

# بررسی و مقایسه ساختارها در پهنه برخوردی کوهزاد زاگرس در باختر ایران

محمد محجل\*<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup>دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، تهران، ایران

## چکیده

سیمایی از چندین برش ساختاری در پهنه برخوردی بین صفحه عربستان و ایران در مناطق مختلف در باختر ایران ارائه می‌شود تا ویژگی‌های هندسی و جنبشی سیستم‌های تراسی موجود و تفاوت‌های ساختاری بخش‌های مختلف تشکیل دهنده پهنه برخوردی روشن شود. شواهد ساختاری - چینه‌سنگی در این برش‌ها زمان همگرایی را در طول بسته‌شدن اقیانوس تیس جوان در باختر ایران به خوبی آشکار می‌سازد. ساختارهای محصول بسته شدن اقیانوس تیس جوان در کرتاسه پسین، با فرارانش مجموعه پوسته اقیانوسی بر روی لبه قاره‌ای آرام (صفحه عربی) و چین خوردن مجموعه رسوبی در زیر پهنه‌های بیستون، رادیولاریت در پهنه برخوردی همراه شده است. گسل پیشانی زیرپهنه زاگرس بلند، نهایت پیشرفت تأثیر برخورد صفحه عربی با کمان ماگمایی در دگرشکلی نهشته‌های موجود در پیش‌بوم بوده است. این موضوع به خوبی با نهشته‌های تخریبی حمل شده از این حادثه تکتونیک در پیش‌بوم زاگرس تأیید می‌شود. این بررسی تفاوت‌های پهنه‌های تکتونیک - چینه‌ای موجود و ساختارها را در پهنه و درازای پهنه برخوردی معرفی نموده و مشخص می‌سازد که پس از حادثه فرارانش پوسته اقیانوسی بر روی لبه آرام قاره‌ای زاگرس و پوشانده شدن مجموعه فرارنده، به صورت دگرشیب با نهشته‌های الیگوسن - میوسن در برخورد نهایی (میوسن پسین) با رانده‌شدن بخش‌های داخلی کوهزاد به سمت پیش‌بوم، دگرشکلی در پهنه برخوردی پیشین با دوباره فعال شدن گسل‌های اصلی راندگی و انتقال دگرشکلی به مجموعه رسوبات حوضه پیش‌بوم زاگرس (کمر بند چین خورده - رانده) تاکنون ادامه یافته است.

**کلید واژه‌ها:** باختر ایران، پهنه برخوردی، ساختار، کوهزاد زاگرس

Email:mohajjel@modares.ac.ir

\*نویسنده مسئول: محمد محجل

## ۲- جایگاه زمین ساختی کوهزاد زاگرس در باختر ایران

کافت پالتوزویک پایانی تا مزوزویک آغازین در بخش شمالی گندوانا به باز شدن اقیانوس تیس جوان انجامید (Sengor, 1988; Stocklin, 1974; Berberian and King, 1981; Mohajjel et al., 2003). این موضوع منجر به ظهور سنگ‌های آتشفشان و رسوب‌گذاری هم‌زمان با کشش و نهشته شدن تراسی از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی تریاس میانی و گدازه‌های بالشی به سن تریاس بالایی در پهنه سندیج - سیرجان شد. زیر پهنه‌های رادیولاریتی و بیستون در حاشیه شمالی ورق عربی، در هورست و گرابن‌های ناشی از این کشش، تشکیل شدند (Mohajjel et al., 2003). فرورانش پوسته اقیانوسی تیس جوان به زیر حاشیه جنوب باختری خرد قاره ایران مرکزی که در تریاس بالایی (Berberian et al., 1982)، تریاس پایانی - ژوراسیک آغازین (Berberian and King, 1981)، ژوراسیک میانی (Agard et al., 2005) یا ژوراسیک تا کرتاسه (Mohajjel et al., 2003) آغاز شد، سبب دگرریختی، دگرگونی و ایجاد ناپیوستگی زاویه‌دار در زیرپهنه‌های حاشیه‌ای و با دگرریختی پیچیده گردید (Mohajjel et al., 2003; محجل و سهندی، ۱۳۷۸). فرورانش حاشیه شمال خاوری تیس جوان، در زمان ژوراسیک تا میوسن، باعث توسعه سنگ‌های آتشفشانی در ژوراسیک پایانی - اوائل کرتاسه همراه با دگرریختی و نفوذ پلوتون‌ها شده است (Mohajjel et al., 2003). در اواخر مزوزویک ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش از پهنه سندیج - سیرجان، ۳۰۰ کیلومتر به سمت شمال و به کمان ماگمایی ارومیه - دختر جا به جا شد (e.g. Berberian and King, 1981; Omrani et al., 2008). همچنین فرورانش منجر به توسعه چین‌ها و دگرگونی درجه پایین شیب سبز گردید.

## ۱- مقدمه

کوهزاد زاگرس با باز شدن و بسته شدن اقیانوس تیس جوان در قسمت شمال خاوری ورق عربی در طول پالتوزویک پایانی - تاکنون به وجود آمده و از بخش‌های داخلی (hinterland) و خارجی (foreland) تشکیل شده است (e.g. Stocklin, 1968; Berberian and King, 1981; Alavi, 1994). سنگ‌های موجود در هر بخش و نوع و خواص آن‌ها با هم تفاوت دارند. در امتداد زمین‌دز زاگرس سنگ‌هایی از پوسته اقیانوسی فرارنده و نهشته‌های دیگر محیط اقیانوسی محل جوش خوردگی را مشخص می‌سازند. هندسه ساختارها در دو بخش داخلی و خارجی متفاوت می‌باشد. در بخش داخلی، سنگ‌ها متحمل دگرگونی و چین خوردگی در شرایط شکل پذیر شده و انواعی از سنگ‌های آذرین محصول ذوب پوسته اقیانوسی، ذوب بخشی پوسته قاره‌ای یا مخلوطی از آن‌ها در درون نهشته‌های دگرگون نفوذ کرده و آن‌ها را دوباره تحت تأثیر دگرگونی‌های همبری قرار داده است. ولی در بخش پیش‌بوم انواعی از چین‌های در ارتباط با گسل در انباشت ستبری از نهشته‌های آهکی، تبخیری و تخریبی به وجود آمده‌اند.

بخش‌های گوناگون از ساختار برخوردی در مناطق مختلف از شمال باختر در مرز عراق و ترکیه تا جنوب باختر اصفهان بیشتر در مطالعات متعددی مورد بررسی قرار گرفته‌اند (محجل و سهندی ۱۳۷۸، محجل و بیرالوند ۱۳۹۰، صدر و همکاران ۱۳۸۹، الیاس زاده و محجل ۱۳۹۰ و Nemati and Yassaghi, 2010). این بررسی تلاش دارد با ارائه چند برش ساختاری دربرگیرنده بخش داخلی تا بخش خارجی (شکل ۱)، نظری بر سیمای ساختار پهنه برخوردی در مناطق ذکر شده داشته و آن‌ها را بررسی، مقایسه و تحلیل نماید.

