تحلیل جنبش شناختی بودین های نامتقارن گستره دورود، غرب يهنه سنندج-سيرجان

سمیه دریکوند^{رو^{۳)} ۱. استادیار زمینشناسی (تکتونیک)، گروه زمینشناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان}

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۸/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۹/۰۳

چکیدہ

دادههای ساختاری از بودینهای نامتقارن و سنگهای گرنیت-میلونیتی در ناحیه دورود، شاخصهای خوبی برای تخمین کمی واتنش نهایی، عدد تاوایی (Wk) و در نهایت تحلیل جنبش شناختی الگوی دگرشکلی گستره مورد مطالعه میباشاند. این گستره بخشای از پهنه سنندج-سیرجان است و در کمربند کوهزایی زاگرس واقع شده است. انواع بودینهای نامتقارن دومینو و نوار برشی در لایههای کوارتزیتی دگرشکل شده مرتبط با گرانیت میلونیت، میکا شیسات و سانگآهک ایجاد شدهاند. بودینهای نوار برشان با چرخش به عقب و بودینهای دومینو با چرخش رو به جلو، هر دو جهت برشانی راساتگرد را نشان می دهند. پورفیروکلاستهای غلافی موجود در گرانیت-میلونیتها نیز جهت برشان راساتگرد را تایید میکنند. عدد تاوایی جنبش شناختی (Wm) موجود در گرانیت-میلونیتها نیز جهت برشان راساتگرد را تایید میکنند. عدد تاوایی جنبش شناختی (Wm) موجود در گرانیت-میلونیتها نیز جهت برشان راساتگرد را تایید میکنند. عدد تاوایی جنبش شناختی (Wn) موجود در گرانیت-میلونیتها نیز جهت برشان راستگرد را تایید میکنند. عدد تاوایی جنبش شناختی (Wn) موجود در گرانیت-میلونیتها نیز جهت برشان راستگرد را تایید میکنند. عدد تاوایی جنبش شناختی (Wn) موجود در گرانیت-میلونیتها نیز جهت برشان راستگرد را تایید میکند. محور ۲ کوارتز برآورد شادند. سا اساتفاده از روشهای توزیع هذلولی بودین نامتقارن و الگوهای فابریک محور ۲ کوارتز، ترکیبی از ۳۰ درصد ما ساین میده در روشهای توزیع هذلولی بودین نامتقارن و الگوهای فابریک محور ۲ کوارتز برآورد شادند. تا ۴۸ درصد مولفه برش ساده و ۵۲ درصد تا ۲۰ درصد مولفه برش محض را نشان میده در نای ماده در شد. نشان میدهند بودینهای نامتقارن روش مناسایی تحمین عدد تاوایی میباشند. این تحلیلهای کمی نشان دهنده دگرشکلی برشی عمومی توسعهیافته در امتداد کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان است که در رژیم جریان ترافشارشی همراه با کوتاه شدگی عمود بر مرز ناحیه برشی به وجود آمده است.

واژههای کلیدی: برش عمومی، بودین، تاوایی، جریان ترافشارشی، کمربند کوهزایی زاگرس.

مقدمه

در اثر کوتاه شدگی و تغییر شکل ترافشارشی قرار می گیرند (Tikoff and Teyssier، 1994) و منجر به شکل گیری کمربند کوهزایی گستردهای می شود. بردار انتقال تکتونیکی یک پارامتر موثر برای تعیین هندسه و جنبش شناسی تغییر شکل است. رژیم ترافشار شی در هر دو پهنههای برشی هنههای برشی ترافشارشی از ویژگیهای تغییر شکل رایج در بسیاری از مناطق تکتونیکی هستند و بخش قابل توجهی از واتنش را در مرزهای صفحه همگرای مورب، در خود جای میدهند. در طول همگرایی مورب، صفحات لیتوسفری

^{*} نویسنده مرتبط: derikvand.so@lu.ac.ir

and Passchier, 2003): الف) بودینهای کشیده شده، ب) بودین های برشی، ج) بودین های تکه شده، د) بودین های کشیدگی و ی) بودین های دومینو. (Hanmer (1986) دو رده جنبش شناختی را برای بودینها معرفی کرد: ۱) بودینهای متقارن، که لغزش را روی سطوح بین بودین تجربه نمی کنند، و ۲) بودینهای نامتقارن، با لغزش روی سطوح بین بودین، که با توجه به جهت برش اصلی میتوانند سینتیک یا آنتي تتيك باشند (Johnson, 2009). بودين هاي نامتقارن نوار برشی و دومینو به عنوان یک نشانگر جنبش شناختی با چرخش رو به جلو یا عقب تشکیل می شوند (شکل ۱). چرخش بلوکهای بودین نامتقارن در سنگهای دگرشکل شده پلاستیک برای استنباط درجه غیر هممحوری و تاوایی استفاده می شود (Goscombe and Passchier, 2003). بودینهای نامتقارن در گستره مطالعاتی فراوان هستند و می توانند به عنوان یک ابزار مهم برای تحلیل جنبش شناختی عدد تاوایی استفاده شوند. این مطالعات به زمین شناسان درک بهتری از نوع و شـدت رفتار دگرشکی در گستره مورد مطالعه خواهد داد. این پژوهش بهمنظور بررسی و توصیف عناصر ساختاری و فابریکها، تحلیل هندسی بودینهای نامتقارن با تمایل رو به جلو و تمایل رو به عقب و تحلیل جنبش شناختی بودین های نامتقارن و فابریک محور c کوارتز بهمنظور تخمين عدد تاوايي صورت مي گيرد. همچنين اين مطالعه به ارزیابی پدیده بخش بندی رژیم واتنش در گستره مورد مطالعه مے پردازد.



شـکل ۱. شکلهای شـماتیک دوبعدی چهار دســته از بودینهای نامتقارن. لغزش سـینتیک و لغزش آنتیتیک با تمایل رو به جلو یا عقب. لغزش سـینتیک بودین با تمایل رو به جلو هرگز مشاهده نمیشـود. لغزش آنتیتتیک بودین با تمایل رو به عقب نادر اسـت (Goscombe and Passchier, 2003)

