

ساختار پهنه برشی و الگوهای تداخلی چین‌ها در شمال اسفاجرد، پهنه سندج - سیرجان

احسان موسوی^۱ و محمد محجل^{۲*}

^۱دکتر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۸/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۲/۰۵

چکیده

پهنه برشی شمال اسفاجرد در شمال خاور گلپایگان در پهنه سندج - سیرجان جای دارد. نشانگرهای سوی برش در این پهنه برشی در دو مقیاس رخنمون و میکروسکوپی دیده می‌شوند. این نشانگرها، سوی برش راست‌الغز راست‌بر در راستای شمال باختر را نشان می‌دهند. تحلیل حرکتی و نشانگرهای سوی کشش یک کشش شمال باختر به تقریب موازی با برش راست‌بر و یک فشارش عمود بر آن را به نمایش می‌گذارند. همزمانی و همسویی نسبی پهنه برشی شمال اسفاجرد با پهنه برشی راندگی شمال ورزنه، جدایش مؤلفه‌های کرنش را در یک دگرریختی ترافشارشی پیشنهاد می‌کند. برپایه داده‌های سن زمین‌شناسی و وجود دگرشیبی زاویه‌دار میان واحدهای سنگی کرتاسه میانی و ائوسن، دگرریختی ترافشارشی و میلویت‌زایی وابسته به آن در خلال کوهزاد کرتاسه پسین - پالتوسن رخ داده است. کم‌شیب بودن برگوارگی‌های میلویتی با سازوکار جنبشی راست‌بر، یک ناهمسازی میان هندسه و سازوکار را در پهنه برشی شمال اسفاجرد می‌رساند. به هر حال ویژگی‌های جنبشی (Kinematic) و حرکتی (Dynamic) فابریک‌های میلویتی این پهنه با کشش موازی راستا یا بیرون‌ریزی جانبی مواد در یک قلمروی راست‌بر سازگار است. موازی بودن روند بیشتر خطوارگی‌های کشیدگی با محور چین‌های بزرگ مقیاس نسل دوم ثابت می‌کند که میلویتی شدن اصلی همزمان با دگرریختی دوم رخ داده است. گامه دگرریختی سوم، فابریک‌های میلویتی را در پهنه برشی شمال اسفاجرد چین داده است. دو نسل از رخ‌های کنگره‌ای به ترتیب مربوط به دو رخداد دوباره چین‌خوردگی را می‌توان در این پهنه برشی شناسایی کرد. یکی از آنها دوباره چین‌خوردگی هم‌محور (الگوی تداخلی سوم) است که طی گامه دوم دگرریختی و همزمان با ایجاد پهنه برشی شمال اسفاجرد در بازه زمانی کرتاسه بالا - پالتوسن رخ داده است. دوباره چین‌خوردگی دیگر، الگوی تداخلی بومرنگی (با الگوی تداخلی دوم) است که در گامه سوم دگرریختی، همزمان با چین‌خوردگی پهنه برشی شمال اسفاجرد به احتمال در بازه زمانی پس از پالتوسن - پیش از میوسن پدیدار شده است.

کلیدواژه‌ها: پهنه برشی، الگوی تداخلی چین‌خوردگی، ترافشارش با بیرون‌ریزی جانبی مواد، گلپایگان، سندج - سیرجان.

E-mail: mohajjel@modares.ac.ir

*نویسنده مسئول: محمد محجل

۱- پیش‌گفتار

و شواهد ساختاری دیگر در معدن موته، به کشش مرحله پایانی (Late-stage Extension) کوهزاد همزمان لارامید در ائوسن زیرین - میانی نسبت داده شده است (Moritz et al., 2006). پهنه برشی شکل‌پذیر چاه‌باغ یک هندسه پرشیب در راستای شمال باختری - جنوب خاوری تا باختری - خاوری و سازوکار جنبشی راست‌الغز راست‌بر دارد (صدیق، ۱۳۷۸). صبا (۱۳۷۸) به وجود پهنه‌های برشی شکل‌پذیری در گنایس‌های منطقه آدربا (پهنه برشی شمال ورزنه، شکل ۲) اشاره کرد که راستای شمال باختری و شیب متوسط به سوی شمال خاور دارند و سازوکار جنبشی راندگی بالا به سوی جنوب باختر را به نمایش می‌گذارند. به باور وی (۱۳۷۸)، این سوی برش ناشی از زمین‌ساخت ترافشارشی کرتاسه پسین - پالتوسن است، ولی وی هیچ‌گونه شواهد سنی نسبی یا مطلق ارائه نکرد. صبا (۱۳۷۸) همچنین در الگوی خود مؤلفه راست‌بر دگرریختی ترافشارشی را به کار برده در حالی که هیچ‌گونه فابریک شکل‌پذیری را به‌عنوان نشانه‌ای از وجود بیرونی مؤلفه راست‌بر در صحرا ارائه نکرده است.

در شمال روستای اسفاجرد در همتافت دگرگون‌شده باختری نیز برگوارگی‌های میلویتی، خطوارگی‌های کشیدگی (Stretching Lineations) و نشانگرهای سوی برش در مقیاس میکروسکوپی و نیز مقیاس رخنمون دیده می‌شود. به عنوان یکی از اهداف این مقاله، ویژگی‌های هندسی و جنبشی پهنه برشی شمال اسفاجرد و همچنین اهمیت آن در ارائه الگوی دگرریختی در شمال گلپایگان، برای اولین بار بررسی شده‌اند. صدیق (۱۳۷۸) و صبا (۱۳۷۸) همچنین به چین‌خوردگی برگوارگی‌های میلویتی در پهنه‌های برشی چاه‌باغ و شمال ورزنه اشاره کرده‌اند. دو الگوی تداخلی در منطقه مورد بررسی و پیرامون آن در سنگ‌های دگرگون‌شده دیده می‌شود. یکی از آنها، نتیجه‌ای از فرانهادگی چین‌های میان‌مقیاس نسل دوم بر نسل اول است. این الگو،

در منطقه موته - گلپایگان در پهنه ساختاری سندج - سیرجان (شکل ۱)، درون همتافت‌های دگرگون‌شده به سن پرکامبرین (Thiele et al., 1968; Rashidnejade-Omran et al., 2002; Hassanzadeh et al., 2008) پهنه‌های برشی مختلفی با هندسه و ویژگی‌های جنبشی متفاوت وجود دارند. همتافت‌های دگرگون‌شده منطقه موته - گلپایگان، شکل هندسی دوخمه (Sigmoidal) دارند و یک خمیدگی ساختاری را می‌سازند. این خمیدگی در دو بخش پایانی روندی شمال خاوری - جنوب‌باختری و در بخش میانی روندی خاوری - باختری دارد (شکل ۲). Moritz et al. (2006) عوارض ساختاری اصلی همتافت هسته دگرگون (Metamorphic core complex) ائوسن را در معدن موته معرفی و همتافت‌های دگرگون موته - گلپایگان را به دو همتافت باختری در شمال موته و خاوری در شمال گلپایگان تقسیم‌بندی کردند. این همتافت‌ها در حقیقت به ترتیب هم‌ارز همتافت آتشفشانی - رسوبی و همتافت گنایسی (Rashidnejade-Omran et al., 2002) هستند. Verdel (2009) با مقایسه همتافت هسته دگرگون موته - گلپایگان با همتافت‌های هسته دگرگون ایالت ساختاری حوضه و رشته باختر آمریکا، آن را از نوع کوردیلرا (Cordilleran-type) نامید و عقب‌گرد اسلب در حال فروانش نوتتیس را به‌عنوان عامل ایجاد زمین‌ساخت کششی و روبرداری سریع معرفی کرد.

پهنه برشی شکل‌پذیر معدن موته و پهنه برشی راست‌الغز چاه‌باغ در همتافت هسته دگرگون خاوری و پهنه برشی شیب لغز شمال ورزنه و راست‌الغز کم‌شیب شمال اسفاجرد در همتافت هسته دگرگون باختری قرار دارند (شکل ۲). پهنه برشی شکل‌پذیر معدن موته در ناحیه معدنی موته، هندسه کم‌شیب، راستای شمال باختر - جنوب خاور و سازوکار عادی بالا به سوی شمال خاور (Moritz et al., 2006; Verdel, 2009) دارد (شکل ۲). این سوی برش با توجه به شواهد زمین - سن‌شناسی

برخورد میان خرده قاره ایران مرکزی و پوسته قاره‌ای ورقه عربی درگیر بوده است (Takin, 1972; Ricou, 1974; Berberian & King, 1981; Berberian et al., 1982; McCall, 1985; Sengör, 1991; Alavi, 1994; Mohajjel & Ferguson, 2000; Agard et al., 2005; Babaei et al., 2005). پهنه سنندج - سیرجان از دیدگاه گامه‌های دگرریختی شکل‌پذیر و نیز تشابه رخساره‌های رسوبی به زیرپهنه‌های مختلفی تقسیم شده است (Mohajjel et al., 2003). از شمال خاور به جنوب باختر به ترتیب زیرپهنه‌های دارای دگرریختی پیچیده، زیرپهنه حاشیه‌ای، زیرپهنه بیستون و زیرپهنه رادیولاریتی قرار گرفته‌اند. زیرپهنه دارای دگرریختی پیچیده، دو دگرریختی ناحیه‌ای اصلی راه، یکی در بازه زمانی ژوراسیک پسین - کرتاسه زیرین و دیگری در کرتاسه پسین، در رابطه با همگرایی عربی - اوراسیایی در خود ثبت کرده است (Mohajjel et al., 2003). دگرریختی اول در دیگر زیرپهنه‌ها دیده نمی‌شود (محجل و سهندی، ۱۳۷۸). Tillman et al. (1981) پهنه سنندج - سیرجان نزدیک اصفهان را از دیدگاه دگرریختی شکننا به سه بلوک مختلف تقسیم کردند. هر بلوک به واسطه یک گسل ترفشارشی از بلوک‌های مجاور خود جدا شده است. بلوک شماره یک در این تقسیم‌بندی، از سوی شمال خاور در همسایگی با کمان ماگمایی ارومیه - دختر قرار دارد و در بخش مرکزی خود دارای ساختار کششی حوضه و رشته است. گستره مورد بررسی (شکل ۱) از نگاهی جزئی‌تر، درون زیرپهنه دارای دگرریختی پیچیده (Mohajjel et al., 2003) و بلوک شماره یک سنندج - سیرجان نزدیک اصفهان (Tillman et al., 1981) قرار می‌گیرد.

