

# جهت‌گیری فاز کششی کربنیفر – پرمین البرز مرکزی: تجزیه و تحلیل تنش دیرین بر روی داده‌های گسل‌های رشدی

اکبر جباری<sup>۱</sup>، اصغر دولتی<sup>۲</sup>، علیرضا شهیدی<sup>۳</sup> و امین بهروز<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

<sup>۲</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

<sup>۳</sup> دکترا، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۱/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۲/۰۸

## چکیده

کمربند کوهزایی البرز حاصل برخورد صفحه‌های ایران مرکزی با اوراسیا در زمان اواخر تریاس است. بررسی‌های رخساره‌ای در البرز و ایران مرکزی، رسوب‌گذاری در یک محیط آرام و کم‌عمق در حاشیه غیرفعال گندوانا در زمان پالئوزویک را پیشنهاد می‌کند. این مطالعه جهت‌گیری و تجزیه و تحلیل تنش دیرین (Paleostress) دوره‌های کربنیفر و پرمین را در البرز مرکزی بر اساس مشخصات هندسی و جنبشی گسل‌ها، همچون امتداد شیب صفحه گسل، جهت‌گیری خش‌لغز و نوع عملکرد آن، برآورد کرده است. به دلیل وجود رویدادهای زمین‌ساختی متعدد از بازه زمانی کربنیفر – پرمین تا عهد حاضر در این منطقه، تنها از داده‌های گسلی همزمان با رسوب‌گذاری جهت تعیین تنش دیرین استفاده شده است. در مجموع ۱۵ ایستگاه مشتمل بر ۱۴۸ داده گسلی در طول جاده تهران – چالوس از دوره‌های زمانی کربنیفر و پرمین جهت تجزیه و تحلیل تنش دیرین برداشت شد. داده‌های برداشتی بر اساس محور چین‌خوردگی به حالت اولیه برگردانده و بر اساس نرم‌افزار FSA پردازش شد و تنش‌های اصلی به دست آمد. نتایج اولیه به دست آمده یک رژیم زمین‌ساختی کششی محض با جهت‌گیری تنش اصلی کمینه شمالی – جنوبی برای هر دو دوره کربنیفر و پرمین، با توجه به موقعیت امروزی این کوهزاد نشان می‌دهد. ایران مرکزی و بلوک‌های همجوار از زمان جدا شدن از صفحه گندوانا و حرکت آنها به سوی صفحه اوراسیا، چرخش‌هایی حول محور قائم داشته است. با در نظر گرفتن این چرخش‌ها، جهت‌گیری تنش اصلی کششی در زمان پرمین، شمال خاوری – جنوب باختری و در زمان کربنیفر تقریباً خاور شمال خاوری – باختر جنوب باختری برآورد شده است.

**کلیدواژه‌ها:** البرز مرکزی، تنش دیرین، کربنیفر، پرمین، رژیم کششی

\* نویسنده مسئول: اصغر دولتی

E-mail: dolati@khu.ac.ir

## ۱ – پیش‌نوشتار

سازند آهکی مبارک تشکیل می‌دهد که معادل بخش‌های ۲، ۳ و ۴ سازند جیرو است. این سازند در محیط آرام با نوسانات کم آب دریا رسوب‌گذاری کرده است (Assereto, 1963 and 1966). بخش بالایی این سازند توسط فاز فرسایشی هرسینین، بین کربنیفر زیرین و بالایی، مشخص می‌شود. در حالی که این فاز در کربنیفر از نوع خشکی‌زا بوده اما در پرمین به صورت دریازا عمل کرده است. نهشته‌های پرمین ایران نشان‌دهنده سه چرخه رسوبی بزرگ به نام‌های واحد درود، روته و نسن در البرز هستند (Assereto, 1963). سازند درود با ماسه‌سنگ‌های کوارتزی، در محیط غیردریایی و زیر نفوذ رودخانه رسوب کرده است. سازند روته شامل سنگ‌های لایه‌ای، خاکستری تا تیره با تناوبی از لایه‌های نازک ماری در محیط‌های همسان کربناتی عهد حاضر، به‌ویژه سواحل جنوبی کنونی خلیج فارس انباشته شده است. سازند آهکی نسن که در زیر ردیف‌های تریاس قرار گرفته شامل ماسه‌سنگ و تناوبی از سنگ‌آهک‌های سیاه رنگ ماری – شیلی ریزدانه است (لاسمی، ۱۳۷۹).

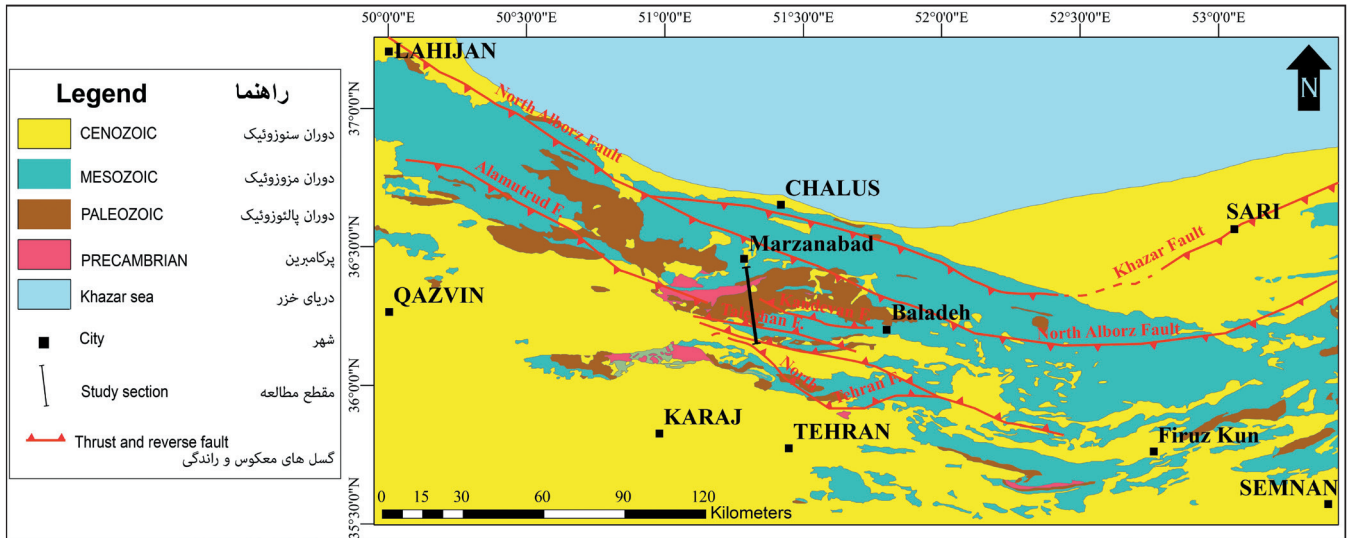
البرز در طول تکامل خود از پرکامبرین تا عهد حاضر بیشتر تحت تأثیر باز و بسته شدن اقیانوس‌های تیس (پروتوتیس، تیس کهن، نئوتیس) قرار گرفته است (نظری و همکاران، ۱۳۸۶). تقریباً از زمان کامبرین اقیانوس تیس کهن بین دو قاره گندوانا در جنوب و اوراسیا در شمال، توسعه یافته و شروع به فرورانش به زیر اوراسیا کرده است. البرز و ایران مرکزی در حاشیه جنوبی این اقیانوس به صورت یک حوضه رسوبی در حاشیه غیرفعال قرار داشته است (لاسمی، ۱۳۷۹؛ مختارپور، ۱۳۷۶؛ Berberian and King, 1981; Falahatgar and Mosaddegh, 2012). بر اثر همگرایی بین صفحه‌های هرسینین از قبیل ایران مرکزی، البرز و سندج – سیرجان با اوراسیا فرو و فرابوم‌هایی، به عبارتی سیستم کششی، در صفحه‌های هرسینین ایجاد شده است (Berberian, 1983; Stampfli, 1978; Stöcklin, 1968). اولین شواهد ناپیوستگی زاویه‌دار در البرز مرکزی حاکی از برخورد صفحه ایران مرکزی و اوراسیا در زمان تریاس پایانی است (Taheri et al., 2009).

