

اثر پهنه‌های گسلی پی سنگی بر خمیدگی تاقدیس کوه سیاه، زاگرس چین خورده-رانده

وحید خدیوی، علی یساقی*، سعید معدنی پور؛ دانشگاه تربیت مدرس
دریافت ۹۴/۰۴/۰۷ پذیرش ۹۵/۸/۱

چکیده

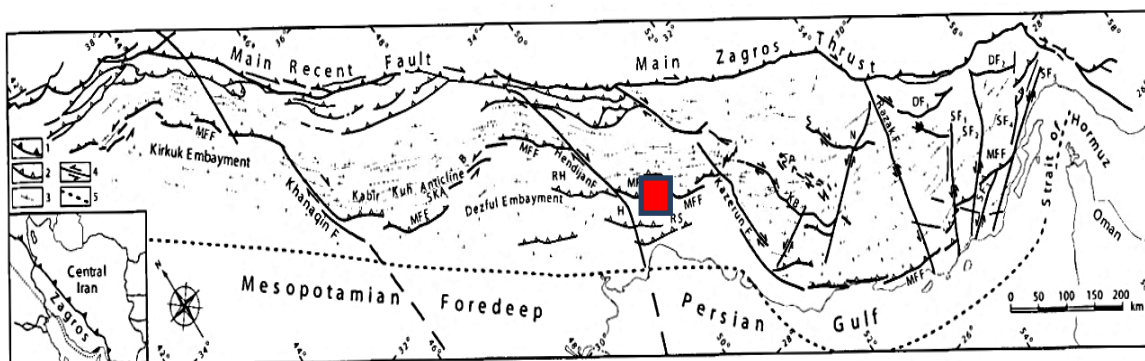
چین‌های کمربند چین-رانده زاگرس با روند شمال‌باختر- جنوب‌خاور به‌وسیله مجموعه‌ای از گسل‌های عرضی با سازوکار غالب امتدادلغز قطع می‌شوند. تاقدیس کوه‌های سیاه در مرز فروافتادگی دزفول و پهنه‌ی ایذه در کمربند چین-رانده زاگرس، یکی از این چین‌ها است که تحت تاثیر گسل‌های عرضی با سازوکار غالب امتدادلغز چپ‌گرد و راست‌گرد قطع شده است. این گسل‌های عرضی به‌عنوان مراتب فعالیت جوان‌تر خطواره مغناطیسی پی‌سنگی L1 و مراتب قبل از چین‌خوردگی گسل پی‌سنگی خارک-میش تحلیل شده‌اند. اثر فعالیت خطواره مغناطیسی پی‌سنگی L1 پس از چین‌خوردگی موجب چرخش در اثر سطح محوری و خمیدگی تاقدیس کوه‌های سیاه شده است. تحلیل داده‌های لغزش صفحات گسلی این گسل‌های امتدادلغز به‌روش وارونه‌سازی، نشان از راستای شمالی- جنوبی برای تنش عامل فعالیت مجدد این خطواره مغناطیسی دارد. هم‌خوانی چنین راستای تنشی با داده‌های به‌دست آمده از GPS بیان از فعالیت جوان این گسل پی سنگی پس از چین‌خوردگی زاگرس دارد.

واژه‌های کلیدی: تاقدیس کوه‌های سیاه، خطواره پی‌سنگی، گسل خارک-میش، تنش دیرینه

مقدمه

ساختارهای اصلی کمربند چین-رانده زاگرس با روند تقریبی شمال‌باختر- جنوب‌خاور به‌صورت عرضی به‌وسیله مجموعه‌ای از گسل‌های با سازوکار غالب امتدادلغز قطع می‌شوند. این گسل‌های عرضی دارای دو روند شمال‌باختر با سازوکار راست‌گرد (مانند گسل خارک-میش، سروستان، کازرون) و روند شمال‌خاوری با سازوکار غالب چپ‌گرد (مانند گسل‌های بالارود و بستک) هستند (شکل ۱). عمده پژوهش‌های انجام شده روی منشأ این گسل‌های عرضی در زاگرس حاکی از ارتباط آن‌ها با پی‌سنگ زاگرس دارد [۴]، [۶]، [۷]، [۸]، [۱۰]، [۱۱]، [۱۳]، [۱۶]. منشأ پی‌سنگی بودن گسل‌های عرضی بر دو مبنا بیان شده است. برخی نویسندگان اعتقاد دارند که با بررسی الگوی لرزه‌خیزی در زاگرس و جابجایی جانبی در الگوی لرزه‌خیزی در طول کمربند چین-رانده زاگرس می‌توان گفت گسل‌های عرضی در زاگرس، گسل‌های امتداد لغز عمیق با منشأ پی‌سنگی هستند [۱۱]. نویسندگان دیگری بر مبنای پژوهش‌های ژئومغناطیسی و بزرگ‌ساختاری اعتقاد دارند که در کمربند چین-رانده زاگرس که روی پی‌سنگ گسل خورده قرار دارد و با ضخامت زیادی از مواد شکل‌پذیر پوشیده می‌شوند و مانع به سطح رسیدن اثر فعالیت‌های جوان گسل‌های پی‌سنگی می‌شود، لذا اثر فعالیت محل این گسل‌های پی‌سنگی را تنها می‌توان با بررسی پهنه‌ای از گسل‌های پلکانی، خمش در روند چین و تشکیل چین‌های جوان در پوشش رسوبی تشخیص داد [۱۶].

برخی از محققان معتقد هستند که تمامی گسل‌های عرضی زاگرس پی‌سنگی نیستند و گروهی این گسل‌ها را به‌عنوان گسل‌های حاصل از فعالیت گسل‌های پی‌سنگی در پوشش رسوبی می‌دانند [۱۶] و عده‌ای نیز برخی از این گسل‌ها را نتیجه پراکندگی متفاوت افق‌های جدایش قاعده‌ای می‌دانند [۱۱]. دو گسل عرضی خارک-میش و خطواره مغناطیسی L1 موجود در نقشه مغناطیسی [۲] در محدوده تاقدیس کوه‌های سیاه به ترتیب با روند شمالی-جنوبی و شمال‌باختر-جنوب‌خاور قرار دارند و به‌طور شاخص موجب بریدگی در روند بخش شمالی تاقدیس کوه‌های سیاه شده‌اند و از محل خمیدگی در این تاقدیس نیز عبور می‌کنند. در این پژوهش با پیمایش ساختاری از بخش‌های شمالی‌تر تاقدیس کوه‌های سیاه، شواهدی از اثر این گسل‌های عرضی که موجب خمیدگی این بخش از تاقدیس شده ارائه شده و از این شواهد برای تحلیل سازوکار این گسل‌های پی‌سنگی نیز استفاده شده است.



شکل ۱. موقعیت گسل‌های عرضی قطع‌کننده ساختارهای طولی زاگرس [۱۱]، مستطیل قرمز موقعیت شکل ۲ است

