

بررسی پایانه باختری سامانه گسل درونه در ناحیه جندق - طالسمی

مرضیه استرابی آشتیانی^{۱،۲}، علی یساقی^۱، حمیدرضا جوادی^۱، مجید شاه‌پسندزاده^۳ و محمدرضا قاسمی^۲

^۱ دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.

^۲ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

^۳ دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی کرمان، کرمان، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۱۲/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۷/۲۵

چکیده

سامانه گسل درونه، با سازوکار راستالغز چپ‌بر، در شمال خرد صفحه ایران مرکزی، نقش مهمی در شکل‌گیری ریختار کنونی فلات ایران داشته است. این گسل، از خاور رودخانه هیرمند در خاک افغانستان با هندسه‌ای خمیده تا منطقه انارک در ایران مرکزی و با طول کل ۹۰۰ کیلومتر امتداد دارد. شروع شاخه‌شدگی پایانه باختری گسل درونه در ناحیه جندق است که به صورت چند شاخه گسل موازی هم است. امتداد این سامانه به سمت باختر در شمال معدن طالسمی از حالت شمال خاور - جنوب باختر به وضعیت شمالی - جنوبی تغییر می‌یابد. این افشانه‌های گسلی در مناطق جندق و طالسمی به صورت مجموعه‌ای از گسل‌های راستالغز چپ‌بر همراه با مؤلفه شیب‌لغز عادی هستند که می‌توان آنها را به عنوان یک پایانه بادن پولکی کششی در نظر گرفت. در حالی که با توجه به وارونگی سوی لغزش بر روی گسل درونه، می‌توان سازوکار تشکیل این پایانه را در زمان پیش از تغییر سوی حرکت گسل درونه به صورت یک پایانه بادن پولکی فشاری به شمار آورد.

کلیدواژه‌ها: پایانه گسل امتدادلغز، ساختار پولکی، سامانه گسل درونه، جندق - طالسمی

*نویسنده مسئول: مرضیه استرابی آشتیانی

E-mail: m1981_straby@yahoo.com

۱- مقدمه

بر روی پایانه باختری سامانه گسلی درونه انجام پذیرفته است و به نظر می‌رسد که شروع شاخه‌شدگی این پایانه در ناحیه جندق باشد. این نوشتار به بررسی فرایند تکامل این پایانه از زمان ترشیری پرداخته است. بر این پایه، ضمن بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی، نقشه‌های ژئومغناطیس و ژئوفیزیک هوایی، تصاویر ماهواره‌ای و برداشت‌های صحرائی به مطالعه ویژگی‌های هندسی و جنبشی گسل‌ها و تغییر الگوی چین‌خوردگی‌ها در طول زمان در ناحیه مورد مطالعه پرداخته شده است. چنین بررسی می‌تواند الگویی برای چگونگی تکامل پایانه‌های گسل‌های راستالغز در خاور ایران مرکزی باشد.

پایانه گسل‌های راستالغز در برخی موارد به پهنه‌ای از دگرریختی با هندسه مثلثی شکل از گسل‌ها تبدیل می‌شود که ساختار دم اسبی (horse tail) از خود نشان می‌دهند. در این حالت دگرشکلی در پهنه‌ای وسیع و حجم بیشتری از پوسته زمین پراکنده شده و جابه‌جایی راستالغز بر روی همه این شاخه‌های گسلی و به میزان کمتر پراکنده می‌شود. در اثر سازوکار شاخه‌شدگی، شبکه پیچیده‌ای از گسل‌ها ایجاد می‌شود که سبب کاهش میزان جابه‌جایی از پهنه دگرشکلی اصلی به سمت پایانه آن می‌شود. مجموع جابه‌جایی‌ها بر روی این شاخه‌های گسلی، تقریباً با میزان جابه‌جایی بر روی گسل راستالغز اصلی برابر است (Woodcock and Fischer, 1986; Freund, 1974; Little & Roberts, 1997; Keller et al., 1995; Storti et al., 2001; Umhoefer, 2000).

۲- سامانه گسل درونه

سامانه گسل درونه با طول بیش از ۹۰۰ کیلومتر از خاک افغانستان تا ناحیه انارک در ایران مرکزی گسترش دارد (شکل ۱). این سامانه گسلی پس از گسل اصلی زاگرس به عنوان دومین گسل طویل ایران زمین شناخته می‌شود که به صورت یک گسل راستالغز چپ‌بر همراه با مؤلفه جزئی شیب‌لغز معکوس در شمال خرد قاره ایران مرکزی نقش مهمی در شکل‌گیری ریختار کنونی فلات ایران داشته است.

دگرشکلی جنباً در ایران حاصل همگرایی بین صفحه عربی و اوراسیا است. همگرایی یاد شده عامل اصلی جنبش دوباره گسل‌های شمالی - جنوبی ایران مرکزی و خاور ایران است که به صورت فعالیت‌های برشی میزان $16 \pm 2 \text{ mm/yr}$ در جنوب عرض جغرافیایی 34°N اعمال می‌شود (Vernant et al., 2004). در شمال عرض جغرافیایی 34°N برش یاد شده بر روی گسل‌های خاوری - باختری درونه و دشت بیاض منتقل می‌شود (Jackson and Mc Kenzie, 1984; Jackson et al., 1995; Walker and Jackson, 2004; Allen et al., 2006; Wellman, 1966) و یا گسل بزرگ کویر (Stocklin, 1968) با سازوکار راستالغز چپ‌بر همراه با مؤلفه شیب‌لغز معکوس (جوادی، ۱۳۸۵) پس از گسل اصلی زاگرس به عنوان دومین گسل بزرگ ایران در شمال خرد قاره ایران مرکزی قرار دارد که در مرز بین پهنه‌های عمده روسی - ساختاری ایران قرار دارد. بر پایه مطالعات Fattahi et al. (2007) نرخ لغزش افقی چپ‌بر بر روی بخش میانی گسل در حدود $2/4 \pm 0/3$ میلی‌متر بر سال برآورد شده است.

با توجه به هندسه خمیده این سامانه گسلی، می‌توان آن را به سه بخش اصلی تقسیم نمود (شکل ۱): بخش خاوری با راستای شمال باختر - جنوب خاور متشکل از افشانه‌های گسلی در پایانه خاوری گسل است که از مرز ایران و افغانستان تا شهرستان تربت حیدریه امتداد دارد. این بخش از گسل بیشتر از میان نهشته‌های تخریبی آونسن، آتشفشانی‌های دوران سوم، نهشته‌های جوان نوژن می‌گذرد و به ندرت می‌توان واحدهای سنگی قدیمی‌تر را در میان شاخه‌های گسلی دید (Eftekharijrad, 1976). بخش میانی از جنوب شهرستان تربت حیدریه تا روستای انابد با روند تقریبی خاوری - باختری کشیده شده است که بیشتر از میان نهشته‌های آبرفتی کواترنری گذشته و در برخی نواحی مرز کوه‌های شمالی را از دشت جنوبی تفکیک می‌کند. این بخش از گسل کنترل‌کننده اصلی عوارض ریخت‌زمین‌ساختی و دربردارنده شواهد متعددی از جنبش‌های نوزمین‌ساختی سامانه گسل درونه است که با رویداد زمین‌لرزه‌های اندکی در عهد حاضر نیز همراه بوده است (Tchalenko et al., 1973; Fattahi et al., 2007).

