

تحلیل تنش دیرینه و تفکیک فازهای تنش با استفاده از خش‌لغزهای گسلی فروبوم دشت ارژن، جنوب باختر ایران

زهرا کمالی^{(۱)*} و خلیل سرکاری‌نژاد^۲

۱. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند

۲. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز

تاریخ دریافت: ۹۱/۹/۱۲

تاریخ پذیرش: ۹۲/۴/۲

چکیده

فروبوم دشت ارژن با جهت شمال خاور، در ۶۵ کیلومتری باختر شیراز در اثر فعالیت قطعه‌هائی از گسل فعال کره‌بس تشکیل شده است. این فروبوم کششی، به‌وسیله گسل‌های مرزی ارژن خاوری و باختری که عمود بر طاق‌دیس کوه شاه‌نشین و سلامتی می‌باشد، محصور است. در این بررسی برداشت اطلاعات از خش‌لغزها، منظور بازسازی جهت‌گیری دیرینه تنش موثر در تشکیل فروبوم دشت ارژن با روش گرافیکی صورت گرفته است. موقعیت و روند استرس‌های محلی σ_1 ، $N23^\circ E, 72^\circ$ ، σ_3 ، $S58^\circ E, 26^\circ$ و σ_2 ، $S34^\circ W, 10^\circ$ می‌باشند. بر اساس مطالعه خش‌لغز گسل‌ها با استفاده از روش وارونگی چند مرتبه‌ای می‌توان انتظار دو فاز را در منطقه داشت. فاز تنش کهن به‌صورت کششی، سبب شکل‌گیری گسل‌ها با روند جنوب باختر شده است. فاز دوم تنش سبب ایجاد درزه‌های جوان در منطقه شده است.

واژه‌های کلیدی: بازسازی، خش‌لغز، فروبوم دشت ارژن، کمربند چین‌خورده ساده زاگرس.

مقدمه

تنش و تنش دیرینه محلی گسترش یافته است این‌گونه 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 تنشی پیش‌رونده در سکوه‌های قاره‌ای باشد. مطالعه دگرشکلی شکننده در سکوه‌های قاره‌ای، کلیدی برای بازسازی تحولات ناحیه‌ای است (Bergerat, 1994). روش‌های متفاوتی برای تحلیل داده‌ها توسط زمین‌شناسان ساختاری مورد بررسی قرار گرفته است. از میان روش‌های موجود برای اندازه‌گیری تانسورهای تنش دیرینه، روش‌های ریاضی مبتنی بر وارونگی داده‌های لغزش گسلی مورد توجه بسیاری قرار گرفته است. این‌گونه تحلیل‌ها از تانسور تنش، می‌تواند برای ساز و کار کانونی زمین لرزه نیز کاربرد داشته باشد. به تازگی تحلیل ساختارهای کششی و فشارشی (درزه‌ها و

نوار چین‌خورده زاگرس، به‌تدریج از سمت شمال خاور به یک منطقه رورانده منتهی می‌شود (سامانه راندگی زاگرس) و در نتیجه زونی گسل‌خورده و فعال پدید می‌آید که به‌صورت نواری باریک و طویل با عرض ۱۰ تا ۷۰ کیلومتر بین کمربند دگرگونی فشار بالا - درجه حرارت پائین سنندج - سیرجان و زاگرس چین‌خورده و به موازات قرار دارد. این بخش از زاگرس از آن جهت که داخلی‌ترین بخش زاگرس را تشکیل می‌دهد، زاگرس داخلی می‌گویند. تغییر شکل در زاگرس خاوری (فارس)، شامل کوتاه‌شدگی موازی با همگرایی است (Talebian and Jackson, 2004). لازمه این تغییرات، کوتاه‌شدگی در امتداد کمربند زاگرس است که می‌تواند در اثر عملکرد گسل‌های کازرون، کره بس، سبزپوشان و سروسندان ایجاد شود. طی چند دهه اخیر، روش‌های بسیاری برای تعیین محورهای

* نویسنده مرتبط zahrakamali84@gmail.com

متعددی و به روش‌های گوناگون صورت گرفته است. دو روش بیشترین کاربرد را جهت برآورد تانسور تنش گسل‌ها توسط دانشمندان پیشنهاد شده است، که این روش‌ها شامل، روش گرافیکی^۳ (Arthaud, 1969; Angelier and Mechler, 1977)، روش عددی^۴ (Carey and Bru- Lisle, 1987) و روش تکنیک‌های عددی^۴ (Lisle, 1987; Armijo et al., 1982; Etchecopar et al., 1981; Angelier, 1984, 1989; Michael, 1984) می‌باشند.

