

مدل زمین ساخت فلات آذربایجان (شمال گسل تبریز و جنوب ارس)

بهزاد زمانی قره چمنی^{۱*}

استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۱۰/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۴/۲۱

چکیده

آذربایجان ایران ناحیه‌ای است در شمال باختر ایران که دگرشکلی و لرزه‌خیزی شدیدی دارد و میان کوهزاده‌های بزرگ قفقاز در شمال و البرز در خاور و با فاصله از زاگرس در جنوب قرار گرفته است. در این مطالعه محدوده شمال باختر ایران در شمال گسل تبریز (تا محدوده شهر میانه)، یعنی محدوده استان‌های آذربایجان شرقی و اردبیل مورد بررسی قرار می‌گیرد. در این پژوهش ساختارهای محدوده یادشده در ارتباط با سوگیری تنش‌ها و با هدف چگونگی ارتباط آنها با زمین ساخت امروزی آذربایجان با بازسازی مدل زمین ساخت این محدوده مورد کنکاش قرار می‌گیرد. در این مطالعه از روش (Angelier, 2002) که یک روش تحلیلی برای محاسبه تنشورهای تنش است، در بخش‌های مختلف محدوده مطالعاتی برای محاسبه تنش استفاده شده است. همچنین از روش پیشنهادی (Angelier, 1984 & 2002) برای جدایش تنش‌ها در محدوده مطالعاتی بهره گرفته شده است. شیوه کار به این صورت بوده است که با گردآوری داده‌های صحرایی و لرزه‌ای گسل‌ها و محاسبه سوگیری تنش به روش تحلیلی در این ناحیه وضعیت تنش‌های زمین ساختی مرتبه سوم در محدوده مرزهای منطقه مشخص شده، و سپس بازسازی تنش‌های مرتبه اول با جدایش تنش‌ها برای فلات آذربایجان صورت گرفته است. نتایج تحلیل تنش‌ها نشان می‌دهد که در آذربایجان دو سامانه تنش فشاری یکی با روند NE-SW و دیگری با روند NW-SE وجود دارد. وجود دو سامانه راندگی مورب در آذربایجان و ساختارهای انباشته شواهدی بر تأیید این دو سامانه تنش است. سامانه تنش اول موجب گسترش سه پیکره زمین ساختی به صورت کمر بند چین-رانده ارسباران، اهر (قوشه‌داغ) و بزکش به طور چیره شده است که راندگی‌های به وجود آورنده این پیکره‌ها بیشتر در ژرفای زمین قابل بررسی هستند. اما سامانه دوم سبب تشکیل و تکامل راندگی‌های با امتداد N-S در این ناحیه شده است که طول کوتاهی دارند و به صورت انباشته و در سطح زمین گسترش دارند. فرایند راندگی دو سامانه رانده (مورب) یاد شده در فضای میان گسل‌های امتدادلغزی صورت می‌گیرد که بیشتر روندهای شمالی - جنوبی و یا شمال خاوری - جنوب باختری دارند. بازسازی تنش‌های مرتبه اول در ارتباط با پیکره‌های زمین ساختی و ساختارها، مدل زمین ساختی فلات آذربایجان را به دست داده است. در این مدل، فلات آذربایجان (شرقی) از شمال با قفقاز کوچک، از خاور با پی سنگ خزر جنوبی و از جنوب و باختر با بلوک ایران مرکزی، مرزهای همگرا تشکیل داده و در برخورد است. در این میان، سامانه فشارش بازسازی شده به گونه‌ای است که چرخش پادساعتگردی را بر فلات آذربایجان تحمیل می‌کند.

کلیدواژه: آذربایجان، زمین ساخت، سوگیری تنش، راندگی

***نویسنده مسئول:** بهزاد زمانی قره چمنی

E-mail: behzad.zamani@geologist.com

۱- مقدمه و وضعیت زمین ساختی

زمین ساخت آذربایجان ایران متأثر از زمین ساخت پی سنگ اقیانوسی خزر در خاور و افولیت‌های موجود در جنوب قفقاز کوچک در شمال است (شکل ۱) که از ارمستان تا باختر قفقاز و دریای سیاه تداوم دارد و در مرز باختری متأثر از گسل‌های شمال و خاور آناتولی کنترل می‌شود. افولیت‌های جنوب قفقاز کوچک، ادامه پی سنگ خزر و دریای سیاه هستند که به احتمال، به دلیل زمین ساخت فشارشی با روند NW-SE میان دریای سیاه و خزر فرارانده شده و بروز یافته‌اند. در واقع آذربایجان از نظر چینه‌شناسی ترکیبی از پوسته قاره‌ای پیوسته به حاشیه اوراسیا با ملانژها، افولیت‌های کرتاسه پسین تا تشریری زیرین و پوششی از سنگ‌های آتشفشانی و رسوبات سنوزوییک است. چگالی بالای پوسته اقیانوسی، افولیت‌ها و سنگ‌های با مقاومت فشاری بالا در جنوب قفقاز کوچک (مانند دونیت، هارزبورژیت و ...) سبب شده تا پوسته آذربایجان که از سنگ‌های به نسبت با چگالی کمتر و متغیرهای مقاومتی پایین‌تری تشکیل شده است، متأثر از بخش‌های شمالی‌تر یادشده باشد که خود عامل کنترل کننده مهمی بر ریخت زمین ساخت این ناحیه است.

در این مطالعه محدوده شمال باختر ایران در شمال گسل تبریز (تا محدوده شهر میانه)، یعنی محدوده استان‌های آذربایجان شرقی و اردبیل در فاصله طول‌های جغرافیایی ۴۴ تا ۴۹ درجه خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۳۶ تا ۴۰ درجه شمالی مورد بررسی قرار می‌گیرد.

به طور کلی می‌توان چنین گفت که آذربایجان شرقی از نظر مرزهای زمین ساختی، در میان چهار گسل امتدادلغز اصلی قرار گرفته است (شکل ۱). این چهار مرز شامل گسل ارس در شمال، گسل تبریز در باختر و سامانه گسلی تالش و آستارا در مرز خاوری و همچنین خط‌واره مغناطیسی خاور میانه (نقشه خط‌واره‌های مغناطیسی ایران

فلات ایران شامل دو کمر بند کوهستانی اصلی، یعنی البرز در شمال و زاگرس در جنوب و باختر ایران است که بخش میانی کمر بند کوهزایی آلپ-همالیا را تشکیل داده‌اند. آذربایجان نیز شامل رشته کوه البرز (باختری)، تالش (در بخش باختری) و قفقاز کوچک در شمال است که همراه با رشته کوه‌های درون فلات آذربایجان پیچیدگی‌های زمین ساختی خاصی را به این بخش از ایران بخشیده‌اند.

آذربایجان میان کوهزاده‌های بزرگ قفقاز در شمال و البرز در خاور و با فاصله از زاگرس در جنوب قرار گرفته است و بسیاری از گسل‌های اصلی و بزرگ از جمله گسل تبریز و گسل ارس در بخش باختری محدوده مورد مطالعه میرا می‌شوند که این مسئله مشابه خاور ترکیه است که گسل‌های آناتولی شمالی، خاور آناتولی و گسل جوان اصلی (زاگرس) (Berberian, 1976) با فاصله کم از فلات آذربایجان در بخش خاوری ترکیه میرا می‌شوند (Berberian & Yeats, 1999). بنابراین کینماتیک این گسل‌ها نسبت به هم در آذربایجان و تأثیر متقابل پایانه‌های گسلی آنها این منطقه را تحت تأثیر خود خواهد داشت (Cooply & Jackson, 2006).

در این ناحیه دو فاز جوان زمین ساختی در سنوزوییک تأثیر گذاشته است، که شامل فاز اول در ائوسن پسین و فاز دوم در میوسن میانی (سارماتین) بوده‌اند (درویش‌زاده، ۱۳۷۲). فاز اول با تنش فشارشی، روند NE-SW دارد و رویداد کوتاه‌شدگی دوم نیز فاز فشارشی بوده که موجب فرارانش‌های آشکاری شده است و تا امروز ادامه دارد (درویش‌زاده، ۱۳۷۲). عملکرد فازهای زمین ساختی یادشده سبب شده است که گستره دگرشکلی و پیچیدگی فرایندهای دگرشکلی در این منطقه از سرزمین ایران فراتر از حد معمول باشد و بنابراین، این منطقه مکان بی‌همتایی شده است که می‌تواند دانش ما را از پدیده برخورد قاره‌ای بالا ببرد.

سامانه‌های راندگی حاکم است. اما به دلیل این که گسل‌های رانده شیب به نسبت کمی دارند، در نقشه‌ها و تصاویر دورسنجی کمتر قابل مشاهده هستند، با این حال، نمونه‌هایی مانند راندگی جنوب اهر (زمانی و شریفی، ۱۳۸۹) در مسیر جاده تبریز- اهر، راندگی‌های شمال کلبر در مسیر جاده کلبر- خداآفرین و راندگی‌های شمال و جنوب کوه‌های بزکش (برای نمونه در روستای دامباران در جنوب سراب و روستای فندقلو در شمال میانه) در برش‌های قائم طبیعی و مصنوعی (ترانشه جاده‌ها) در صحرا قابل تشخیص هستند.

۳-۱. راندگی‌های با روند خاور-باخت

راندگی جنوب اهر: در بخش شمالی گردنه گویجه‌بل، در شمال کوه‌های قوشه‌داغ (رشته کوه‌های باختر کوه‌های سبلان) و جنوب شهر اهر (بخش پیشانی کوهستان) سازندهای شیلی پالئوسن (سنوزویک زیرین) توسط یک گسل وارون لغز با شیب زیاد روی سازندهای جوان‌تر که از کنگلومرا و سیلستون تشکیل شده‌اند (به سن پلیوسن - سنوزویک بالایی) رانده شده‌اند. این راندگی به‌طور گسترده‌ای مرز مشخص و آشکاری را میان رسوبات عهد حاضر و پلیوسن با رسوبات کرتاسه و آذرآوارهای سنوزویک در جنوب شهر اهر ایجاد کرده است (شکل ۴). این روراندگی به نام راندگی جنوب اهر معرفی شده (شریفی و زمانی، ۱۳۸۹) است. سوی حرکت این سامانه بر پایه بررسی‌های صحرایی حرکت فرادپواره را رو به شمال نشان داده است. همچنین (Berberia, 1997) در این ارتباط گسل‌هایی در شمال شهر اهر با سازوکار راندگی معرفی کرده است که همراه با راندگی جنوب اهر سامانه راندگی گسترده‌ای را در بخش‌های میانی فلات آذربایجان (آذربایجان شرقی) ایجاد کرده‌اند.

