

تحلیل تقارن هندسی پهنه برشی کمبری با استفاده از عناصر ساختاری صفحه‌ای و خطی، کمربند دگرگونی سنندج - سیرجان، ایران

بابک سامانی*^۱، عادل ساکی^۲، سحر تقی زاده^۳

۱. دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران، اهواز.
۲. دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران، اهواز.
۳. کارشناسی ارشد تکتونیک گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران، اهواز.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۱/۰۵

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۵/۲۵



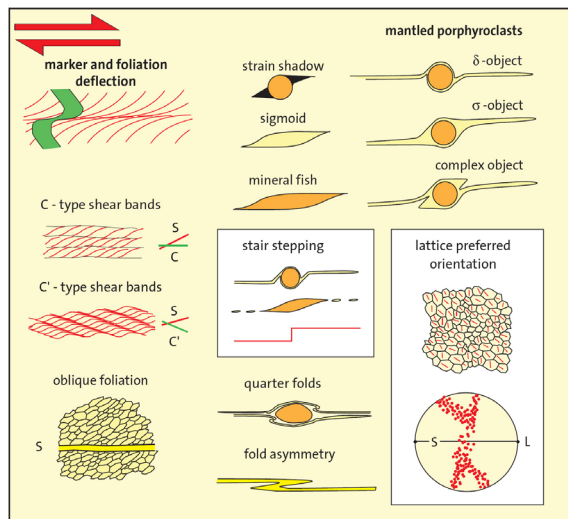
چکیده

تعیین هندسه و تقارن پهنه‌های برشی با استفاده از تحلیل عناصر ساختاری در سالهای اخیر مورد توجه بسیاری از زمین شناسان قرار گرفته است. بگونه‌ای که با مشخص نمودن هندسه پهنه‌های برشی می‌توان درک بهتری از چگونگی تکامل ساختاری آنها بدست آورد. در بسیاری از موارد مطالعه نمونه‌های ساختاری در سه بعد برای مشخص نمودن هندسه مناطق دگرشکل شده و مولفه بردار تاوایی بسیار مشکل می‌باشد. بررسی ویژگیهای عناصر ساختاری موجود در پهنه‌های برشی، مرز مناطق برشی و صفحه حداکثر عدم تقارن یا صفحه عمود بر بردار تاوایی در درک هندسه مناطق برشی و چگونگی الگوی کرنش در این مناطق کمک شایانی خواهد نمود. در این پژوهش با بررسی جنبه‌های مختلف تئوری مناطق برشی، شاخص‌های اصلی در تعیین تقارن هندسی پهنه برشی کمبری در جنوب شرق همدان واقع در پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان به منظور بررسی تقارن هندسی پهنه برشی مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج بدست آمده نشان دهنده وجود یک مولفه برشی راستگرد و عدم انطباق و پراکندگی خط وارگی و قطب سطوح برگوارگی نسبت به صفحه عمود بر بردار تاوایی می‌باشد. تحلیل دمای دگرشکلی بر اساس زاویه باز شدگی الگوی محور C کانی کوارتز حاکی از وقوع دگرشکلی در محدوده دمایی بین ۵۵۰±۵۰ تا ۶۴۰±۵۰ درجه سانتیگراد است. در نهایت، تکامل ساختاری این پهنه برشی در قالب یک مدل ساختاری ترافشارش مایل با هندسه تریکلینیک پیشنهاد می‌شود.

واژه های کلیدی: پهنه برشی، تاوایی، بیضوی کرنش نهایی، دمای دگرشکلی، ترافشارش

مقدمه

دو پهنه راندگی قرار گرفته‌اند. گسل‌های راندگی محصور کننده این واحدهای دگرگون شده بعنوان مرزهای پهنه برشی در این منطقه در نظر گرفته شده‌اند.



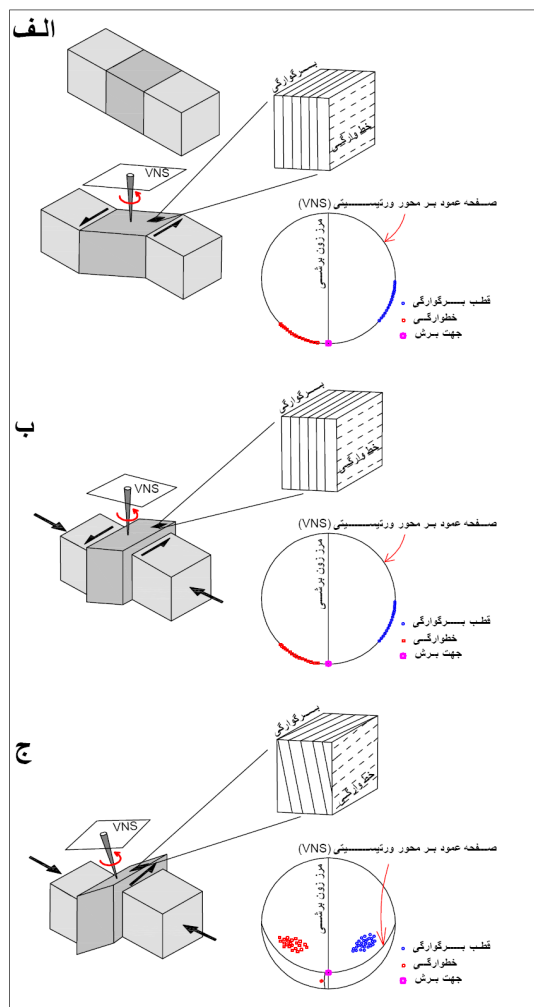
شکل ۱- تصویر شماتیک برخی از مهمترین نشانگرهای برش که در مقاطع XZ بیضوی کرنش قابل مشاهده می‌باشند (Trouw et al., 2006)