موقعیت زمین‌شناسی

ناحیه بررسی شده در محدوده بین ۵۰,۳۰ تا ۵۰,۴۸ طول‌خاوری و بین ۳۰,۳۸ تا ۳۰,۵۶ عرض شمالی در محدوده نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دهدشت از کمربند چین-رانده زاگرس در مرز پهنه ساختاری ایزه و فروافتادگی دزفول واقع شده است [۱۴]، [۱۵] (شکل ۲). گسل پیشانی کوهستان در یال جنوب‌باختری تاقدیس کوه‌های سیاه با روند شمال‌باختر-جنوب‌خاور قرارداد (شکل ۲). این گسل خمیدگی پیشانی کوهستان نامیده شده است [۱۰]، یک گسل معکوس پنهان پی‌سنگی قطعه‌بندی شده همراه با مشخصه‌های مهم ساختاری، توپوگرافیکی، زمین‌ریخت‌شناختی و لرزه زمین‌ساختی است. در جنوب‌باختری این گسل در پیش‌بوم زاگرس جایی که توالی ضخیمی از تبخیری‌های گچساران به سن میوسن نهشته شده‌اند، هیچ رخنمونی از سازند آسماری به سن ائوسن-الیگوسن و یا سنگ‌های مزوزوئیک وجود ندارد [۹]. این گسل به‌وسیله گسل‌های عرضی در طول کمربند زاگرس بریده و جابه‌جا شده است. گسل خارک-میش در زاگرس به‌عنوان یک گسل امتداد لغز راست‌گرد با روند شمالی-جنوبی شناخته شده است که عملکرد این گسل ادامه گسل پیشانی کوهستان را از پیشانی تاقدیس کوه‌های سیاه به پیشانی تاقدیس می‌ش انتقال داده است (شکل ۳) [۱۵]. در بخش جنوب‌باختری تاقدیس کوه‌های سیاه فروافتادگی محلی دهدشت در پهنه فروافتادگی دزفول واقع شده است که سازندهای جوان‌تر از سازندهای تشکیل‌دهنده تاقدیس کوه‌های سیاه را در برمی‌گیرد. واحدهای سنگی تاقدیس کوه‌های سیاه به ترتیب از قدیم به جدید شامل آهک‌های سروک در بخش مرکزی و هسته تاقدیس مشاهده می‌شود و سازندهای گورپی و پابده و آهک آسماری در هر دو پهلو تاقدیس هستند (شکل ۲). با توجه به فرسایش سازندهای

نامقاوم گورپی و پایده در زیر و گچساران در رو، این سازند به صورت بیرون زدگی‌هایی با ارتفاع بلند در منطقه دیده می‌شود (شکل ۲). در بخش‌های جنوب باختری خارج از تاقدیس کوه‌های سیاه و در محدوده فروافتادگی دهدشت سازندهای جوان‌تر از گچساران، یعنی میشان، آجاجاری و بختیاری مشاهده می‌شود (شکل ۲).

مواد و روش‌ها

در این پژوهش با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای با دقت‌های متفاوت و هم‌چنین اطلاعات از قبل موجود، نقشه زمین‌شناسی جدید در مقیاس پنجاه هزارم تهیه شده و اطلاعات آن به‌ویژه از نظر خصوصیات ساختاری با استفاده از برداشت‌های میدانی تکمیل شده است. برداشت‌های میدانی به‌طور عمده شامل ویژگی‌های هندسی و جنبشی ساختارهای اصلی شامل گسل‌های راندگی، برشی-عرضی و چین خوردگی‌ها بوده است. در نهایت بر مبنای اطلاعات پایه و برداشت‌های صورت گرفته صحرایی برش‌های ساختمانی عرضی در راستای عمود بر تاقدیس کوه‌های سیاه ترسیم و هندسه عمقی آن مشخص شده است. به‌منظور تخمین میدان‌های تنش دیرین که در زمان تشکیل و فعالیت گسل‌های اصلی فعال بوده‌اند داده‌های کینماتیکی برداشت شده از گسل‌ها با استفاده از روش وارون سازی تحلیل شده است.

