

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

گروه تکتونیک

عنوان

تحلیل خمیدگی‌های ساختاری و مدل جنبشی گسل‌ها در ناحیه دشت بو (شمال باختر
دامغان)

الهه طاهری

استاد راهنما

دکتر پرویز امیدی

استاد مشاور

دکتر عزیزاله طاهری

پایان نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

تعهد نامه

اینجانب الهه طاهری دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته تکتونیک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه تحلیل خمیدگی‌های ساختاری و مدل جنبشی گسل‌ها در ناحیه دشت‌بو (شمال‌باختر دامغان) تحت راهنمایی دکتر پرویز امیدی متعهد می‌شوم .

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .

پیوست شماره ۲

دانشگاه صنعتی شاهرود

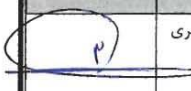
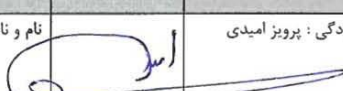
دانشکده : علوم زمین

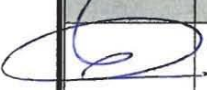
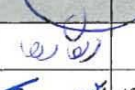
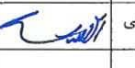
گروه : زمین شناسی

پایان نامه کارشناسی ارشد آقای/ خانم الهه طاهری

تحت عنوان: تحلیل خمیدگی های ساختاری و مدل جنبشی گسل ها در ناحیه دشت بو

در تاریخ ۱۳۹۲/۶/۲۷ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی و با درجه عالی مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	استاد مشاور	امضاء	استاد راهنما
	نام و نام خانوادگی: عزیزاله طاهری		نام و نام خانوادگی: پرویز امیدی
	نام و نام خانوادگی:		نام و نام خانوادگی:

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	استاد داور
	نام و نام خانوادگی: حبیب اله قاسمی		نام و نام خانوادگی: رمضان رمضانی
			نام و نام خانوادگی: سعیدالرضا اسلامی
			نام و نام خانوادگی:
			نام و نام خانوادگی:



دانشگاه صنعتی شاهرود

مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۶)

بسمه تعالی

شماره :

تاریخ :

ویرایش :

فرم صورتجلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم "الهه طاهری" رشته زمین شناسی گرایش تکتونیک تحت عنوان "تحلیل خمیدگی‌های ساختاری و مدل جنبشی گسل‌ها در ناحیه دشت بو (شمال باختر دامغان)" که در تاریخ ۹۲/۶/۲۷ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با درجه : عالی) امتیاز : ۱۹ (✓)	دفاع مجدد	مردود
---	-----------	-------

۱- عالی (۲۰ - ۱۹)

۲- بسیار خوب (۱۸/۹۹ - ۱۸)

۳- خوب (۱۶ - ۱۷/۹۹)

۴- قابل قبول (۱۵/۹۹ - ۱۴)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنما	دکتر پرویز امیدی	استادیار	
۲- استاد مشاور	دکتر عزیز ا... طاهری	استاد	
۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	دکتر حبیب الله قاسمی	دانشیار	
۴- استاد ممتحن	دکتر رمضان رضانی	استادیار	
۵- استاد ممتحن	دکتر اسلامی	استادیار	

رئیس دانشکده :

با مادرم

و

تقدیم به مادرم

سرم راز غلم می تواند خم کند، نه ترس...

سرم خط برای بوسیدن دست های تو خم می شود... مادرم

قدردانی

حمد و سپاس بیکران پروردگار یکبارگذاشته بستی مان بخشد و به طریق علم و دانش رهنمونان شد و به هم نشینی رحروان علم و دانش مفتخران نمود و خوشه چینی از علم و معرفت را روزی ان ساخت. پس از یاری خداییمودن این راه ممکن نبود مگر در سایه راهنمایی استاد ارجمند جناب آقای دکتر پرویز امیدی که بارها بهمانی های مفید و پیشنهادات سازنده خود بنده را در پیشبرد این پایان نامه یاری نمودند. مراتب سپاس خود را از استاد مشاور کرامتدرم جناب آقای عزیزاله طاهری که در تمام این دوره پشتیبان من بوده اند را به جامی آورم. از اساتید داور جناب آقای دکتر رمضانانی اومالی و جناب آقای دکتر اسلامی که قبول زحمت نموده و داوری این پایان نامه را بر عهده گرفتند و مانده تحصیلات تکمیلی جناب آقای دکتر قاسمی، سپاس گذاری می نمایم و همچنین از سرکار خانم فارسی، سرکار خانم سعیدی و جناب آقای خانی زاد کمال تشکر را دارم.

قدردانی می نمایم از خانواده عزیزم که دعای خیرشان، آرام بخش لحظات گمراهی و سخت زندگی و وقت قلب من بوده است.

تشکر می نمایم از همسر عزیزم آقای سلمان قحی و همچنین آقایان نورالکین، غربی، حمزه لو و خانم باغلامی، دیبسی، احمدیان، کافعی، رضا زاده، تاتاری، خراسانی، حسینی، جالی، علیردانی و روزبهانی که مراد انجام این پژوهش یاری نمودند.

چکیده

منطقه دشتبو، در شمال باختری شهرستان دامغان، بخشی از نیمه جنوبی البرز خاوری است. مطالعات چینه نگاری در این منطقه، وجود واحدهای سنگی مزوزوئیک و سنوزوئیک را با راستای کلی شمال خاور - جنوب باختر تأیید می نماید. چین خوردگی واحدهای سنگی را در بلوک های محدود به گسل ها می توان مشاهده نمود. چین های مطالعه شده، طبق رده بندی فلوتی بر مبنای زاویه بین دو یال، به طور عمده در رده باز (Open) و تعداد محدودی از آنها در رده ملایم (Gentle) و بسته (Close) قرار می گیرند. بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا نیز جایگاه چین ها در دو رده ایستاده با میل ملایم (Upright-gently plunging) و پرشیب با میل ملایم (Steeply inclined-gently plunging) قرار دارند. گسل های اصلی منطقه (میلا، مهتاب و صبور) با راستای شمال خاور-

جنوب‌باختر، دارای سازوکار معکوس چپ‌بر و گسل‌های عرضی شمال‌تویه و چشمه‌قلقل با راستای شمال‌شمال‌باختر- جنوب‌جنوب‌خاور، دارای سازوکار معکوس راست‌بر و گسل دشت‌بو با راستای تقریبی شمالی - جنوبی دارای سازوکار کنونی چپ‌بر، می‌باشند. آرایش هندسی و الگوی حرکتی گسل‌ها و چین‌خوردگی واحدهای سنگی، با الگوی دگرشکلی ترافشارشی چپ‌گرد ناحیه‌ای انطباق دارد. گسل‌های عرضی منطقه، همانند گسل‌های اصلی از نوع پی‌سنگی نمی‌باشند و آن‌ها را می‌توان به‌عنوان گسل‌های پارگی (Tear Fault) مرتبط با کمربندهای چین‌خورده-رانده معرفی نمود. ارتباط هندسی و حرکتی گسل‌های عرضی و اصلی به‌گونه‌ای است که گسل‌های اصلی را می‌توان گسل انتقالی (Transfer Fault) برای گسل‌های عرضی در نظر گرفت. سیمای زمین‌ریختی منطقه به طور عمده تحت تأثیر عوامل ساختاری به خصوص گسل‌ها می‌باشد؛ گسل‌های میلا، مهتاب، شمال‌تویه و چشمه‌قلقل با سازوکار غالب معکوس خود تأثیر زیادی بر شکل‌گیری ارتفاعات منطقه داشته‌اند.

واژه‌های کلیدی: دشت‌بو- گسل‌های اصلی- گسل‌های عرضی- گسل پارگی

مقالات مستخرج از پایان نامه

- بررسی عملکرد گسل کواترنری صبور در خاور فولادمحله و ارتباط سینماتیک آن با گسل چشمه قلقل (شمال‌باختر دامغان)، شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، شیراز، شهریور ۱۳۹۱
- ارزیابی حرکتی نظام گسلی شمال‌تویه، صبور و آستانه (شمال‌باختر دامغان)، دومین همایش انجمن علمی زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، اسفند ۱۳۹۱

صفحه	عنوان
	فصل اول: کلیات
۱	
۲	۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی
۳	۱-۲- آب و هوا
۳	۱-۳- ریخت‌شناسی منطقه
۶	۱-۴- تاریخچه مطالعات پیشین
۷	۱-۵- هدف مطالعه
۷	۱-۶- روش انجام تحقیق
۹	فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی
	
۱۰	۲-۱- تکوین و تکامل ساختاری البرز
۱۳	۲-۲- چینه‌شناسی
۱۴	۲-۲-۱- واحدهای سنگی مزوزوئیک
۱۴	سازند الیکا
۱۴	سازند شمشک
۱۵	سازند دلیچای
۱۵	سازند لار
۱۶	آهک کرتاسه
۱۹	۲-۲-۲- واحدهای سنگی سنوزوئیک
۱۹	سازند فجن
۱۹	سازند زیارت
۲۰	سازند کرج
۲۰	رسوبات کواترنری
۲۴	فصل سوم: زمین‌شناسی ساختمانی
	
۲۶	۳-۱- گسل‌ها
۲۶	۳-۱-۱- گسل میلا
۲۸	هندسه و سازوکار گسل میلا
۳۲	سیمای زمین‌ریختی در حریم گسل میلا
۳۳	۳-۱-۲- گسل مهتاب

۳۴	 هندسه و سازوکار گسل مهتاب
۳۷	 سیمای زمین‌ریختی گسل مهتاب
۳۸	 ۳-۱-۳ گسل صبور
۴۲	 سیمای زمین‌ریختی گسل صبور
۴۳	 ۳-۱-۴ گسل شمال‌تویه
۴۵	 هندسه و سازوکار گسل شمال‌تویه
۴۹	 سیمای زمین‌ریختی گسل شمال‌تویه
۵۰	 ۳-۱-۵ گسل چشمه‌قلقل
۵۰	 هندسه و سازوکار گسل چشمه‌قلقل
۵۵	 سیمای زمین‌ریختی در حریم گسل چشمه‌قلقل
۵۶	 ۳-۱-۶ گسل دشت‌بو
۵۸	 هندسه و سازوکار گسل دشت‌بو
۶۶	 ۳-۲-۱ چین‌خوردگی‌ها
۶۷	 ۳-۲-۱-۱ چین‌خوردگی در سازند الیکا
۷۳	 ۳-۲-۱-۲ چین‌خوردگی سازند شمشک
۷۵	 ۳-۲-۱-۳ چین‌خوردگی در سازند دلیچای
۷۶	 ۳-۲-۱-۴ چین‌خوردگی سازند فجین
۷۹	 ۳-۲-۱-۵ چین‌خوردگی در سازند زیارت
۸۲	 ۳-۲-۱-۶ چین‌خوردگی در سازند کرج
۸۴	فصل چهارم: بحث و نتیجه‌گیری
۸۴	
۸۶	 ۴-۱-۱ الگوی هندسی و حرکتی (سینماتیک گسل‌ها)
۸۶	 ۴-۱-۱-۱ گسل میلا
۸۶	 ۴-۱-۱-۲ گسل مهتاب
۸۶	 ۴-۱-۱-۳ گسل صبور
۸۷	 ۴-۱-۱-۴ گسل شمال‌تویه
۸۷	 ۴-۱-۱-۵ گسل چشمه‌قلقل
۸۸	 ۴-۱-۱-۶ گسل دشت‌بو
۸۸	 ۴-۱-۱-۷ منشأ گسل‌های عرضی
۸۹	 ۴-۱-۱-۸ ارتباط هندسی و جنبشی گسل‌های عرضی و طولی
۹۵	 ۴-۲-۱ الگوی چین‌خوردگی
۹۷	 ۴-۳-۱ ارزیابی دگرریختی سنوزوئیک

۴-۴- پیشنهادها ۹۸

منابع ۹۹

عنوان	صفحه
شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و نقشه راه‌های ارتباطی منطقه مطالعاتی	۴
شکل ۲-۱- تصویری از ریخت‌شناسی ملایم و ستیغ‌ساز سازندهای منطقه مطالعاتی	۴
شکل ۳-۱- تصویری از چین‌خوردگی سازند الیکا و ارتفاعات شمال‌باختری دره تویه‌دروار	۵
شکل ۴-۱- تصویر سه بعدی SRTM از منطقه مورد مطالعه	۵
شکل ۱-۲- تصویر SRTM از رشته‌کوه البرز از نیمه شمالی ایران	۱۰
شکل ۲-۲- تصاویری از تاریخچه تکوین ساختاری البرز	۱۱
شکل ۳-۲- تصویری از تکامل ساختاری البرز در اواخر سنوزوئیک	۱۳
شکل ۴-۲- تصاویری از رخنمون سازندهای مزوزوئیک در منطقه	۱۷
شکل ۵-۲- ستون چینه‌شناسی سازندهای مزوزوئیک در منطقه	۱۷
شکل ۶-۲- تصاویری از رخنمون سازندهای سنوزوئیک در منطقه	۲۱
شکل ۷-۲- تصاویری از رخنمون رسوبات کواترنری در منطقه	۲۲
شکل ۸-۲- ستون چینه‌شناسی سازندهای سنوزوئیک در منطقه	۲۲
شکل ۹-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعاتی	۲۳
شکل ۱-۳- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه و نمایش گسل‌ها و سازندها بر روی آن	۲۷
شکل ۲-۳- گسل میلا در نقشه زمین‌شناسی کیاسر و تصویر ماهواره‌ای	۲۸
شکل ۳-۳- استریوگرام‌های داده‌های سطح گسل میلا	۲۹
شکل ۴-۳- تصویر رخنمون گسل میلا و برش نمادین آن	۳۰
شکل ۵-۳- تصویری از سطح گسل میلا و خش‌لغزهای با ریک نزدیک به ۹۰ درجه	۳۱
شکل ۶-۳- تصویری از گسل میلا و خش‌لغزهای آن بر روی سازند الیکا و لار	۳۰
شکل ۷-۳- تصاویر روی زمین و تصویر سه بعدی SRTM از گسل میلا در مرز سازند کرج و لار	۳۲
شکل ۸-۳- افراز گسلی مربوط به گسل میلا به همراه نیم‌رخ عرضی	۳۳
شکل ۹-۳- تصویری از رخنمون گسل مهتاب به همراه موقعیت مکانی ایستگاه‌های برداشت	۳۵
شکل ۱۰-۳- استریوگرام‌های داده‌های گسل مهتاب	۳۵
شکل ۱۱-۳- تصویری از رخنمون گسل مهتاب (راندگی سازند لار بر روی شمشک)	۳۶
شکل ۱۲-۳- نمایی از سطح گسل مهتاب به همراه برش نمادین آن	۳۶
شکل ۱۳-۳- تصویری از سطح گسل مهتاب و خش‌لغزهای افقی آن در سازند لار	۳۷
شکل ۱۴-۳- افراز گسلی، برش عرضی و تصویر سه بعدی از گسل مهتاب	۳۸
شکل ۱۵-۳- تصویری از افراز گسلی صبور به همراه برش نمادین آن	۴۰
شکل ۱۶-۳- تصویر ماهواره‌ای از گسل صبور و نمایش جابجایی آبراهه‌ها در امتداد آن	۴۰
شکل ۱۷-۳- تصویری از جابجایی چپ‌بر آبراهه توسط گسل صبور	۴۱
شکل ۱۸-۳- تصویری از جابجایی چپ‌بر آبراهه توسط گسل صبور	۴۱

- شکل ۳-۱۹- رانده شدن سازند شمشک بر روی رسوبات کواترنری توسط گسل صبور ۴۲
- شکل ۳-۲۰- تصویری از افراز گسل صبور و برش عرضی آن ۴۳
- شکل ۳-۲۱- گسل شمال تویه در نقشه زمین‌شناسی کیاسر ۴۴
- شکل ۳-۲۲- تصویر ماهواره‌ای گسل شمال تویه ۴۴
- شکل ۳-۲۳- تصویری ماهواره‌ای از گسل شمال تویه و موقعیت مکانی ایستگاه‌های برداشت ۴۵
- شکل ۳-۲۴- استریوگرام‌های داده‌های گسل شمال تویه ۴۶
- شکل ۳-۲۵- تصویری از رخنمون گسل شمال تویه و برش نمادین آن ۴۷
- شکل ۳-۲۶- تصویری از سطح گسل شمال تویه و خش لغزهای آن در سازند فجن ۴۷
- شکل ۳-۲۷- تصویری از شکستگی قطعات کنگلومرا در امتداد گسل شمال تویه ۴۷
- شکل ۳-۲۸- نمودار سه بعدی شبیه‌سازی شده از جدایش ظاهری گسل شمال تویه ۴۸
- شکل ۳-۲۹- دره گسلی، نیم‌رخ عرضی و تصویر سه‌بعدی گسل شمال تویه ۴۹
- شکل ۳-۳۰- گسل چشمه‌قلقل در نقشه زمین‌شناسی کیاسر ۵۰
- شکل ۳-۳۱- تصویر ماهواره‌ای گسل چشمه‌قلقل و موقعیت مکانی ایستگاه‌های برداشت ۵۱
- شکل ۳-۳۲- استریوگرام‌های داده‌های گسل چشمه‌قلقل ۵۲
- شکل ۳-۳۳- تصویری از رخنمون گسل چشمه‌قلقل (راندگی آهک کرتاسه بر روی شمشک) ۵۲
- شکل ۳-۳۴- تصویری از رخنمون گسل چشمه‌قلقل و خش لغزهای موجود در سطح آن ۵۳
- شکل ۳-۳۵- تصویری از دره گسلی چشمه‌قلقل ۵۴
- شکل ۳-۳۶- تصویر ماهواره‌ای گسل‌های مهتاب، صبور، شمال تویه و چشمه‌قلقل ۵۵
- شکل ۳-۳۷- نمودار سه بعدی ارتباط گسل‌های چشمه‌قلقل و صبور ۵۵
- شکل ۳-۳۸- دره گسلی چشمه‌قلقل به همراه نیم‌رخ عرضی آن ۵۶
- شکل ۳-۳۹- تصویری از رخنمون گسل چشمه‌قلقل به همراه تصویر سه بعدی آن ۵۶
- شکل ۳-۴۰- تصویری ماهواره‌ای گسل دشت‌بو ۵۷
- شکل ۳-۴۱- تصویری از رخنمون گسل دشت‌بو و نیم‌رخ عرضی آن ۵۷
- شکل ۳-۴۲- پهنه برشی در حریم گسل دشت‌بو ۵۸
- شکل ۳-۴۳- نمایش موقعیت مکانی ایستگاه‌های برداشت گسل دشت‌بو روی تصویر ماهواره‌ای ۵۸
- شکل ۳-۴۴- استریوگرام‌های داده‌های سطح گسل دشت‌بو ۵۹
- شکل ۳-۴۵- تصویری از خراش‌های گسلی در سطح گسل دشت‌بو در سازند فجن ۶۰
- شکل ۳-۴۶- تصویری از برشی شدن لایه‌های سازند شمشک در راستای گسل دشت‌بو ۶۱
- شکل ۳-۴۷- تصویر دو نسل از خراش گسلی بر روی سطوح گسلی دشت‌بو ۶۱
- شکل ۳-۴۸- تصویر سیکلوگرافیک لایه‌بندی سازندهای فجن و زیارت ۶۲
- شکل ۳-۴۹- تصویر سیکلوگرافیک چین‌خوردگی پهنه فجن - زیارت ۶۳
- شکل ۳-۵۰- تصویر ماهواره‌ای از رخنمون سازندهای فجن، زیارت و کرج در منطقه ۶۴
- شکل ۳-۵۱- تصویری از چین کشیده در سازند فجن به همراه تصویر سیکلوگرافیک آن ۶۵

۶۸	شکل ۳-۵۲- تصویری از تاقدیس (FO ₁)
۶۸	شکل ۳-۵۳- استریوگرام‌های تاقدیس (FO ₁)
۶۹	شکل ۳-۵۴- تصویری از ناودیس (FO ₂)
۷۰	شکل ۳-۵۵- استریوگرام‌های ناودیس (FO ₂)
۷۱	شکل ۳-۵۶- تصویری از ناودیس (FO ₃)
۷۲	شکل ۳-۵۷- استریوگرام‌های ناودیس (FO ₃)
۷۴	شکل ۳-۵۸- تصویری از لایه‌بندی سازند شمشک در رخنمون‌های (FO ₄) و (FO ₅)
۷۶	شکل ۳-۵۹- لایه‌بندی سازند دلیچای (FO ₆) و تصویر سیکلوگرافیک آن
۷۷	شکل ۳-۶۰- تصویری از لایه‌بندی سازند فجن (FO ₇) و استریوگرام آن
۷۸	شکل ۳-۶۱- تصویر ماهواره‌ای چین‌خوردگی سازند فجن (FO ₈)
۸۰	شکل ۳-۶۲- تصویری از چین‌خوردگی سازند زیارت (FO ₉)
۸۱	شکل ۳-۶۳- استریوگرام‌های مرتبط با چین‌خوردگی سازند زیارت
۸۳	شکل ۳-۶۴- تصویری از لایه‌بندی سازند کرج (FO ₁₀) و تصویر سیکلوگرافیک آن
۸۵	شکل ۴-۱- تصاویری از گسل‌های عرضی منطقه گردنه آهنوان و روستای غزنوی
۸۷	شکل ۴-۲- مقطع عرضی از گسل‌های مهتاب، صبور و میلا
۸۸	شکل ۴-۳- نمایش گسل‌های پارگی بر روی نمودار سه بعدی
۹۰	شکل ۴-۴- نمودار سه بعدی ارتباط گسل‌های عرضی و طولی در منطقه مطالعاتی
۹۱	شکل ۴-۵- موزائیک نقشه‌های هوامغناطیس
۹۴	شکل ۴-۶- نمایش نتایج بررسی‌های ورنانت و همکاران
۹۴	شکل ۴-۷- تعیین جهت بیشینه در مناطق مختلف ایران
۹۵	شکل ۴-۸- تعیین جهت محورهای اصلی تنش در بازه سنوزوئیک در منطقه مطالعاتی
۹۵	شکل ۴-۹- نمودار گل‌سرخ‌ی سطوح محوری چین‌ها
۹۶	شکل ۴-۱۰- رده‌بندی چین‌ها بر اساس شیب سطح محوری و میل لولای چین
۹۷	شکل ۴-۱۱- ارتباط سوی تنش بیشینه با سازوکار گسل‌های منطقه مطالعاتی

عنوان

صفحه

۲۹	جدول ۳-۱- داده‌های برداشت شده از سطح گسل میلا
۳۵	جدول ۳-۲- داده‌های برداشت شده از سطح گسل مهتاب
۴۶	جدول ۳-۳- داده‌های برداشت شده از سطح گسل شمال تویه
۵۱	جدول ۳-۴- داده‌های برداشت شده از سطح گسل چشمه‌قلقل
۵۹	جدول ۳-۵- داده‌های برداشت شده از سطح گسل دشت بو
۶۲	جدول ۳-۶- داده‌های اندازه‌گیری شده لایه‌بندی سازندهای فجن و زیارت
۶۳	جدول ۳-۷- داده‌های برداشت شده از چین‌خوردگی پهنه فجن - زیارت
۶۸	جدول ۳-۸- داده‌های برداشت شده از تاقدیس (FO1)
۷۰	جدول ۳-۹- داده‌های برداشت شده از ناودیس (FO2)
۷۱	جدول ۳-۱۰- داده‌های برداشت شده از ناودیس (FO3)
۷۲	جدول ۳-۱۱- خلاصه ویژگی‌های هندسی چین‌خوردگی‌های سازند الیکا
۷۴	جدول ۳-۱۲- داده‌های برداشت شده از رخنمون‌های (FO4) و (FO5) (سازند شمشک)
۷۵	جدول ۳-۱۳- داده‌های برداشت شده از لایه‌بندی سازند دلیچای (FO6)
۷۷	جدول ۳-۱۴- داده‌های برداشت شده از لایه‌بندی سازند فجن (FO7)
۷۸	جدول ۳-۱۵- داده‌های برداشت شده از چین‌خوردگی سازند فجن (FO8)
۸۰	جدول ۳-۱۶- داده‌های برداشت شده از چین‌خوردگی سازند زیارت (FO9)
۸۱	جدول ۳-۱۷- خلاصه ویژگی‌های چین‌خوردگی فجن و زیارت
۸۲	جدول ۳-۱۸- داده‌های برداشت شده از لایه‌بندی سازند کرج (FO10)
۹۶	جدول ۴-۱- طبقه‌بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین یال‌ها

فصل اول

کلیات

منطقه مورد مطالعه (پهنه دشت‌بو)، در انتهای شمالی دره تویه‌دروار در شمال‌باختر شهرستان دامغان قرار دارد. این دره با راستای کلی شمالی-جنوبی، نیمه جنوبی البرز خاوری را قطع می‌کند و از نظر زمین‌شناسی قسمتی از رشته‌کوه چین‌خورده - رانده البرز به شمار می‌رود. رشته‌کوه البرز به عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا، مجموعه ارتفاعاتی به شکل خمیده به طول تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر در شمال ایران تشکیل می‌دهند که با یک راستای عمومی خاوری- باختری از آذربایجان تا خراسان امتداد دارد (Alavi, 1996). زمین‌ریخت‌شناسی و سرگذشت چینه‌ای و ساختاری البرز در سراسر آن یکسان نیست. پیچیدگی‌های ساختاری این رشته‌کوه باعث شده است بخش‌های مختلف، به طور جداگانه مورد بررسی قرار گیرند. آنچه مسلم است این که مطالعه در رشته‌کوه البرز به درک بهتر فرگشت زمین‌ساختی آلپ- هیمالیا کمک شایانی می‌نماید.

در این پژوهش با انتخاب قسمت کوچکی از البرز خاوری سعی شده است تا با مطالعه، بررسی و جمع‌آوری دقیق‌تر داده‌های ساختاری منطقه و تحولات تکتونیکی آن، الگوی مناسبی جهت تحلیل ساختاری و ارتباط گسل‌های موجود در منطقه ارائه شود.

محدوده مورد مطالعه در محلی واقع شده است که از جنوب به طرف شمال کوه‌های البرز در حال مرتفع شدن می‌باشند. حد جنوبی محدوده، گسل میلا و حد شمالی آن گسل آستانه است.

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی

محدوده مورد مطالعه بخشی از البرز خاوری در شمال‌باختر شهرستان دامغان بین طول‌های خاوری $53^{\circ} 44'$ تا $53^{\circ} 51'$ و عرض‌های $36^{\circ} 00'$ تا $36^{\circ} 06'$ شمالی قرار دارد. روستای دشت‌بو یکی از روستاهای دهستان تویه‌دروار و جزء بخش امیرآباد شهرستان دامغان می‌باشد. این دهستان از شمال به کیاسر، از باختر به فولادمحله، از خاور به آستانه و از جنوب به راه شوسه دامغان- سمنان متصل است.

راه اصلی دسترسی به محدوده، راه آسفالت دهستان تویه‌دروار است که از جنوب به راه شوسه دامغان-

سمنان و از شمال به سهراهی فولادمحله - ساری - دامغان متصل است و ادامه آن به طرف شمال به کیاسر می‌رسد. این راه از داخل تنگه تویه دروار عبور می‌کند و برای ورود به درون محدوده باید از راه‌های شنی و خاکی آغل‌ها و کلاته‌ها استفاده کرد. موقعیت کلی محدوده و راه‌های ارتباطی آن در شکل (۱-۱) آورده شده است.

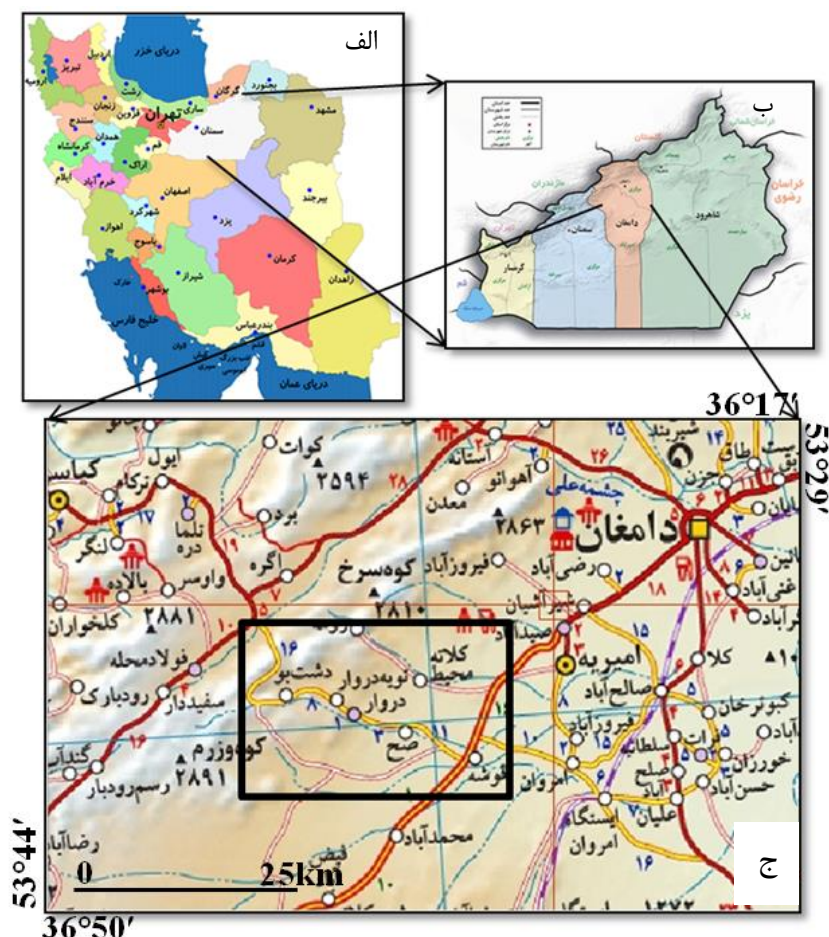
۱-۲- آب و هوا

منطقه تویه دروار، منطقه‌ای کوهستانی است و به همین دلیل دارای زمستان‌های سرد و تابستان‌های معتدل می‌باشد. درون منطقه از جنوب به طرف شمال به دلیل مرتفع شدن کوه‌ها در این جهت از دمای هوا کاسته می‌شود. گرم‌ترین ماه سال مردادماه و سردترین ماه سال نیز دی‌ماه می‌باشد. به دلیل قرارگیری منطقه در حاشیه زمین‌های پست و توده‌های هوایی مختلف و با توجه به میزان بارندگی، این منطقه دارای آب و هوای نیمه‌خشک می‌باشد. قسمت عمده بارش در منطقه باران است و بیشترین میزان بارش در پاییز و بهار و کمترین میزان آن در تابستان رخ می‌دهد و متوسط میزان بارندگی در سال ۱۲۵ میلی‌متر می‌باشد (فرجی و همکاران، ۱۳۶۴).

۱-۳- ریخت‌شناسی منطقه

یکی از عوامل مهم در تشکیل ریخت‌شناسی منطقه، جنس سنگ‌ها می‌باشد. ریخت‌شناسی ملایم و تپه‌های مدور با شیب کم، متعلق به رخنمون سازندهای شمشک، کرج و نهشته‌های کواترنری و مناطق ستیغ و مرتفع مربوط به سازندهای آهکی لار، کرتاسه و دلیچای در منطقه می‌باشد (شکل ۱-۲). همچنین، فعالیت‌های تکتونیکی و عوامل ساختاری نظیر گسل‌های معکوس و چین‌خوردگی‌ها نقش مؤثری بر اوج‌گیری واحدهای سنگی منطقه ایفا می‌کنند. در اکثر نقاط در منطقه مورد مطالعه، چین‌خوردگی واحدهای رسوبی در طی فازهای کوهزایی مختلف ارتفاعات نسبتاً بلندی را بوجود آورده‌اند. از جمله می‌توان به چین‌خوردگی سازند الیکا اشاره نمود که در بخش جنوبی منطقه، ارتفاعاتی را تشکیل داده است (شکل ۱-۳-الف).

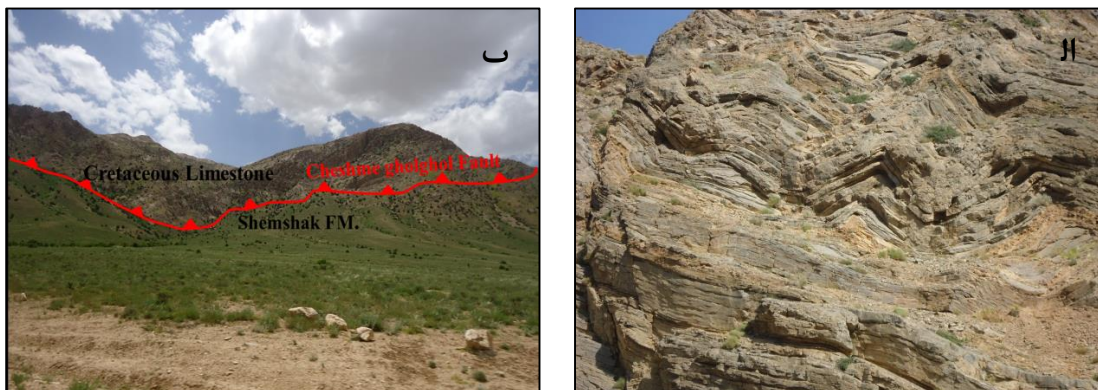
همچنین گسل‌های معکوس نقش مهمی در ایجاد ارتفاعات منطقه به عهده داشته‌اند که از آن جمله می‌توان به گسل چشمه‌قلقل اشاره نمود که باعث ایجاد ارتفاعات باختری درهٔ تویه‌دروار گشته است. (شکل ۱-۳-ب).



شکل ۱-۱- نقشهٔ جغرافیای ایران (الف)، استان سمنان (ب) و راه‌های ارتباطی منطقه (ج)؛ منطقهٔ مورد مطالعه در مستطیل قرار گرفته است. (برگرفته از سایت اینترنتی پورتال جامع گردشگری ایران).

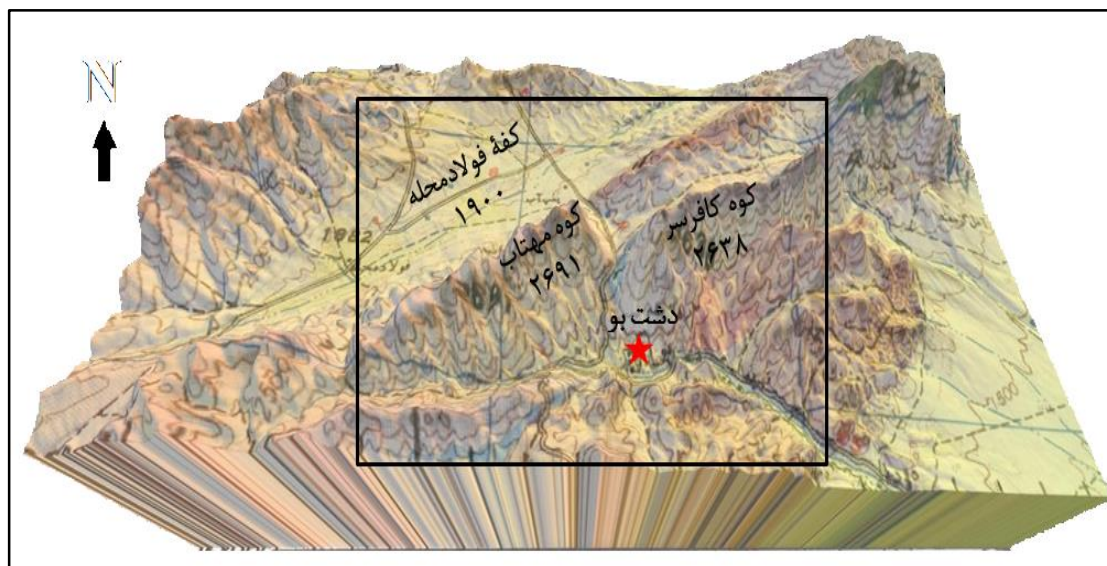


شکل ۱-۲-الف- ریخت‌شناسی ملایم و تپه‌ای سازند کرج (دید به سمت شمال‌باختر). ب- رخنمون ستیغ و صخره‌ساز سازندهای لار و کرتاسه (دید به سمت شمال‌خاور).



شکل ۱-۳-الف- چین خوردگی سازند الیکا در جنوب باختر روستای دشت بو (دید به سمت باختر). ب- تأثیر گسلش معکوس چشمه قلقل در شکل گیری ارتفاعات باختری دره تویه دروار - فولادمحله (دید به سمت جنوب باختر).

از نظر توپوگرافی در ابتدای منطقه، دشت تویه با ارتفاع ۱۲۰۰ متر قرار گرفته که سطحی تقریباً هموار دارد ولی با وارد شدن به درون منطقه کوهستانی این وضعیت تغییر کرده و توپوگرافی شدیداً ناهموار و غیر یکسان مشاهده می شود. بلندترین کوه منطقه، کوه کافر سر و مهتاب با ارتفاع ۲۶۳۸ و ۲۶۹۱ متر و پست ترین بخش منطقه، کفه فولادمحله با ارتفاع ۱۹۰۰ متر از سطح دریا می باشد (شکل ۱-۴).



شکل ۱-۴- تصویری سه بعدی از محدوده مورد مطالعه جهت نمایش ریخت زمین ساخت منطقه؛ ترکیبی از نقشه زمین شناسی کیاسر با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و داده های SRTM به همراه نقشه توپوگرافی منطقه.

۱-۴- تاریخچه مطالعات پیشین

اگرچه مطالعات انجام شده بر روی رشته کوه‌های البرز خاوری نسبتاً زیاد می‌باشد، اما این مطالعات به صورت کلی بوده و به جزئیات ساختاری منطقه پرداخته نشده است. با این وجود به برخی مطالعات ارزشمند انجام شده در زمینه‌های مختلف در منطقه مطالعاتی اشاره می‌کنیم:

اشتوکلین و همکاران (۱۹۶۴)، در دامنه جنوبی میلکوه تویه دروار، به بررسی و تشریح سازند میلا پرداخته‌اند. لاسمی و امین‌رسولی (۱۳۷۸)، به بررسی چینه‌نگاری سکانسی واحدهای شیلی و کواتریت بالایی سازند لالون در ناحیه تویه دروار پرداخته‌اند. خادمی (۱۳۷۵)، سازوکار گسل‌های دامغان و عطاری را در شمال دامغان بررسی کرده و سازوکار راندگی را برای گسل عطاری معرفی نموده است. ایشان سه سازوکار برای سه بخش از گسل دامغان ارائه داده؛ به صورتی که برای تکه باختری، سازوکار معکوس و راندگی، برای تکه میانی معکوس با زاویه تند و برای تکه خاوری سازوکار عادی با اندکی مؤلفه راستالغز به دست آورده است. امیدی و همکاران (۱۳۸۱)، با مطالعه بخش جنوبی البرز خاوری، حد فاصل سمنان تا دامغان، با بهره‌گیری از داده‌های صحرایی و نتایج دورکاوی به تشریح و توصیف گسل‌های کواترنری و بررسی سازوکار آنها پرداخته است. وی در رساله دکترا (۱۳۸۰)، به تشریح گسل دروار پرداخته و تغییرات ساختاری این منطقه را نتیجه فعالیت یک سیستم برشی همگرا در نتیجه تنش‌های حاصل از حرکت رو به شمال تا شمال خاوری صفحه عربی می‌داند. رحیمی (۱۳۸۱)، در برش دامغان-گرگان با مطالعه زمین‌ساخت راندگی‌ها، هشت ورقه رانده در البرز خاوری معرفی کرده است. همچنین حاجیان‌نژاد (۱۳۸۵)، به تحلیل ساختاری بخش خاوری و جنوب خاوری منطقه تویه دروار پرداخته و بر اساس جهت شیب گسل‌های اصلی منطقه، الگوی ساختاری ارائه شده برای تویه دروار را یک فورلند دیپینگ دوپلکس معرفی نموده است. خانعلی‌زاده (۱۳۸۴)، به بررسی پتروگرافی و پترولوژی توده آذرین کواتریدیوریتی تویه پرداخته و سن این توده را اردوئیسین - سیلورین دانسته است.

