

## بررسی الگوی ساختاری و معرفی سطوح جدایشی رشته کوه البرز در شمال دامغان

زینب تسلیمی<sup>۱</sup>، عبدالله سعیدی<sup>۲\*</sup>، منوچهر قرشی<sup>۳</sup>، مهران آیین<sup>۴</sup> و علی سلگی<sup>۵</sup>

۱. دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی-تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و

تحقیقات، تهران، ایران

۲. استادیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران

۴. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

۵. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۳/۰۴

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۶/۳۰

### چکیده

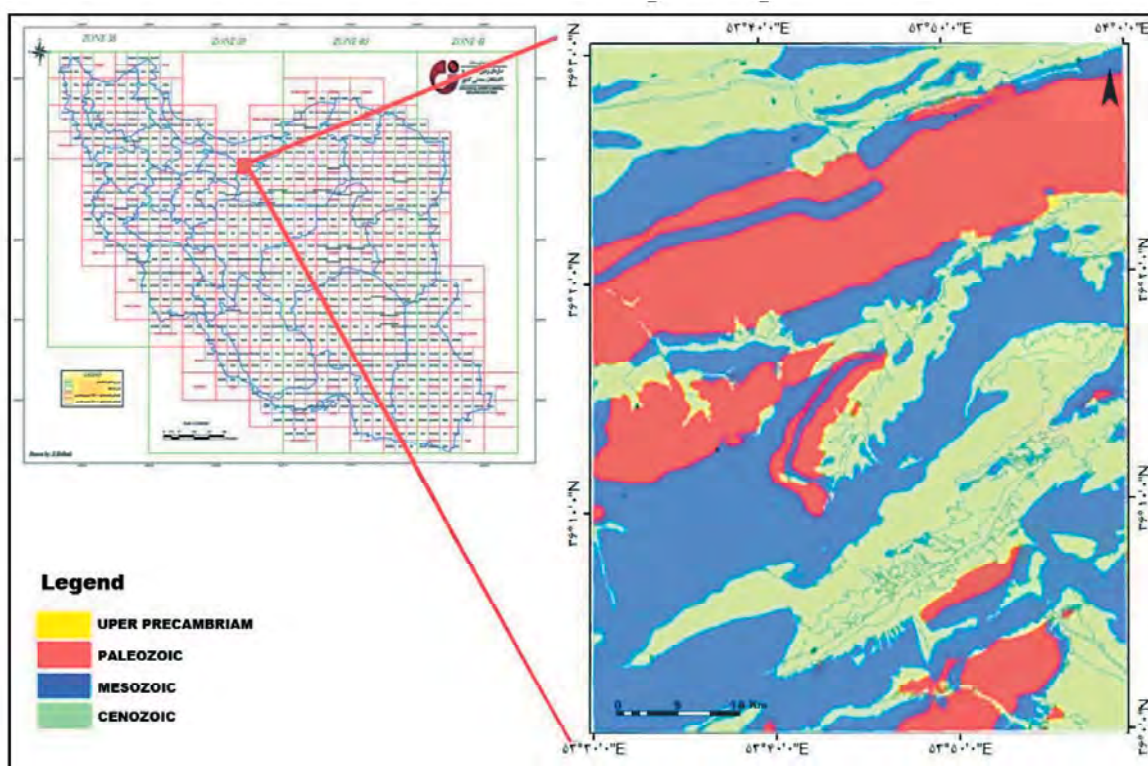
گستره مورد پژوهش بخشی از شرق البرز مرکزی از حاشیه دشت دامغان تا گسل شمال البرز می‌باشد. رشته کوه‌های البرز که بلندی‌های شمال ایران زمین را شکل داده‌اند، حوضه فرو افتاده کاسپین را از پهنه ایران مرکزی جدا کرده است. پوسته البرز در فاز کوهزایی سیمزین و آلبی دگرشکل شده و این دگرشکلی تا زمان کنونی به‌طور پیوسته ادامه داشته است. این پژوهش بر پایه داده‌های برگرفته از تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های زمین‌شناسی، برداشت‌های میدانی و رسم برش‌های ساختارها و ردیف‌های رسوبی تشکیل‌دهنده این بخش از رشته کوه‌های چین و رانده البرز انجام شده است. گستره از تاقدیس و ناودیس‌های زیادی تشکیل شده که از جنوب به شمال شامل تاقدیس تویه- دروار، تاقدیس صبور، تاقدیس تلمادره، ناودیس علی‌خانی، تاقدیس ترکام، تاقدیس و ناودیس ببرچشمه می‌باشند. تعدادی از این ساختارها، چین‌های مرتبط با گسلش می‌باشند و به‌طور معمول در اثر تداوم کوتاه شدگی و گسلش، الگوی اولیه خود را از دست داده‌اند. در بین این چین‌ها تنها ناودیس علی‌خانی است که یک چین متقارن و باز می‌باشد. کارکرد گسل‌های بزرگ و به‌ویژه گسل‌های راندگی نقش بزرگی در الگوی کنونی چین‌های برش‌مرده بازی کرده‌اند. با توجه به روند ساختارها و محور چین‌های شکل گرفته فشار مؤثر بر منطقه دارای راستای شمال، شمال غرب-جنوب، جنوب شرق است که عمود بر این روند می‌باشد. ویژگی‌های فیزیکومکانیکی سازندهای تشکیل‌دهنده پوسته البرز در این گستره سبب پدید آمدن گسل‌های راندگی از سطوح گسست موجود در واحدهای سنگی یا سطوح جدایشی شده است. شدت کوتاه شدگی و جابجایی‌های بزرگ مقیاس در منطقه گاه سبب ناپدید شدن یکی از یال‌های برخی چین‌ها و یا حذف کامل یک ساختار چین‌خورده شده است. در این پژوهش در ردیف رسوبی تشکیل‌دهنده پوسته البرز سه سطح جدایشی در نهشته‌های پرکامبرین تا ائوسن میانی شناخته و ثبت شده است.

واژه‌های کلیدی: رشته کوه‌های البرز، چین‌خوردگی، گسلش راندگی، چین‌های مرتبط با گسل، سطوح جدایشی.

## مقدمه

و مرز جنوبی آن با ایران مرکزی گسل‌های راندگی پیشانی کوهستان می‌باشد. این رشته کوه بخشی از کمربند کوهزایی جوان آلپ-همالیا است و از نظر ویژگی‌های زمین‌شناسی و ساختاری تفاوت زیادی با سایر بخش‌های این کمربند کوهزایی دارد (Alavi 1996; Stoklin, ۱۹۶۸، سعیدی و همکاران، ۱۳۹۴). در این پژوهش با انتخاب گستره‌ای از شرق البرز مرکزی در شمال غرب دامغان تلاش شده است تا برداشت‌های میدانی و کسب داده‌های چینه نگاشتی و ساختاری شامل اندازه‌گیری ویژگی‌های هندسی چین‌ها و لایه‌های تشکیل‌دهنده ساختمان چین‌ها و نیز گسل‌ها در امتداد شمال، شمال غرب-جنوب، جنوب شرق یک برش ساختاری از الگوی چین‌ها و برهم کنش آنها تهیه و موازنه شود. نیاز به یادآوری است که برش ساختاری موازنه شده به وسیله نرم‌افزار Move و با روش به حالت اولیه برگردانده شدن انجام شده است.

منطقه مورد پژوهش با مختصات جغرافیایی  $53^{\circ}30' - 54^{\circ}$  طول شرقی و  $36^{\circ} - 36^{\circ}30'$  عرض شمالی در غرب و شمال غربی شهرستان دامغان جای دارد و به سوی شمال تا شمال کیاسر گسل شمال البرز (گسل شمال البرز) ادامه می‌یابد (شکل ۱). از نظر زمین‌شناسی بخشی از کوهزاد البرز است که ردیف رسوبی آن را نهشته‌های پرکامبرین تا میوسن پسین تشکیل می‌دهند (شکل ۱). این رشته کوه در درازای خود از شرق به غرب ریخت منحنی داشته و راستای ساختارها از شمال غرب-جنوب شرق، شرق-غرب، شمال شرق-جنوب غرب تا شمالی-جنوبی تغییر می‌کند. از نگاه ساختاری این کوهزاد یک رشته چین و رانده است به گونه‌ای که گسل‌های معکوس دامنه جنوبی، به سوی شمال و گسل‌های معکوس دامنه شمالی، به سوی جنوب شیب دارند. مرز شمالی رشته کوه البرز با کوه‌های کپه داغ زمین، درز تئیس کهن است



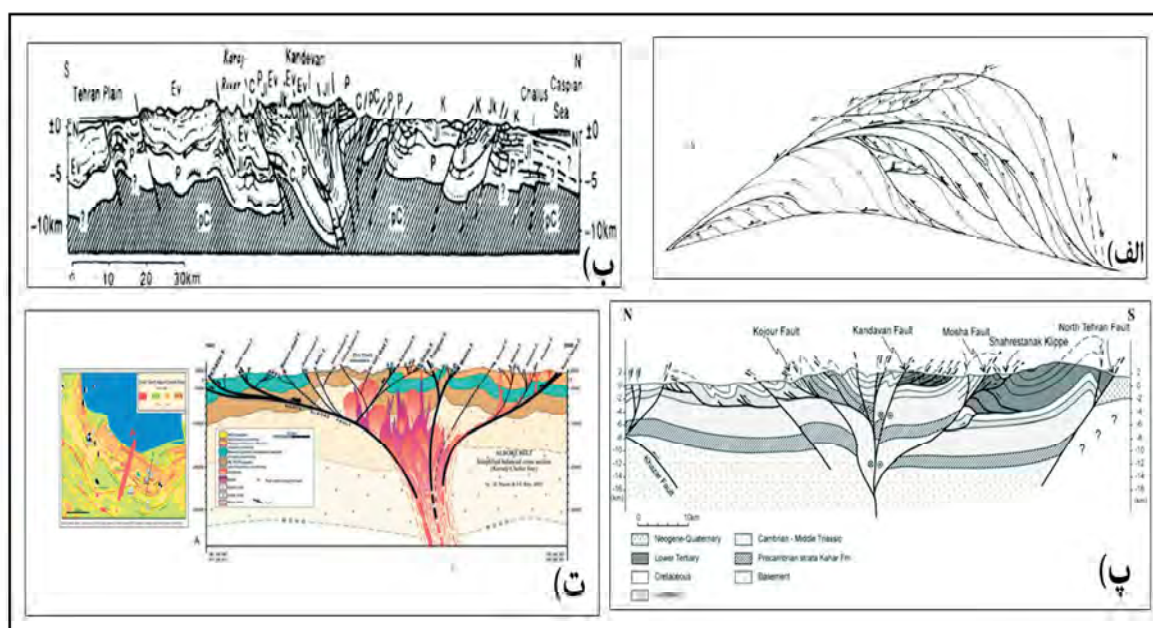
شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در اندیکس نقشه‌های زمین‌شناسی سازمان زمین‌شناسی و معدنی کشور به همراه نقشه گستره دوران‌های زمین‌شناسی در این گستره (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (سعیدی و اکبریور، ۱۳۷۱))

## جایگاه زمین‌شناسی

معرفی کرده (شکل ۲-ت).