راندگی جنوب بزکش: در بخش شمال شهر میانه گسل جنوب بزکش که (Berberian, 1997) نیز به آن اشاره کرده، به‌عنوان راندگی پیش‌رو در این منطقه معرفی شده است. بررسی‌های انجام‌شده در محدوده روستای آوین در شمال شهر میانه نشانگر رانده شدن سازندهای کهن دوران اول بر روی سازندهای جوان‌تر مانند کنگلومرای فجن در این ناحیه است. بررسی صحرایی نشان می‌دهد سوی حرکت این سامانه رانده رو به شمال است.

راندگی شمال بزکش: در جنوب شهر سراب و در محدوده روستای دامباران راندگی سنگ‌های آهکی سازند زیارت (انوسن) روی سنگ‌های رسوبی سازند سرخ بالایی (میوسن) صورت گرفته است، شیب این راندگی‌ها به نسبت کم (۱۰ تا ۳۰ درجه) و شدت انباشتگی به حدی است که در بخش‌های مختلف منطقه سنگ‌های آهکی سازند زیارت نیز روی هم انباشته شده‌اند. بررسی صحرایی نشان می‌دهد که سوی حرکت این راندگی‌ها به سمت جنوب است. در نقشه‌های تهیه شده توسط (Berberian, 1997) به چنین راندگی در شمال بزکش اشاره شده است.

راندگی‌های شمالی (فلات آذربایجان شرقی): در بخش شمال فلات آذربایجان شرقی یعنی کوه‌های ارسباران، راندگی‌های بسیاری عمل کرده‌اند که روند کلی آنها به‌طور عموم به موازات بخش مرکزی-خاوری رود ارس است. این راندگی‌ها به صورت ساخت‌های انباشته ارتفاعات ارسباران را به‌وجود آورده‌اند که به‌ویژه از شمال شهر کلبر تا دشت مغان یک کمربند چین‌خورده-رانده متمایز را شکل داده‌اند. (Berberian, 1997) نیز با اشاره به این راندگی‌ها در نقشه‌های تهیه‌شده سامانه انباشته از گسل‌های رانده را به نمایش گذاشته است (شکل ۲).

در دره رودخانه کلبر چای که به‌صورت مورب (NE-SW) گسل ارس را قطع می‌کند، آثار راندگی آشکار است و گسل‌های محدوده رودخانه ارس مانند گسل خاروانا، به‌عنوان راندگی پیش‌رو در این محدوده مطرح هستند. در محدوده رشته کوه‌های ارسباران سازندهای (دوران دوم) کرتاسه روی سازندهای دوران سوم (میوسن) رانده شده‌اند. در محدوده شمال شهرستان خاروانا این راندگی به روشنی مشهود است. بررسی این راندگی‌ها دلالت بر حرکت رو به جنوب این سفره دارد که ساختارهای انباشته‌ای نیز به این ترتیب گسترش یافته است. به‌طور کلی ساختارهای

در شکل ۲) در مرز جنوب خاوری هستند. آثار ریخت‌زمین‌ساختی و جابه‌جایی این خطواره (خطواره مغناطیسی خاور میانه) در تصاویر دورسنجی قابل ردیابی است (شکل‌های ۲ و ۱۳). این گسل که از خاور میانه می‌گذرد و تا اردبیل ادامه دارد، به نام گسل میانه- اردبیل معرفی می‌شود. این چهار خطواره محدوده‌ای لوزی شکل به‌وجود می‌آورند که فلات آذربایجان شرقی در آن قرار گرفته است.

۲- روش مطالعه

روش مطالعه در این پژوهش بر این مبنا است که ساختارهای محدوده یادشده در ارتباط با سوگیری تنش‌ها و با هدف چگونگی ارتباط آنها با زمین‌ساخت امروزی آذربایجان مورد بررسی قرار گرفت و در پایان با این اطلاعات مدل زمین‌ساخت امروزی فلات آذربایجان بازسازی شد. نخست برآورد تنش‌های منطقه در بخش‌های مختلف آن با گردآوری داده‌های لرزه‌ای انجام و سپس در نواحی که داده‌های لرزه‌ای وجود نداشت با اندازه‌گیری صحرایی گسل‌ها، وضعیت تنش با اطلاعات لغزش صفحات گسل‌ها برآورد شد. بررسی رژیم‌های تنش به‌دست آمده در بخش‌های مختلف منطقه می‌تواند تغییرات منطقه‌ای تنش را در ارتباط با متوسط تنش حاکم بر کل آذربایجان نشان دهد. بررسی این تفاوت‌ها در ارتباط با ساختارهای محلی تشکیل شده کمک می‌کند تا تنش‌های مؤثر بر تشکیل ساختارهای یادشده از یک سو و عوامل مؤثر در تغییر محلی روند تنش‌ها از سوی دیگر مشخص شوند. بنابراین در این پژوهش نخست تنش‌های مرتبه سوم (Zang & Stephansen, 2010) در محدوده مرزهای منطقه برآورد شده و سپس با برآورد تنش‌های مرتبه نخست، سامانه تنش‌های حاصل مورد بررسی و مقایسه قرار گرفته است، همچنین در این مطالعات به دلیل گستردگی زیاد محدوده مطالعاتی از ابزارهای سنجش از دور بهره گرفته شده است. علم سنجش از دور ابزار مناسبی برای بررسی و مطالعات در مقیاس کوچک در مناطقی است که گستردگی زیادی دارند و امکان مطالعه آنها به صورت جزء به جزء وجود ندارد. از این رو، انجام مطالعات گام به گام در این ارتباط به ترتیب زیر در محدوده مورد مطالعه دنبال شده است:

بررسی‌های دور سنجی در بخش‌های شمال خاوری و جنوبی فلات آذربایجان وجود ساختارهای انباشته (Imbricate) را مشخص کرده است که شواهد زمین‌ساخت فشارشی و راندگی هستند.

با مشخص شدن محدوده‌های دارای ویژگی‌های یادشده در ادامه، با کنترل صحرایی موردی آنها (به‌دلیل محدودیت‌های مالی پژوهش و گستردگی زیاد محدوده مورد مطالعه) سامانه‌های اصلی رانده شناسایی و کنترل صحرایی شده‌اند که به‌دلیل حجیم شدن مقاله، ارائه همه جزئیات، عکس‌ها و نقشه‌ها امکان‌پذیر نبود اما به خلاصه‌ای از آنها در ادامه اشاره می‌شود.

۳- راندگی‌های اصلی در فلات آذربایجان شرقی

رسم روندهای ساختاری و گسل‌های اصلی در فاصله طول‌های ۳۷/۵ تا ۳۸/۷ درجه خاوری و ۳۸ تا ۴۱ درجه شمالی در محدوده فلات آذربایجان شرقی (شکل‌های ۲، ۳ و ۷) امکان جدایش یک سری خطواره اصلی و پیکره‌های (Grain) زمین‌ساختی از تصاویر حاصل از داده‌های سنجش از دور را فراهم کرده است.

این خطواره‌ها و پیکره‌ها که احداثار هستند، روندهای عمومی E-W دارند. در محدوده آذربایجان شرقی، از رود ارس تا محدوده شمال شهر میانه، می‌توان در مقیاس کوچک (در حد ۱:۵۰۰۰۰۰) پنج گروه از این گسل‌ها را که شامل گسل کلبر، گسل جنوب اهر، گسل شمال بزکش، گسل جنوب بزکش و گسل‌های رانده پراکنده در جنوب میانه هستند، تشخیص داد (شکل ۳).

کارهای انجام شده توسط دیگر پژوهشگران (Berberian, 1997) در این منطقه و نیز بررسی‌های انجام شده در این پژوهش نشان داده است که در بیشتر این گسل‌ها

از سامانه تنش‌های زمین‌ساختی در یک منطقه چگونگی زمین‌ساخت آن ناحیه را مشخص کرده و در روشن شدن مسایل و ابهام‌هایی که در مورد زمین‌ساخت آن ناحیه وجود دارد، کمک بسزایی نماید. بررسی و برآورد تنش زمین‌ساختی در یک منطقه می‌تواند با روش‌های مختلفی انجام گیرد. این روش‌ها به طور اجمالی شامل استفاده از داده‌های سازوکار کانونی گسل‌ها، پیش‌مغزه‌گیری (Over Coring)، ریزش‌ها و شکستگی‌ها در گمانه‌ها (Borehole Breakout)، درزه‌داری هیدرولیکی (Hydrolic Fracturing) و الگوی دهانه‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی هستند.

روش‌های تعیین تنسور تنش و رژیم زمین‌ساختی حاکم بر یک منطقه، با داده‌های صحرایی و یا داده‌های لرزه‌ای، در دهه ۱۹۶۰ میلادی بنا نهاده شده و از دهه ۱۹۷۰ تکامل یافته است. در این میان، روش تحلیلی (Angelier 2002 & 1990) تنها روش تحلیلی برآورد زاویه تنش‌های ناحیه‌ای با استفاده از داده‌های لغزش گسل‌ها و یا حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌هاست. این روش بر پایه محاسبه مؤلفه لغزش- تنش برشی، زاویه تنش‌های متوسط زمین‌ساختی را که می‌تواند عامل ایجاد لغزش در سطح مجموعه گسل‌های اندازه‌گیری شده یا زلزله‌های روی داده در یک ناحیه باشد، با تحلیل وارون محاسبه می‌کند (برای اطلاعات بیشتر به مقاله Angelier 2002 مراجعه شود). همچنین روش جدایش تنش‌ها بر پایه همین تحلیل و با تلفیق شیوه دیگر تحلیل تنش (Angelier, 1984) در سال ۲۰۰۴ توسط همین پژوهشگر ابداع شده است که تنش‌های ممکنه در یک منطقه را با تمام داده‌های موجود جداسازی و مشخص می‌کند که در برآورد تنش‌های مرتبه دو بسیار کاربرد دارد و در ادامه بیشتر معرفی خواهد شد.