۱-۵- هدف مطالعه

در بررسی‌ها و مطالعات قبلی انجام شده بر روی منطقه، چینه‌نگاری و ساختارهای کلی منطقه معرفی شده‌اند؛ اما سازوکار و اختصاصات دینامیک گسل‌ها و فعالیت کواترنری منطقه، به طور مشخص مورد بررسی قرار نگرفته است. یکی از اهداف مهم این مطالعه، توجه به گسل‌های عرضی منطقه با راستای تقریبی شمالی- جنوبی از جمله گسل‌های شمال تویه، چشمه‌قلقل و دشت بو می‌باشد که در این پژوهش سعی شده است تا علاوه بر بررسی دقیق و تعیین هندسه و سازوکار آن‌ها، به ارتباط هندسی و سینماتیک این گسل‌ها با گسل‌های اصلی که راستای عمومی البرزخاوری (شمال‌خاور-جنوب‌باختر) را دارند، پرداخته شود. در نتیجه، چنان‌چه تحلیل ساختاری دقیق و کاملی در منطقه انجام شود، این امکان وجود دارد که دیدگاهی دقیق‌تر در ارتباط با زمین شناسی البرزخاوری و شناخت ارتباط ساختمانی محدوده مورد مطالعه با مناطق مجاور مهیا شود. همچنین دستاورد اینگونه پژوهش‌ها می‌تواند در مطالعات مرتبط با ارزیابی توان لرزه‌زایی گسل‌ها، لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت به عنوان اطلاعات پایه مورد استفاده قرار گیرد.

در این راستا اهداف این تحقیق را می‌توان در موارد زیر خلاصه نمود:

۱- بررسی الگوی دگرشکلی منطقه

۲- تعیین هندسه و سازوکار گسل‌های عرضی موجود در منطقه و ارتباط هندسی و جنبشی آن‌ها با گسل‌های اصلی منطقه

۳- سبک هندسی و اختصاصات سینماتیک گسل‌ها با توجه خاص به الگوی دگرریختی نوزمین‌ساختی آن‌ها

۱-۶- روش انجام تحقیق

روش کار در این تحقیق، به ترتیب شامل موارد زیر می‌باشد:

۱- مطالعات کتابخانه‌ای؛ اعم از مقالات، کتاب‌ها، پایان‌نامه‌ها و کلیه منابع مرتبط

- ۲- بررسی داده‌های دورسنجی منطقه؛ شامل تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی
- ۳- انجام مطالعات صحرایی با هدف اندازه‌گیری‌های ساختاری و نمونه برداری‌های لازم از واحدهای سنگی- رسوبی.
- شایان ذکر است که مطالعات میدانی جهت برداشت‌های صحرایی زیر صورت گرفته است:
- برداشت ویژگی‌های لایه‌بندی در پیمایش‌های عمود بر چین‌خوردگی به منظور آشکارسازی وضعیت ساختاری واحدهای سنگی.
 - شناسایی آثار گسلش سطحی و سازوکار آن‌ها با استفاده از چینه‌شناسی و ریخت‌شناسی سطوح گسل و ساختارهای فرعی.
- لازم به ذکر است که نحوه بیان موقعیت عناصر ساختاری صفحه‌ای به صورت امتدادی و شیبی و عناصر خطی به صورت میل و جهت میل (Plunge, Plunge Direction) می‌باشد.
- ۵- تحلیل داده‌های ساختاری
- تحلیل داده‌های ساختاری، که برگرفته از مطالعات قبلی، داده‌ها و اطلاعات بدست آمده از برداشت‌های صحرایی می‌باشد، به منظور آشکارسازی وضعیت هندسی چین‌ها و تعیین رده آن‌ها از منظر موقعیت سطح محوری، زاویه بین دو یال و در ارتباط با گسل‌ها به منظور تعیین وضعیت هندسی و سازوکار و مدل جنبشی صورت گرفته است؛ که به این منظور از نرم‌افزارهای موجود، بخصوص نرم‌افزارهای استریوگرافیک مانند: T-TECTO, Georient, Dips, Stereo Net, Tectonics FP استفاده شده است.
- ۶- تدوین پایان‌نامه و تهیه نقشه ساختاری و رسم برش‌ها از منطقه مورد مطالعه که از طریق تلفیق اطلاعات بدست آمده از تصاویر ماهواره‌ای، عکس‌های هوایی، برداشت‌های صحرایی و نقشه‌های توپوگرافی، با استفاده از نرم‌افزارهای مرتبط مانند: Arc GIS, Global Mapper و ... به انجام رسیده است. لازم به ذکر است که برای تهیه نقشه زمین‌شناسی از منطقه مورد مطالعه، از نقشه زمین‌شناسی کیاسر با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ استفاده شده و دستاوردهای جدید این پژوهش در محیط Arc GIS بر روی آن اضافه شده است.

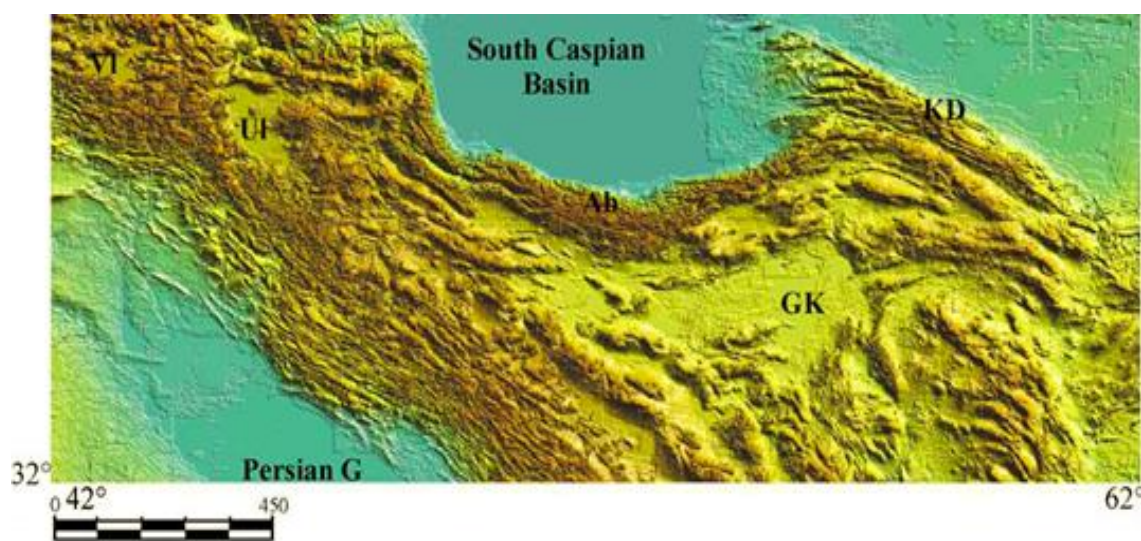
فصل دوم

زمین شناسی عمومی

از نظر تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران، منطقه مورد مطالعه، در پهنه رسوبی - ساختاری البرز قرار دارد و بخش کوچکی از نیمه جنوبی البرزخاوری به‌شمار می‌رود. در این فصل، تاریخچه زمین‌شناسی البرز و چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه مورد بحث قرار گرفته است.

۲-۱- تکوین و تکامل ساختاری البرز:

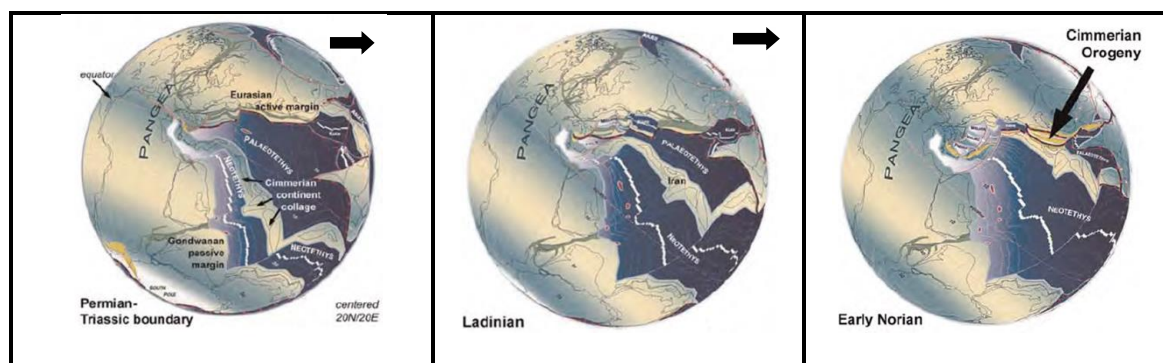
رشته‌کوه البرز در شمال ایران، کمان مرتفعی است که از انتهای تالش در باختر تا تقاطع آن با کپه‌داغ در خاور گسترده شده است (Jackson et al., 2002). بنا به نظر (Alavi, 1996)، کوه‌های البرز در شمال ایران، با طول حدود ۱۲۰۰ کیلومتر از ارمنستان و آذربایجان در شمال‌باختر تا کوه‌های پاراپامیسوس در شمال افغانستان در خاور امتداد دارند (شکل ۲-۱). پوسته البرز ضخامتی حدود ۳۵ کیلومتر دارد و شامل ردیف‌های ضخیمی از سنگ‌های پرکامبرین پسین تا عهد حاضر می‌باشند (Tatar, 2001).



شکل ۲-۱- تصویر SRTM از نیمه شمالی ایران؛ موقعیت البرز (Ab) بر روی آن مشخص شده است. (اقتباس از Brunet et al., 2003)

به اعتقاد (Stampfli et al., 1978)، بلوک البرز در زمان اردوئیسین - سیلورین از حاشیه شمال خاوری گندوانا جدا شده و به سمت شمال حرکت کرده است. این بلوک در زمان تریاس پسین با ورقه اوراسیا

برخورد نموده است (Sengor et al., 1988). این برخورد منجر به بسته شدن اقیانوس تتیس کهن شده است و زمین‌درز تتیس کهن را به وجود آورده است (Fursich et al., 2009) شکل (۲-۲).



شکل ۲-۲- تکوین و تکامل ساختاری البرز در طی پرنین پسین - تریاس؛ (اقتباس از Fursich et al 2009).

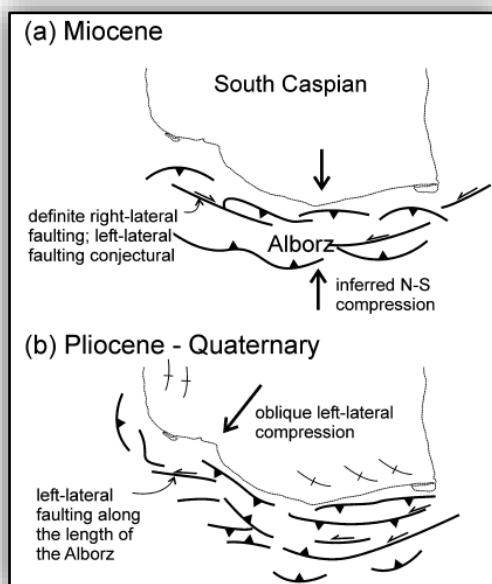
Alavi (1996)، البرز را یک کمربند چندکوهزادی معرفی نموده است که تحت تأثیر کوهزایی سیمین و آلپین از تریاس پسین تا الیگومیوسن قرار گرفته است. به اعتقاد شهریاری و همکاران (۱۳۸۰)، البرز، پیش از تریاس پسین بخشی از یک حاشیه واگرا بوده است (حاشیه واگرای کرانه جنوبی اقیانوس پالتوتیس). با تصادم خرده‌ورقه ایران و توران در تریاس پسین این حاشیه غیرفعال به یک حوضه پیش‌بوم حاشیه‌ای تبدیل شده که تا ژوراسیک میانی ادامه داشته است. با نزدیک شدن به ژوراسیک میانی، البرز با الحاق ورقه‌هایی از پوشش رسوبی پالتوزوئیک - تریاس حاشیه شمالی ایران به حالت بحرانی رسیده است. در این زمان با کاهش فعالیت گسل‌های رورانده و ثبات نوار کوهزایی البرز بر حاشیه شمال ایران، در اواخر ژوراسیک پیشین لیتوسفر قاره‌ای برای رسیدن به تعادل همستادی در زیر بار نوار کوهزایی البرز فرونشینی کرده است. این فرونشینی که با کاهش شدت فرسایش همراه بوده است با همراهی افزایش سطح جهانی آب‌ها، پیشروی مجدد محیط دریایی به سمت نوار کوهزایی و برقراری محیط دریایی در حوضه پیش‌بوم را سبب شده است. در این مرحله که با شروع یک دوره آرامش تکتونیکی همراه بوده است، توالی رسوبات آهکی ژوراسیک میانی تا کرتاسه پسین در حوضه پیش‌بوم نهشته شده‌اند.

با نزدیک شدن به پایان کرتاسه و شروع حرکات آلپ میانی در نتیجه تصادم ایران و عربستان، نوار کوهزایی البرز فعالیت مجدد خود را در نتیجه اعمال تنش‌های فشارشی از زون تصادم و با تشکیل راندگی‌های جدید و الحاق ورقه‌هایی از پوشش رسوبی حاشیه شمالی ایران (نهمشته‌های دوره آرامش ژوراسیک و کرتاسه) آغاز نموده است. الحاق ورقه‌های جدید، بالآمدگی، تجدید حیات فرسایش، پیشروی نوار کوهزایی و متعاقب آن پشروی دریا به سمت جنوب و رسوب مواد آواری به شکل نهمشته‌های آواری و قرمز رنگ سازند فجن در حوضه فورلند را سبب شده است. با کاهش نوار کوهزایی و فرونشینی لیتوسفر در زیر نوار کوهزایی البرز که با الحاق ورقه‌های جدید تنومند شده است، شدت فرسایش کاهش یافته و دریا مجدداً پهنه حوضه فورلند را پوشانیده است رخساره‌های دریایی ائوسن الیگوسن (سازندهای زیارت و کرج) در این شرایط ته‌نشین شده‌اند (شهریاری و همکاران، ۱۳۸۱).

با شروع نئوژن در نتیجه حرکات کوهزایی آلپ پسین، بالآمدگی در فلات ایران و نیز افت سطح جهانی آب‌ها حوضه پیش‌بوم دریایی به یک حوضه غیر دریایی تبدیل شده است (Vaill, 1977). این تغییر شرایط رسوبگذاری با تشکیل نهمشته‌های پلایایی در قاعده توالی آواری نئوژن همراه بوده است. شروع سومین مرحله از تکامل ساختاری البرز در این زمان با تشکیل راندگی‌های جدید و الحاق ورقه‌هایی از پوشش رسوبی، تجدید حیات فرآیندهای فرسایشی، حمل و رسوبگذاری مواد آواری در حوضه فورلند و حوضه‌های بین کوهستانی را سبب شده است. مواد آواری حاصل از فرسایش پهنه‌های بالآمده، بادزن‌های آبرفتی در پای ارتفاعات را تغذیه می‌کرده‌اند. حرکت ورقه‌های رورانده به سمت جنوب، پیشروی بادزن‌های آبرفتی در این جهت را سبب شده است و به این ترتیب توالی آواری نئوژن را سبب شده است.

Allen و همکاران (2003)، تکامل پوسته البرز در اواخر دوران سنوزوئیک را این‌گونه بیان می‌کنند که در میوسن تغییر شکل بیشتر فشارشی و همراه با حرکت عموماً راستالغز بوده است. حرکت فشارشی بعد از میوسن، که تا کنون نیز ادامه دارد، سبب جابجایی چپ‌بر شده است که علت آن حرکت پی‌سنگ خزر جنوبی نسبت به ایران به سمت باختر می‌باشد (شکل ۲-۳).

بنا بر نظر Jackson (2002)، رشته کوه البرز در حال حاضر تحت کوتاه‌شدگی چپ‌بر مایل قرار دارد؛ ضمن آنکه ساختارهای نشانگر حرکت امتدادلغز چپ‌بر در البرزخاوری بیش از البرز باختری می‌باشد.



شکل ۲-۳- تغییر جهت فشارش شمال-جنوبی در میوسن به شمال‌خاوری-جنوب‌باختری در الیگومیوسن در پهنه البرز. (a) میوسن؛ (b) پلیوسن-کواترنری (برگرفته از Allen et al., 2003).

۲-۲- چینه‌شناسی

سنگ‌های موجود در منطقه مورد مطالعه (دشت‌بو)، به استثنای توده‌های نفوذی کوارتزیدیوریتی، به طور کامل از سنگ‌های رسوبی می‌باشند. براساس دستاوردهای مطالعات قبلی، به‌ویژه نقشه‌های زمین‌شناسی چاپ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور مانند نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (اکبرپور و سعیدی، ۱۳۷۱) و مشاهدات صحرائی، از سازندهای پرکامبرین و پالئوزوئیک در منطقه مطالعاتی رخنمونی دیده نمی‌شود. سازندهای مزوزوئیک از قبیل سازندهای الیکا، شمشک، دلیچای، لار، آهک‌های کرتاسه و واحدهای سنوزوئیک شامل سازندهای فجن، کرج و زیارت و نهشته‌های آواری و پلایای نئوژن و کواترنری در منطقه رخنمون و گسترش دارند. روند ساختاری کلی این سازندها شمال‌خاوری- جنوب‌باختری است. در ادامه شرح مختصری از واحدهای چینه‌شناسی منطقه به ترتیب

از قدیم به جدید بر مبنای نقشه زمین شناسی کیاسر و مشاهدات صحرایی نگارنده آورده می شود. قابل ذکر است که نقشه زمین شناسی تهیه شده از منطقه در شکل (۲-۹) آمده است که واحدهای سنگی دکر شده را می توان بر روی آن مشاهده نمود.

۲-۲-۱- واحدهای سنگی مزوزوئیک

سازند الیکا

در محل برش الگو (دره نور در ۵ کیلومتری روستای الیکا، خاور تهران) بخش پایینی سازند الیکا، شامل ضخامتی متغیر از سنگ آهک های نازک لایه و آهک های مارنی است (آقاناتی، ۱۳۸۳). این سازند در محدوده مطالعاتی، در جنوب روستای دشت بو مشاهده می شود (شکل ۲-۴-الف). در منطقه مورد مطالعه، بخش زیرین این سازند با سنگ آهک های نازک لایه دانه ریز آغاز می گردد که حاوی فسیل های پلسی پودا و کلاریا است. روی این بخش آهکی دولومیت های خوب لایه بندی شده قهوه ای و زرد رنگ ظاهر می گردند که در بخش های بالایی حاوی آثار استروماتولیت فراوان است. بالاترین بخش سازند الیکا، سری سنگ های ضخیم لایه کم فسیل است که بررسی فسیل شناسی، سن تریاس پسین را برای آن تعیین کرده است (اکبرپور و سعیدی، ۱۳۷۱).

سازند شمشک

سازند شمشک، مجموعه ای از رسوبات چند رخساره ای آواری، تورب، ماسه سنگ ها و رسوبات آبرفتی- دلتایی است که برش الگوی آن توسط آسرتو (۱۹۶۶) در بالادست دره روته، در شمال گردنه لاسم، بررسی شده است. این سازند با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند آهکی الیکا قرار گرفته است. این سازند در مقطع اصلی ۱۲۰۷ متر ضخامت دارد. این توالی از رسوبات شیلی و ماسه سنگی با سن تریاس پسین- ژوراسیک زیرین تشکیل شده است. این سازند دارای یک بخش قاعده ای به صورت یک لایه و یا افق لاتریتی است که در کوه صبور با ۲ متر ضخامت، درصد بالایی از اکسید آهن دارد.

همچنین در شرق روستای دروار با ۱۰ متر ضخامت به عنوان خاک نسوز استخراج می‌گردد (حاجیان‌نژاد ۱۳۸۴). تناوبی نسبتاً منظم از شیل و ماسه‌سنگ بخش عمده نهشته‌های شمشک را در منطقه تشکیل می‌دهد که رنگ آن سبز تیره تا سیاه است و علاوه بر آن فسیل گیاهی فراوان، حاوی لایه‌ها و عدسی‌های زغالی نیز هست (شکل ۲-۴-ب).

سازند دلیچای

به نظر آقانباتی (۱۳۸۳)، برش الگوی سازند دلیچای (اشتایگر، ۱۹۶۶ به نقل از آقانباتی، ۱۳۸۳) در پهلوی راست رودخانه دلیچای، در خاور شهرستان دماوند است که حدود ۱۰۷ متر ستبراً دارد ولی این ضخامت ثابت نیست و حتی ممکن است به صفر برسد. این سازند شامل مارن، سنگ آهک‌های مارنی، کمی اسپاری و نازک‌لایه همراه با میان لایه‌هایی از شیل‌های مارنی می‌باشد. سازند دلیچای به سن ژوراسیک میانی عمدتاً از مارن و سنگ‌آهک مارنی تشکیل شده است. این مجموعه با چندین متر سنگ‌ماسه آهکی متوسط تا ستبرالایه سرخ آجری رنگ با ناپیوستگی فرسایشی موازی بر روی سازند شمشک جای دارد و به صورت هم‌شیب و تدریجی به سنگ‌آهک‌های صخره‌ساز سازند لار تبدیل می‌شود. ایجاد ناپیوستگی فوق ناشی از عملکرد رویداد سیمین میانی است که منجر به ایستایی رسوبی و دوره فرسایشی روشنی در زمان ژوراسیک میانی شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

این سازند در بخش شمالی منطقه در مجاورت با آهک‌های صخره ساز لار قرار گرفته که شامل آهک‌های مارنی نازک‌لایه تا متوسط لایه، حاوی نوارهای چرت و نیز میان‌لایه‌های مارنی است که به وفور دارای آمونیت می‌باشد (شکل ۲-۴-ج).

سازند لار

آسرتو (۱۹۶۶) با استفاده از نام دره لار، سازند لار را به سنگ آهک‌های کوه‌سازی با سن ژوراسیک پسین نسبت داده است که در نواحی وسیعی از البرز بر روی نهشته‌های زودفرسای ژوراسیک میانی (سازند دلیچای) و یا رسوب‌های زغال‌دار گروه شمشک قرار گرفته دارد (آقانباتی، ۱۳۸۳).

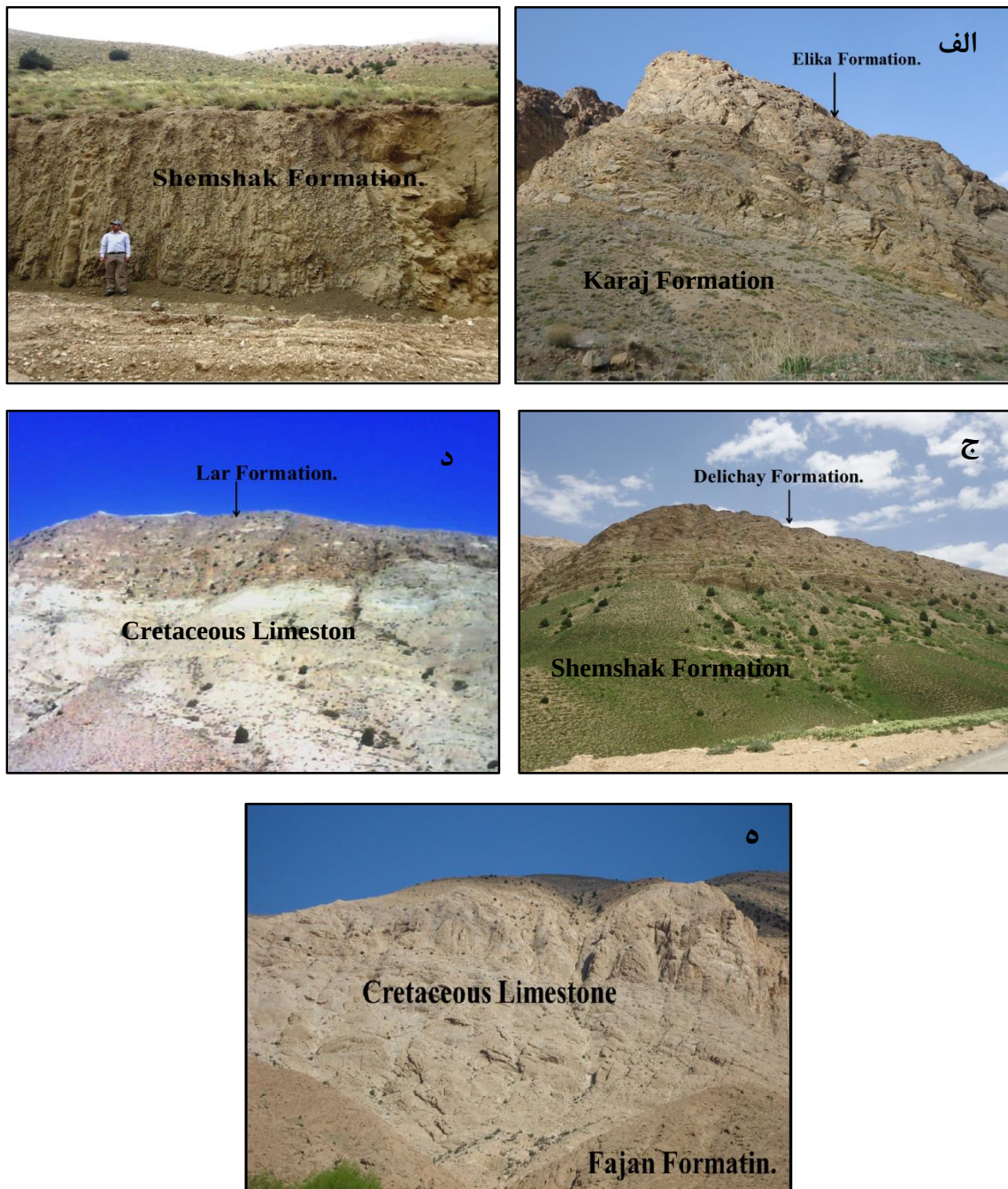
با توجه به تغییرات رخساره‌ای، این سازند به بخش‌های مختلفی تقسیم می‌گردد. پایین‌ترین بخش این سازند متشکل از سنگ‌های آهکی مارنی است که با رنگ خاکستری متمایل به سبز روشن به صورت هم‌شیب سازند دلیچای را می‌پوشاند.

آمونیت‌های فراوان در این واحد، سن ژوراسیک میانی- بالایی را دارند و ضخامتشان از ۵۰ تا ۱۵۰ متر تغییر می‌کند. پیکره اصلی سازند لار، شامل آهک‌های خاکستری روشن تا کرم‌رنگ ضخیم‌لایه توده‌ای است که با ریخت صخره‌ای در منطقه مشاهده می‌شود (شکل ۲-۴-د).

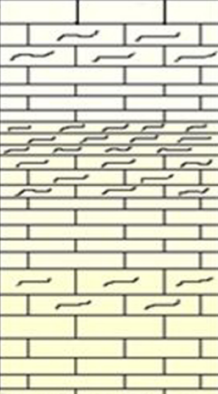
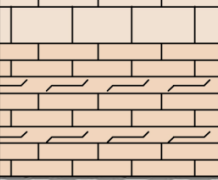
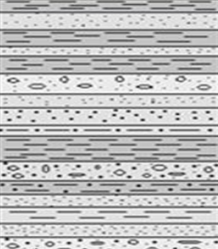
آهک‌های کرتاسه

اکبرپور و سعیدی (۱۳۷۱)، سنگ‌های کرتاسه پسین را در منطقه، مورد مطالعه قرار داده‌اند. این واحدها شامل آهک‌های خوب لایه‌بندی شده با رنگ کرم- سفید است که حاوی فسیل‌های هیپوریت، رودیست و اگزوزیرا نیز می‌باشد. تفکیک این واحد از سازند لار به دلیل هم‌شیبی و نداشتن واحدهای پایه‌ای، دشوار است. این واحد را در شمال روستای تویه و نیز شمال‌خاور روستای دشت‌بو با ضخامتی بالغ بر ۳۰۰ متر می‌توان مشاهده نمود (شکل ۲-۴-ه).

ستون چینه‌نگاری سازندهای رخنمون یافته مربوط به دوران مزوزوئیک، در منطقه مورد مطالعه، در شکل (۲-۵) آورده شده است.



شکل ۲-۴- تصاویری از سازندهای مزوزوئیک در منطقه مورد مطالعه؛ الف: سازند الیکا در جنوب روستای دشتبو (دید به سمت جنوب باختر). ب: سازند شمشک در شمال خاور دشتبو (دید به سمت باختر). ج: سازند دلیچای در شمال روستای دشتبو (دید به سمت جنوب خاور). د: سازند لار در شمال منطقه مطالعاتی (دید به سمت خاور). ه: آهک‌های کرتاسه فوقانی در شمال روستای تویه (دید به سمت شمال).

Erathem	System	Seri	Formation	Lithology	Description
Mesozoic	cretaceous	upper			Thin to medium bedded crystalline limestone and marly limestone Thin bedded white limestone and marly limestone Thin to medium bedded milky to white marly limestone
		upper	Lar		Medium to thick bedded limestone
		Middle	Delichay		alternation of limestone and marl, whit Amunite
	Jurassic	Lower	Shemshak		Sandstone, Shale, Siltstone, conglomerate, coaly shale and coal
		upper			
		Middle	Elika		Medium to thick bedded dolomitic limestone and dolomite
	Triassic	Lower			Thin to medium bedded limestone

شکل ۲-۵- ستون چینه‌شناسی سازندهای مربوط به دوران مزوزوئیک در منطقه مطالعاتی (بدون مقیاس)

۲-۲-۲- واحدهای سنگی سنوزوئیک

سازند فجین

برش الگوی این سازند را دلباخ (۱۹۶۴) در ۱۰۰ کیلومتری خاور تهران و نزدیک روستای فجین به ضخامت ۱۵۰ متر اندازه‌گیری کرده است. سازند فجین نشانگر چرخه‌های فرسایشی پس از کوهزاد لارامید است که به طور عموم ردیف‌های کهن‌تر را با ناپیوستگی زاویه‌دار می‌پوشانند. این سازند شامل ضخامت متغیری از کنگلومرای چندزادی، ماسه‌سنگ‌های سرخ‌رنگ و مارن ماسه‌ای است. در محل برش الگو، کنگلومرای فجین به طور ناپیوسته سنگ آهک کرتاسه زیرین را می‌پوشاند و در بالا با سازند زیارت هم‌شیب است و با وجود داشتن نومولیت، سازند فجین بر اساس جایگاه چین‌شناسی به پالئوسن - ائوسن نسبت داده شده است.

بخش اصلی و گسترده سازند فجین در منطقه مورد مطالعه را واحد کنگلومرای می‌سازد که در البرز به دلیل رخساره بسیار ویژه شناخته شده می‌باشد و متشکل از کنگلومرای یکپارچه و توده‌ای همراه با لایه‌بندی با ضخامت زیاد و مقاوم است که تشکیل پرتگاه‌های مرتفعی را داده و رنگ عمومی این واحد، قرمز روشن تا کرم می‌باشد.

این سازند در بخش خاوری منطقه مطالعاتی در مجاورت با آهک‌های کرتاسه (شکل ۲-۶- الف) و در باختر منطقه با سازند زیارت با سطح تماس عادی قرار گرفته است (شکل ۲-۶- ب).

سازند زیارت

سازند آهکی زیارت، نشانگر واحدی از سنگ آهک نومولیت‌دار به سن ائوسن میانی است که در فاصله چین‌شناسی سازند کنگلومرای فجین در زیر و توفیت‌های سازند کرج در بالا قرار دارد. برش الگوی سازند را دلباخ (۱۹۶۴) در خاور تهران در نزدیکی گورستانی واقع در باختر دهکده توچال به ضخامت ۴۳۵ متر اندازه‌گیری کرده است.

این سازند در منطقه مورد مطالعه، شامل سنگ آهک‌های نومولیت‌دار با رنگ قرمز روشن تا کرم است

که در بخش‌های پایینی رخساره کنگلومرایی دارد.

این سازند در باختر و جنوب‌باختر روستای دشت‌بو رخنمون دارد و سطح تماس آن با واحد کنگلومرایی فجن به صورت عادی می‌باشد (شکل ۲-۶-ج).

سازند کرج

سازند کرج به عنوان یکی از شاخص‌ترین واحدهای سنگ‌چینه‌ای البرز جنوبی، شامل توالی به نسبت ستبری از توف‌های سبزرنگ، سنگ‌های رسوبی و گدازه‌های آتش‌فشانی و به ندرت تبخیری است. در سال ۱۹۶۷، ددوآل، در دره کرج برشی از این سازند را معرفی و به آن «سازند کرج» نام داد (آقانباتی، ۱۹۸۳).

توف‌ها و مارن‌های این سازند در جنوب‌باختری روستای دشت‌بو مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۶-د).

۲-۲-۴- رسوبات کواترنری

پراکندگی رسوبات کواترنری در نقشه زمین‌شناسی شکل (۲-۹) آشکار می‌باشد. این نهشته‌ها به شرح زیر می‌باشند:

نهشته‌های آبرفتی کهن (Qt_1)

این واحد به صورت تختگاه‌هایی نسبتاً وسیع گسترش دارند که حداکثر ضخامت آن‌ها ۲۵-۲۰ متر می‌باشد. فشردگی در این واحد نسبی بوده و سیمان آن ماسه‌ای-آهکی می‌باشد (شکل ۲-۷-الف).

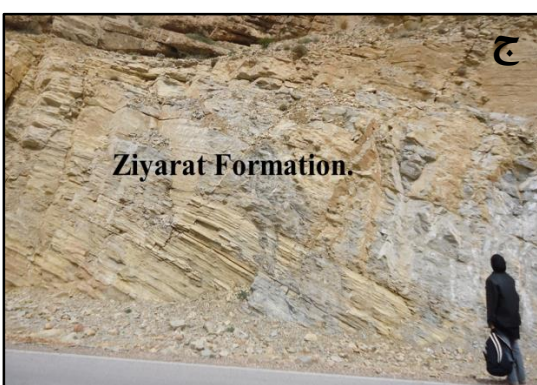
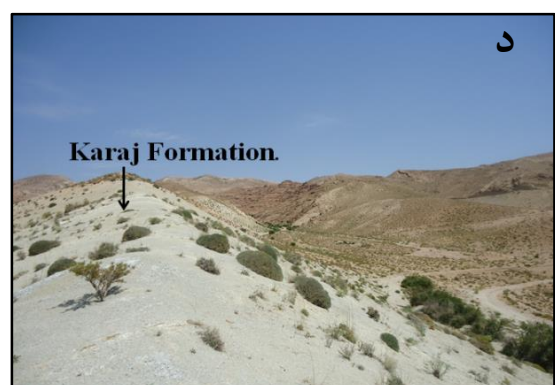
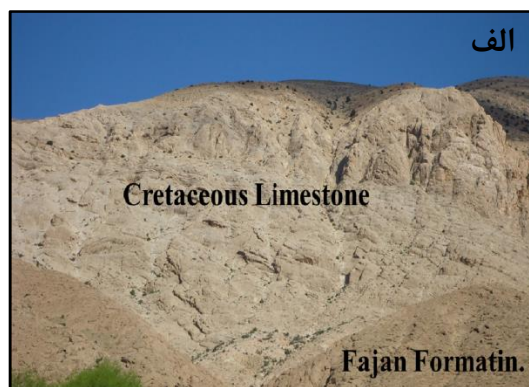
نهشته‌های آبرفتی جوان (Qt_2)

این واحد ضخامت و ارتفاع کمتری دارد و معمولاً دشت‌ها را شامل می‌شود. در بخش شمالی منطقه گسل کواترنری صبور از میان این واحد گذشته است (شکل ۲-۷-ب).

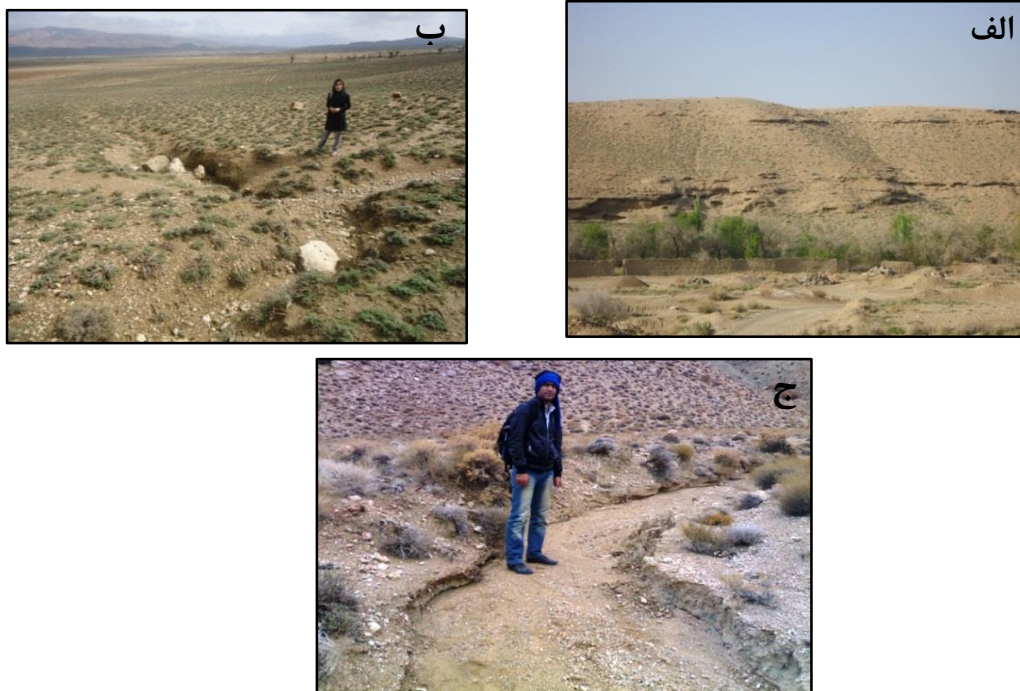
آبرفت‌های رودخانه‌ای (Q^{al})

این واحد شامل نهشته‌های رودخانه‌ای و رسوبات آبراهه‌ها می‌باشد که مجموعه‌ای از قلوه‌های ریز و درشت بدون پیوستگی را شامل می‌شود (شکل ۲-۷-ج).

ستون چینه‌نگاری سازندهای رخنمون یافته‌ی مربوط به دوران سنوزوئیک، در منطقه‌ی مورد مطالعه، در شکل (۲-۸) آورده شده است.



شکل ۲-۶- تصاویری از رخنمون سازندهای سنوزوئیک در منطقه؛ الف: سازند فجن در شمال روستای تویه. ب: سازند فجن با سطح تماس عادی با سازند زیارت در جنوب روستای دشت‌بو. ج: سازند زیارت در باختر روستای دشت‌بو. د: سازند کرج در جنوب روستای دشت‌بو.



