

تحلیل استرین نهایی در شیست‌های آندالوزیت دار جنوب شرق همدان

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

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۷/۱۲

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۹/۱/۲۴

چکیده

در این پژوهش با استفاده از عناصر ساختاری به مطالعه فازهای دگرشکلی و پارامترهای استرین در شیست‌های آندالوزیت دار جنوب شرق همدان پرداخته شده است. در این تحقیق با استفاده از تحلیل استریوگرافی عناصر برگوارگی و خطوارگی، الگوی صفحات فاقد طول شدگی نهایی به عنوان معیاری جهت تحلیل استرین نهایی مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج نشان دهنده وقوع دو فاز دگرشکلی در منطقه می‌باشد. مقادیر نسبت استرین در اولین فاز دگرشکلی به صورت $R_{xz}=4.3$ ، $R_{xy}=2.2$ و $R_{yz}=1.9$ و مقادیر نسبت استرین برای دومین فاز دگرشکلی به صورت $R_{xz}=3.6$ ، $R_{xy}=2.0$ و $R_{yz}=1.8$ محاسبه گردید. فاکتور شکل بیضوی استرین (k) در هر دو فاز دگرشکلی نشان دهنده بیضوی کشیده شده سه محوری می‌باشد. تاثیر دومین فاز دگرشکلی به صورت تغییر موقعیت محورهای متوسط و کوچک بیضوی استرین در نتیجه چرخش حول محور بزرگ استرین می‌باشد. به احتمال زیاد این تغییر جهت یابی محورهای استرین در نتیجه نفوذ و جایگیری توده باتولیت الوند می‌باشد. محاسبه مقادیر عدد جنبش شناختی تاوایی حاکی از غالب بودن مولفه استرین برشی ساده در هر دو فاز دگرشکلی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: بیضوی استرین، استرین نهایی، عدد جنبش شناختی تاوایی، سطوح فاقد طول شدگی نهایی.

مقدمه

تحلیل استرین در مناطق دگرشکلی یکی از موضوعاتی است که در سال‌های اخیر مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان ساختاری قرار گرفته است. مطالعات استرین با توجه به امکانات و داده‌های قابل برداشت در صحرا زمین‌شناسان را به درک پارامترهایی همچون مقادیر کمی استرین تکتونیکی در سطوح اصلی بیضوی استرین، جهت یابی محورهای اصلی بیضوی استرین، شکل و ماهیت بیضوی استرین و نوع استرین‌های عمل‌کننده در شکل‌گیری و تکامل ساختاری هر منطقه رهنمود می‌سازد.

مهم‌ترین اصل در تحلیل استرین یافتن عناصر یا نشانگرهایی است تا بتوان از آنها در اندازه‌گیری استرین استفاده نمود (Ramsay and Huber, 1983; Xypolias, 2009). تاکنون روش‌های زیادی به وسیله محققین زمین‌شناسی ساختمانی جهت برآورد مقادیر استرین در سنگ‌های دگرریخت شده ارائه شده است (Ramsay and Huber, 1983; Xypolias, 2009; Fossen, 2016). مهم‌ترین اصل در مطالعات استرین یافتن نشانگرهایی است که محققین را در انجام اندازه‌گیری‌های کمی یاری کند (Ramsay and Huber, 1983). نشانگرهایی همچون اوایت‌ها، پیزولیت‌ها، قلوه‌های موجود در سنگ‌های کنگلومرای دگرشکل شده و برخی از انواع فسیل‌ها. این مساله در بسیاری از جایگاه‌های زمین‌شناسی به دلیل عدم حضور نشانگرهای مناسب باعث ایجاد محدودیت در انجام اینگونه مطالعات گشته است. اما در سال‌های اخیر به دلیل افزایش تنوع روش‌های اندازه‌گیری استرین و استفاده از نشانگرهای گوناگون این محدودیت‌ها تا حد زیادی از بین رفته است (Xypolias, 2009; Fossen, 2010). به گونه‌ای که امروزه از عناصری همچون استیلولیت-

ها، رگچه‌های کششی، کلاست‌های آذرین و رسوبی، فابریک‌های مختلف در سنگ‌های دگرگونی، برخی کانی‌ها و ... به عنوان نشانگرهای استرین استفاده می‌شود (Fossen, 2016).

برای توضیح کامل یک دگرریختی همگن سه بعدی شش پارامتر مورد نیاز می‌باشد: سه پارامتر مربوط به جهت یابی محورهای اصلی بیضوی استرین بوده و سه پارامتر دیگر مربوط به نسبت استرین در صفحات اصلی بیضوی استرین می‌باشد (Ramsay and Huber, 1983). معمولاً مطالعات دو بعدی استرین می‌تواند به صورت کامل ویژگی‌های بیضوی استرین در سه بعد را تشریح نماید. رامسی و هابر (Ramsay and Huber, 1983) چهار روش را برای اندازه‌گیری استرین سه بعدی از طریق اندازه‌گیری‌های دو بعدی ارائه داده‌اند. یکی از این روش‌ها اندازه‌گیری استرین در دو صفحه اصلی بیضوی استرین و تعیین استرین در صفحه سوم از طریق ایجاد تناسب بین سه صفحه اصلی استرین و استفاده از نمودار فلین^۱ به منظور درک تصویر سه بعدی بیضوی استرین می‌باشد. به طور کلی روش‌های مختلفی برای اندازه‌گیری و تحلیل استرین نهایی در سنگ‌ها وجود دارد.

از آن‌جا که در شرایط طبیعی سنگ‌ها طی مکانیزم‌های مختلفی دگرشکل می‌شوند بنابراین ممکن است روش‌های مختلف تحلیل استرین نتایج متفاوتی را در بر داشته باشد (Ramsay and Huber, 1983).

جهت‌یابی و پراکندگی محور بزرگ نشانگرهای استرین در سنگ‌های دگرشکل شده حاوی اطلاعات ارزشمندی از مقدار استرین و تاریخچه دگرشکلی می‌باشد. در این تحقیق شیست‌های آندالوزیت دار جنوب همدان مورد بررسی قرار گرفته است.

