

معماری جنبشی پهنه‌های آسیب‌گسلی در جنوب باختر رفسنجان

لیلا عبادی^۱، سید احمد علوی^۲ و محمدرضا قاسمی^۳

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۳/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۷/۱۱

چکیده

گستره مورد مطالعه در جنوب باختری شهرستان رفسنجان جای گرفته و بخشی از ایران مرکزی است که در آن گسل‌های راستالغز، واحدهای سنوزویک را تحت تأثیر قرار داده‌اند. هدف از این مطالعه بررسی داده‌های گردآوری شده از پهنه‌های آسیب‌وابسته به سامانه‌های گسلی، تحلیل معماری جنبشی زیرشاخه‌های گسلی، تأثیر شکستگی‌ها در جایگیری دایک‌ها، رابطه میان شکستگی‌های رده‌های متفاوت با عناصر ساختاری از جمله محور چین‌خوردگی‌ها و نقش میدان‌های تنش متفاوت در تحولات ساختاری جنوب باختری شهرستان رفسنجان است. در تحلیل معماری جنبشی زیرشاخه‌های گسلی در برابر راستای آنها، ۵ روند با چیرگی دو سازگار راستالغز راست‌بُر و وارون مشخص شد؛ که دو روند E-W و NW-SE در گسل‌های وارون مشخص و به ترتیب زیرشاخه رده اول (Irev) و زیرشاخه رده دوم (2rev) نام‌گذاری شدند؛ در حالی که زیرشاخه‌های رده اول (Irl)، رده دوم (2rl) و رده سوم (3rl) شناخته شده در گسل‌های راستالغز راست‌بُر، روندهای NW-SE، NNW-SSE و E-W دارند. در تحلیل‌های صورت گرفته، هم‌راستایی زیرشاخه‌های Irl و Irev آشکار شد و این هم‌راستایی موقعیت پهنه جابه‌جایی اصلی (PDZ) را نشان می‌دهد، که بر موقعیت شکستگی‌های از پیش موجود (مهم‌ترین آنها گسل رفسنجان) منطبق است. آزمایشات زیرشاخه‌ها در مدل معماری جنبشی با مدل برش ساده ریدل هماهنگی دارد. در این مقاله با بررسی و تحلیل پهنه‌های آسیب‌گسلی مشخص شد که پهنه‌های آسیب ارتباطی نقش بسیار مؤثری در ایجاد فضای خالی و افزایش نفوذپذیری داشته و دایک‌ها بیشتر در این فضاهای خالی حاصل از پهنه‌های آسیب ارتباطی جایگیری کرده‌اند. در تحلیل تنش صورت گرفته روی گسل‌های گستره تبدیل رژیم برشی به برشی-فشاری مشخص شد که تغییر جهت محور تنش بیشینه از موقعیت N20E به N-S از زمان ائوسن تا کواترنری صورت گرفته است. تنش با روند شمال خاور-جنوب باختر با جهت‌گیری PDZ (شکستگی‌های رده اول) سازگار است و از سوی دیگر جهت‌گیری تنش با روند شمالی-جنوبی؛ تشکیل گسل‌ها و چین‌ها با روند خاوری-باختری، که زیر شاخه‌های رده سوم شکل می‌دهند را توجیه می‌کند. زیرشاخه‌های رده دوم و سوم در گسل‌های راستالغز راست‌بُر و وارون در اثر تغییر رژیم تنش در گستره شکل‌گیری کرده‌اند، از این رو تغییر جهت محور بیشینه تنش اصلی می‌تواند به علت فعال شدن گسل‌های از پیش موجود از جمله گسل رفسنجان در گستره باشد.

کلیدواژه‌ها: پهنه آسیب‌گسل، هسته گسل، شکستگی رده دوم و سوم، فعالیت دوباره، گسل رفسنجان.

E-mail: Leilaebadi2014@yahoo.com

*نویسنده مسئول: لیلا عبادی

۱- پیش‌نوشتار

مطالعات صحرایی دقیق بر معماری سه‌بعدی زیرشاخه‌های گسل در امتداد پهنه گسلی، اطلاعات مهمی در مورد مدل انتشار گسل و سازوکار جابه‌جایی آن فراهم می‌آورد (De-Joisseneauand et al., 2007; De-Joisseneauand & Aydin, 2009). زیرشاخه‌ها با افزایش نفوذپذیری پهنه گسلی، جریان شاره‌ها را در امتداد گسل افزایش می‌دهند و روی فرگشت پهنه گسلی مؤثر هستند (Davatzes & Aydin, 2003; Davatzes et al., 2003; Myers & Aydin, 2004; Flodin & Aydin, 2004). زیرشاخه‌ها (splay) در دید نقشه اطلاعات زیادی در مورد جنبش‌شناسی گسل‌های راستالغز می‌دهد. محاسبه آماري زیرشاخه‌های گسل در پهنه آسیب می‌تواند ابزار مناسب در بررسی تنش دور میدان (Far field)، هندسه و تغییرات ساختاری در مقیاس محلی میان سامانه‌های گسل راستالغز باشد (Brogi, 2011). عامل‌های متفاوتی همچون سنگ‌شناسی، شیب لایه‌هایی که لغزش گسل روی آنها رخ داده است و سامانه تنش، طبیعت پهنه آسیب گسل را مهار می‌کنند (Robinson et al., 2015).

قطعات گسل‌های راستالغز رفسنجان رخنمون قابل توجه‌ای در گستره ندارد و به نظر می‌رسد که تحت تأثیر فرایندهای زمین‌ساختی پیش‌رونده و یا فرسایش از بین رفته باشد؛ از این رو آرایش زیرشاخه‌های گسل در تعیین جنبش‌شناسی مؤثر خواهد بود. بنابراین، این نوشتار به بررسی موقعیت‌های پهنه آسیب و هسته گسل‌های گستره جنوب باختری رفسنجان می‌پردازد، به طوری که رده‌بندی ساده از موقعیت شکستگی‌ها بر پایه هندسه گسل، موقعیت و ساختارهای درون پهنه آسیب ارائه خواهد شد. از سوی دیگر با بررسی رده‌های شکل‌گیری زیرشاخه‌های در امتداد

از دیدگاه جنبش‌شناسی (کینماتیک) شکستگی‌ها به صورت برشی و کششی تشکیل می‌شوند (Fossen, 2012; Gudmundsson, 2011). گسل‌های راستالغز، در مقیاس‌های متفاوت توسعه می‌یابند (Storti et al., 2003) و نقش بنیادین در بالا آمدن ماگما و فوران آتشفشان (Tibaldi et al., 2008; Brogi et al., 2010)، گسترش حوضه‌ها (Feng et al., 2014)، مهاجرت شاره‌ها و شکل‌گیری نهشته‌های اقتصادی (Bellot, 2008) دارند. معماری زیرشاخه‌ها در گسل‌های راستالغز به جهت یابی میدان تنش کلی در امتداد پهنه جابه‌جایی اصلی (PDZ) وابسته است. میدان تنش کلی از واکنش متقابل میان تنش تولید شده توسط گسل (یعنی جنبش‌شناسی) و میدان تنش ناحیه‌ای ایجاد می‌شود (Storti et al., 2006). بازسازی‌های جنبش‌شناسی گسل‌های راستالغز، در تعیین جایگاه ساختاری و فرگشت زمین‌ساخت ناحیه‌ای مهم است. پهنه‌های برشی در رخنمون به عنوان گسل‌های بزرگ، با هسته و پهنه آسیب گسل ظاهر می‌شوند (Olierook et al., 2014; Schueller et al., 2013; Billi et al., 2003). ولی در بسیاری از موارد قطعات گسل‌های راستالغز در مقیاس قاره‌ای تحت تأثیر فرایندهای زمین‌ساختی پیش‌رونده و یا فرسایش از بین می‌روند؛ از این رو آرایش زیرشاخه‌های گسل در تعیین جنبش‌شناسی گستره مؤثر است (Kim et al., 2004; Ibele, 2011). اطلاعات بنیادین از ساختارهای اصلی توسعه یافته در هسته گسل (Laubach et al., 2014; Brogi & Capezuoli, 2009) و پهنه‌های آسیب (damage zone) به دست می‌آید (Mitchell & Faulkne, 2012).

ساختاری را فراهم می‌آورند. در گستره مورد مطالعه، گسل‌ها، واحدهای سنگی فلیشی ائوسن، مجموعه آتشفشانی- رسوبی ائوسن- الیگوسن و رسوبات نئوژن و کواترنری را قطع کرده‌اند. از مهم‌ترین گسل‌های گستره گسل تراگذر و راست‌الغز راست‌بُرفسنجان است که با راستای NW-SE و شیب شمال خاور در شمال گستره رخنمون دارد و سبب ایجاد چین‌های مرتبط با گسل در واحدهای نئوژن شده است (Walker, 2006)؛ ادامه رخنمون این گسل در واحدهای فلیشی و آتشفشانی ائوسن- الیگوسن قابل پیگیری است. در جنوب باختری رفسنجان زیرشاخه‌های گسلی در پهنه‌های آسیب بیشتر پرشیب و با جابه‌جایی‌های چند سانتی‌متری در سطوح لغزش منفرد تا جابه‌جایی‌های بیش از ۱۰ متر در پهنه‌های گسلی پیچیده رخنمون دارند؛ از سوی دیگر هسته‌های تخریبی با سبب برای چند دسی‌متر تا چند متر دیده شدند. بر پایه شواهد جنبش‌شناسی لغزش در سطوح شکستگی (Hippolyte et al., 2012)، سطوح گسلی در دو گروه شیب‌لغز و راست‌الغز تقسیم‌بندی می‌شوند (شکل‌های ۲-الف و ب)، جمعیت کمی شواهد کج‌لغز را نشان می‌دهند (شکل ۲-ج) و در برخی موارد شواهد دو حرکت متفاوت روی سطوح گسلی دیده شد (شکل ۲-د).

۳-۲. هسته

هسته گسلی که در مرکز پهنه گسلی (fault zone) جای گرفته، با بیشینه دگرریختی بُرشی سازگار شده است و با ساختاری پیچیده و سنگ‌شناسی ناهمگن (سنگارد، برش و نهشت کانی)، با پهنای بیش از ۲۵ سانتی‌متر، مشخص می‌شود و پهنه آسیب دیواره آن را در بر گرفته است. هسته با افزایش شکستگی‌ها و گسل‌های فرعی، در جایی که ساختارهای از پیش موجود مانند لایه‌بندی حفظ شده باشند، مشخص می‌شود (Berg & Skar, 2005; Billi et al., 2003). در شکل ۳ نمونه‌ای از هسته گسلی در مشاهدات صحرایی ارائه شده است؛ حضور برش گسلی با دانه‌های زاویه‌دار تا نیمه‌زاویه‌دار کوارتز با اندازه دانه ۱ تا ۵ سانتی‌متر، در خمیره غنی از اکسید و هیدرواکسید آهن، نشانه شکل‌گیری گسل در نزدیکی سطح است، از سوی دیگر سنگارد گسلی (گوژ) با کاهش اندازه دانه، سبب کاهش نفوذپذیری می‌شود (شکل‌های ۳-الف و ب). محدوده میان هسته و پهنه آسیب گسل توسط سطوح لغزش گسل پولیش خرده و شیاردار تعریف می‌شود که توسط فیبرهای کلسیت پوشیده شده است (شکل‌های ۳-ج و د).

۳-۳. پهنه آسیب

پهنه آسیب، مجزا از سنگ میزبان است و شکستگی‌های متغیر در ابعاد متفاوت را در بر می‌گیرد. افزایش چگالی پهنه آسیب، سبب افزایش نفوذپذیری می‌شود (Faulkner et al., 2010; Gudmundsson et al., 2010). به طوری که افزایش لغزش در نوک (tip damage zone) و دیواره پهنه گسلی (wall damage zone) می‌تواند فضای خالی ایجاد کند (Meier et al., 2015; Lund Snee et al., 2014).