پایانه باختری این سامانه گسلی در نواحی جندق - طالسمی در ایران مرکزی قرار دارد. افشانه‌های پایانه گسل در ناحیه جندق ساختار دم اسبی را پدید آورده است که امتداد آن در ناحیه شمال معدن طالسمی از روند شمال خاور - جنوب باختر به راستای تقریبی شمالی - جنوبی تغییر یافته است. تاکنون مطالعات ساختاری دقیقی

۳-۲. پایانه باختری سامانه گسلی درونه در ناحیه طالمسی

افشانه‌های پایانه باختری سامانه گسل درونه در باختر جندق، در زیر تلماسه‌های روان دشت بزرگ کویر پوشیده می‌شود. اثر این شاخه‌های گسلی در شمال خاور معدن متروکه طالمسی به صورت سه شاخه گسلی تقریباً "موازی هم قابل پی‌گیری است (شکل ۵).

سه شاخه گسلی یاد شده در ابتدا روند شمال خاور- جنوب باختر دارند که به سمت جنوب باختر تغییر راستا داده و روند تقریبی شمالی- جنوبی به خود می‌گیرند. جنبش افشانه‌های گسلی درونه در این ناحیه سبب شکل‌گیری گسل‌های هم‌ساز (syntetic) و ناهم‌ساز (antitethic) زیاد نسبت به افشانه‌های پایانه باختری گسل درونه در این ناحیه شده است که الگوی پراکندگی متفاوتی را برای این شکستگی‌ها در منطقه شکل داده است (شکل ۵- b). تنوع واحدهای سنگی در این منطقه نیز از فراوانی زیادی برخوردار است به گونه‌ای که قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه طالمسی، در جنوب روستای متروکه عشین شامل کلریت‌شست‌ها و اکتینولیت- اپیدوت شست‌های پروتروزوییک بالایی هستند (Sharkovski et al., 1984) که بخشی از دگرگونه‌های انارک را تشکیل می‌دهند. سنگ‌های کربناتی کرتاسه، در بخش‌های جنوبی روستای متروکه زوار و نیز در نزدیکی عشین و طالمسی قابل مشاهده‌اند که به صورت بلوک‌های گسلیده رخنمون دارند. در شمال و باختر زوار، سنگ‌های آتشفشانی از نوع اسپیلیت، بازالت، آندزیت و کراتوفیرهای ائوسن زیرین فراوانند. در کوه عشین و نیز بخش‌های شمالی و جنوب باختر طالمسی، سنگ‌های آتشفشانی از جنس تراکی آندزیت، شوشنیت، تراکیت، آندزیت- بازالت و توف بر روی سنگ جوش کرمان قرار دارند. سنگ‌ماسه‌ها، مارن‌ها، سنگ‌آهک، سنگ‌جوش و میان‌لایه‌های آتشفشانی ائوسن میانی (سازند سلب)، (Sharkovski et al., 1984) در جنوب خاور معدن متروکه طالمسی قرار دارند که روی آن رفته‌های سازند سرخ زیرین (الیگوسن) و سازند معادل قم (الیگوسن- میوسن) پوشانده است و در نهایت نهشته‌های نوژن جوان‌ترین سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. از مهم‌ترین ویژگی‌های سنگ‌شناسی این منطقه حضور مجموعه‌های افیولیتی کرتاسه در این ناحیه است که از خاور و باختر به نهشته‌های آواری ائوسن- الیگوسن محدود می‌شوند. در بیشتر موارد ارتباط با واحدهای سنگی متفاوت به صورت گسلی است. آمیزه‌های افیولیتی از سمت خاور به شاخه‌های گسلی درونه محدود می‌شوند که ارتباط پروژند این سنگ‌ها را با گسل درونه نمایش می‌دهد. به بیان دیگر سنگ‌های دگرگونه قدیمی پروتروزوییک بالایی- پالئوزوییک زیرین در سمت خاور (کمان درونی پایانه باختری گسل درونه) و سنگ‌های کربناتی و آمیزه‌های افیولیتی کرتاسه در سمت باختر (کمان خارجی پایانه باختری گسل درونه) دیده می‌شوند. شکستگی‌های فرعی نیز باعث جابه‌جایی واحدهای آتشفشانی، آمیزه‌های افیولیتی و نهشته‌های رسوبی در این منطقه شده‌اند. سنگ‌های رسوبی پالئوژن در خاور پایانه گسل درونه دربردارنده چین‌خوردگی‌های با راستای شمال باختر- جنوب خاور هستند (شکل ۶).

الگوی پراکنده گسلش و چین‌خوردگی و قرارگیری واحدهای سنگی گوناگون در کنار هم در ناحیه طالمسی نشان می‌دهد که بیشترین میزان دگرشکلی در پایانه باختری گسل درونه در این ناحیه متمرکز شده است. به گونه‌ای که در این منطقه مجموعه‌ای از گسل‌های راستالغز چپ‌بر که شامل افشانه‌های پایانه باختری سامانه گسل درونه و گسل‌های هم‌ساز با آنها، گسل‌های راستالغز راست‌بر که در واقع گسل‌های ناهم‌ساز با شاخه‌های پایانه گسل درونه هستند و نیز گسل‌های شیب‌لغز فرعی و کوچک همراه با چین‌خوردگی‌های متعدد واحدهای رسوبی ائوسن و الیگوسن- میوسن دیده می‌شود (شکل ۵- الف).

۳-۳. گسل‌های راندگی انارک

ساختارهای منطقه انارک (شکل ۲) متأثر از دو گسل راندگی با راستای

بخش باختری سامانه گسل درونه با روند تقریبی شمال خاور - جنوب باختر از حوالی روستای انابد تا شهرستان جندق ادامه دارد. این بخش از گسل در بیشتر طول خود نهشته‌های جوان نوژن دشت بزرگ کویر را بریده است و تنها در دو انتهای خود یعنی در حوالی دو روستای انابد و درونه و نیز در باختر شهرستان جندق واحدهای سنگی کرتاسه و پالئوژن را قطع کرده است. افزون بر این، شاخه‌ای از پایانه خاوری گسل جدا شده که با طول حدود ۱۵۰ کیلومتری و راستای تقریبی خاوری- باختری به درون خاک افغانستان ادامه می‌یابد (شاخه افغان) (جوادی ۱۳۸۵). پایانه باختری گسل که منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد نیز از باختر شهرستان جندق آغاز شده و در ناحیه جنوب باختر انارک پایان می‌یابد.

