

تحلیل هندسی و جنبشی ریز پهنه ساختاری لانیز، شاهدی بر

تکامل ساختاری جنوب البرز مرکزی

نوشته: دکتر علی یساقی* و علی رضا عباسی*

Geometry and Kinematic Analysis of Laniz Structural Sub-zone; Evidence for Structural Evolution of South Central Alborz Range

By: Dr. A. Yassaghi* and A. R. Abassi*

چکیده

ریز پهنه ساختاری لانیز که میان بین گسل‌های آهار - میگون در شمال و امام زاده داوود در جنوب قرار دارد، یکی از ریز پهنه‌های ساختاری جنوب البرز مرکزی است که بین گسل‌های اصلی راندگی همروند با راستای رشته کوه تشکیل شده است. در این مقاله، هندسه ساختاری ریز پهنه لانیز به‌عنوان نمونه‌ای از این ریز پهنه‌ها و بر مبنای نتایج به‌دست آمده از تحلیل هندسی و جنبشی ساختارهای آن و میزان کرنش عامل دگرشکلی، تبیین شده و الگوی ساده شده‌ای از مراحل تکامل ساختاری آن که می‌تواند قابل تعمیم برای تکامل ساختاری جنوب البرز مرکزی باشد، ارائه گردیده است. تحلیل هندسی و جنبشی ساختارها بر مبنای بررسی‌ها و برداشتهای صحرائی نشان داد که گسل‌های راندگی با مولفه‌های کوچک‌تر راستالغز و جهت شیب و رانشهای متفاوت شمالی و جنوبی، از ساختارهای اصلی کنترل‌کننده دگرشکلی این ریز پهنه هستند. هندسه این گسل‌های راندگی با رانشهایی در جهت‌های مختلف، به که واحدهای قدیمی‌تر که در بخش‌های میان آنها به سطح رسیده‌اند، شبیه به هندسه ساختارهای بالا رانده بوده و در دیگر ریز پهنه‌های ساختاری جنوب البرز مرکزی نیز دیده می‌شوند. همه این گسل‌ها، با تاق‌ریخته‌های فرادیواره‌ای و ناوریخته‌های فرودیواره‌ای نامتقارن همراه بوده و بر مبنای تحلیل هندسی، از نوع چینهای تشکیل شده در اثر انتشار گسل‌های راندگی هستند. این گسل‌های راندگی اصلی به‌وسیله گسل‌های با راستای تقریباً شمالی - جنوبی و با مولفه چیره‌تر راستالغز جابه‌جا شده‌اند و اثر دگرشکلی آنها همچنین موجب چرخش و خمیدگی ناحیه لولایی چینهای همراه با گسل‌های راندگی اصلی شده است. به‌نظر می‌رسد این گسل‌های تاخیری، در مراحل تکامل ساختاری البرز در اثر برهم کنش این رشته کوه با پهنه مقاوم خزر در تشریری پسین و با تغییر رژیم زمین‌ساخت فشارشی به ترافشارشی، فعال شده‌اند. میزان پایین مقادیر کرنش اندازه‌گیری شده، نازک پوسته بودن این زمین‌ساخت را نشان می‌دهد.

کلید واژه: هندسه و سازوکار گسل، چین خوردگی مرتبط با گسل، ریز پهنه‌های ساختاری، زمین‌ساخت ترافشارشی، تکامل ساختاری البرز مرکزی

Abstract

Laniz structural sub-zone, located between Ahar-Maygoon faults in north and Imamzad-e-Davood fault in south, is one of the structural sub-zones in the south of Central Alborz range. In this paper, an initial model is presented on structural evolution of the Laniz sub-zone as one of the south Central Alborz range sub-zones. This model is based on geometry, kinematics, and strain analysis of the structures. The model can also be used as a reference frame to interpret structural evolution of the south Central Alborz range. Field mapping accompanied by structural interpretation of the study area shows that thrust faults with minor strike component that dip towards north and south, are the main structures that control deformation in the sub-zone. The geometry of these thrust faults is similar to the geometry of Pop-up structures in which the older rocks are exposed and well developed in all structural sub-zones of the range. Hangingwall antiforms and footwall synforms accompany all these thrust faults. These folds are asymmetric and their geometric and kinematic analysis show that they were developed by propagation of thrust faults. Therefore, they were classified as fault propagation folds. These thrust faults were disrupted and translated by almost north-south trending transverse faults with greater strike slip component. Furthermore, these faults that also caused passive rotation of the thrust-related folds are interpreted as the result of interaction between Alborz range and Caspian Sea oceanic floor basin in Late Tertiary. This caused compressional and thrust tectonics to be substituted by

transpressional tectonic regim in the south Central Alborz range. The very low values of measured strain on samples along the fault zones indicate that this tectonic regim is of the thin-skinned one.

Key words: Geometry and kinematics of fault, Fault related fold, Structural sub-zone, Transpression tectonics, Structural evolution of Central Alborz

۱- مقدمه

تهران، امامزاده داوود، مشا، طالقان و کندوان اشاره کرد (نقشه پیوست شکل ۱). این گسلها عموماً دارای روند تقریبی شمال باختری - جنوب خاوری بوده و موجب تفکیک این بخش از البرز مرکزی به ریز پهنه‌های ساختاری شده‌اند. مناطق محصور در این ریز پهنه‌ها، تحت تاثیر گسلهای راندگی اصلی محدود کننده آن و گسلهای عرضی - برشی قطع کننده آنها متحمل دگرشکلی شده‌اند. محدوده مورد مطالعه یکی از این ریز پهنه‌ها است که در حدفاصل گسلهای میگون - آهار از مجموعه گسلهای مشا در شمال و امام زاده داوود در جنوب قرار گرفته است (شکل ۱). این محدوده نیز در نقشه ساختاری شکل ۱۴ (Alavi (1996) قرار داشته و در آن نقشه، فاقد هر نوع گسل راندگی و ساختارهای همراه معرفی شده است. لیکن برداشتهای صحرائی (عباسی، ۱۳۸۱) از این محدوده که در این مطالعه به‌عنوان ریز پهنه ساختاری لاینز معرفی شده، نشان داد که گسلهای راندگی با شیبها و رانشهای متفاوت شمالی و جنوبی و ساختارهای همراه و گسلهای عرضی - برشی متقاطع آنها نیز وجود دارند.

از نظر فیزیوگرافی، ریز پهنه لاینز در ادامه ارتفاعات توجال به سمت باختر بوده و دارای توپوگرافی مرتفع و خشن است و موجب تفکیک حوضه‌های آبریز شمال تهران و سد کرج شده‌است. توف سنگهای سازند کرج با سن ائوسن (امینی و امامی، ۱۳۷۲)، رخنمون‌های اصلی ریز پهنه لاینز را تشکیل می‌دهند. گرچه واحدهای سنگی مربوط به سازندهای فجن و الیکا با سن ائوسن زیرین و تریاس، در راستای گسلهای راندگی در شمال خاوری و مرکز محدوده مورد مطالعه نیز جایگزین شده‌اند (شکل ۱). گسلهای آهار-میگون در شمال و امام زاده داوود در جنوب ریز پهنه مورد مطالعه و همچنین راندگی‌های دیگری که در بخش‌های مرکزی این ریز پهنه قرار دارند و عمدتاً در طی این مطالعه، شناسایی و تحلیل شده‌اند، نقش مهمی در شکل‌گیری و تکامل ساختاری ریز پهنه مورد مطالعه داشته‌اند.

در این نوشتار سعی می‌شود ضمن معرفی ساختارهای اصلی برداشت و شناسایی شده در این ریز پهنه، به تحلیل هندسی و جنبشی آنها پرداخته و همچنین با توجه به تحلیل میزان کرنش، الگوی ساختاری ساده‌ای از تکامل آنها ارائه گردد. از آنجا که ریز پهنه مورد مطالعه یکی از ریز پهنه‌های ساختاری در البرز مرکزی است، لذا چنین الگویی می‌تواند برای تکامل ساختاری دیگر ریز پهنه‌ها نیز به کار رود. به همین منظور، در

یکی از قدیمی‌ترین نظریه‌ها در مورد ویژگی‌های ساختاری البرز مرکزی مربوط به Stocklin (1968) است. وی با توجه به تفاوت جهت شیب گسلهای راندگی در بخشهای شمالی و جنوبی آن، رشته کوه البرز را یک ناودیس عمقی با روند خاوری - باختری دانسته که پهلوهای شمالی و جنوبی آن شامل چندین گسل راندگی است. به نظر وی این گسلها حتی پی‌سنگ را نیز تحت تاثیر قرار داده‌اند. (Alavi (1996) با ارائه شواهدی از گسلهای راندگی در بینالود، گرگان، کیاسر و شمال تهران، راندگیهای متفاوت به سمت شمال و جنوب را مرتبط با سفره‌های راندگی، همگی با شیبی به سمت شمال دانسته که یک ساختار بزرگ تاق ریخت (Antiformal) را به وجود می‌آورند. ولی گسلهای راندگی با شیب به سمت جنوب را بخشی از سفره‌های راندگی با شیب رو به شمال می‌داند که به صورت محلی، شیبی به سوی جنوب دارند. وی برای مدل خود، به تحلیل جنبشی این گسلهای راندگی و ساختارهای همراه پرداخته و پیشنهاد کرده است که تحلیل هندسی و جنبشی این گسلهای راندگی، می‌تواند راه‌گشایی بر این مسئله باشد. وی نتیجه‌گیری کرده است که زمین‌ساخت حاکم بر رشته کوه البرز، زمین‌ساخت فشارشی است. در جدیدترین مطالعه البرز توسط Allen et al. (2003) ضمن ارائه شواهدی از ساختارهای راندگی با شیب متفاوت در شمال و جنوب البرز، به تغییر سازوکار این گسلهای راندگی در پلیوسن و متأثر از تغییر جهت حرکت پوسته خزر به سمت جنوب باختر دانسته‌اند. چنین تغییری در سازوکار گسلها می‌تواند در نتیجه تغییر رژیم زمین‌ساختی به ترافشارشی باشد. ایشان شواهدی از چنین تغییر سازوکار راندگی به راستالغز چپگرد را فقط در راستای گسل مشا در خاور البرز مرکزی ارائه داده و معتقدند که گسل مشا، تمامی دگرشکلی حاصل از چنین تغییر روندی را متحمل شده است. اگرچه همه مطالعات یاد شده مبتنی بر شناسایی‌های ساختاری بر روی تصاویر هوایی و ماهواره‌ای، برداشتهای صحرائی از آنها و نقشه‌های زمین‌شناسی صورت گرفته است، ولی تحلیل هندسی و جنبشی گسلها و ساختارهای مرتبط، آنها را حمایت نمی‌کند.