شکستگی‌های هم‌پوشان پهنه‌های آسیب گسل، افشانه نامیده می‌شوند که به عنوان‌های wing, tail, kink, horsetail و branchcrack شناخته می‌شوند و چیرگی مد II و III شکستگی را در پاسخ به لغزش در سنگ‌های شکننده نشان می‌دهند (Cruikshank et al., 1991; Myers & Aydin, 2004). در پهنه‌های آسیب، الگوی شکستگی‌های مختلف به موقعیشتان نسبت به صفحه گسل وابسته است (McGrath & Davison, 1995; Kim et al., 2003). بر این اساس پهنه‌های آسیب به سه نوع اصلی (۱) دیواره، (۲) ارتباطی و (۳) نوک تقسیم می‌شوند (شکل ۴؛ Kim et al., 2004). با مقایسه مشاهدات صحرایی با الگوهای ارائه شده توسط Kim et al. (2004) حالات متفاوت از پهنه‌های آسیب در گستره دیده شد؛ در ادامه به تحلیل انواع الگوها پرداخته می‌شود، که هر یک اطلاعات خاصی در مورد تغییرات تنش، سوی برش و جای‌گیری عناصر ساختاری ثانویه می‌دهند.

پهنه آسیب دیواره در امتداد همه اثرات گسلی رخنمون دارد و به صورت پهنه باریکی با شکستگی‌های هم‌پوشان و با طول و فاصله‌بندی مشابه است.

پهنه‌های آسیب به تأثیر رده‌ها در شکل‌گیری عناصر ساختاری مثل چین‌ها و دایک‌ها پرداخته و سپس با محاسبه میدان تنش در گستره، تأثیر تنش در شکل‌گیری حوضه و گسل‌ها مشخص خواهد شد.

۲- زمین‌شناسی و چینه‌شناسی

دگرریختی ایران نتیجه همگرایی و برخورد صفحات قاره‌ای عربی- اوراسیا از حدود ۳۵ میلیون سال پیش است (Agard et al., 2005; Vincent et al., 2005). کوتاه‌شدگی اولیه ایران مرکزی تقریباً در ۲۰ میلیون سال پیش با نرخ تقریبی ۲۵ mm/yr رخ داده است (Vernant et al., 2004). همگرایی مایل در ایران مرکزی سبب کوتاه‌شدگی پوسته و چرخش پادساعت‌گرد در حول محور عمودی بلوک‌ها شده است (Jackson & Mackenzie, 1984). دگرشکلی‌های متفاوت در مرز بلوک‌ها به صورت مجموعه‌ای از گسل‌ها رخنمون یافته‌اند و گسل‌های راست‌الغز بزرگ در نواحی برخورد قاره‌ای نقش‌های متفاوت و مهمی در عملکردهای جنبش‌شناسی و ساختمانی دارند (Allen et al., 2006).

گستره مورد مطالعه بخشی از کمان ماگمایی - رسوبی ارومیه - دختر در ایران مرکزی است. کمان نوع آندی ارومیه - دختر در طی دوره کوهزایی آلپین شکل گرفته است (Alavi, 2007; Berberian et al., 1982). داده‌های GPS نرخ دگرریختی پایین (> 2 mm/yr) را برای گستره نشان می‌دهد (Vernant et al., 2004; Vernant & Chery, 2006). گستره مورد مطالعه، در جنوب باختری شهرستان رفسنجان (استان کرمان) میان طول‌های $30^{\circ} 30'$ و $30^{\circ} 10'$ شمالی و عرض‌های $55^{\circ} 55'$ و $55^{\circ} 30'$ خاوری جای گرفته است. از دید سنگ‌شناسی، کهن‌ترین واحدهای سنگی گستره توریدیت‌های کرتاسه هستند که از توالی بیومیگریت، ماسه‌سنگ، مارن، سیلت‌سنگ و آهک تشکیل شده‌اند و با همبری ساختاری در ارتباط با واحدهای جوان‌تر هستند. فلیش‌های ائوسن با روند NW-SE در ۳ افق مختلف با ویژگی‌های خاص رخنمون دارند؛ به طوری که محتوای سنگ‌شناسی واحد پایینی (1Ef) میکروکنگولومرا، میکروکالک‌آرنایت، گریوک‌فلدسپاتیک، کالک‌آرنایت و بیوکالک‌آرنایت، سیلت‌سنگ، مارن‌ماسه‌ای و میکرایت است. واحد میانی (2Ef) با ناپیوستگی واحد اولی را می‌پوشاند و یک توالی از کالک‌آرنایت و بیوکالک‌آرنایت است. رخنمون واحد بالایی (3Ef) تناوبی از توالی آرنایت درشت‌دانه، قطعات رسوبی کلریتی، لایه‌های پلیتی و آذرآواری است. در گستره مورد مطالعه، فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن با مجموعه بحرآسمان با افق‌های آندزیت-بازالت، آذرآواری هوازده و جریان‌گدازه‌های تراکیت-آلیت با لایه‌های ایگنمبریت شروع می‌شود و در ادامه به آهک ماسه‌ای با ماسه‌سنگ کالک‌آرنایت و آهک خاکستری می‌رسد و در بالاترین افق جریان‌گدازه آذرآواری، آندزیت-بازالت، تراکی‌آلیت و تراکی‌آندزیت ختم می‌شود. در این افق جریان‌گدازه‌های خیلی نازک با ترکیب شیمیایی متغیر رخنمون دارد؛ به طوری که در بخش پایینی آندزیت-بازالت، با تراکی‌آلیت و تراکی‌آندزیت حضور دارد، ولی درصد تراکی‌آلیت به سوی بالای افق افزایش می‌یابد (Dimitrijevic, 1973). ادامه فعالیت‌های آتشفشانی صورت گرفته در گستره، توسط مجموعه رازک با سن 42.8 ± 2.6 میلیون سال (بر پایه داده‌های سن‌سنجی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ توسط Hassanzadeh (1993)، مشخص می‌شود. این مجموعه توالی ستبری از آذرآواری و جریان‌گدازه‌های تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیت بوده و به صورت هم‌شیب روی سازندهای رسوبی ائوسن مجاور خود نهشته شده است (شکل ۱).

۳- بحث

۳-۱. هندسه و جنبش‌شناسی پهنه گسلی

اندازه‌گیری و تحلیل رخنمون‌های کلیدی صحرایی، امکان بازسازی دوبعدی

(σ_1) را نشان می‌دهد که در نمودار گل‌سرخ‌ی حاصل از امتداد شکستگی‌ها (شکل‌های ۵- الف تا ت) این جهت‌گیری با فلش‌های نارنجی رنگ مشخص شده است. بر این اساس، جهت‌گیری σ_1 از روند شمال‌خاور- جنوب‌باختر تا شمالی- جنوب‌متغیر است. این تغییر روند می‌تواند چرخش بلوکی را که در پهنه‌های آسیب‌دیواره و ارتباطی دیده شده است توجیه کند.

در بررسی‌های صورت گرفته در گستره مشخص شد که جایگیری بیشتر دایک‌ها در مهار پهنه آسیب ارتباطی است؛ به گونه‌ای که در فضای پهنه‌های نیمه‌هم‌پوشان فضای خالی شکل گرفته و با افزایش نفوذپذیری و کاهش فشار، ماگما بالا آمده است و دایک‌ها جایگیری کرده‌اند (شکل‌های ۶- الف تا ب).

۴- جهت‌یابی و جابه‌جایی گسل‌ها

به منظور تحلیل شکستگی‌ها در ۷ ایستگاه صحرایی، امتداد و جنبش‌شناسی بیش از ۸۰۰ گسل برداشت شد (شکل ۷)، که در حدود ۳۳۹ داده مربوط با گسل‌های راستالغز راست‌بُر، ۳۹۱ برداشت از گسل‌های وارون، ۲۳ داده از گسل‌های عادی و ۵۲ برداشت از گسل‌های راستالغز چپ‌بُر است. بررسی‌ها و تحلیل‌های جنبش‌شناسی داده‌ها چیرگی گسل‌های راستالغز راست‌بُر و وارون را در گستره نشان می‌دهد (شکل ۸). بر پایه نمودارهای گل‌سرخ‌ی امتداد گسل‌های راستالغز راست‌بُر در ایستگاه‌های مختلف، سه روند E-W، NW-SE و WNW-ESE دارند که به صورت 1rl، 2rl و 3rl نام‌گذاری می‌شود (شکل ۸). بر پایه تحلیل‌های صحرایی و تفسیر نمودارهای گل‌سرخ‌ی امتداد گسل‌های گستره، چیرگی سازوکار وارون با دو امتداد NW-SE و E-W در گستره مشخص شد که به ترتیب 1rev و 2rev نام‌گذاری شد.

۵- تحلیل و تکامل شکستگی‌ها

تحلیل زیرشاخه‌های گسلی راستالغز راست‌بُر و وارون در گستره، چیرگی ۵ آزیموت را نشان داد که 1rl، 2rl، 3rl، 1rev و 2rev نام‌گذاری شده‌اند (شکل ۹). از آنجایی که امتداد میانگین 1rl و 1rev در هر دو سامانه گسل بر هم منطبق است، جهت‌یابی PDZ (Principle Displacement zone) مربوط به گستره با امتداد میانگین دو روند یاد شده منطبق خواهد شد. با توجه به روند PDZ (۱۴۰ درجه شمالی)، اندازه‌گیری زوایای ساعت‌گرد برای دسته دیگر، ۱۶۴ برای 3rl و ۱۴۳ برای 2rl و ۱۳۶ برای 2rev خواهد بود.

معماری جنبش‌شناسی گسل‌های وارون متعلق به 1rev با پهنه جابه‌جایی اصلی در ارتباط با ساختار گل‌ساخت مثبت تفسیر می‌شود، که به دلیل حرکت میان بلوک‌های مجاور به وجود آمده است (Storti et al., 2006). گسل‌های منفرد وارون 1rev احتمالاً انقباض در سوی PDZ و عمود بر سوی تنش بیشینه را نشان می‌دهند. گسل‌های وارون متعلق به 2rev به عنوان محصولات تولید شده از محور فشاری اصلی که به وسیله برش ساده موازی با گسل در طی حرکت گسل ایجاد شده است، تفسیر می‌شوند (Mandl, 2000). گسل‌های راستالغز متعلق به دسته 2rl به عنوان دسته گسل‌های آندرسونی تولید شده به وسیله فشارش موازی گسل در طی حرکت گسل تفسیر می‌شوند (Krantz, 1995). گستره مورد مطالعه، با وجود حضور آماری و شواهد کم دسته داده‌های گسلی چپ‌بُر و کششی با جهت‌یابی N5W و N42W و گسل‌های وارون با روند NW-SE، با نظریه حضور فشارش موازی گسل (Storti et al., 2006) سازگار است.

رابطه زایشی دسته گسل 3rl درون PDZ همخوان نیست. این دسته شکستگی‌ها به عنوان شکستگی‌های نوع کلومب هستند که به وسیله برش ساده در طی حرکت دسته گسل‌های 2rl ایجاد شده‌اند (Storti et al., 2006). دسته گسل‌های راستالغز چپ‌بُر با راستای N5W می‌توانند به شکستگی‌های رده سوم راستالغز راست‌بُر (3rl) وابسته باشند، که از آرایش آندرسونی مزدوج شکل گرفته‌اند. توسعه 3rl با افزایش تنش

آنها با شکستگی‌های همسو و ناهمسو نسبت به گسل اصلی مشخص می‌شوند (Kim et al., 2003).