۳- پایانه باختری سامانه گسل درونه

پایانه باختری سامانه گسل درونه در نواحی جندق و طالمسی به صورت مجموعه‌ای از گسل‌های راستالغز، معکوس و عادی همراه با چین‌خوردگی‌های متعدد در واحدهای سنگی گوناگون است که در مجموع یک موقعیت ساختاری پیچیده را به وجود آورده است (شکل ۲). شروع شاخه‌شدگی پایانه باختری گسل درونه در باختر جندق قرار دارد. این شاخه‌های موازی هم به سوی باختر در زیر تلماسه‌های دشت بزرگ کویر مدفون می‌شوند و در شمال خاور معدن سرب متروکه طالمسی دوباره پدیدار شده و راستای تقریبی شمالی- جنوبی به خود می‌گیرند. در نواحی انارک و بابا بزرگی گسل‌های خاوری- باختری وجود دارند که شکل‌گیری آنها در ارتباط با جنبش پیش و پس از نوژن سامانه گسل درونه و هندسه خمیده آن در پایانه باختری است (شکل ۲).

۳-۱. سامانه گسل درونه در ناحیه جندق

سامانه گسل درونه در ناحیه جندق، شامل چندین شاخه گسلی موازی است که اثر سطحی ۳ شاخه اصلی آن آشکارا قابل مشاهده است (شکل ۴). افشانه‌های گسلی پایانه باختری گسل درونه در مجموع دارای روند شمال خاور- جنوب باختر با میانگین وضعیت $N56^{\circ}E/70^{\circ}SE$ است که دربردارنده خط‌خس‌هایی با میانگین وضعیت $10^{\circ}/23^{\circ}$ که بیشتر دارای سازوکار راستالغز چپ‌بر همراه با مؤلفه شیب‌لغز عادی هستند. سامانه گسل درونه در این ناحیه سنگ‌ماسه‌ها، سنگ فورس و مارن‌های ائوسن میانی و بالایی (سازند پیس کوه) و سنگ‌ماسه‌های سرخ رنگ، مارن‌های زرد رنگ و سنگ‌جوش سرخ و قهوه‌ای رنگ سازند سرخ زیرین به سن الیگوسن (Sharkovski et al., 1984) را بریده است.

در نواحی مجاور شاخه‌های گسلی درونه می‌توان پهنه‌های سنگارد و برش گسلی را مشاهده کرد. در برش‌های گسلی این منطقه ساختارهای کاتاکلازیت S-C شکنا دیده می‌شود که دو نوع سازوکار راستالغز چپ‌بر و راستالغز راست‌بر را در محل گسل‌ها نمایش می‌دهند. انواع قدیمی‌تر که پیوستگی نسبی دارند (کاتاکلازیت‌های برگ‌وارگی دار) معرف سازوکار راستالغز راست‌بر و نمونه‌های جدیدتر که نشان‌دهنده جنبش‌های جوان گسل هستند، سازوکار راستالغز چپ‌بر سامانه گسل درونه را در این ناحیه نشان می‌دهند (شکل ۳).

افزون بر این، در ناحیه جندق چین‌خوردگی‌های متعددی به صورت تاقدیس‌ها و ناودیس‌های پی در پی وجود دارد که به صورت چین‌های کشان (drag folds) بزرگ محصور بین شاخه‌های گسلی قابل مشاهده‌اند. این چین‌خوردگی‌ها به واسطه عملکرد شاخه‌های گسل درونه و در میان نهشته‌های سازند پیس کوه شکل گرفته‌اند (شکل ۴).

اثر سطح محوری این چین‌خوردگی‌ها به طور معمول دارای راستای شمال خاور- جنوب باختر و مقدار شیب سطح محوری نزدیک به قائم است (میانگین موقعیت سطح محوری $N52E/88SE$ است) که نشان‌دهنده کوتاه‌شدگی در راستای شمال باختر- جنوب خاور در زمان شکل‌گیری این چین‌خوردگی‌ها می‌باشد (شکل ۴).

گسل‌های راستالغز چپ‌بر همراه با مؤلفه شیب لغز عادی است که می‌توان آن را به عنوان یک پایانه بادزن پولکی کششی (Trailing extensional imbricate fan) (Woodcock & Fischer, 1986) به‌شمار آورد (شکل ۱۰-ا).

در حالی که با توجه به وارونگی سوی لغزش گسل درونه از سازوکار راستالغز راست‌بر به راستالغز چپ‌بر (جوادی، ۱۳۸۵) و شواهد متعدد از وارونگی زمین‌ساختی در پایانه باختری گسل درونه می‌توان سازوکار تشکیل این پایانه را پیش از جنبش راستالغز چپ‌بر گسل درونه (در زمان پیش از نوژن) به صورت یک پایانه بادزن پولکی فشاری (Trailing contractional imbricate fan) (Woodcock & Fischer, 1986) در نظر گرفت (شکل ۱۰-ب).

اثر سطح محوری چین‌های کشان نامتقارن S شکل در واحدهای سنگی سازند پیس‌کوه (اوسن) با راستای شمال‌خاور- جنوب‌باختر نشان دهنده کوتاه‌شدگی در جهت شمال‌باختر- جنوب‌خاور در زمان تشکیل آنها است (شکل ۴). کوتاه‌شدگی در راستای یاد شده، نشان دهنده حرکت راستالغز راست‌بر همراه با مؤلفه شیب‌لغز معکوس برای گسل درونه در این ناحیه و در زمان چین‌خوردگی سنگ‌های اوسن سازند پیس‌کوه است. افزون بر این، وجود شواهد کینماتیک راست‌بر مانند ساختارهای S-C در شاخه‌های اصلی پایانه گسل درونه در ناحیه جندق نیز جنبش راستالغز راست‌بر این گسل را در ناحیه یاد شده نشان می‌دهد (شکل ۳).

در ناحیه طالمسی نیز شواهد متعددی از دگرشکلی‌های فشارشی ناشی از جنبش راستالغز راست‌بر گسل در زمان پیش از نوژن می‌توان مشاهده کرد. چین‌خوردگی‌های با راستای شمال‌باختر- جنوب‌خاور در خم درونی پایانه گسل در ناحیه طالمسی (دربخش خاوری پایانه گسل درونه) (شکل ۵) نشان دهنده وجود زمین‌ساخت ترفشارشی در زمان پیش از رسوبگذاری نهشته‌های نوژن در این ناحیه بوده است. با توجه به خمیدگی افشانه‌های پایانه‌های باختری گسل درونه از راستای شمال‌خاور- جنوب‌باختر به راستای شمالی- جنوبی، چین وضعیتی به احتمال نشانگر وجود حرکت راستالغز راست‌بر گسل درونه پیش از زمان نوژن است. به گونه‌ای که پس از تغییر سوی لغزش گسل در زمان نوژن، رسوبات این عهد با دگرشکلی و به صورت افقی بر روی نهشته‌های قدیمی تر چین‌خورده قرار گرفته‌اند. چنین وضعیتی را در ناحیه انارک نیز می‌توان دید. در این ناحیه نیز نهشته‌های نوژن به صورت افقی به طور ناپیوسته بر روی نهشته‌های چین‌خورده سازند سرخ زیرین (الیگوسن) قرار گرفته‌اند. افزون بر این، گسل‌های راندگی بزرگ خاوری- باختری در ناحیه انارک نیز به عنوان ساختارهای فشارشی در بخش درونی خمیدگی پایانه گسل درونه است. این راندگی‌ها در نزدیکی گسل درونه تغییر راستا داده و به سوی شمال خمیده شده‌اند و در نهایت به گسل درونه ختم می‌شوند (شکل ۷).

