

تحلیل ساختاری پهنه برخوردی کوهزاد زاگرس در باختر الیگودرز

امیرحسین صدر^۱، محمد محجل^{۱*} و علی یساقی^۱

^۱گروه تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۳/۲۰

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۱۱/۰۹

چکیده

در پهنه برخوردی کوهزاد زاگرس سبک ساختاری از بخش درونی (پهنه سندانج - سیرجان) به سمت بخش بیرونی (زاگرس) به ترتیب از سبک ستر پسته به سبک نازک پسته تغییر می‌نماید. در این پهنه، گسل‌های راندگی با روند شمال باختر - جنوب خاور و شیب به سمت شمال خاوری، قدیمی‌ترین واحدهای ترادف رسوبی را به سطح رسانده‌اند. بر اساس الگوی دگرشکلی، پهنه برخوردی کوهزاد زاگرس را می‌توان به دو محدوده مشخص که توسط راندگی اصلی زاگرس از یکدیگر جدا شده‌اند، تفکیک نمود، بخش بیرونی به طور عمده ساختار راندگی فلسی نازک پسته دارد، اما بخش درونی دارای کوتاه‌شدگی بیشتر، دگرشکلی پی سنگ و ساختار دوپلکسی است. در بخش درونی سفره‌های راندگی متعددی که از سنگ‌های دگرگونی منشأ گرفته‌اند و تا پیشانی راندگی اصلی زاگرس پیشروی نموده‌اند، گسترش یافته است. سازوکار حرکتی این سفره‌های راندگی، گرانشی و زمین‌ساختی بوده و تا مسافت‌هایی از ۲ تا ۲۰ کیلومتر جابه‌جا شده‌اند. افزون بر گسل‌های پی سنگی موازی روند زاگرس (گسل اصلی جوان زاگرس)، گسل‌های پی سنگی عمود بر روند زاگرس (در اینجا به نام گسل پی سنگی ازنا معرفی می‌شود) نیز دگرشکلی منطقه را تحت تأثیر قرار داده‌اند که سبب تغییر سبک دگرریختی در طول پهنه برخوردی شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: پهنه برخوردی، سندانج - سیرجان، زاگرس، زمین‌دز، دوپلکس، ساختار فلسی، روراندگی

*نویسنده مسئول: محمد محجل

E-mail: mohajjel@modares.ac.ir

۱- مقدمه

کوهزاد زاگرس نتیجه همگرایی خرده‌قاره‌های ایران مرکزی و ورق عربستان است که با از بین رفتن اقیانوس تتیس جوان (در بین آنها) شکل گرفته است (برای مثال: Berberian & King, 1981; Sengor, 1984). شروع کافت قاره‌ای در پرمین و سپس تجدید فعالیت آن در تریاس سبب شکل‌گیری این اقیانوس شده است. با این حادثه زمین‌ساختی صفحه ایران مرکزی که بخشی از گندوانا بوده، از آن جدا شده و در نهایت اقیانوس تتیس جوان در نتیجه فرایندهای فروانش، فرارانش و برخورد قاره‌ای بسته شده است (Alavi 1994; Berberian & King, 1981; Stocklin, 1968). کوهزاد زاگرس مانند اغلب کوهزادها از بخش درونی (پهنه سندانج - سیرجان) و بخش بیرونی (کمر بند چین‌خورده - رانده زاگرس) تشکیل شده که نحوه دگرشکلی این دو بسیار متفاوت است. دو مدل زمین‌ساختی در مورد تکوین پهنه سندانج - سیرجان و مکان زمین‌دز ارائه شده است که عبارتند از:

(۱) مدل ستر پسته (Thick - Skinned Tectonics): در این مدل خاستگاه گسل‌ها ژرف و پی‌سنگی است و پی‌سنگ همراه پوشش رسوبی در دگرشکلی شرکت می‌کند. کوتاه‌شدگی زیاد با دگرشکلی شکل‌پذیر در سنگ‌ها و ساختار شکل‌پذیر گسلی سنگ‌ها از ویژگی‌های این بخش است. دگرشکلی پی‌سنگ در واقع به دلیل فعالیت دوباره گسل‌های ژرفی است که به طور معمول در مراحل پیشین (در یک رژیم کششی) ایجاد شده‌اند. سیستم راندگی‌ها به صورت فلسی و یا دوپلکسی است. راندگی اصلی زاگرس (Main Zagros Thrust) مرز ساختاری و سنگ‌چینه‌ای ژرفی بین ایران مرکزی و ورق عربی بوده و آن را به عنوان زمین‌دز زاگرس (Zagros Suture) در نظر می‌گیرند (Berberian & King, 1981; Stocklin, 1968; Sengor, 1984; Mohajjel et al., 2003; Agard et al., 2005).

(۲) مدل نازک پسته (Thin - Skinned Tectonics): در این مدل پهنه سندانج - سیرجان از ورق‌های راندگی نازک و کم شیب با رفتار شکل‌پذیر و شکننده تشکیل شده که سنگ‌های دگرگونی و غیر دگرگونی را ده‌ها کیلومتر از سمت شمال خاور به سمت جنوب باختر رانده است. این راندگی‌ها دارای سبک Piggy back هستند. هر سیستم راندگی در هر زمان که تشکیل شده ساخت‌های پیشین را بریده، جابه‌جا

نموده و ورق‌های راندگی پیچیده‌ای را ایجاد کرده است. گسلی که در گذشته با عنوان راندگی اصلی زاگرس نام برده شده، گسل با شیب زیاد نبوده و پهنه خرد شده را ایجاد نکرده است. بلکه از یک سری راندگی‌هایی با شیب کم تشکیل شده است که هیچ کدام از آنها را نمی‌توان به عنوان راندگی اصلی در نظر گرفت. در ضمن زمین‌دز زاگرس در مرز بین سندانج - سیرجان و ارومیه - دختر در نظر گرفته شده است (Alavi, 1980; Alavi, 1994; Alavi & Mahdavi, 1994).

در بخش بیرونی کمر بندهای کوهزایی (کمر بند چین‌خورده - رانده)، پوشش رسوبی غالباً "مستقل از پی‌سنگ و بر روی یک پهنه جدایشی دگرشکل می‌شود. در این بخش گسل‌های راندگی در پوشش رسوبی به یک گسل انفصالی در مرز پوشش رسوبی و پی‌سنگ می‌پیوندد و از آن ژرف‌تر نمی‌شود. ساختار گسلی سنگ‌ها شکنا است و نشان دهنده تغییر شکل در بخش بالایی پسته است (Hatcher, 2007). در کمر بندهای کوهزایی به طور معمول، مدل ستر پسته برای بخش درونی و نازک پسته برای بخش بیرونی در نظر گرفته می‌شود (Butler et al., 2004)، هر چند شیوه دگرشکلی در طول کمر بند ممکن است متفاوت باشد.

بررسی‌های متعددی بر روی کمر بند چین‌خورده - رانده زاگرس صورت گرفته است. (برای مثال: Falcon, 1969, 1974; Colman Sad, 1974; Sepher & Cosgrove, 2004; Sherkati & Letouzy, 2004).

افزون بر آن، بررسی‌های مستقلی نیز بر روی پهنه سندانج - سیرجان صورت گرفته است (برای مثال: Braud, 1987; Berberian & Alavi-Tehrani, 1977; Alavi, 1994; Mohajjel & Fergusson, 2000; Agard et al., 2005). اما تا کنون چگونگی تغییر سبک دگرشکلی از بخش درونی کوهزاد زاگرس به بخش بیرونی کمتر مورد توجه بوده است. کمبود اطلاعات ساختاری از این بخش کوهزاد زاگرس، همچنین محل زمین‌دز بین ورق‌های ایران و عربستان، زمان بسته شدن تتیس جوان و برخورد قاره‌ای را با ابهاماتی روبه‌رو نموده است. در این پژوهش بخش جنوبی پهنه دگرگونی سندانج - سیرجان و بخشی از زاگرس مرتفع که در گذر از بخش درونی کوهزاد زاگرس به بخش بیرونی قرار می‌گیرد مورد بررسی قرار گرفته و

تدریجی (Transitional Zone) بین پهنه دگرگونی سندانج- سیرجان و کمربند چین-رورانده (تراست) زاگرس را فرا می گیرد.

- زیر پهنه حاشیه ای: که دربرگیرنده رسوبات ژرف مزوزویک، رسوبات کربناتی دریایی کم ژرفا و کمان آتشفشانی است (Mohajjel et al., 2003) خود به دو بخش تقسیم می شود. سنگ های آتشفشانی ژوراسیک که (Alavi 1994) آن را حوضه پیش کمانی، کمان ماگمایی مزوزویک ارومیه - دختر در نظر گرفته در حالی که (Mohajjel et al., 2003); Berberian and King (1981) این سنگ های آتشفشانی را کمان ماگمایی مزوزویک پهنه سندانج - سیرجان می دانند افزون بر آن، سنگ های آهکی متبلور با برگوارگی این بخش گسترش دارد که ژوراسیک- کرتاسه (J.K.) نامیده شده است (سهیلی و همکاران، ۱۳۷۱).

- نهشته های سنوزویک: به طور پیوسته بر روی نهشته های رادیولاریتی قرار گرفته و این بخش بیشتر از نهشته های ائوسن شامل سنگ آهک های آلئولین دار که شرایط دریایی کم ژرفا را نشان می دهد، تشکیل شده است. وجود قطعات رادیولاریت در قاعده نهشته های ائوسن نشانگر تشکیل حوضه بر روی بستر رادیولاریتی است. واحدهای الیگوسن یک محیط کربناتی کم ژرفا را نشان می دهد که به حوضه آسماری زاگرس شباهت دارد (سهیلی و همکاران، ۱۳۷۱).