شکل ۵- الف نمونه‌ای از پهنه آسیب دیواره باریک و طولی را نشان می‌دهد که در مد III لغزش شکل گرفته است. جابه‌جایی کم و نبود حضور قطعه گسلی از ویژگی‌های این پهنه است. هندسه این پهنه به زاویه شکستگی کششی (رگه یا درزه) با گسل بستگی دارد. در این پهنه، شکستگی کششی با زاویه متغیر نسبت به گسل اصلی شکل‌گیری کرده و دلیلی بر تغییر جهت‌گیری رژیم تنش است. wing crack در این گروه جای می‌گیرند و علامت برش و چرخش بلوکی هستند. شکستگی‌های wing crack ناهمسو نسبت به شکستگی اولیه علامت فعالیت دیواره گسل هستند.

در شکل ۵- ب نمونه‌ای از پهنه آسیب دیواره شکستگی‌ها ارائه شده است که به صورت نامتقارن و همسو نسبت به شکستگی اصلی شکل گرفته و این آرایش در مد III لغزش ایجاد شده است.

شکل‌های ۵- ج و د نوعی از شکستگی‌ها را نشان می‌دهند که در دید نقشه متقارن هستند، اما در برداشت‌های صحرایی لازم نیست متقارن باشند. آنها در مد III لغزش شکل گرفته‌اند و نشانه آشفتگی تنش در ناحیه هستند. در این الگو برخی شکستگی‌ها شکل زیگموییدال دارند و به عنوان شکستگی‌های برشی همسو با شکستگی اصلی فرگشت یافته‌اند. پهنه آسیب دیواره که علامت اصطکاک مالشی شدید و لغزش نامتقارن روی یک دیواره گسل است در شکل ۵- ه ارائه شده است؛ در این پهنه گسل‌های ناهمسو عمود به دیواره اصلی ایجاد می‌شوند و چرخش بلوکی ناهمسو نسبت به گسل اصلی رخ می‌دهد؛ که این چرخش به بازشدگی سه گوشه در تقاطع دیواره گسل وابسته است. پهنه آسیب ارتباطی در دگرریختی بالا مرتبط با دو قطعه گسل راستالغز شکل می‌گیرد. این پهنه در تقاطع یا ارتباط قطعات گسلی در ناحیه کوچکی ایجاد می‌شود و الگوهای هم‌پوشان رهایی و یا قطعات نیمه‌پوشان را نشان می‌دهد که به طبیعت تقاطع دو گسل وابسته است. پهنه هم‌پوشان رهایی (under stepping fault segment) با ارتباط شکستگی‌های دو قطعه گسل مشخص می‌شود. پهنه آسیب ارتباطی نیمه‌هم‌پوشان (over stepping fault segment) با شکستگی‌های موازی و گسل‌های ناهمسو مشخص می‌شوند. پهنه آسیب ارتباطی (linkage damage zone) با شدت و پیچیدگی شکستگی‌ها نسبت به دیگر بخش‌های پهنه آسیب مشخص می‌شود. شکل‌گیری پهنه‌های ارتباطی در مد II لغزش و با رخنمون پله‌های کششی و یا فشاری همراه است. در پله‌ها، درزه‌ها و رگه‌ها در مقیاس‌های متفاوت شکل می‌گیرند. ارتباط میان قطعات گسلی توسط جهت‌گیری σ_1 مشخص می‌شود. شکستگی‌های رده دوم، هندسه مرز پله‌های ارتباطی را مهار می‌کنند. میان پهنه و طول پله، در قطعات گسلی هم‌پوشان و نیمه‌هم‌پوشان رابطه‌نمایی وجود دارد (Kim et al., 2003). ۲ پشته راستالغز یا عدسی‌های مجزا در پله‌های انقباضی شکل می‌گیرند و ۲ ساختار sidewall ripouts (شکل ۵- و) و open eye- structure (شکل ۵- ز) از ساختارهای مرتبط با این گروه است. این ساختارها که در پله‌های میان گسل‌ها ایجاد می‌شوند، می‌توانند فضای خالی و بنابراین زمینه‌ای برای جایگیری دایک‌ها و رگه‌ها فراهم کنند. شکستگی‌های شکل گرفته در پله‌ها نقش مهمی در جریان شاره‌ها در امتداد پهنه گسلی دارند و در بیشتر موارد دگرسانی نشان می‌دهند. چرخش بلوکی در پهنه آسیب ارتباطی همسو با گسل‌های اصلی تشکیل دهنده پله است. شکل زیگموییدال گسل‌ها در میان پله‌ها نشانه برش ساده است. سوی لغزش درون پله‌ها همسو با شکستگی اصلی است. چرخش بلوکی می‌تواند در ارتباط با تغییر در رژیم تنش در گستره باشد (شکل ۵- ح).

پهنه آسیب نوک معمولاً نامتقارن است و با عنوان افشانه‌های دم‌اسبی توصیف شده است (Kim et al., 2004). سنگ‌ها در پهنه آسیب نوک بیشترین تنش انقباضی را دچار شده‌اند (شکل ۵- ت).

زاویه تند میان گسل اصلی و زیرشاخه‌های آن جهت‌گیری تنش بیشینه فشاری

جابه‌جایی لایه‌ها و دایک‌ها تعیین شد. در هر ایستگاه درزه‌ها و لایه‌بندی برداشت شد. برای تحلیل تنش دیرینه از داده‌های لغزش گسلی (خط‌خش‌ها) از روش MIS با کمک نرم‌افزار Angelier استفاده شد (Zalohar & Vrabec, 2007). اساس روش MIS روابط هندسی صفحات گسلی و خطوطاره‌هاست. رژیم تنش به دست آمده یک رژیم برشی - فشاری با روند NW-SW و یک رژیم فشاری با روند N-S نشان می‌دهد (شکل ۱۱). انحراف محور تنش اصلی بیشینه (در حدود ۲۰ درجه) شاهدهی بر چرخش بلوک‌های در گستره، به صورت پادساعت‌گرد است. میدان تنش و تغییرات آن نقش مؤثری در شکل‌گیری محور چین‌ها و گسل‌های راندگی دارد. تغییرات جهت‌یابی محور تنش احتمالاً ناشی از فعالیت دوباره گسل‌های گستره است.

۸- نتیجه‌گیری

بر پایه بررسی ویژگی‌های پهنه‌های آسیب و هسته گسلی در زیرشاخه‌های گسل رفسنجان، تحلیل و رده‌بندی شکستگی‌ها با مدل ارائه شده توسط Storti et al. (2006) و تحلیل تنش دیرینه تحولات ساختاری در جنوب باختری رفسنجان مشخص شد.

در این نوشتار، جنبش‌شناسی پهنه‌های آسیب در پیرامون گسل‌های راستالغز در واحدهای فلیشی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن توصیف شد. با بررسی و تحلیل روی پهنه‌های آسیب حضور ۳ پهنه دیواره، ارتباطی و نوک در گستره اثبات شد. پهنه‌های آسیب از چند میلی‌متر تا چندین ده متر طول و پهنای متغیر از ۱۰ میلی‌متر تا بیش از ۱۰ متر دارند. زاویه تند میان گسل‌های اصلی و زیرشاخه‌های گسلی جهت‌گیری محور تنش فشاری بیشینه (σ_1) را میان دو روند شمال خاور - جنوب باختر تا شمالی - جنوبی نشان می‌دهند. تغییر جهت‌گیری σ_1 می‌تواند به دلیل چرخش بلوکی در پهنه‌های آسیب ارتباطی و دیواره باشد. شکستگی‌های wing crack در پهنه آسیب دیواره نشان برش، چرخش بلوکی و فعالیت دوباره گسل اصلی گستره (گسل رفسنجان) هستند. پهنه‌های آسیب با افزایش چگالی شکستگی‌ها سبب افزایش نفوذپذیری خواهند شد. آنها نقش بسیار مؤثری در نفوذ و جایگیری ماگما دارند؛ به گونه‌ای که دو قطعه گسل نیمه‌موازی در پهنه‌های آسیب ارتباطی، پله‌هایی ایجاد می‌کنند. ۲ پشته راستالغز یا عدسی‌های مجزا که در پله‌های انقباضی شکل گرفته‌اند، به دو صورت sidewall ripouts و open eye-structure است. این ساختارها که در پله‌های میان گسل‌ها ایجاد می‌شوند می‌توانند فضاهای خالی و کم‌فشار ایجاد کنند؛ شکستگی‌های شکل گرفته در پله‌ها نقش مهمی در هدایت جریان شاره‌ها در امتداد پهنه گسلی دارند. از این رو، در فضاهای خالی شرایط برای نفوذ ماگما و شکل‌گیری دایک‌ها در زمان ائوسن فراهم شده است. در شکل‌گیری عدسی‌ها گسل‌های رده دوم نقش به‌سزایی دارند. فعالیت دوباره گسل‌ها در گستره سبب شکل‌گیری رده‌های دوم و سوم شکستگی شده است. در مقیاس رخنمون، احتمالاً دگرشکلی‌ها به صورت گسل‌های مجزا در آرایش هم‌پوشان نظم یافته و پهنه برشی بزرگ‌تری را شکل داده‌اند.

گسل‌های گستره بیشتر سازوکار وارون و راستالغز راست‌بُر دارند که ۵ رده مختلف را به نام‌های 1rl, 2rl, 3rl, 1rev و 2rev شکل می‌دهند. هم‌استایی رده‌های اول در سازوکارهای وارون (1rev) و راستالغز راست‌بُر (1rl) موقعیت پهنه جابه‌جایی اصلی (PDZ) را در گستره نشان می‌دهد. گسل‌های وارون متعلق به 2rev و گسل‌های راستالغز متعلق به دسته 2rl به عنوان محصولات تولید شده از محور فشاری اصلی که به وسیله برش ساده موازی با گسل در طی حرکت گسل ایجاد شده است، تفسیر شد. شکستگی‌های رده دوم، هندسه مرزهای پله‌های ارتباطی را در پهنه‌های آسیب مهار می‌کنند. رابطه زایشی دسته گسل 3rl درون PDZ همخوان نیست. احتمالاً توسعه 3rl به دلیل آشفتگی و چرخش محور تنش و عواقب جهت‌یابی دوباره محور فشارش است.

در ناحیه هم‌پوشانی مجاور گسل‌های 2rl توجه می‌شود. عواقب جهت‌یابی دوباره محور فشارش اصلی ممکن است سبب نزدیک‌تر شدن روند 2rl به PDZ شود. از این رو شکل‌گیری گسل‌های همسو در زوایای کم نسبت به پهنه جابه‌جایی اصلی در معماری پهنه گسلی نابالغ توجه‌پذیر می‌شود، بنابراین، دسته گسل‌های 3rl به دلیل توسعه شکستگی‌های رده دوم (2rl) و چرخش در محور تنش ایجاد می‌شوند.

در گستره مورد مطالعه، ارزش آزمون دسته گسل‌ها در جنبش‌شناسی، همانند پیش‌بینی ارائه شده توسط مدل برش ریدل است و با تفسیرهای برش ساده نوع ریدل سازگاری دارد. رابطه زاویه و جنبش‌شناسی دسته گسل‌ها در پهنه برشی نوع ریدل با معیار شکست مور - کولمب (Sylvester, 1988) پیش‌بینی می‌شود؛ البته، با فرض اینکه برش ساده و فشارش وجود داشته باشد، تغییرات متغیرهای فیزیکی سنگ گسل خورده و یا تغییرات شرایط تنش، سبب تغییر در روابط زوایا در دسته PDZ خواهد شد (Moore et al., 1989; Mandl, 2000). چنین نگرشی توالی همزمانی توسعه دسته گسل متفاوت را توجیه نمی‌کند. در مدل کلاسیک گسلش در پهنه برشی ریدل توالی شکستگی، برش R-R' تا برش P و در پایان برش Y را در بر می‌گیرد، که در مدل آنالوگ رشد کرده‌اند (Schmocker et al., 2003). در مدل آنالوگ، اگر گسلش راستالغز پی‌سنگ از پیش موجود دوباره فعال شود، شکستگی‌های ثانویه با توجه به هندسه گسل پی‌سنگی از پیش موجود جهت‌گیری می‌کنند. تغییر در شرایط مرزی تا توزیع برش راستالغز، یک توالی از گسل‌ها و شکستگی‌های با هندسه متفاوت ایجاد می‌کند (Schreurs, 2003). در گستره مورد مطالعه، گسل رفسنجان که سبب چین‌خوردگی در واحدهای نوژن شده و به صورت گسل نهان در واحدهای کواترنری رفتار کرده است (Walker, 2006)، مهم‌ترین شکستگی است که تفسیر زیرشاخه‌های آن در ایستگاه‌های متفاوت توسط مدل Storti et al. (2006) و بررسی شکستگی‌های در پهنه آسیب نشان می‌دهد که احتمال فعال شدن دوباره این گسل و توسعه ساختارهای جدید توسط تغییر روند رژیم تنش وجود دارد.