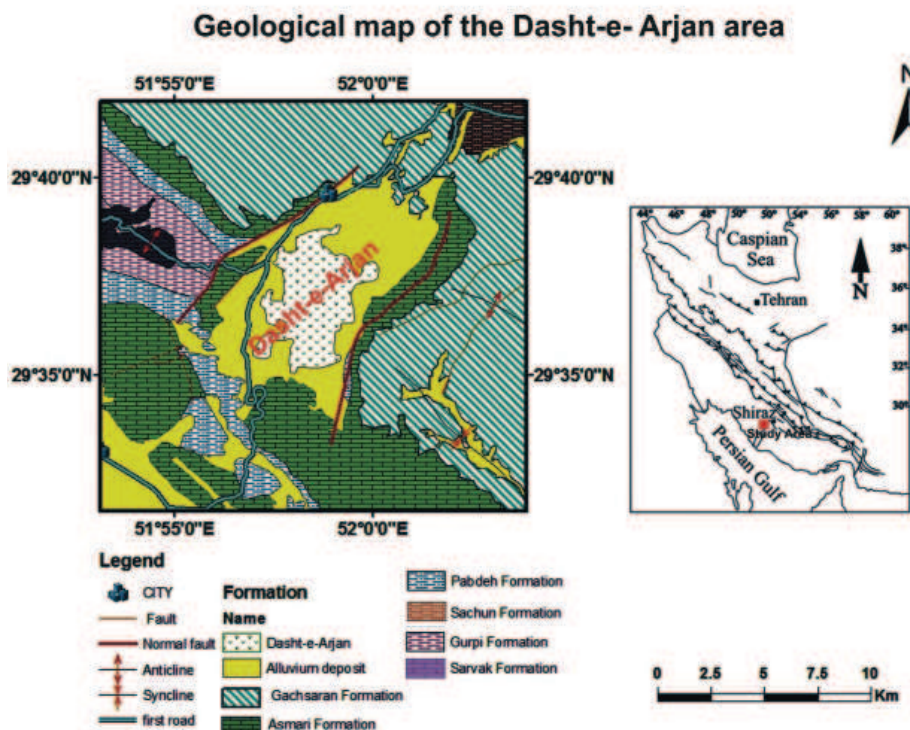
منطقه مورد مطالعه در زاگرس چین‌خورده واقع شده است (Sarkarinejad and Azizi, 2008). تالاب دشت ارژن از جمله اکوسیستم‌های مهم و با ارزش استان فارس می‌باشد که بیش از ۱۰۰۰ هکتار وسعت دارد و در ۶۵ کیلومتری جنوب باختری شیراز قرار گرفته و دارای آب شیرین می‌باشد و حداکثر عمق آب این تالاب در فصل پر آبی ۴ متر و متوسط عمق ۱ متر می‌باشد. این منطقه در موقعیت جغرافیایی با طول خاوری $51^{\circ}11'54''$ - $52^{\circ}36'57''$ و عرض جغرافیایی شمالی $29^{\circ}21'05''$ - $29^{\circ}54'45''$ قرار گرفته است و بیشتر بیرون‌زدگی آن از آهک تشکیل شده است که دلیل آن وجود سازندهای آسماری، سروک، پابده و گورپی است. این منطقه ۱۰ کیلومتر مربع تالاب و حدود ۳۲/۵ کیلومتر مربع دشت و منطقه کوهستانی می‌باشد (گزارش اداره آب منطقه جنوب (فارس)، ۱۳۴۲). این محدوده عمدتاً توسط لایه‌های رسوبی به ضخامت بیشتر از ۱۰ کیلومتر پوشیده شده است. شکل (۱) نقشه زمین‌شناسی منطقه را نشان می‌دهد.

استیلولیت‌ها) نیز در کنار این روش‌ها قرار گرفته‌اند (Angelier, 1994a).

روش‌های بازسازی تنش قدیمی مبنی بر تعبیر مکانیکی انواع عناصر ساختاری یا عناصر ریزساختاری سنگ‌های طبیعی به‌منظور تکامل تکتونیکی گذشته توسط زمین‌شناسان ساختاری ارائه گردیده است و ساختارهایی مانند خش‌لغزها مورد توجه قرار گرفته است. بدین منظور محققان به شناخت سوگیری تنش، تنش‌های هم‌زمان در محل اندازه‌گیری و یا ساز و کار کانونی زمین لرزه در تخمین سوگیری تنش قدیمی استفاده نموده‌اند (Lacombe, 2007).

در این پژوهش بررسی‌های دقیق صحرایی بر مبنای داده‌های لغزش گسلی^۱ صورت گرفته از روش گرافیکی استفاده شده است. مسئله وارونگی شامل مشخص کردن تانسور اصلی تنش با توجه به جهت‌ها و سوی لغزش بر روی گسل‌های متعدد است و فرض اصلی بر این است که هر لغزش گسلی که با خطوط لغزشی مشخص شده است، جهت و سوایی از تنش برشی را داراست که به یک تانسور تنش واحد مربوط می‌شود (Angelier, 1994b).

برداشت خش‌لغزهای گسلی به‌منظور تعیین روند دیرینه تنش‌های فشارش و کشش با روش وارونگی لغزش گسلی در ۶ ایستگاه ($S_1=19, S_2=25, S_3=21, S_4=28, S_5=25, S_6=15$) در طول سازند آهکی و صخره‌ساز آسماری به سن الیگومیوسن انجام شده است. تعیین تنش قدیمی^۲ در سال‌های متمادی توسط پژوهشگران



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی دشت ارژن (فخاری، ۱۳۵۸).

1. Fault-slip inversion technique
2. Paleostress
3. Graphical methods
4. Numerical techniques

کرد. زیرا در منطقه اثری از طبقات چینه‌ای فرادیواره وجود ندارد. گسل ارژن باختری پرتگاه گسلی با شیب 75° و جابجایی قائم حدود ۱۵۰ متر (شکل ۲C) و همچنین پرتگاه گسلی ارژن خاوری با شیب 79° و دارای ارتفاع حدود ۵۰۰ متر جابجایی نزدیک به قائم را نشان می‌دهد (شکل ۲D). دلیل اختلاف ارتفاع می‌تواند وجود سازند آهکی و صخره‌ساز آسماری که در تمام منطقه رخنمون دارد، باشد.