- واحد رادیولاریتی: دو نوع رادیولاریت وجود دارد یک سری از رادیولاریت ها همان نهشته های پلاژیک همراه توالی افیولیتی هستند که در اثر برخورد قاره ای بر روی سکوی عربی فرارنده شده اند که بخش های مختلفی از آن در کرمانشاه (افیولیت های کرمانشاه، Braud, 1987) و نیز (رادیولاریت های پیچاکن، Ricou, 1971) رخمون دارند، دسته دوم رادیولاریت هایی هستند که در یک حوضه حاشیه ای قاره ای (Continental Margin Basin) بر روی صفحه عربی و در حاشیه تنیس جوان تشکیل شده اند و اکنون مهم ترین رخمون آنها را در کرمانشاه، ازنا و نیز می توان دید (Kazmin et al., 1986; Mohajjel et al., 2003).

اختلاف این دو دسته رادیولاریت ها در منطقه کرمانشاه مشخص است به طوری که دسته اول همراه سنگ های اولترابازی و آذرین هستند و در بخش شمال خاوری منطقه قرار دارند، در حالی که در رادیولاریت های بخش های جنوبی هیچ گونه سنگ آذرینی دیده نمی شود و سنگ آهک های بیستون میان این دو دسته قرار گرفته اند (Mohajjel et al., 2003).

- زاگرس بلند (ارتفاعات اشترانکوه): در این بخش زاگرس، قدیمی ترین سازندها مثل شیل و ماسه سنگ های سازند زایگون و لالون رخمون یافته، که قابل مقایسه با واحدهای همزمان در ایران مرکزی و البرز است. توالی رسوبی سازند میلا به سن کامبرین به طور پیوسته بر روی ماسه سنگ های لالون قرار گرفته اند که از تناوب آهک، دولومیت و شیل تشکیل شده است (Berthier et al., 1974). بر روی واحد بالا، سازند زردکوه قرار می گیرد که به طور عمده از شیل است. لایه های کربناتی پرمین بالایی سازند دالان و یک ماسه سنگ قاعده ای به صورت دگرشیب بر روی سازندهای قدیمی قرار می گیرند. لایه های دولومیتی خانه کت و کنگان به سن تریاس به طور هم شیب بر روی کربنات دالان قرار گرفته اند. سنگ های ژوراسیک در این منطقه شامل کربنات های ستبر لایه، شیل و ماسه سنگ های سازند نیز و سورمه است که در بخش زیرین آنها یک لایه مارنی توسعه یافته است. جوان ترین لایه های کوه های اشترانکوه سازندهای صخره ساز فهلان، داریان و سروک است که سن آنها را کرتاسه زیرین در نظر می گیرند.

۳- ساختارها

پی سنگ در پهنه زاگرس بلند رخمون ندارد. بر اساس نقشه مغناطیس هوایی

هندس ساختارها و تحولات جنبشی گسل های رانده به طور عمده مبتنی بر مشاهدات صحرایی و همچنین تفسیر تصاویر ماهواره ای و اطلاعات ژئوفیزیک قابل دسترس، بررسی شده است.

سؤالانی که در این نوشته به آن پرداخته خواهد شد تغییر ویژگی های هندسی و سبک ساختارها از بخش درونی کوهزاد به بخش بیرونی را در بر می گیرد. آیا ویژگی های ساختاری وجود زمین درز را در این منطقه تأیید می کند. سیستم راندگی ها در این ناحیه چگونه است. با توجه به اهداف بالا با رسم برش های زمین شناسی از نقاط مختلف منطقه مورد بررسی و استفاده از مشاهدات صحرایی و اندازه گیری ها، این تغییرات مورد بررسی و تحلیل قرار گرفته است.

۲- زمین شناسی ناحیه ای

کمربند کوهزایی زاگرس در بخش میانی رشته کوه های آلپ - هیمالیا قرار گرفته و از جنوب خاور گسل آتاتولی خاوری در خاور ترکیه تا خطواره عمان با روند شمال باختر - جنوب خاور امتداد دارد. این کمربند کوهزایی از طرف شمال خاور به جنوب باختر از سه پهنه عمده زمین ساختی با روند شمال باختری - جنوب خاوری تشکیل شده است (شکل ۱).

الف) کمان ماگمایی ارومیه - دختر: شامل سنگ های آذرین درونی و بیرونی با سن ائوسن تا کواترنری که به کمان ماگمایی ترشیری (Berberian & Berberian, 1981) معروف شده است.

ب) پهنه دگرگونی سندانج- سیرجان: که از سنگ های مزوزویک و به ندرت پالئوزویک تشکیل شده است. گرچه توده های نفوذی و سنگ های آتشفشانی مزوزویک نیز در آن گسترش دارند.

ج) کمربند چین خورده - رانده زاگرس: که در لبه شمال خاوری سکوی عربی قرار گرفته و شامل توالی چین خورده رسوبی فانروزویک با ستبرایی بالغ بر ۱۰ کیلومتر است (Stocklin, 1968). این کمربند به دو بخش ساختاری مشخص یکی کمربند راندگی زاگرس مرتفع (پهنه خرد شده) و دیگری کمربند چین خورده تقسیم شده که توسط گسل زاگرس بلند از یکدیگر جدا می شوند (Falcon, 1969; Berberian, 1994). منطقه مورد مطالعه از جنوب شهرستان درود شروع شده و تا باختر شهرستان الیگودرز ادامه دارد. این منطقه بخشی از پهنه سندانج- سیرجان تا زاگرس بلند را شامل می شود. به طوری که می توان آن را از شمال خاور به سمت جنوب باختر بر اساس موقعیت آن از نظر ژئوتکتونیک در کوهزاد زاگرس در دو بخش درونی و بیرونی تقسیم نمود (شکل ۲).

۱) بخش درونی (Internal Zone): این بخش دگرگونی که با نام زیر پهنه با دگربخشی پیچیده نیز نامیده شده است (Mohajjel et al., 2003)، شامل توالی های زیر است که در حاشیه قاره ای اواخر پالئوزویک - مزوزویک است:

الف) متاکربنات های پرمین که شامل سنگ آهک ها و دولومیت های دگرگون شده به رنگ سفید با تبلور دوباره سنگ آهک و دولومیت همراه قلوها و نوارهایی از سیلکس است.

ب) سنگ های دگرگونی تریاس میانی - بالایی با نام کمپلکس ژان (Mohajjel & Fersussou, 2000) که شامل ماسه سنگ کوارتزیتی، متادولومیت، مرمر، شیست، سنگ های آتشفشانی مافیک و سنگ های آذرین سیلیسی است.

ج) فلیت های همدان با سن تریاس پسین - ژوراسیک که در بخش شمال خاوری پهنه گسترش دارد.

د) سنگ آهک های اوریتولین دار کرتاسه (آپتین - آلبین).

۲) بخش بیرونی (external Zone): این بخش مجموعه های سنگی را در پهنه

قطعاتی از رادیولاریت در قاعده برکه راندگی در مرز با برکه اشترانکوه که قابل مقایسه با کنگلومرای پالتوسن (کنگلومرای معادل سازند امیران در باختر خرم آباد) است، حضور دارد. این کنگلومرا گویای راندگی برکه رادیولاریتی در کرتاسه پایانی است. این کنگلومرا اغلب از قطعات رادیولاریت و مقدار کمی از قطعات سنگ آهک های کرتاسه تشکیل شده است. اندازه قطعات در حد قله سنگ بوده و به طور کامل زاویه دار هستند که جورشدگی متوسط با سیمان سیلیسی کاملاً سخت و بدون لایه بندی و با گسترش بسیار محدود در جنوب باختر کمندان رخنمون یافته است (شکل ۶-ب).

لایه های رادیولاریتی با شیب زیاد (80° – 65°) و جهت شیب به سمت شمال خاور هستند که نشان گر کوتاه شدگی و برخاستگی شدید از کرتاسه پایانی تا عهد حاضر است. ساخت S/C Fabric (S/C) به طور کامل در مرز این راندگی گسترش دارد و حرکت شیب لغز را برای این برکه به اثبات می رساند (شکل ۶-ا). افزون بر آن ریزچین ها به طور پراکنده در رادیولاریت ها گسترش دارند که عناصر هندسی آنها (مانند سطح محوری) هماهنگی کاملی با هندسه راندگی دارد (شکل ۶-ج). بر روی لایه های رادیولاریتی نهشته های سنوزویک به طور دگرشیب قرار گرفته است.

– **برکه راندگی زیر پهنه حاشیه ای:** این راندگی بخشی از گسل اصلی زاگرس است (Main Zagros Thrust) که به عنوان مرز میان صفحه عربی (زاگرس) و ایران مرکزی (پهنه سندانج – سیرجان) قرار دارد (Falcon, 1967; Stocklin, 1968; Berberian & King, 1981). این راندگی برای اولین بار توسط Stocklin & Falcon با عنوان Zagros Thrust Line نامیده شده است. گسل در این ناحیه دارای هندسه یکنواختی است و در منطقه مورد بررسی فرادیواره گسل از سنگ آهک های سبتر لایه دگرگونی و غیر دگرگونی به سن کرتاسه و قدیمی تر تشکیل شده که به شدت خرد شده و حالت کارستی پیدا کرده و در نهایت بر روی مجموعه سنوزویک رانده شده است. این پهنه خرد شده در بسیاری از نقاط زاگرس به نام پهنه خرد شده نامیده می شود (Falcon, 1967).

در پیشانی راندگی دربرگیرنده لایه های غیر دگرگونی کرتاسه بالایی است (K3)، و سنگ های آتشفشانی بازی بر روی آن رانده شده است (شکل های ۷ و ۳). در برکه زیر پهنه حاشیه ای دو راندگی فرعی وجود دارد. در جنوب منطقه (جنوب برکه) سنگ آهک های متبلور دارای برگ وارگی (J.K.) (سهیلی و همکاران، ۱۳۷۱)، بر روی سنگ آهک های غیر دگرگونی کرتاسه بالایی (K3) رانده شده است (شکل ۷).