در این پژوهش برای برآورد تنش در محدوده فلات آذربایجان شرقی با توجه به گستردگی محدوده مورد مطالعه در نواحی که داده‌های زلزله وجود داشته (مرزهای خاوری و باختری) تحلیل تنش با آنها صورت گرفته است. در مناطقی که چنین داده‌هایی وجود نداشته (به‌ویژه درون فلات آذربایجان) تحلیل تنش با اندازه‌گیری داده‌های لغزش گسل‌ها، انجام یافته است. در واقع مرزهای خاوری (سامانه‌های گسلی تالش و نور) و مرز باختری (گسل تبریز) فلات آذربایجان شرقی فعالیت لرزه‌ای به نسبت بالا و زلزله‌های دستگاهی ثبت شده دارند و بنابراین با گردآوری داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها، تحلیل تنش در مرزهای صفحه یادشده انجام گرفته است، ولی بخش‌های درونی محدوده مورد مطالعه، با توجه به این که لرزه‌خیزی کمتری دارند و یا زمین‌لرزه‌های بزرگ دستگاهی ندارند، تحلیل و برآورد تنش با اندازه‌گیری صحرایی لغزش گسل‌ها در آن مناطق انجام گرفته است.

۴-۱. تحلیل تنش با استفاده از داده‌های لرزه‌ای در مرزهای خاوری و باختری
سیاهکالی و همکاران (۱۳۸۷) با استقرار دستگاه‌های لرزه‌نگار قابل حمل در محدوده شهر تبریز، داده‌های لرزه‌ای بسیار با ارزشی را از فعالیت این گسل ثبت کرده‌اند. در این بخش تعداد ۱۰ حل سازوکار کانونی (Focal Mechanism) زلزله که توسط ایشان حل شده برای برآورد وضعیت تنش در محدوده گسل تبریز به کار گرفته شده است و همچنین در مرز خاوری محدوده مورد مطالعه با توجه به وجود داده‌های لرزه‌ای دستگاهی مناسب و کافی، تحلیل تنش با گردآوری داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های روی داده در این ناحیه (محدوده گسل تالش و گسل نور) انجام گرفته است. این داده‌ها از منابع مختلف (MOS, Jackson 1992), EMSC و CMT) گردآوری، بازمینی و تصحیح شده و سپس در تحلیل تنش مورد استفاده قرار گرفته‌اند. تصحیحات یادشده شامل بررسی و اصلاح موازی نبودن عمودهای دو صفحه گرهی، عمود نبودن محورهای کشش، بی‌اثر و فشارش نسبت به هم در هر سازوکار و ناهمخوانی لغزش‌ها با صفحات گرهی مربوطه بوده‌اند. گفتنی است که این کنترل‌ها و تصحیحات پیش از انجام تحلیل برگشتی روی تمامی داده‌های لرزه‌ای و صحرایی گسل‌ها صورت گرفته است.

در این پژوهش گسل آستانرا- اردبیل در بخش خاوری کوه‌های تالش (باختر

فشارشی مانند چین‌های در ارتباط با گسل‌های رانده در این محدوده به فراوانی در نقشه‌های زمین‌شناسی و صحرای قابل شناسایی هستند.

۳-۲. راندگی‌های با روند شمالی - جنوبی تا شمال باختری - جنوب خاوری

مطالعات انجام شده در این پژوهش نشان داده است که سامانه راندگی دیگری با امتداد شمالی- جنوبی محدوده فلات آذربایجان شرقی را زیر تأثیر خود دارد. این سامانه راندگی به طور چیره در مرز خاوری فلات آذربایجان و کوه‌های تالش در امتداد گسل نور تا ساحل خزر به صورت گسل‌های رانده، انباشتگی ایجاد کرده است و این گونه کوه‌های تالش را با روند تقریبی N-S به وجود آورده است. این انباشتگی سبب شده است که گسل‌های رانده و ریخت‌شناسی ناشی از آنها به روشنی در امتداد کوه‌های تالش قابل مشاهده شوند. (Berberian 1997) نیز این راندگی‌ها را با نام گسل جنوب تالش معرفی کرده است (شکل ۳). بررسی‌های انجام شده در این پژوهش در شمال و جنوب دامنه‌های کوه‌های بزرگ گسل‌های رانده و انباشتگی‌هایی با روندهای مشابه (یعنی N-S) را نشان می‌دهد. در این ارتباط در شمال سراب محدوده روستای علی‌جان، سنگ‌های داسیتی جوان (پلیوسن) به صورت راندگی با ساختار انباشته روی هم رانده شده‌اند. همچنین در جنوب و باختر اهر در جنوب روستای چگالک و نیز در محدوده گردنه گویچه‌بل سامانه‌های رانده‌ای با روند N-S تا NW-SE مشاهده و اندازه‌گیری شده‌اند (شریفی و زمانی، ۱۳۸۹).

(Berberian 1997) نیز به راندگی‌هایی با روند N-S در باختر اهر اشاره می‌کند. باختری‌ترین بخش محدوده مورد مطالعه، گسل تبریز و شاخه‌های فرعی آن مانند گسل نهند (ملارسولی و زمانی، ۱۳۸۹) و گسل خواجه نیز سازوکار فشارشی و (گسل تبریز مؤلفه فشاری دارد) روند NW-SE دارند. به نظر می‌رسد روند این سامانه راندگی‌ها از خاور به باختر از N-S به NW-SE تغییر می‌کند که این مسئله با مدل پیشنهادی (Baraka & Reilinger 1997) به خوبی سازگاری دارد. در بخش‌های شمال باختری محدوده مورد مطالعه در محدوده کوه‌های کیامکی نیز چنین گسل‌هایی با روند عمومی N-S قابل شناسایی است. در کوه‌های مورو در باختر تبریز و کوه‌های عینالی در شمال تبریز نیز گسل‌های رانده با روند عمومی N-S تا NW-SE قابل شناسایی بوده که مشاهده شده‌اند.

۳-۳. پیکره‌های زمین‌ساختی آذربایجان شرقی

در آذربایجان شرقی می‌توان چند رشته‌کوه موازی و منحنی‌وار از دیدگاه ریخت‌زمین‌ساختی تشخیص داد که برخی از آنها از آذربایجان ایران تا جمهوری آذربایجان و ارمنستان و ترکیه ادامه می‌یابند. رشته‌کوه‌های بزرگش، قوشه‌داغ و ارسباران (قره‌داغ) که اگر به اینها بخش شمال باختری رشته‌کوه‌های تالش (محدوده کوه‌های تالش در خاک جمهوری آذربایجان) را نیز بیفزاییم، چهار رشته موازی خواهیم داشت (شکل‌های ۱ و ۹) که با روند انحادار (Curve) نسبت به هم در حال رانده شدن هستند. راندگی این کمربندهای چین‌خورده و رانده در میان گسل‌های امتدادلغزی صورت می‌گیرد که بیشتر روندهای شمالی- جنوبی و شمال خاور - جنوب باختری دارند. با توجه در تصاویر دورسنجی می‌توان دست کم سه پیکره زمین‌ساختی در آذربایجان شرقی تشخیص داد که به ترتیب از شمال با نام‌های پیکره زمین‌ساختی ارسباران، پیکره اهر (قوشه‌داغ) و پیکره بزرگش نام‌گذاری می‌شوند (شکل ۶). سه پیکره یاد شده سامانه‌های رانده- چین خورده هستند. عملکرد رانده‌شدگی میان این گسل‌ها به احتمال سبب گسترش گسل‌های امتداد لغز با سازوکار پارگی (Tear) می‌شود و در واقع این گسل‌ها جدا کننده حرکات سفره‌های زمین‌ساختی درون خود هستند. وجود و فعالیت چنین گسل‌هایی به‌طور نمونه با توجه به رومرکز زلزله‌هایی همچون چشمه‌های لرزه‌ای گسل کلبرچای قابل تشخیص است.

۴- بررسی رژیم تنش

برآورد و بررسی رژیم تنش زمین‌ساختی یک ناحیه می‌تواند با شکل‌دهی مدلی

برآورد شده است. برآورد تنش در این ناحیه بر پایه روش تحلیلی تنش در ۳ ایستگاه در شمال و ۲ ایستگاه در جنوب بزکش با اندازه‌گیری خش لغزهای گسل‌ها انجام گرفته است. خش لغزهای اندازه‌گیری شده در محدوده بزکش در سنگ‌های آذرین داسیتی به سن پلیوسن صورت گرفته و بنابراین زمان فعالیت گسل‌های مربوطه نیز پس از این زمان است. نتایج این تحلیل در جدول ۱ و شکل ۷ نشان داده شده است. رشته‌کوه ارسباران در شمال شهر کلیبر با روند انحنادار خاوری-باختری قرار گرفته است و از دید زمین‌شناسی سازنده‌های با سن‌های متفاوت از دوران‌های مزوزویک و سنزویک در آن قابل مشاهده هستند. این رشته‌کوه از مجموعه کوه‌های قره‌داغ، شیور، هشتسر، و رشته‌صلوات تشکیل شده است. برخاستگی این رشته‌کوه نتیجه فرایندهای فراراندگی ناشی از سامانه‌های رانده در این ناحیه است که زمین‌ریخت‌شناسی و زمین‌ساخت جوانی را در این رشته‌کوه به وجود آورده است. این ناحیه از مجموعه رانده‌گی‌هایی تشکیل شده است که سازنده‌های کهن کرتاسه را از محدوده شهر خاروانا در بخش باختری شکستگی ارس در ایران، تا نزدیکی شهر کلیبر در بخش خاوری، روی سنگ‌های جوان‌تر رورانده است. عملکرد این رانده‌گی‌ها در بخش خاوری، افیولیت‌های الله‌بارلو را به سطح زمین رورانده است. برای بررسی سامانه تنش حاکم بر این رشته‌کوه در چهار محدوده از باختر تا خاور در این کوه‌ها، گسل‌های فعال شناسایی شده و لغزش گسل‌ها در چینه‌های جوان این سنگ‌ها اندازه‌گیری شده‌اند. نتایج تحلیل این داده‌ها در جدول ۱ و شکل ۷ نشان داده شده است.

در شکل ۷ نتایج تحلیل تنش‌های مرتبه سوم برای گسل‌های اصلی در مرزهای اصلی محدوده آذربایجان شرقی نمایش داده شده است. همچنین پراکنندگی خطواره‌ها، گسل‌ها و چین‌ها در محدوده مورد مطالعه و موقعیت ایستگاه‌های اندازه‌گیری و استریوگرام‌های تحلیل تنش در بخش‌های مختلف همراه با پراکنندگی رشته‌کوه‌های آذربایجان شرقی نشان داده شده است.