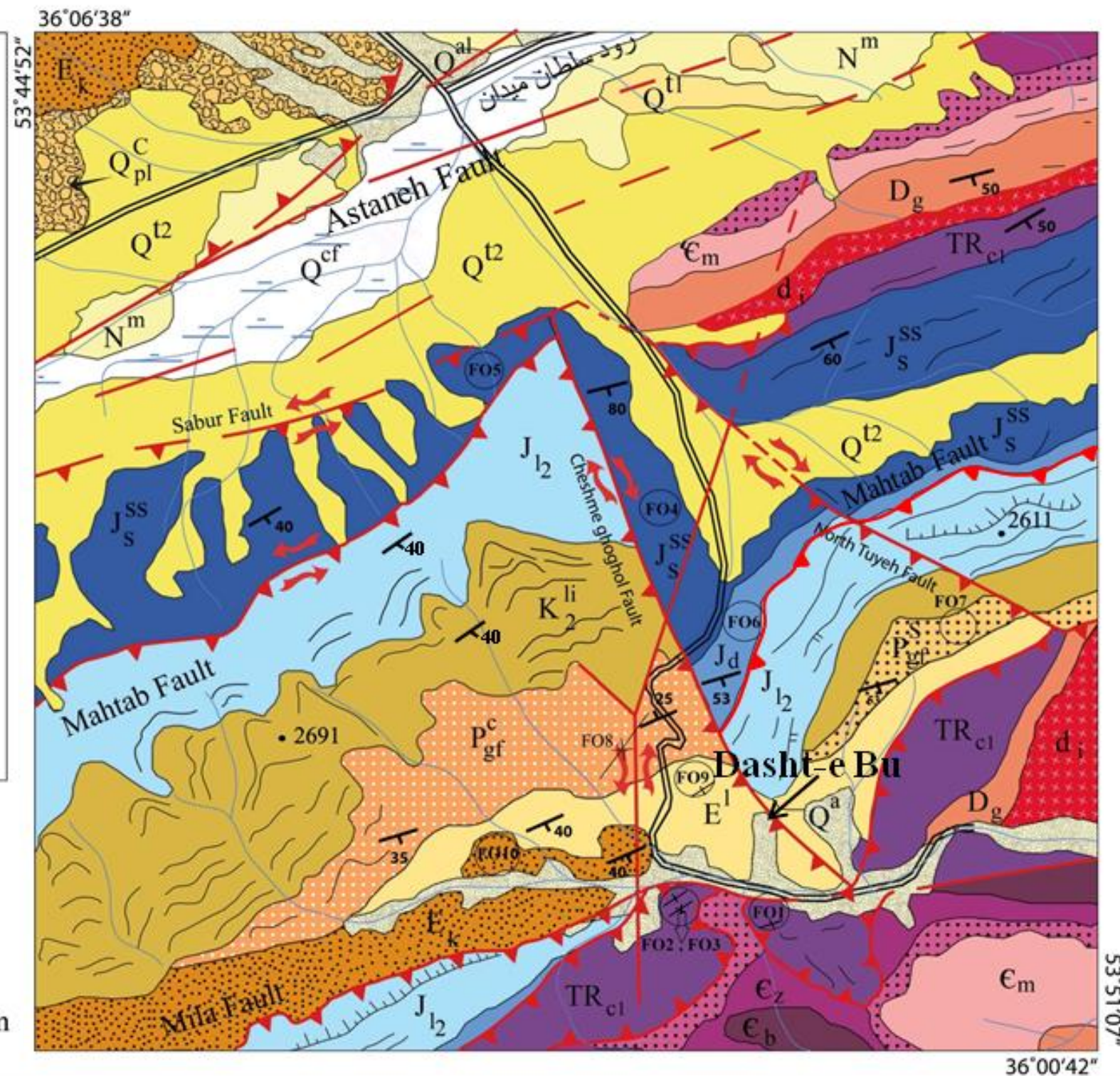
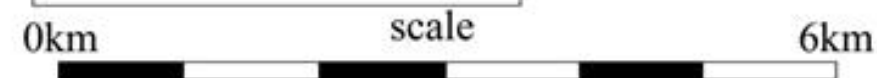
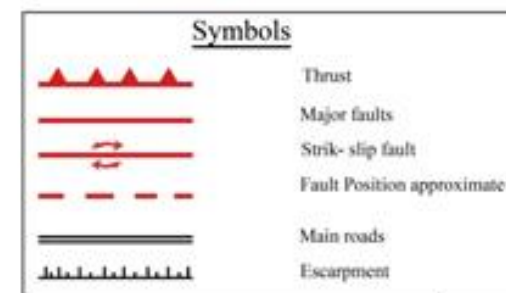
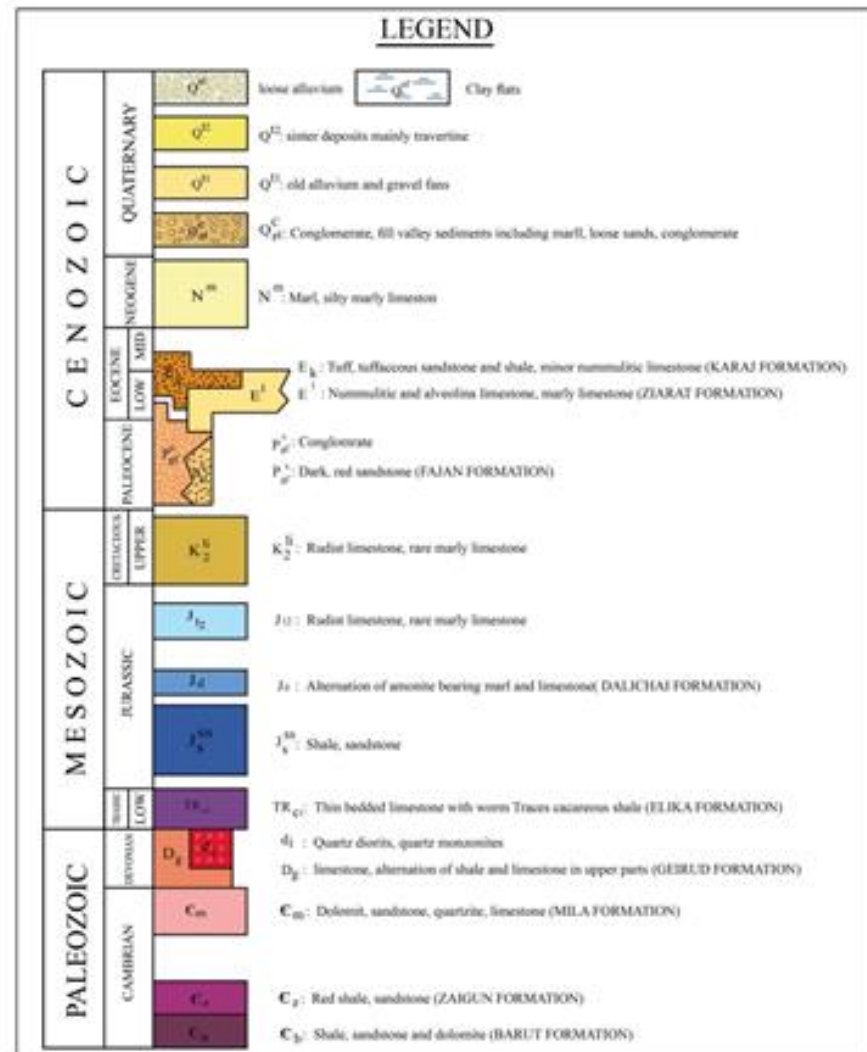
شکل ۲-۷- تصاویری از نهشته‌های کواترنری منطقه؛ الف: نهشته‌های آبرفتی کهن (Qt_1)، ب: نهشته‌های آبرفتی جوان (Qt_2)، ج: آبرفت‌های رودخانه‌ای (Q^{al}).

Erathem	System	Seri	Formation	Lithology	Description
Cenozoic	Quaternary				High level piedmont and alluvial fan Grey and dark Green marl, unconsolidated conglomerate
					Green tuff, Shale, volcanic rocks, sandy limestone, marl and siltstone
	Tertiary	Eocene	Karaj		Yellowish limestone
			Ziarat		Red sandstone, conglomerate and Shale
		Paleocene	Fajan		Red sandstone, conglomerate and Shale

شکل ۲-۸- ستون چین‌شناسی مربوط به سازندهای سنوزوئیک در منطقه مطالعاتی (بدون مقیاس).

Geological map of Dasht-e Bu region

Compiled by: E. Taheri (2013)



شکل ۲-۹- نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه مورد مطالعه با اقتباس از نقشه زمین‌شناسی کیاسر؛ FOها، محل اندازه‌گیری چین‌ها می‌باشند.

فصل سوم

زمین شناسی ساختمانی

منطقه مورد مطالعه از نظر ساختاری به گونه‌ای است که گسل‌های با درازای بین ۱۵ تا ۳۰ کیلومتر، تشکیل دهندگان اصلی ساختارهای این محل بشمار می‌روند. از جمله این گسل‌ها می‌توان به گسل میلا، گسل مهتاب و گسل صبور اشاره کرد که عملکرد هر کدام از آن‌ها باعث قرارگیری سازندهای با سن‌های مختلف در کنار یکدیگر شده است. راستای چیره ساختارهای منطقه، از جمله گسل‌ها و سازندهای موجود، از راستای ساختاری البرز خاوری (شمال‌خاور - جنوب‌باختر) تبعیت می‌کنند ولی تغییرات جزئی هم درون آن‌ها مشاهده می‌شود.

قابل ذکر است که افزون بر این روندهای ساختاری شمال‌خاوری - جنوب‌باختری، تعدادی گسل با راستای شمال، شمال‌باختری - جنوب، جنوب‌خاوری و شمالی-جنوبی نیز در منطقه حضور دارند. این گسل‌ها که به صورت عرضی ساختارهای منطقه را بریده‌اند، در این پژوهش گسل‌های دشت‌بو، چشمه‌قلقل، شمال تویه نام‌گذاری شده‌اند و سعی شده است که منشأ این دسته گسل‌های عرضی و ارتباط هندسی و جنبشی آن‌ها با گسل‌های اصلی منطقه پی برده شود.

علاوه بر گسل‌های اصلی و گسل‌های عرضی در منطقه، ساختارهای دیگری از قبیل چین‌خوردگی در سازندهای سنوزوئیک منطقه وجود دارند که به بررسی دقیق آن‌ها پرداخته شده است. همچنین تلاش شده است تا با در نظر گرفتن نقش عوامل ساختاری (گسلش و چین‌خوردگی) و تأثیر عواملی از قبیل جنس سنگ‌ها بر مورفولوژی، زمین‌ریخت منطقه مطالعاتی مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

علاوه بر آن، مطالعات نوزمین‌ساختی بر اساس تعریف اوبراچف (1948) از علم نوزمین‌ساخت در این منطقه انجام شده است. اوبراچف بیان می‌کند که علم نوزمین‌ساخت علمی است که کلیه حرکات و دگرشکلی‌های ایجاد شده از اواخر دوران سوم زمین‌شناسی تا اوایل دوران چهارم را مورد بحث قرار می‌دهد.

در این راستا به مطالعه دگرشکلی‌های رخ داده در سازندهای سنوزوئیک (فجن، زیارت، کرج و کواترنری) پرداخته شده است.

۳-۱- گسل‌ها

در این پژوهش گسل‌های با راستای شمال‌خاور- جنوب‌باختر که از راستای کلی ساختاری البرز خاوری تبعیت می‌کنند، به عنوان گسل‌های اصلی معرفی می‌شوند. این گسل‌ها قبلاً در نقشه زمین‌شناسی کیاسر با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ شناسایی و گسل‌های میلا، مهتاب و صبور نام‌گذاری شده‌اند.

در این پژوهش، علاوه بر مطالعه تفصیلی گسل‌های اصلی، گسل‌های عرضی منطقه که دارای راستای شمال‌باختری - جنوب‌خاوری و شمالی - جنوبی می‌باشند، اعم از آن‌هایی که در مطالعات قبلی در نقشه‌ها رسم شده‌اند و یا در این پژوهش برای اولین بار شناسایی شده‌اند، مانند گسل شمال‌تویه، گسل چشمه‌قلقل، گسل دشت‌بو مورد مطالعه تفصیلی قرار گرفته‌اند.

در شکل (۳-۱)، می‌توان تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه به همراه گسل‌ها و سازندهای موجود را مشاهده نمود.

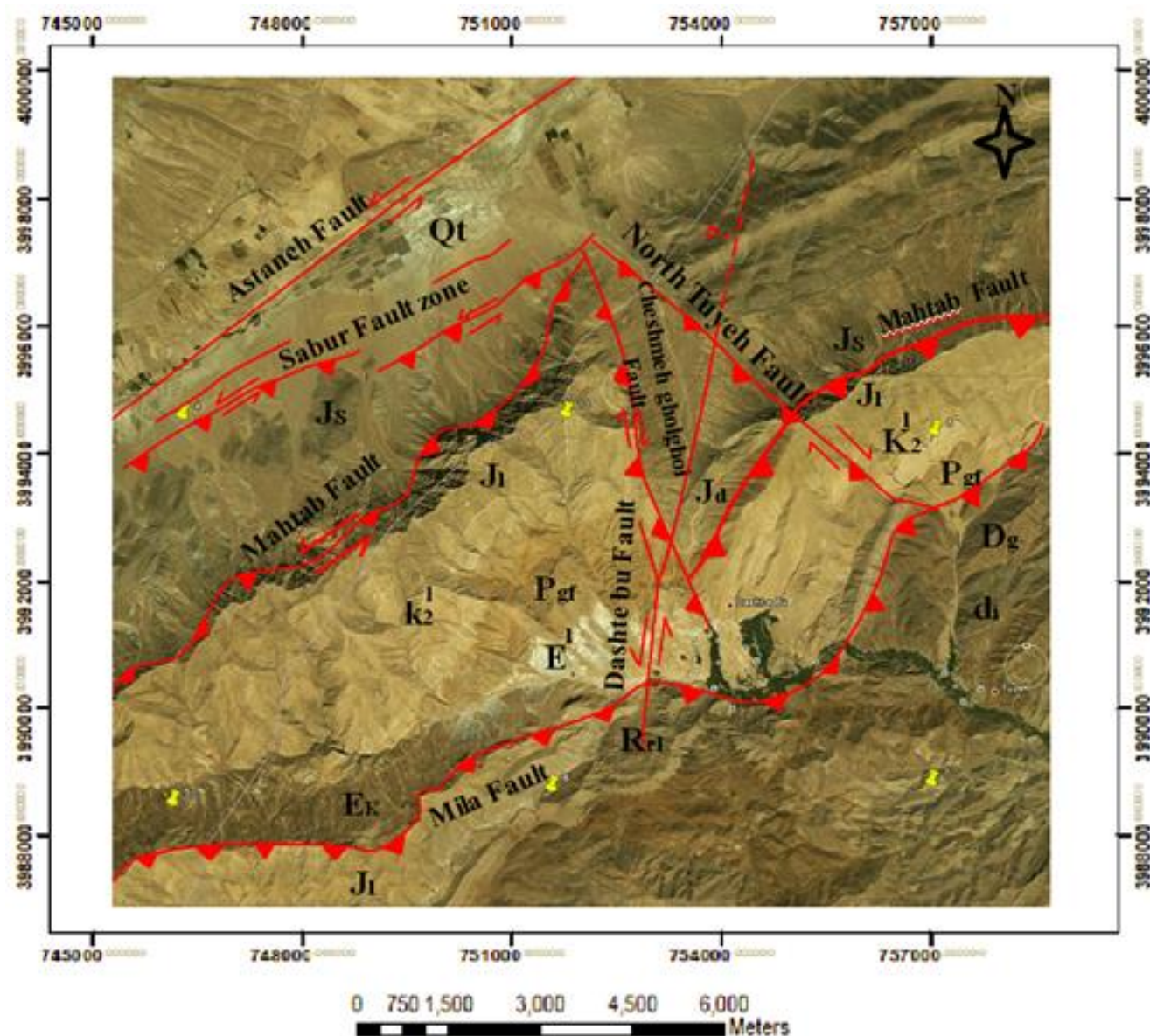
۳-۱-۱- گسل میلا

گسل میلا در جنوب روستای دشت‌بو (دهستان تویه - دروار) با درازای حدود ۳۰ کیلومتر بین طول‌های خاوری $53^{\circ}41'22''$ تا $53^{\circ}48'40/10''$ و عرض‌های شمالی $35^{\circ}57'10/06''$ تا $36^{\circ}01'33/57''$ واقع شده است. همان‌طور که در تصویر ماهواره‌ای دیده می‌شود (شکل ۳-۱)، راستای کلی این گسل شمال‌خاوری- جنوب‌باختری می‌باشد. این گسل در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (اکبرپور و سعیدی، ۱۳۷۱) نیز آورده شده است (شکل ۳-۲-الف) که حدود ۱۵ کیلومتر خاوری آن در شکل (۳-۱) رسم شده است.

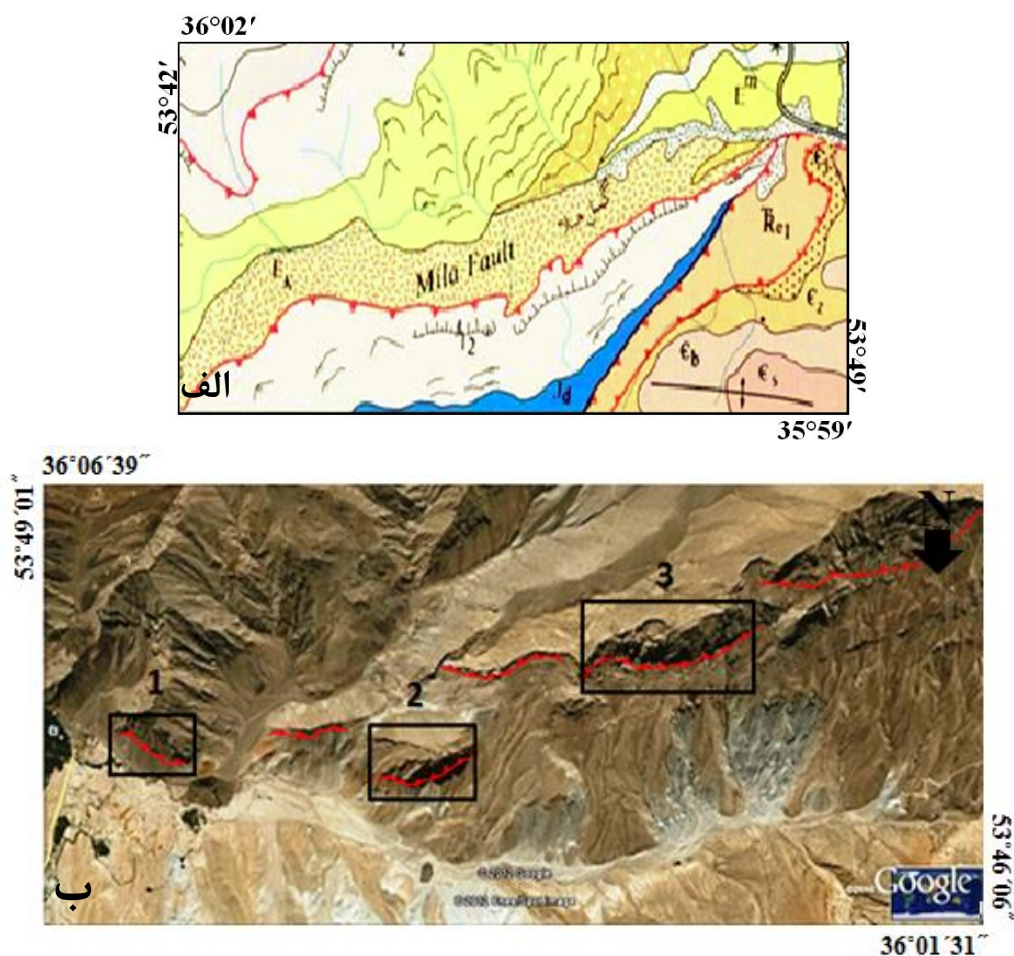
بهترین راه دسترسی به این گسل، جاده خاکی جنوب روستای دشت‌بو می‌باشد. مکان‌های برداشت داده‌های مربوط به این گسل در شکل (۳-۲-ب) نشان داده شده است.

حاجیان‌نژاد (۱۳۸۵)، این گسل را ادامه باختری گسل تویه‌دروار دانسته و آن را راندگی تویه‌دروار نامیده است. ایشان داده‌های به‌دست آمده از راندگی تویه‌دروار را به گسل میلا تعمیم داده است اما بررسی‌های صحرایی در این پژوهش نشان داد که ادامه باختری این گسل اگرچه از نظر سازوکار

مشابه با شاخه خاوری آن است اما شیب صفحات گسلی برداشت شده از ادامه باختری این گسل به مراتب بیشتر از شیب صفحات اعلام شده در پژوهش قبلی می باشد.



شکل ۳-۱- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه؛ (برگرفته از Google earth) همراه با نمایش گسل‌ها و سازندها بر روی آن (Image Map).
 کوتاه‌نوشت سازندها به ترتیب عبارتند از: Qt: کواترنری، Ek: کرج، E: زیارت، Pgt: فجن، K₂: کرتاسه، Js: شمشک، Ji: دلیچای، Ji: لار، Rel: الیکا، Dg: جیرود، di: کواترز دیوریت.



شکل ۳-۲ الف: قسمتی از نقشه زمین‌شناسی کیاسر با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ که گسل میلا بر روی آن مشخص شده است. ب: تصویر ماهواره‌ای گرفته شده از Google earth که نشان‌دهنده مکان‌های برداشت ۱ تا ۳ از سطح گسل میلا می‌باشد.

هندسه و سازوکار گسل میلا

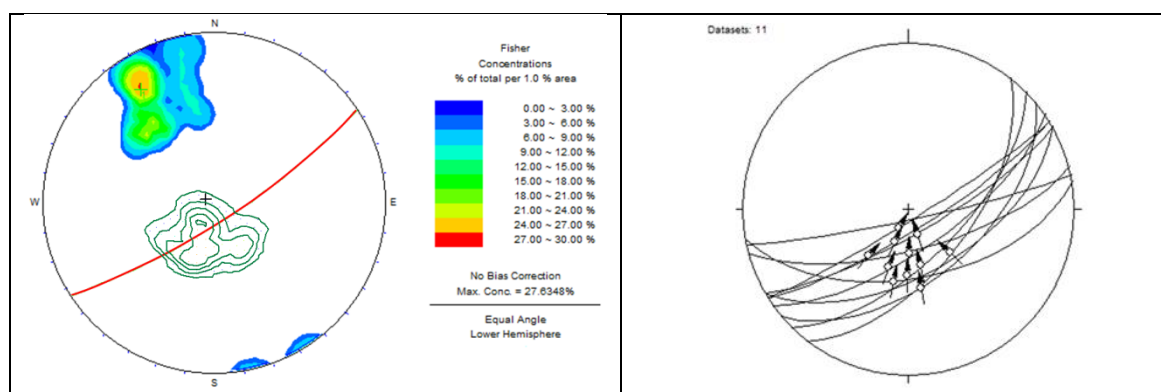
رخنمون‌های این گسل در ۳ ایستگاه مطالعه و برداشت شده که در شکل (۳-۲-ب) نشان داده شده است. واحدهای دو طرف گسل در ایستگاه‌های ۲ و ۳ سازندهای لار و کرج و در ایستگاه ۱، سازندهای الیکا و کرج می‌باشند.

میانگین وضعیت هندسی گسل میلا بر اساس برداشت از ایستگاه‌های سه‌گانه، $N 57^{\circ}E, 78^{\circ}SE$ به‌دست آمده است. این داده‌ها در جدول (۳-۱) درج شده است. تصاویر سیکلوگرافیک داده‌ها و نمودار کنتوری قطب آن‌ها برای یافتن روند غالب در استریوگرام‌های شکل (۳-۳) نشان داده شده است.

جدول ۳-۱- داده‌های برداشت شده از سطح گسل میلا

*جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس)؛ ۲: رو به پایین (نرمال)؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

Fault Plane		Slicken Lines			Geographic setting		Station
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*	Latitude	Longitude	NO.St
168	85	181	58	1	N 36° 01' 27"	E 53° 48' 24.1"	1
148	85	208	80	1	N 36° 01' 28.21"	E 53° 47' 14"	1
150	78	169	77	1	N 36° 02' 22.1"	E 53° 48' 25.7"	2
170	65	192	54	1	N 36° 01' 27"	E 53° 48' 27"	1
140	55	147	56	1	N 36° 01' 30.2"	E 53° 48' 31.2"	2
135	65	168	62	1	N 36° 02' 27.4"	E 53° 47' 21.4"	2
128	60	136	61	1	N 36° 01' 13"	E 53° 47' 02"	2
148	80	204	73	1	N 36° 03' 3.2"	E 53° 51' 18.2"	1
145	70	199	60	1	N 36° 01' 26.1"	E 53° 48' 22.8"	3
150	58	221	60	1	N 36° 01' 27"	E 53° 47' 15.1"	3
165	70	180	69	1	N 36° 01' 24.1"	E 53° 47' 12"	3



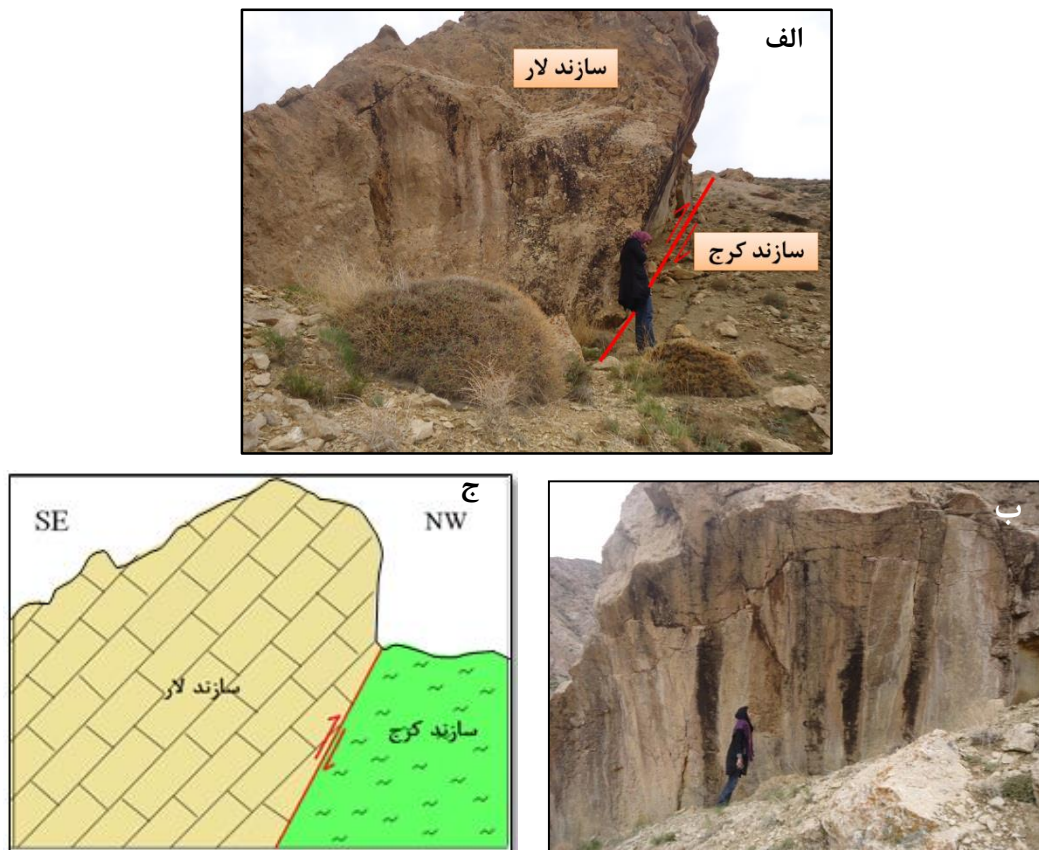
شکل ۳-۳- استریوگرام‌های داده‌های گسل میلا. الف- تصویر سیکلوگرافیک داده‌ها همراه با سازوکار. ب: نمودار کنتوری از قطب داده‌ها که روند میانگین و غالب $N 57^{\circ}E, 78^{\circ}SE$ را برای گسل میلا نشان می‌دهد؛ کنتورهای سبز رنگ متعلق به موقعیت میانگین خراش‌های گسلی ($85^{\circ}/195^{\circ}$) می‌باشند.

گسل میلا با راستای کلی شمال‌خاوری- جنوب‌باختری، باعث رانده شدن و قرارگیری سازند آهکی الیکا (تریاس) و سازند آهکی لار (ژوراسیک) در فرادیواره بر روی مارن‌های سازند کرج (ائوسن) در فرودیواره شده است (شکل ۳-۴- الف). مقطعی نمادین از این رخنمون در شکل (۳-۴- ج) رسم شده است. بنابراین، طبق شواهد چین‌نگاری این گسل دارای سازوکار معکوس برای مؤلفهٔ شیب‌لغز آن می‌باشد.

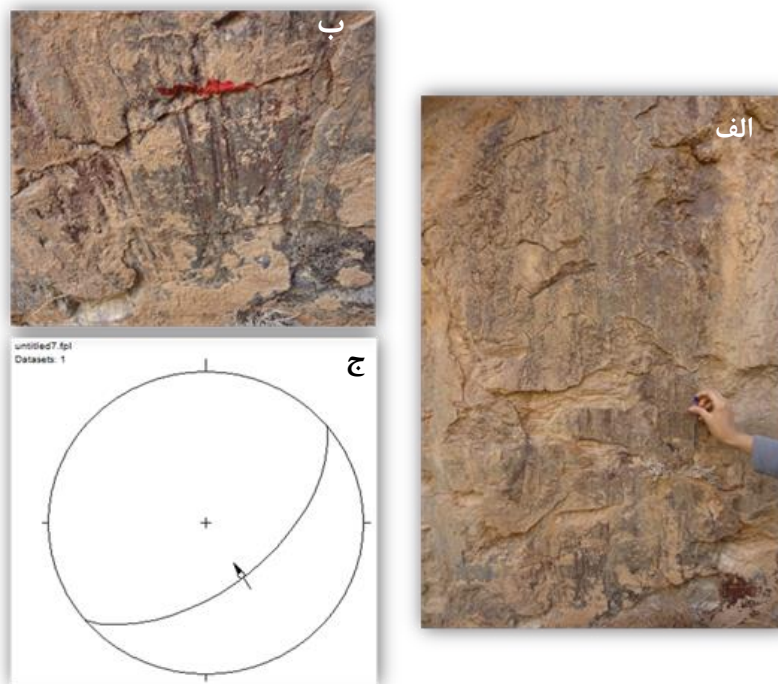
علاوه بر شواهد چینه‌نگاری، بررسی‌های صحرایی بر روی ریخت‌شناسی سطح گسل میلا، خراش‌های با ریک بالای ۶۰ درجه را نشان می‌دهد.

نمونه‌هایی از این سطوح در شکل‌های (۳-۵) و (۳-۶) نشان داده شده است. این خش‌لغزها که مؤید سازوکار به‌دست آمده از روش چینه‌نگاری به صورت معکوس می‌باشند، نشان دهندهٔ چیره بودن مؤلفهٔ شیب‌لغز برای گسل میلا می‌باشند.

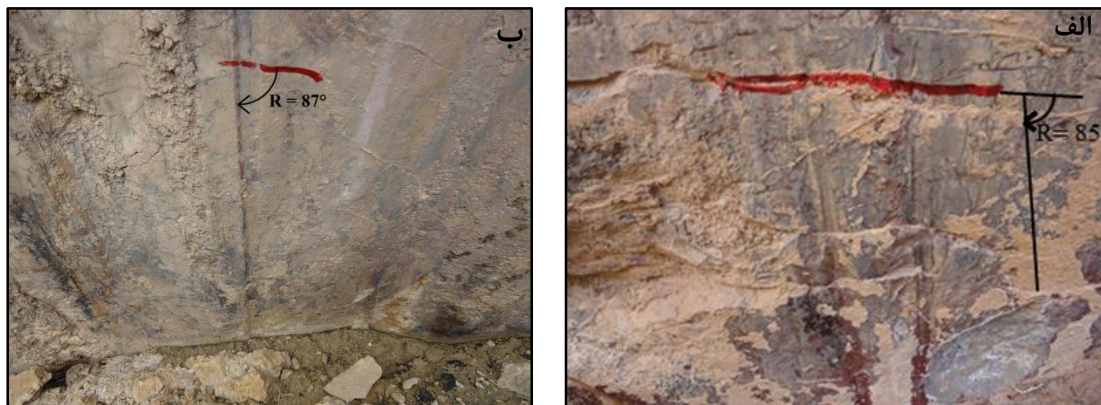
قابل ذکر است که این گسل دارای مؤلفهٔ امتدادلغز کوچکی هم می‌باشد که طبق اندازه‌گیری‌ها حرکت راستالغز چپ‌بر را نشان می‌دهد.



شکل ۳-۳- الف: رخنمونی از گسل میلا در ایستگاه ۲ (در شکل ۳-۲) که سازند لار را بر روی مارن‌های سازند کرج رانده است. (دید به سمت باختر). ب: نمایی از سطح گسل میلا در ایستگاه ۲ در فرادیواره (سازند لار). ج: برش نمادین از گسل میلا. (شیب لایه‌های سازند لار بر مبنای لایه‌بندی مشاهده شده در مناطق دور از سطح گسل است).



شکل ۳-۴- الف: سطح گسلی همراه با خش‌لغزهای با ریک نزدیک به 90° درجه بر روی سازند الیکا (دید به سمت جنوب‌خاور). ب: نمایی نزدیک از تصویر الف. ج: استریوگرام سطح گسل با موقعیت $N 50^\circ E, 50^\circ SE$ و خش‌لغز با ریک نزدیک به 90° درجه با موقعیت $147^\circ / 56^\circ$. (اندازه‌گیری‌ها روی فرادیواره انجام شده است).

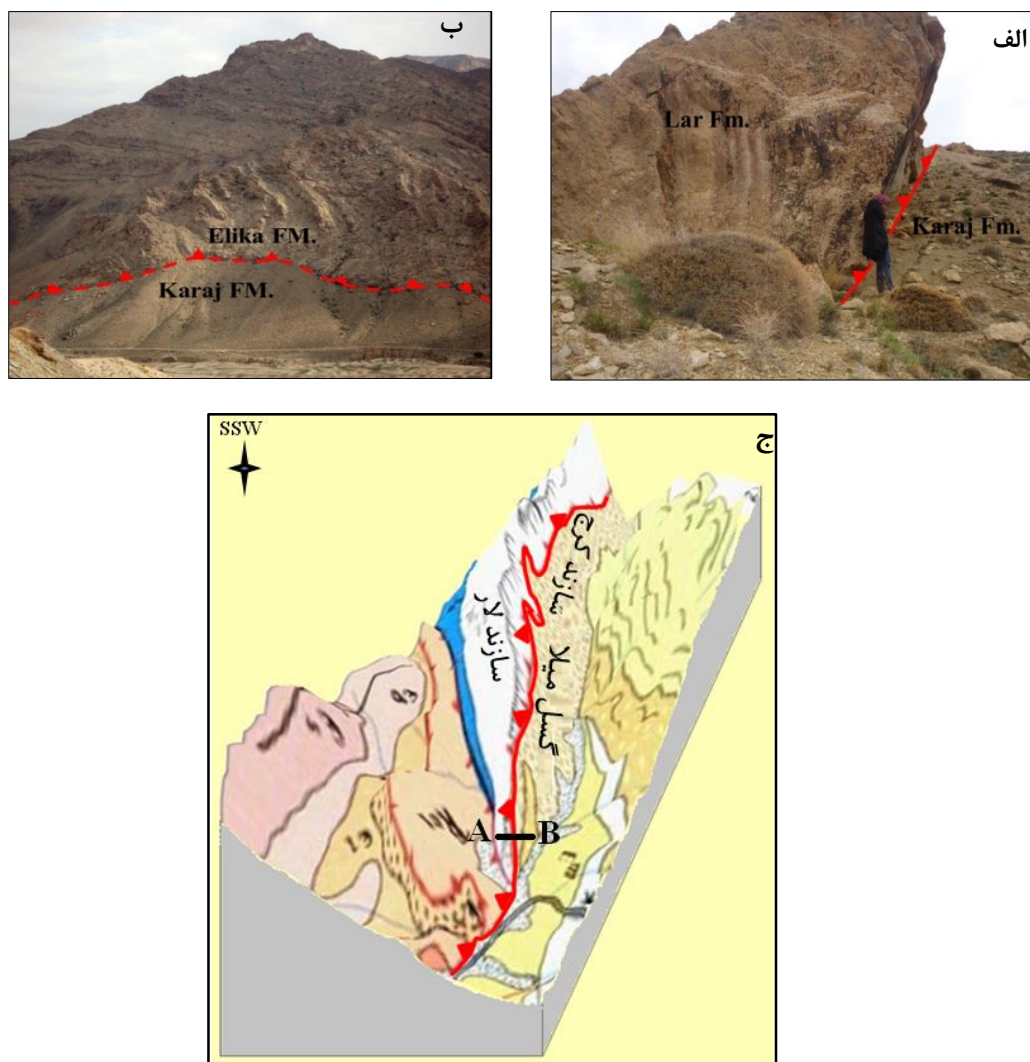


شکل ۳-۵- الف: خش‌لغز با ریک 85° درجه ساعتگرد در سطح گسلی با موقعیت $N 58^\circ E, 75^\circ SE$ در سازند الیکا (ایستگاه ۱) (دید عکس به سمت جنوب). ب: خش‌لغز با ریک 87° درجه در سطح گسلی با موقعیت $150^\circ / 70^\circ$ در سازند لار، (ایستگاه ۲)؛ (اندازه‌گیری‌ها روی فرادیواره انجام شده است).

در نتیجه، با استناد بر نشانه‌های دورسنجی، مشاهدات صحرایی، سینماتیک و چینه‌نگاری، سازوکار این گسل به صورت معکوس همراه با مؤلفه امتدادلغز کوچک چپ‌بر تعیین می‌شود.

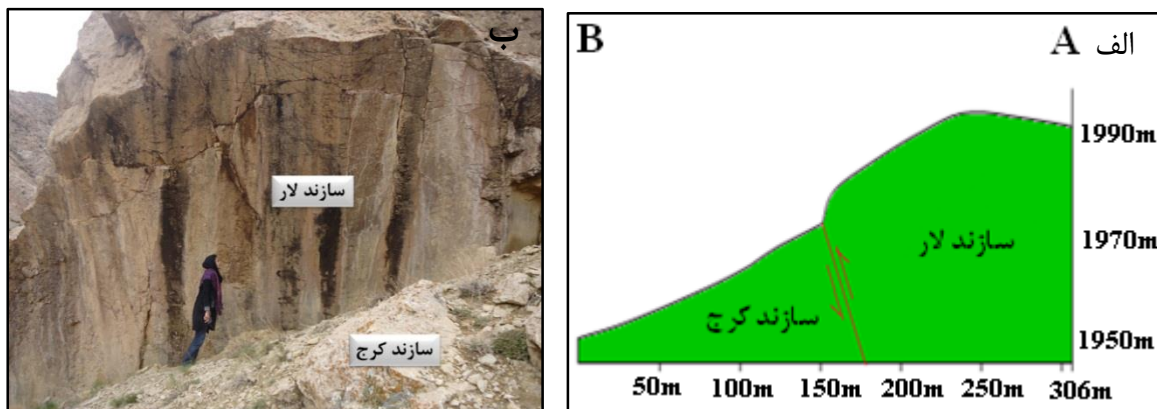
سیمای زمین‌ریختی در حریم گسل میلا

گسل میلا با راستای شمال‌خاوری – جنوب‌باختری مرز بین واحدهای آهکی سازند لار (ژوراسیک) و سازند الیکا (تریاس) در فرادیواره و سازند مارنی کرج (ائوسن) در فرودیواره را تشکیل داده است. عملکرد معکوس این گسل سبب رانده شدن فرادیواره به سمت بالا و ارتفاع گرفتن سازندهای لار و الیکا و قرارگیری آن‌ها بر روی مارن‌های کرج و مرتفع شدن این واحدهای آهکی در منطقه شده است. حداکثر ارتفاع در فرادیواره (سازند لار) به میزان ۲۲۶۴ متر و در حداقل ارتفاع در فرودیواره (سازند کرج) به مقدار ۱۸۶۷ متر می‌باشد (شکل ۳-۷).



شکل ۳-۷- الف: رانده شدن سازند آهکی لار بر روی مارن‌های کرج در اثر عملکرد گسل میلا. ب: رانده شدن سازند الیکا بر روی سازند کرج و ارتفاع گرفتن این سازند. ج: تصویر سه بعدی از ترکیب داده‌های SRTM و نقشه زمین‌شناسی منطقه به منظور نشان دادن برخاستگی سازند لار.

شکل (۳-۸-الف) نمایی از افراز گسلی موجود در سطح گسل میلا به عنوان یکی از آثار زمین‌ریختی این گسل در منطقه را نشان می‌دهد و شکل (۳-۸-ب)، نیم‌رخ عرضی از این افراز گسلی در راستای AB که در شکل (۳-۷-ج) مشخص شده است را نشان می‌دهد.



شکل ۳-۸-الف: افراز گسلی ناشی از عملکرد معکوس گسل میلا. ب: نیم‌رخ عرضی از افراز گسلی در راستای AB به منظور نشان دادن برخاستگی سازند لار و اختلاف ارتفاع در دو سوی سطح گسل (مراجعه شود به شکل ۳-۷-ج).

۳-۱-۲- گسل مهتاب

گسل مهتاب در طول خاوری $۵۳^{\circ}۴۴'۱۶,۵۷''$ تا $۵۳^{\circ}۴۴'۴۴,۴۳''$ و عرض شمالی $۳۶^{\circ}۰۲'۰۷''$ تا $۳۶^{\circ}۰۴'۲۵,۵۹''$ با روند شمال‌خاوری - جنوب‌باختری با درازای ۲۷ کیلومتر، مرز بین واحد آهکی لار و واحد شیل و ماسه‌سنگی شمشک را می‌سازد. خطواره این گسل در تصویر ماهواره‌ای به خوبی قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۳-۱). بهترین راه دسترسی به این گسل جاده آسفالته دشت‌بو به سمت سه‌راهی فولادمحله است. در نقشه زمین‌شناسی کیاسر با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ کیاسر (اکبرپور و سعیدی، ۱۳۷۱)، این گسل نشان داده شده است.