افزون بر راندگی بالا، راندگی دیگری نیز وجود دارد که سنگ های آتشفشانی ژوراسیک را بر روی سنگ آهک های (J.K.) رانده است (شکل های ۳ و ۲). عرض این بخش نیز به سمت شمال کاهش می یابد. در بخش شمالی راندگی اصلی در سنگ آهک های (J.K.) ساختار پیچیده دوپلکسی در مقیاس رخنمون توسعه یافته است که مراحل تکامل یافته یک (Antiformal Stack) است (در برش دره تخت) که بر گواره های مرتبط با راندگی به شکل آشکاری در آن به وجود آمده است (شکل ۸). در پهنه برشی راندگی دگر ریختی شکنای گسترده ای در این سنگ ها ایجاد شده است به طوری که میزان جابه جایی به حدی است که سبب حذف واحدهای سنوزویک شده و سنگ های دگرگونی در همبری با رادیولاریت ها قرار گرفته است (شکل ۹).

– **برکه راندگی قلعه قورچک:** برکه قلعه قورچک (Mohajjel et al., 2003) با روند شمال باختری و شیب به سمت شمال خاور در شمال راندگی اصلی زاگرس (M.Z.T) واقع شده است (شکل های ۱۰، ۳ و ۲). در راستای این راندگی متاکرینات های پرمین بر روی سنگ های آتشفشانی ژوراسیک رانده شده است (شکل ۱۰). نشانگرهای کینماتیک (ساختار S/C) حرکت شیب لغز راندگی و گسله سنگ ها نیز دگر ریختی

(Yousefi & Freidberg, 1977) ژرفای پی سنگ در جنوب باختر گسل اصلی زاگرس حدود ۲۵۰۰ متر زیر سطح دریا (ژرفای ۶ کیلومتری) محاسبه شده است اما در شمال خاوری گسل اصلی زاگرس (پهنه سندانج – سیرجان) پی سنگ را در نزدیکی سطح زمین در نظر می گیرند. اما نقشه رسم شده از رأس پی سنگ بر اساس روش گرانی سنجی و روش لرزه ای را در منطقه زاگرس بلند در محدود یاسوج – شهرکرد (Henck et al., 2005) اطلاعات بیشتری از پی سنگ ارائه می کند. بر اساس این نقشه، پی سنگ در منطقه زاگرس بلند به بلوک هایی با روند شمال باختر – جنوب خاور تقسیم شده و بلوک های شمال خاوری بالاتر از بلوک های نزدیک خود قرار می گیرند. به دلیل وجود پله ها بر خلاف شیب ۲/۵–۲ درجه در سطح پی سنگ به سمت شمال خاور در هر بلوک، پی سنگ در شمال خاور در ژرفای کمتری قرار می گیرد. (Mc Quarrie 2004) بالا آمدن پی سنگ در منطقه زاگرس بلند را به صورت ساختار دوپلکسی در پی سنگ و در زیر پوشش رسوبی تفسیر کرده است. در زاگرس بلند گسل های راندگی با روند شمال باختر – جنوب خاور و شیب به سمت شمال خاور، قدیمی ترین واحدهای توالی رسوبی را به سطح رسانده اند. چنین گسل هایی افزون بر پهنه زاگرس بلند در پهنه سندانج – سیرجان نیز دیده می شوند. (Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003).

۳-۱. ساختار برکه های راندگی

در منطقه مورد بررسی چندین برکه راندگی وجود دارد که به ترتیب معرفی شده و ساختار هر کدام توضیح داده شده اند. برکه های راندگی از جنوب باختر به سمت شمال خاور عبارتند از:

– **برکه راندگی اشترانکوه:** این برکه شمالی ترین برکه راندگی زاگرس بلند است و قدیمی ترین لایه های توالی رسوبی زاگرس، شامل سازندهای زایگون و لالون، در امتداد این راندگی بر روی کنگلومرای بختیاری رانده شده است (شکل ۴ و ۳) در این ناحیه نیز پی سنگ، مانند دیگر نقاط زاگرس به سطح نمی رسد. بر اساس داده های ژئوفیزیکی و بررسی های صحرایی قطعاتی از پی سنگ که توسط گنبد های نمکی در دیگر نقاط زاگرس به سطح آورده شده مشخص می کند که پی سنگ زاگرس ادامه پی سنگ عربی و متشکل از یک کمپلکس متبلور گرانیته دگرگونی باشد.

در این ناحیه (استان لرستان) سازند تبخیری هرمز رخنمون نیافته اما با توجه به نقشه های (NIOC 1975) در بخش جنوبی گسل ایذه – هندیجان به صورت دیابیری به سطح رسیده است. سازند زردکوه که به طور عمده از شیل تشکیل شده در این ورق در حین کوتاه شدگی به عنوان پهنه جدایش عمل کرده و سبب تغییرات در هندسه لایه ها در بخش زیرین خود شده است (شکل ۴ و ۳). به نظر می رسد با توجه به این که قدیمی ترین لایه های توالی رسوبی در بخش میانی برکه راندگی رخنمون یافته، میزان جابه جایی در بخش میانی برکه بیشترین بوده و به سمت دو انتها (با رخنمون لایه های جوان تر مانند میلا و سازند دالان و خانه کت)، از میزان جابه جایی کاسته می شود. در بخش جنوبی چرخشی در امتداد لایه ها دیده می شود که متأثر از حرکت گسل جوان زاگرس (M.R.F) است (شکل ۲).

– **برکه راندگی رادیولاریتی:** در منطقه مورد مطالعه رادیولاریت ها از نوع دوم است (بخش پیشین را ببینید) که در یک حوضه حاشیه قاره ای تشکیل شده است، این برکه بر روی برکه اشترانکوه فرارانده شده است (شکل ۵). رادیولاریت ها از سیلیس بیوشیمیایی به همراه شیل سیلیسی است و به ندرت دارای لایه های آهکی میکربیتی است (سهیلی و همکاران، ۱۳۷۱). در ضمن سنگ های آتشفشانی به مقدار کم از نوع آندزیت اغلب دگرسان شده همراه این رسوبات دیده می شود. با توجه به فسیل های موجود در رادیولاریت ها و آهک های میکربیتی، سن این رسوبات، کرتاسه بالایی تعیین شده است (سهیلی و همکاران، ۱۳۷۱). برونزد کنگلومرای با

برش زاویه حاده می‌سازند و از قاعده به سمت رأس حالت مقعر نشان می‌دهند (شکل ۱۲). اما نسل سوم سفره‌های راندگی دارای هندسه ساده‌ای بوده و با شیب ملایمی به سمت شمال خاور، بر روی رأس واحدهای آتشفشانی و سنگ آهک‌های وابسته به (J.K.) قرار گرفته و از نظر سنگ‌شناسی با دو نسل پیشین متفاوت است و شباهت زیادی به متاکرینات‌های پرمین دارد. این سفره از نظر وسعت در بخش شمالی منطقه گسترش دارد. ریزچین و برگواره‌ها در این سفره گسترش فراوانی داشته و هندسه برگواره‌ها از قاعده به سمت رأس حالت تقعر نشان می‌دهند که متأثر از سازوکار حرکتی سفره راندگی است (شکل ۱۳).

۳-۳. سازوکار جایگیری سفره‌های راندگی

با توجه به ویژگی‌های هندسی، سفره‌های راندگی نسل اول به بخش پیشانی یک دوپلکس با شیب به سمت پیش بوم (Foreland dipping Duplex) وابسته است که در مراحل ابتدایی تشکیل سیستم دوپلکسی راندگی‌های جنوب الیگودرز ارتباط داشته و با توجه به اوج‌گیری این بخش، سفره راندگی در جهت شیب توپوگرافی لغزیده و تا پیشانی راندگی اصلی زاگرس به سمت جنوب باختر پیشروی نموده است (شکل ۱۴). اما در تشکیل سفره‌های راندگی نسل دوم تلفیقی از دو سازوکار لغزش شکل‌پذیر و گسترش گرانشی (Ductile Gliding, Gravitational Spreading) همزمان مؤثر بوده است به طوری که مجموعه‌ای از مؤلفه‌های طولیل‌شدگی در رأس و تغییر شکل برشی ناهمگن در قاعده را سبب شده است. در حرکت سفره راندگی فرایند چرخش لایه‌ها در پیشانی سفره Frontal rolling مؤثر بوده که خود نتیجه اختلاف سرعت بخش بالایی و بخش قاعده‌ای در هنگام لغزش سفره است و به طور عمده در مدل Spreading اتفاق می‌افتد (Merle, 1998). به طور معمول در ابتدای حرکت سفره راندگی (جریان مواد گرانرو) در جهت شیب توپوگرافی، سطح بالایی و سطح زیرین سفره موازی سطح توپوگرافی بوده که به تدریج سطح بالایی سفره تحت تأثیر نیروی گرانش تمایل دارد که به حالت افقی برسد. این امر سبب نازک‌شدگی در بخش خلفی و ستبرشدگی در بخش پیشانی سفره راندگی می‌شود (Merle, 1998). بنابراین میزان کرنش از بخش پیشانی به سمت بخش خلفی به تدریج کاهش یافته به طوری که بخش خلفی (متصل به توده برجا) به طور کامل بدون تغییر شکل باقی می‌ماند (شکل ۱۵). اما سفره‌های نسل سوم دارای سازوکار زمین‌ساختی و یا فشارش خلفی است (Rear Compression) که توسط ورق راندگی اصلی بر سفره راندگی وارد می‌شود. در این سازوکار توده‌های سنگی بر روی سطح کمابیش افقی لغزیده و با توجه به نیروهای خلفی که بر توده سنگ وارد می‌شود، ستبر در بخش خلفی بیشتر از بخش پیشانی است (این امر به دلیل نزدیک شدن به منشأ فشارش است). به همین ترتیب میزان کرنش در بخش خلفی به سمت پیشانی کاهش می‌یابد (بخش پیشانی بدون تغییر شکل). به طور معمول تغییر شکل بخش قاعده‌ای از نوع برشی ساده و بخش رأسی از نوع برشی محض است. در نتیجه، برگواره‌ها که در قاعده سفره راندگی تشکیل می‌شود مایل بوده و با سطح برش زاویه حاده می‌سازد. اما به تدریج به سمت رأس سفره راندگی این زاویه حاده حالت قائم پیدا می‌کند. به دلیل تأثیر نیروهای زمین‌ساختی (نیروی خلفی) در حرکت سفره راندگی چین‌خوردگی در توده سنگ گسترش می‌یابد در حالی که این چین‌ها در دیگر سازوکارها تشکیل نمی‌شوند، به طور معمول در بخش رأس توده چین‌های متقارن و در بخش قاعده‌ای چین‌های نامتقارن و برگشته تشکیل می‌شوند (شکل ۱۶).

