شناخت تغییرات میدان تنش سنوزوئیک با استفاده از تحلیل زمین ساخت شکننده در زاگرس چین‌خورده ساده (گستره شیراز)

طهمورث یوسفی[1*]، کورس یزدجردی[2]، منوچهر قرشی[3]، علیرضا شهیدی[4]

[1]دانشجوی دکترا، گروه علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد شیراز و واحد علوم تحقیقات فارس، شیراز، ایران

[2]استادیار، گروه علوم زمین، واحد شیراز، دانشگاه آزاد اسلامی، شیراز، ایران

[3]دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

[4]دکترا، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۰/ ۱۳۹۶/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۶/ ۱۱/ ۱۳۹۶

چکیده

شکل کنونی زاگرس چین خورده، حاصل برخورد اریب ورق عربی و ایرانی در سنوزوئیک بالایی می‌باشد. در این پژوهش، تغییرات میدان تنش سنوزوئیک در کمربند چین‌خورده ساده زاگرس و تکامل ساختاری پس از برخورد، در گستره شیراز مورد ارزیابی قرار گرفته است. سازندهای زمین‌شناسی مورد بررسی، در بازه زمانی کرتاسه بالایی تا نئوژن (سنوزوئیک بالایی) است. در این راستا داده‌های صفحه گسلی و خش‌لغزها، سطوح انحلال فشاری و دیگر شواهد زمین‌ساختی و چینه‌شناختی در ۳۰ ایستگاه برداشت گردید و وضعیت محورهای اصلی تنش(σ_3, σ_2 , σ_1) برای دسته داده‌های تفکیک شده به روش برگشتی، محاسبه شد. نتایج حاصل از بازسازی تنش دیرین، رژیم زمین‌ساخت فشاری و امتدادلغز را حاکم در سنوزوئیک است و چرخش پادساعت گرد نزدیک به ۶۰ درجه، مسیر اصلی تنش فشاری در طول زمان است چنانکه جهت بیشینه تنش اصلی (σ_1) پیش از چین‌خوردگی جهتی نزدیک به N60E دارد و زمان آن میوسن و قبل از آن می‌باشد در حالی که جهت تنش هم‌زمان با چین‌خوردگی N35E است و سن هم ارز سازند بختیاری قدیمی و پلیوسن دارد، تغییرات تنش بیشینه پس از چین خوردگی جهت N20E را نشان می‌دهد که هم ارز سنی بختیاری جوان و کواترنری (پلئیستوسن) است و در ادامه تا کنون راستای نزدیک به شمالی - جنوبی در گستره تأثیرگذار می‌باشد.

کلیدواژه‌ها: کمربند چین‌خورده ساده زاگرس، روش برگشتی، سنوزوئیک، سطوح انحلال فشاری، زمین‌ساخت شکننده.

***نویسنده مسئول:** کورس یزدجردی E-mail: kyazdi@yahoo.com

۱- مقدمه

کمربند زاگرس در اثر چین‌خوردگی و روراندگی توالی حوضه جلوی پیشانی (foreland) سنوزوئیک و نهشته‌های پالئوزوئیک و مزوزوئیک در حاشیه ورق عربی تشکیل شده است (Sepehr and Cosgrove, 2004; Alavi, 2004; Agard et al., 2011). تحلیل‌های تنش دیرین برای مشخص کردن تکامل ساختاری اینچنین کمربندهای چین خورده بویژه مناطق دارای زمین ساخت شکننده بسیار سودمند هستند.(Chang et al., 2003) به کمک نشانگرهای جنبش شناختی (Kinematic) مربوط به دگریختی های نسبی قدیمی(Paleostrain) می‌توان وضعیت تنش های دیرین مسبب هر مرحله دگریختی را تعیین نمود (Navabpour et al., 2007). مطالعه تنش دیرین پیدا کردن تنسور تنشی است که مسبب لغزش بر روی گسل‌های موجود در یک ناحیه است (Angelier, 1994; Twiss and Unruh, 1998)، که بر اساس روش‌های ریاضی برگشتی ارائه شده توسط محققینی چون (Carey and Brunier, 1974; Angelier,1979, 1984, 1989, 1994; Armijo et al., 1982; Yamaji, 2000 a,b; Sato and Yamaji, 2006; Otsubo et al., 2006; Zalohar and Vrabec, 2007; Zalohar, 2014) صورت گرفته است.

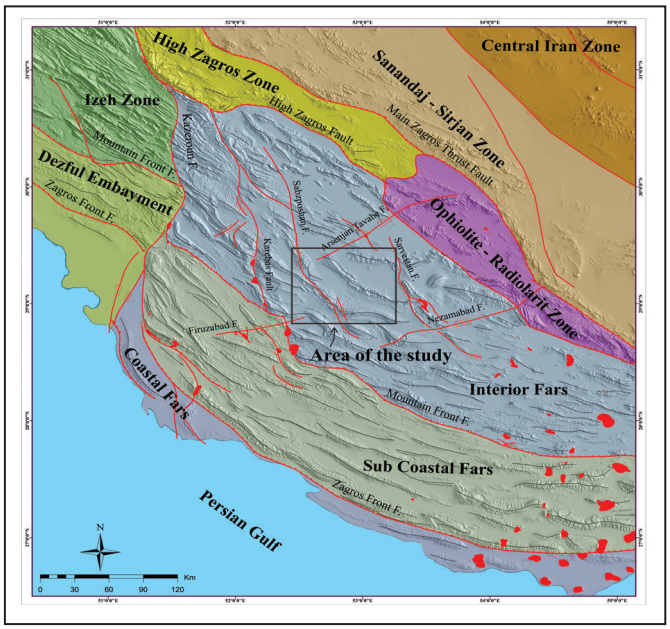
در این تحقیق بررسی‌های دقیق میدانی بر اساس داده‌های لغزش گسلی صورت گرفته است و فرض اصلی بر این است که هر لغزش گسلی که با خطوط لغزشی مشخص شده است جهت و سویی از تنش برشی را دارد که به تانسور تنش واحد مربوط می‌شود (Angelier,1994b). این اطلاعات بیانگر تاریخچه زمین‌جنبشی یک گستره یا بعبارتی تنش دیرین است. هدف از این تحقیق تحلیل داده‌های زمین‌ساخت شکننده در زیرپهنه زاگرس چین خورده (گستره شیراز) در بازه زمانی سنوزوئیک، به منظور شناخت تغییرات میدان تنش پس از برخورد می‌باشد.

۲- زمین‌شناسی محدوده

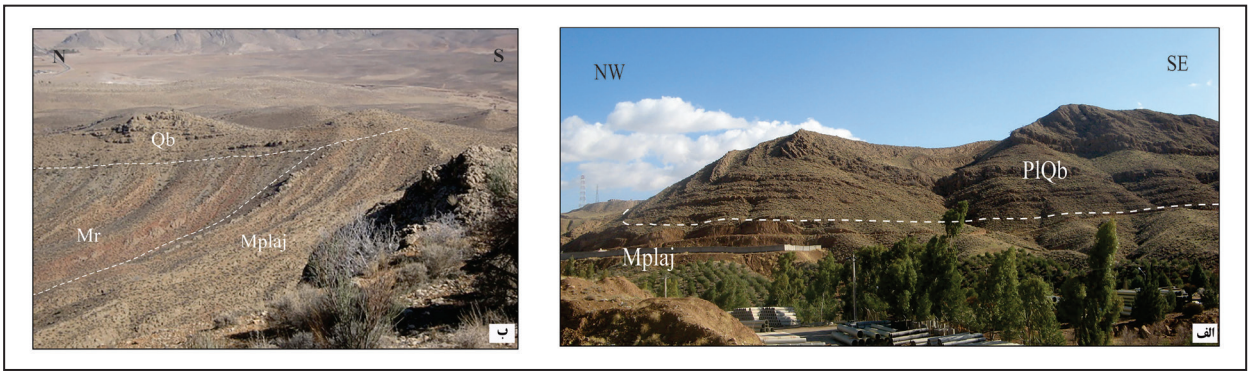
کوهزاد زاگرس از برخورد ورق ایرانی و عربی ایجاد شده است که شروع تکامل ساختاری آن با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی تتیس جوان به زیر صفحه ایران مرکزی در تریاس - ژوراسیک می باشد (Berberian and King, 1981)، جایگیری برگه‌های افیولیت و رادیولاریت بر روی حاشیهٔ ورق عربی در کرتاسهٔ‌پایانی (Braud and Ricou, 1971; Lanphere and Pamic, 1983; Ricou, 1994; Beck et al., 1996) و برخورد وکوتاه‌شدگی از کرتاسهٔ پایانی تاکنون صورت گرفته است. شکل کنونی زاگرس حاصل برخورد اریب ورق عربی و ایرانی در سنوزوئیک بالایی می‌باشد (Berberian et al.,1982; Jackson et al., 1995; McQuarri et al., 2003; Talebian and Jackson, 2004; Authemayou et al., 2006; Navabpour et al., 2008; Agard et al., 2011).