اگرچه از نظر توالی چین‌نگاری، استقرار سازند لار بر روی شمشک می‌تواند نشان‌دهنده مرز طبیعی بین این دو سازند باشد، ولی شواهد صحرایی از جمله وجود برش گسلی بر روی واحد آهکی لار در مجاورت این سطح تماس، سطح صیقلی و خش‌لغز بر روی این سطح و بر روی آهک لار و وجود

پرتگاه گسلی، همگی حاکی از گسلی بودن این مرز است. تصاویر روی زمین این خطواره گسلی و شواهد آن در شکل (۱۱-۳ و ۱۲-۳) نشان داده شده است.

هندسه و سازوکار گسل مهتاب

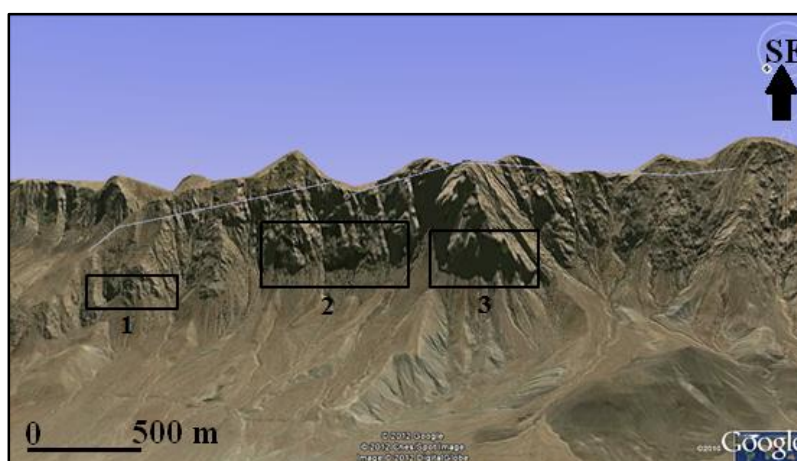
ایستگاه‌های برداشت داده از گسل مهتاب در تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google earth در شکل (۳-۳) نشان داده شده و داده‌های ساختاری آن در جدول (۲-۳) درج شده است. تصویر سیکلوگرافیک این داده‌ها و نمودار کنتوری قطب آن‌ها در استریوگرام‌های شکل (۳-۱۰) آمده است. این استریوگرام‌ها روند چیره $N 63^{\circ}E, 63^{\circ}SE$ را برای این گسل نشان می‌دهد. این موقعیت، با روند چیره $N 63^{\circ}E$ خطواره گسل در تصاویر دورسنجی (شکل ۳-۱) سازگاری خوبی دارد.

مشاهدات صحرایی نشان داد که سازند لار در بلوک فرادیواره و شمشک در فرودیواره قرار دارد ولی ریخت‌شناسی سطح گسل به شدت تحت تأثیر هوازدگی، انحلال و فرسایش قرار گرفته است؛ به‌گونه‌ای که هیچ‌گونه آثار حرکتی حتی خش‌لغزهای گسلی بر روی آن باقی نمانده است. لیکن وجود سطح گسل خمیده و موج که شیارهای بزرگ را ایجاد نموده است، خط‌القعر و خط‌الرأس این خمیدگی نمادی از خش‌لغزهای بزرگ‌تر می‌باشند (شکل ۳-۱۲-الف) که از چیرگی مؤلفه شیب‌لغز برای گسل مورد بحث حکایت دارند که می‌تواند به صورت معکوس یا نرمال باشد؛ اما با توجه به این که گسل مهتاب با گسل صبور و آستانه در شمال آن و گسل میلا در جنوب در یک قلمرو ساختاری قرار داشته و معکوس بودن مؤلفه شیب‌لغز گسل‌های شمالی و جنوبی آن آشکار گشته است، گسل مهتاب نیز معکوس خواهد بود. شکل (۳-۱۲-الف) نمایی کلی از سطح گسل به همراه سازندهای موجود در دو طرف آن و شکل (۳-۱۲-ج) مقطعی نمادین از آن را نشان می‌دهد.

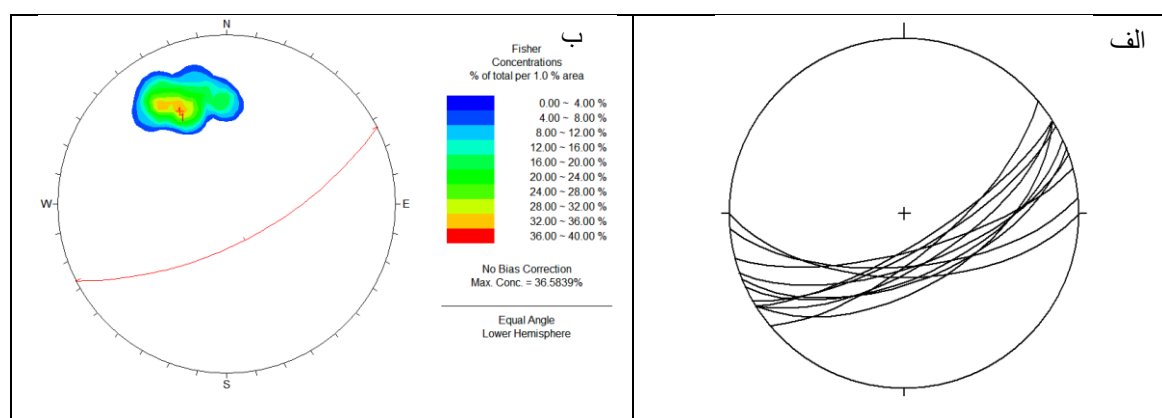
آنچه که قابل ذکر و اهمیت است دیده نشدن خراش‌های گسلی با ریک بالا و حضور خراش‌های گسلی افقی در سطح این گسل است. خراش‌های گسلی، لمس دست و پله‌های سطح گسل، حرکت چپ‌بر گسل را برای مؤلفه جدید راست‌الغز آن محرز می‌نمایند (شکل ۳-۱۳).

جدول ۳-۲- داده‌های برداشت شده از سطح گسل مهتاب

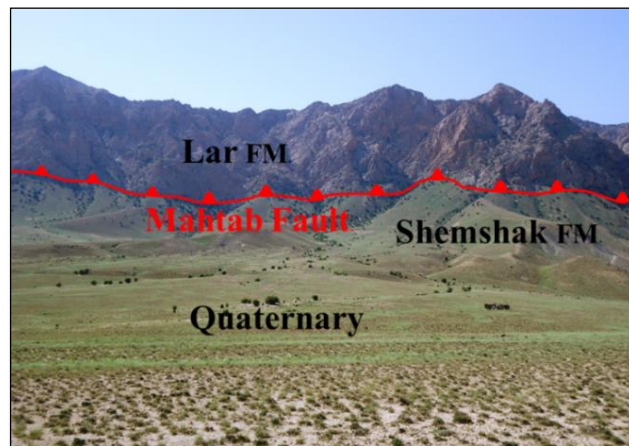
Dip.Dir.	Dip.	Latitude	Longitude	Station
180	60	N36°03'01"	E53°47'59"	2
175	65	N36°04'40"	E53°47'54"	1
150	72	N36°04'19"	E53°47'41.83"	1
148	55	N36°04'19.6"	E53°47'40.37"	1
140	70	N36°03'50.43"	E53°47'20.14"	2
148	75	N36°03'28.33"	E53°46'32.98"	3
160	65	N36°04'38"	E53°47'49"	1
158	58	36°03'4916"N	E53°47'17.5"	2
155	60	N36°46.97'01"	E53°47'50.89"	2
148	65	N36°03'49.97"	E53°47'13.21"	2
165	72	36°03'29.24"N	E53°46'32.60"	3



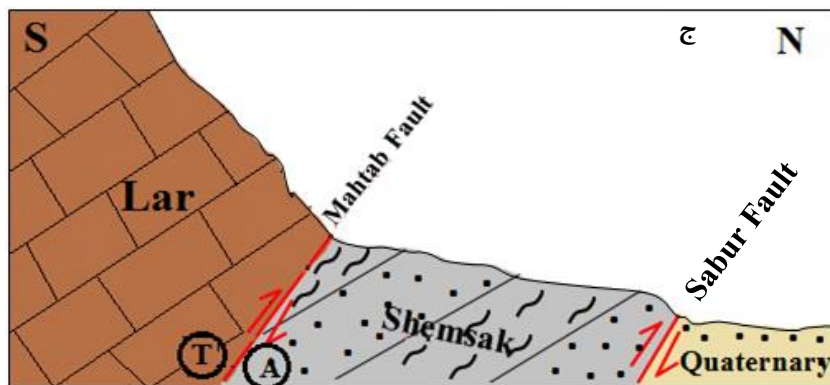
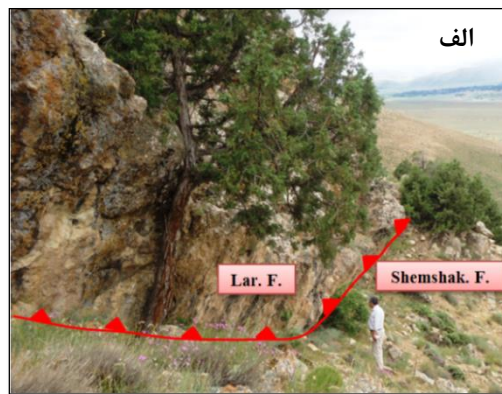
شکل ۳-۹- موقعیت ایستگاه‌های برداشت داده از سطح گسل مهتاب بر روی تصویر گرفته شده از Google earth.



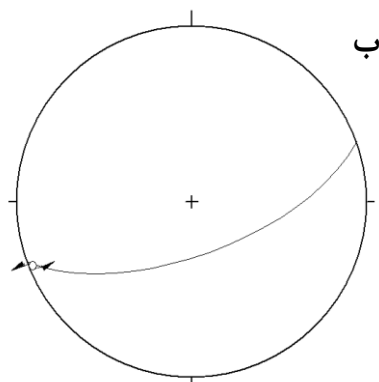
شکل ۳-۱۰- استریوگرام‌های سطح گسل مهتاب؛ الف: نمودار سیکلوگرافیک صفحات گسلی. ب: نمودار کنتور قطب گسل‌های اندازه‌گیری شده از گسل مهتاب؛ میانگین سطوح گسلی با موقعیت $N 63^{\circ}E, 63^{\circ}SE$ می‌باشد.



شکل ۳-۱۱ - رانده شدن سازند لار (فرادیواره) بر روی سازند شمشک (فرودیواره) توسط گسل مهتاب. (دید به سمت جنوب).



شکل ۳-۱۲ - الف: نمایی از سطح گسل مهتاب به همراه سازندهای موجود در فرادیواره و فرودیواره (دید به سمت باختر). ب: خردشدگی سازند لار که در فرادیواره گسل مهتاب قرار گرفته است. ج: برش نمادین شمالی - جنوبی از گسل مهتاب؛ (شیب لایه‌های سازند لار بر اساس لایه‌بندی مشاهده شده در مناطق دور از گسل می‌باشد).
(A: Away from observer T: Toward from observer)

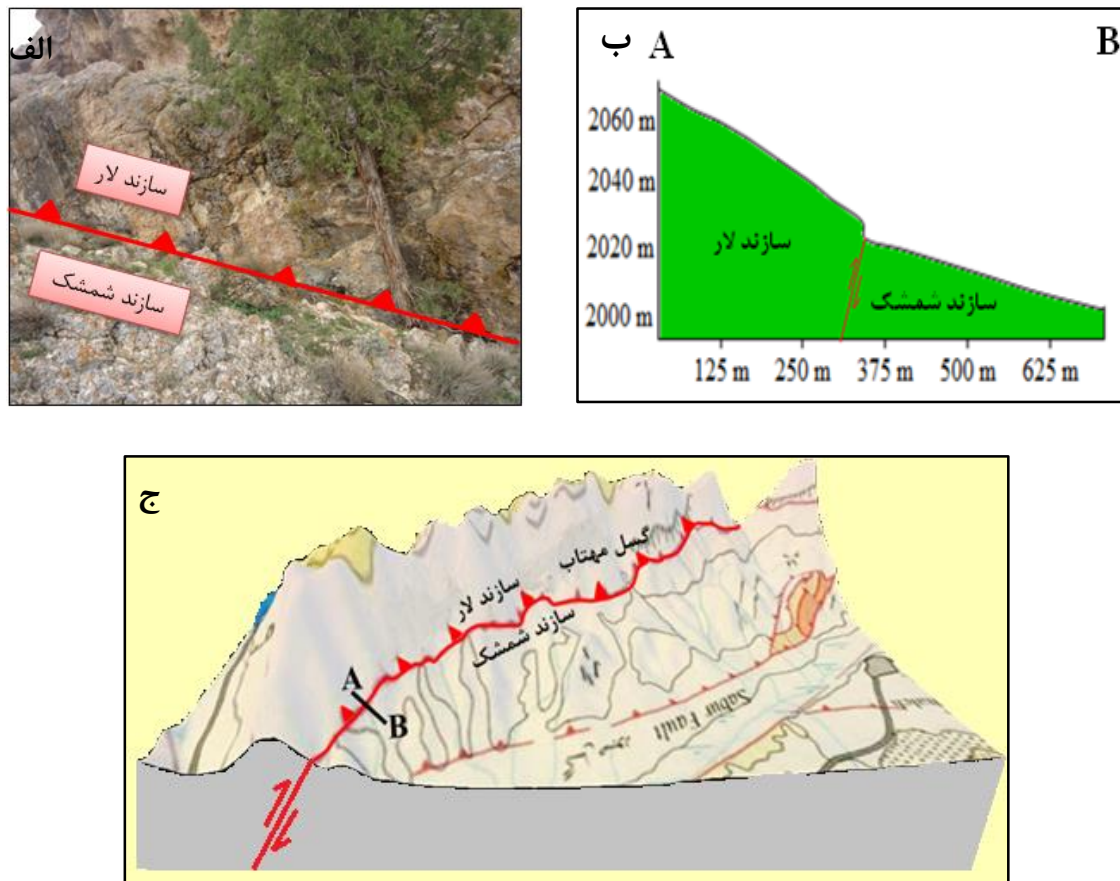


شکل ۳-۱۳-الف: خش لغز (St.)، پله‌های سطح گسل و نیز لمس دست بر روی سطح گسل، حرکت چپ‌بر را نشان می‌دهند. این رخنمون در ایستگاه ۱ در موقعیت جغرافیایی $N36^{\circ}04'38''$ و $E53^{\circ}74'49''$ بر روی سازند آهکی لار مشاهده شده است (دید به سمت جنوب). ب: استریوگرام سطح گسل با موقعیت $N70^{\circ}E, 65^{\circ}SE$ و خش لغز چپ‌بر بر روی سطح گسل با موقعیت $05^{\circ}/248^{\circ}$

در نتیجه، با توجه به حضور خراش‌های گسلی افقی بر وری سطح گسل مهتاب و پله‌های موجود در مسیر خطوط لغزش، سازوکار کنونی این گسل به صورت راست‌الغز چپ‌بر می‌باشد.

سیمای زمین‌ریختی گسل مهتاب

گسل مهتاب با عملکرد معکوس خود، باعث رانده شدن سازند آهکی و صخره‌ساز لار بر روی سازند شیل و ماسه‌سنگ شمشک گشته و باعث برخاستگی بیشتر این سازند شده است و نقش مهمی در تشکیل ارتفاعات این منطقه ایفا می‌کند (شکل ۳-۱۴). حداکثر ارتفاع در فرادیواره ۲۵۰۱ متر و حداقل ارتفاع در فرودیواره ۱۸۸۵ متر می‌باشد. شکل (۳-۱۴-ج) تصویری سه بعدی از داده‌های (SRTM)، به منظور نشان دادن برخاستگی سازند لار در نتیجه عملکرد گسل مهتاب را نشان می‌دهد. همچنین، این گسل در راستای خود باعث ایجاد افرازش‌های گسلی با شیب نزدیک به قائم شده است. شکل (۳-۱۴-الف) تصویری از افراز گسلی ایجاد شده در اثر عملکرد گسل مهتاب در راستای AB را نشان می‌دهد.



شکل ۳-۱۴- الف: افراز گسلی ایجاد شده توسط گسل مهتاب (دید به سمت جنوب). ب: مقطع عرضی رسم شده از افراز گسلی در راستای AB، بر روی شکل ج. ج: تصویر سه بعدی از ترکیب داده‌های SRTM و نقشه زمین‌شناسی منطقه.

۳-۱-۳- گسل صبور

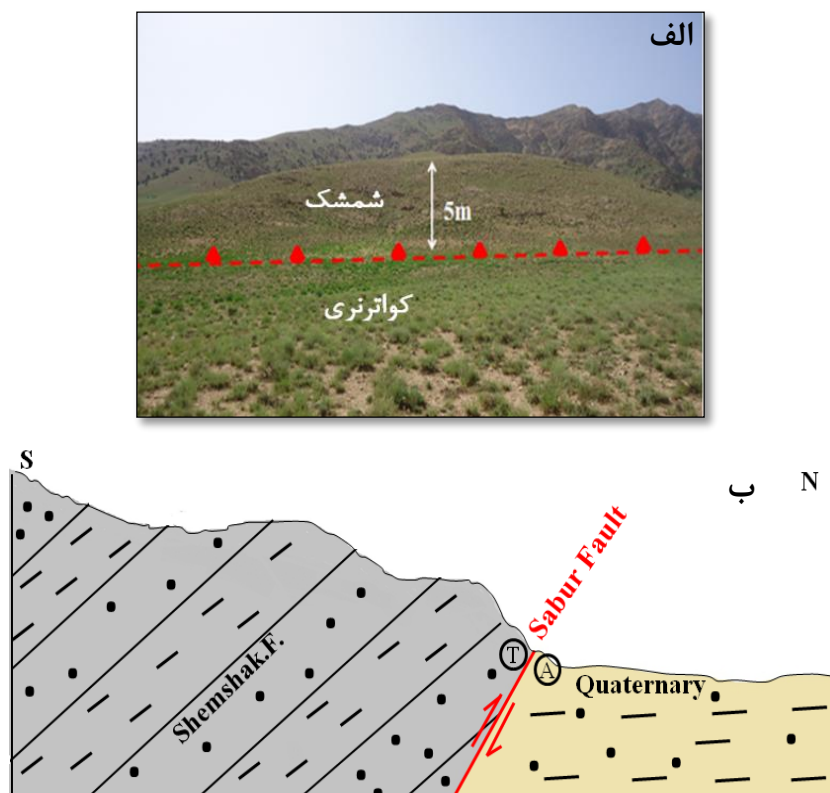
در شرق فولادمحله، در دامنه شمالی ارتفاعات کفه آستانه- فولادمحله، گسلی به نام صبور معرفی شده است که با روند شمال‌خاوری- جنوب‌باختری در فاصله نسبتاً نزدیک به موازات گسل آستانه در شمال و به موازات گسل مهتاب در جنوب، قرار دارد (شکل ۳-۱). اثر این گسل را در سطح زمین در محدوده‌ای با طول تقریبی ۱۰ کیلومتر در موقعیت جغرافیایی $53^{\circ}43'33''/37''$ تا $53^{\circ}43'51''/14''$ طول شرقی و عرض‌های شمالی $36^{\circ}03'15''/86''$ تا $36^{\circ}04'50''/81''$ می‌توان مشاهده نمود. راستای این گسل $N 60^{\circ}E$ است ولی با توجه به اینکه اثر آن بر روی سازندهای سخت دیده نشده است، جهت شیب آن با توجه به نشانه‌های زمین‌ریختی و رانده شدن سازند شمشک بر روی رسوبات کواترنری و افت شاغولی بلوک شمالی آن و رژیم تکتونیکی رایج فشاری با راستای کلی شمالی-

جنوبی، به سمت جنوب شناسایی شده است. رانده شدن واحدهای شیل و ماسه سنگ سازند شمشک در بلوک جنوبی (فرادیواره)، بر روی نهشته‌های کواترنری بلوک شمالی (فرودیواره) در راستای این گسل، نشان‌دهنده سازوکار معکوس برای مؤلفه شیب‌لغز این گسل می‌باشد. همچنین افرازشای گسلی نشان‌دهنده بالا آمدن بلوک جنوبی و تأیید کننده سازوکار معکوس برای مؤلفه شیب‌لغز آن می‌باشند (شکل ۳-۱۵). از طرفی رخداد جابجایی آبراهه‌ها در نهشته‌های کواترنری در راستای گسل به صورت چپ‌بر حاکی از مؤلفه راست‌الغز چپ‌بر برای گسل مورد بحث است.

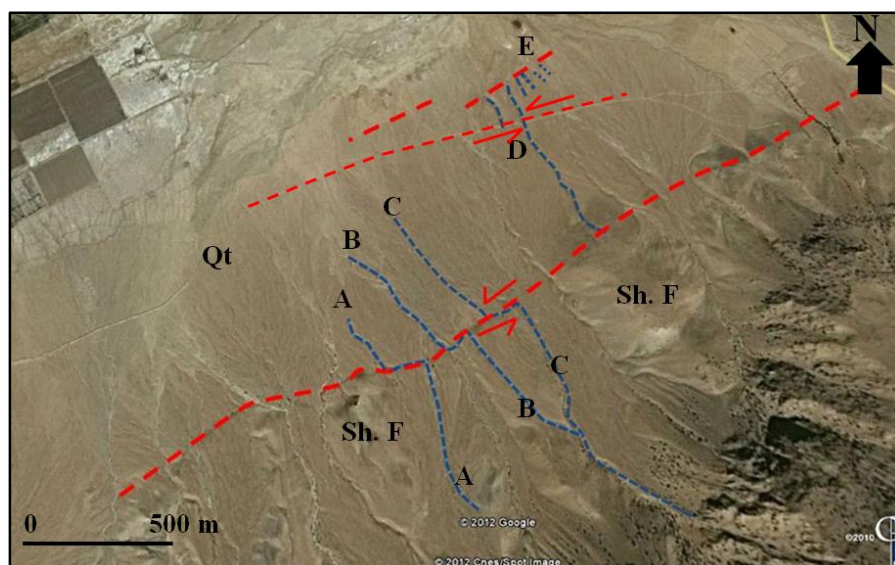
همانطور که در تصویر ماهواره‌ای (شکل ۳-۱۶) مشاهده می‌شود شیب آبراهه‌ها به پیروی از شیب توپوگرافی منطقه به سمت شمال‌خاوری می‌باشد. بدیهی است که در صورت عدم عملکرد گسل در پایین‌دست، آبراهه‌ها باید مسیر خود را به‌صورت مستقیم یا با کمی خم‌وپیچ به سمت شیب توپوگرافی ادامه دهند؛ ولی آشکار است که آبراهه‌ها در برخورد با خط گسل به‌صورت چپ‌بر جابه‌جا شده‌اند و به عنوان نمونه، جابه‌جایی آبراهه‌های A تا E بر روی آن نشان داده شده‌اند.

میزان جابجایی آبراهه‌ها در نقاط ذکر شده تقریباً یکسان می‌باشد اما میزان دقیق جابجایی در آبراهه A، ۱۰۰ متر، در آبراهه B، ۹۱ متر و در آبراهه C، ۹۳٫۴ متر برآورد شده است. این تشابه جابجایی می‌تواند نشان‌دهنده جابجایی‌ها تحت تأثیر یک مرحله جنبشی باشد. همچنین خطواره‌های گسلی دیگری با طول ۱۵۰۰ متر در شمال گسل صبور در نهشته‌های آبرفتی دیده می‌شود که آبراهه D را به میزان ۷۵ متر به‌صورت چپ‌بر جابه‌جا نموده است.

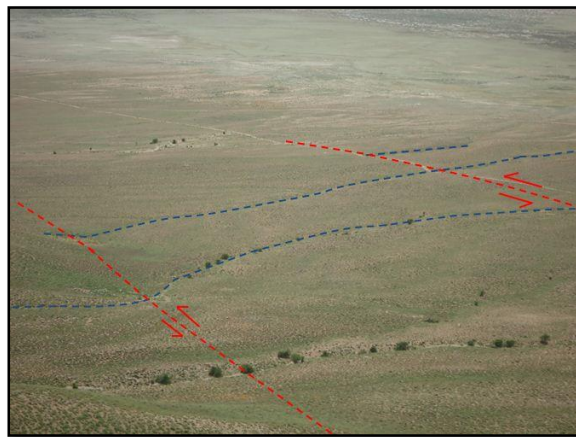
در برداشت‌های میدانی نیز جابجایی آبراهه‌ها در امتداد گسل صبور شناسایی شده‌اند. شکل (۳-۱۷ و ۳-۱۸)، تصاویری از جابجایی آبراهه‌ها از برداشت‌های میدانی را نشان می‌دهند. در تصاویر آورده شده، به خوبی می‌توان قطع شدگی و جابجایی چپ‌بر آبراهه‌ها را مشاهده نمود. نکته قابل توجه در مورد این گسل، بریده و جابجا شدن نهشته‌های کواترنری توسط این گسل است که مؤید جنبش کواترنری آن است و گسل صبور را در ردیف گسل‌های کواترنری منطقه قرار می‌دهد.



شکل ۳-۱۵-الف: افزایش گسلی ناشی از بالا آمدن بلوک فرادیواره و رانده شدن شمشک بر روی واحدهای کواترنری. ب: برشی نمادین از سطح گسل صبور.



شکل ۳-۱۶- تصویر ماهواره‌ای گسل صبور و نمایش جابجایی چپ‌بر آبراهه‌ها در امتداد خطوط گسلی. (برگرفته از Google earth).



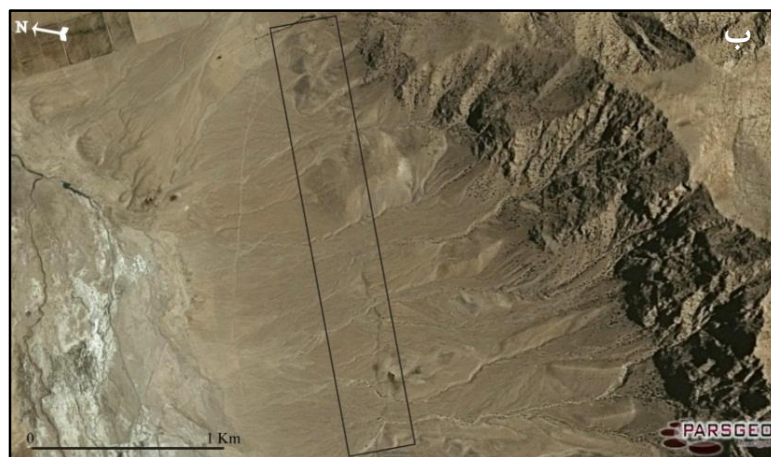
شکل ۳-۱۷- جابجایی چپ‌بر آبراهه در نقطه D (مراجعه شود به شکل ۳-۱۶). (دید به سمت شمال‌باختر).



شکل ۳-۱۸- الف: جابجایی چپ‌بر آبراهه در نقطه‌ی C (دید به سمت جنوب‌خاور). ب: جابجایی چپ‌بر آبراهه در نقطه‌ی B (دید به سمت شمال).

سیمای زمین‌ریختی گسل صبور

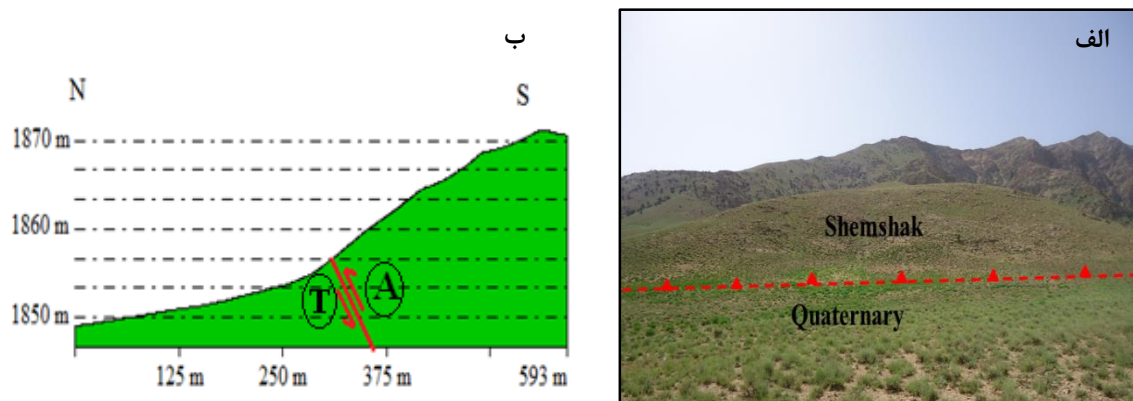
گسل کواترنری صبور، با فعالیت معکوس خود باعث رانده شدن واحدهای شیل و ماسه‌سنگ سازند شمشک (ژوراسیک) بر روی رسوبات کواترنری شده است (شکل ۳-۱۹-الف) و در برخی نقاط سبب ایجاد پرتگاه‌هایی با شیب ملایم و با ارتفاع مختلف گشته است. شکل (۳-۱۹-ب)، تصویر ماهواره‌ای این خط گسلی به همراه افزای‌های گسلی ایجاد شده در راستای خط گسلی را نشان می‌دهد.



شکل ۳-۱۹-الف- رانده شدن سازند شمشک بر روی رسوبات کواترنری (دید به سمت جنوب). ب: تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google earth و نمایش خط گسلی صبور بر روی آن.

تصویری از بازدید صحرایی مرتبط با این افزای‌ها به همراه مقطع عرضی ترسیم شده از این افزاز در شکل (۳-۲۰) مشاهده می‌شود. همانطور که در مقطع رسم شده مشاهده می‌شود، میزان جابجایی قائم در راستای این گسل نسبت به میزان جابجایی افقی (امتدادلغز) که از جابجایی آبراهه‌ها به دست آمده

است کمتر می‌باشد. همچنین این گسل با فعالیت راستالغز چپ‌بر خود، سیمای زمین‌ریخت آبراهه‌های این منطقه را تحت تأثیر قرار داده و آن‌ها را بصورت چپ‌بر جابجا نموده است (شکل ۳-۱۶).



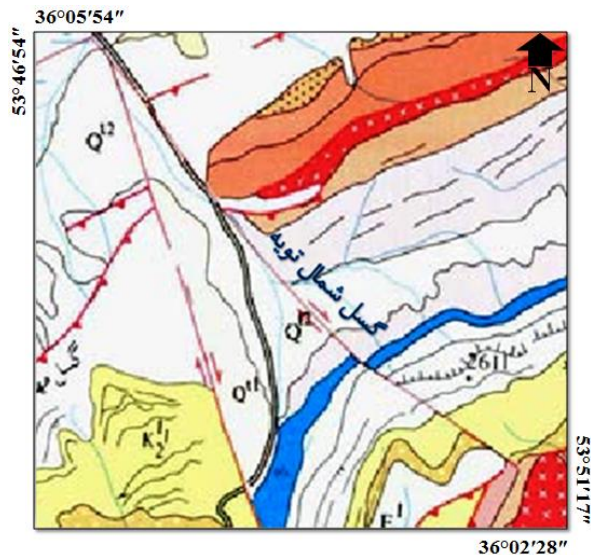
شکل ۳-۲۰- الف: افراز گسلی ناشی از رانده شدن سازند شمشک بر روی رسوبات کواترنری (دید به سمت جنوب). ب: نیمرخ عرضی ترسیم شده از افراز گسلی تصویر الف.

۳-۱-۴- گسل شمال تویه

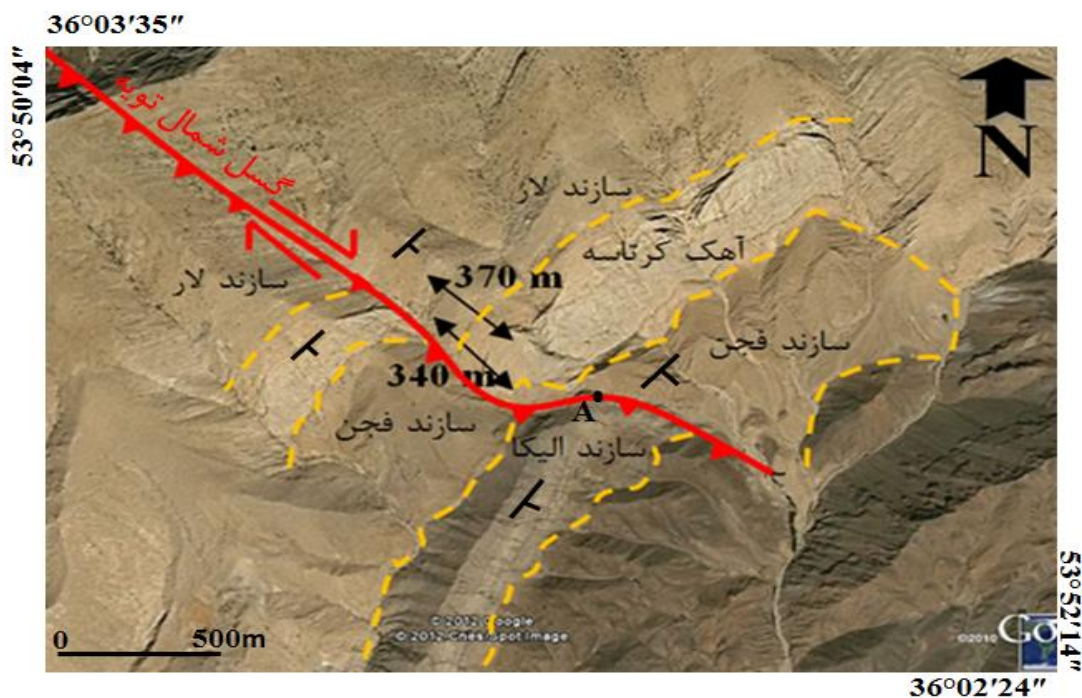
در شمال روستای تویه، گسلی با روند کلی شمال‌باختری- جنوب‌خاوری دیده می‌شود که یکی از گسل‌های عرضی منطقه است. این گسل به طول تقریبی ۱۰ کیلومتر در شمال روستای تویه و بین طول‌های خاوری $52^{\circ}50'52.43''$ تا $53^{\circ}47'33.3''$ و عرض‌های شمالی $36^{\circ}03'07''$ تا $36^{\circ}05'59.73''$ رخنمون دارد (شکل ۳-۱). گسل مورد بحث که در نقشه زمین‌شناسی کیاسر با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ فقط به صورت یک خطواره مشخص شده است (شکل ۳-۲۱)، در این پژوهش، شمال‌تویه نام گرفته و مورد بررسی هندسی و سینماتیک تفصیلی قرار گرفته است.

در تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google earth نیز خطواره گسلی را با روند چیره $N40^{\circ}W$ می‌توان مشاهده نمود (شکل ۳-۲۲). این گسل در ادامه باختری به گسل صبور ختم شده و در انتهای جنوب‌خاوری در موقعیت جغرافیایی $E53^{\circ}51'33.3''$ و $N36^{\circ}02'42''$ به ادامه شمال‌خاوری گسل میلا ختم می‌شود (شکل ۳-۱).

سازندهای فجن، آهک‌های کرتاسه و لار در راستای این گسل قطع و جابجا شده‌اند. میزان این جابجایی توسط تصویر ماهواره‌ای بین ۳۴۰ متر (برای سازند فجن) تا ۳۷۰ متر (برای آهک‌های کرتاسه) برآورد شده است (شکل ۳-۲۲).



شکل ۳-۲۱- بخشی از نقشه زمین شناسی کیاسر با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، گسل شمال تویه را با روند شمال باختری- جنوب‌خاوری نشان می‌دهد (اکبرپور و سعیدی، ۱۳۷۱).



شکل ۳-۲۲- تصویر گرفته شده از Google earth که جابجایی به ظاهر امتدادلغز سازندهای فجن و کرتاسه در اثر عملکرد گسل شمال تویه بر روی آن نشان داده شده است.

آثار روی زمین این گسل را می‌توان در حریم آن و بر روی سازندهای لار، الیکا، فجن آهک کرتاسه مشاهده نمود. باقی‌مانده‌هایی از سطح گسل صیقلی شده دارای خش‌لغز، برشی شدن سنگ‌های بلوک‌های طرفین سطح گسل در سازندهای طرفین در تصاویر برداشته شده از رخنمون‌ها، نشان داده شده است (شکل‌های ۲۵-۳ و ۲۶-۳).

بریده شدن قطعات بزرگ (تخته‌سنگی) و کوچک تشکیل‌دهنده کنگلومرای فجن یکی از نشانه‌های جالب گسل است که در شکل (۲۷-۳) نشان داده شده است.

بهترین راه دسترسی به رخنمون این گسل، جاده‌ی خاکی منشعب شده از جاده آسفalte دهستان تویه دروار در شمال روستای تویه است.

هندسه و سازوکار گسل شمال تویه

اندازه‌گیری‌های انجام شده از سطح گسل شمال تویه که از ۳ ایستگاه برداشت شده است (شکل ۳-۳). شرح این داده‌ها در جدول (۳-۳) مشاهده می‌شود.

نمودارهای سیکلوگرافیک حاصل از برداشت‌های صحرایی، نمودار کنتوری قطب آن‌ها به همراه نمودار کنتوری خش‌لغزها بر روی آن در شکل (۲۴-۳) رسم شده‌اند. همانطور که در نمودارهای سیکلوگرافیک مشاهده می‌شود، این گسل دارای روند چیره $N40^{\circ}W, 50^{\circ}SW$ می‌باشد.

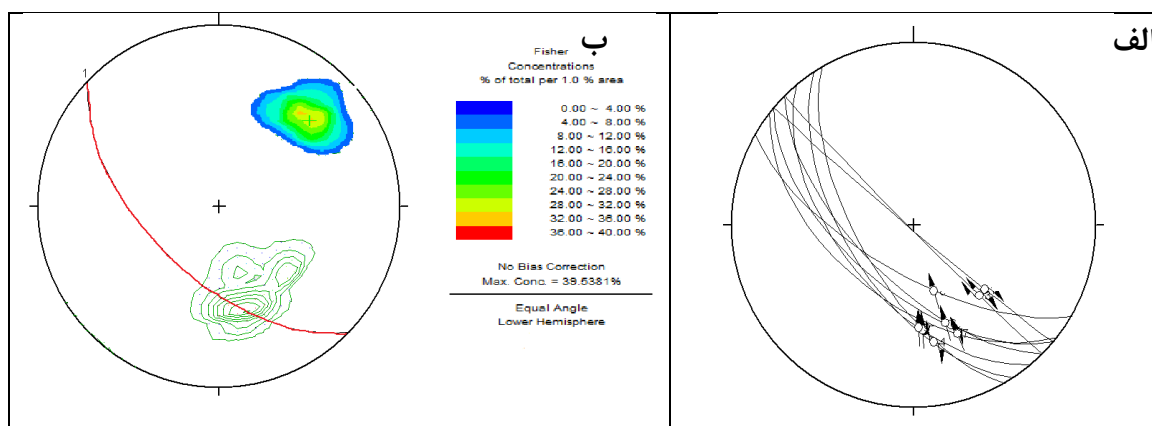


شکل ۳-۲۳- تصویر ماهواره‌ای گرفته شده از Google Earth و نمایش موقعیت مکانی از ایستگاه‌های برداشت داده از سطح گسل شمال تویه.