ارتباط آن با حوادث تکنیکی مورد مطالعه مجدد قرار گرفته‌اند (به عنوان مثال: Mohajjel, 1997; Mohajjel and Fergusson 2000). سنگ‌های دگرگون و تغییرشکل یافته پهنه سندنج- سیرجان در ورقه‌های تراستی که حرکت آن‌ها به سمت جنوب باختر است مشاهده می‌شوند.

### ۳-۳- کمان ماگمایی مزوزویک

انبوهی از سنگ‌های نفوذی با ترکیب‌های مختلف بازی و اسیدی در این کمان برونزد دارند. گرانیتوئیدها از شمال باختر در مرز ترکیه- عراق شروع و تا باختر اصفهان ادامه می‌یابد. این توده‌ها سن‌های متفاوتی از ژوراسیک میانی (Ahmadi, 2012; Khalaji et al., 2007; Shahbazi et al., 2011; Mahmoudi et al., 2012) کرتاسه (Masoudi et al., 2002; Ghalamghash et al., 2009) تا ائوسن (Mazhari et al., 2009) دارند. سنگ‌های آتشفشانی همزمان با این کمان با سن ژوراسیک در منطقه باختر اصفهان (زاهدی ۱۳۵۶)، ژوراسیک پایانی- کرتاسه در باختر ازنا (سهندي و همکاران، ۱۳۸۵، Mohajjel et al., 2003)، و با سن کرتاسه در منطقه شمال باختر در شمال سندنج (Azizi and Moinevaziri, 2009) مورد مطالعه قرار گرفته‌اند.

### ۳-۴- کمان ماگمایی- جزایر قوسی؟ ائوسن- الیگوسن

مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی با سن ائوسن- الیگوسن در منطقه طاب- بیساران برونزد دارند که ویژگی سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی متفاوت با کمان ماگمایی مزوزویک سندنج- سیرجان دارند (معین وزیری و همکاران Azizi et al., 2011). این سنگ‌ها با مجموعه‌های آتشفشانی والاش و ناپردان که در شمال خاور عراق وجود دارند (Buday, 1980) قابل مقایسه می‌باشند. بخشی از مجموعه آتشفشانی ائوسن- الیگوسن در کشور عراق ویژگی ژئوشیمیایی جزایر قوسی نشان داده است (Ali et al., 2012).

### ۳-۵- افیولیت

سنگ‌های افیولیتی در امتداد زمیندز زاگرس در منطقه برخوردی به صورت گله گله برونزد یافته‌اند. این سنگ‌ها در شمال و باختر پیرانشهر در ساختمان تراستی بر روی سنگ‌های لبه آرام (مجموعه‌های کربناتی) فرارنده شده‌اند. برونزد گسترده‌ای از آن‌ها در منطقه صحنه قرار دارد که در چندین ورق تراستی قرار دارند (Braud, 1987). در امتداد زمیندز در مناطق سروآباد در شمال مریوان (سبزه‌ای ۱۳۹۰)، پنجوین و موات در داخل عراق نیز افیولیت‌ها برونزد یافته‌اند.

### ۳-۶- سکوی قاره‌ای (بیستون)

کربنات‌های سکوی قاره‌ای با سن تریاس پسین- کرتاسه پسین که در ایران به نام بیستون و در عراق بنام اورامان نامیده شده است (Buday, 1980; Braud, 1987). این کربنات‌ها به یک سکوی قاره‌ای که به موازات لبه شمال خاوری صفحه آفریقا- عربی امتداد داشته نسبت داده شده‌اند (Kazmin et al., 1986). این سنگ‌ها در باختر ایران در برش‌های مریوان و کرمانشاه در ساختارهای دوپلکسی متشکل از چندین ورق تراستی مشاهده می‌شوند. در نهاوند و جنوب الیگودرز در ورق‌های تراستی محدودی حضور دارند ولی به نظر می‌رسد در منطقه باختر اصفهان منطقه وسیعی از پهنه برخوردی را در سفره‌های راندگی فرا گرفته است

برخورد بین حاشیه شمال خاوری غیر فعال ورق عربی با جزیره قوسی در اقیانوس تیس جوان در کرتاسه پایانی سبب فرارانش و جایگیری افیولیت‌ها در حاشیه شمالی ورق عربی شد. تحقیقات (Sheikhholeslami et al., 2008; Sarkarinejad and Azizi, 2008; Agard et al., 2005; Mohajjel and Fergusson, 2000) نشان دهنده وجود حرکات ترفشارشی راست‌بر و برخورد مورب در طی تاریخچه همگرایی از زمان کرتاسه بالایی (Mohajjel et al., 2003; Berberian et al., 2005) است. بسته شدن نهایی تیس جوان در میوسن (Berberian et al., 2003; Mohajjel et al., 1982; al., 1982; Mohajjel et al., 2003) یا ائوسن بالایی (Agard et al., 2005) با برخورد ایران مرکزی و حاشیه شمال خاوری ورق عربی صورت گرفت که باعث توسعه تراست‌های خارج سکانسی (Alavi, 1994) در طول پهنه فرورانش قدیمی و توسعه تراست‌های کور و چین خوردگی در پهنه چین- تراست زاگرس شد (Berberian, 1995).

پهنه سندنج- سیرجان بخش داخلی و دگرگون کوهزاد زاگرس را تشکیل می‌دهد که به طول ۱۵۰۰ کیلومتر از باختر دریاچه ارومیه تا شمال بندرعباس در لبه جنوب باختری ایران مرکزی قرار گرفته است (Stocklin, 1968). حوضه زاگرس، شامل توالی ضخیم از رسوبات است که پی‌سنگ پرکامبرین را می‌پوشاند. پی‌سنگ پرکامبرین در طی کوهزایی پان افریکن تشکیل شده است. سری هرمز در زمان پروتروزویک پایانی- پالئوزویک زیرین در منطقه زاگرس و خلیج فارس رسوب‌گذاری کرده است. رسوبات قبل از سری هرمز در عمان شناخته شده و بیشتر شبیه نهشته‌هایی است که در دیاپیرهای نمکی از زیر سری هرمز در زاگرس مشاهده می‌شود.

### ۳- بخش‌های درگیر در پهنه برخوردی کوهزاد زاگرس در باختر ایران

در باختر ایران، از شمال خاور به سوی جنوب باختر، بخش‌های متفاوتی در ساختار برخوردی زاگرس شرکت کرده‌اند. به ویژگی‌های هر کدام به طور خلاصه اشاره می‌شود.