از لحاظ ساختاری این منطقه علاوه بر دو گسل نرمال شامل طاقدیس‌های سلامتی، شاه‌نشین (دالو) و بیل و یک ناودیس (دم اسپ) می‌باشد. با فعالیت گسترده بلوک‌های گسلی، ساختارهایی چون آینه‌های گسلی، برش گسلی (شکل ۳) و شیارهای حرکت گسلی در منطقه رخنمون یافته‌اند، شکل (۴) موقعیت منطقه مورد مطالعه را نسبت به قطعات گسل امتدادلغز کره‌بس نشان می‌دهد.

دشت ارژن از نظر زمین‌شناسی، یک فروبوم است که توسط گسل ارژن باختری با روند $N45^\circ E, 78^\circ SE$ (شکل ۲A) و گسل ارژن خاوری دارای روند $N55^\circ E, 70^\circ NW$ (شکل ۲B) ایجاد شده است. حرکات گسلی در این منطقه نرمال با مولفه چپگرد است. این حرکت چپگرد توسط جابجایی و تقاطع شاخ آب (خلیج باریک) و همچنین جهت حرکت بلوک‌های گسلی با استفاده از خط‌خس‌های اندازه‌گیری روی صفحه گسلی مشخص می‌شود. متوسط زاویه انحراف از افق اندازه‌گیری شده روی آینه‌های گسلی ارژن خاوری و باختری ($56^\circ - 87^\circ$) می‌باشد. اما با وجود دو گسل نرمال موجود در منطقه کج‌شدگی چینه‌ای مشاهده نشده است. همچنین یکی از نمودهای ظاهری گسل‌های نرمال گم‌شدگی چینه‌ای در اثر حرکت رو به پایین طبقات فرادیواره می‌باشد که این حالت را خوب در این فروبوم می‌توان مشاهده



شکل ۲. A) دیواره گسلی ارژن باختری جهت دید ناظر به شمال باختر، B) دیواره گسلی ارژن خاوری جهت دید ناظر به شمال خاور، C) پرتگاه گسلی ارژن باختری جهت دید ناظر به باختر، D) پرتگاه گسلی ارژن خاوری جهت دید ناظر به خاور.

روش مطالعه

این برداشت‌ها ۱۲۳ مورد متعلق به صفحات لغزش گسلی و خش‌لغزهای روی گسل‌ها می‌باشند. متوسط زاویه انحراف از افق اندازه‌گیری شده روی آینه‌های گسلی ارژن خاوری و باختری (56° – 87°) می‌باشد، برای تعیین تحولات تنش در واحد آسماری، ابتدا مشخصات صفحه گسلی برداشت شد، پس از تشخیص خطوط خش‌لغز و برداشت مشخصات آنها سوی لغزش مشخص شده است. استریونت‌ها در اشکال (۸ و ۹) محورهای فشارش و کشش حاکم بر منطقه برای ۶ ایستگاه مطالعه شده با استفاده از برنامه Faultkin5winbeta نشان داده شده است.

از آنالیز داده‌های خش‌لغز گسلی می‌توان روند و موقعیت فضایی استرس‌های محلی را تشخیص داد که به ترتیب برای σ_1 به عنوان بیشترین تنش محلی روند NNE و شیب نزدیک به قائم و برای σ_3 کمترین تنش محلی روند SE شیب نزدیک به افقی و σ_2 متوسط تنش محلی روند SW می‌باشد و موقعیت فضایی استرس‌ها به ترتیب σ_1 ، 72° ، $N23^{\circ}E$ ، 26° ، $S58^{\circ}E$ ، و $S34^{\circ}W$ ، σ_2 ، 10° به دست آمده است (شکل ۱۰).

در تعیین استرس قدیمی معکوس شده براساس داده‌های لغزش گسلی با استفاده از نرم‌افزار T-Tecto 3 دو فاز مختلف تغییر شکل تعیین شد. در این روش تحلیل تنش، فرض بر این است که خش‌لغزهای 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 خش‌لغزهای آن شده است (Nuretdin et al, 2003). این فازها به ترتیب ۱ و ۲ تغییر شکل‌های جوان‌تر را نشان می‌دهند. بطوری‌که جوان‌ترین مرحله مربوط به فاز دوم می‌باشد (شکل ۱۱ A, B).

برداشت خش‌لغزهای گسلی به منظور تعیین روند دیرینه تنش‌های فشارش و کشش و تفکیک فازهای تکتونیکی با روش وارونگی لغزش گسلی در ۶ ایستگاه ($S_1=19$, $S_2=25$, $S_3=21$), $S_4=28$, $S_5=25$, $S_6=15$) در طول سازند آهکی و صخره‌ساز آسماری به سن الیگومیوسن انجام شده است و محورهای کشش و فشارش با استفاده از نرم‌افزار Faultkin5winbeta و فازهای تکتونیکی با استفاده از نرم‌افزار T-Tecto 3 تعیین شده است. شکل (۵) خش‌لغزهای برداشت شده از صفحه‌های گسلی را نشان می‌دهد و شکل (۶) توزیع خش‌لغزهای گسلی برداشت شده روی نقشه ساختاری دشت ارژن را نشان می‌دهد.

