زمستان ۸۸، سال نوزدهم، شماره ۷۳، صفحه ۷۷ تا ۸۳

تحلیل هندسی و جنبشی گسل‌خوردگی عادی جوان در جنوب خاور تبریز

محمد محجل[1]* و اکرم چُل کلی[1]

[1] گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۶/۰۹/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۴/۰۸

چکیده

در جنوب خاور تبریز، رسوبات جوان افقی پلیوسن- کواترنری، آتشفشانی-آواری سهند توسط انبوهی از گسل‌های عادی بریده و جابه‌جا شده‌اند. گسل‌های عادی در طول دوره فعالیت خود باعث لغزش لایه‌ها در امتداد صفحه‌های گسلی و چرخش آنها شده‌اند. این گسل‌ها شامل انواع گسل‌های عادی همساز و ناهمساز با ساختارهای فرابوم و فروبوم، دوبلکس گسلی و ساختارهای مرتبط با گسل‌خوردگی عادی مانند چین‌های کشان گسلی و ساختار تاقدیس‌های فرادیواره‌ای (role over anticlines) هستند. راستای امتداد چیره N-S گسل‌های عادی در خاور منطقه مورد مطالعه به تدریج به طرف باختر به راستای ENE- WSW تغییر می‌یابد. برخی از صفحه‌های گسلی با شیب زیاد و نزدیک به قائم به وجود آمده‌اند به طوری که در اثر کشش زمین‌ساختی، بخش‌هایی رها شده و پایین افتاده است. تغییر شیب صفحه‌های گسلی به دلیل تغییر سختی لایه‌های گسل‌خورده به وجود آمده و چرخش در سامانه گسل‌خوردگی عادی باعث خم شدن لایه‌های افقی بسیار جوان شده و در این چرخش، گسل‌های نوبت بعد و گوه‌های پایین افتاده جدید، محدود به گسل‌های عادی نزدیک به قائم، گسل‌های عادی پیشین را بریده‌اند. در محل برخی از صفحات گسلی، فضاهای قائم در اندازه‌های مختلف ایجاد شده که با نهشته‌های لایه‌های بالایی پر شده‌اند. مشاهده این شواهد و چند مرحله‌ای بودن گسل‌ها نشان می‌دهد که فعالیت زمین‌ساخت کششی در منطقه، همزمان با رسوبگذاری نهشته‌های پلیوسن- کواترنری عمل کرده است. با توجه به برداشت‌های انجام شده، به وجود آمدن این گسل‌ها، تأثیر نیروهای زمین‌ساخت کششی در مقیاس محلی و در ارتباط با حوضه کششی ایجاد شده در releasing zone در اثر حرکت راستالغز راست‌بر گسل تبریز ارزیابی می‌شود.

کلیدواژه‌ها: گسل تبریز، سامانه گسل‌های عادی، کشش همزمان با رسوبگذاری ، رسوبات پلیوسن- کواترنری، کشش محلی

***نویسنده مسئول:** محمد محجل

۱- مقدمه

انبوهی از گسل‌های عادی در برش‌های جاده کمربند جنوبی و مسیر اتوبان جنوب خاور تبریز، رسوبات جوان افقی پلیومن- کواترنری منشأ گرفته از فعالیت‌های آتشفشانی سهند را بریده است. برش‌های زیادی در دیواره جاده‌های تازه احداث شده برای برداشت و مطالعه گسل‌های عادی وجود دارند. در بخش‌هایی از منطقه مورد مطالعه در جنوب خاور شهر تبریز تا گردنه شیبلی (دامنه‌های شمالی کوه سهند) گسل‌ها برونزد دارند.

گسل تبریز ساختار اصلی در منطقه است که تأثیر زیادی بر روی ساختارهای دیگر داشته است. این گسل، توسط زمین‌شناسان ایران، معکوس با مؤلفه امتدادلغز راستگرد معرفی شده است (به عنوان مثال: نبوی، ۱۳۵۵؛ آقانباتی، ۱۳۸۳ و ...). محدوده مورد مطالعه در محل همپوشانی دو پاره از گسل تبریز قرار می‌گیرد (شکل ۱، Karakhanian et al., 2003). در این مطالعه، افزون‌بر معرفی ویژگی‌های هندسی و جنبشی گسل‌های عادی این منطقه، به توصیف و تحلیل آنها و ساختارهای ایجاد شده در ارتباط با گسل‌های عادی پرداخته شده است. شواهد رسوبگذاری نسبت به فعالیت گسل‌های عادی بحث شده‌اند. مهاجرت مناطق دگریختی در ارتباط با مراحل فعالیت گسل‌های عادی بر اساس سن نسبی ارائه شده و شواهد ارتباط بین این گسل‌ها با زمین‌ساخت فعال منطقه ارزیابی شده است.

۲- جنس نهشته‌ها

رسوبات جوان منطقه مورد مطالعه از قدیم به جدید با تناوبی از گل‌سنگ(mudstone)، توف، توف ماسه‌ای و لایه‌های دیاتومیت که با عنوان لایه‌های fish beds شناخته می‌شوند با سن پلیومن- پلیوستوسن معرفی شده‌اند (اسدیان، ۱۳۷۲؛ بهروزی و همکاران، ۱۳۷۶؛ خدابنده و همکاران، ۱۳۷۴). رنگ عمومی این لایه‌ها سفید، سبز و خاکستری است. لایه‌های این واحد سنگی کم و بیش افقی بوده و در برخی موارد ۱۵°- ۵° درجه شیب دارند و ستبرای آنها در خاور تبریز به ۶۰ متر نیز می‌رسد. توف، توف ماسه‌ای و پامیس دیگر نهشته‌های این منطقه است که ستبرای آن به ۵۵۰ تا ۶۰۰ متر می‌رسد. این رسوبات در گستره تبریز و بستان‌آباد قرار دارند (اسدیان، ۱۳۷۲؛ بهروزی و همکاران، ۱۳۷۶). رسوبات دشت سیلابی حاوی تناوب کنگلومرا با اجزای آتشفشانی، ماسه، توف و پومیس به طور افقی بر روی واحدهای قدیمی‌تر قرار می‌گیرد و ستبرای این واحد در جنوب تبریز به ۷۵ متر می‌رسد. رسوبات آبرفتی جوان، شامل پادگانه‌های آبرفتی و دشت‌های شنی با ترکیب به طور عمده رسی و آبرفت‌های جوان کنونی جوان‌ترین بخش این نهشته‌ها است. فرم هندسی کانالی شکل مربوط به آبراهه‌های تغذیه کننده دشت سیلابی که از رسوبات دانه درشت مانند ماسه و در برخی مواقع کنگلومرا پر شده‌اند، در نهشته‌های رسوبی در منطقه مشاهده می‌شود. در لابلای نهشته‌ها دیاتومیت نیز دیده می‌شود که نشان از تشکیل لایه‌های نازک سنگ‌آهک آب شیرین در بخش‌هایی از حوضه است. قطعات کنگلومرا دارای گردشدگی کاملی نیستند و نشان می‌دهند فاصله زیادی از خاستگاه خود ندارند. این نتایج نشانگر رسوبگذاری واحدهای رسوبی منطقه مورد مطالعه، در محیط دریاچه‌ای بوده که توسط سامانه‌های رودخانه‌ای در زمان رسوبگذاری تغذیه می‌شده است.