الاستیک و پلاستیک عمل میکند، به طوری که صفحات همگرایی با یک حرکت زاویهای بهطرف مرزهایشان گسل و پهنههای برشیی را در پاسیخ به فرایندهای تکتونیکی به وجود مى آورند (Jones et al., 2004). ترافشارش با تركيبي از حرکت امتدادلغز و کوتاه شدگی عمود بر آن که بهطور همزمان رخ می دهند، در تشکیل خصوصیات ساختاری عمل می کند (Fossen et al., 1994; Carreras et al., 2013). سیستمهای ترافشارش در بخش های مختلف کمربند دگرگونے سنندج-سیرجان بهعنوان بخشے از کمربند وهزایی زاگرس ثبت شدهاند (e.g. Mohajjel et al.، 2003; Sarkarinejad and Azizi, 2008; Shafiei Bafti and Mohajjel, 2015; Derikvand, 2022; ایزدی کیان و همکاران، ۱۳۹۸). پهنههای برشی و ساختارهای مرتبط با رخنمون های دگرگونی، تاریخچه تغییر شکل و جنبش شناسی را در سطح میکروسکوپی و مزوسکوپی ثبت میکنند. در دو دهه گذشـــته، مطالعات متعــددی بر تخمین کمی جنبش شيناختي تاوايي در سنگهاي تغيير شكل يافته با استفاده از معیارهای تاوایی متمرکز شدهاند (Xypolias 2010) .Law 2010; Sarkarinejad and Derikvand 2017) در کوهزایی زاگرس، سینگهای دگرگونی سنندج-سیرجان در یـس بوم یهنه برخوردی زاگرس بـا ضخامت حدود ۲۰۰ كيلومتر نمايان شدهاند. تحليل كمي جنبش شناختي تاوايي و الگوی واتنش پوسته بالایی و میانی در کمربند کوهزایی زاگرس هدف تحقیق اخیر است. گستره مورد مطالعه در کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان با رخنمونهایی که حاوى ویژگیهای ساختاری قابل تشخیص مانند بودینهای نامتقارن هستند و میتوانند برای ارزیابی پارامترهای جنبش شناختی مورد استفاده قرار گیرند. ساختارهای بودین موضوع تحقیقات گســتردهای از زمین شناسـان ساختاری هستند (شيخالاسلامی، ۱۳۹۸; Ramsay, 1967; Hanmer and Passchier, 1991; Swanson, 1992; Goscombe et al., 2004; Warren, 2008; Derikvand et al., 2023) و اطلاعات یژوهشی مهمی از خصوصیات مکانهای قدیمی مختلف را میتوان از این مطالعات بازیابی کرد. بر اساس هندسه بودين ها، پنج نوع بودين توصيف شد Goscombe)

^{1.} S-slip

^{2.} A-slip

خصوصیات زمینشناسی و تکتونیکی

رخنمون های سنگهای دگرشکل شده در گستره دورود در غرب ایران واقع شدهاند. این ناحیه بخشی از کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان است و در کمربند کوهزایی زاگرس قرار دارد (شکل۲). کمربند کوهزایی زاگرس بخشی از کوهزایی برخوردي آلي-هيماليا است ,Ricou, 1971 Stöcklin) (, 1968; Berberian and King, 1981). ايلن كمربندد کوهزایی پیچیدہ باروند شمال غربی-جنوب شرقی حدود ۲۰۰۰ کیلومتر تا جنوب ایران گسترش دارد (Stöcklin, 1968). كمربند كوهزايي زاگرس نتيجه بسته شدن نئوتتيس بهطور عمده به دلیل فرورانش یوسته اقیانوسی در امتداد یک پهنه فرورانشیی با شیب به سمت شمال شرق، به زیر ایران مرکزی و متعاقب آن برخورد بین قاره آفریقا-عربی و خرد قاره ایران در کرتاسیه می باشد Alavi، 1994، Mohajjel) and Fergusson، 2000). دادەھاي ژئوفيزيكي اخير نشان میدهد، همگرایی امروزه با نرخ ۲±۲۲ میلیمتر در سال ادامه دارد (Vernant at al., 2004).

کمربند کوهزایی زاگرس به ســه پهنه تغییرشــکل یافته موازی اصلی، از جنوب غربی تا شمال شرقی تقسیم شده است

(Alavi، 1994): کمربند چینخورده-رانده زاگرس، پهنه سنندج-سیرجان و مجموعه ارومیه-دختر (شکل۲-الف). پهنه سنندج-سیرجان با روند شمال غرب-جنوب شرق سنگهای دگرگونی از درجه پایین تا درجه بالا را در برمی گیرد. گستره مورد مطالعه در بخش پس بوم کمربند کوهزایی زاگرس و در پهنه سنندج-سیرجان، در نزدیکی دورود واقع در شمال شرق استان لرستان واقع شده است. نقشههای زمین شناسی قبلی گستره مورد مطالعه اصلاح شده و نقشه زمین شناسی تهیه شده است (شکل ۲-ب). سنگهای دگرگونی شامل گرانیت میلونیت، آمفیبولیت، کالکشیست، دولومیت و سنگ آهک، کلریت شیست، سنگ آهکهای دگرشکل شده، کنگلومرای دگرشکل شده هستند.

بهطورکلی ساختارها به سه فاز تغییر شکل نسبت داده می شوند (Sarkarinejad and Derikvand, 2017). چندین نسل از ساختارها طی سه مرحله تغییر شکل ایجاد شدند. چینهای بودینی شده، بودینهای چینخورده، چینهای هماهنگ و ناهماهنگ رایج هستند. الگوهای تداخلی چینخوردگیهای مکرر در سنگ آهکهای دولومیتی و کالک شیستها مشاهده می شود. از ساختارهای دگر شکی



شکل ۲. الف) تقسیمبندی ساختاری کمربند کوهزایی زاگرس در غرب ایران. موقعیت گستره مورد مطالعه با یک مستطیل قرمز رنگ نشان داده شده است. ب) نقشه زمینشناسی گستره مورد مطالعه

تحلیل جنبش شناختی بودین های نامتقارن گستره دورود، غرب...

این گستره می توان سیستمهای راندگی فلسی، چینهای برد. ساختارهای اصلی به طور عمده در راستای شمال غربی-مرتبط با گسل خوردگی (شکل ۳-الف)، یورفیروکلاستهای غلافی (شکل ۳-ب) و ساختار دوپلکس (شکل ۳-ج) را نام

جنوب شرقی واقع شدہاند.



شکل ۳. الف) چینخوردگی مرتبط با گسل خوردگی. خط هاشور قرمز رنگ موقعیت گسل را نشان میدهد، ب) یورفیروکلاستهای غلافی در سنگهای گرانیتی-میلونیتی، ج) ساختار دوپلکس

روشهای مطالعه

بيضي واتنش نهايي و صفحه XY هستند. تحليل الگوهاي محور c كوارتز با استفاده از يك ميكروسكوپ پلاريزان مجهز به دستگاه یونیورسال پنج محوره لیتز انجام شد. بهطور متوسط ۳۵۴ دانه کوارتز تبلور مجدد در سه نمونه جهت یافته سنگهای گرانیتی-میلونیتی اندازه گیری شد.