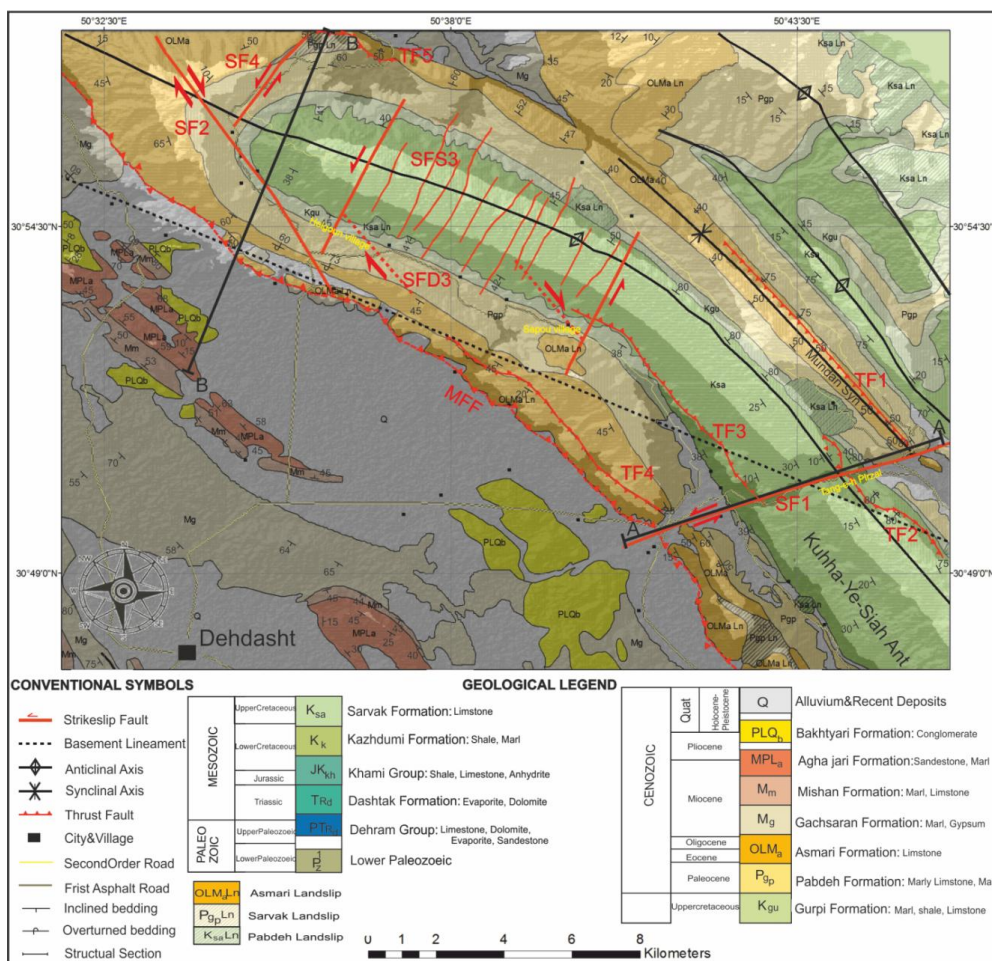
نتایج

۱. ساختارهای محدوده بررسی شده

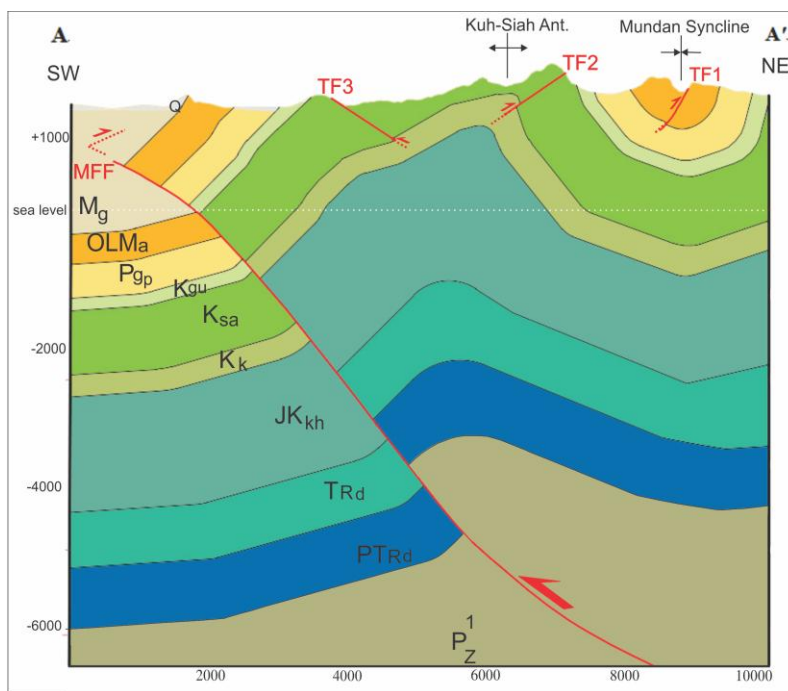
۱-۱. تاقدیس کوه‌های سیاه

تاقدیس کوه‌های سیاه با روند عمومی شمال‌باختر- جنوب‌خاور در ۱۵ کیلومتری شمال‌خاوری شهر دهدشت و در فرادپواره گسل پیشانی کوهستان در کمر بند چین-رانده زاگرس واقع شده است. این تاقدیس یکی از تاقدیس‌های بزرگ در مرز فروافتادگی دزفول با پهنه ایزه است که به‌وضوح بخش مرکزی و شمالی آن بریده و دچار خمش شده است (شکل ۲). از بخش مرکزی و بخش شمالی تاقدیس کوه‌های سیاه دو برش عرضی رسم شده که در برش A-A' (شکل ۳) از بخش مرکزی تاقدیس نشان‌دهنده یال شمال‌خاوری دارای شیب زیاد و یال جنوب‌باختری کم شیب است و در برش B-B' (شکل ۴) در بخش شمالی تاقدیس کوه‌های سیاه دو یال نزدیک به هم است. براساس داده‌های به‌دست آمده از برش‌های ترسیمی تاقدیس کوه‌های سیاه و تحلیل آن‌ها براساس نمودارهای مرتبط با راندگی [۱۲]، تاقدیس کوه‌های سیاه هندسه چین جدایشی را نشان می‌دهد (شکل ۵).

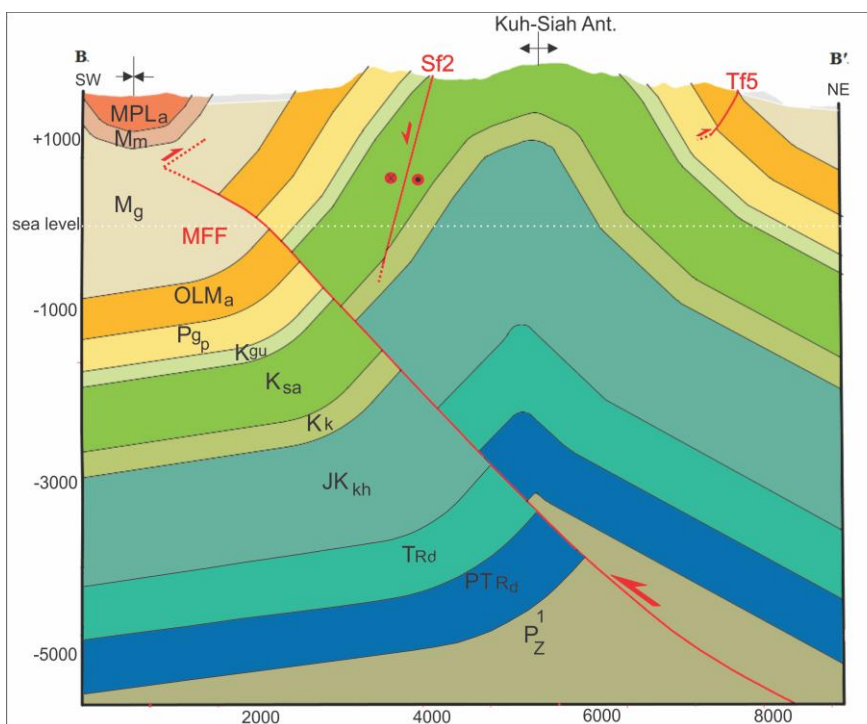
نقشه خطواره‌های مغناطیسی زاگرس [۲] در محدوده خمش تاقدیس کوه‌های سیاه خطواره مغناطیسی (L1) را نشان می‌دهد (شکل ۲). براساس پژوهش‌های پیشین، گسل عرضی خارک-میش به‌عنوان یک رمپ جانبی سبب انتقال گسل پیشانی کوهستان از پیشانی تاقدیس میش به پیشانی کوه‌های سیاه شده است (شکل ۶) [۱۴]، [۱۵]. در محدوده خطواره مغناطیسی (L1) و گسل خارک-میش دو سامانه گسلی عمده برداشت شده شامل سامانه گسل‌های راندگی موازی محور تاقدیس کوه‌سیاه که متأثر از فرآیند چین‌خوردگی به‌وجود آمده‌اند (مانند گسل‌های TF1 تا TF5 در شکل ۲) و سامانه گسل‌های عرضی مرتبط با عملکرد گسل‌های پی‌سنگی (مانند گسل‌های SF1 تا SF4 در شکل ۲). سامانه گسل‌های راندگی به موازات محور تاقدیس کوه‌های سیاه، در لولا و پهلوا، دیده می‌شوند (شکل ۲).