هندسه مناطق برشی

تاکنون محققین بسیاری در زمینه بررسی هندسه مناطق برشی و ماهیت دگرشکلی در این مناطق به مطالعه پرداخته‌اند (Ramsay & Graham, 1970; Sanderson and Marchini, 1984, Tikoff and Fossen, 1999; Short and Johnson, 2006; Xypolias, 2010). این مطالعات با در نظر گرفتن مولفه‌ها و عناصر ساختاری مختلف به شناخت خصوصیات هندسی مناطق برشی پرداخته‌اند. هندسه یک منطقه برشی بطور تئوری بوسیله چگونگی جهت یافتگی فضایی عناصر ساختاری مثل مرز پهنه برشی، خطوارگی‌ها، برگوارگی‌ها و راستای بردار تاوایی کنترل می‌شود. تاوایی یک اندازه بدون بعد از فرایند چرخش حین دگرشکلی می‌باشد (Means et al., 1980; Xypolias, 2010; Fossen, 2016). به عبارت دیگر بردار تاوایی محوری است که در حین دگرشکلی اجزاء ماده حول آن دچار چرخش می‌شوند. صفحه عمود بر این محور (Vorticity normal section) یا (VNS) صفحه عمود بر بردار تاوایی نام دارد. از این جهت در عمل صفحه‌ای که بیشترین ساختارهای نامتقارن را در خود نشان می‌دهد بیانگر صفحه عمود بر محور تاوایی (VNS) می‌باشد. همچنین زاویه بین مرز پهنه برشی و صفحه عمود بر محور تاوایی (θ) بعنوان یک

تحلیل فابریکی و ساختاری پهنه‌های برشی کمک شایانی در تعیین راستای جهت برش به عنوان یک پارامتر مهم در تفسیر جنبش‌ساختی دگرشکلی در این مناطق خواهد نمود. (Passchier and Trouw, 2006; Xypolias 2010; Fossen, 2016) جهت فهم راستای مؤلفه برش در پهنه‌های برشی، عناصر ساختاری مختلفی توسط محققین ارائه شده است (Passchier and Trouw, 2006; Trouw et al., 2010; Fossen, 2016) (شکل ۱). برخی از این نشانگرها در مقیاس میکروسکوپی و موزوسکوپی و برخی از آنها در مقیاس میکروسکوپی قابل بررسی می‌باشند. برخی از نشانگرها دارای اهمیت بیشتری می‌باشند و بعنوان نشانگرهای بالقوه معرفی شده‌اند. از انواع مهم این نشانگرها پورفیرو کلاست‌ها و پورفیرو بلاست‌های نامتقارن، خط وارگیهای کشیدگی و سطوح برشی $C-S$ می‌باشند که در حالت ایده آل، سطوح C به موازات مرز پهنه برشی و سطوح S بصورت مایل نسبت به آن قرار گرفته‌اند. در مطالعات ساختاری اغلب فرض می‌شود که سطوح برشی S و خط وارگیهای کشیدگی به ترتیب با صفحه XY و راستای محور X بیضوی کرنش نهایی منطبق می‌باشند. بنابراین در تهیه مقاطع و مطالعه سه بعدی پهنه‌های برشی جهت دسترسی به مولفه‌های جنبش ساختاری و الگوی هندسه دگرشکلی مقطعی که در جهت عمود بر صفحه برگوارگی و به موازات خط وارگی تهیه می‌شوند دارای اهمیت ویژه‌ای می‌باشند (Xypolias 2010; Fossen, 2016). درحقیقت این مقاطع با صفحه XZ بیضوی کرنش انطباق داشته و حاوی بیشترین اطلاعات جنبش ساختاری می‌باشد (Xypolias 2010; Fossen, 2016). شناخت هندسه مناطق برشی علاوه بر دیدگاه ساختاری از جنبه زمین شناسی اقتصادی نیز حائز اهمیت است. پراکندگی بسیاری از عناصر معدنی در مناطق برشی اتفاقی نبوده و در ارتباط تنگاتنگ با هندسه این مناطق می‌باشد (Williams et al., 2006). از اینرو در چند دهه اخیر بررسی و ارائه هندسه مناطق برشی مورد توجه بسیاری از زمین شناسان قرار گرفته است. هدف اصلی این پژوهش بررسی هندسه دگرشکلی و دمای دگرشکلی در پهنه دگرشکلی کم‌ری واقع در جنوب شرق همدان می‌باشد. در این تحقیق با استفاده از تحلیل عناصر ساختاری به مطالعه تقارن هندسی پهنه برشی کم‌ری واقع در ۴۰ کیلومتری جنوب شرقی همدان پرداخته شده است. این منطقه عموماً شامل آندالوزیت شیبست‌ها و گارنت شیبست‌هایی است که بین

رسانده است (ایزدی کیان و همکاران، ۱۳۸۸؛ سامانی و همکاران ۱۳۹۸). اما تاکنون مطالعاتی مبنی بر تعیین تقارن هندسی در این پهنه برشی صورت نگرفته است. از این رو جهت تعیین تقارن هندسی منطقه، عناصر ساختاری با اهمیت از قبیل خط وارگیها، سطوح برگوارگی، موقعیت مرز پهنه برشی و موقعیت صفحه عمود بر محور تاوایی مورد توجه قرار گرفت. نهایتاً با استفاده از تحلیل استریوگرافیکی و ایجاد ارتباط بین عناصر فوق و مقایسه نتایج با مدل‌های موجود هندسه پهنه برشی مذکور تعیین گردید.



شکل ۲- الف) منطقه برشی با تقارن هندسی مونوکلینیک (Ramsay and Graham, 1970). ب) منطقه برشی همراه با مولفه همگرایی با تقارن هندسی مونوکلینیک (Jones et al., 1997). ج) منطقه برشی با مولفه همگرایی و تقارن هندسی تریکلینیک (Williams et al., 2006)

