

بررسی ساختاری بقایای حوضه حاشیه‌ای تیس جوان در مسیر گسل شمال تبریز

فاطمه مصباحی^۱، محمد مجمل^۲، محسن مؤذن^۳، لقمان نمکی^۴

^۱ دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۴ استادیار، دانشگاه آزاد سنندج، سنندج، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۸/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۲/۰۳

چکیده

در خاور تبریز، در جنوب روستای اسکندر، واحدهای سنگی کرتاسه بالایی رخنمون دارند. ساختارهای موجود در این نهشته‌ها عبارتند از: چین‌خوردگی‌های در مقیاس رخنمون با تمایل سطح محوری به سمت شمال‌شمال‌خاوری و آرایه گسلش راندگی که در قالب سه ورقه راندگی اصلی واحدهای کرتاسه بالایی را به سمت شمال‌باختری بر روی هم رانده‌اند. این آرایه گسلش راندگی، چین‌خوردگی‌های متمایل به سمت شمال‌شمال‌خاوری واحدهای کرتاسه بالایی را قطع کرده است. واحدهای میوسن به صورت دگرشیب واحدهای کرتاسه بالایی و ساختارهای موجود در آنها را پوشانده‌اند. سطح محوری چین‌های موجود در سنگ‌های میوسن به سمت جنوب‌جنوب‌باختری متمایل است. گسل‌های راندگی به سمت جنوب‌باختری و همچنین گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد در منطقه به موازات گسل شمال تبریز رخنمون دارند. ساختارهای موجود در واحدهای کرتاسه بالایی با تمایل به سمت شمال در فاصله زمانی بین کرتاسه بالایی و میوسن ایجاد شده و توسط گسل شمال تبریز قطع شده‌اند. ویژگی‌های ساختاری واحدهای کرتاسه بالایی به عنوان شواهدی از وجود پوسته اقیانوسی باریک در زمان کرتاسه پسین در حوضه حاشیه‌ای تیس جوان تداعی‌کننده جهت فرورانش احتمالی در این حوضه به سمت جنوب است.

کلیدواژه‌ها: گسل شمال تبریز، راندگی، چین‌خوردگی، کرتاسه فوقانی، حوضه حاشیه‌ای.

*نویسنده مسئول: محمد مجمل

E-mail: mohajjel@modares.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

واحدهای سنگی کرتاسه شامل موارد زیر می‌باشند: الف- سنگ‌های رسوبی به سن کرتاسه بالایی از نوع فلیش (Flysch) با ترکیب ماسه سنگ آهکی، آهک ماسه‌ای، شیل، کنگلومرا (فریدی و حق‌فرشی، ۱۳۸۵) و ب- مجموعه اسکندر که به صورت بخش‌هایی خرد و دگرشکل شده و محدود به گسل تبریز بوده و در بردارنده سنگ‌های رسوبی نهشته شده در محیط‌های آبیسیال، مانند سنگ‌آهک‌های پلاژیک، طبقات چرت، بازالت اسپیلیتی، دیاباز و متاولکانیک به سن کرتاسه بالایی است (فریدی و حق‌فرشی، ۱۳۸۵). در ادامه خاوری این رخنمون‌ها در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ پستان‌آباد آثاری از بازالت‌های با ساخت بالشی نیز گزارش شده‌است. همچنین تمایل خطی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب در نمودار عنکبوتی همسانی احتمالی این مجموعه را با افق‌های زیرین حوضه‌های اقیانوسی تداعی می‌نماید (فریدی و حق‌فرشی، ۱۳۸۵). توده گرانیتویدی اسکندر-ملک‌کیان با سن نسبی احتمالی الیگوسن و ماهیت پس از برخورد در داخل مجموعه اسکندر نفوذ کرده است (حسن‌زاده، ۱۳۸۶). تقی‌پور (۱۳۸۳)، براساس تصاویر ماهواره‌ای برونزدگی واحدهای کرتاسه بالایی در این بخش را به وجود یک پله فشاری در مسیر گسل راست‌گرد شمال تبریز نسبت داده است. این منطقه تاکنون از نظر ساختاری مورد مطالعه دقیق قرار نگرفته است. با توجه به اهمیتی که منطقه مورد مطالعه در رابطه با تعیین تاریخچه تکاملی و وضعیت زمین‌ساختی گسل شمال تبریز دارد، در تحقیق حاضر ویژگی‌ها و روابط ساختاری آن مورد بررسی قرار گرفته است.

۲- روش مطالعه

به منظور بررسی ساختاری منطقه مورد مطالعه ابتدا با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای محل‌های مناسب برداشت‌های صحرایی انتخاب شدند سپس در طی مراحل مختلف برداشت‌ها ویژگی‌های هندسی و جنبشی ساختارها مورد اندازه‌گیری قرار گرفتند و به منظور بررسی‌های سنگ‌شناختی از بخش‌های مختلف منطقه نمونه‌برداری شد. در طی برداشت‌های میدانی عکس‌های مناسب که گویای ویژگی‌های ساختاری باشند، از ایستگاه‌های اندازه‌گیری گرفته شد. در مرحله بعد داده‌های به‌دست آمده

گسل تبریز به عنوان گسلی لرزه‌زا از ساختارهای مهم زمین‌شناسی در شمال‌باختری ایران است که در یک طول ۱۰۰ کیلومتری از کوه‌های میشو در باختر تا پستان‌آباد در خاور قابل ردیابی است (آقانبای، ۱۳۸۳). روند عمومی گسل تبریز از $N 110^\circ$ تا $N 130^\circ$ در تغییر بوده و شیب گسل نیز در بخش‌های مختلف در طول مسیر آن متفاوت است (فریدی و خداینده، ۱۳۹۰)، از نظر جنبشی براساس شواهد مورفولوژیکی و لرزه‌ای، گسل تبریز حرکت راستالغز راست‌گرد به همراه مؤلفه معکوس دارد (Karaxanian et al., 2004; Berberian, 1976). (Eftekharijehad, 1975) گسل تبریز را یکی از گسل‌های قدیمی ایران می‌داند که فعالیت آن از دوره دوینین آغاز شده است. به عقیده وی گسل تبریز از فرورانش‌های زنجان-ابهر، شمال تبریز، شمال‌باختری آذربایجان گذشته و تا قفقاز ادامه می‌یابد. از نظر موقعیت زمین‌ساختی، گسل تبریز منطبق بر سامانه زمین‌درز برخوردی کمان-کمان تیس جوان است که در امتداد این زمین‌درز، بخشی از کمان ارومیه - دختر (تبریز-ساوه) با مجموعه ماگمایی البرز برخورد کرده است (Alavi, 1991, 2007). همچنین (Azizi and Jahangiri, 2007)، بر اساس مطالعات پترولوژیکی انجام گرفته در مورد افیولیت خوی و نیز با توجه به وجود نوار ولکانیکی به سن ائوسن در شمال گسل تبریز، افیولیت خوی و بعضی از رخنمون‌های توده‌های مافیک و اولترامافیک در مسیر گسل تبریز را باقی‌مانده‌هایی از پوسته اقیانوسی، اقیانوس باریک خوی-زنجان می‌داند که در حاشیه خاوری پهنه سنندج-سیرجان (حاشیه غیرفعال) جایگیری کرده‌اند. این اقیانوس که در واقع حوضه حاشیه‌ای حاصل از فرورانش تیس جوان به زیر پهنه سنندج-سیرجان است، احتمالاً در زمان کرتاسه بالایی بخش شمالی سنندج-سیرجان را از ورقه ایران مرکزی و البرز-آذربایجان جدا می‌کرده است به طوری که پوسته اقیانوسی آن در زمان ائوسن به زیر ورقه البرز-آذربایجان (به سمت شمال‌خاور) فرورانش کرده و باعث ایجاد نوار آتشفشانی البرز-آذربایجان در شمال گسل تبریز شده است (Azizi and Jahangiri, 2007).

منطقه مورد مطالعه یکی از معدود مناطق در بردارنده رخنمون‌های واحدهای سنگی کرتاسه بالایی در طول مسیر گسل تبریز است (شکل ۱). در این منطقه

از اندازه‌گیری‌های صحرایی مورد تجربه و تحلیل قرار گرفتند. به منظور ترسیم برش ساختاری (برش ساختاری a-b در شکل ۱) از تلفیق نتایج حاصل از اندازه‌گیری‌های صحرایی تحقیق حاضر و تصاویر ماهواره‌ای Google earth استفاده شد.