گستره مورد بررسی در کمربند چین خورده ساده زاگرس و فارس داخلی قرار دارد (Nabavi, 1976; Alavi, 1991؛ نوگل سادات، ۱۳۷۲، نبوی (۱۳۵۵)؛ Hessami et al., 2001؛ آقانباتی،۱۳۸۳؛ یوسفی و همکاران، ۱۳۸۴؛ Sarkarinejad and Heibati, 2016; Sudi Ajirlu et al., 2016) (شکل ۱). این محدوده بخش‌های خاوری شیراز (از تاقدیس گدائون در شمال شهر داریون) تا جنوب خاوری شیراز (تا تاقدیس میمند در شمال فیروزآباد) را شامل می‌شود و بخش‌هایی از نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ آباده طشک (یوسفی و کارگر، ۱۳۷۹)، رونیز (یوسفی، ۱۳۸۱)، شیراز (عندلیبی، اویسی و یوسفی، ۱۳۸۲)، ارسنجان (یوسفی، ۱۳۸۳)، سروستان (عندلیبی و یوسفی، ۱۳۸۴) و نقشه کوار (عندلیبی و یوسفی، ۱۳۸۹)را در بر می‌گیرد. آرایش محور تاقدیس‌ها و ناودیس‌های منطقه، شمال باختر – جنوب خاور با روند چیره ۴۵ تا ۷۰ درجه شمال باختر است. از شمار پدیده‌های ساختاری منطقه می‌توان به تاقدیس‌های گدائون، احمدی، مظفری (قره وکهدان)،سپیدار و تاقدیس میمند در شمال فیروزآباد اشاره کرد. سازوکار راندگی، عاملی کارساز در پیدایش واژگونی و شیب زیاد لایه‌ها در تاقدیس قره، کهدان و سپیدار در این گستره بوده و همچنین سبب تمایل سطح محوری این تاقدیس‌ها شده است.

تکامل ساختاری زاگرس طی کرتاسه بالایی، توسط بسته شدن تتیس جوان و برخورد ورق عربی - ایرانی کنترل شده است، در کرتاسه بالایی، سازند گورپی به تقریب تمام حوضه زاگرس را باتوجه به خمش ورق عربی که به دنبال جایگیری افیولیت‌ها بوده است می پوشاند و تغییرات در حوضهٔ رسوبی و ایجاد پستی و بلندی های نواری و بدنبال آن تغییرات رخساره ای در واحد گورپی و ساچون و همچنین حذف شدگی تدریجی سازند تاربور و در نهایت ایجاد همبری بی هنجار واحدهای تاربور و ساچون (در واحد زمانی مشابه) ادامه می یابد. بعد از بالا آمدگی افیولیت‌ها، نهشته های ائوسن با یک ناپیوستگی زاویه دار در زاگرس مرتفع تشکیل شده است که گویای تغییر منطقه‌ای در رخساره رسوبگذاری از دریای باز تا محیط قاره ای است (James and Wynd, 1965; Berberian and King, 1981 و مطیعی، ۱۳۷۳). در محدوده مورد بررسی، طی پالئوسن و ائوسن یکی از عناصر ساختاری اصلی حوضهٔ جلوی پیشانی زاگرس، گسلهٔ پیشانی کوهستان بوده که نقش مهمی در کنترل رسوبگذاری ترشیری داشته است (Hessami et al., 2001)(شکل ۱). این گسله حوضهٔ زاگرس را به دو بخش تقسیم کرده که یکی در شمال خاور با نهشته‌های آواری و کربناتی و دیگری در جنوب باختر با نهشته‌های عمیق‌تر (شیل‌های پابده) مشخص می‌شود. در الیگوسن نهشته‌های آهک کم عمق دریایی سازند آسماری بصورت ناپیوسته در بالای سازند جهرم و در بخش‌های جنوبی محدوده مورد بررسی به صورت تدریجی بر سازند پابده قرار گرفته است. نخستین حرکات فشارشی در زاگرس، در کرتاسهٔ پسین و به دنبال فرورانش پوستهٔ اقیانوسی تتیس جوان و برخورد اولیه صفحه‌های ایران و عربی بوده است (Ricou et al., 1977). با ادامهٔ همگرایی پیشانی دگریختی به سوی جنوب باختری پیشروی کرده است. در کمربند چین‌خورده ساده، دگریختی از پایان ائوسن آغاز شده و کمربند چین و راندگی به‌گونه‌ای مرحله‌ای، هر بار با افزوده شدن تعدادی چین فعال گسترش یافته است (Hessami et al., 2001). پس از به پایان رسیدن چرخهٔ رسوب‌گذاری واحد مارنی گچساران و رازک، طی یک پیشروی مارن‌های میشان تشکیل و در ادامه با کاهش تدریجی ژرفای حوضه رسوبگیر و پسروی آب در میوسن بالایی، عاملی اساسی در تغییر رژیم رسوبگذاری و چیرگی محیط دلتایی و مآندری و در ادامهٔ آن تشکیل توالی رسوبی سازندهای آغاجاری و بختیاری بوده است (مطیعی،۱۳۷۳) و سرانجام فاز فشاری پس از میوسن سبب چین‌خوردگی‌های ملایم زاگرس در قالب‌های تاقدیسی و ناودیسی گردیده است (Hessami et al., 2001)، در این راستا همبری بالایی واحد آغاجاری با سازند کنگلومرایی بختیاری، تدریجی است (شکل ۲- الف) و اساسی‌ترین ناپیوستگی و دگرشیبی در سازند بختیاری و در بخش زیرین و بالایی آن در پیوستگی با اثر رویداد کوهزایی ایجاد شده است، چنانکه بخش زیرین با نام بختیاری قدیمی(PlQb) و بخش بالایی با نام بختیاری جوان (Qb) مشخص شده است (مطیعی، ۱۳۷۳، نقشه زمین‌شناسی رونیز (یوسفی،۱۳۸۱). بختیاری جوان (Qb) با بخش‌های زیرین خود (بختیاری قدیمی (PlQb) و دیگر سازندهای قدیمی‌تر از آن) دگرشیب است (شکل ۲- ب)، لایه‌های بختیاری جوان دارای شیب کم و کج‌شدگی است که می‌توان آن را ناشی از بالاآمدگی زاگرس، طی زمان کواترنری دانست.



شکل ۱- محدوده مورد بررسی در نقشه پهنه‌ها و زیر پهنه‌های زاگرس مرکزی (تغییر یافته Hessami et al., 2001، یوسفی و همکاران ۱۳۸۴).



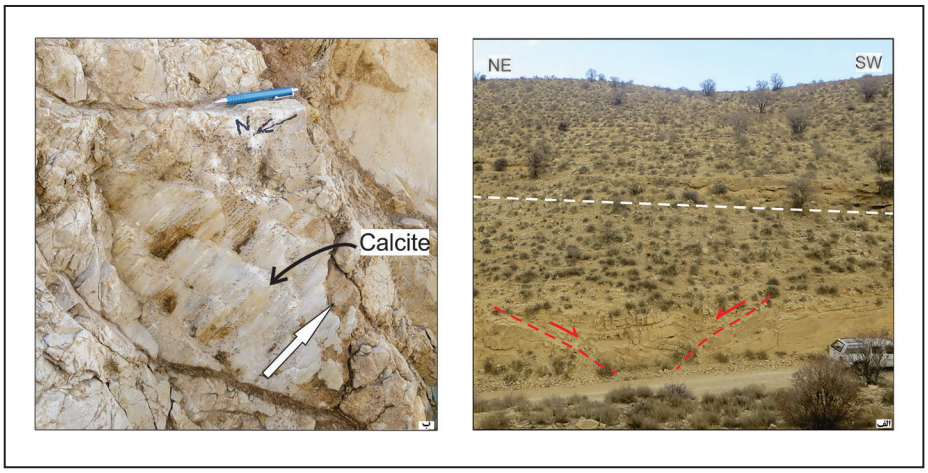
شکل ۲- الف) مرز هم شیب سازند بختیاری قدیمی و آغاجاری. ب) مرز دگرشیبی واحد بختیاری جوان با سازندهای رازک و آغاجاری.

۳- روش مطالعه و بررسی داده‌ها

مطالعه تنش دیرین پیدا کردن تنسور تنشی است که مسبب لغزش بر روی گسل‌های موجود در یک ناحیه است (Angelier, 1994; Twiss and Unruh, 1998). در این راستا اولین مرحله در تحلیل تنش دیرین، گردآوری داده‌های کمی و کیفی لغزش گسلی در مقیاس متوسط (Mesoscale) و کوچکتر (Small- scale) بر اساس برداشت‌های میدانی و رابطه سنی میان گسلش و چین خوردگی در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. برای شناخت سن نسبی داده‌های لغزش گسلی و ارتباط آنها با چین‌خوردگی علاوه بر استفاده از سن سازندهای زمین شناسی در هر ایستگاه، از شواهد مختلف دیگر استفاده شده است، بطور مثال: صفحات گسلی عمود بر لایه بندی، پیش از چین‌خوردگی می‌باشد (Navabpoure et al., 2007; Shahidi, 2008)، گسل‌های کوچک مقیاس (Small- scale) در لایه‌های شیب‌دار بطور غالب قبل از چین‌خوردگی رخ می‌دهند (Lacombe et al., 2006)، خش لغزهای موازی لایه‌بندی روی گسل‌های شیب‌دار عمود بر لایه، گویای رخداد پیش از چین‌خوردگی است (شکل ۳ - الف) و در نهایت مشخص کردن ترتیب زمانی رخدادها بر اساس ارتباط هندسی آنها نسبت به هم دیگر است چنانکه در ایستگاه P36، درزه کششی در لایه سنگ‌آهک ایجاد شده و سپس توسط گسل راندگی بریده شدن است و یا در ایستگاه P35 یک صفحه گسلی، دو دسته خش‌لغز غیر همسوی راستالغز و راندگی را نشان می‌دهد (شکل ۳- ب)که بر اساس شواهد سطح گسل، حرکت راندگی قدیمی‌تر از امتدادلغز رخ داده است و نشان دهنده تغییر جهت لغزش با گذر زمان است، این موضوع می‌تواند به تغییر در جهت محورهای اصلی تنش باشد (Ramsay and Lisle, 2000).

شکل ۳- الف) خش لغزهای موازی لایه‌بندی روی گسل‌های شیب دار عمود بر لایه در ایستگاه P 19، ب)خش لغز راستالغز چپ بر و راندگی در یک صفحه لغزشی که گسل راستالغز پس از راندگی شکل گرفته است، در ایستگاه P35.