۳- هندسه گسل‌های عادی

به‌طور کلی ۱۳۴ گسل عادی با جابه‌جایی‌های متفاوت چند سانتی‌متر تا بیش از ۱۰ متر در محل‌های مختلف در منطقه اندازه‌گیری شده است (شکل ۲-الف). با این که امتداد چیره گسل‌های عادی برونزد یافته در منطقه N۷۰ E است (شکل ۲-ب) ولی امتدادهای چیره N-S نیز در بخش خاور منطقه مشاهده می‌شود. شیب بیشتر گسل‌های عادی اندازه‌گیری شده ۸۰°-۷۰° و برای تعداد معدودی کمتر از ۴۵° است (شکل۲-ب). تغییر شیب سطوح گسلی در لایه‌های رسوبی تخریبی و نهشته‌های در ارتباط با فعالیت‌های پرتابی آتشفشان سهند به علت ویژگی‌های مقاومتی متفاوت لایه‌ها مشاهده می‌شود. این ویژگی با اتصال پله‌های گسلی و ایجاد خم گسلی، فشردگی، دگرشکلی گسلی فعال به وسیله لغزش یا برش بین لایه‌ای با شکست سطح گسل در هنگام عبور از لایه‌های با ویژگی‌های مکانیکی متفاوت توسط محققان شناخته شده است (Peacock and Zhang, 1994). در منطقه مورد مطالعه با توجه به جوان بودن رسوبات و در نتیجه

وزن روباره کم، از عوامل یاد شده، نقش عوامل تراکم لایه‌های رسوبی پس از تشکیل گسل و دگریختی گسلی فعال، در تغییر شیب سطوح گسلی منتفی است.

۴- فضاهای کششی در پهنه‌های گسلی

در برخی از برش‌های مطالعه شده، ساختارهای فروبومی دیده می‌شود که سازوکار ایجاد این ساختارها متفاوت با فروبوم‌ها (سیستم گسل‌های هم یوغ) است. گسل‌های ایجاد کننده آنها در این منطقه گسستگی‌های با شیب زیاد و قائم هستند که در اثر کشش زمین‌ساختی (Ferril and Moris, 2003) به وجود آمده‌اند (شکل ۳). در این مقاطع در نتیجه کشش شکستگی‌های قائم و یا شیب زیاد، بخش‌هایی به‌صورت فروبوم پایین افتاده است. در بخش‌های پایین افتاده گسل‌های کوچک ایجاد شده و چرخیده‌اند و همچنین در قطعه‌های پرکننده فضای گسلی، گسستگی و گسل‌های کوچک ایجاد شده‌اند (شکل ۳- ب). در برخی از موارد در امتداد صفحه‌های گسلی فضاهایی با اندازه‌های مختلف از چند سانتی‌متر تا چند متر ایجاد شده است (شکل ۴). همزمانی پدیده گسل‌خوردگی با رسوبگذاری در این موارد باعث شده تا نهشته‌های در حال رسوبگذاری در افق‌های بالاتر در درون فضاهای کششی ایجاد شده در محل صفحه‌های گسلی بریزند. تداوم کشش باعث شده که خود مواد پرکننده فضای بین گسلی نیز در اثر گسل‌خوردگی قرار بگیرند (شکل ۴ – د).

مواد پرکننده فضاهای کششی در پهنه‌های گسلی در مقیاس‌های متفاوت شامل تیغه‌ها وورقه‌های نازک غیرمتبلور (شکل ۴-الف) وقطعه‌های قلوه سنگی است (شکل ۴-د). تشکیل تیغه‌ها مربوط به باز شدن تدریجی دیواره‌های گسلی است که مواد پرکننده به صورت ورقه‌های نازک و موازی دیواره‌ها و در جهت شیب سطح گسل قرار گرفته‌اند (شکل ۴- ب). در برخی برش‌های مطالعه شده از گسل‌های عادی به علت بازشدگی سریع ناشی از تداوم کشش، مواد به صورت توده‌ای و بدون جهت‌گیری، فضای بین دیواره‌های گسل را به صورت ریزشی پر کرده‌اند که به طور عمده از جنس قلوه سنگ و دیگر لایه‌های رسوبی طبقات بالایی هستند (شکل‌های ۳-ب و ۴-د).

۵- ارتباط زمان گسل‌خوردگی و رسوبگذاری

زمان گسل‌خوردگی و رسوبگذاری لایه‌ها در یک حوضه رسوبی به سه دسته پیش از کشش، همزمان با کشش و پس از کشش تقسیم‌بندی شده‌اند (McClay, 2003 ، شکل ۵- الف). به طور کلی به ساختارهایی که در داخل حوضه رسوبی در حین رسوبگذاری رشد و توسعه پیدا می‌کنند ساختارهای رشد (growth structures) گفته شده است. یکی از ویژگی‌های رایج گسل‌خوردگی رشدی تغییر ستبرای لایه‌ها در دو طرف گسل است. همچنین در این حالت لغزش کلی به سمت لایه‌های ژرف‌تر افزایش نشان می‌دهد. در بخش خاوری منطقه مورد مطالعه، نوع گسل‌خوردگی و شکستگی‌های کششی حاکی از عملکرد فعالیت زمین‌ساختی در هنگام رسوبگذاری به خوبی برونزد دارند. این موضوع با تغییر و تفاوت ستبرای لایه‌های فرادیواره و فرودیواره آشکار شده است. بر این اساس در شکل‌های ۵- ب و ۵-ج مربوط به ساختارهای تاقدیس سرنهاده (role over anticline) ایستگاه Bas2، نهشته‌های رسوبی در راستای عملکرد گسل‌های اصلی مشخص شده، تقسیم‌بندی شده است. در شکل ۵- ب، برخلاف این که گسل F.B2.2 در نهشته‌های رسوبی پس از کشش نیز توسعه یافته است، اما این لایه‌ها دچار دگریختی و چرخش نشده‌اند. این موضوع، نشانگر رشد گسل اصلی از پایین به بالا است که برای مدتی رشد گسل متوقف شده و سپس با تغییر هندسه گسل از حالت قاشقی به صورت یک گسل پرشیب در لایه‌های بالایی توسعه یافته است. در شکل ۵- ج، در راستای عملکرد گسل F.B2.3 ، نهشته‌های رسوبی در سه دسته قابل تشخیص هستند. در اثر حرکت و لغزش گسل اصلی F.B2.3 ، ستبرای لایه رسوبی v1 در فرادیواره نسبت به فرودیواره گسل افزایش یافته، در حالی که ستبرای لایه ut1 در هر دو طرف گسل کم و بیش ثابت است. بر این اساس لایه v1 همزمان با کشش و لایه ut1 پیش از کشش معرفی می‌شوند. لایه رسوبی w1 برای گسل F.B2.3 ، در ارتباط با رسوبگذاری پس از کشش شناخته شده است. با توجه به شکل ۵-ج، ستبرای همین لایه در فرادیواره گسل F.B2.4 نسبت به موقعیت آن در فرادیواره گسل F.B2.3 افزایش یافته است، از این رو، لایه w1 برای گسل F.B2.4 در رده همزمان با کشش قرار می‌گیرد. همچنین این موضوع نشانگر تقدم زمانی تشکیل گسل F.B2.3 نسبت به گسل F.B2.4 است.