البرز مرکزی که محدوده مورد مطالعه بخشی از جنوب باختری آن به شمار می‌آید، یکی از بخشهای به شدت دگرشکل در رشته کوه البرز است که دگرشکلی در آن، عمدتاً، توسط گسلهای راندگی اصلی کنترل می‌شود. از جمله این گسلها، از جنوب به شمال، می‌توان به گسلهای شمال

گسلی (تصویر ۳) و هندسه ریز دوپلکسهای راندگی در پهنه گسل (تصویر ۴) صورت گرفته است.

راستای جابه‌جایی گسلهای محدوده مورد مطالعه، بر مبنای داده‌های به‌دست آمده از ساختارهای همراه آنها و به یکی از دو روش زیر تحلیل شده‌اند:

الف) از روی داده‌های به‌دست آمده از سطوح گسلی چون خطوط لغزشی (برای مثال Van der Pluijm & Marshak, 1997). گسلهایی چون TF1, TF3 در شکل ۳ با استفاده از چنین داده‌هایی تحلیل شده‌اند.

ب) بر مبنای تحلیل ساختارهای مرتبط با گسل مانند موقعیت سطوح محوری چینها، ساختهای کشیدگی، برگ‌واره‌های پهنه گسلی و با استفاده از روش (Roering & Smit (1987) (مانند گسلهای TF4 و امام‌زاده داوود در شکل ۳). در این تحلیل بر مبنای ارتباط جنبشی چینها و برگ‌واره‌های پهنه گسلی، سطوح محوری چینها و برگ‌واره‌ها به موازی صفحه گسلی در نظر گرفته شده‌اند.

گسلهای محدوده مورد مطالعه را می‌توان با توجه به روند آنها و بر مبنای نمودار امتدادی شکل ۴ نیز به سه گروه اصلی زیر تفکیک کرد:

۱-۱-۲ گروه اول، گسلهای با روند تقریبی شمال باختری - جنوب خاوری (با روند آزیموتی ۱۳۰ تا ۱۵۰ در شکل ۴): بیشتر گسلهای اصلی به یژه گسلهای کنترل کننده ریز پهنه مورد مطالعه، یعنی گسلهای امام‌زاده‌داوود، آهار- میگون، دارای چنین روندی بوده که هم‌روند با گسلهای اصلی تشکیل دهنده مرزهای دیگر ریز پهنه‌های ساختاری در البرز مرکزی نیز می‌باشند (شکل ۱). فعالیت این گسلها نقش مهمی در شکل‌گیری وضعیت توپوگرافی محدوده مورد مطالعه داشته است، به‌گونه‌ای که در حال حاضر، خط‌الراس‌ها و زهکش‌های اصلی (رودخانه‌های شهرستانک و تالون) به موازات آنها گسترش دارند. بر مبنای اندازه‌گیری‌های صورت گرفته بر روی سطوح گسلی و یا تحلیل صورت گرفته از راستای جا به‌جایی گسلهای این دسته و با توجه به جهت شیب سطوح گسلی آنها که به سمت شمال خاوری اندازه‌گیری شده‌اند، جهت جابه‌جایی این گسلها به سوی جنوب باختری تحلیل شده است (استریوگرامهای شکل ۳). لذا بر مبنای چنین تحلیلی، سازوکار این گسلها، راندگی چیره با مولفه کوچک‌تر راستا لغز راستگرد تعیین شده است (جدول ۱ و شکل ۳).

۱-۲-۲ گروه دوم، گسلهای با روند تقریبی شمال خاوری - جنوب باختری (با روند آزیموتی ۰۶۰ تا ۰۷۰ در شکل ۴): همه گسلهای این گروه در انتهای باختری خود توسط گسل TF1 بریده شده‌اند. اندازه‌گیری‌های صورت گرفته بر روی سطوح گسلی این گسلها جهت شیب صفحه گسلی آنها را به سمت جنوب خاوری نشان می‌دهد. تحلیل

ابتدا ویژگیهای هندسی و جنبشی گسلها و چین‌های همراه با آنها تحلیل شده است. در مرحله بعد، تغییرات میزان کرنش نهایی محدوده مورد مطالعه اندازه‌گیری و تحلیل گردیده و سرانجام بر مبنای داده‌های گردآوری شده، الگوی ساده شده‌ای از مراحل تکامل ساختاری ریز پهنه مورد مطالعه که قابل تعمیم برای تکامل ساختاری جنوب البرز مرکزی است، ارائه می‌شود.

۲- ساختارهای اصلی

عناصر ساختاری، ابزارهای ضروری شناخت دگرشکلی‌ها و دستیابی به الگوی دگرشکلی ناحیه‌ای هستند. دستیابی به این مهم، جز از راه تحلیل دقیق ویژگیهای هندسی و جنبشی ساختارها، ممکن نیست. بر مبنای برداشتها و بررسیهای صحرائی انجام شده در محدوده مورد مطالعه مشخص شد که گسلهای راندگی و چین خوردگیهای همراه با آنها، از جمله ساختارهای اصلی کنترل کننده دگرشکلی ریز پهنه مورد مطالعه هستند. در نتیجه چنین برداشتهای صحرائی، ۱۶ گسل و چینهای همراه شناسایی و تحلیل شده‌اند که موقعیت آنها در نقشه ساختاری شکل ۳ مشخص شده و در اینجا فقط توصیف کلی ساختاری آنها در دو گروه گسلها و چینهای همراه ارائه گردیده است.

۲-۱ گسلها

گسلها را می‌توان مهم‌ترین ساختارهای موجود در محدوده مورد مطالعه به شمار آورد. با توجه به شواهد روی زمین و بر مبنای تحلیل جنبشی (استریوگرامهای شکل ۳)، بیشتر این گسلها دارای سازوکار راندگی با مولفه‌های کوچک‌تر راستالغز می‌باشند. همچنین گسلهای راستالغز و عادی نیز به صورت محدود و محلی دیده می‌شوند. از آنجا که برونزدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه از بخشهای پایینی تا میانی سازند کرج می‌باشند، لذا فعالیت گسلهای موجود، باعث رانده شدن بخشهای مختلف این سازند بر روی یکدیگر شده است (تصاویر ۱، ۲، ۳ و ۴).

در جدول ۱، فهرستی از گسلهای منطقه که عمدتاً برای نخستین بار در طی این مطالعه شناسایی و تحلیل شده‌اند، ارائه شده است. در این جدول، اطلاعاتی در مورد مشخصات هندسی گسلها، شواهدی که بر مبنای آنها سازوکار گسلها تحلیل شده‌اند، مانند راستای جابه‌جایی و جهت جا به‌جایی ارائه شده است. تحلیل جنبشی و جهت جا به‌جایی چیره گسلها بر مبنای شواهد چینه نگاری، هندسه نامتقارن تاقریخت‌های فرادایواره ای گسل با برگشتگی و یا برش خوردگی در پهلوهای پیشانی آنها (تصویر ۱) و هندسه نامتقارن ناوریخت‌های فرودایواره ای گسل با پهلوهای خلفی برگشته و یا برش خورده آنها (تصویر ۲)، ریز چینهای نامتقارن در پهنه

در این مرحله، میزان کوتاه شدگی می‌تواند به حدود ۵ درصد برسد. با ادامه جنبش گسل، که با تمرکز دگرشکلی در نوک راندگی است، این چین خوردگی به صورت تاق ریخت و ناوریکت بسته تر و نامتقارن تری درآمده، به طوری که پهلوی پیشانی تاق ریخت و پهلوی پشتی ناوریکت، متأثر از حرکت نوک راندگی برگشته شده و در برخی موارد با توسعه منطقه برشی همراه می‌باشد (شکل ۵ب). در این مرحله، میزان کوتاه شدگی افزایش یافته و به حداکثر ۳۰ درصد می‌رسد. با ادامه حرکت راندگی، نوک گسل راندگی این پهلوه‌ای برگشته چین‌ها را نیز قطع کرده و موجب می‌شود که تاق ریخت برگشته فرادیواره ای بر روی ناوریکت برگشته فرادیواره‌ای رانده شود (شکل ۵ج و تصویر ۱). در این مرحله کوتاه شدگی می‌تواند حداکثر به ۴۵ درصد نیز افزایش یابد.

بیشتر گسل‌های راندگی ریز پهنه لاینز چنین هندسه‌ای دارند. سطح محوری این چین‌های برگشته، به موازات سطوح گسل‌های راندگی بوده و با توجه به تکوین آنها از حرکت راندگی، به عنوان نشانگر جنبشی در تعیین جهت حرکت راندگی گسل‌ها به کار رفته‌اند (استروگرام‌های شکل ۳). چین‌های فرادیواره‌ای گسل‌های راندگی در ریز پهنه مورد مطالعه و دیگر ریزپهنه‌های ساختاری در جنوب البرز مرکزی متأثر از چین سازوکاری به وجود آمده و بیانگر اثر گسلش راندگی در توسعه چین‌ها در جنوب البرز مرکزی هستند.

برای تعیین هندسه چین‌های همراه با گسلش‌های راندگی، از روش تحلیل هندسی چین‌ها استفاده شده که روشی متداول در تعیین هندسه چین‌های مرتبط با گسلش‌های راندگی است. در یک آزمایش هندسی، ویژگی‌های یک چین همراه با گسلش مانند زاویه بین پهلوه‌ها، شیب پهلوه‌ها و تغییرات ضخامت پهلوه‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرند تا بر اساس آنها مدل چین پیش‌بینی شود.