در این راستا جهت بازسازی وضعیت تنش دیرین در حاشیه شمال خاوری ورق عربی در سنوزوئیک و ارزیابی تنش در زمان برخورد در کرتاسه و پالئوسن و درنهایت چین‌خوردگی در محدوده مورد بررسی، در ۳۰ایستگاه، داده‌های خش‌لغز گسلی، در بازدیدهای میدانی، برداشت شد. پراکندگی ایستگاه‌ها به گونه ایست که سازندهای زمین‌شناسی سروک، گورپی و تاربور، ساچون، پابده، جهرم، آسماری، گچساران، رازک و میشان را شامل می‌شود. در هر ایستگاه بر اساس شواهد موجود ساختار شکننده، صفحه‌های گسلی همزمان با رسوبگذاری و افقی بودن لایه (شکل ۴- الف)، مشخص و سازوکار هر صفحه گسلی با دقت بالا توسط نشانگرهای سوی حرکت از قبیل پله‌های تجمعی کلسیتی (شکل ۴- ب)، زبر و صیقل بودن صفحه گسلی، شکستگی‌های ریدل، قله‌های استیلولیتی، باز شدگی‌های کششی مشخص شده است. دومین مرحله در تحلیل، محاسبه تنسور تنش بر اساس وارون‌سازی یا روش برگشتی است، که در این پژوهش از نرم‌افزار T-TECTO 5 (Zalohar, 2015) استفاده شده است، این نرم‌افزار بر اساس برنامه T-Tecto 1.0, 2.0 می‌باشد که اولین بار توسط Angelier (1979, 1984) پایه‌گذاری شده است و Zalohar (2009) مدل جدیدتر آن را T- TECTO 3.0 و در نهایت T-TECTO 5 را در سال ۲۰۱۵ با قابلیت‌های بیشتری نسبت به سه مدل قبلی، ارائه داده است. این نرم‌افزار بر اساس روش چندگانه (Multiple Slip Method)، سامانه‌های گسلی ناهمگن را به چند زیر سامانه همگن تقسیم کرده و مفهوم بهترین تنسور تنش را در بر می‌گیرد.

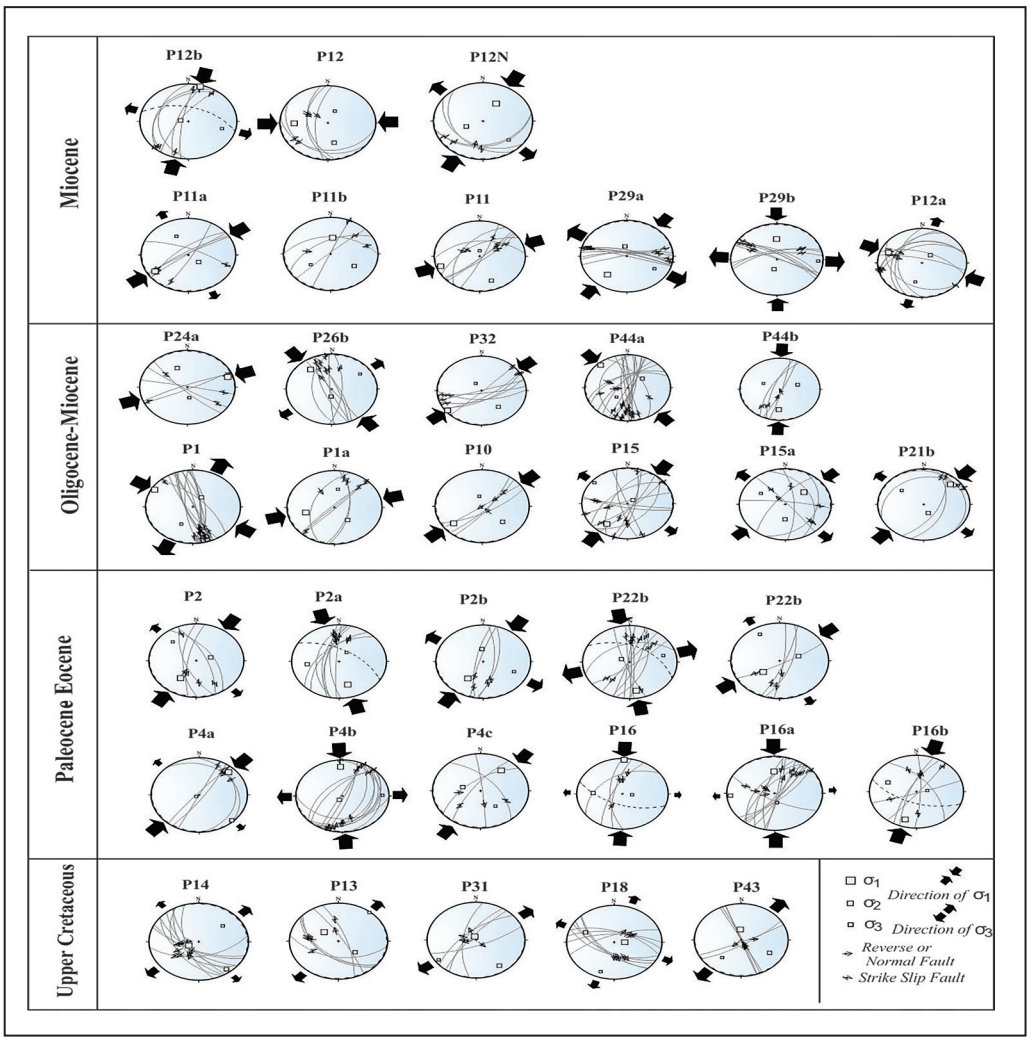


شکل ۴- الف) نمایی از گسل نرمال همزمان با رسوبگذاری در ایستگاه P6، بدون تأثیر بر لایه‌های بالایی خود که با خط‌چین سفید مشخص شده است، ب) پله‌های ناشی از رشد کلسیت در صفحه گسل راندگی در سازند آسماری.

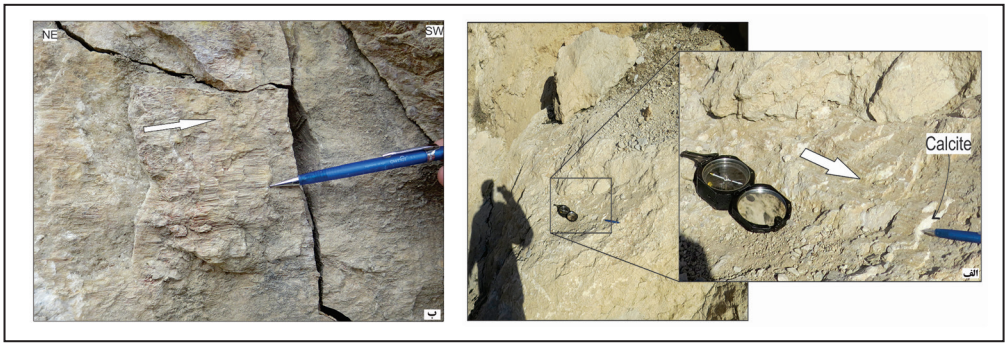
داده‌های برداشت شده در هر ایستگاه، شامل شیب و آزیموت جهت شیب لایه‌بندی، شیب و آزیموت جهت شیب صفحه گسلی، زاویه خط‌خش از افق (Rake)، سازوکار گسل، بررسی توالی رسوبی، تعیین دیرینگی واحد زمین‌شناسی و نوع ساخت تاقدیسی و ناودیسی در هر ایستگاه می‌باشد و در برخی ایستگاه‌ها بازشدگی‌های کششی کلسیتی و استیلولیت از دیگر ساختارهای برداشت شده است. در بیشتر ایستگاه‌های محدوده مورد مطالعه، داده‌های برداشت شده ناهمگن بوده و الگوی پیچیده‌ای را نشان می‌دهند که در این موارد داده‌ها، به زیر مجموعه‌هایی که از نظر مکانیکی همگن هستند تقسیم شده است، تا میدان‌های تنشی مختلف که بطور معمول ناشی از رویدادهای زمین‌ساختی چند مرحله‌ای (Navabpour et al., 2007; Navabpour and Barrier, 2012; Lacombe et al., 2006) (سیستم‌های کششی، فشارشی و امتدادلغز) هستند از هم تفکیک شوند و پس از تفکیک در نرم‌افزار، جداگانه وارد می‌شود و نرم‌افزار، نوع رژیم زمین ساختی و وضعیت جهات تنش، محورهای اصلی تنش($\sigma_3, \sigma_2, \sigma_1$)، شکل بیضی تنش یا مقدار نسبت اختلاف تنش Φ و زاویه α (زاویه بین بردار لغزش مشاهده شده بر روی سطح گسل و راستای بیشترین تنش برشی محاسبه شده می‌باشد) را برآورد و برای دسته‌های داده‌های تفکیک شده، به صورت استریوپلات‌های مختلف نمایش می‌دهد (شکل ۵)(جدول ۱). در هر استریوپلات، جهت تنش بصورت پیکان‌های توپر، موقعیت لایه‌بندی به صورت خط‌چین و جهت حرکت صفحه‌های گسلی بصورت پیکان نازک جهت نوک پیکان، سوی حرکت را نمایش می‌دهد، مشخص شده است، موقعیت محورهای اصلی تنش، با شکل مربع کوچک موقعیت σ_3، مربع بزرگ σ_1 و مربع متوسط σ_2 را نشان می‌دهد. در نهایت ایستگاه‌ها بر اساس واحدهای زمین‌شناسی و زمانی، تفکیک و تحلیل شده‌اند و وضعیت جهت تنش دیرین و روند تنش بیشینه (σ_1) در رژیم‌های زمین‌ساختی فشاری و امتدادلغز و روند تنش کمینه (σ_3) در رژیم زمین‌ساخت کششی، مشخص شده است.