۹- چین‌ها

گستره مورد مطالعه، بخشی از کمربند چین - راندگی حاصل بسته شدن نوتیس، با رژیم ترافشاری است؛ از این رو، یکی از مهم‌ترین ساختارهای چین‌هاست که در بیشتر موارد کم دامنه، با روند محوری NW-SE موازی با روند حوضه و هم‌راستا با شکستگی‌های Irev (شمال باختر - جنوب خاور) هستند و در میدان تنشی با روند شمال خاور - جنوب باختر شکل‌گیری نکرده‌اند (شکل ۱۰- ب)، این مسیر کوتاه‌شدگی با مطالعات GPS در فلات ایران به اثبات رسیده است (Vernant et al., 2004). در برخی رخنمون‌ها روند محور چین‌ها (E-W؛ شکل ۱۰- الف) موازی گسل‌های رده دوم (2rev) در سامانه ترافشاری است و در سامانه تنش شمالی - جنوبی در اثر فعالیت‌های دوباره گسل اصلی گستره، شکل‌گیری کرده‌اند. با توجه به رده‌های متوالی شکستگی و هم‌راستای محور چین‌خوردگی در گستره، چین‌های با روند شمال باختر - جنوب خاور کهن‌تر هستند و نسل اول چین‌خوردگی را در گستره شکل می‌دهند و چین‌های با روند محوری خاوری - باختری نسل دوم چین‌خوردگی در گستره هستند.

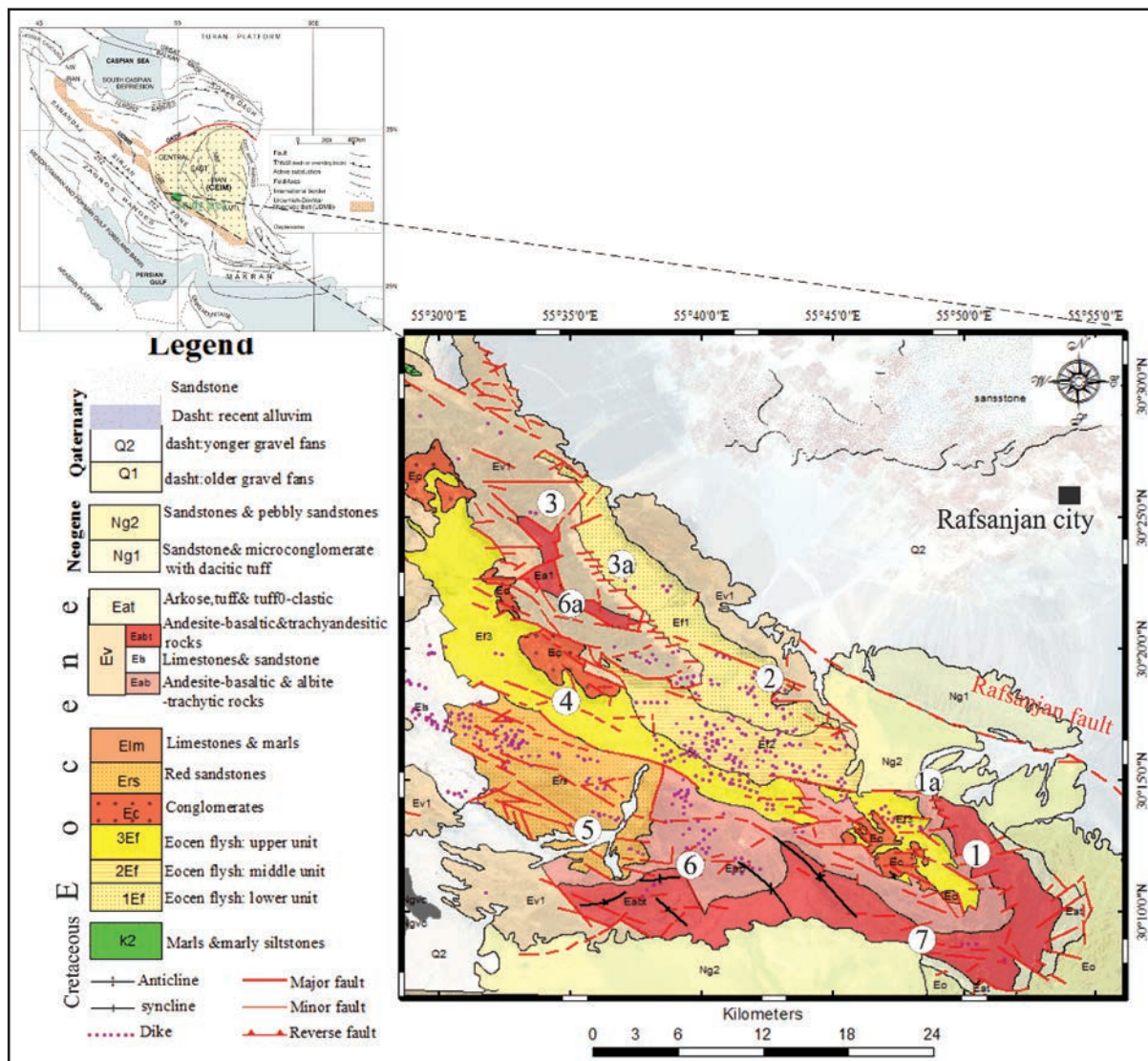
۷- شرایط تنش دیرینه

برای درک بهتر تغییرات و تحولات ساختاری در ادامه، تنش دیرینه به دست آمد. به دلیل چیرگی دگرریختی‌شکننده برای برآورد مسیر تنش دیرینه از صفحات گسلی با شیارها و خط‌خش‌ها استفاده شد. از این رو، در ۱۰ ایستگاه جهت‌یابی صفحات گسلی (شیب و جهت شیب)، جهت خط‌خش‌ها از هسته‌های گسلی (روند و میل) برداشت و جنبش‌شناسی گسلی با کمک شواهدی از جمله خط‌خش‌ها (شکل‌های ۲ و ۳- ج و د)،

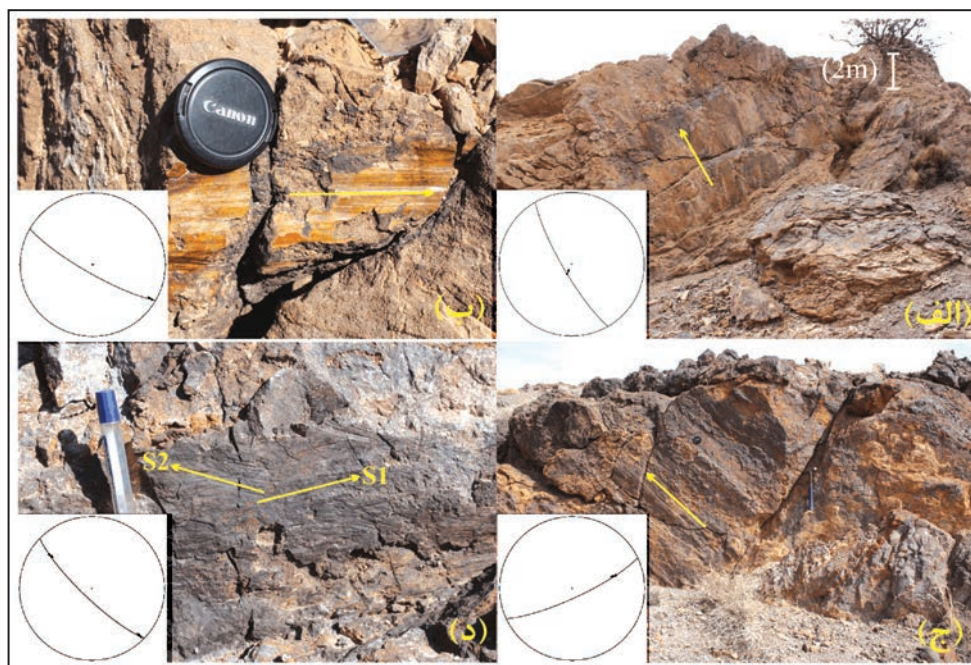
دارند که نسل اول روند شمال باختری- جنوب خاوری دارد و با شکستگی‌های رده اول هم‌راستا است. آنها مسیر کوتاه‌شدگی NE-SW را نشان می‌دهند. در حالی که چین‌ها با روند خاوری- باختری، هم‌راستا با شکستگی‌های رده دوم (2rev) هستند و مسیر کوتاه‌شدگی شمالی- جنوبی را نشان می‌دهند. با توجه به روند محور چین‌ها و مقایسه آنها با شکستگی‌های رده‌های مختلف، چین‌های با روند محوری شمالی- جنوبی جوان‌تر از چین‌های با روند محوری شمال باختری- جنوب خاوری هستند و نسل دوم چین خوردگی به شمار می‌روند.

چیرگی گسل‌های راستالغز راست‌بُرد و وارون در گستره و محاسبه تنش دیرینه با استفاده از سطوح گسلی به تغییر رژیم تنش از بُرشی به فشاری- برشی از زمان اتوسن تا کنون، گواهی می‌دهند. بررسی معماری زیرشاخه‌های گسل‌های اصلی، رده‌بندی شکستگی‌ها و تحلیل تنش دیرینه، سناریو فعال شدن دوباره گسل رفسنجان را قوت می‌بخشد. از سوی دیگر شواهد فعالیت دوباره گسل‌های گستره به بخش‌شدگی کرنش در پهنه برشی ساده و فشاری اشاره دارد.

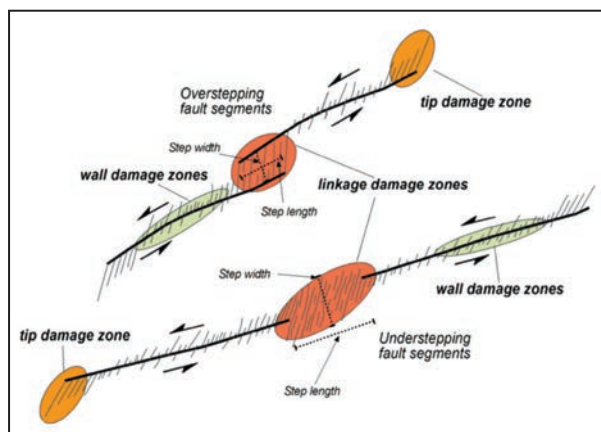
تحلیل تنش دیرینه روی گسل‌های گستره و مطالعه صفحات گسلی با دو نسل خط‌خش، تغییر رژیم تنش برشی را به فشاری- برشی در طول سنوزویک آشکار می‌سازد؛ به طوری که جهت‌گیری محور تنش بیشینه با چرخش پادساعت‌گرد از N-S به N20E در اتوسن تا کواترنری تغییر موقعیت داده است. به نظر می‌رسد که تغییر موقعیت محور بیشینه تنش در شکل‌گیری رده‌های متفاوت شکستگی‌ها نقش به‌سزایی دارد. الگوی گسلی به دست آمده از محاسبات با پهنه برشی راستالغز راست‌بُرد با امتداد NW-SE سازگار است، الگوی دسته‌گسل‌های رده اول با حالات تنش تحت تأثیر فروانش صفحه عربی به زیر ایران در طی سنوزویک انطباق دارد. شکل‌گیری شکستگی‌ها رده سوم با تغییر جهت‌گیری محور تنش در کواترنری (روند شمالی- جنوبی) هماهنگ است. تغییر روند تنش گستره از شمال خاور- جنوب باختر به شمالی- جنوبی می‌تواند سبب آشفته‌گی در میدان تنش شود که شکل‌گیری رده‌های دوم و سوم شکستگی‌ها را توجیه می‌کند. دو نسل چین‌خوردگی با روندهای محوری NW-SE و E-W در گستره رخنمون