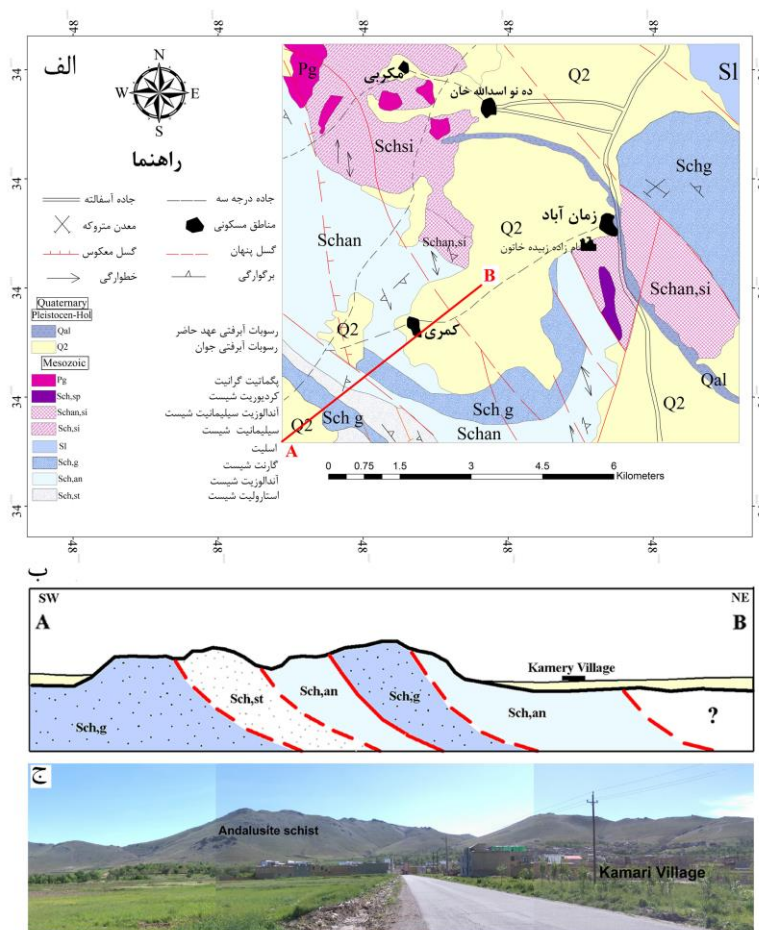
منطقه مورد مطالعه جایگاه زمین شناسی

کمربند چین و راندگی زاگرس بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا می باشد که در حاشیه شمال خاوری ورقه عربستان قرار گرفته است (Berberian and King, 1981). این کمربند 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 کمربند کوهزایی زاگرس در نتیجه سه رخداد اصلی (آ) فرورانش ورقه اقیانوسی دریای تتیس جوان به زیر ورقه قاره ای ایران در طول کرتاسه پایینی، (ب) جاگیری و رورانش بخشی از پوسته اقیانوسی تتیس جوان بر روی حاشیه ورقه آفرو-عربی و توسعه افیولیت 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، کمربند کوهزایی زاگرس شامل سه بخش اصلی: (۱) کمربند ماگمایی ارومیه دختر، (۲) کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان و (۳) کمربند 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 (Sarkarinejad et al, 2008, 2010). سنگ های دگرریخت شده کمربند 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 Fergusson, 2000; Mc Quarie,)

(2004). برخی محققین همچون محجل و فرگوسن (Mohajjel and Fergusson, 2000) ساختاری سنندج-سیرجان را از نوع چین های بسته و هم راستا در مقیاس بزرگ می دانند. ولی برخی محققین دیگر تکامل ساختاری سنندج-سیرجان را در ارتباط با عملکرد ساختارهای دوپلکسی و سیستم های فلسی بزرگ تا کوچک مقیاس با شیب عمومی شمال شرقی می دانند که در اثر آن بخشی از سنگ های فانروزوئیک دگرگونه و غیر دگرگونه به اندازه های نسبتا زیاد جابجا شده اند (Alavi, 2004; Sarkarinejad et al, 2010, 2017). نتیجه مطالعات اخیر نشان می دهد که عملکرد هم زمان نیروهای همگرایی و برشی مهم ترین تاثیر را در تکامل ساختاری این بخش به عهده داشته اند. به گونه ای که براساس مطالعات اخیر می توان رژیم ترافشارش راستگرد را مهم ترین پارامتر در توسعه پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان دانست (Mohajjel and Fergusson, 2000; Sarkarinejad et al, 2010; Fergusson et al, 2016). جابجایی و انباشتگی توده های راندگی سبب افزایش ستبرای پوسته قاره ای به اندازه تقریبی ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر شده است که بی هنجاری گرانی بوگه منفی موید 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 کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان می باشند. واحدهای سنگی منطقه عمدتاً سنگ های اسلیتی و شیستی بوده که شامل کانی های آندالوزیت، سیلیمانیت، گارنت، مسکوویت و بیوتیت می باشند. این سنگ ها شدیداً صخره ساز بوده و دارای رنگ تیره می باشند. براساس نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ همدان، تهیه شده

می‌باشند که با مقداری گرانیته نوع I و A همراهی می‌شوند (Aliani et al, 2012). سنگ‌های حدواسط و مافیک نیز به ترتیب شامل کوارتز دیوریت و انواع مختلف گابرو می‌باشند (Shahbazi et al, 2010). مطالعات اخیر آشکار ساخته‌اند که تزریق بخش‌های 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 الف نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. همچنین اشکال ب و ج به ترتیب نیمرخ زمین‌شناسی و تصویر صحرایی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهند.

توسط سازمان زمین‌شناسی کشور اکثر واحدهای سنگی در این محدوده متعلق به مزوزوئیک می‌باشند و توده باتولیت الوند مهم‌ترین توده نفوذی در شمال غرب منطقه مورد مطالعه می‌باشد. کمپلکس آذرین الوند یکی از مهم‌ترین توده‌های آذرین در بخش شمالی سنندج- سیرجان محسوب می‌شود. این کمپلکس عمدتاً از سنگ‌های گرانیته‌ی تدی به همراه مقداری سنگ‌های حدواسط و مافیک ساخته شده است که در طی فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته ایران در طی تریاس پایانی تا کرتاسه آغازین شکل گرفته است (Shahbazi et al, 2010; Yang et al, 2018). بیشتر گرانیته‌های کمپلکس الوند از نوع S



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه. (ب) نیمرخ زمین‌شناسی شماتیک از توالی واحدهای سنگی. (ج) تصویر صحرایی از واحدهای سنگی دگرگونه شیستی.

مواد و روش‌ها

در این تحقیق شیست‌های آندالوزیت دار جنوب همدان به دلیل توسعه ساختارهای برگوارگی و خطوارگی جهت انجام مطالعات مورد توجه قرار گرفته است. تحلیل‌های ساختاری و ریزساختاری جهت فهم ویژگی‌های بافت ساختاری و تشخیص سن نسبی فرایندهای دگرشکلی و تعیین فازهای مختلف دگرشکلی در این سنگ‌ها صورت پذیرفت. به منظور تعیین مقادیر استرین تکتونیکی، میزان تاوایی جنبش شناختی^۲. شکل سه بعدی بیضوی استرین و توزیع استرین، عناصر ساختاری برگوارگی حاصل از جهت یابی کانی‌های میکایی و خطوارگی حاصل از طویل شدگی کانی‌های آندالوزیت مورد توجه قرار گرفته است. با استفاده از تحلیل استریوگرافی عناصر ساختاری، جهت‌یابی محورهای اصلی بیضوی استرین و هندسه سطوح فاقد طویل شدگی نهایی مورد ارزیابی قرار گرفته است. هندسه سطوح فاقد طویل شدگی نهایی به عنوان معیاری جهت تعیین مقادیر نسبت استرین نهایی در سطوح اصلی بیضوی استرین قرار گرفت. همچنین با استفاده از توابع تصویری و مقادیر نسبت استرین در سطوح اصلی بیضوی استرین، مقادیر عدد تاوایی جنبش شناختی و نسبت درصدی استرین برش ساده و برش محض تعیین گردیده است.