پارامتر با اهمیت در تعیین تقارن هندسی مناطق برشی بکار گرفته می‌شود (Lin et al., 2007). طبق مدل ارائه شده توسط (Ramsay and Graham, 1970) پهنه‌های برشی با زاویه $\neq 90^\circ$ که در آنها هیچگونه مولفه همگرایی بین دیواره‌های پهنه برشی وجود نداشته و در آن قطب سطوح برگوارگی و خط وارگی کشیدگی بر صفحه عمود بر محور تاوایی منطبق می‌باشد دارای تقارن هندسی مونوکلینیک است (شکل ۲الف). این مدل ساده‌ترین مدل ساختاری مناطق برشی می‌باشد. در این مدل محل برخورد مرز پهنه برشی و صفحه عمود بر محور تاوایی راستای مولفه برش را نشان می‌دهد. Jones et al (1997) مدلی را ارائه دادند که در آن مرزهای پهنه برشی علاوه بر مولفه حرکتی امتداد لغز دارای مولفه همگرایی نیز می‌باشند. در این مدل زاویه $\neq 90^\circ$ یا $\neq 90^\circ$ درجه می‌باشد. در این مدل برخلاف مدل قبل مواد موجود در پهنه برشی می‌توانند در راستای مرزهای پهنه برشی دچار تغییر طول شوند. در این مدل نیز ساختارهای خط وارگی و قطب سطوح برگوارگی بر صفحه عمود بر محور تاوایی منطبق خواهند بود و محل برخورد مرز پهنه برشی و صفحه عمود بر محور تاوایی نشان دهنده راستای برش می‌باشد. اینگونه مناطق برشی را در اصطلاح مناطق برشی ترفشارش یا تقارن هندسی مونوکلینیک می‌نامند. این مدل نیز دارای ساختاری و هندسی این مدل را نشان می‌دهد. در مدل سوم (Williams et al., 2006) پهنه برشی دارای ماهیت ترفشارشی بوده و هر دو مولفه همگرایی و برش امتدادی بطور همزمان عمل می‌نمایند. در این مدل مقدار زاویه $\neq 90^\circ$ یا $\neq 90^\circ$ بوده و هر مقدار دیگری را می‌تواند شامل شود. در این مدل خطوارگیها و قطب سطوح برگوارگی با صفحه عمود بر محور تاوایی با یکدیگر منطبق نبوده و نشان دهنده وجود تقارن تریکلینیک می‌باشد. همچنین محل تقاطع مرز پهنه برشی و صفحه عمود بر محور تاوایی نشان دهنده راستای برش می‌باشد. در این مدل راستای برش در راستای یکی از جهات شیب ظاهری مرز پهنه برشی قرار خواهد گرفت (شکل ۲ج).

روش کار

مطالعات ساختاری و ریزساختاری و تحلیل‌های کرنش صورت گرفته در این منطقه و نواحی اطراف آن وجود یک مولفه برشی غالب را در این منطقه به اثبات

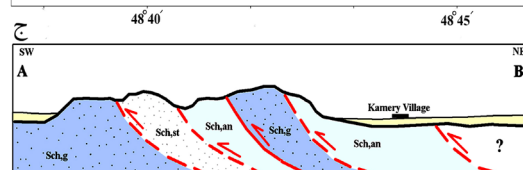
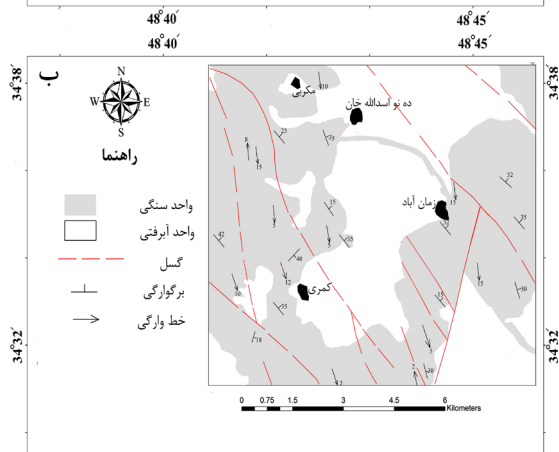
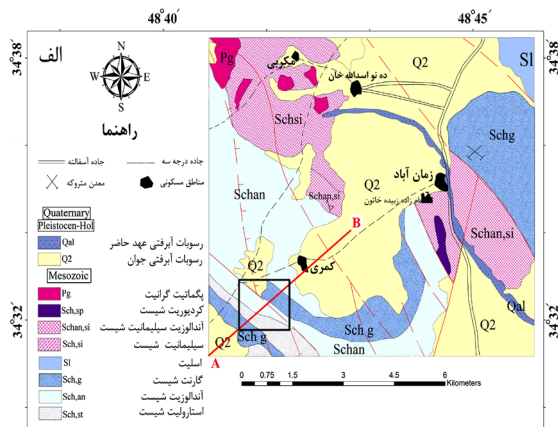


جایگاه زمین شناسی منطقه

کمر بند چین و راندگی زاگرس بخشی از کمر بند کوهزایی آلپ- هیمالیا می باشد که در حاشیه شمال خاوری ورقه عربستان قرار گرفته است (Berberian and King, 1981). این کمر بند کوهزایی شامل ۸ تا ۱۴ کیلومتر از رسوبات کامبرین تا عهد حاضر می باشد که بر روی پی سنگ کامبرین قرار گرفته اند. تکامل ساختاری و زمین ساختی کمر بند کوهزایی زاگرس در نتیجه سه رخداد اصلی (آ) فرورانش ورقه اقیانوسی دریای تیس جوان به زیر ورقه قاره ای ایران در طول کرتاسه پایینی، (ب) جاگیری و رورانش بخشی از پوسته اقیانوسی تیس جوان بر روی حاشیه ورقه آفرو-عربی و توسعه افولیت های زاگرس در اواخر کرتاسه، (ج) برخورد قاره ای-قاره ای ورقه آفرو-عربی با ورقه ایران در اواخر کرتاسه به بعد صورت گرفته است (Alavi, 2004). در راستای شمال خاور به جنوب باختر، کمر بند کوهزایی زاگرس شامل سه بخش اصلی: ۱) کمر بند ماگمایی ارومیه دختر، ۲) کمر بند دگرگونی سنندج-سیرجان و ۳) کمر بند چین و راندگی زاگرس با راستاهای شمال باختر-جنوب خاور می باشد (Alavi, 1994). پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان دارای پهنایی در حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر و درازایی در حدود ۱۵۰۰ کیلومتر می باشد که از منطقه سنندج در شمال غرب تا منطقه سیرجان در جنوب شرق کشیده شده است (Sarkarnejad et al., 2008, 2010). سنگ های دگرریخت شده کمر بند دگرگونی سنندج-سیرجان نشان دهنده چندین مرحله دگرریختی در خود می باشند که آخرین مرحله دگرریختی نشان دهنده فرایند برخورد قاره ای بین ورقه های آفرو-عربی و ایران می باشد (Mohajjel and Fergussen, 2000, Mc Quarie, 2004). نتیجه مطالعات اخیر نشان می دهد که عملکرد همزمان تنش های همگرایی و برشی مهمترین تاثیر را در تکامل ساختاری این بخش به عهده داشته اند. به گونه ای که بر اساس مطالعات اخیر می توان رژیم ترفشارش راستگرد را مهمترین پارامتر در توسعه پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان دانست (Mohajjel and Fergussen, 2000; Sarkarnejad et al., 2010; Fergussen et