#### ۳-۱- ایران مرکزی

رسوبات شناخته شده از سازندهای مختلف ایران مرکزی با سن‌های متفاوت در بخش داخلی کوهزاد زاگرس در ساختار تکنیک برخوردی شرکت کرده‌اند. سنگ‌های پرکامبرین پسین- پالئوزویک در مناطق نرده (افتخار نژاد ۱۳۶۳، خداپنده ۱۳۸۳)، آلوت (عمرانی و خبازنیا ۱۳۸۲)، سقر (باباخانی و حریری ۱۳۸۳) در چهارچوب سازندهایی از پهنه ایران مرکزی مثل کهر، سلطانیه، باروت، زایگون، لالون، میلا و سازندهای مربوط به پرمین از پالئوزویک پسین بر روی نهشته‌های دگرگون پهنه سندنج- سیرجان رانده شده‌اند. تعداد تراست‌ها به سمت شمال باختر افزایش می‌یابد که نشان دهنده میزان کوتاه شدگی افزون در بخش شمال باختری است. این راندگی‌ها بخش‌های زیادی از پهنه دگرگون سندنج- سیرجان را پوشانده‌اند.

#### ۳-۲- پهنه سندنج- سیرجان

سنگ‌های دگرگون پهنه سندنج- سیرجان در باختر ایران از اصفهان تا شمال باختر، جا به جا در مناطق مختلف در برداشت نقشه‌های زمین‌شناسی در این پهنه مورد شناسایی و معرفی قرار گرفته‌اند. در بررسی‌های جدیدتر، دگرریختی و

مشاهده نشده است ولی بالاترین تراست در کوه‌های قلندر، نهشته‌های دگرگون متعلق به پهنه سنندج-سیرجان مشاهده می‌شود (شکل ۳ AA').

#### ۴-۲- بانه-موات

در این برش افیولیت‌های موات با سن کرتاسه پایانی بر روی سنگ‌های آتشفشانی والاش-ناپردان در ساختاری دوپلکسی قرار گرفته‌اند (شکل ۳ BB'). مجموعه‌های افیولیتی در این منطقه در ورقه آلوت گزارش شده‌اند (عمرانی و همکاران ۱۳۸۲). بالاترین تراست در کوه‌های موات نیز نهشته‌های دگرگون متعلق به پهنه سنندج-سیرجان است که گیمو-قندیل نامیده شده‌اند (Buday, 1980).

#### ۴-۳- مریوان

در این برش سنگ‌های آتشفشانی والاش-ناپردان دیده نشده‌اند. گمان می‌رود در بخش داخلی در منطقه سروآباد بر روی مجموعه افیولیتی قرار داشته باشند. سنگ‌های با رخساره افیولیتی (سبزه‌ای و همکاران ۱۳۹۰) و نهشته‌های آتشفشانی در این منطقه مشاهده شده‌اند. سنگ‌های تخریبی معادل سازند قرمز پایین در زیر سازند قم در این بخش می‌تواند دربرگیرنده قطعاتی از این سنگ‌ها باشد (Nogole Sadat and Houshmandzadeh, 1993). در این برش کربنات‌های بیستون-اورامان در ساختاری فلسی بر روی رادیولاریت‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۳ CC').

#### ۴-۴- کرمانشاه

برش ساختاری در منطقه کرمانشاه از پیش بوم تا افیولیت‌های زمیندز را دربرمی‌گیرد. برای مطالعه دقیق‌تر، این ساختار در چند بخش مورد بررسی قرار می‌گیرد. بخش جنوب باختری در منطقه جنوب خاور کرمانشاه، سازندهای مزوزویک (ایلام تا امیران) در ساختار تراست فلسی را شامل می‌شود (شکل ۴ DD'). در آخرین بخش جنوب باختری ساختار با چین‌های جدایشی ساده قائم مشخص می‌گردند. از سمت شمال خاور به سمت جنوب باختر چندین گسل تراستی و چین‌های مرتبط با آن و ساختارهای دوپلکسی محلی اغلب در سازند سروک دیده می‌شوند (الیاس زاده و محجل ۱۳۹۰). آخرین گسل از گسل‌های موجود در زاگرس بلند (گسل پیشانی زاگرس بلند) سازندهای سروک و ایلام را بر روی سازند امیران رانده است. این گسل که کمر بند رانده زاگرس مرتفع را در شمال خاور از کمر بند ساده چین خورده در جنوب باختر جدا می‌سازد، یک گسل شیب‌لغز معکوس است که با روند شمال باختر-جنوب خاور دیده می‌شود. در بخش جنوب باختری، این برش بخشی از پهنه زاگرس چین‌خورده را شامل می‌شود. در این برش طول موج چین‌ها کمتر از ۱۰ کیلومتر است و با توجه به اینکه طول موج چین‌ها در حالت سری رسوبی بدون سطح جدایشی در زاگرس در حدود ۲۰ کیلومتر است در نتیجه باید یک سطح جدایشی میانی نیز وجود داشته باشد و این سطح جدایشی در این منطقه می‌تواند سازند گرو باشد که کوتاه‌شدگی بر روی آن انجام گرفته است. گسل‌های منطقه از این سطح جدایشی منشأ گرفته‌اند (شکل ۴ DD').

بخش مرکزی این برش رادیولاریت‌ها را شامل می‌شود که توسط گسل کوه سفید بر روی سازندهای زاگرس بلند، با سن کرتاسه پسین رانده شده‌اند. در بخش رادیولاریتی، گسل‌های مختلفی شناسایی شده‌اند که به ترتیب از شمال خاور به جنوب باختر عبارتند از گسل بیستون تا گسل کوه سفید در مرز جنوبی

(Nemati and Yassaghi, 2010). سنگ‌های انوسن زیرین به صورت دگرشیب زاویه‌دار کربنات‌های بیستون را می‌پوشاند. سفره‌هایی از کربنات‌های بیستون بر روی سازندهای جوانتر در منطقه جنوب بروجرد (سفره چغلوندی) و جنوب هرسین قرار گرفته‌اند (حاج ملا علی و همکاران، ۱۳۷۲، شهیدی و نظری ۱۳۷۵).

#### ۴-۷- رادیولاریت‌ها

رادیولاریت‌ها در منطقه کرمانشاه در شمال باختر ایران، در گستره‌ای با پهنای ۳۵ کیلومتر بین سنگ‌آهک‌های بیستون در شمال و نهشته‌های زاگرس برجا در جنوب قرار دارند. دگرریختی در این سنگ‌ها در نقشه‌های زمین‌شناسی تهیه شده از رادیولاریت‌ها در مقیاس‌های مختلف، نشان داده شده است (Broud, 1987، کریمی‌باوندپور ۱۳۷۸، شهیدی و نظری ۱۳۷۵). انبوهی از نهشته‌های چرت و شیل حاوی رادیولر که در بخش‌هایی با درون‌لایه‌های آهک همراه هستند در حوضه رادیولاریتی وجود دارند که در ایران به اسم رادیولاریت‌های کرمانشاه و در عراق با نام رادیولاریت‌های قلقله شناخته می‌شوند. این مجموعه سنگی از منطقه هرسین کرمانشاه شروع و با روند شمال باختری تا مرز عراق ادامه یافته و دنباله آن در مرز عراق-ترکیه با نام رادیولاریت‌های قلقله در ورقه‌های تراستی بروزد یافته است. این واحد زمین‌ساخت-چینه‌ای که به صورت گسترده در شمال باختر وجود دارد در بروزد دیگری در جنوب ازنا-الیگودرز لرستان رخمون دارد. الگوی چین‌خوردگی وجود چین‌های با منطقه لولای زاویه‌ای را مشخص ساخته است (محجل و بیرالوند ۱۳۹۰، بیرالوند ۱۳۸۷). سن رادیولاریت‌ها مزوزویک می‌باشد (Gharib and De Wever, 2010).