تنش‌های زمین‌ساختی از دیدگاه ترتیب عملکرد به باور (Zoback (1992) به دو رده و نیز به باور (Heidback et al. (2007) و (Zang & Stephansen (2010) به سه رده قابل تقسیم هستند که شامل تنش‌های مرتبه اول (تنش‌های ناحیه‌ای و میان صفحات)، تنش‌های مرتبه دوم (تنش‌های محدوده رشته‌کوه‌ها) و تنش‌های مرتبه سوم (تنش‌های در ارتباط با محدوده پهنه‌های گسلی) هستند.

چنان که گفته شد در این پژوهش با بررسی و برآورد تنش‌های مرتبه ۳ در محدوده گسل‌ها، امکان برآورد تنش‌های مرتبه ۱ نیز به وجود آمده است که در ادامه آمده است.

۳-۴. تحلیل جدایش تنش‌ها در محدوده مورد مطالعه

در این پژوهش جدایش تنش‌ها (Stress Separation) چندگانه برای برآورد تنش‌های مرتبه ۱ بر پایه روش (Angelier (2004 & 1984) که بر روش آماری (Diday et al. (1971) استوار است، روی داده‌ها اعمال شده است.

این روش مجموعه‌ای غیر همگن از داده‌های لرزه‌ای لغزش گسل‌ها و یا داده‌های صحرایی لغزش گسل‌ها را به رده‌های همگن که مربوط به تنسورهای تنش متفاوت هستند، تقسیم می‌کند. جدایش تنسورهای مختلف تنش و رده‌های مربوط در این شیوه بر پایه روش دسته‌بندی دینامیک تعمیم داده شده (Generalized Dynamic Clustering Approach) انجام می‌شود که نخستین بار توسط (Diday et al. (1971 مطرح شد و یک روش آماری است. از این روش آماری (Burg & Etchecopar (1980) و (Etchecopar et al. (1981 نیز برای جدایش تنش‌ها استفاده کرده‌اند.

در این شیوه در تشخیص رده‌های داده‌های لغزش گسل، در هر مرحله تنسور تنش محاسبه می‌شود و سپس فرایند تغییر در متغیرهای اصلی و تکرار تحلیل وارون تنش آن قدر ادامه می‌یابد تا روی هم رفته، دست کم بیش از ۹۰ درصد مجموع داده‌ها در تحلیل و مجموع چند تنسور تنش تحلیل شده حضور داشته باشند.

البرز) به ۳ پاره گسلی تقسیم شده است تا تحلیل تنش در هر پاره به طور جداگانه انجام شود. بر پایه نزدیکی با سه پاره گسلی (با سامانه گسل آستارا-اردبیل) این ناحیه به بخش‌های شمالی، مرکزی و جنوبی تقسیم شده است و داده‌های آنها به طور جداگانه تحلیل و ارائه شده‌اند.

جهت‌گیری تنش‌ها در سه مرز یادشده با استفاده از روش وارون‌سازی (Inversion) و نرم‌افزار Invgli (تهیه شده توسط (Angelier (2006) برای این داده‌ها تحلیل و نتایج حاصل در جدول ۱ و شکل ۷ نمایش داده شده است.

۴-۲. تحلیل تنش با استفاده از داده‌های صحرایی گسل‌ها در مرزهای شمالی، جنوبی و میانی

تحلیل تنش با استفاده از داده‌های صحرایی گسل‌ها در مرزهای شمالی، جنوبی و میانی فلات آذربایجان با توجه به این که داده‌های لرزه‌ای در این بخش‌ها وجود ندارد، صورت گرفته است. در ادامه در ارتباط با گسل‌ها و محدوده‌هایی که داده‌های صحرایی لغزش گسل‌ها از آنها گردآوری شده، توضیحاتی افزوده شده است.

رشته‌کوه قوشه‌داغ در جنوب شهر اهر قرار گرفته است که روند خاوری-باختری دارد و از دید زمین‌شناسی، سازنده‌های مختلف دوران‌های مزوزویک و سنزویک در آن برنزد یافته‌اند. این رشته‌کوه از مجموعه کوه‌های آیتخله، قوشه‌داغ و اوغلان‌داغ تشکیل شده که در خاور به کوه سلان می‌رسد. برخاستگی این رشته‌کوه نتیجه فرایندهای زمین‌ساختی بوده و فرسایش همراه با فراراندگی، ریخت‌شناسی کنونی آن را در جنوب شهر تاریخی اهر به وجود آورده است.

یکی از مناطقی که سازنده‌های سنزویک با سازنده‌های کهن‌تر مربوط به مزوزویک در آذربایجان همراه هستند (و به دلیل حفر ترانشه برای گسترش جاده به خوبی قابل مطالعه است) محدوده گردنه گویجه‌بل (ارتفاعات سرسبز) در ناحیه جنوب اهر است. به منظور بررسی وضعیت سوگیری تنش‌های زمین‌ساختی در این ناحیه، بررسی‌های صحرایی و کنترل مرزهای واحدهای مزوزویک و سنزویک انجام شده است. در این ناحیه شیل‌های مدادی مربوط به پالتوسن سنزویک زیرین (لسکویه و همکاران، ۱۹۷۸) به صورت ورقه‌های رانده روی هم انباشته (Imbricate) شده‌اند (شریفی و زمانی، ۱۳۸۹). از سوی دیگر این سنگ‌ها یعنی شیل‌های پالتوسن با مرز گسلی مشخصی روی سنگ‌های جوان‌تر یعنی کنگلومرا و سیلستون به سن پلیوسن (سنزویک بالایی) رانده شده‌اند.

برای مطالعه محدوده این گسل ۳ ایستگاه در باختر قوشه‌داغ و محدوده تأثیر رانده‌گی جنوب اهر در نظر گرفته شده است. خش لغزهای اندازه‌گیری شده در محدوده قوشه‌داغ روی سنگ‌های کنگلومرای (پلیوسن) اندازه‌گیری شده‌اند و با توجه به رانده‌شدن سنگ‌های آهکی کرتاسه روی سنگ‌های کنگلومرا، به نظر می‌رسد زمان فعالیت این گسل‌ها پس از پلیوسن باشد. با بررسی صحرایی و اندازه‌گیری گسل‌های موجود و خش لغزش‌های آنها، سوگیری تنش‌های زمین‌ساختی در این منطقه بازسازی شده است. نتایج این تحلیل در جدول ۱ و شکل ۷ نشان داده شده است.

رشته‌کوه بزکش در بخش جنوبی آذربایجان و در جنوب شهر سراب قرار گرفته است. این رشته‌کوه با شکل کمانی روند خاور-باختر دارد (شکل ۱) و از دید چینه‌شناسی، سازنده‌های مختلف دوران‌های مزوزویک و سنزویک همراه با آذرین‌های جوان‌تر در بخش‌های مختلف آن برنزد یافته‌اند. در بخش‌های جنوبی این رشته‌کوه فعالیت‌های لرزه‌ای و زلزله‌های ثبت شده دستگامی وجود دارد، ولی بررسی و جستجو در کاتالوگ‌های بر خط و منابع موجود، هیچ‌گونه حل سازوکار کانونی را در این محدوده به دست نداد. بنابراین به دلیل نبود داده‌های لرزه‌ای حل ساز و کار کانونی زمین‌لرزه‌ها در محدوده این رشته‌کوه، برای بررسی رژیم تنش در این ناحیه در دو بخش شمال و جنوب این رشته‌کوه بررسی‌های صحرایی انجام شد. در بخش جنوبی رشته‌کوه بزکش یعنی جنوب شهر سراب و در شمال شهر میانه، با گردآوری داده‌های صحرایی لغزش گسل‌ها، رژیم تنش زمین‌ساختی در این محدوده

یعنی روند تنش‌ها هم‌سو با روند رشته کوه و هم‌سو با گسل‌های این منطقه است. مشابه این نتیجه در شمال‌باختر کوه‌های زاگرس توسط Navabpour et al. (2009) به‌دست آمده است. این مسئله می‌تواند مربوط به قفل‌شدگی (Locking) گسل‌ها در این منطقه باشد. چون تراکم انباشتگی در ساختار و گسل‌های این منطقه به مرحله‌ای رسیده است که فضای لازم برای گسترش رو به خاور آنها وجود ندارد، عملکرد آنها در گسل‌ها با مدل قفل‌شدگی، صرفاً به صورت انتقال تنش‌ها خواهد بود. انحنادار بودن رشته کوه‌های قوشه‌داغ و بزکش نیز در واقع به‌دلیل قرار گرفتن این کوه‌ها میان پی‌سنگ (بیسمت) خزر در خاور و گسل تبریز در باختر است که این کوه‌ها را در اثر تنش‌های فشاری موجود (شکل‌های ۷ و ۹) به این شکل انحنادار می‌دهند. فرار مواد به شمال خاور و جنوب نیز از نتایج این تنش‌های فشاری و انحنادار شدن کوه‌های یاد شده است.

همخوانی قابل قبول ساختارهای فشاری گسترش یافته با روند تنش‌های تحلیل شده در این ارتباط قابل توجه است. چنان که از شکل ۷ مشخص است در کوه‌های ارسباران، قوشه‌داغ و بزکش روند اصلی ساختارها خاوری-باختری است که به نظر می‌رسد این ساختارها با تنش‌های با روند شمال-جنوب تا شمال‌باختر-جنوب-خاور به دست آمده برای تنش‌های مرتبه ۳ و تنش مرتبه اول S2 و S3 گسترش یافته‌اند.

در این پژوهش بازسازی تنش‌های مرتبه اول در ارتباط با پیکره‌های زمین‌ساختی و ساختارها، امکان مدل‌سازی زمین‌ساختی فلات آذربایجان را به‌وجود آورده است. در این مدل فلات آذربایجان شرقی از شمال با قفقاز کوچک، از خاور با پی‌سنگ خزر جنوبی و از جنوب و باختر با بلوک ایران مرکزی مرزهای همگرا تشکیل داده و در برخورد است. در این میان سامانه فشارش بازسازی شده به گونه‌ای است که چرخش پادساعتگردی را بر فلات آذربایجان تحمیل می‌کند.

همان‌گونه که در شکل ۹-b مشاهده می‌شود کینماتیک و مدل جنبشی گسل‌ها در آذربایجان شرقی با توجه به سوی حرکت گسل‌های امتداد لغز، به گونه‌ای است که پیکره‌های زمین‌ساختی درون فلات آذربایجان شرقی را از سمت گسل تبریز و ارس رو به باختر به سوی گسل میانه-اردبیل رانده و چرخش (Rotation) می‌دهند که این فشارش همراه با چرخش، یک سامانه کشش را بر این بخش از آذربایجان تحمیل می‌کند. این مؤلفه چرخش خود زاده دو سامانه فشارش تقریباً عمود بر هم است که به دلیل تفاوت در بزرگای تنش‌های فشاری یادشده، چرخش ایجاد می‌کند. (Didon & Gemain 1976) نیز باور به چنین چرخشی در ارتباط با فلات آذربایجان دارند.

