

# تحلیل ساختاری و ریز ساختاری دگرشکلی در منطقه فریادون، شمال خاور کمربند کوه‌زایی زاگرس: شواهدی بر رخداد برش چپ‌گرد

محمد علی قنبریان<sup>۱\*</sup> و علی یساقی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>استادیار، بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

<sup>۲</sup>استاد، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۵/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۸/۰۴

## چکیده

این پژوهش به بیان نتایج تحلیل ساختاری و ریز ساختاری منطقه فریادون واقع در شمال خاور استان فارس پرداخته است. در این پژوهش، یک کمربند با روند شمال باختری- جنوب خاوری در بخش مرکزی پس بوم زاگرس و در شمال خاور پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان معرفی شده است. وضعیت میانگین برگ‌وارگی و خط‌وارگی در این کمربند جدید به ترتیب  $315^{\circ}, 57^{\circ} \text{ NE}$  و  $23^{\circ}, 116^{\circ}$  است. مطالعه نشان‌گرهای جنبش‌شناختی، رخداد دگرشکلی چپ‌گرد و به سمت شمال باختر را در این کمربند نشان می‌دهد که بر خلاف دگرشکلی راست‌گرد شناخته شده در نواحی مرکزی پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان است.

**کلیدواژه‌ها:** زاگرس، پهنه برشی، چپ‌گرد، ترافشارش، جهت برش، پس‌بوم.

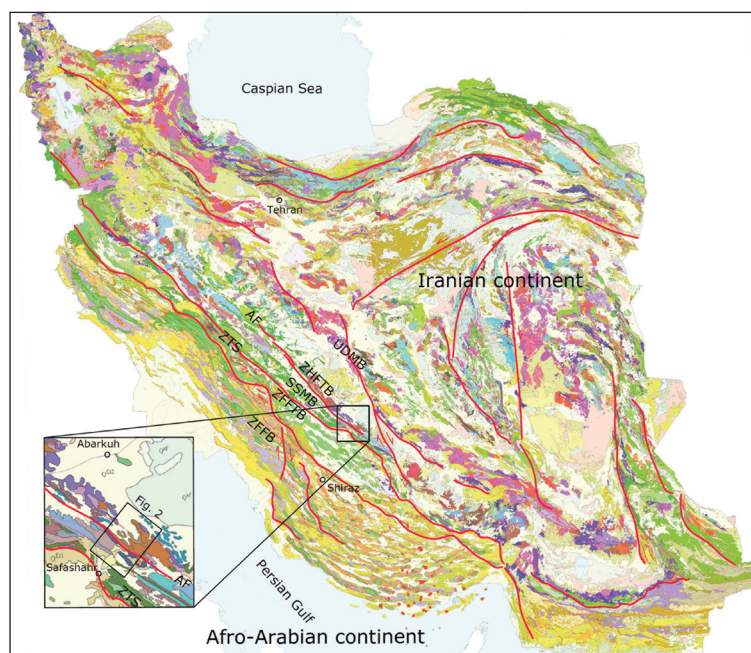
\*نویسنده مسئول: محمد علی قنبریان

E-mail: maghanbarian@shirazu.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

و در کنار هم گزارش شده است. شناسایی پهنه‌های برشی نوردپذیر متعدد با امتداد شمال باختر- جنوب خاور با شیب به سمت شمال خاور که دگرشکلی امتدادلغزی چپ‌گرد و راندگی با حرکت بلوک بالا به سمت شمال باختر (Top-to-the NW) را در مناطق مرکزی زاگرس (شکل ۱) نشان می‌دهند (قنبریان، ۱۳۹۲؛ Ghanbarian and Sarkarinejad, 2014; Ghanbarian et al., 2018)، این سوال را ایجاد می‌کند که آیا دو کمربند برشی موازی و در کنار هم در این منطقه از کوه‌زاد زاگرس وجود دارد؟ و اگر پاسخ مثبت است، علت رخداد آنها چیست؟

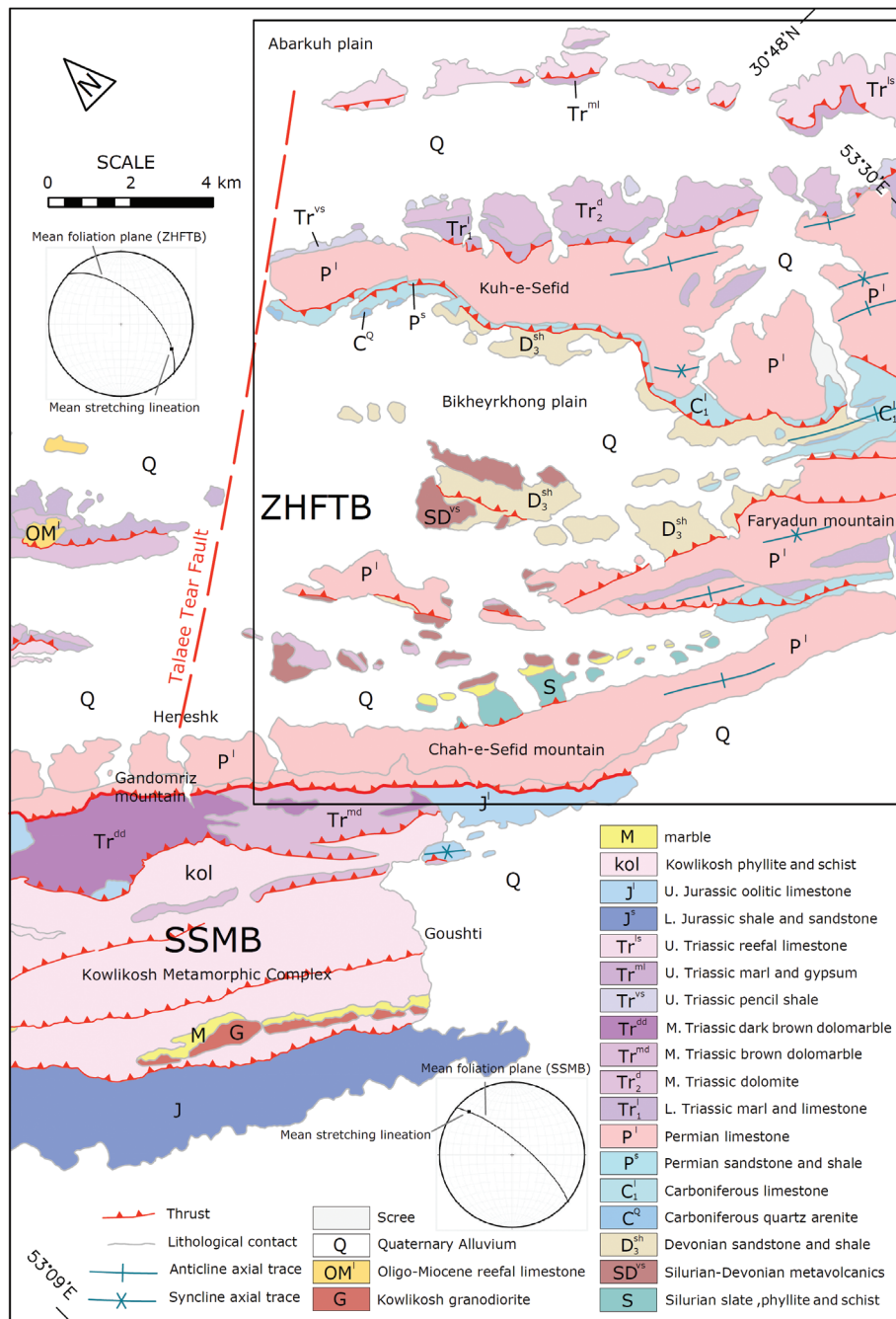
رخداد پهنه‌ها یا کمربندهای برشی با جهات برش متفاوت در کنار هم، پدیده‌ای شایع در مناطق مختلف زمین است. آرایش هندسی این کمربندها نسبت به هم در نقاط گوناگون، متفاوت است. در برخی موارد مانند انتهای جنوب شرق زاگرس (Sarkarinejad et al., 2013)، و یا در منطقه یانان باختری کشور چین (Zhang et al., 2010) دو پهنه برشی در امتداد یکدیگر و به صورت ناموازی نسبت به هم واقع شده‌اند. در مناطق دیگر زمین‌ساختی مانند ساردینیای ایتالیا (Carosi et al., 2009; Frassi et al., 2009) وجود دو پهنه برشی به صورت موازی



