



فصلنامه زمین ساخت

تابستان ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۶

doi 10.22077/jt.2024.8207.1184

بررسی و مقایسه تغییرات تنش دیرین با استفاده از دو روش الگوهای ساختاری و وارونگی داده های لغزشی در بخش جنوبی کمربند تکتونیکی شرق ایران

حسن اصغری^۱، محمد مهدی خطیب^{۲*}، ابراهیم غلامی^۳، ساسان باقری^۴

۱- دانشجوی دکتری تکتونیک، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۲- استاد تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۳- دانشیار تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۴- دانشیار تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۱۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۰/۰۸

چکیده:

منطقه مورد مطالعه در جنوب خاور ایران و در شمال خاوری ایران شهر و جنوب خاش و از نگرش زمین شناسی در بخش جنوبی کوهزاد شرق ایران قرار دارد. از شاخص های این منطقه وجود ساختار های زمین شناسی (ساخت کششی، فشاری، برشی) متنوع می باشد که این تنوع ساختاری نشان دهنده تاریخچه تکتونیکی پیچیده ای می باشد. برای شناخت بهتر روندهای دگرشکلی می توان از محاسبه و بازسازی تنش ها استفاده نمود، که در این پژوهش از دو روش وارونگی داده های لغزشی و بررسی الگوهای ساختاری استفاده شده است. بدین منظور برای محاسبه محورهای تنش در زمان های مختلف برداشت های صحرایی شامل صفحات گسلی، سطوح لغزشی، سطح محوری چین خوردگی ها در منطقه انجام شد. که نتایج بدست آمده تقریباً با هم یکسان می باشند. بررسی داده های جنیشی گسل ها و محاسبه تنسورهای تنش در زمان های مختلف، سه مرحله تغییر در موقعیت اصلی فشردگی (σ_1) در زمان های کرتاسه ($N10^\circ$) پالئوژن ($N60^\circ$) نئوژن ($N6^\circ$) را نشان می دهند. و همچنین بررسی جهت کوتاه شدگی چین خوردگی ها سه مرحله کوتاه شدگی با روند های ۱- شمال ۲- شرق و ۳- شمال شرقی را نشان می دهند از این رو میتوان گفت چین خوردگی نسل اول قدیمی ترین رخداد دگرشکلی می باشند که دارای محور شرقی غربی هستند و چین های نسل دوم و سوم نیز در رخداد دوم دگرشکلی همزمان با بسته شدن حوضه سیستان در پالئوژن می باشند و گسل های مزدوج که باعث جابجایی دیگر ساختار های زمین شناسی شده اند نیز در زمان نئوژن ایجاد شده اند.

واژه های کلیدی: دگرشکلی، گسل امتدادلغز راستگرد، چین خوردگی، تنش دیرین، زون ساختاری شرق ایران

ایمیل: mkhatib@birjand.ac.ir

تلفن تماس: ۰۹۱۵۱۶۱۳۵۸۶

Analysis and Comparison of Paleostress Variations Using Structural Pattern and Slip Data Inversion Methods in the Southern Part of the East Iranian Tectonic Belt

Hassan Asghari¹, Mohammad Mehdi Khatib^{*2}, Ebrahim Gholami³, Sasan Bagheri⁴

1- PhD Student in Tectonics, Faculty of Sciences, Department of Geology University of Birjand, Birjand, Iran

2- Professor of Tectonics, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

3- Associate Professor of Tectonics, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of birjand, Birjand, Iran

4- Associate Professor of Tectonics, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Abstract

The study area is situated in southeastern Iran, specifically north of Iranshahr and south of Khash, and geologically, it lies within the southern sector of the mountainous region of eastern Iran. This area exhibits diverse geological structures, including extensional, compressional, and shear formations, which reflect a complex tectonic history. To enhance our understanding of the deformation processes, this research utilizes two methodologies: the inversion of fault data and the analysis of structural patterns. Field surveys were conducted to determine stress axes at various points in time, incorporating fault planes, slip surfaces, and folding hinge surfaces. The results obtained from both methods are closely aligned. Analyzing the kinematic data of the faults and calculating stress tensors at different periods reveals three distinct stages of change in the original compressive stress state (σ_1) during the Cretaceous ($N10^\circ \pm 10^\circ$), Eocene ($N60^\circ \pm 25^\circ$), and Miocene ($N6^\circ \pm 15^\circ$). Furthermore, an examination of the shortening directions of the folds indicates three stages of shortening with trends directed towards 1- north, 2- east, and 3- northeast. Consequently, it can be concluded that the first-generation folds represent the earliest deformation events characterized by an east-west axis. In contrast, the second and third-generation folds align with a subsequent deformation event that coincides with the closure of the Sistan basin during the Paleogene. Additionally, the conjugate fractures that caused the displacement of other geological structures also formed during the Neogene.

Keywords: Deformation, Strike-Slip Fault, Folding, Paleostress, East Iranian Structural Zone

*Email: mkhatib@birjand.ac.ir

Tel: +989151613586

مقدمه

منطقه مورد مطالعه بخش جنوبی کوهزاد شرق ایران که شامل یک منطقه گوه مانند، بین بلوک لوت در غرب و بلوک افغان در شرق بوده و شامل سکانس های افیولیتی به سن کرتاسه فوقانی، رسوبات سیلیسی کلاستیک، رخساره-فلیش به سن پالئوسن-ائوسن، رسوبات دریایی عمیق و بلوک های آهکی به سن کرتاسه و ائوسن می باشد (Tirrul et al., 1983) به دلیل تنوع ساختاری و دگرشکلی های متفاوت تاکنون ایده های مختلفی در ارتباط با تکامل تکتونیک کوهزاد شرق ایران مطرح گردیده است. اعمال تنش های مختلف در محدوده زمانی متفاوت، دگرشکلی های متنوعی را ایجاد می کند، بررسی های تنش دیرین در پهنه دگرشکل شده و ارتباط آن با دگرشکلی های موجود یکی از ابزارهای مناسب جهت شناخت بهتر سازوکار حاکم بر این دگرشکلی ها می باشد. در این باره (تنش دیرین) نیز مطالعاتی به وسیله پژوهشگران مختلف در بخش های شمالی این کوهزاد صورت گرفته است از جمله میتوان به موسوی (موسوی و همکاران، 1389)، در جنوب بیرجند با دو مرحله تغییر شکل با راستای شمال خاوری - جنوب باختری و خاوری - باختری، جنزر (Jentzer et al., 2016) در بخش های شمالی کمربند سیستان با سه مرحله تغییر شکل در زمان های میوسن ($90^{\circ}N$)، اواخر پلیوسن ($60^{\circ}N$) و کواترنری ($25^{\circ}N$)، عزتی (Ezati et al., 2020) در کوه های شکراب (شمال بیرجند) با سه مرحله تغییر شکل در زمان های کرتاسه - پالئوسن ($337^{\circ}N$)، ائوسن ($3^{\circ}N$)، الیگوسن - کواترنری ($26^{\circ}N$)، سهیمی (سهیمی و همکاران، 1397)، در منطقه شیرشتر (شمال سفیدآبه) با دو مرحله تغییر شکل در زمان های کرتاسه - ائوسن (شمال باختری - جنوب خاوری) و ائوسن - کواترنری (شمال خاوری - جنوب باختری) اشاره نمود. بخش جنوبی کوهزاد با توجه به اینکه نسبت رخنمون های شمال کوهزاد کمتر دچار دگرریختگی و آشفتنگی تکتونیک شده می تواند گزینه مناسبی برای بررسی و تفکیک فازهای مختلف تنش و در نهایت دست یابی به اطلاعاتی ارزشمند باشد که از آن بتوان در تفسیر تکامل تکتونیک این کوهزاد استفاده نمود. هدف از این پژوهش بررسی تغییرات جهت تنش در بازه های