۳- سنگ‌شناسی

واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در منطقه مورد مطالعه از نظر سنی از کرتاسه پنین تا کواترنری را شامل می‌شوند (شکل ۱). از نظر سنگ‌شناسی، براساس نتایج حاصل از برداشت‌های صحرایی تحقیق حاضر، واحدهای سنگی کرتاسه پنین در منطقه مورد مطالعه در سه بخش مجزا رخنمون دارند که در این تحقیق با عنوان K_3 ، K_2 و K_1 نامگذاری شده‌اند (نامگذاری واحدهای سنگی کرتاسه پنین در منطقه مورد مطالعه براساس ترتیب سنی این واحدها نیست). رخنمون اول (K_3)، که با عنوان مجموعه اسکندر نامیده شده است (فریدی و حق‌فرشی، ۱۳۸۵)، بخش‌هایی خرد و دگرشکل شده و محدود به گسل تبریز بوده و در بر دارنده سنگ‌های رسوبی نهشته شده در محیط‌های آبیسال، مانند سنگ‌آهک‌های پلاژیک، طبقات چرت، بازالت اسپیلیتی، دیاباز و متاولکانیک به سن کرتاسه بالایی است (فریدی و حق‌فرشی، ۱۳۸۵). رخنمون دوم (K_2)، متشکل از سنگ‌های رسوبی از نوع فلیش (Flysch) با ترکیب ماسه‌سنگ آهکی، آهک ماسه‌ای، شیل، کنگلومرا است (فریدی و حق‌فرشی، ۱۳۸۵). در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ بستان‌آباد براساس ریزفیل‌های موجود سن کرتاسه بالایی به واحد K_2 نسبت داده شده است (بهرزی و همکاران، ۱۳۷۶). ولی در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ خوجا براساس تشابه رخساره‌ای این واحد با رسوبات کرتاسه بالایی بخش میانی آن نقشه، سن کرتاسه بالایی تا اوائل پالئوسن برای این واحد در نظر گرفته شده است (فریدی و حق‌فرشی، ۱۳۸۵). رخنمون سوم (K_1)، مرتفع‌ترین بخش در منطقه مورد مطالعه است که به نام کوه تک‌آلنی شناخته می‌شود. این بخش، در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ بستان‌آباد با عنوان سنگ‌های آپلیتی و ریولیتی تشریری (بهرزی و همکاران، ۱۳۷۶) و در نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ میانه (Alavi Tehrani et al., 1978) با عنوان دیوریت و مونزونیت لیگوسن معرفی شده است. این در حالی است که با توجه به برداشت‌های صحرایی، این رخنمون مجموعه‌ای دگرشکل شده بوده که واحدهای سنگی مختلف از جنس گرانیت (شکل ۳-الف)، گرانودیوریت (شکل ۳-ب)، آذرآواری (شکل ۱۰-د، ن)، ماسه‌سنگ سیلیتی (شکل ۱۰-ج) و بازالت (شکل ۱۲-ب) را شامل می‌شود. این واحدهای سنگی توسط گسل‌های راندگی به سمت شمال باختری بر روی هم رانده شده‌اند (به بخش ۴-۲ مراجعه شود). تحلیل نقشه مغناطیس هوابرد در منطقه نشان می‌دهد که در محدوده رخنمون K_3 یک بی‌هنجاری مغناطیسی وجود دارد که در راستای شمال‌باختر کشیدگی دارد و به سمت جنوب‌خاور منقطع شده و نهایتاً قطع می‌شود. این بی‌هنجاری، شکل ورقه‌ای و تخت با شیب زیاد را نشان می‌دهد که با بررسی‌های زمین‌شناسی انجام گرفته در منطقه، همخوانی زیادی با اسپیلیت بازالت‌ها و دیابازها دارد. ولی در محدوده رخنمون K_2 (کوه تک‌آلنی) بی‌هنجاری مغناطیسی چشم‌گیری مشاهده نمی‌شود (شکل ۲) که نشان می‌دهد نه تنها در سطح بلکه در عمق نیز توده‌های آذرین حاوی کانی‌های فرومغناطیس حضور ندارند که این شامل طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین عمدتاً سنگ‌های متوسط تا مافیک می‌شود، از این رو، نمی‌توان وجود توده نفوذی دیوریتی و مونزونیتی را به این بخش نسبت داد. این بخش از نظر سنگ‌شناسی با واحد سنگی K_1 به سن کرتاسه بالایی قابل مقایسه است و می‌توان سن کرتاسه بالایی را به آن نسبت داد.

۴- ساختارهای زمین‌شناسی

ساختارهای زمین‌شناسی اصلی شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه در طی برداشت‌های صحرایی تحقیق حاضر را می‌توان به صورت زیر طبقه‌بندی کرد:

۱. چین‌خوردگی‌ها

۲. گسلش راندگی با شیب به سمت جنوب خاور

۳. گسلش راندگی و امتداد لغز به موازات گسل شمال تبریز

۴-۱. چین‌خوردگی‌ها

چین‌خوردگی در دو مجموعه سنگی کرتاسه بالایی و میوسن مورد بررسی قرار گرفته است.

چین‌خوردگی در واحدهای کرتاسه بالایی

ساختار چین‌خوردگی در مقیاس رخنمون در واحدهای مارنی، شیلی و آهکی رخنمون K_3 و K_2 قابل مشاهده است (ایستگاه‌های A تا D در شکل ۱). سطح محوری این چین‌ها عمدتاً مایل تا خوابیده و محورشان نیمه افقی است (شکل ۴-الف). امتداد سطح محوری این چین‌ها شمال باختری- جنوب خاوری با تمایل سطح محوری به سمت شمال‌خاوری می‌باشد (شکل ۴-الف). در این واحدها همانطور که در شکل ۴-ب (محل برداشت: ایستگاه A در شکل ۱) مشاهده می‌شود، سطح بر گوارگی S_1 چین‌خورده است. بر گوارگی S_1 حاصل انحلال فشاری است، به طوریکه تیغه‌های حاصل از انحلال فشاری در شکل ۴-ج، به صورت مورب از گوشه بالایی سمت چپ به گوشه پایینی سمت راست عکس قابل مشاهده‌اند، در بخش مرکزی تصویر، کناره‌های قطعه کلسیتی در اثر انحلال فشاری قطع شده است (شکل ۴-ج).

چین‌خوردگی در واحدهای میوسن

در منطقه مورد مطالعه چین‌های $Fo_{Es,1}$ و $Fo_{Es,2}$ واحدهای میوسن را دگرشکل کرده‌اند. چین $Fo_{Es,1}$ در واقع یک چین تک‌شیب (Monocline) است به نحوی که یال شمالی آن افقی بوده و یال جنوبی‌اش با امتداد $N 097^\circ$ نیمه قائم می‌باشد (شکل ۵-الف و ۵-ب، محل برداشت ایستگاه E در شکل ۱). امتداد سطح محوری این چین تقریباً خاوری- باختری با تمایل به سمت جنوب و محورش افقی است (شکل ۵-ب). به سمت جنوب در نزدیکی گسل امتداد لغز شمال تبریز چین تک‌شیب $Fo_{Es,2}$ وجود دارد. این چین نیز یال شمالی تقریباً افقی دارد ولی یال جنوبی آن به سمت جنوب باختری شیبی در حدود 50° درجه دارد. سطح محوری این چین با امتداد 106° درجه متمایل به سمت جنوب بوده و محور آن نیمه افقی است (شکل ۵-ج، محل برداشت: ایستگاه F در شکل ۱).

۴-۲. ساختار گسلش راندگی با شیب به سمت جنوب خاور

مرز بین واحدهای K_3 ، K_2 و K_1 توسط گسل‌های راندگی با شیب به سمت جنوب خاور مشخص می‌شود (شکل ۱).

گسل $Fa_{Es,1}$ ، سبب راندگی واحدهای K_3 بر روی K_2 شده است. در ایستگاه A (شکل ۱)، گسل $Fa_{Es,1}$ شیب بسیار کمی در حدود 10° درجه به سمت جنوب‌خاور دارد (شکل ۶-الف). در پهنه برشی این گسل (شکل ۶-ب)، ساختار S-C، نشانگر روراندگی واحد K_3 به صورت یک سفره بر روی واحد K_2 به سمت شمال‌باختری است. همانطور که در شکل ۶-الف مشاهده می‌شود شیب گسل $Fa_{Es,1}$ به سمت شمال بیشتر شده ولی در ایستگاه B (شکل ۱)، شیب گسل $Fa_{Es,1}$ دوباره کم شده و واحدهای K_3 را به صورت سفره بر روی واحدهای K_2 رانده است (شکل ۷-الف). در این ایستگاه همچنین چین‌خوردگی $Fo_{Es,3}$ با تمایل سطح محوری به سمت شمال‌خاوری توسط گسل $Fa_{Es,1}$ قطع شده است (شکل ۷-الف). همانطور که در شکل ۷-الف مشاهده می‌شود در فرادیواره و فرودیواره گسل $Fa_{Es,1}$ در داخل خود واحدهای K_3 و K_2 نیز گسل‌های راندگی فرعی با سوی راندگی شمال‌باختر این واحدها را دگرشکل کرده‌اند. در شکل ۷-ب یکی از این گسل‌ها نشان داده شده است که با امتداد 040° درجه، با توجه به ساختار S-C ایجاد شده در پهنه برشی گسل، باعث راندگی لایه‌های چرتی واحد K_2 به سمت شمال‌باختری شده است.