نتایج

بررسی‌های بافت ساختاری

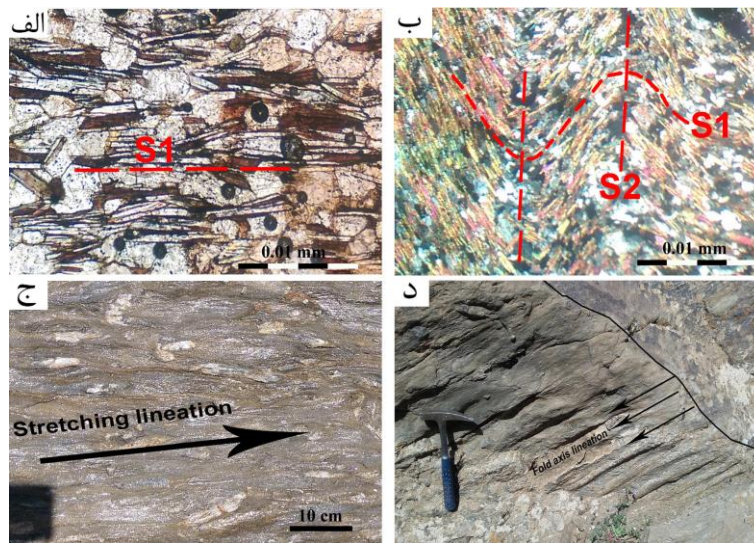
بررسی‌های ریزساختاری و بافت ساختاری حاکی از توسعه سه دسته برگوارگی و دو دسته خطوارگی مشخص در محدوده مورد مطالعه می‌باشد. دسته اول برگوارگی در ارتباط با همسویی کانی‌های ورقه‌ای در ارتباط با فرایند رسوب‌گذاری اولیه بوده و معمولاً آثار آن در نتیجه پیشرفت

دگرشکلی‌ها کمتر قابل مشاهده می‌باشد (ایزدی کیان و همکاران، ۱۳۸۸). از آنجا که این برگوارگی طی فرایند رسوب‌گذاری شکل گرفته است، در این مطالعه به عنوان یک سطح برگوارگی حاصل از دگرشکلی تعبیر نشده است. دسته اول برگوارگی‌های حاصل از دگرشکلی در ارتباط با جهت‌گیری و پشت سرهم قرار گرفتن کانی‌های ورقه‌ای و میکایی و شکل‌گیری سطوح S1 می‌باشد (شکل ۲الف). این سطح مهم‌ترین و نافذترین سطح فابریکی در منطقه بوده و باعث ایجاد یک شیستوزیته در سنگ‌ها شده است. دسته دوم سطوح صفحه‌ای (S2) در ارتباط با چین خوردگی سطوح برگوارگی (S1) و شکل‌گیری سطوح محوری ریزچین‌های حاصل از چین‌خوردگی سطوح برگوارگی نسل اول (S1) می‌باشد (شکل ۲ب). مشاهدات و مطالعات ساختاری حاکی از توسعه دو دسته خطوارگی متفاوت در منطقه می‌باشد. یک دسته از خطوارگی‌ها، خطوارگی‌های حاصل از کشیدگی کانی‌های آندالوزیت بوده که باعث شکل‌گیری یک خطوارگی کشیدگی کانیایی بر روی سطوح برگوارگی شده است (شکل ۲ج). دسته دوم خطوارگی‌ها، خطوارگی‌های ساختاری حاصل از محور چین‌خوردگی‌های سطوح S1 می‌باشد (شکل ۲د). با توجه به همسویی این دو دسته خطوارگی احتمالاً می‌توان چنین استنباط کرد که این دو دسته خطوارگی در یک رخداد دگرشکلی مشابه توسعه یافته‌اند. از مهم‌ترین ریز ساختارهای توسعه یافته در منطقه می‌توان به سطوح برشی S-C، پورفیروبلاست‌های نوع سیگما و فی، سایه‌های فشاری و کلاه‌های فشاری اشاره نمود (شکل ۳). نشانگرهای برش در مقاطع دستی و میکروسکوپی حاکی از وجود یک مولفه برشی راستگرد در منطقه می‌باشد. شکل ۴ تحلیل استریوگرافی عناصر ساختاری ذکر شده و الگوی

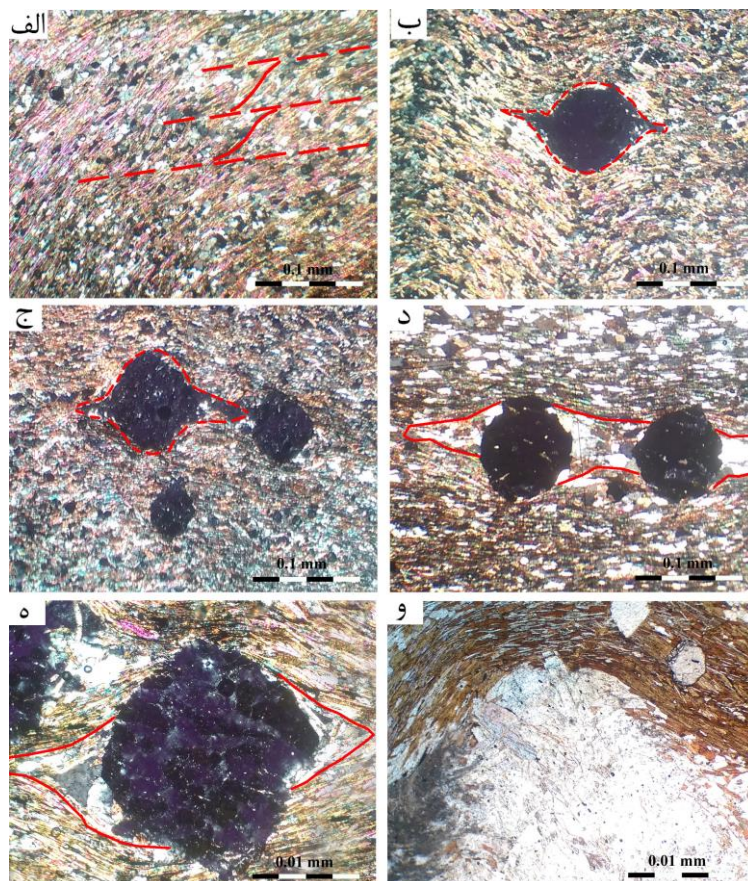
خطوارگی توسعه یافته‌اند فرض بر این است که سطح برگوارگی به موازات صفحه XY بیضوی استرین بوده و راستای موازی با خطوارگی منطق بر راستای محور بزرگ یا محور X بیضوی استرین می‌باشد. همچنین مقطعی که به موازات خطوارگی و عمود بر صفحه برگوارگی قرار دارد موقعیت صفحه XZ بیضوی استرین را نشان خواهد داد (Ramsay, 1967; Talbot, 1970; Twiss and Moore, 2004; Law et al, 2004; Xypolias, 2010; Fossen, 2016). با استفاده از داده‌های حاصل از این دو عنصر ساختاری و تحلیل استریوگرافیکی آنها و با به کارگیری نرم‌افزار تحلیل استریوگرافیکی SpheriStat 2.2 موقعیت میانگین قطب سطوح برگوارگی (راستای بیشینه کوتاه شدگی) و خطوارگی (راستای بیشینه کشیدگی) به عنوان موقعیت فضایی محور های Z و X بیضوی کرنش مشخص گردید. صفحه گذرا از این دو محور موقعیت صفحه XZ بیضوی کرنش را نشان می‌دهد. قطب این صفحه راستای محور Y بیضوی کرنش را در اختیار می‌گذارد. بر این اساس موقعیت سطوح اصلی بیضوی کرنش XY، XZ و YZ برای دو فاز اصلی دگرشکلی در منطقه تعیین گردید (شکل ۵ الف و ب). بنابراین محورهای اصلی بیضوی استرین در اولین فاز دگرشکلی بصورت $X=184/16$ ، $Y=88/3$ و $Z=350/76$ (شکل ۵ الف) و در دومین فاز دگرشکلی به صورت $X=195/20$ ، $Y=345/59$ و $Z=95/12$ می‌باشند (شکل ۵ ب). مقایسه جهت‌یابی محورهای استرین در دو فاز دگرشکلی حاکی از چرخش بیضوی استرین حول محور بزرگ بیضوی استرین و جابجایی در جهت‌گیری محورهای متوسط و کوچک بیضوی استرین می‌باشد (شکل ۵ ج).