al., 2016). جابجایی و انباشتنگی توده های راندگی سبب افزایش ستبرای پوسته قاره ای به اندازه تقریبی ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر شده است که بی هنجاری گرانی بوگه منفی مویید این حقیقت می باشد (Tunini et al., 2015). منطقه مورد مطالعه در ۴۰ کیلومتری جنوب شرق همدان و حوالی روستای کمری قرار گرفته است. سنگ های دگرگون و دگرشکل شده این منطقه بخشی از سنگ های کمر بند دگرگونی سنندج-سیرجان می باشند. واحدهای سنگی منطقه عمدتاً سنگ های اسلیتی و شیستی بوده که شامل کانیه های آندالوزیت، سیلیمانیت، گارنت، مسکوویت و بیوتیت می باشند. بر اساس نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ همدان، تهیه شده توسط سازمان زمین شناسی کشور اکثر واحدهای سنگی در این محدوده متعلق به مزوزوئیک می باشند و توده باتولیت الوند مهمترین توده نفوذی در شمال غرب منطقه مورد مطالعه می باشد. مجموعه آذرین الوند یکی از مهمترین توده های آذرین در بخش شمالی سنندج - سیرجان محسوب می شود. این مجموعه عمدتاً از سنگ های گرانیتوئیدی به همراه مقاداری سنگ های حد واسط و مافیک تشکیل شده است که در طی فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتیس به زیر پوسته ایران در طی تریاس پایانی تا کرتاسه آغازین شکل گرفته است (Shahbazi et al., 2010; Yang et al., 2018). بیشتر گرانیت های مجموعه الوند از نوع S می باشند که با مقاداری گرانیت نوع I و A همراهی می شوند (Aliani et al., 2012). سنگ های حدواسط و مافیک نیز به ترتیب شامل کوارتز دیوریت و انواع مختلف گابرو می باشند (Shahbazi et al., 2010). مطالعات اخیر آشکار ساخته اند که تزریق بخش های مختلف این توده در طی حدود ۷۰ میلیون سال به وقوع پیوسته و در هر مرحله ترکیب ماگماها و تا حدی منشاء آنها متفاوت بوده است (Yang et al., 2018). شکل ۳ الف نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه را نشان می دهد. همچنین اشکال ۳ ب، ج و د به ترتیب نقشه ساختاری، برش زمین شناسی و تصویر صحرایی منطقه مورد مطالعه را نشان می دهند.

میکروسکوپی نشانه‌ای از وجود یک پهنه برشی را نمایان می‌کند (شکل ۴). کلیه نمونه‌های برداشت شده بمنظور مطالعات میکروسکوپی نمونه‌های جهت دار بوده و جهت برش مقاطع تهیه شده صفحه XZ بیضوی کرنش نهایی را نشان می‌دهند. این صفحه، صفحه‌ای است که عمود بر سطوح برگواری و به موازات خط وارگی می‌باشد (Passchier & Trouw, 2006). نشانگرهای فوق همگی بر اساس شکل نامتقارن، نشان دهنده ماهیت کلی برش می‌باشند. بر این اساس وجود یک مولفه برشی راستگرد کاملاً مشهود می‌باشد. علاوه بر مشاهدات فوق ساختار نامتقارن محور C کانی کوارتز بوسیله یونیورسال استیج (U-Stage) مورد بررسی قرار گرفت. بدین ترتیب پنج نمونه جهت‌دار از شیست‌های منطقه با تراکم بالای کانی کوارتز مورد بررسی قرار گرفت. از هر مقطع حداقل تعداد ۱۲۰ داده از محور C کانی کوارتز اندازه‌گیری گردید. با تصویراندازی نتایج حاصله در شبکه استریونت عدم تقارن توزیع محور C کانی کوارتز قابل مشاهده می‌باشد. شکل ۵ توزیع محور C کانی کوارتز برای نمونه‌های مختلف را نشان می‌دهد. در این شکل فابریک اسکلتی (Fabric skeleton)، تجمعات محور C کانی کوارتز با استفاده از نرم افزار SpheriStat3 برای هر نمونه ترسیم گردید. دیگرام‌های حاصله وجود مولفه برشی غالب راستگرد را نشان می‌دهند. بمنظور برآورد دمای دگرشکلی در منطقه از میزان زاویه باز شدگی شاخه‌های فابریک اسکلتی محور C کوارتز استفاده گردید. بطور کلی چندین روش برای تخمین دمای دگرشکلی در طول دگرشکلی توسط محققین مختلف اراده شده است. بعنوان مثال استفاده از کانیهای تجمع یافته در سایه فشاری برخی از پورفیرو کلاستها (Jessell, 1987). استفاده از ریزساختارها و الگوهای هم رشدی کانیهای کوارتز و فلدسپات (Jessell, 1987; Lloyd and Free, 1987; Bouchez, 1977; Bouchez, 1977; Bouchez, 1977; and Pecher, 1981; Mainprice et al., 1986) و استفاده از زاویه باز شدگی الگوی فابریک اسکلتی محور C کانی کوارتز (Kruhl, 1998; Law et al., 2004). تجربیات