۴- زمین‌شناسی گستره مورد بررسی و نواحی پیرامون

در منطقه موه - گلپایگان، کهن‌ترین واحد دگرگون‌شده پرکامبرین پسین، در هسته تاقدیس (باختری) شمال روستای اسفاجرد رخمون دارد (شکل ۲). این واحد سنگی از میکاشیست‌های گارنت، سیلیمانیت و کیانیت‌دار ترکیب یافته است و می‌توان آن را گارنت میکاشیست زیرین نامید (شکل‌های ۲ و ۳). در بخش میانی تاقدیس یادشده، واحدی ساخته شده از مرمر و گاهی آمفیبول‌شیت و در بخش روبی واحدی از میکاشیست‌های گارنت و استارولیت‌دار و کمتر کوارتزیت جای دارند. این میکاشیست‌ها را می‌توان میکاشیست بالایی نامید. دایک‌های میکروگابرویی در راستاهای شمال باختر و گاه جنوب باختر درون این واحد نفوذ کرده‌اند. جوان‌ترین واحد سنگ‌چینه‌ای دگرگون‌شده وابسته به پرکامبرین، ترکیبی از گنایس‌های ارتو و پارا، میکاشیست، آمفیبولیت و آمفیبول - شیت و سنگ‌های آتشفشانی دگرگون‌شده و در خاور هم‌تافت باختری و نیز در هم‌تافت خاوری رخمون دارد (شکل‌های ۲ و ۳). تعیین سن ایزوتوپی ارتوگنایس‌ها به روش U-Pb کانی زیرکن سن پروتزوییک جوان را نشان داده است (Hassanzadeh et al., 2008). برای شرح دیگر واحدهای سنگی به شکل‌های ۲ و ۳ مراجعه شود.

Thiele et al. (1968)، به وجود یک مرز ناپیوستگی زاویه‌ای مهم میان سنگ‌های کربناتی پرمین و سنگ‌های کهن‌تر در شمال خاور گلپایگان اشاره کرده‌اند. برپایه بررسی‌های Moritz et al. (2006)، این مرز یک گسل جداکننده عادی (Detachment fault) ناشی از کشش پایانی کوهزاد همزمان با لاراماید در اتوسن زیرین است (شکل ۲). هم‌تافت‌های دگرگون‌شده خاوری و باختری به واسطه این گسل از سنگ‌نشته‌های کم‌دگرگون‌شده پرمین - تریاس، کرتاسه و سنگ‌نشته‌های دگرگون‌نشده اتوسن جدا شده‌اند (شکل ۲).

سن‌های U-Pb کانی زیرکن در گرانت گنایس‌های میولیتی‌شده و میولیتی نشده منطقه موه و شمال ورزنه نشان‌دهنده یک رخداد ماگمازایی در پرکامبرین پسین است (شکل ۲). کوارتزسینیت‌ها و گابرویدوریت‌های شمال اسفاجرد بیشتر به شکل توده‌های نفوذی همشیبی هستند که موازی با برگوارگی اولیه سنگ میزبان نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها طیفی از سنگ‌های نفوذی را از کوارتزسینیت و

الگوی تداخلی نوع سوم (Ramsay & Huber, 1987) است. احمدی دزکی (۱۳۷۸) در مقیاس رخمون به آن اشاره کرده است. الگوی تداخلی دیگر نتیجه برهم‌نهادگی چین‌های بزرگ مقیاس نسل سوم بر نسل دوم است. اختلاف سنگ‌شناسی موجود در سنگ‌های دگرگون‌شده شمال اسفاجرد و استفاده از رخ‌های کنگره‌ای نسل‌های دوم، سوم و همچنین رسم اثر سطح محوری چین‌های نسل سوم و دوم در این پژوهش، شرایط بررسی این الگو را فراهم کرده است. هدف دیگر این مقاله بررسی الگوی تداخلی چین‌ها و ارتباط آن با تشکیل پهنه برشی در منطقه شمال اسفاجرد است.

۲- روش کار

رویه‌های زیر در سه مرحله برداشت‌های صحرائی، بررسی‌های آزمایشگاهی و ارائه و تحلیل داده‌ها برای ایجاد پل ارتباطی برای رسیدن به اهداف پژوهش به کار گرفته شده‌اند. در برداشت‌های صحرائی، با انتخاب خطوط برداشت با فواصل مناسب، عناصر فابریکی خطی و صفحه‌ای به‌ویژه فابریک‌های میولیتی، اندازه‌گیری و در کنار مختصات جغرافیایی هر محل یادداشت شدند. در صورت امکان سوی برش در صحرا مشخص و از نشانگرهای سوی برش عکس تهیه شد. در مرحله آزمایشگاهی سوی برش و نشانگرهای موجود در پلاک‌های میکروسکوپی جهت‌دار بررسی شدند. سوی برش‌های به‌دست آمده در صحرا (در جایی که خطوارگی کشیدگی مشخص نبود) و یا سوی برش‌های میکروسکوپی به‌دست آمده از نشانگرهای دست دوم (Passchier & Trouw, 2005)، به‌عنوان سوی برش تقریبی در نظر گرفته شدند. در پایان این مرحله رابطه میان هندسه و سازوکار جنبشی برای شماری از برگوارگی‌های میولیتی برداشت‌شده برقرار شد. ارائه داده‌ها به سه شکل عکس‌های صحرائی و میکروسکوپی، و استریوگرام هم‌مساحت و نقشه انجام شده است. با توجه به اینکه زاویه بین برش‌های هم‌بوغ در شرایط شکل‌پذیر بیش از ۶۰ درجه است (Twiss & Moores, 1992)، در تحلیل حرکتی داده‌های مربوط به فابریک‌های میولیتی، از روش دوجبه‌ای فشارش - کشش (Angelier & Mechler, 1977) استفاده شده است. با انجام تحلیل استریوگرافی روی نیمکره پایین هم‌مساحت، سوی نیروهای کششی و فشاری ایجادکننده برگوارگی‌های میولیتی مشخص شده است. همان‌گونه که Passchier et al. (1990) خاطر نشان کرده‌اند، تهیه نقشه اثر برگوارگی‌های اصلی در یک سرزمین گنایسی ما را در روشن شدن روابط برهم‌نهادگی نسل‌های مختلف دگرریختی، مانند چین‌خوردگی‌ها، یاری خواهد کرد. از این رو، داده‌های موجود به شکل جداول رقمی به نرم‌افزار Arc-map وارد و با استفاده از برگوارگی‌های میولیتی برداشت‌شده، نقشه اثر برگوارگی‌های میولیتی در منطقه شمال اسفاجرد تهیه شد. نمایش داده‌ها به‌ویژه فابریک‌های خطی، به شکل نقشه‌های رقمی در بررسی تغییرات موجود در جهت‌یافتگی آنها نیز به کار خواهد آمد.

۳- جایگاه زمین‌ساختی

گستره مورد بررسی، جزئی از خمیدگی ساختاری موه - گلپایگان است و در پهنه‌بندی ساختاری - رسوبی ایران در پهنه سنندج - سیرجان (Stöcklin & Setudenhia, 1972) جای دارد (شکل ۱). روند خمیدگی ساختاری موه - گلپایگان متفاوت از روند عمومی پهنه ساختاری سنندج - سیرجان است (شکل ۲). پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان با درازای ۱۵۰۰ کیلومتر و روندی شمال باختری - جنوب خاوری از خاور آناطولی در مرز ایران و ترکیه (Stöcklin, 1968) تا مرز شمالی گوه افزایشی مکران تداوم یافته است (McCall & Kidd, 1982; McCall, 1997). پهنای پهنه سنندج - سیرجان میان کمربند چین و راندگی زاگرس در جنوب باختر و کمربند ماگمایی ارومیه - دختر در شمال خاور از ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر متغیر است. تکامل این پهنه، باکافت تیبس جوان، گسترش و فروورانش آن با شبیه به سوی شمال خاور به زیر لبه ورقه ایران در محل زمین‌درز کنونی زاگرس و

(Moritz et al., 2006). از دید آماری، گسل‌های عادی و دارای مؤلفه عادی نزدیک به ۸۰ درصد گسل‌های موجود در بلوک شماره یک (Tillman et al., 1981) و گستره مورد بررسی هستند. این فراوانی به احتمال زیاد به بازویایی گسل‌های وارون پیشین در اثر کشش‌های بعدی ارتباط دارد. گسل‌های عادی بزرگ میان بلوکی ائوسن در راستای شمال باختر- جنوب خاور و گسل‌های عادی درون بلوکی پس از میوسن در راستای شمال خاور- جنوب باختر، دو دسته مهم گسل‌های عادی در گستره مورد بررسی و نواحی پیرامون آن هستند (Tillman et al., 1981). مهم‌ترین گسل موجود در گستره بررسی گسل جداکننده عادی بزرگی (Moritz et al., 2006; Hassanzadeh et al., 2008; Verdel, 2009) است که راستای شمال خاوری- جنوب باختری دارد و میان بخش‌های دگرگون‌شده و دگرگون‌نشده جای دارد. مطابق بررسی‌های سلطانی (۱۳۸۱) گسل مرز سنگ‌نهشته‌های دگرگون‌شده و بخش نادگرگون، پیش از دسته‌گسل‌های راست‌الغز راست‌بر در راستای شمال باختر- جنوب خاور و گسل‌های با راستای خاوری- باختری ایجاد شده است. سه نسل مشخص چین‌خوردگی به ترتیب مربوط به سه گامه دگربرخی شکل‌پذیر در هم‌تافت‌های دگرگونی خاوری (صدیق، ۱۳۷۸) و باختری (صبا، ۱۳۷۸؛ احمدی دزکی، ۱۳۷۸) شناخته شده است. چین‌های نسل اول، چین‌های همشیب، با سطح محوری‌های کم‌شیب و موازی با برگوارگی اصلی سنگ‌های دگرگون‌شده و میل محوری به سوی شمال و جنوب و مقیاسی در حد رخنمون هستند. چین‌های نسل دوم بیشتر چین‌های نامتقارن تنگ، با سطح محوری موازی با رخ‌های کنگره‌ای فراگیر نسل دوم و میل محوری همسو با میل محوری چین‌های نسل اول هستند. شیب سطح محوری در چین‌های نسل اول و دوم به واسطه گامه فرانهادگی دگربرخی سوم دستخوش تغییر شده است به گونه‌ای که گامه شیبی به سوی جنوب خاور نشان می‌دهند (شکل ۳). چین‌های نسل سوم چین‌هایی باز با زاویه میان‌یالی بیش از ۸۰ درجه و طول موج‌های بلند هستند. محور این چین‌ها به تقریب موازی با روند خمیدگی ساختاری موه- شمال گلبایگان و میل محوری آنها کم است (سلطانی، ۱۳۸۱).

۵- ویژگی‌های هندسی - جنبشی پهنه برشی اسفاجرد

درازا و پهنای این پهنه برشی متغیر است (شکل ۳). درازای میانگین آن در سوی شمال باختر برابر ۷/۵ کیلومتر و پهنای میانگین آن در سوی شمال خاور برابر ۵/۵ کیلومتر است. گسل جداکننده سنگ‌های دگرگون‌شده و دگرگون‌نشده، مرزهای شمال باختری و جنوب خاوری این پهنه برشی را می‌سازد. گسترش فابریک‌های میلونیتی در همه جای پهنه برشی اسفاجرد یکسان نیست. به گونه‌ای که در شکل ۳ دیده می‌شود، در این پهنه برشی بیشتر خطوارگی‌های کشیدگی موازی با محور چین‌های نسل دوم هستند. این موازی بودن پیشنهاد می‌کند که میلونیتی شدن عمده در این پهنه همزمان با شکل‌گیری چین‌های نسل دوم رخ داده است.