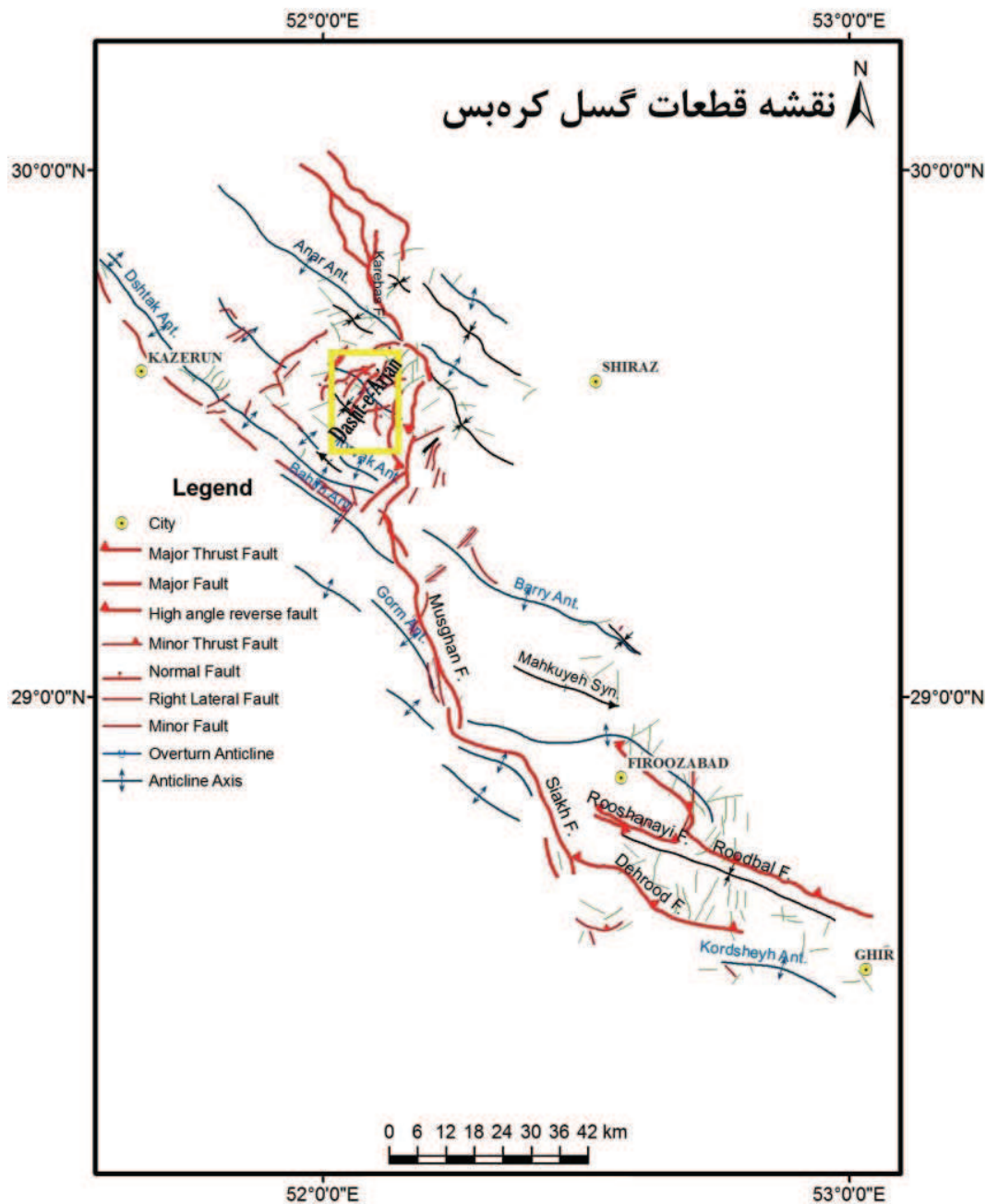
در شکل (۷) نقطه مکانی، موقعیت و محل تصاویر صحرایی تهیه شده از مطالعات صحرایی دشت ارژن بر روی مدل رقومی ارتفاع (DEM) نمایش داده شده است.

بحث

جمع‌آوری داده‌ها خط‌هایی را به همراه دارد و منجر می‌شود که پراکندگی در الگوهای تنش محلی رخ دهد و حرکات گسلی نیز به روی یکدیگر تاثیر گذارند. از این رو باید در عمل بهترین جورشدگی را در بین تمام داده‌های لغزش گسلی که متعلق به یک رویداد زمین‌ساختی هستند، جستجو کرد. برای شناخت و بررسی آرایش محورهای تنش دیرینه در این پژوهش، برداشت‌های ساختاری به شیوه مستقیم صحرایی صورت پذیرفت، داده‌های برداشت شده در ۶ ایستگاه دسته‌بندی شده‌اند. تمام ایستگاه‌ها در سازند آسماری به سن الیگومیوسن می‌باشند که از میان



شکل ۳. دیواره گسلی ارژن باختری به همراه برش گسلی (جهت دید ناظر به شمال باختر).



شکل ۴. موقعیت فروبوم دشت ارژن نسبت به قطعات گسل کره بس (حسینی و محبی، ۱۳۷۴؛ فخاری ۱۳۵۸)

مورد مطالعه دو فاز مختلف تغییر شکل و رژیم کشش را تحمل کرده است. دو فاز تکتونیکی تشخیص داده شده به ترتیب فاز اول تنش، سبب ایجاد شکستگی و گسل‌های اصلی (با روند شمال خاور - جنوب باختر) و درزه‌هایی با پرشدگی و سیمان‌شدگی در محدوده مورد مطالعه شده است (شکل ۱۲A). به نظر می‌رسد این فاز تنش که ساختار کلی محدوده را شکل داده باشد. فاز دوم به‌عنوان جوان‌ترین تنش حاکم بر منطقه باعث ایجاد درزه‌های جوان شده است (شکل ۱۲B).