Alavi (1992)، با بررسی‌هایی که در نواحی بینالود جنوب گرگان، کیاسر، شمال تهران و تالش انجام داده البرز را با الگویی شکل گرفته از مجموعه‌ای از ورقه‌های رو رانده در نظر گرفته که یک ساختار بزرگ تاکنون پشت خوکی با گرایش به‌سوی جنوب را می‌سازد. در این الگویی سنگ دگرگونه پرکامبرین دگر ریخت نشده و دگرشکلی از نوع نازک پوسته بیان شده است (شکل ۲-الف). بر پایه بررسی‌های نوین Allen et al. (2003) کمربند چین خورد-رانده شده البرز در یک سامانه ترا فشارشی دگر ریخت می‌شود. در این سامانه نوعی بخش شدگی دگر ریختی صورت گرفته است و کوتاه شدگی مایل بر روی گسل‌های راست‌الغز و راندگی نزدیک به موازی با کوهزایی رخ داده است. شیب گسل‌های راندگی به‌سوی داخل رشته کوه است و سبب شکل‌گیری یک ساختار گل‌سرخ مثبت شده است (شکل ۲-پ). تاکنون برش‌های ساختاری گوناگونی با اندکی تغییر نسبت به الگوی اشتوکلین (شکل ۲-ب). بازسازی شده است که مشهورترین آن الگوی Nazari (2006) می‌باشد.

رشته کوه‌های البرز بخشی از کمربند بزرگ آلپ-همیالیاست که پوسته آن در طی رویدادهای دو کوهزایی سیمین و آپی دچار دگرشکلی شده و ساختارها بر هم نهاده شده‌اند. از این رو نسبت به سایر رشته کوه‌های ایران، دارای پیچیدگی‌های ویژه‌ای می‌باشند (Saidi, 1995; Alavi, Assereto, 1992) (۱۹۶۶) در بازه زمانی مطالعه و تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی البرز مرکزی که بسیاری از سازندهای پالئوزوئیک و مزوزوئیک را شناسایی و معرفی کرده است، به یک دسته گسل‌های راندگی اشاره دارد که در جنوب شیب به‌سوی شمال و در شمال شیب به‌سوی جنوب دارند و سوی رانش آنها به هر دو جهت است. Stocklin (1968)، با توجه به جهت شیب گسل‌های راندگی در دامنه‌های شمالی و جنوبی، رشته کوه البرز را یک ناودیس ژرفی با روند شرقی-غربی دانسته که پهلوهای شمالی و جنوبی آن شامل چندین گسل راندگی است. به باور Nazari (2006)، این گسل‌ها حتی بی‌سنگ را نیز تحت تأثیر قرار داده‌اند و در مدلی که ارائه کرده رشته کوه البرز را یک ساختار گل مانند مثبت

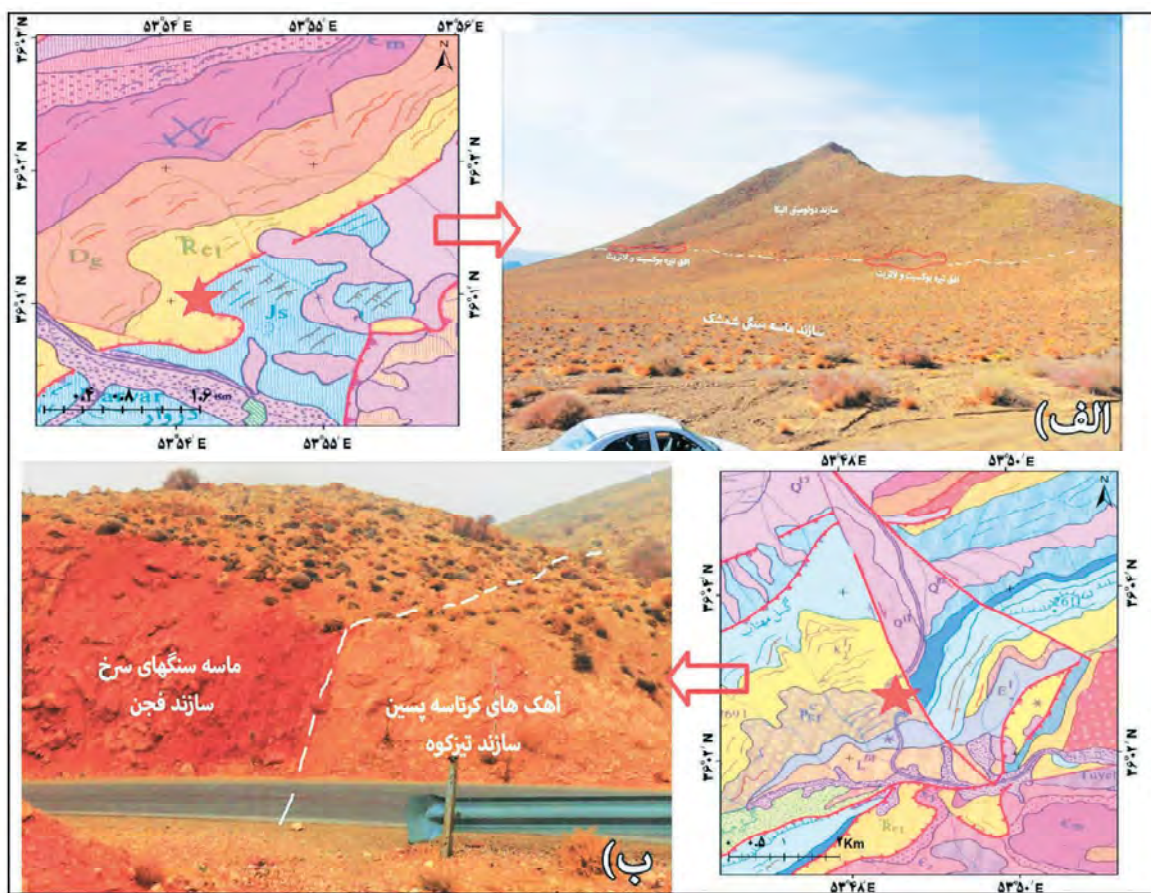


شکل ۲. مدل‌های ساختاری ارائه شده برای البرز، الف) مدل ساختاری البرز (به نقل از Alavi, 1992)، ب) برش ساختاری البرز (به نقل از Stocklin, 1974a)، پ) برش ساختاری البرز (اقتباس از Allen et al., 2003)، ت) برش ساختاری ساده و موازنه شده (به نقل از Nazari, 2006)

## خاستگاه زمین ساختی منطقه

رشته کوه البرز تحت تأثیر دو کوهزایی سیمین و آلیپی چین خورده و دگرشکل شده است (Nazari, 2006; Saidi, 1995; Alavi, 1996). بنابراین از دیدگاه ساختاری نسبت به دیگر رشته کوه‌های بلوک ایران دارای پیچیدگی‌های زمین‌شناسی و ساختاری می‌باشد (سعیدی و همکاران، ۱۳۹۴). از رخدادهای مؤثر بر پهنه که می‌توان از آن نام برد، فاز برخورد قاره-قاره بلوک ایران و توران (بخش جنوبی اوراسیا) در تریاس میانی (ابتدای کارنین) (Saidi et al, 1977 Saidi, 1995) است که سبب دگرشکلی نهشته‌های حوضه تتیس کهن و بالا آمدن این نهشته‌ها و ایجاد رشته کوه‌های ناشی از این فاز شده است. فرسایش پس از کوهزایی سبب نهشته شدن افق‌های بوکسیتی-لاتریتی در مرز سازند الیکا (تریاس پیشین-میانی)، سازند هم‌زمان و پیش از کوهزایی و سازند شمشک (تریاس پسین-ژوراسیک) با رخساره تخریبی-قاره‌ای (سازند پس از کوهزایی) همراه با ناپیوستگی رسوبی و دگرشیبی زاویه‌ای به‌ویژه سازند شمشک و نهشته‌های پالئوزوئیک در جای‌جای رشته کوه‌های البرز (Saidi et al; 1977; Saidi, 2009; Wilmsen et al., 2009; Shahidi, 2008; 1995) شده است (شکل ۳-الف). در فاصله بین این کوهزایی و سیستم کوهزایی جوان آلیپی، رویدادهای دیگری در چارچوب فازهای سیمین میانی و پسین، پوسته البرز را تحت تأثیر قرار داده است. از آن جمله می‌توان به رویداد باژوسین (سیمین میانی) در رشته کوه البرز و ایران مرکزی (Aghanabati and Saidi, 1981; Wilmsean et al., 2009; Foursich et al., 2009a) اشاره کرد. دیگر رویداد (سیمین پسین) در فاصله زمانی آلبین-سنومانین و به‌ویژه تورونین است که در البرز سبب ناپیوستگی رسوبی بین نهشته‌های کرتاسه میانی و پسین شده است. نماد این رویداد نهشته شدن رخساره کنگلومرا و یا برون ریخت بازالت‌های سازند ژپس و ملافیر (Saidi and Ghasemi, 1981; Steiger, 1966) در البرز مرکزی است. دیگر رویداد بزرگ کوهزایی آلیپی که مرحله آغازین آن با برخورد قاره-قاره صفحه عربی (تازی) با صفحه ایران (Takin, 1972; Stocklin, 1974a; Berberian)

کامپانین-ماستریشین (کرتاسه پسین) و دانین (پالئوسن) روی داده است. نشانه این رویداد دگرشیبی نهشته‌های دریایی کرتاسه پسین (سنومانین) و نهشته‌های تخریبی-قاره‌ای پالئوسن در دامنه‌های جنوبی و بخش مرکزی رشته کوه‌های البرز و ایران مرکزی است. نیاز به یادآوری است که خشکی‌زایی ناشی از این رویداد سبب پس‌روی دریا به سوی شمال شده و رسوب‌گذاری پیوسته کرتاسه پسین (ماستریشین-پالئوسن (دانین) شاهد این پس‌روی و محیط دریایی در بخش شمالی البرز و سرزمین‌های شمالی است (سعیدی و وحدتی، ۱۳۵۸، سعیدی و اکبرپور ۱۳۵۸ و Saidi and Ghasemi, 1991) (شکل ۳-ب). رخداد دیگر که عامل اصلی چین‌خوردگی و فراخاست رشته کوه‌های البرز شده است، مربوط به فاز کوهزایی آلیپی میانی می‌باشد که نبود نهشته‌های آئوسن پسین-تا میوسن پسین در بیشتر نقاط البرز به‌ویژه در ناحیه مورد پژوهش شاهدهایی بر این رخداد هستند (Stocklin, 1974a; Alavi, 1996; Saidi et al; 1977; Allen et al, 2003; Zanchi et al, 2009; Axen et al., 2001; Nazari, 2006; Shahidi, 2008; Wilmsen et al. 2009; Sheikholeslami, 2018 و تسلیمی، ۱۳۹۶). چین‌خوردگی و دگرشکلی نهایی رشته کوه البرز مربوط به آخرین فاز کوهزایی آلیپی از میوسن پسین-پلیوسن) می‌باشد. گسل‌های اصلی پهنه با امتداد شمال شرق-جنوب غرب همگی دارای مؤلفه چیره شیب‌لغز معکوس می‌باشند و کارکرد آن‌ها سبب رانده شدن سازندهای گوناگون بر روی یکدیگر و نیز سبب به وجود آمدن ورقه‌های رورانده در منطقه شده است و ناشی از آخرین فاز آلیپی می‌باشد. این حرکت‌ها و همچنین راندگی‌های بزرگ مقیاس در پهنه، گاهی با حذف پهلوی چین‌ها و یا برگشتگی یال‌های چین‌های بزرگ همراه است، به‌گونه‌ای که اثر سطح محوری این چین‌ها موازی با گسل‌های راندگی است. در نقشه زمین‌شناسی (شکل ۴) گستره مورد بررسی و روند گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها نشان داده شده است.