البرز یک کمربند راندگی و چین‌خورده فعال و از نظر ساختاری با ایران مرکزی مرتبط است (Berberian, 1983; Alavi, 1996; Jackson et al., 2002; Allen et al., 2003). این کوهزاد، حوادث زمین‌ساختی مختلفی را پس از تریاس پسین پشت سر گذاشته است از قبیل: سیمیرین (Zanchi et al., 2009; Gaetani et al., 2009; Fürsich et al., 2009)، لارامید (شهیدی و همکاران، ۱۳۹۰)، پیرنین و پاسادینین (Guest et al., 2007; Ballato et al., 2011). تمامی قسمت‌های البرز از زمان پلیوسن آغازین به صورت یک واحد زمین‌ساختی منسجم دگرریخت شده است (Allen et al., 2004; Guest et al., 2006). قسمت میانی این کمربند کوهزایی، البرز مرکزی (شکل ۱)، توسط گسل‌هایی با شیب زیاد و با امتداد باختر شمال باختر – خاور جنوب خاور و باختری – خاوری موازی با کمربند مشخص می‌شود. اغلب این گسل‌ها سازوکارهای معکوس و راست‌لغز نشان می‌دهند به طوری که گسل‌های موجود در دامنه جنوبی شیبی به سمت شمال و گسل‌های دامنه شمالی نیز شیبی به سمت جنوب دارند که حاکی از یک ساختار گل سرخی مثبت است (Shahidi, 2008; Nazari, 2006; Allen et al., 2003; Stöcklin, 1974).

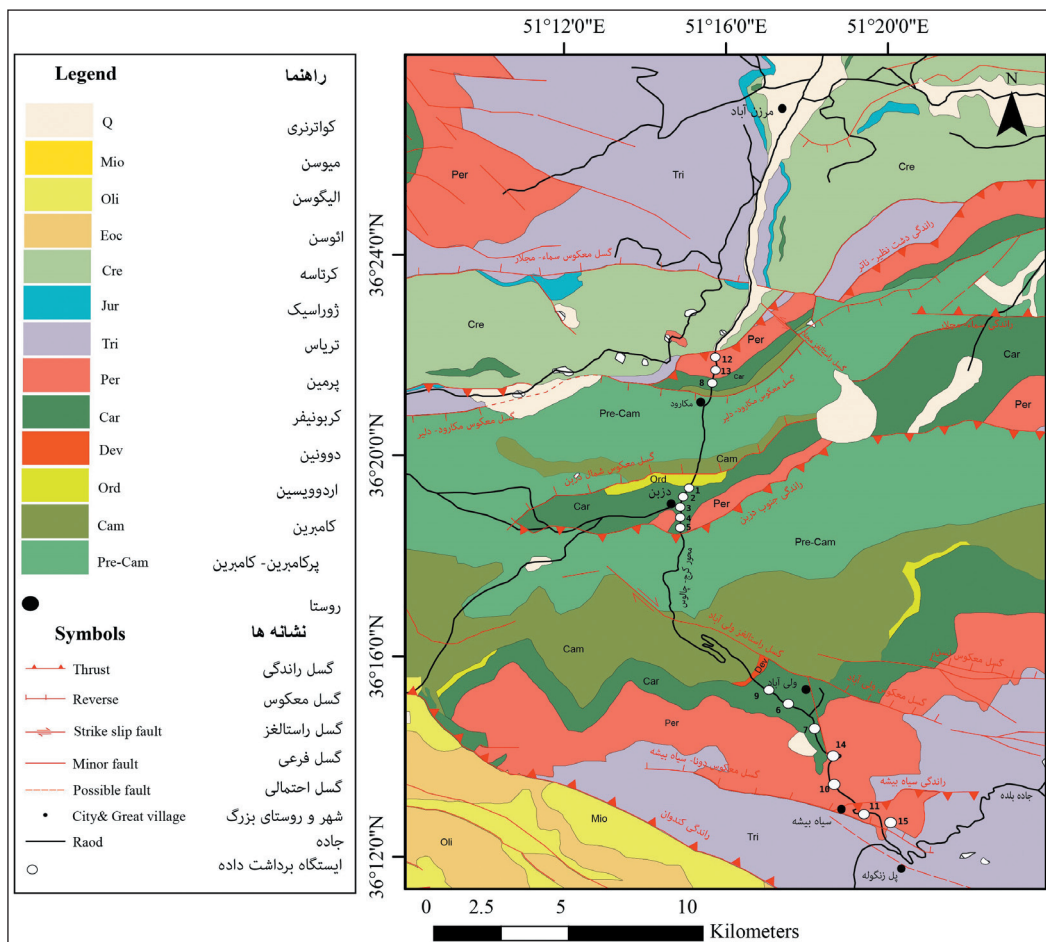
## ۲ – زمین‌شناسی عمومی پالئوزویک البرز مرکزی

توالی پرکامبرین و کامبرین به ضخامت تقریباً ۳۵۰۰ متر به وسیله ماسه‌های ساحلی و دولستون همراه با رسوبات قاره‌ای در اوایل کامبرین معرفی می‌شود. اردویسین و سیلورین در البرز مرکزی کمتر دیده می‌شوند، در صورتی که توالی دونین تا پرمین گسترش خوبی دارد و غالباً از کربنات‌های مناطق کم‌عمق دریایی همراه با جریان‌های گدازه‌های بازالتی تشکیل شده است (Clark et al., 1975; Seyed Emami, 2003; Ghasemi-Nejad et al., 2004).

منطقه مورد مطالعه در البرز مرکزی واقع بین پل زنگوله و مرزن‌آباد در مقطع جاده چالوس در شمال تهران، به دلیل وجود رخنمون‌های قابل توجه پالئوزویک به‌خصوص کربنیفر و پرمین انتخاب شده است (شکل ۲). کربنیفر البرز مرکزی را



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی البرز مرکزی که واحدهای اصلی سنگ‌شناسی و راندگی‌های مهم (خط قرمز) را به نمایش گذاشته است (بر گرفته از وحدتی دانشمند و سعیدی، ۱۳۶۹؛ وحدتی دانشمند، ۱۳۷۰). مستطیل محل شکل ۲ و خط سیاه محل تقریبی برداشت‌های صحرایی را نشان می‌دهد.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (بر گرفته از وحدتی دانشمند، ۱۳۷۹). موقعیت ایستگاه‌های برداشت شده به صورت دایره سفید رنگ نشان داده شده است.