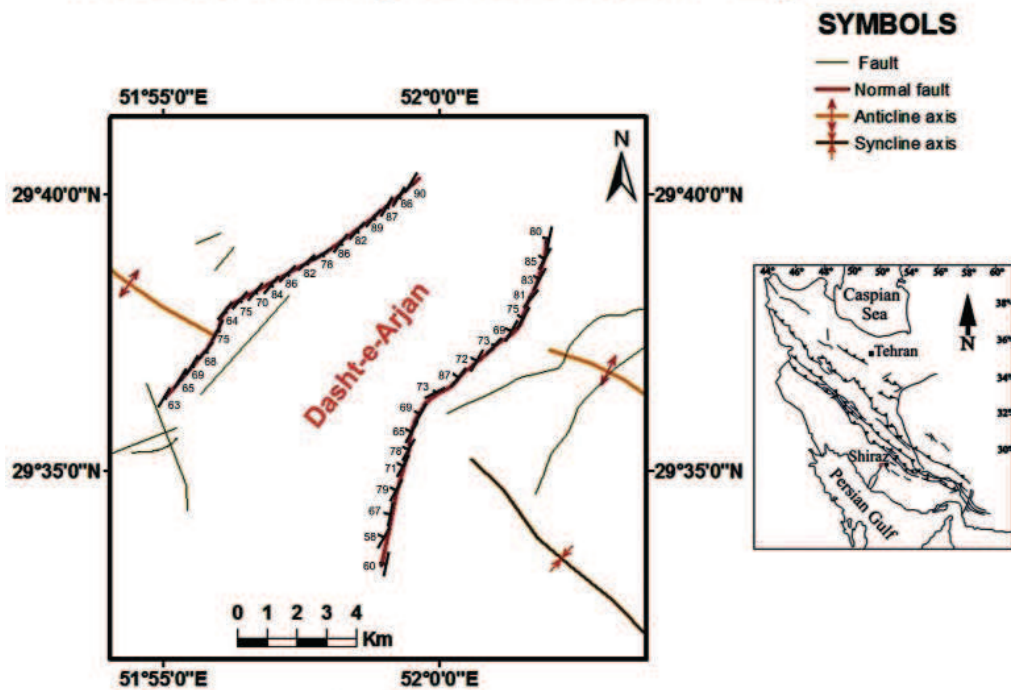
تحلیل وارون‌سازی

مطالعه خش‌لغزهای گسل‌ها و درزه‌های شکل گرفته در محدوده با استفاده از روش وارونگی چند مرتبه‌ای با نرم‌افزار T-TECTO 3 می‌توان انتظار دو فاز تنش را در منطقه داشت. در فاز اول از تغییر شکل تکتونیکی σ_2 و σ_3 کاملاً افقی بوده و σ_1 کاملاً قائم می‌باشد. در فاز دوم از تغییر شکل، σ_3 نزدیک به افقی و σ_2 کاملاً افقی بوده و σ_1 قائم می‌باشد. این دو فاز حالت گسلش نرمال را با توجه به جهت‌گیری استرس‌ها نشان می‌دهند. (Nuretdin et al, 2003) به‌طور کلی از این روش آنالیز می‌توان به این نتیجه پی برد که منطقه

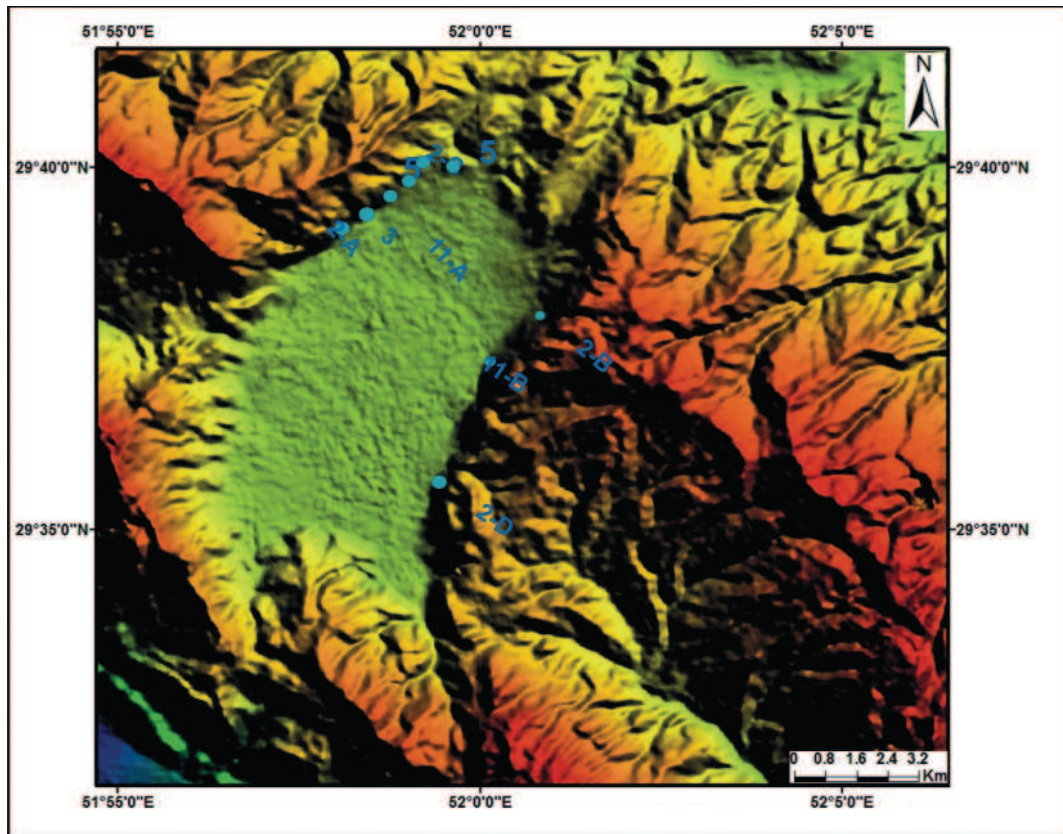


شکل ۵. خش لغزهای برداشت شده از آینه گسلی ارژن باختری (جهت دید ناظر رو به شمال باختر).