شکل ۳. موقعیت لایه‌ها بر روی زمین و همچنین نقشه زمین‌شناسی گستره مورد بررسی (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱). الف) افق بوکسیت و لاتریت در بین سازند ماسه‌سنگی شمشک و سازند دولومیتی الیکا (دید به سوی شمال غرب)، ب) همبری ناپوسته سنگ آهک‌های کرتاسه پسین و سازند فجن با وجود ناپوستگی (دید به سوی غرب)

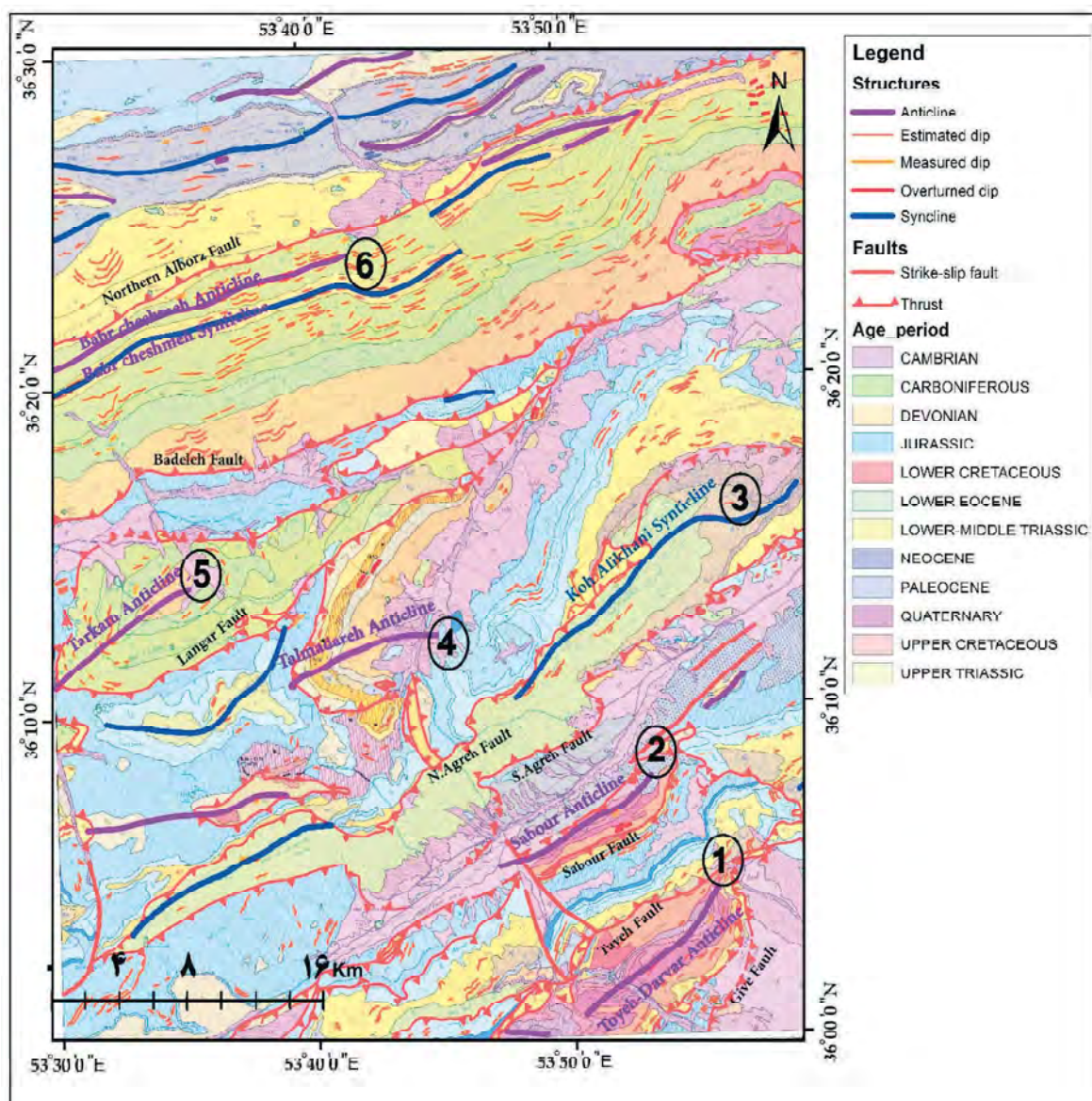
## روش مطالعه

### الگوی ساختارهای منطقه

جهت درک بهتر اشکال ساختاری موجود در منطقه، ویژگی‌های هندسی لایه‌بندی تاقدیس و ناودیس‌های شکل گرفته در این ناحیه به همراه ویژگی‌های هندسی گسل‌های راندگی موثر در شکل‌گیری آن‌ها برداشت شد (شکل ۵) و با توجه به این داده‌ها برش عرضی تاقدیس و ناودیس‌های مورد بررسی رسم شد. روند اثر محوری ساختارهای چین‌خورده موجود در این منطقه همگی هم‌راستا با روند کلی البرز و به صورت شمال شرقی-جنوب غربی می‌باشد و از جنوب به سوی شمال منطقه، تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها به ترتیب شامل: تاقدیس تویه-دروار، تاقدیس صبور، ناودیس علی‌خانی، تاقدیس تلمادره، تاقدیس ترکام، تاقدیس و ناودیس بپرچشمه می‌باشد (شکل ۴).

## تاقدیس تویه-دروار

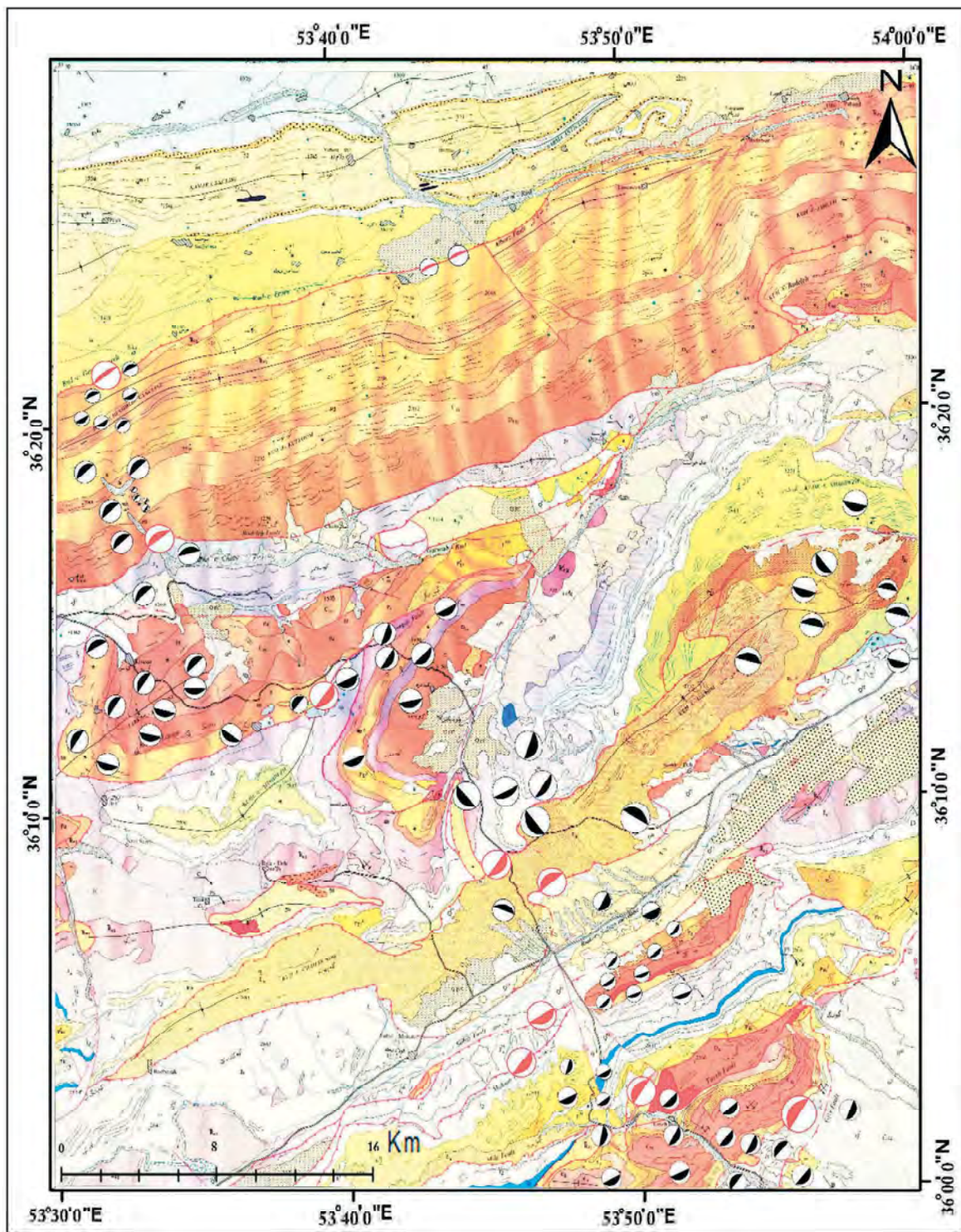
سازندهایی که در ساخت این تاقدیس شرکت دارند از بیرون به درون هسته شامل: سازندهای الیکا (TRE1-TRE2-TRE3)، جیروود (Dg)، میلا (em)، لالون (e1)، زاگون (e2)، باروت (eb) اند و در نهایت سازند سلطانیه (es) که هسته تاقدیس را می‌سازد و از دولومیت خاکستری تیره و توده‌ایی تشکیل شده است. در همبری بالایی آن سنگ آهک‌های دولومیتی به رنگ خاکستری تیره در تناوب با شیل‌های سبز و خاکستری رنگ سازند باروت می‌باشد که در محل برون‌زدگی این تاقدیس در دامنه جنوبی میلا کوه می‌توان آنها را دید. شیب یال جنوبی تاقدیس از جنوب به شمال به سمت هسته آن به تدریج افزایش می‌یابد، درحالی‌که شیب لایه‌های یال شمالی تاقدیس به نسبت یال جنوبی بیشتر است و به حدود ۸۵



شکل ۴. نقشه زمین ساختاری تهیه شده از منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه زمین شناسی کیاسر (سعیدی و اکبریور، ۱۳۷۱). اسامی محلی تاقدیس‌های به ترتیب از جنوب به شمال بر طبق شماره‌های گذاشته شده، (۱) تاقدیس تویه-دروار (۲) تاقدیس صبور، (۳) ناودیس علی‌خانی، (۴) تاقدیس تلمادره، (۵) تاقدیس ترکام (۶) تاقدیس و ناودیس برچشمه

راندگی مزوزوئیک پوشیده شده‌اند. زاویه بین یالی حدود ۷۰ درجه این چین را بر اساس طبقه‌بندی (Fleuty 1964)، در رده چین‌های باز قرار می‌دهد و با توجه به اینکه بخش زیادی از لایه‌بندی این چین در بخش میلا کوه به صورت یک برش عرضی رخنمون یافته می‌توان آن را بر اساس رده‌بندی (Ramsay 1967)، در رده 1c قرار داد. (شکل ۶-الف) ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی تاقدیس تویه-دروار و برش عرضی آن نشان داده شده است.