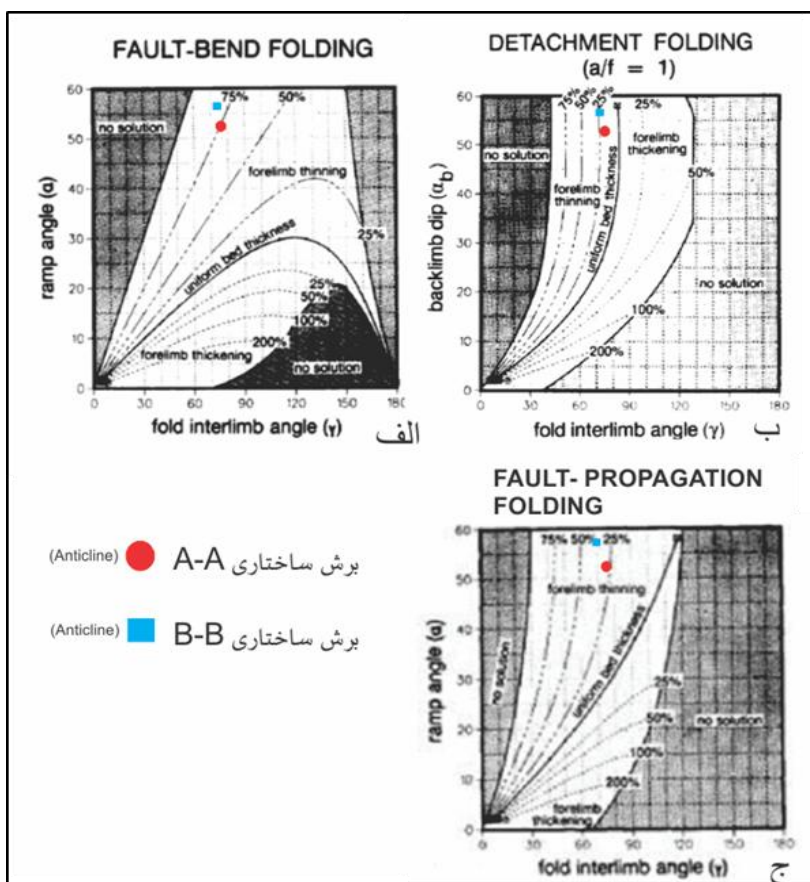
شکل ۲. نقشه ساختاری منطقه بررسی شده



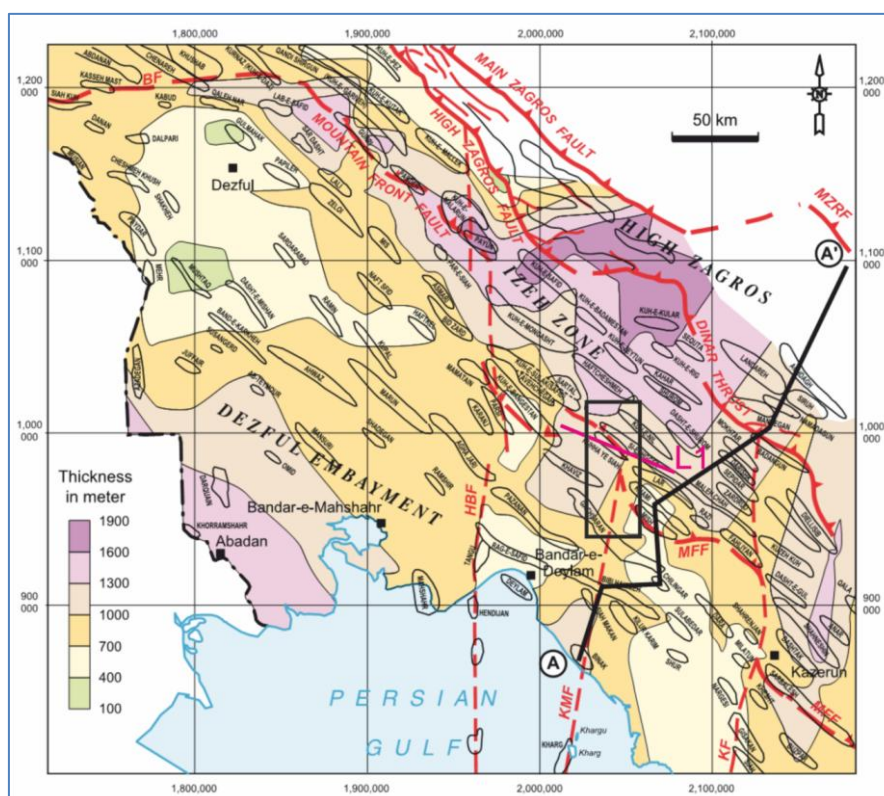
شکل ۳. برش ساختاری A-A'، موقعیت برش و راهنمای زمین‌شناسی در شکل ۲ نشان داده شده است



شکل ۴. برش ساختاری B-B'، موقعیت برش و راهنمای زمین‌شناسی در شکل ۲ نشان داده شده است



شکل ۵. موقعیت تاقدیس کوه‌های سیاه در برش‌های ساختاری رسم شده برای این چین روی نمودارهای چین خوردگی مرتبط با گسل‌های راندگی [۱۲]

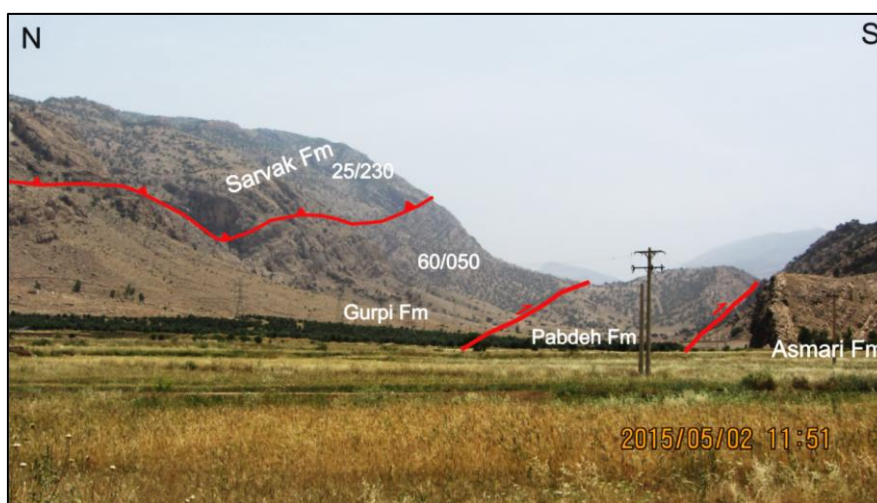


شکل ۶- نقشه هم ضخامت سازندهایی به سن سنومانین بالایی - میوسن زیرین. موقعیت خطواره مغناطیسی L1، موقعیت گسل پیشانی کوهستان (MFF) در اثر جابه‌جایی توسط گسل عرضی خارک - میش (KMF) و خاتمه یافتن گسل خارک - میش در یال جنوب باختری تاقدیس کوه سیاه با مستطیل سیاه رنگ نشان داده شده است. اصلاح شده از [15]

۱-۲. گسل پیشانی کوهستان

گسل پی‌سنگی پیشانی کوهستان از پهلو جنوب‌باختری تاقدیس کوه‌های سیاه عبور می‌کند و تشکیل تاقدیس کوه‌های سیاه به فعالیت پی‌سنگی گسل پیشانی کوهستان مرتبط است. هم‌زمان با فرآیند تشکیل تاقدیس در فرادواره این گسل، برخی از شاخه‌های راندگی و پس‌راندگی (TF2) گسل پیشانی کوهستان در پهلوهای چین‌رخمون پیدا کرده و آن را تحت تأثیر قرار داده‌اند. یکی از گسل‌های فرادواره پهنه گسل پیشانی کوهستان در بخش‌های جنوبی تاقدیس کوه‌های سیاه به خوبی در سطح رخنمون دارد (شکل ۷) اما به سمت بخش‌های مرکزی تاقدیس اثر پهنه گسلی در سطح دیده نمی‌شود ولی براساس شواهد سطحی و برش‌های رسم شده از بخش مرکزی (شکل ۳) و شمالی (شکل ۴)، هندسه تاقدیس کوه‌سیاه در بخش مرکزی تحت تأثیر پس‌راندگی TF2 تمایلی به سمت شمال‌خاور پیدا کرده (شکل ۳) و در بخش شمالی در برش ساختاری رسم شده اثری از گسل پیشانی کوهستان و پس‌راندگی آن (TF2) در سطح دیده نمی‌شود و تمایل چین به سمت شمال‌خاور نیست (شکل ۴).

راندگی‌های با جابه‌جایی‌های نسبتاً کم در طول تاقدیس کوه‌های سیاه رخنمون دارند که این راندگی‌ها برخی در ارتباط با فعالیت گسل پیشانی کوهستان در منطقه و شاخه‌های این گسل هستند که شیب به سمت جنوب باختر و شیب به سمت شمال‌خاور دارند و برخی از راندگی‌ها، راندگی‌هایی خارج از چین هستند که در منطقه شیب به سمت جنوب باختر دارند. روند کلی همه راندگی‌ها با روند تاقدیس موازی است (شکل ۲).



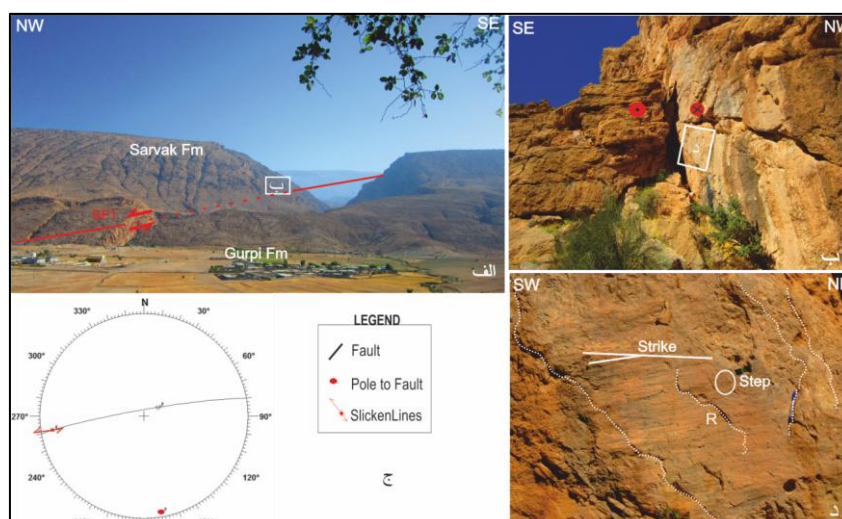
شکل ۷. پهنه گسل پیشانی کوهستان در بخش جنوبی تاقدیس کوه‌های سیاه

۳-۱. سامانه گسل‌های راستالغز

در بخش شمالی تاقدیس کوه‌های سیاه دو سامانه گسلی چپ‌گرد و راست‌گرد برونزد دارند. این گسل‌های راستالغز برداشت شده در محدوده تاقدیس کوه‌های سیاه به ترتیب با گسل‌های SF1 و SF2 و SF3 و SF4 (SFS3, SFD3) و SF4 نام‌گذاری شده‌اند (شکل ۲). در این بخش به دلیل اهمیت گسل‌های SF1 و پهنه گسل SF3 بر خمیدگی تاقدیس کوه‌های سیاه تشریحی از این گسل‌ها ارائه شده است.