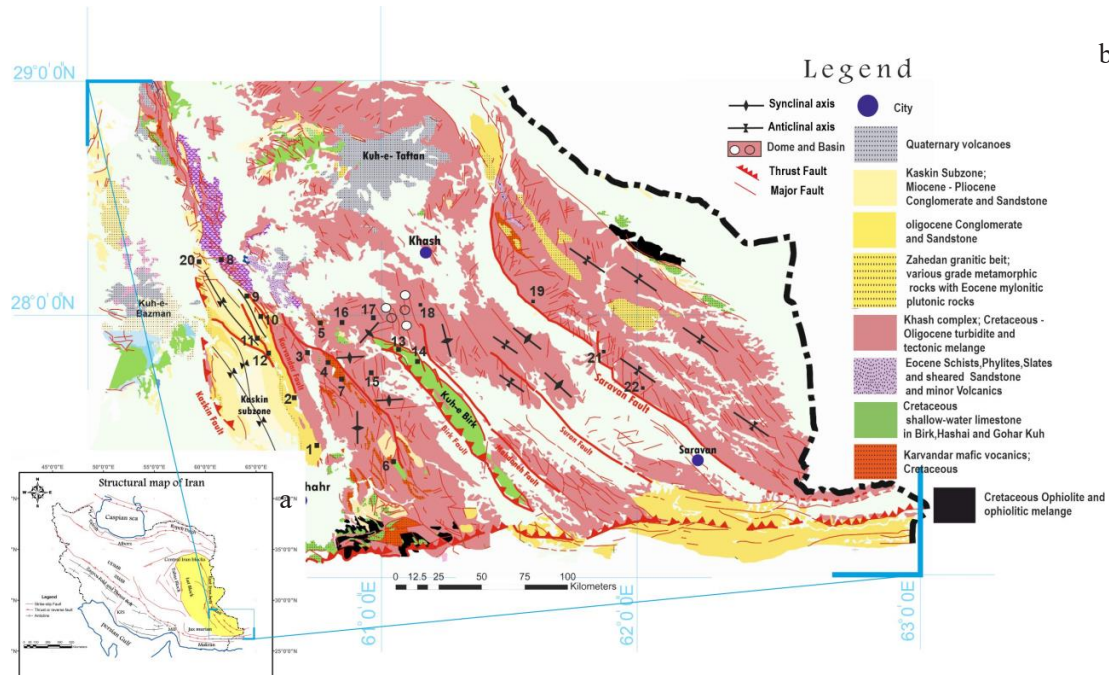
زمانی متفاوت در واحد های مختلف سنگی و چینه ای با استفاده از داده های برداشت شده از ویژگی های هندسی و کینماتیک گسل ها و مقایسه آن با الگوهای چین خوردگی و تفکیک فاز های مختلف چین خوردگی می باشد. به منظور تعیین میدان تنش در زمان حاضر نیز زمین لرزه هایی با بزرگی بالای ۵ ریشتر و دارای حل کانونی در بخش جنوبی کوهزاد شرق ایران مورد بررسی قرار گرفت و نتایج آن نیز با نتایج بست آمده دیگر مورد تحلیل قرار گرفت. تحلیل تکتونیک شامل جمع آوری داده ها، جداسازی داده ها بر اساس تعیین سن، محاسبه میدان های تنش و در نهایت شناسایی و طبقه بندی رویدادهای مختلف است. از این رو مهمترین پرسش های تحقیق این است: با توجه به دگرشکلی شکنا و شکل پذیر چند فاز تکتونیک عمل کرده است؟ رژیم تکتونیک حاکم بر این فاز ها چگونه بوده است؟ چه ارتباطی بین ساختارهای دگرشکلی با تغییرات میدان تنش وجود دارد؟

زمین شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در بخش جنوبی پهنه جوش خورده سیستان و بین طول های جغرافیای $30^{\circ} 6'$ تا $00^{\circ} 62'$ و عرض های جغرافیایی $15^{\circ} 27'$ تا $15^{\circ} 28'$ می باشد (شکل ۱) تاکنون تقسیم بندی های گوناگونی برای واحدهای تکتونواستراتیگرافیک شرق ایران انجام شده است که هر یک از این پژوهشگران تحت اسامی مختلفی از آن یاد کرده اند. که از مهمترین این کارها میتوان به افتخار نژاد (Eftekhar-Nejad et al., 1971) "جبال زون" فلیش"، اشتوکلین (Stöcklin, 1972) "جبال مکران و شرق ایران"، نبوی (Nabavi, 1355) "زون نهبندان-خاش"، کری (Kearey et al., 1996) و باقری (Bagheri and Damani, 2021) "اوروکلین بلوچستان" اوروکلین شرق ایران"، کمپ و گریفیس (Camp, 1982) (Tirrul et al., 1983) and Griffis) و تیروول و همکاران (Tirrul et al., 1983) "زمین درز سیستان"، نوگل السادات (نوگل السادات، 1372) "لوت-سیستان" و علوی (Alavi, 1991) "کوه های شرق ایران" میتوان اشاره نمود. اکثر مطالعات انجام شده بر پایه دو مدل ۱- ریفیتی (Stöcklin, 1968; Tirrul et al., 1983) و ۲- مدل چرخش خرده قاره (Bagheri et al., 2009) و ۲- مدل چرخش خرده قاره (Bagheri et al., 2009; Kearey et al., 2009) می باشد.

شامل سیلت، ماسه، کنگلومراهای نئوژن یا نهشته های تپ فلیش و دارای ساختمان های منظم بوده که زمین ساخت کمتری را متحمل شده است ۳- بخش میانی از توریدایت ها و تکتونیک ملائزهای (کرتاسه -الیگوسن) تشکیل شده است که از غرب به گسل کارواندر و از شرق به گسل سراوان محدود میشود که این بخش شامل چین خوردگی هایی با سطوح محوری متنوع بوده که یال های آن ها توسط گسل های با روند های شمال شرقی و جنوب غربی جا به جا و تکتونیزه شده اند این بخش شامل نهشته های آهکی کم عمق (کرتاسه) (بیرک، هشایی، گوهرکوه) و نیز سنگهای آتشفشانی مافیک (ائوسن) در شرق گسل کارواندر می باشد. ۳- بخش خاوری نیز شامل افیولیت ملائزهای کرتاسه و کمر بند گرانیتهی زاهدان پلوتونیک میلوئیتی ائوسن می باشند که از غرب به گسل سراوان و از غرب به گسل هریرود و بلوک هلمند محدود می شوند و حاوی چین های دو کی با سطح محوری شمال غربی - جنوب شرقی بوده که در راستای سطح محوری دچار کشیدگی شده است. ساختارهای این بخش نیز مانند بخش میانی توسط گسل های مزدوج با راستای شمالی جنوبی و شمال شرقی جنوب غربی بریده و جابه جا شده اند.

زون جوش خورده سیستان در حد فاصل زون گسلی نهپندان، کهورک، نصرت آباد و کارواندر در غرب و هریرود در شرق، در گستره ای با طول ۸۰۰ کیلومتر و عرض ۲۰۰ کیلومتر و انباشته هایی ضخیم از نوع نهشته های فلیش وجود دارد که پی سنگ افیولیتی وابسته به پوسته های اقیانوسی را دارند (Stöcklin, 1972). زون سیستان نمایانگر یک لیتوسفر اقیانوسی باریک است که از اوایل کرتاسه، دستخوش تاریخچه نسبتاً پیچیده ای شده است که با تغییرات در محیط تکتونیک و فاز های تنش همراه بوده است. شکافتن، فرورانش، استقرار افیولیت، برخورد ترانشه قاره ای، بالا آمدن، و حداقل سه مرحله تغییر شکل از زمان سنوزوئیک تا حال حاضر مسئول پیکربندی کنونی زون سیستان بوده است. منطقه مورد مطالعه توسط سه گسل کارواندر و سراوان که دارای روند شمال باختری جنوب خاوری می باشند به سه بخش باختری، میانی و خاوری تقسیم میشود که ۱- بخش باختری از شرق به گسل کارواندر و از غرب به گسل کاسکینگ و بلوک لوت محدود میشود، که شامل ناودیس هایی بزرگ با شیب زیاد و سطح محوری شمال غربی - جنوب شرقی و کاملاً فشرده و بسته می باشند که این بسته و فشرده بودن تا حدودی مربوط به نبود سنگ های زیاد مقاوم مانند آهک های ریفتی در هسته آن می باشد. این بخش



شکل ۱- (a) موقعیت منطقه مورد مطالعه (b) نقشه زمین شناسی (بر گرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰۰ زمین شناسی شرق ایران) (سهندی، ۲۰۱۱)، و مکان داده های جمع آوری شده بر روی نقشه

مواد و روش‌ها

در این پژوهش، ابتدا پس از انجام مطالعات و بررسی کارهای انجام شده، برداشت‌های صحرایی، شامل ویژگی‌های هندسی گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها (صفحات گسلی، سطوح لغزش گسلی، یال‌های چین، سطوح محوری چین خوردگی‌ها، محور چین خوردگی‌ها) در ۲۲ ایستگاه برداشت شدند، سپس جهت‌های تنش اصلی بر اساس موقعیت هندسی صفحات و خطواره‌های گسلی با استفاده از روش وارونگی تانسور تنش (Jacques, 2002) تعیین گردید. برای تعیین موقعیت محورهای جنبشی و تفکیک چین خوردگی‌ها از نرم افزار win tensor 5.9 و برای تعیین موقعیت محورهای کشش (T) و فشارش (P) و همچنین تعیین مکانیسم گسل‌ها و رسم نمودار مثلثی (Frohlich, 1992) از نرم افزار Mech App استفاده شده است و برای تحلیل چین خوردگی‌ها، نرم افزار Stereonet بکار گرفته شد.