درجه می‌رسد. این تفاوت شیب به دلیل عملکرد گسل راندگی تویه-دروار در یال شمالی است که سبب رانده شدن واحدهای دونین با لایه‌بندی منظم از نازک تا سستبر لایه روی یال شمالی این تاقدیس شده است. همچنین عملکرد راندگی و حرکت شمال به جنوب واحدهای فرادیواره گسل راندگی سبب مدفون شدن سازندهای یال شمالی تاقدیس تویه-دروار شده است، به گونه‌ای که در یال شمالی تاقدیس سازندهای جیروودو میلا دیده نمی‌شوند و به وسیله ورقه‌های



شکل ۵. استریوگرام ویژگی‌های هندسی لایه‌بندی منطقه در نقاط و ایستگاه‌های مورد بررسی بر روی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی کیاسر (سعیدی و اکبریور، ۱۳۷۱)، برای نمایش بهتر تغییرات و انحراف لایه‌ها از سیستم عمومی (استریوگرام‌های سیاه لایه‌بندی‌ها و استریوگرام‌های سرخ‌رنگ ویژگی صفحه گسل‌ها را نشان می‌دهد)

## تاقدیس صبور

اندازه‌گیری‌های صورت گرفته بر روی یال‌های این تاقدیس نشان می‌دهد که از هسته تاقدیس به سوی لایه‌های جوان‌تر یعنی از واحدهای دونین شیب یال‌های شمالی هم سو با شیب یال‌های جنوبی می‌باشد، همچنین در یال شمالی با توجه به شیب لایه‌ها واحدهای کهن‌تر بر روی واحدهای جوان‌تر نشست‌اند که رسم برش عرضی یک تاقدیس برگشته را نشان داد که ناشی از تاثیر فشارش دراز مدت در این بخش و همچنین جابه‌جایی زیاد گسل راندگی لنگر در یال شمالی این تاقدیس می‌باشد (شکل ۶-۶) نمای شماتیک این تاقدیس برگشته و همچنین ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی آن نشان داده شده است. از نظر رده‌بندی نیز چین بر مبنای زاویه بین یالی بر اساس رده‌بندی Fleuty (1964)، در رده چین‌های هم‌شیب جای می‌گیرد.

## تاقدیس ترکام

هسته تاقدیس سازند خوش ییلاق (Dkh) می‌باشد و بخش بیرونی و آخرین لایه‌بندی این تاقدیس را هم سازند آهکی فوزولین دار روت (Pr) تشکیل می‌دهد. روند اثر محوری این تاقدیس در راستای شمال شرقی-جنوب غربی است و با توجه به اندازه‌گیری‌های شیب و امتداد لایه‌بندی‌های این تاقدیس و رسم برش عرضی این تاقدیس در رده چین‌های باز قرار می‌گیرد. که برش عرضی تاقدیس ترکام و ویژگی‌های هندسی تاقدیس ترکام، در (عکس ۶-۶) نشان داده شده است.

## ناودیس و تاقدیس ببرچشمه

اثر محوری این ساختار راستای شمال شرقی-جنوب غربی دارد و از نظر درجه‌بندی بر اساس زاویه بین یالی نزدیک به ۷۰ درجه در رده چین‌های باز جای می‌گیرند. همچنین از نظر تقارن یک چین نامتقارن می‌باشد. عملکرد گسل معکوس شمال البرز و بی‌شک حرکت شمال به جنوب این گسل سبب حذف بخش زیادی از یال شمالی تاقدیس ببر چشمه شده است. هسته ناودیس ببرچشمه را سنگ‌آهک‌های سازند الیکا (TRE1, TRE2) به سن تریاس زیرین و میانی تشکیل می‌دهند. در یال جنوبی ناودیس ببرچشمه در لایه‌های سازند درود (Pd) و مبارک (Cm)

این تاقدیس با روند اثر محوری شمال شرقی-جنوب غربی از نظر سنگ‌شناسی لایه‌ها، بسیار شبیه به تاقدیس تویه-دروار است. یال شمالی این تاقدیس بر اثر جابه‌جایی‌های بزرگ مقیاس راندگی صبور که در شمال این تاقدیس پدید آمده پوشیده شده است. سازندهای پالئوزوئیک این تاقدیس به وسیله واحدهای مارنی نئوزن پوشیده شده است و بنابراین نمی‌توان الگوی چین را بر مبنای ویژگی‌های هندسی زاویه بین یالی به سادگی تفسیر کرد. با این حال با اندازه‌گیری‌های صورت گرفته در یال جنوبی این تاقدیس و همچنین با استفاده از شیب و امتداد لایه‌های سازندهای تشکیل دهنده این تاقدیس و داده‌های Dem منطقه برش عرضی شماتیک از این تاقدیس رسم شده که در (شکل ۶-۶) نشان داده شده است.

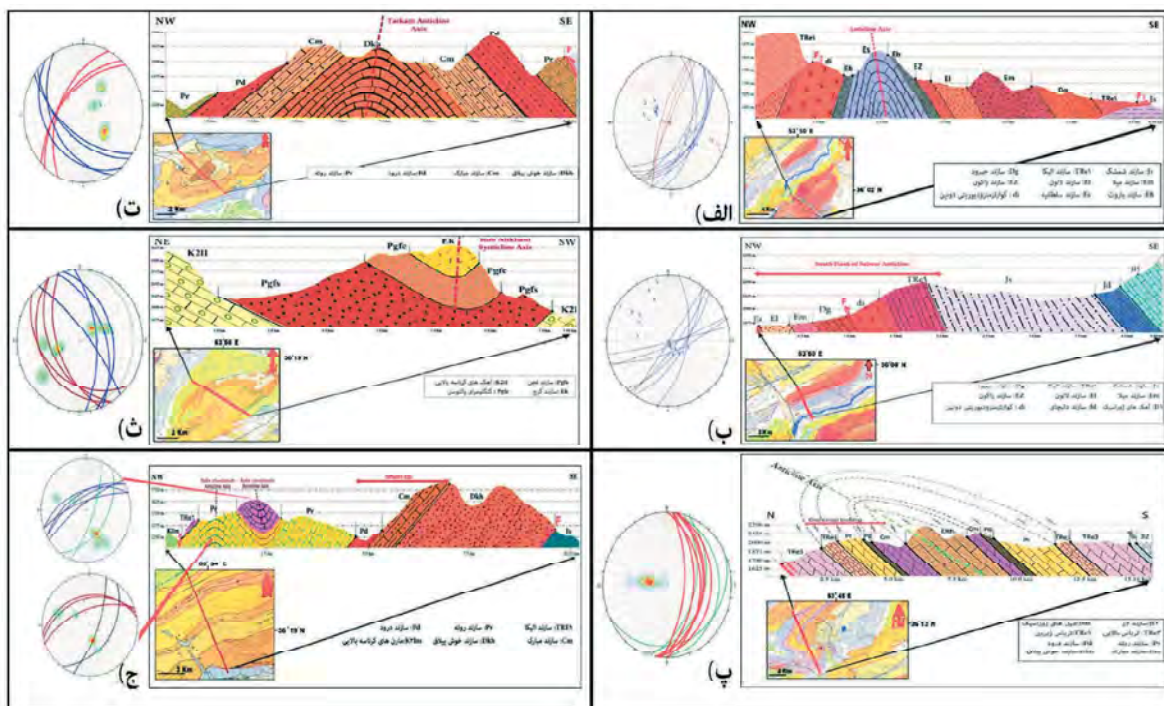
## ناودیس علی‌خانی

ناودیس علی‌خانی در شرقی‌ترین بخش برکه کیاسر به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) جای گرفته و روند محوری ناودیس شمال شرقی-جنوب غربی است. سازندهای تشکیل دهنده یال‌های این ناودیس واحدهای سنگی مزوزوئیک و بیشتر سنوزوئیک است. سازند کرج (Ek) هسته ناودیس می‌باشد و لایه‌های یال شمالی این ناودیس سنگ آهک‌های کرتاسه پسین (K<sub>2</sub>II) می‌باشد که به صورت دگرشیب در زیر کنگلومرای فجن (Pgfc) به سن پالئوسن جای گرفته‌اند. پیرامون این ناودیس گسل‌های راندگی آگره شمالی و جنوبی نمایان شده است که عملکرد این گسل سبب بالآمدن و همچنین متفاوت شدن واحدهای زمین‌شناسی این بخش از منطقه نسبت به بخش‌های دیگر شده است. اندازه زاویه بین یالی نزدیک به ۹۰ درجه، این ناودیس را با توجه به رده‌بندی (Fleuty 1964)، در رده چین‌های باز قرار می‌دهد. ویژگی هندسی و کینماتیکی برش عرضی این ناودیس در (شکل ۶-۶) نشان داده شده است.

## تاقدیس تلمادره

نام این تاقدیس از روستای تلمادره که کم‌وبیش در هسته این تاقدیس جای دارد انتخاب شده است. روند محوری تاقدیس شمال شرقی-جنوب غربی می‌باشد و





شکل ۶. الف) برش ساختاری رسم شده تاقدیس تویه-دروار همراه با سازندهای تشکیل دهنده و موقعیت برش عرضی تاقدیس بر روی نقشه زمین‌شناسی کیاسر به همراه ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی لایه‌های تشکیل دهنده تاقدیس، ب) برش ساختاری تاقدیس صبور و جایگاه آن بر روی نقشه زمین‌شناسی کیاسر و ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی آن، پ) برش ساختاری تاقدیس تلمادره و موقعیت برش بر روی نقشه و ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی آن، ت) برش ساختاری تاقدیس ترکام و موقعیت و ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی آن، ث) برش ساختاری ناودیس کوه علی‌خانی و موقعیت برش بر روی نقشه زمین‌شناسی و ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی آن، ج) برش عرضی ناودیس و تاقدیس ببرچشمه و جایگاه برش بر روی نقشه زمین‌شناسی و ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی ساختار چین‌خوردگی

همواره رشته کوه‌های البرز را تحت تأثیر داشته‌اند. می‌توان این‌گونه بیان داشت که تکتونیک البرز، یک تکتونیک جوان و پیوسته پرتکاپو می‌باشد و اکنون نیز این جنبش‌ها ادامه دارد. از نظر ساختمانی، منطقه مورد مطالعه، از ورقه‌های متعددی که روی یکدیگر رانده شده‌اند به وجود آمده است (Alavi, 1996) که شواهد همگی نشان از راندگی از شمال به سمت جنوب این گسل‌ها است. در ادامه به بررسی ساختار و ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی گسل‌های معکوس و راندگی موجود در پهنه پرداخته شده است.