گسل راندگی شمالی در ناحیه انارک (شکل ۷) سبب رانده شدن سنگ‌های فرابازی (اولترابازیک) و دگرگونی‌های پرتروزوییک بالایی انارک بر روی واحدهای رسوبی اوسن- الیگوسن (سازند سرخ زیرین) و الیگوسن- میوسن (سازند قم) شده است. در حالی که گسل رانده جنوبی عامل قرارگیری شیست‌های پرتروزوییک بر روی سنگ مرمرهای پالتوزوییک (سنگ مرمرلاخ) است. این سنگ‌های دگرگونی نیز به احتمال به واسطه یک ناپیوستگی رسوبی توسط نهشته‌های کرتاسه تا الیگوسن پوشیده شده‌اند (شکل ۱۱). بدیهی است که واحدهای سنگی قدیمی پرکامبرین تا پالتوزوییک زیرین در ناحیه انارک که به عنوان قدیمی‌ترین سنگ‌های این ناحیه نیز به‌شمار می‌روند (Davoudzadeh et al., 1969; Sharkovski et al., 1984).

به واسطه عملکرد این گسل‌های رانده ژرف و طی یک رژیم فشارشی به سطح رسیده‌اند. افزون بر این، نقشه‌های ژئومغناطیس هوایی و ژئوفیزیک هوایی (Dehqani & Mackris, 1983) نیز نشان می‌دهند که گسل‌های یاد شده گسل‌هایی ژرف و بنیادی هستند. چین‌خوردگی‌های با اثر سطح محوری موازی با این راندگی‌ها در نهشته‌های سازند قم به سن الیگوسن- میوسن و نبود چین‌خوردگی نهشته‌های

خاوری- باختری است که به عنوان گسل‌های رانده انارک نامیده می‌شوند (استرایی، ۱۳۸۵). دو گسل یاد شده به سوی جنوب شیب دارند و در باختر انارک و در ناحیه طالمسی به سوی شمال خمیده شده‌اند و به شاخه پایانه باختری گسل درونه ختم می‌شوند (شکل ۷).

در امتداد این دو راندگی واحدهای سنگی پرتروزوییک بالایی- پالتوزوییک زیرین، بالا آمده‌اند و ارتفاعات اصلی منطقه را شکل داده‌اند. گسل‌های یاد شده عامل راندگی سنگ‌های دگرگونی قدیمی ناحیه انارک بر روی نهشته‌های رسوبی کرتاسه، اوسن و الیگوسن- میوسن هستند.

سنگ‌های دگرگونی انارک بیشتر از کلریت شیست، مسکوویت شیست، مسکوویت- اپیدوت- کلریت شیست، اپیدوت- اکتینولیت شیست، مرمر و کوآرتزیت تشکیل شده‌اند که تا حد رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند (Sharkovski et al., 1984) و همراه با آنها، سنگ‌های اولترامافیک متشکل از سرپانتینیت، پریدوتیت، گابرو و دیاباز با سن نامشخص وجود دارد. چین‌خوردگی‌های متعددی با اثر سطح محوری موازی با این راندگی‌ها در نهشته‌های سازند قم به سن الیگوسن- میوسن و سنگ‌های تخریبی سازند سرخ زیرین (الیگوسن) در ناحیه انارک وجود دارد در حالی که سنگ‌جوش‌های پلیوسن به طور افقی بر روی این چین‌خوردگی‌ها دیده می‌شود. این مسئله نشان دهنده کوتاه‌شدگی در راستای شمالی- جنوبی در منطقه انارک تا زمان پیش از نوژن است.

۳-۴. گسلش فعال در منطقه بابا بزرگی

گسلش فعال در ناحیه بابا بزرگی (شکل ۲)، به سبب دگرشکلی ناحیه‌ای ناشی از عملکرد گسل‌های راستالغز راست‌بر با راستای شمال‌باختر- جنوب‌خاور (سامانه گسل زفره) و نیز جنبش راستالغز چپ‌بر گسل درونه و به دنبال فشارش منطقه‌ای شمالی- جنوبی، در زمان پس از نوژن به وجود آمده است که به عنوان گسل بابا بزرگی نامیده می‌شود (استرایی، ۱۳۸۵). گسل بابا بزرگی به صورت یک گسل معکوس با مؤلفه راستالغز چپ‌بر است که سنگ‌ماسه‌ها، مارن، سنگ‌جوش و سنگ‌های آتشفشانی اوسن را به سطح رسانده است. این گسل به سمت باختر به دو شاخه تقسیم می‌شود که گسل‌های چاه گیره (شاخه شمالی) و چاه میشوری (شاخه جنوبی) نامگذاری شده‌اند (استرایی، ۱۳۸۵) (شکل ۸). پیرامون این گسل‌ها، چین‌خوردگی در واحدهای پیش و پس از نوژن دیده می‌شود. اثر سطح محوری چین‌های پیش از نوژن دارای روند N-S تا NW-SE است در حالی که اثر سطح محوری چین‌های پس از نوژن، روند تقریبی خاوری- باختری دارند (شکل ۸).

گسل چاه گیره، سنگ‌ماسه‌ها و مارن‌های سازند سرخ زیرین (الیگوسن) و نیز سنگ‌آهک، مارن و ژپس‌های سازند قم را از نهشته‌های تخریبی اوسن بالایی جدا کرده است. در حالی که گسل چاه میشوری سنگ‌های آتشفشانی آندزیت، بازالت و توفیت اوسن بالایی و سنگ‌ماسه‌ها، مارن و سنگ‌جوش‌های اوسن بالایی- الیگوسن را از سوی شمال در مجاورت سنگ‌آهک و مارن‌های الیگوسن- میوسن (سازند قم) قرار داده است (شکل ۹-ا) و این سنگ‌ها را در همسایگی هم به صورت چپ‌بر جابه‌جا کرده است. دو شاخه گسلی چاه گیره و چاه میشوری در عهد حاضر جنبه‌ای بوده و عامل جابه‌جایی چپ‌بر چند متری در آبراهه‌های متقاطع با گسل بوده است (شکل ۹-ب).

۴- بحث

شروع شاخه‌شدگی پایانه باختری گسل درونه از ناحیه جندق، به صورت چند شاخه گسل موازی هم است. این شاخه‌های گسل که در ناحیه جندق راستای شمال‌خاور- جنوب‌باختری دارند به سمت باختر، در ناحیه طالمسی خمیده شده و راستای آن به وضعیت شمالی- جنوبی- تغییر می‌کند. افشانه‌های گسلی موازی هم با سازوکار راستالغز چپ‌بر این پایانه، در مناطق جندق و طالمسی به صورت مجموعه‌ای از

می‌کند. این گسل‌ها در مجموع آرایش دم اسبی (horse tail) را از خود نشان می‌دهند که به سمت باختر خمیده شده‌اند.