۳-۱. میوسن

سازندهای زمین‌شناسی در بازه زمانی میوسن در محدوده مورد بررسی شامل سازندهای گچساران، رازک و میشان است که در بخش‌های جنوبی محدوده رخنمون دارند و به ترتیب ایستگاه‌های P11, P12, P29. از این سازندها برداشت شده است. در این ایستگاه‌ها، داده‌های لغزش گسلی بطور غالب گسل های امتدادلغز و راندگی است که تحت تأثیر تنش‌های وارده در منطقه ایجاد شده است، بیش از ۷۳داده لغزش گسلی از این ایستگاه‌ها برداشت شده است و پس از دسته بندی و افقی کردن لایه‌ها، استریوپلات‌های آنها توسط نرم‌افزار ترسیم گردید، چنانکه رژیم‌های زمین‌ساخت امتدادلغز و فشاری از داده‌های لغزش گسلی در سازند میشان (شکل ۶- الف)، رازک و گچساران به‌دست آمده است(شکل ۶- ب). آزیموت جهت بیشینه تنش اصلی (σ_1) در استریوپلات‌های به‌دست آمده در سازند میشان، آزیموت‌های ۳۰، ۱۹۴، ۲۹۲ و ۲۶۹ درجه می‌باشد (جدول ۱)، در سازند رازک جهت بیشینه تنش، آزیموت ۳۵۹ و ۲۱۹ درجه و در سازند گچساران، راستای فشارش غالب آزیموت ۲۳۸ و ۲۵۱ درجه برآورد شده است.



شکل ۵- جهت تنش‌های وارده و رژیم‌های زمین‌ساختی به‌دست آمده در محدوده مورد بررسی است.



شکل ۶- الف) پله‌های حاصل از رشد کلسیت در صفحه گسل راندگی در عضو گوری در قاعده سازند میشان، ب) خش لغز صفحه گسلی چپ بر همراه با پله‌های ناشی از رشد کلسیت در سازند گچساران،

جدول ۱- وضعیت ایستگاه‌ها، موقعیت آنها و شیب و امتداد لایه و محورهای اصلی تنش پس از چرخش، تعداد برداشت nT، تعداد داده مورد پردازش n، شکل بیضی تنش Φ و α یا زاویه misfits، زاویه بین بردار لغزش مشاهده شده بر روی سطح گسل و راستای بیشترین تنش برشی محاسبه شده است.

Site	Fault Type	Fm.	σ1 Strike/ Dip (deg)	σ2 Strike/ Dip (deg)	σ3 Strike/ Dip (deg)	Φ	misfits (deg)		Site	Fault Type	Fm.	σ1 Strike/ Dip (deg)	σ2 Strike/ Dip (deg)	σ3 Strike/ Dip (deg)	Φ	misfits (deg)
P4	DS	Pabdeh	152/59	005/27	267/15	0.1	13		**P4**	N	Pabdeh	357/12	212/76	089/08	0.3	12
P5(a)	DS	Gurpi	136/01	044/62	227/28	0.2	9		**P5**	N	Gurpi	097/64	232/20	329/17	0.1	6
P5(b)	DS	Gurpi	211/02	115/72	302/18	0.5	8		**P6**	N	Tarbur	228/81	134/01	044/09	0.2	28
P6(a)	DS	Tarbur	358/08	248/68	091/21	0.3	16		**P13**	N	Ilam	309/48	131/42	040/01	0.1	11
P6(b)	DS	Tarbur	102/25	253/62	006/12	0.4	8		**P14**	N	Sarvak	243/64	142/05	050/25	0.1	11
P13(a)	DS	Ilam	189/13	031/77	280/05	0.1	14		**P17**	N	Gurpi	234/51	123/16	021/34	0.5	8
P13(b)	DS	Ilam	111/39	018/03	285/51	0.1	5		**P19**	N	Ghorban	152/42	258/17	004/44	0.4	17
P14(a)	DS	Sarvak	328/27	061/05	161/62	0.1	15		**P25**	N	Sarvak	310/81	166/07	075/05	0.1	7
P14(b)	DS	Sarvak	078/02	189/85	348/05	0.5	7		**P31**	N	Gurpi	346/79	145/10	236/04	0.1	8
P16(a)	DS	Pabdeh	359/29	266/04	168/61	0.2	17		**P36**	N	Sarvak	318/65	154/24	061/06	0.1	6
P16(b)	DS	Pabdeh	197/12	293/23	082/63	0.3	8		**P1**	N	Asmari	036/13	159/66	302/19	0	8
P17(a)	DS	Gurpi	033/17	232/72	124/06	0.1	10		**P2**	N	Jahrom	047/43	302/16	196/43	0.5	10
P17(b)	DS	Gurpi	129/26	007/47	236/31	0.2	17		**P10**	N	Asmari	007/52	197/38	103/05	0.3	4
P17(c)	DS	Gurpi	078/14	246/76	347/13	0.3	15		**P12**	N	Guri M.	030/34	247/50	133/19	0.3	5
P18	DS	Tarbur	346/02	249/72	077/18	0.8	15		**P15**	N	Asmari	218/17	051/73	309/04	0.1	15
P19(a)	DS	Ghorban	092/07	195/61	358/28	0.6	14		**P20**	N	Asmari	183/50	283/08	020/38	0.1	4
P19(b)	DS	Ghorban	000/23	207/65	094/10	0.6	16		**P21**	N	Asmari	177/50	286/16	028/36	0.2	6
P25	DS	Sarvak	071/01	147/50	347/38	0.4	15		**P24**	N	Asmari	208/45	332/29	082/31	0.2	8
P30	DS	Sarvak	226/13	163/56	341/34	0.1	13		**P32**	N	Asmari	233/02	142/28	327/62	0	4
P31(a)	DS	Gurpi	016/13	222/76	108/06	0.6	16		**P4**	I	Pabdeh	045/08	135/02	239/82	0.1	4
P31(b)	DS	Gurpi	260/23	095/66	353/06	0.5	7		**P6**	I	Tarbur	102/25	008/08	261/64	0.7	12
P35	DS	Sarvak	292/04	202/04	069/84	0.1	10		**P13**	I	Ilam	187/35	088/13	341/52	0.8	10
P36(a)	DS	Sarvak	244/09	098/79	335/06	0.6	17		**P14**	I	Sarvak	078/02	348/23	173/67	0.8	19
P36(b)	DS	Sarvak	333/02	064/16	236/74	0.3	4		**P16**	I	Pabdeh	002/02	272/24	097/66	0.2	12
P43(a)	DS	Ghorban	123/16	313/74	214/03	0.5	12		**P18**	I	Tarbur	099/23	190/02	284/67	0.9	3
P43(b)	DS	Ghorban	234/42	333/10	073/46	0.1	18		**P30**	I	Sarvak	322/02	052/12	222/78	0.7	11
P1(a)	DS	Asmari	300/4	035/56	207/34	0.5	12		**P36**	I	Sarvak	280/01	190/03	036/87	0.9	4
P1(b)	DS	Asmari	215/29	074/54	316/19	0	14		**P43**	I	Ghorban	246/14	152/15	018/69	0.9	14
P2(a)	DS	Jahrom	164/23	263/22	32/57	0.5	8		**P1**	I	Asmari	257/26	141/42	008/37	0	14
P2(b)	DS	Jahrom	215/31	356/52	113/20	0.3	6		**P2**	I	Jahrom	153/04	254/71	061/19	0.9	10
P3	DS	Ghorban	179/17	045/66	274/16	0.2	13		**P3**	I	Ghorban	211/23	311/22	080/57	0.9	6
P10(a)	DS	Asmari	271/23	094/67	002/11	0	16		**P10**	I	Asmari	232/15	134/27	348/59	0.5	14
P10(b)	DS	Asmari	000/10	091/01	186/80	0.3	9		**P11**	I	Champe	251/06	160/17	360/72	0.5	11
P11(a)	DS	Champe	238/10	131/58	334/30	0	4		**P12**	I	Guri M.	269/19	166/32	025/51	0.4	5
P11(b)	DS	Champe	005/42	123/28	236/35	0.3	15		**P24**	I	Asmari	016/10	108/13	250/74	0.3	9
P12(a)	DS	Guri M.	292/11	040/57	195/30	0.1	10		**P32**	I	Asmari	309/13	141/76	039/03	0.8	6
P12(b)	DS	Guri M.	015/02	279/72	105/18	0.1	16									
P15(a)	DS	Asmari	359/27	209/59	096/13	0.5	15									

ادامه جدول ۱-

Site	Fault Type	Fm.	σ1 Strike/ Dip (deg)	σ2 Strike/ Dip (deg)	σ3 Strike/ Dip (deg)	Φ	misfits (deg)		Site	Fault Type	Fm.	σ1 Strike/ Dip (deg)	σ2 Strike/ Dip (deg)	σ3 Strike/ Dip (deg)	Φ	misfits (deg)
P15(b)	DS	Asmari	050/34	181/44	300/27	0.6	15									
P20	DS	Asmari	314/33	213/16	101/53	0.3	14									
P21(a)	DS	Asmari	002/23	097/11	211/64	0.2	12									
P21(b)	DS	Asmari	046/12	158/61	310/26	0.1	8									
P22(a)	DS	Jahrom	170/13	294/68	076/18	0.5	17									
P22(b)	DS	Jahrom	229/42	072/46	330/12	0	11									
P24(a)	DS	Asmari	072/06	338/31	172/58	0	13									
P24(b)	DS	Asmari	032/19	206/71	301/02	0.2	5									
P26(a)	DS	Asmari	022/43	165/41	273/20	0.4	13									
P26(b)	DS	Asmari	320/18	183/66	055/15	0.2	9									
P28(a)	DS	Asmari	200/00	291/63	110/27	0.3	11									
P28(b)	DS	Asmari	087/15	240/73	355/08	0.2	10									
P29(a)	DS	Razak	219/22	352/59	120/20	0.6	11									
P29(b)	DS	Razak	359/30	193/59	093/06	0.6	11									
P32	DS	Asmari	340/40	207/40	093/25	0.4	2									
P44(a)	DS	Asmari	317/04	051/42	223/48	0.4	16									
P44(b)	DS	Asmari	182/23	072/40	294/41	0.3	10									