تاريخچه دگرشکلی

بخش پس بوم کمربند کوهزایی زاگرس سه مرحله تغییر شکل را پشت سر نهاده است و بهصورت D2، D1 و D3 تعريف شدهاند (Sarkarinejad and Derikvand, 2017). تعیین سن با استفاده از روش سن سنجی ۴۰_{۸۲}/۳۹ بـر روی دانههای بیوتیـت در گنیـس ۸۸/ ±۱۱۹/۹۵ و ۰/۶۶ ±۱۱۲/۵۸ میلیون سال در نظر گرفته شده است که مربوط به برخـورد بین صفحات آفرو-عربی و ایران در طول

در این پژوهش بر اســاس مشاهدات میدانی و دادههای ساختاری، تحلیل ویژگیهای هندسی بودینها، الگوی محور c کوارتز، واتنش نهایی و عدد جنبش شناختی تاوایی در ناحیه دورود انجام شـده اسـت. برای تحلیل هندسه بودینهای با چرخش رو به عقب و جلو، پارامترهای هندسی ۷۸ بودین دومینو و ۸۲ بودین باند برشی اندازه گیری شد. در تحلیل واتنش نهایی، هر دو نسبت ابعاد و زاویه φ در سه مقطع نازک برای حدود ۷۵ دانه فلدسپار دگرشکل یافته از گرانیت میلونیتها اندازهگیری شد. با استفاده از نرمافزار اكسل (Chew, 2003) Rf/Ф نمودارهای Rf/Ф رسم شدند. برای رسم الگوی محور c کوارتز، سه نمونه جهتدار از سنگهای گرانیتی-میلونیتی جمع آوری شد (شکل ۲). نمونههای جهتدار و مقاطع نازک عمود بر برگوارگی و موازی با خطوارگی (صفحه XZ) تهیه شدند. خطوارگیهای کشیدگی و صفحات برگوارگی به ترتیب نشان دهنده محور X

^{1.} Leitz 5-axis universal stage

چینخوردگیهای مکرر

بسیاری از چینخوردگیهای مزوسکوپی بر روی سنگآهک دولومیتی و کالک شیست در گستره مورد مطالعه بهخوبی توسعهیافتهاند. چین خورگیهای مکرر، الگوهای تداخلی نوع یک، دو و سه را تشکیل میدهند (Ramsay, 1967). این الگوهای تداخلی منجر به رویهم قرارگرفتن چینهای نسل یک و دو میشود. شکل (۴-الف و ب) به ترتیب چینخوردگیهای مکرر با الگوی تداخلی نوع دو و سه را نشان میدهد که در اثر چینخوردگی سطح محوری F2 بر روی سطح محوری F1 قرار دارد. چاپ شدن دگرشکلیهای پیچیدهای میشود.



شکل ۴. نمونههایی از الگوی چینخوردگی مکرر در سنگآهک دولومیتی، الف) چینخوردگی مکرر نوع ۲، ب) چینخوردگی مکرر نوع F.۳ اثر سطح محوری را نشان میدهد

بودینهای دومینو

.and Derikvand, 2017)

بودین های دومینو توسط (Etchecopar, 1977) نام گذاری شدند و شامل الف) بودین های کششی نامتقارن نوع یک (Hanmer, 1986) و ب) بودین های شکستگی کششی یا هندسه های چرخشی رو به جلوی عمود بر رگههای کششی (Swanson, 1992, 1999) هستند. نمونه هایی از بودین های دومینو در شکل (۵-س، ط و ع) نشان داده شدهاند.

دگرشکلی D1 میاشد (Sarkarinejad et al., 2009).

سن سنجی ۴۰٬۲/۳۹ بر روی هورنبلندهای آمفیبولیت

سینهای ۱/۳۴ ± ۸۹/۰۹ میلیون سیال و ۱/۸۸ ± ۹۰/۱۸

میلیون سال را نشان میدهد و مرتبط با دگرشکلی D2

مى باشد (Sarkarinejad et al., 2009). فاز دگر شکلى D2

با فرارانش افیولیتها بر روی صفحه قارهای همراه است.

بیروزن زدگیهای سفرههای میلونیتی بهوسیله یهنههای

برشی درگیر با پیسنگ، چینخوردگیهای مرتبط با گسل

خوردگی و تشکیل باندهای برشی S/C در کلیواژهای

کنگرهای توسط فاز نهایی D3 رخ دادهاند (Sarkarinejad)

بودینهای نوار برشی

بودینهای نوار برشــی در گستره مورد مطالعه نامتقارن هســتند و با ظاهر لوزوی گرد شــده تا عدســی شــکل،

شبیه به پورفیروکلاستهای غلافی هستند Passchier. هندسته and Simpson, 1986; Goldstein, 1988). هندسته بودینهای نوار برشی مشابه با کلیواژهای نوار برشی (نوع 'D) هستند (Goldstein, 1988; Swanson, 1992). سطح بین بودین (Sib) یک سطح مجزا است و در برخی موارد به صورت یک پهنه برشتی شکل پذیر گستردهتر ادامه میابد، بودینها را جابجا می کند و بودینهای کشیده شده^۲ نامتقارن ایجاد می کند. نمونههایی از بودینهای نوار برشی در شکل (۵-الف، ب، ج و ر) نشان داده شدهاند.

1. Pull-apart boudins

^{2.} Drawn boudin

ساختارهای بودین بازسازی شده

برخی از رشته بودینها شواهدی از ادامه دگرشکلی بلوکهای بودین، پس از تکه تکه شدن نشان میدهند (Hanmer and Passchier, 1991). این بودین های اصلاح شده را میتوان به بودینهای بازسازی شده و بودینهای متوالے طبقہبندی کرد (Goscomb et al., 2004). بودینهای بازسازیشده در زمانی مشخص، پس از طویل شــدگی اولیه و در معرض فاز دوم کوتاه شــدگی که تقریبا موازی با لایهبندی است، ایجاد می شوند. در گستره مورد مطالعه بودین های قبل از چین خوردگی می توانند در مرحله اولیه تغییر شکل ایجاد شده و در مراحل نهایی بهوسیله کوتاه شدگی و برش خوردگی حاصل از همگرایی مرحله نهایی دگرشـکل شوند (شـکل ۵-ب). در این گستره بودینهای با نسبت ابعاد بالا چینخوردهاند. نواحی گردن بودین در برخی از لولاهای چین (شکل ۵-ط) نشاندهنده کوتاه شدگی بعدی لایههای بودیناژ شــده است. بهعبارتدیگر، چین خوردگی یک لایه بودیناژ شده به طور معمول باید شامل برهمنهی دگرشکلیهای جداگانه، با یک دوره طولانی کشیدگی موازی لایه و به دنبال آن یک دوره کوتاه شدگی موازي با لايه باشد (Sengupta, 1983).

پارامترهای هندسی بودینها

ساختارهای بودین در این ناحیه بر اساس مطالعات میدانی و خصوصیات الگوهای هندسی و جنبش شناختی مشخص طبقه بندی می شوند. ما مطالعه خود را در درجه اول به دو عضو انتهایی بودین های نامتقارن در شرایط دوبعدی که دارای تقارن مونو کلینیک هستند محدود می کنیم. همه بودین ها در یک مقطع عرضی، عمود بر محور بودین اندازه گیری شدند. برش راستگرد در سراسر این ناحیه، بر اساس پورفیرو کلاستهای غلافی شناسایی شـد 1986 ، ماها و می از مقیاس رخنمون (به میکروسکوپی نامتقارن هستند. ویژگیهای هندسه بودین توسط بسیاری از محققان بر اساس مطالعات تجربی و عددی (Hanmer 1986; Goldestein ، 1986; 1986; ا

