

تحلیل مزوسکوپی و میکروسکوپی روند دیرینه تنش و واتنش با استفاده از دوقلویی-e و محور c- کلسیت‌های آینه‌های گسلی و خش لغزهای گسلی فروبوم دشت ارژن، جنوب باختر ایران

خلیل سرکاری‌نژاد^۱ و زهرا کمالی^{۲*}

^۱ استاد، بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران.

^۲ دانشجوی دکترا، بخش علوم زمین، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۸/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۱/۲۷

چکیده

فروبووم دشت ارژن با جهت شمال خاور در ۶۵ کیلومتری باختر شیراز در اثر فعالیت قطعه‌هایی از گسل فعال کره‌بس تشکیل شده است. این فروبووم کششی بخشی از کمربند چین‌خورده ساده زاگرس است که به وسیله سامانه گسل مرزی ارژن خاوری و باختری و عمود بر طاق‌دیس کوه شاه‌نشین و سلامتی دربر گرفته شده است. نمونه‌برداری جهت‌دار از آینه‌های گسلی دو گسل مرزی برای بازسازی سوگیری دیرینه تنش در تشکیل فروبووم دشت ارژن انجام شده است. از بررسی مزوسکوپی شامل داده‌های خش‌لغز گسلی برداشت شده از دو گسل موجود در منطقه که با روش وارونگی (Inversion Method) لغزش گسلی انجام شده است، روند دیرینه تنش‌های فروبووم دشت ارژن بر پایه تجزیه خش‌لغزها به ترتیب برای σ_1 روند $E 26^\circ N$ ، 70° و برای σ_3 روند $E 40^\circ S 25^\circ$ به دست آمده است. بررسی میکروسکوپی مقاطع نازک صفحات XY و XZ نمونه‌های جهت‌دار نشان‌دهنده آن است که این مقاطع از کلسیت‌های نمونه-I و نمونه-II دوقلویی-e تشکیل شده است. اندازه‌گیری دوقلویی-e و محور c- کلسیت‌ها با استفاده از صفحه میکروسکوپ نوری قطب‌بند پنج محوری برای تعیین محورهای "تنش" (P) و "کشش" (T) انجام شده است. مقدار متوسط به دست آمده برای محور زیر-عمود بیشینه تنش اصلی σ_1 است و مقدار متوسط به دست آمده برای محور اصلی کمینه تنش در اطراف فروبووم دشت ارژن $E 35^\circ N \pm 11/72^\circ$ است و مقدار متوسط به دست آمده برای محور اصلی کمینه تنش در اطراف فروبووم دشت ارژن $E 35^\circ S \pm 9/32^\circ$ است. میدان تنش اطراف گسل‌های مرزی فروبووم وابسته به میدان تنش فعالیت گسل کره‌بس است.

کلیدواژه‌ها: کمربند چین‌خورده ساده زاگرس، فروبووم دشت ارژن، خش‌لغز، دوقلویی-e کلسیت

*نویسنده مسئول: زهرا کمالی

E-mail: zahrakamali@birjand.ac.ir

۱- پیش‌گفتار

اندازه‌گیری و یا سازوکار کانونی زمین‌لرزه در برآورد سوگیری تنش کهن استفاده کرده‌اند (Lacombe, 2007).

دوقلویی در کلسیت یک سازوکار دگرشکلی مهم است که مستقل از دما بوده و تنش برشی بحرانی آن نیز کم است. برخلاف بیشتر سامانه‌های لغزشی، دوقلویی در دمای بسیار پایین و فشار محدود کننده رخ می‌دهد. دوقلویی، خود به تنهایی نمی‌تواند به ایجاد واتنش زیاد بیانجامد زیرا در این فرایند، تنها یک سامانه لغزشی مستقل به طور مؤثر می‌نماید، ولی در مقیاس دانه‌ها سبب ایجاد برش خوردگی ناپیوسته (Discontinuous Shearing) می‌شود که همین مسئله سبب ایجاد مقدار قابل توجهی از واتنش در مرز دانه‌ها می‌شود. در بررسی‌های میکروسکوپی از کانی کلسیت به عنوان ریزسنجنده طبیعی به منظور به دست آوردن سوگیری تنش‌های فشارش و کشش استفاده شده و ابزار بسیار مفیدی برای تعیین محدوده تنش‌های حاکم بر منطقه در فازهای دگرشکلی شکناست.

بیشتر کانی‌ها در ساختارهایشان سطوحی دارند که مستعد لغزش برای ایجاد دوقلویی هستند. این دوقلویی‌ها هم می‌توانند در هنگام باز بلورش به وجود آیند و هم در اثر دگرشکلی ایجاد شوند (Twiss & Moores, 1992). لغزش دوقلویی فرایندی است که در آن دوقلویی در اثر یک برش ساده موازی با صفحه دوقلویی به وجود می‌آید. نمونه‌های جهت‌دار دارای بلورهای کلسیت را که در محل لغزش گسل‌ها رشد کرده‌اند با احتیاط جدا کرده و در آزمایشگاه مقاطع نازک در دو جهت صفحه XY و صفحه XZ تهیه می‌شود و سپس با استفاده از میکروسکوپ نوری قطب‌بند مجهز به صفحات پنج محوری، قطب تیغه-e، (e-twin) و محور c- (c-axis) بلورهای دوقلوشده را اندازه‌گیری کرده، آنگاه با استفاده برنامه کامپیوتری CALStress که داده‌های خروجی آن به صورت پنج ستون مجزا شامل جهت‌گیری محور-c، قطب تیغه-e، جهت فشارش، جهت کشش و زاویه بین قطب-e و محور-c است، سپس با برنامه (Spheri Stat 2.2) استریوت‌های جداگانه برای ۹ ایستگاه نمونه‌برداری شده تهیه

نوار چین‌خورده زاگرس، به تدریج در سمت شمال خاور به یک منطقه روراندانه منتهی می‌شود (سامانه راندگی زاگرس) و در نتیجه پهنه‌ای گسل‌خورده و فعال پدید می‌آید که به صورت نواری باریک و طولیل با عرض ۱۰ تا ۷۰ کیلومتر میان کمربند فشار بالا-دما پایین سندانج-سیرجان و زاگرس چین‌خورده و به موازات آنها قرار دارد. این بخش از زاگرس را از آن رو که داخلی‌ترین بخش زاگرس را تشکیل می‌دهد، زاگرس داخلی می‌گویند. تغییر شکل در زاگرس خاوری (فارس)، شامل کوتاه‌شدگی موازی با همگرایی است (Talebian & Jackson, 2004). لازمه این تغییرات، کشیدگی در امتداد کمربند زاگرس است که می‌تواند در اثر گسل‌های کازرون، کره‌بس، سبزپوشان و سروسندان باشد. بر پایه نظر Authemayou et al. (2006) این سامانه گسلی در مقیاس کوهزاد (Orogen-Scale) به صورت گسل‌های راست‌الغز با آرایش دم‌اسبی (Horse Tail) در امتداد گسل فعال اصلی (MRF) قرار گرفته‌اند و لغزش راست‌گرد در طول (MRF) به سمت این روراندگی‌ها و چین‌های زاگرس، گسترش می‌یابد.

پیدا کردن محورهای اصلی تنش و واتنش با استفاده از عناصر ساختاری مانند چین‌خوردگی‌ها و بودن‌ها که در شرایط شکل‌پذیر در ژرفای زمین شکل می‌گیرند به دلیل چرخش آنها از ژرفا تا به سطح غیرممکن است. در گسل‌ها نیز به دلیل وجود سطوح ضعف از پیش موجود ممکن است الگوی شکستگی‌ها همانند موقعی نباشد که از الگوهای مکانیکی انتظار می‌رود و همچنین اعمال تنش با جهات دیگری سبب حرکت همان گسل‌ها در جهت مؤلفه‌های نیرو می‌شود تا اینکه شکستگی‌های تازه پدید آید.