### ۳- روش تحقیق

از اطلاعات هندسی و جنبشی گسل‌ها برای تجزیه و تحلیل و بازسازی تنش دیرین (پالئواسترس) استفاده می‌شود. این اطلاعات شامل شیب و امتداد سطح گسل، جهت گیری خش‌لغزها و نوع حرکت گسل است. این اطلاعات تاریخیچه ژئودینامیک یک منطقه را منعکس می‌کنند که در حالت کلی به بازسازی پالئواسترس منطقه معروف است (Wallace, 1951; Bott, 1959; Judith et al., 2010; Angelier and Mechler, 1977).

در تعیین جهت تنش دیرین بر اساس داده‌های گسلی، هر خش‌لغز در نتیجه یک گسل مجزا در نظر گرفته شده است (Wallace, 1951; Bott, 1959) که منطبق با مدل‌سازی‌های عددی برای تعیین تنسور تنش برای یک جمعیت خاص از خش‌لغزهای گسلی است (Carey and Brunier, 1974). روش‌های متعددی جهت تعیین تنش دیرین، از قبیل روش تک‌فازی (Angelier et al., 1982; Anderson, 1942;)، روش مجموعه گسل‌های مزدوج (Anderson, 1942;)، روش وارونگی داده‌های گسلی (Huang and Angelier, 1989) وجود دارد. بر همین اساس نیز نرم‌افزارهای متعددی جهت تعیین تنش دیرین تهیه شده که در این پژوهش نرم‌افزار FSA (Fault Slip Analysis) (Célérier, 1988 and 1995) و نسخه ۲۰۱۳ مورد استفاده قرار گرفته است. این نرم‌افزار بر اساس نظریه Anderson (1942) و فرضیه‌های Wallace (1951) و Bott (1959) بر اساس روش وارونگی داده‌های گسلی (Angelier (1990) جهت گیری سه تنش اصلی ( $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ) و نسبت اختلاف تنش‌های اصلی ( $\tau_0 = \sigma_1 - \sigma_2 / \sigma_1 - \sigma_3$ ) به همراه دایره

مور و تعیین رژیم زمین‌ساختی را بر اساس مثلث فروهلیخ، با توجه به میل سه تنش اصلی، در اختیار قرار می‌دهد. نرم‌افزار مزبور ۱۰۰۰ تنسور متفاوت را مورد ارزیابی قرار داده است و از این بین، آنهایی که خطای زاویه‌ای (Angular Missfit) کمتر از ۳۰ درجه برای ۸۰٪ از داده‌های گسلی داشته‌اند مورد توجه قرار گرفته است. آن دسته از تنسورهایی که تعداد داده‌های گسلی آنها کمتر از ۵ داده بوده و یا گسل‌های دارای خطای زاویه‌ای بیش از ۳۰ درجه با فراوانی بیش از ۲۰٪، مورد استفاده قرار نگرفته‌اند. با توجه به مطالعات صحرائی و جهت‌گیری نیمسازهای گسل‌های مزدوج در حین برداشت، جهت‌گیری تنش‌های اصلی تقریبی  $S_1$  (تنش بیشینه)،  $S_2$  (تنش بینابین) و  $S_3$  (تنش کمینه) به کنترل هر چه بهتر صحت جهت‌گیری‌های به دست آمده از محاسبات و نتایج کامپیوتر کمک شایانی می‌کند.

برای بازسازی رژیم زمین‌ساختی و جهت‌گیری تنش‌های موجود در زمان کربنیفر و پرمین از داده‌های سطوح گسلی فعال در زمان رسوب‌گذاری، استفاده شده است. از خصوصیات بارز فعالیت زمین‌ساخت همزمان رسوب‌گذاری، تغییر در ضخامت رسوبات در دو سوی صفحه گسل بوده که در گسل‌های عادی، ضخامت لایه‌های رسوب کرده در فرادیواره بیشتر از فرودیواره است (Gibbs, 1984) (شکل ۳). برداشت‌ها از هر ایستگاه از لیتولوژی یکسان و در فاصله کمتر از ۲۰۰ متر به دلیل اطمینان از یک تجزیه و تحلیل جنبشی بوده است. هر ایستگاه مشتمل بر ۱۰ تا ۲۲ اندازه‌گیری با جهت‌گیری‌های مختلف بوده است.