پراکندگی مکانی آن را نشان می‌دهد. از آنجا که هدف اصلی این مطالعه انجام تحلیل‌های استرین می‌باشد و مطالعه ریزساختاری و بررسی فازهای مختلف دگرشکلی از اهداف اصلی این پژوهش نبوده لذا کمتر به این مقوله پرداخته شده است. با این وجود مطالعاتی که به صورت تخصصی به بررسی و تفکیک فازهای دگرشکلی در منطقه همدان و مناطق اطراف پرداخته‌اند تعداد فازهای مختلفی را شناسایی کرده‌اند. معمولاً مهم‌ترین اختلاف در تعداد فازهای شناسایی شده تفاوت در میزان نافذ بودن ساختارها و ریزساختارهای حاصل از فازهای مختلف و یا تفاوت در میزان هم محوری^۳ و ناهم محوری^۴ جریان دگرشکلی در نقاط مختلف باشد (Bickle and Hawkesworth, 1978). مطالعات صورت گرفته به وسیله محققین مختلف در پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان و به ویژه منطقه همدان و مناطق اطراف دو تا پنج فاز دگرشکلی و دگرگونی را در بخش‌های مختلف تشخیص داده‌اند (Mohajjel and Fergussen, 2004; Sepahi et al, 2000) و (ایزدی کیان و همکاران، ۱۳۸۸). طی مطالعات و مشاهدات صورت گرفته در این پژوهش در منطقه مورد مطالعه حداقل دو فاز دگرشکلی غالب به عنوان فازهای دگرشکلی معرفی شده‌اند.

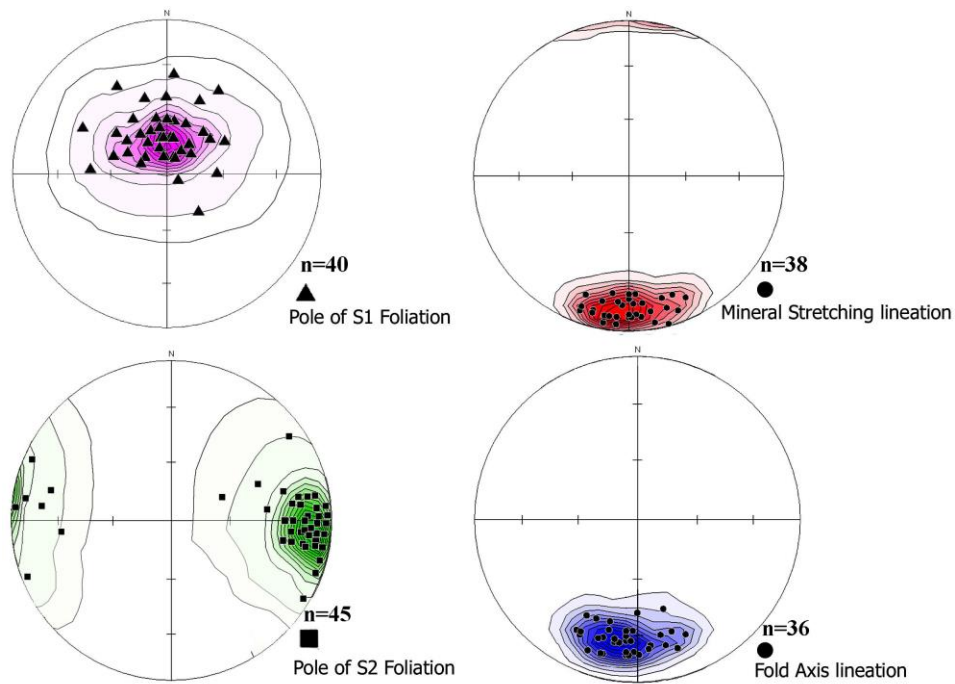
آنالیز جهت‌یابی محورهای اصلی بیضوی استرین
تحلیل جهت‌یابی محورهای اصلی بیضوی استرین یکی از بخش‌های مهم در تحلیل‌های استرین در هر منطقه می‌باشد. یکی از روش‌های متداول و مهم در تحلیل جهت‌یابی محورهای استرین استفاده از عناصر ساختاری توسعه یافته در هر محدوده می‌باشد. در مطالعات صحرایی تعیین جهت‌یابی محورها و سطوح اصلی بیضوی استرین با استفاده از برخی عناصر ساختاری امکان‌پذیر می‌باشد. در مناطقی که ساختارهای برگوارگی و



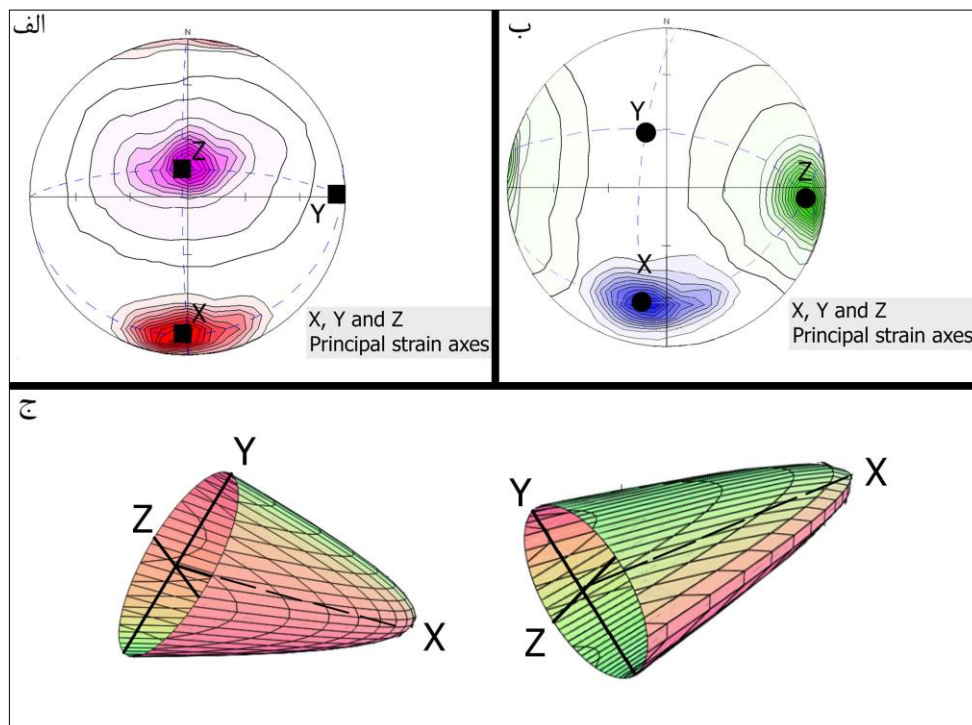
شکل ۲: الف) جهت یافتگی کانی‌های ورقه‌ای و توسعه سطح S1. ب) توسعه سطوح S2 در نتیجه چین خوردگی سطوح S1. ج) خطوارگی کشیدگی حاصل از پشت سر هم قرارگیری کانی‌های طولیل شده آندالوزیت. د) خطوارگی حاصل از محور ریزچین‌های موجود در منطقه.