گسل $Fa_{Es,2}$ ، مرز بین واحدهای K_3 و K_2 و وسیله گسل $Fa_{Es,2}$ مشخص می‌شود. در ایستگاه G (شکل ۱) در پهنه دگرشکلی این گسل واحدهای سنگی به صورت

در پهنه دگرشکلی گسل شمال تبریز، گسل‌های معکوس با سمت راندگی به سمت جنوب‌باختر، به موازات گسل شمال تبریز سنگ‌های واحد K_a را دگرشکل کرده‌اند. به عنوان مثال در شکل ۱۳-الف و ۱۳-ج گسلش معکوس باعث ایجاد بافت s-c با جهت برش معکوس در سنگ‌های واحد K_a شده است (محل برداشت: ایستگاه N در شکل ۱).

علاوه بر گسلش راندگی، سطوح گسلی قائم مربوط به حرکات امتدادلغز گسل شمال تبریز باعث ایجاد جابه‌جایی‌های راست‌گرد در واحدهای سنگی K_a شده‌اند. در شکل ۱۳-ن ساختار S-C حرکت راست‌گرد مربوط به گسل شمال تبریز مشاهده می‌شود (محل برداشت: ایستگاه N در شکل ۱).

۵- نتیجه‌گیری

چین‌خوردگی‌های واحدهای کرتاسه بالایی با سطح محوری دارای روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری، به سمت شمال خاور تمایل دارند در حالی که چین‌های موجود در واحدهای میوسن به سمت جنوب‌باختر متمایل‌اند و در واحدهای میوسن چین‌خوردگی با تمایل به سمت شمال خاور دیده نمی‌شود. چین‌های واحدهای کرتاسه بالایی خود توسط آرایه گسلش راندگی به سمت شمال‌باختر قطع شده‌اند (شکل ۷-الف). آرایه گسلش راندگی به سمت شمال‌باختر سبب راندگی واحدهای کرتاسه بالایی K_a ، K_b و K_c به صورت ورقه‌های راندگی بر روی هم، به سمت شمال‌باختر شده است. به طوریکه مرز بین واحد K_a و K_b را گسل $Fa_{Es,1}$ و مرز بین واحد K_b و K_c را گسل $Fa_{Es,2}$ مشخص می‌کند (شکل ۱). گسل راندگی $Fa_{Es,1}$ و دیگر گسل‌های راندگی فرعی موجود در فرا دیواره و فرود یواره این گسل توسط لایه‌های رسوبی تخریبی میوسن به صورت دگرشیب پوشیده شده‌اند و در واحدهای میوسن هیچگونه جابه‌جایی ایجاد نکرده‌اند (شکل ۱۴). از این رو، فعالیت این آرایه راندگی مربوط به بازه زمانی پس از کرتاسه بالایی و پیش از زمان میوسن است. وجود گسل‌های راندگی با سوی برش به سمت شمال‌باختر در واحدهای سنگی مختلف کوه تک‌آلتی، وجود گسلش راندگی $Fa_{Es,1}$ با سوی برش به سمت شمال‌باختر در مرز بین واحدهای کوه تک‌آلتی (K_c) و K_b و عدم وجود شواهد وجود توده نفوذی دیوریتی و مونزونیتی در نقشه شدت کل مغناطیس هوایی در کوه تک‌آلتی نشان دهنده این امر است که این بخش از منطقه، به عنوان یک جداسنگ (Klippe) مربوط به راندگی در اثر فعالیت آرایه گسلش راندگی به سمت شمال‌باختر در بازه زمانی پس از کرتاسه بالایی و پیش از زمان میوسن ایجاد شده است (شکل ۱-الف، ب). در واقع این آرایه گسلش راندگی به سمت شمال‌باختر مربوط به زمان بسته شدن اقیانوس خوی- زنجان (Azizi & Jahangiri, 2007) در زمان پالئوژن است. به سمت جنوب، واحدهای کرتاسه بالایی جنوب روستای اسکندر و همچنین آرایه راندگی به سمت شمال‌باختری توسط حرکات امتدادلغز راست‌گرد گسل شمال تبریز قطع شده‌اند (شکل ۱). همانطور که در بخش مقدمه اشاره شد، تقی‌پور (۱۳۸۳) بر اساس تصاویر ماهواره‌ای برخاستگی واحدهای کرتاسه بالایی در این بخش را به وجود پله فشاری در مسیر گسل شمال تبریز نسبت داده است در حالی که در برداشت‌های صحرایی تحقیق حاضر آثاری از گسل همپوشان ایجاد کننده پله فشاری تصور شده از سوی تقی‌پور (۱۳۸۳) در این منطقه یافت نشده است همچنین در محل پله‌های فشاری ساختار گل سرخی مثبت در این منطقه نمی‌باشد. با توجه به روابط ساختاری موجود بین ساختارهای مختلف در منطقه مورد مطالعه، ساختار چین‌خوردگی با تمایل به سمت شمال خاور و گسلش راندگی به سمت شمال‌باختر به ترتیب از نخستین دگرشکلی‌های ایجاد شده در واحدهای کرتاسه بالایی منطقه مورد مطالعه در اثر بسته شدن حوضه حاشیه‌ای تیسس جوان هستند که با توجه به سوی تمایل

ورقه‌های راندگی به سمت شمال‌باختر بر روی هم رانده شده‌اند (شکل ۸-الف). در داخل این ورقه‌های راندگی در سنگ‌های سریست شیبی، برگوارگی ممتد با موقعیت $40/145$ دیده می‌شود. همانطور که در شکل ۸-ج مشاهده می‌شود در این مقطع، کوارتز خاموشی موجی دارد و بازتبلور از نوع برآمدگی (Bulging) نشان می‌دهد. با توجه به نوع دگرشکلی کوارتز (Passchier and Trouw, 2005) که فقط دچار خاموشی موجی و بازتبلور شده است درجه حرارت دگرشکلی بیشینه 300 درجه بوده است. ماهی‌شدگی (Mica fish) در بیوتیت تجزیه شده به سریست، نشانگر سوی برش راست‌گرد در مقطع است که با توجه به جهت یابی مقطع، حرکت معکوس را برای پهنه برشی نشان می‌دهد (شکل ۸-ج و ۸-د). در فرود یواره پهنه برشی گسل $Fa_{Es,2}$ در سنگ‌های آهکی دانه ریز واحد K_b برگوارگی ضعیف انحلال فشاری با موقعیت $30/135$ ، به موازات پهنه برشی گسل $Fa_{Es,2}$ وجود دارد (شکل ۸-ن، محل برداشت: ایستگاه H در شکل ۱). در فراد یواره گسل $Fa_{Es,2}$ نیز در واحد K_c که مرتفع‌ترین بخش منطقه است واحدهای سنگی با جنس‌های مختلف به صورت ورقه‌های راندگی (تراستی) به سمت شمال‌باختر بر روی هم رانده شده‌اند. به عنوان مثال در ایستگاه I (شکل ۱)، گسل‌های راندگی $Fa_{1,1}$ و $Fa_{1,2}$ با امتداد شمال خاوری- جنوب‌باختری، باعث راندگی واحدهای سنگی آذرآواری و ماسه سنگی به سمت شمال‌باختر شده‌اند (شکل ۹-الف). ساختار s-c ایجاد شده در پهنه برشی گسل‌های $Fa_{1,1}$ و $Fa_{1,2}$ نشانگر حرکات معکوس این دو گسل است (شکل ۹-ب و ۹-ج). حرکت معکوس گسل $Fa_{1,2}$ باعث کشیده شدن (dragging) لایه‌های ماسه‌سنگی فرود یواره گسل به صورت سازگار با حرکت معکوس گسل شده‌است (شکل ۹-الف). گسل $Fa_{1,3}$ به صورت پس‌راندگی در فراد یواره گسل $Fa_{1,2}$ باعث جابه‌جایی معکوس جزئی به سمت جنوب خاوری در لایه‌بندی شده است (شکل ۹-الف). در شکل ۱۰-الف نحوه قرارگیری سنگ‌های آذرآواری بر روی لایه‌های ماسه‌سنگ سیلتی در واحد K_c نشان داده شده است (محل برداشت: ایستگاه I در شکل ۱). مرز بین بخش آذرآواری و ماسه‌سنگ سیلتی ناهموار بوده و اجزای سنگ آذرآواری شکاف‌های موجود در ماسه سنگ را پر کرده‌اند (شکل ۱۰-ب)، قطعاتی از ماسه‌سنگ دانه‌ریز سیلتی (شکل ۱۰-ج) نیز به صورت پراکنده در داخل بخش آذرآواری وجود دارد (شکل ۱۰-ب). در مقیاس میکروسکوپی در بخش آذرآواری قطعات شیشه، سنگ بازالتی و کانی‌های گرد شده وجود دارد (شکل ۱۰-د، ن). در ایستگاه J (شکل ۱)، گسل‌های راندگی با امتداد شمال خاوری- جنوب‌باختری سنگ‌های به احتمال زیاد گرانیتوبیدی را به سمت شمال‌باختری رانده‌اند (شکل ۱۱-الف). در مقطع میکروسکوپی این سنگ عمدتاً از کانی‌های کوارتز در زمینه، باقی‌مانده‌هایی شبه‌وار (ghost) از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز که دگرسان شده‌اند و کانی‌های ثانویه از جمله میکای سفید و سریست حاصل از دگرسانی شدید در سنگ، تشکیل شده است (شکل ۱۱-ج). برگوارگی فاصله‌دار با موقعیت $30/140$ در اثر دگرشکلی در سنگ ایجاد شده است به طوریکه ماهی‌شدگی در کانی میکای تجزیه شده جهت برش را در مقطع میکروسکوپی به صورت راست‌گرد نشان می‌دهند که با توجه به جهت یابی مقطع نشانگر حرکت معکوس در پهنه برشی است (شکل ۱۱-د). در ایستگاه K در شکل ۱، سنگ‌های بازالتی توسط گسل‌های با روند شمال‌خاوری- جنوب‌باختری دگرشکل شده‌اند (شکل ۱۲-الف). در مقطع میکروسکوپی کانی‌های عمده تشکیل دهنده این سنگ‌های بازالتی عمدتاً پلاژیوکلاز و کانی‌های ثانویه اپیدوت و کلریت حاصل از دگرسانی است (شکل ۱۲-ب). با توجه به هم‌روند بودن این گسل‌ها با آرایه گسلش راندگی به سمت شمال‌باختری به احتمال زیاد حرکت معکوس دارند.