جدول (۳-۳) داده‌های برداشت شده از سطح گسل شمال تویه

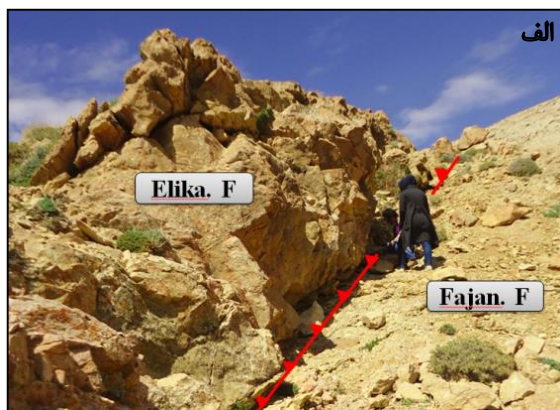
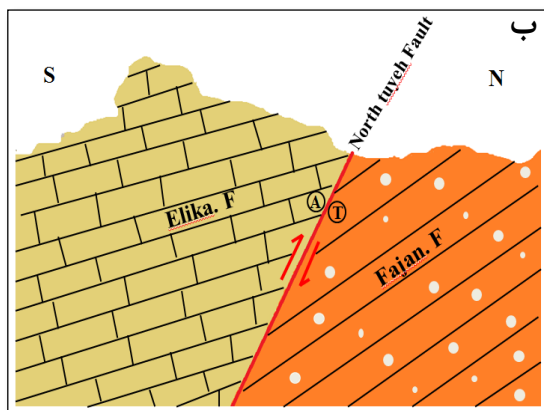
*جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس)؛ ۲: رو به پایین (نرمال)؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

Fault Plane		Slicken Lines			Geographic setting		Station
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*	Latitude	Longitude	NO.St
240	65	177	43	1	N36°03'05.18"	E53°51'12.22"	2
220	60	162	43	1	N36°03'03.88"	E53°51'15.33"	2
210	68	163	57	1	N36°03'04"	E53°51'09.35"	2
220	88	132	46	3	N36°03'05.08"	E53°50'46.2"	3
225	65	159	41	3	N36°03'10.4"	E53°50'42.2"	1
225	88	137	46	3	N36°03'01.7"	E53°51'19.5"	3
237	60	170	35	3	N36°03'09.91"	E53°50'42.14"	1
230	57	175	42	1	N36°03'04.17"	E53°51'04.88"	1
218	55	158	36	3	N36°03'03.99"	E53°50'47.46"	1

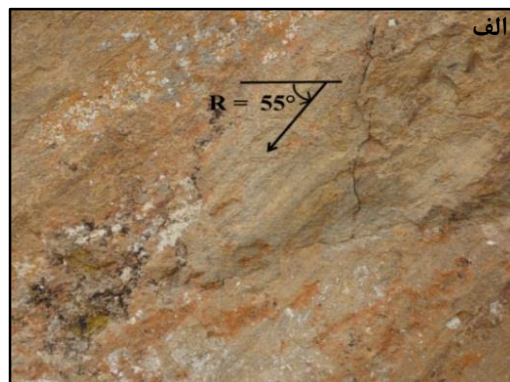
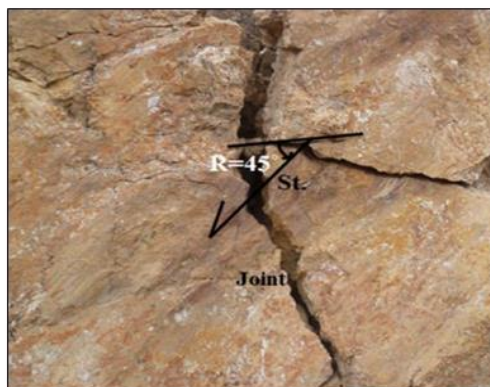


شکل ۳-۲۴- استریوگرام‌های داده‌های گسل شمال تویه. الف- تصویر سیکلوگرافیک داده‌ها همراه با سازوکار. ب: نمودار کنتری از قطب داده‌ها که روند میانگین و غالب $N 46^{\circ}W, 58^{\circ}S$ را برای گسل شمال تویه نشان می‌دهد؛ کنترهای سبز رنگ متعلق به موقعیت میانگین خراش‌های گسلی ($39^{\circ}/165^{\circ}$) می‌باشند.

همبری سازند آهکی الیکا (تریاس) در فرادیواره گسل تویه با سازند کنگلومرایی فجن (پالئوسن) در فرودیواره در بخشی از درازای گسل (نقطه A در شکل ۳-۲۲) حاکی از معکوس بودن مؤلفه شیب‌لغز گسل است. شکل (۳-۲۵ الف)، نمایی از سطح گسل شمال تویه و شکل (۳-۲۵ ب)، برشی نمادین از آن را در نقطه A نشان می‌دهد. علاوه بر نشانه‌های چین‌نگاری، نشانه‌های حرکتی سطح گسل از جمله خراش‌های گسلی، پله‌های سطح گسل و شکستگی‌های کششی که جهت حرکت را نشان می‌دهند (جهت حرکت عمود بر شکستگی‌های کششی می‌باشد)، سازوکار گسل را بصورت معکوس همراه با مؤلفه راستالغز راست‌بر نشان می‌دهند (شکل ۳-۲۶).



شکل ۳-۲۵- الف: نمایی از سطح گسل شمال تویه در نقطه A (مراجعه شود به شکل ۳-۲۲)؛ به برشی شدن لایه‌های سازند الیکا توجه شود. ب: برشی نمادین از سطح گسل شمال تویه از تصویر الف (شیب لایه‌ها بر مبنای لایه‌بندی مشاهده شده در دور از منطقه گسل است).



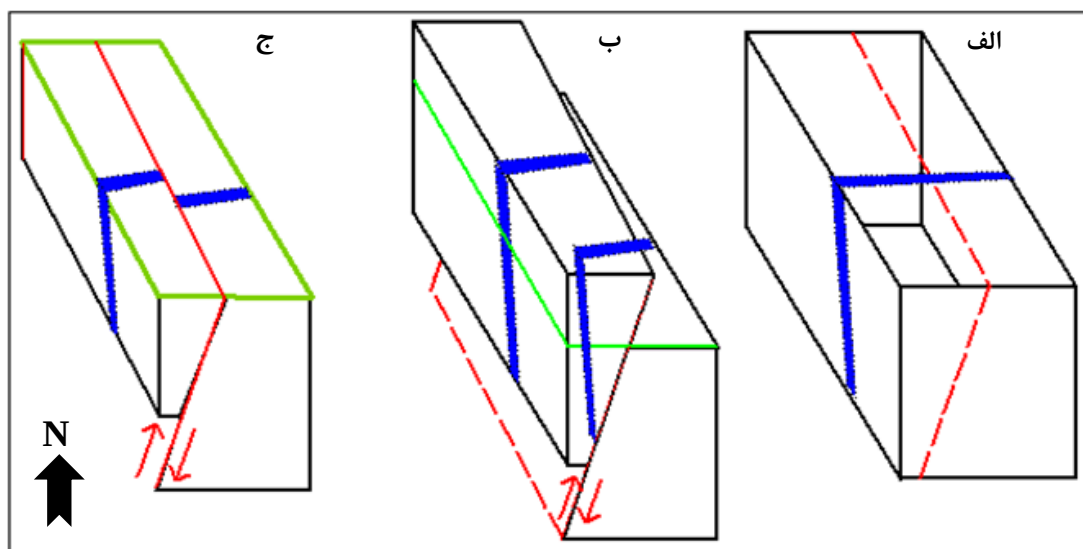
شکل ۳-۲۶- الف: آینه گسلی همراه با خراش‌های گسلی؛ لمس دست جهت حرکت بلوک گم شده را به سمت پایین نشان می‌دهد. ب: شکستگی‌های کششی که تقریباً بر خراش‌های گسلی عمود می‌باشند (اندازه‌گیری‌ها روی فرادیواره انجام شده است).



شکل ۳-۲۷: تصویری از شکستگی قطعات کنگلومرای فجن در سطح گسل شمال تویه.

میزان جابجایی به دست آمده از تصاویر ماهواره‌ای توسط گسل، ۳۷۰ متر برای آهک‌های کرتاسه و ۳۴۰ متر برای سازند فجن می‌باشد که این میزان جابجایی نیازمند چپ‌بره بودن مؤلفه راستالغز گسل نسبت به مؤلفه شیب‌لغز آن است؛ درحالی‌که شواهد صحرایی از جمله خراش‌های گسلی که ریک آن‌ها بین ۴۵ تا ۷۰ درجه است، حاکی از غالب بودن مؤلفه شیب‌لغز گسل شمال‌تویه می‌باشد.

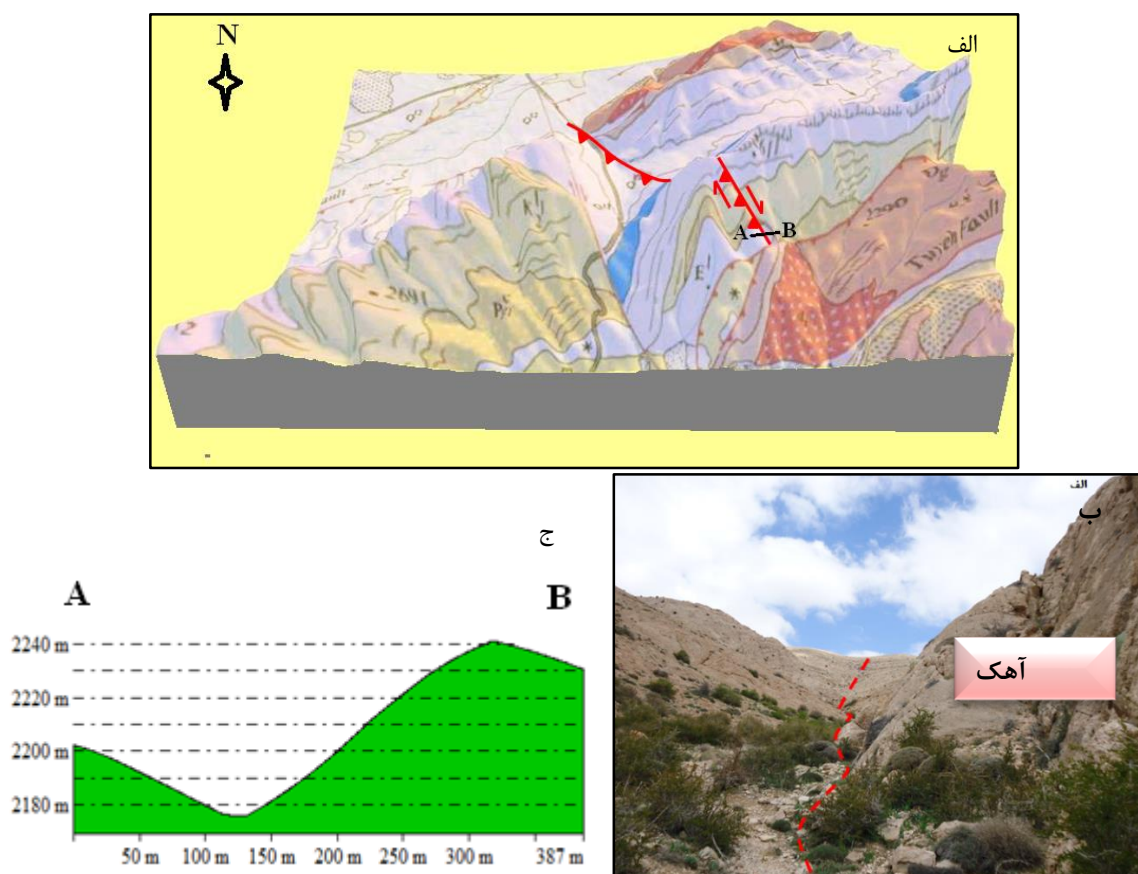
در نتیجه، این میزان جابجایی نمی‌تواند تنها ناشی از عملکرد مؤلفه راستالغز گسل شمال‌تویه باشد. با توجه به عمود بودن تقریبی راستای واحدهای سنگی نسبت به راستای گسل شمال‌تویه، به نظر می‌رسد که این میزان جابجایی راستالغزی، ناشی از جدادشدگی ظاهری لایه در دو سمت گسل (Separation) باشد؛ میانگین راستای لایه‌بندی سازند فجن و آهک کرتاسه به ترتیب $63^{\circ}E$ و $^{\circ}E$ N۵۵ می‌باشد. در نمودار سه‌بعدی شبیه‌سازی شده شکل (۳-۲۸)، نشان داده شده که چگونه گسلی با سازوکار معکوس محض می‌تواند جدادشدگی ظاهری را از لایه‌ای که امتداد آن عمود بر امتداد گسل و شیب آن غیر عمود است، به صورت امتدادلغز به نمایش بگذارد.



شکل ۳-۲۸- نمودارهای سه‌بعدی شبیه‌سازی شده که نشان می‌دهند که گسل معکوس چگونه جدادشدگی ظاهری لایه‌ای عمود بر امتداد گسل را ایجاد می‌کند (این مدل قابل انطباق با گسل شمال‌تویه و لایه‌بندی سازندهای فجن و آهک کرتاسه است)؛ الف: قبل از گسلش. ب: بعد از گسلش. ج: بعد از فرسایش.

سیمای زمین ریختی گسل شمال تویه

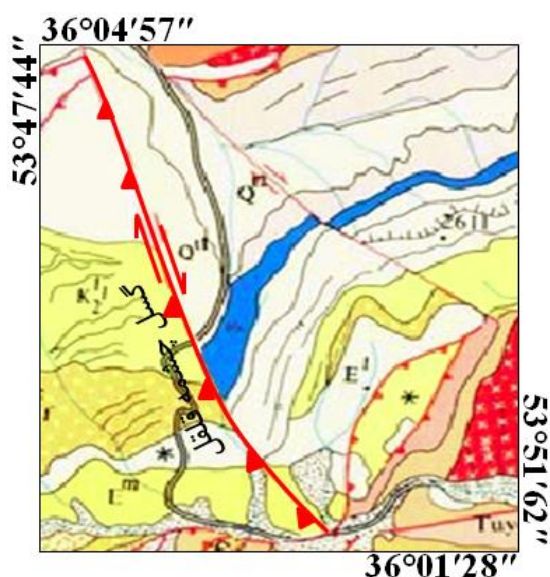
گسل‌ها با قطع نمودن واحدهای رسوبی سخت باعث خرد شدگی و هوازدگی عمقی بیشتر این واحدها می‌شوند؛ در نتیجه، مجاری مناسبی برای عبور آب در این مسیرها فراهم نموده که به تدریج منجر به تشکیل دره‌هایی در مسیر رودخانه‌ها می‌شوند. گسل شمال تویه با سازوکار غالب معکوس با مؤلفه راستالغز راست‌بر خود، با عبور از میان واحدهای آهکی لار و آهک‌های کرتاسه و کنگلومرای فجن، دره نسبتاً عریضی در پایانه جنوب‌خاوری خود بوجود آورده است. تصویر سه بعدی از گسل شمال تویه به همراه مقطع عرضی رسم شده از دره ایجاد شده توسط این گسل در راستای AB در شکل (۳-۲۹) نشان داده شده است.



شکل ۳-۲۹-الف: تصویر سه بعدی از ترکیب نقشه زمین‌شناسی و داده‌ی SRTM از گسل شمال تویه. ب: دره گسلی ایجاد شده توسط گسل شمال تویه (دید به سمت شمال). ج: نیمرخ توپوگرافی از دره گسلی در راستای AB که در تصویر الف مشخص شده است.

۳-۱-۵- گسل چشمه قلقل

گسل چشمه قلقل، با طول تقریبی ۶ کیلومتر، در شمال روستای دشت بو و در موقعیت جغرافیایی $53^{\circ}47'57''$ تا $53^{\circ}49'10,21''$ طول خاوری و $36^{\circ}04'57''$ تا $36^{\circ}01'28''$ عرض شمالی قرار گرفته است. راه دسترسی به این گسل، روستای دشت بو و جاده خاکی منتهی به چشمه قلقل می باشد. تصاویر ماهواره ای خطواره این گسل را با روند شمال شمال باختری- جنوب جنوب خاوری نشان می دهند (شکل ۳-۱). گسل مورد بحث که یکی دیگر از گسل های عرضی منطقه می باشد، در نقشه زمین شناسی کیاسر با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ فقط به صورت یک خطواره مشخص شده است (شکل ۳-۳)، که در این پژوهش، چشمه قلقل نام گرفته و مورد بررسی هندسی و سینماتیک تفصیلی قرار گرفته است.



شکل ۳-۳- بخشی از نقشه زمین شناسی کیاسر با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، گسل چشمه قلقل را با روند شمال باختری- جنوب خاوری نشان می دهد.

هندسه و سازوکار گسل چشمه قلقل

برای بررسی هندسه گسل چشمه قلقل، از تصویر ماهواره ای و تحلیل داده های اندازه گیری شده از برداشت های میدانی استفاده شده است. در تصویر ماهواره ای روند خطواره آن حدود $N46^{\circ}W$

می‌باشد. داده‌های اندازه‌گیری شده از این گسل از دو ایستگاه مشخص شده در شکل (۳-۳۱)، در جدول (۳-۴) آمده و در شکل (۳-۳۲)، نمودار سیکلوگرافیک، کنتور قطب سطوح و خش‌لغزها آمده است. بر اساس این نمودارها، میانگین موقعیت گسل $N46^{\circ}W, 70^{\circ}SW$ و میانگین موقعیت خش‌لغزها ($49^{\circ}/160^{\circ}$) به دست آمده است که با روند خطواره آن در تصویر ماهواره‌ای سازگار است.

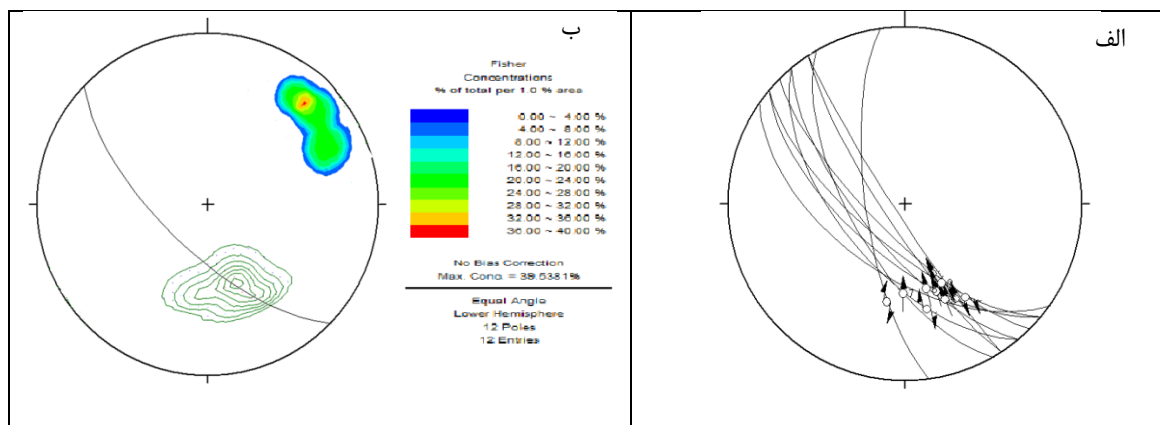


شکل ۳-۳۱- تصویر ماهواره‌ای گرفته شده از Google Earth و نمایش موقعیت مکانی از ایستگاه‌های برداشت داده از سطح گسل چشمه قلقل.

جدول ۳-۴- داده‌های برداشت شده از سطح گسل چشمه قلقل

*جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس)؛ ۲: رو به پایین (نرمال)؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

Fault Plane		Slicken Lines			Geographic setting	
Dip .Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*	Latitude	Longitude
237	85	152	39	3	N36°02'17.41"	E53°48'58.49"
220	65	160	46	1	N36°02'19.08"	E53°48'58.2"
225	75	158	55	1	N36°02'20.7"	E53°48'56.4"
262	72	190	43	3	N36°03'21.15"	E53°48'58.34"
237	80	157	41	1	N36°03'39.0"	E53°49'46"
230	60	168	39	3	N36°02'20.18"	E53°48'60"
240	65	181	48	1	N36°02'50.0"	E53°49'07"
230	70	166	49	1	N36°03'25.18"	E53°49'11"
220	70	155	49	1	N36°03'50.02"	E53°48'54"
215	57	147	37	3	N36°02'40.1"	E53°48'48.1"



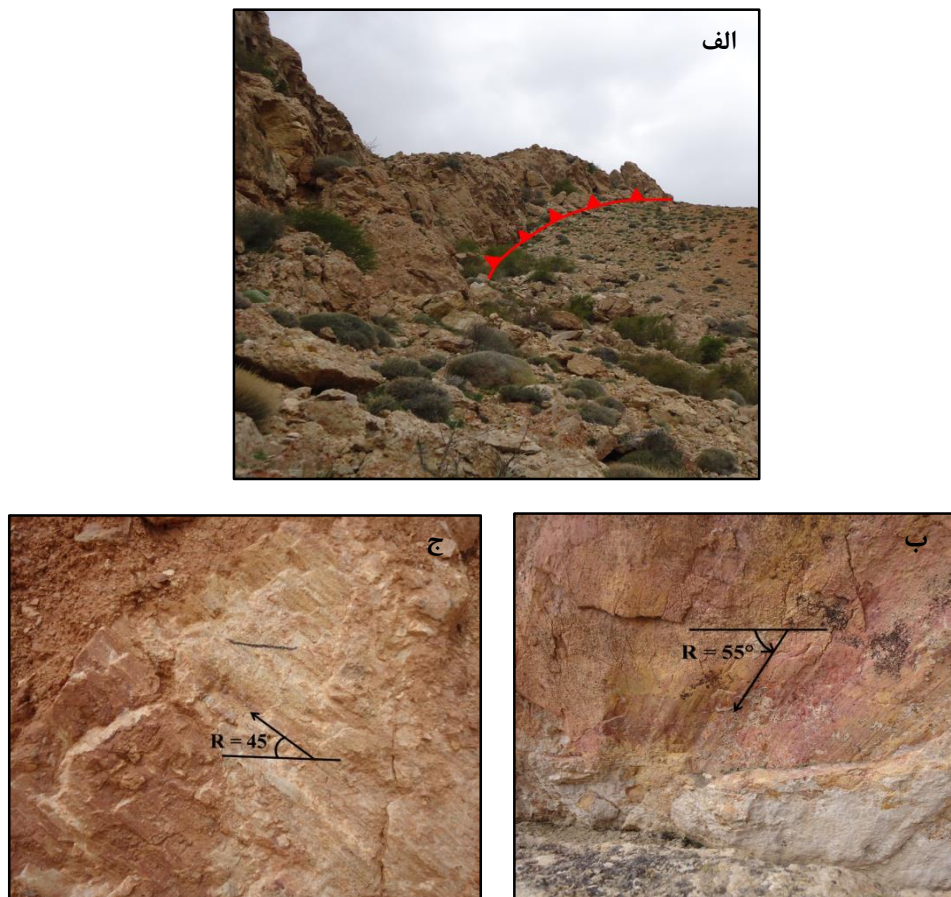
شکل ۳-۳۲- الف: نمودار سیکلوگرافیک صفحات گسلی اندازه گیری شده از سطح گسل چشمه قلقل. ب: نمودار هم تراز قطب صفحات گسلی که روند غالب 68° SW , 46° W را برای این گسل نشان می دهد؛ میانگین کنتور خراش های گسلی به صورت $49^{\circ}/160^{\circ}$ می باشد.

اگرچه از نظر توالی چینه نگاری، استقرار سازند آهکی لار و آهک های کرتاسه بر روی سازند شمشک در بخش شمال باختری گسل (شکل ۳-۳۳) و قرارگیری سازند فجین و آهک های ائوسن بر روی سازند آهکی لار در پایانه جنوب خاوری می تواند نشان دهنده مرز طبیعی باشد اما شواهد صحرایی از جمله برش گسلی و خراش های گسلی موجود بر روی سطوح گسلی، حاکی از گسلی بودن این مرز می باشد (شکل ۳-۳۴). از آنجا که این گسل هم راستا با گسل شمال تویه می باشد و در یک قلمرو ساختاری با آن قرار دارد، سازوکار معکوس را می توان برای گسل چشمه قلقل مشخص نمود.



شکل ۳-۳۳- رانده شدن آهک کرتاسه بر روی سازند شمشک در اثر عملکرد گسل چشمه قلقل. (دید به سمت باختر).

همچنین خراش‌های گسلی به همراه پله‌های سطح گسل، مؤید سازوکار گسل به صورت معکوس همراه با مؤلفه راستالغز راست‌بر می‌باشند (شکل ۳-۳۴-ب).



شکل ۳-۳۴-الف: برشی شدن آهک‌های ائوسن در اثر عملکرد گسل چشمه‌قلقل. ب: رخنمونی از سطح گسل چشمه‌قلقل بر روی سازند فجن (دید در جهت جنوب‌باختر). ج: رخنمونی از سطح گسل بر روی سازند فجن (دید به سمت شمال‌خاور). (اندازه‌گیری تصویر ب روی فرادیواره و اندازه‌گیری تصویر ج روی فرودیواره انجام شده است).

از جمله آثار این گسل می‌توان به دره گسلی واقع در شمال‌باختر روستای دشت‌بو، ناشی از عملکرد این گسل و ایجاد چشمه‌ای به نام چشمه‌قلقل در پایانه جنوب‌خاوری آن اشاره نمود (شکل ۳-۳۵). به نظر نیک‌پیمان (۱۳۸۸)، گسل چشمه‌قلقل در تشکیل چشمه‌قلقل نقش داشته است. این گسل با زهکشی نمودن آب ثقلی موجود در بخش‌های مختلف سه سازند دلیچای، لار و قسمت‌هایی از کنگلومرای فجن، آب زیرزمینی را به چشمه‌قلقل هدایت می‌کند. مرز میان سازندهای لار و فجن از نوع ناپیوستگی زاویه‌دار بوده و در این مرز یک لایه از خاک قدیمه با ضخامت تقریبی ۸۰ سانتیمتر

نهشته شده است. نظر به اینکه لایه مذکور دارای تراوایی بسیار پایین می باشد، لذا اجازه ورود آب زیرزمینی از سازند لار به کنگلومرای فجن را نمی دهد. بنابراین انتظار می رود که آب زیرزمینی به صورت موازی با این لایه حرکت نموده و در نهایت با کمک گسل چشمه قلقل به محل چشمه انتقال می یابد.

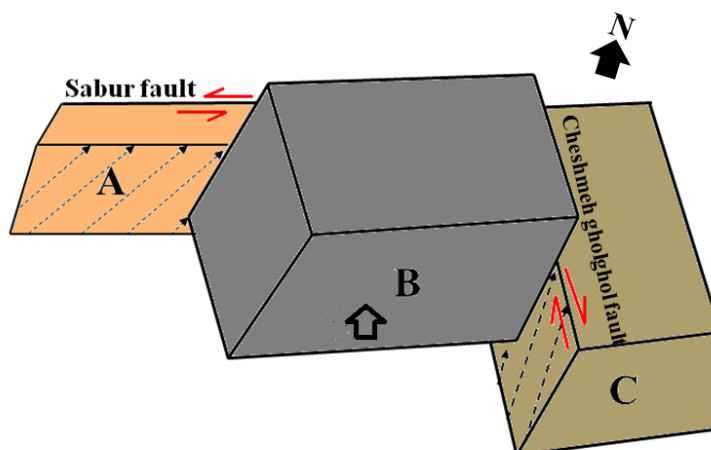


شکل ۳-۳۵- پایانه جنوب خاوری گسل چشمه قلقل و نمایش محل چشمه قلقل و دره گسلی ناشی از فعالیت گسل (دید عکس به سمت شمال شمال باختر).

طبق بررسی های دورسنجی و بازدیدهای صحرایی مشخص گردید که گسل چشمه قلقل در نهایت، در پایانه شمال باختری خود به گسل های مهتاب و صبور می رسد و پایان می یابد؛ بدین گونه که حرکت گسل های مهتاب و صبور در پایانه شرقی آنها به پایانه شمال باختری گسل چشمه قلقل انتقال یافته است. در نتیجه، می توان گسل چشمه قلقل را گسل جهش جانبی برای گسل های مهتاب و صبور در نظر گرفت. در شکل (۳-۳۶) تصویر ماهواره ای این دو گسل و در شکل (۳-۳۷)، در نمودار سه بعدی الگوی حرکتی بلوک های گسلی چگونگی ارتباط گسل های صبور و مهتاب و چشمه قلقل نشان داده شده است. همانطور که در نمودار نیز مشاهده می شود، حرکت بلوک B به سمت شمال شمال باختر باعث حرکت گسل صبور و مهتاب به صورت معکوس با مؤلفه راستالغز چپ بر و حرکت گسل چشمه قلقل به صورت معکوس با مؤلفه راستالغز راست بر شده است.



شکل ۳-۳۶- تصویر ماهواره‌ای (برگرفته از Google Earth)؛ نمایش ارتباط پایانه شمال باختری گسل‌های چشمه‌قلقل و شمال تویه با گسل‌های صبور و مهتاب.



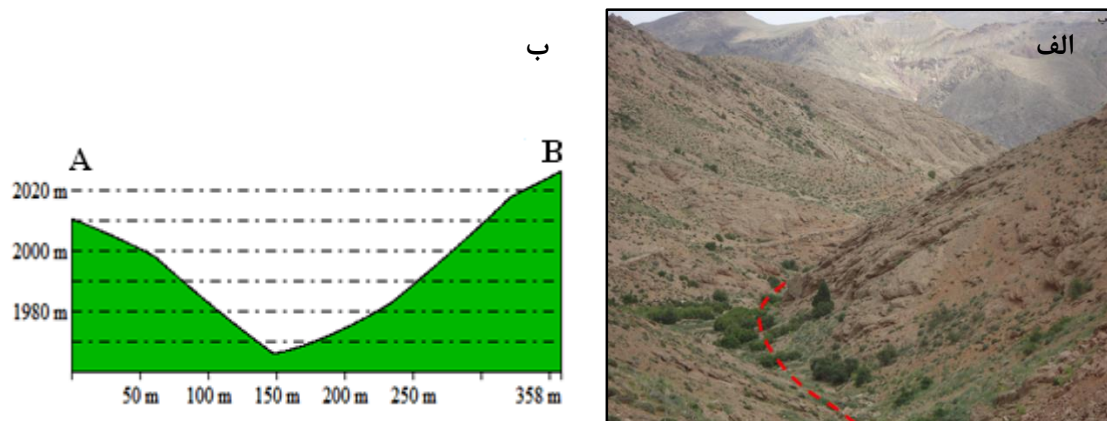
شکل ۳-۳۷- نمودار سه بعدی، نشان‌دهنده ارتباط سینماتیک بین گسل‌های صبور و گسل چشمه‌قلقل؛ (این نمودار قابل تعمیم برای ارتباط گسل شمال تویه با گسل‌های مهتاب و صبور نیز می‌باشد).

سیمای زمین‌ریختی در حریم گسل چشمه‌قلقل

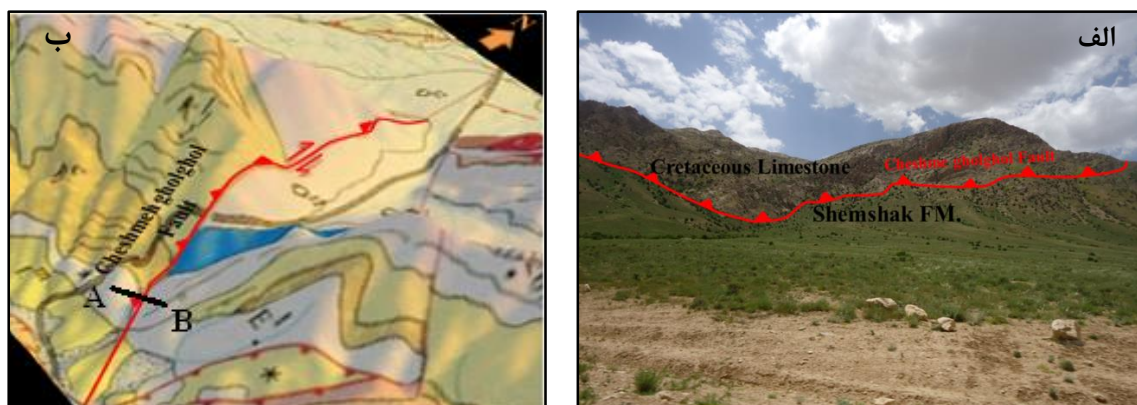
گسل چشمه‌قلقل با روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری و سازوکار غالب معکوس همراه با مؤلفه راست‌الغز باعث ایجاد دره گسلی و چشمه گسلی در پایانه جنوب‌خاوری خود شده است (شکل ۳-۳۵، شکل ۳-۳۸).

در پایانه جنوب‌باختری این گسل که مرز بین واحدهای آهکی لار و کرتاسه در فرادیواره و سازند شمشک در فرو دیواره را تشکیل داده است، با سازوکار چیره معکوس خود باعث برخاستگی بیشتر

واحدهای آهکی موجود در فرادیواره گشته که نقش مؤثری در تشکیل ارتفاعات بخش باختری دره گسلی تویه دروار ایفا نموده است (شکل ۳-۳۹).



شکل ۳-۳۸ الف: دره گسلی ناشی از عملکرد گسل چشمه قلقل در انتهای جنوب خاوری این گسل (دید به سمت جنوب خاور). ب: نیمرخ توپوگرافی دره گسلی چشمه قلقل در راستای (A-B) (مراجعه شود به شکل ۳-۳۹-ب).

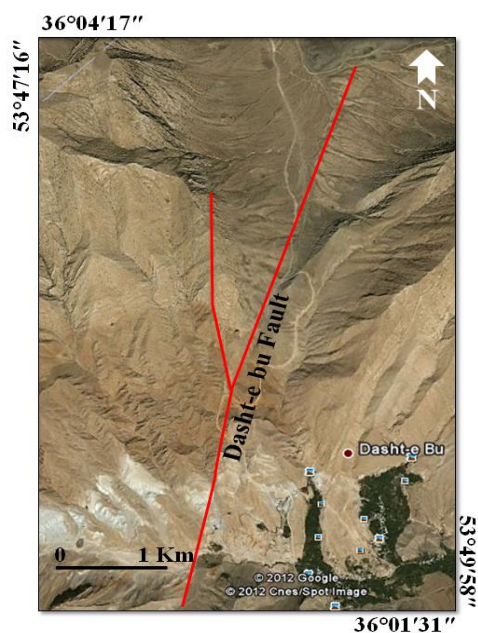


شکل ۳-۳۹ الف: برخاستگی واحدهای آهکی سازند لار و کرتاسه توسط گسل چشمه قلقل (دید به سمت باختر). ب: تصویر سه بعدی از ترکیب داده‌های SRTM و نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه.

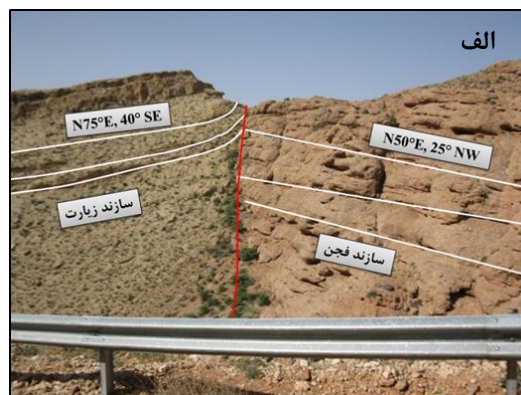
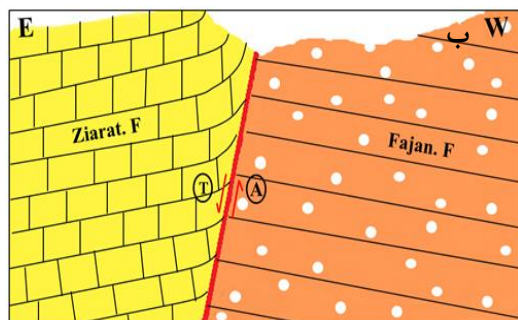
۳-۱-۶- گسل دشت‌بو

در شمال روستای دشت‌بو، یکی از گسل‌های عرضی مهم منطقه را با درازای تقریبی ۴ کیلومتر با راستای تقریبی شمال- جنوبی می‌توان دید. خطواره این گسل در تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google Earth قابل رؤیت است (شکل ۳-۴۰).

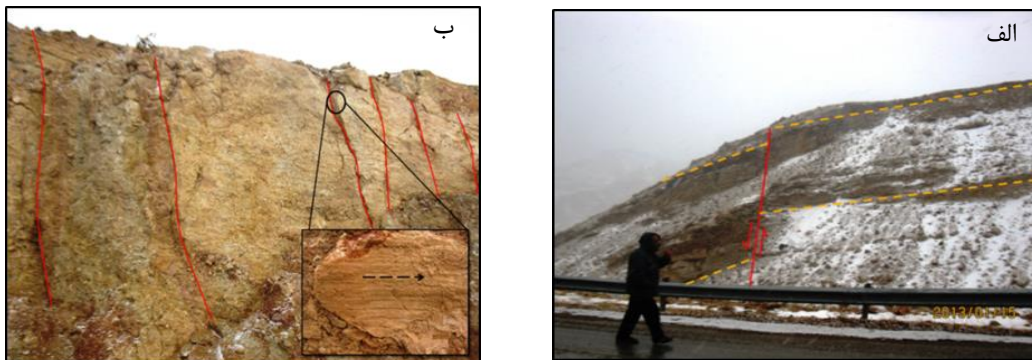
گسل مورد بحث، در این پژوهش برای اولین بار شناسایی و معرفی شده و دشت‌بو نام گرفته است. بهترین رخنمون‌های گسل دشت‌بو را در حاشیه جاده دشت‌بو- فولادمحله در دو نقطه می‌توان مشاهده نمود. در نقطه اول با مختصات $36^{\circ}04'17''$ درجه شرقی و $36^{\circ}01'59''$ درجه شمالی، سازند فجن را در کنار سازند زیارت قرار داده و در نقطه دیگر با مختصات $36^{\circ}01'31''$ درجه شرقی و $36^{\circ}02'31''$ درجه شمالی، سازند فجن را در کنار آهک کرتاسه قرار داده است (شکل ۳-۴۱). گسل دشت‌بو، یک منطقه گسل با پهنای حدود ۲۰ متر را می‌سازد (شکل ۳-۴۲).



شکل ۳-۴۰- تصویر ماهواره‌ای گسل دشت‌بو (برگرفته از Google earth).



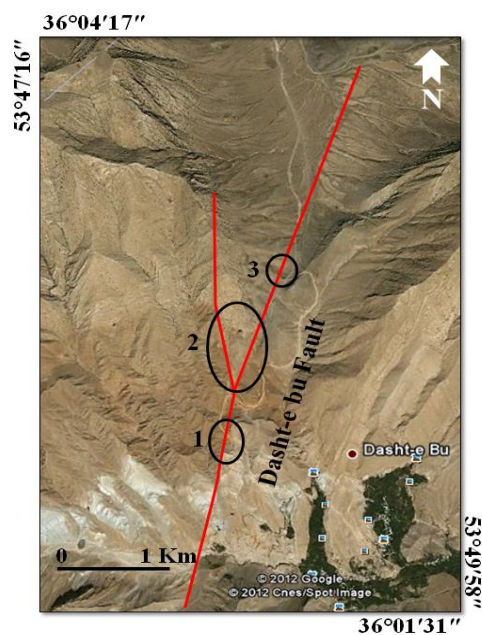
شکل ۳-۴۱- الف: رخنمونی از گسل دشت‌بو در شمال‌باختر روستای دشت‌بو ($36^{\circ}01'59''$ E و $36^{\circ}02'31''$ N) که سازند زیارت را در مجاورت سازند فجن قرار داده است (دید به سمت جنوب). ب: برشی نمادین از سطح گسل دشت‌بو از رخنمون تصویر الف.



شکل ۳-۴۲- الف: نمایی از اثر گسلش دشت‌بو بر سازند زیارت در فاصله ۳۰ متری از رخنمون اصلی گسل (مراجعه شود به شکل ۳-۴۱) (دید به سمت جنوب‌خاور). ب: نمایی از پهنه برشی در حریم گسل دشت‌بو در سازند فجین (دید به سمت شمال‌خاور).

هندسه و سازوکار گسل دشت‌بو

خطواره گسلی در داده‌های دورسنجی، روند چیره شمالی- جنوبی دارد. مشاهدات صحرایی و اندازه‌گیری‌های ساختاری بر روی سطح گسل در نقاط مختلف از ایستگاه‌های مشخص شده در شکل (۳-۴۳)، در جدول (۳-۵) درج گردیده است. استریوگرام‌های داده‌ها، نمودار کنتوری قطب صفحات و خش‌لغزهای سطح گسل در شکل (۳-۴۴) نشان داده شده است. این استریوگرام‌ها، موقعیت هندسی میانگین را برای گسل مورد بحث را 15°E , 72°E تعیین کرده‌اند.