۴- بحث

نقشه پی‌سنگ منطقه شهرکرد در موقعیت زاگرس بلند (Bosold et al., 2005) نشان می‌دهد، پی‌سنگ در راندگی‌ها جابه‌جا نشده و یا جابه‌جایی پی‌سنگ در اینجا بسیار کمتر از جابه‌جایی لایه‌های پوشش رسوبی است. در این منطقه در ادامه گسل اصلی

شکل‌پذیر نشان می‌دهند (شکل ۱۰). برخلاف برگه‌های راندگی جنوب باختری، سنگ‌های این برگه به طور عمده دگرگونی بوده و دگرشکلی در آن نافذ است. در این ورق راندگی یک گسل پی‌سنگی باروند N40E (عمود بر راندگی‌ها) (نوگل سادات، ۱۳۷۲; Yousefi & Friedberg, 1977) که از شهرستان ازنا عبور می‌کند سبب تغییرات عمده ساختاری در طول پهنه سنندج-سیرجان شده است. شواهد چنین گسل‌های پی‌سنگی در زاگرس نیز گزارش شده است (Hessami et al., 2001; Yassaghi, 2006). سنگ‌های دگرگون در شمال باختری ازنا که توسط Mohajjel & Fergusson (2000) با عنوان کمپلکس ژان مورد مطالعه قرار گرفته، دو فاز دگرریختی را متحمل شده‌اند. فاز اول شامل چین‌های بسته تا یال موازی با برگ‌وارگی سطح محوری و فاز دوم شامل چین‌هایی بسته تا فشرده هم‌محور با چین‌های مرحله نخست و گسترش برگ‌وارگی سطح محوری است که به موازات آن پهنه‌های برشی شکل‌پذیر در برگ‌رکنده مبلونیت‌های گرانیبی، آمفیبولیتی و کلسیتی شکل گرفته‌اند. بنابراین در این بخش ساختار چین‌خوردگی و دگرریختی شکل‌پذیر (پهنه‌های برشی شکل‌پذیر) چیره است (شکل‌های ۱۰ و ۲). اما در بخش جنوبی (جنوب شهرستان الیگودرز) یک سیستم راندگی دوپلکسی در ادامه راندگی چشمه نرگس توسعه یافته است (شکل‌های ۱۱-a, b, c) که سبب تکرار لایه‌های شیبست و مرمر شده و متأثر از گسل پی‌سنگی، بخش‌های مختلفی از کمپلکس ژان را به سطح آورده است و در نهایت سبب تشکیل و گسترش سفره راندگی در بخش زیر پهنه حاشیه‌ای شده است. راندگی چشمه نرگس بخش شمالی سنگ‌های کمپلکس ژان را بر روی بخش دیگری از آن رانده است. پهنه‌های برشی شکل‌پذیر به همراه طرح پیچیده‌ای از راندگی‌ها حاکی از خاستگاه ژرف و مرتبط با پی‌سنگ این راندگی است که بر روی بخش‌های جنوبی کمپلکس ژان توسط Mohajjel & Fergusson (2000) گزارش شده است.

۳-۲. سفره‌های راندگی (nappes)

بر روی برگه زیر پهنه حاشیه‌ای، سفره‌های راندگی متعددی دیده می‌شود که بر روی سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک و لایه‌های سنگ آهکی (J.K.) رانده شده است (شکل‌های ۱۲ و ۱۱). با توجه به هندسه و نوع دگرشکلی و سازوکار جایگیری، آنها را می‌توان به چندین نسل تقسیم‌بندی نمود، یک نسل از آنها که دارای هندسه متفاوت از برگه‌های راندگی است و جهت شیب آنها عکس شیب برگه‌های راندگی است و متأثر از حرکات راندگی بعدی دچار دگرشکلی شده‌اند، نسل اول سفره‌های راندگی را تشکیل می‌دهد (شکل ۱۲-a). این سفره‌های راندگی در قاعده از یک لایه کنگلومرای با قطعاتی از سنگ‌های دگرگونی و بخش‌های مختلفی از سنگ‌های دگرگونی همانند انواع شیبست، مرمر و سنگ‌های آتشفشانی تشکیل شده که شباهت زیادی با کمپلکس ژان داشته و وجود کنگلومرا (از نوع کنگلومرای واریزه‌ای) در قاعده سفره راندگی را می‌توان به تشکیل آن در پیشانی سفره راندگی و سپس حرکت آن به سمت جنوب نسبت داد. از قاعده این کلیپ به سمت رأس آن میزان دگرشکلی افزایش می‌یابد. این سفره راندگی در شمال روستای دره تخت و جنوب روستای کمندان گسترش دارد (شکل‌های ۱۲-c, a).

نسل دوم سفره راندگی از نظر سنگ‌شناسی شباهت زیادی به سفره‌های نسل اول داشته اما از نظر هندسی ساختار پیچیده‌ای را نشان می‌دهند. این سفره‌ها به طور عمده در جنوب روستای کمندان گسترش دارند و از دو بخش مجزا تشکیل شده‌اند. بخش خلفی با ستبرای کم (حدود ۱۵۰ متر) دارای هندسه مشابه ورق‌های راندگی است و جهت شیب لایه‌ها به سمت شمال خاور است. اما بخش پیشانی با ستبرای زیاد (حدود ۶۰۰ متر) دارای ساختار چین خوابیده و یا شیب سطح محوری به سمت شمال است. این چین‌ها که به چرخش لایه‌ها در هنگام لغزش بر روی سطح سفره نسبت داده می‌شود، چین‌های مرتبط با سفره راندگی می‌گویند (Merle, 1998). برگواره‌ها در بخش قاعده‌ای با سطح

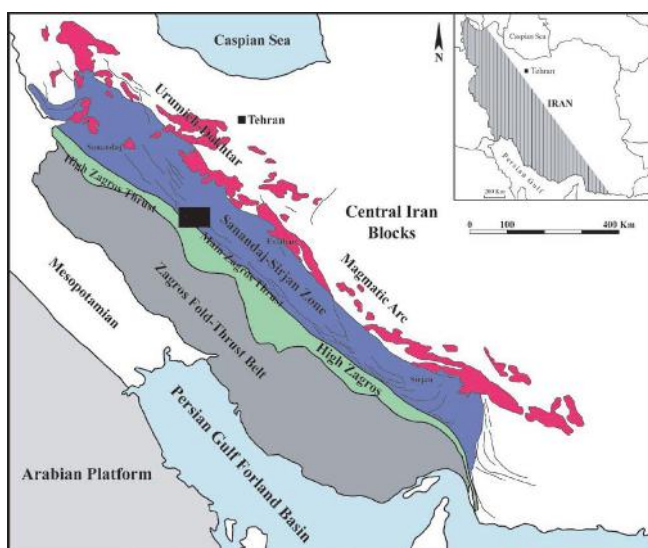
می‌شود. به‌طور مثال، گسلی پی‌سنگی در راستای شهر ازنا با امتداد شمال خاور- جنوب باختر در رفتار راندگی بر گره قلعه قورچک تأثیر داشته است. این گسل در بخش شمالی، فعالیت گسترده داشته و سفره‌های راندگی در پهنه تدریجی کوهزاد (زیر پهنه حاشیه‌ای) نتیجه فعالیت این بخش از راندگی است اما در بخش جنوبی فعالیت این راندگی به شدت کاسته شده است (شکل ۱۷).

به نظر می‌رسد عمده گسل‌های راندگی در این منطقه حالت همگرا داشته و به یک پهنه ریشه‌ای (Root Zone) می‌رسند. این امر هم در بخش سنگ‌های دگرگونی در شمال خاور راندگی اصلی زاگرس و هم در بخش شمالی زاگرس بلند دیده می‌شود. پهنه‌های ریشه‌ای در مناطق برخوردی قاره‌ای به عنوان زمین‌درز در نظر گرفته می‌شوند. این محدوده دارای تراکم زیادی است و راندگی‌ها دارای ساختار دوپلکسی هستند و بسیاری از سفره‌های راندگی از پهنه ریشه‌ای منشأ می‌گیرند (Boyer & Elliotte, 1981).

۵- نتیجه‌گیری

براساس الگوی دگرشکلی، پهنه برخوردی کوهزاد زاگرس در منطقه مورد مطالعه را می‌توان به دو محدوده مشخصی که توسط راندگی اصلی زاگرس از یکدیگر جدا شده، تفکیک نمود. بخش بیرونی (کمریند زاگرس بلند) به طور عمده ساختار راندگی فلسی نازک پوسته دارد. اما بخش درونی دارای کوتاه‌شدگی بیشتر، دگرشکلی پی‌سنگ و ساختار دوپلکسی است. برگره‌های راندگی کمریند زاگرس بلند به طور کامل از توالی رسوبی دگرگون نشده پروتروزوییک تشکیل شده‌اند.

هندسه راندگی اشترانکوه و رخنمون سنگ‌های قاعده توالی رسوبی نشان می‌دهد که سطح جدایش اصلی در قاعده توالی رسوبی و در لایه‌های سازند هرمز (در زیر لایه‌های شیلی زایگون) قرار دارد. نشانگرهای جنبشی پهنه‌های گسلی نشان‌دهنده حرکت شیب‌لغز به سمت جنوب باختر راندگی‌هاست. با این حال گسل پی‌سنگی ازنا با روند عمود بر روند زاگرس بر ساختار راندگی‌ها تأثیر داشته است. گسل اصلی جوان زاگرس به موازات راندگی‌ها، گسل پر شیب راستالغز راست‌بری است که ساختار راندگی را قطع می‌کند. چنین رابطه‌ای بویژه در راندگی اشترانکوه در جنوب منطقه روی داده است.