۴-۳. ساختار گسلش معکوس و امتداد لغز به موازات اثر گسل شمال تبریز

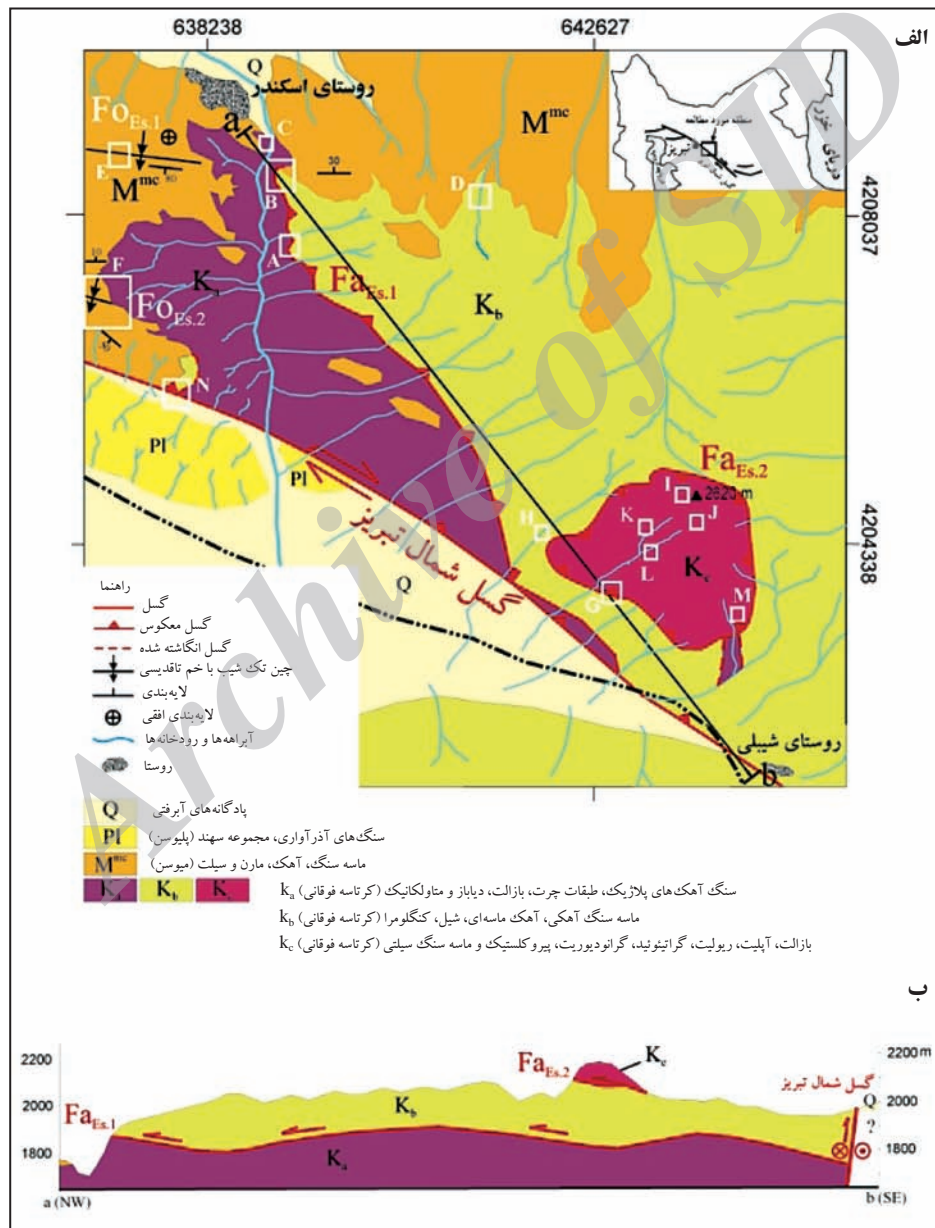
گسل شمال تبریز با حرکت امتدادلغز راست‌گرد غالب (سیاهکالی مرادی و همکاران، ۱۳۸۷) از جنوب منطقه مورد مطالعه عبور می‌کند.

کرتاسه بالایی، جهت حمل زمین‌ساختی (tectonic transport) در دگرشکلی‌های موجود در واحدهای میوسن به سمت جنوب است.

سپاسگزاری

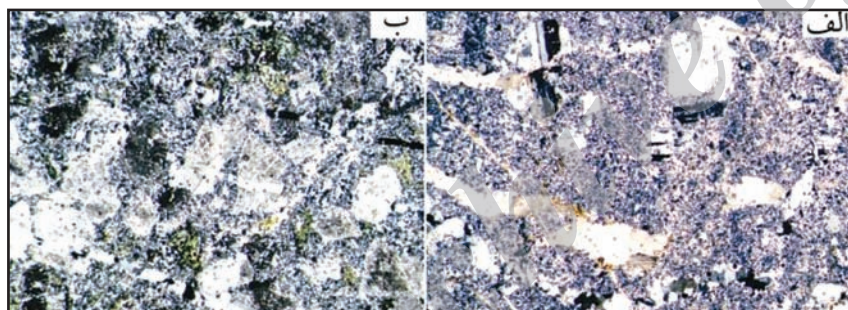
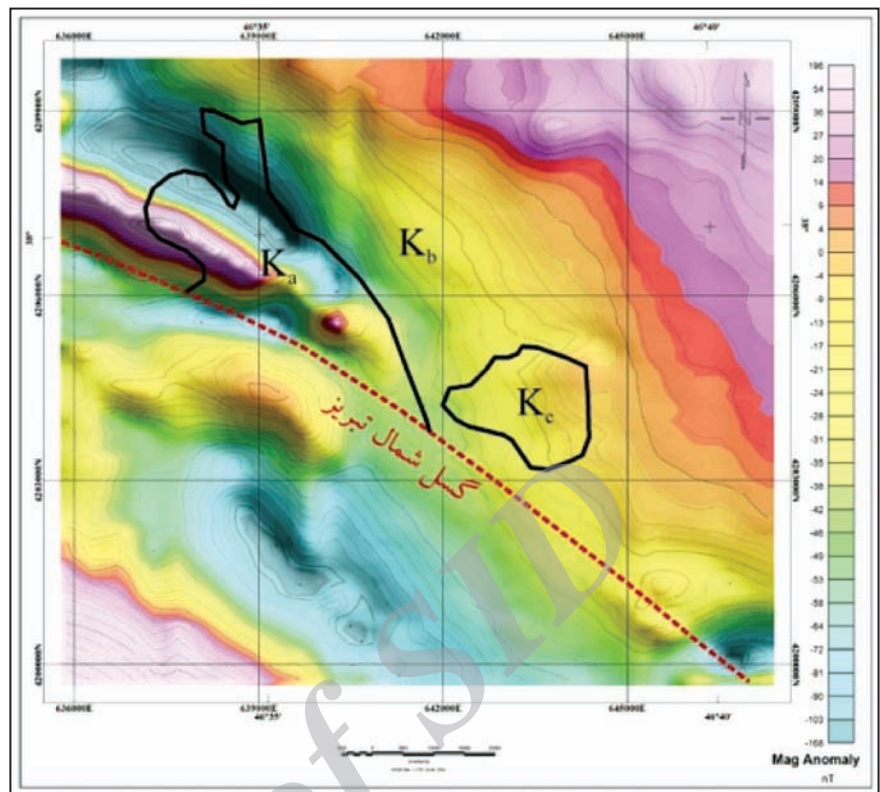
این نوشتار به عنوان بخشی از رساله دکتری نویسنده اول با استفاده از امکانات دانشگاه تربیت مدرس انجام شده است. همچنین از سازمان انرژی اتمی ایران برای در اختیار قرار دادن داده‌های ژئوفیزیک مغناطیس هوایی سپاسگزاری می‌شود.