### گسل گیو

گسل گیو که در غرب منطقه گیو تنگه در جنوب شرقی‌ترین بخش برکه کیاسر (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) و در یال جنوبی تاقدیس تویه-دروار با روند شمال شرقی-جنوب غربی پدید آمده دارای درازایی در حدود ۱۰ کیلومتر در پهنه مورد بررسی می‌باشد. بر اساس بررسی‌های انجام شده یک گسل معکوس کوچک

تغییرات چشمگیر شیب لایه‌ها دیده می‌شود و با تکرار زیاد شیب لایه‌بندی از شمال به جنوب و برعکس تغییر می‌کند و در نهایت در لایه‌های سازند خوش بیلاق تا حدودی این تغییرات کم شده و شیب ثابت می‌شود. مجموعه تاقدیس و ناودیس ببرچشمه بخش زیادی از شمال برکه کیاسر را تشکیل داده است. (شکل ۶-ج) برش عرضی رسم شده از این ناودیس و تاقدیس کوچک کناری آن به همراه ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی آنها که با استفاده از برداشت‌های صحرایی و داده‌های ارتفاعی-رقومی تهیه شده است را نشان می‌دهد.

### گسل‌های موثر در شکل‌گیری منطقه

آنچه حتمی است رشته کوه البرز، در کمربند زمین ساختی آلپ-همیالیا واقع شده و چین‌خوردگی البرز و شکل گرفتن آن، در فاز چین‌خوردگی آلپی نهایی شده است، ولی پس از آن نیز، فعالیت‌های زمین‌ساختی،

در کوتاه شدگی و شکل‌گیری این منطقه از البرز جنوبی است. در (شکل A-۷). ب) ویژگی هندسی و کینماتیکی گسل تویه و همچنین جابه‌جایی واحدهای آهکی به سن تریاس و رانده شدن آنها بر روی واحد دیوریتی دونین نشان داده شده است (شکل B-۷). ب).

### گسل صبور

گسل معکوس صبور با روند شمال شرقی-جنوب غربی و شیبی حدود ۶۰ درجه به سوی جنوب، از جنوب دشت فولاد محله آغاز شده و تا انتهای کوه صبور (تاقدیس صبور) ادامه می‌یابد و دارای درازای نزدیک به ۳۰ کیلومتر در منطقه می‌باشد. عملکرد این گسل در منطقه مورد بررسی در محل تاقدیس صبور سبب رانده شدن سنگ آهک‌های کرم رنگ و مقاوم تریاس الیکا بر روی ماسه سنگ‌های سرخ رنگ سازند لالون شده است (شکل B-۷). پ). نتیجه این جنبش حذف یال شمالی تاقدیس صبور بوده است. در (شکل A-۷). پ) این راندگی و ویژگی هندسی و کینماتیکی این گسل نشان داده شده است.

### گسل آگره

گسل راندگی آگره در شمال و جنوب ناودیس کوه علی‌خانی جای گرفته است و با توجه به این نحوه قرارگیری می‌توان آن را در هر دو یال شمالی و جنوبی ناودیس علی‌خانی برداشت نمود. روند ساختاری این گسل شمال شرقی-جنوب غربی می‌باشد. درازای آن در بخش یال جنوبی ناودیس علی‌خانی نزدیک به ۵۰ کیلومتر می‌باشد.

جنبش این گسل در شمال سبب رانده شدن واحدهای کرتاسه بالایی (جوان‌تر) بر روی واحدهای ژوراسیک (کهن‌تر) و حذف بخش بزرگی از این واحدها شده است. در یال جنوبی ناودیس نزدیک به دشت فولاد محله نیز این گسل سبب رانده شدن سازند کرج بر روی سازندهای شمشک و ائوسن میانی با رخساره کربناتی و نیز سازندهای پالئوزوئیک شده است. این روراندگی سبب حذف و از بین رفتن سازند فجن به سوی غرب و نیز زیر گرفتن یال شمالی تاقدیس صبور شده است. شیب گسل آگره در بخش یال جنوبی ناودیس علی‌خانی بسیار کم و کمتر از ۱۵ درجه است و این شیب

زاویه (راندگی) می‌باشد. حرکت رو به جنوب این گسل راندگی سبب رانده شدن سازند دولومیتی و مقاوم الیکا ( $TR_{e1}$ ,  $TR_{e2}$ ) به سن تریاس زیرین و میانی بر روی شیل‌هایی با سختی کم و ماسه سنگی سازند شمشک (JS) به سن تریاس پسین-ژوراسیک شده است. حرکت رو به جنوب سبب برگشتگی شیب لایه‌های کم مقاومت شیلی سازند شمشک شده است. اندازه‌گیری‌های صورت گرفته از گسل گیو در منطقه گیوتنگه و همچنین در ورودی روستای تویه-دروار امتداد این گسل را N15E و شیب این گسل را ۱۷ درجه به سوی شمال غرب نشان می‌دهد. عملکرد این راندگی در این منطقه سبب رورانده شدن نهشته‌های پالئوزوئیک بر روی مزوزوئیک شده است. در (شکل A-۷). الف) ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی این گسل راندگی و همچنین رانده شدن سازند الیکا بر روی سازند شمشک به سبب جابه‌جایی و حرکت رو به جنوب این راندگی نشان داده شده است (شکل B-۷). الف).

### گسل تویه

این گسل که در شمال روستای تویه و در یال شمالی تاقدیس تویه-دروار با روند کلی شمال غربی-جنوب شرقی پدید آمده است، یکی دیگر از گسل‌های طولی و مهم منطقه می‌باشد. این گسل با درازای تقریبی ۲۰ کیلومتری در منطقه، از شرق گیوتنگه آغاز شده و در ادامه در غرب روستای تویه به بخش انتهایی شرقی گسل میلا می‌پیوندد. بررسی‌های صورت گرفته بر روی گسل راندگی تویه نشان می‌دهد که گسل، از نوع راندگی می‌باشد و زاویه شیب آن پیرامون ۴۰ درجه به سوی شمال و امتداد آن N50E می‌باشد. حرکت بلوک‌های فرادیواره از شمال به سوی جنوب این گسل راندگی سبب شده که سنگ‌آهک‌های دونین با لایه‌بندی منظم از نازک تا سستبر لایه و مقاوم بر روی یک توده دیوریتی رانده شده و به موجب این حرکت و جابه‌جایی تمامی سری‌های کامبرین یال شمالی تاقدیس تویه-دروار که شامل سازندهای لالون، زاگون و باروت می‌شود را بپوشاند. در فاصله کمی از پهنه گسل و بر روی فرادیواره گسل، سنگ آهک‌های خوب لایه‌بندی شده به شدت دچار چین خوردگی و بریدگی شده‌اند. شدت چین خوردگی ناشی از عملکرد این گسل راندگی می‌باشد و بیانگر نقش مهم این گسل معکوس

واحدهای سنگی کهن پالئوزوئیک به سن دونین (سازند خوش بیلاق) بروی واحدهای سنگی جوان تر به سن تریاس پسین-ژوراسیک (سازند شمشک) شده‌اند. در (شکل A-۷). (ج) ویژگی هندسی و کینماتیکی این گسل و نیز در شکل (شکل B-۷). (ج) رانده شدن سازند خوش بیلاق بر روی سازند شمشک نشان داده شده است.

### گسل شمال البرز

گسل معکوس شمال البرز با درازای نزدیک به ۴۵ کیلومتر هم‌راستا با گسل معکوس بادله، روندی شمال شرقی-جنوب غربی دارد. در این از رشته کوه البرز و در منطقه مورد بررسی عملکرد گسل سبب جای گرفتن نهشته‌های مزوزوئیک بر روی نهشته‌های میوسین پسین جنوب کاسپین شده و در پهنه آن چین خوردگی شدید در نهشته‌های مزوزوئیک (تریاس) به صورت تاقدیس و ناودیس‌های باریک و فشرده موازی با گسل دیده می‌شود. این گسل در بخش غربی با اینکه بیرون از منطقه مورد مطالعه قرار داشته مورد بررسی قرار گرفته است. و با توجه به اندازه‌گیری‌های صورت گرفته و تحلیل ویژگی هندسی و کینماتیکی، این بخش از گسل شمال البرز با شیبی پیرامون ۷۵ درجه به سوی شمال (شکل A-۷). (ج) در دسته گسل‌های معکوس جای می‌گیرد.

در ایستگاهی که گسل شمال البرز بررسی شده است واحدهای کرتاسه پسین که شامل سنگ آهک و مارن‌های روشن می‌باشد از شمال به جنوب بر روی واحدهای سنگی آهکی کمی خاکستری رنگ به سن تریاس پسین-میانی رانده شده‌اند (در شکل B-۷). (ج) این پدیده سبب ایجاد یکسری چین‌های کوچک مقیاس در بخش فرادیواره گسل شمال البرز شده است. در بررسی‌های صورت گرفته پیشین (Alavi, 1996 و سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) بر روی تکه‌هایی از گسل شمال البرز، شیب آن بیشتر به سوی جنوب نشان داده شده ولی در این نقطه از منطقه مورد پژوهش، در گستره جنوب روستای خارخون و حاشیه رودخانه زارم رود، شیب گسل بسیار زیاد است و دچار کمی برگشتگی شده است و شیب این بخش از گسل با شیبی نزدیک به قائم به سوی شمال می‌باشد.

کم و حرکت رو به جنوب ورقه رورانده سبب شیب‌دار کردن و برگشتگی لایه‌های سازندهای پالئوزوئیک شده است. در (شکل B-۷). (ت) صفحه گسل و همچنین مورفولوژی ایجاد شده از عملکرد این گسل راندگی و ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی آن در (شکل A-۷). (ت) نشان داده شده است.