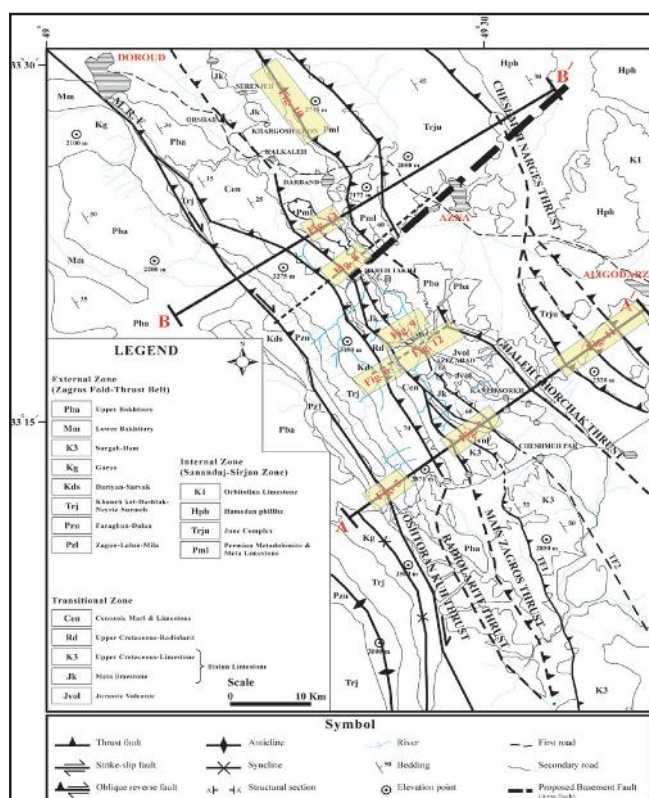
شکل ۱- پهنه‌های زمین‌ساختی کوهزاد زاگرس در باختر ایران (اقتباس از Alavi, 1994) محل مطالعه توسط مستطیل سیاه در منطقه ازنا- الیگودرز در پهنه سنندج- سیرجان نشان داده شده است.

زاگرس بر روی نقشه پی‌سنگ (Henck et al., 2005)، هیچ اثری از جابه‌جایی پی‌سنگ در امتداد این گسل دیده نمی‌شود. اما در محدوده ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر شمال خاوری این گسل جابه‌جایی ۳ کیلومتری در پی‌سنگ دیده می‌شود که با توجه به شیب گسل به احتمال زیاد این جابه‌جایی در پی‌سنگ در اثر حرکت این گسل اتفاق افتاده است. در منطقه مورد مطالعه با توجه به هندسه لایه‌ها و شیب راندگی‌ها می‌توان جابه‌جایی ۳ کیلومتری در پی‌سنگ را در نظر گرفت (شکل ۳). ورق راندگی اشترانکوه توسط گسل راستالغز راست‌بر (Main Recent Fault) قطع می‌شود. وجود مؤلفه حرکتی به موازات کمریند در کوهزاد زاگرس توسط بسیاری از پژوهشگران مورد بحث قرار گرفته است (Tchalenko & Braud, 1974; Talebian & Jackson, 2002; Authemayou et al., 2006).

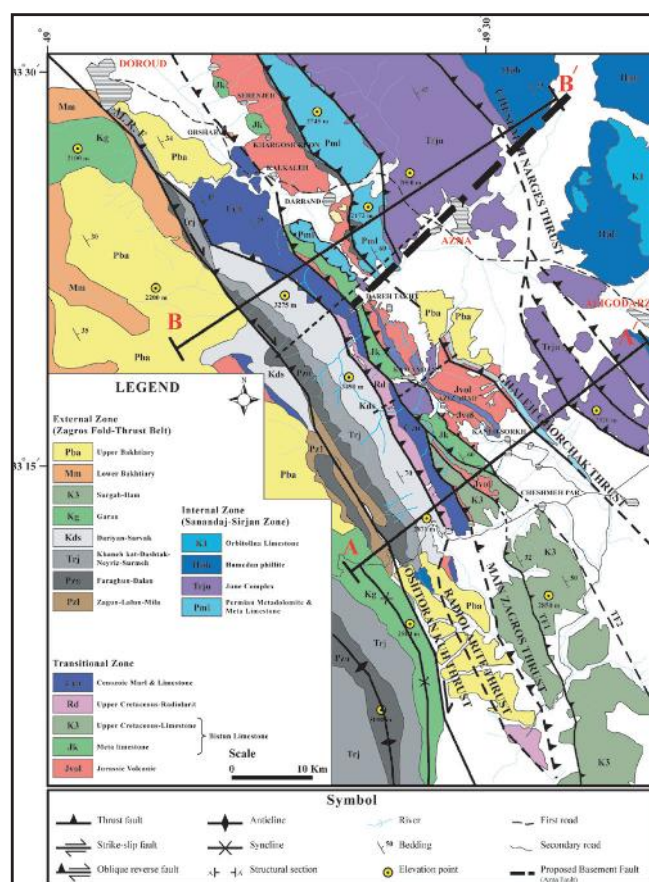
عرض زاگرس بلند در ناحیه لرستان از دیگر بخش‌های زاگرس کمتر و کوتاه‌شدگی و برخاستگی در آن بیشتر است (McQuarrie, 2004). تمرکز دگرشکلی در بخش‌های درونی کمریند چین‌خورده - رانده می‌تواند به دلیل نبود وجود لایه گرانرو در قاعده توالی رسوبی در فروبار دزفول (Dezful-Embayment) باشد که این کوتاه‌شدگی به سمت خاور تا جنوب سنندج - سیرجان نیز گسترش یافته است. به همین دلیل پهنای برگره‌های راندگی در منطقه مورد مطالعه از جنوب به سمت شمال کاهش یافته است و این می‌تواند نشان‌دهنده افزایش میزان دگرشکلی و کوتاه‌شدگی باشد. در تقسیمات زمین‌شناسی، پهنه سنندج- سیرجان بخشی از ورق ایران مرکزی در نظر گرفته شده (Stocklin, 1968; Mohajjel et al., 2003)، اما (Alavi, 1994) این بخش و دیگر بخش‌های پهنه سنندج - سیرجان را بخشی از کمریند چین‌خورده - رانده زاگرس به شمار آورده است. ساختارهای این بخش نشان می‌دهد که این پهنه نیز همراه پهنه زاگرس توسط راندگی‌های متعددی دگرشکل شده اما الگوی دگرشکلی آن با زاگرس متفاوت است. در بخش درونی، پی‌سنگ توسط راندگی‌ها متأثر شده است. خاستگاه راندگی پی‌سنگی و ژرف است اما جابه‌جایی پی‌سنگ در محدوده زاگرس بلند بسیار محدود بوده و در بسیاری از راندگی‌ها، پی‌سنگ تحت تأثیر قرار نگرفته است (Bosold et al., 2005). با توجه به این که سن سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک (در ورق زیر پهنه حاشیه‌ای) و فلیت‌های همدان (در ورق قلعه قورچک) همزمان بوده است، فعالیت گسل‌های پی‌سنگی موجود در پهنه سنندج- سیرجان (ورق زیر پهنه حاشیه‌ای و ورق قلعه قورچک) سبب تغییر رخساره در واحدهای رسوبی همزمان شده است (Braud, 1987). این دلیل بر فعالیت گسل پی‌سنگی در یک رژیم کششی و سپس وارونگی زمین‌ساختی در یک رژیم فشاری است که گویای درگیری گسل‌های پی‌سنگی در دگرشکلی پوشش رسوبی است. بنابراین در بخش درونی کوهزاد، پی‌سنگ به طور مشخص در راندگی‌ها درگیر شده است و جابه‌جایی تا چند کیلومتر در آنها نشان می‌دهد که گسل‌های ژرف بخش درونی در واقع گسل‌های عادی قدیمی مرحله کششی است که در رژیم فشاری سنوزوییک وارون بوده و به گسل‌های رانده تبدیل شده‌اند و جابه‌جایی واقعی آنها در مرحله راندگی بسیار بیشتر از چیزی است که در مقاطع زمین‌شناسی دیده می‌شود. ناپیوستگی چینه‌ای در گذر از زاگرس بلند به بخش درونی نیز می‌تواند نشان‌دهنده تأثیر این گسل عادی بر روی حوضه رسوبی باشد (Wells, 1969; Alavi, 1994).

سنگ‌های دگرگونی پرمین و تریاس مرتبط با بخش درونی، در زیر پهنه حاشیه‌ای به صورت سفره‌های راندگی بر روی سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک و آهک‌های (J.K.) قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها می‌توانند از راندگی قلعه قورچک و دوپلکس‌های شمال خاوری راندگی قلعه قورچک منشأ گرفته باشند و سفره‌های راندگی تا محدوده پیشانی گسل اصلی زاگرس (M.Z.R.F) نیز پیشروی کرده‌اند.

تأثیر فعالیت گسل‌های پی‌سنگی عمود بر روند کلی کوهزاد زاگرس، تغییراتی در سبک دگرشکلی در طول سنندج - سیرجان ایجاد کرده که در این منطقه دیده



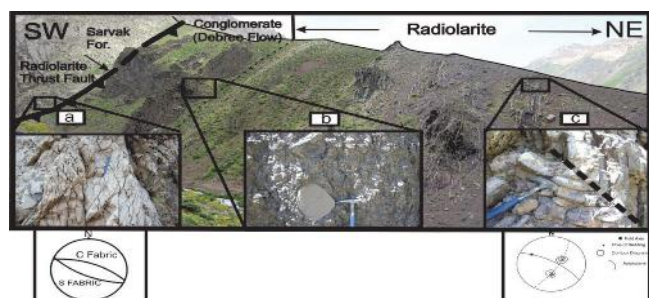
شکل ۳- نقشه منطقه مورد مطالعه که محل تصاویر روی زمین در آن مشخص شده است.