Structural map of the Dasht-e-Arjan area

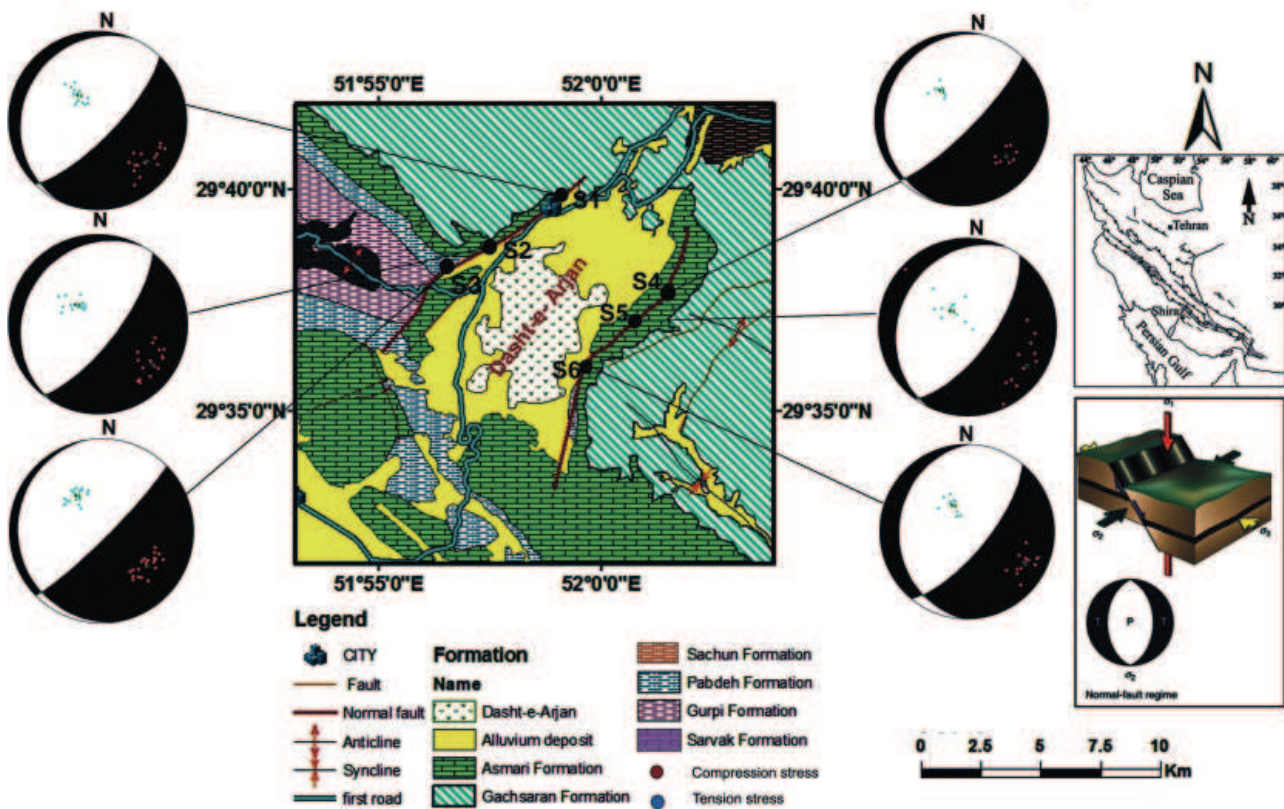


شکل ۶. توزیع خش لغزهای گسلی برداشت شده روی نقشه ساختاری دشت ارژن.