شکل ۳: الف) سطوح برشی S-C. ب) ساختار برشی نوع سیگما. ج) ساختارهای برشی نوع فی. د) توسعه سایه‌های فشاری. ه) پورفیروبلاست نوع سیگما همراه با رشد کانی‌های کوارتزی در حاشیه پورفیروبلاست. و) تجمع کانی‌های کم انحلال و توسعه ساختار کلاه فشاری.



شکل ۴: تحلیل استریوگرافی عناصر ساختاری صفحه‌ای و خطی حاصل از دو فاز دگرشکلی در محدوده مورد مطالعه



شکل ۵: الف) موقعیت محورها و سطوح اصلی بیضوی استرین حاصل از اولین فاز دگرشکلی. ب) موقعیت محورها و سطوح اصلی بیضوی استرین حاصل از دومین فاز دگرشکلی. ج) تصویر سه بعدی از بیضوی استرین و تغییر موقعیت محوره‌های اصلی بیضوی استرین در فازهای اول و دوم دگرشکلی.

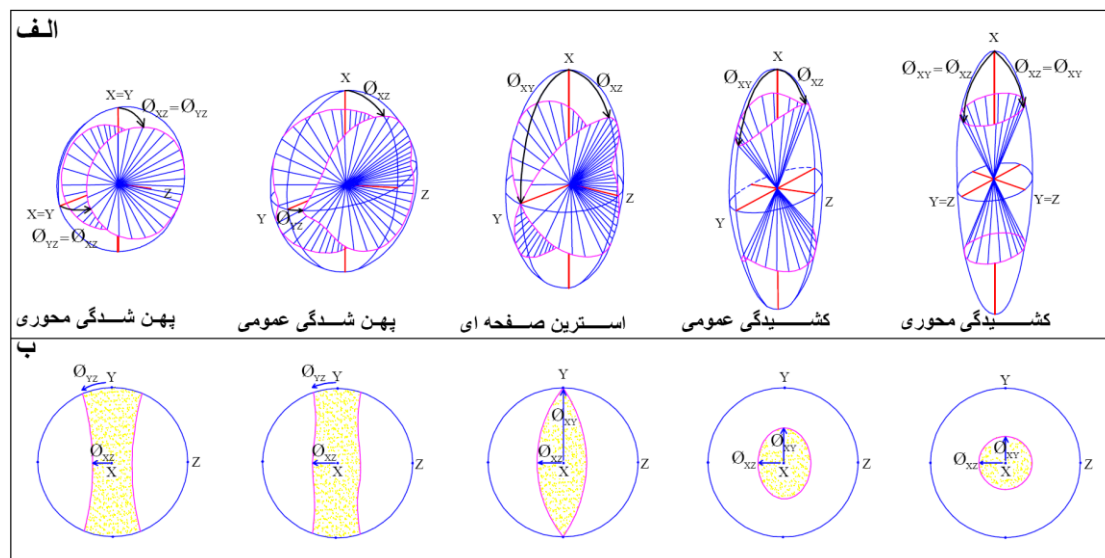
تحلیل کمی مقادیر استرین نهایی

تحت شرایط دگرریختی همگن بدون تغییر حجم پنج نوع بیضوی استرین حاصل می‌شود (Flinn, 1962; Ramsay and Huber, 1983). درون این بیضوی‌های استرین خطوطی وجود دارد که طول آنها قبل و بعد از دگرریختی با هم برابر می‌ماند. این خطوط، خطوط فاقد طولی شدگی نهایی نام دارند^۵ (Ramsay, 1967; Ramsay and Huber, 1983; Fossen, 2016). جهت یابی متفاوت این خطوط سطوحی را به وجود می‌آورد که بخش-های طولی شدگی و کوتاه شدگی را درون بیضوی استرین تفکیک می‌کنند (شکل ۶) در حالت استرین صفحه‌ای^۶ راستای خطوط فاقد طولی شدگی نشان دهنده دو مقطع دایره‌ای و تخت می‌باشد. اما در سایر بیضوی‌های استرین این سطوح تخت نبوده و دارای هندسه مخروط دوتایی با قاعده دایره‌ای یا بیضوی می‌باشند (شکل ۶ الف). براساس زاویه این سطوح بر روی سطوح اصلی بیضوی استرین (Φ_{XY} , Φ_{XZ} , Φ_{YZ}) می‌توان شکل این سطوح را تعیین نمود. مقادیر این زوایا در ارتباط با مقدار طولی شدگی اصلی می‌باشد. شکل ۶ ب اندازه‌گیری این زوایا در شبکه هم مساحت را نشان می‌دهد. در بیضوی پخ شده^۷ این زوایا در صفحات اصلی XZ و YZ بیضوی استرین اندازه‌گیری می‌شوند به گونه‌ای که همیشه مقدار زاویه Φ_{XZ} از زاویه Φ_{YZ} بزرگتر می‌باشد. در حالی که در بیضوی پخ شده تک محوری^۸ همواره $\Phi_{XZ} = \Phi_{YZ}$ می‌باشد (شکل ۶). در مورد بیضوی کشیده شده^۹ این زوایا در صفحات اصلی XZ و XY اندازه‌گیری می‌شوند و در آن همواره $\Phi_{XY} > \Phi_{XZ}$ بوده در حالی که در بیضوی کشیده تک محوری^{۱۰} این دو زاویه با هم برابر می‌باشند. مطالعه و تحلیل استریوگرافیکی ساختارهایی همچون برگواگی‌ها، خطوارگی‌ها، بودین‌ها و چین‌ها که با استفاده از