ساختارها، برخلاف نتایج مطالعات انجام شده بر روی سنگ‌های آتشفشانی شمال گسل تبریز (Azizi & Jahangiri, 2007)، تداعی‌کننده وجود فروانش احتمالی به سمت جنوب هستند. پس از برخاستگی واحدهای کرتاسه بالایی، واحدهای میوسن به صورت دگرشیب بر روی واحدهای کرتاسه بالایی قرار گرفته‌اند. در ادامه دگرشکلی، چین‌خوردگی‌های با تمایل به سمت جنوب باختری در رسوبات میوسن و گسل‌های معکوس و امتداد لغز راست گرد مربوط به حرکات جوان‌تر از میوسن گسل شمال تبریز شکل گرفته‌اند. برخلاف دگرشکلی‌های موجود در واحدهای



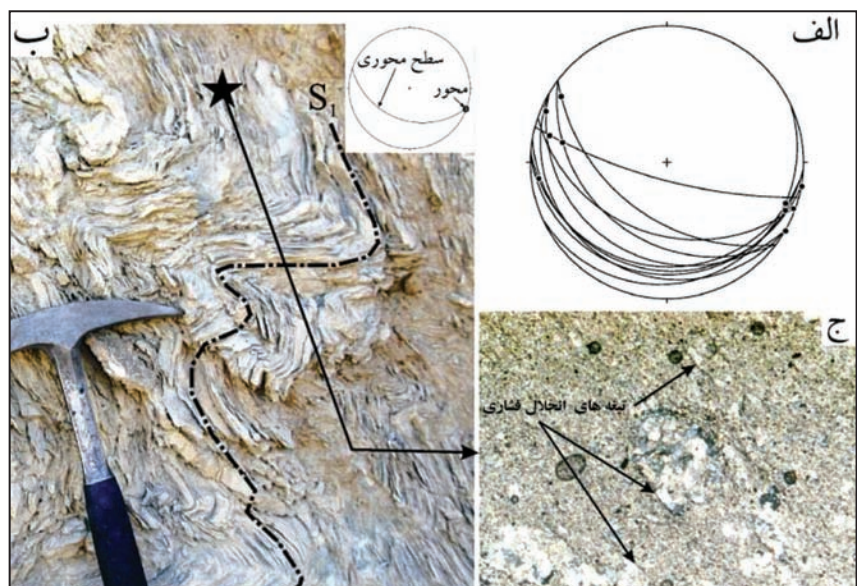
شکل ۱- الف) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه تلفیقی از نتایج تحقیق حاضر و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خوجا (فریدی و حق‌فرشی، ۱۳۸۵) و استان آباد (پهروزی و همکاران، ۱۳۷۶)؛ ب) مقطع ساختاری a-b که نشانگر راندگی واحدهای K_a، K_b و K_c به صورت ورقه‌های راندگی به سمت شمال‌باختری است.

شکل ۲- نقشه شدت کل میدان مغناطیسی منطقه مورد مطالعه، در محل رخنمون K_b بی‌هنجاری مغناطیسی مربوط به سنگ‌های بازالتی کرتاسه بالایی دیده می‌شود ولی در محل رخنمون K_c هیچ گونه بی‌هنجاری مغناطیسی مشاهده نمی‌شود.

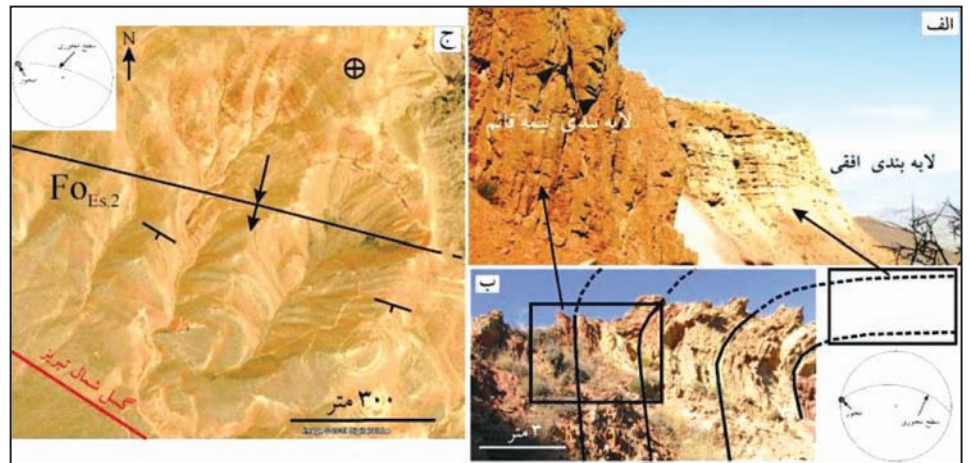


شکل ۳-الف) سنگ گرانیت پورفیری با درشت بلورهای فلدسپار در زمینه دانه ریز کوارتز. رگه‌های سیلیسی و کلسیتی سنگ را قطع کرده‌اند. نور پلاریزه. عرض تصویر ۲/۷ میلی‌متر است، محل برداشت: ایستگاه M در شکل ۱؛ ب) گرانودیوریت شامل کانی کوارتز، فلدسپار و کانی ثانویه کلریت حاصل از تجزیه کانی‌های مافیک اولیه. نور پلاریزه. عرض تصویر ۵ میلی‌متر است، محل برداشت: ایستگاه L در شکل ۱.

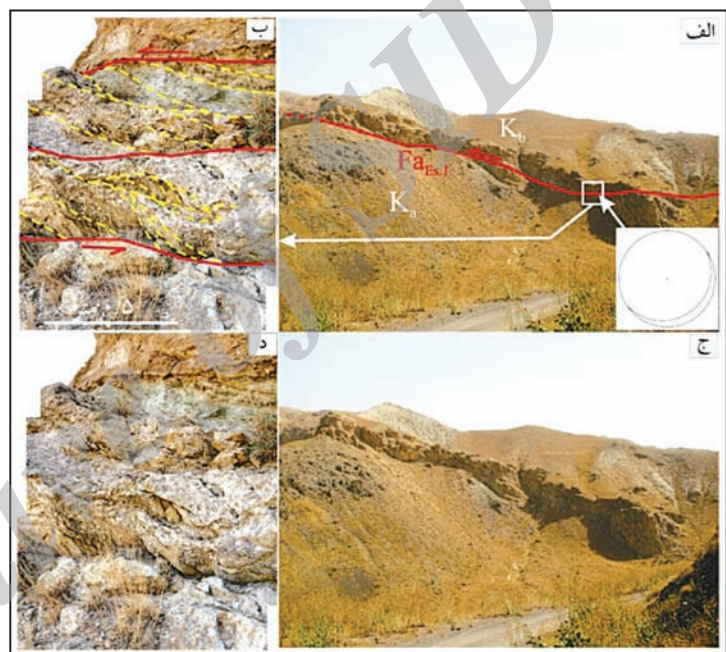
شکل ۴-الف) تصویر استریوگرافی سطح محوری و محور چین‌خوردگی‌های واحدهای کرتاسه بالایی منطقه مورد مطالعه؛ ب) چین‌خوردگی سطح برگواگی S_1 با تمایل سطح محوری به سمت شمال‌شمال‌خاوری در واحدهای آهک مارنی واحد K_2 (ایستگاه A در شکل ۱). محل برداشت در شکل ۶-الف نیز مشخص شده است. دید به سمت جنوب‌خاوری؛ ج) تصویر میکروسکوپی از برگواگی انحلال فشاری S_1 مربوط به شکل ۴-ب، نور پلاریزه، عرض تصویر ۱/۱۵ میلی‌متر است.