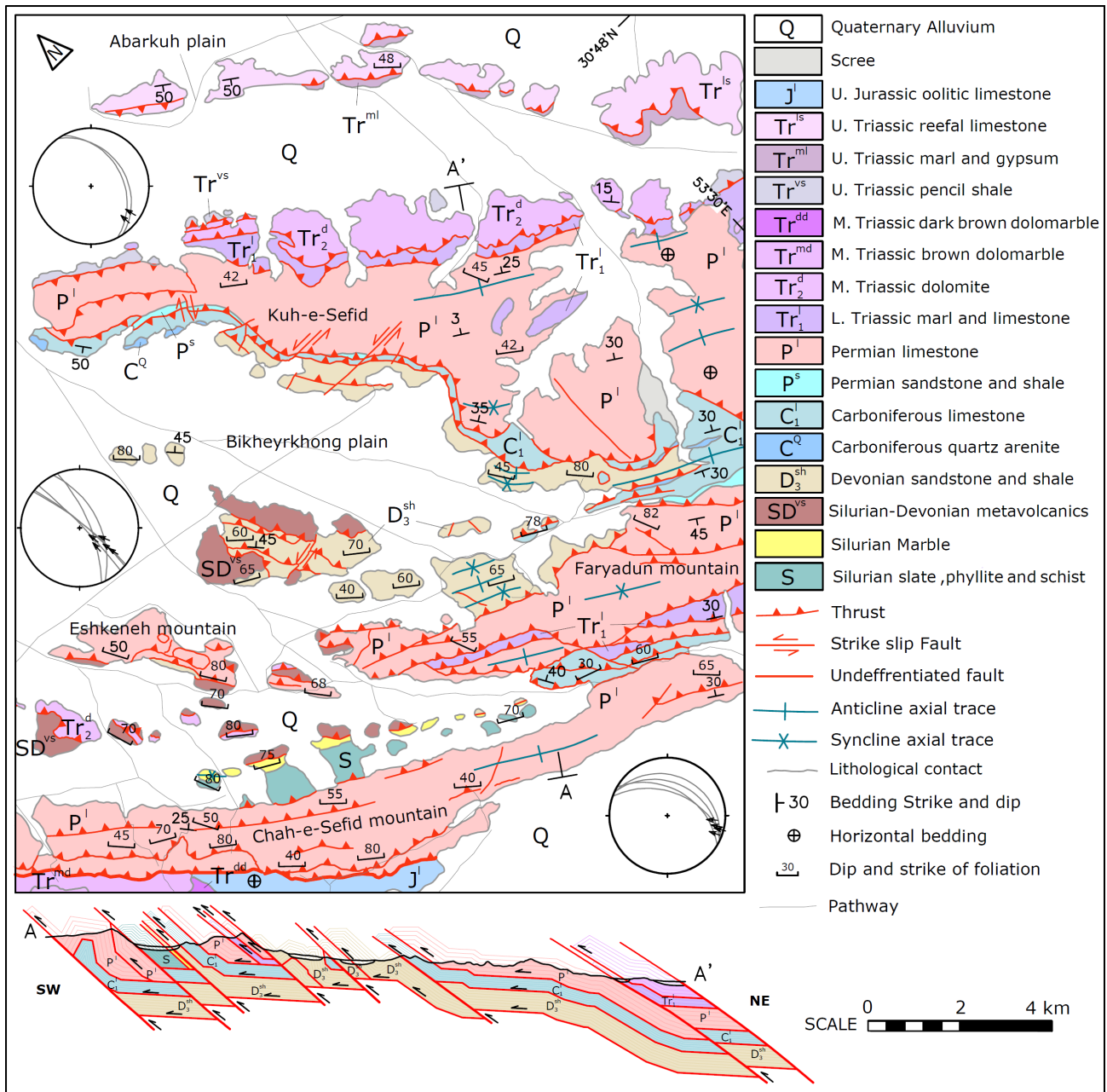
شکل ۱- تصویری از نقشه زمین‌شناسی ایران (Sahandi and Soheili, 2014) که تقسیم‌بندی کمربند برخوردی زاگرس و محدوده منطقه مورد مطالعه را در شمال خاور شهرستان خرم‌بید (شمال خاور استان فارس) نمایش می‌دهد (UDMB: کمربند ماگمایی ارومیه - دختر؛ ZHFTB: کمربند چین و راندگی پس‌بوم زاگرس؛ AF: گسل آباده (گسل ژرف اصلی)؛ SSMB: کمربند دگرگونی سنندج - سیرجان؛ ZTS: سامانه راندگی زاگرس؛ ZFFTB: کمربند چین و راندگی پیش‌بوم زاگرس؛ ZFFB: کمربند چین خورده پیش‌بوم زاگرس).

شمال خاور شیراز گویای وجود دگرشکلی ترفاشاری اربلغز راست گرد در این بخش از کوه‌زاد زاگرس است (Sarkarinejad and Azizi, 2008). مقاله حاضر از نخستین پژوهش‌هایی است که شواهدی از دگرشکلی چپ گرد و بالا به سمت شمال باختر را در مناطق مرکزی زاگرس (شمال خاور همتافت دگرگونی کولی کش؛ شکل ۳) منتشر می‌کند. این مطالعه همچنین به بررسی پهنه‌های برشی شناسایی شده و نحوه شکل‌گیری آنها و ارتباط ساختاری آن با پهنه‌های برشی راست گرد از پیش شناخته شده در کمربند دگرگونی سنندج - سیرجان خواهد پرداخت. برای نیل به اهداف یاد شده، محدوده شمال خاور همتافت دگرگونی کولی کش تا کویر ابرکوه (منطقه فریادون) برای کاوش‌های صحرایی و انجام مطالعات ساختاری انتخاب شده است (شکل ۳).

ترکیبی از جابه‌جایی شیپی، جابه‌جایی امتدادی و برش ساده نشان دهنده عملکرد یک رژیم دگرشکلی ترفاشاری در شمال خاور کمربند کوه‌زایی زاگرس است (Sarkarinejad et al., 2008). دگرشکلی ترفاشاری نوردپذیر به عنوان یکی از مهم‌ترین سبک‌های تغییر شکل در مناطق با هم‌گرایی مایل شناخته می‌شود (Harland, 1971). این نوع تغییر شکل منجر به تشکیل ساختارهایی از قبیل پورفیروکلاست‌های چرخیده، حاشیه‌های واتنشی، کلیواژ نوار برشی و چین‌های نامتقارن در پهنه‌های برشی نورد پذیر در بخش‌های ژرف پوسته شده که نشان دهنده ویژگی‌های جنبش‌شناختی ناحیه دگرشکل شده است. وجود این گونه ساختارها در همتافت دگرگونی کولی کش (Kowlkosh metamorphic complex؛ شکل ۲) واقع در کمربند دگرگونی سنندج - سیرجان و در فاصله ۱۷۰ کیلومتری



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده همتافت کولی کش و منطقه مورد مطالعه (که با کادر مشخص شده است و در شمال خاور همتافت کولی کش قرار دارد). مقادیر میانگین برگ‌وارگی و خط‌وارگی در هر دو کمربند چین و راندگی پس‌بوم زاگرس (ZHFTB) و کمربند دگرگونی سنندج - سیرجان (SSMB) مشخص شده است که این مقادیر در کمربند چین و راندگی پس‌بوم زاگرس بر اساس داده‌های پژوهش حاضر و در کمربند دگرگونی سنندج - سیرجان اصلاح شده داده‌های (Sarkarinejad and Azizi, 2008) است.



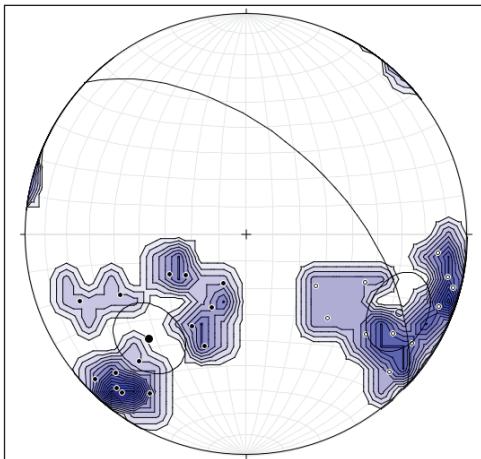
شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی و برش عرضی ساختاری منطقه مورد مطالعه و ویرایش شده از قنبریان (۱۳۹۲) به همراه تصویر استریوگرافیک مهم‌ترین داده‌های برگ‌وارگی، خط‌وارگی و جهت برش در پهنه‌های برشی در جنوب، شمال و مرکز منطقه.