گسل SF1

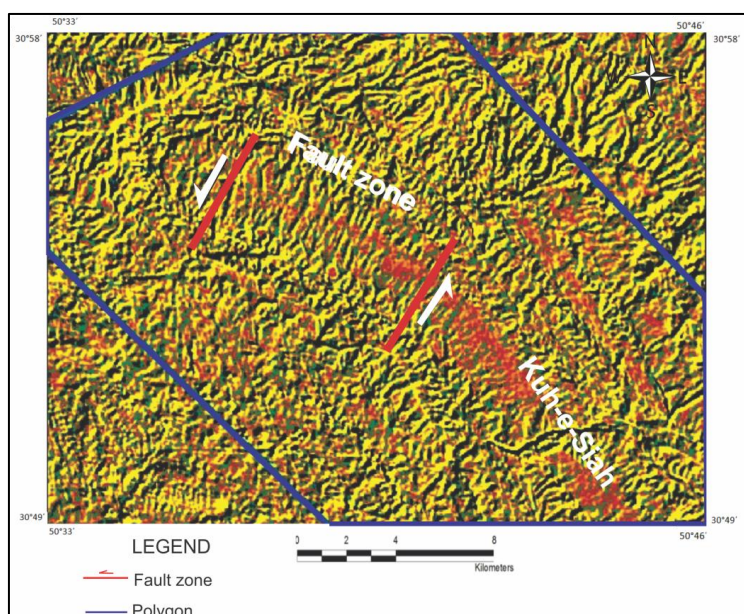
گسل SF1 در بخش مرکزی تاقدیس کوه‌های سیاه با روند $N080$ و شیب به سمت شمال‌باختر و طولی حدود ۱۴ کیلومتر سبب بریدگی تاقدیس شده است (شکل ۲). شروع گسل در رسوبات تبخیری فروافتادگی دهدشت به‌خوبی قابل ردیابی نیست و پایانه انتهایی این گسل را تا یال جنوب‌باختری تاقدیس مندان قابل مشاهده و دنبال کردن است. سازوکار این گسل براساس شواهد جنبشی موجود در صفحات گسلی مانند پله گسلی و شکستگی برشی ریدل، امتداد لغز چپ‌گرد با مؤلفه کوچک نرمال تعیین شده است (شکل ۸).



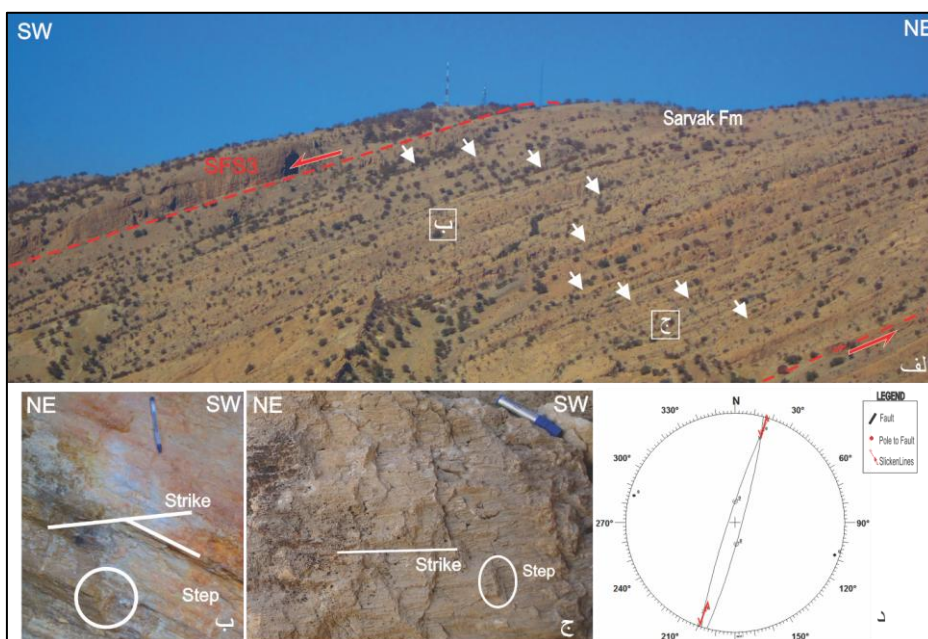
شکل ۸. الف) موقعیت گسل SF1 در تنگ پیرزال، ب و د) موقعیت پله و خش لغز، ج) تصویر استریوگرافیک گسل

پهنه گسل SF3 (SFS3, SFD3)

این پهنه گسلی شامل دو پهنه گسلی راست گرد و چپ گرد است که تنها در بخش شمالی تاقدیس کوه‌های سیاه قابل مشاهده هستند. پهنه گسل چپ گرد (SFS3) شامل دسته‌ای از گسل‌ها در بخش شمالی تاقدیس با روند ۰۲۵- N و طولی بین ۴ تا ۷ کیلومتر سبب بریدگی و ایجاد پرتگاه‌های گسلی پلکانی در این بخش از تاقدیس شده است. پهنای این پهنه گسلی حدود ۷ کیلومتر براساس فیلترگذاری جهت‌دار روی تصاویر ماهواره ای تعیین شده است (شکل ۹). سازوکار این پهنه گسلی براساس شواهد جنبشی موجود در صفحه گسل مانند پله گسلی و شکستگی برشی ریدل، راستالغز چپ گرد با مؤلفه کوچک نرمال تعیین شده است (شکل ۱۰).

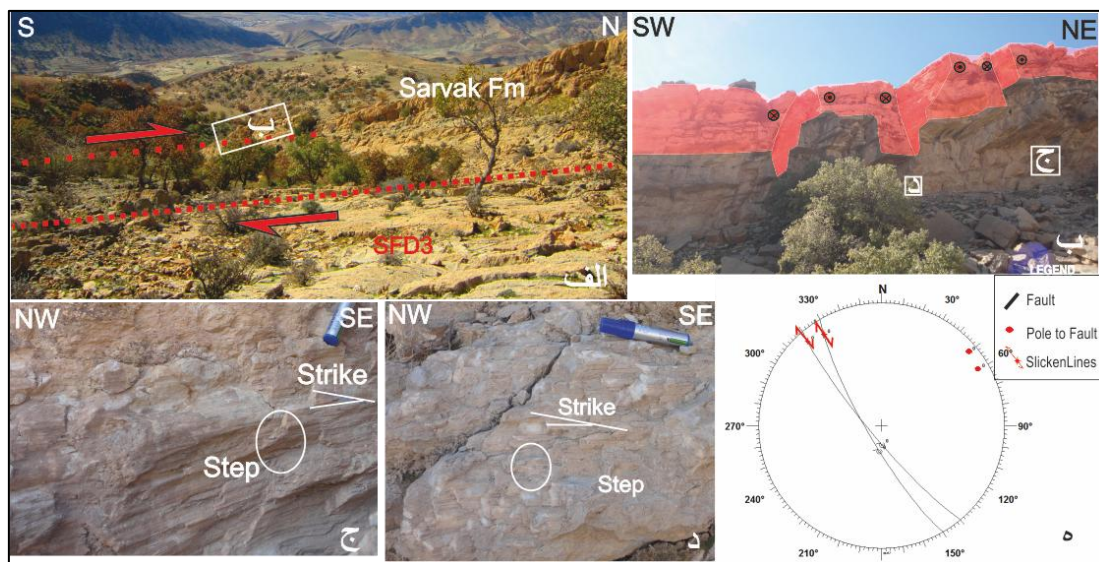


شکل ۹. فیلترگذاری جهت‌دار و مشخص کردن پهنه گسل SFS3



شکل ۱۰. الف) موقعیت پهنه گسل SF3 و پرتگاه‌های ناشی از آن، ب و ج) موقعیت صفحه گسل، پله و خش لغز روی آن، ب) تصویر استریوگرافیک گسل

پهنه گسل راست‌گرد (SFD3) شامل دسته‌ای از گسل‌ها با روند $N320-340$ که سبب بریدگی تاقدیس کوه‌سیاه در بخش شمالی شده است (شکل ۲). سازوکار این پهنه گسلی براساس شواهد جنبشی موجود در صفحات گسلی مانند پله گسلی و شکستگی برشی ریدل، راست‌الغز راست‌گرد با مؤلفه کوچک نرمال تعیین شده است (شکل ۱۱).