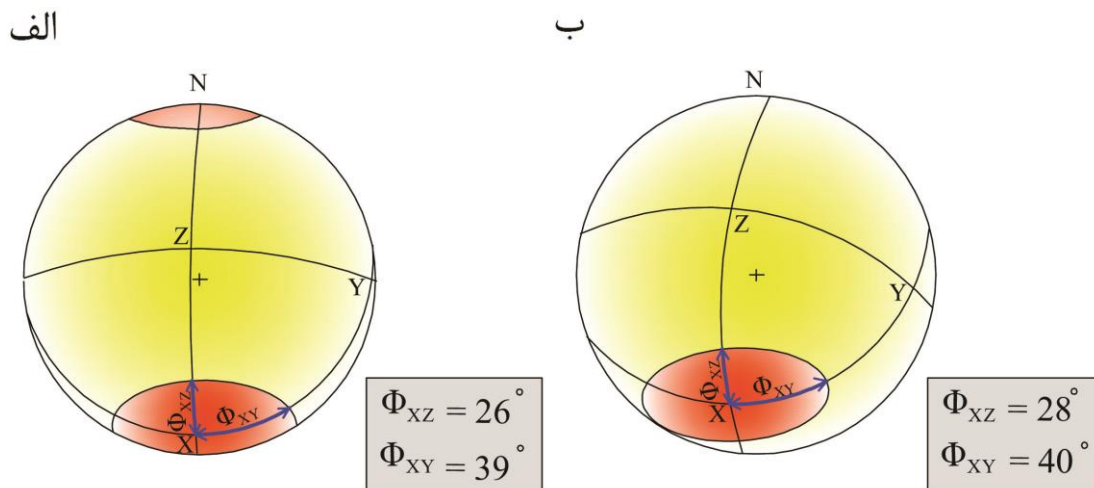
آنها بتوان حوضه‌های طولی شدگی و کوتاه شدگی را تفکیک نمود به ما در شناخت هندسه راستاهای خطوط بدون طولی شدگی یا هندسه صفحات دربرگیرنده این خطوط کمک خواهد نمود. در این تحقیق با استفاده از تحلیل استریوگرافی راستای خط وارگی‌ها و قطب برگواگی‌ها، قلمروهای کشیدگی و کوتاه شدگی مشخص گردید و با استفاده از اندازه‌گیری مقادیر زاویه‌ای سطوح فاقد طولی شدگی نهایی نسبت به راستای محورهای اصلی بیضوی استرین مقادیر زاویه Φ اندازه‌گیری شد. (شکل ۷). براین اساس مقادیر Φ_{XZ} و Φ_{XY} در فاز اول دگرشکلی به ترتیب ۳۹ و ۲۶ درجه و مقادیر Φ_{XZ} و Φ_{XY} در دومین فاز دگرشکلی به ترتیب ۴۰ و ۲۸ درجه تعیین گردید (شکل ۷). از این رو در هر فاز دگرشکلی اول و دوم شکل بیضوی استرین به صورت بیضوی کشیده شده^{۱۱} می‌باشد. با در دست داشتن مقادیر زاویه‌ای سطوح فاقد طولی شدگی نسبت به محورهای اصلی استرین اندازه‌گیری مقادیر نسبت استرین در صفحات مختلف بیضوی استرین امکان‌پذیر می‌باشد. با استفاده از نمودار تصویری (Imber et al, 2012) مقادیر استرین در سطوح XZ و XY بیضوی استرین تعیین گردید. براین اساس مقادیر استرین تکتونیک در دو سطح اصلی بیضوی استرین برای هر دو فاز دگرشکلی تعیین شد (شکل ۸). مقادیر نسبت استرین در اولین فاز دگرشکلی به صورت $R_{XZ}=4.3$ و $R_{XY}=2.2$ و مقادیر نسبت استرین برای دومین فاز دگرشکلی به صورت $R_{XZ}=3.6$ و $R_{XY}=2.0$ محاسبه گردید (شکل ۸). با استفاده از معادلات ارائه شده توسط Ramsay and Huber, 1983 (معادله رابطه ۱ و ۲) مقدار استرین در صفحه YZ بیضوی استرین و ضریب شکل بیضوی استرین (پارامتر k) نیز محاسبه گردید (جدول ۱).

رابطه ۲
 $k=R_{xy}-1/R_{yz}-1$

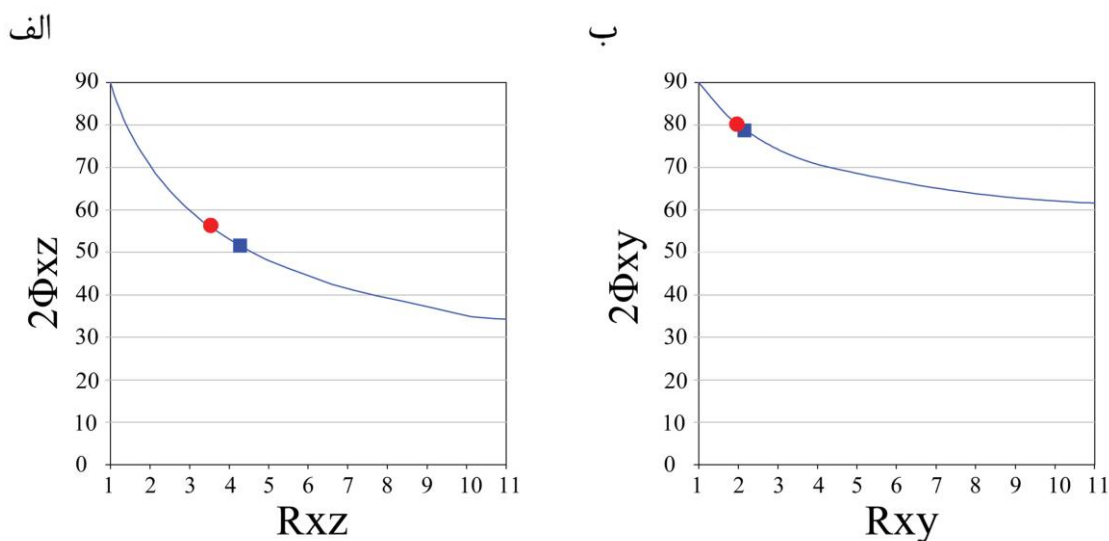
رابطه ۱
 $R_{xz}=R_{xy}.R_{yz}$



شکل ۶: الف) تصویر سه بعدی بیضوی‌های استرین و الگوی سطوح بدون طولیل شدگی نهایی. ب) تصویر استریوگرافی جهت یابی محورهای اصلی بیضوی استرین و الگوی صفحات فاقد طولیل شدگی نهایی به همراه قلمروهای طولیل شدگی و کوتاه شدگی.



شکل ۷: الف) تفکیک قلمروهای کشیدگی و کوتاه شدگی به همراه محاسبه مقادیر زوایای Φ_{XZ} و Φ_{XY} در فاز اول دگرشکلی. ب) تفکیک قلمروهای کشیدگی و کوتاه شدگی به همراه محاسبه مقادیر زوایای Φ_{XZ} و Φ_{XY} در فاز دوم دگرشکلی.



شکل ۸: الف) تعیین مقادیر استرین در سطوح XZ و XY بیضوی استرین در فاز اول دگرشکلی. ب) تعیین مقادیر استرین در سطوح XZ و XY بیضوی استرین در فاز دوم دگرشکلی.

جدول ۱: مقادیر زوایای Φ_{XZ} و Φ_{XY} ، مقادیر استرین در سطوح اصلی بیضوی استرین و پارامتر k

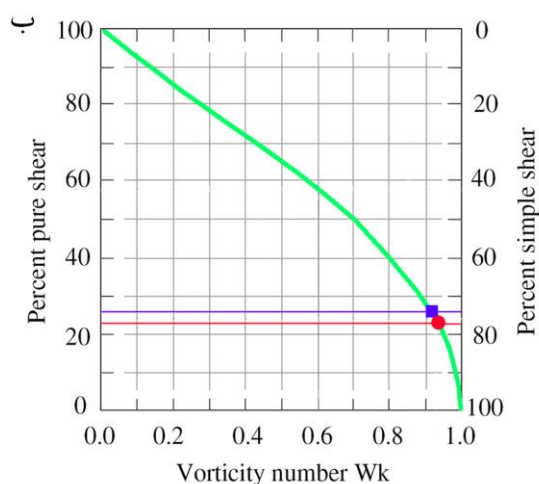
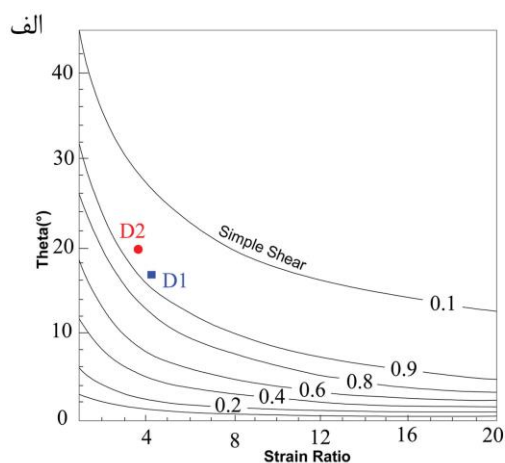
	$2\Phi_{XZ}$	$2\Phi_{XY}$	Rxz	Rxy	Ryz	k
D1	۵۲	۷۸	۴/۳	۲/۲	۱/۹	۱/۳
D2	۵۶	۸۰	۳/۶	۲/۰	۱/۸	۱/۲۵