به‌دلیل آرایش خاص تنش‌های فشاری (شکل‌های ۹-a و c) که حاصل آن کینماتیک امروزی گسل‌های تبریز، ارس، بخش خاوری میانه و سامانه گسلی تالش و آستارا-اردبیل است، تنش‌های کششی، در محل گریز مواد از خاور و باختر (و سوی شمال‌باختر و جنوب‌خاور) این جعبه (Box) تنش لوزی‌شکل ایجاد می‌شوند. از این‌رو، این کینماتیک گسلی درون ریزصفحه آذربایجان شرقی همراه با چرخش پادساعت‌گرد موجب می‌شود که پیکره‌های زمین‌ساختی رو به شمال خاور و جنوب که تنها جای گریز مواد است، فرار کنند (شکل ۹-a).

سپاسگزاری

این پژوهش با حمایت مالی دانشگاه تبریز انجام شده است که از مسئولین این دانشگاه سپاسگزاری می‌شود. همچنین از خانم راضیه شریفی که در تهیه بخشی از تصاویر این پژوهش همکاری داشته‌اند تشکر می‌شود. این مقاله به زنده‌یاد پروفیسور آنژیله (Jacque Angelier) تقدیم می‌شود.

به دلیل رسیدن روش‌های عددی به کمترین میزان و نیاز نبودن به انتخاب صفحات گرهی حل سازوکارهای کانونی، در روش تحلیل وارون (Angelier, 2002) نه تنها امکان فراوری دسته داده‌های بزرگ با این روش تحلیل وارون و فراوری داده‌ها با روش دسته‌بندی دینامیک همراه با هم به‌وجود می‌آید، بلکه پالایش و جدایش داده‌ها و تفکیک حالت‌های چندگانه تنش‌های ناحیه‌ای نیز به دست می‌آید.

به این ترتیب، در این روش امکان بررسی گسترده غیرهمگنی تنش به‌وجود می‌آید. همچنین در این شیوه از تحلیل با انتخاب مقادیر متناسب و واقع‌بینانه در تحلیل، تعداد زیردسته‌ها معمولاً کم و سطوح سازگاری آنها نیز با توجه به پراکندگی داده‌ها بالاست (Angelier, 2004). در این مطالعه، این تحلیل با نرم‌افزار Dyngli (نوشته شده توسط Angelier (2006) انجام شده است. نتایج این تحلیل در جدول ۲ و شکل‌های ۷ و ۸ نمایش داده شده است.

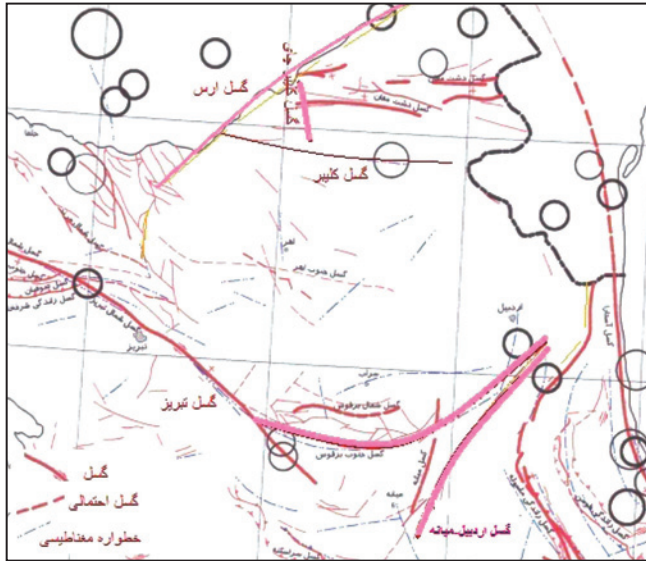
۵- بحث و نتیجه گیری

در این پژوهش با گردآوری داده‌های لرزه‌ای در محدوده رشته کوه‌های تالش و گسل‌های نورو و تبریز، وضعیت تنش‌های زمین‌ساختی در مرزهای محدوده مطالعاتی برآورد شد. ولی به دلیل نبود اطلاعات لرزه‌ای در محدوده رشته کوه بزکش، از یک سو و کم یا بی‌لرزه بودن محدوده کوه‌های قوشه‌داغ (اهر) و ارسباران در بخش درونی ریزصفحه آذربایجان، با گردآوری و بررسی‌های صحرایی، داده‌های لغزش گسل‌ها در این نواحی و با تحلیل تنش مرتبه سه، وضعیت تنش‌های میان بلوک‌ها (تنش‌های مرتبه اول) در این نواحی نیز تحلیل شد. نتایج تحلیل‌ها نشان می‌دهد که در مرز باختری ناحیه مورد مطالعه رژیم تنش امتدادلغز و در مرز خاوری و شمالی رژیم تنش فشاری حاکم است.

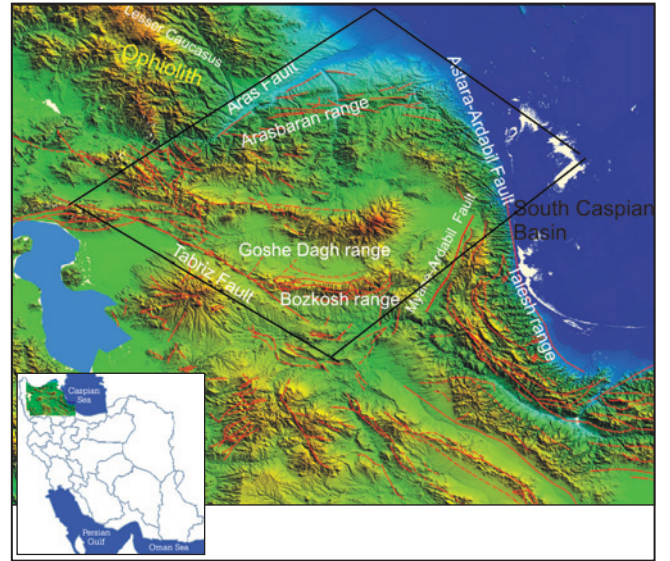
تحلیل داده‌های لرزه‌ای و داده‌های صحرایی اندازه‌گیری شده گسل‌های با روند خاوری-باختری و برآورد رژیم تنش فلات آذربایجان شرقی نشان از عملکرد سامانه‌های تنش (مرتبه ۳) فشاری با روند عمومی N-S تا NW-SE در فلات آذربایجان شرقی دارند (شکل ۷). این سامانه تنش با تنش‌های مرتبه ۱ بازسازی شده S2 و S3 برابری می‌کند ولی افزون‌بر سامانه تنش فشاری یادشده در آذربایجان، سامانه تنش با روند تقریباً E-W نیز زمین‌ساخت این منطقه را تحت تأثیر خود دارد (تنش مرتبه اول S1) که سامانه اخیر سبب تشکیل و تکامل رانده‌گی‌های با امتداد N-S در این ناحیه می‌شود. به باور درویش‌زاده (۱۳۷۲) در فلات آذربایجان دو فاز جوان زمین‌ساختی در سنوزویک تأثیر گذاشته‌اند، فاز اول در ائوسن پسین و فاز دوم در میوسن میانی (سارماتین) عمل کرده‌اند. فاز اول تنش فشاری با روند NE-SW بوده که با تنش S2 در این پژوهش منطبق است و رویداد کوتاه‌شدگی دوم نیز فاز فشاری است که موجب فرارانش‌های آشکاری شده است و تا امروز ادامه دارد (درویش‌زاده، ۱۳۷۲) اما از جهت گیری آن داده‌هایی در دست نیست.

چنین سامانه تنش چندگانه‌ای می‌تواند با مدل زمین‌ساختی نازک‌پوسته در آذربایجان همخوانی داشته باشد که Hessami et al. (2006) نیز چنین باوری دارند. در واقع سه سامانه تنش (مرتبه ۱) که به طور متقاطع و با هم دیده می‌شوند، در یک سامانه نازک پوسته توجیه‌پذیر هستند.

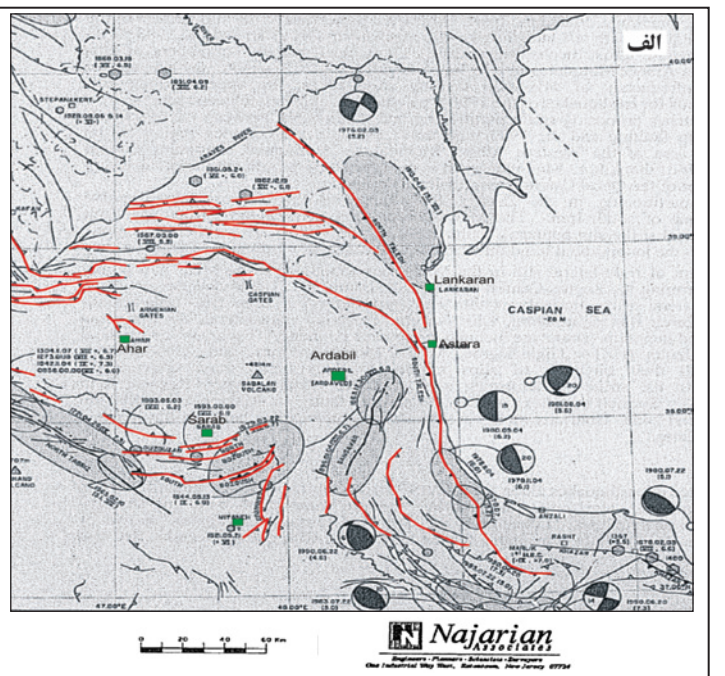
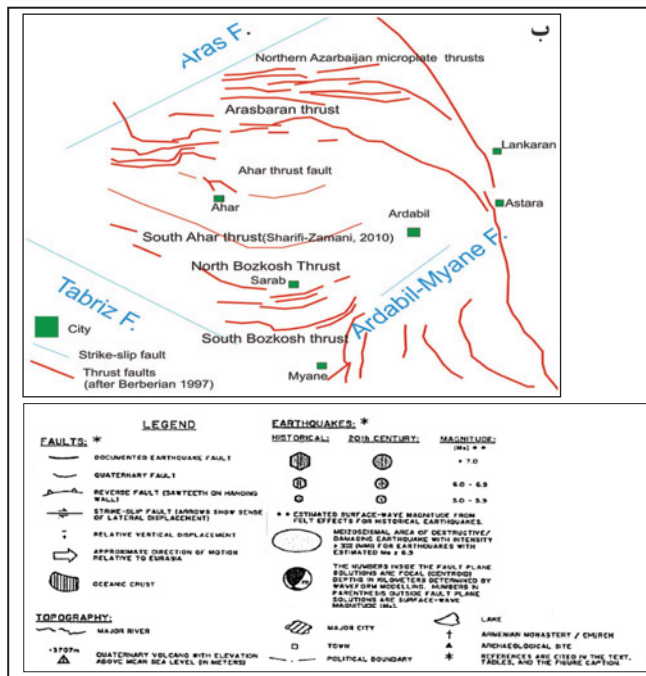
روند کوه‌های قوشه‌داغ و بزکش و به پیروی از آن گسل‌های شمال و جنوب بزکش و گسل اهر در بخش خاوری ENE-WSW است که روی هم رفته یک روند منحنی‌وار که تحدب آن به جنوب است، را ایجاد کرده‌اند. این تفاوت روند در رابطه با سامانه‌های تنش به دست آمده در این کوه‌ها قابل توجه هستند. در رشته کوه بزکش از خاور به باختر (شکل ۷) روند تنش‌های فشاری به ترتیب در بخش خاوری NE-SW، در بخش مرکزی N-S و در بخش باختری NW-SE است.