Mandal and Khan, 1991; Goscomb and Passchier, (2003. در این مطالعه هندسه بودینها در صحرا یا از طریق عکس طبقهبندی و تعیین می شوند. اندازه گیری از عکس ها همانند اندازهگیریهای میدانی دقیق انجام شدهاند. اختلاف بین میانگین اندازه گیری ها از رخنمون و عکس از همان ساختار برای پارامترهای زاویهای حدود ۱± درجه و برای پارامترهای طولی یک الی دو سانتیمتر است. در این مطالعه ما از مجموعههای نامگذاری پارامترهای هندسی استفاده کردیم (Rodrigues et al., 2016). این پارامترها و (θ) و (θ) ، (θ) · (θ) · (مقاطع عمود بر گردن بودين در بلوکهاي بودين شده منفرد مشاهده کرد (شکل ۶). یهنه بین بودین را میتوان بهعنوان سطح بین بودین در هر نوع بودین مشخص کرد. Sib یک سطح مایل مشخص است و با سطح بودین مطابقت دارد. در ط_ول بودین، Sibها به صورت جانبی جابجا ش_ده اند و بهموازات سطح همپوشانی (Se) در لبه بودین خم می شوند (برگوارگی، شـکل ۶). این سطح مانند گسلی است که دو بخش انتهایی بودین را به سمت بیرون (سطح اصلی ساختار بودین در تماس با سنگ میزبان) قطع می کند. خط Lb جهت محور طویل بودین و ناحیه گردن را نشان میدهد (شکل ۶). محور میانی (Y) بیضی واتنش نهایی با Lb موازی است. Lb و Sib مى توانند مايل يا عمود برمحور طويل (Le) و خطواره کشیدگی باشند. N عرض فاصله بین بودین هاست و عمود بر Sib اندازه گیری می شود. D جابجایی جانبی بین بودین هاست و عمود بر Sib نرمال اندازه گیری می شود. L و W به ترتیب طول و عرض بودینهای منفرد هستند. L و W به ترتیب م ازی و عمود بر Sb (سطح اصلی بلوک بودین در تماس با ســنگ میزبان) اندازهگیری می شوند. سه پارامتر زاویهای شامل θ (زاویه بین Sb و Sb)، α (چرخش نسبی بلوک یا (Sib و Se و Sb) و θ' (زاویه حاده بین Se و Sb) زاویـه حاده بین Se (زاویـه حاده بین Se و Sib) در صفحه مقطع عرضی محاسبه شد (Goscombe et al.) (2004 مقطع عرضی عمود بر Lb و Se است. صفحه مقطع عرضی عمود بر Lb و Se است. بودینهای S-slip رو به عقب دارای مقادیر θ و N/L کمتری نسبت به بودین های A-slip با Sib رو به جلو هستند.



شـکل ۵. تصاویـر بودینهـای نامتقـارن در گسـتره دورود، پهنه سنندج-سـیرجان. جهت بـرش در تمامی تصاویر راسـتگرد اسـت. الف، ب و ج) بودینهای نوار برشـی، د) بودینهای بازسـازی شده همراه با چینخوردگی، ر) رشته بودینهای نوار برشی، س) دومینو بودین، ط) دومینو بودینهای چینخورده، ع) رشته دومینو بودین. این ساختارها در سنگهای آهکی-دولومیتی و کوارتزیتی شکل گرفتند



شــکل ۶. نامگذاری و نمادهای مورد استفاده برای عناصر ساختاری بودین نامتقارن و پارامترهای هندسی (Goscombe and Passchier د2003). dS خط اتصال بین بلوک بودین و سنگ میزبان و همچنین سطح بیرونی بودین است. Sib ســطح بین بودین است. LD جهت محور طویل بودین است. محور میانی (Y) بیضی واتنش نهایی با LD موازی است. L و W به ترتیب طول و عرض بودینهای منفرد هستند. D جابجایی جانبی بین بودین هاست و عمود بـر Sib اندازه گیری می شود. N مقدار اتساع Sib (عرض فاصله بین بودین) است و عمود بر Sib اندازه گیری می شــود. θ زاویه بین Sib است. α چرخش بلوک نسبی یا زاویه حاده بین Se و Sib است. β زاویه حاده بین Se و Sib است. Sw یک بردار تاوایی است. جهت برشی محض راستگرد است (اصلاح شده پس از (Source 2018)

تحليل هندسي بودينها

در گستره مورد مطالعه ساختار بودین به فراوانی در مقیاس متوسط مشاهده شده است. دو عضو انتهایی بودین نامتقارن را بهصورت دوبعدی و در صفحات عمود بر محور بودین، با تقارن مونوكلينيك مطالعه كرديم. توصيف جنبش شناختي بودینهای نامتقارن مستلزم اطلاعاتی در مورد جهت لغزش روی سطح جدایش شده بودین ها است. لایه های کوارتزیتی و آهکی با مقاومت بالا شرایط مناسبی برای ایجاد این ساختار در سنگ میزبان فیلونیتی و شیستی گستره مورد مطالعه دارند. بودینهای نامتقارن را میتوان بهعنوان شاخصهای جنبش شيناختي استفاده كرد (Hanmer, 1986). در ايــن مطالعه ما هر دو بودينهــاي دومينو و بودين نوار برشی را اندازهگیری کردیم. تشکیل بودینهای نامتقارن رو به جلو يا عقب به نسبت ابعاد بودين اوليه L/W، زاويه بين لایه و بردارهای ویژه کششیی جریان، پارامترهای جریان و رئولوژى بستگى دارد (Passchier and Druguet، 2002). رسم نمودارها برای نمایش دادههای اندازه گیری شده و ایجاد یک ارتباط قابل قبول بین پارامترهای بودین و نوع لغزش

(Goscombe and Passchier, 2003; Rodrigues) and Pamplona, 2018). نمودار شـكل (٧-الف) ارتباط بین چرخش نسبی بلوکهای بودین (α) و شکل بلوکهای بودین (θ) را برای ساختارهای نامتقارن که بهموازات برگوارگی تشکیل شدهاند نشان میدهد. مقدار θ برای بودین نوار برشی کمتر از دومینو است. با توجه به ارتباط مستقیم بین θ و α ، هرچه θ بالاتر باشد، چرخش بلوکها آسانتر است. با توجه به همبستگی بین θ و L/W، بودینهای نوار برشی در محدوده L/W بالا و θ پایین پراکنده هستند، درحالی که این نسبتها در بودین های دومینو برعکس هستند (شکل ۷-ب). ارتباط بین نسبت محوری و چرخش نسیبی بلوکهای بودین را میتوان از نمودار α و L/W به دست آورد. همان طور که در نمودار شکل (۷-ج) نشان داده شده است، نسبت محوری (L/W) بودین های نوار برشی بیشتر از انواع دومینو است. مقدار میانگین چرخش نسبی بلوکهای بودین (α) برای بودینهای دومینو بیشتر از بودینهای باند برشی است. در بودینهای دومینو با نسبت محوری پایین، چرخش (۵) به خود بلوک محدود می شود و در بودینهای نوار برشی، ۵ با افزایش نسبت محوری افزایش مییابد. با توجه به نمودار شکل (۷-د) و ارزیابی ارتباط بین کشش نرمالایز شده (M/L) و اتساع Sib نرمالایز شده (N/L)، مقدار N/L در بودین های دومینو بالا است و باعث پر شــدن رگهها میشـود. مقدار M/L در بودین نواربرشی بیشتر از بقیه است و منجر به جدا شدن کامل بلوکهای بودین مجاور می شود. شکل (۷-ر) ارتباط بین θ و مقدار نرمالایز شده جابجایی روی سطح میانی بودین ها (D/W) را نشان میدهد. بودینهای نوار برشی با تغییرات بالای D/W و θ کمتر، جابجایی بیشتری را تجربه کردهاند، درحالی که این مقدار در بودینهای دومینو کم است.