نشانگرهای سوی برش در دو مقیاس رخنمون و میکروسکوپی دیده می‌شوند. در مقیاس رخنمون چرخش قطعات چرت بلورین شده (شکل ۴- الف) و نیز قطعات سنگ‌های بازی دگرگون‌شده (شکل ۴- ب) موجود در مرمرهای میلونیتی شده و پورفیرو کلاست‌های گارنت موجود در میکاشیست‌های گارنت‌دار میلونیتی شده، رایج‌ترین نشانگرهای سوی برش هستند. بیشتر این عوارض ساختاری با توجه به خطوارگی کشیدگی محلی، سوی برش راست‌بر (با راستای) شمال باختر را نشان می‌دهند. چین‌های غلافی و چین‌های مایل (Passchier & Trouw, 2005) در مرمرهای ناخالص میلونیتی شده و گامه در مقیاس کوچک‌تر در میکاشیست‌های میلونیتی شده و هورنفلسی شده (شکل ۴- ج) دیده می‌شوند. این عوارض ساختاری و بدین‌شدگی سیل‌های بازی دگرگون‌شده (شکل ۴- د) تنها سوی کشش شمال-شمال باختر را در پهنه برشی اسفاجرد پیشنهاد می‌کنند. در مقیاس میکروسکوپی،

گابرویدوریت تا گابرو تشکیل می‌دهند. در کوه الوند در جنوب باختر منطقه مورد بررسی، توده کوارتزسینیتی در سنگ‌نهشته‌های کربناتی کرتاسه زیرین نفوذ و آنها را بلورین کرده (شیخ‌الاسلامی و همکاران، ۱۳۸۶) ولی در هیچ جا در سنگ‌نهشته‌های ائوسن نفوذ نکرده است. با توجه به چین‌خوردگی این توده در اثر گامه دگربرخی دوم (شکل ۳) در کرتاسه پسین- پالئوسن، سن نسبی کرتاسه برای آن در نظر گرفته شده است. در منطقه اسفاجرد، دایک‌هایی با ترکیب گابرویی و آپلیتی درون توده یاد شده نفوذ کرده‌اند. از دید ماگمازمین‌ساختی گرانیتوئیدهای شمال موه- گلبایگان از نوع همزمان تا پس از رخداد زمین‌ساخت هستند (حاجیان باشاکلائی، ۱۳۷۷؛ کریم‌النفیس، ۱۳۷۷؛ جابری، ۱۳۸۰). تاکنون بررسی‌های دما- فشارسنجی روی سنگ‌های دگرگون‌شده گستره مورد بررسی انجام نشده است. سنگ‌های دگرگونی منطقه موه- گلبایگان دست کم دو دگرگونی ناحیه‌ای را به ترتیب در رخساره‌های آمفیبولیت و شیست سبز تحمل کرده‌اند (Rashidnejade- Omran et al., 2002; Moritz et al., 2006). با توجه به نتایج به‌دست آمده در طی تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی بزرگ مقیاس در این پژوهش (شکل ۳)، در هم‌تافت دگرگون‌شده شمال گلبایگان درجه دگرگونی ناحیه‌ای از خاور به باختر و با افزایش ژرفای ساختاری افزایش می‌یابد. میکاشیست‌های رخنمون یافته در هسته تاقدیس شمال اسفاجرد، با توجه به مجموعه کانی‌های دگرگونی گارنت، استارولیت، کینایت و سیلیمانیت، بالاترین درجه دگرگونی ناحیه‌ای را در هم‌تافت باختری دارد (شکل ۳).

داده‌های تعیین سن ایزوتوپی در هم‌تافت‌های هسته دگرگون موه- گلبایگان در شکل ۲ نشان داده شده‌اند. با توجه به تطابق سن‌های ایزوتوپی و رخداد‌های کوهزایی و ناپوستگی‌های زاویه‌ای موجود، سن ۱۵۶ میلیون سال K-Ar کانی آمفیبول (Rashidnejade- Omran et al., 2002) موجود در آمفیبولیت‌های شمال خاور پهنه برشی چاه‌باغ و سن‌های ۱۱۰ میلیون سال Ar-Ar آمفیبول در آمفیبولیت‌های پهنه برشی یادشده و ۱۰۸ میلیون سال Ar-Ar بیوتیت در پهنه برشی اسفاجرد (شکل ۲) به احتمال زیاد سن دگرگونی درجه بالا (در رخساره آمفیبولیت) مربوط به گامه کوهزاد ژوراسیک میانی- آبتین را نشان می‌دهند. در منطقه گلبایگان این دگرگونی برگوارگی اصلی را ایجاد و بیشتر پورفیروبلاست‌های دگرگونی را موازی با این برگوارگی به خط کرده است (احمدی دزکی، ۱۳۷۸). بخش تخت (Flat) نمودارهای تعیین سن Ar-Ar کانی بیوتیت در میلونیت‌های معدن موه و نیز گرانت‌های هم‌تافت خاوری به ترتیب سن‌های ۷۲ و ۷۳ میلیون سال را به‌دست داده (شکل ۲) و به‌عنوان رخداد دگرگونی گامه فشاری کوهزاد همزمان با لاراماید در نظر گرفته شده‌اند (Moritz et al., 2006). دگرگونی ناحیه‌ای کرتاسه پسین- پالئوسن در شمال گلبایگان رخساره شیست سبز دارد و سوی نیروهای زمین‌ساختی در آن کمابیش مشابه دگرگونی اول و در راستای شمال خاور بوده است (صبا، ۱۳۷۸؛ احمدی دزکی، ۱۳۷۸). هم‌تافت‌های دگرگون‌شده منطقه به گونه محلی دچار یک دگرگونی برگشتی شده‌اند. این پدیده که در صحرا بیشتر با تشکیل رگه‌هایی از اپیدوت و کلریت در سنگ‌های دگرگون‌شده و در مقیاس میکروسکوپی با کلریتی‌شدن و سریسیتی شدن گارنت‌ها در گارنت‌شیست‌ها، تبدیل آمفیبول به بیوتیت و تبدیل بیوتیت به مسکوویت به‌ویژه در قلمرو پهنه‌های برشی نمایان می‌شود، به روبرداری سنگ‌های دگرگونی منطقه در ائوسن (Moritz et al., 2006) نسبت داده شده است. سن سردشدگی رگه‌های تورمالین‌دار با روش K-Ar کانی بیوتیت نزدیک به ۵۸ میلیون سال گزارش شده است (Rashidnejade- Omran et al., 2002). سن سردشدگی توده کوارتز سینیتی شمال اسفاجرد با روش Ar-Ar روی کانی‌های آمفیبول و بیوتیت برابر ۵۵ میلیون سال یعنی ائوسن زیرین به‌دست آمده است (شکل ۲). این تشابه سنی زیاد در کانی‌های آمفیبول و بیوتیت، با سردشدگی سریع دو کانی در خلال روبرداری توده کوارتز سینیتی توجیه شده است

اسفاجرد و همچنین اسلیت‌های خاور روستای مزاین (شکل‌های ۸-د و ه و ۹-ه) آشکار شده است. این رخ‌ها برخلاف رخ‌های کنگره‌ای نسل دوم فراگیر و شدید نیستند، بلکه محلی هستند و بیشتر در منطقه لولای چین‌های بزرگ‌مقیاس نسل سوم دیده می‌شوند (شکل ۸-ه). استریوگرام‌های نیمکره پایین شبکه هم‌مساحت خطوط تراز پراکندگی قطب سطوح محوری و محورهای چین‌های نسل‌های مختلف در شمال اسفاجرد و همچنین سطوح لایه‌بندی موجود در سنگ‌نهشته‌های تریاس بالا-لیاس، کرتاسه زیرین، اتوسن و میوسن در شمال و شمال خاور محل یادشده در شکل ۹ نمایش داده شده‌اند. شیب سطح محوری و میل محور چین‌های میان‌مقیاس نسل دوم (شکل‌های ۹-ج و د) نسبت به چین‌های میان‌مقیاس نسل اول (شکل‌های ۹-الف و ب) افزایش یافته است. جهت‌یافتگی مختلف سطح محوری چین‌های نسل اول (شکل ۹-الف) نتیجه فرانهادگی گامه‌های چین‌خوردگی بعدی به‌ویژه چین‌خوردگی نسل سوم است. محور چین‌های نسل اول میل کمی به سوی شمال باختر و جنوب خاور دارد. با وجود فرانهادگی چین‌های نسل سوم، محور چین‌های نسل اول و دوم و رخ‌های کنگره‌ای نسل دوم پراکندگی نشان نمی‌دهند. دوباره چین‌خوردگی هم‌محور با برای فشردگی شمال خاوری- جنوب باختری در شمال اسفاجرد، با مقایسه شکل‌های ۹-ب، ج و د مشخص می‌شود.

اگر چه بیشتر رخ‌های کنگره‌ای نسل سوم شیب زیادی به سوی شمال دارند ولی روی هم رفته یک فشارش شمال- شمال باختر را نشان می‌دهند. به‌منظور مشخص کردن سن نسبی رخدادهای چین‌خوردگی و دوباره چین‌خوردگی‌های موجود در پهنه برشی شمال اسفاجرد، استریوگرام‌های نیمکره پایین شبکه هم‌مساحت خطوط تراز قطب لایه‌بندی و محور چین‌خوردگی‌های سنگ‌نهشته‌های موجود در پوشش رسوبی مناطق شمال و شمال خاور این پهنه برشی در شکل ۹ نشان داده شده است. یادآوری می‌شود که در مناطق یادشده، میان هریک از سنگ‌نهشته‌های تریاس بالا-لیاس، کرتاسه زیرین، اتوسن و میوسن یک ناپوستگی زاویه‌ای وجود دارد ولی بیشترین مقدار دگرشیبی میان سنگ‌نهشته‌های کرتاسه زیرین و اتوسن دیده می‌شود (Thiele et al., 1968; Tillman et al., 1981).

۷- بحث و نتیجه‌گیری

جدای از شرایط فیزیکی حاکم بر دگرریختی، سنگ‌شناسی گوناگون، قوام متفاوت و کم‌ستبر بودن میان‌لایه‌های مقاوم موجود در چندلایه‌ای‌های دگرگون‌شده در پهنه برشی شمال اسفاجرد، سبب گسترش و تکامل نشانگرهای سوی برش و سوی کشش در مقیاس رخنمون شده است. نشانگرهای سوی برش در مقیاس‌های رخنمون (شکل‌های ۴-الف و ب) و میکروسکوپی (شکل ۵) در پهنه برشی شمال اسفاجرد، یک برش راست‌بر شمال- شمال باختر را نشان می‌دهند. برخی از نشانگرهای صحرائی مانند چین‌های غلافی و مایل (شکل ۴-ج) و بودین‌ها (شکل ۴-د) نیز سوی کشش شمال باختر را به نمایش می‌گذارند.