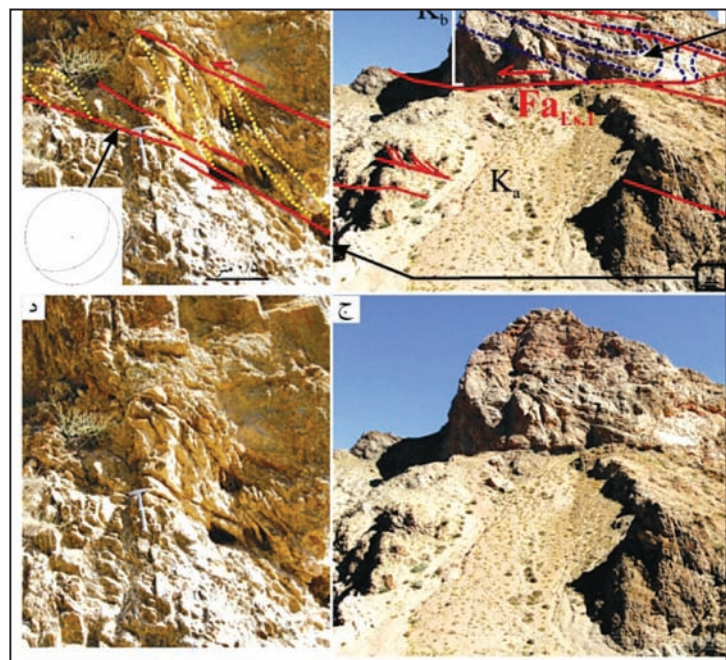
شکل ۵- الف) لایه‌بندی افقی و نیمه قائم به ترتیب مربوط به پهلوی شمالی و جنوبی چین تک شیب $FO_{Es,1}$ ، دید به سمت شمال‌شمال‌باختر، محل برداشت: ایستگاه E در شکل ۱؛ ب) چین تک شیب $FO_{Es,1}$ با تمایل سطح محوری به سمت جنوب، دید به سمت باخترشمال‌باختر، محل برداشت: ایستگاه E در شکل ۱؛ ج) تصویر ماهواره‌ای چین تک شیب $FO_{Es,2}$ با تمایل سطح محوری به سمت جنوب‌جنوب‌باختر، مربوط به ایستگاه F در شکل ۱.

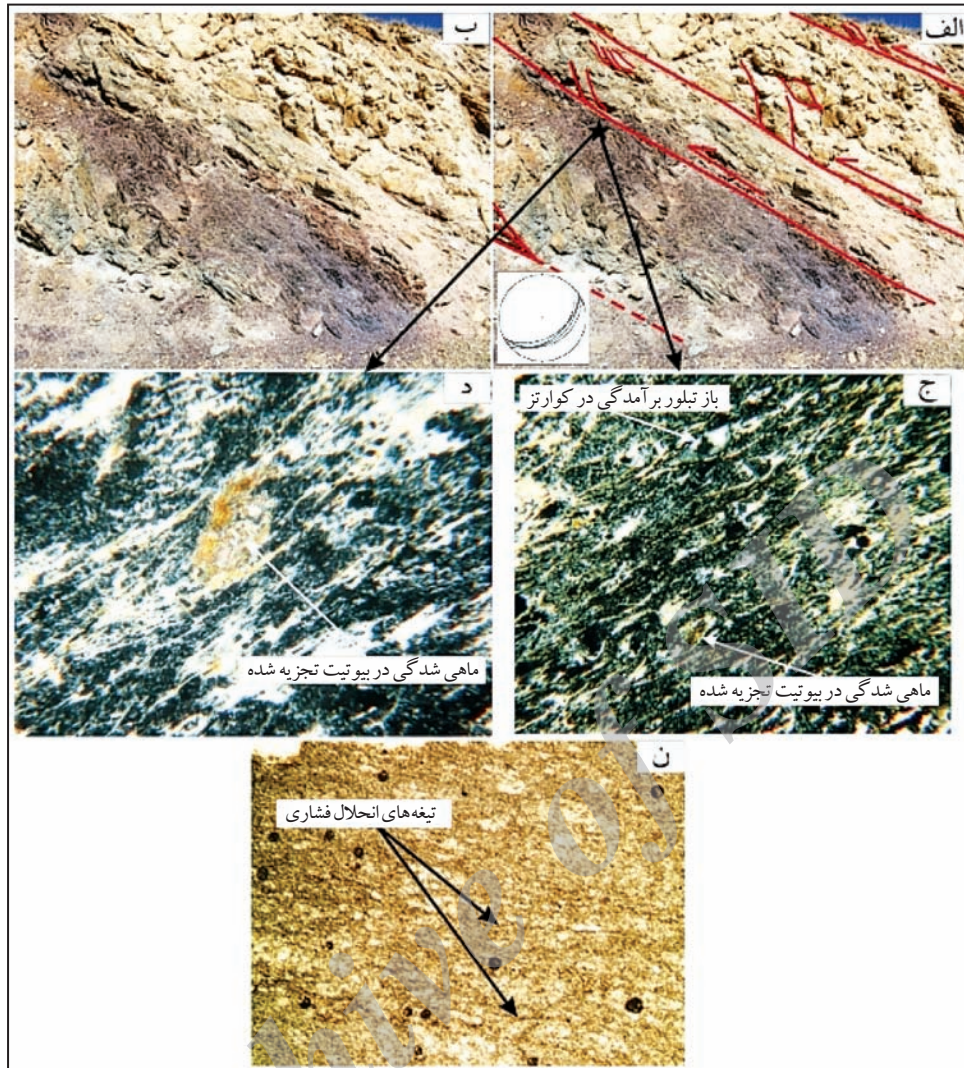


شکل ۶- الف) گسل $Fa_{Es,1}$ واحدهای K_b را به سمت شمال‌باختر بر روی واحد K_a رانده است، دید به سمت شمال‌خاوری، مربوط به ایستگاه A در شکل ۱؛ ب) پهنه گسلی $Fa_{Es,1}$ از نزدیک، همراه با ساختار S-C شکنا که حرکت معکوس گسل را نشان می‌دهد، دید به سمت شمال‌خاوری؛ ج و د) به ترتیب تصاویر خام مربوط به شکل الف و ب.



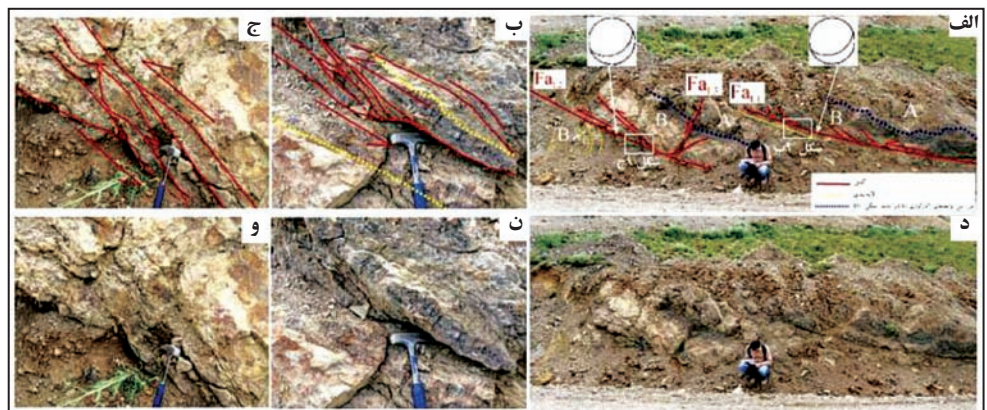
شکل ۷- الف) رخنمون دیگری از گسل $Fa_{Es,1}$ که باعث روراندگی واحد K_b به سمت شمال‌باختری بر روی واحد K_a شده است، مربوط به ایستگاه B در شکل ۱، دید به سمت شمال‌خاوری؛ ب) یکی از گسل‌های فرعی راندگی به سمت شمال‌باختری در واحد K_b همراه با ساختار S-C شکنا معکوس، دید به سمت شمال‌خاوری؛ ج و د) به ترتیب تصاویر خام مربوط به شکل الف و ب.