روش تحقیق

محاسبه تنش دیرین با استفاده از روش وارونگی داده‌های لغزشی

برای محاسبه تنش ابتدا موقعیت سطوح گسلی، موقعیت‌های لغزشی گسلی، سوی لغزش‌ها به همراه موقعیت لایه بندی‌ها در ۲۲ ایستگاه برداشت شده است (شکل ۳)، سپس برای تعیین سن تقریبی و نسبی گسل‌ها چگونگی قطع شدگی و جابه‌جایی گسل‌ها با یکدیگر، توالی‌های لغزشی گسلی مختلف روی سطح هر گسل، برداشت شده است. یکی از مهمترین فرضیات روش وارونسازی، رخداد لغزش در جهت تنش برشی بیشینه در سطح گسل است. بنابراین هر میدان تنشی تنها توانایی ایجاد یک‌خوش لغز را در سطح گسل خواهد داشت. در برداشت‌های صحرایی، گاه چند خوش لغز در سطح گسل دیده می‌شود. ایجاد چند خوش لغز گسلی ممکن است در اثر تغییر محلی جهت تنش اصلی صورت گیرد که در این حالت ممکن است چند خوش لغز در یک فاز دگرشکلی ایجاد شوند. تغییر جهت لغزش در اثر تغییر مقاومت در سطح گسل و یا تغییر شرایط مرزی نیز ممکن است سبب ایجاد چند خوش لغز در سطح گسل شود. تغییر میدان تنش ناحیه‌ای به واسطه تغییر شرایط مرزی

صفحات واگرا نیز چندین خوش لغز در سطح گسل ایجاد می‌کند. خوش لغزشی ایجاد شده در میدان تنش محلی به واسطه ناسازگاری با میدان تنش ناحیه‌ای در هنگام تحلیل تنش به روش برگشتی شناسایی و (Navabpour et al., 2007; Navabpour et al., 2008)) حذف شده‌اند. گسل‌های با موقعیت و خوش لغزشی مشابه در یک فاز تشکیل می‌شوند از این رو گسل‌ها با نرم افزار (Win-Tensor 5.0.5) دسته‌بندی و با توجه به سن و تقدم و تأخر دسته‌های حاصل گروه بندی شدند (جدول ۱) تعیین محورهای تنش و تفکیک فازهای زمین‌ساختی با استفاده از تحلیل خوش لغزشی گسلی و روش وارونسازی در صورتی امکانپذیر است که تعداد داده‌ها دارای فراوانی مناسب و موقعیت‌های مختلف باشند (Navabpour et al., 2007).

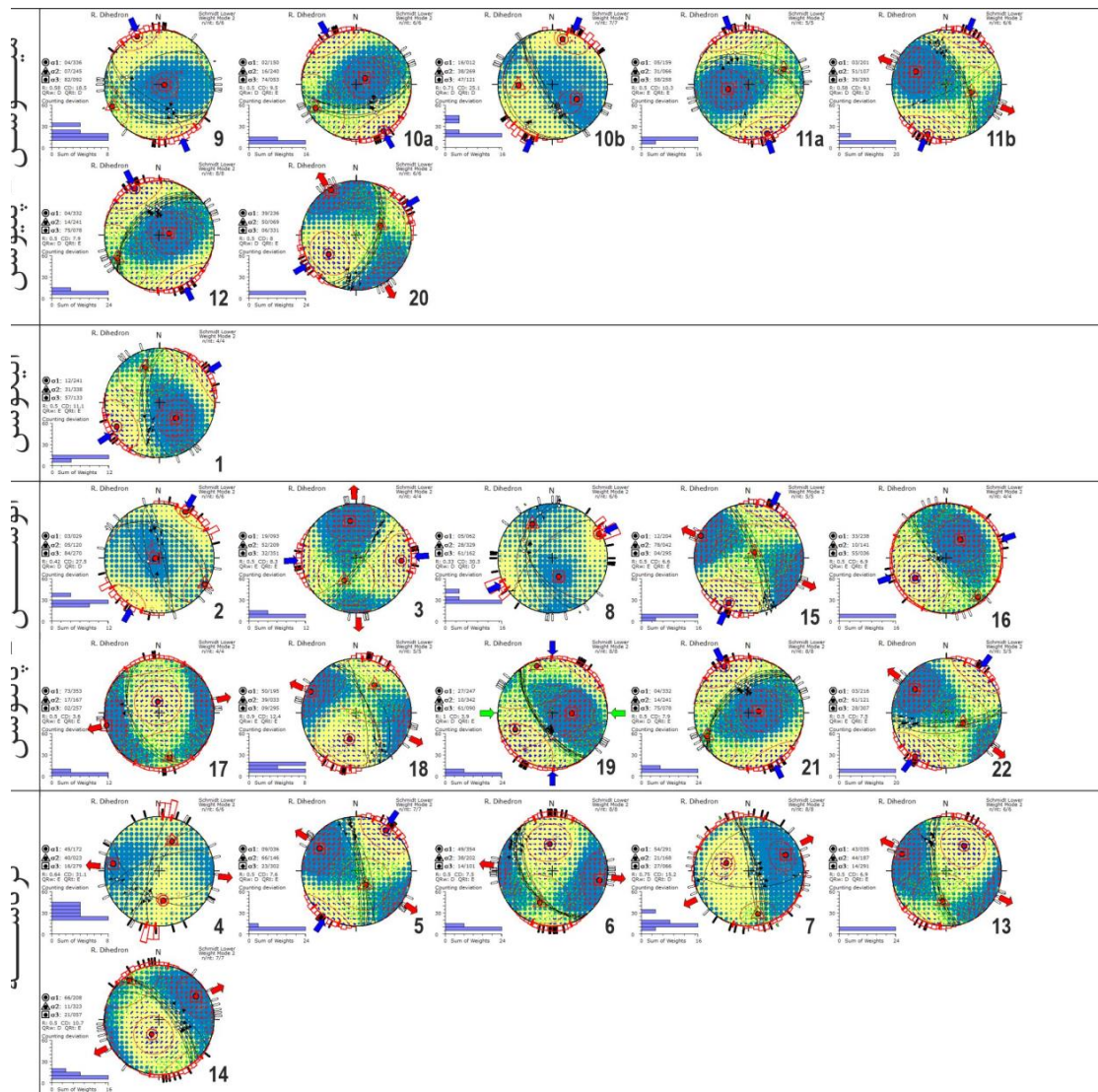
روش وارون سازی چند مرتبه‌ای بهترین روش برای پی بردن به فازهای مختلف تنش دیرین است که با محاسبه موقعیت تنش‌های اصلی (σ_1 ، σ_2 ، σ_3) و نسبت مقادیر تنش‌های یاد شده $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ ، شکل بیضوی تنش بدست می‌آید (Angelier, 2002).