تحلیل حرکتی فابریک‌های میلونیتی نمونه‌های جهت‌دار این پهنه برشی، با یک کشش شمال باختر به تقریب موازی با برگوارگی‌های میلونیتی و یک فشارش عمود بر آنها سازگار است. سوی پهنه برشی راست‌بر شمال اسفاجرد به تقریب با پهنه برشی شمال ورزنه همخوانی دارد. با توجه به همزمانی دو پهنه برشی شمال ورزنه و شمال اسفاجرد و چین‌خوردگی هر دو در اثر گامه سوم دگرریختی (به پاراگراف آخر مراجعه شود)، پدیده جدایش کرنش (Strain partitioning) در دگرریختی ترافشارشی به مؤلفه‌های فشارش و برش راستالغز مشخص است. بدین ترتیب مؤلفه راستالغز این دگرریختی در پهنه برشی شمال اسفاجرد متمرکز شده است. همان‌گونه که پیش‌تر، صبا (۱۳۷۸) در الگوی ترافشارشی خود در پهنه برشی شمال ورزنه وجود مؤلفه راست‌بر را مستند نکرده است. پیدایش پهنه برشی راست‌بر شمال اسفاجرد به عنوان مؤلفه راست‌بر یک کرنش ترافشارشی، کاستی الگوی ترافشارشی صبا (۱۳۷۸) را جبران می‌کند.

در گارنت‌شیت‌های میلونیتی‌شده، ماهی‌های میکا، پورفیروکلاست‌های گارنت دارای هندسه δ (شکل ۵-الف) و باندهای برشی ترکیبی نوع 'S-C-C' (شکل ۵-ب)، در مررها ماهی‌های کلسیت و کمتر ماهی‌های مسکوویت (شکل ۵-ج) و در آمفیبول‌شیت‌ها، ماهی‌های مسکوویت و آمفیبول و باندهای ترکیبی 'S-C' (شکل ۵-د) سوی برش را به نمایش می‌گذارند. سوی برش‌های موجود به فرادیواره پهنه برشی منتقل و روی نقشه پیاده شدند (شکل ۳). در شکل ۳ سوی برش‌های قطعی به‌رنگ سبز و سوی برش‌های تقریبی به‌رنگ سرخ هستند. به هر حال همه سوی برش‌های موجود هماهنگی خوبی با یکدیگر نشان می‌دهند. با به‌کارگیری سوی برش‌های تعیین‌شده، تحلیل حرکتی فابریک‌های میلونیتی یک کشش شمال باختر- جنوب خاور موازی با پهنه برشی و یک فشردگی شمال خاور- جنوب باختر عمود بر پهنه برشی را نمایش می‌دهد (شکل ۶). برگوارگی‌های میلونیتی شیب کم تا متوسطی را نشان می‌دهند.

استریوگرام خطوط تراز، پراکندگی خطوارگی‌های کشیدگی موجود در هم‌تافت دگرگون باختری در نیمکره پایین شبکه هم‌مساحت، دو خوشه اصلی و فرعی را نمایش می‌دهد. خوشه اصلی بیشینه مقدار (Maximum value) روند و میل $049/21$ را در پهنه برشی شمال ورزنه و خوشه فرعی بیشینه مقدار روند و میل $159/12$ را در پهنه برشی شمال اسفاجرد نشان می‌دهد (شکل ۷).

۶- الگوی تداخلی چین‌ها در شمال اسفاجرد

سه نسل مختلف چین‌خوردگی به‌ترتیب مربوط به سه گامه دگرریختی اول، دوم و سوم در شمال اسفاجرد قابل تشخیص است. چین‌های نسل اول، چین‌های میان‌مقیاس یال‌موازی است که در اثر پدیده ترانهادگی بیشتر به چین‌های بین برگوارگی تبدیل شده‌اند. این چین‌ها به‌ویژه در چند لایه‌ای‌های دگرگون‌شده‌ای که به‌گونه بنیادین نازک‌لایه هستند و اختلاف قوام دارند، همانند تناوب مرمر با چرت‌های بلورین شده یا کالکوسیلیکات و سنگ‌های بازی دگرگون‌شده (شکل ۸-الف) به‌خوبی تکامل یافته‌اند. اگر چه چین‌های نسل اول در میکاشیست‌ها و اسلیت‌ها نیز وجود دارند ولی به سختی قابل تشخیص هستند. در صحرا فرانهادگی چین‌های نسل دوم روی چین‌های نسل اول، الگوی تداخلی نوع سوم (Ramsay & Huber, 1987) را ایجاد کرده است. این الگو به‌ویژه در تناوب‌های مرمر و سنگ‌های بازی دگرگون (شکل ۸-الف) و مرمر و کالکوسیلیکات (شکل ۸-ب)، تنها در مقیاس رخنمون و مقاطع قائم با جهت‌یافتگی مناسب دیده می‌شود. الگوی تداخلی نوع سوم ممکن است نتیجه فرانهادگی دو گامه دگرریختی مجزا یا یک گامه دگرریختی پیش‌رونده باشد (Ramsay & Huber, 1987).

گامه دوم دگرریختی به ایجاد چین‌های میان‌مقیاس نامتقارن تا یال‌موازی در مررها و رخ‌های کنگره‌ای نسل دوم در میکاشیست‌های شمال اسفاجرد و اسلیت‌های تریاس بالا- ژوراسیک زیرین در خاور مزاین (شکل‌های ۲، ۸-ج و ه و ۹-ج) انجامیده است. در پهنه برشی شمال اسفاجرد، بیشتر سوی برش‌ها موازی با اثر سطح محوری چین‌خوردگی‌های نسل دوم هستند و شمار کمی از آنها نیز محور چین‌های نسل دوم را قطع می‌کنند (شکل ۳). برخلاف چین‌های نسل اول، اثر سطح محوری چین‌های نسل دوم و سوم در مقیاس نقشه قابل نمایش هستند. تداوم اثر سطح محوری چین‌های نسل دوم در توده کوارتزسینیتی پیشنهاد می‌کند که نفوذ این توده به احتمال زیاد پیش از شکل‌گیری چین‌های نسل دوم و پس از ایجاد برگوارگی نسل اول رخ داده باشد (به شکل ۳ مراجعه شود). الگوی تداخلی نتیجه فرانهادگی چین‌های بزرگ مقیاس نسل سوم بر چین‌های نسل دوم و اول، الگوی نوع دوم نامتقارن (Ramsay & Huber, 1987) است که الگوی تداخلی بومرنگی نام گرفته است. مشاهدات صحرائی نشان داد که به‌گونه محلی، اثرات دگرریختی سوم در مقیاس رخنمون به شکل رخ‌های کنگره‌ای نسل سوم در میکاشیست‌های گارنت‌دار شمال

بوده و در منطقه لولای چین‌های بزرگ مقیاس نسل سوم ایجاد شده‌اند. راستای این رخ‌ها زاویه زیادی با برگراری آغازین موجود در میکاشیست‌ها و اسلیت‌ها می‌سازد. اثر سطح محوری چین‌های نسل دوم در روی نقشه تقریباً با محور چین‌های کنگره‌ای این نسل همخوانی نشان می‌دهد، در حالی که اثر سطح محوری چین‌های نسل سوم به‌خوبی با محور چین‌های کنگره‌ای نسل سوم سازگاری دارد. فرا نهادگی چین‌های نسل دوم و سوم جهت‌یافتگی سطح محوری چین‌های نسل اول را تغییر داده است.

تأثیر برهم نهاده شدن چین‌های نسل سوم بر جهت‌یافتگی محور چین‌های نسل اول، رخ‌های کنگره‌ای و محور چین‌های کنگره‌ای نسل دوم کم و ناچیز است. این بدین دلیل است که تغییر سوی عناصر ساختاری یادشده در یال کوتاه چین‌های نسل سوم انتظار می‌رود و این یال گسترش کمتری دارد. از این گذشته برهم نهادگی فابریک‌های میولنیتی و نیز عناصر ساختاری نسل سوم تا حدودی سبب محو عناصر ساختاری پیشین در یال کوتاه چین‌خوردگی‌های نسل سوم شده است.

در اسلیت‌های تریاس بالا-لیاس، هر دو نسل رخ کنگره‌ای دوم و سوم دیده شده است. مقایسه آماری جهت‌یافتگی فابریک‌های خطی و صفحه‌ای چین‌های نسل اول، دوم و سوم (شکل‌های ۹-الف تا و) با جهت‌یافتگی سطوح لایه‌بندی موجود در سنگ‌نهشته‌های پوشش رسوبی (شکل‌های ۹-ز تا) و دگرشیبی‌ها پیشنهاد می‌کند که دوباره چین‌خوردگی هم‌محور در بازه زمانی کرتاسه پسین-پالئوسن و الگوی تداخلی بومرنگی در بازه زمانی پس از پالئوسن-پیش از میوسن شکل گرفته باشد. صدیق (۱۳۷۸) و صبا (۱۳۷۸) به ترتیب به چین‌خوردگی فابریک‌های میولنیتی در پهنه‌های برشی راست‌الغز راست‌بر چاه‌باغ و پهنه برشی راندگی شمال ورزنه در اثر فرانهاده شدن چین‌خوردگی گامه سوم اشاره کرده‌اند. توازی خطوارگی‌های کشیدگی و محور چین‌های بزرگ مقیاس نسل دوم در شمال اسفاجرد به‌ویژه در توده کوآرتز سینیتی (شکل ۳) نشان می‌دهد که میولنیتی شدن همزمان با دگرریختی دوم رخ داده است. فابریک‌های میولنیتی در پهنه برشی شمال اسفاجرد نیز طی گامه دگرریختی سوم چین‌خورده‌اند. این چین‌خوردگی با پیگیری اثر برگراری‌های میولنیتی و اثر سطح محوری تاقدیس‌های نسل سوم در شکل ۳ مشخص است. جهت‌یافتگی خاوری، شمال خاوری-باختری، جنوب باختری اثر سطح محوری تاقدیس‌های نسل سوم در شکل ۳ تطابق خوبی با محور چین‌های کنگره‌ای نسل سوم (شکل ۹-و) دارد. بنابراین میولنیتی شدن عمده در پهنه برشی شمال اسفاجرد همزمان با گامه دوم دگرریختی است و چین‌خوردگی این پهنه برشی طی گامه سوم دگرریختی رخ داده است. تأثیر چین‌خوردگی‌ها در تغییر سوی برش در فابریک‌های برشی نیمه افقی، در حالتی که خطوارگی کشیدگی عمود بر محور چین است، توسط (Goscombe & Trouw, 1999) بحث شده است. در پهنه‌های برشی شمال ورزنه و شمال اسفاجرد در حالت کلی خطوارگی کشیدگی عمود بر محور چین‌های نسل سوم است یا با آن زاویه زیادی می‌سازد (شکل ۳). در این حالت تغییر سوی برش در یال پرشیب‌تر چین نسل سوم امکان‌پذیر خواهد بود. به هر حال پیش از انجام تحلیل حرکتی در پهنه برشی شمال اسفاجرد، داده‌های موجود در یال جنوبی تاقدیس‌های نسل سوم حذف شدند.