## ۲- جایگاه زمین‌ساختی و زمین‌ساختی

سندج- سیرجان (Sarkarinejad, 1999)، ۴) کمربند چین و راندگی پس‌بوم زاگرس (Sarkarinejad and Ghanbarian, 2014)، ۵) کمربند ماگمایی ارومیه - دختر (Stocklin, 1968). دگرشکلی چپ‌گرد و بالا به سمت شمال باختر معرفی شده در این پژوهش در کمربند چین و راندگی پس‌بوم زاگرس مشاهده شده است. کهن‌ترین واحدهای رخنمون شده در منطقه مورد مطالعه (شکل ۳)، واحدی متشکل از سنگ‌های دگرگونی نظیر اسلیت، فیلیت، شیست (S) و مرمر و واحدی متشکل از توف و دیگر سنگ‌های آتشفشانی خاکستری تا سبز تیره دگرگون شده (SD<sup>vs</sup>) است و سن آنها به ترتیب سیلورین و سیلورین پسین تا دونین آغازین تعیین شده است (شهیدی و همکاران، ۱۳۷۸). سنگ آهک‌های بودار و خاکستری متعلق به کربنیفر (C<sup>l</sup>) که در قاعده آنها یک واحد کم ضخامت از کوارتزآرنایت‌های ضخم

شکل‌گیری کمربند کوه‌زایی زاگرس به دلیل هم‌گرایی اوراسیا و گندوانا در دوره‌های ژوراسیک و کرتاسه و بسته شدن اقیانوس تیسس جوان و برخورد و هم‌گرایی خردقاره ایران با حاشیه شمالی سکوی عربی در تریاری است (Besse et al., 1998). این کمربند یکی از مهم‌ترین مناطق دگرشکلی همگرا در زمین با مساحت حدود هفتصد هزار کیلومتر مربع است. روند شمال باختر - جنوب خاور این کمربند دو هزار کیلومتری از گسل آناتولی خاوری در ترکیه آغاز و تا خط عمان (Oman line) در جنوب ایران گسترش یافته است (Stocklin, 1968). این کوه‌زاد مشهور به پنج بخش تقسیم شده است (شکل ۱) که از سمت جنوب باختر به سمت شمال خاور عبارتند از: ۱) کمربند چین‌خورده پیش‌بوم زاگرس، ۲) کمربند چین و راندگی پیش‌بوم زاگرس (Stocklin, 1968)، ۳) کمربند دگرگونی

باختر (Sinistral top-to-the NW) است. نشان گره‌های جنبش شناختی دیگری نیز در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی در این پهنه‌های برشی ایجاد شده‌اند که از آن جمله می‌توان به حاشیه‌های واکنشی، پورفیرو کلاست‌های چرخیده، کلیواژ نوارهای برشی، ساختارهای دویخشی (دوپلکسی)، بودین‌ها و چین‌های نامتقارن اشاره کرد که تمام این ساختارها در صفحه XZ بیضوی واکنش پهنه‌های برشی (صفحه‌ای عمود بر برگ‌وارگی و به موازات خط‌وارگی) بررسی شده‌اند. این ساختارها نیز نشان می‌دهند که جهت انتقال زمین‌ساختی واحدهای سنگی منطقه به سمت شمال باختر تا باختر است (شکل‌های ۵ و ۶).



شکل ۴- تصویر استریوگرافیک چند منظوره (Synoptic stereogram) از ساختارهای منطقه فریادون که قطب مهم‌ترین داده‌های برگ‌وارگی (دایره‌های کوچک مشکی)، میانگین قطب داده‌های برگ‌وارگی (دایره بزرگ مشکی)، صفحه میانگین برگ‌وارگی (کمان بزرگ)، خط‌وارگی (دایره‌های کوچک سفید)، میانگین داده‌های خط‌وارگی (دایره بزرگ سفید) در آن به نمایش درآمده‌اند.

### ۳-۱. حاشیه‌های واکنشی

در مطالعات میکروسکوپی پهنه‌های برشی منطقه مورد مطالعه، چندین بلور پیریت با حاشیه‌های واکنشی مشاهده شده است (قنبریان، ۱۳۹۲؛ Ghanbarian and Sarkarinejad, 2014). حاشیه‌های واکنشی (Strain Fringes) ساختارهای رگه‌ای هستند که در دو پهلوی بلورهای صلب تشکیل می‌شوند (شکل ۵-ب). این حاشیه‌ها از لحاظ هندسی از پیچیده‌ترین ریزساختارها بوده و شامل اطلاعات جزئی و دقیقی درباره نحوه پیشرفت دگرشکلی در یک سنگ هستند (Koehn et al., 2000; Lagoeiro et al., 2011). اجسام صلب در یک سنگ در حال دگرشکلی نوردپذیر سبب آشفتنگی محلی میدان تنش و الگوی جریان می‌شوند. در حالت دگرشکلی با دمای پایین و فشار سیال بالا در مجاورت جسم صلب در سمت محور کشیدگی آبی (ISA) کوتاه‌شونده ممکن است انحلال فشارشی رخ دهد؛ در حالی که در همبری جسم صلب و زمینه در سمت محور کشیدگی آبی کششی، ممکن است شکستگی‌های (Gash) کششی باز شده و مواد بلورین جدید در این شکستگی‌ها و در دو سمت هسته صلب به صورت کشیده یا فیبری رشد کنند و حاشیه‌های واکنشی ایجاد شوند (Passchier and Trouw, 2005). فیبرهای حاشیه‌ای

لایه و قهوه‌ای مربوط به ویزنن (C<sup>Q</sup>) قرار دارد، کوارتز آرنایت‌های خاکستری، شیل‌های کلسیتی قهوه‌ای، ژپس و مارن با سن دونین پسین (D<sup>sh</sup>) را پوشانده‌اند. یک لایه کلیدی از ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های نازک لایه قهوه‌ای متعلق به پرمین آغازین (P<sup>s</sup>) بین آخرین واحد قبلی (C<sup>1</sup>) و سنگ آهک‌های خاکستری پرمین و هم‌ارز سازند جمال (P<sup>1</sup>)، که بیشترین رخنمون را در منطقه دارد، قرار گرفته است (قنبریان، ۱۳۹۲). سنگ آهک‌ها و مارن‌های زرد رنگ (Tr<sup>d</sup>)، که می‌توان آنها را هم‌ارز سازند سرخ شیل در نظر گرفت، کهن‌ترین واحد تریاس هستند و همراه با دولومیت‌های قهوه‌ای تیره ضخیم لایه متعلق به آشکوب تریاس میانی (Tr<sup>d</sup> معادل سازند شتری) آخرین واحدها از رسوبات فلات قاره گندوانا هستند (شهیدی و همکاران، ۱۳۷۸). واحد دولومیتی (Tr<sup>d</sup>) تریاس میانی در قسمت جنوب باختری منطقه مورد مطالعه تا رخصاره شیست سبز دگرگون شده است. رخصاره‌های مربوط به باز شدگی اقیانوس تیس جوان در منطقه عبارتند از: ۱) شیل توفی و ماسه‌سنگ، ریولیت، آندزیت و بازالت قهوه‌ای مایل به خاکستری تریاس بالایی (Tr<sup>vs</sup>)، ۲) مارن، ژپس و ماسه سنگ خاکستری روشن تریاس بالایی (Tr<sup>ml</sup>)، ۳) سنگ آهک ریفی متوسط لایه و شیل و ماسه سنگ قهوه‌ای تا خاکستری تریاس بالایی (Tr<sup>bs</sup>).

### ۳- شواهد ساختاری و ریز ساختاری

چشمگیرترین ساختارهای منطقه مورد مطالعه، راندگی‌های با امتداد شمال باختر-جنوب خاور نسبتاً موازی و فراگیری هستند که موجب جابه‌جایی و به هم‌ریختگی توالی چین‌شناسی منطقه و رخداد ساختارهای دویخشی (دوپلکسی) بزرگ مقیاس منطقه شده‌اند (شکل ۳). در میان این راندگی‌ها، چین‌های بزرگ مقیاسی نیز با لولای موازی راندگی‌ها (شمال باختر-جنوب خاور) دیده می‌شوند که از دیدگاه جنبش شناختی با راندگی‌های یاد شده به طور کامل مرتبط بوده و همزمان با آنها شکل گرفته و گسترش یافته‌اند (شکل ۳).