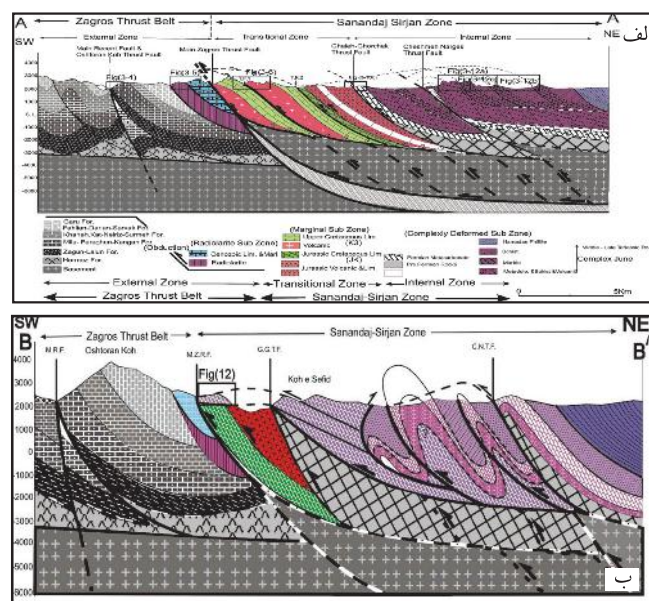
شکل ۲- نقشه منطقه مورد مطالعه محل برش‌های ساختاری AA' و BB' در آن مشخص شده است.



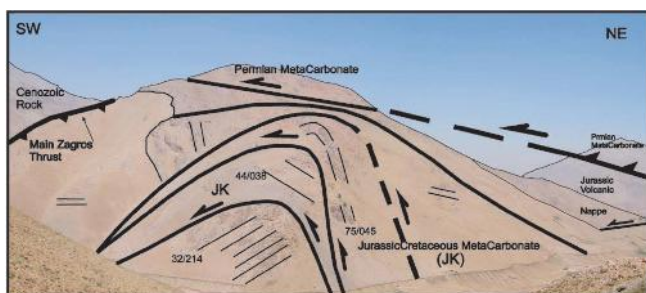
شکل ۵- در راستای راندگی ورق اشتراک‌نکوهر بر روی کنگلومرای بختیاری رانده شده. پهنه برشی سازند شیلی زاگون گسترش داده شده. سطح انفصال در سازند شیلی زردکوه سبب حذف سازندهای میلا و فراغون شده است.



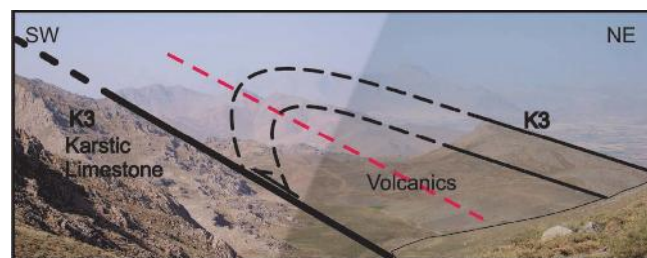
شکل ۶- این تصویر راندگی ورق رادیولاریتی را بر روی ورق اشتراک‌نکوهر نشان می‌دهد. (a) پهنه برشی و ساخت S/C حرکت شیب لغز راندگی را نشان می‌دهد. (b) کنگلومرای واریزه‌ای در پیشانی ورق رادیولاریتی نشانه فرارانش این ورق در کرتاسه پایانی است. بیشتر قطعات زاویه دار و از جنس رادیولاریت است. (c) ریز چین‌ها در ورق رادیولاریتی گسترش داشته و هندسه عناصر چین با راندگی انطباق آشکاری دارد.



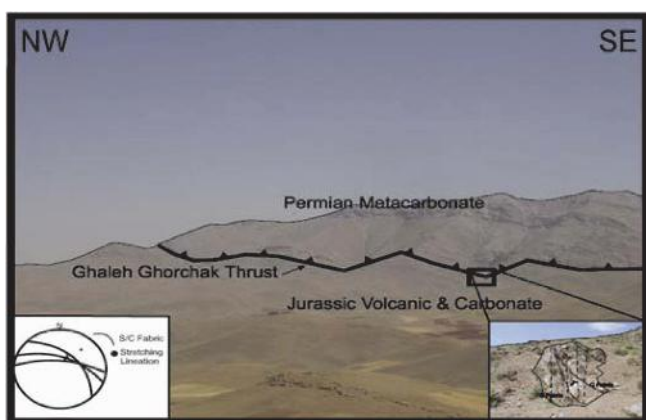
شکل ۴- الف) برش زمین‌شناسی AA' در جنوب منطقه که در آن ورق‌های راندگی مختلف بر روی یکدیگر رانده شده‌اند، را نشان می‌دهد. ب) برش زمین‌شناسی BB' که جایگاه آن در نقشه زمین‌شناسی مشخص شده است. M.R.F. گسل جوان زاگرس، M.Z.R.F. گسل اصلی معکوس زاگرس، G.G.T.F. گسل راندگی قلعه قورچک، C.N.T.F. گسل راندگی چشمه نرگس



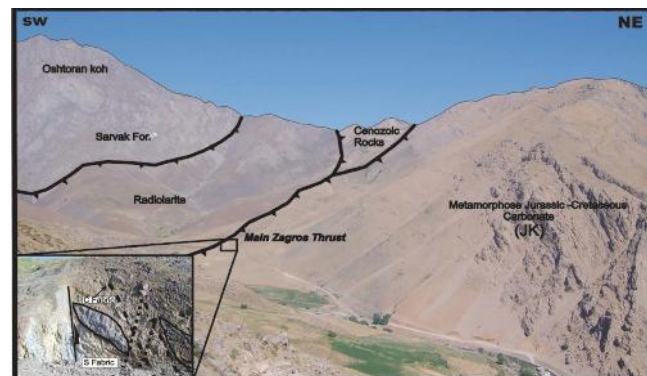
شکل ۸- در پیشانی راندگی زاگرس در برش دره تخت آهک‌های دگرگونی JK. مراحل تکامل یافته یک ساختار دوپلکسی Antiformal stack را نشان می‌دهد.



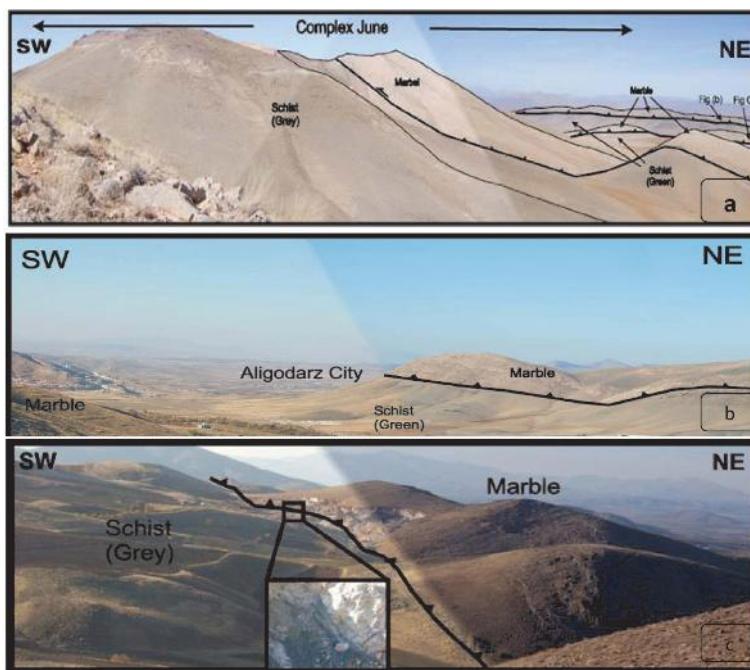
شکل ۷- بخشی از پیشانی راندگی اصلی زاگرس که دربرگیرنده لایه‌های غیر دگرگونی K3 است، گسل راندگی در مرز بین واحد آتشفشانی و آهک K3 ساختار دوپلکسی نشان می‌دهد که سبب تکرار لایه‌های K3 شده است.



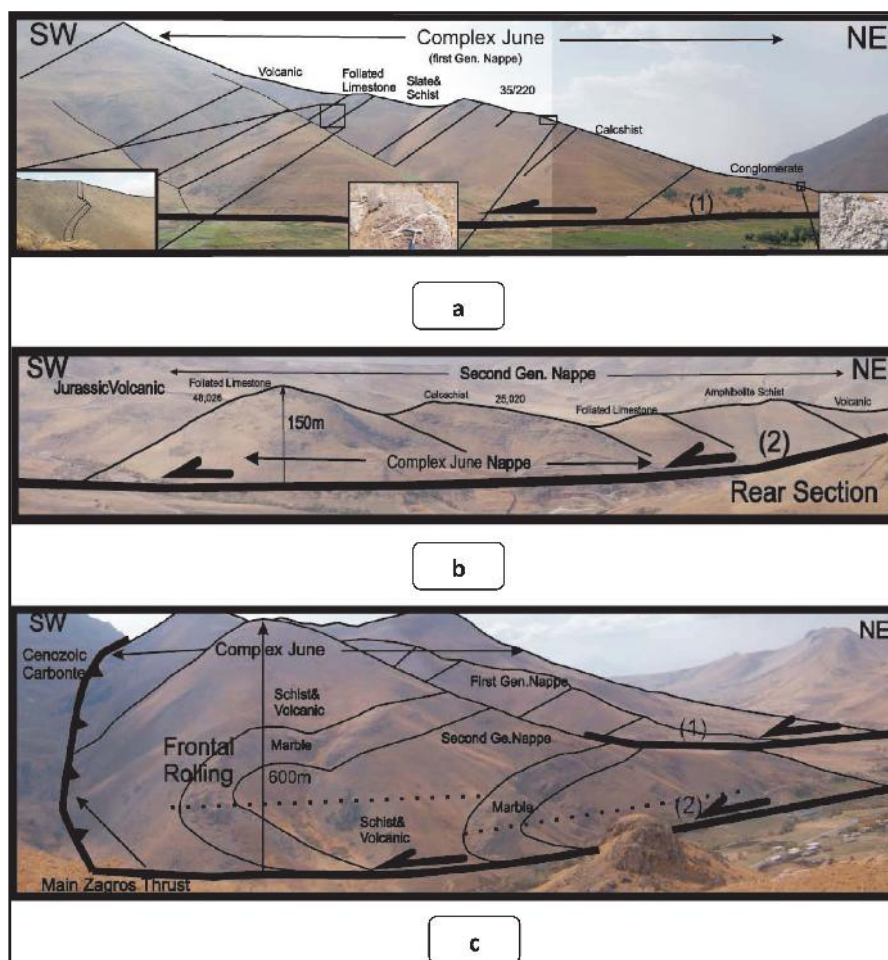
شکل ۱۰- راندگی قلعه قورچک که در راستای آن متاکربنات‌های پرمین بر روی سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک رانده شده‌اند. ساختارهای S/C حرکت تقریباً شیب‌لغز را نشان می‌دهد.