جریان دگرشکلی برش محض و مقدار یک نشان دهنده جریان دگرشکلی برش ساده می‌باشد. پارامتر تاوایی دارای مقیاس خطی نبوده اما می‌تواند به وسیله محاسبه مقادیر درصدی مولفه‌های برش محض و ساده به یک پارامتر با مقیاس خطی تبدیل شود. فورت و بایلی (Fort and Bailey, 2007) سه میدان یا قلمرو دگرشکلی برش ساده، برش محض و برش عمومی را مورد توجه قرار دادند. دگرشکلی که در آن برش محض مولفه غالب می‌باشد تغییرات پارامتر تاوایی بین ۰ تا ۰/۳ می‌باشد و در آن برش ساده کمتر از ۲۰ درصد نقش دارد. در مقابل دگرشکلی که در آن برش ساده مولفه غالب می‌باشد تاوایی دارای مقادیر بزرگتر از ۰/۹۵ می‌باشد و در آن برش ساده بیشتر از ۸۵ درصد نقش ایفا می‌کند. مقادیر تاوایی بین ۰/۳ تا

تحلیل عدد تاوایی جنبش شناختی

عدد تاوایی جنبش شناختی (W_k) یک پارامتر بدون بعد از چرخش نسبی در استرین می‌باشد و نشان دهنده میزان کشیدگی متناسب با جابجایی در جریان دگرشکلی می‌باشد. در حقیقت تاوایی مشخص کننده چرخش لحظه‌ای نسبت به کشیدگی لحظه‌ای در یک نقطه می‌باشد (Means, el al, 1980; Fossen, 2016). بسیاری از روش‌های متداول تحلیل تاوایی از داده‌های جمع‌آوری شده از روی صفحه XZ بیضوی استرین نهایی (صفحه عمود بر برگوارگی و موازی با خط وارگی) استفاده می‌کنند که جریان دگرشکلی با یک مولفه تاوایی به موازات محور Y بیضوی استرین همراه می‌باشد. دامنه تغییرات پارامتر تاوایی بین صفر و یک می‌باشد که مقدار صفر نشان دهنده

به خط مبنا (خط افق) به وسیله تحلیل‌های استریوگرافی جهت‌یابی محورهای استرین تعیین گردید (شکل ۵). میزان انحراف محورهای بزرگ استرین نسبت به خط مبنا در فازهای اول و دوم دگرشکلی به ترتیب ۱۶ و ۲۰ درجه می‌باشد. بنابراین با استفاده از تابع تصویری (Bailey and Eyster, 2003)، مقادیر عدد تاوایی جنبش شناختی برای فازهای اول و دوم دگرشکلی به ترتیب ۰/۹۱ و ۰/۹۳ محاسبه گردید (شکل ۹الف). مقادیر حاصله حاکی از غالب بودن عملکرد برش ساده در هر دو فاز دگرشکلی می‌باشد. محاسبه مقادیر درصدی نسبت‌های برش ساده و برش محض نشان دهنده عملکرد ۷۴ درصد برش ساده و ۲۶ درصد برش محض در فاز اول دگرشکلی و ۷۶ درصد برش ساده و ۲۴ درصد برش محض در دومین فاز دگرشکلی می‌باشد (شکل ۹ب).



شکل ۹: الف) تعیین مقادیر عدد تاوایی جنبش شناختی در فازهای اول و دوم دگرشکلی. ب) تعیین مقادیر درصدی برش محض و برش ساده.

استرین بسیار راهگشا می‌باشد. در این تحقیق با استفاده از عناصر ساختاری و ریز ساختاری به تحلیل فازهای دگرشکلی و تحلیل کمی پارامترهای استرین پرداخته شد. نتایج نشان

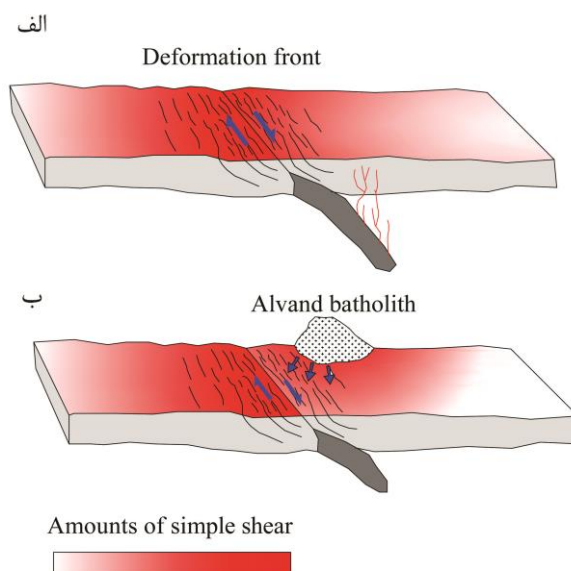
۰/۹۵ نشان دهنده جریان دگرشکلی عمومی می‌باشد. تاکنون روش‌های مختلفی جهت اندازه‌گیری عدد تاوایی در سنگ‌های دگرشکل شده ارائه شده است که برخی از مهم‌ترین آنها عبارتند از: (۱) روش استفاده از راستا و نسبت ابعادی پورفیروکلاست‌ها و تعیین نسبت ابعادی بحرانی (Wallis, 1995). (۲) استفاده از روش هیپربولیک (Simpson and De paor, 1997) و اندازه‌گیری کسینوس زاویه حاده هذلولی تفکیک کننده میدان‌های چرخش جلویی^{۱۲} و چرخش پشتی^{۱۳} در پورفیروکلاست‌ها. (۳) روش استفاده از اندازه‌گیری فابریک محور C کوارتز و نسبت استرین در صفحه XZ بیضوی استرین (Wallis, 1995) و (۴) استفاده از ارتباط بین نسبت استرین و جهت یابی محور بزرگ بیضوی استرین نسبت به یک خط مبنا (0)، (Bailey et al, 1999). در این تحقیق جهت یابی محور بزرگ استرین نسبت

نتیجه‌گیری

در بسیاری از موارد به دلیل عدم وجود نشانگرهای استرین استفاده از عناصر ساختاری همچون خطوارگی‌ها و برگواری‌ها در انجام مطالعات کمی

دلیل نزدیکی منطقه مورد مطالعه به زون پیشانی دگرشکلی حاصل از همگرایی مایل صفحات ایران و عربستان قسمت اعظم این فاز دگرشکلی (D1) به صورت مولفه استرین برش ساده در منطقه نمایان شده است. محصولات ساختاری این فاز دگرشکلی شدیداً تحت تأثیر دومین فاز دگرشکلی (D2) حاصل از جایگزینی توده باتولیت الوند قرار گرفته‌اند. نتایج این مطالعه وجود رژیم ترا فشاری یا همگرایی مایل در منطقه سندج-سیرجان را که پیشتر نیز به وسیله دیگر محققین زمین‌شناس ارائه شده است را تأیید می‌نماید. احتمالاً نفوذ و جایگیری باتولیت الوند موجب تغییر محلی در رژیم استرس و استرین منطقه گشته و باعث غلبه مولفه استرین برش ساده و شکل‌گیری مقادیر بالاتری از عدد جنبش شناختی تاوایی شده است. براساس نتایج حاصله سعی شده است تا مراحل تکامل ساختاری در منطقه مورد مطالعه به صورت شماتیک نشان داده شود (شکل ۱۰).