داده‌های حاصل از کاوش‌های صحرایی مشخص نمود که همه راندگی‌ها واجد ساختارها و نشان‌گرهایی از جریان یافتگی هستند (شکل‌های ۴ تا ۶). این شواهد نشان می‌دهند که دگرشکلی در شرایط شکنا و نزدیک به سطح رخ نداده و دما و فشار بالاتر و مربوط به بخش‌های ژرف‌تر پوسته باعث رخداد پهنه‌های برشی شکنا-نورد پذیر شده است. پهنه‌های برشی یکی از رایج‌ترین الگوهای دگرشکلی ناهمگن هستند که در آنها تجمع دگرشکلی در پهنه‌های صفحه‌ای، حرکت دو بلوک سنگ دیواره نسبتاً صلب را امکان پذیر می‌سازد. چنین پهنه‌هایی دارای واکنش بالایی هستند و دگرشکلی در آنها به‌طور معمول شامل یک مؤلفه چرخش و جابه‌جایی جانبی در بخش‌های سنگ دیواره نسبت به یکدیگر است. پهنه‌های برشی شناخته شده در منطقه مورد مطالعه به‌طور کلی در سنگ آهک‌های دگرگون شده متعلق به دوره پرمین (P<sup>1</sup>) توسعه یافته و میلوئیت کلسیتی ایجاد کرده‌اند. دگرشکلی در یک منطقه برشی سبب گسترش بافتارهای خاصی می‌شود که از آن می‌توان نوع دگرشکلی و جهت حرکت را در منطقه برشی روشن ساخت (Passchier and Trouw, 2005). بررسی صحرایی ساختارهای دگرشکلی پهنه‌های برشی نشان می‌دهد که این راندگی‌ها دارای مولفه‌های امتداد لغزی قابل توجهی هستند. تمامی پهنه‌های برشی یاد شده دارای روند شمال باختر یا باختر شمال باختر و شیب‌های با مقادیر مختلف به سمت شمال خاور هستند. به‌طور کلی، امتداد پهنه‌های برشی بین N20°W تا N75°W متفاوت است و شیب آنها بین ۲۰° تا ۸۰° به سمت شمال خاور است. آزیومت امتداد برگوارگی (شکل‌های ۳، ۴ و ۵-الف) در پهنه‌های برشی به‌طور عمده بین N285° تا N340° متغیر بوده و میانگین آن N315° است. شیب برگوارگی‌های یاد شده بین ۲۰° تا ۸۵° (با میانگین ۵۷°) به سمت شمال خاور است (شکل ۳). خطوط عمده‌ها عموماً با زاویه میل کم به سمت جنوب خاور با روند میانگین N116° و میانگین میل ۲۳° قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۳ و ۴). چنین وضعیتی در این عناصر ساختاری نشان دهنده فرانمون شدن (exhumation) سنگ‌های دگرگون شده ژرف با برش چپ گرد و بالا به سمت شمال

نام کلیواژ نوار برشی شناخته می‌شوند (Hanmer and Passchier, 1991). دو نوع کلیواژ نوار برشی تشخیص داده شده است: نوع C- و نوع C'- (Berthé et al., 1979). کلیواژهای نوار برشی میکروسکوپی نوع C'- مشاهده شده در منطقه (شکل ۵-پ؛ قنبریان، ۱۳۹۲) نسبت به مرزهای پهنه برشی و برگوارگی‌های پیرتر در میلوئیت‌های غنی از میکا مایل هستند و به دلیل دارا بودن هر دو نوع عدم تقارن داخلی و خارجی می‌توانند به عنوان نشان‌گرهای قابل اعتماد برای تعیین جهت برش به کار روند.

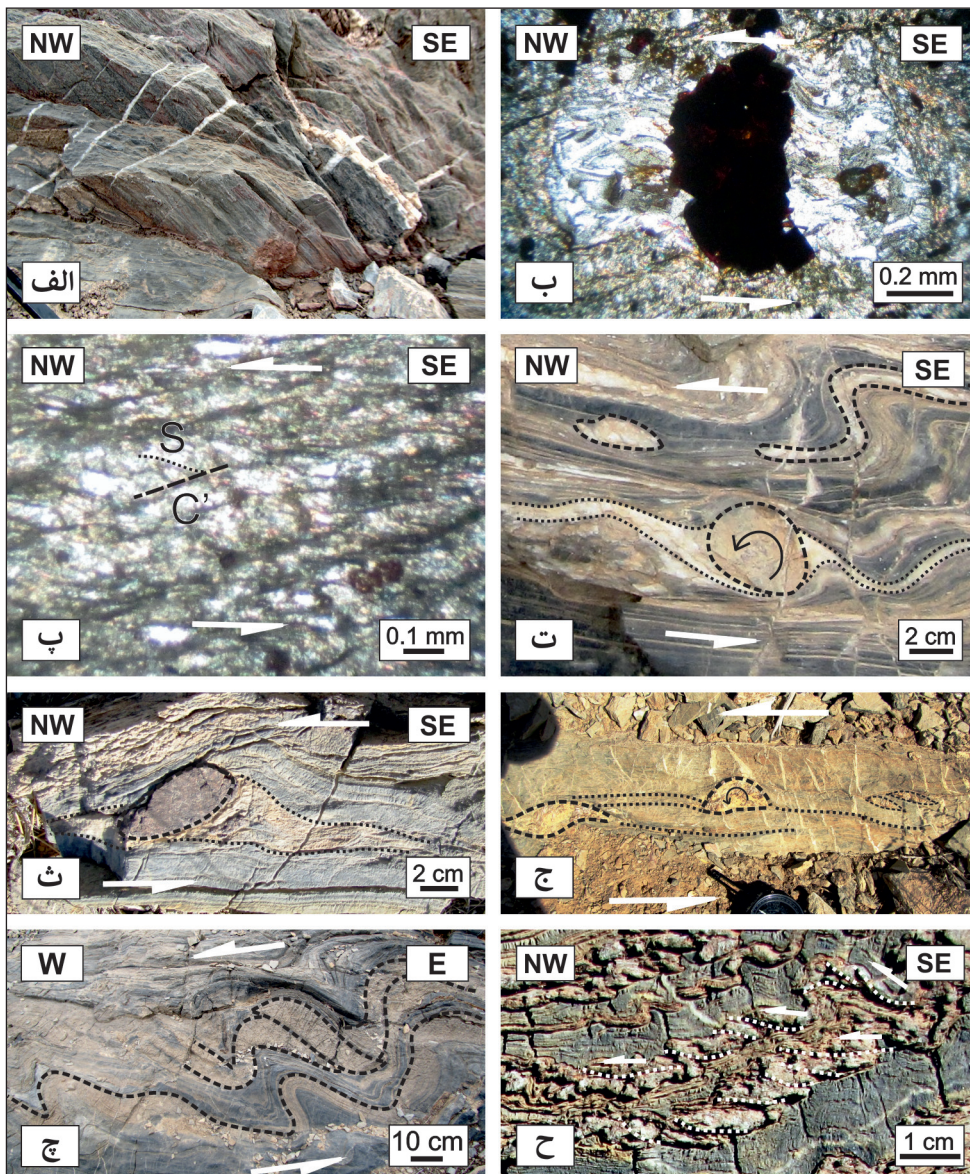
### ۳-۳. پورفیروکلاست‌های چرخیده

در سنگ‌های کلسیت میلوئیتی پهنه‌های برشی منطقه مورد مطالعه بلورهای بزرگ پورفیروکلاست (شکل‌های ۵-ت، ث، و ج) که در بیشتر موارد با حاشیه‌ای از بلورهای ریزدانه‌تر احاطه شده‌اند، معمول هستند. حاشیه‌های یاد شده دارای شکل مخروطی در دو سمت مخالف پورفیروکلاست هستند که به دلیل داشتن تقارن مونوکلینیک می‌توان از آنها برای تعیین جهت برش استفاده کرد (Passchier, 1994; Passchier and Simpson, 1986; Hanmer and Passchier, 1991; Passchier, 1994).

مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه، از جنس کوارتز، کلریت و مسکوویت هستند که در اطراف بلورهای گوشه‌دار پیریت رشد کرده‌اند. محل رشد بلورهای کشیده حاشیه‌ای در سطح بین بلور مرکزی پیریت و فیبرهای حاشیه‌ای است؛ بنابراین ساختارهای حاشیه‌ای از نوع ناهمسان (Antitaxial) هستند. شکل کلی ساختار در صفحه XZ بیضوی و انتش پهنه برشی Z شکل و با توجه به جهت رشد بلورهای حاشیه در دسته Displacement-controlled طبقه‌بندی می‌شوند (شکل ۵-ب).

### ۳-۲. کلیواژ نوار برشی

برگ‌وارگی‌هایی که در یک پهنه برشی گسترش می‌یابند، سطح XY بیضوی و انتش در نظر گرفته می‌شوند. با افزوده شدن و انتش مجموعه‌ای از سطوح لغزش موازی با دیواره‌های پهنه برشی تشکیل می‌شود. این نوارهای برشی، نوارهای C و برگ‌وارگی‌ها، نوارهای S نامیده می‌شوند (Fossen, 2016)؛ به عبارت دیگر یک جهت یابی ترجیحی در یک کانی صفحه‌ای مانند مسکوویت و کلریت (شکل ۵-پ) ممکن است با زاویه کوچکی نسبت به دسته پهنه‌های برشی فرعی تقریباً موازی قطع شوند. چنین پهنه‌هایی (برشی فرعی) به نام نوارهای برشی و کل ساختار به