شکل هندسی نامتقارن و باز و آرایش همپوشان محور چین‌های بزرگ مقیاس نسل سوم، ارتباط زایشی آنها را با برش ساده راست‌بر در راستای شمال باختر نشان می‌دهد (شکل ۸-ه). برش راست‌بر در راستای شمال باختر که سبب چین‌خوردگی پهنه برشی اسفاجرد شده است به احتمال زیاد به ارث رسیده از دگرریختی ترافشارشی کرتاسه پسین - پالئوسن است. در ادبیات زمین‌شناسی، تکاپوهای راست‌بر و ساختارهای زایده آنها در پالئوسن و ائوسن پهنه سنندج - سیرجان نزدیک اصفهان (Tillman et al., 1981) و کمان ماگمایی ارومیه - دختر در همسایگی آن (Nogole- Sadate, 1978) به خوبی مستند شده‌اند.

روی هم رفته، ویژگی‌های هندسی و جنبشی و حرکتی پهنه برشی شمال اسفاجرد از جمله خطوارگی‌های کشیدگی تقریباً افقی (شکل ۷)، سوی برش راست‌بر در راستای شمال باختر (موازی با کمان ماگمایی ارومیه-دختر، شکل ۸)، کشیدگی نیمه‌موازی و فشارش نیمه‌عمود بر مرزهای پهنه، نشان‌دهنده بیرون‌ریزی جانبی مواد (Lateral Extrusion) یا کنش موازی کمان (Arc-parallel extension) در این پهنه برشی است. الگوسازی‌های محاسباتی (Teyssier & Tikoff, 1999; Mandal et al., 2001) نشان داده‌اند که بیرون‌ریزی جانبی مواد در دگرریختی‌های نزدیک به برش ساده در همگرایی‌های با زاویه اربیی کمتر از ۲۰ درجه رخ می‌دهد. در الگوی ترافشارش محصور (Sanderson & Marchini, 1984) سطح زیرین الگو بسته است و امکان لغزش راست‌الغز موازی با مرزهای پهنه برش نیز وجود ندارد. از این رو در این الگوی ابتدایی و غیرآرمانی، تنها بیرون‌ریزی روبه بالای مواد امکان‌پذیر است. الگوهای ترافشارش نامحصور (Robin & Cruden, 1994; Jones et al., 1997; Teyssier & Tikoff, 1999) با فابریک‌های موجود در پهنه‌های برشی طبیعی همخوانی بیشتری دارند. در این الگوها اجازه لغزش راست‌الغز و بیرون‌ریزی جانبی مواد موازی با مرزهای پهنه برشی وجود دارد و سوی بیشینه کشیدگی تقریباً موازی با سوی بیرون‌ریزی مواد و دیواره پهنه برشی است.

بر پایه تعیین سن‌های ایزوتوپی (شکل ۲) در ناحیه موته-گلپایگان (Moritz et al., 2006)، دگرریختی شکل‌پذیر گامه فشاری در کرتاسه میانی آغاز شده و تا پیش از گامه کششی شکل‌پذیر-شکنا (در بازه زمانی ائوسن زیرین-میانی) ادامه یافته است. با این وجود، با توجه به وجود دگرشیبی زاویه‌دار آشکار میان سنگ‌نهشته‌های کرتاسه میانی و ائوسن در این ناحیه (Thiele et al., 1968; Tillman et al., 1981)، دگرریختی ترافشارشی و میولنیتی‌زایی مربوط به آن به کوهزاد همزمان با لاراماید در بازه زمانی کرتاسه پسین-پالئوسن نسبت داده می‌شود. نمونه‌هایی از دگرریختی ترافشارشی و بیرون‌ریزی جانبی مواد در پهنه سنندج - سیرجان وجود دارد. دگرریختی ترافشارشی راست‌بر کرتاسه پسین در پهنه سنندج - سیرجان شمالی (ناحیه‌ازنا) گزارش شده است (Mohajjel & Fergusson, 2000). بیرون‌ریزی جانبی مواد در پهنه‌های برشی ترافشارشی راست‌الغز چیره (Wrench Dominated) کرتاسه پسین، در بخش‌های جنوبی پهنه ساختاری سنندج - سیرجان (ناحیه نیریز) مستند شده است (Sarkarnejad et al., 2008).

اگر چه سازوکار جنبشی پهنه برشی شمال اسفاجرد راست‌بر و مشابه با پهنه برشی چاه‌باغ (صدیق، ۱۳۷۸) است، ولی راستای پهنه برشی شمال اسفاجرد، شمال باختر-شمال و در پهنه برشی چاه‌باغ شمال باختر-باختر است. همچنین برگراری‌های میولنیتی در پهنه برشی شمال اسفاجرد بسیار کم‌شیب‌تر از پهنه برشی چاه‌باغ است. به بیان دیگر در پهنه برشی شمال اسفاجرد میان هندسه و سازوکار جنبشی فابریک‌های میولنیتی سازگاری وجود ندارد.

گونناگونی سنگ‌شناسی موجود به همراه به کارگیری رخ‌های کنگره‌ای نسل‌های دوم و سوم شرایط بهتری را برای بررسی دوباره چین‌خوردگی و چین‌های فرانهاده در مقیاس رخنمون و نقشه فراهم کرده است. فرانهادگی چین‌های میان مقیاس نسل دوم بر نسل اول، با سوی فشارش شمال خاور-جنوب باختر، الگوی تداخلی نوع سوم یا دوباره چین‌خوردگی هم‌محور را ایجاد کرده است. فرانهادگی چین‌های بزرگ مقیاس نسل سوم با سوی فشارش شمال-شمال باختر بر چین‌های نسل‌های پیشین، الگوی تداخلی نوع دوم نامتقارن یا بومرنگی را ساخته است. در شمال اسفاجرد این الگو در نقشه زمین‌شناسی (شکل ۳) نیز به‌خوبی دیده می‌شود. رخ‌های کنگره‌ای دو نسل دوم و سوم در میکاشیست‌های گارنت‌دار و اسلیت‌های مناطق میولنیتی‌نشده در شمال اسفاجرد و پیرامون آن ثبت شده‌اند. رخ‌های کنگره‌ای نسل دوم فراگیر بوده و در گستره بیشتری وجود دارند. راستای این رخ‌ها به تقریب موازی با برگراری اصلی موجود در این سنگ‌ها است. رخ‌های کنگره‌ای نسل سوم محلی

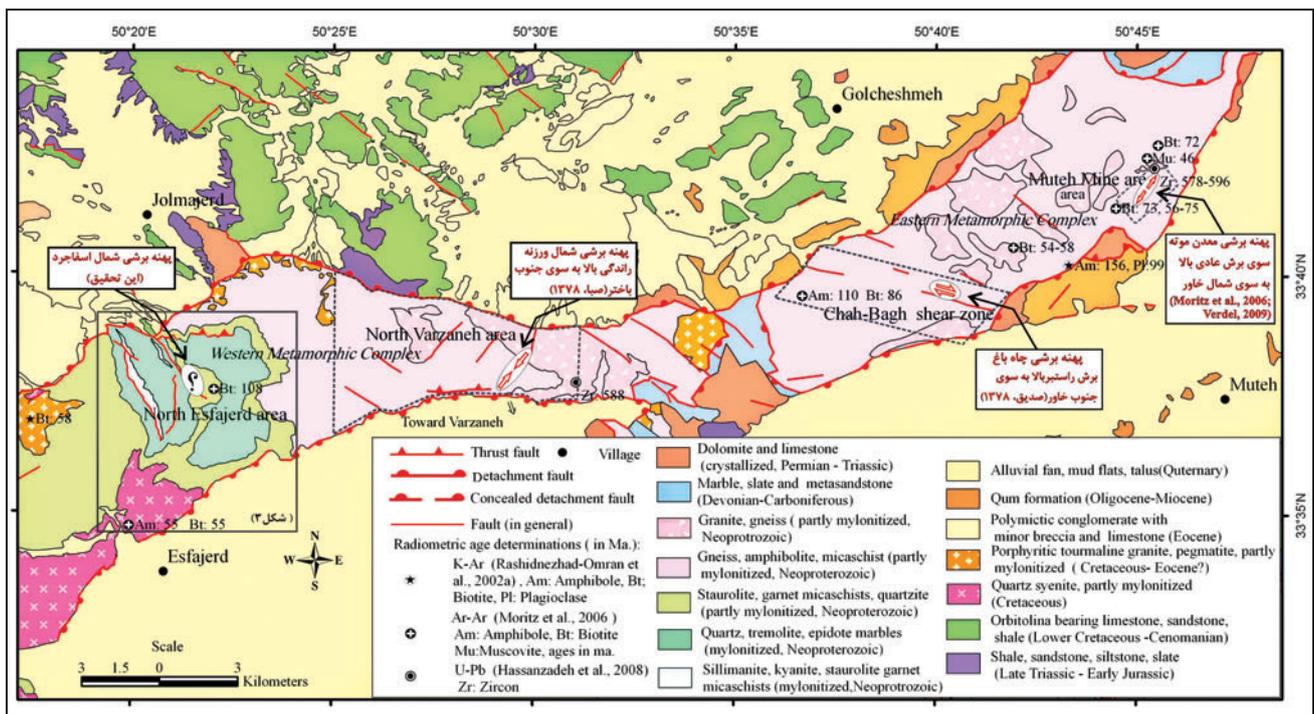
سپاسگزاری

منیره پشتکوهی و آقای احمد راصدی به ترتیب در بررسی‌های آزمایشگاهی و کارهای صحرایی کمک‌های شایان تقدیری کردند که از نامبردگان صمیمانه سپاسگزاری می‌کنیم. از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور برای فراهم کردن امکانات کار صحرایی و حمایت‌های مالی، و از سازمان جهاد و کشاورزی گلپایگان برای در اختیار گذاشتن فضای مناسب برای اسکان نیز سپاسگزاری می‌شود.