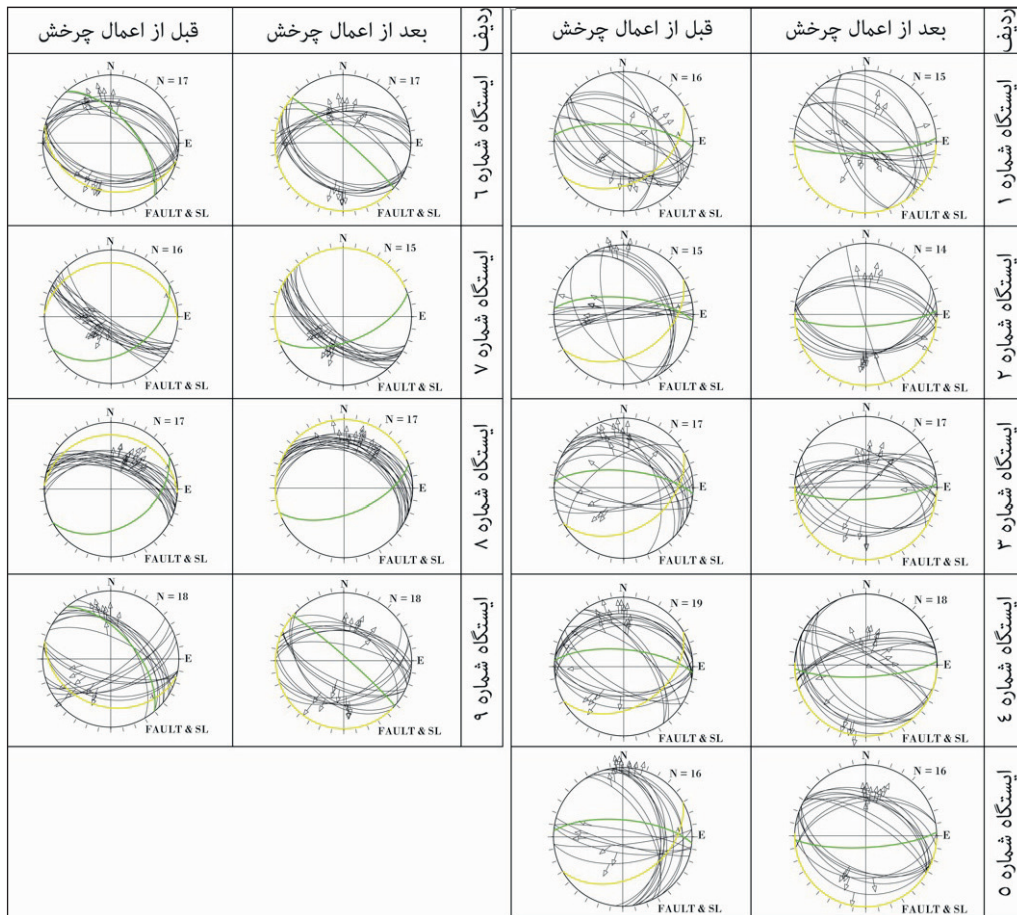


شکل ۳- گسل‌های رشدی برداشت شده: الف) ایستگاه ۷ مربوط به زمان کربنیفر که در زمان کنونی بیشتر مؤلفه نرمال را نشان می‌دهند (برداشت شده از طول و عرض جغرافیایی  $51^{\circ}30'17''$ ، خاوری و  $36^{\circ}24'09''$  شمالی)؛ ب) ایستگاه ۵ زمان پرمین که به علت چین‌خوردگی لایه‌ها خود را به صورت معکوس نشان می‌دهد (برداشت شده از طول و عرض جغرافیایی  $51^{\circ}24'81''$ ، خاوری و  $36^{\circ}31'12''$  شمالی). محل‌های اندازه‌گیری با شماره ایستگاه‌های متناظر آن در شکل ۲ نشان داده شده است. خطوط سفید خط چین مرز لایه‌بندی و خطوط قرمز گسل‌ها را نشان می‌دهند. بردارهای سیاه و سفید ضخامت لایه‌بندی در قسمت‌های مختلف لایه‌بندی را به نمایش گذاشته‌اند.

### ۴- نتایج

در مجموع ۱۴۸ داده از سطوح گسلی که معرف ۹ ایستگاه بوده، از دوره زمانی کربنیفر برداشت شده است. برای تجزیه و تحلیل داده‌های هر ایستگاه، با فرض چین‌خوردگی به صورت استوانه‌ای در منطقه، میل محور چین‌خوردگی نزدیک به هر ایستگاه افقی شده و لایه‌بندی و ساختارهای مربوطه نیز حول محور چین مربوطه به حالت اولیه خود در زمان رسوب‌گذاری بازگردانده شده‌اند (شکل ۴).

از آنجایی که ساختارهای تشکیل شده در پالئوزویک توسط رژیم زمین‌ساختی بعدی چین خورده و چرخیده‌اند، لذا جهت برگرداندن لایه‌بندی و گسل‌های مرتبط با آن، با فرض بر آنکه چین‌خوردگی‌های منطقه از نوع استوانه‌ای هستند، از محورهای چین‌خوردگی استفاده شده است. ساختارها حول محور چین‌خوردگی با استفاده از نرم‌افزار FaultKin (Allmendinger et al., 2012) به حالت قبل از چین‌خوردگی بازگردانده شده‌اند.



شکل ۴- موقعیت داده‌های گسلی و لایه‌بندی‌های برداشت شده از ۹ ایستگاه دوره کربنیفر بر روی شبکه. موقعیت محور چین‌خوردگی در حالت قبل از اعمال چرخش در استریوت با حرف A نشان داده شده است. خط زرد رنگ بیانگر یال چین‌خوردگی اندازه‌گیری شده در ایستگاه مربوطه و خط سبز معرف لایه‌بندی اندازه‌گیری شده در دیگر یال چین‌خوردگی است. خطوط سیاه گسل‌های اندازه‌گیری شده و خش‌لغزها به همراه جهت حرکت فرادواره به صورت بردار بر روی نیمکره پایینی شبکه اشمیت نمایش داده شده است.

## ۵- تجزیه و تحلیل

برای بازسازی تنش دیرین در بازه‌های زمانی کربنیفر و پرمین در منطقه مورد مطالعه در مجموع ۲۳۸ داده، معرف ۱۵ ایستگاه، از سطوح گسل‌هایی دارای خصوصیات ساختارهای رشدی برداشت شده است. این داده‌ها با توجه به مشخصات نزدیک‌ترین محور چین‌خوردگی به هر ایستگاه و لایه‌بندی اندازه‌گیری شده، به حالت اولیه خود در زمان رسوب‌گذاری بازگردانده شدند. داده‌های چرخانده شده مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته‌اند و جهت‌گیری تنش‌های اصلی برای آنها محاسبه شده است (جدول ۱). جهت‌گیری برای تنش بیشینه ( $S_1$ ) برای هر دو بازه زمانی به صورت تقریباً قائم است (جدول ۱ و شکل ۷) که با توجه به نظریه Anderson (1905) باید در ارتباط با گسلش عادی باشند که منطبق بر داده‌های گسلی چرخانده شده حول محورهای چین‌خوردگی است (شکل‌های ۴ و ۵). بر اساس نمودار فروهلیخ-اِپرسون (Frohlich and Apperson, 1992)، یک رژیم زمین‌ساختی کششی محض برای هر دو بازه زمانی پیشنهاد شده است (شکل ۸). این نوع رژیم کششی، به خصوص در زمان پرمین، منطبق با فعالیت آتشفشانی در ارتباط با این‌گونه رژیم در یک حاشیه غیرفعال بوده است (Delavari et al., 2016). شواهد رسوبی در زمان‌های کربنیفر و پرمین نیز از ته‌نشست رسوبات در یک حاشیه غیرفعال با سیستم کششی در حاشیه جنوبی تیس کهن بوده است (لاسمی، ۱۳۷۹؛ مختارپور، ۱۳۷۶؛ Berberian and King, 1981; Falahatgar and Mosaddegh, 2012). بر اساس تجزیه و تحلیل تنش دیرین، جهت‌گیری تنش کمینه ( $S_3$ ) برای هر دو دوره کربنیفر و پرمین در راستای تقریباً شمالی-جنوبی با میل کمتر از ۵ درجه پیشنهاد می‌شود (شکل ۷).

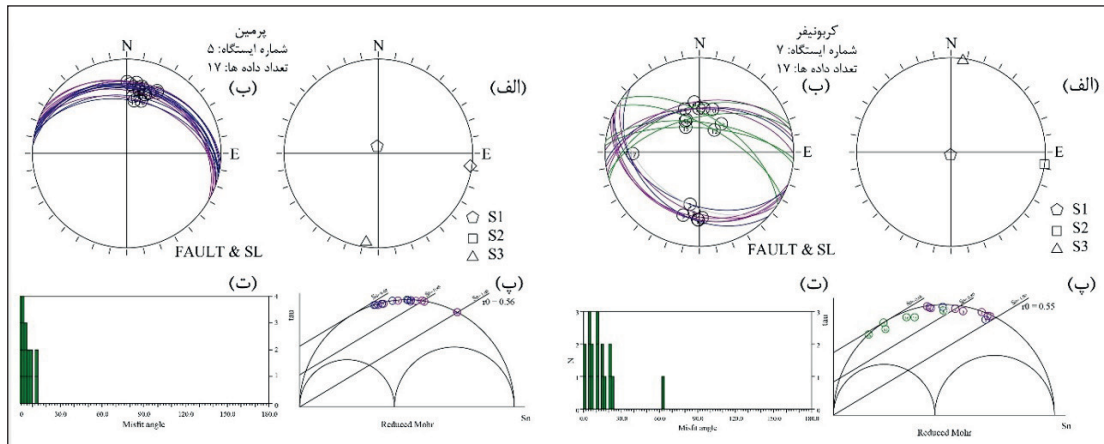
تمامی داده‌های چرخانده شده از ۹ ایستگاه گسلش عادی را در زمان رسوب‌گذاری برای این دوره پیشنهاد می‌کنند (شکل ۴).