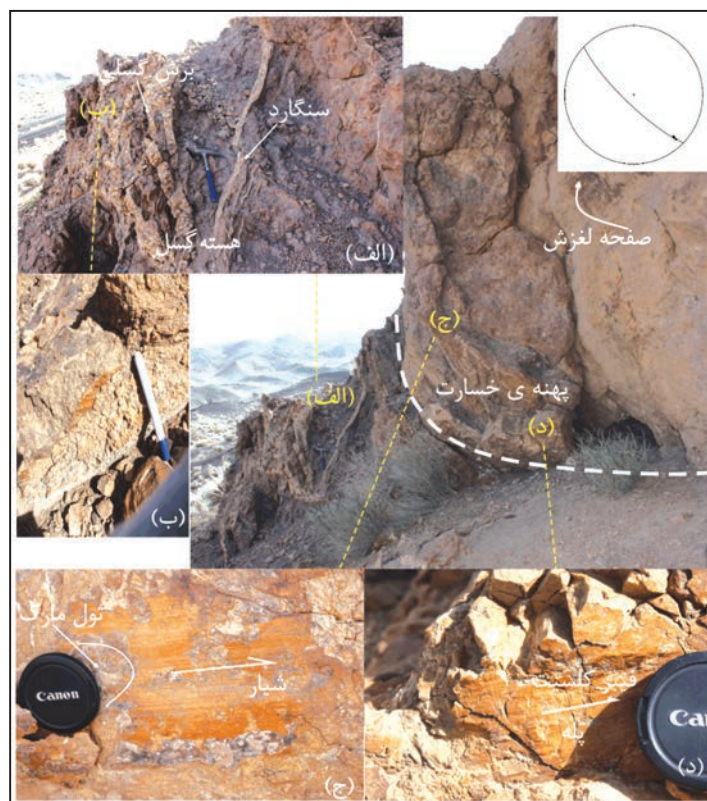
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی رفسنجان ۱ در محدوده استان کرمان (از Dimitrijevic et al. (1971) با کمی تغییرات) به همراه موقعیت ایستگاه‌های برداشت صحرایی.



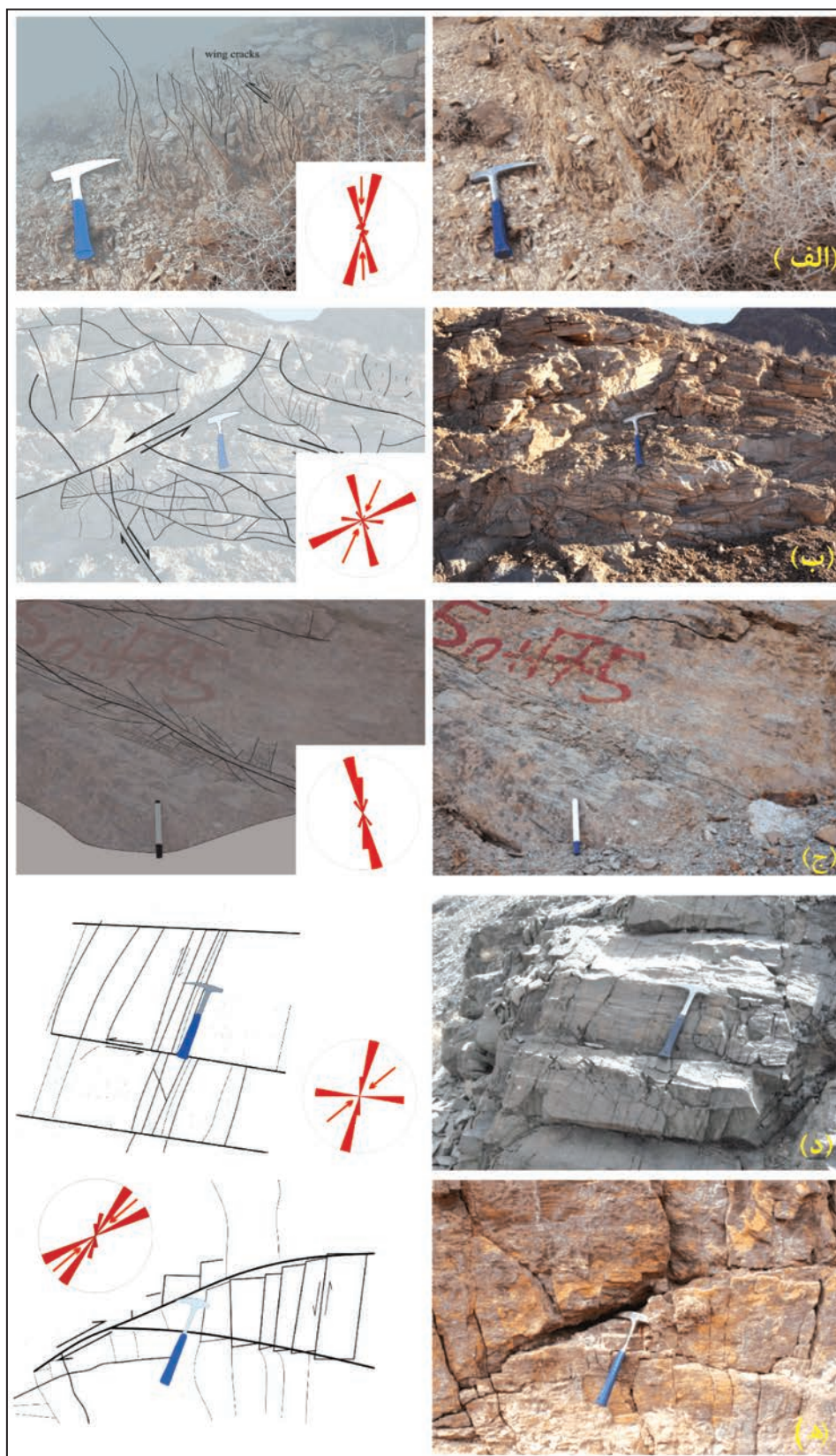
شکل ۲- الف) صفحه گسل با حرکت وارون در فلیش‌های ائوسن، دید به سوی شمال خاور؛ ب) صفحه گسلی با حرکت راست‌الغز راست‌بُز، در واحدهای فلیشی ائوسن، دید به سوی باختر؛ ج) صفحه گسلی کچ‌لغز در واحدهای آتشفشانی ائوسن، دید به سوی شمال؛ د) صفحه گسلی با دو حرکت راست‌بُز (قدیمی) و وارون (جوان) در واحدهای آتشفشانی ائوسن، دید به سوی شمال باختر.



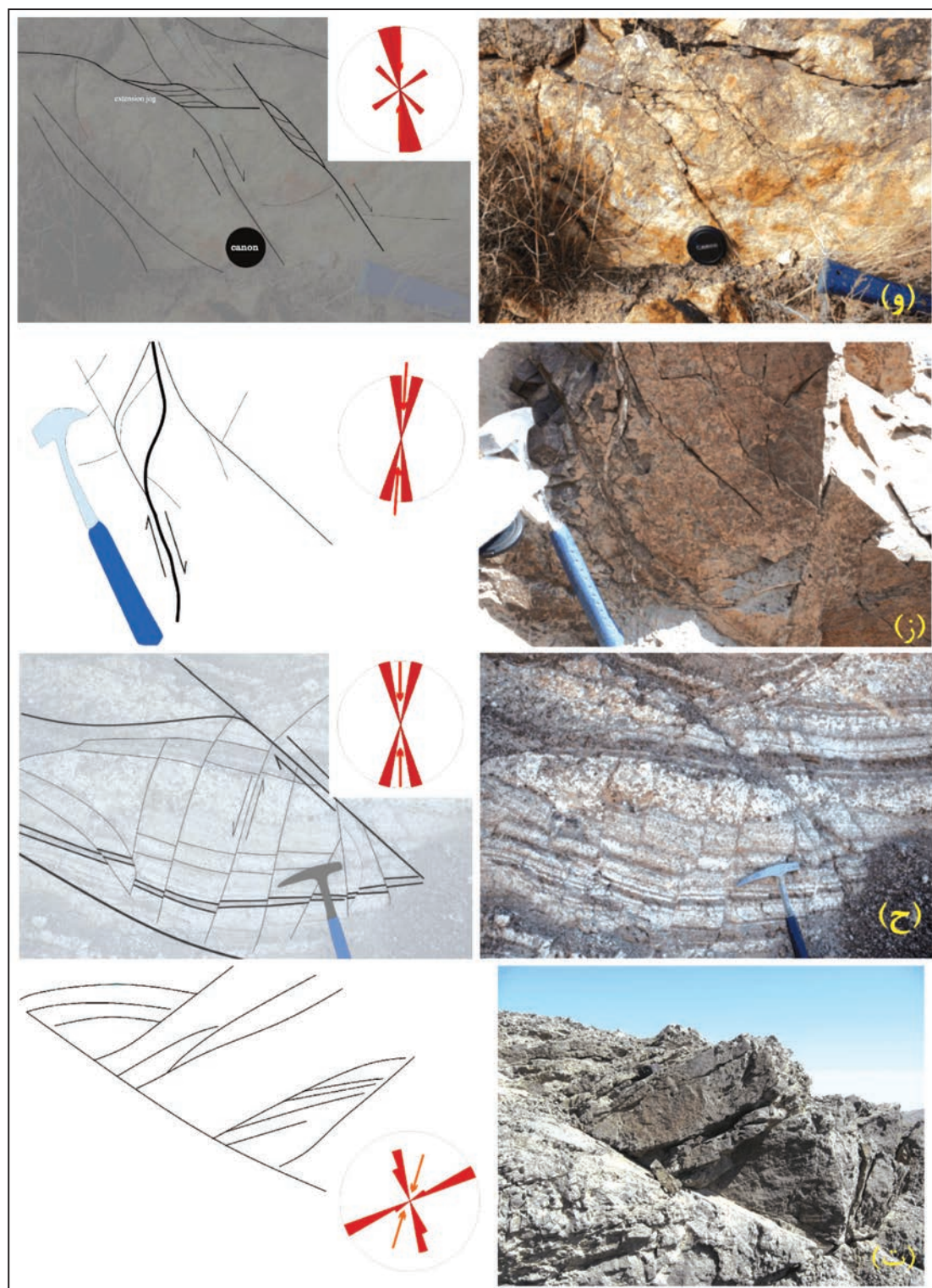
شکل ۴- تقسیم‌بندی معماری جنبش‌شناسی گسل بر پایه Kim et al. (2004).