در بعضی از برونزدها (شکل ۶) گسل‌های عادی چرخش داشته و در اثر آن لایه‌های بین آنها نیز طوری چرخش یافته‌اند که گسل‌های همسوی ایجاد شده در پیش، پس از چرخش به حالت قائم درآمده و حتی برگشته‌اند و فرودیواره پیشین در آنها فرا دیواره فعلی شده است. در شکل ۶- الف، سه گسل عادی اصلی با نام های F.D.3 تا F.D.5 به ترتیب از چپ به راست مشاهده می‌شود که شیب آنها به سمت راست افزایش یافته است. مراحل تکوین این گسل‌ها در شکل ۶- ب به صورت نمایشی نشان داده شده است. در مرحله اول گسل سمت چپی ایجاد شده و بر روی آن تاقدیس role over با خمش لایه‌ها شکل می‌گیرد. گسل‌های عادی همسو و ناهمسو با این حرکت گسل بر روی تاقدیس ایجاد می‌شوند. در نوبت دوم ایجاد کشش بیشتر، گسل اول به صورت پادساعتگرد چرخیده و شیب کمتری پیدا می‌کند و جابه‌جایی به گسل جدید ایجاد شده (F.D.4) منتقل می‌شود. اگر لایه‌های خم شده را به حالت افقی برگردانیم سه گسل موجود در محدوده بین دو گسل عادی F.D.3 و F.D.4، گسل‌های ناهمسو در ارتباط با گسل F.D.3 خواهند بود. در این ماجرا چرخش در گسل‌های فرعی ناهمسوی عادی روی داده است. به طوری که گسل تازه ایجاد شده، گسل‌های ناهمسوی مرتبط با حرکت گسل پیشین را قطع کرده است. اگر به محدوده بین دو گسل عادی F.D.3 و F.D.4 دقت شود، تغییر شیب گسل‌های عادی ناهمسوی پیشین که با گسل عادی اصلی جدید (F.D.4) بریده شده به طور کامل پیداست. شیب سه گسل عادی موجود در این محدوده به ترتیب به سمت چپ افزایش یافته و حتی گوه سمت چپ بالا آمده و به نظر می‌رسد گسل معکوس عمل کرده است. این موضوع با چرخش بیشتر و تغییر شیب لایه‌ها در محدوده بین گسل‌های عادی F.D.5 و F.D.4 نیز رخ داده است. در این تکوین منطقه دگریختی به تدریج با ایجاد گسل‌خوردگی و چرخش در اثر کشش‌های بیشتر پیشروی و مهاجرت به سمت جهت شیب گسل‌های عادی اصلی نشان می‌دهد. لایه‌های افقی جوان‌تر به صورت دگرشیب بر روی لایه‌های چرخیده رسوبگذاری کرده‌اند و رشد گسل عادی جوان‌تر با شیب کمتر در این نهشته‌ها گسترش یافته است.

۶- مهاجرت دگریختی در فرادیواره گسل‌های عادی

هندسه سطح گسل و مقدار جابه‌جایی گسل، بر روی الگوی دگریختی فرادیواره گسل‌های عادی اصلی اثر می‌گذارد. بویژه شکل سطح گسل در الگوی ایجاد گسل‌های مرتبه دوم مؤثر است (Withjack et al., 1995). بر اساس مدل‌های آزمایشگاهی، رشد گسل‌های همساز و ناهمساز در فرا دیواره گسل‌های عادی اصلی از مناطق دگریختی فعال که به طور معمول یکی از آنها بر روی گسل قرار دارد آغاز می‌شود (شکل ۷) و این پهنه‌ها در ادامه عریض‌تر می‌شوند. به طور عموم شیب گسل‌های همساز ایجاد شده در ابتدا زیاد و با تداوم کشش کاهش می‌یابد در حالی که شیب گسل‌های ناهمساز افزایش می‌یابد. همچنین گسل‌های ناهمساز جابه‌جایی بزرگ‌تری را نسبت به گسل‌های همساز نشان می‌دهند (Withjack et al., 1995). بر اساس آزمایش‌های زمین‌ساخت تجربی، گسل‌های همساز و ناهمساز ایجاد شده در فرادیواره هر یک از

گسل‌های اصلی، زمان‌بندی دارد. بر اساس این آزمایش‌ها، گسل‌های ناهمساز زودتر از گسل‌های همساز تشکیل می‌شوند و با ادامه کشش، مناطق دگرریختی جدیدی شکل می‌گیرد (McClay, 2003). در حالت کلی گسل‌های مرتبه دوم در نزدیکی گسل اصلی، جوان‌تر و در فاصله دور قدیمی‌ترهستند. در شکل ۷، در فرادیواره گسل اصلی، دو پهنه دگرریختی معرفی شده است. پهنه دگرریختی غیرفعال در فاصله دورتر نسبت به گسل اصلی قرار دارد که با فاصله گرفتن از گسل در ادامه کشش از فعالیت باز مانده است و به جای آن یک پهنه دگرریختی جدید در نزدیکی گسل تشکیل شده است. ویژگی اصلی این دو پهنه، گسل‌های همساز کم‌شیب و گسل‌های ناهمساز باشیب زیاد است. در داخل پهنه جدید چرخش گسل‌های ناهمساز در نتیجه ادامه کشش به قدری زیاد بوده که به عملکرد معکوس رسیده است. گسل F.B1.8، به عنوان یک گسل اصلی جدید معرفی می‌شود. در واقع می‌توان این گسل را یک گسل همسازی دانست که بر روی گسل اصلی تشکیل شده و پس از محل خمش سطح گسل اصلی به سمت بالا رشد کرده و به یک گسل اصلی جدید تبدیل شده است. این موضوع نشان دهنده انتقال صفحه گسلی(fault plane migration) است.

۷- ساختار دوبلکس‌ها و گوه‌های گسلی

در نتیجه تغییر محل گسل‌خوردگی و حرکت آن به سمت فرودیواره و در اثر دگرریختی پیشرونده برای گسل‌های عادی با هندسه ramp- flat، ساختار دوبلکس کششی در مسیر گسل عادی ایجاد شده است (شکل ۸). رشد گسل‌ها در مقاطع عمود بر سطح گسل می‌تواند در نتیجه رشد صفحه‌های گسلی سری دوم و همپوشانی و رسیدن آنها به صفحه گسل اصلی، رشد شعاعی گسل‌ها و همپوشانی آنها و یا به هم پیوستن گسل‌های کوچک در هم رشد کرده باشد که در نهایت یک صفحه گسلی جدید و بزرگ را ایجاد می‌کنند (Peacock, 2002 ; Alessio and Martel, 2004; Vermilye and Scholz, 1999 ; Tavarnelli and Pasqui, 2000) (شکل۸- الف). در شکل‌های ۸- ب و ۹ دو نمونه از همپوشانی قطعه‌های گسلی در منطقه نشان داده شده است. با افزایش همپوشانی، حجم منطقه دگرریختی نیز افزایش می‌یابد. شکستگی‌های تشکیل شده به طور عمده در دو گروه موازی و به حالت مورب نسبت به گسل‌های دیواره تشکیل شده‌اند. با توجه به این که شکستگی‌های نوع P توسط نوع R قطع شده‌اند زودتر تشکیل شده‌اند. گاه در اثر این همپوشانی و رشد و حرکت همزمان گسل‌ها و ایجاد یک پهنه فشردگی در پهنه بین دو گسل، ساختار عدسی شکل ایجاد شده است (شکل ۸- ب). در برخی قسمت‌های منطقه مورد مطالعه مانند ایستگاه Vil (شکل ۱۰)، ساختارهای گوه‌ای شکلی در راستای گسل‌های عادی تشکیل شده است. هندسه صفحه گسل‌ها، قاشقی تا مستوی است و در مورد گسل‌های قاشقی قسمت کاو آنها به سمت فرادیواره است. گسل‌های جدید به موازات گسل اصلی تشکیل شده‌اند و سیزان جابه‌جایی در امتداد آنها کم است. رشد گسل اصلی از خط لبه گسلی (tip) به سمت رسوبات پوشاننده صورت گرفته است. گسل‌های همساز و ناهمساز در فرادیواره گسل‌های اصلی به علت این که پس از چرخش لایه‌ها ایجاد شده‌اند، دارای شیب زیادی هستند. ایجاد شکستگی‌های ریز در نتیجه دگرریختی ناشی از میدان تنش حاکم در اطراف گسل اصلی است که رشد بیشتر این شکستگی‌ها از نزدیکی سطح گسل اصلی ارزیابی می‌شود. در نهایت پیوستن گسل‌های کوچک به رشد گسل اصلی منجر شده است.