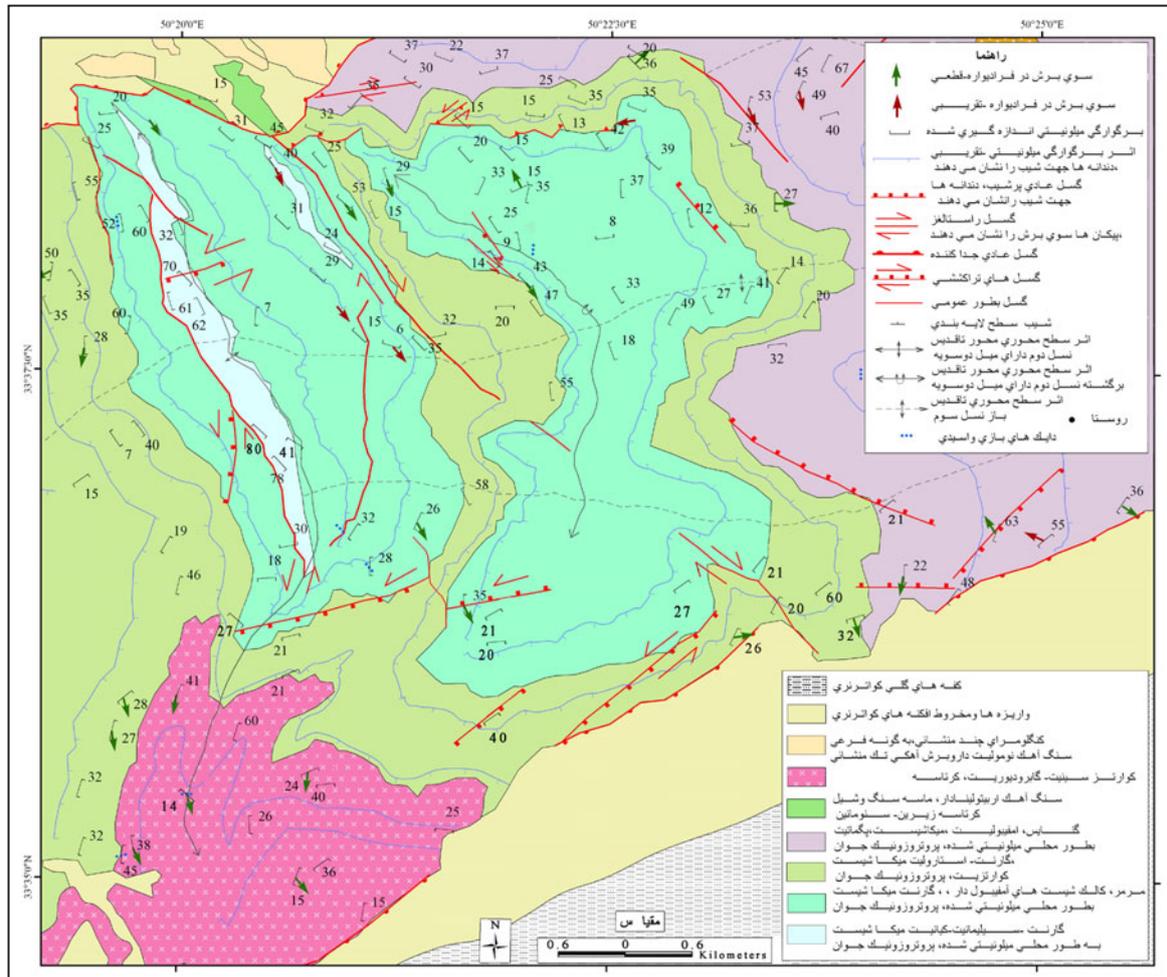
این پژوهش بخشی از رساله دکترای نویسنده نخست در دانشگاه تربیت مدرس بوده است که بدین وسیله از این دانشگاه سپاسگزاری می‌شود. از آقای دکتر محمدرضا قاسمی به خاطر ارائه پیشنهادها سازنده‌شان در زمینه ساختاری و همچنین ارائه هم‌ارز مناسب برای برخی از واژه‌های بیگانه و نیز از آقای مهندس محمدرضا سهندی که با زمین‌شناسی منطقه آشنایی دیرینه دارند و نقطه نظرات مهمی را در این زمینه یادآور شدند بسیار سپاسگزاریم. خانم مهندس



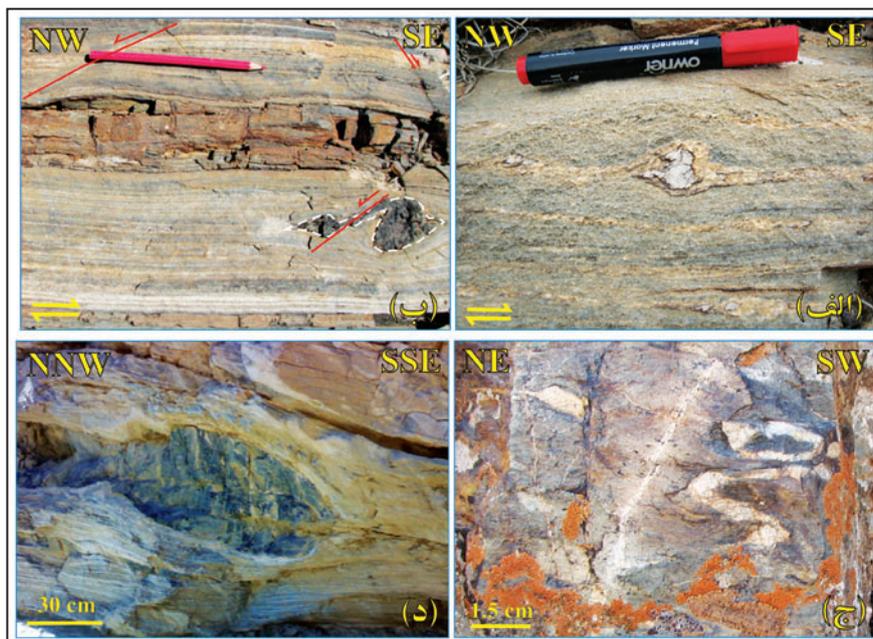
شکل ۱- موقعیت گستره مورد بررسی و نواحی پیرامون (مستطیل سیاه‌رنگ که در شکل ۲ نقشه شده است). در پهنه‌بندی ساختاری- رسوبی ایران (برگرفته از Stöcklin & Setudehnia, 1972 با کمی تغییرات).



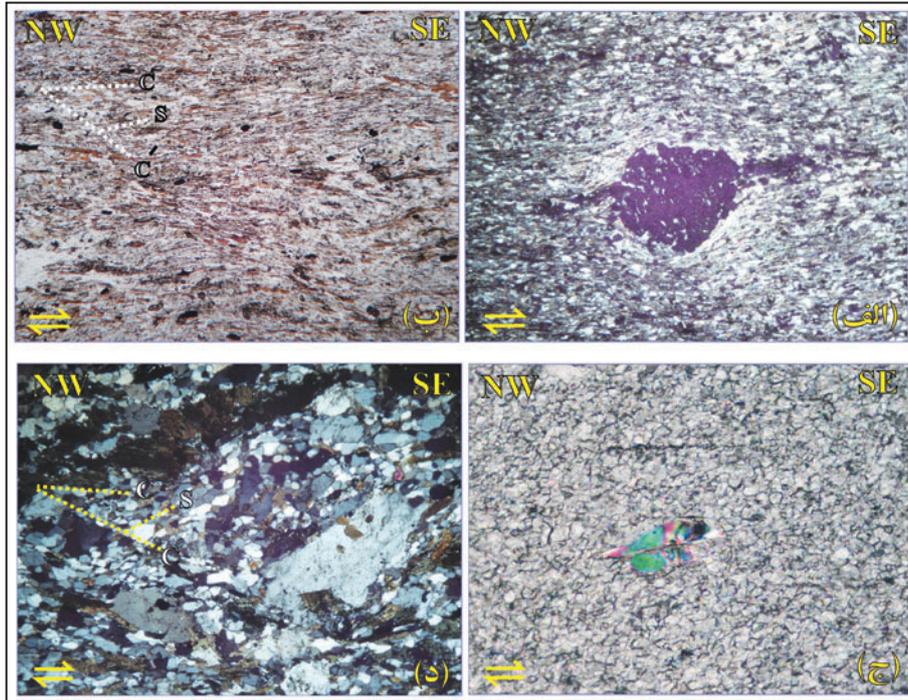
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده همات‌های دگرگون‌شده موه- شمال گلپایگان که داده‌های تعیین سن ایزوتوپی موجود به آن افزوده شده است. گستره بررسی شده در پهنه‌های برشی معدن موه و چاه‌باغ در همات‌های خاوری و پهنه‌های برشی شمال ورزنه و شمال اسفاجرد در همات‌های باختری با خط چین سیاه‌رنگ مرزبندی شده است. مربع سمت چپ، مرز نقشه ساختاری شکل ۳ را نشان می‌دهد. سوی برش در هر پهنه، درون چهار گوش‌های جداگانه نشان داده شده است. سوی برش در پهنه برشی شمال اسفاجرد طی این پژوهش مشخص خواهد شد.



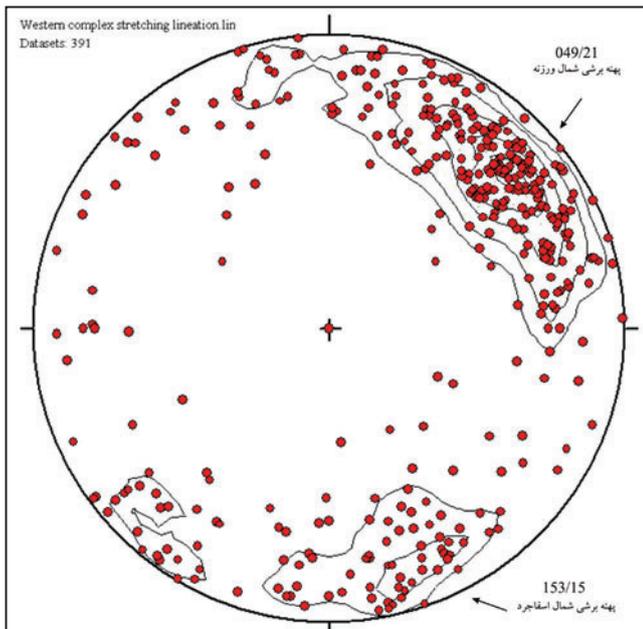
شکل ۳- نقشه زمین شناسی شمال اسفاجرد که در آن عوارض مهم ساختاری، مانند فابریک‌های میولیتی و اثر سطح محوری چین خوردگی‌های نسل دوم و سوم نشان داده شده است. برای توضیح بیشتر به راهنمای نقشه و متن مراجعه شود.