شکل ۱۱. الف) موقعیت بخشی از پهنه گسلی راست‌گرد، ب، ج و د) صفحه گسل، پله و خش لغز بر روی آن، ج) تصویر استریوگرافیک گسل

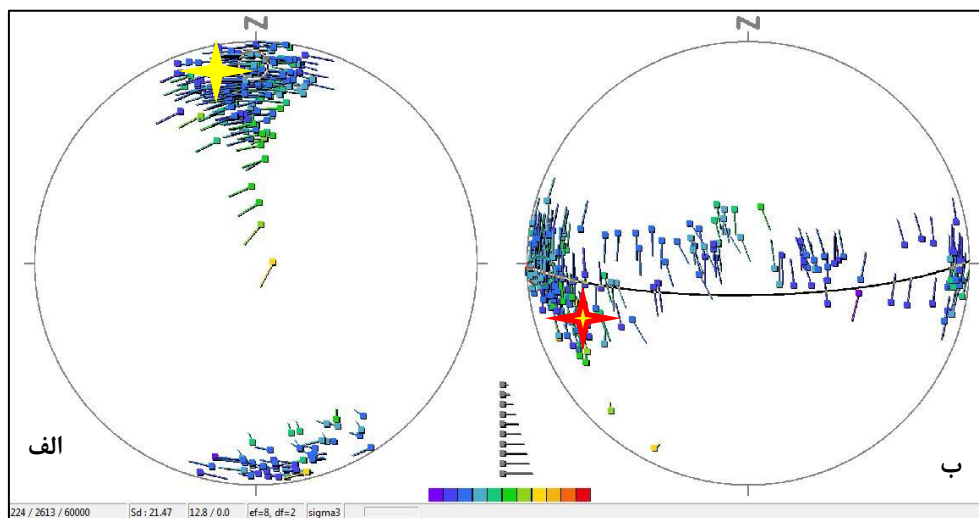
۲. تحلیل تنش دیرینه در پهنه گسل مزدوج (SFD3, SFS3)

برای بررسی اثر دینامیکی پهنه گسل عرضی بر خمیدگی تاقدیس کوه‌های سیاه، تحلیل تنش دیرینه به‌روش وارونی با استفاده از داده‌های خش‌لغز برای گسل‌های مزدوج (SFD3, SFS3) (شکل ۲) استفاده شده است. روش وارونی شامل مشخص کردن تنسور اصلی تنش (T) با توجه به جهت و سوی لغزش روی گسل‌ها است و در این روش فرض اصلی بر این است که هر لغزش گسلی که با خطوط لغزش مشخص شده است، جهت و سویی از تنش برشی را داراست که به یک تنسور تنش واحد مربوط می‌شود. فرض دیگر این است که همه گسل‌های طی رویدادی زمین‌ساختی مشابه، به‌طور مستقل حرکت کرده‌اند ولی به‌طور یک‌پارچه تحت یک تنسور تنش واحد بوده‌اند [۵].

با توجه به این‌که در محل عبور خطواره مغناطیسی از تاقدیس کوه‌سیاه یک پهنه گسل مزدوج (SFD3, SFS3) وجود دارد که از لحاظ زاویه‌ای با این خطواره اندکی ناهم‌خوان است. از این رو، در این پهنه گسلی تحلیل تنش دیرینه انجام شده و تنش شمالی-جنوبی در این پهنه گسلی به‌دست آمده است (شکل ۱۲). تنش به‌دست آمده با بردار GPS در منطقه [۱۱] هم‌خوانی نشان می‌دهد (شکل ۱۳). هم‌چنین تنش‌های به‌دست آمده (جدول ۱) براساس بررسی انجام شده در تاقدیس‌های مجاور تاقدیس کوه‌های سیاه [۳]، با تنش موجود در پهنه گسل SF3 مقایسه شده که در تاقدیس سولک که در بخش شمالی تاقدیس کوه‌های سیاه واقع شده است یک تنش تقریباً شمالی-جنوبی به‌دست آمده است (شکل ۱۳) [۳]. از این رو، می‌توان نتیجه گرفت که پس از چین‌خوردگی و تشکیل تاقدیس کوه‌های سیاه، پهنه گسل (SFD3, SFS3) جوان‌ترین فعالیت خطواره مغناطیسی پی‌سنگی بوده است و سبب خمیدگی در بخش شمالی تاقدیس کوه‌های سیاه شده است.

جدول ۱. موقعیت محورهای اصلی تنش در تاقدیس کوه سیاه در پژوهش حاضر و تاقدیس‌های مجاور آن براساس بررسی نویسندگان دیگر [۳]

نام ایستگاه	فاز تنش	σ_1		σ_2		σ_3	
		جهت میل	میل	جهت میل	میل	جهت میل	میل
تاقدیس کوه سیاه	فاز ۲	۵	۰۰۴	۸۵	۱۸۰	۲	۲۷۷
تاقدیس خویز	فاز ۱	۱۰	۰۴۱	۱۲	۱۳۳	۷۴	۲۷۵
تاقدیس سولک	فاز ۲	۲	۱۷۳	۲	۲۶۲	۷۰	۳۵۸
تاقدیس سفید و کویراک	فاز ۱	۱۱	۲۲۸	۳	۳۱۸	۷۹	۰۶۳