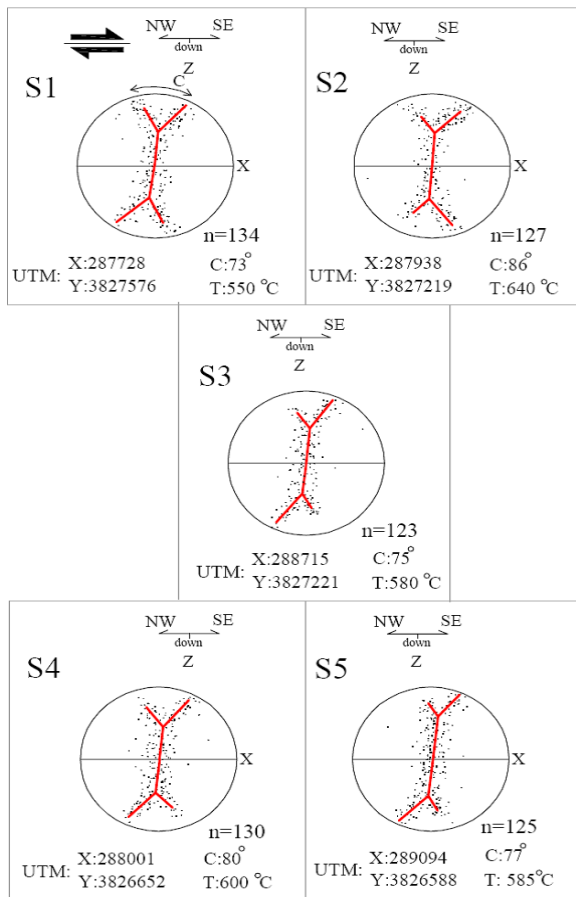


شکل ۳- الف) نقشه زمین‌شناسی منطقه (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ همدان، سازمان زمین‌شناسی کشور). محدوده گردآوری داده‌های صحرایی بوسیله چهارچوب مربعی کوچک نشان داده شده است. ب) نقشه زمین‌شناسی ساختاری منطقه. ج) برش زمین‌شناسی شماتیک از توالی واحدهای سنگی. د) تصویر صحرایی از واحدهای سنگی دگرگونه شیستی.

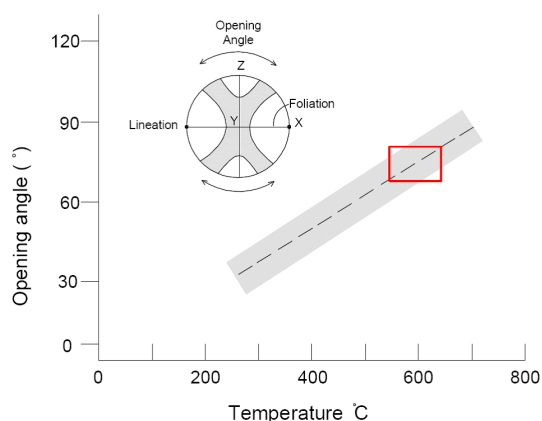
بحث

ویژگیهای جنبشی و حرارتی پهنه دگرشکلی

بررسی‌های بافت ساختاری نشان دهنده توسعه ساختارهای معرف پهنه‌های برشی در این محدوده می‌باشد. وجود پورفیرو کلاستهای نامتقارن، میکاهای ماهی شکل و سطوح برشی C-S در مقاطع



شکل ۵- تصویر استریوگرافی توزیع محور C کانی کوارتز به همراه فابریک اسکلتی در پنج نمونه از شیست‌های منطقه.

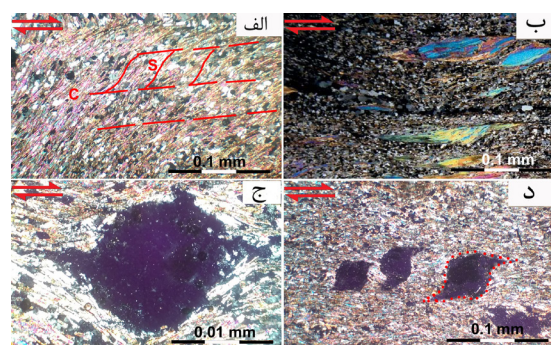


شکل ۶- نمودار زاویه بازشدگی الگوی محور، کوارتز به دمای دگرشکلی (Kruhl, 1998). مستطیل قرمز رنگ محدوده حرارتی رخ داده در منطقه مطالعاتی را نشان می دهد.

تحلیل تقارن هندسی پهنه برشی

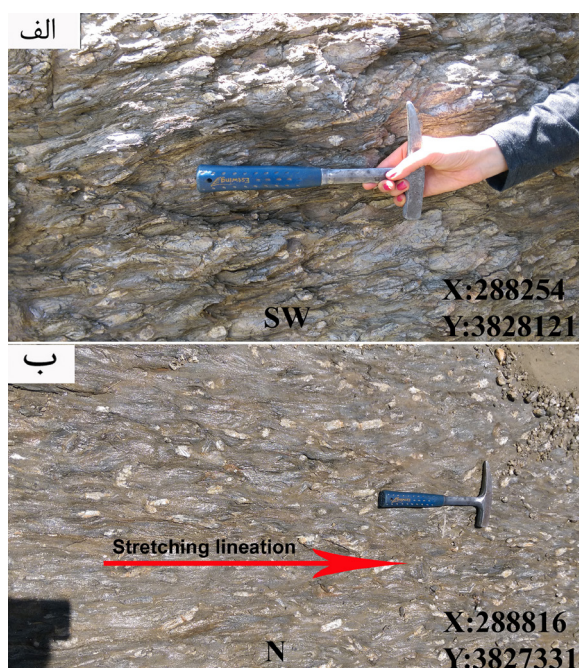
با استفاده از تحلیل استریوگرافی و بکارگیری مشخصات مرز پهنه برشی، صفحه عمود بر محور تاوایی (VNS)، خط وارگی کشیدگی و قطب سطوح برگوارگی می توان