شکل ۵- تصاویر صحرایی از برگ‌وارگی، خطوط و برخی از نشانگرهای جهت برش در پهنه‌های برشی منطقه مورد مطالعه؛ الف) نمونه‌ای از برگ‌وارگی و خطوط در میلوئیت‌های کلسیتی در جنوب باختر کوه فریادون؛ ب) نمونه‌ای از حاشیه‌های و انتشی میکروسکوپی متشکل از بلورهای کوارتز و کلریت در اطراف بلور گوشه‌دار و ناهم‌بعد پیریت (قنبریان، ۱۳۹۲؛ پ) تصویر میکروسکوپی از نوارهای برشی نوع C' در محدوده کوه چاه سفید (قنبریان، ۱۳۹۲؛ ت) پورفیروکلاست چرخیده نوع دلنا در صفحه XZ پهنه برشی در باختر کوه فریادون که در سنگ‌آهک‌های پرمین که دگرگون شده و به تکتونیت کلسیتی تبدیل شده‌اند، توسعه یافته است (قنبریان، ۱۳۹۲؛ ث) پورفیروکلاست چرخیده مزوسکوپی در صفحه XZ برش محدوده کوه چاه سفید (قنبریان، ۱۳۹۲؛ ج) تصویر صحرایی از اشکال سیگموئیدی و چرخش یافته در میلوئیت‌های کلسیتی در رخنمون‌های جنوب دشت بی‌خیرخنگ. بازوی قطب‌نما جهت شمال را نشان می‌دهد (قنبریان، ۱۳۹۲؛ چ) یک پشته (Horse) در یک لایه آنکریتی و محصور با گسل‌های معکوس و واجد شیب به سمت شرق در یک ساختار دویخشی (دویلکسی) و همراه با چین‌های نامتقارن در زمینه کلسیت‌های دگرگون شده (قنبریان، ۱۳۹۲؛ ح) ساختار دویخشی رخنمون مقیاس در محدوده کوه چاه سفید. در ساختارهای آورده شده به عنوان نمونه در این شکل، دگرشکلی چپ‌گرد و بالا به سمت شمال باختر مشخص است.

#### ۴- بحث

برخلاف جنوب باختر منطقه مورد مطالعه که بخشی از کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان است، (Sarkarinejad and Azizi, 2008)، همه نشانگرهای جهت برش قابل اعتماد در منطقه مورد مطالعه در کمربند چین و راندگی پس بوم زاگرس (شمال خاور کمربند دگرگونی سنندج - سیرجان)، جهت برش امتداد لغزی چپ گرد (قنبریان، ۱۳۹۲؛ Ghanbarian and Sarkarinejad, 2014)، راندگی نوردپذیر با حرکت بلوک رویی به سمت شمال باختر و در موارد بسیاری اربب لغز چپ گرد و بالا به سمت شمال باختر (Sinistral top-to-the NW) را نشان می‌دهند (شکل‌های ۴ تا ۶). فراوانی، گوناگونی و پراکندگی نشانگرهای یاد شده به گونه‌ای است که رخداد چنین برش غیر منظره‌ای را مسجل می‌سازد. این نشانگرها در بخش‌های گوناگون منطقه و به موازات روند کلی زاگرس (روند شمال باختر - جنوب خاور) توسعه یافته‌اند و نمی‌توان آنها را ناشی از برش‌های آنتی ریدل (با جهت ناهمساز) یک دگرشکلی کلی راست گرد و بالا به سمت جنوب خاور دانست. بنابراین برای توجیه چنین شواهدی وجود دو کمربند برشی موازی با جهت برش متفاوت در مناطق مرکزی کوه‌زاد زاگرس پیشنهاد شده است: یک کمربند برشی راست گرد در جنوب باختر واقع در کمربند دگرگونی سنندج - سیرجان که توسط پژوهش‌های پیشین معرفی شده بود (Sarkarinejad and Azizi, 2008) و یک کمربند برشی چپ گرد و بالا به سمت شمال باختر در شمال خاور (قنبریان، ۱۳۹۲) که در کمربند چین و راندگی پس بوم زاگرس قرار گرفته است. توزیع مکانی نشانگرهای ارائه شده در این پژوهش و پژوهش‌های پیشین بر روی این دو کمربند (Sarkarinejad and Azizi, 2008; Sarkarinejad et al., 2008; Ghanbarian and Sarkarinejad, 2014; Ghanbarian et al., 2018) نشان می‌دهد که مرز بین این دو کمربند را می‌توان گسل آباد (شکل ۱؛ Berberian, 1976) در نظر گرفت که پیش‌تر توسط Taraz (1974) با نام گسل ژرف اصلی (Main Deep Fault) معرفی شده است. این گسل همچنین به عنوان مرز کمربند دگرگونی اقلید و کمربند آباد - همبست در نظر گرفته شده است (Taraz et al., 1981).

نحوه قرارگیری این دو کمربند برشی شبیه دو کمربند برشی موازی اما با جهت برش متفاوت در منطقه داخلی واریسکان (Variscan) در شمال ساردینیا (واقع در کشور ایتالیا) است (Carosi et al., 2009; Frassi et al., 2009). طرز جایگیری دو کمربند نشان می‌دهد که تغییر در نوع دگرشکلی به علت خم شدن تدریجی کمان مرز برخورد همانند آن چه در منطقه یانان باختری چین رخ داده است (Zhang et al., 2010) یا انحنای جنوبی زاگرس (Sarkarinejad et al., 2013) نیست؛ بلکه علت تشکیل این دو کمربند ترفشارشی با جهت برش متفاوت را می‌توان در پدیده‌های چرخش بلوک‌های ایجاد شده مابین گسل‌های پی‌سنگی شمالی - جنوبی راست گرد، رخداد برش‌های با جهت‌های متفاوت در دو پهلو یک چین خوردگی بزرگ مقیاس، معکوس شدگی زمین‌ساختی، و یا تغییر جهت نسبی مسیر کوتاه‌شدگی جست و جو کرد.

گسل‌های پی‌سنگی شمالی - جنوبی راست گرد زاگرس همچون گسل کازرون و ایذه (Sephehr and Cosgrove, 2005)، سبزپوشان (Faghih et al., 2016)، کره‌بس و سروستان (Talbot and Alavi, 1996) نقش تعیین‌کننده‌ای در چارچوب زمین‌ساختی نواحی اطراف خود دارند؛ به ویژه که عملکرد گسل کازرون در کمربند سنندج - سیرجان نیز به خوبی شناخته شده است (Safaei, 2009). حرکت راست گرد این گسل‌ها می‌تواند منجر به ایجاد بلوک‌های چرخیده به صورت ساعتگرد شود که برش چپ گرد مابین مرزهای شمال باختری - جنوب خاوری بلوک‌ها عامل ایجاد این پهنه‌های چپ گرد تلقی شده است. با این که گسل پوشیده‌تلائی (شکل ۲؛ Sarkarinejad and Ghanbarian, 2014) را می‌توان به عنوان شکستگی ریدل یک گسل پی‌سنگی شمالی - جنوبی در امتداد گسل سروستان تصور کرد، این مدل نمی‌تواند پاسخگوی برش به نسبت کم شیب بیشتر بخش‌های منطقه باشد.

اگر حاشیه ترکیب شیمیایی متفاوتی با پورفیروکلاست داشته باشد، دامنه‌های مخروطی اطراف پورفیروکلاست سایه‌های واتشی و کل ساختار، پورفیروکلاست با ساختارهای واتشی نامیده می‌شود. سایه‌های واتشی دیده شده در منطقه مطالعاتی به طور چیره از کربنات، کوارتز، میکا، تشکیل شده‌اند که توسط واکنش با پورفیروکلاست کربناتی (آنکریتی در شکل ۵-ت) ایجاد نشده‌اند بلکه توسط رسوب‌گذاری از محلول شکل گرفته‌اند. بیشتر پورفیروکلاست‌های پوششی منطقه دارای بال‌های نازک و یک خمش خاص در بال‌ها در نزدیک پورفیروکلاست و دو فرورفتگی از مواد زمینه‌ای در اطراف پورفیروکلاست و در نتیجه از نوع ۵-ه هستند.