#### ۴-۸- سنگ‌های همزمان با برخورد در پیش بوم

این سنگ‌ها از کرتاسه پسین در حوضه پیش بوم قابل ردیابی هستند. اولین آثار تخریبی حادثه همگرایی با سنگ‌های پوسته اقیانوسی و نهشته‌های رسوبی همزمان آن در سازند امیران با سن مایستریشتین مشاهده شده است. حضور پاره‌های حمل شده از سنگ‌های پوسته اقیانوسی و نهشته‌های عمیق در سازند امیران در حوضه پیش بوم زاگرس نشانگر افزایش این سنگ‌ها در لبه آرام قاره‌ای است (Braud, 1987، مطیعی ۱۳۷۲). نهشته‌های تخریبی حاصل برخورد در حوضه پیش بوم در عراق (Red Beds) نامیده شده‌اند (Buday, 1980) و سن کرتاسه پسین تا پلیوسن دارند.

#### ۴-۹- برش‌های ساختاری

برش‌های ساختاری از پهنه برخوردی زاگرس در باختر ایران از منتهی الیه شمال باختری تا منطقه جنوب باختر اصفهان ارائه می‌گردد تا چگونگی آرایش ساختاری سیستم‌های گسلی در این پهنه مشخص گردد.

#### ۴-۱۰- سردشت-قلندر

این برش در روندی خاوری-باختری ترسیم شده تا در آن سنگ‌های آتشفشانی والاش-ناپردان با سن پالتوسن-الیگوسن (Buday, 1980) در ورقه‌های تراستی نشان داده شوند. سازند تخریبی (Red Beds) با سن کرتاسه پسین-پلیوسن در منطقه پیش بوم توسط ورقه‌های تراستی پوشیده می‌شوند. در این برش نهشته‌های رادیولاریتی، در پایین‌ترین ورق تراستی نهشته‌های برجای حوضه پیش بوم را با سن کرتاسه می‌پوشاند. بروزدی از رادیولاریت‌ها، افیولیت‌ها در سطح زمین

است حضور دارد. این کنگلومرا مبین راندگی برگه رادیولاریتی در کرتاسه پایانی است. این کنگلومرا اغلب از قطعات رادیولاریت و مقدار کمی از قطعات سنگ آهک‌های کرتاسه تشکیل شده است.

نهشته‌های کربناتی معادل بیستون در این برش نیز وجود دارند که در ساختار تراست‌ها قرار گرفته‌اند. راندگی‌های دیگر، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی با سن ژوراسیک - کرتاسه را با کربنات‌های همراه بر روی تراست‌های قبلی رانده است. چندین ساختار دوپلکس از آهک‌های پرمین در این برش مشاهده می‌گردد. مجموعه دگرگون در بخش داخلی در ساختار دوپلکسی بر روی ورقه‌های تراستی منطقه برخوردی رانده شده‌اند (شکل ۴، GG).

#### ۴-۷- جنوب باختر اصفهان

در این برش سنگ‌های دگرگون و به شدت میلوینیتی در پهنه برشی با سازوکار غالب امتداد لغز در درون ساختار بالاجسته جوان برونزد یافته‌اند (Babaahmadi et al., 2012). ساختار تراستی با جهت حرکت به سوی جنوب باختر با تراست‌های با تمایل به سمت شمال خاور در ساختمان بالاجسته قرار گرفته‌اند (شکل ۴، HH). سنگ‌های با درجه دگرگونی فشار بالا حرارت پایین (اکلوژیت) در بخش مرکزی برش برونزد یافته‌اند (Davoudian et al., 2007). این سنگ‌ها در هر دو بخش شمالی و جنوبی توسط سنگ‌های با دگرگونی درجه پایین محدود می‌شوند.

#### ۵- بحث

پهنه برخوردی را در شمال باختر ایران به دو بخش مشخص می‌توان تقسیم کرد. از شهر دورود به سمت جنوب خاور، نهشته‌های پالئوزوییک تا مزوزوییک حوضه زاگرس پیش بوم در پهنه فلسی تراست‌ها در پهنه برخوردی در زاگرس بلند قرار گرفته‌اند در صورتی که از شهر دورود به سمت شمال باختر نهشته‌های حوضه عمیق فیولییتی، رادیولاریتی و مجموعه کربناتی بیستون بیشتر در پهنه برخوردی قرار دارند. مقایسه برش‌های ساختاری ارائه شده از پهنه برخوردی، افزایش مقدار کوتاه شدگی را با تغییر نوع تراست‌ها در بخش شمال باختر به خوبی نشان می‌دهد. به طور کلی همه سنگ‌های زاگرس را می‌توان به دو گروه پی‌سنگ دگرگونی و پوشش رسوبی روی پی‌سنگ تقسیم کرد. در حین چین‌خوردگی زاگرس، پی‌سنگ در اثر گسلش‌های معکوس یا حرکت معکوس گسل‌های نرمال که از قبل وجود داشته‌اند، دچار کوتاه‌شدگی گردیده و هم‌زمان با آن، قشر رسوبی نیز در اثر چین‌خوردگی، کوتاه‌شدگی حاصل کرده است (Ameen, 1991). نتیجه این که هم در فارس و هم در لرستان سری نمکی هرمز به عنوان سطح جدایش عمل کرده و سبب به‌وجود آمدن چین‌خوردگی دارای ارتفاع و سبک یکسان گردیده است (McQuarrie, 2004). علاوه بر این در کمربند زاگرس سطوح جدایش میانی دیگری نیز وجود دارند. دگرریختی نهشته‌های پیش بوم در زاگرس متأثر از سطوح جدایشی با سن‌های مختلف بوده است (Sherkat et al., 2005). آن‌ها با مطالعه در زاگرس مرکزی و ناحیه فارس به این نتیجه رسیدند که فعال شدن افق‌های جدایش از عمق به سطح، یکی پس از دیگری از ویژگی‌های ساختاری زاگرس است که در بعضی از ساختارهای این ناحیه مشاهده می‌شود. ایشان دو مدل فرضی برای تکامل چین در دو حالت سری رسوبی بدون سطح جدایش میانی و سری رسوبی دارای سطح جدایش میانی، ارائه کردند که در حالت اول چین‌ها دارای طول موج بلندتری هستند (در زاگرس حدود ۲۰ کیلومتر) و در حالت دوم طول موج کوتاه‌تری دارند. پهنه زاگرس بلند