و مدل سازی های عددی نشان می دهد که میزان بازشدگی الگوی فابریک اسکلتی محور C کوارتز با میزان حرارت دگرشکلی رابطه مستقیم دارد (Law et al., 2004; Keshavarz and Faghiih, 2020). بنابراین میزان بازشدگی الگوی فابریک اسکلتی محور C کانی کوارتز می تواند بعنوان یک دماسنج دگرشکلی مورد استفاده قرار گیرد. از اینرو مقدار زاویه بازشدگی الگوی فابریک اسکلتی محور C کانی کوارتز (زاویه C در شکل ۵) برای نمونه های مختلف در محدوده های بین ۷۳ تا ۸۲ درجه اندازه گیری شد. با انتقال داده های باز شدگی محور C کوارتز بر روی تابع تصویری دمای دگرشکلی / زاویه باز شدگی (Kruhl, 1998) دمای دگرشکلی در محدوده ای بین 50 ± 55 تا 50 ± 64 درجه سانتیگراد اندازه گیری گردید (شکل ۶). بررسی های بافت ساختاری صورت گرفته از شیست های منطقه حاکی از تبلور مجدد دینامیکی چرخش مرز دانه و مهاجرت مرز دانه در بلورهای کانی کوارتز می باشد (تقی زاده، ۱۳۹۶). از آنجا که مکانیزم های تبلور مجدد فوق در دماهای بالای ۵۰۰ درجه سانتیگراد بوقوع می پیوندد (Lloyd and Free-man, 1994; Law et al., 2004; Keshavarz and Faghiih, 2020) نتایج حاصل از تحلیل محور C کانی کوارتز و مطالعات بافت ساختاری حاکی از وقوع دگرشکلی در دماهای بالای ۵۰۰ درجه سانتیگراد برای منطقه مورد مطالعه می باشد.

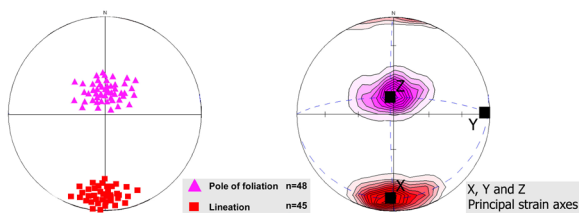


شکل ۷- توسعه بافت های نشانگر برش. الف) سطوح S-C، (شماره نمونه: M8)، ب) میکاهای ماهی شکل (شماره نمونه: M11)، ج و د) پورفیروکلاست های نوع سیگما (شماره نمونه ها: M14, M13) در نمونه های میکا شیست و گارنت شیست منطقه. کلیه تصاویر در نور XPL تهیه شده اند.

آنجا که مقدار زاویه θ از صفر بزرگتر و از نود کمتر است از این رو مقدار زاویه θ نشان دهنده تقارن تریکلینیک پهنه برشی می‌باشد (Lin et al., 2007a,b). محل برخورد مرز پهنه برشی و صفحه عمود بر محور ورتیسیتی نشان دهنده جهت راستای برش خواهد بود (Lin et al., 2007a,b). طبق تحلیل صورت گرفته راستای برش دارای موقعیت $34/355$ می‌باشد. با توجه به راستای برش و مشخصات مرز پهنه برشی وجود مولفه برش راستگرد کاملاً مشهود می‌باشد (شکل ۹ الف). بعلاوه عدم انطباق قطب سطوح برگوارگی و خط وارگی با صفحه عمود بر محور تاوایی نشان دهنده وجود تقارن تریکلینیک در پهنه برشی مطالعه شده می‌باشد (Lin et al., 2007a,b).



شکل ۷- توسعه ساختارهای برگوارگی و خطوارگی کشیدگی در آندالوزیت شیبست های منطقه مورد مطالعه. جهت دید و مختصات محل تصاویر در اشکال ارائه شده است.



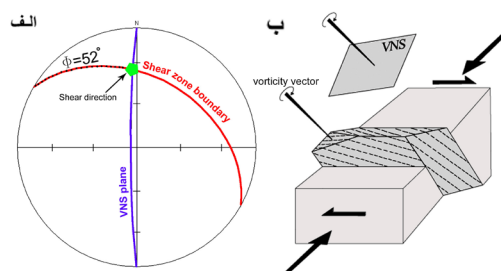
شکل ۸- تصویر استریوگرافیکی توزیع ساختارهای خط وارگی و قطب سطوح برگوارگی به همراه موقعیت سطوح و محورهای اصلی بیضوی کرنش.

به نوع تقارن هندسی در پهنه برشی پی برد (Lin et al., 2007a,b). به دلیل جهت یابی کانیهای ورقه ای میکایی و کشیدگی کانیهای آندالوزیت یک برگوارگی و خط وارگی نافذ در سنگهای موجود در منطقه شکل گرفته است (شکل ۷). بنابراین مشخصات ساختاری برگوارگی و خط وارگی در نقاط مختلف پهنه برشی برداشت گردید. شکل ۸ تصویر استریوگرافی قطب سطوح برگوارگی و راستای خط وارگی کشیدگی را نشان می‌دهد. از آنجا که تنش بوده و سطح برگوارگی مشخصات صفحه XY بیضوی کرنش را نشان می‌دهد بنابراین می‌توان راستای محورهای اصلی و صفحات اصلی بیضوی کرنش را بدست آورد (شکل ۸). بنابراین مشخصات محورهای اصلی بیضوی کرنش بصورت $X=16/184$, $Y=3/88$ و $Z=76/350$ تعیین گردید (شکل ۸). در این مطالعه گسلهای راندگی شمالی و جنوبی منطقه بعنوان مرزهای پهنه برشی در نظر گرفته شده اند. بدین ترتیب امتداد و شیب گسلهای راندگی نشان دهنده امتداد و شیب مرز پهنه برشی خواهند بود. فرض فوق بوسیله (Jones et al., 2004) در مطالعه هندسه مناطق برشی مورد استفاده قرار گرفته است. بنابراین بر اساس راستای گسلهای مذکور در نقشه زمین شناسی، امتداد تقریبی مرز پهنه برشی $N60W$ در نظر گرفته شد. همچنین بر اساس مقدار میانگین شیب صفحات گسلی موجود در منطقه مشخصات شیب مرزهای پهنه برشی در حدود $(40NE)$ تخمین زده شد. همانگونه که ذکر گردید صفحه عمود بر محور تاوایی (VNS) صفحه ای است که در آن حداکثر عدم تقارن ساختارها بوقوع می‌پیوندد. این صفحه همان صفحه XZ بیضوی کرنش می‌باشد. از اینرو بمنظور دستیابی به صفحه VNS صفحه گذرا از قطب سطوح برگوارگی و راستای خط وارگی موجود در منطقه ترسیم گردید (شکل ۸) و یک راستای میانگین بعنوان مشخصات صفحه عمود بر محور تاوایی تعیین گردید ($86W/02$). شکل ۹ الف، تحلیل استریوگرافیکی مرز پهنه برشی و صفحه عمود بر محور تاوایی را نشان می‌دهد. بر اساس نتایج بدست آمده راستای برش نه به موازات امتداد مرز پهنه برشی بوده و نه در جهت شیب واقعی آن می‌باشد. مقدار زاویه θ (زاویه ریک خط حاصل از برخورد مرز پهنه برشی و صفحه VNS) در حدود 52 درجه می‌باشد. از