- تغییر سوی حرکت سامانه گسل درونه از راستالغز راست‌بر به راستالغز چپ‌بر عامل وارونگی زمین‌ساختی در پایانه باختری این گسل و تغییر سازوکار افشانه‌های پایانه گسل از یک پایانه بادزن پولکی فشارشی در جنبش راستالغز راست‌بر قدیمی گسل به یک پایانه بادزن پولکی کششی در جنبش راستالغز چپ‌بر کنونی گسل در عهد حاضر شده است.

- مجموعه ساختارهای نواحی انارک و بابا بزرگی را نمی‌توان به عنوان پایانه گسل درونه در نظر گرفت بلکه به عنوان ساختارهای ناحیه‌ای در ایران مرکزی هستند که در پایانه باختری گسل قرار گرفته‌اند.

- گسل‌های راندگی در منطقه انارک همراه با چین‌خوردگی واحدهای پالئوژن به موازات این راندگی‌ها نشان دهنده دوره ترافشارش منطقه‌ای در این ناحیه در زمان پیش از نوژن (پلیوسن؟) بوده است. هندسه خمیده به واسطه قرارگیری در پایانه باختری گسل درونه و جنبش راستالغز راست‌بر قدیمی آن است. درحالی‌که جنبش راستالغز چپ‌بر کنونی گسل در محل خمیدگی پایانه باختری آن باعث ایجاد وضعیت تراکشش در این ناحیه و به دنبال آن، تغییر سازوکار راندگی در این گسل‌ها به سازوکار عادی و ناپیوستگی رسوبی میان سنگ‌های پلیوسن با سنگ‌های سازند قم (الیگوسن - میوسن) شده است.

- دگرریختی‌های منطقه‌ای متأثر از برهمکنش جنبش اخیر راستالغز چپ‌بر در پایانه باختری گسل درونه و حرکت راستالغز راست‌بر در پایانه جنوبی گسل زفره باعث ایجاد ساختارهایی با موقعیت متفاوت در ناحیه بابا بزرگی شده که با تغییر الگوی چین‌خوردگی در این منطقه نیز همراه است.

- با توجه به قرارگیری سنگ‌های قدیمی پرکامبرین و پالئوزویک بر روی سنگ‌های سازند قم (الیگوسن - میوسن) در محل راندگی‌های انارک و ناپیوستگی رسوبی در چین‌خوردگی‌های سازند قم و پیش از آن با سنگ‌های پلیوسن در نواحی طالمسی، انارک و بابا بزرگی و تغییر سبک چین‌خوردگی‌ها در نهشته‌های پلیوسن با سنگ‌های پیش از آن در ناحیه بابا بزرگی، می‌توان زمان وارونگی زمین‌ساختی در پایانه باختری گسل درونه، که به دنبال تغییر سوی حرکت این گسل ایجاد شده است، را به زمان پس از شکل‌گیری سازند قم (الیگوسن - میوسن) تا زمان رسوبگذاری نهشته‌های پلیوسن نسبت دارد.

سپاسگزاری

این نوشتار بخشی از پایان‌نامه کارشناسی ارشد خانم مرضیه استرایی آشتیانی در دانشگاه تربیت مدرس است که بدین وسیله از مسئولان دانشگاه، دانشکده علوم پایه و گروه زمین‌شناسی تشکر می‌شود.

پلیوسن بالایی نیز نشان دهنده نشانگر فاز فشارشی تا زمان پس از نهشته شدن سنگ‌های سازند قم است.

شواهد جنبشی مبنی بر وارونگی زمین‌ساختی در راستای گسل‌های رانده انارک وجود دارد که تغییر سازوکار آنها را از راندگی به حرکت عادی نشان می‌دهد. وجود خط‌خش‌ها و ساختارهای S-C ترد با سازوکار عادی سنگگرد و برش گسلی این گسل‌ها در مرز میان سنگ‌های اولترامافیک با نهشته‌های سازند سرخ زیرین (شکل ۱۲) در محل گسل رانده شمالی نشان می‌دهد که جوان‌ترین جنبش‌ها بر روی گسل یاد شده به صورت عادی دنبال می‌شود.

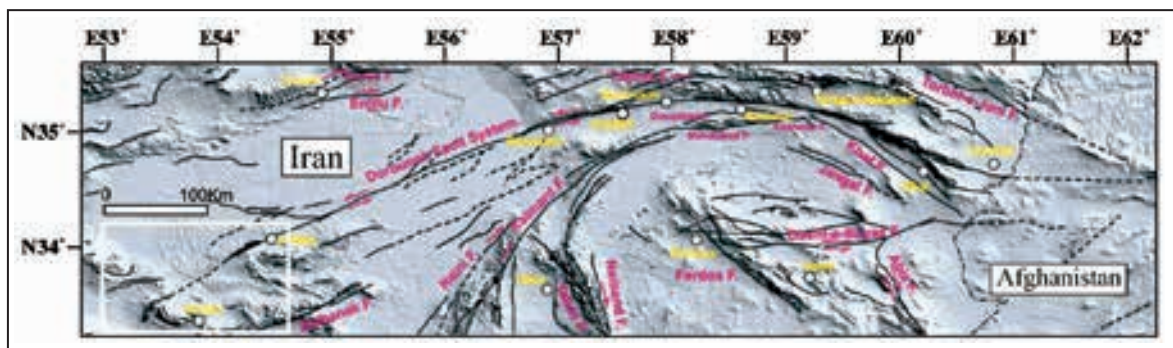
تغییر سازوکار گسلش از راندگی به عادی بر روی گسل‌های رانده انارک به سبب تغییر سوی لغزش گسل درونه از راستالغز راست‌بر به راستالغز چپ‌بر و به دنبال آن تبدیل وضعیت پایانه گسل درونه از ترافشارش به تراکشش است. این مسئله نیز شاهدی بر تغییر سازوکار پایانه باختری گسل درونه از یک پایانه بادزن پولکی فشارشی (شکل ۱۰-b) به یک پایانه بادزن پولکی کششی (شکل ۱۰-a) به واسطه تغییر سوی حرکت گسل است.

تغییر سوی حرکت گسل درونه پس از زمان نوژن عامل فعالیت‌های نوزمین‌ساختی دیگری در شمال پایانه باختری این گسل شده است. در ناحیه بابابزرگی گسل‌های خاوری - باختری با سازوکار راندگی همراه با حرکت راستالغز چپ‌بر و چین‌خوردگی‌های جوان نوژن با راستای تقریبی باختر شمال - باختر - خاور، جنوب خاور در سنگ‌های نوژن این ناحیه شده است (شکل ۸). چین‌خوردگی‌های یاد شده جوان‌ترین واحدهای سنگی یعنی سنگ‌ماسه‌ها و سنگ‌جوش سخت نشده پلیوسن - پلیستوسن را تحت تأثیر قرار داده‌اند. به نظر می‌رسد که توسعه این ساختارها به واسطه برهمکنش سامانه گسل‌های درونه و زفره در این منطقه باشد. به گونه‌ای که جنبش راستالغز راست‌بر سامانه گسل زفره و حرکت راستالغز چپ‌بر سامانه گسل درونه سبب ایجاد وضعیت ترافشارش محلی در فضای محصور میان پایانه‌های این گسل‌ها شده است.