۳-۲. الیگومیوسن

لایه‌های سنگ آهک ضخیم و بسیار ضخیم سازند آسماری با دیرینگی الیگومیوسن، بیشترین گستردگی و رخنمون در محدوده مورد بررسی را دارد. ایستگاه‌های P1, P10, P15, P20, P21, P24, P26, P28, P32, P44 از این سازند برداشت شده‌اند، داده‌های لغزش گسلی به طور غالب گسل‌های امتدادلغز و راندگی می‌باشند که در این ایستگاه‌ها، تحت‌تأثیر تنش‌های وارده در منطقه ایجاد شده است، بیش از ۲۷۰ داده لغزش گسلی از این ایستگاه‌ها برداشت شده است و پس از دسته‌بندی و افقی کردن لایه‌ها، استریوپلات‌های آنها توسط نرم‌افزار ترسیم گردیده است (شکل ۵). رژیم‌های زمین‌ساخت امتدادلغز و فشاری به طور غالب از داده‌های لغزش گسلی در این سازند به‌دست آمده است. آزیموت جهت بیشینه تنش اصلی (σ_1) در استریوپلات‌های بدست آمده از این سازند، در شش زیر دسته قابل جدایش است: ۱- دسته‌ای با جهت بین ۵۰ تا ۷۰ درجه شمالی، ۲- آزیموت نزدیک به ۳۵ درجه، ۳- آزیموت نزدیک به ۲۰ درجه، ۴- راستای نزدیک به شمالی – جنوبی، ۵- آزیموت نزدیک به خاوری – باختری با جهت کمینه تنش اصلی (σ_3) نزدیک به شمالی - جنوبی، ۶- آزیموت نزدیک به ۱۳۰ درجه می باشد.

۳-۳. پالئوسن – ائوسن

سازندهای زمین‌شناسی در بازه زمانی پالئوسن - ائوسن در محدوده مورد بررسی شامل سازندهای پابده و جهرم است که در بخش‌های مرکزی محدوده رخنمون دارند. ایستگاه‌های P4 و P16 از سازند پابده و ایستگاه‌های P2 و P22 از سازند جهرم برداشت شده است. داده‌های لغزش گسلی به جز تعدادی که در ایستگاه P4 برداشت شده، بطور غالب شامل گسل‌های امتدادلغز و راندگی است، بیش از ۱۰۹ داده لغزش گسلی از این ایستگاه‌ها برداشت شده است که پس از دسته‌بندی و افقی کردن لایه‌ها، استریوپلات‌های آنها توسط نرم‌افزار ترسیم گردیده است. رژیم‌های زمین‌ساخت امتدادلغز و فشاری از داده‌های لغزش گسلی در سازند جهرم و پابده به‌دست آمده است (شکل ۵). آزیموت جهت بیشینه تنش اصلی (σ_1) در استریوپلات های بدست آمده در سازند جهرم، آزیموت ۲۱۵، ۶۱، ۴۱ و ۱۷۰ و ۲۲۹ درجه می‌باشد، در سازند پابده جهت بیشینه تنش، آزیموت ۴۵ و ۱۷ درجه و نزدیک به شمالی – جنوبی به‌دست آمده است.

۳-۴. کرتاسه بالایی

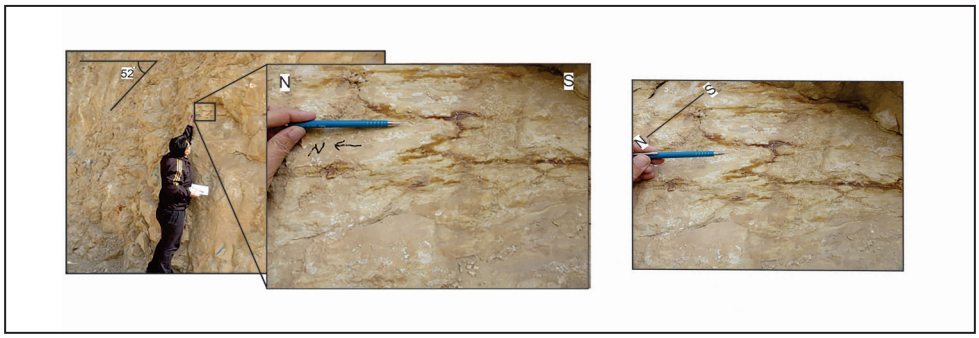
سازندهای زمین‌شناسی در بازه زمانی کرتاسه بالایی در محدوده مورد بررسی ایستگاه‌های P19, P34 از عضو قربان در قاعده سازند ساچون، P6, P18 از سازند تاربور، P5, P17, P31 از سازند گورپی، ایستگاه P13 از سازند ایلام و P14, P25, P30 P35, P36 از سازند سروک برداشت شده است. بیش از ۳۶۴ داده لغزش گسلی از اینایستگاه‌ها برداشت شده است که پس از دسته بندی و افقی کردن لایه‌ها، استریوپلات‌های آنها توسط نرم‌افزار ترسیم گردیده است. داده‌های لغزش گسلی به‌طور غالب شامل گسل‌های نرمال و امتدادلغز است که گسل‌های نرمال، به ارث رسیده از رژیم زمین‌ساخت کششی حاکم بر منطقه می‌باشد، چنانکه مثالی از گسل های نرمال همزمان با رسوبگذاری درشکل ۴-الف نمایش داده شده است و گسل‌های امتدادلغز، منتج از رژیم زمین‌ساخت راستالغز است. آزیموت جهت کمینه تنش اصلی (σ_3) در استریوپلات‌های به‌دست آمده در عضو قربان سازند ساچون، آزیموت ۳۴ درجه می‌باشد، در سازند تاربور جهت کمینه تنش، آزیموت ۴۰ و ۷۷ درجه، در سازند گورپی آزیموت ۵۶ درجه، در سازند ایلام آزیموت ۴۰ درجه و در سازند سروک میانگین جهت کمینه تنش اصلی آزیموت نزدیک به ۵۰ درجه دارد. آزیموت جهت بیشینه تنش اصلی (σ_1) در استریوپلات‌های به‌دست آمده در زمان کرتاسه بالایی در راستای شمالی – جنوبی، آزیموت نزدیک به ۲۰ درجه، آزیموت نزدیک به ۳۰ درجه، آزیموت بین ۴۶ تا ۷۸ درجه و آزیموت نزدیک به ۱۳۰ درجه برآورد شده است.

۳-۵. سطوح انحلال فشاری

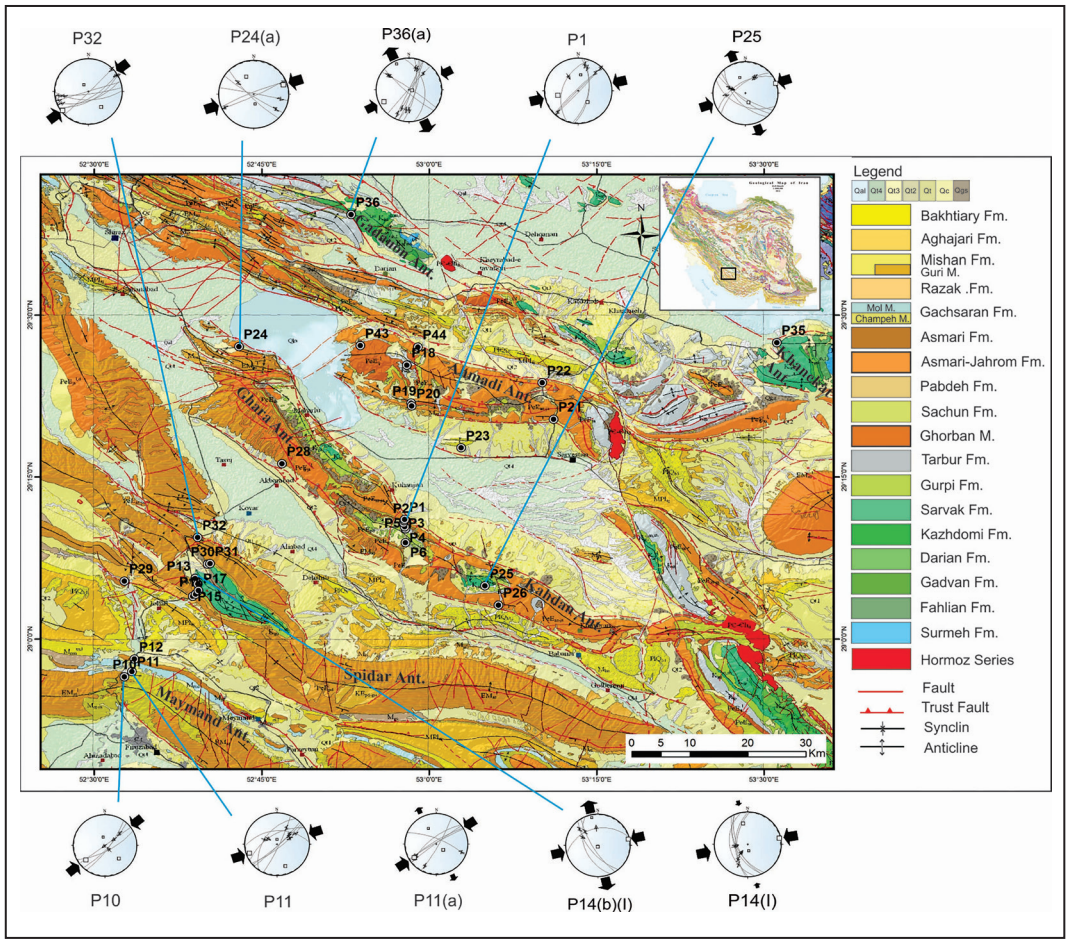
از دیگر داده‌های شاخص جهت تنش، وضعیت سطوح و قله‌های استیلولیتی (سطح انحلال فشاری) می‌باشند. این سطوح انحلال فشاری در راستای عمود و نوک قله‌های آن در راستای جهت بیشینه تنش فشاری ایجاد می‌شوند و در تعیین جهت تنش دیرین مناسب می‌باشند (Ebner et al., 2010b). استیلولیت‌ها هم زمان با سنگ‌شدگی لایه‌ها و قبل، همزمان و بعد از چین‌خوردگی لایه‌ها تشکیل می‌شوند و بر اساس وضعیت سطح و قله‌های استیلولیتی نسبت به لایه‌بندی و محور چین‌خوردگی امکان تعیین جهت تنش دیرین و زمان تشکیل قبل، همزمان و یا پس از چین‌خوردگی مشخص می‌شود