گوه‌های گسلی دارای پهناهای متفاوتی هستند. برخلاف لایه‌های فرادیواره و فرودیواره، در محل گوه‌ها لایه‌ها دچار چرخش نشده‌اند. با توجه به این که این ساختارها در یک برش و به فاصله کم از یکدیگر تشکیل شده‌اند، تفاوت بین پهنای گوه‌ها و تعداد ریزگسل‌های ایجاد شده در امتداد گسل‌های اصلی نمی‌تواند با سازوکار ایجاد کننده این ساختارها در ارتباط باشد. یکی از ویژگی‌های بارزی که در این برش به چشم می‌خورد تفاوت در نوع و تعداد لایه‌بندی در حرکت از سمت راست به سمت چپ برش است. همان طوری که در شکل نیز مشخص است، در حالت چند لایه‌ای و تناوب لایه‌های مقاوم و نامقاوم میزان ریزشکستگی‌ها در اطراف گسل اصلی زیادتر است. بنابراین تنوع در جنس و ستبرای لایه‌بندی باعث آن بوده است.

۸- سازوکار گسل‌خوردگی عادی و خاستگاه زمین‌ساختی آن در منطقه جنوب خاور تبریز

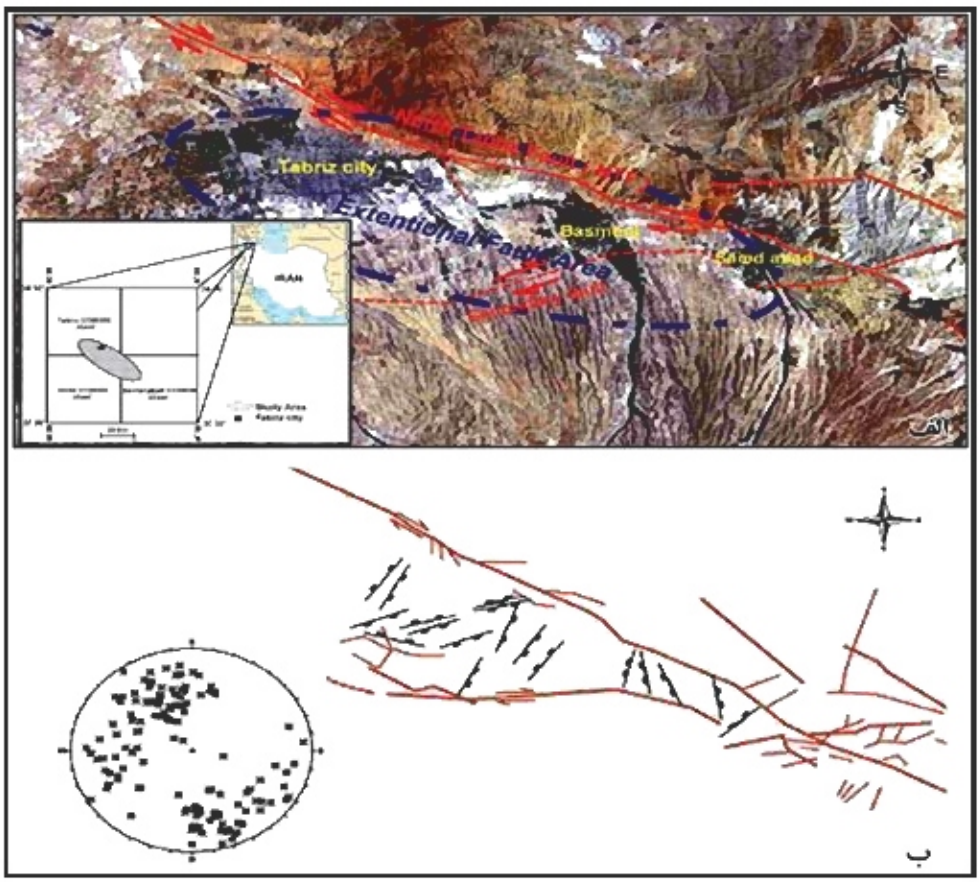
هندسه گسل های عادی منطقه مورد مطالعه بیشتر نشانگر آرایه گسلی هم یوغ است (شکل‌های ۱-ب و ۲- الف). وجود تقارن در جهت شیب گسل‌های عادی نسبت به جهت امتداد چیره در منطقه مورد مطالعه نیز می‌تواند متأثر از آرایه گسل‌های هم یوغ باشد. برونزد گسل‌های عادی زیاد در منطقه مورد مطالعه به صورت محلی و محدود به جنوب خاور شهر تبریز گسترش گسل‌های عادی را در ارتباط با کشش محلی نشان می‌دهد. حضور شکستگی‌های کششی نشانگر پایین بودن تنش تفاضلی در طول توسعه شکستگی‌ها و خود نشانگر کم‌ژرفا بودن گسل‌خوردگی است. وجود گسل‌ها و شکستگی‌های قائم در نهشته‌های پلیوسن- کواترنری نشانگر افقی بودن تقریبی σ_2 در طول دوره کشش بوده و آرایه گسلی هم یوغ برای گسل‌های عادی و وجود شکستگی‌های قائم کششی در منطقه نشان دهنده حاکمیت سامانه کششی است. با توجه به همزمانی شروع فعالیت آتشفشانی سهند در زمان گسل‌خوردگی عادی (پلیوسن- کواترنری)، فعالیت آتشفشانی سهند به عنوان اولین عامل شکل‌گیری گسل‌های عادی در منطقه مطرح شده است. در مطالعه‌ای که توسط Berberian and Arshadi (1977) بر روی سامانه فرابوم- فرویوم در رسوبات نئوژن- کواترنری منطقه شبیلی (انتهای خاوری منطقه مورد مطالعه) صورت گرفته است، عامل اصلی ایجاد گسل‌های عادی، انبساط پوسته ناشی از بالا آمدن ماگما در محدوده فعالیت آتشفشانی سهند معرفی شده است. در حال حاضر به دلیل ایجاد برش‌های جاده‌ها، برونزدهای بیشتری از گسل‌خوردگی عادی در منطقه معرفی شده توسط آنها وجود دارند و در این پژوهش نیز کم و بیش آنها مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته‌اند. با استفاده از نتایج حاصل از تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی و بویژه داده‌های مغناطیسی و مطالعه تصاویر ماهواره‌ای، نتایج جدید و متفاوت با نتیجه‌گیری Berberian and Arshadi (1977) درباره خاستگاه زمین‌ساختی گسل‌های عادی در منطقه مورد مطالعه پیشنهاد می‌شود.

بررسی گسل‌های عادی در اطراف سهند نشان می‌دهد که این گسل‌ها در شمال خاوری سهند به‌صورت متراکم قرار گرفته است. بنابراین نمی‌توان تجمع و تراکم گسل‌های عادی را در این بخش خاص نادیده گرفت و تنها علت ایجاد آنها را در ارتباط با بالا آمدن توده آذرین سهند تفسیر کرد. چون در آن صورت در همه پیرامون آن بایستی چنین گسل‌خوردگی عادی دیده می‌شد. گسل شمال تبریز از دیدگاه جنبش‌های عهد حاضر، پویاترین ساختار در زمین‌شناسی آذربایجان است. این سامانه گسلی به سهم خود بخشی از دگرریختی ترافشارشی ناشی از همگرایی مورب بین صفحه عربی و اوراسیا را متحمل می‌شود. هندسه پهنه گسلی تبریز با قطعه‌های گسلی که به صورت راست گام با همدیگر همپوشانی دارند مشخص می‌شود (Karakhanian et al., 1996). Berberian (1997)، گسل شمال تبریز را به قطعه‌های گسلی تقسیم کرده است که مجموع طول این قطعه‌های ۲۱۰ کیلومتر است. مطالعه‌های اخیر و نتایج حاصل از تفسیر تصاویر ماهواره‌ای، حرکت راستالغز گسل تبریز را تأیید می‌کند. همپوشانی در قطعه‌های گسل تبریز به روشنی نشان داده شده و قطعه‌ای که در جنوب خاوری تبریز قرار دارد توسط Karakhanian et al. (2003)