روش‌های بازسازی تنش کهن بر پایه تعبیر مکانیکی تنوع عناصر ساختاری یا عناصر ریزساختاری سنگ‌های طبیعی به منظور تکامل زمین‌ساختی گذاشته توسط زمین‌شناسان ساختاری ارائه شده و ساختارهایی مانند خش‌لغزها مورد توجه قرار گرفته است. بدین منظور پژوهشگران به شناخت سوگیری تنش‌های همزمان در محل

جهت حرکت بلوک‌های گسلی با استفاده از ریک‌های اندازه‌گیری روی صفحه گسلی مشخص می‌شود. متوسط زاویه انحراف از افق اندازه‌گیری شده روی آینه‌های گسلی ارژن خاوری و باختری (87° - 56°) است. اما با وجود دو گسل نرمال موجود در منطقه کج‌شدگی چینه‌ای دیده نشده است، همچنین یکی از نمودهای ظاهری گسل‌های نرمال گم‌شدگی چینه‌ای در اثر حرکت رو به پایین طبقات فرادایواره است که این حالت را به خوبی در این فروبوم می‌توان دید، زیرا در منطقه اثری از طبقات چینه‌ای فرادایواره وجود ندارد. گسل ارژن باختری پرتگاه گسلی با شیب 75° و جابه‌جایی قائم حدود 150 متر و همچنین پرتگاه گسلی ارژن خاوری با شیب 79° و ارتفاع متوسط 500 متر جابه‌جایی نزدیک به قائم دارد، دلیل این همه اختلاف ارتفاع را می‌توان وجود سازند آهکی و صخره‌ساز آسماری که در همه منطقه رخنمون دارد، دانست (شکل ۲). از نظر ساختاری این منطقه افزون‌بر دو گسل نرمال شامل طاق‌دیس‌های سلامتی، شاه‌نشین (دالو) و بیل و ناودیس (دم اسبی) در محدوده مورد مطالعه است. به علت فعالیت گسترده بلوک‌های گسلی ساختارهای مرتبط با گسل مانند آینه‌های گسلی، برش گسلی (شکل ۳)، ناهمواری روی صفحه گسل (شکل ۴) و شیاری حرکت گسلی در منطقه رخنمون دارند شکل ۵ موقعیت منطقه مورد مطالعه را نسبت به قطعات گسل امتدادلغز کره‌بس نشان می‌دهد.

۳- بحث

دگرشکلی درون بلوری در بلورهای کلسیت در محدوده دمای پایین اثر می‌گذارد. این ماکل‌شدگی مکانیکی با تغییر شکل بلور احتمالاً در برش ساده در یک جهت خاص در صفحه بلورشناختی روی می‌دهد. بخش ماکل‌خورده دارای جهت بلورشناسی آینه‌ای نسبت به میزبان ماکل نخورده در طول صفحه ماکل است. ماکل برآمده توسط میکروسکوپ پلاریزان به راحتی قابل شناسایی است. برای درک دقیق تنش‌ها باید گفت:

- 1- جهت بلورشناسی نمونه مورد مطالعه تصادفی است (اگر پراکندگی یکنواخت باشد، پتروفابریک یکنواخت در نظر گرفته شده است).
- 2- ماکل‌شدگی یک فرایند غیر قابل برگشت است (Lacombe & Laurent., 1990). در ساختارهای شکنا در منطقه صفحات دارای کلسیت‌های رشته‌ای دیده می‌شوند. وجود این کلسیت‌ها زمینه‌ای را برای مطالعات ریز ساختاری بر پایه دگرشکلی کلسیت فراهم می‌کند. برخی از صفحات، کلسیت‌های ستبر دارند که از آنها دو یا سه مقطع عمود بر هم تهیه شده است. برای نتیجه‌گیری آماری بهتر و همچنین پوشش محورهای دستگاه U-stage باید سه مقطع عمود بر هم (Lacombe & Laurent, 1990) و یا دو مقطع عمود بر هم (Shelley, 1993) از هر نمونه دستی تهیه شود. جهت محورهای تنش فشارشی (P) و کششی (T) باعث ایجاد بیشینه تنش برشی در طول خط‌لغزش (Glide line) می‌شود، که با استفاده از بلورهای کلسیت انجام گرفته است. در هر مقطع نازک میان 50 تا 100 داده مربوط به زوج e-twin/c-axis اندازه‌گیری شده است. از آنجا که این کلسیت‌ها پس از شکل‌گیری سنگ میزبان به وجود آمده‌اند سوگیری فشارش آنها مربوط به زمان پس از شکل‌گیری چینه‌های سنگ است.

بر پایه رده‌بندی (Burkhard (1993); Groshong et al. (1984); Ferrill (1991); Ferrill et al. (2004) نازک نوع I و II در ژرفای کم دگرشکلی این نوع دوقلویی‌ها به ترتیب در درجه حرارت $170-200$ درجه سانتی‌گراد و ستبرای کمتر از $1\mu\text{m}$ و درجه حرارت $200-300$ درجه سانتی‌گراد و ستبرای بیشتر از $1\mu\text{m}$ تشکیل شده‌اند ولی نوع III و IV دارای دمای تشکیل زیاد بوده و احتمالاً در ژرفا شکل گرفته‌اند و رسیدن چنین ساختاری به سطح زمین با چرخش همراه است. بنابراین تیپ‌های I و II قابل اعتمادتر از بقیه هستند. همه نمونه‌های برداشت شده از منطقه مورد مطالعه دارای دوقلوی‌های نوع I و II بوده

شده است ($S_1=71, S_2=92, S_3=78, S_4=71, S_5=71, S_6=91, S_7=74, S_8=80, S_9=73$) که موقعیت آنها در روی نقشه زمین‌شناسی دشت ارژن آورده شده است (شکل ۱). در ادامه پژوهش در بخش بررسی مزوسکوپی برداشت خش‌لغزهای گسلی به منظور تعیین روند دیرینه تنش‌های فشارش و کشش با روش وارونگی لغزش گسلی در شش 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 کهن (Paleostress) در سال‌های متمادی توسط پژوهشگران بسیاری و به روش‌های گوناگون صورت گرفته است، دو روش که بیشترین کاربرد را در برآورد تنسور تنش گسل‌ها دارند و توسط دانشمندان پیشنهاد شده‌اند، روش گرافیکی (Graphical Methods) (Arthaud, 1969; Angelier & Mechler, 1977, Lisle, 1987) و روش‌های عددی (Carey & Brunier, 1974; Numerical Techniques; Etchecopar et al., 1981; Armijo et al., 1982; Angelier, 1984, 1989; Michael, 1984) هستند.

در این پژوهش از روش گرافیکی استفاده شده است. از توانمندی‌های این روش این است که از داده‌های لغزش گسلی که به صورت ناهمگون (هتروژن) و همگون (هموژن) با استفاده از چندین روش عددی مختلف از جمله Guass Method می‌تواند بهترین جورشدگی را بین تنسورهای تنش و واتنش برقرار کند، و همچنین آهنگ تنش عادی و برشی روی سطح گسل را محاسبه می‌کند (Zalohar, 2007). داده‌های خام حاصل از مطالعات صحرائی مورد نیاز این روش نوع گسل، جهت لغزش بلوک‌های گسلی با توجه به جهت ریک آنها و جهت‌گیری سطوح گسل هستند.

۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در زاگرس چین‌خورده قرار دارد (Sarkarinejad & Azizi, 2008). زاگرس چین‌خورده بخشی از محدوده چین-راندگی زاگرس است، کمر بند چین-راندگی زاگرس (ZFTB) به واسطه فروافتادگی دزفول به دو ایالت فارس و لرستان تقسیم می‌شود. تغییرات ساختاری و توپوگرافی سبب تقسیم‌بندی این کمر بند به دو قلمرو با روندهای SW, NE شده است (Agard et al., 2011). این دو قلمرو به ترتیب شامل: 1- کمر بند چین‌خورده ساده (SFB) تا محدوده خلیج فارس به صورت چین‌هایی با طول موج صدها کیلومتر به صورت به نسبت منظم ادامه یافته است (Falcon, 1974; Sepehr & Cosgrove, 2004; Mouthereau et al., 2006) این کمر بند شامل چندین گسل اصلی پنهان است (Berberian, 1995; Leturmy et al., 2010).

2- زاگرس مرتفع، که ارتفاع بیشتری نسبت به کمر بند چین‌خورده دارد. منطقه مورد مطالعه بیشتر توسط لایه‌های رسوبی با ستبرای بیش از 10 کیلومتر پوشیده شده، این مجموعه رسوبی توسط تشکیلات نمکی هرمز، با رفتار نوردپذیر به سن پیش از کامبرین که در پایه لایه‌های رسوبی قرار گرفته است، جدا می‌شود. تالاب دشت ارژن از جمله اکوسیستم‌های مهم و با ارزش استان فارس است که بیش از 1000 هکتار وسعت دارد و در 65 کیلومتری جنوب باختری شیراز قرار گرفته و دارای آب شیرین است و بیشینه ژرفای آب این تالاب در فصل پر آبی 4 متر و متوسط ژرفای 1 متر است. این منطقه در موقعیت جغرافیایی با طول خاوری $57^{\circ} 36' 57''$ E- $51^{\circ} 11' 54''$ و عرض شمالی $29^{\circ} 54' 45''$ N - $29^{\circ} 21' 05''$ قرار گرفته و بیشتر بیرون‌زدگی آن از سنگ‌آهک تشکیل شده است و دلیل آن وجود سازندهای آسماری، سروک، پابده و گورپی است. این منطقه شامل 100 کیلومتر مربع تالاب و حدود $32/5$ کیلومتر دشت و منطقه کوهستانی است (اسکندری، ۱۳۴۲).