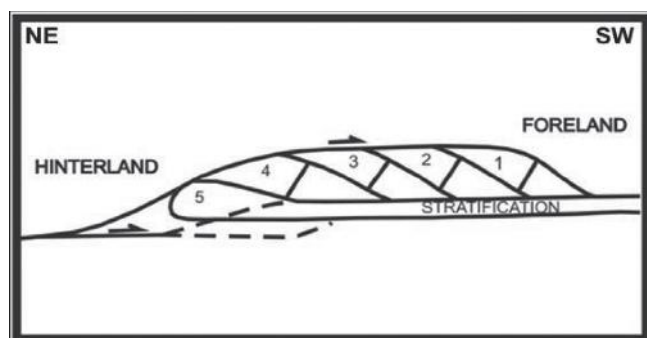
شکل ۹- موقعیت ورق‌های راندگی اشتراکوه، رادیولاریتی و زیر پهنه حاشیه‌ای و همچنین راندگی اصلی زاگرس را در جنوب روستای کمندان نشان می‌دهد. در این برش به دلیل کوتاه‌شدگی زیاد ورق‌های راندگی آهک‌های دگرگونی JK به طور مستقیم بر روی رادیولاریت‌ها رانده شده و سنگ‌های سنوزوییک حذف شده‌اند.



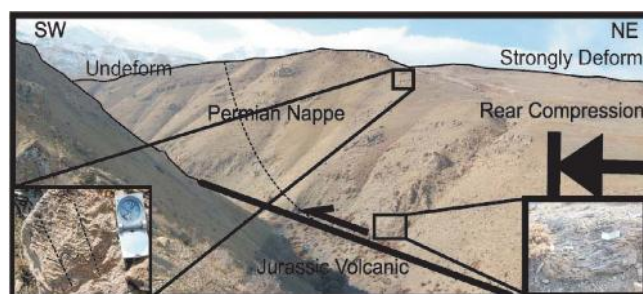
شکل ۱۱- (a) ساختار سیستم راندگی دوپلکسی در جنوب الیگودرز که بخش‌های بالای کمپلکس ژان را تحت تأثیر قرار داده و سبب تکرار لایه‌های مرمر و شیست شده است. در ضمن در بخش جنوبی بخش‌های ژرف کمپلکس ژان را نیز به سطح آورده است. (b, c) تناوب شیست و مرمر که در قالب یک سیستم راندگی شکل گرفته را نشان می‌دهد.



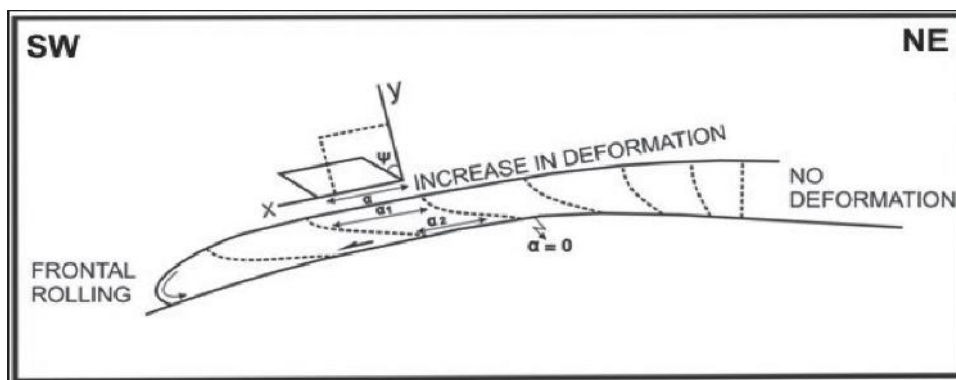
شکل ۱۲- (a) سفره راندگی نسل اول در جنوب روستای دره تخت که هندسه متفاوتی از ورق‌های راندگی را نشان می‌دهد به طوری که شیب لایه‌بندی (به سمت جنوب) در جهت عکس شیب راندگی‌ها است (NE) در بخش رأس سفره لایه‌ها دگرشکلی زیادی را نشان می‌دهند. (شیب زیاد و بریدگی لایه‌ها) (b) بخش خلفی سفره‌های راندگی نسل دوم که سبزی کمی داشته و هندسه آن شباهت زیادی با هندسه راندگی‌ها دارد. (در شمال روستای کمندان) (c) بخش پیشانی سفره‌های راندگی نسل دوم که ساختار یک چین خوابیده با سطح محور افقی را نشان می‌دهد که نتیجه فرایند «Frontal Rolling» در این بخش از سفره راندگی است. در کنار این سفره، سفره راندگی نسل اول با هندسه خاص نیز وجود دارد. (در جنوب روستای کمندان)



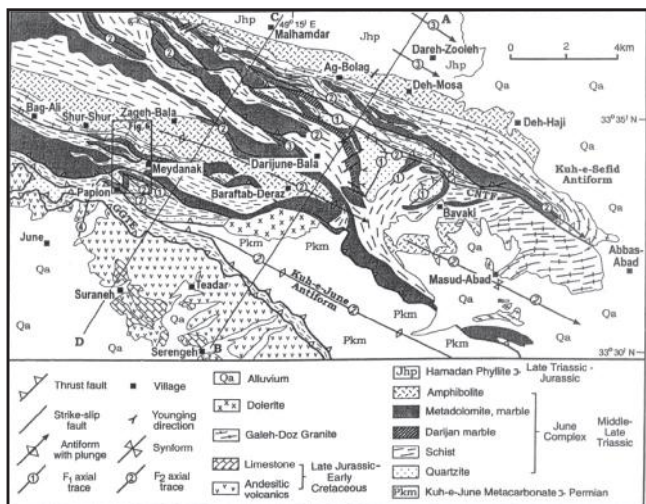
شکل ۱۴- سازوکار سفره‌های راندگی نسل اول را می‌توان به بخش پیشانی یک دپلکس با شیب به سمت پیش‌بوم (فورلند) نسبت داد که در مرحله ابتدایی تشکیل سیستم راندگی جنوب ایگودرز ارتباط دارد.



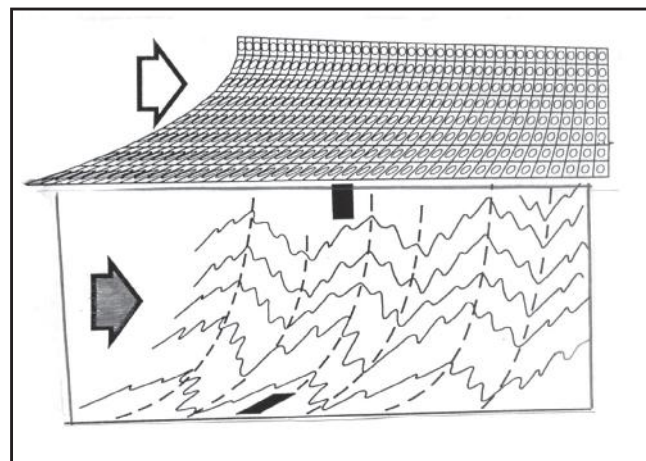
شکل ۱۳- سفره‌های راندگی نسل سوم که از نظر ترکیب‌شناسی و هندسه نیز با دو نسل قبلی متفاوت است. (متا کربنات‌های پرمین) با شیب ملایمی به سمت شمال خاور برگ‌وارگی افقی در قاعده و قائم در رأس سفره رانده مشخص می‌شود. پیشانی نپ بدون دگرریختی بوده است و به سمت بخش خلفی، دگرشکلی افزایش می‌یابد.



شکل ۱۵- در سفره‌های رانده نسل دوم دو سازوکار لغزش خمیری و گسترش گرانشی به طور همزمان مؤثر بوده و مجموعه‌ای از طول‌شدگی در رأس و تغییر شکل برشی در قاعده سبب شده که در پیشانی سفره فرایند Frontal Rolling مؤثر باشد.