عدد تاوایی جنبش شناختی

در طی چند دهه اخیر، روشهای مختلفی برای تخمین عدد تاوایی جنبش شــناختی در سنگهای دگرشکل شده در طبیعت ارائه شــده است. سیستمهای پورفیروکلاست، فابریکهای کریســتالوگرافی، مجموعههای دگرشکل شده

سميه دريكوند



شکل ۷. نمودارهای ارتباط بین پارامترهای هندسی بودینها، الف) چرخش بلوک (α) در مقابل شکل بلوک بودین (θ)، ب) شکل بلوک بودین (θ) در مقابل نسبت ابعاد (L/W)، ج) نسبت ابعاد (L/W) در مقابل چرخش بلوک (α)، د) کشش نرمالایز شده (M/L) در مقابل اتساع نرمالایز شده N/L) Sib)، ر) شکل بلوک بودین (θ) در مقابل مقدار جابجایی نرمالایز شده در سطح میانی بودین (D/W). دایرههای آبی و سبز رنگ به ترتیب موقعیت بودین های نوار برشی و بودینهای دومینوای دو میان می میدان می می ای می می ای می می می می ای می می ا

در سنگهای دگرشکل یافته، تاوایی جریان با تغییر زمان و موقعیت تغییر میکند (Tikoff and Fossen، 1995). در اثر چنین شرایطی، با فرض تغییرشکل در حالت پایدار تاوایی سنگهای دگرشکل یافته را میتوان با میانگین عدد تاوایی (Wm) تخمین زد. در شرایط حالت پایدار، Wk و Wk (Passchier, 1988) برابر در نظر میگیرند. مشکل فرض تغییر شکل حالت پایدار (Passchier and Trouw, 2005) با استفاده از کمیت Wm که نشان دهنده مقدار میانگین Wk در طول زمان و مکان است (Passchier, 1988) رفع شود.

توزيع هذلولي بودينهاي نامتقارن

در روش توزیع هذلولی Simpson and De Paor در روش توزیع هذلولی Simpson and De Paor) (1993، 1997) از موقعیت پورفیروکلاست برای اندازه گیری عدد تاوایی جنبش شناختی استفاده میشود. این روش امکان تحلیل ساده و سریع Wm را با استفاده از جهت یافتگی نهایی پورفیروکلاستهای صلب و دگرشکل شده و سایر شاخصهای جنبش شاختی از جمله بودینهای نامتقارن فراهم میکند. در گستره مورد مطالعه برای تخمین عدد تاوایی جنبش شاختی از جهت یافتگی نهایی بودینهای دگرشکل یافته صلب و نامتقارن استفاده رگههای کششی، دایکها و چینهای کششی و جهتگیری محورهای واتنشش نهایی با توجه به مرزهای پهنه برشی روشهایی هستند که به طور معمول برای تعیین کمیت تاوایی (Passchier, 1987; Wallis, 1992; استفاده می شوند ;Simpson and DePaor, 1993; Tikoff and Fossen, 1995; Gomez-Rivas et al., 2007).

تحلیل تاوایی بر اساس جریانهای دوبعدی با هندسه مونوکلینیک یا ارتورومبیک با بردار تاوایی کموبیش موازی با محور Y بیضی واتنش است. در همه روشها برای تخمین Wk جریان را در حالت همگن و پایدار فرض میکنند. یکی دیگر از محدودیتهای تحلیل تاوایی دوبعدی، فرض دگرشکلی واتنش صفحهای است , Tikoff and Fossen) دگرشکلی واتنش صفحهای است , Tikoff and Fossen) Wk (70105 , 20105 یا 1995; Xypolias کا برش یک اندازه گیری می شود. مقدار صفر برش محض و یک برش ساده را نشان می دهد. مقیاس Wk خطی نیست، اما می توان آن را با در نظر گرفتن درصد تغییر شکل ناشی از برش ساده به مقیاس خطی تبدیل کرد (7007 , Forte and Bailey). در جریان لحظهای و 0.71 = Wk ، مولفههای برش محض و ساده به طور مساوی به وقوع می پیوندند (2004).

تحلیل جنبش شناختی بودین های نامتقارن گستره دورود، غرب...

مولفه برش ساده است و جهت یافتگی بردار ویژه دیگر (کوتاه شدگی) به توزیع برش محض بستگی دارد. یکی از یالهای این هذلولی بهعنوان مجانبی با برگوارگی میلونیتی انتخاب میشود، با این فرض که تقریبا موازی با آپوفیز جریان کششی است، درحالی که یال دیگر هذلولی برای رسم جهت آپوفیز جریان ناپایدار در نظر میگیرند (Xypolias, 2010). در این مورد، هذلولی باید با مرز بین نقاط مربوط به دادههای بودین نامتقارن با چرخش به جلو و چرخش به عقب تعریف شود. بنابراین، کسینوس زاویه بازشدگی، ۷، هذلولی بهدستآمده مقدار Wk را نشان می دهد (Bobyarchick, 1986):

 $Wk = \cos(v)$ (1)

میانگین عدد تاوایی جنبش شناختی اندازه گیری شده از چهار رخنمون بین ۰/۵۶ تا ۰/۶۹ است و نشان میدهد در گستره مورد مطالعه یک برش عمومی (1> Wk<0) غالب است (شکل ۸).

شده است. این بودینها در فاز اول دگرشکلی در لایههای کوارتزیتی مناسب تشکیل شده و فاز دوم دگرشکلی را تجربه کردند. تخمین عدد تاوایی جنبش شناختی به روش توزیع هذلولی بر این فرض استوار است که جهت یافتگی محور طویل بودینهای نامتقارن با تمایل رو به عقب در میان زاویه حاده بین بردارهای ویژه جریان، جهت یافتگی بردار ویژه ناپایدار را مشخص میکند (۲۵۵۲ ، جهت یافتگی بردار ویژه بردار ویژه پایدار موازی با برگوارگی فرض شده است بردار ویژه پایدار موازی با برگوارگی فرض شده است بردار پهنه برشی یا برگوارگی برای حدود ۴۹ نمونه در صفحه مرز پهنه برشی یا برگوارگی برای حدود ۴۹ نمونه در صفحه مرز پهنه برشی یا برگوارگی برای حدود ۴۹ نمونه در صفحه مرز پهنه برشی یا برگوارگی برای حدود ۴۹ نمونه در صفحه مرز پهنه برشی یا برگوارگی برای حدود ۴۹ نمونه در مفره مرز پهنه برشی یا برگوارگی برای حدود ۴۹ نمونه در مفره مرز پهنه برشی یا برگوارگی برای حدود ۴۹ نمونه در مفره مرز پهنه برشی یا برگوارگی برای مدود و ۶ نمونه در مفره مرز پهنه برشی یا برگوارگی برای حدود و ۶ نمونه در مفره مرز پهنه برشی یا برگوارگی برای حدود و ۶ نمونه در مفره مرز پهنه برشی یا برگوارگی برای مدود و ۶ نمونه در مفره مونونی (De Paor, 1988). نسب جهت یافتگیهای بردار ویژه است، طوری که یک بردار ویژه بهموازات صفحه جریان