دشت ارژن از نظر زمین‌شناسی، یک فروبوم است که توسط گسل ارژن خاوری دارای روند NW 70° E 55° N و گسل ارژن باختری با روند SW 78° E 45° N ایجاد شده است. حرکات گسلی در این منطقه نرمال با مؤلفه چپ‌گرد است این حرکت چپ‌گرد توسط جابه‌جایی و تقاطع شاخ آب (خلیج باریک) و همچنین

می‌تواند توسط متغیر k محاسبه شود که برابر با نسبت $\ln(S_1/S_2)$ به $\ln(S_2/S_3)$ است. K خط شیب‌داری است که از مبدأ نمودار رسم می‌شود (شکل ۷).

پراکنش‌هایی که تمایل کمربند و خوشه برابر دارند، روی خط $k=1$ قرار می‌گیرند. دیگر پراکنش‌ها در زیر این خط در جایی که $0 < k < 1$ است و در بالای آن جایی که $1 < k < \infty$ است، قرار می‌گیرند (شکل ۸). نمودار نسبت لگاریتمی رسم متناسب با چگونگی پراکنش داده‌ها در قالب نمودارهای واتنش قابل مقایسه توسط (Woodcock 1977) ارائه شد که نمونه آن در جدول ۳ آورده شده است. داده‌های مربوط به ستون‌های S_1, S_2, S_3, K, C در جدول ۳ مقادیر ویژه‌ای هستند که از داده‌های خروجی برنامه کامپیوتری Stereo32 به دست آمده‌اند، که به ترتیب C توان سوگیری ترجیحی، K شیب خط و S_1, S_2, S_3 محورهای اصلی کشیدگی هستند. ولی ستون‌های $\ln(S_1/S_2)$ و $\ln(S_2/S_3)$ به صورت دستی از داده‌های مورد نیاز در فرمول محاسبه شده است و روی نمودار Flin مکان‌یابی شده است.

توزیع یکنواخت در مبدأ نمودار، و توزیع تصادفی که جهت‌گیری ترجیحی آنها به تدریج بیشتر می‌شود، دورتر از مبدأ رسم می‌شوند. متغیر C برابر است با: $C = \ln(S_1/S_3)$ که آن را توان جهت‌گیری ترجیحی نامیده‌اند.

میانگین توان جهت‌گیری ترجیحی محور - C به دست آمده از داده‌های کششی بلورهای کلسیت $1/3228$ است (جدول ۳). با توجه به میانگین به دست آمده از پراکنش‌های نقاط و نمودار Flin پراکنش‌های داده‌ها، می‌توان جهت‌گیری ترجیحی داده‌های بلور کلسیت را به صورت توزیع تصادفی بیان کرد، زیرا پراکنش‌های نقاط بیشترین تمرکز را در نزدیکی مبدأ دارند (شکل ۸).

جهت فشار و کشش به دست آمده از تحلیل داده‌های بلورهای کلسیت دوقلو شده به ترتیب $32^\circ, 9^\circ \pm 145^\circ$ و $72^\circ, 11^\circ \pm 35^\circ$ هستند، شکل‌های ۹ و ۱۰ برای هر ایستگاه به صورت جداگانه آورده شده و شکل‌های ۱۱ و ۱۲ جهت فشار و کشش کلی حاکم بر منطقه را نشان می‌دهند، و شکل ۱۳ جهت فشار و کشش را به شکل پیکان‌هایی مشخص شده است.

گردآوری داده‌ها، خط‌هایی را به همراه دارد که منجر به پراکنش‌های در الگوهای تنش محلی می‌شود. از این رو باید در عمل بهترین جورشدگی در بین تمام داده‌های لغزش گسلی که متعلق به یک رویداد زمین‌ساختی هستند، برقرار شود. برای این منظور از روش گرافیکی به روش (Guss Method) استفاده شد. برای شناخت و بررسی آرایش محورهای تنش دیرینه در این پژوهش، برداشت‌های ساختاری به روش مستقیم صحرایی انجام شده است. از تجزیه داده‌های برداشت شده از صفحات لغزش گسلی و خش‌لغزهای روی گسل‌ها، متوسط زاویه انحراف از افق اندازه‌گیری شده روی آینه‌های گسلی ارژن خاوری و باختری 56° تا 87° به دست آمده است (شکل ۱۴). داده‌های برداشت شده در ۶ ایستگاه دسته‌بندی شده‌اند. ایستگاه‌های برداشت داده‌ها همگی در طول سازند آسماری به سن الیگومیوسن هستند (شکل ۱۵) ابتدا ویژگی‌های صفحه گسلی برداشت شد، پس از تشخیص خطوط خش‌لغز و برداشت ویژگی‌های آنها سوی لغزش مشخص شده است.

روند دیرینه تنش‌های فروبوم دشت ارژن با استفاده از روش گرافیکی بر پایه تجزیه خش‌لغزها به ترتیب برای σ_1 روند $70^\circ, 26^\circ$ و برای σ_3 روند $25^\circ, 140^\circ$ به دست آمده است (شکل ۱۶).

۴- نتیجه‌گیری

متوسط جهت فشار در ایستگاه‌های مطالعه شده $11^\circ \pm 35^\circ$ و زاویه میل نزدیک به عمود بوده، حدود 72° که با جهت روند سامانه رواندگی زاگرس زاویه زیادی نمی‌سازد، به دست آمد (بر پایه مطالعات (Philip & Meghraoui 1983) که روی زمین‌لرزه ۱۹۸۰ مصر انجام دادند، فروبوم‌هایی که در جهت عمود بر محورهای چین‌خوردگی تشکیل می‌شوند راستای تنش آنها با راستای کلی پهنه ساختاری

و هیچ کدام از نوع‌های دیگر در آنها یافت نشده است که می‌تواند نشانه تشکیل بلورهای کلسیت دوقلو شده در شرایط ژرفا و دمای کم باشد (شکل ۶). با توجه به این تقسیم‌بندی همه دوقلوبی‌های دیده شده در منطقه مربوط به نوع‌های I و II هستند. روش‌های دوران روی استریونت به خوبی می‌تواند در توجیه فشارش به دست آمده از هر مقطع به ما کمک کند. در این روش ویژه بردار (Eigenvector)، جهت فشارش هر مقطع نسبت به ماکل کلسیت توجیه شده و سپس با یک‌بار دوران حول خط عمود بر ماکل میل آن و بار دیگر چرخش حول خود ماکل شیب گسل حاوی ماکل دست می‌آید (جدول ۱). تمامی این ویژه بردارها به کمک روش‌های دوران روی استریونت، نسبت به جهاتی که از منطقه برداشت شده، توجیه فضایی شده‌اند. متوسط جهت محور تنش به دست آمده برای منطقه مورد مطالعه مطابق جدول ۱ $11^\circ \pm 35^\circ N$ است. بازه گسترده دیده شده در نتایج ارائه شده را می‌توان به تشکیل بلورهای کلسیت در زمان‌های مختلف توجیه کرد که در هر فاصله از زمان زمین‌شناسی رژیم تنش متفاوتی با زمان دیگر شکل گرفته است.

یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های یک سنگ تغییر شکل یافته واتنش آن است. اندازه‌گیری واتنش مستلزم وجود جسمی است که شکل اولیه آن معلوم بوده و شکل نهایی آن نیز قابل اندازه‌گیری باشد. در این مورد شکل اولیه بر پایه بلور کلسیت شناخته شده است و شکل نهایی نیز قابل اندازه‌گیری است. با استفاده از این روش می‌توان میزان واتنش درونی را برای هر سنگی که از کلسیت تشکیل شده است به دست آورد، مشروط بر اینکه کانی مورد نظر دارای اندازه مناسب برای اندازه‌گیری محورهای بلورشناسی باشد. با استفاده از روش U-Stage می‌توان جهت یافتگی بلورمیزبان (Host Crystal)، قطب صفحه دوقلوبی، تعداد و سبزی دوقلوبی‌ها و سبزی بلور در جهت عمود بر صفحه دوقلوبی را به دست آورد (Groschong, 1972). در مورد واتنش در مناطق برشی شکنا باید نکاتی را یادآور شد. نخست اینکه به دلیل شکنا بودن منطقه و نیز خرد شدگی در آن، وجود قطعات متعدد شکسته با روند مختلف در کنار هم سبب پراکنش‌های متفاوت نیرو و گوناگونی مؤلفه‌های تنش به طور محلی در هر سطح شکستگی می‌شود. دوم اینکه همه مقاطع میکروسکوپی منطقه مورد مطالعه مستقیماً از کلسیت‌های رشته‌ای رشد یافته در سطح گسل برداشت شده است و بنابراین بسیاری از بلورها کشیدگی از خود نشان می‌دهند و کشیدگی در دیگر مقاطع به دلیل رشد بلور در فضای خالی میان صفحات گسل است که بر اثر جابه‌جایی خزنه و آرام گسل پدید می‌آید و نه واتنش.