با قرارداد دادن داده‌های برداشت شده از چین‌ها بر روی نمودارهای ارائه شده در این زمینه توسط Jamison (1987) نشان می‌دهد که بیشتر چین‌های مرتبط با گسلش در محدوده مورد مطالعه، از نوع چین‌های حاصل از انتشار گسل راندگی (F.P.F) می‌باشند (شکل ۶). چنانچه داده‌های مربوط به این چین‌ها بر روی دیگر نمودارها تصویر شوند، بیانگر آن است که این چین‌ها باید دست کم ۲۵ درصد نازک شدگی در پهلوه‌های پیشانی خویش داشته باشند. چنین نازک شدگی در پهلوه‌های پیشانی تاق ریخت‌های فرادیواره‌ای و پهلوه‌های پشتی ناوریکت‌های فرادیواره‌ای برداشت نشده است. لذا این چین‌ها نمی‌توانند دیگر هندسه‌های مرتبط با گسل‌های راندگی را چون F.D.F و F.B.F، ارائه شده در شکل ۶، را داشته باشند. از آنجا که در راستای چیره گسل‌های راندگی، تاق ریخت‌های برگشته فرادیواره‌ای بر روی ناو ریخت‌های برگشته فرادیواره‌ای رانده شده‌اند (شکل ۵ج و تصاویر ۱ و ۳)، لذا هندسه‌ای شبیه به هندسه

صورت گرفته از راستای جا به جایی و سازوکار این گسل‌ها، نشانگر جهت راندگی آنها به سمت شمال باختری است، لذا این گسل‌ها، دارای سازوکار چیره راندگی و با مولفه کوچک تر راستالغز است (استروگرام‌های شکل ۳). از جمله این گسل‌ها می‌توان به گسل‌های TF9، TF10 و TF11 اشاره کرد (جدول ۱ و شکل ۳).

۲-۱-۳ گروه سوم، گسل‌های با روند تقریبی شمالی - جنوبی (شکل‌های ۳ و ۴): از مهم‌ترین گسل‌های این گروه می‌توان به گسل‌های TF1 و TF5 اشاره کرد. گسل TF1 موجب قطع شدن و جا به جایی بخش‌هایی از گسل امام زاده داوود و قطع شدگی روند گسل‌های گروه دوم چون گسل TF9 شده است (شکل ۳). تمامی گسل‌های این گروه با توجه به تحلیل جنبشی آنها (داده‌های ارائه شده در جدول ۱ و استروگرام‌های تحلیلی در شکل ۳) سازوکار راندگی همراه با مولفه راستالغز دارند. اثر این دسته از گسل‌ها، نه تنها باعث جا به جایی گسل‌های گروه‌های دیگر شده، بلکه موجب چرخش چین‌های مرتبط با این گسل‌ها و همروند شدن اثر محوری آنها با روند شمالی جنوبی این دسته از گسل‌ها شده‌اند، مانند چین‌های فرادیواره‌ای گسل‌های TF1 و TF5 در شکل ۳ (همچنین مراجعه شود به شکل ۷).

۲-۲ چین‌های همراه با گسل‌ها

تحلیل هندسی چین‌ها با برداشته‌های مستقیم صحرائی و از طریق تحلیل استروگرام‌های مرتبط نشان داد که بیشتر چین‌ها مرتبط با گسل‌های راندگی بوده و از نوع استوانه‌ای و یا شبه استوانه‌ای هستند. محور غالب چین‌ها دارای تمایل کمتر از ۲۰ درجه بوده و با راستای آزیموتی ۱۳۰ تا ۱۵۰ همروند با روند گسل‌های اصلی کنترل کننده ریز پهنه (گسل‌های مرز ریز پهنه) هستند (جدول ۲).

چین‌های همراه با گسلش، نقش مهمی در شناسایی و تحلیل جهت جا به جایی و سازوکار گسل‌های راندگی ریز پهنه مورد مطالعه دارند (تصاویر ۱، ۲ و ۳). در فرادیواره و فرودیواره همه گسل‌های راندگی چین خوردگی‌های نامتقارن و در مقیاس‌های متفاوت از بزرگ چین‌ها تا ریز چین‌ها مشاهده می‌شوند. سطح محوری بزرگ چین‌ها متأثر از رانش راندگی‌های به وجود آورنده آنها برگشته بوده و اغلب پهلوه‌های پیشانی تاق ریخت‌های فرادیواره‌ای (تصویر ۱) و پهلوه‌های پشتی ناوریکت‌های فرادیواره‌ای (تصویر ۲) متأثر از انتشار راندگی‌ها برش خورده نیز می‌باشند (شکل ۵). از نظر جنبشی، تکامل این چین‌ها مرتبط با جنبش گسل‌های راندگی است. تکوین ساختاری چنین چین‌هایی به صورت شماتیک در شکل ۵ نشان داده شده است. همان گونه که در شکل ۵الف ملاحظه می‌شود، با رخداد گسلش راندگی در عمق، لایه‌های سطحی در نتیجه جنبش راندگی بر آمده و چین خوردگی ملایم و نسبتاً نامتقارنی را از خود نشان می‌دهند.

نمونه سنگی محاسبه و به همراه مشخصات آنها به صورت خلاصه در جدول ۳ ارائه شده است. همان گونه که ملاحظه می شود، میزان کرنش نهایی نمونه ها نسبتاً پایین است.

۴- بحث و نتیجه گیری

در این قسمت سعی شده است با جمع بندی از مطالب عنوان شده در بخشهای گذشته، ابتدا هندسه ساختاری و دگر شکلی ریز پهنه لانیز مورد تحلیل قرار گیرد و آنگاه مدل ساده شده ساختاری که توجیه کننده ویژگیهای دگر شکلی عناصر ساختاری این ریز پهنه باشد، ارائه شود. پایان از این الگو برای تحلیل ساختاری جنوب البرز مرکزی استفاده گردد.

۴-۱- هندسه ساختاری

داده های به دست آمده از تحلیل هندسی و جنبشی ساختارهای محدوده مورد مطالعه نشانگر آن است که گسلهای راندگی و با مولفه کوچک تر راستالغز، از ساختارهای اصلی کنترل کننده دگر شکلی ریز پهنه ساختاری لانیز هستند. گسلهای اصلی آهار- میگون در شمال و امامزاده داوود در جنوب این ریز پهنه ساختاری، همروند با راستای گسلهای اصلی در البرز مرکزی هستند. در حالی که مجموعه گسلهای موجود در بخشهای میانی این ریز پهنه که برای نخستین بار در این مطالعه برداشت، شناسایی و تحلیل شده اند، روندهای متفاوت شمال خاوری - جنوب باختری و شمالی - جنوبی داشته و عامل پیچیدگی دگر شکلی های ریز پهنه به شمار می آیند. تحلیل سازوکار این گسلها بر مبنای دو روش به کار رفته در بخش ۲-۱ با توجه به داده های نسبتاً یکسان به دست آمده از هر دو روش برای یک نمونه گسل (TF1) نشان داد که روشهای به کار رفته، می توانند روشهای مناسبی در تعیین سازوکارهای گسلهای البرز مرکزی باشند. کاربرد روش دوم، به ویژه در البرز مرکزی که دسترسی در اغلب موارد به خطوط لغزشی موجود در سطوح گسلی میسر نیست، اهمیت بیشتری دارد.

همچنین در محدوده مورد مطالعه، چینه های متوسط مقیاس و بزرگ مقیاسی دیده می شوند که بر اساس تحلیلهای هندسی و جنبشی آنها (شکل ۵ و ۶) عمدتاً از نوع چینه های مرتبط با گسلهای راندگی است. به همین دلیل، از این چینه ها به منظور تحلیل جنبشی گسلها و تعیین سازوکار آنها استفاده شده است. اثر محوری این چینه ها عمدتاً تحت تاثیر گسلهای تاخیری گروه سوم و با روند شمالی-جنوبی قرار گرفته و چرخش کرده اند (شکل ۷). همان گونه که در شکل ۵ الف ملاحظه می شود، ناو ریخت فرادیوارهای متاثر از حرکت گسل راندگی در فرادیواره آن بوجود آمده و سپس متاثر از حرکت گسل شمالی-جنوبی این تاق ریخت فرادیواره ای چرخش کرده، به طوری که محور چین با تمایل کم همروند با روند اولیه

Break Through Fault Propagation Folds را به وجود آورده اند (Suppe and Medwedeff, 1990).

در بخشهایی از منطقه که این چینه های فرادیواره ای متاثر از گسلهای گروه سوم با روند تقریبی شمالی - جنوبی قرار گرفته اند، چرخشی در چین روی داده که موجب پیدایش تفاوت در موقعیت اثر محوری چینه ها با محور آنها شده است (شکل ۷)، برای مثال، تاق ریخت های فرادیواره ای گسلهای TF1 و TF5 در شکل ۳، که از چین های بخش مرکزی ریز پهنه بوده و همراه با گسلهای شمالی - جنوبی دیده می شوند. این چینه ها اگر چه دارای اثر محوری موازی این گسلها هستند، اما تحلیل محور این چینه ها بیانگر وجود روندی متفاوت برای محور آنها نسبت به روند اثر محوری آنهاست. اثر محوری چینه های همراه با گسل امامزاده داوود، همانند دیگر چینه های مرتبط با گسلش در محدوده مورد مطالعه نیز تحت تاثیر گسلهای با روند شمالی - جنوبی مجاور خویش قرار گرفته و چرخش کرده اند. برای مثال، اثر محوری ناودیس تالون در بخشهای شمالی آن موازی گسل امامزاده داوود و تقریباً منطبق بر موقعیت محور آن است، ولی در بخش جنوبی متاثر از عملکرد گسل TF1 اثر محوری چین تغییر کرده و روندی متفاوت از گسل امامزاده داوود و عمدتاً موازی گسل TF1 دارد (شکل ۳). این مساله بیانگر فعالیت جوان تر این دسته از گسلها و همچنین بهره مندی آنها از مولفه قابل ملاحظه تر راستالغز نسبت به دیگر گروه های گسلی در ریز پهنه لانیز است. افزون بر این چینه ها، چینه های بزرگ مقیاس تری نیز در فرادیواره و فرودیواره گسل امامزاده داوود و گسل آهار - میگون در خاور محدوده مورد مطالعه نیز دیده می شود (یساقی، ۱۳۶۸).