(محجل و بیرالوند ۱۳۹۰، بیرالوند ۱۳۸۷). گسل کوه سفید همچون گسل بیستون در نقشه مغناطیس هوایی منطقه مشاهده می‌شود و این امر پی‌سنگی و عمیق بودن این گسل‌ها را تأیید می‌کند (Yousefi and Friedberg 1978). شیب گسل کوه سفید با استفاده از ساختارهای برشی که از پهنه‌های برشی این گسل برداشت شده است، حدود ۳۰ درجه به سمت شمال خاور است (الیاس زاده ۱۳۸۷). در پهنه برشی گسل کوه سفید، سنگ‌آهک‌های نازک لایه به سن ژوراسیک (کریمی - باوندپور ۱۳۷۸) دیده می‌شوند که حاوی رادیولاریت هستند. این سنگ‌آهک‌ها توسط گسل‌های مختلف بالا آورده شده‌اند و در این بخش، منطقه وسیعی را تشکیل می‌دهند. به طوری که از حدود ۱ کیلومتر پهنه خرد شده گسل کوه سفید، نزدیک نصف آن را این سنگ‌آهک‌ها تشکیل داده‌اند.

بخش شمال خاوری فاصله حدود ۳۰ کیلومتری از شهر صحنه تا جنوب باختر شهر هرسین را در برمی‌گیرد. زیرپهنه‌های فیولییتی و بیستون در این برش قرار می‌گیرند. فیولییت‌ها بر اثر فرارانش روی لبه آرام قاره‌ای بر روی زیرپهنه‌های بیستون و رادیولاریتی قرار گرفته و تنش برخورد باعث چین دادن نهشته‌های حوضه بیستون و رانده شدن آن‌ها با گسل بیستون بر روی حوضه رادیولاریتی شده است. نهشته‌های با سن الیگوسن - میوسن بر روی فیولییت‌ها و کربنات‌های بیستون به صورت برجانه نهشته شده‌اند (شکل ۴، DD).

#### ۴-۵- نهاوند

این برش در ادامه برش علوی (Alavi, 2007) در بخش پیش بوم به سمت بخش داخلی کوهزاد زاگرس است. برونزد نهشته‌های زاگرس در فاصله تاقدیس خرم‌آباد تا مجموعه دگرگون پهنه سنندج - سیرجان، مجموعه قارون را در جنوب نهاوند پشت سر می‌گذارد. این مجموعه شامل ساختار بالا جسته‌ای از نهشته‌های الیگوسن - میوسن جوان است که راندگی‌های کم شیب را قطع می‌کند (Mohajjel, and Behyari, 2010). سنگ‌های آتشفشانی گسترده‌ای در این منطقه در قالب ورقه‌های تراستی مشاهده می‌شوند (شکل ۴، EE) که سن ژوراسیک دارند و به احتمال زیاد مربوط به کمان ماگمایی مزوزوییک پهنه سنندج - سیرجان هستند.

#### ۴-۶- جنوب باختر الیگودرز

در این منطقه چندین برگه راندگی وجود دارد که به ترتیب معرفی و ساختار هر کدام توضیح داده شده‌اند (صدر و همکاران ۱۳۸۹). برگه راندگی اشتراکوه که شمالی‌ترین برگه راندگی زاگرس بلند است قدیمی‌ترین لایه‌های سکانس رسوبی زاگرس، شامل سازندهای زایگون و لالون را بر روی کنگلومرای بختیاری رانده است (شکل ۴، FF) (صدر و همکاران ۱۳۸۹) و مشخص می‌گردد که در این ناحیه نیز پی‌سنگ، مانند سایر نقاط زاگرس در امتداد گسل‌های تراستی به سطح نمی‌رسد. رادیولاریت‌ها به همراه شیل سیلیسی است و به ندرت دارای لایه‌های آهکی میکرایتی است (سهیلی و همکاران ۱۳۷۱). سنگ‌های آتشفشانی به مقدار کم از نوع آندزیت اغلب دگرسان شده همراه این رسوبات دیده می‌شود. با توجه به فسیل‌های موجود در رادیولاریت‌ها و آهک‌های میکرایتی، سن این رسوبات کرتاسه بالایی تعیین شده است (سهیلی و همکاران ۱۳۷۱). برونزد کنگلومرای با قطعاتی از رادیولاریت در قاعده برگه راندگی در مرز با برگه اشتراکوه که قابل مقایسه با کنگلومرای پالئوسن (کنگلومرای معادل سازنده امیران در باختر خرم‌آباد)



۱- واحدهای سنگی موجود در زاگرس بلند در منطقه برخورد در طول آن با هم متفاوت هستند.

۲- در بخش‌های جنوب خاوری، نهشته‌های پالتوزوییک در ساختار تراست‌های منطقه زاگرس بلند شرکت کرده‌اند (برش جنوب باختر الیگودرز و اصفهان). در صورتی که در بخش شمال باختری سنگ‌های مزوزوییک در تراست‌ها وجود دارند (کرمانشاه). این موضوع مشخص می‌کند که در بخش جنوب خاوری تراست‌ها از سطح جدایش در افق‌های پایین‌تر (سازند هرمز) منشأ می‌گیرند در صورتی که تراست‌ها در منطقه شمال باختر از افق‌های بالاتر سطوح جدایش (سازند گرو) منشأ گرفته‌اند.

۳- بررسی و مقایسه برش‌های ارائه شده مشخص می‌کند که در پهنه برخوردی در بخش شمال باختری حمل‌زیادتری در ورقه‌های تراستی صورت گرفته و این موضوع با نزدیک شدن به مناطق شمال باختری شدیدتر است و می‌تواند نشانگر کوتاه‌شدگی بیشتر در بخش شمال باختری باشد.

در منطقه شمال باختر با انبوهی از گسل‌های تراستی با آرایش فلسی است که در آن سازندهای مزوزوییک با جدایش در سازند گرو دگرریخت شده‌اند. این دگرریختی در منطقه جنوب باختر الیگودرز و جنوب باختر اصفهان با ورقه‌های تراستی که با جدایش در سازند هرمز بر روی پی سنگ و دگرریختی سازندهای پالتوزوییک پیش بوم روی داده به وجود آمده‌اند. در بخش شمال باختری تراست‌ها از عمق کمتری منشأ گرفته و نهشته‌های پالتوزوییک و قدیم‌تر در امتداد تراست‌ها برنزد ندارند. مقایسه این دو منطقه مشخص می‌کند که در بخش جنوبی تراست‌ها از عمق بیشتری نسبت به شمال باختر منشأ گرفته‌اند.