برای این منظور داده‌های خروجی برنامه Stereo32 از طریق محاسبه ویژه مقدار (Eigenvector) و تعیین مقادیر S_1 و S_2 و S_3 که از دگرشکلی ناشی از ماکل خوردگی بلورها به دست می‌آید برای محاسبه متغیرهای زیر استفاده می‌شود، براساس شاخص طول‌شدگی ($E=1-(S_2/S_1)$) می‌توان به محاسبه میزان طول‌شدگی (E) پرداخت که در جدول ۲ مقادیر محاسبه شده، آورده شده است. متوسط میزان طول‌شدگی برای بلورهای کلسیت منطقه مورد مطالعه 0.0200 ± 0.3224 است. با توجه به جدول ۲ بیشترین میزان طول‌شدگی برای ایستگاه‌های ۲ و ۷ برآورد شده است که این می‌تواند به این دلیل باشد که نمونه‌های مربوط به این دو ایستگاه کشش بیشتری در زمان تشکیل تحمل کرده‌اند که با جهت کشش به دست آمده برای منطقه همخوانی خوبی را نشان می‌دهد.

نمودار (Flin 1962) بر پایه دو نسبت از سه ویژه مقدار (Eigenvector) در یک نمودار متعامد رسم می‌شود. این نمودار دو بعدی هیچ‌گونه حذف داده‌ای ندارد زیرا طبق رابطه $S_1+S_2+S_3=1$ تنها دو تا از این سه متغیر دو به دو مستقل هستند. رسم نسبت S_2/S_3 در محور طولی در برابر S_1/S_2 در محور عرضی با قرارداد اثبات شده توسط (Flinn 1962) برای بیضوی واتنش همخوانی دارد. رسم $\ln(S_2/S_1)$ در برابر $\ln(S_2/S_3)$ با (Ramsay et al. 1967) مشابه است. دیگر نقاط به صورت پراکنشی مشخص اشغال می‌شوند که که شباهت به خوشه و هم کمربند شدن دارند. این خود

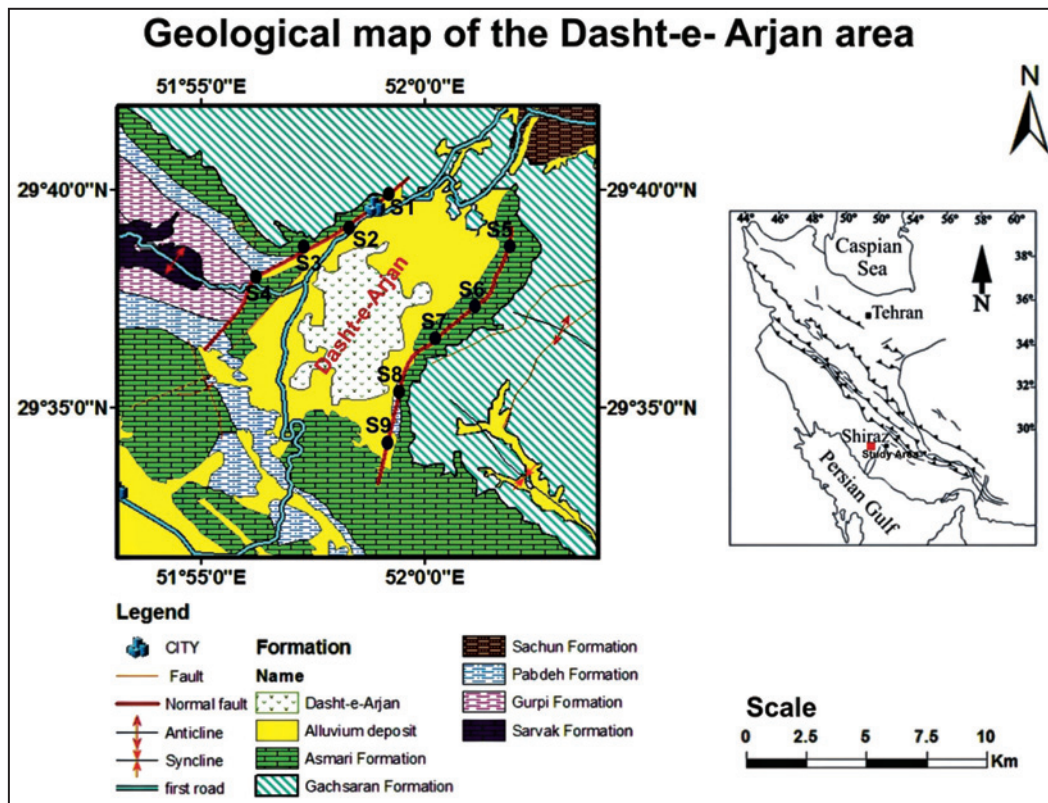
تصادفی بوده و با توجه به اینکه منطقه مورد مطالعه دارای دوقلوی‌های تیپ I و II است می‌تواند نشانه تشکیل بلورهای کلسیت دوقلو شده در شرایط ژرفا و دمای کم باشد. با توجه به این موضوع که همه مطالعات انجام گرفته در این پژوهش روی سازند آسماری به علت گسترش و ستبرای قابل توجه آن انجام شده است، تمام نتایج به دست آمده مربوط به آخرین مرحله دگرشکلی و فعالیت گسل‌های فروبوم است زیرا دوقلوشدگی در کلسیت آخرین فاز دگرشکلی را در خود ضبط می‌نماید.

سپاسگزاری

از قطب علوم زمین دانشگاه شیراز، بخش علوم زمین کمال تشکر را داریم، همچنین از خانم مهندس سعیده کشاورز و آقایان دکتر بابک سامانی، مهندس آمانج زندسلیمی که در انجام عملیات صحرایی و پردازش و تحلیل داده‌ها این مقاله یاری نموده‌اند کمال تشکر و قدردانی را داریم.

که همگی آنها را شامل می‌شود هماهنگ هستند). با توجه به اینکه فروبوم دشت ارژن در جهت عمود بر محور چین شاه‌نشین (دالو) تشکیل شده است راستای تنش‌های آن با تنش کلی منطقه (زاگرس) یکی است و جهت متوسط کمینه فشارش $90 \pm 35^{\circ} S$ و زاویه میل آن حدود 32° به دست آمده است این جهت با توجه به بلورهای طولی کلسیت دوقلو شده در ایستگاه‌های ۲ و ۷ که هم راستا با جهت کشش به دست آمده هستند تأیید می‌شود و با نتایج به دست آمده از مطالعه خش‌لغزها برای σ_1 روند $26^{\circ} E, N 70^{\circ}$ و برای σ_3 روند $40^{\circ} E, S 25^{\circ}$ اختلاف خیلی کمی با نتایج حاصل از تحلیل بلورهای کلسیت دوقلو شده نشان می‌دهند.

از سوی دیگر بیشتر نقاط در محدوده $K=1$ قرار می‌گیرند که تمایل نقاط به توزیع ناهمسان‌گرد در حقیقت هم محور بودن واتنش را نشان می‌دهد، که می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل بلورهای کلسیت در شرایط تغییر شکل صفحه‌ای با حجم ثابت باشد، همچنین با توجه به نتایج به دست آمده بلورهای کلسیت دارای جهت‌گیری



شکل ۱- موقعیت ایستگاه‌های برداشت نمونه جهت‌دار دارای کلسیت روی نقشه زمین‌شناسی دشت ارژن (کمالی، ۱۳۹۰).