۳- اندازه گیری کرنش

به منظور تعیین میزان کرنش نهایی سنگهای محدوده مورد مطالعه، نمونه های سنگی جهت دار از بخشهای مختلف و از واحدهای سنگی مناسب که احتمال وجود نشانگر کرنش در آنها وجود داشت، برداشت شد (محل نمونه های برداشت شده در شکل ۳ آمده است). نمونه گیری عمود بر لایه بندی و در راستایی برابر راستای جا به جایی تحلیل شده از گسلهایی که نمونه ها از فرادیواره آنها تهیه شده، انجام گرفته است تا اندازه گیری کرنش در سطحی موازی سطح کرنش بیشینه (XZ) صورت گیرد. برای جلوگیری از اثر توزیع کرنش در میزان کرنش محاسبه شده، سعی شده است که همه نمونه ها از توف سنگهای رسوبی با میزان مقاومت نسبی، کانی شناسی و بافت یکسان انتخاب شود. در مرحله بعد، از نمونه ها مقاطع نازک تهیه شد و با توجه به بافت نمونه ها (تصویر ۵)، اندازه گیری کرنش با استفاده از روش Fry (1979) و بر روی بلورهای کوارتز صورت گرفته است. مقدار کرنش با استفاده از این روش، برای تعداد ۹

(Coward 1984)، زمین ساخت حاکم بر منطقه با توجه به مقادیر پایین کرنش از نوع نازک پوسته است.

۴-۳ الگوی تکامل ساختاری

تحلیل ساختاری ریزپهنه لاینز نشان داد که دگرشکلی در این محدوده توسط گسلهای راندگی اصلی و با مولفه کوچک تر راستالغز کنترل می شود. بر مبنای دگرشکلی حاصل از اثر این ساختارها بر نهشته های ائوسن کرج و توده های آذرین نفوذی الیگومیوسن قطع کننده آنها، به نظر می رسد که این ساختارها بویژه گسلهای اصلی آهار-میگون در شمال و امام زاده داوود در جنوب، به عنوان گسلهای اصلی مرز ریز پهنه ساختاری لاینز و دیگر گسلهای اصلی تشکیل دهنده مرزهای دیگر ریز پهنه های ساختاری در جنوب البرز مرکزی، دست کم از زمان میوسن به وجود آمده اند. گسلهای با روند شمال خاوری- جنوب باختری، با توجه به رفتار نیمه شکل پذیر و جا به جایی قابل ملاحظه واحدهای سنگی در نتیجه عملکرد آنها که بیانگر عمیق تر بودن آنهاست، نیز همزمان با فعالیت این گسلهای راندگی به وجود آمده اند. با توجه به راستای تنش اصلی میان آزمونهای ۲۰ تا ۴۰ اعمال شده بر فلات ایران از زمان ترشیری پسین (Priestley et al., 1994 and Jackson et al., 2000) و بر مبنای سازوکار تحلیلی از این گسلهای راندگی اصلی، به نظر می رسد که این گسلها نیز در اثر اعمال چنین راستایی از تنش به وجود آمده باشند (شکل ۹ الف). هندسه این گسلها که در بخشهای مرکزی آنها واحدهای قدیمی تر به سطح رسیده اند، شبیه به هندسه ساختارهای بالارانده (McClay, 1992) بوده که در دیگر ریزپهنه های ساختاری البرز مرکزی چون در پهنه گسل راندگی کندوان نیز دیده می شوند (نیک نژاد، ۱۳۸۲). در مراحل بعدی و با تداوم دگرشکلی، گسلهای راندگی و با روند تقریباً شمالی - جنوبی و با مولفه غالب تر راستالغز به صورت گسلهای عرضی - برشی و در حد فاصل گسلهای اصلی مرز ریزپهنه تشکیل شده اند. به نظر می رسد که توسعه این گسلهای عرضی - برشی در ریز پهنه لاینز با توجه به روند متفاوت آنها حاصل برم کنش دگرشکلی رشته کوه البرز، در حال کوتاه شدگی و فراخاست در راستای گسلهای اصلی راندگی، با پهنه مقاوم خزر باشد. رانده شدن پهنه خزر جنوبی از زمان میوسن پسین - پلیوسن در راستایی به سوی جنوب باختر (Axen et al., 2001)، عاملی بر چنین کوتاه شدگی و فراخاست در نظر گرفته شده است. در نتیجه اثر چنین کوتاه شدگی، که دست کم برابر ۳۰ درصد در البرز برآورد شده (Jackson et al. 2002)، این گسلهای عرضی - برشی توسعه یافته اند. این گسلهای عرضی - برشی موجب جدایش راستالغز گسلهای راندگی اصلی (چون گسل امام زاده داوود، شکل ۳) و چرخش چینه های فرادیواره های همراه آنها، مانند تاقدیس لاینز در فرادیواره گسل

خویش و موازی گسل است. با پیشرفت دگرشکلی و فعالیت بیشتر گسلهای شمالی - جنوبی، اثر محوری این چینه ها، متمایل به روند این گسلهای شمالی - جنوبی شده اند. مثالی از این چینه را می توان در فرادیواره گسلهای TF5, TF1 و امام زاده داوود مشاهده کرد (شکل ۳). بر مبنای موقعیت این گسلهای شمالی - جنوبی نسبت به گسلهای راندگی اصلی مرز ریز پهنه و به دلیل اثر آنها در چرخش چینه های منطقه، این گسلها به صورت عرضی - برشی عمل کرده و عامل پیچیدگیهای ساختاری در ریزپهنه مورد مطالعه و دیگر ریزپهنه ها در جنوب البرز مرکزی هستند.

در نتیجه فعالیت گسلهای TF9, TF10 و TF11 (با روند تقریبی خاورشمال خاوری - باختر جنوب باختری) لایه های قدیمی تر آهکی (با توجه به وجود فسیل گلوبروترونکانا با سن کرتاسه بالایی - ائوسن زیرین) و توده های نفوذی از جنس میکرو گابرو و میکرومونوزودوریت که عمدتاً ساختار سیلی دارند و بر روی توفهای سبز نازک لایه کرج رانده شده اند، رخنمون یافته اند. شواهدی از ریزچین ها در پهنه گسل TF9 (شکل ۳ و استریوگرام شکل ۸) دیده می شوند. تحلیل این ریزچینها بروی استریونت (شکل ۸) نشان می دهد که راندگی واحدهای عمیق تر به سطح در راستای این گسل همراه با برش خوردگی بوده و موجب برش خوردگی و چرخش این چینه ها به فرارگیری به موازات راستای جا به جایی شده است. موقعیت متفاوت ریزچینها و همروندی غالب محور آنها با راستای جا به جایی گسل راندگی TF9، توسعه بر گوارگی در پهنه برشی گسل و راندگی آهکهای قدیمی تر از سازند کرج بر روی آنها همگی دلالت بر عمیق تر و شکل پذیرتر بودن مجموعه گسلهای TF9, TF10 و TF11 نسبت به دیگر گسلهای محدوده ریز پهنه لاینز دارد. چرا که دیگر گسلهای این ریزپهنه، به جز گسل آهار - میگون که از مجموعه گسلهای مشا هستند، فقط باعث راندگی بخشهای قدیمی تر سازند کرج بر روی واحدهای جوان تر آن سازند شده اند. قطع شدگی این گسلها توسط دیگر گسلهای ریز پهنه نیز موید قدیمی تر بودن آنها است.

۴-۲ تحلیل کرنش

میزان نسبتاً پایین کرنش به دست آمده از اندازه گیری برخی نمونه ها (جدول ۳) نشان داد که دگرشکلی در محدوده مورد مطالعه عمدتاً به صورت جا به جایی لایه ها در راستای گسلهای راندگی و چرخش لایه ها با تشکیل چینه های همراه آنهاست. این امر نشانگر رژیم ساختاری حاکم بر ریزپهنه مورد مطالعه بوده و مبین تأثیر پذیری دگرشکلی این ریز پهنه از گسلهای راندگی است.

با توجه به آهنگ بالای دگرشکلی از نوع جا به جایی نسبت به کرنش می توان نتیجه گرفت که براساس مدل ارائه شده توسط

چرخش در روند دیگر ساختارهای محدوده مطالعه بوده و لذا میزان کرنش بالایی را در راستای خود در واحدهای سنگی متاثر نداشته‌اند. بنابراین می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که در ترشیری پسین و متاثر از اثر برهم کنش پهنه مقاوم خزر با البرز مرکزی که با کوتاه‌شدگی و فراخاست و تغییر سازوکار، گسل‌های اصلی راندگی همراه بوده است، گسلی پی‌سنگی با روند شمال شمال‌خاوری - جنوب جنوب‌باختری به‌صورت گسل اصلی که در نقشه زمین‌ساخت ایران (Nogole-Sadat, 1993) به‌عنوان گسل مغناطیسی برداشت شده، فعالیت دوباره یافته است. در نتیجه فعالیت دوباره این گسل اصلی پی‌سنگی، مراتب گسلی آنها در پوشش سطحی گسل‌های عرضی - برشی چون انواع شناسایی شده در ریزپهنه مورد مطالعه را به‌وجود آورده‌اند. شواهدی از چگونگی رشد چنین گسل‌های راستالغز به‌عنوان مراتب گسلی یک گسل اصلی پی‌سنگی به‌صورت تجربی توسط Naylor et al. (1986) ارائه شده و مثالهایی از فعالیت دوباره چنین گسل‌های پی‌سنگی با روند شمالی - جنوبی در دیگر بخش‌های فلات ایران به‌ویژه در زاگرس چین‌خورده - رانده شده (برای مثال Hessami et al., 2001) ارائه شده است. بنابراین، به‌نظر می‌رسد که در ریزپهنه ساختاری لاینز گسل‌های TF1، TF2، TF3 و TF5 (شکل ۳) مراتب گسلی این گسل پی‌سنگی در سطح باشند. بر مبنای چنین الگویی فعالیت لرزه‌ای گسل مشا با سازوکار چیره چپگرد در خاور البرز مرکزی (Jackson et al. 2002) و جا به‌جایی‌های جوان آن در پلیوسن که با تشکیل دریاچه تار در راستای آن تحلیل شده است (Allen et al. 2003) می‌تواند به‌عنوان مرتبه گسلی فعالیت دوباره یکی از این گسل‌های پی‌سنگی در سطح باشد.