در مجموع ۹۰ داده گسلی همزمان با رسوب‌گذاری از ۶ ایستگاه از دوره پرمین در منطقه مورد، شامل سازندهای دورد، روت و نسن برداشت شده است. این داده‌ها نیز همچون داده‌های کربنیفر بر اساس نزدیک‌ترین چین‌خوردگی به ایستگاه اندازه‌گیری چرخش داده شده‌اند (شکل ۵). بیشتر گسل‌ها پس از چرخش، سیستم گسلی عادی محض را به نمایش گذاشته‌اند.

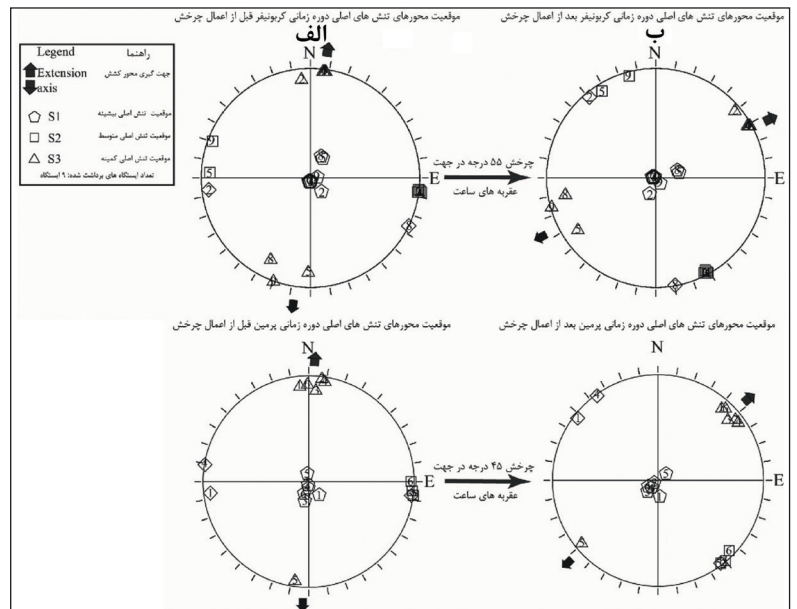
نتایج تجزیه و تحلیل داده‌ها توسط نرم‌افزار FSA نشان می‌دهد که فاز زمین‌ساختی کششی در زمان رسوب‌گذاری در تمامی ایستگاه‌های برداشت شده حاکم بوده است، به طوری که موقعیت محورهای تنش‌های اصلی محاسبه شده، تنش بیشینه را به صورت قائم و تنش کمینه را به صورت افقی در جهت تقریبی شمالی-جنوبی به نمایش گذاشته است. این تحلیل با جهت‌گیری خاوری-باختری گسل‌های مزدوج و خش‌لغز با ریک بسیار بالا (در حدود ۸۰ تا ۹۰ درجه) سازگاری دارد. دایره مور ترسیم شده برای بیشتر ایستگاه‌ها مقدار  $T_0$  را نزدیک ۰/۵ مشخص کرده و بیانگر تفکیک مناسب بین محورهای تنش‌های اصلی اعمال شده در زمان رسوب‌گذاری است. همچنین طبق دایره مور رسم شده بیشتر داده‌های برداشت شده از سطوح گسلی بین خطوط گسیختگی ۰/۶۸ تا ۰/۸ قرار دارند که حاکی از قرارگیری مناسب موقعیت فضایی این گسل‌ها با تنش‌های اصلی محاسبه شده است (شکل ۶). تنها ۱۹ داده از ۲۳۸ داده گسلی خطای بالای ۳۰ درجه دارند که خود حاکی از اعتبار بالای محاسبات انجام شده برای محاسبات تنش اصلی است (جدول ۱).

سازند	قبل از اعمال چرخش	بعد از اعمال چرخش	دینف	سازند	قبل از اعمال چرخش	بعد از اعمال چرخش	دینف
دورود			ایستگاه شماره ۱۰	دورود			ایستگاه شماره ۱۰
نسن			ایستگاه شماره ۱۱	دورود			ایستگاه شماره ۱۱
نسن			ایستگاه شماره ۱۲	روته			ایستگاه شماره ۱۲

شکل ۵- موقعیت داده‌های گسلی و لایه‌بندی‌های برداشت شده از ایستگاه دوره‌ی پرمین. نشانه‌های به کار رفته شبیه به شکل ۴.



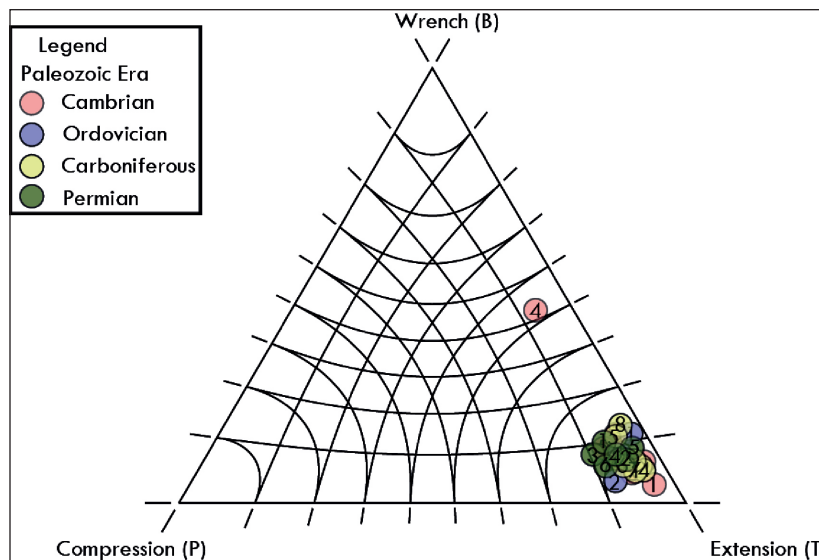
شکل ۶- داده‌های تنسور و گسل‌های ایستگاه‌های ۷ و ۵ به ترتیب کرنیفر و پرمین. (الف) محورهای تنش اصلی داده‌ها بر روی نیمکره پایینی شبکه اشمیت؛ (ب) گسل و خش‌لغز بر روی شبکه اشمیت، خطوط با رنگ خاکستری گسل‌ها با زاویه ناچور بیش از ۳۰ درجه و خطوط با رنگ بنفش گسل‌هایی که در تعیین تنسور تنش نقش گسل‌های اصلی را ندارند. خطوط سبز موقعیت فضایی گسل‌های دارای نقش اصلی در تعیین تنش‌ها را نشان می‌دهند؛ (پ) نمودار خطای زاویه‌ای؛ (ت): دایره مور با سه حالت خطوط گسبختگی ۱، ۸/۰ و ۶۸/۰. موقعیت فضایی و رنگ دواپر نشان داده شده بر روی دایره مور همانند توضیحات ارائه شده در بخش ب است.



شکل ۷- (الف) موقعیت محورهای تنش‌های اصلی دوره‌های زمانی کرنیفر (۵۵ درجه) و پرمین (۴۵ درجه) در موقعیت امروزی؛ (ب) چرخش البرز از زمان کرنیفر (۵۵ درجه) و پرمین (۴۵ درجه) حول محور قائم.