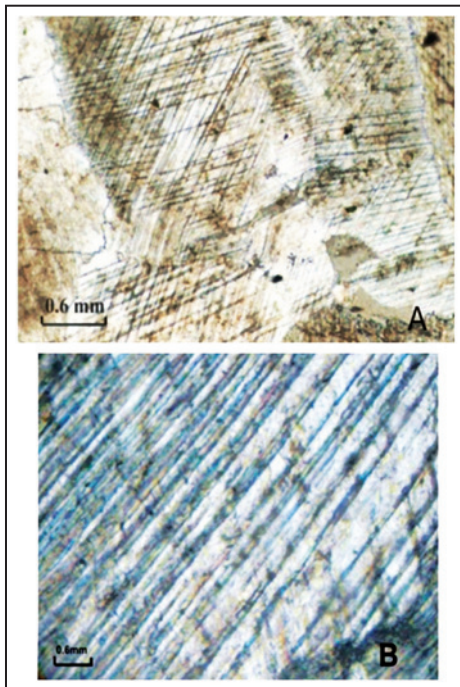
شکل ۲- پرتگاه گسلی ارژن خاوری با زاویه نزدیک به قائم. جهت دید رو به خاور.



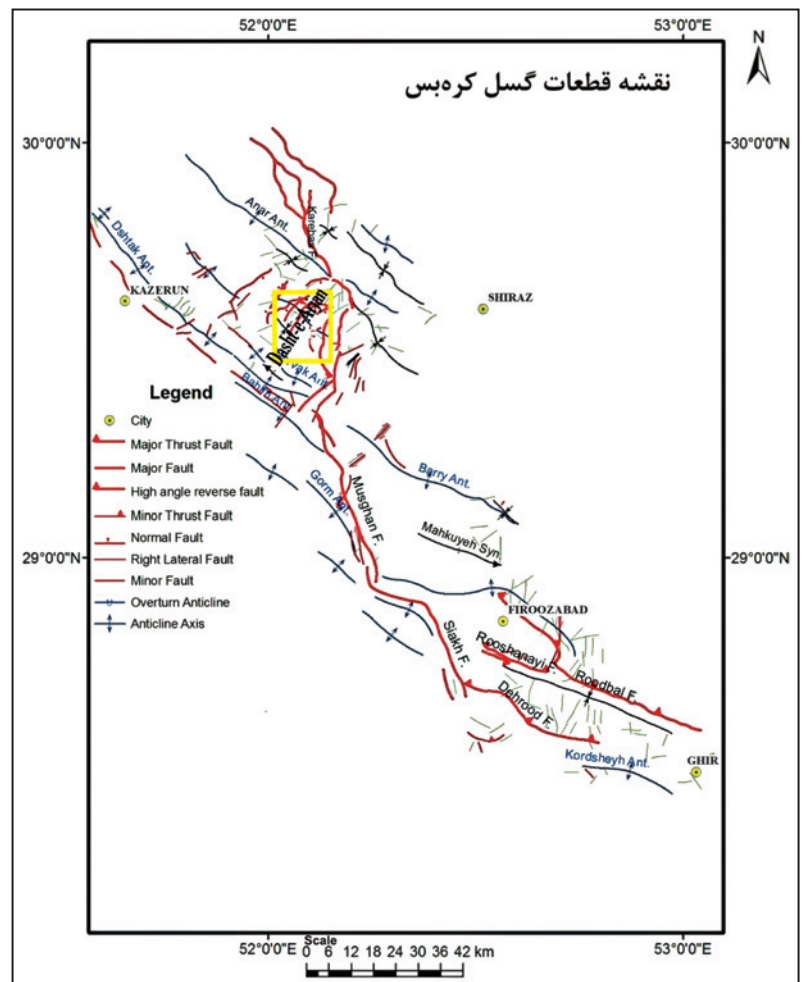
شکل ۴- ناهمواریهای ایجاد شده با اشکال شیار در یک طرف و پشته در طرف دیگر روی صفحه گسلی ارژن باختری، جهت دید رو به شمال باختر.



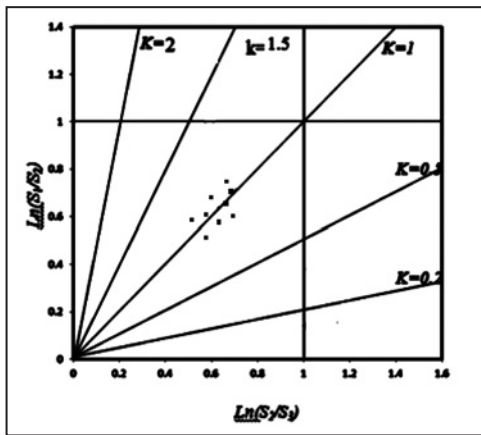
شکل ۳- دیواره گسلی ارژن باختری به همراه خشک‌لغز و برش گسلی تشکیل شده در اثر فعالیت گسل. جهت دید رو به شمال باختر.



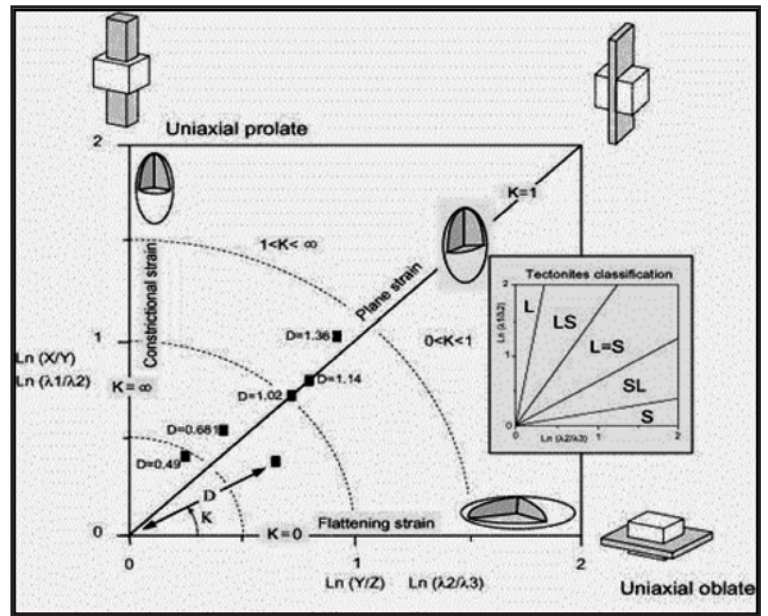
شکل ۶- تصاویر نمونه‌های میکروسکوپی تهیه شده از کلسیت‌های دوقلو شده؛ (A) وجود دو سری از دوقلویی‌های نازک و ستبر در یک بلور کلسیت؛ (B) وجود دوقلویی‌ها ستبر از نوع II در نمونه‌هایی از مقاطع نازک مربوط به منطقه مورد مطالعه.



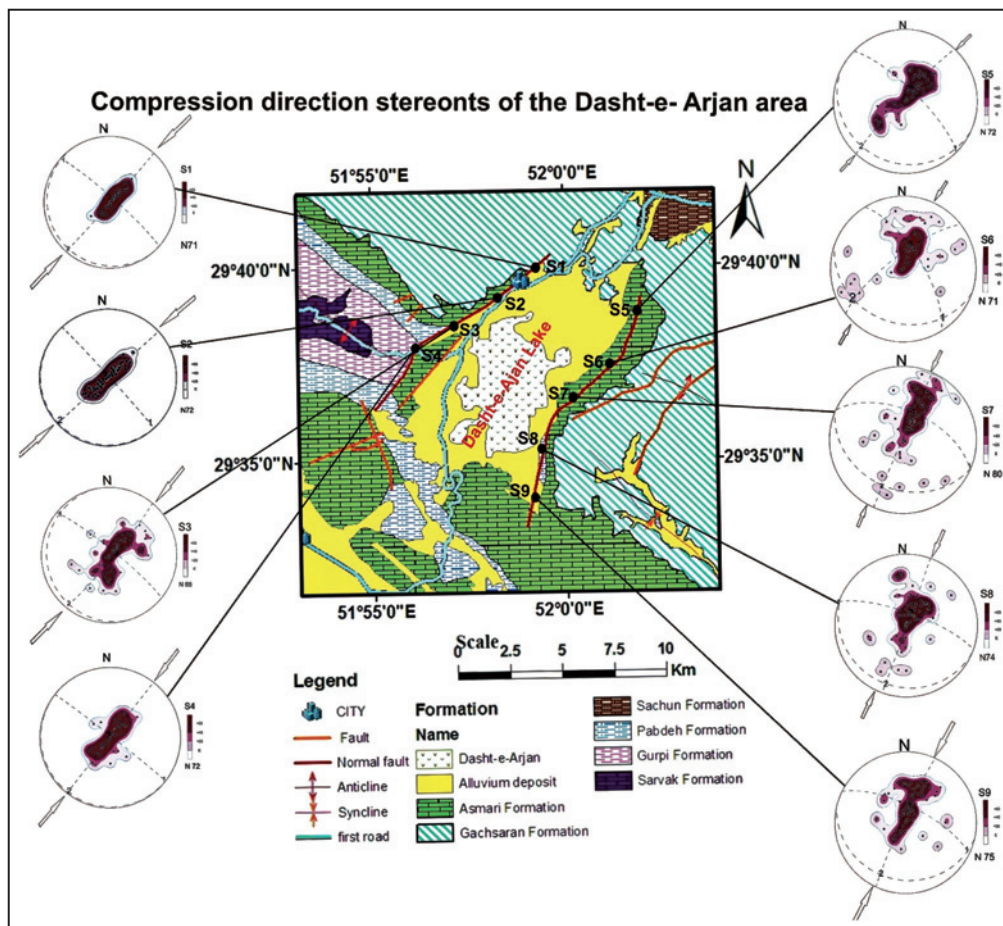
شکل ۵- موقعیت فروبوم دشت ارژن نسبت به قطعات گسل کره‌بس (کمالی، ۱۳۹۰).