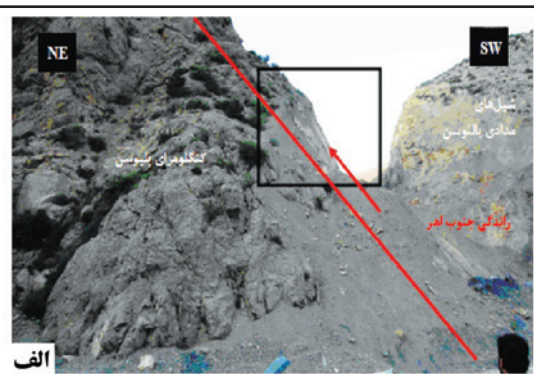
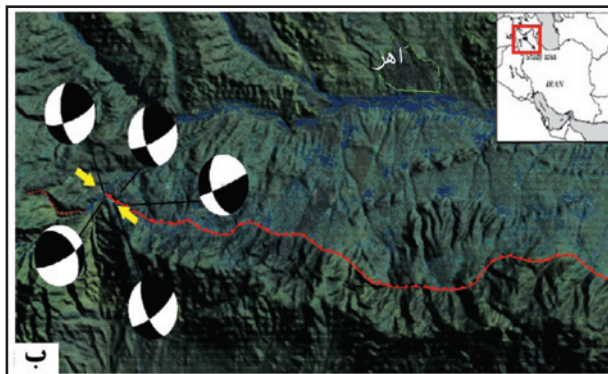
شکل ۲- نقشه خط‌واره‌های مغناطیسی ناحیه شمال باختر ایران، برگرفته از نقشه زمین ساخت ایران (نوگل سادات و الماسی، ۱۳۷۲)



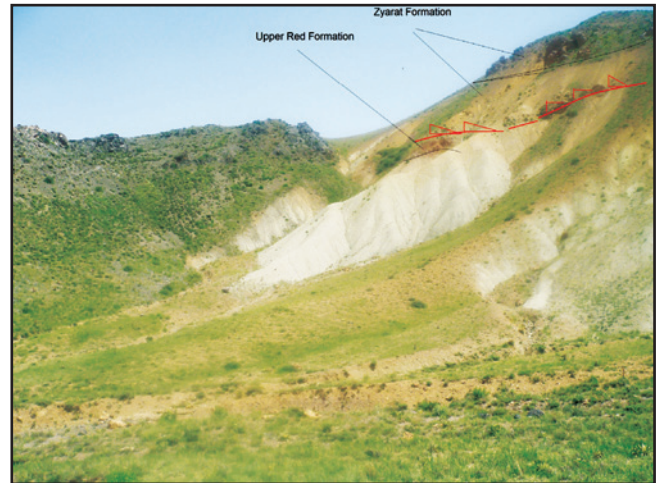
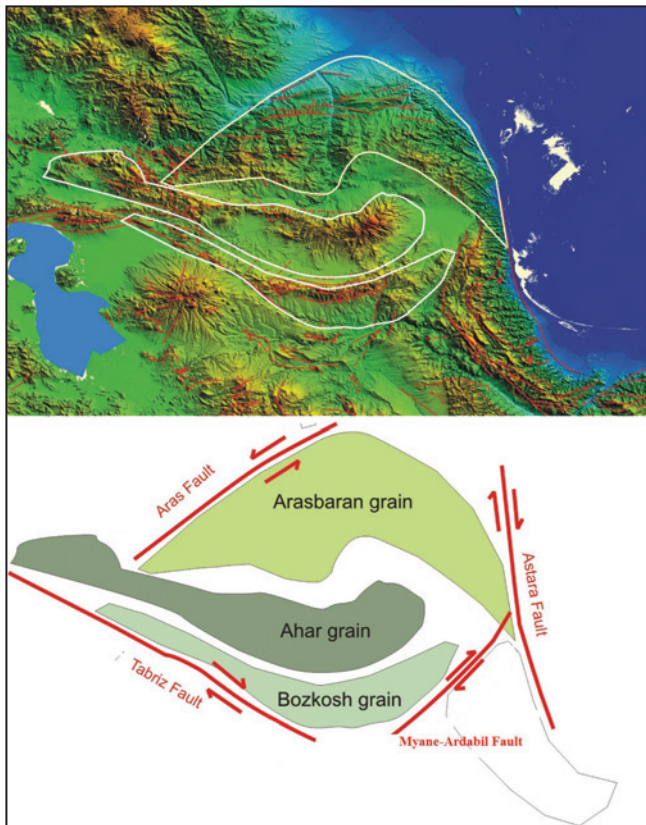
شکل ۱- موقعیت محدوده مورد مطالعه، که بخش جنوبی قفقاز کوچک، افیولیت‌های قفقاز (در شمال شکل) و پی سنگ خزر جنوبی در خاور تصویر و گسل‌ها و رشته‌کوه‌های اصلی محدوده مطالعاتی در آن نمایش و محدوده مورد مطالعه نیز در کادر لوزی شکل نشان داده شده است.



شکل ۳- الف) نقشه چشمه‌های لرزه‌ای و گسل‌های فعال محدوده مورد مطالعه (Berberian, 1997)، ب) نمایش رانندگی‌های معرفی شده توسط (Berberian) که در نقشه ۳- الف پر رنگ شده است.



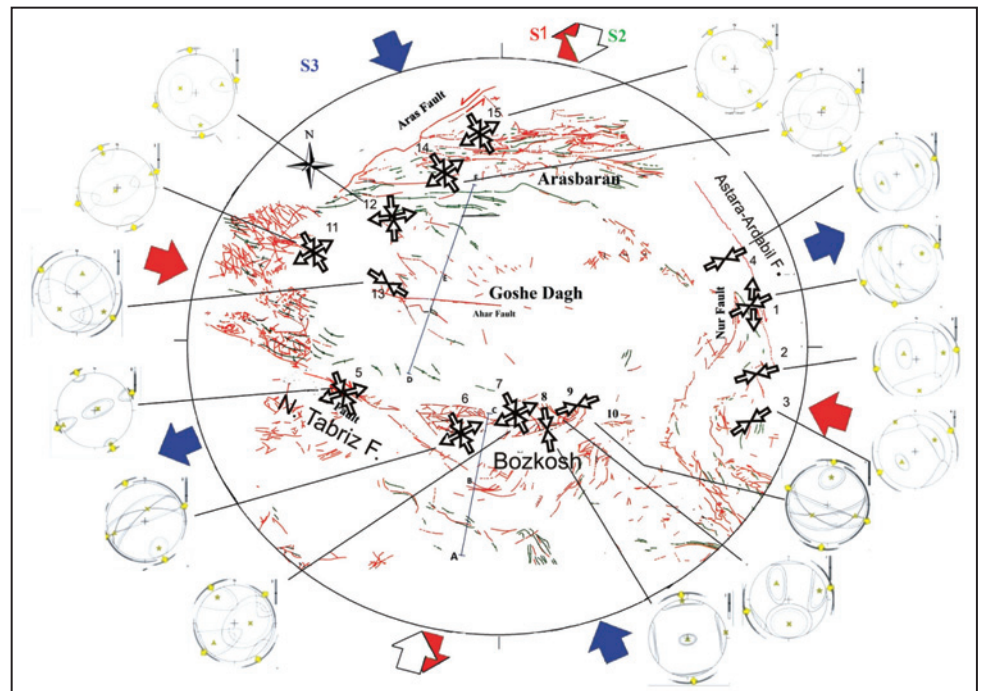
شکل ۴- الف) رانندگی جنوب اهر و ب) موقعیت و سازوکار آن که با داده‌های صحرایی رسم شده‌اند.