فابریک محور c کوارتز

تغییر شکل درون کریستالی کوارتز با ایجاد الگوی جهت یافتگے ترجیحی محور (LPO) c کوارتز نقش مہمی در تحلیل هندسی و جنبش شناختی جریان دارد Passchier) and Trouw, 2005). نمونه های جهت دار گرانیت میلونیت در گســتره دورود جمعآوری شــد و مقاطع نازک عمود بر برگوارگی و موازی با خطواره کششی تهیه شد. فابریکهای محـور c کوارتز گرانیت میلونیت در طول تغییر شـکل D۱ شروع به توسعه کردند. با این حال، تبلور مجدد دینامیکی کوارتـز در طول برهـم نهی دگرشـکلی دوم ادامه یافت و بنابراین ریزساختارهای ثبت شده بیشتر D2 را منعکس میکنند. الگوهای LPO محور c کوارتز از این نمونهها در شکل ۹ نشان داده شده است. همه این الگوها کمربندهای متقاطع Type-I را بهصورت مورب نســبت به برگوارگی و خطوارگی نشان میدهند و همه الگوهای LPO عدم تقارن نشان میدهند که نشاندهنده جهت برشی غیرهم محور راستگرد میباشد. در طول برش عمومی، اسکلت گیردل مرکــزی فابریک محـور c کوارتز عمود بــر صفحه برش در نظر می گیرند (Sullivan and Law, 2007). با دانستن

$$W_{m} = \cos\left[\tan^{-1}\left(\frac{1 - R_{xz}\tan^{\gamma}\beta}{(1 + R_{xz})\tan\beta}\right)\right]$$
(Y)

با استفاده از روش Rf/ ϕ (Ramsay, 1967) Rf/ ϕ مفحه XZ و بر روی نشانگرهای بیضوی شکل دانههای مفحه XZ و بر روی نشانگرهای بیضوی شکل دانههای فلدسیار موجود در گرانیت میلونیتهای دگرشکل شده گستره مورد مطالعه برآورد شد. نسبت واتنش محاسبه شده در صفحه XZ بین ۲/۸ و ۲/۸ میباشد (شکل ۹–ب). بر اساس رابطه ۲، عدد تاوایی جنبش شناختی محاسبه شده در نمونههای G2, G1 میباشد (شکل ۹–ب). زو در نمونههای G2, G1 میباشد (شکل ۹–ب). زو در نمونههای ۲۵ ماله مده تاوایی جنبش شناختی محاسبه شده در نمونههای ۱۹۵ و ۲/۸ و ۲/۵ میباشد (شکل ۹–ب). بر زوایای به در مفحه Xz بین ۲/۸ و ۲۵ میباشد (شکل ۹–ب). بر در نمونههای G2, G1 میباشد (آمین ۳۵ ماله به تغییرات کوچک در زوایای به دست آمده β حساس هستند Grasemann et یا ویه β با حداقل خطای زوایای به دست آمده β حساس هستند dual the table (Platt and Behrmann, 1986). (Xypolias, 2010)



شــکل ۹. الف) تصویر اســتریوگرافی الگوهای محور c کوارتز، از گرانیت میلونیت. فواصل کنتور: ۱، ۲، ۳، ۴، ۵، ۷ و ۸ برابر توزیع یکنواخت. N = تعداد دانههای اندازهگیری شــده در هر نمونه. در تمام این تصاویر، برگوارگی (S) عمودی است و خطوارگی (L) در امتداد برگوارگی افقی است. X و Y به ترتیب محور بزرگ و متوسط بیضوی واتنش را نشان میدهند، ب) تخمین پارامترهای واتنش نهایی Rf از روش Rf/Φ برای مجموعه مشابهی از دانههای فلدسپار

بحث

در گستره مورد مطالعه لایههای کوارتزیتی و سنگهای میلونیتی درجه متوسط تا بالا مشاهده شده است. این سنگها در طول یک رژیم ترافشارشی مایل بین شمال گندوانا و جنوب اوراسیا تحت سه فاز تغییر شکل (Sarkarinejad and و D3 و D1، D2) قرار دارند (Derikvand, 2017). بخش بندی واتنش در گرانیت ميلونيتها وساختارهاي بودين نامتقارن شامل جابجايي هاي شیبلغز و امتدادلغز همزمان در سیستم راندگی شکلپذیر است که در طول یک سیستم ترافشارش راستگرد ایجاد شده است. ساختارهای نامتقارن با جهت برشی راستگرد، ترکیب همزمان حرکت برش ساده و کوتاه شدگی عمود بر آن و تغییرات سیستماتیک در مقادیر عدد تاوایی جنبش شناختی و واتنش نهایی همگی بیانگر رژیم ترافشــارش راستگرد در گستره مورد مطالعه میباشد. بودینهای نوار برشی و دومینو در گستره مورد مطالعه به فراوانی یافت میشوند. بودینهای نوار برشی لغزش سینتتیک نشان میدهند. آنها تمایل رو به عقب و چرخش آنتی تتیک نسبت به جهت برش نشان مىدهندد. بودينهاى دومينو با لغزش آنتىتتيک شكل گرفتند و تمایل رو به جلو نشان می دهند. وقتی نسبت ابعاد بودینها بزرگ باشد، بلوکهای بودین بهطور جداگانه چین میخورند و تا زمانی که فاصله بین بلوکهای بودین زیاد باشــد، کوتاه شــدگی آنها را به هم نزدیک میکند. شواهد ساختاری گستره مورد مطالعه (بودین های نامتقارن و پورفیروکلاستهای غلافی کوارتز و فلدسپات) نشانگر جهت برش راستگرد می باشند.