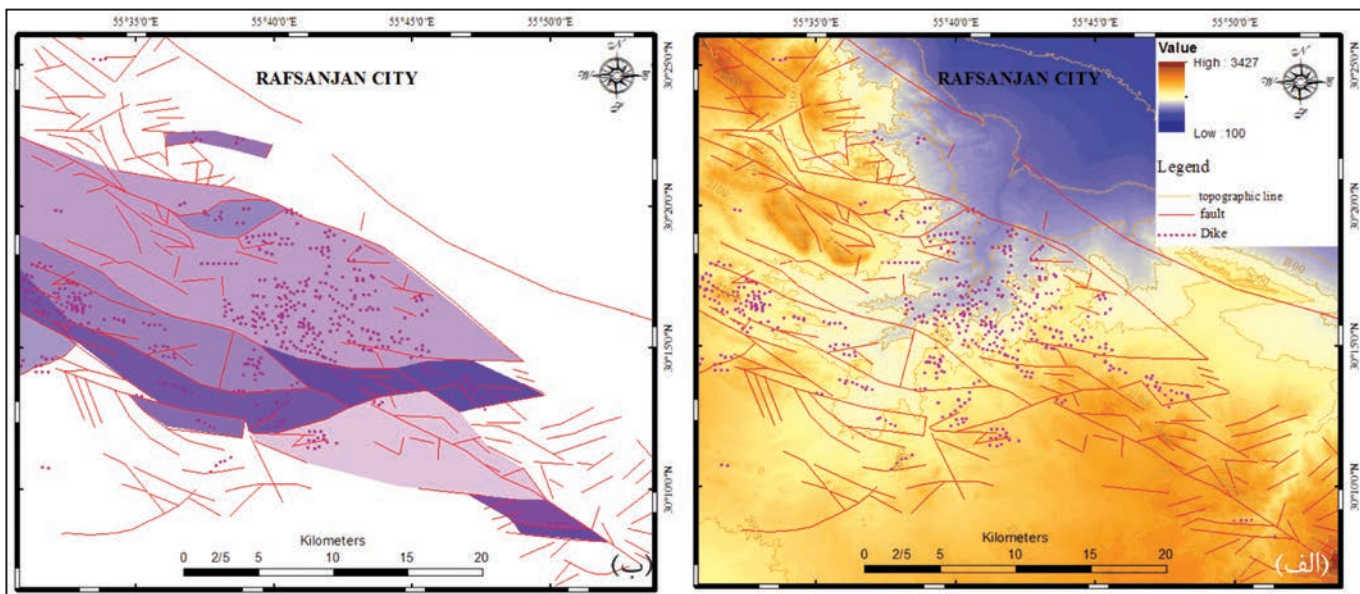
شکل ۳- هسته و پهنه آسیب گسل؛ الف) سنگ‌های گسلی در هسته گسل، دید به سوی شمال؛ ب) نمای نزدیک برش گسلی؛ ج) نمای نزدیک صفحه گسل در پهنه دیواره گسلی، دید به سوی خاور؛ د) نمای نزدیک از رشد پله در پهنه آسیب گسلی، دید به سوی خاور.



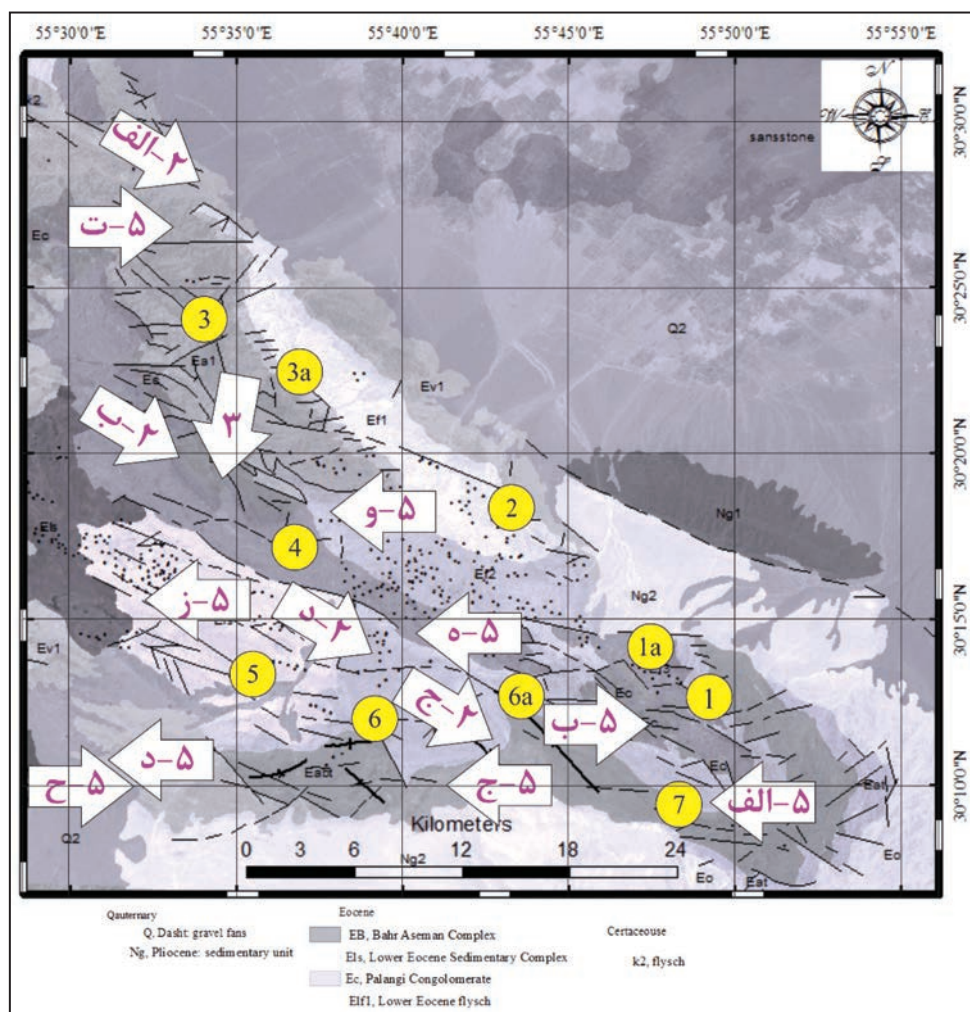
شکل ۵- در همه شکل‌ها، سمت راست شاهد صحرایی و سمت چپ نمایش کارتونی است. نمودار گل‌سرخ‌ی روند گسل‌های اصلی و زیرشاخه‌ها را و فلش‌های نارنجی رنگ جهت‌گیری تنش بیشینه فشاری (σ_1) را نشان می‌دهند. الف) نمونه از wing crack در پهنه آسیب دیواره در واحدهای فلیشی ائوسن، دید به سوی خاور؛ ب) پهنه آسیب دیواره نامتقارن در واحدهای فلیشی ائوسن، دید به سوی خاور؛ ج) پهنه آسیب دیواره متقارن در واحدهای آتشفشانی ائوسن، دید به سوی جنوب؛ د) پهنه آسیب دیواره متقارن در واحدهای آتشفشانی ائوسن، دید به سوی شمال؛ ه) پهنه آسیب دیواره با چرخش بلوکی در واحدهای فلیشی ائوسن، دید به سوی شمال؛



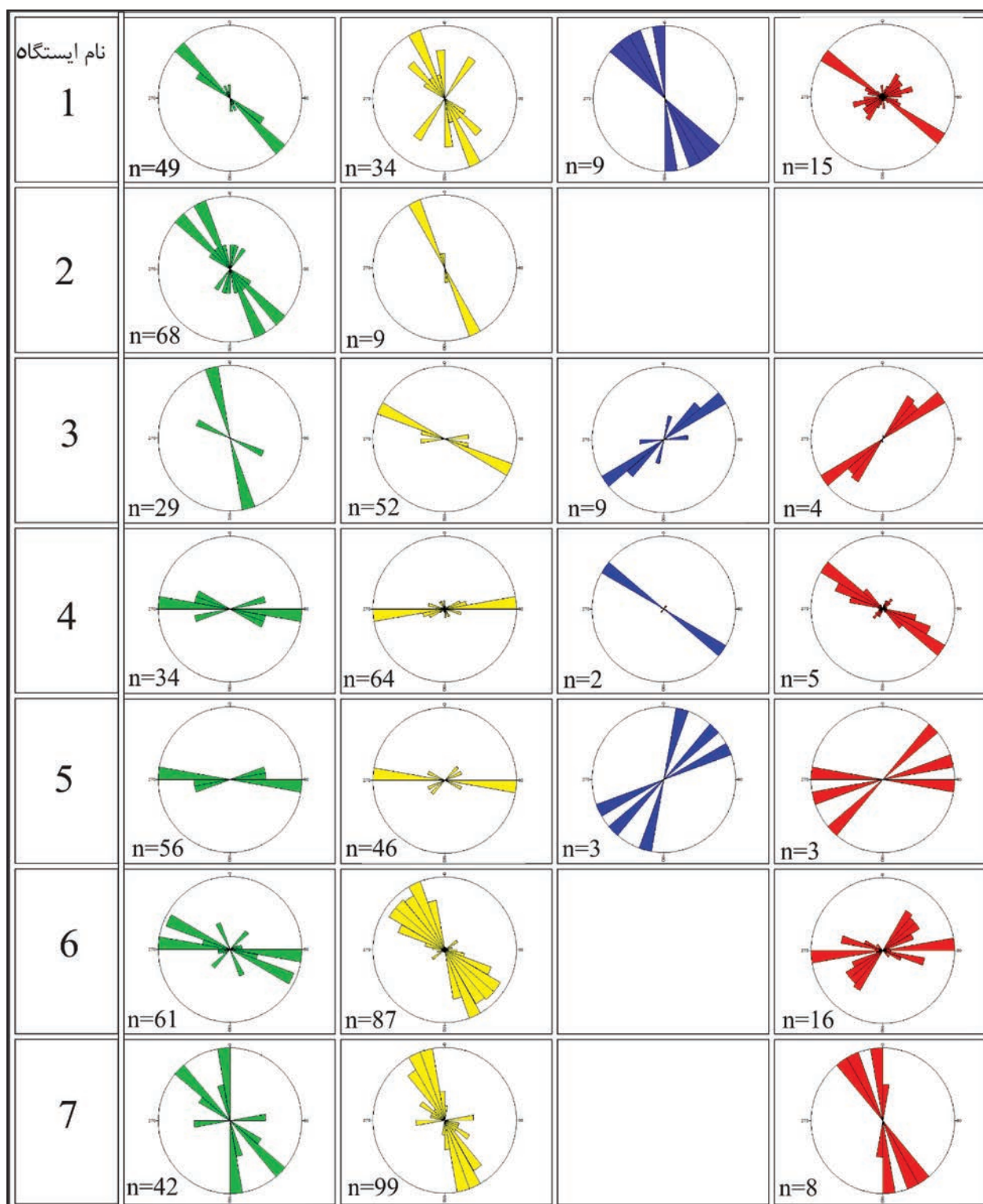
ادامه شکل ۵- (و) پهنه آسیب ارتباطی و ایجاد ساختار sidewall ripouts در واحدهای فلیشی ائوسن، دید به سوی شمال خاور؛ (ز) پهنه آسیب ارتباطی با ساختار open eye- structure در واحدهای آتشفشانی ائوسن، دید به سوی خاور؛ (ح) پهنه آسیب ارتباطی با چرخش بلوکی در واحدهای رسوبی- آتشفشانی ائوسن، دید به سوی خاور؛ (ت) پهنه آسیب نوک در واحدهای آتشفشانی ائوسن به همراه نمودار گل سرخی شکستگی اصلی و شکستگی‌های فرعی، فلش نارنجی رنگ جهت تنش بیشینه را با توجه به زاویه تند میان شکستگی‌های فرعی و اصلی نشان می‌دهد؛ ائوسن، دید به سوی جنوب.



شکل ۶- الف) تصویر DEM گستره به همراه خطوط توپوگرافی. در این نقشه موقعیت دایک‌ها و گسل‌ها که از پردازش تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی به دست آمده مشخص شده است؛ ب) نمایش عدسی‌های ارتباطی و جایگیری دایک‌ها در این عدسی‌ها، این تصویر اصلاح شده تصویر الف است. به منظور تفکیک بهتر عدسی‌ها، با رنگ‌های مختلف رنگ آمیزی شده‌اند. گسل‌های رده‌های مختلف لته‌های عدسی ماندی را شکل داده‌اند که بیشتر دایک‌ها در این فضاها جایگیر شده‌اند.