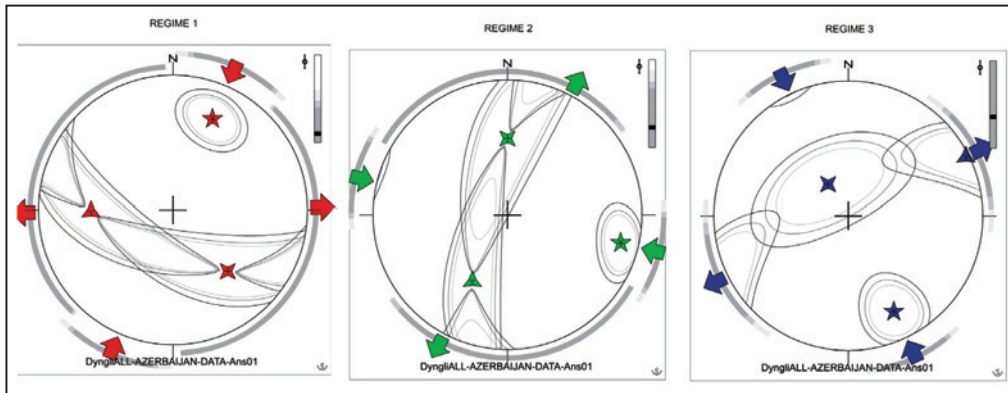


شکل ۵- راندگی سنگ‌های آهکی سازند زیارت روی سازندهای جوان‌تر (سازند سرخ بالایی) با ساختار انباشته

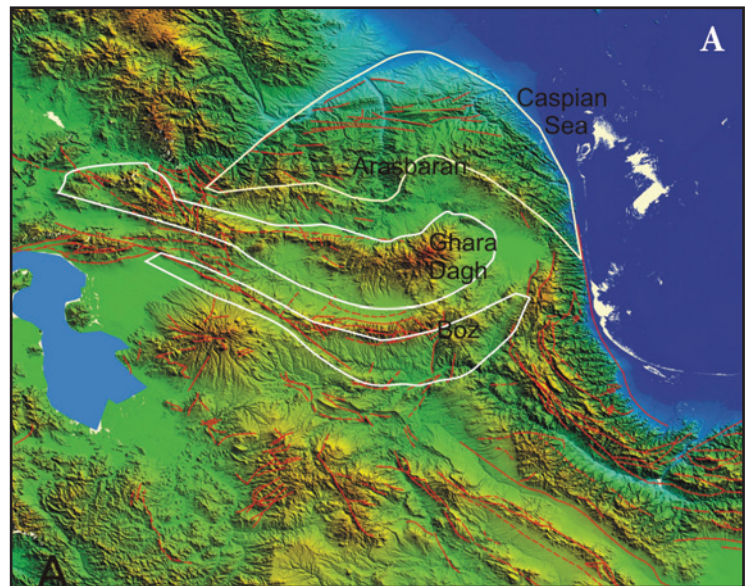
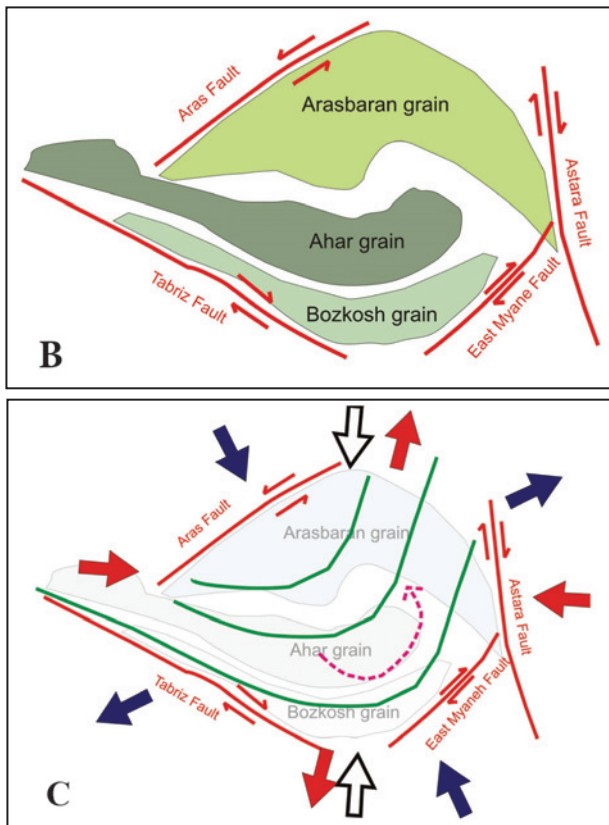
شکل ۶- کمربندهای چین‌خورده و رانده آذربایجان که پیکره‌های زمین‌ساختی انحنادار و تقریباً موازی را تشکیل داده‌اند و شامل بزکش، قوشه‌داغ (اهر) و ارسباران (قره‌داغ) هستند.

شکل ۷ - نمایش وضعیت تنش در محدوده مورد مطالعه و در حواشی بلوک‌های اصلی و نمایش گسل‌ها و ساختارهای اصلی در محدوده مورد مطالعه. فلش‌های بزرگ در محیط دایره، تنش‌های مرتبه اول و فلش‌های کوچک داخل دایره، تنش‌های مرتبه سوم در موقعیت ایستگاه‌های اندازه‌گیری هستند. استریوگرام‌های تحلیل تنش در هر ایستگاه در کنار شکل نشان داده شده است. شماره کنار فلش‌های کوچک با شماره‌های جدول ۱ یکسان است. در این شکل، نتیجه محاسبه تنسور تنش به روش تحلیلی در محدوده گسل‌های فعال فلات آذربایجان (شرقی) در استریوگرام‌ها با پیکان‌ها نمایش داده شده است که مثلث ۵ پر، موقعیت تنش بیشینه، مثلث ۴ پر، موقعیت تنش متوسط و مثلث ۳ پر، موقعیت تنش کمینه را نشان می‌دهند. بیضی‌ها نیز محدوده دقت و هم‌خوانی تنسور تنش را نمایش می‌دهند.



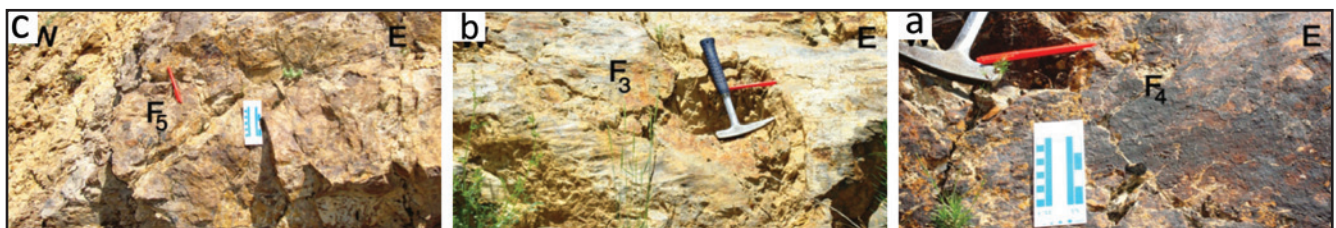


شکل ۸- نتیجه استریوگرافی تحلیل انجام شده برای جدایش و بازسازی رژیم‌های تنش لرزه‌زمین‌ساختی چندگانه (multiple) در محدوده مورد مطالعه برای برآورد تنش‌های مرتبه اول در فلات آذربایجان شرقی. در این تصویر تنش‌های فشارشی و کششی با پیکان‌هایی با رنگ‌های مختلف برای هر تنسور تنش نمایش داده شده است. مثلث ۵ پر، موقعیت تنش بیشینه، مثلث ۴ پر، موقعیت تنش متوسط و مثلث ۳ پر، موقعیت تنش کمینه را نشان می‌دهند. بیضی‌ها نیز محدوده دقت و هم‌خوانی تنسور تنش را نمایش می‌دهند.

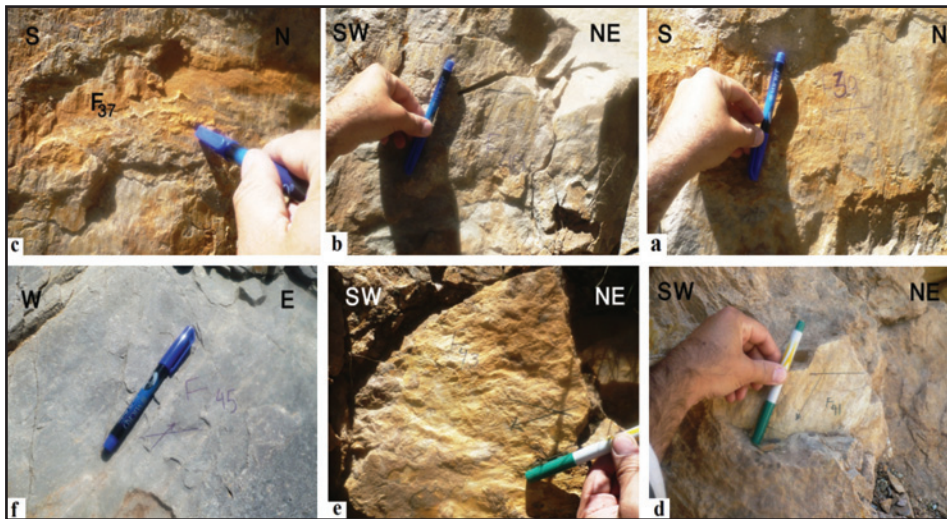


شکل ۹- (a) نقشه گسل‌های اصلی و مرزهای گسلی و پیکره‌های زمین‌ساختی در فلات آذربایجان شرقی، (b) تنش‌های حاکم بر فلات لوزی شکل آذربایجان (c) مدل زمین‌ساختی پیشنهادی که در آن خطوط سبز، سوی حرکت مواد در ارتباط با سازوکار گسل‌ها، فلش سبتر میانی، چرخش پادساعت‌گرد در درون فلات آذربایجان شرقی را نشان می‌دهند.

پیوست ۱- تصاویر برگزیده از بخش‌های اندازه‌گیری شده در سطوح گسل‌ها (محدوده اهر)



شکل ۱- (a) سطوح گسلی $F_{3(1)}$ و F_3 که دارای سازوکار امتدادلغز راست‌گرد می‌باشد، (b) سطح گسلی F_4 با سازوکار راست‌گرد با مؤلفه نرمال است. (c) سطح گسلی F_5 با سازوکار معکوس نیز در این شکل قابل مشاهده است.



شکل ۲- (a) سطح گسلی ۳۹، (b) سطح گسلی ۴۰، (c) نمایشی از سطح گسلی با سازوکار معکوس، (d) سطح گسلی ۴۱، در مجاورت روستای آوین در شمال میانه (جنوب بزکش) این سطوح گسلی دارای سازوکار رانندگی (تراستی) می‌باشند. (e) سطح گسلی ۴۳ (F₄₃) سطح گسلی فرسایش. (f) جهت فلش‌های موجود در سطح گسل‌ها حرکت بلوک ناپرجا را نشان می‌دهند.

جدول ۱- نتایج تحلیل تنش زمین‌ساختی در محدوده گسل‌های فعال فلات آذربایجان شرقی با استفاده از داده‌های صحرایی اندازه‌گیری شده. شماره ایستگاه‌های اندازه‌گیری با شماره استریون‌ها و تنش‌های نمایش داده شده در شکل ۷ یکسان است. $\omega_{acc}\%$ آستانه پذیرفتنی برای مؤلفه لغزش تنش برشی بر حسب درصد، $N_{acc}\%$ درصد داده‌های شرکت‌کننده در تفسیر تنش به دست آمده، D1 سوی میل تنش بیشینه، P1 میل تنش بیشینه، D2 سوی میل تنش متوسط، P2 میل تنش متوسط، D3 سوی میل تنش کمینه، P3 میل تنش کمینه، Φ نسبت شکلی تنش $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ ، $\omega_m\%$ متوسط آستانه پذیرفتنی برای مؤلفه لغزش تنش برشی بر حسب درصد، τ_m^* متوسط نسبت تنش برشی به تنش برشی بیشینه، α_m میانگین زاویه میان بردار تنش برشی و مؤلفه لغزش تنش برشی بر حسب درجه هستند، برای اطلاعات بیشتر به (Angelier (2002) مراجعه شود.