جدول ۱- موقعیت جغرافیایی طول (lan) و عرض (lat) مشخصات کلی ایستگاه‌های برداشت شده (No) به همراه جهت‌گیری‌های تنش‌های اصلی محاسبه شده؛ تنش بیشینه ( $S_1$ .az)، تنش بینابین ( $S_2$ .az)، تنش کمینه ( $S_3$ .az) و میل مربوط به آنها ( $r_0$ , pl). برابر اختلاف تنش‌های بین بیشینه و بینابین به بیشینه و کمینه. n تعداد گسل‌های برداشت شده برای هر ایستگاه و Exp تعداد گسل‌های پذیرفته شده با زاویه خطای کمتر از ۳۰ درجه. CAR و PER به ترتیب زمان کرینیفیر و پرمین هستند.

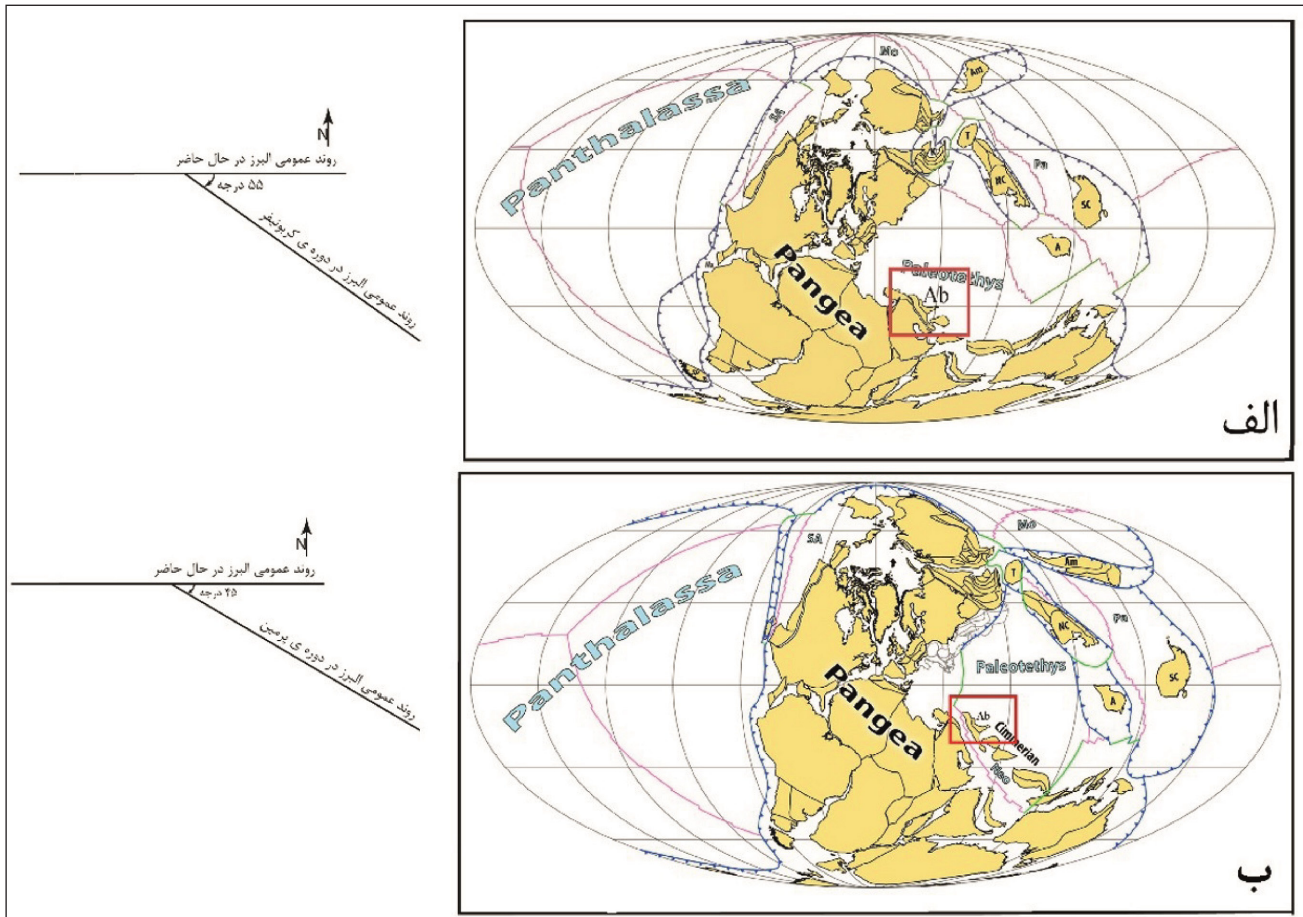
No.	lat	lan	$S_1$ .az	$S_1$ .pl	$S_2$ .az	$S_2$ .pl	$S_3$ .az	$S_3$ .pl	$r_0$	n	Exp	Str
1	36.3208	51.2519	135.58	87.563	097.40	0.135	007.40	2.434	0.54	16	16	CAR
2	36.3181	51.2485	141.43	76.976	263.34	6.97	354.69	10.946	0.8	18	16	CAR
3	36.3165	51.2469	190.58	87.563	096.40	0.135	007.40	2.434	0.46	17	15	CAR
4	36.3143	51.2475	191.43	87.211	098.27	0.325	008.72	2.642	0.59	14	11	CAR
5	36.3112	51.2481	032.32	72.892	273.62	8.408	181.38	14.789	0.93	15	11	CAR
6	36.2456	51.2914	191.89	87.934	099.42	0.782	009.40	2.864	0.6	18	17	CAR
7	36.2409	51.3017	190.87	86.964	098.79	0.425	008.87	2.514	0.55	17	16	CAR
8	36.3539	51.2610	89.568	87.255	290.98	4.356	200.32	0.125	0.14	16	14	CAR
9	36.2543	51.2788	26.001	72.012	116.00	0.002	206.01	18.001	0.50	17	16	CAR
10	36.2264	51.3074	132.43	76.976	264.23	6.97	357.69	10.946	0.8	16	15	PER
11	36.2147	51.3184	190.58	87.563	097.40	0.135	007.40	2.434	0.54	11	11	PER
12	36.3641	51.2614	191.44	74.918	095.00	1.732	4.536	14.978	0.50	12	12	PER
13	36.3579	51.2626	181.93	84.955	279.23	0.643	9.290	5.004	0.50	12	12	PER
14	36.2318	51.3125	7.916	79.818	097.54	1.720	187.84	8.032	0.56	17	17	PER
15	36.2070	51.3417	212.23	81.258	90.000	7.265	358.86	8.956	0.60	22	20	PER



شکل ۸- موقعیت تمامی ایستگاه‌ها بر روی نمودار Frohlich and Apperson (1992) حاکی از رژیم زمین‌ساختی کششی است.

کرینیفیر و ۴۵ درجه برای دوره پرمین در جهت خلاف عقربه‌های ساعت در نظر گرفته شده است (Stampfli et al., 2002; Stampfli and Borel, 2002; Muttoni et al., 2009; Domeier et al., 2012; Stampfli et al., 2013; Domeier and Torsvik, 2014 (شکل ۹). از همین روی تمامی جهت‌های تنش‌های محاسبه شده حول محور قائم در جهت عقربه‌های ساعت به اندازه‌های یاد شده اعمال شده است. بعد از اعمال این چرخش افقی، جهت تنش کمینه (کشش،  $S_3$ ) در زمان کرینیفیر به صورت خاور شمال خاوری- باختر جنوب باختری و برای دوره پرمین به صورت شمال خاوری- جنوب باختری و تنش بیشینه (فشارش، ) در هر دو دوره تقریباً به صورت قائم بوده است (شکل ۷).