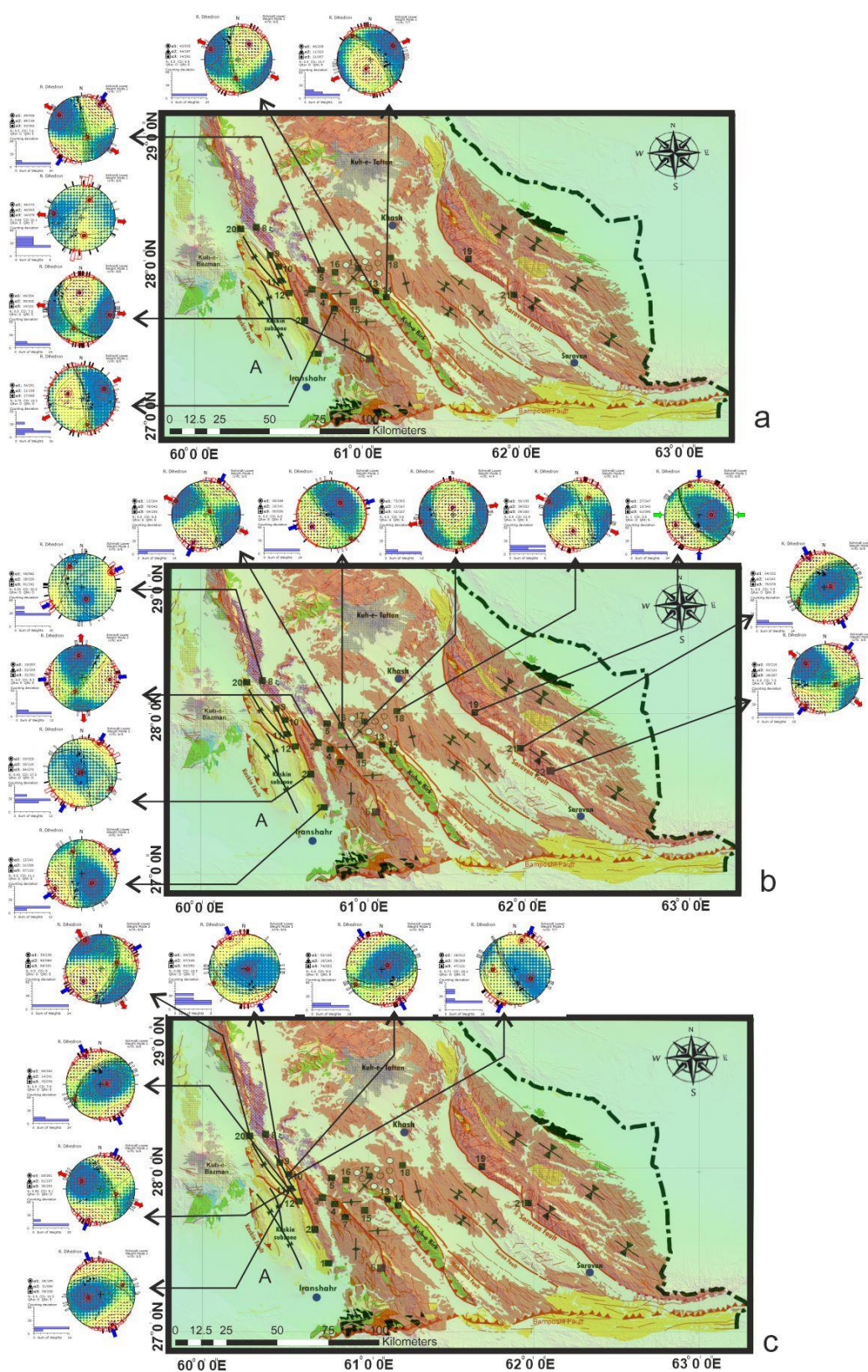
در مرحله بعد اطلاعات مربوط به خوش لغزهای ۲۲ ایستگاه به سه گروه مجزای نئوزن، پالئوزن و کرتاسه تقسیم شدند. تحلیل تنش هر گروه در چندین مرحله انجام شده است و گسل‌های با زاویه عدم برآزش بیش از 30° و گسل‌های با موقعیت نامناسب در دایره مور بدون بعد در هر مرحله پالایش شده‌اند. در ادامه با حذف تعدادی از داده‌های گسلی شرایط پایدار برای تعیین متغیرهای تانسور تنش ایجاد شد؛ و متغیرهای تانسور تنش، تعیین شده است. در فازهایی که چین خوردگی سبب کج شدگی گسل‌ها می‌شوند؛ با استفاده از بازسازی هندسی و بازگرداندن لایه‌ها و گسل‌ها به حالت اولیه خود قبل از تغییر شکل و چین خوردگی و محاسبه پالئواسترس می‌توان تنش اولیه که باعث ایجاد این ساختارها شده‌اند را محاسبه نمود (Navabpour et al., 2007) که سطوح گسلی از این دست نیز به موقعیت اولیه خود بازگردانده شد، سپس گسل‌های بدون سن نسبی مشخص بر پایه همخوانی آن‌ها و در میدانهای تنش به دست آمده در فازهای مختلف قرار گرفته‌اند و تحلیل تنش با همه سطوح گسلی قابل قبول صورت پذیرفته است

پالئوژن امتداد لغز تا معکوس و نئوژن نیز امتداد لغز تا معکوس می‌باشند که دایره مور بدست آمده از داده های گسلی نیز همین موضوع را تصدیق می‌کند و نشان از نیروی تراکششی و امتداد لغز در کرتاسه و نیروی ترافشارشی در ائوسن و میوسن می‌باشند (شکل ۵ و ۴).

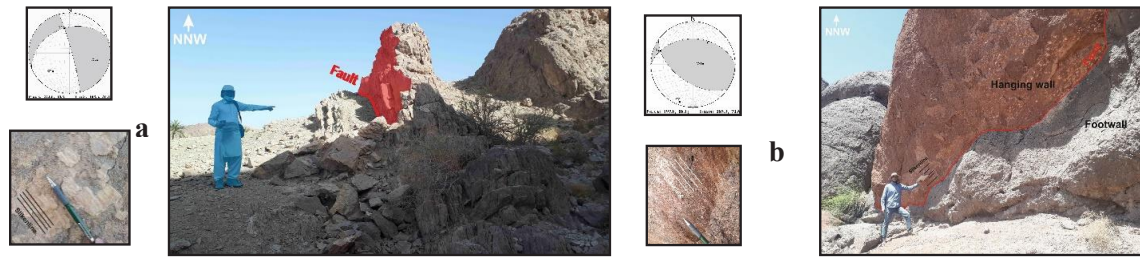
گسل های منطقه به سه فاز تنش اصلی معرف سه فاز دگرشکلی در زمان های کرتاسه ($N10^\circ$) پالئوژن ($N60^\circ$) نئوژن شناسایی و تفکیک شدند. با توجه با نمودار مثلی طبقه بندی مکانیسم گسل بدست آمده از داده های گسلی بشتین مکانیسم گسل ها در کرتاسه با مولفه های امتداد لغز تا نرمال و در

جدول ۱- تغییرات تنش در منطقه مورد مطالعه در زمان های کرتاسه، ائوسن، الیگوسن و میوسن

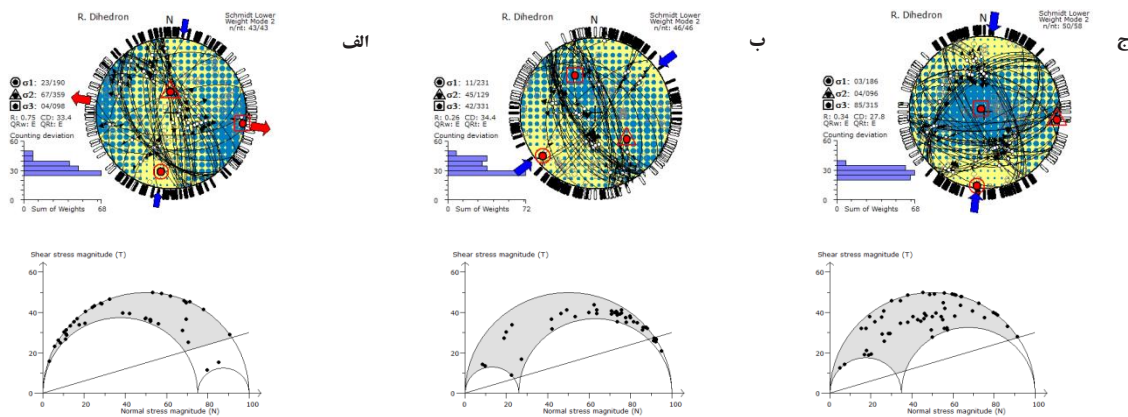




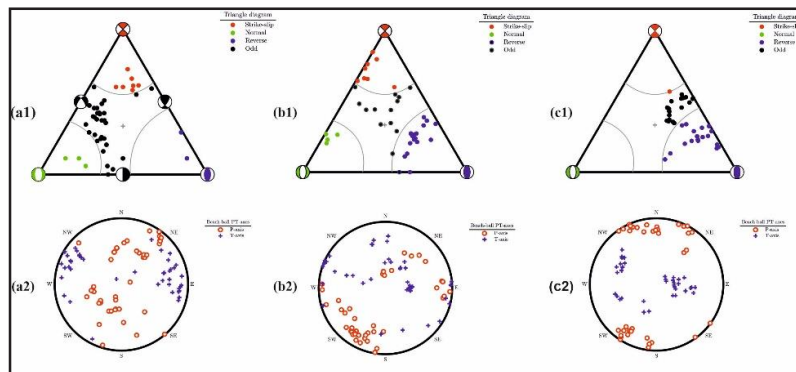
شکل ۲- جهت گیری محورهای تنش مربوط به واحدهای (a) نئوژن (b) پالئوژن و (c) کرتاسه



شکل 3- (a,b) به ترتیب مربوط به گسل هاو خشلغز ها به همراه استریوگرام مربوط به آن ها در ایستگاه ۲ که در آهک های ائوسن و ایستگاه ۱۱ که در ماسه سنگ های میوسن می باشند.