محققین مختلف مورد استفاده قرار گرفته است (Faghih, 2008; Sarkarinejad et al., 2010; Samani, 2013; Keshavarz and Faghih, 2020). هر چند که با توجه به ماهیت متفاوت دگرشکلی در بخش های مختلف پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان می توان محدوده های متفاوتی از دمای دگرشکلی را انتظار داشت. مطالعات ساختاری و تحلیل های استریوگرافیکی نشان دهنده وجود مولفه برشی راستگرد در محدوده مورد مطالعه می باشد. تحلیل های انجام شده جهت فهم چگونگی هندسه این ناحیه بر اساس الگوی برگوار گیها، خط وار گیها، مرز پهنه برشی و صفحه عمود بر محور تاوایی نشان دهنده وجود هندسه تریکلینیک در این پهنه برشی می باشد. چنین مطالعاتی جهت فهم هندسه پهنه های دگرشکل شده در سایر بخش های زاگرس بوسیله برخی محققین صورت پذیرفته است. بعنوان مثال Sarkarinejad et al., (2010) با استفاده از تحلیل ساختاری برگوار گی ها و خط وار گیهای منطقه ده وزیر واقع در شمال شرق نیریز هندسه تریکلینیک را برای این پهنه برشی ارائه کرده اند. با توجه به موقعیت گسل های رانندگی به عنوان مرزهای پهنه برشی و هندسه بدست آمده می توان مدل ترافشارش مایل با هندسه تریکلینیک (Triclinic Inclined Transpression) را بعنوان بهترین مدل برای تکامل ساختاری پهنه مورد مطالعه ارائه نمود (شکل ۹ ب).

تقدیر و تشکر

بدین وسیله نویسندگان مقاله از حمایت های مالی و معنوی صورت گرفته توسط معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه شهید چمران اهواز در قالب پروانه (GN: SCU.EG98.341) در انجام این پژوهش کمال تشکر و قدردانی را می نمایند.



شکل ۹ الف) تحلیل استریوگرافیکی مرز پهنه برشی و صفحه عمود بر محور تاوایی ب) مدل سه بعدی تکامل ساختاری منطقه و ارائه مدل ترافشارش مایل با هندسه تریکلینیک

نتیجه گیری

مطالعات ساختاری و ریزساختاری صورت گرفته در بخش های مختلف منطقه سنندج-سیرجان نشان دهنده تکامل ساختاری این مناطق تحت تاثیر عملکرد ترکیبی از تنش های برشی ساده و محض می باشد بگونه ای که مدل ترافشارش (Transpression) بعنوان یک مدل مناسب جهت تکامل ساختاری پهنه سنندج-سیرجان ارائه شده است (Mohajjel and Fergussen, 2000, Sarkarinejad et al., 2010). در دو دهه اخیر هندسه مناطق دگرشکل شده و بویژه هندسه مناطق برشی مورد توجه بسیاری از محققین قرار گرفته است. از آنجا که مناطق برشی محل تمرکز برخی عناصر و کانیهای معدنی مهم می باشند لذا فهم الگوی عناصر ساختاری و هندسه این مناطق دارای اهمیت می باشد. تحلیل های حاصل از مطالعات محور C کانی کوارتز و بررسی زاویه باز شدگی محور C کوارتز نشان دهنده وقوع دگرشکلی در محدوده دمایی 50 ± 55 تا 50 ± 64 درجه سانتیگراد است. به گونه ای که می توان وقوع دگرشکلی های دما متوسط تا دما بالا را برای منطقه مطالعاتی در نظر گرفت. استفاده از زاویه باز شدگی محور C کانی کوارتز جهت تخمین دمای دگرشکلی در چندین نقطه از پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان توسط