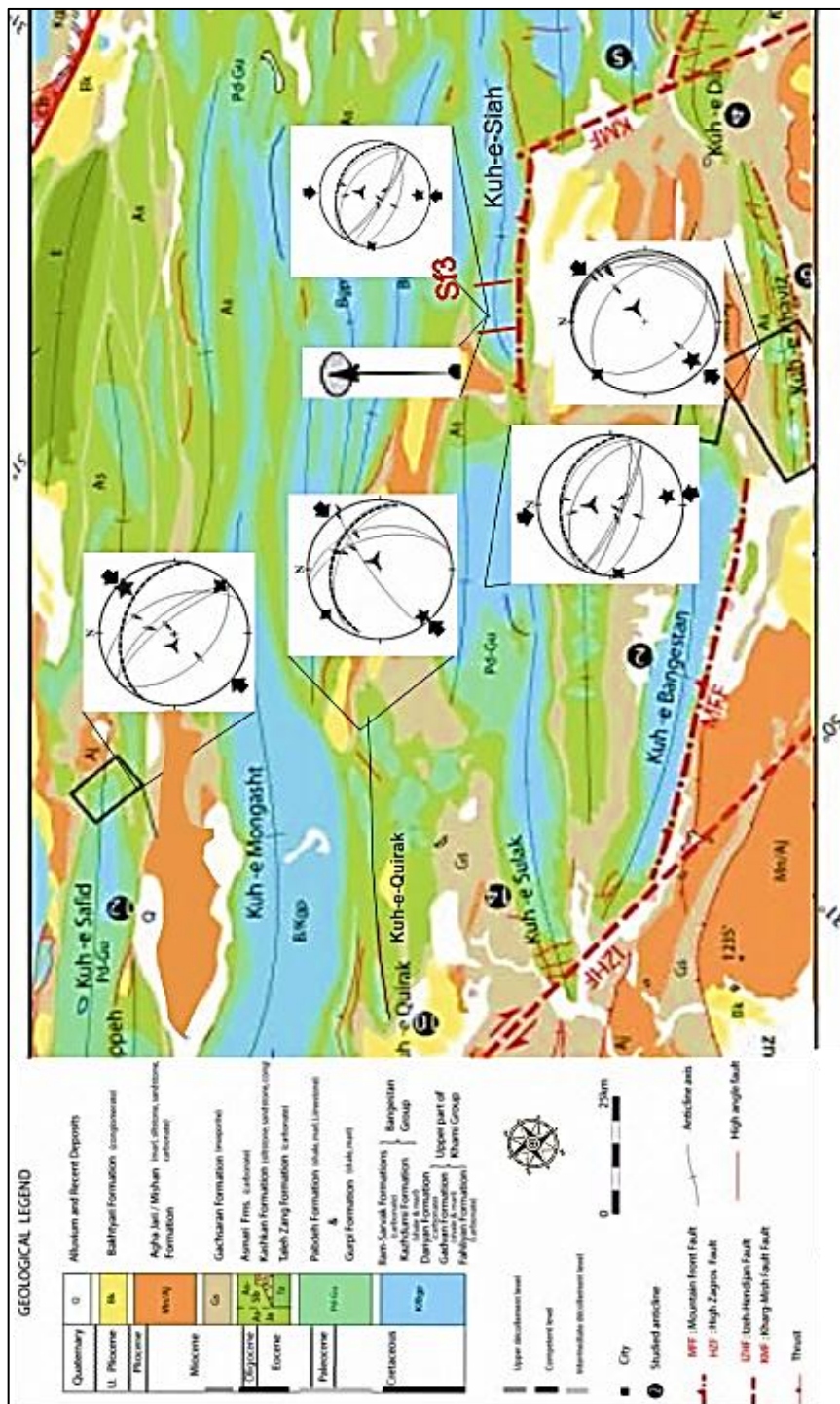


شکل ۱۲. حل تنسور تنش دیرین (الف) جهت‌یابی محور σ_1 . (ب) جهت‌یابی محور σ_3

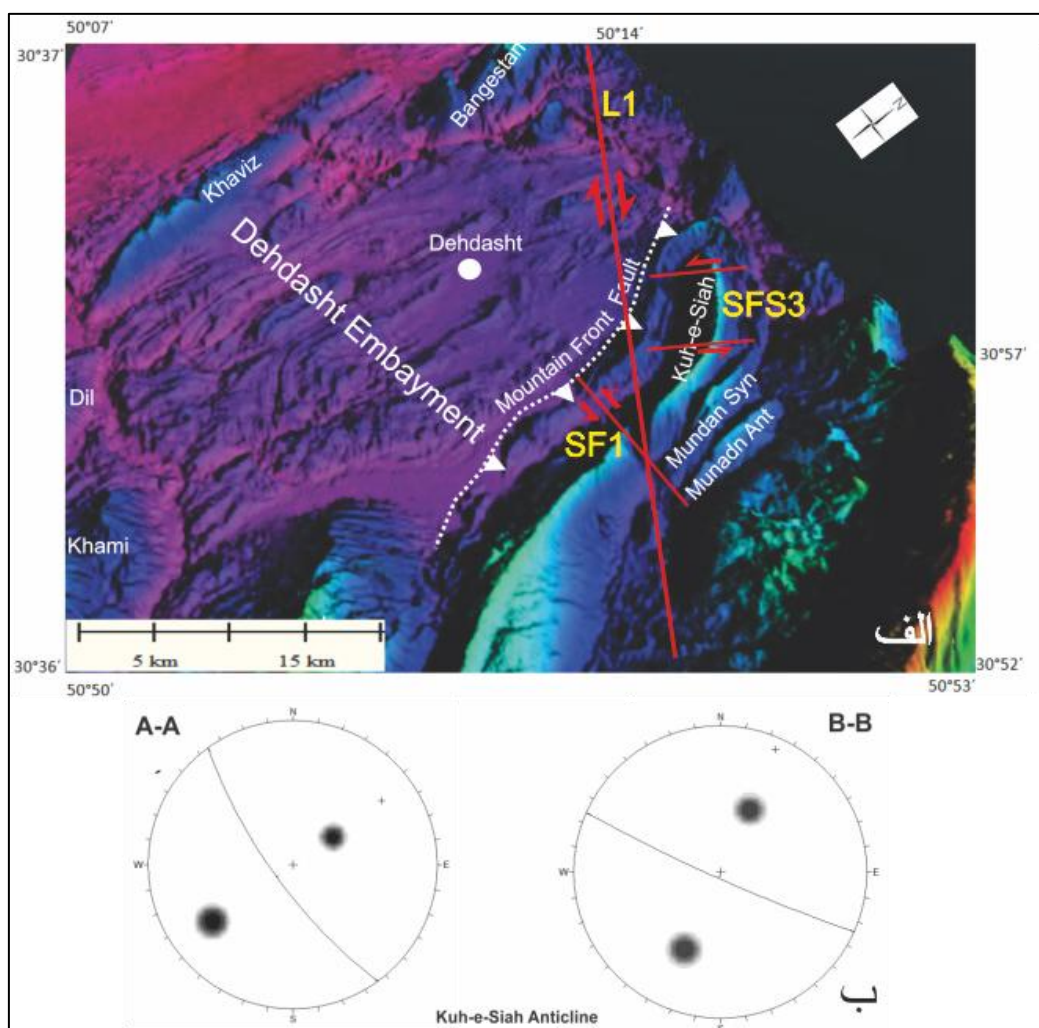
بحث

خطواره مغناطیسی L1 با روند شمال‌باختر- جنوب‌خاور از محل خمش تاقدیس کوه‌های سیاه عبور می‌کند (شکل ۲). تحلیل ارتباط زاویه‌ای بین این خطواره گسلی با گسل‌های راستالغز شناسایی شده در این بررسی نشان می‌دهد که اکثر گسل‌های عرضی در بخش شمالی تاقدیس کوه‌های سیاه مراتب فعالیت جوان این خطواره مغناطیسی هستند. برهمین اساس، پهنه گسل (SF3) از لحاظ زاویه‌ای با موقعیت خطواره هم‌خوانی نشان نمی‌دهد و براساس تحلیل تنش دیرینه در این پهنه گسلی، نتایج نشان‌دهنده تشکیل پهنه گسلی (SF3) پس از چین‌خوردگی و طی فعالیت‌های جوان این گسل است. گسل SF1 با توجه به شواهد زیر نشان‌دهنده شکستگی قبل از چین‌خوردگی است. این گسل، راندگی‌های هم‌زمان با چین‌خوردگی را جابه‌جا نکرده است (شکل ۲) و هم‌چنین با توجه به فعالیت گسل خارک- میش قبل و بعد از چین‌خوردگی [۱۵] و براساس چرخش حدوداً ۳۰ درجه‌ای صفحه محوری چین (شکل ۱۴) و با توجه به پژوهش نویسندگان دیگر [۳] که شکستگی‌های مختلف را در تاقدیس‌های اطراف کوه‌سیاه بررسی کرده و اعتقاد بر این است که شکستگی‌های با روند N۰۵۰ از نوع شکستگی قبل از چین‌خوردگی است. براین اساس گسل پی‌سنگی خارک- میش و گسل SF1 قبل از چین‌خوردگی فعالیت داشته‌اند (شکل ۱۵ الف). در زمان چین‌خوردگی و فعالیت گسل پیشانی کوهستان تاقدیس کوه‌سیاه در فرادیاواره آن تشکیل شده است (شکل ۱۵ ب) و همراه با آن شاخه‌هایی از گسل پیشانی کوهستان به‌صورت راندگی و پس‌راندگی در سطح رخنمون پیدا کرده‌اند. پس از

چین‌خوردگی فعالیت خطواره پی سنگی L1 سبب خمش حدوداً ۳۰ درجه‌ای در روند تاقدیس کوه سیاه شده و در طی آن گسل SF3 تشکیل شده و گسل SF1 که قبل از چین‌خوردگی تشکیل شده بود از موقعیت N۰۵۰ به موقعیت N۰۸۰ رسیده است (شکل ۱۵ ج).