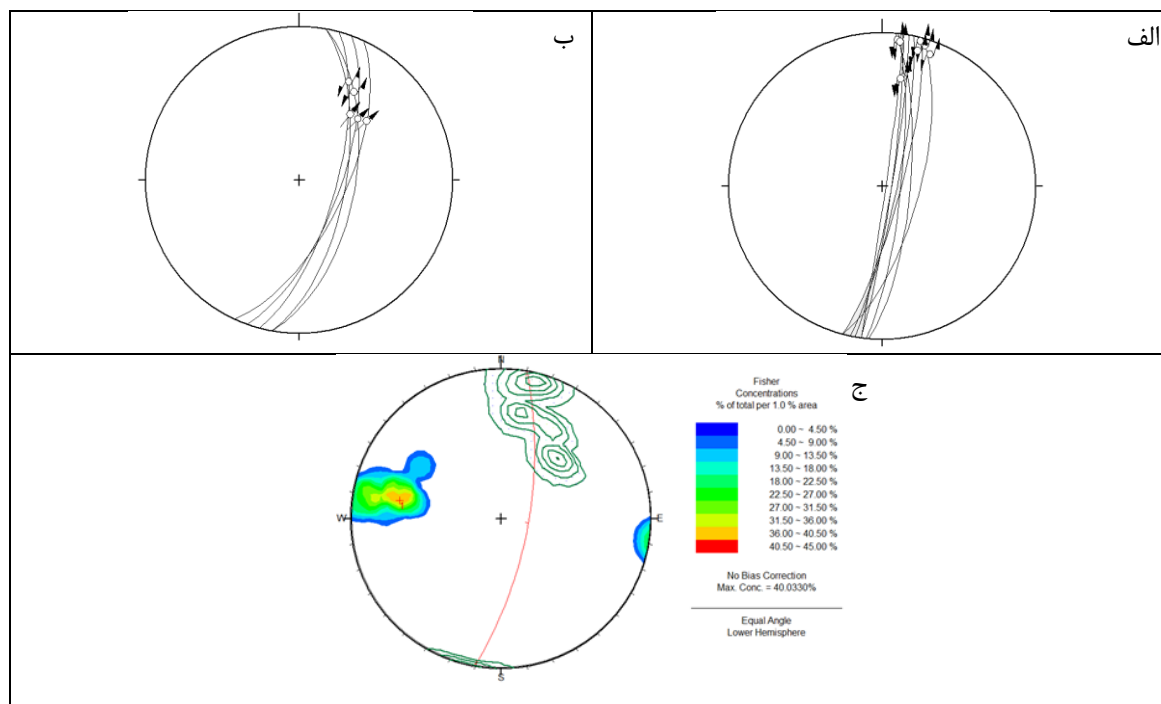


شکل ۳-۴۳- نمایش موقعیت مکانی ایستگاه‌های برداشت داده از سطح گسل دشت‌بو بر روی تصویر ماهواره‌ای (برگرفته از Google Earth)

جدول ۳-۵- داده‌های برداشت شده از سطح گسل دشت‌بو

*جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس)؛ ۲: رو به پایین (نرمال)؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

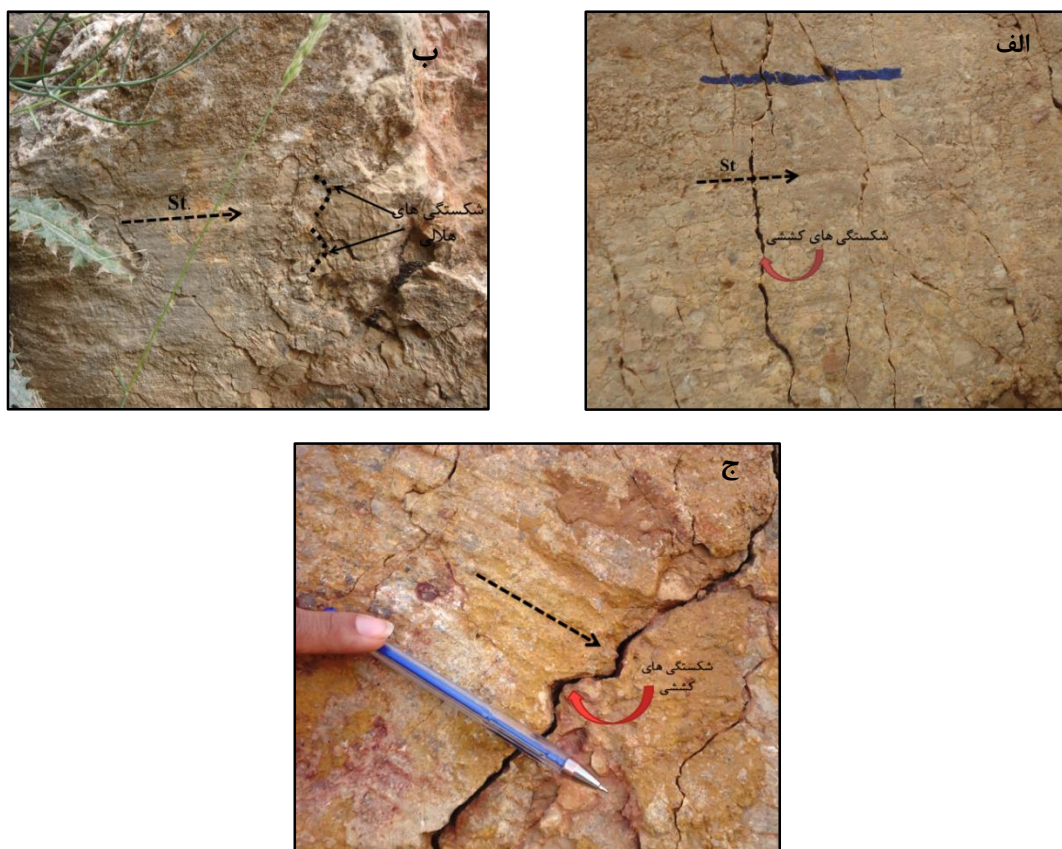
Fault Plane		Slicken Lines			Geographic setting	
Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*	Latitude	Longitude
100	65	038	45	2	N36° 02' 12.75"	E53° 48' 34.19"
098	85	011	29	4	N36° 02' 31.44"	E53° 48' 37.76"
115	65	049	41	2	N36° 02' 14.16"	E53° 48' 34.72"
105	70	017	05	4	N36° 02' 32.74"	E53° 48' 38.09"
098	88	010	30	4	N36° 02' 32.43"	E53° 48' 31.2"
100	60	032	33	4	N36° 02' 34.85"	E53° 48' 35.38"
098	85	008	03	4	N36° 02' 14.50"	E53° 48' 35.31"
105	70	027	29	4	N36° 02' 36.57"	E53° 48' 41.26"
095	75	006	05	4	N36° 02' 53.3"	E53° 48' 38.8"
096	80	006	16	4	N36° 02' 31.44"	E53° 48' 37.76"
110	68	044	44	2	N36° 02' 14.16"	E53° 48' 34.72"
100	85	015	10	4	N36° 02' 32.74"	E53° 48' 38.09"



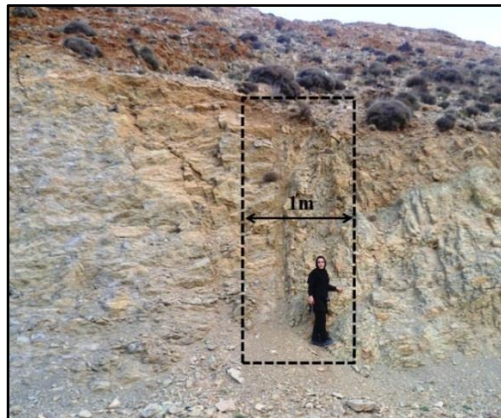
شکل ۳-۴۴- تصاویر سیکلوگرافیک: الف: سطوح گسلی دارای خراش‌های گسلی افقی. ب: سطوح گسلی همراه با خراش‌های گسلی مورب. ج: تعیین صفحه غالب $N15^{\circ}E, 72^{\circ}E$ برای گسل دشت‌بو به همراه موقعیت غالب خراش‌های گسلی.

همچنین برداشت‌های روی زمین از خش‌لغزهای سطح گسل، دو دسته خش‌لغز را نشان می‌دهند که عبارتند از: خراش گسلی با ریک بین ۰ تا ۹۰ درجه (موربلغز) و ریک‌های افقی و نزدیک به افق (حرکت راستالغز).

با استناد به شواهد سینماتیک سطح گسل از جمله پایین افتادن لایه‌ها در فرادیواره (شکل ۳-۴۲-الف)، شکستگی‌های هلالی (جهت تقعر این شکستگی‌ها جهت حرکت بلوک گم‌شده را نشان می‌دهند)، شکستگی‌های کششی (جهت حرکت، عمود بر شکستگی‌های کششی می‌باشد) و همچنین پله‌های سطح گسل، حرکت موربلغز گسل را می‌توان به‌صورت نرمال معرفی نمود. همچنین با استناد به همین شواهد، حرکت راستالغز گسل به‌صورت چپ‌بر تعیین می‌شود (شکل ۳-۴۵). علاوه بر آن برشی شدن سنگ‌های پهنه گسل، از دیگر آثار حرکتی گسل دشت‌بو می‌باشد (شکل ۳-۴۶).

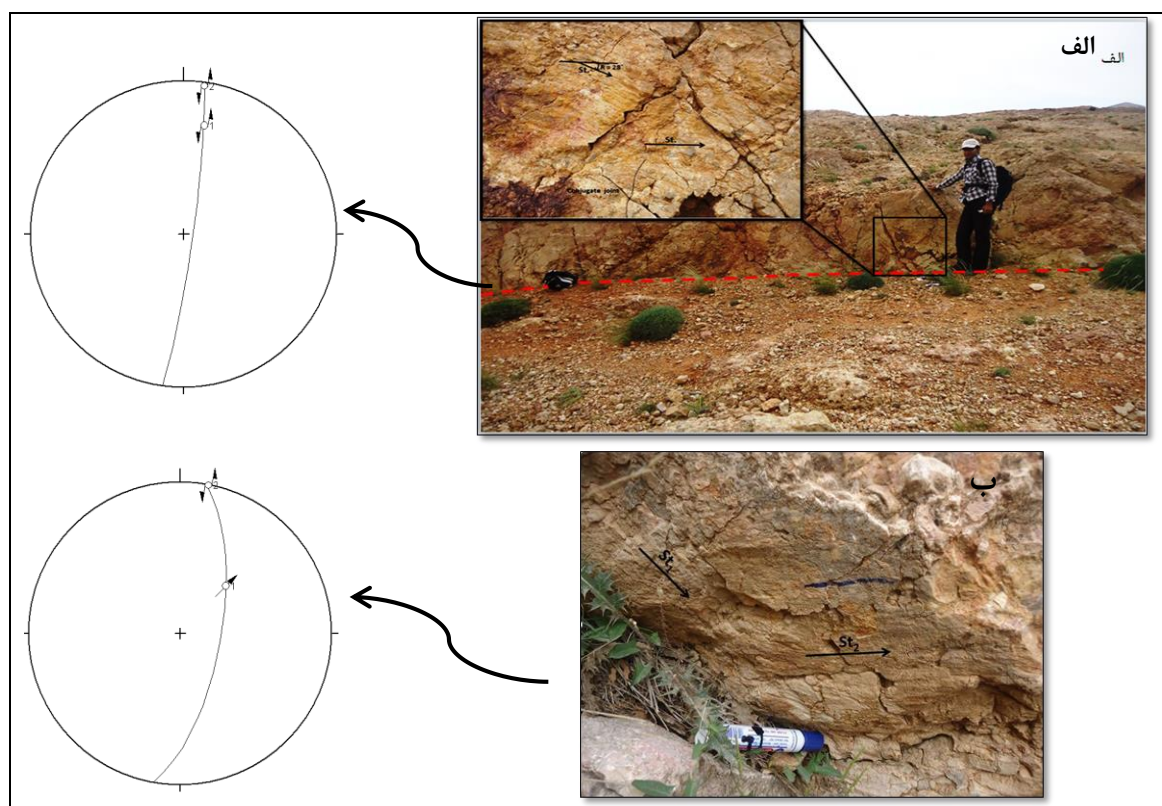


شکل ۳-۴۵-الف: خش‌لغزهای افقی که عمود بر شکستگی‌های کششی می‌باشند. ب: جهت تقعر شکستگی‌های هلالی، جهت حرکت بلوک گم‌شده را نشان می‌دهد. ج: خراش گسلی با ریک ۴۵ درجه که عمود بر شکستگی کششی می‌باشد. (تصویر الف و ج متعلق به شاخه خاوری ایستگاه ۲ و تصویر ب متعلق به شاخه باختری ایستگاه ۲ می‌باشند).



شکل ۳-۴۶- برشی شدن لایه‌های سازند شمشک در اثر عملکرد گسل دشت‌بو (واقع در ایستگاه ۳).

همانطور که در شکل (۳-۴۷) مشاهده می‌شود، دو دسته خشلغز بر روی سطوح گسلی دیده می‌شوند. با استفاده از قاعده برش (Crosscutting) (خراش گسلی قطع‌کننده خراش گسلی دیگر، از نظر سنی جوان‌تر است)، می‌توان حرکت با مؤلفه راستالغز را جوان‌ترین حرکت در راستای این گسل دانست.

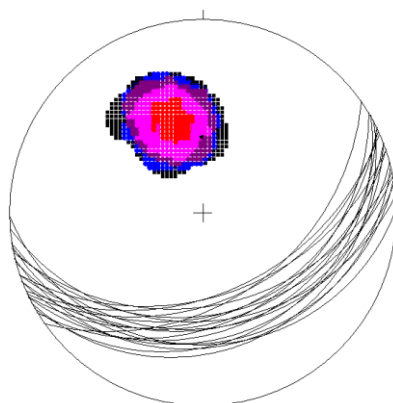


شکل ۳-۴۷- الف: دو دسته خراش گسلی با ریک‌های صفر (افقی) و ۳۰ درجه بر روی سطح گسل در سازند فجین (شاخه خاوری ایستگاه ۲) به همراه تصویر سیکلوگرافیک خراش‌های گسلی. ب: خراش‌های گسلی افقی و خراش‌های با ریک ۶۰ درجه روی سطح گسلی شاخه باختری ایستگاه ۲؛ به همراه تصویر سیکلوگرافیک این سطح.

آنچه که در مورد گسل دشت بو حائز اهمیت است، موقعیت‌های متفاوت دو سازند زیارت و فجن (فجن: $N50^{\circ}E, 25^{\circ}NW$ و زیارت: $N75^{\circ}E, 40^{\circ}SE$) در دو سوی سطح این گسل می‌باشد شکل (۳-۴۱). در محل برش الگو، کنگلومرای فجن به طور ناپیوسته سنگ آهک کرتاسه زیرین را می‌پوشاند و در بالا با سازند زیارت به صورت هم‌شیب می‌باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳)؛ در شمال دشت بو نیز سازند فجن در زیر به صورت پیوسته به سازند زیارت تبدیل می‌شود (شکل ۳-۵۰-ه)، که میانگین لایه‌بندی این واحدها به صورت $N75^{\circ}E, 40^{\circ}SE$ می‌باشد. شرح این اندازه‌گیری‌ها در جدول (۳-۶)، و استریوگرام آن به منظور به دست آوردن موقعیت میانگین لایه‌بندی در شکل (۳-۴۸) آورده شده است.

جدول ۳-۶- داده‌های اندازه‌گیری شده از لایه‌بندی سازندهای فجن و زیارت

NO	Dip	Dip.Dir	NO	Dip	Dip.Dir
1	40	165	11	50	168
2	52	155	12	43	149
3	43	175	13	30	170
4	45	161	14	39	154
5	35	159	15	45	169
6	50	161	16	40	171
7	43	159	17	42	154
8	34	150	18	45	154
9	32	166	19	30	152
10	42	160	20	40	160

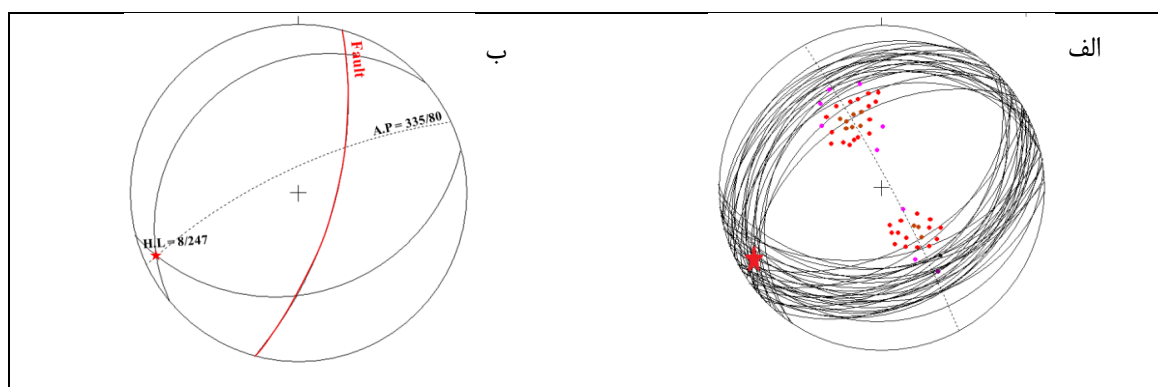


شکل ۳-۴۸- تصویر سیکلوگرافیک لایه‌بندی سازندهای فجن و زیارت؛ میانگین موقعیت لایه‌بندی به صورت $40^{\circ}SE$ و $N75^{\circ}E$ می‌باشد.

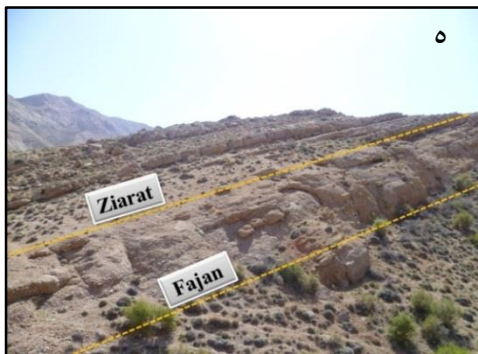
از آن جا که گسل مورد بحث، یک سری لایه‌های تک‌شیب را قطع نکرده است که وضعیت ساختاری آن‌ها در دو طرف گسل یکسان باشد، بلکه یک ناودیس (چین خوردگی پهنه فجن- زیارت) را قطع نموده و یال‌های شمال‌باختری و جنوب‌خاوری ناودیس را در کنار هم قرار داده است. شکل (۳-۵۰- الف) موقعیت لایه‌بندی سازندهای فجن، زیارت و کرج را در منطقه مطالعاتی نشان می‌دهد. میانگین موقعیت لایه‌بندی در یال‌های چین به صورت $N 50^{\circ}E, 25^{\circ}NW$ و $N 75^{\circ}E, 40^{\circ}SE$ می‌باشد که شرح آن در جدول (۳-۷) درج گردیده است. استریوگرام مربوط به این چین به همراه موقعیت گسل دشت‌بو نسبت به محور چین‌خوردگی در شکل (۳-۴۹) مشاهده می‌شود. همانطور که ملاحظه می‌گردد و در مطالب قبلی نیز ذکر شده است، میانگین یال‌های چین‌خوردگی با موقعیت لایه‌بندی در دو سوی سطح گسل هماهنگی خوبی دارد.

جدول ۳-۷- داده‌های برداشت شده از چین‌خوردگی پهنه فجن- زیارت

NO.	Dip	Dip.Dir	NO.	Dip	Dip.Dir
1	20	105	13	36	125
2	30	105	14	24	120
3	28	110	15	25	99
4	30	115	14	24	295
5	30	122	17	29	280
6	30	310	18	35	102
7	25	315	19	27	280
8	20	270	20	30	295
9	15	300	21	20	312
10	25	295	22	26	268
11	25	330	23	21	288
12	26	127	24	33	300

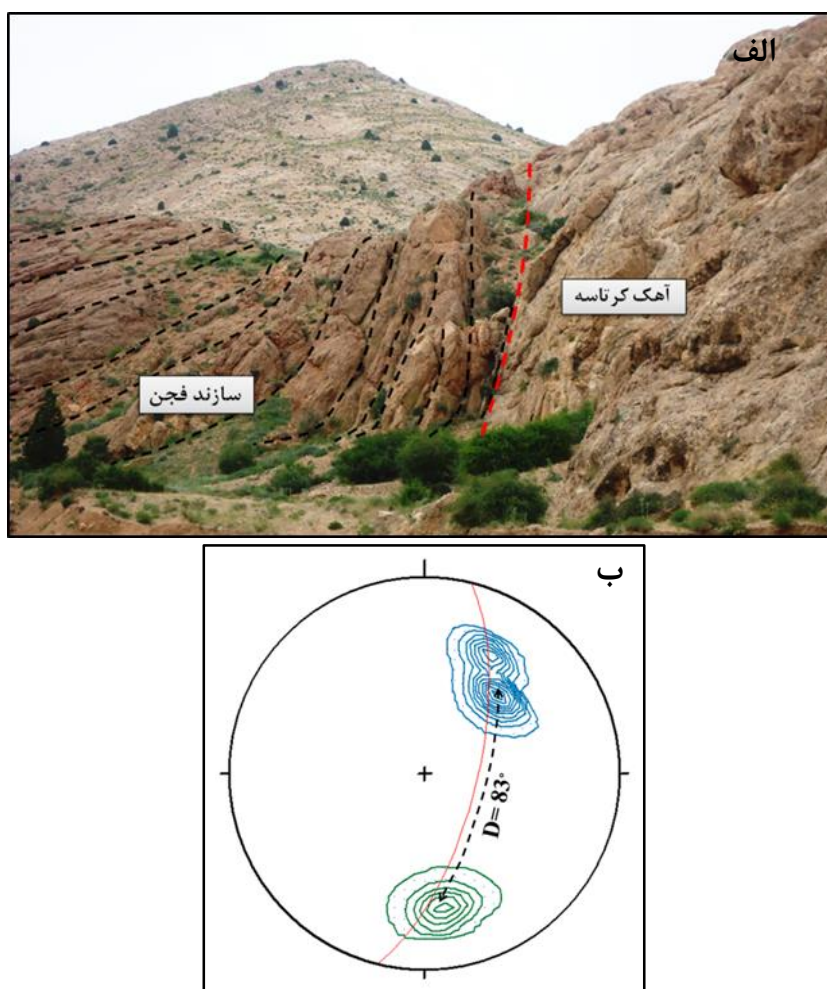


شکل ۳-۴۹- الف: تصویر سیکلوگرافیک چین‌خوردگی پهنه فجن- زیارت. ب: استریوگرام میانگین لایه‌بندی یال‌ها به همراه موقعیت سطح میانگین گسل؛ سطح محوری چین و سطح گسل با یکدیگر زاویه ۵۷ درجه را می‌سازند.



شکل ۳-۵۰- الف: تصویر ماهواره‌ای از پهنه رخنمون سازند فجین، زیارت و کرج و نمایش موقعیت لایه‌بندی‌ها و گسل دشتبو بر روی آن. ب: قرارگیری سازندهای فجین و زیارت با موقعیت‌های متفاوت در مجاورت یکدیگر در دو سوی گسل دشتبو. ج: لایه بندی سازند فجین با شیب به سمت شمال‌باختر. د: نمایی از لایه‌بندی سازند فجین با شیب جنوب‌خاور. ه: مرز طبیعی دو سازند فجین و زیارت در منطقه مطالعاتی با شیب به سوی جنوب‌خاور که به صورت پیوسته می‌باشد.

یکی دیگر از نقاطی را که می‌توان عملکرد گسل دشت‌بو را مشاهده نمود در نقطه‌ای به مختصات $36^{\circ} 02' 30''$ درجه شرقی و $53^{\circ} 48'$ درجه شمالی در ادامه شمالی این گسل است. در این نقطه، چین کشیده‌ای (Drag fold) در سازند فجین در تماس با سطح گسل شکل گرفته است (شکل ۳-۵۱). چین‌های کشیده، همانطور که از نام آن‌ها پیداست، چین‌هایی هستند که از کشیده شدن و خم شدن لایه‌های سنگی در سطح گسل بوجود می‌آیند؛ در واقع این چین‌ها، به خم شدگی لایه‌ها و سنگ‌ها، قبل از شکسته شدن آن‌ها در طول گسل اشاره می‌کنند.



شکل ۳-۵۱- الف: نمایی از چین کشیده در سازند فجین تحت تأثیر گسل دشت‌بو (دید به سمت شمال‌باختر). ب: استریوگرام رسم شده از چین و سطح گسل؛ کنتور آبی رنگ، نماینده خراش‌های گسلی و کنتور سبز رنگ، نماینده موقعیت لولای چین می‌باشد.

از نشانه‌های هندسی چین‌های کشیده این است که خط لولای چین باید بر سطح گسل منطبق شده و با خش‌لغز زاویه ۹۰ درجه بسازد و چنانچه این چین با سبک چین‌خوردگی سنگ‌ها در مناطق دور از گسل متفاوت باشد، می‌توان آن را چین کشیده نامید و جهت تحدب آن، جهت حرکت بلوک حامل آن را نشان می‌دهد. همانطور که در شکل (۳-۵۱-الف) دیده می‌شود، لایه‌های سازند فجن در نزدیکی گسل دشت‌بو تغییر موقعیت داده و به صورت چین کشیده‌ای ظاهر شده‌اند. موقعیت لایه‌بندی سازند فجن در مناطق دور از سطح گسل به صورت $N50^{\circ}E, 25^{\circ}NW$ می‌باشد که در نزدیکی سطح گسل تغییر موقعیت داده و به صورت $N50^{\circ}E, 68^{\circ}NW$ مشاهده می‌شوند. شکل (۳-۵۱-ب)، نمودار سیکلوگرافیک حاصل از موقعیت سطح گسل و خراش‌های گسلی به همراه لولای چین را نشان می‌دهد.

۳-۲- چین خوردگی‌ها

چین‌ها، ساختارهای زیبای زمین‌شناسی هستند که تنوع شگفت‌آور شکل‌ها و ساختارها، شرایط دگرشکلی را به انضمام ویژگی‌های مکانیکی لایه‌های چین‌خورده منعکس می‌کند. تفاوت شکل‌پذیری بین لایه‌ها در پروفیل چین قابل ثبت کردن است. چین‌ها ارزش کاربردی بسیاری دارند بگونه‌ای که هندسه و جهت‌گیری چین‌ها می‌تواند در تفسیر جهت‌گیری حرکات تکتونیکی مورد استفاده قرار گیرد. همچنین، چین‌ها می‌توانند حاوی سنگ‌های دگرگونی و پهنه‌های برشی مملو از چین‌هایی با اشکال متفاوت باشند که شرایط دگرشکلی پلاستیک و حتی ویسکوزیته را منعکس می‌کنند (Davis, 1899). چین‌ها در سنگ‌های حاوی ویژگی‌های صفحه‌ای از قبیل لایه‌بندی‌های رسوبی و لیتولوژیکی در طی حوادث دگرشکلی و تحت تاثیر فرآیندهایی از قبیل خمش به‌وجود می‌آیند (Ramsay, 1987).

آثار دگرریختی پلاستیک را در منطقه، به صورت وجود چین‌ها و لایه‌های شیب‌دار (خارج شده از حالت افقی) در اشکال و مقیاس متفاوت، در واحدهای سنگی با سن‌های مختلف می‌توان مشاهده نمود. با توجه

به اینکه سبک و سیاق چین خوردگی در واحدهای سنگی با سن‌های مختلف، متفاوت است، به عنوان نمونه تعدادی از چین‌های مشاهده شده در سازندهایی که قابلیت دسترسی و اندازه‌گیری دارند به ترتیب از قدیم به جدید در سازندهای الیکا، شمشک، دلیچای، فجن، زیارت و کرج مورد بررسی قرار گرفته است. پراکندگی این سازندها در منطقه مورد مطالعه، در نقشه زمین‌شناسی (شکل ۲-۹) آورده شده است. برای تحلیل هندسی چین‌ها در این پژوهش، پارامترهایی همچون موقعیت خط لولا، سطح محوری و زاویه بین یالی با استفاده از روش‌های استریوگرافیک به دست آمده و به کار گرفته شده اند.

۳-۲-۱- چین خوردگی در سازند الیکا

سازند آهکی الیکا (تریاس) دارای لایه‌بندی نازک تا متوسط می‌باشد؛ در منطقه مورد مطالعه، بخش زیرین این سازند با سنگ آهک‌های نازک‌لایه دانه‌ریز آغاز می‌گردد که حاوی فسیل‌های پلسی‌پودا و کلاریا است. روی این بخش آهکی دولومیت‌های خوب لایه‌بندی شده قهوه‌ای و زردرنگ ظاهر می‌گردند. این سازند تحت تأثیر فشردگی و کوتاه‌شدگی قرار گرفته و چین‌های با اشکال و مقیاس متفاوت را در منطقه به وجود آورده است. برای مطالعه چین خوردگی‌ها در این سازند، چین‌های موجود در سه رخمون برداشت شده است که موقعیت آن‌ها بر روی نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه (شکل ۲-۹) نشان داده شده است. این چین‌ها به ترتیب (FO_1) و (FO_2) و (FO_3) نام‌گذاری شده‌اند.

تاقدیس FO_1

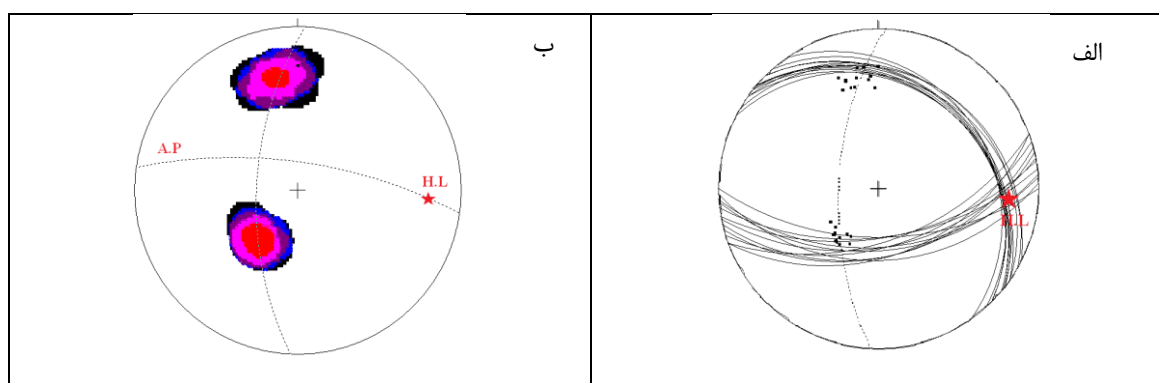
این چین در سازند آهکی الیکا در جنوب روستای دشت‌بو در موقعیت جغرافیایی $N 36^{\circ} 01' 33''$ و $E 53^{\circ} 49' 15''$ قرار گرفته است (شکل ۳-۵۲). جهت بررسی ویژگی‌های هندسی این چین، شیب و امتداد لایه‌بندی‌های یال‌های چین اندازه‌گیری شده است که شرح آن در جدول (۳-۸) آورده شده است. استریوگرام‌های مربوط به اندازه‌گیری‌های این چین در نیمکره زیرین شبکه اشمیت در شکل (۳-۵۳) مشاهده می‌شود.



شکل ۳-۵۲- تصویری از تاقدیس FO₁ در سازند الیکا در جنوب روستای دشتبو (دید به سمت باختر).

جدول ۳-۸- داده‌های برداشت شده از تاقدیس FO₁

No.	Strike	Dip	Dip.Dir	NO.	Strike	Dip	Dip.Dir
1	305	35	NE	14	70	55	S
2	297	32	NE	15	73	60	S
3	315	32	NE	16	77	55	S
4	315	33	NE	17	80	65	S
5	318	30	NE	18	86	60	S
6	325	30	NE	19	70	63	S
7	308	35	NE	20	90	65	S
8	310	34	NE	21	75	55	S
9	300	28	NE	22	85	58	S
10	310	35	NE	23	83	65	S
11	305	28	NE	24	79	60	S
12	309	32	NE	25	88	53	S



شکل ۳-۵۳- الف: استریوگرام‌های موقعیت‌های برداشت شده از لایه‌بندی چین؛ ب: نمودار β و نمودار π و تعیین موقعیت خط لولا (۲۱/۰۹۳). ب: نمودار کنتری قطب یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین دو یال (88°)، و تعیین موقعیت سطح محوری با موقعیت (۷۶/۰۰۸).

نمودار π در این شکل موقعیت ۲۱/۰۹۳ را برای خط لولای چین نشان می‌دهد. موقعیت سطح محوری ۷۶/۰۰۸ به دست آمده است. زاویه بین دو یال 88° است و بنابر تقسیم‌بندی چین‌ها براساس زاویه بین دو یال (Fluty, 1964)؛ در رده چین‌های باز قرار می‌گیرد.

در تقسیم‌بندی دیگر بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا (Fluty, 1964)؛ در رده چین‌های Steeply Inclined – Gently Plunging (سطح محوری پرشیب و خط لولای با میل ملایم) قرار می‌گیرد.

ناودیس FO₂

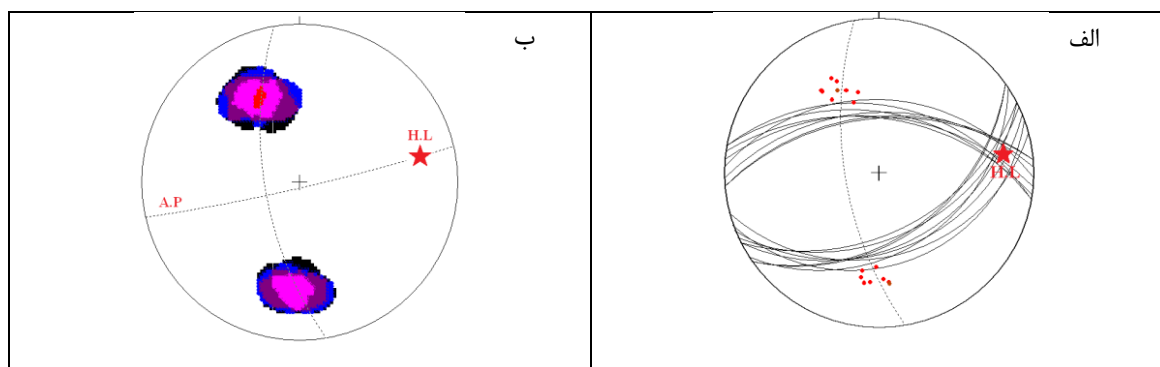
این چین در خاور امامزاده روستای دشت‌بو در موقعیت جغرافیایی $N36^\circ 01' 23.96''$ و $E53^\circ 49' 14.23''$ در سازند الیکا برداشت شده است (شکل ۳-۵۴). جدول (۳-۹)، برداشت‌های میدانی مرتبط با این چین را نشان می‌دهند و شکل (۳-۵۵) نشان‌دهنده استریوگرام‌های رسم شده در نیمکره زیرین شبکه اشمیت می‌باشد.



شکل ۳-۵۴- نمایی از ناودیس Fo₂ در سازند الیکا (دید به سمت باختر).

جدول ۳-۹- داده‌های برداشت شده از ناودیس F_{02}

No	Azimuth	Dip	Dir. Dip.
1	75	45	SE
2	65	55	SE
3	63	58	SE
4	55	54	SE
5	70	40	SE
6	75	45	SE
7	55	55	SE
8	98	61	N
9	100	54	N
10	95	60	N
11	85	60	N
12	85	61	N
13	100	58	N
14	88	58	N
15	63	50	SE



شکل ۳-۵۵- الف: نمودار β و نمودار π و تعیین موقعیت خط لولا (۱۹/۰۸۱). ب: نمودار کنتور یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین دو یال (68°)، و تعیین موقعیت سطح محوری با موقعیت (۸۷/۱۶۷).

طبق نمودار π ، موقعیت خط لولای چین $19^\circ/081^\circ$ می‌باشد و موقعیت سطح محوری به صورت $87^\circ/167$ به دست آمده است. زاویه بین دو یال 68° است و طبق تقسیم‌بندی چین‌ها براساس زاویه بین دو یال در رده چین‌های بسته قرار می‌گیرد. در تقسیم‌بندی دیگر بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا (Fluty, 1964)؛ در رده چین‌های Upright - Gently Plunging (سطح محوری پرشیب و خط لولای با میل ملایم) قرار می‌گیرد.

ناودیس FO₃

این چین به صورت ناودیس در موقعیت جغرافیایی $N 36^{\circ} 01' 25/22''$ و $E 53^{\circ} 49' 11/8''$ قرار دارد (شکل ۳-۵۶). داده‌های اندازه‌گیری شده این چین در جدول (۳-۱۰) و استریوگرام‌های آن در شکل (۳-۵۷) مشاهده می‌شوند.

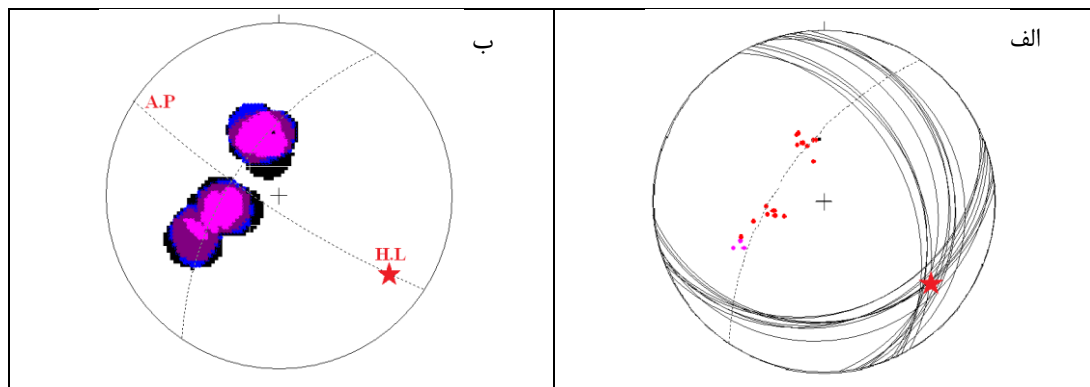
با بررسی این استریوگرام‌ها، موقعیت خط لولای چین به صورت $23^{\circ}/124^{\circ}$ به دست آمد. همچنین، سطح محوری چین نیز با موقعیت $83^{\circ}/213^{\circ}$ به دست آمده است. زاویه بین دو یال 123° است و بنابر تقسیم‌بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین دو یال (Fluty, 1964)؛ در رده ملایم قرار می‌گیرد. در تقسیم‌بندی دیگر بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا در رده چین‌های Gently plunging-upright (ایستاده با لولای با میل ملایم) قرار می‌گیرد.



شکل ۳-۵۶- تصویری از ناودیس FO₃ در سازند الیکا (دید به سمت شمال باختر).

جدول ۳-۱۰- داده‌های برداشت شده از ناودیس FO₃

NO	Azimuth	Dip	.Dir Dip.	NO2	Azimuth	Dip	.Dir Dip.
1	70	35	SE	11	175	28	NE
2	75	32	SE	12	170	25	NE
3	80	30	SE	13	160	20	NE
4	82	30	SE	14	168	28	NE
5	68	35	SE	15	165	25	NE
6	75	20	SE	16	165	35	NE
7	85	30	SE	17	155	45	NE
8	73	28	SE	18	157	44	NE
9	70	30	SE	19	150	45	NE
10	65	30	SE	20	153	50	NE



شکل ۳-۵۷- الف: نمودار β و نمودار π و تعیین موقعیت خط لولا (۲۳/۱۲۴). ب: نمودار کنتور یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین دو یال (123°)، و تعیین موقعیت سطح محوری با موقعیت (۸۳/۲۱۳).

در جدول (۱۱-۳) خلاصه‌ای از ویژگی‌های هندسی چین‌خوردگی‌های سازند الیکا به منظور مقایسه‌ی آن‌ها با یکدیگر آورده شده است.

جدول ۱۱-۳- خلاصه ویژگی‌های هندسی چین‌های رداخت شده در سازند الیکا

نام چین	سازند	سن	زاویه بین دویال	خط لولا	سطح محوری
FO ₁	الیکا	تریاس	88°	۲۱،۰۹۳	
FO ₂	الیکا	تریاس	68°	۸۷،۱۶۸	
FO ₃	الیکا	تریاس	123°	۸۳،۲۱۳	

همان‌طور که در جدول (۱۱-۳) مشاهده می‌شود، هندسه چین‌خوردگی در سازند الیکا در FO₁ و FO₂ مشابه می‌باشد اما در FO₃ هندسه‌ای نسبتاً متفاوت مشاهده می‌شود. با توجه به اینکه ضخامت

لایه‌بندی در هندسه چین‌خوردگی تأثیر به‌سزایی دارد؛ و ضخامت لایه‌بندی در FO_3 بیشتر از FO_1 و FO_2 است، می‌توان تغییر جزئی در راستای محور چین‌خوردگی FO_3 را با این موضوع مرتبط دانست.

۳-۲-۲- چین‌خوردگی سازند شمشک

سازند شمشک، مجموعه‌ای از رسوبات چند رخساره‌ای آواری، تورب و ماسه‌سنگ‌های کربناتی دریایی است که این توالی از رسوبات شیلی و ماسه‌سنگی با سن تریاس پسین- ژوراسیک زیرین تشکیل شده است. رخنمون سازند شمشک در منطقه مطالعاتی محدود بوده و از آنجایی که این واحدها توسط نهشته‌های کواترنری پوشیده شده‌اند و رخنمون‌های موجود از این سازند، به صورت لایه‌هایی با شیب واحد است، امکان بازسازی ساختاری آن‌ها به صورت چین کامل وجود ندارد.