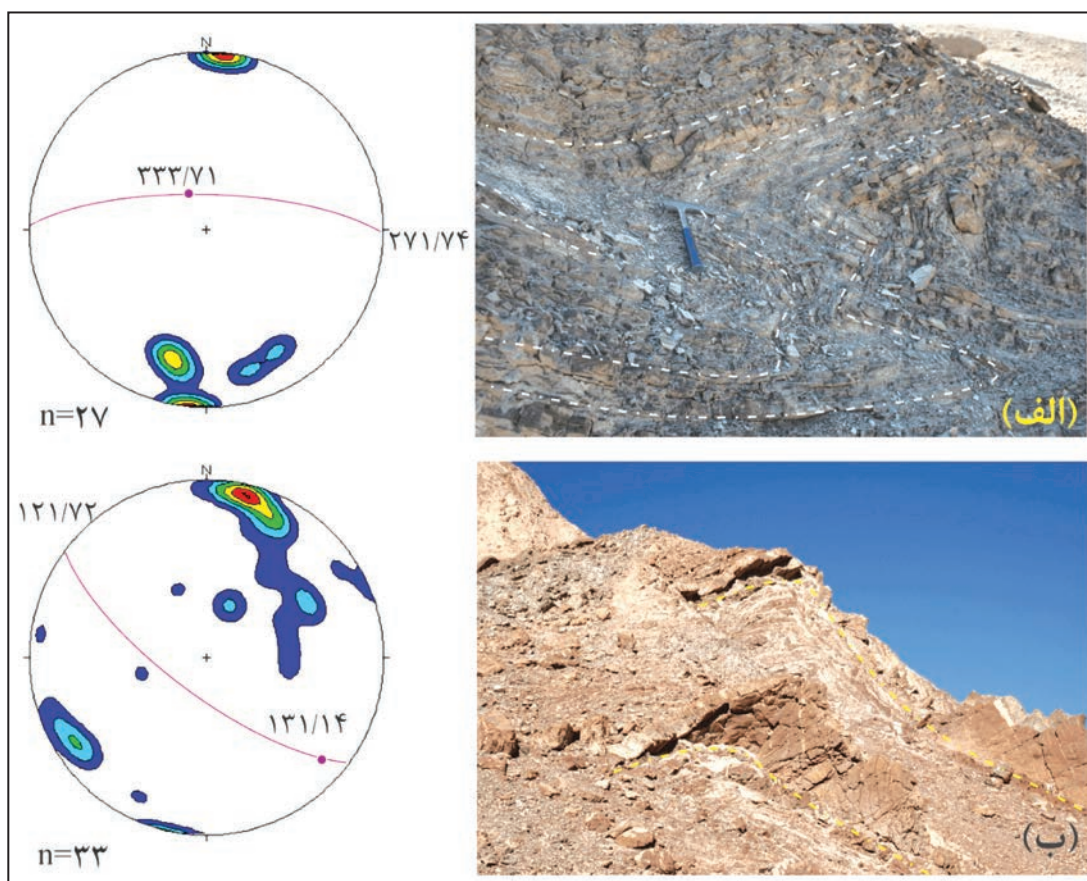
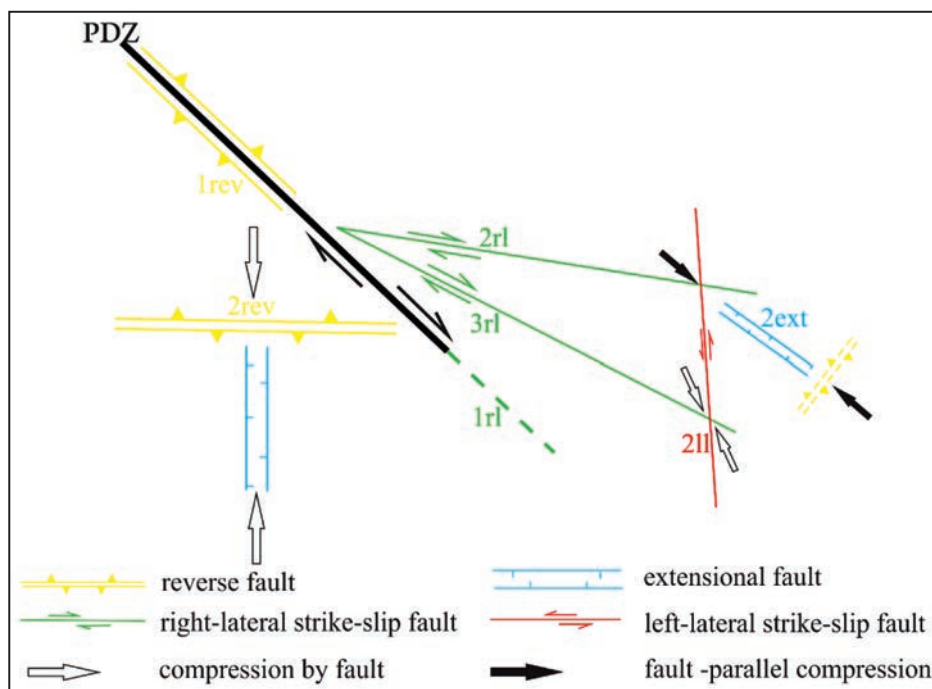


شکل ۷- نقشه گستره به همراه ایستگاه برداشت صحرایی در تحلیل شکستگی‌ها و تنش دیرینه (دایره‌های زرد رنگ که در شکل ۱ با دایره‌های سفید رنگ مشخص شده است) و موقعیت عکس‌ها (نوک فلش‌ها دقیقاً منطبق بر محل عکس برداری است).

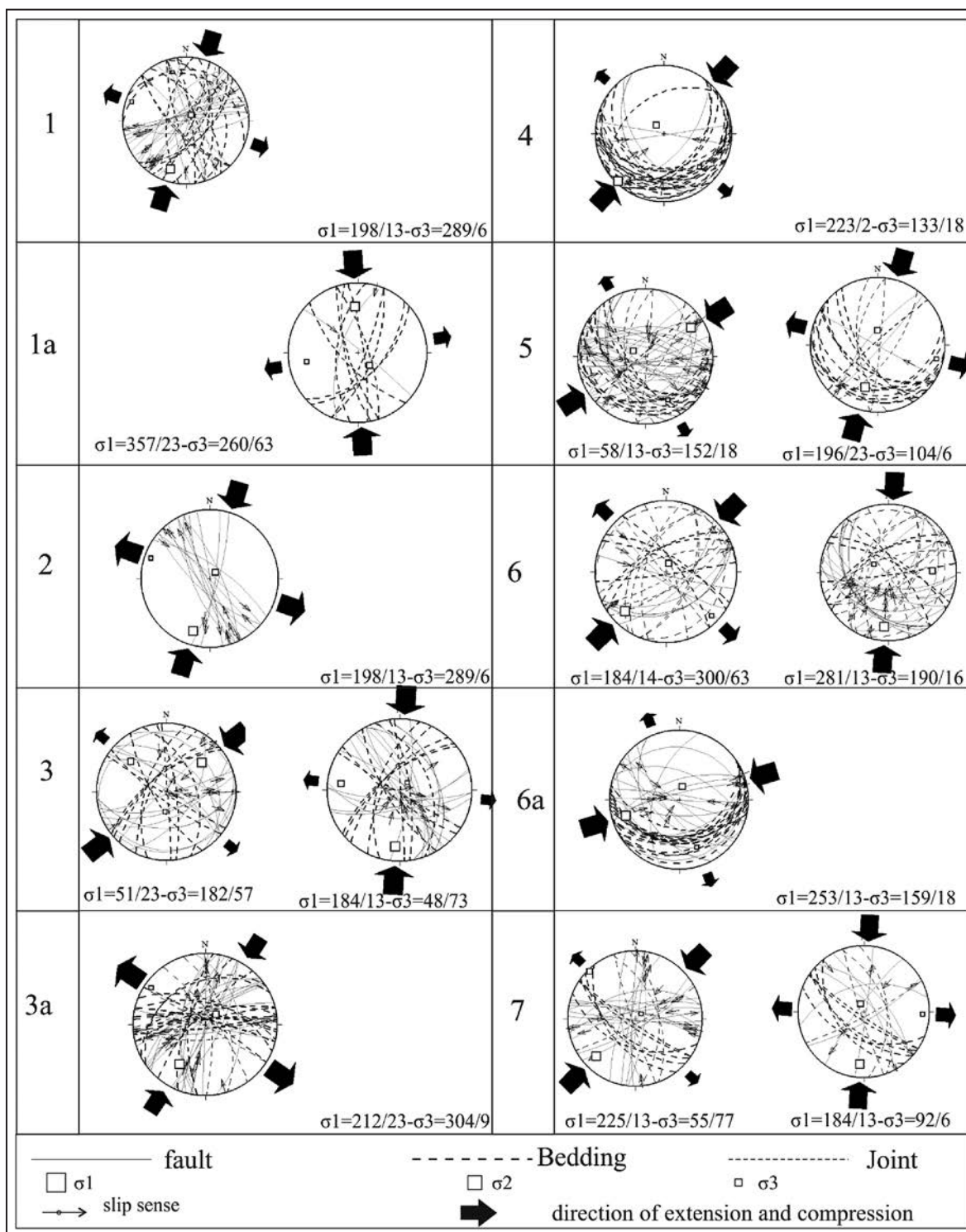


شکل ۸- نمودار گل‌سرخ‌ی روند گسل‌های گستره، نمودار گل‌سرخ‌ی با گلبرگ‌های سبز، زرد، آبی و سرخ به ترتیب مربوط به سازوکار راستالغز راست‌بُر، وارون، عادی و راستالغز چپ‌بُر است (برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه شود).

شکل ۹- نمایش کارتونی فرگشت گسل در گستره مورد مطالعه، شکستگی‌های 1rl و 1rev به ترتیب کهن‌ترین شکستگی‌ها با سازوکار راستالغز راست‌بر و وارون را نشان می‌دهند که روندشان انطباق کامل با پهنه جابه‌جایی اصلی (PDZ) دارد. شکستگی‌های 2rl و 3rl به ترتیب شکستگی‌های رده دوم و سوم در سامانه راستالغز راست‌بر هستند که پس از شکستگی‌های رده اول ایجاد شده‌اند؛ به گونه‌ای که 3rl جوان‌ترین شکستگی در سازوکار راستالغز راست‌بر است. در سازوکار وارون شکستگی‌های رده اول و دوم ایجاد شده‌اند که شکستگی‌های کهن‌تر رده اول (1rev) و جوان‌تر رده دوم (2rev) نام‌گذاری شده‌اند. در این شکل، گسل‌های عادی و راستالغز چپ‌بر رده دوم به ترتیب با عنوان‌های 2ext و 2ll نام‌گذاری شده‌اند. در همه سازوکارها، شکستگی‌های رده اول کهن‌ترین شکستگی‌ها و شکستگی‌های با شماره‌های بالاتر جوان‌ترین شکستگی‌ها هستند.



شکل ۱۰- (الف) تصویر صحرایی و نمودار کانتوری چین‌ها با محوری باختری-خاوری؛ (ب) نمایش صحرایی و نمودار کانتوری چین‌ها با روند محوری شمال باختر- جنوب خاور، نمودارهای کانتوری توسط نرم‌افزار rockwork16 در شبکه‌های هم مساحت نیمکره پایین رسم شده است.