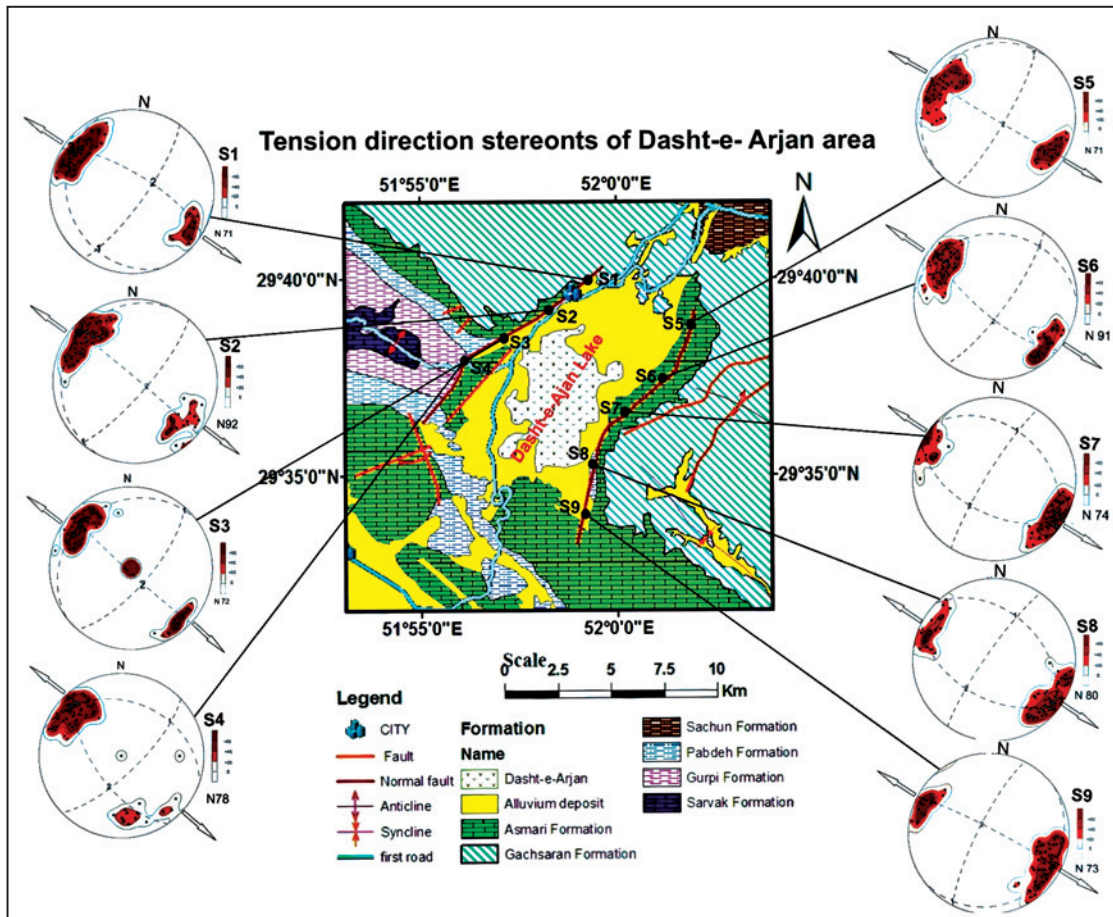
شکل ۸- نمودار Flinn (1967) ویژه مقادیر بهنجار شده S_1, S_2, S_3 در مقاطع مربوط به منطقه مورد مطالعه.



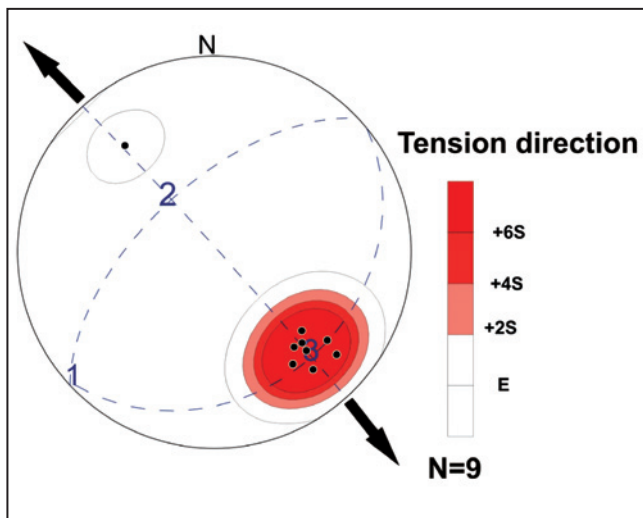
شکل ۷- نمودار Flinn اصلاح شده توسط (1967) Ramsay



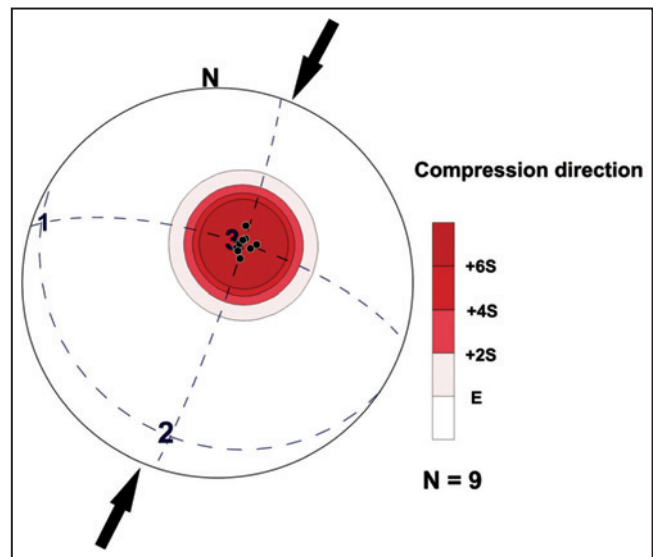
شکل ۹- جهت های فشارش به دست آمده برای ایستگاه‌های نمونه برداری شده فروبوم دشت ارژن.



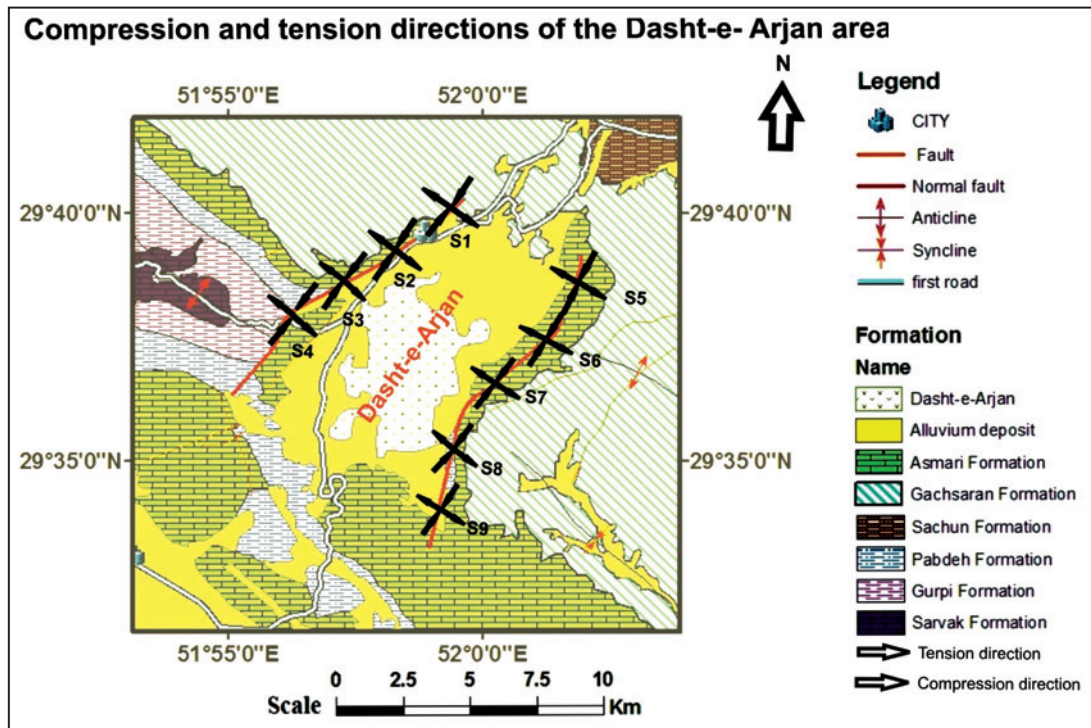
شکل ۱۰- جهت های کشش به دست آمده برای ایستگاه های نمونه برداری شده فروبوم دشت ارژن.