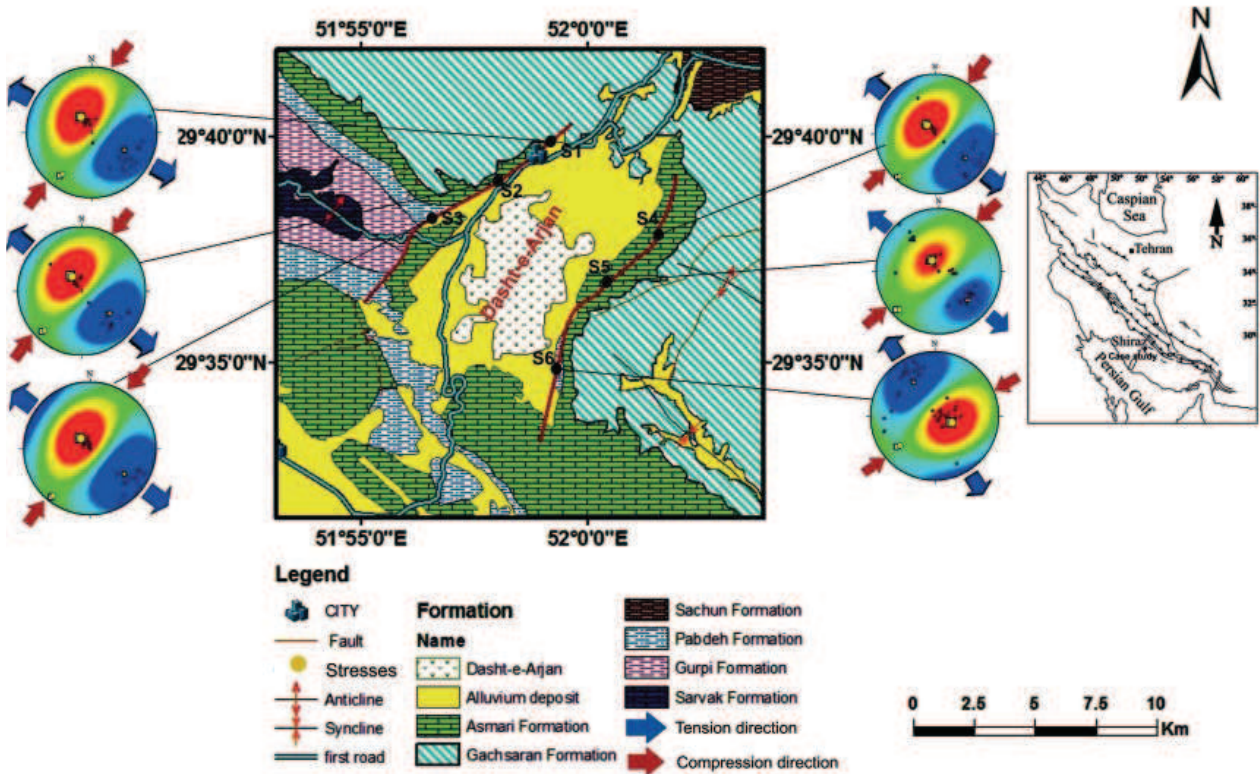
شکل ۷. نقطه مکانی و موقعیت تصاویر صحرایی تهیه شده بر روی مدل رقومی ارتفاع DEM.

Compression and tension directions and Focal mechanisms of the Dasht-e Arjan area

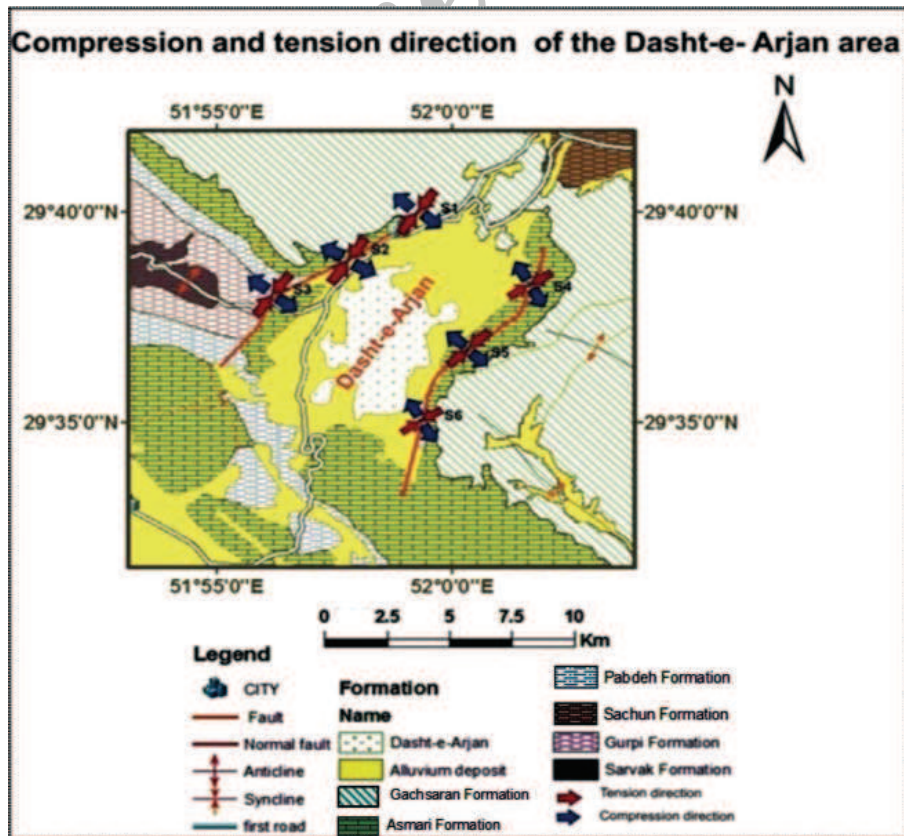


شکل ۸. موقعیت فضایی محورهای تنش به همراه سازوکار کانونی منطقه دشت ارژن.