ساختارهای شناسایی و تحلیل شده در ریزپهنه ساختاری لاینز در این مطالعه را می‌توان در دیگر ریزپهنه‌های ساختاری در جنوب البرز مرکزی نیز مشاهده کرد. مطالعه اولیه ساختارهای موجود در ریز پهنه نسا میان گسل‌های راندگی طالقان در شمال و مشا در جنوب نیز نشان از توسعه چنین گسل‌های عرضی - برشی با روند تقریبی شمالی - جنوبی دارد. متاثر از عملکرد همین گسل‌های عرضی - برشی خمیدگی‌هایی در چین‌های بخش مرکزی این ریز پهنه نیز به‌وجود آمده است. لذا به‌نظر می‌رسد که مدل ساختاری ارائه شده بر ریز پهنه ساختاری لاینز، نه تنها می‌تواند قابل تعمیم به ریزپهنه ساختاری نسا باشد، بلکه مبین الگوی تکامل دیگر ریزپهنه‌های ساختاری در جنوب البرز مرکزی نیز هست.

راندگی امام‌زاده‌داوود (شکل ۳ و ۷)، شده‌اند. لذا به‌نظر می‌رسد که این گسل‌ها تاخیری بوده و در مراحل نهایی تکامل ساختاری البرز مرکزی در پلیوسن زمانی که گسل‌های راندگی اصلی به‌دلیل اثر برهم کنش خزر جنوبی با البرز به گسل‌های با مولفه راستالغز تغییر سازوکار داده‌اند، بوجود آمده‌اند (شکل ۹ ب). چنین تغییر سازوکاری که می‌تواند بیانگر انتقال از رژیم زمین ساخت فشارشی به‌زمین ساخت ترفشارشی در این زمان باشد، موجب پیچیدگی‌های بیشتر ساختاری ریز پهنه مورد مطالعه شده‌اند. الگوی ساده شده مراحل تکامل ساختاری این گسل‌ها در شکل ۹ ارائه شده است. بر اساس شکل ۹، در مراحل اولیه دگرشکلی (احتمالاً میوسن و معادل کوهزاد آلپین جوان) زمین‌ساخت چیره فشارشی حاکم بوده (به‌طور مثال Alavai, 1996) و گسل‌های راندگی اصلی با شیپها و سوهای رانش متفاوت تشکیل شده‌اند (شکل ۹ الف). در ادامه دگرشکلی و به‌دلیل رانش پهنه مقاوم خزر به‌سوی جنوب باختر که با تغییر سازوکار گسل‌های راندگی اصلی در پهنه مورد مطالعه و البرز مرکزی نیز همراه بوده، گسل‌های عرضی - برشی با روند عمومی شمالی - جنوبی توسعه یافته‌اند (شکل ۹ ب). در مراحل نهایی تر دگرشکلی که با تداوم همگرایی صفحه عربی به سوی فلات ایران و در نتیجه با کوتاه شدگی بیشتر نیز در البرز همراه بوده است، شکلی این گسل‌های عرضی - برشی نیز افزایش یافته است (شکل ۹ ج). جابه‌جایی امتدادی در راستای این گسل‌های عرضی - برشی باعث چرخش تاق‌ریخت‌های فرادواره‌ای چون تاقدیس لاینز در شکل ۹ نیز شده است. در این مدل ساده ساختاری، گسل‌های عرضی - برشی با راستای شمالی - جنوبی منطبق بر گسل‌های TF1 و TF5 و گسل‌های TF10 و TF11 منطبق بر گسل‌های راندگی با روند شمال‌خاوری - جنوب‌باختری است. با توجه به تطابق روند این گسل‌های عرضی - برشی با روند گسل‌های شمالی - جنوبی پی‌سنگی در ایران مرکزی و نیز یکسان بودن پی‌سنگ البرز با ایران مرکزی (Stocklin, 1974)، به‌نظر می‌رسد که این گسل‌های عرضی - برشی مرتبط با چنین گسل‌های پی‌سنگی و به‌عنوان مراتب فعالیت جوان‌تر این گسل‌ها و با سازوکار چیره راستالغز در سطح بوده باشند. همروندی روند این گسل‌ها با روند، شمالی - جنوبی، گسل‌های پی‌سنگی مغناطیسی تحلیل شده در نقشه زمین‌ساخت ایران (Nogole-Sadat, 1993) در البرز مرکزی که از محدوده ریزپهنه لاینز نیز می‌گذرد می‌تواند مویید این مسئله باشد. گرچه به‌نظر می‌رسد که دگرشکلی مراتب جوان‌تر این گسل‌های پی‌سنگی در سطح به‌صورت جابه‌جایی و یا

جدول ۱- مشخصات ساختاری تعدادی از گسل های ریز پهنه لاینز.

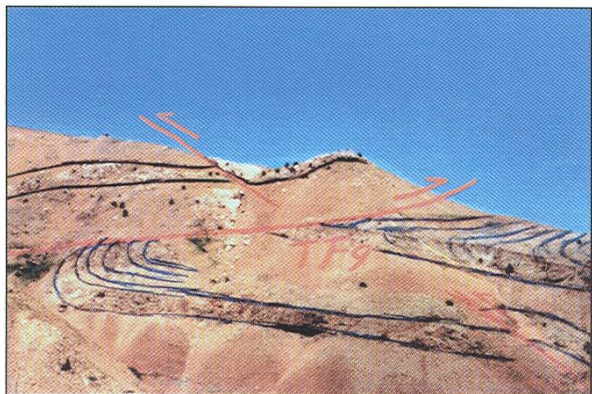
نام گسل	نقاط برداشت شواهد ساختاری (شکل ۳)	روند گسل	موقعیت صفحه گسل	اثر فعالیت گسل	شواهد شناسایی و ساختارهای همراه گسل	آزموت راستای جابه جایی	سازوکار گسل
امام زاده داوود	1	N-140	35/50	چین خوردگی و رانده شدن واحد E_1^{th} بر روی واحد جوان تر E_3^{th}	چین فرادایواری	190-200	راندهگی با مولفه راستالغز راستگرد
TF1	2,3,4	N-150 تا N-170	53/080	رانده شدن و جابه جایی واحدهای مختلف سازند کرج بر روی یکدیگر	جبهسای فرادایواری، خطوط لغزشی و ساختارهای کشیدگی	195-225	راندهگی با مولفه راستالغز راستگرد
TF2	6	N-140	45/60	رانده شدن و جابه جایی بخش های مختلف واحد E_1^{th} بر روی یکدیگر	ناقربخت فرادایواری	271	راندهگی با مولفه راستالغز چپگرد
TF3	7,8	N-190	70/100	رانده شدن و جابه جایی بخش های مختلف واحد زمین شناسی E_1^{th} بر روی یکدیگر	خطوط لغزشی بر روی صفحه گسلی	340	راندهگی با مولفه راستالغز چپگرد
TF4	9	N-140	-----	رانده شدن و جابه جایی بخش های واحد زمین شناسی E_1^{th} بر روی یکدیگر	شواهد چینه شناسی	----	راندهگی
TF5	10,11	N-185	50/110	رانده شدن واحد E_1^{th} بر روی واحد جوان تر E_1^{th}	ناقربخت فرادایواری	345	راندهگی با مولفه راستالغز
TF6	12,13	N-150	-----	رانده شدن واحد E_1^{th} بر روی واحد E_1^{th}	ناقربخت فرادایواری	----	راندهگی
TF7	14	N-145	-----	رانده شدن واحد E_1^{th} بر روی واحد جوان تر E_1^{th}	چین فرادایواری	160	راندهگی با مولفه راستالغز راستگرد
گسل آهار	15,16	N-115	40/015	رانده شدن واحد E_6^{th} بر روی واحد جوان تر E_6^{th}	تغییر موقعیت لایه های فرادایواری و فرودایواری گسل	----	راندهگی
گسل میگون	17	N-115	-----	رانده شدن واحد E_1^{th} بر روی واحد E_1^{th}	شواهد چینه شناسی	----	راندهگی
TF8	18	N-110	30/45	رانده شدن واحد R_1^1 با سن تریاس بر روی واحد E_1^{th}	چین فرادایواری	185	راندهگی با مولفه راستالغز راستگرد
TF9	19	N-090	30/180	رانده شدن واحد E_1^{th} بر روی واحد جوان تر E_1^{th}	ریز چین ها و برگواره پهنه گسل	305	راندهگی با مولفه راستالغز راستگرد
TF10	20	N-060 تا N-90	30/180	رانده شدن و جابه جایی واحدهای مختلف سازند کرج بر روی یکدیگر	ریز چینها و برگواره های پهنه گسل	305	راندهگی با مولفه راستالغز راستگرد
TF11	21	N-060 تا N-90	30/180	رانده شدن واحد E_1^{th} بر روی واحد E_1^{th}	ریز چینها و برگواره های پهنه گسل	305	راندهگی با مولفه راستالغز راستگرد

جدول ۲- مشخصات هندسی چین های ریزپهنه ساختاری لاینز. موقعیت چینها در شکل ۳ نمایش داده شده است.