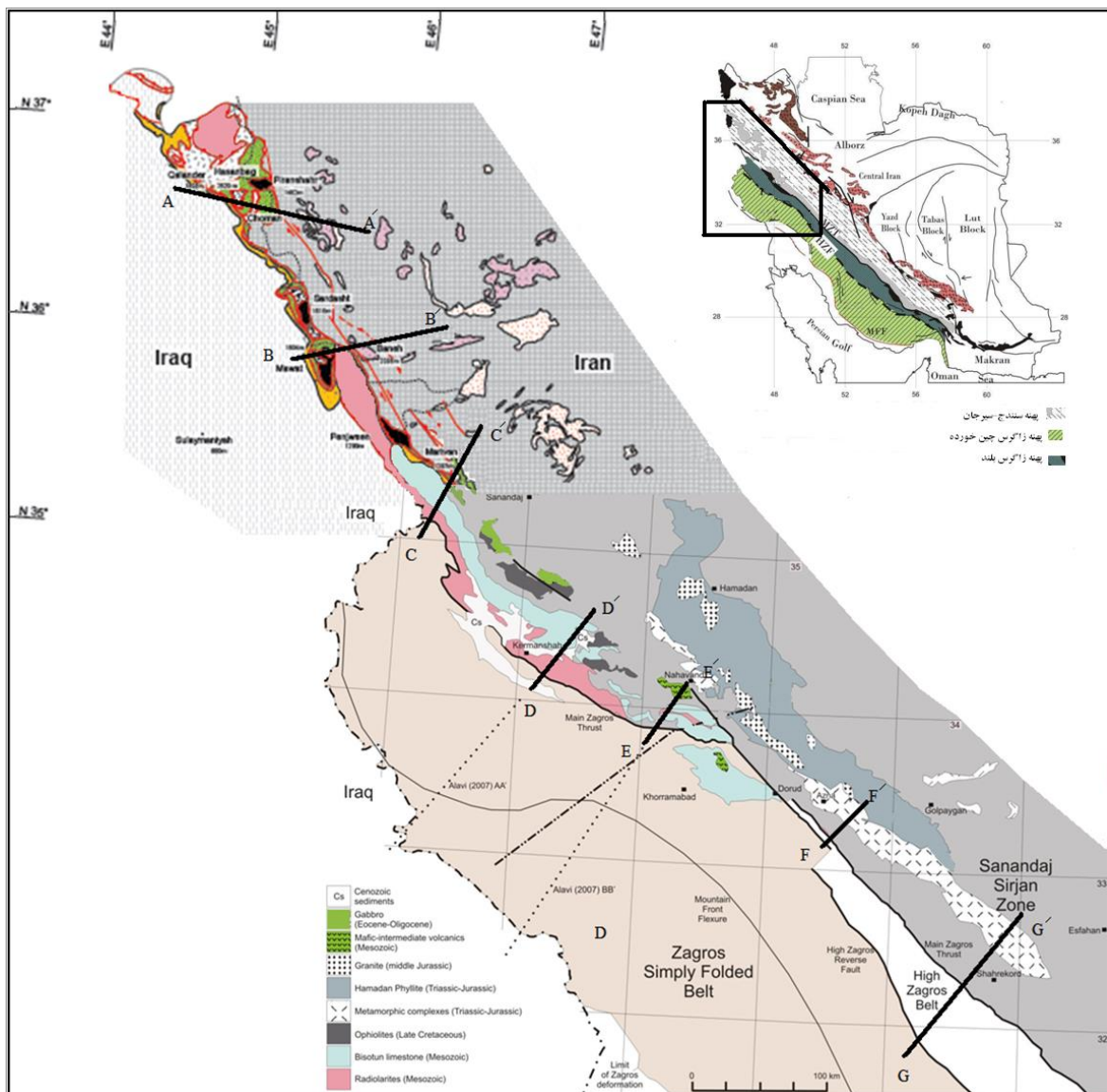
مقایسه الگوی تراست‌ها همچنین روشن می‌کند که بخش‌های داخلی کوهزاد فاصله زیادی را در تراست‌ها حرکت کرده و بر روی پیش بوم زاگرس قرار گرفته‌اند و این موضوع از جنوب خاور به سمت شمال باختر شدیدتر بوده است (برش‌های شکل‌های ۳ و ۴ را باهم مقایسه کنید).

### ۶- نتیجه گیری

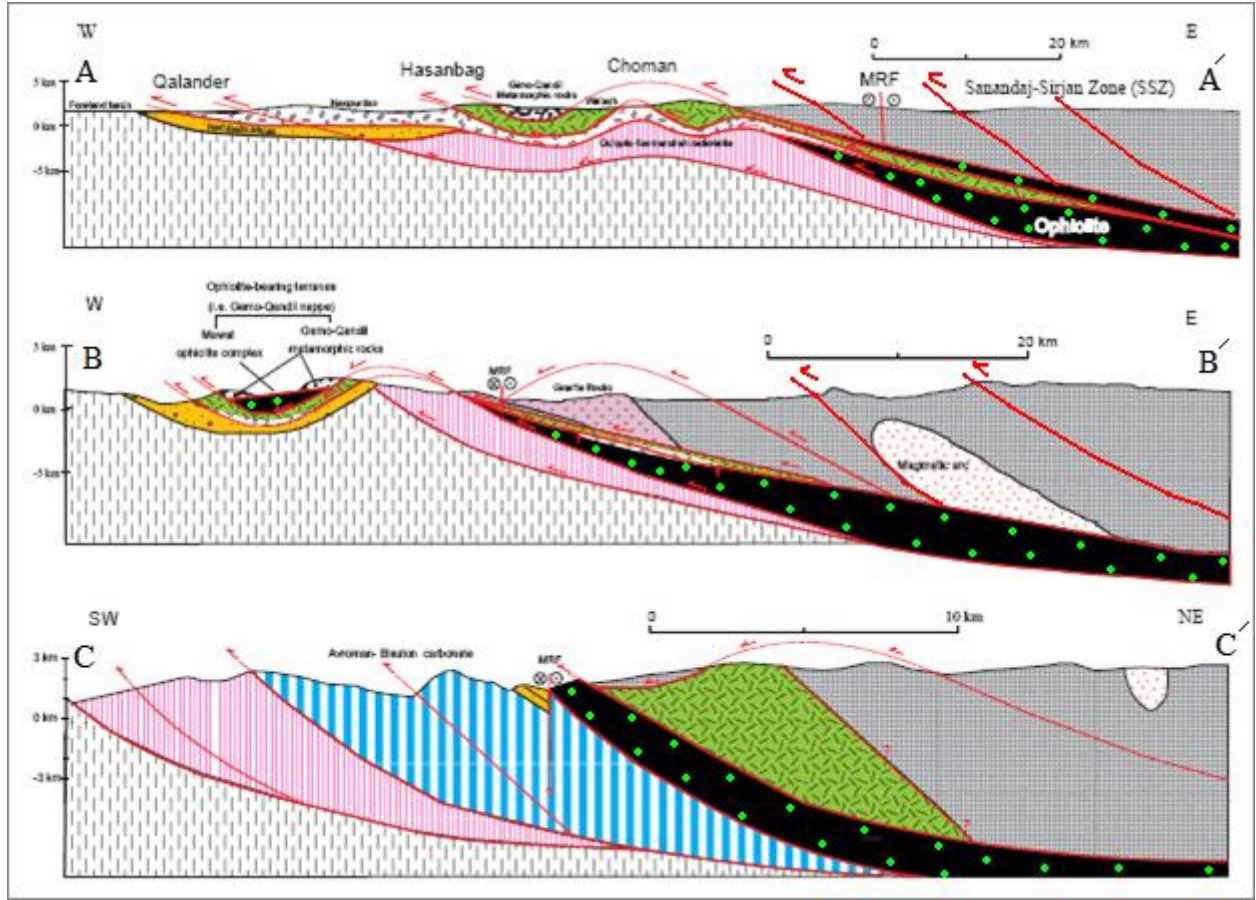
مقایسه ساختار منطقه برخورد کوهزاد زاگرس در باختر ایران روشن می‌کند که:

### سپاسگزاری

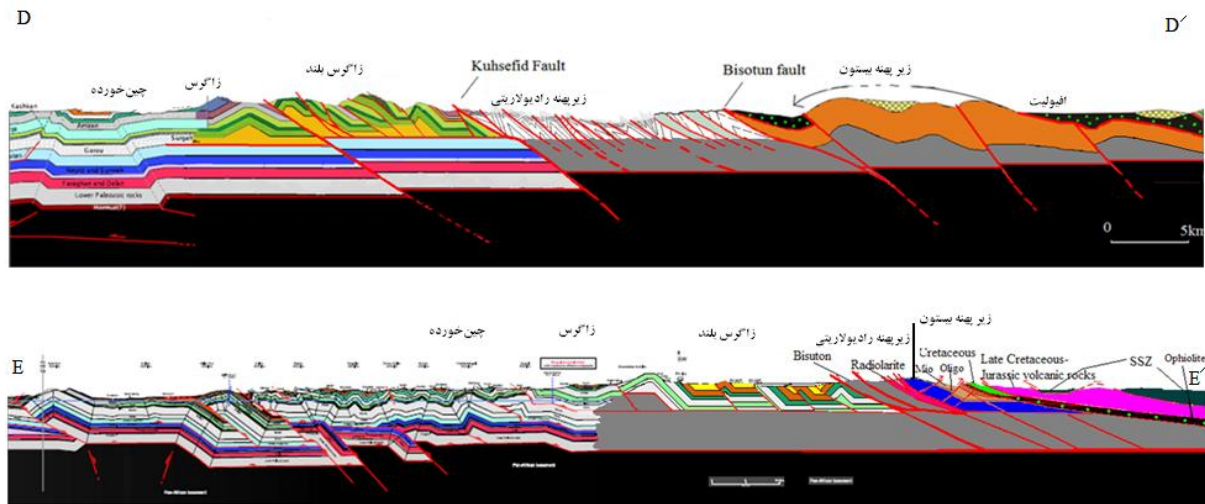
از همه همکاران زمین‌شناس که با تلاش طاقت فرسای خودشان در طول سال‌ها کار مداوم ناشناخته‌های زمین‌شناسی ایران را شناسانده‌اند قدردانی می‌گردد.

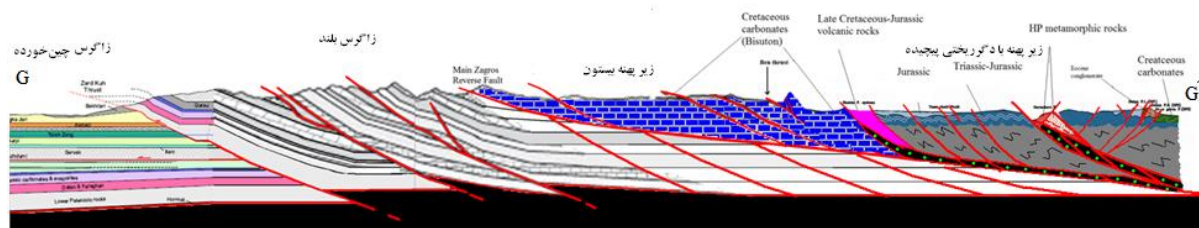
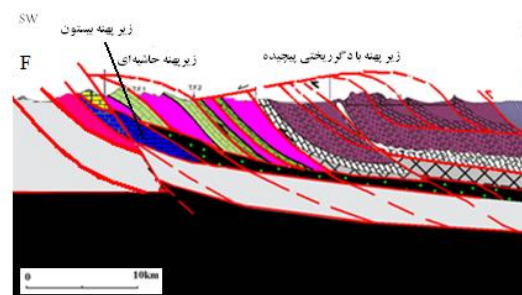


شکل ۱- نقشه ساده شده زمین ساخت شمال باختر ایران که در آن پهنه‌های ساختاری-تکتونیکی کوهزاد زاگرس و برش‌های مورد مطالعه مشخص شده‌اند. برای توضیح بیشتر به راهنمای داخل شکل مراجعه شود.



شکل ۲- برش‌های ساختاری از واحدهای تکتونیک-چینه‌ای در پهنه برخوردی کوهزاد زاگرس در شمال باختر ایران. AA: برش سردشت-قلندر. BB: برش بانه-موات و CC: برش مریوان. (برای واحدهای تکتونیک-چینه‌ای به راهنمای شکل ۱ مراجعه شود.)





شکل ۳- برش‌های ساختاری از بخش داخلی تا بخش پیش بوم که واحدهای مختلف زمین‌ساخت-چینه کوهزاد زاگرس را دربر می‌گیرند. DD' برش کرمانشاه، EE' برش نهاوند، FF' برش جنوب باختر الیگودرز و GG' جنوب باختر اصفهان (Alavi, 2007; Babaahmadi et al., 2012; Nemati and Yassaghi, 2010) با تغییرات).