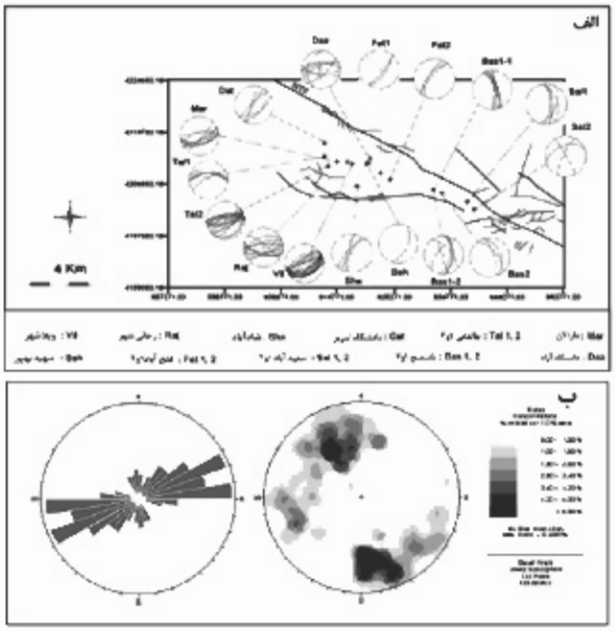
گزارش و یا عنوان گسل یاسمنج معرفی شده است. این گسل محدود کننده بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه است. موقعیت این گسل در شکل ۱ نشان داده شده است. در نقشه ژئوفیزیک هوایی سازمان زمین‌شناسی کشور (Yousefi and Fridberg, 1987) برای زون NJ-38-12 (میانه) نیز این گسل را با شماره ۸ و گسل موازی آن با شماره ۱۷(F-398) تعیین کرده‌اند. اگر علت ایجاد گسل‌های حادی در منطقه مورد مطالعه همپوشانی گسل شمال تبریز با گسل یاد شده باشد، در این صورت محدوده محصور بین این گسل و گسل شمال تبریز به صورت حوضه محدود کششی عمل کرده و تمرکز گسل‌خوردگی حادی نیز همین موضوع را نشان می‌دهد. همچنین در منطقه شمال شهر تبریز حوضه کششی محدود معرفی شده است (Kamkhanian et al., 2003). بررسی گسل‌های حادی در منطقه مورد مطالعه اعم از راستای عمومی گسل‌های حادی، سن گسل‌خوردگی، سن رسوباتی که در اثر گسل‌خوردگی حادی قرار گرفته‌اند (پلیوسن- کواترنری) و همچنین ساختارهای مرتبط با گسل‌خوردگی حادی مشخص می‌کند که اگر همپوشانی گسل یاسمنج به عنوان یک گسل امتدادلغز راستگرد با گسل شمال تبریز، علت ایجاد گسل‌های کششی باشد، در این صورت باید راستای گسل‌های حادی ایجاد شده در این حوضه شمالی- جنوبی باشد. همان طوری که در شکل ۱ نیز مشخص است، برخلاف روند عمومی یاد شده برای گسل‌های حادی منطقه، به سمت خاور روند شمالی- جنوبی و به سمت باختر روند NE-SW فراوان‌تر است. علت ایجاد این دو روند ساختاری که در آن روند شمالی- جنوبی گسل‌های حادی از خاور به طرف باختر به تدریج به راستای NE-SW عوض می‌شود می‌تواند چرخش تدریجی آنها در پهنه پوششی گسل امتداد لغز و فاصله گرفتن گسل یاسمنج از گسل تبریز به سمت باختر باشد (شکل ۱۱).

۹- بحث و نتیجه‌گیری

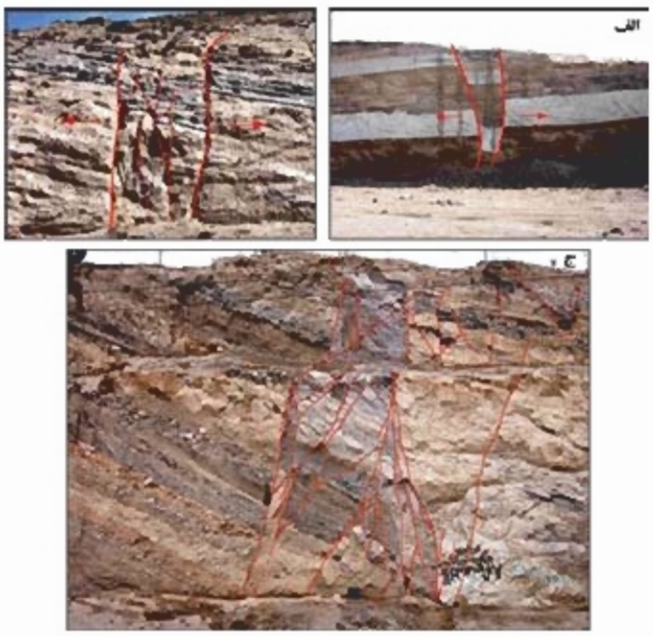
بررسی هندسه و نحوه جنبش گسل‌های حادی معرفی شده در این مطالعه در جنوب خاور تبریز نشان می‌دهد که حادثه زمین‌ساخت کششی به صورت همزمان با رسوبگذاری نهشته‌های آذرآواری به همراه رسوبات تخریبی با قطعات سنگ‌های آتشفشانی سهند به وجود آمده است. این فعالیت با چرخش گسل‌های پیشین تشکیل شده در اثر کشش‌های بعدی، و پوشیده شدن آنها با رسوبات جوان‌تر که خود نیز در اثر گسل‌خوردگی حادی در مراحل بعدی قرار گرفته‌اند نمود یافته است. تغییر راستای امتداد گسل‌ها از راستای شمالی- جنوبی در خاور به راستای خاور- شمال خاور در باختر منطقه، تأثیر چرخش ساختگرد در راستای آنها نشان می‌دهد. منطقه‌ای که گسل‌های حادی به مقدار فراوان در آن به وجود آمده محدود به جنوب خاور تبریز می‌شود. محدود بودن حوضه کششی و واقع شدن آن در محل پوشش دو پاره از گسل راستالغز در این محل ارتباط حوضه کششی را با حرکت امتدادلغز گسل تبریز نشان می‌دهد. بنابراین این پهنه دگرشکلی می‌تواند یک منطقه پوشش (Linkage damage zone) در ارتباط با گسل راستالغز تبریز باشد.