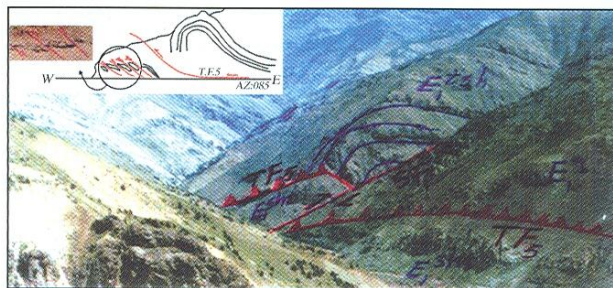
نام چین	شیب و جهت شیب سطح محوری	راستای اثر سطح محوری	موقعیت محور چین	زاویه بین پهلوها	نوع چین بر اساس زاویه بین پهلوها	نوع چین با توجه به کج شدگی محور	نوع چین بر اساس شیب سطح محوری
چین فرادیواره ای گسل TF1	65/065	180	10/160	90	Open	GENTLY PLUNGING	Steeply Inclined
چین فرادیواره ای گسل TF5	75/110	175	38/025	60	Close	MODERATELY PLUNGING	Steeply Inclined
چین فرادیواره ای گسل TF6	75/080	135	35/005	88	Open	MODERATELY PLUNGING	Steeply Inclined
چین فرادیواره ای گسل TF7	80/040	135	25/135	50	Close	GENTLY PLUNGING	Upright
چین فرادیواره ای گسل TF8	80/045	110	10/130	80	Open	GENTLY PLUNGING	Steeply Inclined
تاقس لاینز	75/240	110	18/150	80	Open	GENTLY PLUNGING	Steeply Inclined
ناودیس تالون	80/055	170	32/140	60	Close	MODERATELY PLUNGING	Upright

جدول ۳- نتایج اندازه گیری کرنش بر روی نمونه های توف در ریزپهنه لاینز. محل نمونه ها در شکل ۳ آمده است.

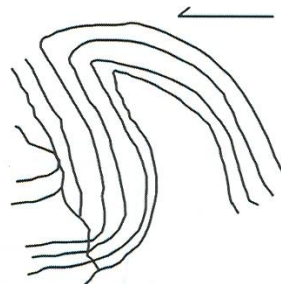
شماره نمونه	جنس سنگ	موقعیت محل نمونه برداری	$\sqrt{\lambda_1}$	$\sqrt{\lambda_3}$	$R_f = \sqrt{\frac{\lambda_1}{\lambda_3}}$
2-A	توفیت سبز رنگ	فرادیواره گسل TF6	0.8	0.45	1.7
2-C	توفیت سبز رنگ	فرادیواره گسل TF6	0.85	0.55	1.5
2-C	توفیت سبز رنگ	فرادیواره گسل TF6	0.75	0.45	1.6
2-C	توفیت سبز رنگ	فرادیواره گسل TF6	1	0.6	1.6
4 - A ₁	توف ماسه ای سبزرنگ	فرادیواره گسل TF2	0.95	0.6	1.5
4 - A ₁	توف ماسه ای سبزرنگ	فرادیواره گسل TF2	0.7	0.4	1.7
4 - B ₁	توف ماسه ای سبزرنگ	فرادیواره گسل TF2	0.75	0.45	1.6
5-B	توف سبز لیتیک	فرادیواره گسل TF1	0.45	0.3	1.5
5-B	توف سبز لیتیک	فرادیواره گسل TF1	0.9	0.55	1.6



تصویر ۲: ناوریخت نامتقارن فرو دیواره ای گسل TF9 (نگاه به سمت جنوب خاوری).



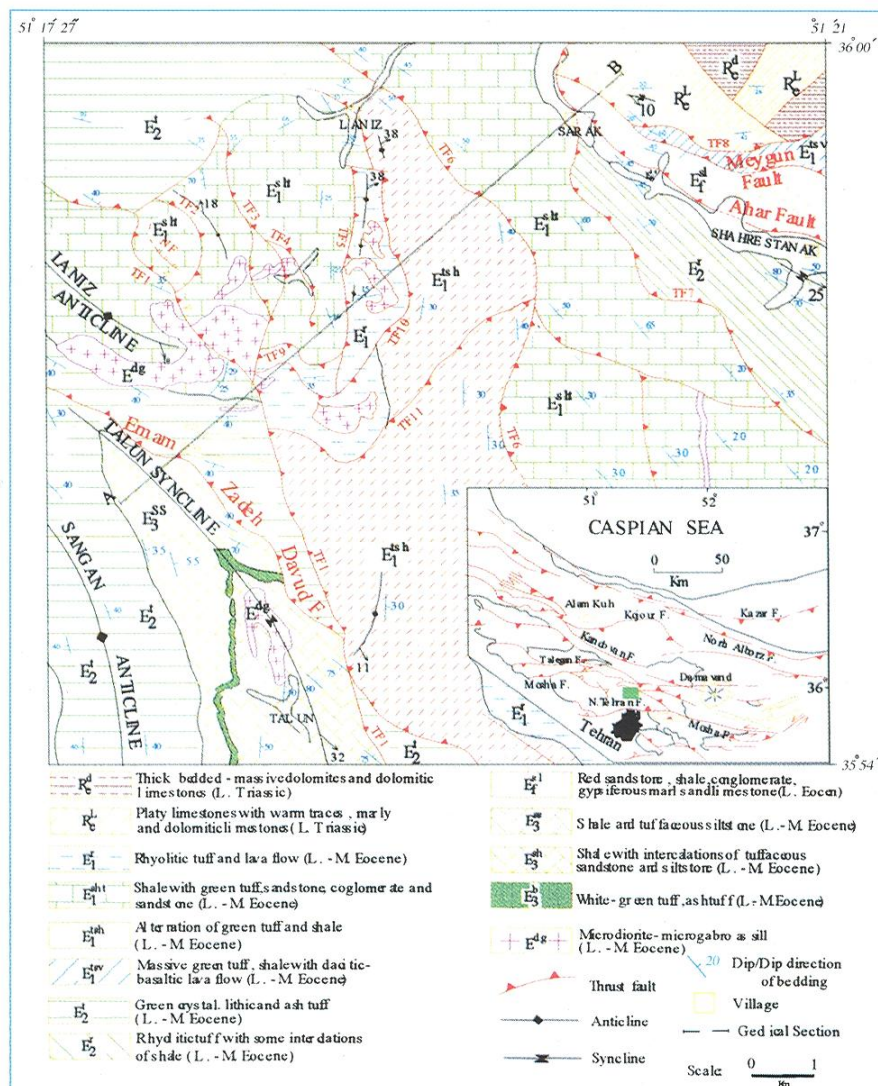
تصویر ۱: گسل TF5 و چین فرادیواره ای آن که توسط گسل راستالغز SF1 بریده و جا به جا شده است. در گوشه بالای تصویر همچنین برشی در راستای گسل SF1 رسم شده است. به تاق ریخت فرادیواره ای گسل TF5 و زبانه های گسلی فرودیواره ای آن دقت شود (نگاه به سمت شمال خاوری).



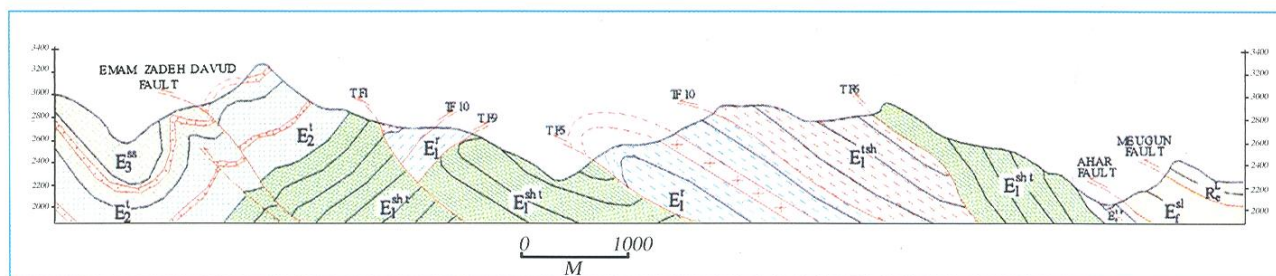
تصویر ۳: نمونه ای از چینهای کوچک مقیاس نامتقارن در مناطق گسلی ریز پهنه لانیز که به منظور تحلیل جنبشی گسلها استفاده شده اند (نگاه به سمت شمال خاوری).



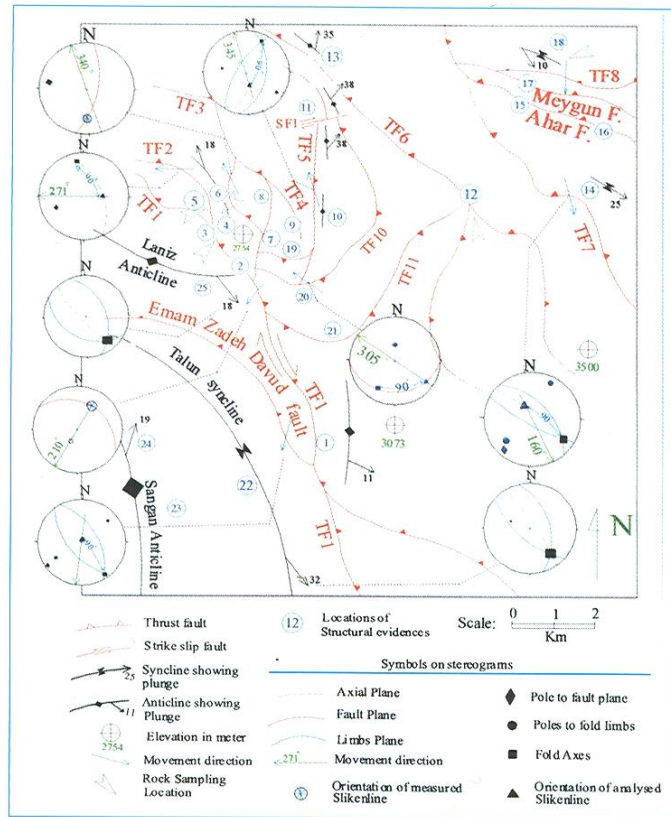
تصویر ۴: ریز دوپلکسهای راندگی در پهنه گسل آهار. به رانده شدن رسوبات مارنی ژپس دار در اثر فعالیت گسل دقت شود.