از آنجایی که معمولاً در تنش‌های محاسبه شده در بیشتر ایستگاه‌ها  $r_0$  مقداری بین ۰/۴ تا ۰/۶ دارد (جدول ۱)؛ لذا تفکیک بسیار خوبی بین هر سه تنش اصلی وجود داشته و احتمال جابه‌جایی بین تنش‌های اصلی محاسبه شده کمتر است. با توجه به چرخش صفحه ایران مرکزی حول یک محور قائم در حرکت به سوی اوراسیا، چرخش بلوک‌های هرسینین (از قبیل البرز و ایران مرکزی) نیز مورد توجه قرار گرفته و بر اساس داده‌ها و نقشه‌های جغرافیای دیرین از زمان کرینیفیر تا حال بر روی تنسورهای محاسبه شده اعمال شده است. بر همین اساس موقعیت اولیه البرز مرکزی نسبت به حالت امروزی آن (تقریباً خاوری- باختری) محاسبه شده است که ۵۵ درجه برای زمان



شکل ۹- موقعیت جغرافیایی کمربند البرز بر روی نقشه جغرافیایی دیرین (Domeier and Torsvik, 2014). الف) در زمان کربنیفر که با موقعیت کنونی البرز ۵۵ درجه چرخش در جهت عقربه‌های ساعت نشان می‌دهد؛ ب) در زمان پرمین که با موقعیت کنونی البرز ۴۵ درجه چرخش در جهت عقربه‌های ساعت نشان می‌دهد.

### ۶- نتیجه‌گیری

قائم تنش بیشینه قطعی بوده و بیانگر تسلط رژیم کششی در زمان تشکیل گسل‌هاست. بر اساس جهت‌گیری تنش‌های اصلی در دوره‌های کربنیفر و پرمین، با توجه به موقعیت امروزی کمربند چین‌خورده-رانده البرز مرکزی، یک رژیم کششی غالب تقریباً شمالی-جنوبی حاکم بوده است، ولی با در نظر گرفتن چرخش‌های رخ داده از زمان جدایش بلوک‌های ایران مرکزی و البرز از گندوانا تا موقعیت امروزی آنها، این رژیم کششی جهت‌گیری کلی خاور شمال خاوری-باختر جنوب باختری برای دوره کربنیفر و شمال خاوری-جنوب باختری برای دوره پرمین نشان می‌دهد.

با توجه به اینکه گسل‌های رشدی (فعال در زمان رسوب‌گذاری) در این مطالعه مورد توجه قرار گرفته لذا فعالیت آنها مربوط به زمان رسوب‌گذاری، دوره‌های کربنیفر و پرمین بوده و این داده‌ها بعد از اعمال چرخش حول محور چین‌خوردگی‌ها و افقی کردن لایه‌بندی مربوط به هر ایستگاه مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. تمامی داده‌های گسلی برگردانده شده به حالت اولیه، یک سازوکار نرمال نشان می‌دهد. از آنجایی که مقدار  $T_0$  محاسبه شده برای بیشتر ایستگاه‌ها نزدیک به ۰/۵ بوده لذا تفکیک بین تنش‌های اصلی به خوبی انجام گرفته است. به همین دلیل موقعیت تقریباً

## کتابنگاری

- شهیدی، ع.، باربر، ا.، پرونت، م. ف. و سعیدی، ع.، ۱۳۹۰- فرگشت ساختاری البرز در میان زیستی و نوزیستی، فصلنامه علوم زمین، سال بیستویکم، شماره ۸۱، صص. ۲۰۱ تا ۲۱۶.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۹- رخساره کربنیفرها، محیط کربنیفرهای رسوبی و چینه کربنیفرنگاری سکانسی نهشته سنگ کربنیفرهای پرکامبرین بالایی و پالئوزویک ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مختارپور، ح.، ۱۳۷۶- سنگ‌شناسی و محیط‌های رسوبی و توالی سنگ‌های پرمین در ناحیه البرز، شمال ایران، رساله دکترای زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات.
- نظری، ح. ریتز، ژ. ف. و عقابی، ش.، ۱۳۸۶- نگاهی نو بر جغرافیای دیرینه و فرگشت ساختاری البرز در تیس، فصلنامه علوم زمین، سال شانزدهم، شماره ۶۴، صص. ۳۸ تا ۵۳.
- وحدتی دانشمند، ف. و سعیدی، ع.، ۱۳۶۹- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ساری، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۷۰- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ آمل، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۷۹- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مرزن‌آباد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

## References

- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21(1), p. 1- 33.
- Allen, M. B., Vincent, S. J., Alsop, G. I., Ismail-zadeh, A. and Flecker, R., 2003- Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone. *Tectonophysics*, 366(3-4), p. 223- 239.
- Allen, M., Jackson, J. and Walker, R., 2004- Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23(2), 1- 16.
- Allmendinger, R. W., Marrett, R. A. and Cladouhos, T., 2012- FaultKin. <http://www. geo. cornell. edu/geology/faculty/RWA/RWA. Html>, accessed Feb, 10, 2004.
- Anderson E. M., 1905- The dynamics of faulting. *Transactions of the Edinburgh. Geological Society* 8, p. 387- 402.
- Anderson, E. M., 1942- *The Dynamics of Faulting*, 1st edn, Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Angelier, A. and Mechler, P., 1977- Sur une me'thode graphique de recherche de contraintes principales e'galement utilisable et en se'ismologie: la me'thode des die'dres droits. *Bulletin Socie'te' Ge'ologique de la France* 19, p. 1309- 1318.
- Angelier, J., 1984- Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research* 89, p. 5835- 5848.
- Angelier, J., 1990- Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, 103(2), p. 363- 376.
- Angelier, J., Tarantola, A., Valette, B., and Manoussis, S., 1982- Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—I. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor. *Geophysical Journal International*, 69(3), p. 607- 621.
- Assereto, R., 1963- The Paleozoic formations in central Elburz (Iran): Preliminary note. *Rivista Italiana Palaeontologica e Stratigrafica*, 69, p. 503- 543.
- Assereto, R., 1966- The Jurassic Shemshak Formation in central Elburz (Iran). *Rivista Italiana di Paleontologia e stratigraphia*, 72, p. 1133- 1182.
- Ballato, P., Uba, C. E., Landgraf, A., Strecker, M. R., Sudo, M., Stockli, D., 2011- Arabia-Eurasia continental collision: Insights from late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran. *Geological Society of America*, 123 (1-2) p. 106- 131
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*, 18(2), p. 210-265.
- Berberian, M., 1983- The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, p. 163- 183.
- Bott, M. H. P., 1959- The mechanisms of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96, p. 109- 117.
- Carey, E. and Brunier, B., 1974- Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *CR Acad. Sci. Paris*, 279(D), p. 891- 894.
- Célrier, B., 1988- How much does slip on a reactivated fault plane constrain the stress tensor?. *Tectonics*, 7(6), p. 1257- 1278.
- Célrier, B., 1995- Tectonic regime and slip orientation of reactivated faults. *Geophysical. Journal International*, 121(1), p. 143- 161.