شکل 4- روند تنش های اصلی و دایره مور حاصل از برداشت های گسلی در سه زمان (الف) کرتاسه (ب) پالئوژن (ج) نئوژن



شکل ۵- (a1,b1,c1) نمودار مثلثی طبقه بندی مکانیسم گسل (Frohlich 1992) به همراه (a2,b2,c2)

نمودارهای P و T محاسبه شده برای دوره های (a1,a2) کرتاسه، (b1,b2) پالئوژن، (c1,c2) نئوژن

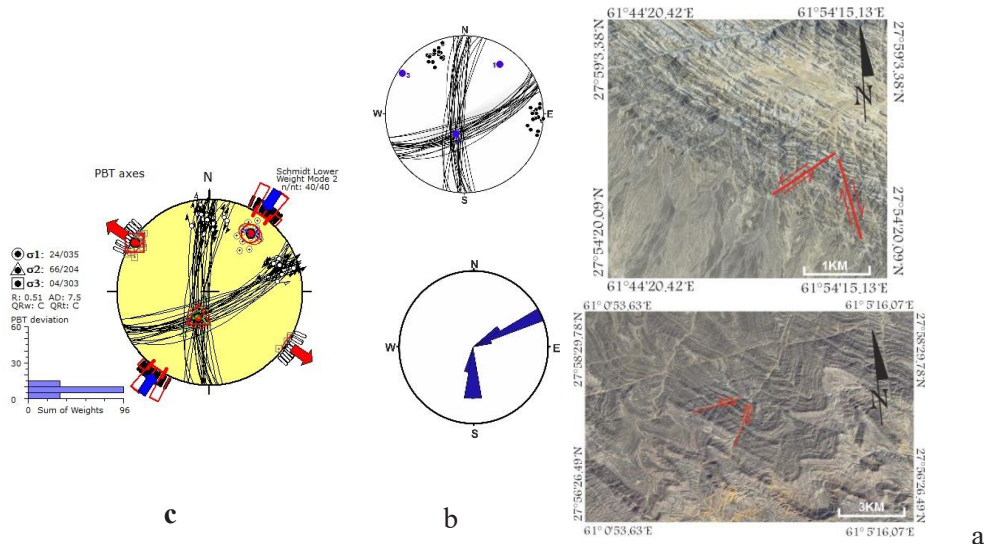
بررسی تصاویر ماهواره ای و مشاهدات صحرائی نشان از دو دسته گسل راستالغز با امتداد شمالی جنوبی با مولفه امتدادی راستگرد و دسته دوم شمال شرقی - جنوب غربی با مولفه امتدادی چپگرد می باشد که درنشته های ائوسن بوده و باعث جابه جایی یال های چین خوردگی ها شده تصاویر ماهواره ای و مشاهدات صحرائی نشان از دو دسته گسل راستالغز با

بازسازی تنش ها با استفاده از گسل های مزدوج

گسل های مزدوج شامل دو دسته گسل متقاطع با مولفه امتدادی مخالف هم می باشند که نیمساز زاویه حاده بین این دو روند گسلی نشان دهنده جهت تنش اصلی وارده به منطقه می باشد و برای تعیین تنش های قدیمی مورد استفاده قرار می گیرد (Anderson, 1955).

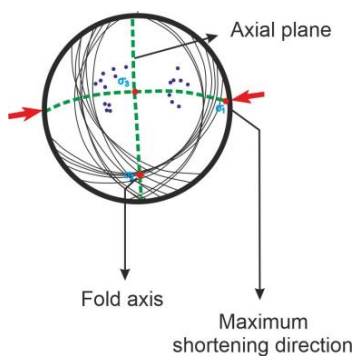
باعث جابه‌جایی یال‌های چین‌خوردگی‌ها شده‌اند بازسازی این گسل‌ها راستای تنش با زاویه 30° را نشان می‌دهند (شکل ۶).

امتداد شمالی جنوبی با مولفه امتدادی راستگرد و دسته دوم شمال شرقی - جنوب غربی با مولفه امتدادی چپگرد می‌باشد که در نهشته‌های ائوسن بوده و



شکل ۶ - نمایی از گسل‌های مزدوج در شرق گسل سراوان و شرق گسل کارواندر (a) به همراه استریوگراف و نمودار گل سرخی (b) و جهت تنش‌های اصلی (c)

مقیاس تداخلی که نتیجه دو تنش متفاوت در منطقه می‌باشند نیز در بخش خاوری گسل کارواندر و شمال بیرک قابل رویت هستند.



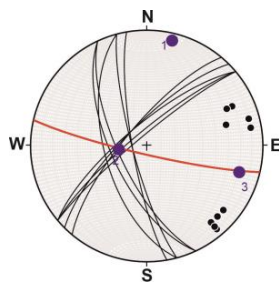
تصویر ۷ - دیاگرام π که جهت کوتاه‌شدگی چین‌خوردگی را به ما نشان می‌دهند

پس از برداشت‌های صحرائی انجام شده و بررسی ویژگی‌های هندسی چین‌خوردگی‌ها سطوح محوری مربوط به ۲۱ چین‌خوردگی برداشت شده از ایستگاه‌های مختلف وارد نرم افزار win tensor شد و پس از بررسی و همخوانی سطوح محوری و جهت‌های کوتاه‌شدگی آن هادر سه فاز مختلف اندازه‌گیری شده‌اند که نتایج آن در شکل ۱۲ آورده شده است که وجود

بازسازی تنش‌ها با استفاده از چین‌خوردگی‌های منطقه

چین‌ها حاصل دگرشکلی، شکل‌پذیر سنگ‌ها هستند که تغییرات تدریجی اما پیوسته‌ای را ایجاد کرده به گونه‌ای که سنگ خود را با دگرشکلی سازگار می‌کند. (Ramsay, 1986) چین‌خوردگی‌ها می‌توانند در روند بررسی تنش‌های اعمال شده در منطقه کمک زیادی باشند. به طور کلی جهت کوتاه‌شدگی چین‌خوردگی‌ها را می‌توان با محاسبه سطح محوری و محور چین‌خوردگی تعیین نمود، قطب‌یال‌های یک چین‌خوردگی، سطحی را مشخص می‌کند که قطب آن سطح، محور چین‌خوردگی (محور π) یا جهت σ_2 را نشان می‌دهد سطحی که یک چین را به دو قسمت تقسیم می‌کند سطح محوری نامیده می‌شود و آزمون‌هایی که عمود بر سطح محوری باشد جهت کوتاه‌شدگی σ_1 را نشان می‌دهد (شکل ۷) (Allmendinger et al., 2011). چین‌خوردگی‌ها از شاخص‌ترین ساختارهای تکتونیکی در شرق ایران می‌باشند به طوری که وجود آنها را می‌توان در مقیاس‌های و روندهای متفاوت در شرق ایران مشاهده نمود. چین‌خوردگی‌های بزرگ

کم تعداد بودن این چین ها را فاز های جدید تنش دانست که سبب تغییر مکانیسم و تغییرات دگر شکلی در این محدوده شده است. از جمله این چین ها می توان به چین FO_{15} (شکل ۸) که در موقعیت $2727^{\circ}50.54'46''N$ $12.98^{\circ}E$ و در فلیش های ائوسن در شمال غرب کوه بیرک قرار دارد، و دارای سطح محوری $N80E/90$ می باشد، اشاره نمود.