### گسل لنگر

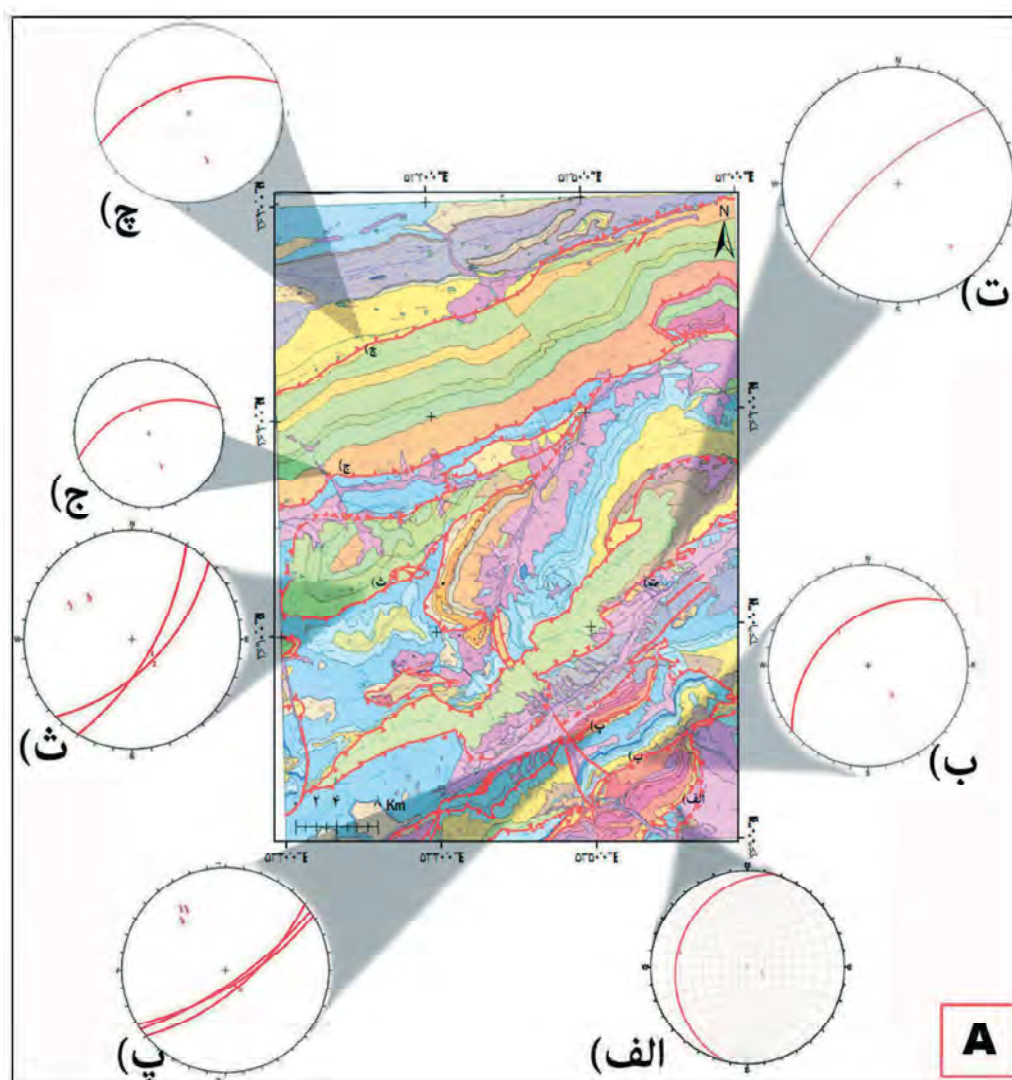
گسل راندگی لنگر با درازای نزدیک به ۴۰ کیلومتر و شیبی پیرامون ۱۸ درجه به سوی جنوب در این منطقه در یال شمالی تاقدیس تلمادره و همچنین در یال جنوبی تاقدیس ترکام جای گرفته است و به طور کلی روندی شمال شرقی-جنوب غربی دارد.

این گسل با توجه به موقعیت جای‌گیری آن در یال شمالی تاقدیس تلمادره و یال جنوبی تاقدیس ترکام سبب رانده شدن واحدهای سنگی با سن‌های متفاوت بر روی یکدیگر شده است. برای نمونه در اطراف یال شمالی تاقدیس تلمادره رانده شدن واحدهای کهن سنگ آهک و دولومیت تریاس پسین بر روی واحدهای جوان تر شیل و ماسه‌سنگ سازند شمشک دیده می‌شود (شکل B-۷). (ث). در اطراف یال جنوبی تاقدیس ترکام واحدهای سنگی جوان تر شیل و ماسه سنگ شمشک بر روی واحدهای دولومیتی کهن تر که سازند روته می‌باشد، رانده شده است.

گسل راندگی لنگر در منطقه بین دو تاقدیس تلمادره و ترکام دارای پهنه برشی و عملکرد گسترده‌ای و با توجه به ساختارهای چین‌خورده متعدد شکل گرفته در این بخش، می‌توان باور داشت که گسل راندگی لنگر یکی از موثرترین گسل‌های راندگی این ناحیه در شکل‌گیری ساختاری چین‌خورده و همچنین کوتاه شدگی در این بخش می‌باشد. در (شکل A-۷). (ث) ویژگی هندسی و کینماتیکی این گسل نیز نشان داده شده است.

### گسل بادله

گسل معکوس کوچک زاویه بادله با درازای نزدیک به ۴۵ کیلومتر در این منطقه، در شمال منطقه مورد بررسی با یک روند کلی شمال شرقی-جنوب غربی و شیبی به سوی شمال پدید آمده است. جنبش‌های این گسل سبب رانده شدن



شکل 7.A. ویژگی هندسی و کینماتیکی گسل‌ها در مسیر پیمایش از جنوب به شمال بر روی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی کیاسر (سعیدی و اکبریور، ۱۳۷۱) نشان داده شده است که به ترتیب شامل گسل (الف) گسل گیو، (ب) گسل تویه، (پ) گسل صبور، (ت) گسل آگره، (ث) گسل لنگر، (ج) گسل بادله، (چ) گسل شمال البرز

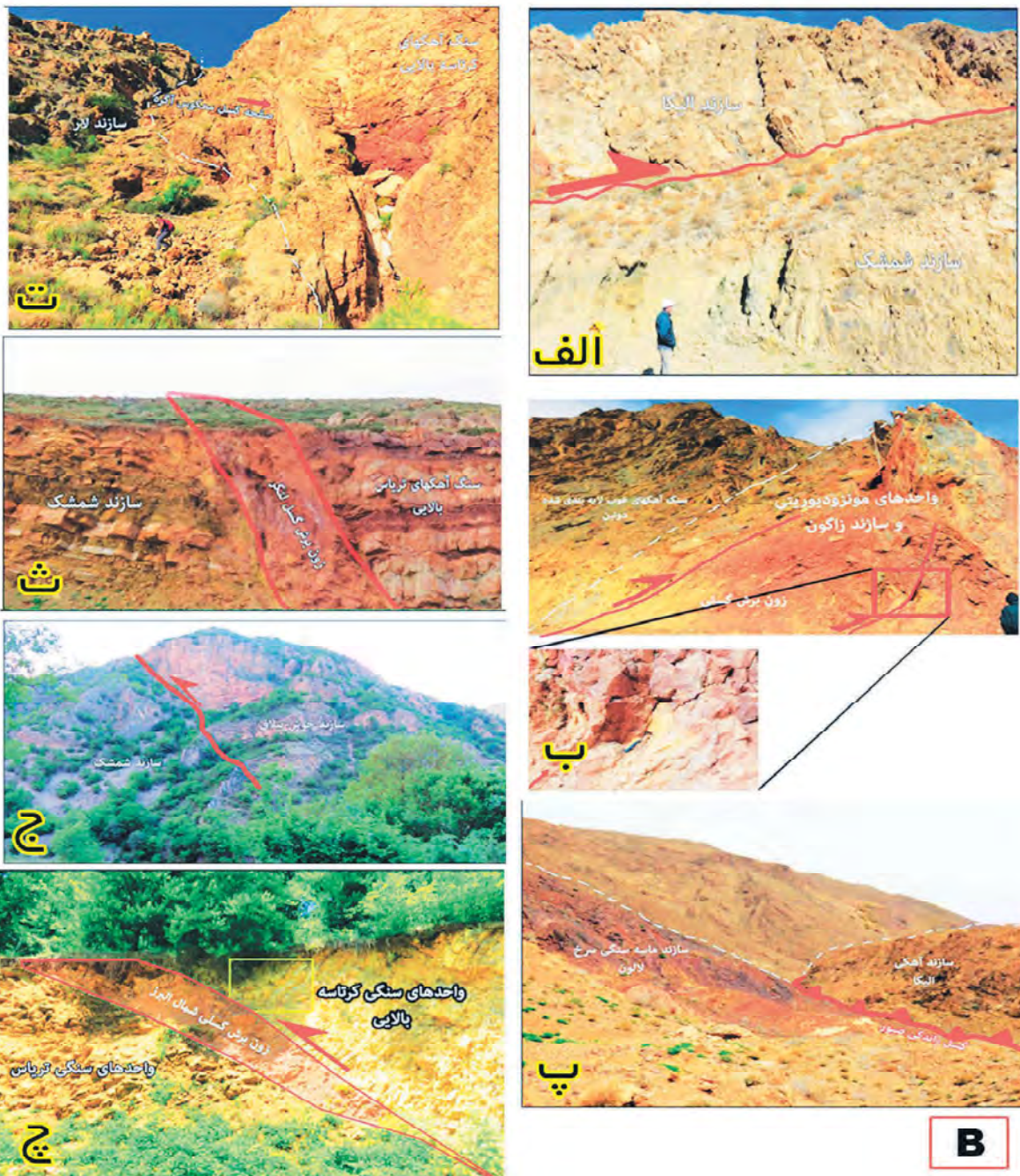
### افق‌های جدایشی<sup>۱</sup> منطقه

رشته کوه‌های البرز دو دوره دگرشکلی را در کوهزایی‌های سیمیرین و آلیی پشت سر گذاشته است. دو عامل تنش و رئولوژی سنگ‌های تشکیل دهنده پوسته البرز سبب شده است که ساختارهای گوناگون با الگوهای متفاوتی شکل گیرد و در بسیاری از موارد تحلیل این الگوها فرآیند آسانی نمی‌باشد.

سنگ‌های ستبر لایه با ویژگی‌های مقاوم در برابر این

تنش‌ها دچار شکستگی و سنگ‌هایی با ویژگی‌های فیزیکی شکل‌پذیر دچار چین‌خوردگی و تغییر شکل شده‌اند. در این پژوهش با توجه به برداشت‌های میدانی و داده‌های موجود، ستون چین‌شناسی این بخش از البرز مرکزی از کهن به جوان تهیه شده است<sup>۱</sup> (شکل ۸) و واحدهای سنگی تشکیل دهنده هر بخش و جایگاه و ارتباط هر کدام از این واحدها با ساختارهای چین‌خورده و گسل‌های راندگی و معکوس تاثیر گذار بر این چین‌خوردگی‌ها در منطقه