شکل ۱۷- ساختارهای اصلی و واحدهای مختلف کمپلکس ژان در منطقه ژان شمال خاور ازنا (اقتباس از GGTF (Mohajjel & Ferrgusson, 2000 گسله راندگی قلعه قورچک CNTF، گسله راندگی چشمه نرگس



شکل ۱۶- سفره‌های نسل سوم دارای سازوکار زمین‌ساختی یا فشارش خلی است که توسط ورق راندگی بر سفره راندگی وارد می‌شود. به دلیل تأثیر نیروهای زمین‌ساختی چین‌خوردگی در توده سنگ گسترش زیادی داشته است. (چین‌های متقارن در رأس و نامتقارن در قاعده)

کتابنگاری

سهیلی، م.، جعفریان، م. ب.، عبدالمهی، م. ر.، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی ورقه الیگودرز، مقیاس: ۱:۱۰۰/۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
نوگل سادات، ع. ا.، و الماسیان، م.، ۱۳۷۲- نقشه تکنونیک ایران، مقیاس: ۱:۱۰۰/۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*. 94, 401-419.
- Alavi, M. & Mahdavi, M. A., 1994- Stratigraphy and Structure of Nahavand region in western Iran and their implication for Zagros tectonics. *Geological Magazine*. 5, 43-47.
- Alavi, M., 1980- Tectono-stratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran. *Geology*, 8, 144-149.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran: new data and interpretation. *Tectonophysics*. 29, 211-236.
- Alavi, M., 2004- Regional Stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust belt of Iran and its proterland evolution *American Journal of Science*. 304, 1-20.
- Authemayou, C., Chardon, D., Bellier, O., Malekzadeh, Z., Shabanian, E. & Abbassi, M. R., 2006- Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold – and – Thrust belt (Iran). *Tectonics* – 21.
- Berberian, F. & Berberian, M., 1981- Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H.k., Delany, F. M., (Eds). *Zagros, Hindu Kush, Himalya, Geodynamic Evolution*, American Geophysical Union, Geodynamic series, 3, pp.5-32.
- Berberian, M. & Alavi Tehrani, N., 1977- Structural analysis of Hamadan Metamorphic tectonites. In: Berberian M. (Ed). *Contribution to the seismotectonics of Iran. (part 3) Geological Survey of Iran. Rep.*
- Berberian, M. & King, G. C., 1981- Towards paleogeography and Tectonics evolution of Iran. *Canadian J. of Earth Science* 18. 210-256.

- Berberian, M., 1995- Master blind Thrust faults hidden under the Zagros folds: Active basement Tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241, 193-224.
- Berthier, F., Billiault, J. P., Halbronn, B. & Mourizot, P., 1974- Etude Stratigraphique, Petrologique et Structurale de la region de Khorramabad (Zagros Iran) Thesis, 3eme cycle, Universite Scientifique et Medical de Grenoble, France
- Bosold, A., Schwarzhans, W., Julapour, A., Ashrafzadeh, A. R. & Ehsani, S. M., 2005- The Structural geology of High Central Zagros revisited (Iran), *Petroleum Geoscience*, V. 11 No.3 P. 225-238.
- Boyer, S. E. & Elliott, D., 1982 -Thrust system: American Association of Petroleum Geologists Bullitin, V.66 P. 1196-1230.
- Braud, J., 1987- Paleo geographique, Magmatique et Structurale de la region Kermanshah. Iran These de etate, Universite de paris, France (Unpublished)
- Butler, R. W., Mazzoli, S., Corrado, M., De Donatis, D., DiBucci, R., Gambini, G. & Naso, C., 2004- Applying Thin-skinned tectonic models to the Apennine thrust belt of Italy, A.A. P. G., Memoir 82, P. 647-667.
- Colman Sad, S., 1978- Fold development in Zagros simply folded belt, Southern Iran, American Association of Petroleum Geology Bullitin. 6, 984 – 1003.
- Falcon, N., 1969- Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros Range, in Time and place in Orogeny, edited by P. Kent, G., Satterthwaite, and A., Spencer, (Eds) PP. 9-22. Geological Society of London.
- Falcon, N., 1974- Southern Iran: Zagros Mountains. In Mesozoic Conozoic Orogenic Belts, edited by A. Spencer, Special Publication, Geological Society of London, 4, 199-211.
- Hatcher, R. D., 2007- Confirmation of thin-skinned thrust faulting in Foreland Fold-Thrust Belt and Its Impact on Hydrocarbon Exploration, Bullitin of Canadian petroleum Geology, American Association of Petroleum Geologist P.4.
- Henck, C., Schober, J., Weber, U., Gholami, F. & Tabatabai, H., 2005- Exploring the High Zagros (Iran): a challenge for geophysical Integration, First Break, v. 23, p. 31-41.
- Hessami, K., Koyi, H. A. & Talbot, C. J., 2001- The Significance of Strike-Slip Faulting in the Basement of the Zagros Fold and thrust Belt. *Journal of Petroleum Geology*. 24 (1), 5-28.
- Kazmin, V. G., Ricou, L. F. & Sbertshikov, I. M., 1986- Structure and evolution of the passive margin of the eastern Tethys. *Tectonophysics*, 123, 153-179.
- Mc Quarrie, N., 2004- Crustal scale geometry of the Zagros fold thrust belt Iran, *Journal of Structural Geology*, 26, 519-535.
- Merle, O., 1998- Emplacement Mechanisms of Nappes and Thrust sheets, (Eds), A., Nicolas, 9, Kluwer Acad. pub.
- Mohajjel, M. & Fergusson, C. L., 2000- Dextral transpression in late Cretaceous continental collision Sanadaj- Sirjan zone western Iran, *Journal of Structural Geology*. 22, 1125-1139.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. & Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous – Tertiary Convergence and Continental Collision Sanandaj-sirjan Zone Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*. 21, 397-412.
- National Iranian Oil Company, 1975- Geological Map of Iran, scale 1/1000000, sheet No.4 South West of Iran, Exploration and Production Affair
- Ricou, L. E., 1971- Le Croissant Ophiolitique Peri-arab une Ceinture de nappes mise en place au cretace Superieur. *Rev. geograp. Phys. geol. dyn.* 13, 327-350.
- Sengor, A. M. C., 1984- The Cimmeride orogenic system and tectonics of Eurasia. *Geol. Socety of America, Speat. Paper*, 195.
- Sepehr, M. & Cosgrove, J. W., 2004- Structural framework of the Zagros Fold-thrust Belt, Iran: Marine and petrol. *Geol* v.21 no: 7, P. 829-843
- Sherkati, S. & Letouzey, J., 2004- Variation of Structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh and Dezful Embayment), Iran: Marine and Petrol. *Geol.* V.21 No:5 P. 535-554.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran; a review, *American Associ. of petrol. Geologst Bull.* 52, 1229-1258.
- Taleblian, M. & Jackson, J., 2002- Offset on the main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of Arabia-Eurasia Collision zone. *Geophys. J. Int.* 150, 422-439.
- Tchalenko, J. S. & Braud, J., 1974- Seismicity and structure of Zagros (Iran): The Main Recent Fault between 33° and 35° N. *Phylosophical Transaction of the Royal Society of London. Series A. Mathematic and Physics sciences.* V. 277, No. 1262, 1-25.
- Wells, A. J., 1969- The Crush Zone of Iranian – Zagros Mountains and its implication. *Geol. Mag.*, 10, 385-394.
- Yassaghi, A., 2006- Integration of Landsat imagery interpretation and geomagnetic data on verification of deepseated transverse fault lineament in SE Zagros, *Inter. J. of Remote Sensing*. 1-16
- Yousefi, H. & Freidberg, N., 1977- Aeromagnetic maps of Iran in 1:250000 scale (Iran Ministry of Industry and Mines: Geol. Sur. of Iran)

Investigation to MODIS Snow Cover Maps Usage in Snowmelt Runoff Modeling (Case Study: Karaj Dam Basin)

M. H. Mir Yaghoobzadeh^{1*} & M. R. Ghanbarpour²

¹ Faculty of Natural Resources, University of Mazandaran, Mazandaran, Iran.

² Faculty of Natural Resources, Agriculture and Natural Resource University of Sari, Mazandaran, Iran.

Received: 2008 August 19

Accepted: 2009 May 06

Abstract

Snow cover was one of important parameter in snow melt runoff model. Because snow telemetry in mountainous basin is difficult, remote sensing image is an alternative object in snow cover mapping. Snow cover maps derived in remote sensing imagery is one of the important data entries in snow melt runoff models. MODIS imagery was selected for deriving snow cover maps in this study. In order to investigate the difference in reflectance bands, vertical profile in each image was generated. Capability of NDSI in MODIS imagery was confirmed. Finally snow melt runoff simulation in Karaj Dam basin was carried out as the fundamental remote sensing data capabilities. Result showed that the NDSI using threshold on band 2 and band 4 demonstrates an efficient relation in snow cover maps. Moreover simulation of snow melt in 2001-2000 with the coefficient of $R^2=0.4678$ and $\Delta v=0.1292 \text{ m}^3/\text{s}$ indicated. The high accuracy of snow cover maps derived from remote sensing data.

Keywords: Snow cover, Remotes imagery, SRM, MODIS, Karaj Dam basin

For Persian Version see pages 141 to 148

* Corresponding author: M. H. Mir Yaghoobzadeh ; Email: m.miryaghoobzadeh@gmail.com

Structural Analysis of the Zagros Collision Zone, West Aligodarz

A. H. Sadr¹, M. Mohajjel^{1*} & A. Yasaghi¹

¹ Tectonic Group, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran.

Received: 2009 January 28

Accepted: 2009 June 10

Abstract

The style of deformation changes from the hinterland (Sanandaj-Sirjan zone) to the foreland (Zagros) through the Zagros Orogen containing thick-skinned and thin-skinned deformation respectively. NW-SE trending thrust faults dipping to northeast have carried the older rock sequences to the surface. The Zagros collision zone could be divided into two distinct parts based on deformation mode that is separated by the Main Zagros Thrust. The southwestern part contains imbricate thrust sheets instead, to the northeastern part large amount of shortening is documented by basement deformation with duplex structures. Abundant crystalline deep origin thrust sheets have transported (2 up to 20 km) the metamorphic rock units upon the Zagros suture zone by gravity or tectonic forces. Despite the collision thrust faults, both NW oriented (Main Recent Fault) and NE oriented (named here Azna Fault) basement wrench faults have also activated and caused different style and amount of deformation in the collision zone.

Keywords: Collision Zone, Sanandaj-Sirjan, Zagros, Suture, Duplexes, Imbricate, Thrust

For Persian Version see pages 149 to 158

* Corresponding author: M. Mohajjel; E- mail: mohajjel@modares.ac.ir