هر دو روش توزیع هذلولی بودینهای نامتقارن و محور c کوارتز دلالت بر بخش بزرگی از تغییر شکل شکل پذیر در امتداد مناطق برشی دارند. در روش توزیع هذلولی بودینهای نامتقارن در چهار رخنمون، Wk در محدوده ۸۶/۰ تا ۶۹/۰ (شکل ۶) محاسبه شد. Wk در روش فابریکهای محور c کوارتز ۶۹/۰ تا ۲۵/۰ اندازه گیری شده است (شکل ۷). نتایج هر دو روش حاکی از همپوشانی در گستره مقادیر Wm است (Xypolias, 2010). مقادیر Wm بهدست آمده نشان میدهد، برش در این ناحیه در شرایط برش عمومی با تاثیر

بالای مولفه برش ساده رخ داده است. نتایج بهدست آمده تغییر شکل فضایی را نشان می دهد و تاریخچه تغییر شکل حالت ناپایدار را ثبت می کند (Xypolias 2009, 2010). دلیل کم شدن سیستماتیک تخمینهای تاوایی با استفاده از کلاست ها، روان کاری می باشد به طور معمول، در ارتباط با زمینه-کلاست رخ می دهد (2009, 2001). فابریک محور c کوارتز نشان دهنده واتنش لحظهای نهایی می باشد (Xypolias, 2009)، بنابراین، Wm برآورد شده اطلاعاتی از تاریخچه واتنش پیشرونده ارائه نمی دهد، بلکه معیار آخرین روش توزیع هوزلولی میانگین عدد تاوایی برش پیشرونده را ارائه می دهد (2020 ، Liwari et al. 2020). با توجه به اینکه هر دو روش کم وبیش نتایج یکسانی را نشان می دهند، آخرین واتنش لحظهای برابر با میانگین تاوایی برش پیشرونده در واتنش می دهد (مطالعه است.

میانگین عدد تاوایی جنبش شناختی (Wm) بر اساس دو روش بهطور تقريبي ۵۶/۰ برآورد شد. اين نتيجه بهخوبي با کارهای قبلی در این زمینه بر اساس روشهای مختلف مطابقت دارد (Sarakarinejad and Derikvand, 2017). برای تخمین درصد برش ساده و برش محض با استفاده از Wk از رابطـه اسـتفاده شـد (Bailey et al., 2004). تغییر شکلهای با مولفه برش محض غالب دارای مقادیر ۰/۳> Wk هستند که منطبق بر مولفه برشی ساده کمتر از ۲۰ درصد است. تغییر شکلهای با مولفه برش ساده غالب^۲ دارای مقادیر ۰/۹۵ <Wk هستند که منطبق بر ۸۰ درصد مولفه برشی ساده است. تغییر شکلهای برشی عمومی دارای مقادیر Wk بین ۲/۳ و ۰/۹۵ هستند. نتایج ما نشان میدهد که گستره مورد مطالعه تحت دگرشکلی ترافشارشی با ۵۲ درصد تا ۷۰ درصد مولفه برش محض و ۴۸ درصد تا ۳۰ درصد مولفه برش ساده قرار گرفتند. مطالعات آینده می توانند بر روش های تحلیل داده های پراش الکترون های بازگشتی (EBSD) متمرکز شوند تا بتوانند اطلاعات دقیق تر

^{1.} Pure-shear dominated

^{2.} Simple-shear dominated

سميه دريكوند

- Alavi, M.,1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics, 229, 211-38.

- Bailey, C.M., Francis, B.E. and Fahrney, E.E., 2004. Strain and vorticity analysis of transpressional high-strain zones from the Virginia Piedmont, USA. Geological Society London, Special Publication, 224, 249–264.

- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 12, 210-65.

- Bobyarchick, A.R., 1986. The eigenvalues of steady flow in Mohr space. Tectonophysics 122 (1-2), 35-51.

 Chew, D.M., 2003. An excel spreadsheet for finite strain analysis using the Rf/Φ technique. Computers and Geosciences, 29, 795-799.

- Carreras, J., Cosgrove, J.W. and Druguet, E., 2013. Strain partitioning in banded and/or anisotropic rocks: Implications for inferring tectonic regimes. Journal of Structural Geology, 50.

- Derikvand, S., 2022. Strain pattern and vorticity analysis in the transpressional Kamandan area within the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Iran. Journal of Structural Geology, 158, 104595.

- Derikvand, S., Shoorangiz, M., Dehsarvi, L. H. and Sarkarinejad, K. 2023. Kinematic analyses of the asymmetric boudins in the Tutak area within the Zagros hinterland fold-and-thrust belt, Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 247, 105597

- De Paor, D.G., 1988. Rf/o strain analysis using an orientation net. J. Struct. Geol. 10 (4), 323-333.

- Etchecopar, A., 1977. A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystal-line aggregate. Tectonophysics, 39, 121-139.

- Forte, A.M. and Bailey, C.M., 2007. Testing the utility of the porphyroclast hyperbolic disو معتبرتری در خصوص ویژگیهای مختلف تغییر شــکل، مانند عدد تاوایی جنبش شـــناختی و دمای تغییر شــکل بهدستآمده آورند.

نتيجەگىرى

بررسی الگوی واتنش و ماهیت دگرشکلی با استفاده از جهت یافتگی محور c کوارتز (LPO)، واتنش نهایی و تحلیل تاوایی در ناحیه دورود، واقع در یهنه سنندج-سیرجان در غرب ایران انجام شده است. دگرشکلی حاصل از سه فاز دگرشکلی ساختارهای مختلفی از قبیل چینخوردگیهای مکرر، بودین ها، برگوارگی و خطوارگیها را ایجاد کرده است. این ساختارها برای تخمین عدد تاوایی جنبش شناختی و جهت برش استفاده شدهاند. بودین های نامتقارن در لایههای کوارتزیتی که در میان شیستها، سنگآهکها و میلونیتها قرار دارند، ایجاد شدهاند. این بودینها در دو گروه دومینو بودینها و بودینهای نوار برشی قرار میگیرند. گیردلهای نامتقارن فابریکهای محور c کوارتز، بودینهای نامتقارن وانواع پورفيروكلاستها نشان دهنده برش راستگرد (از بالا به سمت جنوب شرق) می باشد. مقایسه نتایج اعداد تاوایے، جنبش شیناختی محاسبه شده از روشهای فابریک محور c کوارتز (۰/۵۶-۰/۴۶) و توزیع هذلولی (۰/۵۹-۰/۶۹) نشان میدهد، تطابق خوبی میان این روشها وجود دارد. بنابراین، بودینهای نامتقارن را میتوان بهطور قابل اعتماد برای تخمین Wm یک گستره تغییر شکل یافته استفاده کرد. Wm در گسترهای از ۹۹/۰-۴۶ تغییر میکند و نشاندهنده یک رژیم برشی عمومی با مولفه برشی ساده در حدود ۴۸-۳۰ درصد است.

منابع

 ایزدیکیان، ل.، پیری، ن.، اکبری، م.ج. و مولایی، م.، ۱۳۹۸. بررسی زمینساخت فعال گسلهای تلخاب و توزلوگل و نقش آنها در شکل گیری تالاب میقان، اراک. فصلنامه زمین شناسی ایران، ۵۸ ۱۰-۱۰.

 شیخالاسلامی، م.ر.، ۱۳۹۸. تحلیل دو بعدی واتنش پایدار در مرمرهای بودین دار ناحیه خلج با استفاده از دایره مور، جنوب مشهد. فصلنامه زمین شناسی ایران، ۶۹-۷۵، ۴۹. tribution method of kinematic vorticity analysis. Journal of Structural Geology, 29, 983-1001.

 Fossen, H., Tikoff, B. and Teyssier, C.,
1994. Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. Norsk geologisk tidsskrift,
74, 134-145.