Navabpour et al., 2007; Ebner et al., 2010b; Sarkarinejad and Heibati, 2016) در این ارتباط در سازندهای آسماری و بخش آهکی سازند میشان سطوح انحلال فشاری زیادی برداشت گردید بطور مثال، در یکی از برداشت‌ها در سازند آسماری (شکل ۷) پس از افقی کردن لایه، سطح انحلال فشاری مایل بر لایه‌بندی بوده و آزیموت جهت تنش بیشینه فشاری را نزدیک به ۵۰ درجه نشان می‌دهد که قبل از چین‌خوردگی ایجاد شده است (Navabpour et al., 2007; Ebner et al., 2010b) همچنین در بخش آهکی قاعده سازند میشان نیز سطح انحلال فشاری برداشت شد که سطح آن عمود بر لایه‌بندی و موازی با محور چین‌خوردگی است که گویای تشکیل همزمان با چین‌خوردگی است و آزیموت جهت تنش بیشینه فشاری را نزدیک به ۳۰ درجه نشان می‌دهد.

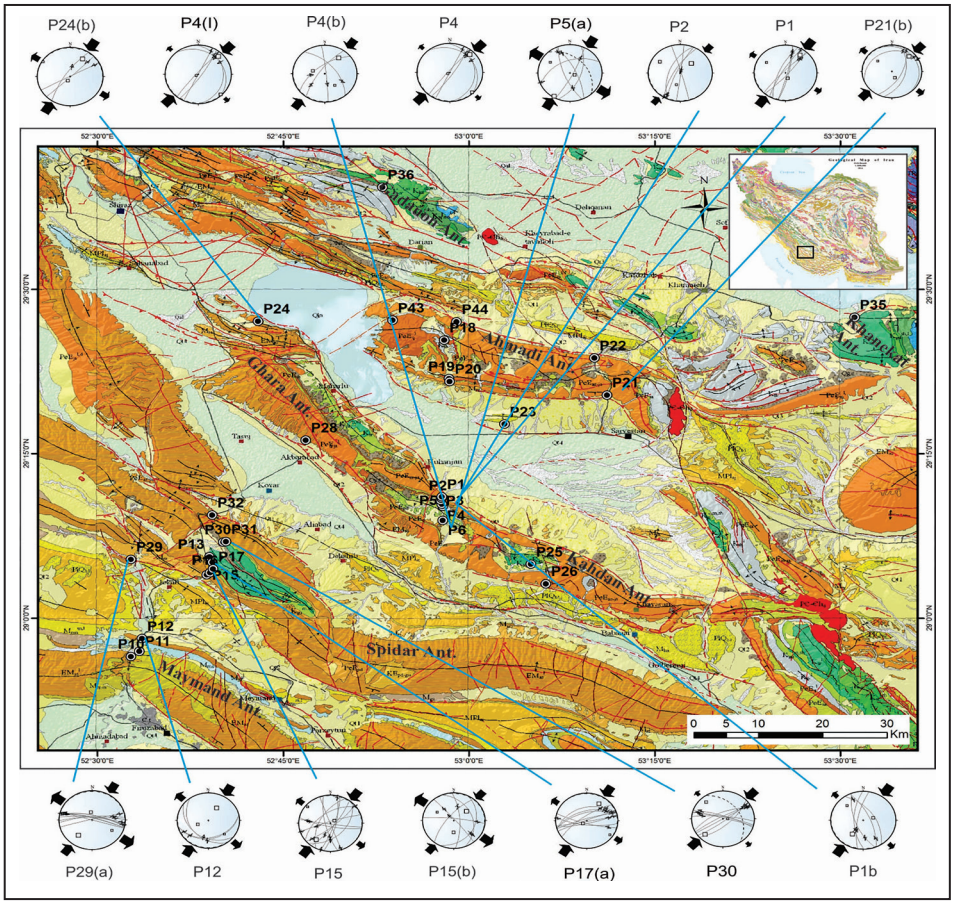
در این پژوهش، اطلاعات مربوط به ایستگاه ها و نتایج حاصل از استریوپلات‌ها (شکل ۵) براساس دسته گسله‌های نرمال، امتدادلغز و راندگی در جدول ۱ آورده شده است و در نهایت جهت‌های بیشینه تنش اصلی با آزیموت‌های بین ۵۰ تا ۷۰ درجه (شکل ۸)، آزیموت نزدیک به ۳۰ درجه (شکل ۹) و آزیموت‌های نزدیک به ۲۰ درجه تا شمالی – جنوبی را در شکل ۱۰ نمایش داده است و شکل ۱۱ خلاصه‌ای از نتایج حاصل از این تحقیق، در ارتباط با زمان چین‌خوردگی و نوع رژیم‌های زمین‌ساختی و جهت تنش وارده در کمربند چین‌خورده زاگرس در محدوده مورد بررسی را نشان می‌دهد.



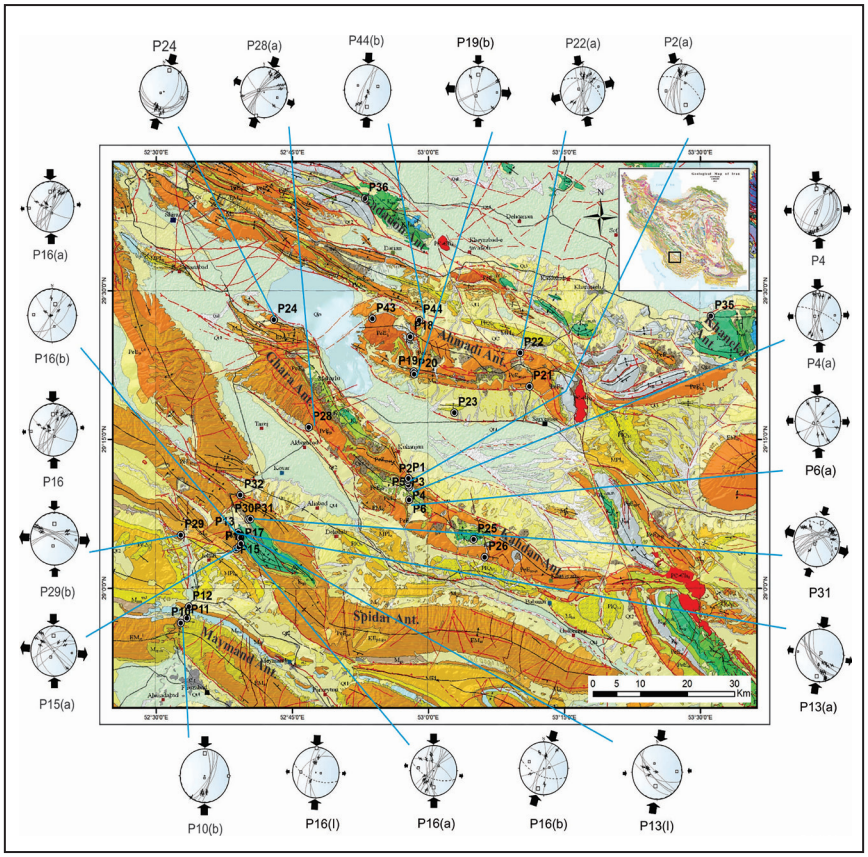
شکل ۷- سطوح انحلالی فشاری عمود بر لایه‌بندی و مورب به امتداد چین‌خوردگی در سازند آسماری و با آزیموت جهت تنش بیشینه نزدیک به ۵۰ درجه که قبل از چین‌خوردگی ایجادشده است.