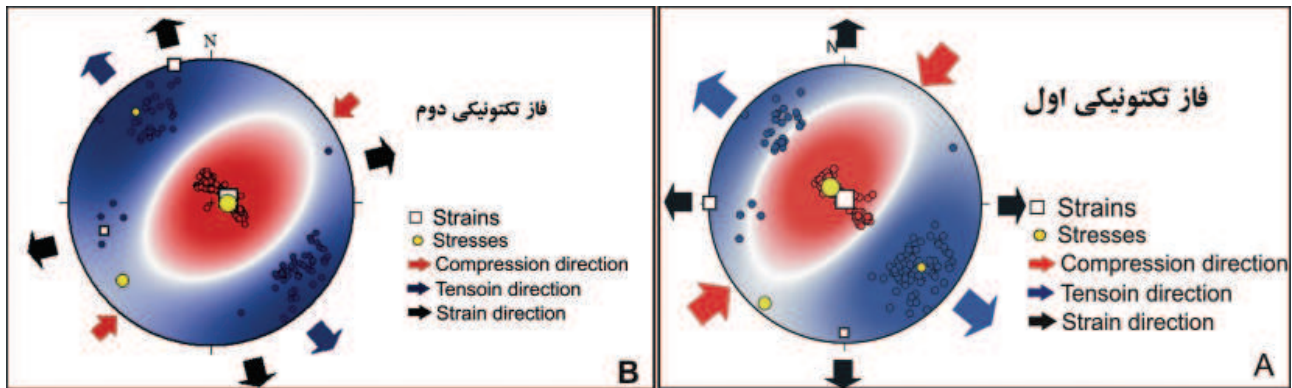
Compression and tension stress of the Dasht-e-Arjan area



شکل ۹. موقعیت فضایی محورهای تنش منطقه دشت ارژن.



شکل ۱۰. سوگیری فشارش و کشش حاصل از تحلیل داده‌های خوش‌لغزهای گسلی با روش وارونگی لغزش گسلی.



شکل ۱۱. (A) فاز تکتونیک اول (B) فاز تکتونیک دوم به دست آمده برای کل منطقه به روش وارون سازی



شکل ۱۲. (A) فاز اول سبب ایجاد شکستگی و گسل های اصلی و درزه هایی با پرشدگی و سیمان در دیواره گسلی ارژن باختری شده است (جهت دید ناظر رو به شمال باختر و B) فاز دوم سبب ایجاد درزه های جوان شده است (جهت دید ناظر رو به شمال خاور).

جوان شده است، تنش کششی ایجاد کننده این درزه ها در جهت شمال باختر- جنوب خاور می باشد. دو فاز تشخیص داده شده جهت کشش و فشارش حدود ۲۰ درجه جابجایی ساعتگرد نسبت به هم را نشان می دهند.

سپاسگزاری

از قطب زمین شناسی زیست محیطی علوم زمین دانشگاه شیراز که بخشی از امکانات این تحقیق را فراهم نموده اند تشکر می نمایم.

منابع

- گودرزی، م.، ۱۳۴۲. بررسی هیدرولوژی منطقه دشت ارژن (فارس). اداره آب منطقه جنوب (فارس)، ۱۲۴.
- حسینی، ز. و محبی، م.، ۱۳۷۳. نقشه زمین شناسی شوراب ۱/۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- فخاری، م.، ۱۳۵۸. نقشه زمین شناسی کازرون ۱/۱۰۰۰۰۰. شرکت ملی نفت ایران.

نتیجه گیری

نتایج حاصل از بررسی ساختاری روند و موقعیت تنش های محلی به ترتیب برای σ_1 به عنوان بیشترین تنش محلی، روند NNE و شیب نزدیک به قائم و برای σ_3 کمترین تنش محلی، روند SE و شیب نزدیک به افقی و 2σ که متوسط تنش محلی است، روند SW با موقعیت فضایی بترتیب σ_3 , S58°E, 26°, σ_1 , N23°E, 72°. جهت گیری σ_1 نزدیک σ_1 , S34°W، به دست آمده است. به عمود است که مطابق با تئوری اندرسون برای گسلش نرمال می باشد. با توجه به اینکه فروبوم دشت ارژن در جهت عمود بر محور چین تاقدیس شاه نشین (دالو) تشکیل شده است، راستای تنش های آن با تنش کلی منطقه (زاگرس) یکی می باشد. دو فاز تکتونیک تشخیص داده شد که به ترتیب فاز اول سبب ایجاد شکستگی و گسل های اصلی (با روند شمال خاور- جنوب باختر) و درزه هایی با پرشدگی و سیمان شدگی در محدوده مورد مطالعه شده است. به نظر می رسد این فاز تنش، بیشترین تاثیر را در تشکیل ساختاری های منطقه مورد مطالعه داشته است. فاز دوم به عنوان جوان ترین تنش حاکم بر منطقه، باعث ایجاد درزه های

- 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., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. Journal of Geophysical Research, 89, 5835–5848.
- Angelier, J., 1994a. Inversion of brittle tectonic data in order to determine Stress & Tensor: Faults, non faults and pressure – tension structures. Geology France, 211-219.
- Angelier, J., 1994b. Fault slip Analysis & paleostress reconstruction In. Continental Deformation , pergamon press Ltd, 4, 53-100.
- Armijo, R., Carey, E. and Cisternas, A., 1982. The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. Tectonophysics, 82, 145–160.
- 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.
- Bergerat, F., 1994. From Inversion methods to paleostress Field reconstructions in platforms , Chains and Basins an over-view. Some examples in Western and Central Europe. Peri-Tethyan platforms, 159-178.
- 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.
- Lacombe, O., 2007. Comparison of paleostress magnitudes from calcite twins with contemporary stress magnitudes and frictional sliding criteria in the continental crust: Mechanical implications. Journal of Structural Geology, 29, 86-99.
- Lisle, R.J., 1987. Principal stress orientations from faults: An additional constraint. Tectonics, 1, 155-158.
- Michael, A.J., 1984. Determination of stress from slip data, faults, and folds. Journal of Geophysical Research, 89, 11517-11526.
- Nuretdin, K., Stanley H. W. and Paul M. V., 2003. Kinematic and structural development of the Cankiri Basin (Central Anatolia, Turkey): a paleostress inversion study. Tectonophysics, 364, 85–113.
- 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.
- 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.