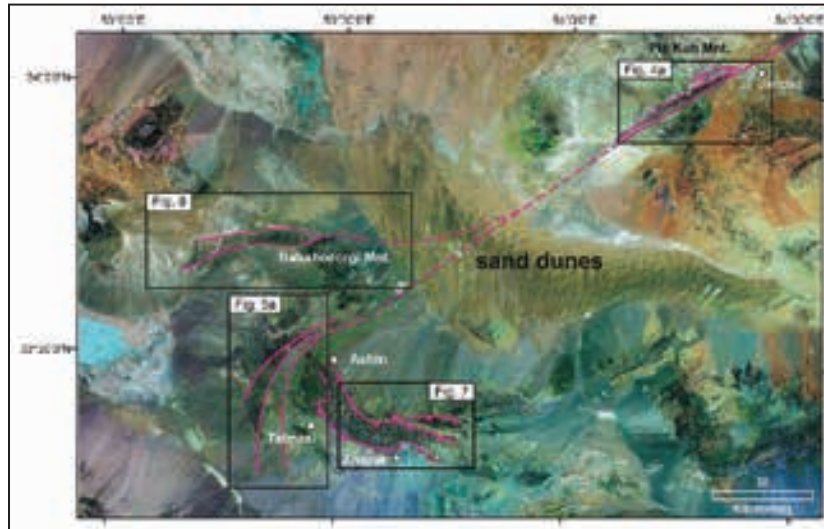
در این ناحیه چین‌خوردگی واحدهای انوسن تا میوسن غالباً با راستای شمال‌باختر - جنوب خاوری همراه است در حالی‌که چین‌خوردگی در نهشته‌های پلیوسن دارای راستای خاوری - باختری هستند که نشان دهنده تغییر رژیم فشارش منطقه‌ای از وضعیت تقریباً شمال خاوری - جنوب باختری و یا خاوری - باختری به راستای شمالی - جنوبی پس از وارونگی زمین‌ساختی گسل درونه در پایانه باختری آن است (شکل ۱۳).

۵- نتیجه‌گیری

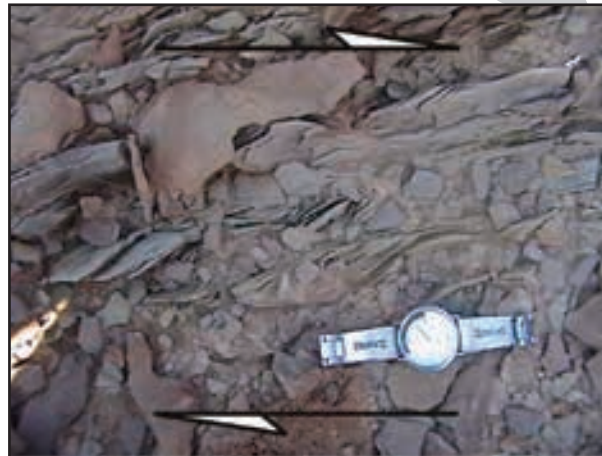
- پایانه باختری گسل درونه در ناحیه جندق و طالمسی قرار دارد که در زمان حاضر به صورت مجموعه‌ای از گسل‌های راستالغز چپ‌بر همراه با مؤلفه شیب‌لغز عادی عمل



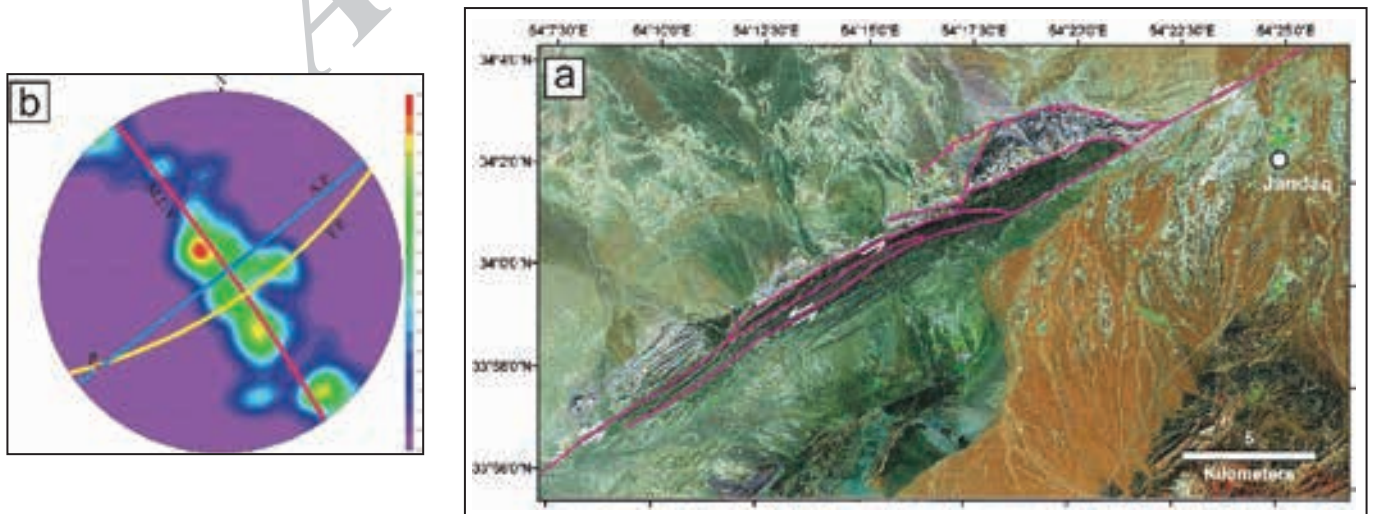
شکل ۱۱- پایانه گسل درونه و گسل‌های همسایه آن. موقعیت پایانه باختری این گسل با کادر سفید رنگ مشخص شده است (اطلاعات مربوط به گسل‌ها از نقشه گسل‌های



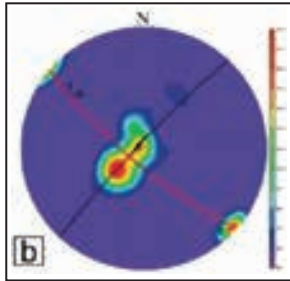
شکل ۲- تصویر ماهواره لندست ۷ با قدرت تفکیک مکانی ۱۵ متر از پایانه باختری سامانه گسلی درونه در نواحی جندق- طالمسی و ساختارهای گسلی همراه با آن در نواحی انارک و بابازرگی.