### کتابنگاری

- افتخار نژاد، ج.، ۱۳۶۳. نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ۲۵۰۰۰۰: امهباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- الیاس زاده، ر.، محجل، م.، ۱۳۹۰. بررسی ساختاری پهنه زاگرس بلند با تاکید بر سامانه گسل‌های جنوب خاور کرمانشاه. فصلنامه علوم زمین، سال بیستم، شماره ۷۸، صفحه ۶۹-۶۱.
- الیاس زاده، ر.، ۱۳۸۷. الگوی چین خوردگی و تراست‌ها در منطقه جنوب خاور کرمانشاه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تربیت مدرس.
- باباخانی، ع.ر.، حریری، ۱۳۸۳. نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سقز. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- بیرالوند، م.، ۱۳۸۷. ساختار در رادیولاریت‌های کرمانشاه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تربیت مدرس.
- حاج ملا علی، ع.، حسینی، م.، فرهادیان، م.ب.، صداقت، ا.، و همکاران، ۱۳۷۰. نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ بروجرد، شماره ۵۷۵۷. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- خداینده، ع.ا.، ۱۳۸۳. نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ نقده، شماره ۵۰۶۳. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- زاهدی، م.، ۱۳۵۶. نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ اصفهان. شماره J7. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- سبزه‌ای، م.، ۱۳۹۰. نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ مریوان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- سهندی، م.ر.، حسینی دوست، ج.، رادفر، ج.، محجل، م.، ۱۳۸۵. نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- سهیلی، م.، جعفریان، م.، ب.، عبدالمهی، م.ر.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ورقه الیگودرز، مقیاس: ۱/۱۰۰۰/۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- شهیدی، ه.ر.، و نظری، ب.، ۱۳۷۵. نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ هرسین، شماره ۵۵۵۸. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- عمرانی، ج.، خبازنیا، ۱۳۸۲. نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ آلود. شماره ۵۴۶۲. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- صدر، ا.ح.، محجل، م.، یساقی، ع.، ۱۳۸۹. تحلیل ساختاری پهنه برخوردی کوهزاد زاگرس در باختر الیگودرز. فصلنامه علوم زمین، سال نوزدهم، شماره ۷۶، صفحه ۱۵۸-۱۴۹.
- کریمی باوندپور، ۱۳۷۸. نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کرمانشاه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- محجل، م.، بیرالوند، م.، ۱۳۹۰. الگوی چین خوردگی در رادیولاریت‌های کرمانشاه و اهمیت آن در تکتونیک برخوردی در شمال باختر ایران. فصلنامه علوم زمین، سال نوزدهم، شماره ۷۵، صفحه ۸۲-۷۵.
- محجل، م.، سهندی، م.ر.، ۱۳۷۸. تکامل تکنیکی زون سندج سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر زون‌های جدید در آن. فصلنامه علوم زمین، شماره ۳۲-۳۱، صفحه ۴۹-۲۸.
- معین وزیری، ح.، عزیزی، ح.، مهرابی، ب.، و ایزدی، ف.، ۱۳۸۷. ماگماتیسیم الیگوسن در زون تراست زاگرس (محور صحنه- مریوان): دور دوم فرورانش نئوتیس در پالتوزن. مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۳۴، شماره ۱، صفحه ۱۲۲-۱۱۳.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. چینه‌شناسی زاگرس. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.

### 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.
- Ahmadi khalaji, A., Esmaily, D., Valizadeh, M.V., Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 859-877.



- Ameen, M.S., 1991. Alpine geowarping in the Zagros-Taurus range influence on hydrocarbon generation, migration and accumulation. *Journal of Petroleum Geology*. B. 14(4), 417-428.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretation. *Tectonophysics*, 229, 211-238.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *Am. J. Sci.* 307, 1064-1095.
- Ali, S.A., Mohajjel, M., Aswad, K.J., Buckman, S., Jones, B.G., Ismail, S., 2012. Tectono-stratigraphy and structure of the northwestern Zagros collision zone across the Iraq-Iran border. Submitted to *Journal of Asian Earth Sciences*.
- Azizi, H., Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics*, 47, 167-179.
- Azizi, H., Tanaka, T., Asahara, Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., 2011. Discrimination of the age and tectonic setting for magmatic rocks along the Zagros thrust zone, northwest Iran, using the zircon U-Pb age and Sr-Nd isotopes. *Geodynamics*, in press.
- Babaahmadi, A., Mohajjel, M., Eftekhari, A., Davoudian, A.R., 2012. An investigation into the fault patterns in the Chadegan region, west Iran: Evidence for dextral brittle transpressional tectonics in the Sanandaj-Sirjan Zone. *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 43, 77-88.
- Berberian, M., 1995. Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics* 241, 193-224.
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J., Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and Early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society of London*, 139, 605-614.
- Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265.
- Braud, J., 1987. La suture du Zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan Iranien): reconstitution paléogéographique, évolution géodynamique, magmatique et structurale. Thèse, Université Paris-Sud, France (unpublished), 489 pp.
- Buday, T., 1980. The Regional Geology of Iraq, Volume I, Stratigraphy and Paleogeography. Publication of GEOSURV, Baghdad, 445pp.
- Davoudian, A.R., Genser, J., Dachs, E., Shabani, N., 2007. Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Mineralogy and Petrology*. doi:10.1007/s00710-007-0204-6.
- Ghalamghash, J., Nédélec, A., Bellon, H., Vousoughi Abedini, M., Bouchez, J.L., 2009. The Urumieh plutonic complex (NW Iran): a record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times – Part I: petrogenesis and K/Ar dating. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35, 401-415.
- Gharib, F., De Wever, P., 2010. Mesozoic radiolarians from the Kermanshah Formation (Iran). *Comptes Rendus*, 9, 209-219.
- Kazmin, V.G., Ricou, L.F., Sbotshnikov, I.M., 1986. Structure and evolution of the passive margin of the eastern Tethys. *Tectonophysics*, 123, 153-179.
- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C., Wernicke, B. P. (2004), Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions, *Geophysical Research Lett.* 30 (20).
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Mohajjel, M., 2011. U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41, 238-249.
- Masoudi, F., Yardley, B.W.D., Cliff, R.A., 2002. Rb-Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak, Iran. *Islamic Republic of Iran Journal of Sciences*, 13, 249-254.
- Mazhari, S.A., Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., Molina, J.F., Montero, P., Scarrow, J.H., Williams, I.S., 2009. The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogen. *Journal of the Geological Society of London*, 166, 53-69.
- Mohajjel, M., Behyari, M., 2010. Young transpressive positive flower structure long the Zagros collision zone, Nahavand area, west Iran. In: *Proceedings of a conference held at the University of New England, Armidale, New South Wales, Australia*, pp. 242-251.
- 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.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Structural Geology*, 22, 1125-1139.
- Nogole Sadat, M.A.A., Houshmandzadeh, A., 1993. Geology map of Marivan-Baneh, Scale 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Nemati, M., Yassaghi, A. (2010), Structural characteristics of the transitional zone from internal to external parts of the Zagros orogen, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 161-172.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., Jolivet, L., 2008. Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106, 380-398.
- Sarkarinejad, Kh., Azizi, A. (2008), Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran, *Journal of Structural geology*, 30, 116-136.
- Sherkati, S., and Letouzey, J. (2004), Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran, *Mar. Petr. Geol.*, 21, 535-554.
- Yousefi, E., Friedberg, J.L., 1978. Aeromagnetic map of Iran, quadrangle. No.6. Kermanshah.
- Sengor, A.M.C., Altmer, D., Cin, A., Ustaomer, T., Hsu, K.J., 1988. Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. In: Audley-Charles, M.G., Hallam, A. (Eds.), *Gondwana and Tethys*, Geological Society of London, Special Publication 37, pp. 119-181.
- Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran, in *The Geology of Continental Margins*, edited by C.A., Burke and C.L., Drake, 873 – 877, Springer, New York.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52, 1229-1258.