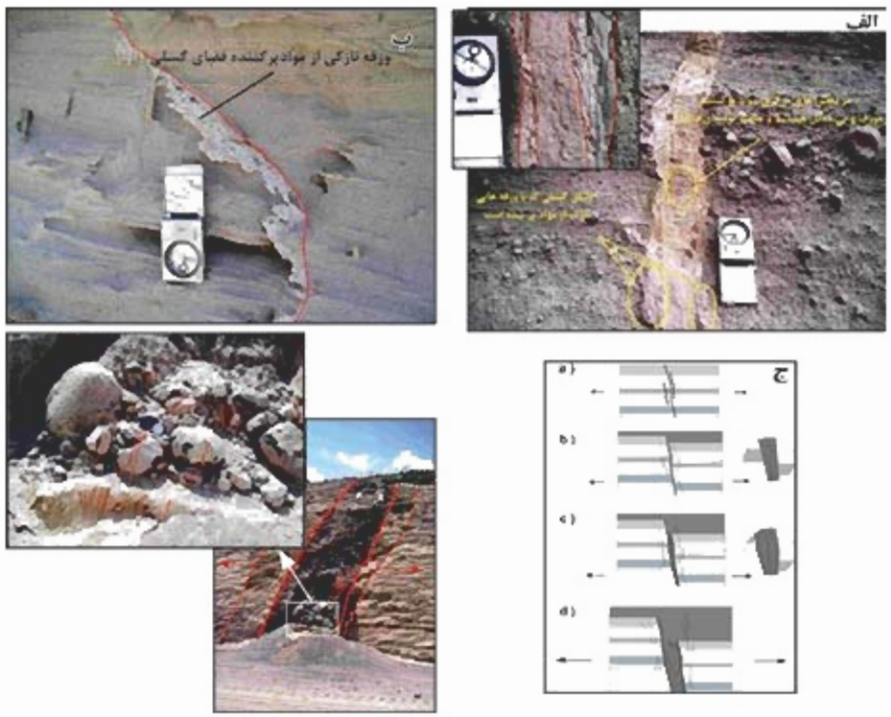
شکل ۱- الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در جنوب خاور شهر تبریز. نقشه گوشه سمت چپ موقعیت آن را در شمال باختر ایران، نشان می‌دهد. جزئیات گسل‌خوردگی و موقعیت گسل‌های حادی در شکل ب آمده است. ب) منطقه مورد مطالعه در جنوب خاور تبریز در محل همپوشانی دو گسل شمال تبریز و یاسمنج قرار دارد. در روی نقشه به صورت نماینده برخی از گسل‌های حادی با امتداد و جهت شیب آمده است. موقعیت قطب صفحه‌های گسل‌های حادی اندازه‌گیری شده در استریوگرام نشان داده شده است.



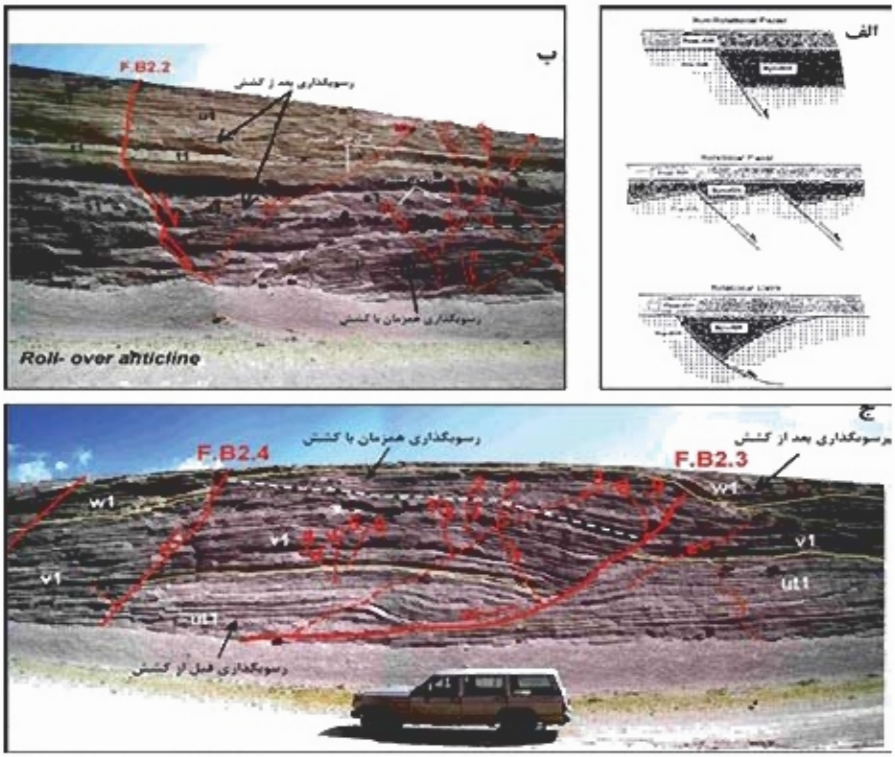
شکل ۲- الف) نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه، موقعیت هر یک از ایستگاه‌های اندازه‌گیری شده نشان داده شده است. استریوگرام‌ها در روی نقشه، امتداد و جهت شیب صفحه‌ها گسلی اندازه‌گیری شده در هر یک از این ایستگاه‌ها را به طور جداگانه نشان می‌دهد. ب) تصویر استریوگرافی قطب گسل‌های عادی اندازه‌گیری شده در منطقه (سمت راست) و نمودار گل سرخی امتداد آنها (سمت چپ).



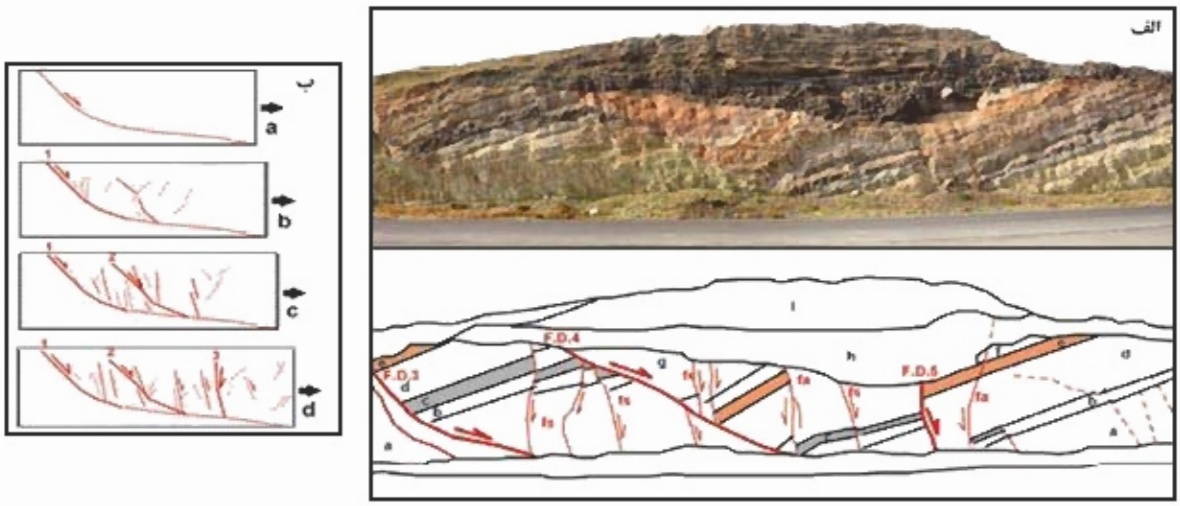
شکل ۳- فروافتادگی در بخش فروبوم محدود در حدفاصل گسل‌های عادی با شیب زیاد. الف) ایستگاه مارالان (Mar)، دید به سمت NE ب) ایستگاه شادآباد (Sha)، دیدبه سمت شمال. ج) به وجود آمدن گسستگی کششی و ریزش در محدوده بین دو گسل عادی کم و بیش موازی، ایستگاه ویلاشهر(Vil)، دید به سمت جنوب باختر.