#### ۳-۴. ساختارهای دوبخشی (دوبلکسی)

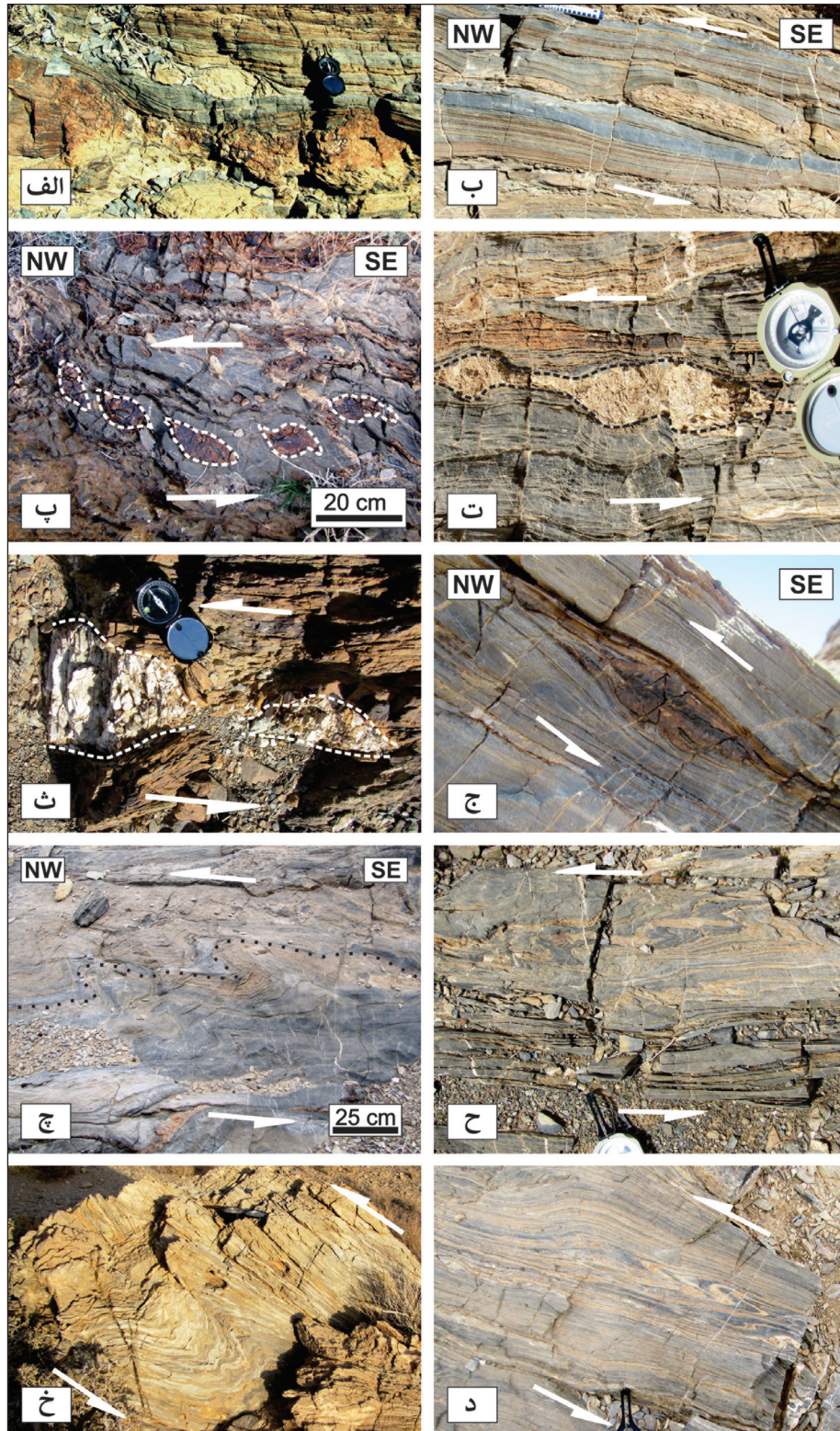
یکی از ساختارهای مهم در شکل دهی چارچوب کلی زمین‌ساختی منطقه، ساختارهای دوبخشی نقشه‌مقیاس ناشی از راندگی‌های به نسبت موازی و متوالی است؛ اما در پهنه‌های برشی نیز ساختارهای دوبخشی در مقیاس رخنمون و کوچک‌تر (میکروسکپی) دیده می‌شوند. از این ساختارها که در مناطق برخوردی معمول هستند، در پژوهش‌های متعددی به عنوان نشان‌گر جهت برش استفاده شده است (Kleinschmidt and Buggisch, 1994; Kumar, 2005; Shalaby et al., 2005). از هندسه کلی ساختارهای دوبخشی مشاهده شده در منطقه نیز می‌توان به جهت برش پهنه‌های برشی پی برد. به عنوان مثال در تصویر ۵-ج یک پشته (Horse) محصور با گسل و با شیب به سمت شرق دیده می‌شود که به خوب جهت برش رامشخص می‌نماید. رخداد گسل‌های معکوس متوالی در یک لایه به تقریب با ضخامت ۱۰ سانتی‌متری از جنس آنکریت باعث ایجاد این ساختار دوبخشی در زمینه کلیست‌های دگرگون شده پرمین شده است. مثال دیگر در شکل ۵-ح به نمایش در آمده که ساختار دوبخشی رخنمون مقیاسی را در محدوده کوه چاه سفید نشان می‌دهد و جهت حرکت بلوک بالایی به سمت شمال باختر مشخص است. ساختارهای دوبخشی مشاهده شده علاوه بر جهت برش، همراهی دگرشکلی شکنا و نوردپذیر در منطقه را نیز به خوبی نشان می‌دهند.

#### ۳-۵. بودین‌های نامتقارن

ساختارهای بودینی نامتقارن بسیاری در مقیاس‌های گوناگون در محدوده مورد مطالعه وجود دارد (شکل‌های ۶-الف تا ج). بیشتر آنها از نظر هندسی خطی-منحني و عدسی شکل بوده و یک کشیدگی همسو در سطوح بین بودین‌ها دیده می‌شود. عدم تقارن موجود در هندسه آنها به لغزش همسو بین بودین‌ها مربوط است. چنین هندسه‌ای مشخصه بودین‌هایی است که بودین‌های نوار برشی (Shearband boudins) نامیده می‌شوند. بیشتر بودین‌های مشاهده شده در منطقه از جنس کواتزیت، دولومیت، آنکریت و چرت هستند که در تکنویت‌های کلسیتی یا دولومیتی قرار گرفته‌اند. بودین‌ها ساختارهایی هستند که اطلاعات جنبش‌شناختی، رفتارشناختی (رئولوژیکی) و دینامیکی بسیار زیاد و بسیار مفیدی از آنها به دست می‌آید و در پژوهش‌های متعددی به عنوان نشان‌گر جهت برش استفاده شده‌اند (Marques et al., 2012).

#### ۳-۶. چین‌های نامتقارن

نیمرخ‌های عرضی در چین‌های میلیونیت‌های کلسیتی منطقه به موازات خط‌وارگی به طور معمول یک تمایل غالب را نشان می‌دهند (شکل‌های ۶-چ تا د). از این جهت تمایل (vergence) در چین‌های نامتقارن و به ویژه چین‌های غلافی موجود در مقاطعی که به طور کامل به موازات راستای حرکت قرار گرفته‌اند، می‌توان به عنوان نشانگرهای جهت برش استفاده کرد (Hanmer and Passchier, 1991; Krabbendam and Leslie, 1996). چین‌های نامتقارن یاد شده به طور کلی در لایه‌های صلب‌تر چرتی، دولومیتی، کواتزیتی و آنکریتی نسبت به زمینه ویسکوزتر از جنس کلسیت، شیست و ماسه‌سنگ دگرگون شده در تمامی بخش‌های منطقه و در مقیاس‌های گوناگون، توسعه یافته‌اند و از فراوان‌ترین ساختارهای مزوسکپی نشان‌گر جهت برش هستند. نشانگرهای قابل اعتمادتر همچون پورفیروکلاست‌های چرخیده، حاشیه‌های واتشی، کلیواژهای نوارهای برشی و بودین‌های نامتقارن تأیید‌کننده جهت برش به دست آمده از چین‌های نامتقارن در منطقه هستند.



شکل ۶- نمونه‌هایی از تصاویر صحرایی از برخی بودین‌های نامتقارن در مقیاس رخنمون (الف تا ج) و چین‌های نامتقارن در مقیاس رخنمون (چ تا د) در صفحه XZ- پهنه‌های برشی در نقاط گوناگون منطقه مورد پژوهش، که بیشتر آنها در سنگ آهک‌های دگرگون‌شده پرمین گسترش یافته‌اند؛ (الف) بودین نامتقارن آنکریتی در میلوئیت‌های کلسیتی کوه چاه سفید (بازوی قطب‌نما به سمت شمال است و عرض قطب‌نما ۷ سانتی‌متر است)؛ (ب) بودین نواربرشی (Shearband boudins) آنکریتی در میلوئیت‌های کلسیتی منطقه چاه سفید (قنبریان، ۱۳۹۲)؛ (پ) بودین‌های نامتقارن چرتی در میلوئیت‌های کلسیتی شمال کوه فریادون (قنبریان، ۱۳۹۲)؛ (ت) بودین نامتقارن آنکریتی در میلوئیت‌های کلسیتی باختر کوه فریادون (قنبریان، ۱۳۹۲)؛ (ث) بودین‌های نامتقارن کوارتزیتی در دولومیت‌های دگرگون شده در جنوب کوه اشکنه؛ (ج) بودین نامتقارن دولومیتی در سنگ آهک‌های دگرگون‌شده پرمین شرق کوه سفید؛ (چ) لایه‌های صلب دولومایل چین‌خورده به صورت نامتقارن در زمینه کلسیت‌های دگرگون شده در باختر کوه فریادون؛ (ح) چین‌های نامتقارن در جنوب باختر کوه فریادون؛ (خ) چین‌های نامتقارن مایل در خاور کوه اشکنه (بازوی قطب‌نما به سمت شمال است و طول قطب‌نما با احتساب بازو ۲۱۵ میلی‌متر است)؛ (د) چین‌های نامتقارن در شمال کوه چاه سفید (بازوی قطب‌نما به سمت شمال است و طول آن ۷ سانتی‌متر است).