- Goldstein, A.G., 1988. Factors affecting the kinematic interpretation of asymmetric boudinage in shear zones. Journal of Structural Geology, 10, 707-715.

- Gomez-Rivas, E., Bons, P.D., Griera, A., Carreras, J., Druguet, E. and Evans, L., 2007. Strain and vorticity analysis using smallscale faults associated drag folds. Journal of Structural Geology, 29, 1882–1899.

- Goscombe, B. and Passchier, C.W., 2003. Asymmetric boudins as shear sense indicators an assessment from field data. Journal of Structural Geology, 25, 575-589.

- Goscombe, B., Passchier, C.W. and Hand, M., 2004. Boudinage classification: end member boudin types and modified boudin structures. Journal of Structural Geology, 26, 739-763.

- Grasemann, B., Fritz, H. and Vannay, J.C., 1999. Quantitative kinematic flow analysis from the main central thrust zone (NWHimalaya, India): implications for a decelerating strain path and the extrusion of orogenic wedges. Journal of Structural Geology, 21, 837-853.

- Hanmer, S., 1986. Asymmetrical pullaparts and foliation fish as kinematic indicators. Journal of structural geology, 8 (2), 111-122.

- Hanmer, S. and Passchier, C., 1991. Shear-Sense Indicators: A Review. Geological Survey of Canada, Paper 90-17, 72.

- Johnson, S.E., 2009. Porphyroblast rotation and strain localization: debate settled! Geology, 37, 663-666.

- Law, R.D., 2010. Moine thrust zone mylonites at the Stack of Glencoul: II. results of vorticity analyses and their tectonic signifi-

cance. In: Law, R.D., Butler, R.W.H., Holdsworth, R.E., Krabbendam, M., and Strachan, R.A. (eds.), Continental Tectonics and Mountain Building: The Legacy of Peach and Horne. Geological Society of London, Special Publications, 335, 579-602.

- Law, R.D., Searle, M.P. and Simpson, R.L.O., 2004. Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan slab, Everest, Tibet. Journal of the Geological Society of London, 161, 305-320.

Mandal, N. and Khan, D., 1991. Rotation, offset and separation of oblique-fracture (rhombic) boudins: theory and experiments under layer-normal compression. Journal of Structural Geology, 13, 349-356.

- Mohajjel, M. and 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. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. Journal of Asian Earth Science. 21, 397-412.

- Passchier, C.W., 1987. Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow: a study in vorticity analysis. Journal of Structural Geology, 9, 679-690.

- Passchier, C.W., 1988. Analysis of deformation paths in shear zones. Geologisches Rundschau, 77, 309-318.

- Passchier, C.W. and Druguet, E., 2002. Numerical modeling of asymmetric boudinage. Journal of Structural Geology, 24, 1789-1803.

Passchier, C.W. and Simpson, C., 1986.
Porphyroclast systems as kinematic indicators.
Journal of Structural Geology, 8, 831–843.

- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 2005. Microtectonics. Springer, Berlin, 366.

- Platt, J.P. and Behrmann, J.H., 1986.

Structures and fabrics in a crustal scale shear zone, Betic Cordilleras, S.E. Spain. Journal of Structural Geology, 8, 15-34.

- Ramsay, J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York, 568.

 Ricou, L.E., 1971. Le croissant ophiolitique péri-arabe. Une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, XIII, 327-350.

Rodrigues, B.C., Peternell, M., Moura,
A., Schwindinger, M. and Pamplona, J., 2016.
PT path development derived from shearband boudin microstructure. Journal of Structural Geology, 90, 95-110.

- Rodrigues, B.C. and Pamplona, J., 2018. Boudinage and shearband boudins: A meso to micro-scale tool in structural analysis. Journal of Structural Geology, 114, 280-287.

- Sarkarinejad, K. and Azizi, A., 2008. Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran. Journal of Structural Geology, 30, 116-136.

- Sarkarinejad, K. and Derikvand, S., 2017. Structural and kinematic analyses of the basement window within the hinterland fold-and-thrust belt of the Zagros orogen, Iran. Geological Magazine 154 (5), 983-1000.

- Sarkarinejad, K., Godin, L. and Faghih, A., 2009. Kinematic vorticity flow analysis and 40Ar/39Ar geochronology related to inclined extrusion of the HP-LT metamorphic rocks along the Zagros accretionary prism, Iran. Journal of Structural Geology, 31, 691-706.

- Shafiei Bafti, S. and Mohajjel, M., 2015. Structural evidence for slip partitioning and inclined dextral transpression along the SE Sanandaj–Sirjan zone, Iran. International Journal of Earth Sciences, 104, 587-601.

- Sengupta, S., 1983. Folding of boudinaged layers. Journal of Structural Geology, 5, 197-210.

- Simpson, C. and De Paor, D.G., 1993. Strain and kinematic analysis in general shear zones. Journal of Structural Geology, 15, 1-20.

- Simpson, C. and De Paor, D.G., 1997. Practical analysis of general shear zones using the porphyroclast hyperbolic distribution method: an example from Scandinavian Caledonides. In: Sengupta, S. (ed.), Evolution of Geological Structures in Micro to Macro Scales. Chapman and Hall, London, 169-184.

- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52, 1229-1258.

- Sullivan, W. A., and Law, R. D. 2007. Deformation path partitioning within the transpressional White Mountain shear zone, California and Nevada. Journal of Structural Geology, 29(4), 583-599.

- Swanson, M.T., 1992. Late Acadian-Alleghenian transpressional deformation: evidence from asymmetric boudinage in the Casco Bay area coastal Maine. Journal of Structural Geology, 14, 323-341.

- Swanson, M.T., 1999. Kinematic indicators for regional dextral shear along the Norumbega fault system in the Casco Bay area, coastal Maine. Geological Society of America, Special Paper, 331, 1-24.

- Tikoff, B. and Fossen, H., 1995. The limitations of three-dimensional kinematic vorticity analysis. Journal of Structural Geology, 17, 1771-1784.

- Tikoff, B. and Teyssier, C., 1994. Strain modelling of displacement field partitioning in transpressional orogens. Journal of Structural Geology, 16, 1575-1588.

- Tiwari, S.K., Beniest, A. and Biswal, T.K., 2020. Variation in vorticity of flow during exhumation of lower crustal rocks (Neoproterozoic Ambaji granulite, NW India). Journal Structural Geology, 130, 103912.

تحلیل جنبش شناختی بودین های نامتقارن گستره دورود، غرب...

- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbasi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurement in Iran and northern Oman. International Journal of Geophysics, 157, 381-398.

- Wallis, S.R., 1992. Vorticity analysis in metachert from Sanbagawa Belt, SW Japan. Journal of Structural Geology, 14, 271-280.

- Warren, L.M., 2008. A giant subducting sausage. Nature Geoscience, 1, 154–155.

 Xypolias, P., 2009. Some new aspects of kinematic vorticity analysis in naturally deformed quartzites. Journal of Structural Geology, 31, 3-10.

- Xypolias, P., 2010. Vorticity analysis in shear zones: A review of methods and applications. Journal of Structural Geology, 32, 2072-2092.