بیانگر کشش محوری است. تمام مطالعات انجام گرفته در این پژوهش، روی گسل‌های نرمال تشکیل شده در سازند آهکی سروک (سنومانین - تورونین) و گسل‌های

امتدادلغز تشکیل یافته در سازند آسماری (الیگومیوسن) به علت گسترش قابل توجه آنها انجام گرفته است. دو فاز تکتونیکی از تحلیل خش‌لغزهای گسلی تشخیص داده شد، که به ترتیب فاز اول، سبب ایجاد شکستگی و ایجاد گسل‌های اصلی در محدوده مورد مطالعه شده است، به نظر می‌رسد این فاز تنش، بیشترین تاثیر را در تشکیل ساختارهای منطقه مورد مطالعه داشته و فاز دوم، بعنوان جوان‌ترین تنش حاکم بر منطقه، باعث ایجاد درزه‌های جوان شده است. در دو فاز تشخیص داده شده، جهات تنش‌های کششی و فشارشی حدود 15-20 درجه جابجایی ساعتگرد (راست گرد) نسبت به هم را نشان می‌دهند.

منابع

فخاری، م.، 1358 نقشه زمین شناسی کازرون 1/100000،

شرکت ملی نفت ایران.

Agard, P., Omradi, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geology Magazine*, 10, 1-34.

Allmendinger, R., 2011. Program FaultKin 5.0.

- Angelier, J. and Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: La méthode des dièdres droits. *Bulletin Société Géologique de France*, 19, 1309–1318.
- Angelier, J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, 11, 37–50.
- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, 89, 5835–5848.
- Angelier, J., 1994. Inversion of brittle tectonic data in order to determine Stress & Tensor: Faults, non faults and pressure – tension structures. *Geology France*, 18, 211–219.
- Armijo, R., Carey, E. and Cisternas, A., 1982. The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics*, 82, 145–160.
- Authemayou, C., Chardon, D., Bellier, O., Malekzade, Z. and Shabanian, Z., 2006. Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran). *Tectonics*, 25, 48–59.
- Arthaud, F., 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 11, 5, 729–737.
- Berberain, M., 1995. Master blind thrust fault hidden under the Zagros folds: Active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241, 143–224.
- Carey, E. and Brunier, B., 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris D279*, 891–894.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. and Daigniers, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3, 51–65.
- Falcon, N., 1974. Southern Iran: Zagros Mountains. In *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts: Data for orogenic studies* (Ed. A. M. Spencer). Geological Society of London, Special Publication, 4, 199–211.
- Falcon, N.L., 1967. The geology of the northeast margin of the Arabian basement shield. *Advance Sciences*, 15, 31–42.
- Federico, L. and Crispini, G., 2010. Fault-slip analysis and transpressional tectonics: A study of Paleozoic structures in northern Victoria Land, Antarctica. *Journal of Structural Geology*, 32, 667–684.
- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, New York, 463.
- Leturmy, P., Molinaro, M. and Frizon de Lamotte, D., 2010. Structure timing and morphological signature of hidden reverse basement faults in the Fars Arc of the Zagros (Iran). In *Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic–Cenozoic* (Eds P. Leturmy and C. Robin). Geological Society of London, Special Publication, 330, 121–38.
- Kent, P.E., 1979. The emergent Hormuz salt plugs of southern Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 2, 2, 117–144.
- Lisle, R. J., 1987. Principal stress orientations from faults: An additional constraint. *Tectonics*, 1, 155–158.
- Mouthereau, F., Lacombe, O. and Meyer, B., 2006. The Zagros folded belt (Fars, Iran): constraints from topography and critical wedge modeling. *Geophysical Journal International*, 165, 336–56.
- Ramsay, J. and Lisle, R., 2000. The techniques of modern structural geology, Applications of Continuum Mechanics in Structural Geology, 3. Academic Press, London, 683.
- Sarkarinejad, K. and Azizi, A., 2008. Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran. *Journal of Structural Geology*, 30, 116–136.
- Sepehr, M., 2001. The tectonic significance of the Kazerun fault zone, Zagros fold-thrust belt, Iran. Ph.D. Thesis, Imperial College University of London, 186.
- Sepehr, M. and Cosgrove, J. W., 2004. Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 829–43.

- Talebian, M. and Jackson, J., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. *Geophysical Journal International*, 156, 506-526.
- Twiss, R.J. and Unruh, A., 1998. Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate? *Journal of Geophysical Research*, 103, 12202- 12222.
- Zalohar, J. and Vrabec, M., 2007. Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data, The Gauss method. *Journal of Structural Geology*, 29 , 1798-1810.
- Zalohar, J., 2009. Program T-TECTO 3.0 Professional.

TECTONICS

Tectonics
Vol:3, Nov 2015
97-116



Paleostress and kinematic analyses by using fault slickenline of the Qaemyeh, south western Iran

Khalil Sarkarinezhad¹, Pezhman Vaghari², Zahra Kamali^{3*}

1. Professor, Department of Earth Sciences, School of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran
2. Master Science, Department of Earth Sciences, School of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran.
3. PhD student, Department of Geology, School Sciences, Birjand University, Birjand, Iran.

Abstract

The Qaemyeh area is located in 100 km west of the Shiraz city and 40 km north of Kazerun city. The Qaemyeh fault was formed by segmentation of the Kamarij fault as part of the active Kazerun strike-slip fault. This fault is part of the Zagros Foreland Folded Belt. The study area includes the normal component of dextral strike-slip fault cut the Gurpi, Pabdeh and Sarvak formations, and the other right-lateral strike-slip fault cut Asmari formation. The fault is low angle Riedel shear fractures that follow the pattern of the Kazerun fault. Analysis of the slicken lines of the fault plane were performed in order to reconstruct the orientations effective stress by using fault-slip graphical inversion method. The calculated plunges and trends of the principal stresses of the normal fault are σ_1 76°, S71°W, σ_2 06°, S60°E and σ_3 is 70°, N31°E, 70° and for the strike-slip fault, σ_1 are NE, N31°E, 07°, σ_2 is SE, S84°W, 70°, and σ_3 S60°E, 06° respectively. Based on the study of fault-slip data and slickenside lineation, using the multiple inverse methods, two phases of stress are recognized. An early tension stress field caused faulting in the area, while the later stress phase is resulted by occurrence of young fracture system in the area. The tectonic regime of prevailing in the region by ratio $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ is extension. The stress field around faults is related of the Kazerun fault activities.

Key word: Riedel shear fractures; Deformation phases; Zagros Foreland Folded Belt; Multiple inverse methods