جوان هنوز در حال فرورانش بوده است (Arfania and Shahriari, 2009). رخداد چنین پهنه به شدت دگرشکل شده‌ای نمایان گر جفت شدگی گسترده پوسته اقیانوسی تئیس جوان در حال فرورانش با ورق قاره‌ای رویی بوده است (فرورانش نوع شیلی یا فرورانش فشاری). نتایج (Navabpour et al. 2007) همچنین نشان می‌دهند که در زمان میوسن پسین - پلیوسن پیشین راستای تنش زمین ساختی بیشینه ( $\sigma_1$ ) در منطقه یاد شده دارای راستای  $N026^\circ$  بوده است. بنابراین می‌توان رخداد کمربند برشی راست گرد در کمربند دگرگونی سندیج - سیرجان را به این بازه زمانی و این راستای تنش نسبت داد که پس از بسته شدن تئیس جوان و برخورد ورق‌های ایران و عربی بوده است (Arfania and Shahriari, 2009). این تغییر جهت پادساعت گرد میدان تنش‌های منطقه‌ای با یافته‌های (Vernant et al. 2004) که نشان می‌دهد بردار هم‌گرایی کنونی در این منطقه شمالی - جنوبی است، هم‌خوان است. لازم به ذکر است تغییر روند ساعت گرد مرز دو قاره در طی زمان طولانی هم‌گرایی نیز می‌تواند همان اثر تغییر جهت پادساعت گرد میدان تنش‌های منطقه‌ای را داشته باشد، از این رو هر کدام از این پدیده‌ها و یا ترکیبی از هر دو می‌تواند به ایجاد این دو کمربند موازی موجود منجر شده باشد.

### ۵- نتیجه‌گیری

در این پژوهش، ضمن تحلیل ساختاری و ریز ساختاری منطقه فریادون در شمال خاور استان فارس، نشان‌گرهای جهت برش قابل اعتمادی چون پورفیر و کلاست‌های چرخیده، حاشیه‌های واکنشی، کلیواژ نوارهای برشی نوع 'C'، ساختارهای دوبخشی، بودین‌ها و چین‌های نامتقارن ارائه شده‌اند که شواهدی بر وجود برش چپ‌گرد و بالا به سمت شمال باختر در این منطقه (بخش مرکزی شمال خاور کمربند کوه‌زایی زاگرس) هستند. با توجه به وضعیت هندسی عناصر ساختاری و نشان‌گرهای بررسی شده در این پژوهش و پژوهش‌های پیشین (قنبریان، ۱۳۹۲؛ Ghanbarian and Sarkarinejad, 2014; Ghanbarian et al., 2018)، یک کمربند ترافشاری هم‌روند با کل زاگرس در شمال خاور کمربند برشی راست گرد از پیش شناخته شده معرفی شده که مؤلفه امتدادی چپ‌گرد و مولفه رانندگی با حرکت بلوک بالا به سمت شمال باختر دارد.

### سپاسگزاری

از سردبیر ارجمند فصلنامه و داوران محترم که پیشنهادهای ارزشمندشان در ارتقا این مقاله بسیار مفید بود، کمال تشکر ابراز می‌گردد.

هنگام چین خوردگی در شرایط دگرگونی، در دو پهلوی چین، برش‌هایی با جهات متفاوت حاکم شده که می‌تواند ساختارهایی نظیر پهنه‌های برشی ایجاد کند و با بریده شدن این چین توسط گسل‌های جوان تر این گونه به نظر برسد که چند پهنه برشی با نوع برش متفاوت در کنار همدیگر قرار گرفته‌اند. البته نقشه زمین‌شناسی و برش عرضی ساختاری منطقه مورد مطالعه (شکل ۳) حاکی از این هستند که چارچوب ساختاری منطقه بسیار پیچیده‌تر از رخداد یک چین بزرگ مقیاس بریده شده توسط گسل‌های جوان‌تر به نظر می‌رسد. رانده شدن واحدهای سنگی با سن‌های بسیار متفاوت بر روی یکدیگر و تشکیل ساختارهای دوبخشی (دوبلکسی) در رده‌های مقیاسی متفاوت (قنبریان، ۱۳۹۲) و چین خوردگی‌های متعدد مرتبط با گسلش از نوع چین‌های خم گسلی و انتشار گسلی (Sarkarinejad and Ghanbarian, 2014) نشانه‌هایی از این پیچیدگی ساختاری هستند.

معکوس شدگی زمین ساختی پدیده‌ای رایج در کمربند‌های کوه‌زایی از جمله کوه‌زاد زاگرس (Shiroodi et al., 2015) است؛ اما تغییر جهت نسبی مسیر کوتاه‌شدگی نیز دارای شواهد بسیار در پهنه زاگرس است (Sarkarinejad et al., 2018; avabpour et al. 2007, 2008; Aubourg et al., 2010; Navabpour and Barrier 2012). بر اساس این مدل تغییر جهت نسبی مسیر کوتاه‌شدگی می‌تواند ناشی از تغییر جهت میدان تنش‌های منطقه‌ای در طی زمان به نسبت طولانی هم‌گرایی باشد. به بیان دیگر، بر اساس این نظریه، همه رانندگی‌ها و پهنه‌های برشی عمده این دو کمربند هم‌زمان ایجاد نشده‌اند. به عبارتی، پیشرفت دگرشکلی و گسترش محدوده مکانی مناطق تحت تأثیر دگرشکلی و شکل‌گیری رانندگی‌ها طی دست کم دو فاز اصلی اتفاق افتاده است. میانگین آزمون راستای کنونی مرز ورق‌های ایران و عربی در این منطقه  $N130^\circ$  است. بر اساس این مدل، با فرض ثابت بودن راستای مرز دو صفحه، رخداد و گسترش برش چپ‌گرد و به سمت شمال باختر در محدوده کمربند چین و رانندگی پس‌بوم زاگرس نشان می‌دهد این امکان وجود دارد که در زمان شکل‌گیری این برش، جهت تنش اصلی بیشینه افقی و دارای آزمون بیش از  $N040^\circ$  (روند شمال خاوری - جنوب باختری) بوده است؛ بر اساس یافته‌های (Navabpour et al. 2007) راستای تنش زمین ساختی بیشینه ( $\sigma_1$ ) در محدوده جنوب شرقی زاگرس در میوسن پیشین حدود  $N053^\circ$  بوده است. از این رو، این فرضیه را می‌توان مطرح کرد که این کمربند برشی ممکن است در میوسن پیشین در اثر چین راستای تنش در محدوده مرکزی کوه‌زایی که دگرشکلی به‌طور غالب به‌صورت نوردپذیر رخ می‌دهد، تشکیل شده باشد. در این بازه زمانی اقیانوس تئیس

### کتابنگاری

شهیدی، ع.، طراز، ه.، زمانی پدرام، م.، علوی، م. و پرتو آذر، ه.، ۱۳۷۸ - نقشه زمین‌شناسی یک صد هزارم دهیید. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.  
قنبریان، م. ع.، ۱۳۹۲ - تحلیل جنبش‌شناختی ساختارهای زمین ساختی پس‌خشکی کمربند کوه‌زایی زاگرس، ایران. رساله دکتری، دانشگاه شیراز.

### References

- Arfania, R. and Shahriari, S., 2009- Role of southeastern Sanandaj-Sirjan Zone in the tectonic evolution of Zagros Orogenic Belt, Iran. *Island Arc*, 18(4), 555-576. doi: 10.1111/j.1440-1738.2009.00680.x.
- Aubourg, C., Smith, B., Eshraghi, A., Lacombe, O., Authemayou, C., Amrouch, K., Bellier, O. and Mouthereau, F., 2010- New magnetic fabric data and their comparison with palaeostress markers in the Western Fars Arc (Zagros, Iran): tectonic implications. *Geological Society, London, Special Publications*, 330(1), pp.97-120. doi:10.1144/SP330.6.
- Berberian, M., 1976- Seismotectonic Map of Iran, 1:2 500 000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Berthé, D., Choukroune, P. and Jégouzo, P., 1979- Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, 1(1), 31-42. doi: 10.1016/0191-8141(79)90019-1.