شکل ۸- تصویر صحرایی مربوط به چین خوردگی FO_{15} برداشت شده از ایستگاه ۱۵ (دید به سمت جنوب شرق) و استریوگراف آن

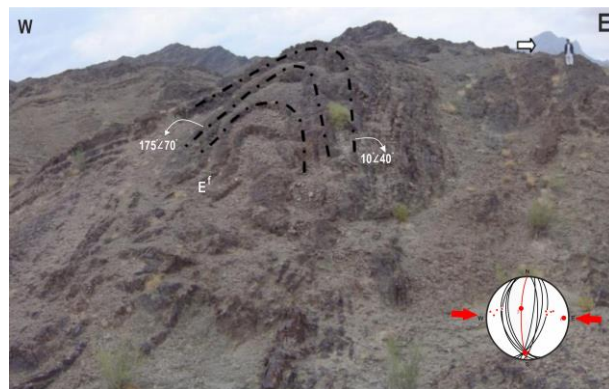
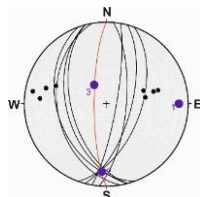
سه جهت اصلی چین خوردگی با شدت های مختلف می تواند حداقل نشان دهنده سه نسل چین خوردگی باشد. که در زیر به ویژگی چند نمونه از آن ها و روند تغییرات کوتاه شدگی آن ها در منطقه در زیر اشاره شده است.

چین خوردگی های نسل اول:

با سطح محوری خاوری باختری می باشند تعداد این چین ها بسیار کم می باشد و می توان دلیل

چین های نسل سوم:

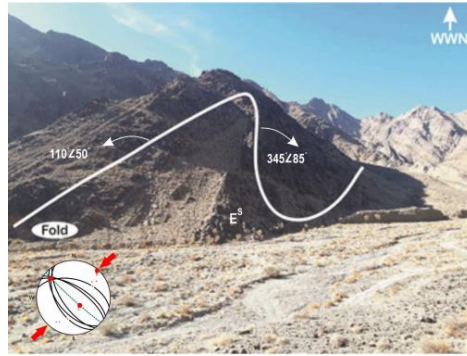
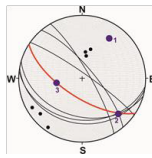
این چین خوردگی ها دارای سطح محوری شمالی شرقی - جنوب غربی بوده و تعداد آنها نسبت به چین خوردگی های نسل اول و دوم به دلیل همخوانی محور های تنش آن ها با فاز های تنش کنونی بیشتر می باشد. از جمله این چین خوردگی ها می توان به چین FO_{20} (شکل ۱۰) که در موقعیت $27^{\circ}54'27''N$ $61^{\circ}6'36.40''E$ و در واحد های فلیشی شمال کارواندر قرار دارد دارای سطح محوری $N60W/86SW$ می باشد.



شکل ۹- تصویر صحرایی مربوط به چین خوردگی FO_{18} برداشت شده از ایستگاه ۱۸ (دید به سمت شمال) و استریوگراف آن

چین های نسل دوم:

این چین ها دارای سطح محوری شمالی - جنوبی می باشند تعداد این چین ها نسبت به چین نسل اول بیشتر بوده و می توان دلیل زیاد بودن تعداد این چین ها را همخوانی و نزدیک بودن محور های تنش این چین خوردگی ها با فاز های تنش کنونی دانست، از جمله این چین خوردگی ها می توان به چین FO_{16} (شکل ۹) که در موقعیت $27^{\circ}54'27''N$ $61^{\circ}6'36.40''E$ و در واحد های فلیشی شمال کارواندر قرار دارد دارای سطح محوری $N60W/86SW$ می باشد اشاره نمود.

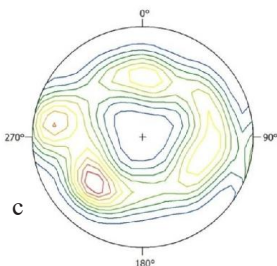
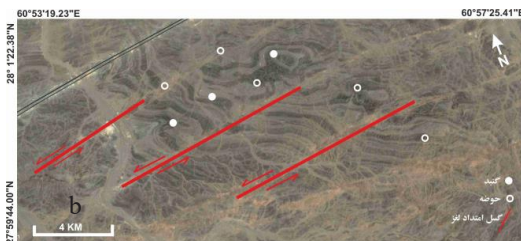


شکل ۱۰- تصویر صحرایی مربوط به چین خوردگی FO₂₀ برداشت شده از ایستگاه ۲۰ و واستریوگراف آن

را میتوان بیان نمود (شکل (a) ۱۱) که در زیر با آن اشاره شده است ساختار تداخلی چین خورده تیپ دو رمزی از جمله ساختارهای تداخلی می‌باشند در موقعیت جغرافیایی $27^{\circ}59'N$ $60^{\circ}02.54'E$ و در فلیش‌های ائوسن قرار گرفته است (شکل (b) ۱۱). و دو راستای تنش عمود بر هم را نشان میدهند لذا دارای دو سطح محوری بوده که یک راستای آن شمال غربی جنوب شرقی بوده که معرف نسل دوم چین خوردگی بوده و شناسایی نسل اول چین خوردگی بدلیل دگرشکلی جوان تر مشکل می‌باشد لذا با شناخت الگوی تداخلی و شناسایی نسل دوم دگرشکلی می‌توان سطح محوری چین خوردگی نسل اول پی برد.

چین خوردگی‌های تداخلی:

گاهی اوقات عملکرد دو فاز چین خوردگی دگرشکلی‌های متفاوتی روی لایه بندی اولیه ایجاد میکند، اعمال تنش با جهات متفاوت در لایه‌هایی با مورفولوژی مختلف ایجاد تیپ‌های متفاوتی از چین خوردگی‌ها در سطح میکند که اصطلاحاً الگوی تداخلی چین خوردگی گویند (Ramsay, 1986) بنابراین الگوهای تداخلی نشان‌دهنده تغییر فازهای چین خوردگی و روشی برای شناخت این تغییرات می‌باشد اگر چه طیف وسیعی از الگوهای تداخلی در چین خوردگی‌ها ممکن است ظاهر شود ولی به طور کلی ولی چهار تیپ کلی از الگوهای تداخلی



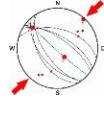
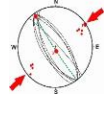
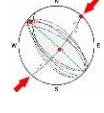
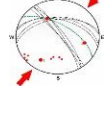
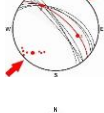
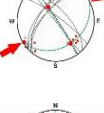
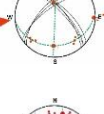
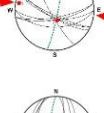
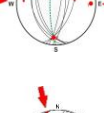
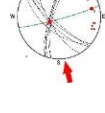
Type	Shape of pre-existing fold	Pattern of superposed fold	
		Form of folded layer	outcrop pattern
Type1			
Type2			
Type3			
Type4			
Type5			

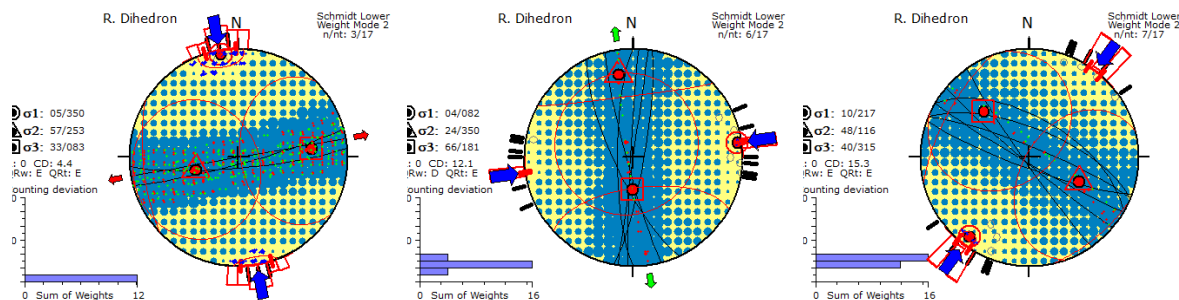
a

شکل ۱۱- (a) چین‌های تداخلی و (b) نمایش تیپ دو (گنبد و حوضه) از الگوی تداخلی چین خوردگی رمزی (۱۹۸۷) حاصل از دو فاز دگرشکلی عمود بر هم در شرق گسل کارواندر به همراه (c) کنتوردیگرام آن در توریدایت‌های ائوسن که توسط گسل‌های امتداد لغز جابه‌جا شده‌اند