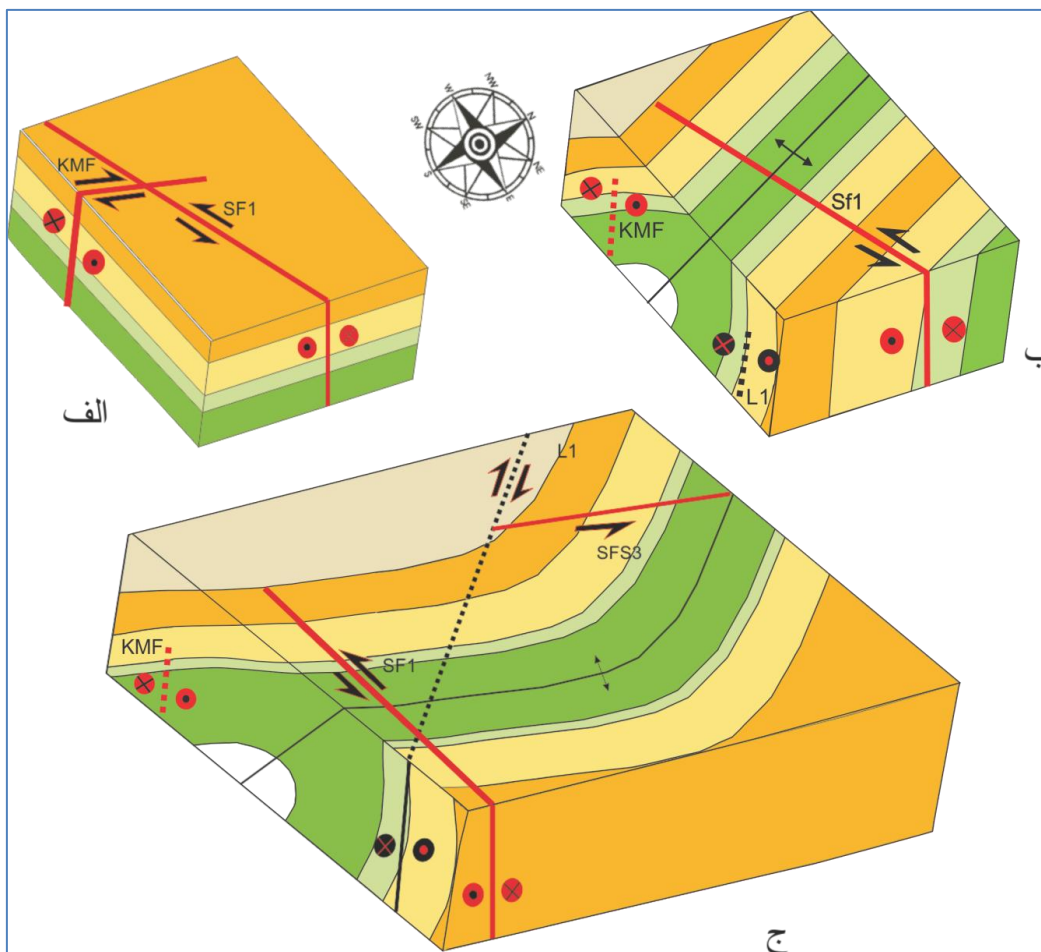
شکل ۱۳. جهت تنش به دست آمده در پهنه گسل (SF3) در تاقدیس کوه‌های سیاه و جهت بردار Gps [11] در منطقه و جهت تنش در تاقدیس‌های اطراف کوه‌های سیاه براساس پژوهش‌های نویسندگان دیگر [۳]



شکل ۱۴. چرخش صفحه محوری تاقدیس کوه‌سیاه و تصویر استریوگرافیک صفحه محوری تاقدیس کوه‌سیاه در برش‌های A-A' و B-B'

نتیجه‌گیری

پهنه‌های گسلی امتدادلغز چپ‌گرد و راست‌گرد به نقشه شناسایی شده به‌عنوان مراتب فعالیت جوان خطواره پی سنگی L1 در منطقه هستند. گسل SF1 مراتب گسل خارک-میش قبل از چین‌خوردگی در منطقه است که طی فعالیت جوان خطواره پی سنگی L1 به‌صورت غیرفعال همراه با چین‌چرخش یافته است. تاقدیس کوه‌های سیاه در بخش شمالی خود ۳۰ درجه چرخش دارد که فعالیت جوان خطواره پی سنگی L1 پس از چین‌خوردگی عامل خمش است.



شکل ۱۵. مراحل تکامل ساختاری محدوده مطالعه (الف) فعالیت گسل خارک-میش قبل از چین خوردگی و تشکیل گسل SF1، (ب) تشکیل تاقدیس کوه‌های سیاه و عدم تاثیر گسل‌های عرضی بر آن، (ج) فعالیت گسل L1 موجب چرخش گسل SF1 به صورت غیرفعال همراه با تاقدیس کوه‌های سیاه

منابع

۱. خدیوی وحید، "تحلیل ساختاری تاقدیس کوه‌های سیاه و اثر گسل‌های عرضی برهندسه آن در شمال شرق منطقه دهدشت، زاگرس چین-رانده"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۹۴).
۲. طباطبایی هاشم، "نقشه خطواره‌های پی سنگی مغناطیسی زاگرس"، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ (۱۳۷۰).
3. Ahmad Hadi F., "Fracture development in the Asmari Fm, SW Iran: typology, timing and relation to Folding and Arabia-Eurasia collisional Tectonics, insights from Field studies and mechanical models", Published PhD thesis, university Petm. Curie, Paris, France (2006) 300.
4. Ameen M.S., "Effect of Basement Tectonic on Hydrocarbon Generation, Migration and Accumulation in Northern Iraq", AAPG Bull, 76 (1992) 356-370.

5. Angelier J., "Fault slip analysis and paleostress reconstruction, in Hankok", P.L. Continental deformation, Oxford: Pergamon press, 5 (1994) 420-439.
6. Bahroudi A., Talbot C.J., "The configuration of the basement beneath the Zagros basin", Journal of Petroleum Geology, 26 (2003) 257-282.
7. Barzegar F., "Introducing Firuzabad and Nezamabad faults, proc", of 10th geosciences conference, geological survey of Iran, Tehran (1992).
8. Berberian M., "Contribution to the Seismotectonics of Iran", Rep. II, Publs. Geological Survey of Iran, 39 (1976) 516.
9. Berberian M., "Master-Blind-Thrust Faults Hidden under the Zagros Folds: Active Basement Tectonics and Surface Morphotectonics", Tectonophysics, 241(1995) 193-224.
10. Falcon N.L., "Problems of the Relationship between Surface Structures and Deep Displacements Illustrated by the Zagros Range", In: P. Kent, G.E. Satterthwaite and A.M. Spencer (Eds.), Time and Place Orogeny, Geological Society of London, Special publication, 3 (1969) 9-22.
11. Hessami K., Koyi H. A., Talbot C.J., "The Significance of Strike-Slip Faulting in the Basement of the Zagros Fold and thrust Belt", Journal of Petroleum Geology, 24 (2001) 5-28.
12. Jamison W.R., "Geometric analysis of fold development in overthrust terranes", Journal of Structural Geology, 9 (1987) 207-219.
13. McQuillan H., "A Geological note on the Qir Earthquake, SW Iran", Geol Mag, 110 (1973) 243-248.
14. Sepehr M., Cosgrove J.W., "The role of major fault zones in controlling the geometry and spatial organization of structures in the Zagros Fold-Thrust Belt. Geological Society", London, Special Publications, 272 (2007) 419-436.
15. Sherkati S Letouzey J., "Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran", Marine and Petroleum Geology, 5 (2004) 535-554.
16. Yassaghi A., "Integration of Landsat imagery interpretation and geomagnetic data on verification of deep-seated transvers fault lineaments in SE Zagros", International journal of remote sensing, 27 (2006) 4529-4544.