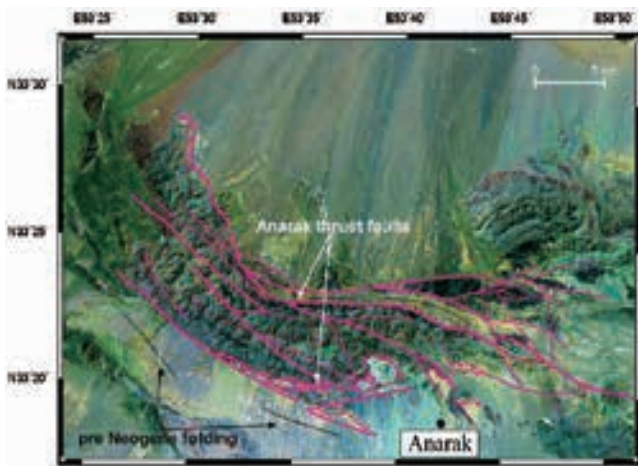
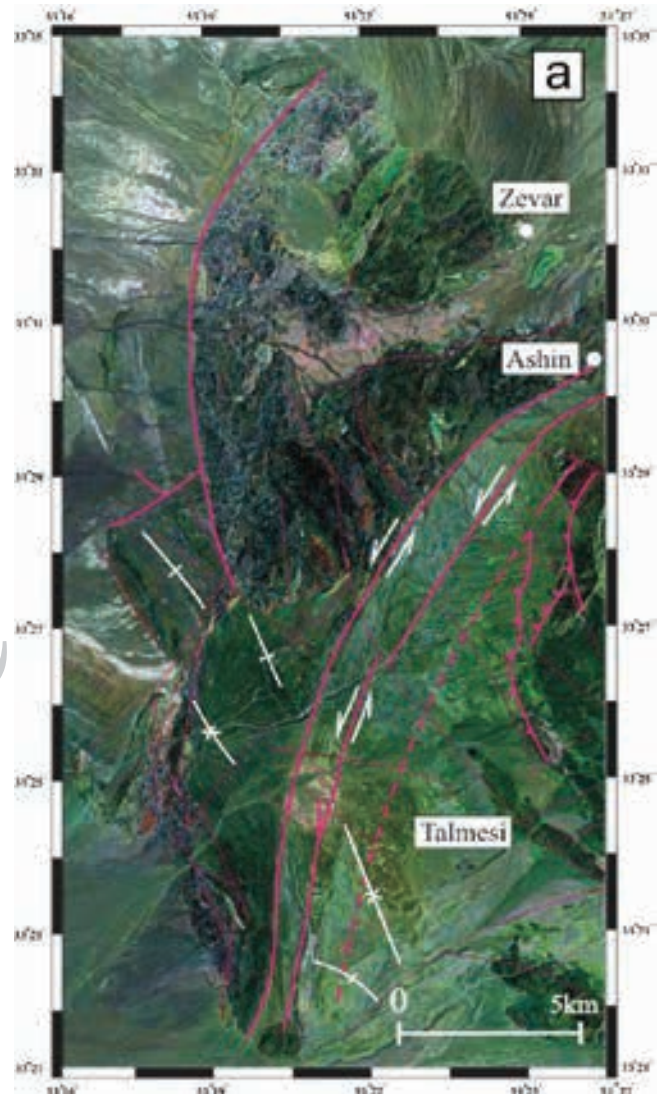
شکل ۳- ساختار S-C شکنا در نهشته‌های سازند پیس کوه در منطقه جندق که معرف جنبش راستالغز راست‌بر قدیمی بر روی شاخه‌های گسل درونه است.



شکل ۴- (a) افشانه‌های سامانه گسل درونه در ناحیه جندق و موقعیت چین‌های کشان نسبت به آن. (b) نمودار استریوگرافیک قطب سطوح لایه‌بندی خوردگی‌های کشان از نوع S شکل با اثر سطح محوری شمال‌خاور- جنوب‌باختر بر روی نیمکره زیرین شبکه هم‌مساحت اشمیت A. P. سطح محوری M. L. V. میانگین قطب سطوح لایه‌بندی F. P. میانگین صفحات گسلی β : محور چین خوردگی.



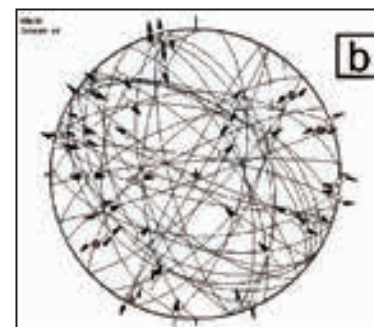
شکل ۶- (a) ناودیس باختر طالمسی در نهشته‌های سازند سرخ زیرین. (b) نمودار استریوگرافیک قطب سطوح لایه‌بندی بر روی نیمکره زیرین شبکه هم مساحت اشمیت که نشانگر محور تقریباً افقی و سطح محوری شمال باختر- جنوب خاور با شیب نزدیک به قائم است.



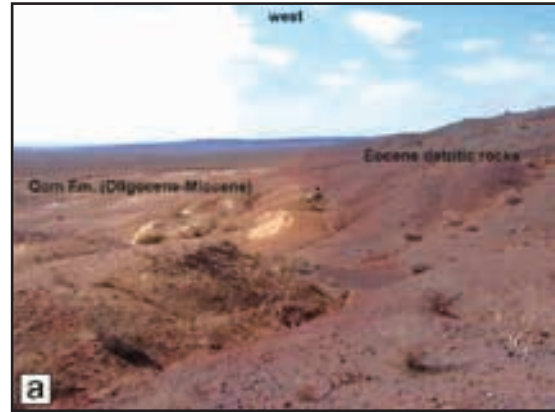
شکل ۷- گسل‌های رانده انارک همراه با چین خوردگی‌های پیش از نوژن در این ناحیه.



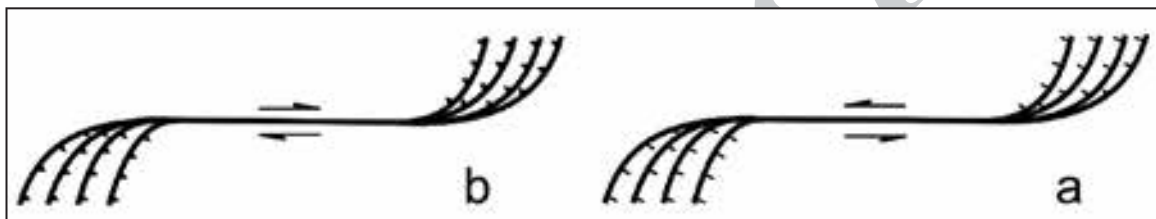
شکل ۸- گسل بابابزرگی و گسل‌های چاه گیره و چاه میشوری، اثر سطح محوری چین‌های پیش از نوژن به رنگ سیاه و اثر سطح محوری چین‌های پس از نوژن با رنگ زرد نمایش داده شده است.