No	Stat.	$\omega_{acc}\%$	$N_{acc}\%$	σ_1		σ_2		σ_3		Φ	$\omega_m\%$	τ_m	α_m
				D1	P1	D2	P2	D3	P3				
۱	AA-c	۴۵	۸۰	۵۹	۳۸	۳۲۶	۴	۲۳۱	۵۲	۰/۶۷	۸۳	۸۸	۱۸
۲	AA-s	۲۵	۶۷	۷۷	۲۶	۱۷۴	۱۶	۲۹۳	۵۹	۰/۵۸	۷۴	۸۰	۲۰
۳	Nour	۲۵	۸۳	۶۷	۳۹	۳۳۴	۴	۲۳۹	۵۱	۰/۶۲	۸۲	۸۸	۱۸
۴	AA-n	۰	۸۰	۶۳	۳۵	۳۰۸	۳۱	۱۸۸	۴۰	۰/۲۷	۷۷	۸۲	۱۶
۵	Tabriz	۳۰	۷۸	۱۵۴	۰	۶۳	۸۲	۲۴۵	۸	۰/۲۸	۸۶	۹۱	۱۵
۶	B1	۲۰	۸۸	۱۵۳	۲۲	۱۱	۶۳	۲۴۹	۱۵	۰/۲۶	۸۳	۸۶	۱۲
۷	B2	۰	۸۳	۳۲۷	۲۰	۸۹	۵۶	۲۲۶	۲۶	۰/۴۴	۶۴	۷۲	۲۴
۸	B3	۵۵	۶۷	۳۵۲	۴	۸۲	۰	۱۷۴	۸۶	۰/۶۲	۸۵	۹۲	۱۵
۹	B4	۳۰	۶۹	۷۴	۱۸	۱۷۹	۳۷	۳۲۳	۴۷	۰/۵	۵۸	۷۲	۲۹
۱۰	B5	۲۵	۵۷	۸	۳۰	۲۳۵	۵۰	۱۱۳	۲۴	۰/۳	۷۷	۸۱	۱۷
۱۱	Pars Abad	۱۵	۶۳	۱۴۶	۳۲	۳۱۶	۵۸	۵۳	۵	۰/۵۷	۹۲	۹۵	۹
۱۲	Jananlou	۰	۸۸	۱۴۹	۵	۳۰	۸۰	۲۴۰	۹	۰/۴۴	۶۲	۷۲	۲۷
۱۳	Ahar	۴۵	۵۰	۱۱۷	۱۶	۲۲۱	۴۰	۱۰	۴۵	۰/۴۸	۸۰	۸۵	۱۶
۱۴	Khodafarin	۶۵	۲۹	۱۷۲	۱۶	۲۸۶	۵۶	۷۳	۳۰	۰/۵۳	۸۹	۹۱	۱۱
۱۵	Varzgan	۰	۷۰	۳۳۷	۵	۲۱۱	۸۲	۶۸	۶	۰/۳۵	۷۳	۷۹	۱۷

جدول ۲- نتایج تفسیرهای تنش تحلیل شده برای جداسازی رژیم‌های تنش چندگانه در محدوده مورد مطالعه (آذربایجان شرقی). در ستون اول شماره رژیم‌های جداسازی شده به ترتیب ارائه شده است. $N_{acc}\%$ درصد داده‌های شرکت‌کننده در تفسیر تنش جداسازی شده، D1 سوی میل تنش بیشینه، P1 میل تنش بیشینه، D2 سوی میل تنش متوسط، P2 میل تنش متوسط، D3 سوی میل تنش کمینه، P3 میل تنش کمینه، Φ نسبت شکلی تنش، $\omega_m\%$ متوسط آستانه پذیرفتنی برای مؤلفه لغزش تنش برشی بر حسب درصد، τ_m^* متوسط نسبت تنش برشی به تنش برشی بیشینه، α_m میانگین زاویه میان بردار تنش برشی و مؤلفه لغزش تنش برشی بر حسب درجه هستند.

Regime	$\omega_{acc}\%$	$N_{acc}\%$	σ_1		σ_2		σ_3		α_m	τ_m^*	$\omega_m\%$	Φ
			D1	P1	D2	P2	D3	P3				
۱	۴۰	۲۲	۲۸۷	۲۱	۰۹۷	۶۹	۱۹۶	۰۳	۲۵	۷۵	۶۵	۰/۶۶
۲	۴۰	۲۸	۰۱۸	۳۰	۱۲۱	۲۱	۲۴۱	۵۲	۲۱	۷۹	۷۰	۰/۲۳
۳	۴۰	۲۹	۱۵۶	۲۶	۳۴۱	۶۴	۲۴۷	۰۲	۲۱	۷۳	۷۳	۰/۴۶

کتابنگاری

درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۲- زمین‌شناسی ایران، انتشارات نشر دانش امروز.
 سیاهکالی‌مرادی، ع.، تاتار، م.، هاتسفلد، د. و پل، آ.، ۱۳۸۷- مطالعه ساختاری سرعتی پوسته و سازوکار گسلش در زون گسلی امتدادلغز تبریز، مجله علوم زمین، شماره ۷۰.
 شریفی، ر. و زمانی، ب.، ۱۳۸۹- معرفی راندگی جنوب اهر و بررسی رژیم تنش تکنونیک پهنه اطراف گسل، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ارومیه.
 لسکویه، جی. ریو آر. و باباخانی، ع.، ۱۳۵۷- نقشه زمین‌شناسی اهر، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی ایران.
 ملارسولی، پ. و زمانی‌قره‌چمنی، ب.، ۱۳۸۹- معرفی گسل نهند و کنترل پاره‌بندی گسل با استفاده از تحلیل وضعیت تنش در پاره‌های گسلی، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ارومیه.

References

- Angelier, J., 2004- Inversion of earthquake focal mechanisms to reconstruct multiple seismotectonic stress regimes: Refining and separation processes, *Geophys. Research Abst.* Vol.6, 03901.
- Angelier, J., 2005- Dyngli, software for stress separation analysis.
- Angelier, J., 2006- Invgli, software for Direct inversion of stress analysis.
- Angelier, J., 1984- Tectonic analyses of fault slip data sets. *Journal of Geoph. Res.*, Vol.89, No. B7, pp. 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. *Geophys. J. Int.*, 103, 363- 376
- Angelier, J., 2002- Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress (a new method free of choice among nodal planes) IV, *Geophys. J. Int.*, 150, 588-609
- Baraka, A. & Reilinger, R., 1997- Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali Di Geofisica*, Vol. XL, N. 3.
- Berberian, M. & Yeats, R. S., 1999- Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 120-139.
- Berberian, M., 1976- Contribution to the Seismotectonics of Iran, 1st edn., Part 10, Rep. No. 39, pp.518, Geological Survey of Iran.
- Berberian, M., 1997- Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. In: *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus* (D. Giardini and S. Balassanian, eds.), NATO ASI Series, 2. Environment- Vol. 28, 233-311, *Kluwer Academic Press*, the Netherlands.
- Burg, J. P. & Etchecopar, A., 1980- Détermination des systémes de contraintes lie´s à la tectonique cassante au coeur du Massif Central Francais; la ré gion de Brioude (Haut-Allier). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Paris*, 290, 397-400.
- CMT, Centroid Moment Tensor catalogue, Harvard University- 2006 Department of geological Sciences, 2006, available online at: <http://www.seisnology.harvard.edu/CMTsearch.html>
- Coopley, A. & Jackson, J., 2006- Active tectonics of the Turkish - Iranian Plateau, *TECTONICS*, VOL. 25, TC6006, doi:10.1029/2005TC001906.
- Diday, E., 1971- Une nouvelle methode de classification automatique et reconnaissance des formes: La mmethode des nues dynamiques.
- Didon, J. & Germain, Y. M., 1979- Le Sabalan, volcan Plio-goatenaire de l'Azarbaijan oriental (Iran), etude geologique et Petrographique de l'edifice et de son environnement regional. Their de. eme cycle, univ.Grenoble, 304 P.
- EMSC, European Mediterranean Seismological Center, 2006- available online <http://emsc-csem.org>
- Etchecopar, A., Vasseur, G. & Daignieres, M., 1981- An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from faults striation analysis, *J. Struct. Geol.*, vol. 3, no. 6, pp. 51-65.
- Heidbach, O., Reinecker, J., Tingay, M., Müller, B., Sperner, B., Fuchs, K. & Wenzel, F., 2007- Plate boundary forces are not enough: Second- and third-order stress patterns highlighted in the World Stress Map database. *Tectonics* 26, TC6014. doi:10.1029/2007TC002133.
- Hessami, D., Pantosti, H., Tabassi, E., Shabani, M., Abbassi, R., Fegghi, K., & Solaymani, S., 2003- Paleoeearthquakes and slip rates of the North, Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results. *Annals of Geophysics*, Vol. 46, No. 5.
- Jackson, J. A., 1992- Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, 97, 12471-12479.
- Mostriouk, A. O. & Petrov, V. A., (MOS) 1994- Catalogue of focal mechanisms of Earthquakes 1964-1990, *Materials of World Data Center B.*, Moscow, pp 87, available online at http://wwwbrk.adm.yar.ru/rusian/1_512/1_512_3e.htm
- Navabpour, P., Angelier, J. & Barrier, E., 2006- Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). *Tectonophysics*, Doi//dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2006.12.007.
- Zamani Gharechamani, B., Angelier, J. & Zamani, A., 2008- State of stress induced by plate convergence and stress partitioning in northeastern Iran, as indicated by focal mechanisms of earthquakes, *Journal of Geodynamics*, 45, 123-130.
- Zang, A. & Stephanson, O., 2010- *Stress field of the Earth's Crust*. 327 pp. Springer, Germany.
- Zoback, M. L., 1992- First and Second -Order Patterns of stress in the lithosphere: the world map project , *J. Geophy. Res.*, V.85, p. 6113-6156