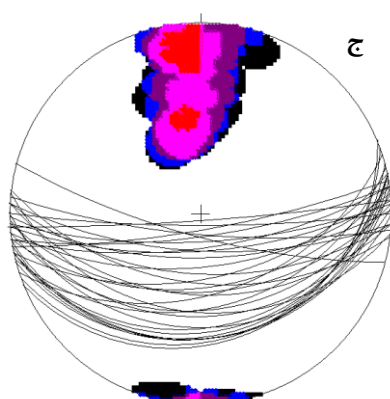
لایه‌بندی‌های این سازند در دو رخنمون اندازه‌گیری شده است که موقعیت آن‌ها بر روی نقشه زمین‌شناسی (شکل ۲-۹) با عناوین FO_4 و FO_5 آورده شده است.

رخنمون FO_4 در موقعیت جغرافیایی $18,30''$ $36^{\circ}04'$ عرض شمالی و $42,12''$ $53^{\circ}48'$ طول شرقی، در ترانشه کنار جاده (حد فاصل دو گسل عرضی شمال‌تویه و چشمه‌قلقل) قرار گرفته است (شکل ۳-۵۸-الف).

رخنمون FO_5 در موقعیت جغرافیایی $47,21''$ $36^{\circ}04'$ عرض شمالی و $39,58''$ $53^{\circ}47'$ طول شرقی در حد فاصل دو گسل مهتاب در شمال و صبور در جنوب قرار گرفته است (شکل ۳-۵۸-ب). جدول (۳-۱۲) اندازه‌گیری‌های مربوط به سطوح لایه‌بندی سازند شمشک را در این دو رخنمون نشان می‌دهد. تصویر سیکلوگرافیک این داده‌ها و کنتور قطب آن‌ها، میانگین موقعیت لایه‌بندی در این رخنمون‌ها را به صورت $N 83^{\circ}E, 60^{\circ}S$ تعیین کرده است (شکل ۳-۵۸-ج).

جدول ۳-۱۲- داده‌های برداشت شده از رخنمون‌های F04 و F05 سازند شمشک

No.	Dip.Dir	Dip	No.	Dip.Dir	Dip
1	180	85	13	178	45
2	195	80	14	168	35
3	172	80	15	170	35
4	170	83	16	160	34
5	190	90	17	158	33
6	183	74	18	172	35
7	185	81	19	180	40
8	177	78	20	168	38
9	176	74	21	174	48
10	172	75	22	168	40
11	179	71	23	165	36
12	176	87	24	160	40



شکل ۳-۵۸- الف: تصویری از لایه‌بندی سازند شمشک در رخنمون F04 (دید به سمت باختر). ب: تصویری از لایه‌بندی سازند شمشک در رخنمون F05 (دید به سمت جنوب). ج: تصویر سیکلوگرافیک موقعیت لایه‌بندی؛ میانگین سطوح لایه‌بندی به صورت $N 83^{\circ}E, 60^{\circ}S$ می‌باشد.

۳-۲-۳- چین خوردگی در سازند دلیچای

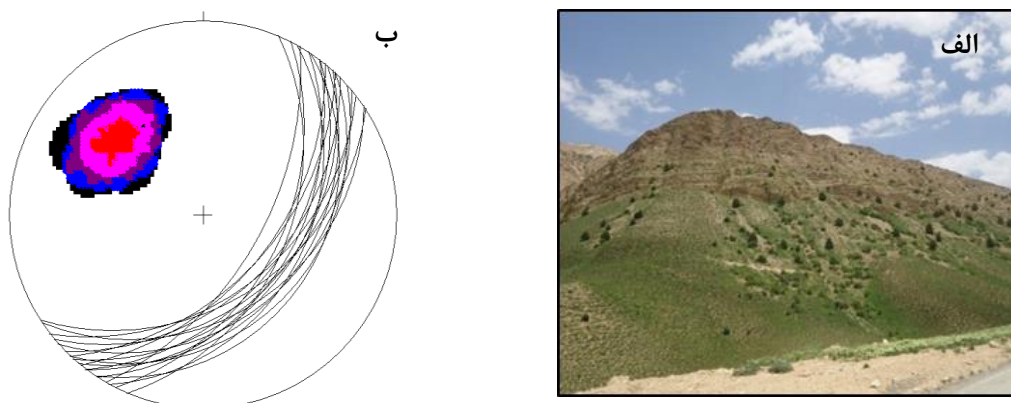
سازند دلیچای به سن ژوراسیک میانی عمدتاً از مارن و سنگ آهک مارنی تشکیل شده است. این مجموعه با ناپیوستگی فرسایشی موازی بر روی سازند شمشک جای دارد و به صورت هم شیب و تدریجی به سنگ آهک های صخره ساز سازند لار تبدیل می شود.

لایه های شیب دار این سازند در موقعیت جغرافیایی $36^{\circ}03'09.52''$ عرض شمالی و $53^{\circ}49'07.30''$ طول شرقی در سمت راست جاده ی دشت بو- کیاسر، اندازه گیری شده است. شکل (۳-۵۹-الف) تصویری از لایه های سازند دلیچای را در منطقه مورد مطالعه نشان می دهد. محل این رخنمون در نقشه زمین شناسی با عنوان F06 تعیین شده است.

داده های اندازه گیری شده از این رخنمون در جدول (۳-۱۳) آورده شده است. استریوگرام شکل (۳-۵۹-ب)، موقعیت چیره ساختار را به صورت $N 37^{\circ}E, 52^{\circ}SE$ نشان می دهد.

جدول ۳-۱۳- داده های بر داشت شده از لایه بندی سازند دلیچای

No.	Dip.Dir	Dip
1	113	53
2	117	56
3	120	65
4	127	53
5	132	49
6	140	50
7	135	55
8	119	45
9	142	55
10	123	50
11	130	44
12	129	60
13	138	44
14	127	48
15	133	40
16	124	40
17	135	58
18	146	46
19	130	50
20	122	52



شکل ۳-۵۹- الف: تصویری از لایه‌بندی سازند دلیچای (دید به سمت جنوب‌خاور). ب: تصویر سیکلوگرافیک لایه‌بندی؛ میانگین سطوح لایه‌بندی به صورت $N 40^{\circ}E, 52^{\circ}SE$ می‌باشد.

۴-۲-۳- چین‌خوردگی سازند فجن

همان‌طور که در شکل (۳-۵۰-۵) مشاهده می‌شود و در مباحث قبلی نیز ذکر شده است، سازندهای فجن، زیارت و کرج از نظر چین‌شناسی به طور هم‌شیب نسبت به یکدیگر قرار گرفته‌اند؛ در نتیجه هندسه چین‌خوردگی در هر سه سازند مشابه باشد.

موقعیت چین‌خوردگی سازند فجن در منطقه مورد مطالعه، در دو رخنمون، مورد بررسی قرار گرفته است که در نقشه زمین‌شناسی (شکل ۲-۹) با نام‌های (FO_7) و (FO_8) مشخص شده است.

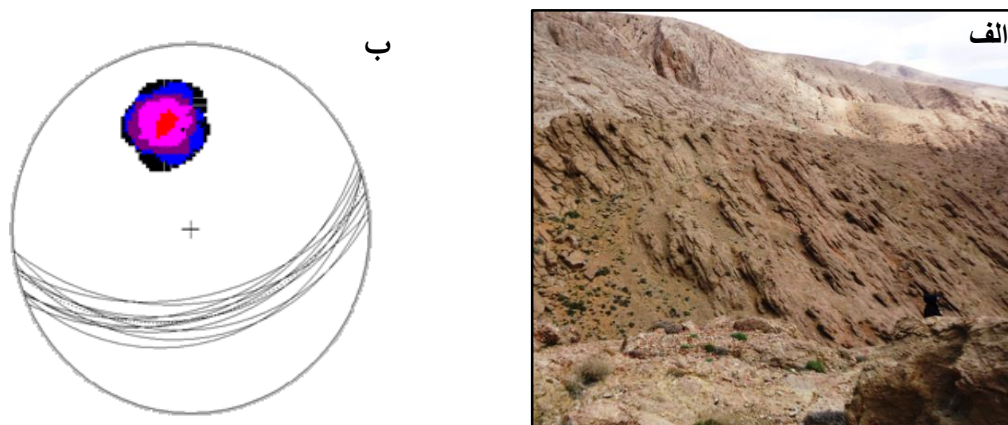
رخنمون FO_7 از سازند فجن در شمال روستای تویه (خاور منطقه مطالعاتی) در موقعیت جغرافیایی $36^{\circ}03'05.35''$ عرض شمالی و $53^{\circ}51'08.71''$ طول شرقی، در مجاورت گسل شمال تویه مورد برداشت و مطالعه قرار گرفته است.

داده‌های اندازه‌گیری شده مرتبط با این چین (FO_7) در جدول (۳-۱۴) آورده شده است و تصویری از لایه‌بندی سازند فجن در این رخنمون، در شکل (۳-۶۰-الف) مشاهده می‌شود. استریوگرام شکل (۳-۳-۵۹)

(ب) موقعیت لایه‌بندی سازند فجن را به صورت $N 63^{\circ}E, 53^{\circ}SE$ نشان می‌دهد.

جدول ۳-۱۴- داده‌های برداشت شده از لایه‌بندی سازند فجن (FO₇)

No	Dip	Dir. Dip.
1	62	158
2	56	160
3	51	159
4	46	160
5	45	153
6	47	148
7	50	153
8	49	146
9	53	152
10	55	148
11	55	144
12	60	148
13	58	153

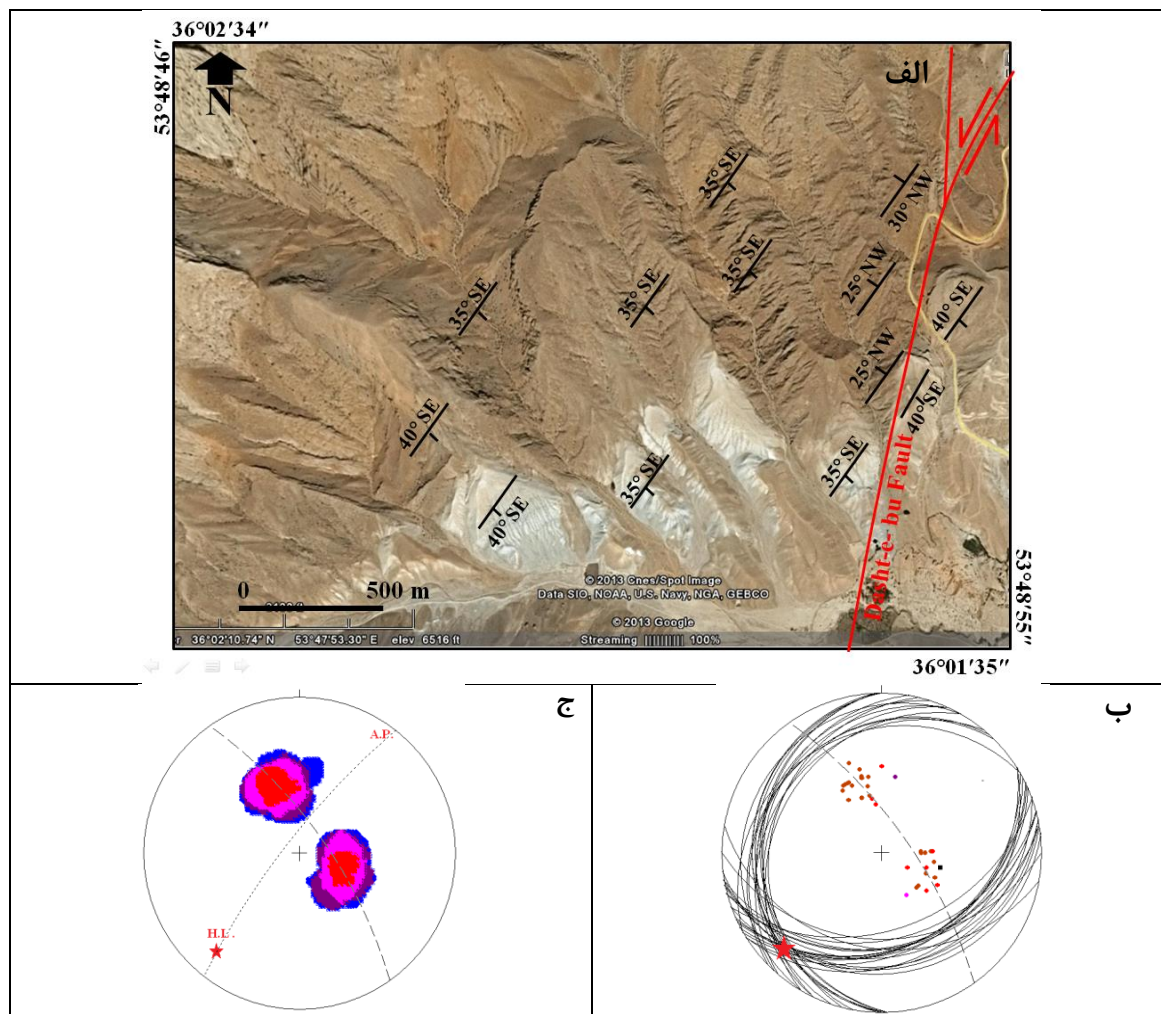


شکل ۳-۶۰- الف: تصویری از لایه‌بندی سازند فجن (دید به سمت خاور). ب: تصویر سیکلوگرافیک لایه‌بندی؛ میانگین سطوح لایه‌بندی به صورت $N 63^{\circ}E, 53^{\circ}SE$ می‌باشد.

بیشترین رخنمون از سازند فجن در بخش باختری منطقه مطالعاتی (باختر و شمال‌باختر روستای دشت‌بو) مشاهده می‌شود که در نقشه زمین‌شناسی FO₈ نام گرفته است. موقعیت لایه‌بندی این پهنه از سازند فجن در بازدیدهای میدانی به طور کامل برداشت شده (جدول ۳-۱۵)، و مورد بررسی قرار گرفته و بر روی تصویر ماهواره‌ای درج گردیده است (شکل ۳-۶۱-الف). همان‌طور که در شکل (۳-۶۱-الف) مشاهده می‌شود، جهت شیب لایه‌بندی در سازند فجن، چین‌خوردگی را به صورت ناودیس نشان می‌دهد. شکل (۳-۶۱-ب)، تصاویر سیکلوگرافیک مرتبط با این چین‌خوردگی مشاهده می‌شود.

جدول ۳-۱۵- داده‌های برداشت شده از چین خوردگی فجن (F_{08})

NO.	Dip	Dip.Dir	NO.	Dip	Dip.Dir
1	20	105	13	36	125
2	30	105	14	24	120
3	28	110	15	25	99
4	30	115	14	24	295
5	30	122	17	29	280
6	30	310	18	35	102
7	25	315	19	27	280
8	20	270	20	30	295
9	15	300	21	20	312
10	25	295	22	26	268
11	25	330	23	21	288
12	26	127	24	33	300



شکل ۳-۶۱- الف: درج موقعیت لایه‌بندی سازندهای فجن، زیارت و کرج بر روی تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google Earth؛ ب: نمودار β و تعیین موقعیت خط لولا (۱۶/۲۲۰) ج: نمودار کنتور یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین دو یال (115°)، و تعیین موقعیت سطح‌محوری با موقعیت (۸۲/۳۰۸).

نمودار π ، نشان دهنده خط لولای چین با موقعیت ۱۶/۲۲۰ می باشد. سطح محوری این چین به موقعیت ۸۲/۳۰۸ به دست آمده است. زاویه بین دو یال 115° است و بنابر تقسیم بندی چین ها بر اساس زاویه بین دو یال (Fluty, 1964)؛ در رده چین های باز قرار می گیرد. در تقسیم بندی دیگر بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا (Fluty, 1964)؛ در رده چین های Gently plunging - upright (ایستاده با میل لولای ملایم) قرار می گیرد.

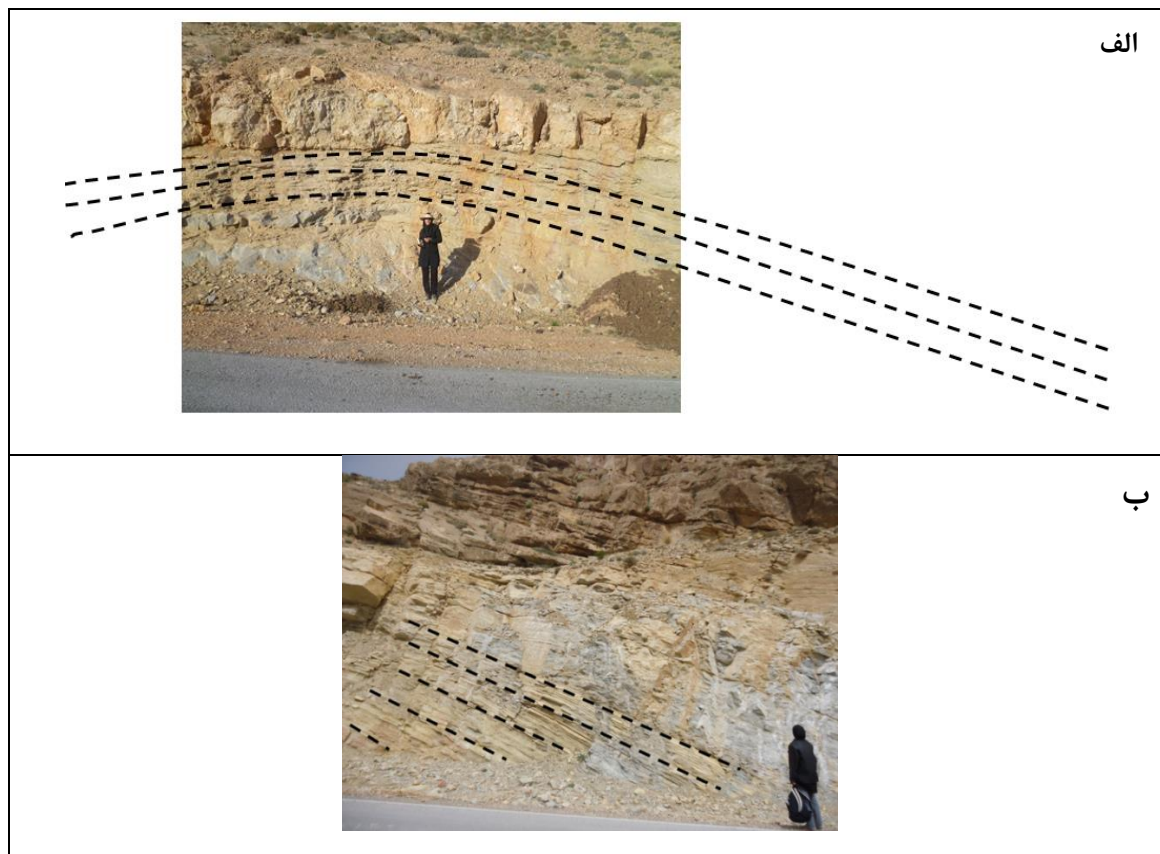
۳-۲-۵- چین خوردگی در سازند زیارت

این چین در سازند زیارت در جنوب باختر روستای دشت بو (جاده آسفalte دشت بو-کیاسر) در موقعیت جغرافیایی $36^\circ 02' 12''$ عرض شمالی و $53^\circ 48' 44''$ طول شرقی قرار دارد (شکل ۳-۶۲-الف). موقعیت این چین در نقشه زمین شناسی (شکل ۲-۹)، با عنوان (F09) تعیین شده است.

با توجه به هم شیب بودن و پیوسته بودن دو سازند فجن و زیارت، انتظار می رود چین خوردگی در این سازند با سازند فجن هندسه یکسان داشته باشد. اندازه گیری های به دست آمده از لایه بندی های سازند زیارت در نقاط مختلف منطقه مطالعاتی، میانگین لایه بندی را به صورت $40^\circ SE$, $75^\circ E$ نشان می دهد؛ بنابراین چین خوردگی نشان داده شده در شکل (شکل ۳-۶۲-الف) می تواند مربوط به منطقه لولای یک چین بزرگ تر باشد. با توجه به اندازه گیری های موجود از این سازند در سایر نقاط در منطقه (شکل ۳-۶۱-ب)، این چین بازسازی شده و در رسم تصاویر سیکلوگرافیک، تمامی اندازه گیری های به دست آمده از این سازند به کار گرفته شده است (جدول ۳-۱۶). استریوگرام های مربوط به اندازه گیری های این چین در شکل (۳-۶۳) مشاهده می شود.

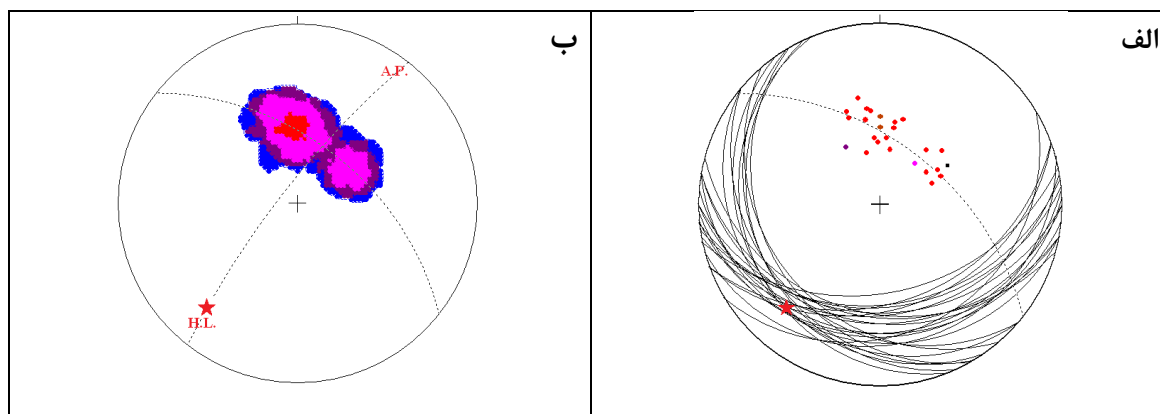
نمودار π ، نشان دهنده خط لولای چین با موقعیت ۲۶/۲۱۹ می باشد. سطح محوری این چین به موقعیت ۸۶/۳۰۷ به دست آمده است. زاویه بین دو یال 117° است و بنابر تقسیم بندی چین ها بر اساس زاویه بین دو یال (Fluty, 1964)؛ در رده چین های باز قرار می گیرد.

در تقسیم‌بندی دیگر بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا (Fluty, 1964): در رده چین‌های Gently plunging - upright (ایستاده با لولای میل ملایم) قرار می‌گیرد.



شکل ۳-۶۲- الف نمای از چین خوردگی در سازند زیارت در جنوب‌باختر روستای دشت‌بو که منطقه لولای چین بزرگ‌تر را نشان می‌دهد (دید به سمت شمال‌خاور)؛ ب: لایه‌بندی سازند زیارت در فاصله‌ی دوپست متری از تصویر الف که یال خاوری چین را نشان می‌دهد. (دید عکس‌ها به سمت شمال‌خاور)
جدول ۳-۱۶- داده‌های برداشت شده از چین‌خوردگی سازند زیارت

No	Dip	Dir. Dip.
1	35	180
2	30	175
3	32	160
4	25	190
5	35	240
6	25	235
7	32	220
8	24	220
9	30	245
10	37	229
11	30	239
12	25	248
13	23	165
14	24	169
15	25	149



شکل ۳-۶۳- استریوگرام‌های موقعیت‌های برداشت شده از لایه‌بندی چین؛ الف: نمودار β و نمودار π و تعیین موقعیت خط لولا (۲۶/۲۱۹) و تعیین موقعیت سطح محوری با موقعیت (۸۶/۳۰۷). ب: نمودار کنترل یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین دو یال (117°).

مقایسه استریوگرام‌های مربوط به چین خوردگی سازند زیارت با استریوگرام‌های چین خوردگی سازند فجن، یکسانی نسبی را در موقعیت عناصر هندسی چین خوردگی دو سازند نشان می‌دهد (جدول ۳-۱۷).

جدول ۳-۱۷: خلاصه‌ای از ویژگی‌های هندسی چین خوردگی‌های فجن و زیارت

نام چین	سازند	سن	زاویه بین دویال	خط لولا	سطح محوری	استریوگرام
FO ₈	فجن	پالئوسن	115°	۱۶/۲۲۰	۸۲/۳۰۸	
FO ₉	زیارت	ائوسن زیرین	117°	۲۶/۲۱۹	۸۶/۳۰۷	

همانطور که در جدول بالا مشاهده می‌شود، هندسه چین خوردگی در سازندهای فجن و زیارت یکسان می‌باشد.

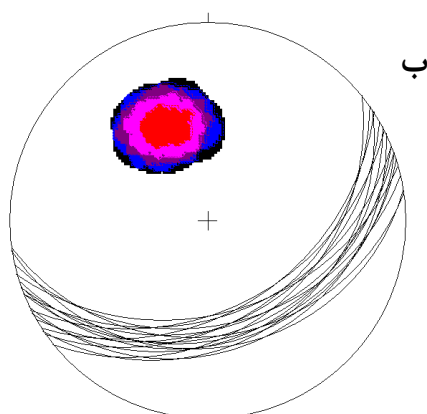
۳-۲-۶- چین خوردگی در سازند کرج

سازند کرج شامل توالی به نسبت ستبری از توفهای سبزرنگ، سنگهای رسوبی و گدازههای آتش فشانی است. این سازند به صورت هم‌شیب و پیوسته با سازندهای فجن و زیارت قرار گرفته است. تنها رخنمون‌های موجود از این سازند در منطقه مطالعاتی، به جنوب‌باختر روستای دشت‌بو و به صورت لایه‌های با شیب واحد محدود شده است. در نقشه زمین‌شناسی شکل (۲-۹) محدوده رخنمون این سازند با عنوان (FO₁₀) مشخص شده است.

اندازه‌گیری‌های انجام شده از سازند کرج در جدول (۳-۱۸) آورده شده و شکل (۳-۶۴) تصویری از لایه‌بندی در این سازند به همراه استریوگرام رسم شده از لایه‌بندی آن را نشان می‌دهد. میانگین موقعیت لایه‌بندی سازند کرج در منطقه به صورت $N 75^{\circ}E, 40^{\circ}SE$ می‌باشد.

جدول ۳-۱۸- داده‌های برداشت شده از لایه‌های شیب‌دار سازند کرج

No.	Dip. Dir	Dip
1	162	40
2	160	45
3	160	38
4	158	42
5	152	40
6	153	53
7	164	51
8	167	46
9	150	47
10	147	52
11	155	45
12	158	40
13	150	42
15	158	51
16	141	44
17	146	38
18	145	48
19	154	35
20	172	41
21	170	36
22	165	55



شکل ۳-۶۴- الف: تصویری از لایه بندی سازند کرج (دید به سمت خاور). ب: تصویر سیکلوگرافیک لایه بندی؛ میانگین سطوح لایه بندی به صورت $N 70^{\circ}E, 40^{\circ}SE$ می باشد.

فصل چهارم

بحث و نتیجه‌گیری

طی مطالعات انجام شده و اطلاعات بدست آمده از ساختارهای منطقه، در این فصل به تشریح نتایج بدست آمده از مطالب ارائه شده در فصل‌های پیشین پرداخته شده است.

گسل‌های عرضی شمال‌تویه، چشمه‌قلقل و دشت‌بو با راستای تقریبی شمالی-جنوبی و شمال‌شمال‌باختر-جنوب‌جنوب‌خاور، در منطقه مطالعاتی همانند دیگر گسل‌های عرضی موجود در کمربند چین‌خورده-رانده البرز (منطقه غزنوی، گردنه آهوان و ...) (شکل ۴-۱)، محدود به گسل‌های اصلی (گسل‌های با راستای شمال‌خاور-جنوب‌باختر) و به صورت مورب نسبت به آن‌ها قرار گرفته‌اند و طول آن‌ها در مقایسه با گسل‌های اصلی کمتر می‌باشد.

در این فصل، سعی شده است تا با بررسی منشأ گسل‌های عرضی در منطقه به عنوان مهم‌ترین هدف انجام این پژوهش و ارتباط هندسی، جنبشی آن‌ها با گسل‌های طولی منطقه بررسی شود. در این صورت می‌توان به شناخت بهتری از تحولات تکتونیکی منطقه مورد مطالعه به عنوان بخشی از زون البرز خاوری دست یافت.



شکل ۴-۱- نمایش نمونه‌ای از گسل‌های عرضی با راستای تقریبی شمالی-جنوبی در البرز خاوری؛ الف: روستای غزنوی واقع در منطقه خوش‌بیلاق. ب: گردنه آهوان (سمنان).

۴-۱- الگوی هندسی و حرکتی (سینماتیک) گسل‌ها

۴-۱-۱- گسل میلا:

گسل میلا با طول تقریبی ۳۰ کیلومتر در بخش جنوبی منطقه مطالعاتی قرار گرفته است. این گسل با راستای شمال‌خاوری - جنوب‌باختری و شیب به سمت جنوب‌خاور ($N57^{\circ}E, 78^{\circ}SE$) دارای سازوکار معکوس همراه با مؤلفه بسیار کوچک راستالغز چپ‌بر می‌باشد که باعث رانده شدن سازندهای آهکی الیکا و لار بر روی مارن‌های کرج شده است.

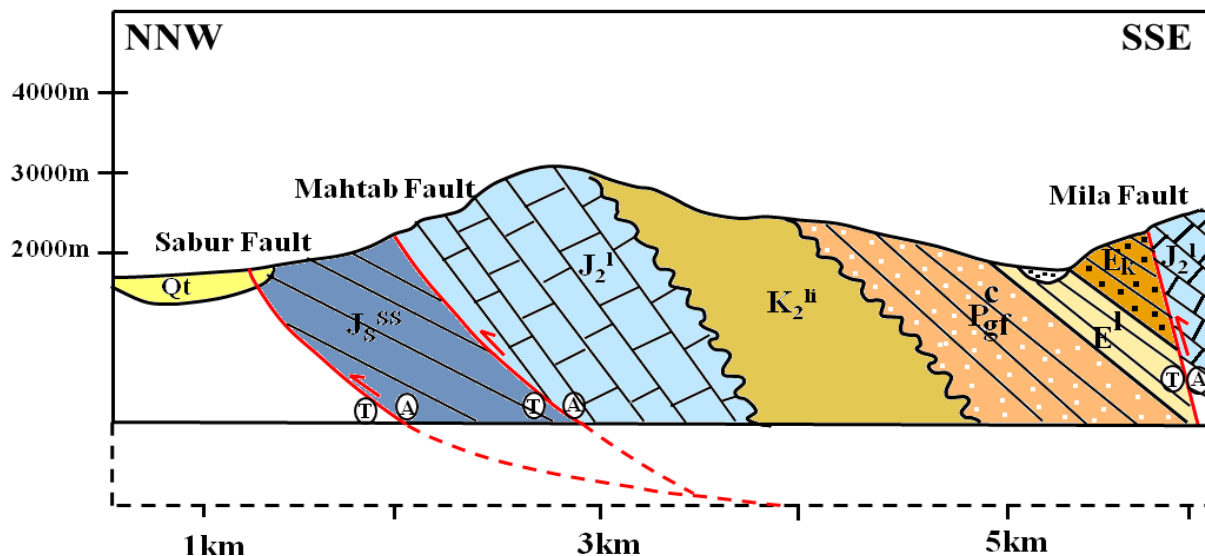
۴-۱-۲- گسل مهتاب:

گسل مهتاب در بخش شمالی منطقه با درازایی حدود ۲۷ کیلومتر، به موازات گسل آستانه و صبور قرار گرفته است و دارای راستای شمال‌خاوری - جنوب‌باختری با شیب به سمت جنوب‌جنوب‌خاور ($N63^{\circ}E, 63^{\circ}SE$) می‌باشد. اگرچه شواهد چینه‌نگاری طبیعی بودن مرز سازندهای لار و شمشک را ثابت می‌کنند اما برش گسلی، افراز گسلی و خش‌لغزهای موجود بر سطوح این گسل نشان دهنده گسلی بودن این مرز است. سازوکار گسل مهتاب معکوس در فاز قدیمی تنش و راستالغز چپ‌بر در فاز جدید می‌باشد.

۴-۱-۳- گسل کواترنری صبور

گسل صبور با راستای شمال‌خاوری - جنوب‌باختری و شیب به سمت جنوب‌جنوب‌خار، باعث رانده شدن واحد شیل و ماسه‌سنگی شمشک بر روی رسوبات کواترنری شده است که نشان از معکوس بودن مؤلفه شیب‌لغز گسل می‌باشد. جابجایی چپ‌بر آبراهه‌ها در مسیر این گسل مؤلفه راستالغز گسل را به صورت چپ‌بر نشان می‌دهند.

با توجه به سازوکار و هندسه مشابه دو گسل صبور و مهتاب و فاصله اندک آن‌ها در سطح زمین، به نظر می‌رسد این دو گسل در عمق به یکدیگر رسیده و گسل واحدی را تشکیل می‌دهند (شکل ۴-۲).



شکل ۴-۲- مقطع عرضی رسم شده از سه گسل اصلی میلا، مهتاب و صبور؛ دو گسل مهتاب و صبور در عمق به هم رسیده و گسل واحدی را تشکیل می‌دهند.

۴-۱-۴- گسل شمال تویه

گسل شمال تویه با روند کلی شمال‌باختری - جنوب‌خاوری و شیب به سمت جنوب باختر (50°SW ، 40°E)، یکی از گسل‌های عرضی منطقه است که دارای سازوکار معکوس همراه با مؤلفه راستالغز راست‌بر می‌باشد.

ناگفته نماند که مؤلفه راستالغز این گسل به بزرگی آنچه که در تصاویر ماهواره‌ای دیده می‌شود، نمی‌باشد که این امر حاکی از رویداد جدایش ظاهری (separation) بر روی این گسل است.

۴-۱-۵- گسل چشمه قلقل:

گسل چشمه قلقل یکی دیگر از گسل‌های عرضی منطقه با راستای شمال‌باختری - جنوب‌خاوری با شیب به سمت جنوب باختر (45°E ، 70°SW) است که دارای سازوکار معکوس همراه با مؤلفه راستالغز راست‌بر می‌باشد.

قابل ذکر است که سازوکار دو گسل چشمه‌قلقل و شمال تویه، با سازوکار گسل‌های ناحیه‌ای و بزرگ ایران که راستای NW-SE (زاگرسی) دارند هماهنگ است.

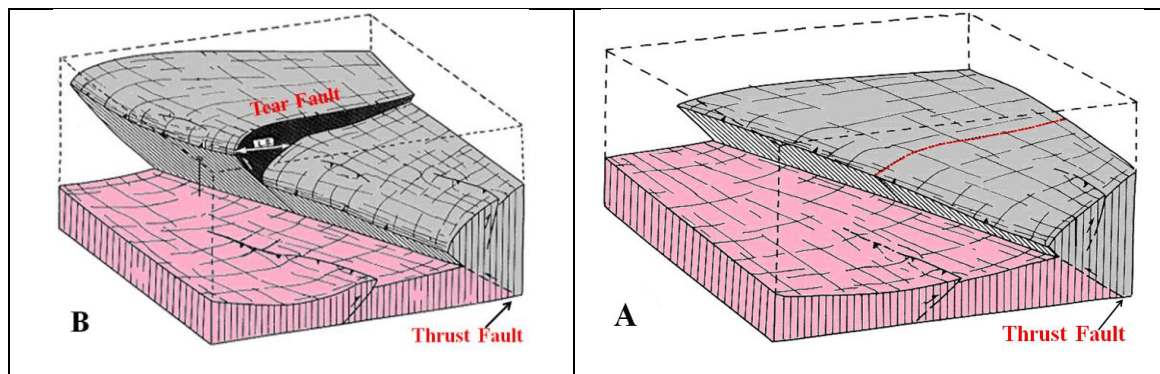
۴-۱-۶- گسل دشت‌بو:

گسل دشت‌بو با راستای شمال‌شمال‌خاور - جنوب‌جنوب‌باختر ($N15^{\circ}E, 72^{\circ}E$) یکی از مهم‌ترین گسل‌های عرضی منطقه می‌باشد که تأثیر بسزایی در دگرریختی سنوزوئیک منطقه داشته است. این گسل دو دسته خراش گسلی با ریک‌های متفاوت را بر روی سطوح گسلی خود به همراه دارد که نشان‌دهنده تأثیر حداقل دو فاز حرکتی بر روی آن می‌باشد. با توجه به قطع شدن خراش‌های گسلی با ریک بیشتر توسط خراش‌های گسلی افقی، می‌توان سازوکار کنونی گسل را راستالغز چپ‌بر معرفی نمود.

۴-۱-۷- منشأ گسل‌های عرضی

از آن‌جا که رشته‌کوه البرز یک کمربند چین‌خورده - رانده می‌باشد و امکان جابجایی متفاوت در دو سوی ورقه‌های راندگی این کمربند وجود دارد، گسل‌های عرضی را می‌توان به عنوان گسل‌های پارگی (Tear Fault) مرتبط با ورقه‌های راندگی این رشته‌کوه در نظر گرفت.

گسل پارگی، نوعی گسل راستالغز فرعی است که در کمربندهای چین و رانده دیده می‌شود و جابجایی متفاوت را در دو سوی خود امکان‌پذیر می‌نماید. گسله پارگی به طور معمول به فرادیواره گسل‌های راندگی محدود می‌شود و به درون فرودیواره نفوذ نمی‌نماید (قاسمی، ۱۳۸۷). شکل (۳-۴)، تصویری سه بعدی از ارتباط گسل‌های پارگی و ورقه‌های راندگی را نشان می‌دهد.



شکل ۳-۴- ارتباط هندسی و جنبشی گسل‌های پارگی با ورقه‌های راندگی. A: جابجایی متفاوت در ورقه راندگی و تشکیل نقاط ضعف. B: ادامه جابجایی و حرکت ورقه راندگی و تشکیل گسل پارگی (برگرفته از Donal S.Ston, 2003).

در منطقه مورد مطالعه، جهت راندگی‌ها به سوی شمال است و گسل چشمه‌قلقل به صورت یک گسل پارگی راست‌بر عمل نموده و در نتیجه آن بلوک باختری پیشروی بیشتری نسبت به بلوک خاوری، رو به شمال داشته است.

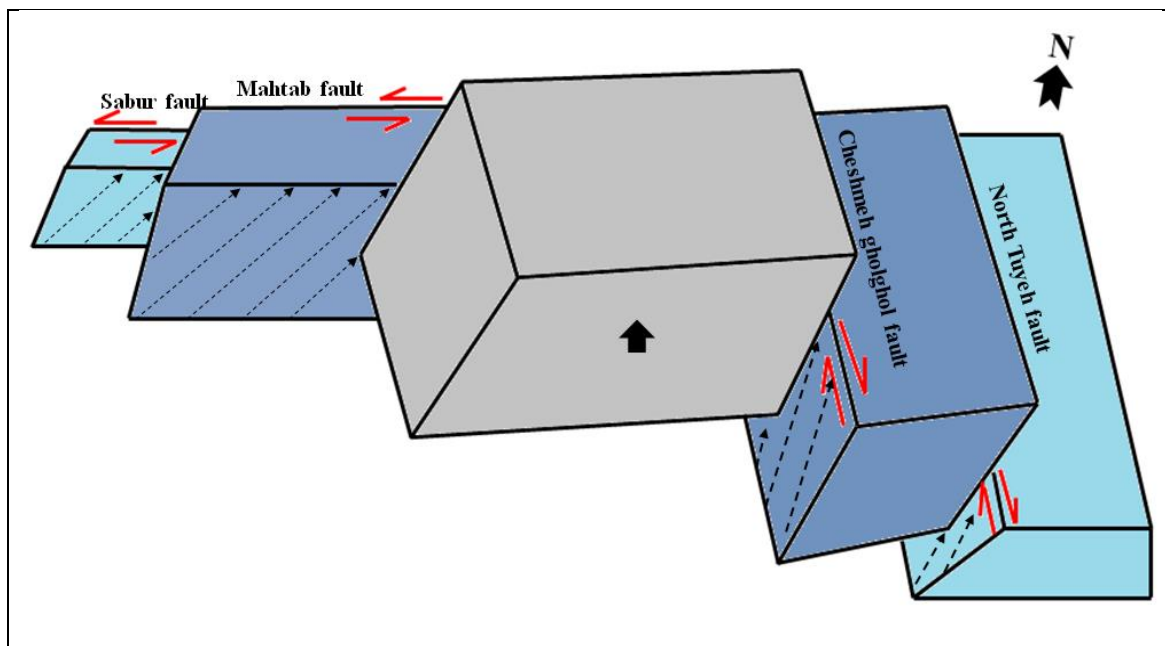
همانطور که در شکل (۱-۳) مشاهده می‌شود، میزان اختلاف مکانی در دو طرف دره تویه‌دروار توسط گسل پارگی چشمه‌قلقل که بر راندگی گسل مهتاب اثر نموده ۴۷۰۰ متر می‌باشد. گسل‌های شمال تویه و دشت‌بو با تأخیر به مجموعه فوق اضافه شده‌اند.