شکل ۱۱- نمودار استریوگرافیک تحلیل تنش دیرینه در ۱۰ ایستگاه از گستره مورد مطالعه. در ایستگاه‌های ۳، ۵، ۶ و ۷ دو فاز تنش و در دیگر ایستگاه‌ها یک روند تنش مشخص شد. همان‌گونه که در تصاویر استریوگرافیک نشان داده شده است تغییر روند تنش در گستره از شمال‌خاور-جنوب باختر به شمالی-جنوبی دیده می‌شود. همه تصاویر استریوگرافیک در شبکه هم‌مساحت، نیمکره پایین رسم شده است.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, *International Journal Earth Science*, 94: 401–419.
- Alavi, M., 2007- Structures of the Zagrose fold-thrust belt in, *American Journal of Science*, 307: 1064–1095.
- Allen, M. B., Walker, R., Jackson, J. & Blanc, E. J. P., Talebian, M. & Ghassemi, M. R., 2006- Contrasting styles of convergence in the Arabia-Eurasia collision: why escape tectonics does not occur in Iran, *Geol. Soc. Am., Special Paper*, 409:579–589.
- Bellot, J. P., 2008- Hydrothermal fluids assisted crustal-scale strike-slip on the Argentat fault zone. *Tectonophysics*, 450: 21-33.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J., Berberian, M., 1982- Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran. *Journal of Geological Society of London*, 139: 605–614.
- Berg, S. S. & Skar, T., 2005- Controls on damage zone asymmetry of a normal fault zone: outcrop analyses of a segment of the Moab fault, SE Utah *Journal of Structural Geology*, 27: 1803-1822.
- Billi, A., Salvini, F. & Storti, F., 2003- The damage zone e fault core transition in carbonate rocks: implications for fault growth, structure and permeability. *Journal of Structural Geology*, 25: 1779-1794.
- Broggi, A. & Capezzuoli, E., 2009- Travertine deposition and faulting: the fault-related travertine fissure-ridge at Term, *International Journal Earth Science*, 98: 931-947.
- Broggi, A., 2011- Variation in fracture patterns in damage zones related to strike-slip faults interfering with pre-existing fractures in sandstone (Calcione area, southern Tuscany, Italy), *Journal of Structural Geology*, 33: 644-661.
- Broggi, A., Liotta, D., Meccheri, M. & Fabbrini, L., 2010- Transtensional shear zone controlling volcanic eruptions: the Middle Pleistocene Mt. Amiata volcano (inner Northern Apennines, Italy). *Terra Nova*, 22:137-146.
- Cruikshank, K. M., Zhao, G. & Johnson, A. M., 1991- Analysis of minor fractures associated with joints and faulted joints. *Journal of Structural Geology*, 13:865-886.
- Davatzes, N. C. & Aydin, A., 2003- Overprinting faulting mechanisms in sandstone. *Journal of Structural Geology*: 25, 1795-1813.
- Davatzes, N. C., Aydin, A. & Eichhubl, P., 2003- Overprinting faulting mechanism during the development of multiple fault sets in sandstone, Chimney Rock, Utah. *Tectonophysics*, 363: 1-18.
- De Joisseneau, G. & Aydin, A., 2009- Segmentation along strike-slip faults revisited. *Pure Appl. Geophysics*, 166: 1575-1594.
- De Joussineau, G., Mutlu, O., Aydin, A. & Pollard, D. D., 2007- Characterization of strike slip fault-splay relationships in sandstone. *Journal of Structural Geology*, 29: 1831-1842.
- Dimitrijevic, M. D., 1973- Geology of Kerman region. *Geological Survey of Iran Report*, 52: 334 p.
- Dimitrijevic, M. D., Dimitrijevic, M. N. & Diordjevic, M., 1971- Geological map of Rafasanjan1 (30' sheet no. 7150, scale: 1/100,000). *Geological Survey of Iran*.
- Faulkner, D. R., Jackson, C. A. L., Lunn, R. J., Schlische, R. W., Shipton, Z. K., Wimberley, C. A. J. & Withjack, M. O., 2010- A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 32: 1557-1575.
- Flodin, E. & Aydin, A., 2004- Faults with asymmetric damage zones in sandstone, Valley of Fire State Park, southern Nevada. *Journal of Structural Geology*, 26: 983-988.
- Fossen, H., 2012- *Structural Geology*, second ed. Cambridge University Press, New York. 250p.
- Gudmundsson, A., 2011- *Rock Fractures in Geological Processes*, first ed. Cambridge University Press, New York. 210 p.
- Gudmundsson, A., Simmenes, T. H., Larsen, B. & Philipp, S. L., 2010- Effects of internal structure and local stresses on fracture propagation, deflection, and arrest in fault zones *Journal of Structural Geology*, 32: 1643-1655.
- Hassanzadeh, J., 1993- Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahr-e-Babak area, Kerman Province). Unpublished PhD thesis, University of California, Los Angeles, 204p.
- Hippolyte, J. C., Bergerat, F., Gordon, M. B., Bellier, O. & Espurt, N., 2012- Keys and pitfalls in mesoscale fault analysis and paleostress reconstructions, the use of Angelier's methods. *Tectonophysics*, 581: 144–162.
- Olierook, H., Timms, K. H. & Hamilton, P. J., 2014- Mechanisms for permeability modification in the damage zone of a normal fault, northern Perth Basin, Western Australia, *Marine and Petroleum Geology*, 50: 130-147.
- Ibele, T., 2011- Tectonic of the western Swiss molasses basin during Cenozoic times. Thesis, Faculty of Science at the University of Fribourg (Switzerland), 158P.
- Jackson, J. & McKenzie, D., 1984-Active tectonics of the Alpine–Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophysical journal Review Astros Society*, 77: 185–264.

- Feng, H., Jiankuan, X., Zhenguang, Zh., Wei, Zh. & Xiaofei, Ch., 2014- Construction of equivalent single planar fault model for strike-slip stepovers Tectonophysics, 632: 244-249.
- Kim, Y. S., Peacock, D. C. P. & Sanderson, D. J., 2003- Mesoscale strike-slip faults and damage zones at Marsalforn, Gozo Island, Malta. Journal of Structural Geology, 25: 793-812.
- Kim, Y. S., Peacock, D. C. P. & Sanderson, D. J., 2004- Fault damage zones. Journal of Structural Geology, 503-517 :26 .
- Krantz, R. W., 1995- The transpressional strain model applied to strike-slip, oblique-convergent and oblique-divergent deformation. Journal of Structural Geology, 17:1125–1137.
- Laubach, S. E., Eichhubl, P., Hargrove, P., Ellis, M. A. & Hooker, J. N., 2014- Fault core and damage zone fracture attributes vary along strike owing to interaction of fracture growth, quartz accumulation, and differing sandstone composition, Journal of Structural Geology, 68: 207-226.
- Lund Snee, J. E., Toy, V. G. & Gessner, K., 2014- Significance of brittle deformation in the footwall of the Alpine Fault, New Zealand: Smithy Creek Fault zone. Journal of Structural Geology, 64: 79-98.
- Mandl, G., 2000- Faulting in Brittle Rocks. An Introduction to the Mechanics of Tectonic Faults. Springer, Berlin. 434pp.
- McGrath, A. & Davison, G., 1995- Damage zone geometry around fault tips. Journal of Structural Geology, 17: 1011-1024.
- Meier, S., Bauer, J. F., Sonja, L. & Philipp, S. L., 2015- Fault zone characteristics, fracture systems and permeability implications of Middle Triassic Muschelkalk in Southwest German. Journal of Structural Geology, 70: 170-189.
- Mitchell, T. M. & Faulkner, D. R., 2012- towards quantifying the matrix permeability of fault damage zones in low porosity rocks, Earth and Planetary Science Letters, 340: 24-31.
- Moore, D. E., Summers, R. & Byerlee, J. D., 1989- Sliding behavior and deformation textures of heated iolite gouge. Journal of Structural Geology, 11: 329–342.
- Myers, R. & Aydin, A., 2004- The evolution of faults formed by shearing across joint zones in sandstones. Journal of Structural Geology, 26: 947-966.
- Robinson, A. C., Owen, L.A., Chen, J. & Schoenbohm, M., 2015- No late Quaternary strike-slip motion along the northern Karakoram fault, Earth and Planetary Science Letters, 409: 290-298.
- Schmoker, M., Bystricky, M., Kunze, K. & Burlini, L., 2003- Granular flow and Riedel band formation in water-rich quartz aggregates experimentally deformed in torsion. Journal of Geophysical Research, 108:2242 .
- Schreurs, G., 2003- Fault development and interaction in distributed strike-slip shear zones: an experimental approach. In: Storti, F., Holdsworth, R.E., Salvini, F. (Eds.), Intraplate Strike-slip Deformation Belts Geological Society, London, special Publication, 210: 35–52.
- Schueller, S., Braathen, A., Fossen, H. & Tveranger, J., 2013- spatial distribution of deformation bands in damage zones of extensional faults in porous sandstones: Statistical analysis of field data, Journal of Structural Geology, 52: 148-162.
- Storti, F., Holdsworth, E. R. & Salvini, F., 2003- Intraplate Strike-slip Deformation Belts. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 210: 1-14.
- Storti, F., Rossetti, F., Laufer, A. L. & Salvini, F., 2006- Consistent kinematic architecture in the damage zones of intraplate strike-slip fault systems in North Victoria Land, Antarctica and implications for fault zone evolution. Journal of Structural Geology, 27: 1-14.
- Sylvester, A. G., 1988- Strike-slip faults Bulletin of the Geological Society of America, 100: 1666-1703.
- Tibaldi, A., Vezzoli, L., Pasquaré, F. A. & Rust, D., 2008- Strike-slip fault tectonics and the emplacement of sheet laccolith systems: the Thverfell case study (SW Iceland). Journal of Structural Geology, 30: 274-290.
- Vernant, P. & Chery, J., 2006- Mechanical modeling of oblique convergence inhere Zagros, Iran. Geophysical Journal International, 165: 991-1002.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. & Chéry, J., 2004- Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, Geophysical Journal International: 157, 381–398.
- Vincent, S. J., Allen, M. B., Ismail-Zadeh, A. D., Flecker, R., Foland, K. A. & Simmons, M. D., 2005- Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region, Bulletin of the Geological Society of America, 117: 1513–1533.
- Walker, R. T., 2006- A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, S.E. Iran. Journal of Structural Geology 25, 654-668.
- Zalohar, J. & Vrabec, M., 2007- Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data: The Gauss method. Journal of Structural Geology, 29: 1798-1810.

Kinematic architecture of fault damage zones in SW- Rafsanjan

L. Ebadi ^{1*}, S. A. Alavi ² & M. R. Ghassemi ³

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

³ Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2015 June 20

Accepted: 2015 October 03

Abstract

The study area is located in the SW Rafsanjan city and central Iran. In the area, strike-slip faults affected the Cenozoic units. This paper analyzes subsidiary fault data collected from damage zones associated with the Cenozoic Rafsanjan intraplate right-lateral strike-slip fault systems in SW Rafsanjan city. Fault sets, arranged in a consistent kinematic architecture that is compatible with the Cenozoic regional strike-slip environment. In the paper, kinematic architecture of fault zone is interpreted in the subsidiary fault. The results show that five peaks are prominent. Angular and kinematic relations among subsidiary fault sets show that right-lateral strike-slip and reverse faults are the dominant kinematic types in the area. Based on the angular analysis in the damage zone, we have 5 subsets. 2 subsets of 5 subsets named 1rev (NW-SE trending) and 2rev (E-W trending). In the strike-slip fault mechanism, 3 subsets are defined, three azimuths named 1rl (NW-SE striking), 2rl (E-W striking) and 3rl (WNW-ESE striking). Average strike of set 1rl and 1rev indicate the orientation of the PDZ for fault systems and the PDZ is produced by early localization of the principal displacement zone along pre-existing mechanical discontinuities inherited. Early formation of the PDZ by re-activating pre-existing mechanical discontinuities. The azimuthal values of the faults set in the kinematic architecture are similar to predicted by the simple shear Reidel model. By analysis with kinematic architecture in damage zone of strike-slip fault system indicated that the linking damage zone is very important to increase permeability and create void. The void is low pressure stress and magma can intrude in the area and the dikes formed. The PDZ induced stress and the second and third order fracture is created. Stress analysis in the study area shows shear-compression regime convert to compression. The maximum principal axis shows N20E to N-S in the Cenozoic. The change of stress regime is correlated by formation fault and fold with E-W trend. The change regime caused reactivated pre-existing fault.

Keywords: Fault damage zone, Fault core, Second and third order fracture, Reactivation, Rafsanjan fault.

For Persian Version see pages 47 to 60

*Corresponding author: L. Ebadi; E-mail: Leilaebadi2014@yahoo.com