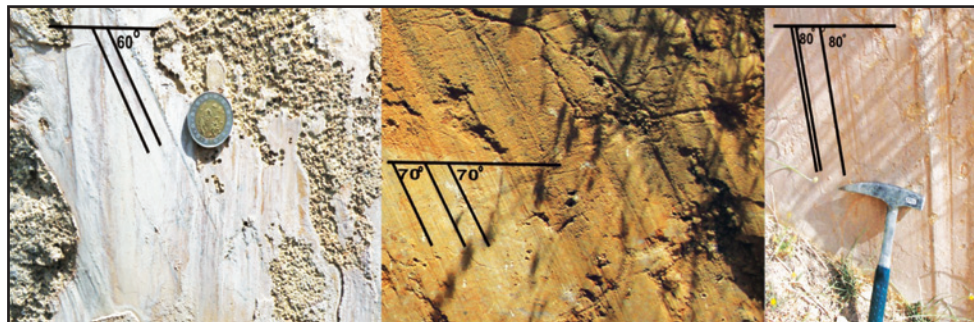
شکل ۱۲- جهت بیشترین کشش به دست آمده از بررسی دوقلویی بلورهای کلسیت



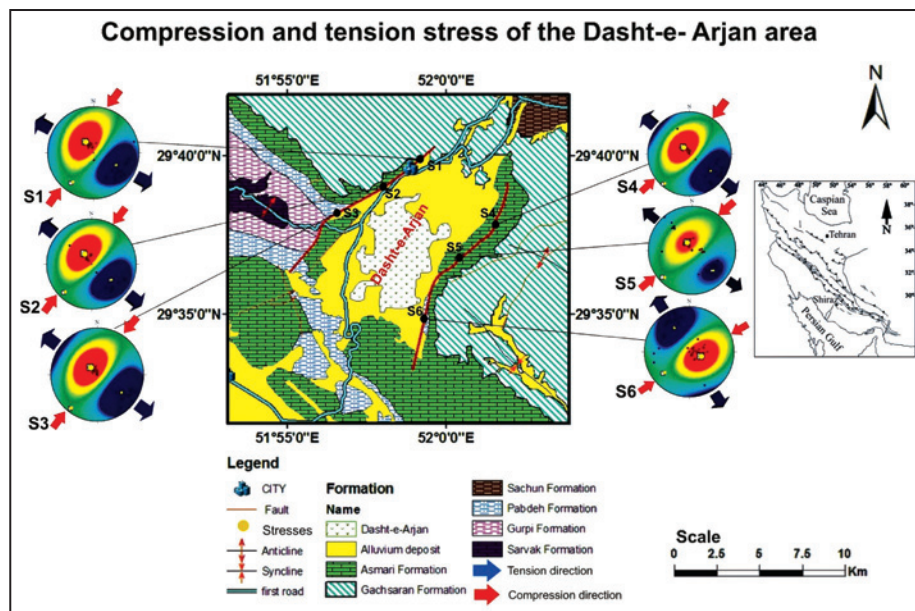
شکل ۱۱- جهت بیشترین فشارش به دست آمده از بررسی دوقلویی بلورهای کلسیت



شکل ۱۳- جهت‌های فشارش و کشش دست آمده از تجزیه بلورهای کلسیت دوقلو شده.



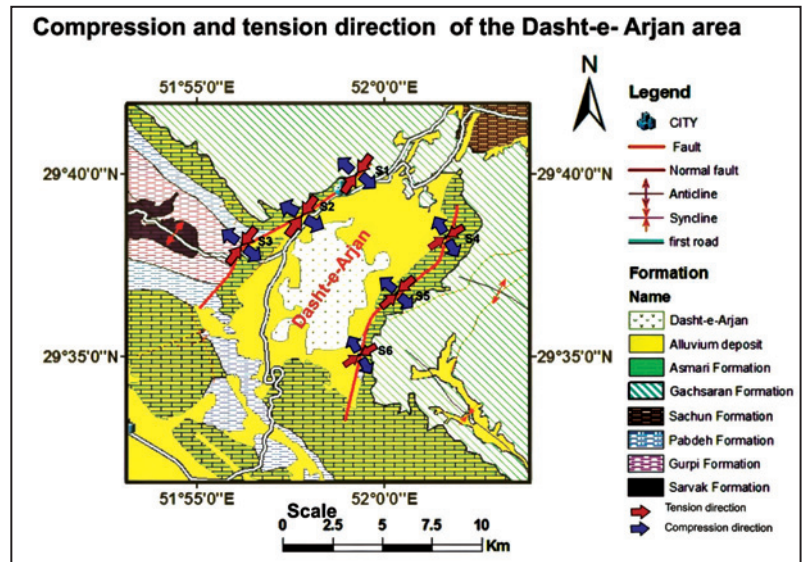
شکل ۱۴- خش لغزهای برداشت شده از آینه گسلی ارژن باختری. جهت دید رو به شمال باختری.



شکل ۱۵- استریوت‌های به دست آمده از واکاوی داده‌های خش لغز گسل‌های فروبوم ارژن با استفاده از روش وارونگی لغزش گسلی

جدول ۱- موقعیت جغرافیایی و ویژه بردار فشارش در مقاطع مربوط به هر ایستگاه.

Station	Geographic Coordinates	Compression Direction
S ₁	51° 59' 11" E/ 29° 39' 57" N	75°, N43°E
S ₂	51° 58' 18" E/ 29° 39' 15" N	76°, N42°E
S ₃	51° 57' 4" E/ 29° 38' 29" N	73°, N28°E
S ₄	51° 56' 8" E/ 29° 37' 54" N	65°, N32°E
S ₅	52° 1' 55" E/ 29° 39' 4" N	71°, N29°E
S ₆	52° 1' 30" E/ 29° 37' 41" N	63°, N26°E
S ₇	52° 0' 27" E/ 29° 36' 49" N	74°, N33°E
S ₈	51° 59' 27" E/ 29° 35' 25" N	67°, N45°E
S ₉	51° 59' 9" E/ 29° 34' 8" N	69°, N30°E



شکل ۱۶- سوگیری فشارش و کشش به دست آمده از تحلیل داده‌های خوش لغزهای گسلی باروش وارونگی لغزش گسلی.

جدول ۳- مقادیر به دست آمده از ویژه مقادیرهای پراکنندگی نقاط در استریونت بر پایه Woodcock (1977).

station	N	S ₁	S _r	S _r	K	C	Ln(s ₂ /s ₃)	Ln(s ₁ /s ₂)
۱	۸۰	۰/۵۴۳۱	۰/۳۰۱۹	۰/۸۰۸۱	۰/۸۸۰۱	۱/۲۵۳۹	۰/۶۴۲۰	۰/۵۰۹۷
۲	۷۲	۰/۴۹۹۱	۰/۲۰۳۲	۰/۰۸۵۰	۱/۵۱۱۸	۱/۹۹۰۱	۰/۶۴۶۴	۰/۲۲۴۶
۳	۸۲	۰/۴۶۸۲	۰/۳۷۷۷	۰/۱۵۳۵	۰/۲۴۵۳	۱/۱۱۳۳	۰/۵۲۰۲	۰/۷۷۸۷
۴	۷۹	۰/۵۳۴۲	۰/۳۰۵۹	۰/۱۶۲۰	۰/۵۹۴۰	۱/۲۰۴۹	۰/۶۴۷۳	۰/۵۲۸۸
۵	۱۳۰	۰/۴۷۰۹	۰/۴۰۳۶	۰/۱۲۵۵	۰/۱۳۲۴	۱/۳۲۲۰	۰/۴۳۷۲	۰/۴۳۲۹
۶	۸۳	۰/۴۴۷۰	۰/۳۴۶۹	۰/۲۰۶۱	۰/۴۸۷۳	۱/۲۷۴۳	۰/۶۷۳۹	۰/۷۶۰۵
۷	۶۹	۰/۵۰۸۲	۰/۲۸۱۵	۰/۲۰۴۳	۰/۹۱۱۴	۱/۶۶۶۷	۰/۷۸۴۸	۰/۵۴۳۰
۸	۹۴	۰/۴۹۶۳	۰/۳۷۸۳	۰/۱۱۵۹	۰/۲۰۴۱	۱/۴۵۴۹	۰/۴۳۹۵	۰/۷۳۹۵
۹	۱۲۷	۰/۴۳۸۰	۰/۳۷۹۳	۰/۱۴۲۵	۰/۱۳۶۹	۱/۱۵۹۱	۰/۵۰۱۷	۰/۸۵۲۷

جدول ۲- مقادیر نسبت

طول شدگی برای هر ایستگاه.