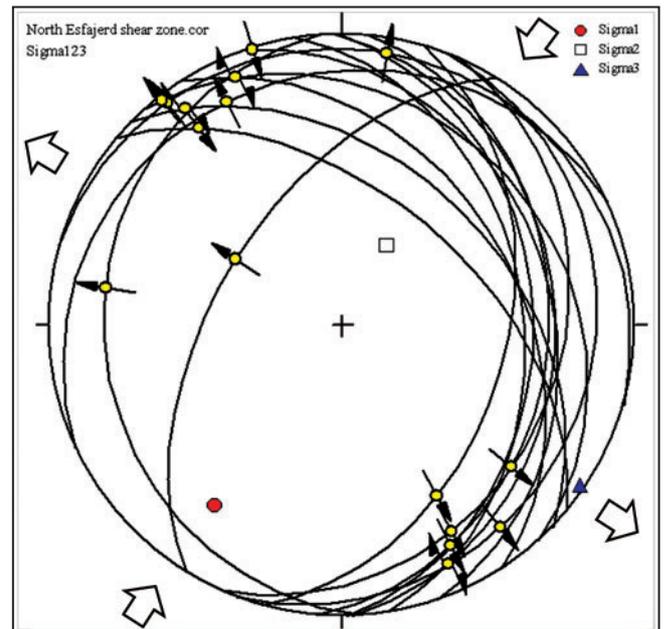
شکل ۴- نشانگرهای صحرایی سوی برش (الف و ب) و سوی کشش (ج و د) در پهنه برشی شمال اسفاجرد. الف) چرخش کلاست‌های چرت در مرمرها؛ ب) چرخش و بودین‌شدگی قطعات سنگ‌های بازی دگرگون‌شده درون کالکوسیلیکات‌ها؛ ج) چین‌های بُرشی درون میکاشیست‌های میولیتی هورنفلسی شده؛ د) بودین‌شدگی سیل‌های بازی دگرگون در مرمرها.



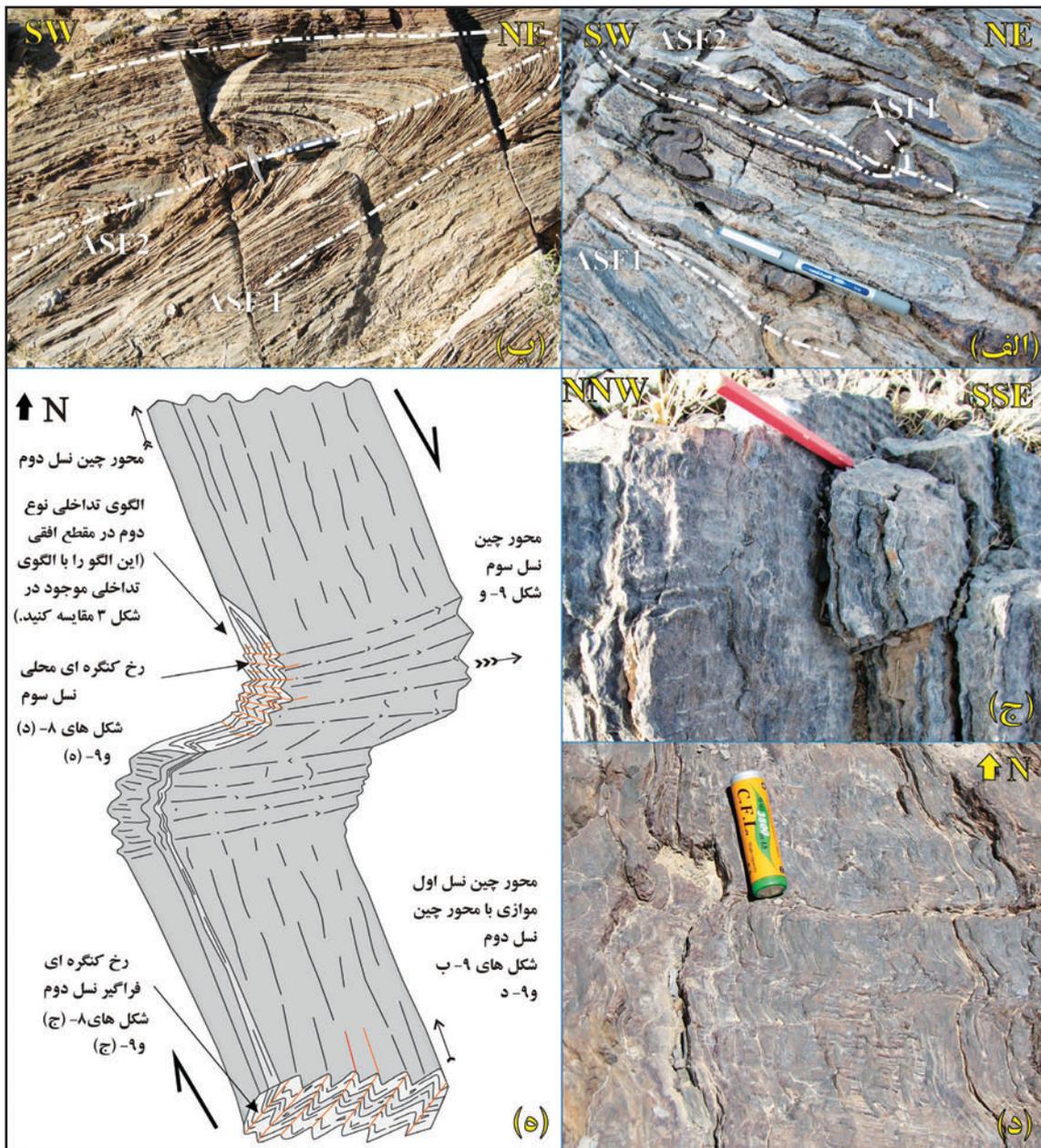
شکل ۵- نشانگرهای میکروسکوپی سوی برش در پهنه برشی شمال اسفاجرد؛ الف) چرخش پورفیر و کلاست گارنت (پورفیر و کلاست پوششی نوع σ) در گارنت میکاشیست میلونیتی؛ ب) باندهای برشی ترکیبی در میکاشیست میلونیتی؛ ج) ماهی مسکوویت در مرمر؛ د) باندهای برشی ترکیبی در آمفیبول شیست میلونیتی شده. همه مقاطع نازک موازی با خطوارگی کشیدگی و عمود بر برگوارگی میلونیتی برش داده شده‌اند. طول میدان دید در شکل (ب) برابر ۲ میلی‌متر و در دیگر شکل‌ها برابر ۰/۵ میلی‌متر است. برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود.



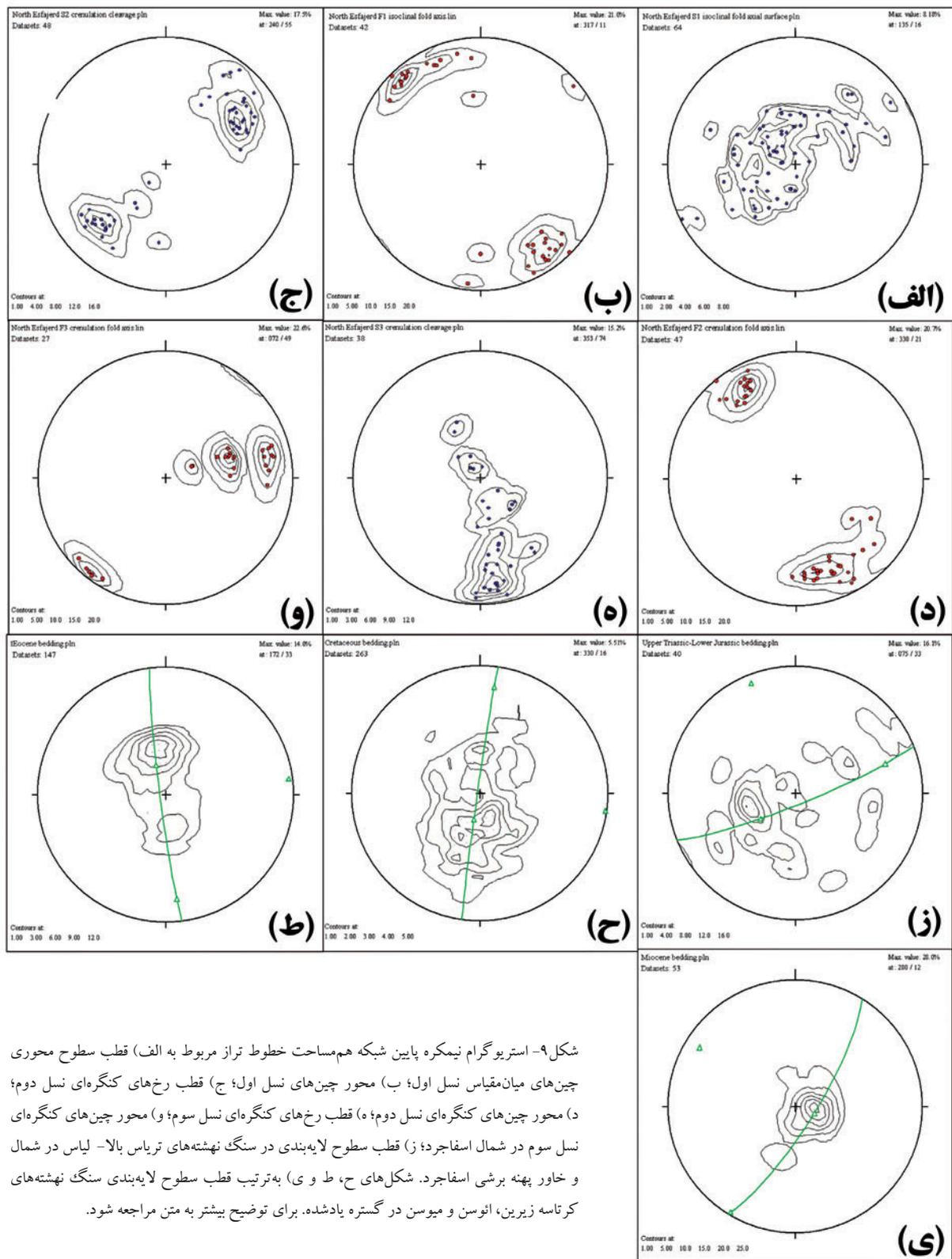
شکل ۷- استریوگرام خطوارگی‌های کشیدگی و منحنی‌های تراز آنها در پهنه‌های برشی شمال اسفاجرد (خوشه کوچک‌تر) و شمال ورزنه (خوشه بزرگ‌تر) در هم‌تافت دگرگون‌شده باختری. به میل کم خطوارگی‌های کشیدگی و تمرکز آنها در حاشیه استریونوت توجه شود.



شکل ۶- استریوگرام برگوارگی‌های میلونیتی، خطوارگی‌های کشیدگی و سوی برش‌های موجود در یال کم‌شیب‌تر چین‌خوردگی‌های نسل سوم و موقیت محورهای اصلی تنش در نیمکره پایین شبکه هم‌مساحت با استفاده از روش دو وجهی‌های کشش و فشارش. سامانه راست‌بر موجود یک فشردگی شمال‌خاور را در سوی عمود بر پهنه برشی و یک کشش شمال باختر را تقریباً موازی با راستای برگوارگی‌های میلونیتی نشان می‌دهد.