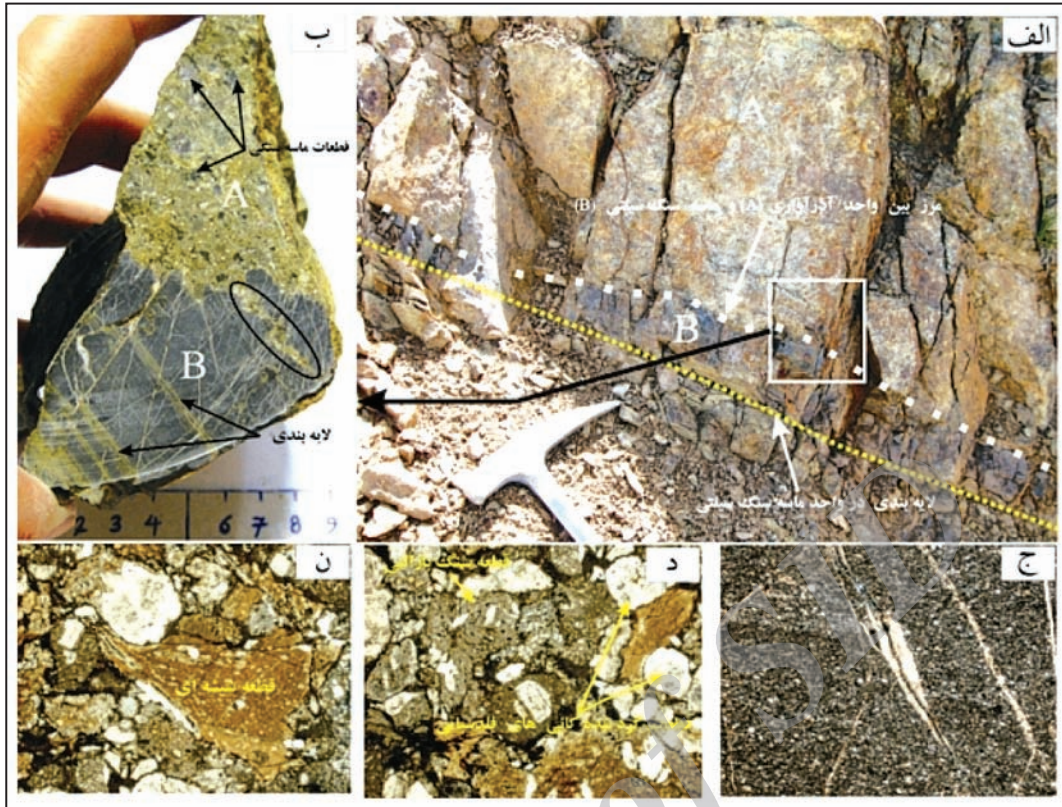




شکل ۸- الف) گسلش راندگی به سمت شمال‌باختری در پهنه گسلی $Fa_{E8.2}$ در مرز بین واحد K_1 و K_2 ، دید به سمت شمال‌خاوری، محل برداشت: ایستگاه G در شکل ۱؛ ب) تصویر خام مربوط به شکل الف؛ ج) تصویر میکروسکوپی برگواگی حاصل از دگرشکلی در واحدهای سرسیت شستی موجود در پهنه گسلی $Fa_{E8.2}$ که با توجه به جهت یابی مقطع، جهت یافتگی میکای ماهی شکل شده نشانگر برش معکوس است. در بخش بالایی تصویر قطعه کوارتزی با باز تبلور از نوع برآمدگی مشاهده می‌شود، دید به سمت جنوب‌باختری، نور پلاریزه، عرض تصویر ۲ میلی‌متر است؛ ج) ماهی شکل شدگی کانی میکا در تصویر میکروسکوپی در بخش دیگری از همان مقطع میکروسکوپی نشانگر حرکت معکوس پهنه برشی است، دید به سمت جنوب‌باختری، نور پلاریزه، عرض تصویر ۰/۵ میلی‌متر است؛ د) برگواگی انحلال فشاری در سنگ‌های آهکی دانه ریز واحد K_1 ، محل برداشت: ایستگاه H در شکل ۱، عرض تصویر ۲/۳۱ میلی‌متر است.

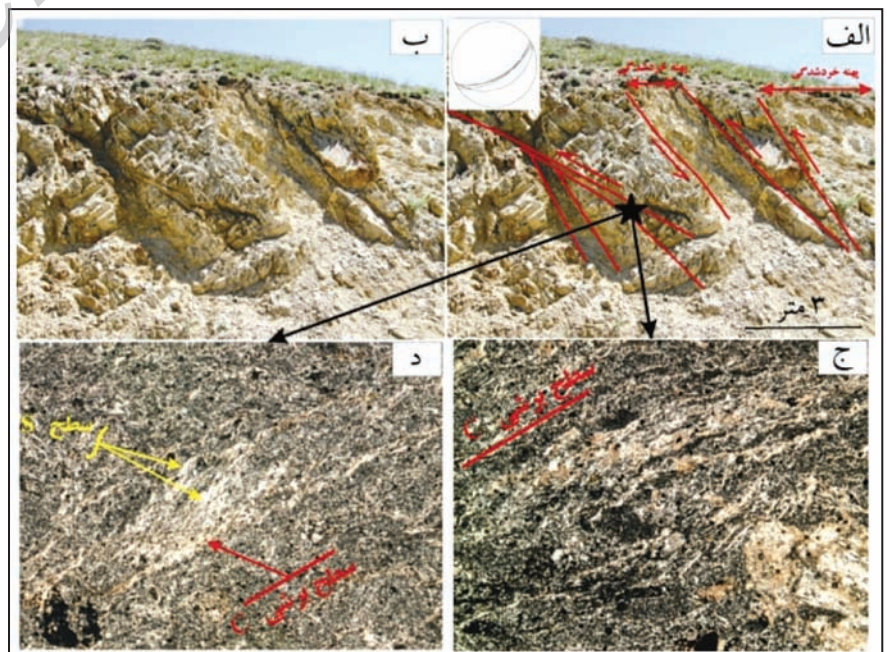
شکل ۹- الف) گسلش راندگی به سمت شمال‌باختری در سنگ‌های آذرآواری و ماسه‌سنگ سیلتی واحد K_1 دید به سمت شمال‌خاوری محل برداشت: ایستگاه I در شکل ۱؛ ب و ج) نمای نزدیک از پهنه دگرشکلی راندگی $Fa_{1.1}$ و $Fa_{1.2}$ ؛ د، و) به ترتیب تصاویر خام مربوط به شکل الف، ب و ج.

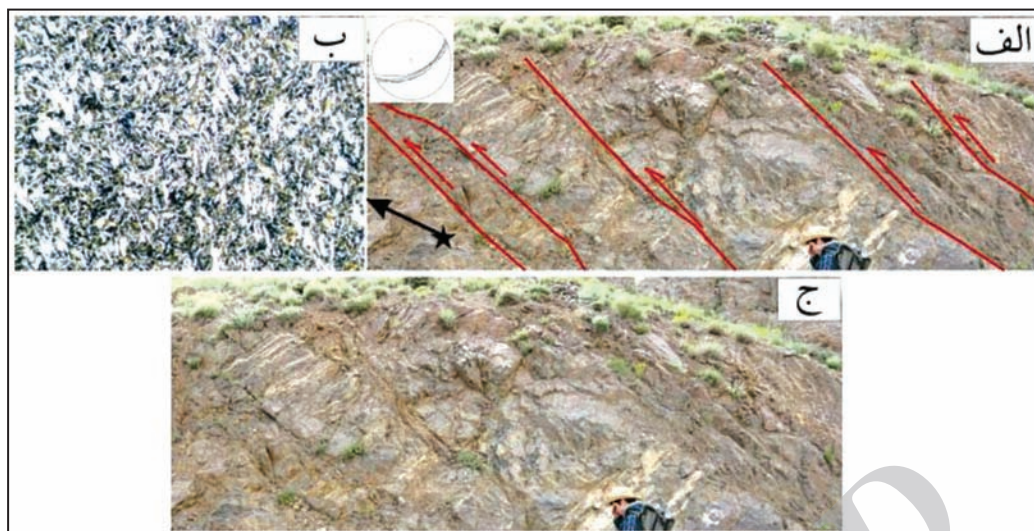




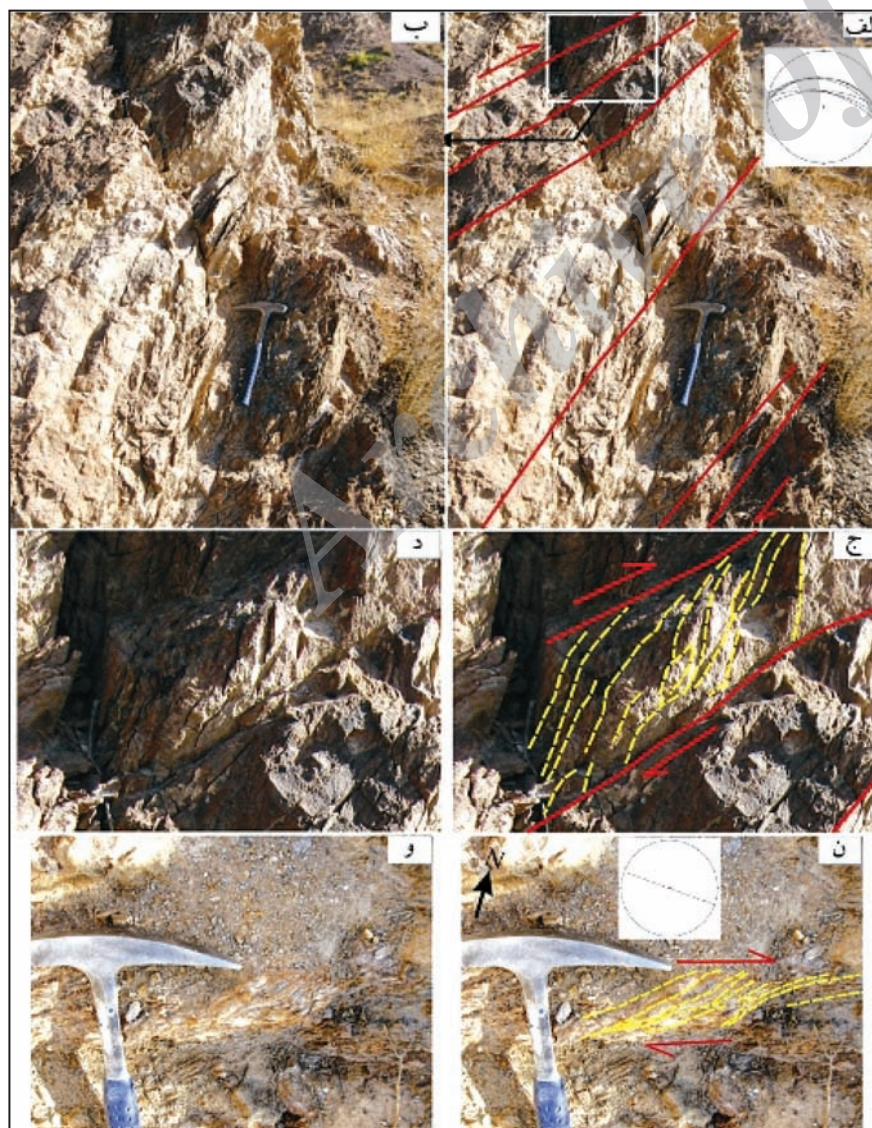
شکل ۱۰- الف) نحوه قرارگیری سنگ‌های آذرآواری بر روی ماسه‌سنگ سیلتی در واحد K_۱، دید به سمت شمال‌خاور، محل برداشت: ایستگاه I در شکل ۱. ب) مرز ناهموار بین سنگ‌های آذرآواری و ماسه‌سنگ سیلتی در نمونه دستی، در بخشی که با شکل بیضی نشان داده شده سنگ آذرآواری شکاف موازی لایه‌بندی واحد ماسه‌سنگی را پر کرده است. ج) تصویر میکروسکوپی بخش ماسه‌سنگ سیلتی، عرض تصویر ۴/۶۲ میلی‌متر است؛ د) تصویر میکروسکوپی بخش آذرآواری دارای قطعات سنگی و کانی گرد شده، عرض تصویر ۴/۶۲ میلی‌متر است؛ ن) تصویر میکروسکوپی بخش آذرآواری دارای قطعه شیشه‌ای، عرض تصویر ۴/۶۲ میلی‌متر است.