- Céleriér, B., 1999- Fault slip analysis software". <http://www.isteen.univ.fr/~celierier/software/software.bc.html>
- Céleriér, B. (2010). Remarks on the relationship between the tectonic regime, the rake of the slip vectors, the dip of the nodal planes, and the plunges of the P, B, and T axes of earthquake focal mechanisms. *Tectonophysics*, 482(1), p. 42- 49. [ontp2.fr/PERSO/celerier/software/software.bc.html](http://www.ontp2.fr/PERSO/celerier/software/software.bc.html)
- Clark, G. C., Davies, R. G., Hamzepour, G. and Jones, C. R., 1975- Geological map and explanatory text of the Bandar-e-Pahlavi quadrangle map, 1:250,000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran, 198.
- Delavari, M., Dolati, A., Mohammadi, A. and Rostami, F., 2016- The Permian volcanics of Central Alborz: Implications for passive continental margin along the southern border of Paleotethys. *Ofioliti*, 41(2), p. 59- 74.
- Domeier, M. and Torsvik, T. H., 2014- Plate tectonics in the late Paleozoic. *Geoscience Frontiers*, 5, p. 303- 350.
- Domeier, M., Van der Voo, R. and Torsvik, T. H., 2012- Paleomagnetism and Pangea: the road to reconciliation. *Tectonophysics*, 514, p. 14- 43.
- Falahatgar, M. and Mosaddeq, H., 2012- Microfacies and palaeoenvironments of the Lower Carboniferous Mobarak Formation in the Kiyasar section, Northern Iran.
- Frohlich, C., and Apperson, K. D., 1992- Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries. *Tectonics*, 11(2), p. 279- 296.
- Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M. R., 2009- The Mid-Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, Northern Iran: evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin. Geological Society, London, Special Publications, v. 312, p. 189- 203.
- Gaetani, M., Angiolini, L., Ueno, K., Nicora, A., Stephenson, M. H., Sciunnach, D., Rettori, R., Price, G. D. and Sabouri, J., 2009- Pennsylvanian–Early Triassic stratigraphy in the Alborz Mountains (Iran). Geological Society, London, Special Publications, v.312, p. 79- 128
- Ghasemi-Nejad, E., Agha-Nabati, A. and Dabiri, O., 2004- Late Triassic dinoflagellate cysts from the base of the Shemshak Group in north of Alborz. *Review of Palaeobotany and Palynology*, p. 207- 217.
- Gibbs, A. D., 1984- Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society*, 141(4), p. 609-620.
- Guest, B., Axen, G. J., Lam, P. S. and Hassanzadeh, J., 2006- Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. *Geosphere*, 2(1), p. 35- 52.
- Guest, B., Horton, B. K., Axen, G. J., Hassanzadeh, J. and McIntosh, W. C., 2007- Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: Implications for the onset of collisional deformation in northern Iran. *Tectonics*, 26, p. TC6011
- Huang, Q. and Angelier, J., 1989- Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—II. Using conjugate fault sets within heterogeneous families for computing palaeostress axes. *Geophysical Journal International*, 96(1), p. 139-149.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002- Active tectonics of the south Caspian basin. *Geophysical Journal International*, 148(2), p. 214-245.
- Judith, S., Saintot, A. and Heeremans, M., 2010- Paleostress field reconstruction in the Oslo region. *Journal of Marine and Petroleum Geology* 27, p. 682-708.
- Muttoni, G., Gaetani, M., Kent, D. V., Sciunnach, D., Angiolini, L., Berra, F. and Zanchi, A., 2009- Opening of the Neo-Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea a transformation during the Permian. *GeoArabia*, 14(4), p. 17- 48.
- Nazari, H., 2006- Analyse de la tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran, Approche morphotectonique et paléoseismologique". Thèse, Université Montpellier II, Montpellier, p. 247.
- Seyed-Emami, K., 2003- Triassic in Iran. *Facies*, 48, p. 95- 106.
- Shahidi, A., 2008- Evolution tectonique du Nord de L'Iran (Alborz et Kopet-Dagh) depuis le Marie Curie (Paris 6), Mésozoïque. Thèse, Université Pierre.
- Stampfli, G. M. and Borel, G. D., 2002- A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science*, 196, p. 17- 33.
- Stampfli, G. M., 1978- Etude géologique générale de l'Elburz oriental au S de Gonbad-e-Qabus (Iran. N-E). Thèse, Université de Genève, p. 328.
- Stampfli, G. M., Hochard, C., Vérard, C., and Wilhem, C., 2013- The formation of Pangea. *Tectonophysics*, 593, p. 1- 19.
- Stampfli, G. M., Von Raumer, J. F. and Borel, G. D., 2002- Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. *Special Papers-Geological Society of America*, p. 263- 280.

- Stöcklin J., 1968- structural history and tectonics of Iran, a review. *Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 52, p. 1220- 1258.
- Stöcklin, J., 1974- Northern Iran: Alborz Mountains. *Geol. Soc. Lon.*, Special Publication, N° 4: p. 213- 234.
- Taheri, J., Frsich, F. T. and Wilmsen, M., 2009- Stratigraphy, depositional environments and geodynamic significance of Upper Bajocian-Bathonian Kashafrud Formation, NE Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 312 (1), p. 205- 218.
- Wallace, R. E., 1951- Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology*, 59, p. 118- 130.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F, Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A. and Sabouri, J., 2009- The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran. *The Geological Society of London*, 312, p. 31- 55

# Orientation of Carboniferous-Permian extension phase in the Central Alborz: paleostress analysis on the growth fault data

A. Jabbari<sup>1</sup>, A. Dolati<sup>2\*</sup>, A. Shahidi<sup>3</sup> and A. Behrooz<sup>1</sup>

<sup>1</sup>M.Sc., Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Ph.D., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2017 April 04

Accepted: 2018 April 28

## Abstract

The Alborz Mountain range is formed by collision between the Central Iran and Eurasia plates, since Late Triassic. Facies studies on the Alborz and Central Iran indicate sedimentation in shelf and epicontinental shelf in passive margin of Gondwana during Paleozoic Era. This study represents direction and paleostress analysis of the Central Alborz based on geometry and kinematics of faults; i.e. strike, dip, slicken line orientation and movement directions for Carboniferous and Permian Periods. Since many tectonic events occur after the Paleozoic Era in the Alborz Mountain range so just growth faults, active during sedimentation, which were not reactivated by later events were used for paleostress analysis. In total 15 stations, including 148 fault data are measured along the Tehran-Chalus road from Carboniferous and Permian outcrops. The data were rotated to the first position based on fold axes, when the layers were horizontal. FSA software (Fault Slip Analysis) was used to calculate orientations of principal stress directions. Primary results indicate a proximately North-South extension in Carboniferous and Permian Periods. Iran and adjacent area, rotated along vertical axis during its movements from Gondwana, in South, to Eurasia, in north, that based on the plate rotation the extension direction for Permian and Carboniferous Periods are NE-SW and ENE-WSW, respectively.

**Keywords:** Central Alborz, Paleostress, Carboniferous, Permian, Extension regime

For Persian Version see pages 147 to 156

\*Corresponding author: A. Dolati; E-mail: dolati@khu.ac.ir