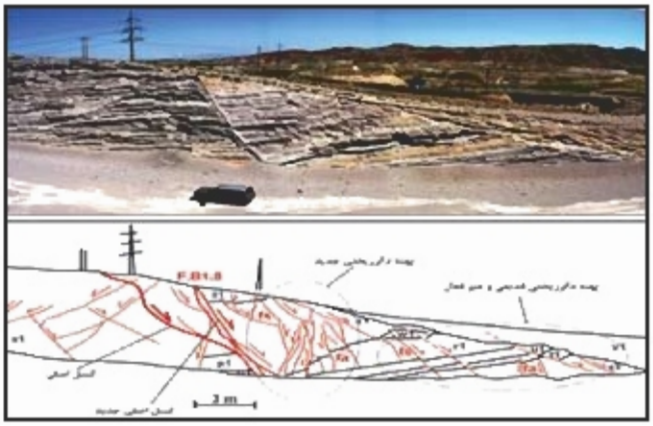
شکل ۴- الف) فضای ایجاد شده در اثر کشش که در راستای صفحه گسل قائم است با رسوبات موازی دیواره (بخش‌های کناری) و به صورت ریزش از لایه‌های بالاتر (بخش‌های میانی) پر شده است. مسیر آزادراه در حال احداث تبریز- بستان آباد دید به سمت جنوب خاور. ب) قاصله کم در صفحه گسل عادی با شیب کم با رشد کاتی‌های ژیپس پر شده است. مسیر آزادراه دید به سمت شمال باختر. ج) روند فضاهای ایجاد شده در محل صفحه‌های گسلی به صورت نمایشی نشان داده شده است. فضای ایجاد شده توسط رسوبات جوان لایه‌های بالاتر پر شده است. د) فضای با مقیاس متری در مسیر گسل عادی به صورت قائم ایجاد شده و با رسوبات تخریبی لایه‌های بالاتر به صورت ریزشی پر شده است. قطعه‌های موجود در کانال گسسته و به صورت عادی جابجا شده اند. ایستگاه فتح آباد، دید به سمت جنوب باختر (برای محل ایستگاه به شکل ۲-الف، مراجعه شود).



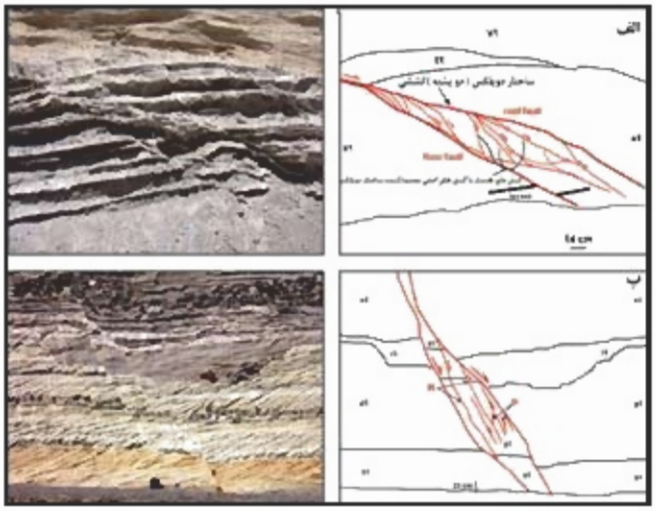
شکل ۵- الف) نهشته‌های پیش، همزمان و پس از گسل خوردگی در حالت‌های بدون چرخش (بالا) چرخش با صفحه‌های گسلی مستقیم (میانی) و حالت چرخش قاشقی (پایین) را نشان می‌دهد. ب) ساختار تاقدیس خانیه ایستگاه Bas2 در راستای گسل‌های F.B2.2. نهشته‌های رسوبی در ارتباط با این گسل‌ها تقسیم‌بندی شده است. بر خلاف این که گسل F.B2.2 در نهشته‌های رسوبی پس از کشش نیز توسعه یافته است، اما این لایه‌ها دچار دگریختی و چرخش نشده‌اند. ساختارهای پیچ خورده درلایه ul1 به احتمال مربوط به آشفتگی محیط رسوبی بوده و ارتباطی به رشد گسل در این لایه‌ها ندارد چون در غیر این صورت لایه‌های افقی زیرین نیز دچار دگریختی می‌شدند. ایستگاه پاسمنج ۲ (Bas2)، دید به سمت شمال باختر. ج) در راستای عملکرد گسل عادی (F.B2.3)، نهشته‌های رسوبی در سه دسته قابل تشخیص هستند. در اثر حرکت و لغزش گسل اصلی F.B2.3، ستبرای لایه رسوبی v1 در فرادیواره نسبت به فرودیواره گسل افزایش یافته، در حالی که ستبرای لایه ul1 در هر دو طرف گسل کم و بیش ثابت است. بنابرین لایه v1 همزمان با کشش و لایه ul1 پیش از کشش معرفی می‌شوند. لایه رسوبی w1 برای گسل F.B2.3، در ارتباط با رسوبگذاری پس از کشش است. با توجه به شکل، ستبرای همین لایه در فرادیواره گسل F.B2.4 نسبت به موقعیت آن در فرادیواره گسل F.B2.3 افزایش یافته است، از این رو لایه w1 برای گسل F.B2.4 در رده همزمان با کشش قرار می‌گیرد. همچنین این موضوع نشانگر تقدم زمانی تشکیل گسل F.B2.3 نسبت به گسل F.B2.4 است، ایستگاه پاسمنج ۲، دید به سمت جنوب خاور.



شکل ۶- الف). چرخش گسل‌های عادی و چرخش لایه‌های افقی که در نتیجه آن گسل‌های همسری پیشین، موقعیت قائم و یا شیب زیاد یافته‌اند به طوری که در بخشی از آنها فرو دیواره به موقعیت فرادیواره رسیده است. به رشد با شیب کم گسل در لایه‌های بالایی افقی در سمت راست شکل توجه شود. ایستگاه دانشگاه آزاد اسلامی(Dan)، دید به سمت باختر. ب) تصویر نمایشی برای نشان دادن مراحل به وجود آمده برای حالت الف.

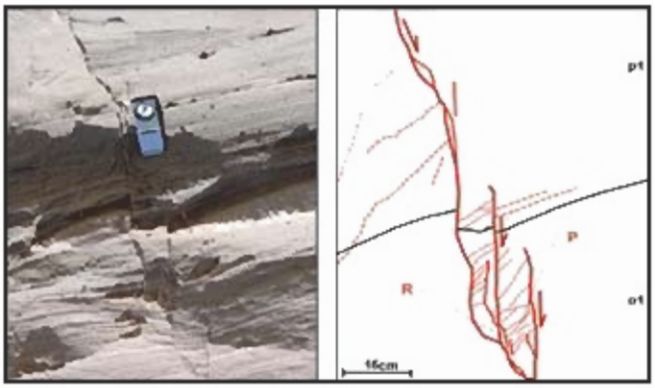


شکل ۷- پهنه دگریختی خیرخمال در سمت راست که در فاصله دورتر نسبت به گسل اصلی (گسل F.B1.8) قرار دارد. پهنه دگریختی جدید در نزدیکی گسل (F.B1.8) تشکیل شده است. ویژگی اصلی این دو پهنه، گسل‌های همساز کم شیب و گسل های ناهمساز باشیب زیاد است. در داخل پهنه دگریختی جدید، چرخش گسل‌های ناهمساز در نتیجه ادامه کشش به قدری زیاد بوده که عملکرد معکوس نشان می‌دهند (قسمت پایین پهنه دگریختی جدید را ببینید). گسل F.B1.8، به عنوان گسل اصلی جدید در فرادیواره گسل پیشین (سمت چپ) معرفی می‌شود. ایستگاه باسنیج ۱(Bas1)، دید به سمت شمال باختر.