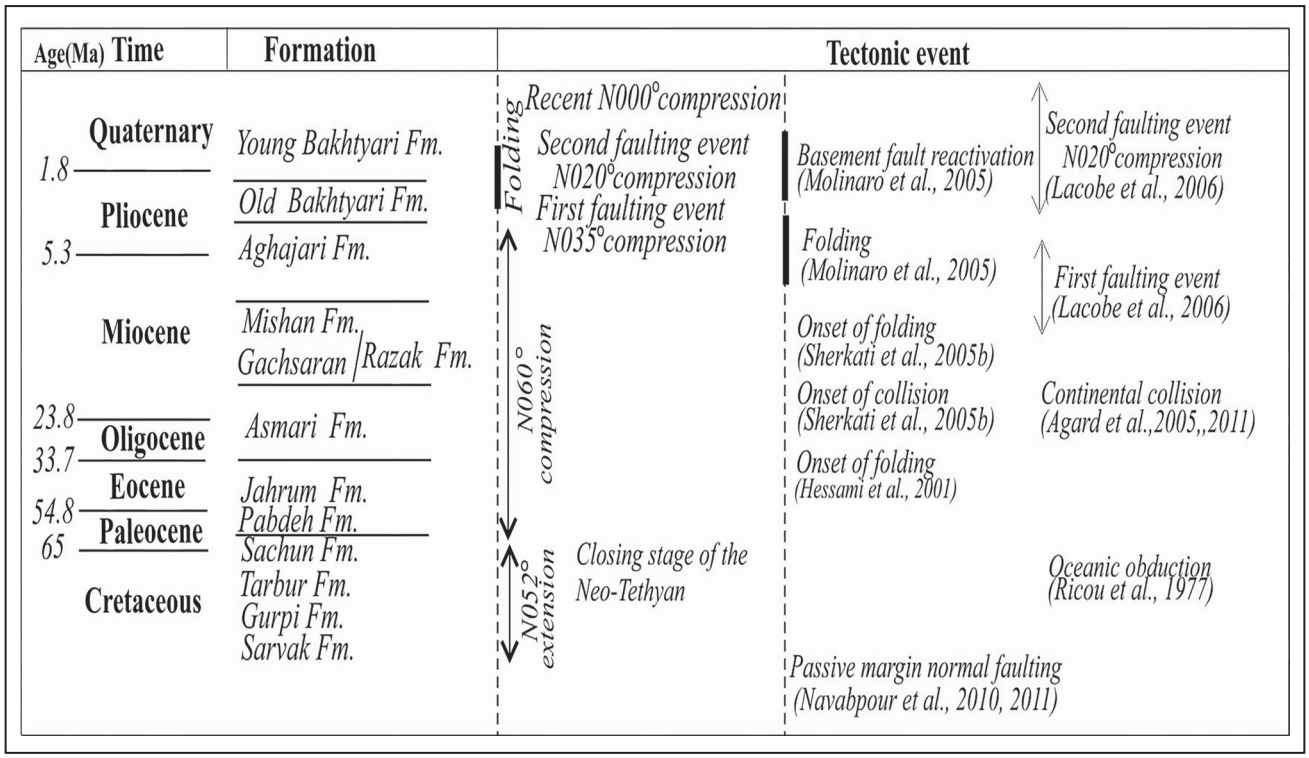
شکل۸- جهت بیشینه تنش اصلی (σ_1) باآزیموت بین ۵۰ تا ۷۰ درجه در استریوپلات‌های به‌دست آمده و جایگاه آنها در نقشه زمین‌شناسی منطقه.



شکل۹- جهت بیشینه تنش اصلی (σ_1) با آزیموت نزدیک به ۳۰ درجه در استریوپلات‌های به‌دست آمده و جایگاه آنها در نقشه زمین‌شناسی منطقه.



شکل۱۰- جهت بیشینه تنش اصلی (σ_1) باآزیموت نزدیک به ۲۰ درجه و شمالی – جنوبی در استریوپلات‌های به‌دست آمده و جایگاه آنها در نقشه زمین‌شناسی منطقه.



شکل ۱۱- خلاصه‌ای از نتایج حاصل از این تحقیق در ارتباط با زمان چین‌خوردگی، نوع رژیم‌های زمین‌ساختی و جهت تنش وارده در کمربند چین خورده زاگرس در محدوده مورد بررسی.

۵- نتیجه‌گیری

بر اساس داده‌های زمین‌ساخت شکننده و دیگر شواهد ساختاری و چینه‌نگاشتی سازندها به ویژه سازند بختیاری وهمچنین بررسی سطوح انحلال فشاری، نتایج زیر حاصل شد.

- تحلیل تنش دیرین تاثیر چیره زمین‌ساخت فشاری و راستالغز در سنوزوئیک را نشان می‌دهد و تغییر تنش کششی به فشاری در مرز کرتاسه بالائی (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۶) و سنوزوئیک رخ داده است.

- مرز سازند بختیاری (PlQb) با سازند آغاجاری تدریجی و همشیب است و دگرشیبی در سازند بختیاری بین بخش زیرین و بالایی آن ایجاد شده که بخش زیرین با نام بختیاری قدیمی و بخش بالایی با نام بختیاری جوان (Qb) مشخص شده است. بختیاری جوان با دیگر واحدهای زمین‌شناسی قدیمی‌تر از خود دگرشیب می‌باشد بنابراین، می‌توان شروع چین‌خوردگی اصلی را به زمان تشکیل سنگ نهشته‌های سازند بختیاری قدیمی و زمان تشکیل بختیاری جوان را به پس از چین‌خوردگی نسبت داد که کج‌شدگی و شیب کم لایه‌های آن را نیز می‌توان با بالاآمدگی زاگرس در این زمان دانست.

- نتایج حاصل از این تحقیق گویای راستای غالب بیشینه تنش اصلی (σ_2) پیش از چین‌خوردگی در منطقه، جهت نزدیک N60E دارد و سنی پیش از میوسن دارد، هم‌زمان با چین‌خوردگی، جهت تنش نزدیک به N35E بوده و سنی معادل سازند بختیاری در پلیوسن می‌باشد و استمرار تغییرات تنش موثر بر تکامل گستره و پس از چین‌خوردگی جهت N20E با سن هم ارز سنی بختیاری جوان در کواترنری (پلئیستوسن) را دارد و در ادامه تنش بیشینه نزدیک به شمالی - جنوبی (این جهت در مطالعات Vernant et al. (2004); Vernant and Chery (2006) با استفاده از GPS نیز به دست آمده است) می‌باشد که به صورت رژیم‌های زمین‌ساخت راستالغز و فشاری در تکامل گستره نقش دارند.

- نتایج حاصل از تعیین جهت تنش با استفاده از تحلیل سطوح انحلال فشاری، تأییدی بر نتایج حاصل از داده‌های خش لغز گسلی می‌باشد.

- بازسازی تنش دیرین در منطقه، گویای چرخش پادساعت گرد در مسیر اصلی تنش فشاری در طول زمان است، که بر اساس نظر Lacombe et al. (2006) Talebian and Jackson (2004) عملکرد گسله‌های مورب و راستالغز کازرون، کره بس، سبزپوشان و سروستان تغییر روند تنش بیشینه را در طول زمان کنترل کرده‌اند و McQuarri et al. (2003)، چرخش پاد ساعت‌گرد را متأثر از چرخش بلوکی ایران مرکزی و تأثیر آن بر تغییر همگرایی صفحه عربی نسبت به اوراسیا در طول زمان می دانند و در این تحقیق ضمن تائید تأثیر گسله های راستالغز بنیادی کازرون، کره بس، سبزپوشان و سروستان، نمی‌توان، تأثیر نیروی اعمال شده از چرخش گسل‌های بنیادی ایران مرکزی بر بلوک فارس(عبادی و همکاران، ۱۳۹۶) را بی‌تأثیر دانست.

- در بازسازی مسیر تانسورهای تنش رویدادهای فشاری و امتدادلغز با راستای شمال باختر – جنوب خاور و با جهت ۱۳۰ درجه شمالی مشخص شده است. این روند با توجه به تکامل ساختاری زاگرس، مبهم است، Ricou (1994) این جهت را به فشارش پایانی که گسترش چین‌ها را با امتداد شمال خاور – جنوب باختر را به عهد دارد، دانسته و Lacombe et al. (2006) معتقد است این روند در مجاور گسل‌های امتدادلغز بنیادی منطقه ایجاد شده است (Navabpour et al., 2007, 2011 Navabpour and Barrier, 2012) این جهت تنش را، به قبل از چین‌خوردگی با سن اوایل میوسن نسبت داده است و در این تحقیق چنین روندی در سازند آسماری و رازک به‌دست آمده است که سنی هم ارز الیگوسن - میوسن دارد و پس از چین‌خوردگی می‌تواند ادامه داشته باشد و از نیروهای فرا منطقه‌ای و یا نیروی ثانویه در راستای محور ساختمان‌های چین‌خورده (این جهت در مطالعات Vernant et al. (2004) و Vernant and Chery (2006) با استفاده از GPS نیز گزارش شده است) می‌تواند ناشی شده باشد همچنین این جهت با حرکت گسل اصلی زاگرس (Authemayou et al., 2006) نیز سازگاری دارد.

کتابنگاری

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور. ۶۴۰ ص.

عبادی، ل.، علوی، س. ا. و قاسمی، م. ر.، ۱۳۹۶- رمز گشایی تغییرات میدان تنش با استفاده از واکاوی زمین ساخت شکننده در گستره شهر بابک. فصل نامه علوم زمین، پائیز۹۶، سال بیست و هفتم، شماره ۱۰۵، صفحه ۸۱ تا ۹۶.

عندلیبی، م. ج.، اویسی، ب. و یوسفی ط.، ۱۳۸۲- نقشه زمین‌شناسی با مقیاس یک صدهزارم شیراز. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

عندلیبی، م. ج. و یوسفی، ط.، ۱۳۸۴- نقشه زمین‌شناسی با مقیاس یک صدهزارم سروستان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

عندلیبی، م. ج. و یوسفی، ط.، ۱۳۸۹- نقشه زمین‌شناسی با مقیاس یک صدهزارم کوار. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

مطیعی، ۱۳۷۳- کتاب چینه‌شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

نبوی، م.، ۱۳۵۵- مقدمه ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

نوگل‌سادات، م. ع.، ۱۳۷۲- نقشه تکتونیک ایران، مقیاس یک میلیونیم. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

یوسفی، ط.، ۱۳۸۱-نقشه زمین‌شناسی با مقیاس یک صدهزارم رونیز. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

یوسفی، ط.، ۱۳۸۳- نقشه زمین‌شناسی با مقیاس یک صدهزارم ارسنجان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

یوسفی، ط.، قرشی، م.، سعیدی، ع. و قاسمی، م.، ۱۳۸۴- بازنگری وتعیین حدود ساختاری زیرپهنه زاگرس خردشده درمنطقه ده بید – شیراز. بیست چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.