جدول ۱- شیب سطح محوری، میل محور و زاویه بین یالی به همراه تصاویر استریوگرافی چین های منطقه مورد مطالعه و جهت کوتاه شدگی آن

موقعیت جغرافیایی	زمان	سطح محوری چین	میل محورچین	زاویه بین یالی	تصویر استریوگراف چین
27°54'58.88"N 61° 6'36.40"E	اٹوسن	N60°W/86°SW	310°/21°	55°	
27°54'20.57"N 61° 6'36.40"E	اٹوسن	N35°W/86°SW	325°/8°	40°	
27°54'35.93"N 61° 3'17.63"E	اٹوسن	N50°W/86°W	310°/ 8°	50°	
27°53'42.21"N 61° 0'32.39"E	اٹوسن	N60°W/60°NE	334°/46°	50°	
27°50'45.84"N 61° 2'26.55"E	کرتاسه فوقانی	N45°W/65°NE	331°/36°	30°	
27°52'11.74"N 60°51'53.88"E	کرتاسه فوقانی	N68°W/82°NE	302°/51°	80°	
27°53'12.99"N 61° 1'23.49"E	اٹوسن	N3°E/88°NW	351°/60°	۸۵°	
27°48'13.53"N 60°58'42.50"E	اٹوسن	N10°E/82°SE	168°/68°	۳۵°	
27°52'18.32"N 60°48'21.80"E	اٹوسن	N-S/78°W	183°/18°	60°	
27° 46' 50.54N 60° 57' 12.98E	اٹوسن	N80°E/87°	267°/63°	75°	

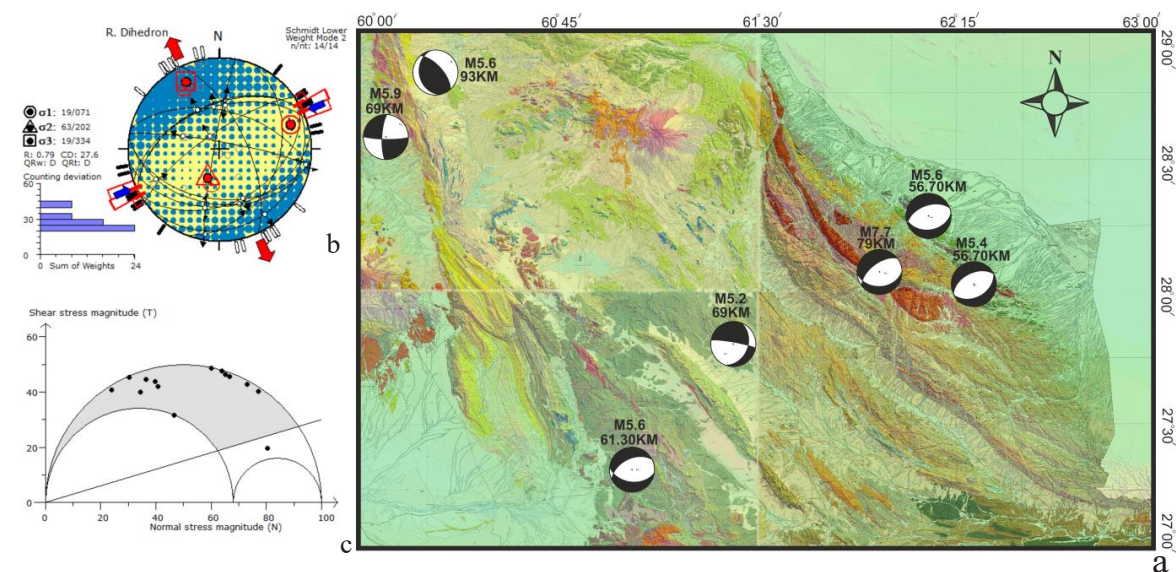


شکل ۱۲- تفکیک چین خوردگی های منطقه به سه فاز کوتاه شدگی بر اساس موقعیت محورهای چین خوردگی

گردآوری شدند (شکل ۱۳)، و با وارد کردن فوکل مکانیسم مربوط به هر زلزله در نرم افزار Win tensor، موقعیت تنشهای اصلی، $\sigma_1=071/19$ ، $\sigma_2=202/63$ ، $\sigma_3=334/19$ و نسبت مقادیر تنش $R=0.79$ ، محاسبه شد.

بازسازی تنش ها با استفاده از زمین لرزه های بالای ۵ ریشتر

به منظور تعیین میدان تنش زمان حاضر، زمین لرزه هایی با بزرگی بالای ۵ ریشتر و دارای حل کانونی در بخش جنوبی کوهزاد شرق ایران از منابع مختلف



شکل ۱۳- (a) نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه و ساز و کار کانونی زمین لرزه های بخش جنوبی کوهزاد شرق ایران (b) استریوگرام مربوط به سازوکار کانونی زمین لرزه ها و فاز تنش بدست آمده از زلزله ها (c) موقعیت زمین لرزه ها بر روی دایره مور

و چین خوردگی‌هایی با سطح محوری متفاوت نشان‌دهنده آن است که این منطقه دستخوش دگرشکلی های زیادی شده است که برای ارتباط بین این دگرشکلی ها از تنش دیرین در این مطالعه استفاده شده‌است. نتایج حاصل از وارونه‌سازی دادهای مربوط به خش های گسلی نشان می‌دهد که محور تنش بیشینه (σ_1)، در طی زمان های کرتاسه تا کواترنری در سه مرحله دچار تغییر شده‌اند که در واحدهای مربوط به زمان کرتاسه (N10) و زمان پالئوژن (N60) و زمان

بحث و نتیجه گیری

تحلیل تنش دیرین می‌تواند برای تفکیک فاز های مختلف تنش و درک ارتباط بین دگرشکلی های ایجاد شده کمک بسیاری باشد، و همچنین اطلاعات ارزشمندی در خصوص سیر تکاملی کوهزاد ها ارائه نماید منطقه مورد مطالعه که بخش جنوبی زون سیستان می‌باشد ساختارهای دگرشکل شده متنوعی را در دل خود جای داده است، که نشان‌دهنده تاریخچه تکتونیکی پیچیده‌ای می‌باشد تنوع ساختارهای مختلف



عبارتند از: ۱- در اثر تغییرات فاز تنش در دو فاصله زمانی بین کرتاسه تا ائوسن بوجود آمده اند، که فاز قدیمی تر آن مربوط به زمان کرتاسه می باشد که مسبب چین های با محور شرقی غربی یا شمال شرق جنوب غربی می باشد و فاز جدید آن در زمان ائوسن که اغلب چین ها منطقه در این زمان با محور شمالی-جنوبی تحت تاثیر این فاز شکل گرفته اند ۲- گسل های راستالغز چپگرد با روند های شمال شرقی جنوب غربی موجود در شیل های ائوسن که تحت تاثیر آن ها دچار چرخش خلاف جهت عقربه های ساعت شده و محور چین دچار چرخش شده و مجدد دچار چین خوردگی شده اند و چین های تیپ دو رمزی شکل گرفته اند که البته این موضوع نیاز به مطالعه بیشتری دارد (شکل 11(b)).

مراجع

سهیمی، ا.، موسوی، س.م.، خطیب، م.م.، ۱۳۹۷. تحلیل تنش دیرینه در منطقه شیرشتر (یکی از شاخه های شمالی گسل نهندان). زمین شناسی کاربردی پیشرفته ۳۰۰-۳۱۵: (۳)

موسوی، س.م.، خطیب، م.م.، علوی، ا.، ۱۳۸۹. تفکیک فازهای تنش دیرین به روش برگشتی از صفحه های گسلی در منطقه جنوب بیرجند. فصلنامه زمین شناسی ایران ۴: ۲۷-۳۸.