منابع

- شیست های منطقه زمان آباد. رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهیدچمران اهواز.
- سامانی، ب. ساکی، ع. تقی زاده، س.، ۱۳۹۸. تحلیل استرین نهایی در شیست های آندالوزیت دار جنوب شرق همدان. فصلنامه پژوهش های دانش زمین. پذیرفته شده جهت انتشار.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211-238.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran, and its proforeland evolution. *American Journal of Science* 304, 1-20.
- Aliani, F., Maanijou, M., Sabouri, Z., Sepahi, A.A., 2012. Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive Complex, Hamedan, Iran. *Chemie der Erde*, 72: 363-383.
- Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210-265.
- Bouchez, J.L., 1977. Plastic deformation of quartzites at low temperatures in an area of natural strain gradient. *Tectonophysics* 39, 25-50.
- Bouchez, J.L., Pecher, A., 1981. Himalayan Main Central Thrust pile and its quartzrich tectonites in central Nepal. *Tectonophysics* 78, 23-50.
- Faghih, A., 2008. Structural evolution of accretion and collision processes of the Zagros orogeny, Iran. Unpublished PhD thesis, Shiraz University, Iran.
- Fergusson, C. Nutman, A. Mohajjel, M. Bennett, V.C., 2016. The Sanandaj-Sirjan Zone in the Neo-Tethyan suture, western Iran: Zircon U-Pb evidence of late Palaeozoic rifting of northern Gondwana and mid-Jurassic orogenesis, *Gondwana Research*, 58: 216-238.
- Fossen, H., 2016. *Structural Geology*. Cambridge University Press.
- Jessell, M.W., 1987. Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *Journal of Structural Geology* 9, 1007-1014.
- Hirth, G., Teyssier, C., Dunlap, W.J., 2001. An evaluation of quartzite flow laws based on comparisons between experimentally and naturally deformed rocks. *International Journal of Earth Sciences* 90, 77-87.
- Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Baily, W., 1997. Lateral extrusion in transpression zones. *Journal of Structural Geology* 19, 1201-1217.
- Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Clegg, P., McCaffrey, K., Tavarnelli, E., 2004. Inclined transpression. *Journal of Structural Geology* 26, 1531-1548.
- Keshavarz, S., Faghih, A., 2020. Heterogeneous sub-simple deformation in the Gol e Gohar shear zone (Zagros, SW Iran): insights from microstructural and crystal fabric analyses. *International Journal of Earth Sciences*. In press.
- Kruhl, J.H., 1998. Reply: prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 142-146.
- Law, R.D., Searle, M.P., Simpson, R.L., 2004. Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan Slab, Everest Massif, Tibet. *Journal of Geological Society, London* 161, 305-320.
- Lin, S., Jiang, D., Williams, P.F., 2007a. Importance of differentiating ductile slickenside striations from stretching lineations and variation of shear direction across a high-strain zone. *Journal of Structural Geology* 29, 850-862.
- Lin, S., Jiang, D., Williams, P.F., 2007b. Kinematics of shear zones: a review with emphasis on a triclinic model and the importance of differentiating ductile slickenside striations from stretching lineations. *Geological Bulletin of China* 26, 19-31.
- Lloyd, G.E., Freeman, B., 1994. Dynamic recrystallization of quartz under greenschist conditions. *Journal of Structural Geology* 16, 867-881.
- Mainprice, D., Bouchez, J.L., Blumenfeld, P., Tubia, J.M., 1986. Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology* 14, 819-822.
- McQuarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Journal of Structural Geology* 26, 519-535.
- Means, W.D., Hobbs, B.E., Lister, G.S., Williams, P.F., 1980. Vorticity and non-coaxiality in progressive deformations. *Journal of Structural Geology* 2, 371-378.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Structural Geology*, 22, 1125-139.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2006. *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg- New York.
- Ramsay, J.G., Graham, R.H., 1970. Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences* 7, 786-813.
- Samani, B., 2013. Quartz c-axis evidence for deformation characteristics in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran. *African Journal of Earth Sciences* 81, 28-34.
- Sanderson, D.J., Marchini, W.R.D., 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology* 6, 449-458.
- Sarkarnejad, K., Azizi, A., 2008. Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust

- System, Iran. *Journal of Structural Geology*, 30: 116–136.
- Sarkarinejad, K., Samani, B., Faghih, A., Grasemann, B., Moradipoor, M., 2010. Implications of strain and vorticity of flow analyses to interpret the kinematics of an oblique convergence event (Zagros Mountains, Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 38, 34–43.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A., Shang, C., Abedini, M.V., 2010. Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone Iran: New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39: 668–683.
- Short, H.A., Johnson, S.E., 2006. Estimating vorticity from fibrous calcite veins, central Maine, USA. *Journal of Structural Geology* 28, 1167–1182.
- Tikoff, B., Fossen, H., 1999. Three-dimensional reference deformations and strain facies. *Journal of Structural Geology* 21, 1497–1512.
- Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., Wiersma, D.J. 2010. *Atlas of Mylonites and related microstructures*. Springer Press.
- Tunini, L., Munt, I., Fernandez, M., Verges, J., Villasenor, A., 2015. Lithospheric mantle heterogeneities beneath the Zagros Mountains and the Iranian Plateau: a petrological-geophysical study. *Geophys Journal International* 200, 596–614.
- Williams, P.F., Jiang, D., Lin, S., 2006. Interpretation of deformation fabrics of infrastructure zone rocks in the context of channel flow and other tectonic models. In: Law, R., Searle, M., Godin, L. (Eds.), *Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation of Lower-mid Crust in Continental Collision Zones*. Geological Society of London, Special Publications 268, 221–235. 10
- Yang, T.N., Chen, J.L., Liang, M. J., Xin, D., Aghazadeh, M., Hou, Z.Q., Zhang, H.R., 2018. Two plutonic complexes of the Sanandaj–Sirjan magmatic-metamorphic belt record Jurassic to Early Cretaceous subduction of an old Neotethys beneath the Iran microplate, *Gondwana Research*, 62: 246–268.
- Xypolias, P., 2010. Vorticity analysis in shear zones: a review of methods and applications. *J. Struct. Geol.* 32, 2072–2092.



The geometric symmetry analysis of Kamery shear zone using planar and linear structural elements, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran

Babak Samani^{1*}, Adel Saki², Sahar Taghizadeh³

1. Associate professor, Faculty of Earth science, Shahid Chamran University of Ahvaz.
2. Associate Professor, Faculty of Earth science, Shahid Chamran University of Ahvaz.
3. Master of Tectonics, Faculty of Earth science, Shahid Chamran University of Ahvaz.



Abstract

Determination of geometry of shear zones will help us to understand the structural evolution of shear zones. Determination of vorticity vector based on 3-D structural studies in many cases is very difficult. Study of lineations, foliations, shear zone boundaries and vorticity normal section are very important and will help us to understand the geometry of shear zones. In this research with application of theoretical aspect of shear zones the main parameters of shear zones geometry were studied. Moreover, for determination of shear sense indicators and deformation geometry a case study was carried out in the Kamery shear zone southwestern Hamedan within the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt. Our results show occurrence of an important dextral shear component and scattering of lineation and pole of foliation around vorticity normal section. Deformation temperature analysis based on opening angle of quartz c-axis pattern reveals the deformation temperature between 550 ± 50 to 640 ± 50 °C. Finally, the Triclinic Inclined Transpression model was suggested for structural evolution of this shear zone.

Key words: Shear zone, Vorticity, Finite strain ellipsoid, Deformation temperature, Transpression

* samani.babak@gmail.com, b.samani@scu.ac.ir