شکل ۵- (a) پایانه باختری سامانه گسل درونه در نایه طالمسی همراه با گسل‌های فرعی این منطقه (b) دوایر بزرگ سطوح گسلی بر روی نیمکره زیرین شبکه هم مساحت اشمیت، سازوکار گسل‌هایی که با رنگ قرمز مشخص شده‌اند، مربوط به شاخه‌های گسلی پایانه باختری گسل درونه هستند.



شکل ۹- (a) راستای گسل چاه میشوری در مرز میان سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در شمال با نهشته‌های سازند قم در جنوب. (b) جابه‌جایی چپ‌بر آبراهه‌های عهد حاضر در محل گذر گسل چاه میشوری.



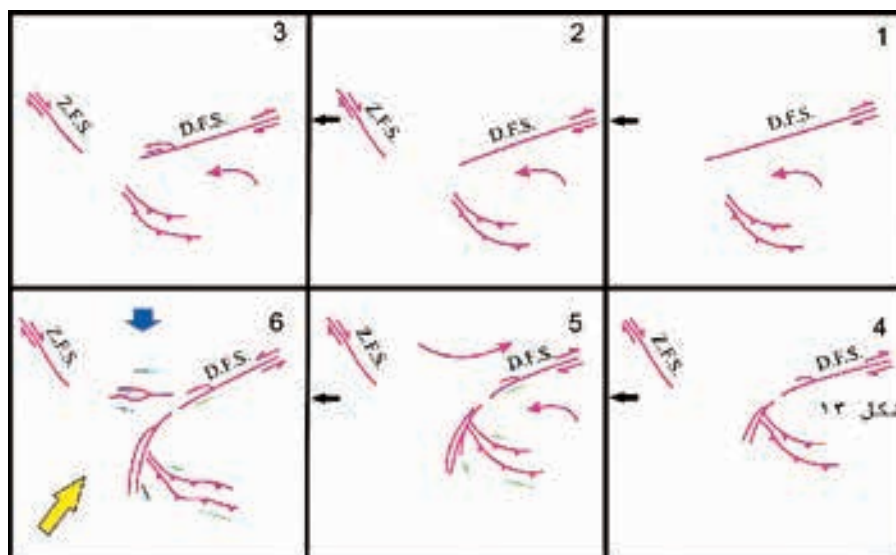
شکل ۱۰- (a) پایانه بادزن پولکی کششی در یک سامانه گسلی راستالغز چپ‌بر (b) پایانه بادزن پولکی فشارشی در سامانه گسلی راستالغز راست‌بر (Woodcock & Fischer, 1986).



شکل ۱۲- ساختار S-C شکنا در برش گسلی راندگی شمالی انارک که معرف حرکت شیب‌لغز عادی این گسل پس از نوزن است.



شکل ۱۱- گسیلش راندگی در ناحیه انارک. (a) گسل شمالی انارک در شمال شهر انارک. (b) گسل جنوبی انارک در جنوب خاور معدن طالمسی.



شکل ۱۳- فرگشت ساختاری پایانه باختری سامانه گسل درونه، اثر سطح محوری چین‌های پیش از نوژن با رنگ سبز و اثر سطح محوری چین‌های پس از پلیوسن با رنگ آبی نمایش داده شده‌اند. پیکان قهوه‌ای رنگ، نشان‌دهنده جهت بیشینه کوتاه‌شدگی پیش از نوژن و پیکان زرد رنگ نشان‌دهنده جهت بیشینه کوتاه‌شدگی پس از نوژن ناشی از برخورد صفحه عربی به ایران است. پیکان آبی رنگ فشارش محلی ناشی از جنبش راستالغز راست‌برگسل زفره و حرکت راستالغز چپ‌برگسل درونه است.

کتابنگاری

استرایی آشتیانی، م. م.، ۱۳۸۵- بررسی ساختاری پایانه باختری گسله درونه (جندق- انارک)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۱۲ ص.
 جوادی کاریزکی، ح. ر.، ۱۳۸۵- زمین‌ساخت جنبه، لرزه زمین‌ساخت و تحلیل ساختاری سامانه گسلی درونه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۰۹ ص.

References

- Allen, M. B., Blanc, E. J. P., Walker, R., Jackson, J., Talebian, M. & Ghassemi, M. R., 2006- Contrasting styles of convergence in the Arabia-Eurasia collision: Why escape tectonics does not occur in Iran, Geological Society of America Special Paper 409, p. 579-589.
- Davoudzadeh, M., Seyed-Emami, K., Amidi, M., 1969- Preliminary note on a newly discovered Triassic section of Anarak (Central Iran), with some remarks on the age of the metamorphism in the anarak regions; GSI note No. 51.
- Eftekharijad, J., 1976- Geological quadrangle map, 1:250000 series, Kashmar sheet. No. J5
- Fattahi, M., Walker, R. T., Khatib, M. M., Dolati, A. & Bahroudi, A., 2007- Slip-rate estimate and past earthquakes on the Doruneh fault, eastern Iran. Geophysics Journal International. 168, 691-709.
- Freund, R., 1974- Kinematics of transform and transcurrent faults, Tectonophysics 21, 93-134.
- Keller, J. V. A., Hall, S. H., Dart, C. J., McClay, K. R., 1995- The geometry and evolution of a transpressional strike-slip system: the Carboneras fault, SE Spain, Journal of the Geological Society of London. 152, 339-351.
- Jackson, J., McKenzie, D., 1984- Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, Geophys. J. R. Astron. Soc., 77, 185 - 264.
- Jackson, J., Haines, J. & Holt, W., 1995- The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran. Journal of Geophysical Research, 100, 15,205-15,219.
- Javadi, H. R., 2009- Iran Fault Map. Geological Survey of Iran. (in press)
- Little, T. A. & Roberts, A. P., 1997- Distribution and mechanism of Neogene to present-day vertical axis rotations, Pacific-Australian plate boundary zone, South Island New Zealand. Journal of Geophysical Research 102, 20447-20468.
- Sharkovski, M., Susov, M. & Krivyakin, B., 1984- Geology of the Anarak Area (Central Iran), Romanko E.: Moscow, V/O "Technoexport" for Geol. Surv. Iran, 5, 143 p.
- Storti, F., Rossetti, F. & Salvini, F., 2001- Structural architecture and displacement accommodation mechanisms at the termination of the Priestley Fault, northern Victoria Land, Antarctica, Tectonophysics 341, 141-161.
- Tchalenko, J. S., Berberian, M. & Behzadi, H., 1973- Geomorphic and seismic evidence for recent activity of the Doruneh fault (Iran), Tectonophysics, 19, 333-341.
- Umhoefer, P. J., 2000- Where are the missing faults in translated terranes. Tectonophysics 326, 23-35.
- Walker, R. & Jackson, J., 2004- Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran, Tectonics, 23, TC5010, doi:10.1029/2003TC001529.
- Wellman, H. W., 1966- Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan. Geologische Rundschau, 18, 217-234.
- Woodcock, N. H. & Fischer, M., 1986- Strike-slip duplexes, Journal of Structural Geology. vol. 8, p. 725-735.