شکل ۱۱- الف) گسلش راندگی به سمت شمال‌باختری در سنگ‌های دگرسان شده احتمالاً گرانیتوئیدی، محل برداشت: ایستگاه J. در شکل ۱، دید به سمت شمال‌خاوری؛ ب) تصویر خام مربوط به شکل الف؛ ج) تصویر میکروسکوپی از سنگ به احتمال زیاد گرانیتوئیدی مربوط به شکل ۱۰-الف، با کانی کوارتز در زمینه و کانی ثانویه سریست، در گوشه سمت راست پایین تصویر باقی‌مانده‌هایی شبه وار از درشت بلورهای پلاژیوکلاز دگرسان شده دیده می‌شود، برگرارگی حاصل از دگرشکلی در تصویر مشاهده می‌شود (سطح برشی C)، نور پلاریزه، عرض تصویر ۲/۴ میلی‌متر است؛ ج) با توجه به جهت یابی مقطع نازک، جهت‌یافتگی ساختار S-C نشانگر حرکت معکوس پهنه برشی است، دید به سمت جنوب‌باختری، عرض تصویر ۲/۴ میلی‌متر است.

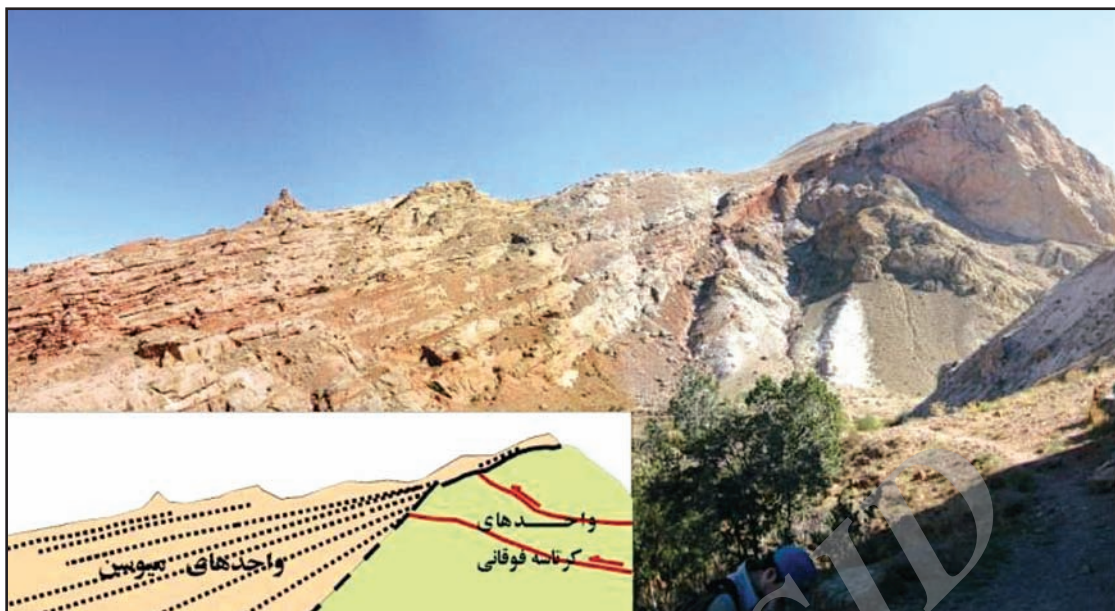




شکل ۱۲- الف) گسلش رانندگی به سمت شمال باختری در سنگ‌های بازالتی دگرسان شده، دید به سمت شمال‌خاوری، محل برداشت: ایستگاه K در شکل ۱؛ ب) تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های بازالتی رخنمون ایستگاه K در شکل ۱، عرض تصویر ۰/۵ میلی‌متر است؛ ج) تصویر خام مربوط به شکل الف.



شکل ۱۳- الف) پهنه دگرشکلی گسلش رانندگی به سمت جنوب‌باختری در واحد K_p دید به سمت خاور جنوب‌خاور، محل برداشت: ایستگاه N در شکل ۱؛ ب) تصویر خام مربوط به شکل الف؛ ج) ساختار S-C شکنا که نشانگر حرکات معکوس در پهنه گسلی است، دید به سمت خاور جنوب‌خاور؛ د) تصویر خام مربوط به شکل ج؛ ن) ساختار S-C شکنا راست‌گرد در واحد K_p ، به موازات گسل شمال تبریز، دید به سمت روی زمین، محل برداشت: ایستگاه N در شکل ۱؛ و) تصویر خام مربوط به شکل ن.



شکل ۱۴- دگرشیبی بین واحدهای میوسن و کرتاسه بالایی در ایستگاه B در شکل ۱، سیستم گسلش راندگی به سمت شمال‌باختری توسط سطح دگرشیبی قطع شده است و در رسوبات میوسن ادامه ندارد، دید به سمت خاور.

کتابنگاری

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بهروزی، ا.، امینی فضل، ا.، امینی آذر، ر.، ۱۳۷۶- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بستان‌آباد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- تقی‌پور، ک.، ۱۳۸۳- بررسی گسل شمال تبریز در فاصله تبریز تا بستان‌آباد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.
- حسن‌زاده، م.، ۱۳۸۶- بررسی‌های پتروگرافی، پترولوژی و پتروژنز توده گرانیتوئیدی اسکندر-ملک کیان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.
- سیاهکالی مرادی، ا.، تاتار، م.، هاتسفلد، د.، آن، پ.، ۱۳۸۷- مطالعه ساختار سرعتی پوسته و سازوکار گسلش در پهنه گسلی امتدادلغز تبریز، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۰، ص ۱۴۰-۱۵۳.
- فریدی، م.، خداپنده، ع.، ۱۳۹۰- گزارش نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰ تبریز ۱، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- فریدی، م.، حق‌فرشی، ا.، ۱۳۸۵- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خوجا، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Alavi, M., 1991- Tectonic map of Middle East (1:2900,000). Geological survey of Iran. One sheet.
- Alavi, M., 2007- Structure of the Zagros fold-thrust belt in Iran. American Journal of Sciences 307, 1064 – 1095.
- Alavi Tehrani, N., Lotfi, M., Bordet, P., Sabzehei, M., Behroozi, A., Lescuyer, J., Riou, R., 1978- Geological map of Mianeh (In scale: 1/250000), Geological survey of Iran.
- Azizi, H., Jahangiri, A., 2007- Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, Journal of Geodynamics, 45,178-190.
- Berberian, M., 1976- Contribution to the seismotectonics of Iran, Part II, GSI Report 39, 516.
- Eftekharneshad, J., 1975- Brief history and structural development of Azarbaijan, Geol. Surv. Iran. Internal report 8 p. Geophysics, 46, 903-915.
- Karakhani, A.S., Trifonov, V. G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M. S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtian, V., Adilkhanyan, A., 2004- Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwest Iran, Tectonophysics, 380, 189-219.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005- Microtectonics, 2nd ed, Springer, Berlin, 366.