یوسفی، ط. و کارگر، ش.، ۱۳۷۹- نقشه زمین‌شناسی با مقیاس یک صدهزارم آباده طشک. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

یوسفی، ط.، یزدجردی، ک.، قرشی، م. و شهیدی، ع. ر.، ۱۳۹۶- بازسازی تنش دیرین نهشته های مزوزوئیک در پهنه ی فارس داخلی (خاور جنوب خاور شیراز). فصل نامه علوم زمین، بهار ۹۸، سال بیست و هشتم، شماره ۱۱۱، صفحه ۵۳ تا۶۴.

References

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geological Magezine148, 692–725.

Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnant in NE Iran, Geol.

Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science 304, 1-20.

Angelier, J., 1979 - Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. Tectonophysics 56(3–4):T17–T26.

Angelier, J., 1984- Tectonic analyses of fault slip data sets. Journal of Geophysical Research, 89, 5835–5848.

Angelier, J., 1989- From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. J. Struct. Geol. 11 (1/2), 37–50.

Angelier, J., 1994- Fault-slip analysis and palaeostress reconstruction. In: Hancock, P.L. (Ed.), Continental Deformation. Pergamon Press, 53–100.

Angelier, J., 1994b- Fault slip Analysis & paleostress reconstruction In: Hancock, P. L. 1994. Continental Deformation , pergamon press Ltd. Chapter 4, pp. 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.

Authemayou, C., Dominique, C., Bellier, O., Malekzadeh, Z., Shabanian, E. and Abbassi, M. R., 2006- Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran). Tectonics, Vol. 25, TC3002, doi: 10.1029/2005TC001860.

Beck, A., Burbank, D.W., Sercombe, W. J., Khan, A. M. and Lawrence, R. D., 1996- Late Cretaceous ophiolite obduction and Paleocene India–Asia collision in the westernmost Himalaya. Geodinamica Acta, 9, 114–144.

Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards the paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of the Earth Sciences 18, 210–265.

Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. and Berberian, M., 1982- Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. Journal of the Geological Society, London, 139, 605–614.

Braud, J. and Ricou, L. E., 1971- L'accident du Zagros ou Main Thrust un charriage et un coulissement. Comptes Rendus de l'Acade´mie des Sciences, 272, 203–206.

Carey, E. and Brunier, B., 1974- Analyse the´oretique et nume´rique d'un mode`le me´canique e´le´mentaire applique´ a I'e´tude d'une population de failles, Comptes Rendus de l'Acade´mie des Sciences, Paris D279, 891-894.

Chang, C. P., Angelier, J., Lee, T. G. and Huang, C., 2003- From continental margin extension to collision orogeny: structural development and tectonic rotation of the Hengchun peninsula, southernTaiwan, Tectonophysics, 361, 61–82.

Ebner, M., Toussaint, R., Schmittbuhl, J., Koehn and D., Bons, P., 2010b- Anisotropic scaling of tectonic stylolites: a fossilized signature of the stress field? J Geophys Res 115: B06403. Doi: 10.1029/2009JB006649.

Hessami, K., Koyi, H. A., Talbot, C. J., Tabasi, H. and Shabanian, E., 2001- Progressive unconformities within an evolving foreland fold–thrust belt, Zagros Mountains. J Geol Soc Lond 158:969–981.

Jackson, J. A., Haines, J. and Holt, W., 1995- The accommodation of Arabian– Eurasia plate convergence in Iran. Journal of Geophysical Research, 100, 15205–15219.

James, G. A. and Wynd, J. G., 1965- Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. AAPG Bulletin, Vol. 49, No. 12, 1965, pp. 2182-2245.

Lacombe, O., Mouthereau, F., Kargar, Sh. and Meyer, B., 2006- Late Cenozoic and modern stress fields in the western Fars (Iran): implications for the tectonic and kinematic evolution of central Zagros. Tectonics 25, TC1003.

Lanphere, M. A. & Pamic, J., 1983- 40Ar/39Ar ages and tectonic setting of ophiolite from the Neyriz area, southeast Zagros range, Iran. Tectonophysics, 96, 245–256.

McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. and Wernicke, B. P., 2003- Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. Geophys Res Lett 30(20): SDE6.1–SDE6.4.

Navabpour, P., Angelier, J. and Barrier, E., 2007- Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). Tectonophysics 432, 101–131.

Navabpour, P., Angelier, J. and Barrier, E., 2008- Stress state reconstruction of oblique collision and evolution of deformation partitioning in W Zagros (Iran, Kermanshah). Geophysical Journal International, 175, 755–782.

Navabpour, P., Angelier, J. and Barrier, E., 2011- Brittle tectonic reconstruction of palaeo-extension inherited from Mesozoic rifting in West Zagros (Kermanshah, Iran). Journal of the Geological Society, London, Vol, 168. pp, 979-994.

Navabpour P. and Barrier E., 2012. Stress states in the Zagros fold-and-thrust belt from passive margin to collisional tectonic setting. Tectonophysics 581, 76–83.

Otsubo, M., Sato, K. and Yamaji, A., 2006- Computerized identification of stress tensor determined from heterogeneous fault-slip data by combining the multiple inverse method and K-means clustering. Journal of Structural Geology, 28, 991-997.

Ramsay, J. G. and Lisle, R. J., 2000- The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 3: Fault slip Analysis and Stress Tensor Calculations, Academic Press. PP.758-810.

Ricou, L.E., Braud, J. and Brunn, J. H., 1977- Le Zagros. In Livre à la mémoire de A.F. de Lapparent (1905–1975). Mémoire hors Série de la Société Géologique de France 8, 33–52.

Ricou, L., 1994- Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to Southeastern Asia. Geodyn. Acta 7 (4), 169–218.

Sato, K. and Yamaji, A., 2006- Embedding stress difference in parameter space for stress tensor inversion. Journal of Structural Geology, 28: 957-971.

Sarkarinejad, Kh. and Heibati, Z., 2016- Vorticity analysis in the Zagros orogeny, Shiraz area, Iran. Int J Earth Sci. DOI 10.1007/s00531-016-1411-3.

Sepehr, M. and Cosgrove, J. W., 2004- Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. Mar Pet Geol 21:829–843.

Shahidi, A. R., 2008- Evolution tectoique du Nord de I, Iran (Alborz et Kopet-Dagh), depuis Ie Mesozoique, These d, etate Paris Univer sitas, p. 500.

Sudi Ajirlu, M., Moazzen, M. and Hajialioghli, R., 2016- Tectonic evolution of the Zagros Orogen in the realm of the Neotethys between the Central Iran and Arabian Plates: An ophiolite perspective. Central European Geology, Vol. 59/1–4, 1–27.DOI: 10.1556/24.59.2016.001

Talebian, M. and Jackson, J. A., 2004- A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. Geophysical Journal International 156, 506–26.

Twiss, RJ. and Unruh, JR., 1998- Analysis of fault slip inversions: do they constrain stress or strain rate? J Geophys Res 103:12205–12222.

Vernant, P. and Chery, J., 2006- Low fault friction in Iran implies localized deformation for the Arabia–Eurasia collision zone, Earth and Planetary Science Letters 246 (2006) 197–206.

Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, MR., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, J., 2004- Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophys J Int 157:381–398.

Yamaji, A., 2000a- Multiple inverse method applied to mesoscale faults in mid Quaternary sediments near the triple trench junction off central Japan. J Struct Geol 22:429–440.

Yamaji, A., 2000b- The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. J Struct Geol 22:441–452.

Žalohar, J. and Vrabec, M., 2007- Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data: the Gauss method. Journal of Structural Geology 29(11), 1798–1810.

Žalohar, J., 2009- Program T-TECTO 3.0 Professional.

Žalohar, J., 2014- Explaining the physical origin of Båth's law. Journal of Structural Geology 60, 1-16.

Žalohar, J., 2015- Program T-TECTO 5.0 Professional.

Recognition of Cenozoic stress field changes using brittle tectonic analysis in the Zagros simply folded belt (Shiraz Area)

T. Yousefi[1], K. Yazdjerdi[2*], M. Ghorashi[3], A. Shahidi[4]

[1]Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Islamic Azad University, Shiraz Branch and Fars Science and Research Branch Shiraz, Iran.

[2]Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Shiraz branch, Islamic Azad University, Shiraz, Iran.

[3]Associate Professor, Earth Sciences Research Institute, Geological Survey of Iran,Tehran, Iran.

[4]Ph.D., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2017 August 01 Accepted: 2018 February 05

Abstract

The current form of the folded Zagros is the result of the oblique collision the Arabian and Iranian plates in Late Cenozoic. In this study, Cenozoic stress field changes in Zagros Simply folded belt and structural evolution after collision in Shiraz Area have been evaluated. The geological formations under investigation are from Late Cretaceous to Neogene (Late Cenozoic). In this regard, geometry and kinematics of the faults, stylolites and other tectonic and stratigraphic evidence in geological formations outcrops in the study area at 30 stations were taken. The tension main axes (σ_1, σ_2, σ_3) were calculated by Inversion Method for the categorized data. The results of the reconstruction of the paleo stress show compressional and Strike- Slip tectonic regime in Cenozoic. Moreover, anticlockwise rotation of the direction of compressive stress over time is about 60 degrees. As pre-folding compressional stress direction (σ1) is about N60E and its time is Miocene and before that. Whereas syn-folding stress direction is N35E and its age is equivalent to Pliocene that is the same age as old Bakhtiary formation. Stress changes in post-folding indicate N20E and its age equivalent to Pleistocene that is the same age as young Bakhtiary formation. At the present time, the maximum stress direction that is about N-S affects the area.

Keywords: Zagros simply folded belt, inversion method, Cenozoic, stylolite, brittle tectonic**.**

For Persian Version see 229 to 240

*Corresponding author: K. Yazdjerdi; E-mail: kyazdi@yahoo.com

Created with nitroPDF professional
download the free trial online at nitropdf.com/professional