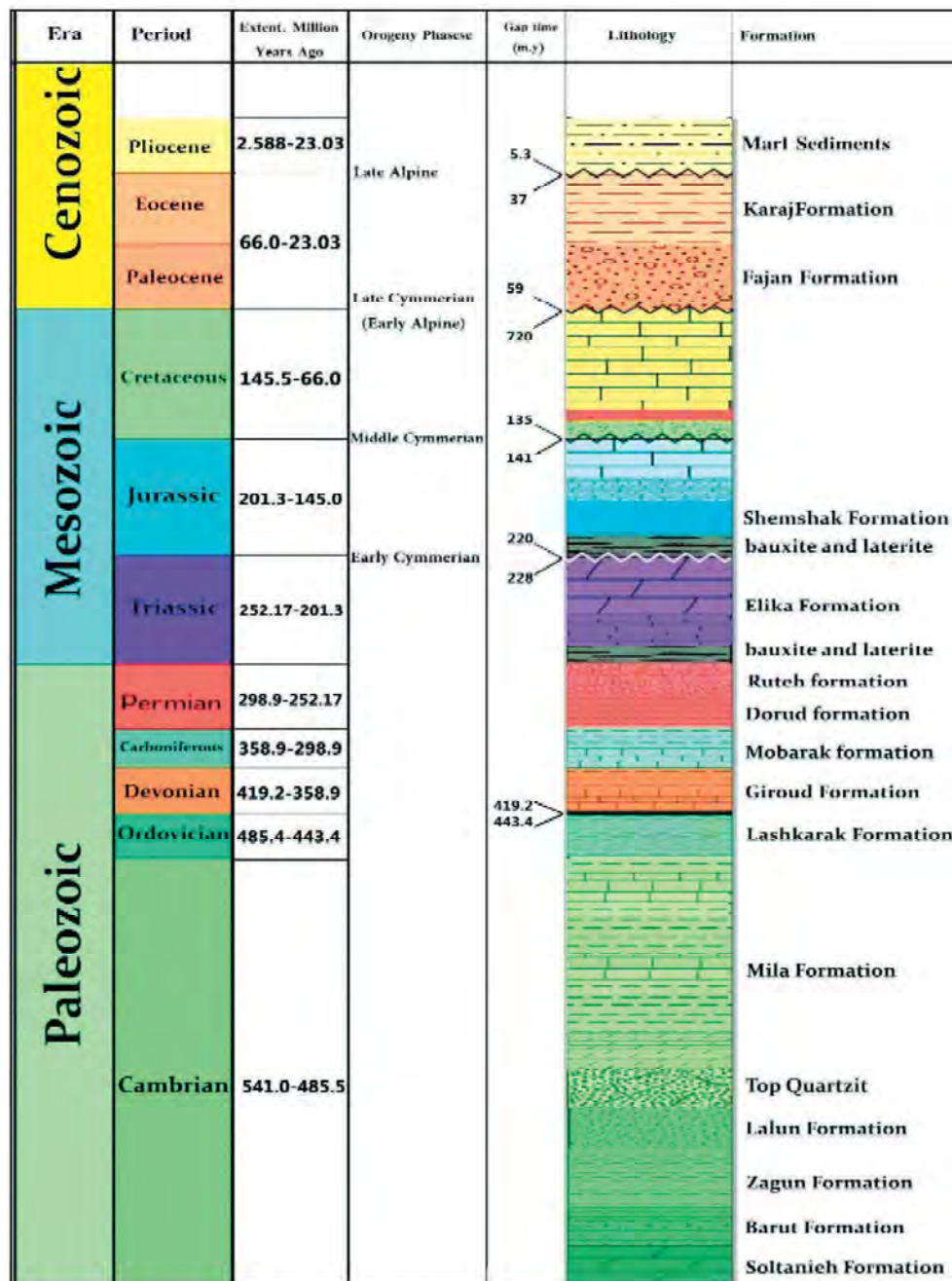
1. Decollement horizon



شکل B-۷. الف) همچنین نگاره رانده شدن سازند الیکا در فرادیواره گسل گیو بر روی سازند شمشک در فرودیواره (دید به سوی شرق)، ب) رانده شدن واحدهای آهکی تریاس بر روی واحد دیوریتی در امتداد گسل تویه (دید به سوی شرق)، پ) رانده شدن واحدهای آهکی تریاس بر روی واحد ماسه سنگی سرخ لالون بر روی گسل صبور (دید به سوی شرق)، ت) صفحه گسل و شیب راندگی گسل آگره و رانده شدن سنگ آهک های کرتاسه بالایی بر روی سازند لار به سن ژوراسیک (دید به سوی غرب)، ث) پهنه برش گسلی لنگر و رانده شدن سنگ آهک های کرتاسه بالایی بر روی سازند لار به سن ژوراسیک (دید به سوی شرق)، ج) رانده شدن سازند خوش بیلاق بر روی سازند شمشک در امتداد گسل بادله (دید به سوی شمال غرب)، چ) رانده شدن واحدهای کرتاسه بالایی بر روی واحدهای سنگی تریاس در امتداد گسل شمال البرز (دید به سوی شمال غرب) که به طور محلی شیب گسل در این ناحیه به سوی شمال است

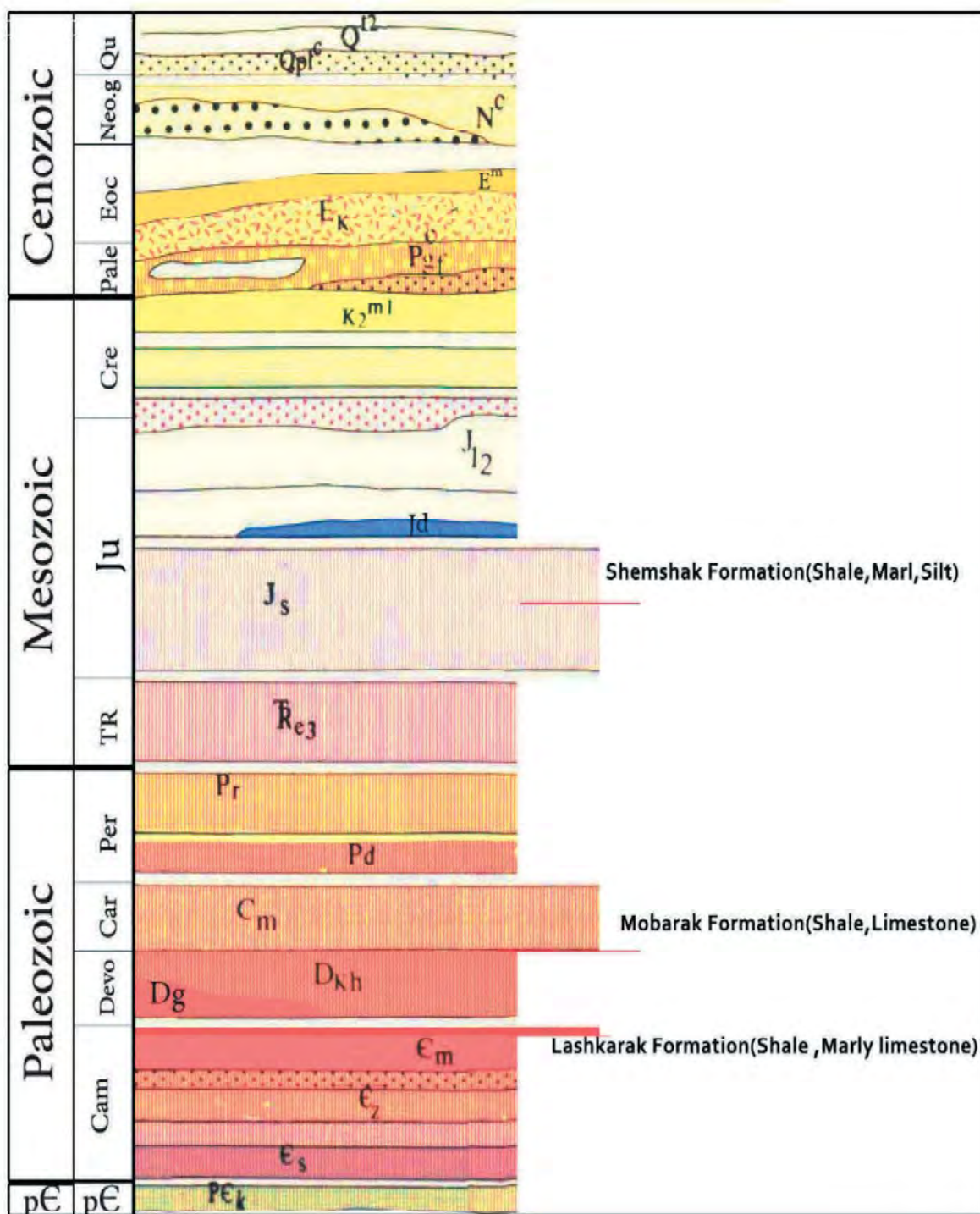
گسترش و بالا آمدن به سوی سطح شده باشند. با توجه به بررسی‌های صورت گرفته در پهنه مورد پژوهش، سه سطح جدایشی به‌عنوان منشاء پدید آمدن گسل‌های راندگی معرفی شده‌اند (شکل ۹) که به ترتیب از کهن به جوان عبارتند از: (۱) عضو ۵ سازند میلا به سن اردوویسین، (۲) واحدهای شیلی سازند مبارک به سن کربونیفریسی، (۳) واحد شیل و مارن سازند شمشک به سن تریاس پسین-ژوراسیک<sup>۱</sup>.

بررسی شد. پس از بررسی‌های صورت گرفته، شکل‌گیری راندگی‌های موثر در پهنه را می‌توان به سطوح گسستگی موجود در واحدهای سنگی تشکیل دهنده منطقه نسبت داد. این واحدهای سنگی سست می‌توانند لایه‌های شیل، مارن و یا سنگ آهک‌های مارنی تشکیل دهنده سازندهای منطقه باشند که در بازه زمانی کوتاه شدگی پیوسته به صورت سطوح جدایشی<sup>۱</sup> عمل کرده و سبب شکل‌گیری گسل‌های فشارشی،

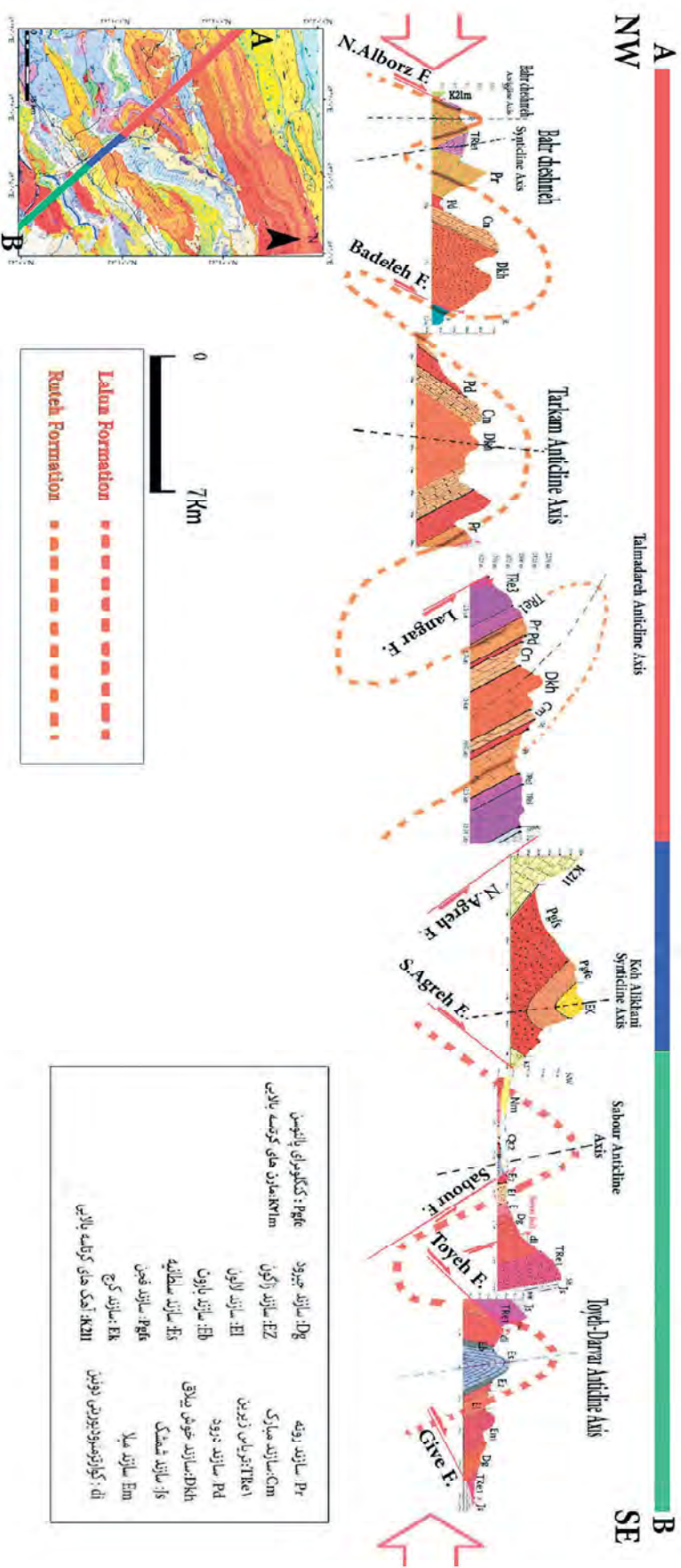


شکل ۸. ستون چینه شناسی ردیف‌های رسوبی از پهنه مورد پژوهش (با اقتباس از Saidi, 1991)