Station	E
S ₁	۰/۴۴۴۲
S _r	۰/۷۰۹۳
S _r	۰/۱۹۳۸
S _r	۰/۴۲۸
S _o	۰/۱۴۳۲
S _p	۰/۲۲۴
S _v	۰/۴۳۴۳
S _h	۰/۲۱۸۲۶
S _g	۰/۱۳۲۸۸

کتابنگاری

اسکندری، د، ۱۳۴۲- سازمان آب منطقه‌ای فارس، بوشهر و کهگیلویه و بویراحمد، مطالعات منابع آب استان فارس، ۴۸ص.
کمالی، ز، ۱۳۹۰- پایان‌نامه کارشناسی ارشد، بررسی ساختاری و ریزساختاری فروبوم دشت ارژن، دانشگاه شیراز، ۱۴۹ص.

References

- Agard, P., Omradi, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. & Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geology Magazine*, p 1-34.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics*, Vol. 299. p. 211-238.
- Angelier, J. & Mechler, P., 1977- Sur une méthode graphique recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: La méthode des dièdres droits, *Bulletin Société Géologique de France*, Vol. 19, p. 1309-1318.
- Angelier, J., 1984- Tectonic analysis of fault slip data sets, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, p. 5835-5848.
- Angelier, J., 1989- From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data, *Journal of Structural Geology*, Vol. 11, pp. 37-50.
- Armijo, R., Carey, E. & Cisternas, A., 1982- The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases, *Tectonophysics*, Vol. 82, p. 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*, Vol. 11 (5), p. 729-737.
- Authemayou, C., Chardon, D., Bellier, O., Malekzade, Z. & Shabanian, Z., 2006- Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros Fold-and-Thrust belt (Iran), *Tectonics*, TC3002, p. 25.

- Berberain, M., 1995- Master blind thrust fault hidden under the Zagros folds: Active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, Vol. 241, p. 143-224.
- Burkhard, M., 1993-Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review, *Journal of Structural Geology*, Vol. 15, p. 351-368.
- Carey, E. & 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*, p. 891-894.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. & Daigniers, M., 1981- An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis, *Journal of Structural Geology*, Vol. 3, p. 51-65.
- Evans, M. & Dunne, W., 1991- Strain factorization and partitioning in the North Mountain thrust sheet, central Appalachians, USA, *Journal of Structural Geology*, Vol. 13, p. 21-36.
- 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 No. 4, p.199-211.
- Ferrill, D., 1991- Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone, *Journal of Structural Geology*, Vol. 13, p. 667-676.
- Ferrill, D., Morris, P., Evans, M., Burkhard, M., Groshong, J. & Onasch, C., 2004- Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer, *Journal of Structural Geology*, Vol. 26, p. 1521-1529.
- Flinn, D., 1962- On folding during three-dimensional progressive deformation, *Quarterly Journal of the Geological Society*, Vol. 118, p. 385-434.
- Groshong, Jr. R. H., Teufel, L. W. & Gasteiger, C., 1984b- Precision and accuracy of the calcite strain-gauge technique, *Geological Society of American Bulletin*, Vol. 95, p. 357-363.
- Groshong, J., 1972- Strain calculated from twinning in calcite, *Geological Society of American Bulletin*, Vol. 83, p.2025-2048.
- Lacombe, O. & Laurent, P., 1990- Determination of principal stress magnitudes using calcite twins and rock mechanics data, *Tectonophysics*, Vol. 202, p. 83-93.
- Lacombe, O., 2007- Comparison of paleostress magnitudes from calcite twins with contemporary stress magnitudes and frictional sliding criterion the continental crust: Mechanical implications, *Journal of Structural Geology*, Vol. 29, p. 86-99.
- Leturmy, P., Molinaro, M. & 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, No. 330, p.121-38.
- Lisle, R. J., 1987- Principal stress orientations from faults: An additional constraint, *Tectonics*, Vol. 1, p. 155-158.
- Michael, A. J., 1984- Determination of stress from slip data, faults, and folds, *Journal Geophysical Research*, Vol. 89, p. 11517-11526.
- Mouthereau, F., Lacombe, O. & Meyer, B., 2006- The Zagros folded belt (Fars, Iran): constraints from topography and critical wedge modeling, *Geophysical Journal International*, Vol. 165, p. 336-56.
- Philip, H. & Meghraoui, M., 1983- Structural analysis and interpretation of the surface deformation of the El Asnam earthquake of October 10, 1980, *Tectonics*, Vol. 2, p. 17-49.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I., 1987- *The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. II: Folds and Fractures*. Academic Press, London.
- Ramsay, J. G., 1967- *Folding and fracturing of rocks*, McGraw Hill, New York.
- Rowe, K. & Rutter, E., 1990- Paleostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature, *Journal of Structural Geology*, Vol. 12, p. 1-18.
- Sarkarinejad, K. & Azizi, A., 2008- Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran, *Journal of Structural Geology*, Vol. 30, p. 116-136
- Sepehr, M. & Cosgrove, J. W., 2004- Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran, *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 21, p. 829-43.
- Shelley, D., 1993- Calcite twinning and determination of paleostress orientation: three methods compared, *Tectonophysics*, Vol. 206, p. 193-201.
- Talebian, M. & Jackson, J., 2004- A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran", *Geophysical Journal International*, Vol. 156, p. 506-526.
- Twiss, R. J. & Moores, E. M., 1992- *Structural Geology*, W. H. Freeman and Company, New York.
- Woodcock, N. H., 1977- Specification of fabric shapes using an eigenvalue method, *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 88, p. 1231-1236.
- Zalohar, J. & Vrabec, M., 2007- Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data, The Gauss method, *Journal of Structural Geology*, Vol. 29, p. 1798-1810.

Mesosopic and Microscopic Analyses of Paleostress and Strain Orientation of the Dasht-e-Arjan Graben: Using Calcite e-twin and c-axis of the Slickensides and Slikenlines Southwestern Iran

K. Sarkarinejad¹ & Z. Kamali^{2*}

¹ Professor, Department of Earth Sciences, School of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

² Ph.D. Students, Department of Earth Sciences, School of Sciences, Birjand University, Birjand, Iran

Received: 2011 November 12

Accepted: 2012 April 15

Abstract

The NE oriented Dasht-e-Arjan graben with orientation is located in 65 Km west of Shiraz City. This graben is resulted from the active Kare-e-Bas fault segmentations. This extensional graben system is part of the Zagros Simply Folded Belt and bounded by two boundary fault system perpendicular to the Shahneshin anticline and Salamati anticline. These two boundary faults were named the East-Arjan and West-Arjan faults in this paper. The oriented samples and slabs from slickensides and slickenlines of these two faults were collected in order to reconstruct paleostress orientations for the Dasht-e Arjan graben activities. The paleostress analysis based on the fault-slip inversion method was performed from the striations or the slickenlines data collected from the two faults planes. This showed that the orientations of the maximum principal stress (σ_1) of the graben is 70° , N 26° E and the minimum principal stress (σ_3) is 25° , S 40° E. Microscopic examination of the oriented thin sections (XY- and XZ- planes) indicated that they consist of the type I and type II calcite e-twins. The measurements of the e- twin and c- axis were carried out using an optical polarizing microscope equipped with 5-axis Universal Stage in order to determine orientations of "Compression"(P) and "Tension" (T) axes. The mean orientation of the sub-vertical maximum principal stress (σ_1) is N 35° E \pm 11. 72° and mean orientation of the minimum principal stress (σ_3) is S 35° E \pm 9.32 $^\circ$. The stress field around the boundary faults of the graben is related to the stress field of the Kare-e Bas fault activities.

Keywords: Zagros Simply Folded Belt, Dasht-e-Arjan Graben, Slickenline, Calcite e-twin

For Persian Version see pages 131 to 140

*Corresponding author: Z. Kamali; E-mail: zahrakamali@birjand.ac.ir