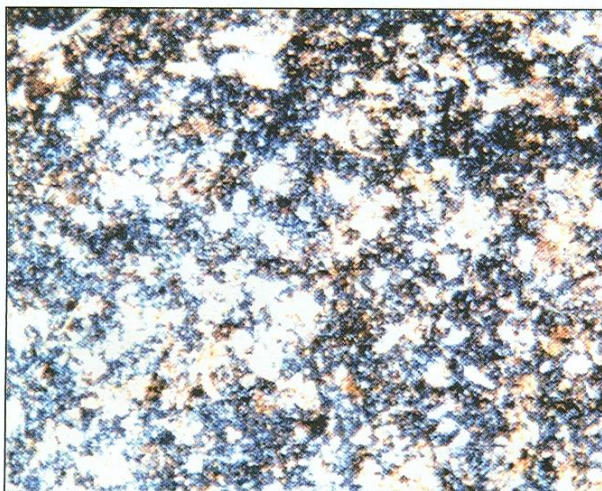
شکل ۱- نقشه زمین شناسی ریز پهنه ساختاری لایز، سن واحد های سنگی بر مبنای نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران است. موقعیت منطقه مطالعه در نقشه ساختاری البرز که پیوست شکل می باشد، نشان داده شده است. برای مشاهده برش زمین شناسی در مسیر AB به شکل ۲ مراجعه شود.



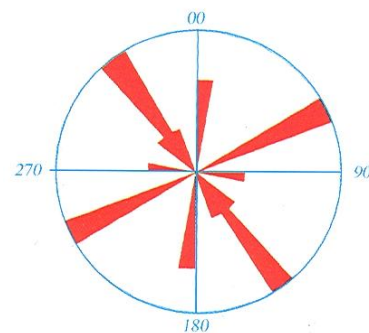
شکل ۲- برش زمین شناسی در راستای AB مشخص شده در شکل ۱.



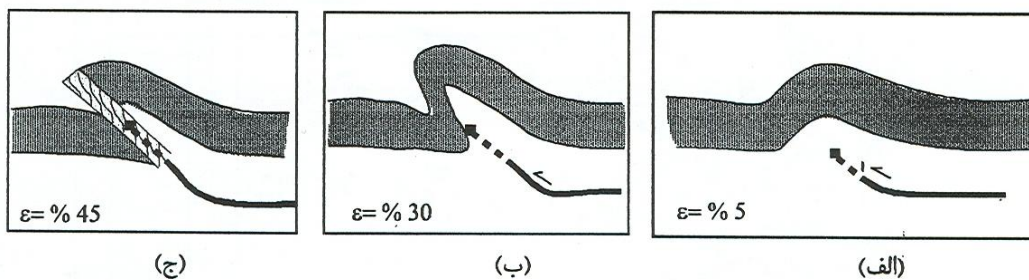
شکل ۳- نقشه ساختاری ریز پهنه لانیز. در شکل به استریوگرامهایی که به منظور تحلیل جنبشی گسلها به کار رفته‌اند، توجه شود. برای آگاهی از جزئیات تحلیل جنبشی گسلها به متن مراجعه گردد.



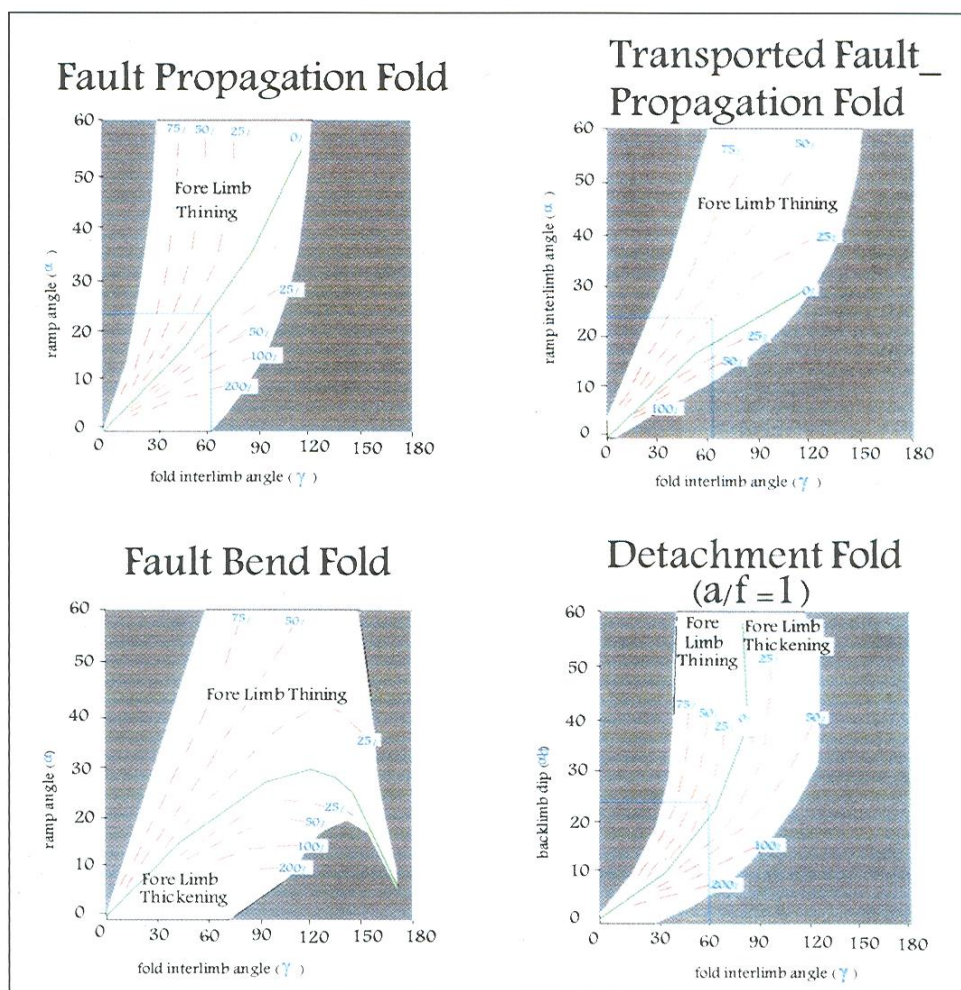
تصویر ۵- نمونه نازک از توف سنگهای رسوبی (توفیت یا توف رسوبی) در منطقه مورد مطالعه. به پراکندگی بلورهای کوارتز و تکه‌های کربناتی در خمیره‌ای از خاکستر آتشفشانی دقت شود (عرض تصویر ۳/۶ میلی‌متر است).



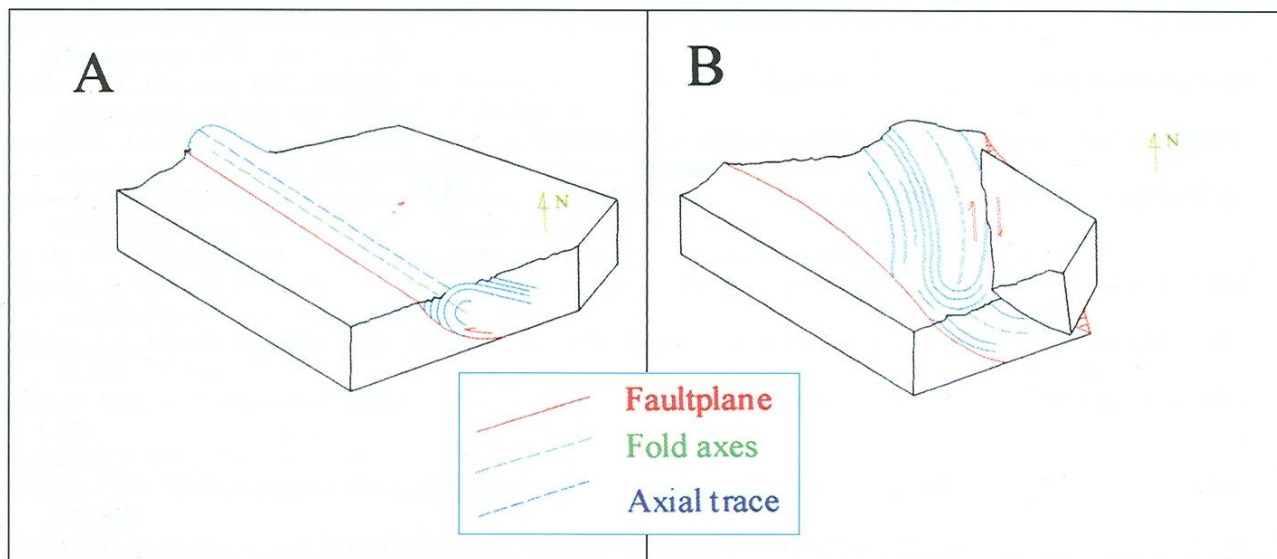
شکل ۴: نمودار امتدادی راستا و فراوانی گسلهای ریز پهنه لانیز. گسلهای این دسته و با توجه به جهت شیب سطوح گسلی آنها که به سمت شمال خاوری اندازه گیری شده‌اند، جهت جابجایی این گسلها به سوی جنوب باختری تحلیل گردیده‌اند (استریوگرامهای شکل ۳). لذا بر مبنای چنین تحلیلی، سازوکار این گسلها، رانندگی چیره با مولفه کوچکتر راستا لغز راستبر تعیین گردیده‌اند (جدول ۱ و شکل ۳).