اشاره می‌شود که دره تویه‌دروار در این مکان توسط این گسل‌های عرضی ایجاد شده است و بعد از گسل آستانه، این گسل‌ها به سمت شمال ادامه ندارند.

۴-۱-۸- ارتباط هندسی و جنبشی گسل‌های عرضی و گسل‌های طولی

گسل‌های شمال تویه و چشمه‌قلقل با هندسه و سازوکار مشابه (راستای کلی شمال‌باختری-جنوب‌خاوری و سازوکار معکوس همراه با مؤلفه راستالغز راست‌بر)، در پایانه‌ی شمال‌باختری خود به گسل‌های مهتاب و صبور رسیده و مستهلک می‌شوند؛ بدین گونه که حرکت چپ‌بر گسل صبور و مهتاب در پایانه‌ی خاوری آن‌ها به پایانه‌ی شمال‌باختری گسل شمال تویه و چشمه‌قلقل انتقال یافته است. بدین ترتیب، گسل صبور و مهتاب را می‌توان گسل انتقالی (Transfer Fault) برای دو گسل عرضی شمال تویه و چشمه‌قلقل در نظر گرفت.

در نمودار سه‌بعدی شکل (۴-۴)، ارتباط هندسی و جنبشی بین گسل‌های مورد بحث نشان داده شده است. با توجه به همبستگی جنبشی این گسل‌ها با یکدیگر، و از آنجایی که گسل صبور یک گسل کواترنری است، گسل‌های شمال‌تویه و چشمه‌قلقل را می‌توان یک گسل کواترنری معرفی نمود.

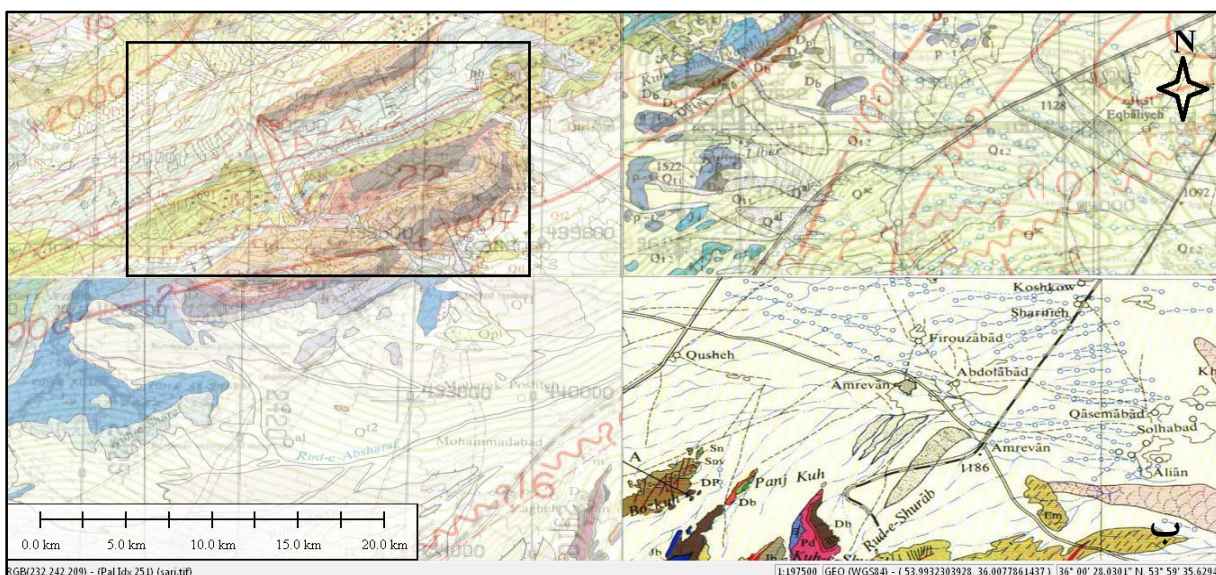
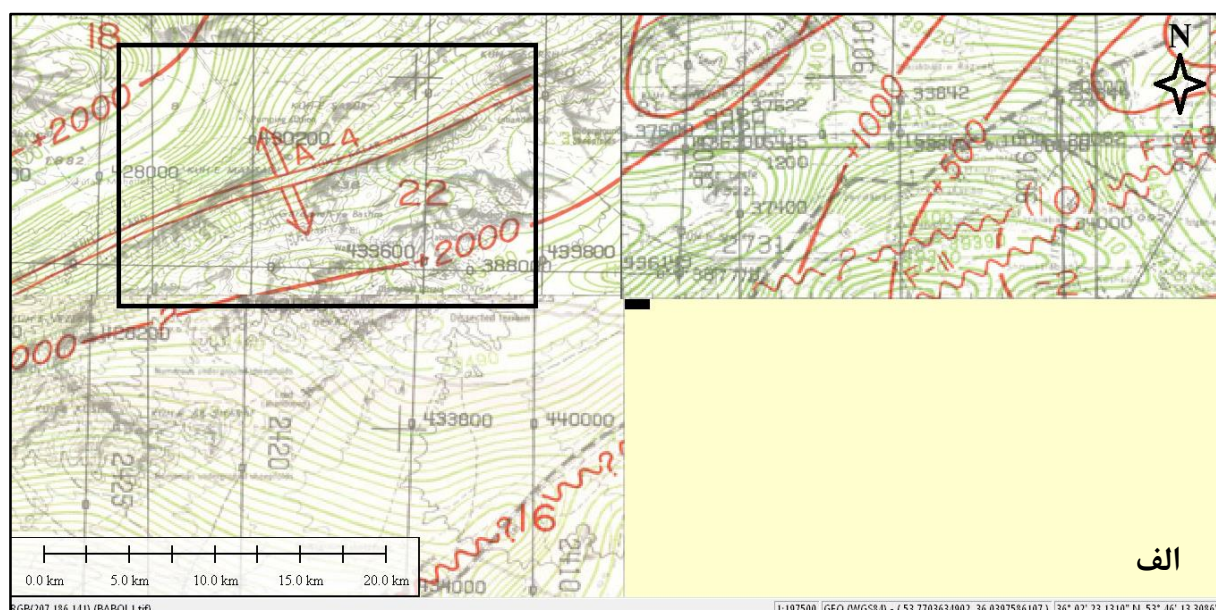


شکل ۴-۴- نمودار سه بعدی نشان‌دهنده ارتباط هندسی و جنبشی گسل‌های عرضی و گسل‌های اصلی منطقه و چگونگی جابجایی در امتداد آن‌ها؛ بردار مشکی جهت فشار را در پهنه مورد بحث نشان می‌دهد.

از دیگر بررسی‌های انجام گرفته در این پژوهش، بررسی نقشه‌های هوامغناطیس و انطباق آن‌ها با نقشه‌های زمین‌شناسی در محدوده منطقه مطالعاتی به منظور شناسایی گسل‌های پی‌سنگی می‌باشد. بدین منظور، موزاییکی از چهار نقشه زمین‌شناسی ساری، گرگان، تروند و سمنان با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، به همراه نقشه‌های هوامغناطیس ورقه‌های بابل، گرگان و سمنان با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، در محیط نرم افزار Global mapper تهیه گردیده است (شکل ۴-۵).

همانطور که در شکل (۴-۵- الف) مشاهده می‌شود، هیچ‌یک از خطواره‌های مغناطیسی مرتبط با گسلش سطحی درج شده در نقشه، در محدوده مطالعاتی انطباق ندارد؛ و تنها خطواره‌های مشاهده شده مرتبط با تاقدیس پی‌سنگی و کنتور عمق پی‌سنگ نسبت به سطح دریا، می‌باشد. از طرفی

تعدادی خطواره مغناطیسی در ورقه‌های سمنان و گرگان مشاهده می‌شود که در فاصله‌ی نسبتاً نزدیکی از گسل عطاری قرار گرفته‌اند.



شکل ۴-۵- الف: موزاییک نقشه‌های هوا مغناطیس ورقه‌های ۱:۲۵۰۰۰ ساری، گرگان و سمنان (فضای خالی در شکل الف مربوط به نقشه هوا مغناطیس تروند می‌باشد)؛ ب: روی هم اندازی نقشه‌های زمین‌شناسی با نقشه‌های هوا مغناطیس.

آنچه که حائز اهمیت است، نبود خطواره‌های مغناطیسی با روند تقریبی شمالی-جنوبی هم‌روند گسل‌های عرضی منطقه، می‌باشد. بنابراین، می‌توان اینگونه بیان نمود که گسل‌های عرضی موجود در منطقه مطالعاتی و محدوده اطراف آن از نوع پی‌سنگی نمی‌باشند. این موضوع می‌تواند تأییدی بر این باشد که گسل‌های عرضی در منطقه و سایر نقاط از نوع گسل‌های پارگی و مرتبط با گسل‌های راندگی باشند.

به طور کل، تکتونیک فعال در البرزخاوری، نشان‌دهنده حرکت شمالی - جنوبی در این منطقه می‌باشد (Hollingworth et al., 2010) و راندگی‌هایی مانند خزر در شمال و سیستم گسلش معکوس چپ‌بر در لبه جنوبی، می‌تواند پیامد این حرکت باشد.

با توجه به سازوکارهای بدست آمده از گسل‌های منطقه و با توجه به اینکه بخش نسبتاً وسیعی از منطقه توسط واحدهای سنوزوئیک پوشیده شده و همچنین رانده شدن سازندهای قدیمی‌تر بر روی این واحدها، می‌توان تکامل ساختاری منطقه را در ارتباط با آخرین مراحل کوهزایی آلپی در نظر گرفت. در مرز ائوسن - الیگوسن، رخداد زمین‌ساختی پیرنئن موجب خروج گسترده البرز جنوبی از آب شده که به همین جهت سنگ‌های الیگوسن و حتی نئوژن البرز جنوبی گسترش محدودی را دارند و اغلب ردیف‌های انباشته شده در حوضچه‌های بین‌کوهی با شرایط اکسیدی هستند (آقانباتی، ۱۳۸۳).

(Hollingworth et al., 2010; Ritz & et al., 2006)، حرکت رو به باختر پوسته اقیانوسی خزر را در شروع میوسن علت قرارگیری سیستم البرز تحت تأثیر حرکت چپ‌بر قرار می‌دانند که طی این حرکات گسل‌های اصلی البرز خاوری از جمله آستانه، عطاری و شمال شاهرود دارای حرکت راستالغز چپ‌بر گردیدند.

طی سالیان گذشته، در بخش‌های مختلف ایران از جمله البرز، مطالعات ژئودزی متعددی انجام گرفته است که نرخ جابجایی در نواحی مختلف محاسبه گشته است.

در این راستا Djamour & Bayer (2005)، به اندازه‌گیری‌های ژئودزیکی در محدوده البرز پرداختند و کوتاه‌شدگی کنونی البرز را عمدتاً محدود به دامنه شمالی و حرکت امتدادی چپ‌بر بر روی گسل‌های اصلی را محدود به دامنه جنوبی می‌دانند. vernant و همکاران (۲۰۰۴)، با اندازه‌گیری‌های سرعت و حرکت پوسته در نقاط مختلف ایران با استفاده از سامانه اطلاعات جغرافیایی (GPS)، میزان کوتاه‌شدگی را در این ناحیه حدود ۸ میلی‌متر در سال برآورد کرده‌اند (شکل ۴-۶).

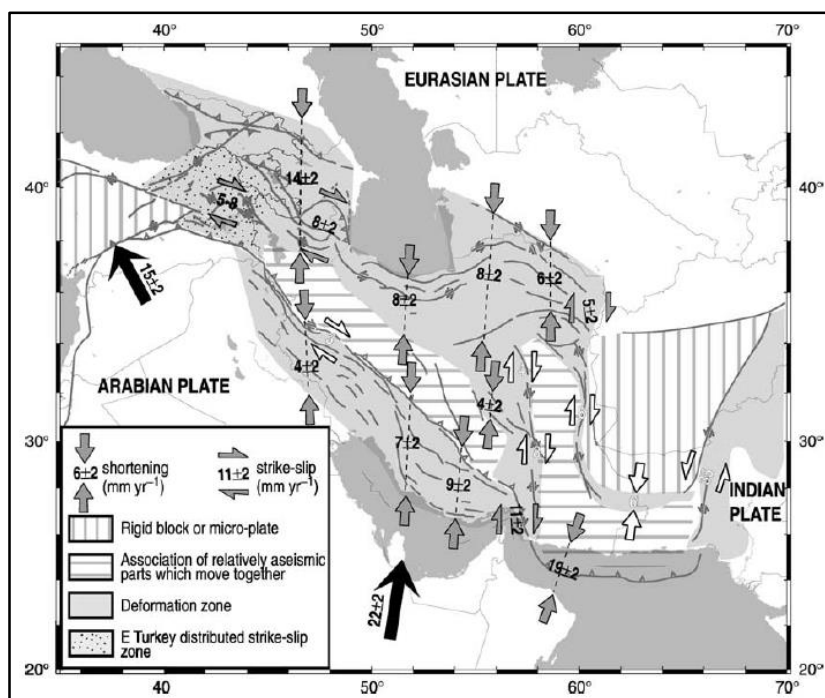
همچنین محققین بسیاری طی مطالعات خود به بررسی جهت تنش در بازه‌های زمانی گوناگون در محدوده البرز پرداخته‌اند. از جمله امیدی و همکاران (۱۳۸۱)، در بازسازی تنش کواترنری بر مبنای تحلیل لغزش گسل‌ها در نیمه جنوبی البرز خاوری، جهت تنش بیشینه را به سمت شمال‌شمال‌خاوری معرفی کرده‌اند.

همچنین Golonka (۲۰۰۷)، اینطور بیان می‌دارد که با حرکت رو به باختر خزر جنوبی در زمان پلیوسن نسبت به ایران، جهت تنش بیشینه از حالت شمالی- جنوبی به حالت شمال‌خاوری- جنوب- باختری تغییر روند داده و تا کنون ادامه دارد در همین راستا می‌توان به تعیین جهت تنش بیشینه در محدوده البرز توسط ورنانت و همکاران (Vernant et al., 2004) اشاره نمود که علاوه بر تعیین نرخ کوتاه‌شدگی در البرز به تعیین جهت تنش در بخش‌های مختلف کشور پرداخته و برای منطقه البرز و بویژه منطقه مورد مطالعه در این پژوهش، راستای تقریبی شمالی - جنوبی را برای جهت تنش بیشینه تعیین کرده‌اند که نشان‌دهنده رژیم زمین‌ساختی جاری در کشور است و می‌تواند الگوی نوزمین‌ساختی را نیز به نمایش بگذارد (شکل ۴-۷).

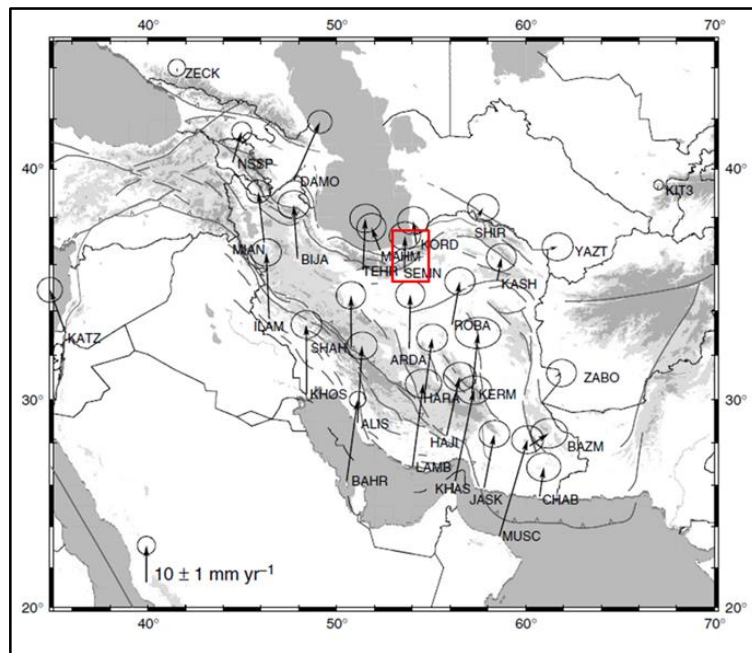
در این پژوهش، با توجه به وجود سازندهای سنوزوئیک در منطقه مانند کرج، زیارت و فجن، با استفاده از تحلیل لغزش گسل‌ها، موقعیت تنش در بازه زمانی سنوزوئیک تعیین گردید. بدین منظور داده‌های لغزش گسل جمع‌آوری شده از سازندهای مذکور در مطالعات صحرائی به کار گرفته شده و

برای حصول اطمینان از نتیجه از دو نرم‌افزار T-TECTO و Tectonics FP استفاده گردیده است (شکل ۴-۸).

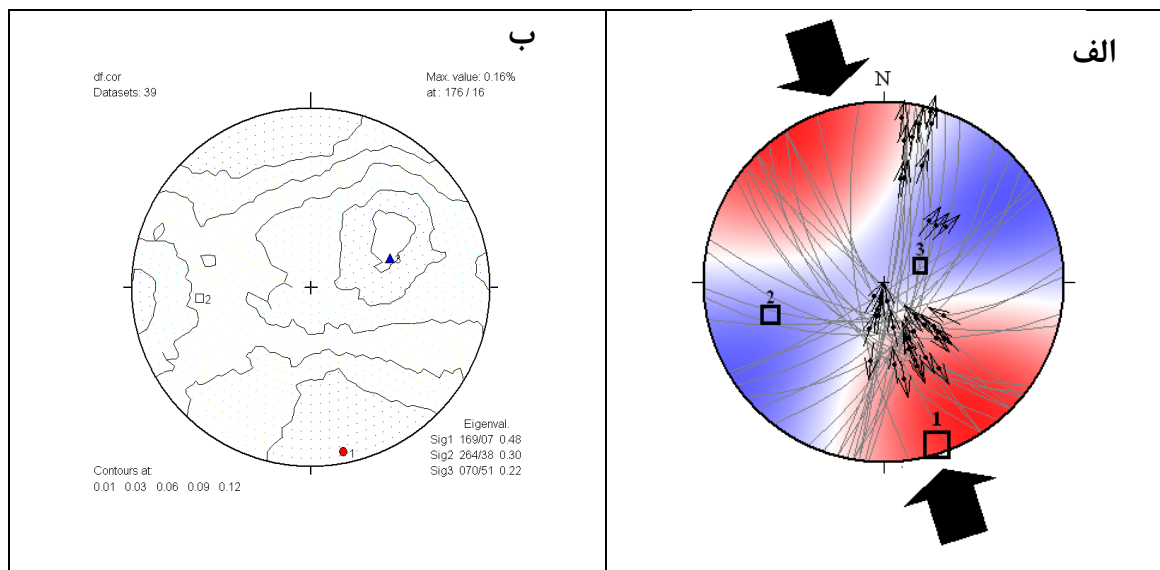
نتایج به‌دست آمده حاکی است که جهت تنش بیشینه به‌دست آمده در بازهٔ سنوزوئیک با الگوی تنش بیشینه در رژیم زمین‌ساختی جاری (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) هماهنگی قابل قبولی دارد.



شکل ۴-۶- نمایش نتایج بررسی‌های ورنانت و همکاران (Vernant et al 2004)؛ پیکان‌های سیاه نشانگر جنبش صفحهٔ عربستان نسبت به اوراسیا می‌باشند. پیکان‌های خاکستری نرخ‌های دگرشکلی اندازه‌گیری شده توسط GPS را نشان می‌دهند.



شکل ۴-۷- نمایش تعیین جهت تنش بیشینه به همراه میزان فشردگی در نواحی مختلف ایران (برگرفته از vernant et al 2004)؛ منطقه مورد مطالعه در این پژوهش بخشی از منطقه قرمز رنگ مشخص شده بر روی تصویر می‌باشد که نشان‌دهنده راستای شمالی- جنوبی جهت تنش بیشینه می‌باشد.

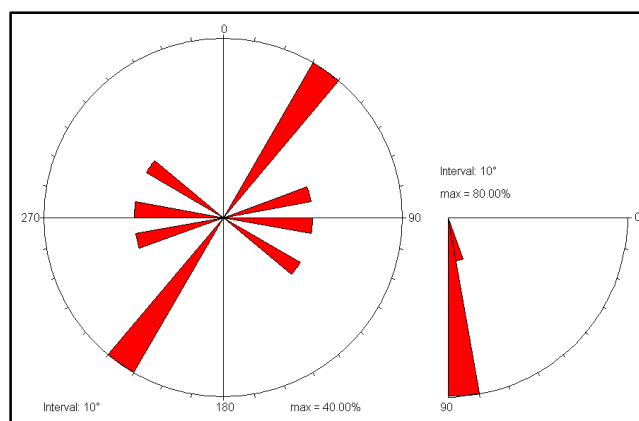


شکل ۴-۸- تعیین جهت محورهای اصلی تنش در بازه زمانی سنوزوئیک و نمایش ارتباط سوی تنش بیشینه با سازوکار گسل‌های منطقه؛ الف: در محیط نرم‌افزار T-TECTO؛ ب: در محیط نرم‌افزار Tectonics FP.

۴-۲- الگوی چین خوردگی

نتایج بررسی چین‌خوردگی‌های منطقه مورد مطالعه، نشان‌دهنده پیروی کردن غالب این چین‌ها از روند ساختاری البرز خاوری (شمال‌خاور - جنوب‌باختر) می‌باشد (شکل ۴-۹).

مطالعه وضعیت چین‌خوردگی در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که چین‌ها، بر مبنای زاویه بین دو یال، بطور عمده در رده باز (Open) و به تعداد محدودتری در رده ملایم (Gentle) و بسته (Closed) قرار دارند (جدول ۴-۱).

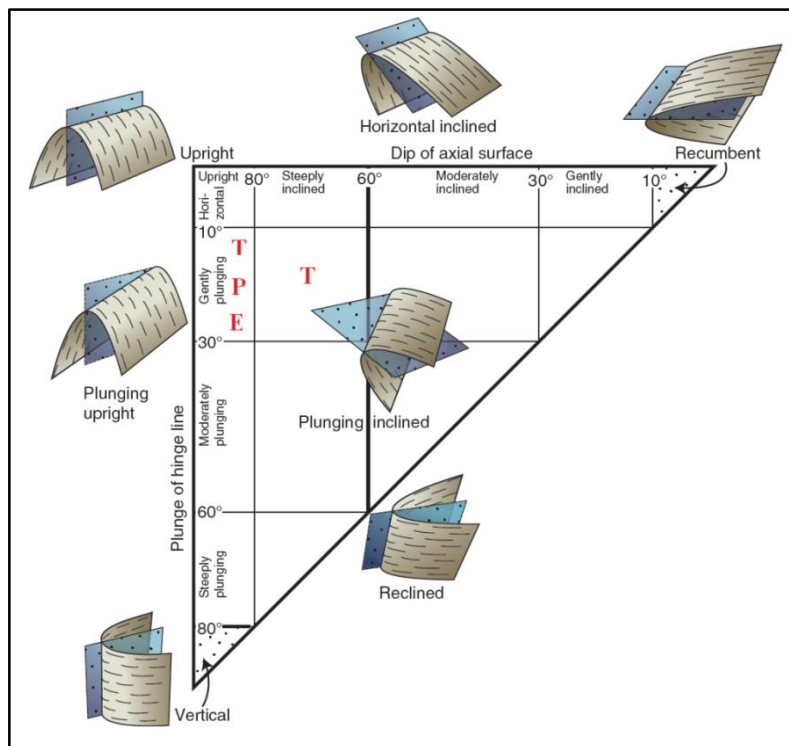


شکل ۴-۹ - نمودار گل سرخی سطوح محوری چین‌ها؛ الف- نمودار گل سرخی امتدادی که روند غالب شمال خاوری - جنوب باختری را نشان می‌دهد؛ ب- نمودار گل سرخی شیبی؛ تمامی سطوح محوری چین‌ها دارای شیب بین ۸۰ تا ۹۰ درجه می‌باشند.

جدول ۴-۱ - طبقه‌بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین یال‌ها (Fleuty 1964)
(T تریاس)، (p پالتوسن)، (E ائوسن).

	Description of fold	Interlimb angle
T	Gentle	180 – 120°
T – P – E	Open	120 – 70
T	Close	70 – 30°
	Isoclinal	30 – 0°

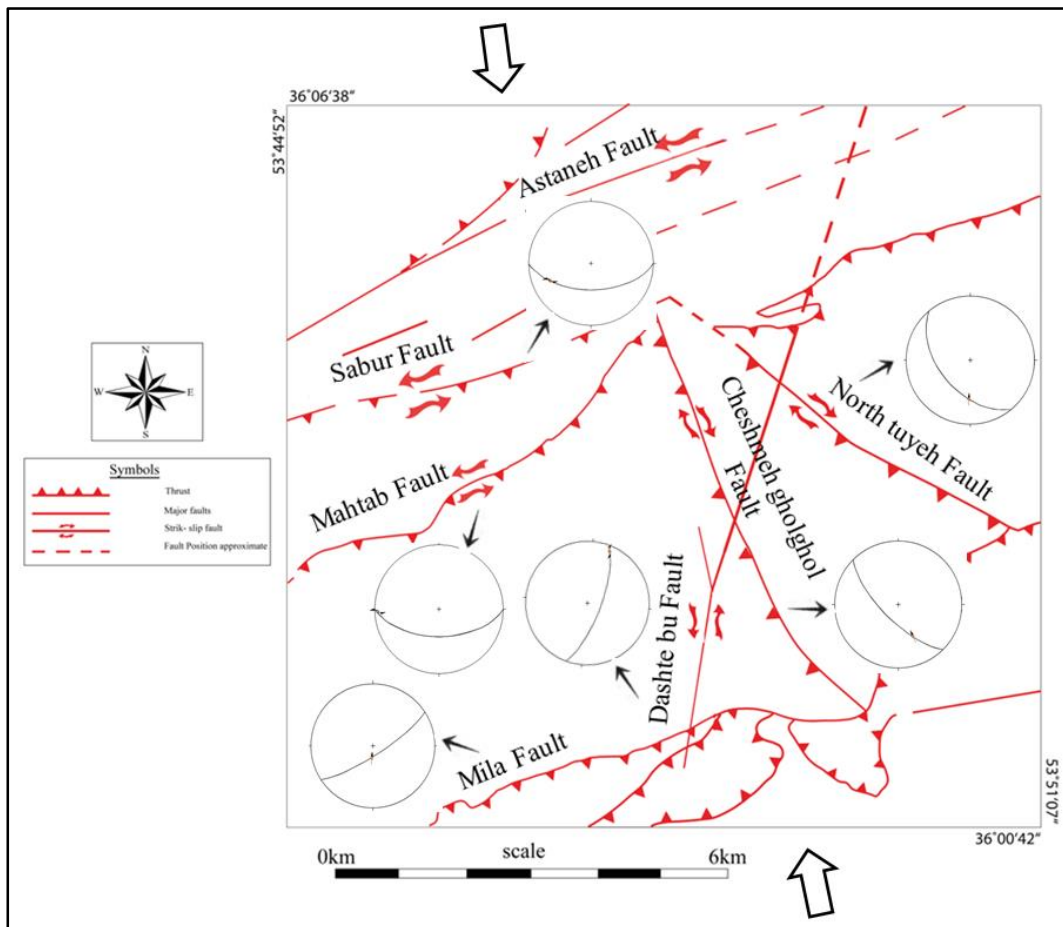
بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا در دو ردهٔ ۱: ایستاده با میل ملایم (Upright – Gently plunging)، ۲: پرشیب با میل ملایم (Steeply Inclined – Gently plunging) قرار دارند (شکل ۴-۱۰).



شکل ۴-۱۰- رده‌بندی چین‌ها براساس شیب سطح محوری و میل لولای چین (Fleuty 1964) (برگرفته از Fossen 2010). جایگاه چین‌های منطقهٔ مورد مطالعه در این رده‌بندی، بر روی شکل مشخص شده است. (T تریاس)، (P پالئوسن)، (E ائوسن).

۴-۳- ارزیابی الگوی دگرریختی‌های

توجه به آرایش هندسی چین‌خوردگی، همچنین هندسه و سینماتیک گسل‌ها در منطقه، اضافه نمودن جهت تنش بیشینه به این الگو نشان‌دهندهٔ سازگاری جهت تنش با هندسه و سینماتیک گسل‌ها و چین‌ها دارد (شکل ۴-۱۱).



شکل ۴-۱۱- نقشه تهیه شده از گسل‌های منطقه به همراه نمایش جهت تنش بیشینه در منطقه مورد مطالعه.

ذکر این نکته ضروری است که واحدهای سنگی چین‌خورده به گسل‌های طولی و عرضی منطقه محدود بوده و چین‌های موجود می‌توانند حاصل مراحل چین‌خوردگی قبلی و تأثیر گسل‌های جوان‌تر بر روی آن‌ها به صورت افزایش شدت چین‌خوردگی و یا دوران بلوک‌های محدود به گسل‌ها باشند.

سازوکار معکوس همراه با مؤلفه راست‌الغز چپ‌گرد برای گسل‌های طولی منطقه مانند (صبور، مهتاب و میلا) و مؤلفه راست‌الغز راست‌بر و چپ‌بر برای گسل‌های عرضی مانند (شمال‌تویه، چشمه‌قلقل و دشت-بو) می‌تواند ناشی از اعمال میدان تنش با موقعیت‌های به‌دست آمده از پژوهش‌های ورنانت و همکاران (۲۰۰۴)، و نگارنده باشد. این سازگاری مؤید حاکمیت الگوی دگرریختی ترافشارشی از نوع چپ‌گرد در این بخش از البرز است.

۴-۴- پیشنهادات

- ۱- انجام مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی بر روی گسل‌های کواترنری.
- ۲- انجام مطالعات تنش دیرین بر مبنای لغزش گسل‌ها جهت شناخت تنش حاکم در بازه زمانی قبل از سنوزوئیک به منظور مقایسه جهت تنش بیشینه در سنوزوئیک و قبل‌تر.
- ۳- مطالعه بر روی آرایش مکانی و زمانی زمین‌لرزه‌ها بویژه ریزلرزه‌ها به منظور بررسی عمق گسل‌ها.

منابع

- آقانباتی ع، (۱۳۸۳)، "زمین شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۵۸۶.

- اکبرپور م.ر. و سعیدی ا، (۱۳۷۱)، نقشه زمین شناسی کیاسر به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- اعراب ف، (۱۳۸۷)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "تحلیل ساختاری چین‌خوردگی و گسلش در باختر شاهرود"، دانشکده علوم، دانشگاه دامغان.
- امیدپ، پ، (۱۳۸۰)، رساله دکترا: "تحلیل ساختاری و دینامیکی تفصیلی زون‌های گسلی در حاشیه جنوبی البرز خاوری در گستره سمنان- دامغان"، دانشگاه تربیت مدرس.
- امیدپ، پ، نوگل سادات م. و قرشی م، (۱۳۸۱)، "بازسازی تنش کواترنری بر اساس تحلیل لغزش در نیمه جنوبی البرز خاوری"، فصلنامه علمی - پژوهشی علوم زمین، شماره ۴۶-۴۵.
- حاجیان‌نژاد م، (۱۳۸۵)، پایان‌نامه ارشد: "تحلیل ساختاری منطقه تویه‌دروار (باختر دامغان)"، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی.
- خادمی م، (۱۳۷۵)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی و تحلیل ساختاری گسل‌های دامغان و عطاری در گستره دامغان"، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس.
- خانعلی‌زاده ع، (۱۳۸۴)، پایان‌نامه ارشد: "پتروژنز و ژئوشیمی توده کوارتزموزنونیتی تویه- دروار"، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- خدابخش س، (۱۳۸۳)، "راهنمای تدوین پایان‌نامه برای دانشجویان علوم پایه"، انتشارات دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ۸۰ ص.
- رحیمی ب، (۱۳۸۱)، پایان‌نامه دکترا: "مطالعات ساختاری رشته کوه البرز در شمال دامغان"، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۸ ص.
- شهریاری س، موسوی‌حرمی ر. و رحیمی ب، (۱۳۸۲)، "تکوین و تکامل ساختاری البرز و تحولات رسوب‌گذاری مرتبط با آن"، فصلنامه علوم دانشگاه تربیت معلم، شماره ۳-۴، ص ۱۴۱-۱۶۲.

- صالحی‌راد ر. و همکاران، (۱۳۶۹)، نقشه زمین‌شناسی گرگان به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- علوی م. و همکاران، (۱۳۵۵)، نقشه زمین‌شناسی تروند به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- فرجی ع، شیخ‌الاسلامی و، وحدانی تبار ح، شایان س. و رکن‌الدین افتخاری ع، (۱۳۶۴)، "جغرافیای کامل ایران، جلد دوم، شهرستان دامغان"، ۵۸۰ ص.
- قاسمی م.ر. (۱۳۸۷)، "پایه های زمین‌شناسی ساختمانی"، سازمان زمین شناسی کشور، ۳۲۰ ص.
- لاسمی ی. و امین‌رسولی ه، (۱۳۸۱) " میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های طوفانی در واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا، منطقه تویه‌دروار"، مجله علوم دانشگاه تهران، ص ۵۱-۳۳.
- وحدتی دانشمند ف. و سعیدی ع، (۱۳۶۹)، نقشه زمین‌شناسی ساری به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نقشه‌های هوامغناطیس ورقه‌های بابل، گرگان و سمنان به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- نیک‌پیمان ی، (۱۳۸۸)، پایان‌نامه ارشد: "بررسی تاثیر خطواره‌ها بر روی نوع جریان آب زیرزمینی در آبخوان‌های کارستی"، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.

Refrences

- Alavi, M., (1996), "Tectonostratigraphy synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran", J. OF **Geodynamic**, vol. 21, 1-33.
- Allen M.B, Ghassemi M.R, Shahrabi M. and Qorashi M, (2003), "Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran", J. of **Structural Geology**, vol.25, pp. 627-659.
- Asserto R, (1966), "The Jurassic Shemshak formation in central Elburz (Iran)" *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 72, 1133-1182.
- Brunet M.F, Korotaev M, Ershov A, Nikishin A, (2003), "The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling", J. OF **Sedimentary Geology**, vol. 156, pp. 119-148.
- Davis W, (1899), "The Geographical Cycle", J. of **Geographical**, vol. 5, pp. 481-504.
- Dedual E, (1967), "Zur geologie des mittleren and unteren Karaj-Tales, Zentral Elbourz (Iran)", 123 pp.
- Dellenbach J, (1964), "Contribution a' L' etude geologique de la region situee a' L' est de Tehran (Iran)", *fac. Sci. Uniiv. Strasbourg (France)*, 117 pp.
- Djamour, Y., Bayer, R., (2005), "Contribution of the geodetic observations (GPS and Leveling) to study the tectonic deformation and seismic hazard on the Central Alborz, Iran", **Geophys. Res. Abstracts**, Vol. 7, 1P.
- Fleuty M.J, (1964), "The description of fold, *Proceedings of the Geologist Association*", vol. 35, pp. 461-492.
- Fossen, H., (2010), "**Structural Geology**", Cambridge University Press, New York.
- Fursich F.T, Wilmsen M, Seyed-Emami K. and Majidifard M.R, (2009), "Lithostratigraphy of the Upper Triassic-Middle Jurassic Sheemshak Group of Northern Iran, South Caspian to Central Iran Basin", **The Geological Society**, London, Special Publication, 312, pp. 129-160.
- Golonka, J., (2007), "Geodynamic evolution of the South Caspian Basin", In: Yilmaz, Isaksen (Eds.), *Oil and Gas of the Greater Caspian Area*, American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, Vol. 55, PP. 17-41.
- Harland, W. B. (1971). "Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen". **Geol.Mag.** 108. 27- 42.

- H.Davis G. and J.Reynolds S, (1996), “**Structttral geology of rocks and regions**”, second Edition, New York: John Wiley & Sons, Inc. 779.
- Jackson J, Priestly K, Allen M. and Berberian M., (2002), “Active tectonic of the South Caspian Basin”, **Geophysical Journal International**, vol.148, pp. 214-245.
- Hollingworth J., Nazari H., Ritz J., Salamati R., Talebian M., Bahroudi A., Walker R. T., Rizza M., (2010), “Active tectonics of the east Alborz mountains, NE Iran: Rupture of the left-lateral Astaneh fault system during the great 856 A.D. Qumis earthquake”, J of **Geophis R**, vol. 115, pp 1-19.
- Obruchev V.A, (1948), “Osnovnyje certy kinetaki plastiki neotectoniki”, Izvestiya Akademii Nauk UzSSR Sertiya Geologicheskaya, 5.
- Ramsay J.G. and Huber M.I, (1987), “**The techniques of modern structural geology**”, Volume 2: Fold and Fractures, London: Academic Press.
- Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S., Vernant, P., (2006), Active transtension inside central Alborz: a new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics, **Geology**, 34, 477–480.
- Safari, H., Gholami, M., (2011), Tectonic Evolution Of Southern Limb Of Eastern Alborz, Iran, I.J. Geoinformatics Reaserch and Development, Vol. 2, Issue 1, pp 1-13.
- Sengor A. M. C, Altiner D, Cin A, Ustamoar T. and Hsu K. J, (1988), “Origin and Assembly of the Teyhyside Orogenic collage at the expense of Gondwana Land, in: Gondwana and Tethys”, (ed. By M.G. Audley charls and Hahham), **Geol. Soc. Of London**, Spicial paper 37, pp. 119-181.
- Stampfli G.M, (1978), “Etude geologique generale de Elburz oriental au S.Gonbad – e – qabus, (Iran, NE)”, these fac. Sei. Univ. Geneve, pp. 1-315.
- Stocklin J, Ruttner A. and Nabavi M, (1964), “ New Data on the lower Paleozoic, North Iran”, **Geological Survey of Iran, Report 1**.
- Tatar M, (2001), “Etude seismotectonique de deux zones de collision continental: Le Zagros Central et l’ Alborz (Iran)”, PhD. Thesis, University de Joseph Fourier.
- Vail P.R, Mitchum R.M. and Thompson S, (1977), “Seismic stratigraphy and global changes of sea level”, part 4. In: Global cycles of relative changes of sea level. **AAPG** No. 26, p. 83-97.

- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson.F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R, Tavakoli, F., Chery, J., **(2004)**, "Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, **Geophys. J. Int.**, Vol. 157, PP. 381-398.

Abstract

Dasht-e bu region in northwest of Damghan city, is part of southern half of eastern Alborz. Stratigraphic study confirms the existence of Mesozoic and Cenozoic rock units with general northeast-southwest trend in this area. The folding of rock units can be

seen in blocks that bounded to faults. Studied folds, based on interlimb angle (Fleuty 1964), are mainly in category of Open and a few of them are in the category of Gentle and Close. Also based on the dip of axial plane and plunge of hinge line, these folds are in two categories of Upright-gently plunging and steeply inclined-gently plunging. The Main faults of the region like Mila, Mahtab and Sabur with northeast-southwest trend have left lateral reverse mechanism. The transverse faults like North touye and Cheshme gholghol with NNW-SSE trend, have right lateral reverse mechanism. Dashtebu fault with approximately north-south trend has dominantly left lateral recent mechanism. Geometrical arrangement and kinematic pattern of faults and folds confirms with the regional left lateral transpresional deformation model in the Alborz region. Both transpresional and longitudinal faults are not basement type and the transverse faults can be tear faults related to Alborz fold-thrust belt. Geometrical and kinematic relationship between longitudinal and transverse faults indicates that the main longitudinal faults can be considered as transfer fault (lateral ramp) for transverse faults. Geomorphic features of the region are mainly affected by structural elements, especially faults. Mila, Mahtab, North touye and Cheshme gholghol, with dominantly reverse component, has a great impact on formation of the heights.

Key words: Dasht-e bu, Main Faults, Transvers Faults, Tear Fault



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

Tectonic Group

**Structural curvature analysis and kinematic modeling of faults in
Dasht-e-bu region (Northwest of Damghan)**

Elaheh Taheri

Supervisor

Dr. P. Omid

Advisor

Dr. A. Taheri

September 2013