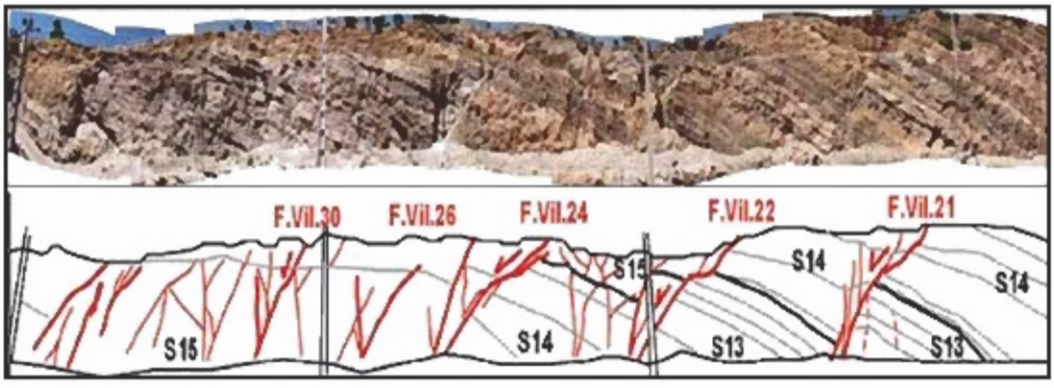


شکل ۸- (الف) دویلکس ایجاد شده در راستای گسل حادی. گسل‌های حادی محدود بین گسل‌های حادی سقف و کف با شیب بیشتری به وجود آمده‌اند. ایستگاه باسنیج ۱، دید به سمت شمال باختر.

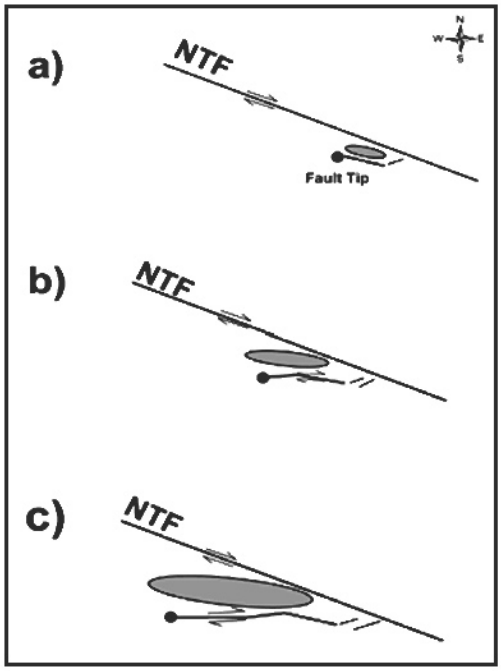
ب) پهنه برشی گوه‌ای بین دو گسل حادی. شکستگی‌های نوع P توسط نوع R قطع شده‌اند. ایستگاه باسنیج ۱، دید به سمت شمال باختر.



شکل۹- همپوشانی قطعه‌های گسلی. با افزایش همپوشانی، حجم منطقه دگریختی نیز افزایش می‌یابد. شکستگی‌های تشکیل شده به طور عمده در دو گروه موازی و به حالت مورب نسبت به گسل‌های دیواره تشکیل شده‌اند. با توجه به این که شکستگی‌های نوع P توسط نوع R قطع شده‌اند زودتر تشکیل شده‌اند. ایستگاه باسنیج ۱، دید به سمت شمال باختر.



شکل ۱۰- نمونه‌ای از گوه‌های پایین افتاده نشان داده شده است. چرخش ساعتگرد در بلوک‌های محدود بین گسل‌های حادی باعث رشد گسل‌های جدید در فرادیواره گسل‌های اصلی و بریده شدن صفحه‌های گسلی پیشین شده است. ایستگاه ویلاشهر، دید به سمت جنوب باختر.



شکل ۱۱- مدل پیشنهادی برای ایجاد و رشد گسل امتداد لغز فرعی که با زاویه نسبت به گسل تبریز تشکیل شده و حوضه کششی در محل همپوشانی آن با گسل تبریز ایجاد شده است.

کتابنگاری

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، وزارت صنایع و معادن سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

اسدیان، ع.، ۱۳۷۲- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تبریز، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

بهروزی، امینی فضل، امینی آذر، ۱۳۷۶ - نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بستان آباد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشلفات معدنی کشور.

خدابنده، ع. الف.، امینی فضل، ع.، ۱۳۷۴- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اسکو، سازمان زمین‌شناسی کشور.

نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

Alessio, M. A. D., Martel, S. J., 2004- Fault terminations and barriers to fault growth, Journal of Structural Geology, V. 26, pp 1885- 1896.

Berberian, M. and Arshadi, S., 1977- The Shibli rift system (Sahand region, NW Iran), Contribution to the seismotectonics of Iran (Part 3), V. 8, pp 203- 229.

Berberian, M., 1997- Seismic source of the Transcaucasion historical earthquakes. In: Giaardini, D., Balassanian, S. (Eds.), Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, Netherlands, pp 233- 311.

Ferrill, D. A., Morris, A. P., 2003- Diletional normal faults, Journal of structural geology, vol 25, pp 183 to 196.

Karakhanian, A. S., Jamali, F. H., Hessami, K. H., 1996- An investigation of some active faults in the Azarbaijan rejoin (NW Iran), Report IIEES, Tehran, 7.

Karakhanian, A. S., Trifonov, V. G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, Kh., Jamali, F., Bayraktutan, M., Bagdassaian, H., Arakelian, S., Davitian, V., Adilkhanyan, A., 2003- Active faulting and natural hazards in Armenia, Estern Turkey and Norhtwestern Iran, Tectonophysics, 380, pp 189- 219.

McClay, K. R., 2003- Advanced structural geology for petroleum exploration, Lecture notes, V.1.

Peacock, D. C. P., Zhang, X., 1994 Field examples and numerical modeling oversteps and bends along normal faults in cross- section. tectonophysics, V. 234, pp 147- 167.

Peacock, D. C. P., 2002- Propagation, interaction and linkage in normal fault systems, Earth-Science Reviews, V. 58, pp 121- 142.

Tavarnelli, E., Pasqui, V., 2000- Fault growth by segment linkage in seismically active setting:Examples from the Sourthern Apennines, Italy and the Coast Ranges, California, journal of Geodynemics, V. 29, pp 501- 516.

Twiss, R. J. and Moores, E. M., 1992- Structural Geology, W. H. Freeman and Company, New York.

Vermilye, J. M., Scholz, C. H., 1999- Fault propagation and segmentation: insight from the microstructural examination of a small fault, journal of Structural Geology, V. 21, pp 1623- 1636.

Withjack, M. O., Islam, Q. T., Lapointe, P. R., 1995- Normal faults and hanging wall deformation: An experimental study, AAPG Bulletin, V. 79, NO. 1, pp 1- 18.

Yousefi, E., Fridberg, J. L., 1987- Aeromagnetic Map of Iran, NJ- 38- 07 and NJ- 38- 12.

Geometry and Kinematic Analysis of Young Normal Faults in Southeast Tabriz

M. Mahdjoubi* & A. Ghalamy

Department of Geology, Tarbiat moderes University, Tehran, Iran

Received: 2007 December 18 Accepted: 2008 June 25

Abstract

Abundant normal faults were locally developed in Pliocene-Quaternary detritus and pyroclastic sediments of Sahand volcano in southeast Tabriz. Well exposed normal faults are synthetic and antithetic, horst and graben and half graben structure systems, drag folds and roll-over anticlines were produced by normal faults. The average strike of these faults changes from dominant N-S in east to ENE- WSW in west. Dip of the fault planes changes due to layer competency and rotated older normal faults and layers were cut by later normal faults. In some cases vertical grabens were produced along fault planes and filled by the sediments of upper strata due to extension. Overstep and bends also occur along normal faults in cross-section. Field investigations indicate that the syn-depositional extension occurred in Pliocene- Quaternary. Style and growth of normal faults in local distinct area in southeast Tabriz indicate that they were possibly produced by local extension (releasing zone) in relation with dextral strike-slip displacement of North Tabriz Fault.

Keyword: Tabriz fault, Normal fault, Syn-depositional extension, Pliocene- Quaternary sediments, Local extension.

For Persian Version see pages 77 to 84

* Corresponding author: M. Mahdjoubi; E_mail: mahdjoubi2005@yahoo.com