شکل ۸- اثرات فرانهادگی گامه‌های چین خوردگی مختلف در شمال اسفاجرد و پیرامون آن. الف و ب) فرانهادگی چین‌های نسل دوم بر چین‌های میان‌برگوارگی نسل اول؛ ج) رخ‌های کنگره‌ای فراگیر نسل دوم در اسلیت‌های خاور روستای مزاین؛ د) رخ‌های کنگره‌ای محلی نسل سوم در محل یادشده؛ ه) طرح ساده‌شده چین بزرگ مقیاس نسل سوم در خاور مزاین که جهت‌یافتگی رخ‌های کنگره‌ای مختلف و الگوی فرانهادگی چین‌های نسل سوم بر نسل‌های پیشین را نشان می‌دهد. سطح مقطع دید در شکل‌های (د) و (ه) افقی و در شکل‌های دیگر قائم است. ASF1 = اثر سطح محوری چین‌های میان‌مقیاس نسل اول، ASF2 = اثر سطح محوری چین‌های میان‌مقیاس نسل دوم. برای توجیه بیشتر به شکل‌های ۹-ج تا و و شکل ۲ مراجعه شود.



شکل ۹- استریوگرام نیمکره پایین شبکه هم‌مساحت خطوط تراز مربوط به الف) قطب سطوح محوری چین‌های میان‌مقیاس نسل اول؛ ب) محور چین‌های نسل اول؛ ج) قطب رخ‌های کنگره‌ای نسل دوم؛ د) محور چین‌های کنگره‌ای نسل دوم؛ ه) قطب رخ‌های کنگره‌ای نسل سوم؛ و) محور چین‌های کنگره‌ای نسل سوم در شمال اسفاجرد؛ ز) قطب سطوح لایه‌بندی در سنگ نهشته‌های تریاس بالا- لیاث در شمال و خاور پهنه برشی اسفاجرد. شکل‌های ح، ط و ی) به ترتیب قطب سطوح لایه‌بندی سنگ نهشته‌های کرتاسه زیرین، ائوسن و میوسن در گستره یادشده. برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود.

کتابخانه

- احمدی دزکی، ق.، ۱۳۷۸- دگرشکلی‌های چندمرحله‌ای در منطقه شمال گلپایگان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی- تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۱۲۳ ص.
- جابری، آ.، ۱۳۸۰- مطالعه سنگ‌های دگرگونی شمال گلپایگان و ارتباط آن با دگرشکلی منطقه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۲۱۲ ص.
- حاجیان‌باشاکلایی، ث.، ۱۳۷۷- زمین‌شناسی و پترولوژی منطقه طلادار قروم‌قروم در شمال غرب موه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی- پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- سلطانی، ی.، ۱۳۸۱- تحلیل هندسی- جنبشی گسل‌های محدودکننده درون نهشته گلپایگان- موه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی- تکتونیک، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۹۲ ص.
- شیخ‌الاسلامی، م.، ر.، زمانی پدرام، م. و حسینی، ح.، ۱۳۸۶- نقشه زمین‌شناسی محلات، مقیاس یک صد هزارم، ورقه شماره ۶۰۵۷، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- صبا، ع.، ۱۳۷۸- تحلیل ساختاری توده‌های نفوذی همزمان با دگرشکلی در شمال ورزنه (شمال خاوری گلپایگان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی- تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۱۰۱ ص.
- صدیق، م.، ۱۳۷۸- تحلیل ساختاری سنگ‌های دگرگونه در ناحیه موه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی- تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۹۳۰ ص.
- کریم‌النفس، م.، ۱۳۷۷- زمین‌شناسی و پترولوژی منطقه طلادار دره اشکی در شمال شرق موه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی- پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- محجل، م. و سهندی، م.، ر.، ۱۳۷۸- تکامل تکتونیک پهنه سندج- سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیرپهنه‌های جدید آن، فصلنامه علوم زمین، شماره ۳۲، صفحه ۴۹-۲۸.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, I. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran); Constraints from collisional and earlier deformation, *International Journal of Earth Sciences* 94:401-419.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran; New data and interpretations, *Tectonophysics* 229: 211-238.
- Angelier, J. & Mechler, P., 1977- Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et géométrie: la méthode des dièdres droits, *Bull. Soc. Géol. France*, 19: 1309-1318.
- Babaei, A., Babaei, H. A. & Arvin, M., 2005- Tectonic evolution of Neyriz ophiolite, Iran; An accretionary prism model, *Ophioliti*, 30: 65-74.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. S. & Berberian, M., 1982- Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and Central Iran, *Geological Society of London*.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *National Research Council of Canada, Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Goscombe, B. & Trouw, R., 1999- The geometry of folded shear sense indicators. *Journal of Structural Geology*, 21: 123-127.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. & Walker, J. D., 2008- U-Pb zircon geochronology of Late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: implication for paleogeography, magmatism, and exhumation history of basement, *Tectonophysics*, 451: 71-96.
- Jones, R. R., Holdworth, R. E. & Bailey, W., 1997- Lateral extrusion in transpression zones: the importance of boundary conditions, *Journal of Structural Geology*: 19, 1201-1217.
- Mandal, N., Chakraborty, C. & Samanta, S. K., 2001- Flattening in shear zones under constant volume: a theoretical evaluation, *Journal of Structural Geology*, 23: 1771-1780.
- McCall, G. J. H. & Kidd, R. G., 1982- The Makran South-eastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from the Cretaceous to present. In: Leggett, J. k. (Ed.), *Trench- Fore-arc Geology*. Geological Society of London Special Publication, 10: 387-397.
- McCall, G. J. H., 1985- Area report of east Iran project No. 1, Geological Survey of Iran, Report No. 57, 634p.
- McCall, G. J. H., 1997- The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 15: 517-531.
- 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.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. & Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, eastern Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 21: 397-412.
- Moritz, R., Ghazban, F. & Singer, B. S., 2006- Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan tectonic zone, eastern Iran: a result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros orogen. *Economic Geology*, 101: 1497-1524.
- Nogole - Sadate, M. A. A., 1978- Les zones de décrochement et les virgations structurales en Iran, *Cónsequences des résultats de l'analyse struturelle de la région de Oum*, Thèse Uinv. Scientifique et Medicale de Grénoble, France, 201pp.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A., 2005- *Micro tectonics*, Springer, 366 p.

- Passchier, C. W., Myers, J. S. & Kröner, A., 1990- Filed geology of high grade gneiss terrains, Springer, Berlin, New York.
- Ramsay, J. F. & Huber, M. I., 1987- The techniques of modern structural geology volume 2: folds and fractures. Academic Press, London, 700 p.
- Rashidnejade- Omran, N., Emami, M. H., Sabzehei, M., Rastad, E., Bellon, H. & Pique, A., 2002- Lithostragraphie et histoire Paléozoïque a Paléocène des complexes métamorphiques de la Région de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan(Iran Méridional), Comptes rendus Géoscience, 334: 1185-1191.
- Ricou, L. E., 1974- I évolution géologique de la région de Neyriz (Zagros Iranien) et I évolution structurale des Zagrides, thèse dérate, Universited Orsay, France.
- Robin, P. Y. F. & Cruden, A. R., 1994- Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones, Journal of Structural Geology, 16: 447-466.
- Sanderson, D. J. & Marchini, W. R. D., 1984-Transpression, Journal of Structural Geology, 6: 449-458.
- Sarkarinejad, K., Faghih, A. & Grasemann, B., 2008- Transpressional deformations within the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt (Zagros Mountains, Iran),. Journal of Structural Geology, 30: 818-826.
- Sengör, A. M. C., 1991- Late Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of the Middle Eastern Tethysides: implication for geodynamics of the Tethyan realm, IGCP project 276, Newsletter, 2: 111-149.
- Stöcklin, J. & Setudehnia, A., 1972- Lexique stratigraphique international III Asie. Centre National de Recherché Scientifique 15, Paris.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52: 12229-1258.
- Takin, M., 1972- Iranian Geology and continental drift in the Middle-East, Nature 235, No. 5334, 147-150.
- Teyssier, C. & Tikoff, B., 1999 - Fabric stability in oblique convergence and divergence, Journal of Structural Geology, 21: 969-974.
- Thiele, O., Alavi, M., Assefi, R., Hushmand-zadeh, A., Seyed Emami, K. & Zahedi, M., 1968- Explanatory text of the Golpaygan quadrangle map scale 1: 250000, Geological Survey of Iran, Geological Quadrangle E7, 24p.
- Tillman, J. E., Poosti, A., Rossello, S. & Eckert, A., 1981- Structural evolution of Sanandaj-Sirjan Ranges near Esfahan, Iran, American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 65: 674-687.
- Twiss, R. J. & Moores, E. M., 1992- Structural Geology, Freeman and Co., New York, 532 pp.
- Verdel, C., 2009- I. Cenozoic geology of Iran: an integrated study of extensional tectonics and related volcanism II.Eediacaran stratigraphy of the North American Cordillera: new observation from eastern California and northern Utah. PhD thesis, California Institute of Technology, 287p.

Structure of Shear Zone and Folds Interference Patterns in North Esfajerd, Sanandaj- Sirjan Zone

E. Moosavi ¹ & M. Mohajjel ^{2*}

¹ Ph.D., Geological Survey and Mineral Explorations of Iran, Tehran, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Received: 2011 November 02

Accepted: 2012 April 24

Abstract

The North Esfajerd ductile shear zone is exposed in NE Golpaygan in the Sanandaj-Sirjan zone. The shear sense indicators are observed in the both outcrop and microscopic scales in this shear zone. These indicators are representing a NW striking dextral shear. The dynamic analysis and outcrop- scale indicators of extension direction exhibit a NW extension sub-parallel to the dextral shear and a compression perpendicular to it. The relative simultaneity and parallelism between the North Esfajerd ductile shear zone and North Varzaneh thrust shear zone propose the partitioning of strain components in a transpressional deformation. Regarding the geochronologic data and the angular unconformity between the middle Cretaceous and Eocene rock units, the transpressional deformation and its related mylonitization occurred during the Laramide orogeny in late Cretaceous-Paleocene. The gently dipping mylonitic foliations with dextral shear imply an incompatibility between geometry and kinematics in the North Esfajerd ductile shear zone. However, the kinematic and dynamic characteristics of the North Esfajerd ductile shear zone are accommodated with lateral extrusion of material in a dextral domain. Parallelism between the trends of dominant stretching lineations and the second generation large scale fold axes document that the major mylonitization in the North Esfajerd shear zone occurred during the second generation deformation. These mylonitic fabrics were folded due to the third generation deformation. Two generations of crenulation cleavages, respectively in relation to two refolding events, can be recognized in this shear zone. One of the refolding events with type III interference patterns (coaxial refolding) occurred during the second stage deformation in the late Cretaceous- Paleocene interval, caused the formation of the North Esfajerd shear zone, and can be observed in an outcrop scale. The other has emerged during the third stage of deformation, probably in the post Paleocene-pre Miocene interval, folded the North Esfajerd shear zone and formed the type II (boomerang shape) interference pattern in a map scale.

Keywords: Shear zone, Folding interference pattern, Transpression with lateral extrusion, Golpaygan, Sanandaj-Sirjan.

For Persian Version see pages 119 to 130

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