دهنده عملکرد حداقل دو فاز دگرشکلی غالب و مستقل در منطقه می‌باشد. نتایج حاصل از مطالعات استرین نشان می‌دهد که ماهیت بیضوی استرین از دیدگاه شکل بیضوی استرین و جهت یابی محورهای اصلی بیضوی استرین در هر دو فاز دگرشکلی متفاوت بوده و مقادیر کمی پارامترهای استرین حاکی از عملکرد متفاوت مولفه‌های استرین در این دو فاز دگرشکلی می‌باشد. نتایج نشان می‌دهد که تأثیر فاز دوم دگرشکلی بر اولین فاز اول دگرشکلی، باعث چرخش محورهای کوچک و متوسط بیضوی استرین حول محور بزرگ استرین شده است (شکل ۵). علی‌رغم وجود مقادیر متفاوت k بیضوی استرین در دو فاز مختلف دگرشکلی، ماهیت کلی شکل بیضوی استرین در هر دو فاز دگرشکلی به صورت بیضوی کشیده شده سه محوری^{۱۴} می‌باشد. نتایج حاصل از تحلیل عدد جنبش شناختی تاوایی نشان دهنده غالب بودن استرین برشی ساده نسبت به استرین برشی محض در هر دو فاز دگرشکلی می‌باشد. به



شکل ۱۰: الف) همگرایی مایل صفحات عربی و ایران و بالاتر بودن مقادیر استرین برشی ساده در پیشانی دگرشکلی. ب) آغاز دومین فاز دگرشکلی به همراه نفوذ و جایگیری توده باتولیت الوند و اعمال استرین برش ساده در مناطق همجوار

سپاس‌گزاری

فناوری دانشگاه شهید چمران اهواز در قالب پژوهانه (GN: SCU.EG98.341) در انجام این پژوهش کمال تشکر و قدردانی را می‌نمایند.

بدین وسیله نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی و معنوی صورت گرفته توسط معاونت پژوهش و

پانوش

1-Flinn diagram
2-Kinematic vorticity
3-Coaxiality
4-Non-coaxiality
5-No finite longitudinal strain
6-Plane strain
7-Oblate

8-Uniaxial oblate
9-Prolate
10-Uniaxial prolate
11-Prolate ellipsoid
12-Forward rotate
13-Backward rotate
14-Three axial prolate

منابع

کمری-ده نواسداله خان، جنوب خاور همدان، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، شماره ۱۱، ص ۱۷-۲۶.

-ایزدی کیان، ل.، علوی، ا.، محجل، م.، سپاهی-گرو، ع.ا. و رهگشای، م.، ۱۳۸۸. بررسی دگرریختی چند مرحله‌ای و رشد پورفیروبلاست‌ها در منطقه

-Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics* 229, p. 211-238.

-Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran, and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, v. 304, p. 1-20.

-Aliani, F., Maanijou, M., Sabouri, Z. and Sepahi, A.A., 2012. Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive Complex, Hamedan, Iran, *Chemie der Erde*, v. 72, p. 363-383.

-Bailey, C.M., Gilmer, A.K. and Marquis, M.N., 1999. A tale of two shear zones: the vorticity and strain path of two greenschist facies shear zones, *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 31(7), p. 1-59.

-Bailey, C.M. and Eyster, E.L., 2003. General shear deformation in the Pinaleno Mountains metamorphic core

complex, Arizona, *Journal of Structural Geology* 25, p. 1883-1893.

-Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 210-265.

-Bickle, M.J. and Hawkesworth, C.J., 1978. Deformation phases and the tectonic history of the eastern Alps, *Geoscienceworld Bulletin*, v. 89(2), p. 293-306.

-Fergosson, C., Nutman, A., Mohajjel, M. and 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*, v. 58, p. 216-238.

-Flinn, D., 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation, *Geol Soc Lond Q J* 118, p. 385-433.

-Fort, A.M. and Bailey, C.M., 2007. Testing the utility of the porphyroclast

- hyperbolic distribution method of kinematic vorticity analysis, *Journal of Structural Geology*, v. 29, p. 983-1001.
- Fossen, H., 2010. *Structural geology*, Cambridge University Press, 481 p.
- Fossen, H., 2016. *Structural geology second edition*, Cambridge University Press, 520 p.
- Imber, J., Perry, T., Jones, R. and Wightman, R.H., 2012. Do cataclastic deformation bands form parallel to lines of no finite elongation (LNFE) or zero extension direction? *J Struct Geol*, v. 45, p. 158-172.
- Law, R.D., Searle, M.P. and Simpson, R.L., 2004. Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan Slab, Everest Massif. Tibet. *J Geol Soc Lond*, v. 161, p. 305-320.
- McQuarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran, *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 519-535.
- Means, W.D., Hobbs, B.E., Lister, G.S. and Williams, P.F., 1980. Vorticity and noncoaxiality in progressive deformations, *J Struct Geol*, v. 2, p. 371-378.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran, *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 1125-1139.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*, McGraw-Hill, New York.
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology, Strain Analysis*, Academic Press, London, 307 p.
- Sarkarinejad, K. and Azizi, A., 2008. Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran, *Journal of Structural Geology*, v. 30, p. 116-136.
- Sarkarinejad, K., Samani, B., Faghieh, A., Grasemann, B. and Moradipoor, M., 2010. Implications of strain and vorticity of flow analyses to interpret the kinematics of an oblique convergence event (Zagros Mountains, Iran), *J Asian Earth Sci*, v. 38, p. 34-43
- Sepahi, A.A., Whitney, D.L. and Baharifar, A.A., 2004. Petrogenesis of andalusite-kyanite-sillimanite veins and host rocks, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Hamadan, Iran, *Journal of Metamorphic Geology*, v. 22, p. 119-134.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A., Shang, C. and 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*, v. 39, p. 668-683.
- Simpson, C. and De Poar, D.G., 1997. Strain and kinematic analysis in general shear zones. *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 1-20.
- Talbot, C.J., 1970. The minimum strain ellipsoid using deformed quartz veins, *Tectonophysics*, v. 9, p. 47-76.
- Tunini, L., Munt, I., Fernandez, M., Verges, J. and Villasenor, A., 2015. Lithospheric mantle heterogeneities beneath the Zagros Mountains and the Iranian Plateau: a petrological-geophysical study, *Geophys Journal International*, v. 200, p. 596-614.
- Twiss, R.J. and Moores, E.M., 2004. *Structural Geology second edition*, W.H. Freeman and Company, New York, 552 p.
- Wallis, S.R., 1995. Vorticity analysis and recognition of ductile extension in the Sanbagawa belt, SW Japan, *J Struct Geol*, v. 17, p. 1077-1093.
- Xypolias, P., 2010. Vorticity analysis in shear zones: A review of methods

and applications, *Journal of Structural Geology*, v. 42, p. 1-21.

-Yang, T.N., Chen, J.L., Liang, M.J., Xin, D., Aghazadeh, M., Hou, Z.Q. and 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*, v. 62, p. 246-268.