1. Detachment surface



شکل ۹. سطوح جدایشی معرفی شده در منطقه مورد پژوهش بر روی ستون چینه‌شناسی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی کیاسر (سعیدی و اکبریور، ۱۳۷۱) که به ترتیب از پایین به بالا، عضو ۵ سازند میلا به سن کامبرین-آردوویسین (سازند لشگرک)، واحدهای شیلی سازند مبارک به سن کربونیفر و واحد شیپ و مارن سازند شمشک به سن تریاس پسین-ژوراسیک می‌باشد



شکل ۱۰. الگوی ساختاری چین خوردگی‌ها و گسل‌های راندگی منطقه به همراه خط سیر برش عرضی آن بر روی نقطه ۱۰۰۰۰۰: یکپاسر (سعیدی و اکبریور، ۱۳۷۱). در گستره بخش سرخ رنگ شکل لایه‌های سازند درود مورد نی، جویی قرار گرفته‌اند و در بخش سبز رنگ لایه‌های سازند دینال شده‌اند. در بخش آبی نیز به دلیل عملکرد گسل راندگی آگره سازندها با بخش‌های شمالی و جنوبی با توجه به رخنمون‌های سطحی، کامل جدا شده‌اند و امتداد دیگری جز در این بخش ندارند. بخش سرخ رنگ، که بخش اول از شمال به جنوب برش الگوی ساختاری ارائه شده از منطقه می باشد، لایه‌های ماسه سنگ، شیل و آهکی سازند روته به سن پرمین دینال شده است و همان گونه که در شکل نیز دیده می‌شود، عملکرد گسل راندگی و گسل راندگی لنگر سبب حذف دو ساختار ناودیسسی و پهلوهای سازنده آن شده است. در بخش سبزرنگ، الگو و شکل ساختاری لایه‌های ماسه سنگی سرخ لاون به سن کامبرین بالایی دینال شده است و همانطور که در شکل نیز دیده می‌شود عملکرد گسل‌های راندگی توبه، صبور و راندگی جنبی گسل آگره سبب حذف یک ناودیس و پهلوهای شمال یک تاقدیس شده است. لازم به ذکر است که بخش آبی رنگ از الگوی ساختاری ارائه شده فقط از یک ناودیس تشکیل شده و در مورد امتداد و یا دنبال کردن لایه‌های آن در دیگر قسمت‌های منطقه مورد مطالعه با توجه به نبود لایه‌های آن نمی‌توان نظر بیشتری داد



## نتیجه‌گیری

مطالعات میدانی و اندازه‌گیری ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی ساختارهای موجود در گستره مورد پژوهش در طی هشت مأموریت یک هفته‌ای نشان می‌دهد که در پهنه بیشتر چین‌های برداشت شده از نوع چین‌های انتشار گسلی، مرتبط با گسل، نامتقارن و بندرت از نوع چین‌های باز می‌باشند، بنابراین بیشتر چین‌های این بخش از کوهزاد البرز الگوی اولیه خود را در طی دوره‌های دگرشکلی از دست داده و تخریب شده‌اند. گسل‌های بزرگ معکوس و راندگی نقش بزرگی در این تغییر و تحولات داشته‌اند. تاقدیس تلماده در مرکز منطقه یک چین نامتقارن است که یال شمالی آن بر روی سطح گسل راندگی لنگر برگشته است. گرچه ممکن است پیش از فاز سیمین نهشته‌های گندوانایی پوسته البرز فراز و فرودهایی نشان دهند، ولی هیچ‌گاه چین‌خوردگی و دگرشیمی در آنها وجود ندارد. دگرشیمی نهشته‌های تریاس پسین (سازند شمشک) با نهشته کهن‌تر (پالئوزوئیک و تریاس پیشین-میانی) گواهِ آغازین فاز کوهزایی سیمین در کارنین (برخورد قاره-قاره) صفحه ایران با صفحه توران (بخش جنوبی ابر قاره اوراسیا) می‌باشد.

گسل‌های گستره مورد مطالعه بیشتر از نوع گسل‌های معکوس می‌باشند که برخی از آنها گسل‌های معکوس بزرگ زاویه‌اندا، بیشتر گسل‌های معکوس، کوچک زاویه<sup>۲</sup> یا راندگی می‌باشند. دگرشکلی کنونی این بخش از پوسته البرز و تغییر الگوی اولیه چین‌ها نتیجه سازوکار و عملکرد گسل‌های راندگی است. گسل‌های رده پارگی<sup>۳</sup> نیز در منطقه فراوانند و در جهت عمود بر حرکت ورقه‌های رورانده با سازوکار راستالغز راست یا چپ بر پدید آمده‌اند. برای رسم برش‌های ساختاری، پیمایش‌هایی عمود بر روند ساختارهای منطقه انجام شده است که نتیجه آن آرایه این برش‌ها و تعیین الگوی ساختارها، به‌ویژه چین‌ها می‌باشد: الگوی دگرشکلی پهنه مورد پژوهش در (شکل ۱۰) نشان داده شده‌اند. در این برش‌ها تلاش شده است رابطه بین گسلش و کارکرد آنها بر روی تغییر الگوی تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها به درستی آرایه شوند. در این پژوهش که برای نخستین بار بررسی عوامل دگرشکلی پوسته این بخش از البرز انجام شده، سه سطح

جدایشی معرفی شده‌اند که گسل‌های بزرگ توانسته‌اند در این سطوح پدید آمده و در پی رشد آنها به سوی بالا در سطح پدیدار شده و سبب دگرشکلی شدند.

## منابع

- سعیدی، ع. و اکبریور، م. ر.، ۱۳۷۱. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی کیاسر، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سعیدی، ع.، حسینخان ناظر، ن.، خوشدونی فراهانی، م.، میرزایی، م. ر.، ۱۳۹۴. نقشه‌های زمین‌شناسی و زمین‌شناسی مهندسی لیگوش و کالج، البرز مرکزی، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سعیدی، ع.، ۱۳۸۹. ژئودینامیک ایران، جلد دوم، در دست چاپ، ۲۴۰.
- سعیدی، ع. و وحدتی، ف.، ۱۳۵۸. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی چهار گوش ساری. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سعیدی، ع.، حمیدی، م.، ایگدری، س.، خوشدونی فراهانی، م.، ۱۳۹۰. نقشه‌ها و گزارش‌های زمین‌شناسی گرگان، زیارت، حاجی‌آباد و .... مقیاس ۱:۲۵۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور-تهران.
- بربریان، م.، قرشی، م.، طالبیان، م. و شجاع طاهری، ج.، ۱۳۷۵. پژوهش و بررسی نو زمین‌ساخت لرزه زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه، گسلش در گستره سمنان سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۶۶.
- تسلیمی، ز.، ۱۳۹۶. مکانیسم حرکتی سفره‌های رورانده البرز جنوبی در منطقه دامغان و ارائه الگوی برش تعادلی از مرز جنوبی تا خط الراس آن. پایان‌نامه دکتری، دانشکده علوم پایه، دانشگاه علوم و تحقیقات تهران، ۱۴۸.
- حاجیان‌نژاد، م.، ۱۳۸۵. تحلیل ساختاری منطقه تویه-دروار (غرب دامغان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۲۸.
- رحیمی، ب.، ۱۳۸۱. مطالعات ساختاری رشته کوه البرز در شمال دامغان. دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۸. <sup>۴</sup>

1. High angle reverse fault  
2. Low angle reverse fault  
3. Tear Faults

- Aghanabati, A. and Saidi, A., 1981. Tectonic movement of Bathonian (Middle Jurassic) in Central Iran. Geological survey of Iran, Tehran, Iran.
- Alavi, M., 1992. Thrust tectonics of the Binalood region, NE Iran. *Tectonics*, 11, 360-370.
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21, 1-33.
- Allen, M., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25, 5, 659-672.
- Asserto, R., 1966. Geological map of upper Djadjerud and Lar valleys (Central Elburz, Iran). Institute of Geology, University of Milan, scale 1: 50,000
- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stocklin, D.F. and Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. *Geology*, 29, 559-562.
- Berberian, M., 1983. The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 163-183.
- Fursich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M. R., 2009a. Lithostratigraphy of the upper triassic-middle jurassic Shemshak group of Northern Iran. geological society, London, Special Publications, 312, 129-160.
- Fursich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M. R., 2009b. The Mid-Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, Northern Iran: evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin. Geological Society, London, Special Publications, 312, 189-203.
- Fleuty, M. J., 1964. the description of folds. *Proceedings of the Geologists Association, Geological Society of London*, 75, 461-492
- Nazari, H., 2006. Analyses de la tectonique recente et active dans l'Alborz Central et la region de Tehran: Approche morphotectonique et paleoseismologique. *Science de la terre et de l'eau*. Montpellier, Montpellier, 247.
- Ramsay, J. G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. Mc-Graw Hill, New York, 568.
- Saidi, A. and Ghasemi, M.R., 1991. Geological map of Baladeh. scale 1/100000. Geological Survey of Iran
- Saidi, A., Brunet, M. F., and Rico, L. E., 1977. continental accretion of the Iran Block to Eurasia as seen from Late Paleozoic to Early Cretaceous subsidence curves. *Geodynamica Acta (Paris)*, 10, 5, 189-208.
- Saidi, A., 1991. Calendrier de la migration permo-triasique et morcellement mésozoïque des éléments continentaux de l'Iran, Thèse, University Pierre et Marie-Curie, Paris, France, 291.
- Saidi, A., 1995. Calendrier de la migration permo-triasique et morcellement mésozoïque des éléments continentaux de l'Iran, Thèse, University Pierre et Marie Curie, Paris, France, 298.
- Steiger, R., 1966: *Die Geologie der West-Firuzkuh-Area (Zentral-Alborz/Iran)*. Geological Institute at ETH University of Zurich, 68.
- Shahidi, A., 2008. Evolution tectonique de nord de l'Iran (Alborz et Kopeh Dagh) depuis le Mesozoïque. Ph.D these, Université Pierre et Marie Curie, Paris (in French), 500.
- Sheikholeslami, M. R., 2018. Tectono-sedimentary evolution of the basins in Central Alborz, Iran, *GEOSCIENCES* 106 (2018), 29-38.
- Stocklin, J., 1968. Structural History and Tectonics of Iran A Review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 1229-1258.
- Stocklin, J., 1974a, Northern Iran: Alborz

Mountains, In Spencer, A., Ed., Mesozoic-Cenozoic orogenic belts: data for orogenic studies; Alpine-Himalayan orogens: Geological Society [London] 4, 213-234.

- Takin, M., 1972. Iranian Geology and Continental Drift in the Middle East. *Nature*, 235, 147-150.

- Wilmsen, M., Fürsich, T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. R. and Taheri, J., 2009. The

Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova*, 21, 211-218.

- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A. and Sabouri, J., 2009. The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in north Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 312, 1, 31-55