- Besse, J., Torcq, F., Gallet, Y., Ricou, L. E., Krystyn, L. and Saidi, A., 1998- Late Permian to Late Triassic palaeomagnetic data from Iran: constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangaea, *Geophysical Journal International*, 135, 77-92. doi: 10.1046/j.1365-246X.1998.00603.x.
- Carosi, R., Frassi, C. and Montomoli, C., 2009- Deformation during exhumation of medium- and high-grade metamorphic rocks in the Variscan chain in northern Sardinia (Italy). *Geological Journal*, 44, 280-305. doi: 10.1002/gj.1137.
- Faghih, A., Nezamzadeh, I. and Kusky, T. M., 2016- Geomorphometric evidence of an active pop-up structure along the sabzpushan fault zone, Zagros mountains, SW Iran. *Journal of Earth Science*, 27(6), 945-954. doi: 10.1007/s12583-016-0663-y.
- Fossen, H., 2016- *Structural Geology*. Cambridge University Press, 2nd ed., 509 pp.
- Frassi, C., Carosi, R., Montomoli, C. and Law, R. D., 2009- Kinematics and vorticity of flow associated with post-collisional oblique transpression in the Variscan Inner Zone of northern Sardinia (Italy). *Journal of Structural Geology*, 31, 1458-1471. doi:10.1016/j.jsg.2009.10.001
- Ghanbarian, M. A. and Sarkarinejad, K., 2014- Evidences of sinistral flow in the Zagros inclined transpression, Iran. The 2nd national symposium on tectonics of Iran. Geological survey of Iran, Tehran, Iran.
- Ghanbarian, M. A., Yassaghi, A. and Sadeghi mazidi, M., 2018- Parallel transpressional deformation belts with different shear senses in the Zagros hinterland fold-and-thrust belt, Iran " 2nd TRIGGER International Conference, Trans-disciplinary Research on Iranian Geology, Geodynamics, Earthquakes and Resources, Tehran, Iran.
- Hanmer S. and Passchier C. W., 1991- Shear sense indicators: a review. Geological Survey of Canada, pp. 90-117.
- Harland, W. B., 1971- Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. *Geological Magazine* 108, 27-42. doi: 10.1017/S0016756800050937.
- Kleinschmidt, G. and Buggisch, W., 1994- Plate tectonic implications of the structure of the Shackleton Range Antarctica *Polarforschung*, 63(1), 57-62.
- Koehn, D., Hilgers, C., Bons, P. D. and Passchier, C. W., 2000- Numerical simulation of fibre growth in antitaxial strain fringes. *Journal of Structural Geology*, 22(9), 1311-1324. doi: 10.1016/S0191-8141(00)00039-0.
- Krabbendam, M. and Leslie, A. G., 1996- Folds with vergence opposite to the sense of shear. *Journal of Structural Geology*, 18, 777-781. doi: 10.1016/S0191-8141(96)80011-3.
- Kumar, P. S., 2005- An alternative kinematic interpretation of Thetis Boundary Shear Zone Venus: Evidence for strike-slip ductile duplexes. *J Geophys Res, Planets*, 110(E7). doi:10.1029/2004JE002387.
- Lagoeiro, L., Barbosa, P. F. and Fueten, F., 2011- Complex fringes around magnetite porphyroclasts: Growth and deformation history. *Tectonophysics* 510(1), 186-194. doi:10.1016/j.tecto.2011.06.027.
- Marques, F. O., Fonseca, P. D., Lechmann, S., Burg, J. P., Marques, A. S., Andrade, A. J. and Alves, C., 2012- Boudinage in nature and experiment. *Tectonophysics*, 526, 88-96. doi:10.1016/j.tecto.2011.08.017.
- Navabpour, P. and Barrier, E., 2012. Stress states in the Zagros fold-and-thrust belt from passive margin to collisional tectonic setting. *Tectonophysics*, 581, pp.76-83. doi: 10.1016/j.tecto.2012.01.011.
- Navabpour, P., Angelier, J. and Barrier, E., 2007. Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). *Tectonophysics*, 432(1-4), pp.101-131. doi:10.1016/j.tecto.2006.12.007.
- Navabpour, P., Angelier, J. and Barrier, E., 2008- Stress state reconstruction of oblique collision and evolution of deformation partitioning in W-Zagros (Iran, Kermanshah). *Geophysical Journal International*, 175(2), pp.755-782. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03916.x.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J., 2005- *Microtectonics*. Springer, Berlin, 366 pp.
- Passchier, C. W., 1994- Mixing in flow perturbations: a model for development of mantled porphyroclasts in mylonites. *Journal of Structural Geology*, 16, 733-736. doi: 10.1016/0191-8141(94)90123-6.
- Passchier, C.W. and Simpson, C., 1986- Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8, 831-844. doi: 10.1016/0191-8141(86)90029-5.
- Safaei, H., 2009- The continuation of the Kazerun fault system across the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 35(5), 391-400. doi:10.1016/j.jseas.2009.01.007.
- Sahandi, M. R. and Soheili, M., 2014- geological map of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Sarkarinejad, K. and Ghanbarian, M. A., 2014- The Zagros hinterland fold-and-thrust belt in-sequence thrusting, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 85, 66-79. doi: 10.1016/j.jseas.2014.01.017.
- Sarkarinejad, K., 1999- Tectonic finite strain analysis using: Ghouri deformed conglomerate, Neyriz area, Southwestern Iran. *Iran. J. Sci. Technol.* 23, 352-363.
- Sarkarinejad, K., and Azizi, A., 2008- Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran. *Journal of Structural Geology*, 30(1), 116-136. doi:10.1016/j.jsg.2007.10.001.
- Sarkarinejad, K., Faghih, A. and Grasmann, B., 2008- Transpressional deformations within the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt (Zagros Mountains, Iran). *Journal of Structural Geology*, 30, 818-826. doi:10.1016/j.jsg.2008.03.003.

- Sarkarinejad, K., Partabian, A. and Faghih, A., 2013- Variations in the kinematics of deformation along the Zagros inclined transpression zone, Iran: Implications for defining a curved inclined transpression zone. *Journal of Structural Geology*, 48, 126-136. doi: 10.1016/j.jsg.2012.11.009.
- Sarkarinejad, K., Zafarmand, B. and Oveisi, B., 2018- Evolution of the stress fields in the Zagros Foreland Folded Belt using focal mechanisms and kinematic analyses: the case of the Fars salient, Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 107(2), pp.611-633. DOI 10.1007/s00531-017-1516-3.
- Sepehr, M. and Cosgrove, J. W., 2005- Role of the Kazerun Fault Zone in the formation and deformation of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. *Tectonics*, 24(5). doi:10.1029/2004TC001725, 2005.
- Shalaby, A., Stüwe, K., Makroum, F., Fritz, H., Kebede, T. and Klötzli, U., 2005- The Wadi Mubarak belt Eastern Desert of Egypt: a Neoproterozoic conjugate shear system in the Arabian–Nubian Shield. *Precambrian Res*, 136(1), 27-50. doi:10.1016/j.precamres.2004.09.005.
- Shiroodi, S. K., Ghafoori, M., Faghih, A., Ghanadian, M., Lashkaripour, G. and Moghadas, N. H., 2015- Multi-phase inversion tectonics related to the Hendijan–Nowrooz–Khafji Fault activity, Zagros Mountains, SW Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 111, 399-408. Doi: 10.1016/j.jafrearsci.2015.08.015.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 1229-58.
- Talbot, C. J. and Alavi, M., 1996- The past of a future syntaxis across the Zagros. *Geological Society, London, Special Publications*, 100(1), 89-109. doi: 10.1144/GSL.SP.1996.100.01.08.
- Taraz, H., Golshani, F., Nakazawa, K., Shimizu, D., Bando, Y., Ishii, K. I. and Tokuoka, T., 1981- The Permian and the Lower Triassic systems in Abadeh region, central Iran. *Kyoto University Memoirs of the Faculty of Science XLVII*, 61–133. NAID: 10026540854.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F. and Tavakoli, F., 2004- Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157(1), 381-398. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x.
- Zhang, B., Zhang, J. and Zhong, D., 2010- Structure, kinematics and ages of transpression during strain-partitioning in the Chongshan shear zone, western Yunnan, China. *Journal of Structural Geology*, 32, 445-463. doi:10.1016/j.jsg.2010.02.001.

# Structural and microstructural analyses of the deformation in the Faryadoun region, NE of the Zagros orogenic belt: Evidence for the occurrence of the sinistral shear

M. A. Ghanbarian<sup>1\*</sup> and A. Yassaghi<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Assistant Professor, Department of Earth Science, College of Science, Shiraz University, Shiraz, Iran

<sup>2</sup>Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Received: 2018 August 13

Accepted: 2019 October 26

## Abstract

This research has presented the results of the structural and microstructural analyses of the Faryadoun region which is located in the NE of the Fars province. In this research, a new NW-striking belt has been introduced in the central part of Zagros hinterland and NE of the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt. The mean attitudes of the foliation and lineation in this new belt are 315°, 57° NE and 23°, 116°, respectively. The study of kinematic indicators revealed the occurrence of a sinistral top-to-the NW shear in this new belt which is different with the known dextral deformation in the central region of the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt.

**Keywords:** Zagros, shear belt, sinistral, transpression, shear sense, hinterland

For Persian Version see pages 243 to 252

\*Corresponding author: M. A. Ghanbarian; E-mail: maghanbarian@shirazu.ac.ir