نوگل سادات م. ع. ا.، ۱۳۷۲. نقشه تکتونیک ایران، مقیاس یک میلیونیم، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

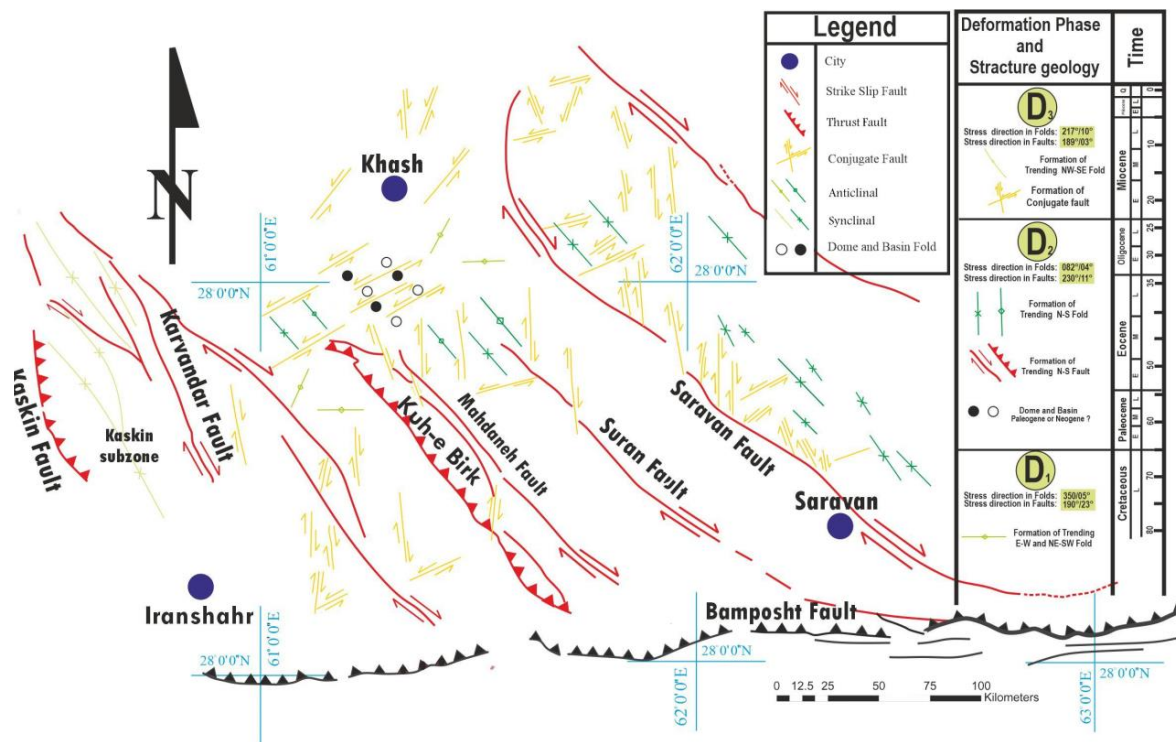
Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin 103(8):983-992.

Allmendinger, R.W., Cardozo, N., & Fisher, D. M., 2011. Structural geology algorithms: Vectors and tensors. Cambridge University Press.

Anderson, E.M., 1955. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. Edinburgh: Oliver and Boyd.

Angelier, J., 2002. Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress

تئوژن ($N6^{\circ}$) می باشد. بررسی چین خوردگی های منطقه نیز حداقل سه فاز کوتاه شدگی ۱- در راستای N، برای چین خوردگی هایی با سطح محوری شرقی غربی ۲- در راستای E، برای چین خوردگی هایی با سطح محوری شمالی-جنوبی ۳- در راستای NE، برای چین خوردگی هایی با سطح محوری شمال غربی جنوب شرقی، را نشان می دهند. جهت های تنش بیشینه هم در چین خوردگی ها و هم در گسل ها کم و بیش با هم یکسان می باشند. بر اساس فاز های تنش بدست آمده از دگرشکلی های منطقه و ارتباط بین عناصر موجود ۳ رخداد دگرشکلی قابل تشخیص می باشد (شکل ۱۴). رخداد اول مربوط به چین خوردگی هایی با روند شرقی غربی تا شمال شرقی جنوب غربی می باشد که میدان تنش ایجاد کننده چنین ساختارهایی با میدان تنش کنونی همخوانی ندارد و منبع دینامیکی شمالی جنوبی تا شمال غرب-جنوب شرق داشته اند که مربوط به زمان قبل از برخورد بلوک لوت و افغان می باشد رخداد دوم باعث ایجاد ساختارهایی با روند شمالی جنوبی شده اند که از آن جمله میتوان به چین خوردگی ها و سیستم گسلی شرق ایران اشاره نمود که در همزمان با برخورد هندبه اوراسیا و بلوک لوت به بلوک افغان ایجاد شده اند و رخداد سوم در نتیجه برخورد صفحه عربستان به ایران و تغییر فاز تنش می باشد که سومین حادثه دگرشکلی باعث تشکیل چین خوردگی هایی با روند شمال غربی جنوب شرقی و ایجاد شکستگی های برشی مزدوج در منطقه است. که دسته اول شامل گسل های راستالغز با روند تقریباً شمالی-جنوبی با مؤلفه-جابه جایی راستگرد هستند که از جمله آنها میتوان به جابه جایی رشته کوه بیرک و گسل سراوان اشاره نموده که توسط این گسل ها از میانه بریده و در راستای شمالی-جنوبی جابه جا شده اند. دسته دوم گسل های مربوطه، راستالغز با روند شرقی-غربی تا شمال شرق-جنوب غرب می باشند که جابجایی چپگرد نشان می دهند و سطح محوری چین های با روند شمال غرب-جنوب شرق را بریده اند. (شکل 11(b)). برای تشکیل چین خوردگی های تداخلی که در رسوبات توریدایتی در بخش میانی منطقه مورد مطالعه بوده که از نوع تیپ دو رمزی می باشند نیز دو دیدگاه را می توان مطرح نمود که



شکل ۱۴- نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه به همراه زمان پیشنهادی برای تغییرات فازهای دگرشکلی به همراه ساختارهای متاثر از این تغییر فازها در طول کوهزایی شرق ایران.

- Mountain, Eastern Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 13:1-18.
- Hallo, m., 2019. Mech App <https://orcid.org/0000-0001-5865-7767>.
- Angelier, J., 2002. Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress field— a new method free of choice among nodal planes. *Geophysical Journal International* 150(3):588-609.
- Jentzer, M., et al., 2017. Neogene to Present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics. *Tectonics* 36(2):321339. <https://doi.org/10.1002/2016TC0042>.
- Kearey, P., Klepeis, K.A., and Frederick, J., 1994. *Global tectonics*: John Wiley & Sons.
- Nabavi, M.H., 1976. An introduction to the geology of Iran. Geological survey of Iran 109.
- Navabpour, P., Angelier, J., and Barrier, E., 2007. IV a new method free of choice among nodal planes. *Geophysical Journal International*, 150(3), 588-609.
- Bagheri, S., and Damani, S., 2020. The eastern Iranian orocline. *Earth-Science Reviews* 210:103322.
- Camp, V.E., and Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos* 15(3):221-239.
- Delvaux, D., 2010. WinTensor [Version 5.0]. Retrieved from <http://damiendelvaux.be/Tensor/WinTensor/win-tensor.html>.
- Eftekhari-Nejad, J., and McCall, G., 1993. Explanatory text of the Nikshahr quadrangle Map 1:250000. Geological Survey of Iran (GSI) (L14):19-22.
- Ezati, M., Gholami, E., Mousavi, S.M., 2020. Paleostress regime reconstruction based on brittle structure analysis in the Shekarab



- Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). *Tectonophysics* 432(1-4):101-131.
- Navabpour, P., Angelier, J., and Barrier, E., 2008. Stress state reconstruction of oblique collision and evolution of deformation partitioning in W-Zagros (Iran, Kermanshah). *Geophysical Journal International* 175(2):755-782.
- Ramsay, J., 1966. The techniques of modern structural geology. *The Techniques of Modern Structural Geology, Folds and Fractures* 2:309-700.
- Sahandi, M.R., Soheili, M., 2011. Geological Map of Iran: Tehran, Geological Survey of Iran, scale 1:1,000,000.
- Stöcklin, J., Eftekhari-Nezhad, J., and Hushmand-Zadeh, A., 1972. Geological Reconnaissance Map of Central Lut. Geological Survey of Iran, Tehran. report.
- Stöcklin, J., 1972. Iran Central, septentrional et oriental, *Lexique Stratigraphique International*, 111, Fascicule 9b, Iran. Centre National de La Recherche Scientifique, Paris 1-283.
- Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In *The geology of continental margins*. Pp. 873-887: Springer.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG bulletin* 52(7):1229-1258.
- Tirrul, R., et al., 1983. The Siestan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94(1):134-150.