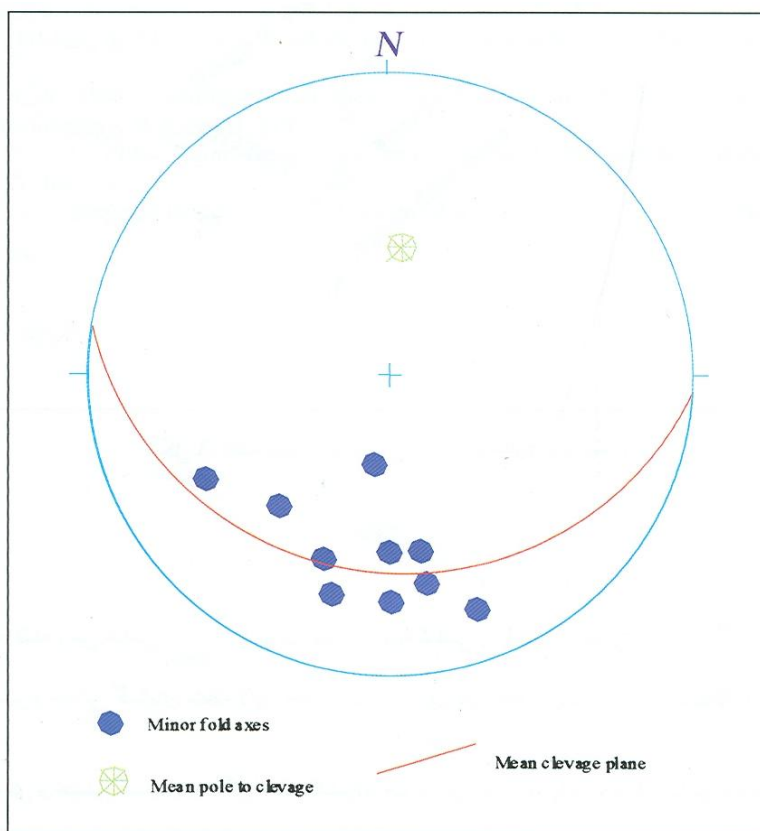
شکل ۵- فرایند تکامل چینهای مرتبط با گسل خوردگیهای راندهی در جنوب البرز مرکزی (اصلاح شده از Mitra, 1990).



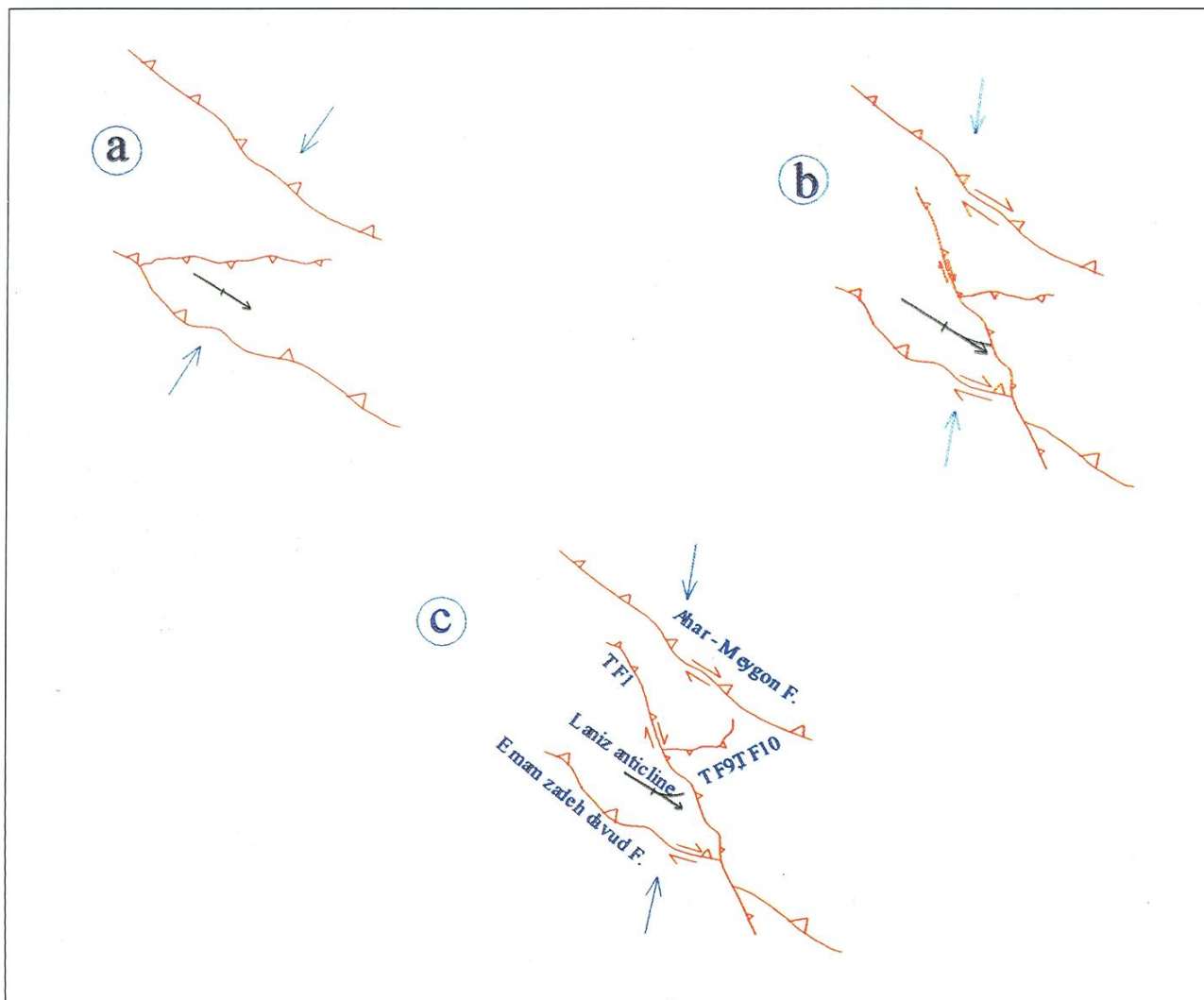
شکل ۶- نمودارهای ارائه شده توسط Jamison (1987) برای تعیین هندسه چینهای مرتبط با گسلش راندهی. بر مبنای داده‌های به دست آمده از موقعیت سطوح گسلی و هندسه چینهای همراه آنها، چنانچه اندازه زوایای بین پهلوها و زاویه رمپ گسلی چیره آنها در نظر گرفته شود، هندسه F.B.F برای چینها با فرض عدم وجود نازک‌شدگی پهلوهای پیشانی به دست می‌آید. برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه شود.



شکل ۷- چرخش اثر محوری چین های همراه با گسلش تحت تاثیر گسل های با روند شمالی جنوبی.



شکل ۸- استریوگرام موقعیت ساختهای پهنه گسل TF9. جهت تحلیل استریوگرام به متن مراجعه شود.



شکل ۹- نقشه ساده شده مراحل تکوین ساختاری ریز پهنه لایز.

کتابنگاری

امینی، ب.، امامی، م. ه. ۱۳۷۲- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
عباسی، ع. ر. ۱۳۸۱- تحلیل هندسی و جنبشی گسلهای منطقه لایز، جنوب البرز مرکزی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم پایه، گروه زمین شناسی.

نیک‌نژاد، س. ۱۳۸۲- تحلیل هندسی و جنبشی گسلهای راندگی منطقه کندوان، جنوب البرز مرکزی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم پایه، گروه زمین شناسی.

یساقی، ع. ۱۳۳۸- تحلیل ساختاری و تکوین زمین ساختی جنوب باختری البرز (شمال تهران). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم پایه، گروه زمین شناسی.

References

- Alavi, M. 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of Alborz mountain system in Northern Iran: J. Geodynamics, V. 21, No. 1, 1 – 33.
- Allen, M.B., Ghasemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M. 2003- Accommodation of late Cenozoic Oblique shortening in the Alborz range, northern Iran: J. Structural Geology, V.25, 655-672
- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F and hassanzadeh, J. 2001- Exhumation of west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. Geology, V. 29, 559-562.
- Coward, M. P. 1984 - The strain and tectonic history of thin-skinned tectonic zones: examples from the Assynt region of the Moine thrust zone, NW Scotland. J of Structural Geology, V. 6, 89-99.
- Fry, N. 1979- Random point distributions and strain measurement in rocks. Tectonophysics, V. 60, 89-105.
- Hessami, K., Koyi, H.A. and Talbot, C.J. 2001- The significance of strike slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt. J. of Petroleum Geology, V. 24, 5-28.
- Jackson, J.A., Priestley, K., Allen, M.B., Berberian, M. 2002- Active Tectonics of the South Caspian Basin, Geophys. J. Int., V. 148, 214-245.
- Jamison, W.R. 1987- Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. J. of Structural Geology, V. 9, 207-219.
- McClay, K.R. 1992 -Thrust tectonics. Champon & Hall, 447 pp.
- Mitra, S. 1990- Fault-propagation folds; geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. AAPG Bulletin. V. 74 (6), 921-945.
- Naylor, M. A., Mandl, G. and Sijpestenijn, C. H. K. 1986- Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. J. of Structural Geology, V. 8, 737-752.
- Nogole-Sadat, M. A. 1993- Tectonic map of Iran in 1:1000,000 scale. Geological Survey of Iran.
- Priestly, K., Baker, C. and Jackson, J. 1994- Implication of earthquake, focal mechanism data for the active Tectonics of the south Caspian Basin and Surrounding regions. Geophys. J. Int., V. 118, 111-141.
- Pluijm, van der B.A. and Marshak, S. 1997- Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics. McGraw-Hill, 495.
- Roering, C., and Smith, C.A. 1987- Bedding-parallel shear, thrusting and quartz vein formation in Witwatersrand quartzites: J. Structural Geology, V. 9, No. 4, 419 – 427.
- Suppe, J. and Medwedeff, D.A. 1990- Geometry and kinematics of fault propagation folding: Eclogae Geologica Helvetica, V. 83, No. 3, 409 – 454.
- Stocklin, J., 1968 - Structural history and tectonic of Iran; a review, AAPG, V. 52, No. 7, 1229-1258.

*گروه زمین‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس

*Department of Geology, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran