



# فصلنامه زمین ساخت

بهار ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۱

doi 10.22077/JT.2023.4283.1110

## آشکار سازی اثر شکستگی های ناحیه ای در میدان نفتی بی بی حکیمه بر اساس روش فراوانی نسبی شکستگی ها، فروبار دزفول جنوبی، ایران

اسماعیل مهربان<sup>۱</sup>، علی فقیه<sup>۲\*</sup>، محمد سراج<sup>۳</sup>، سعید زارعی<sup>۴</sup>، سید محمود حسینی<sup>۵</sup>، معصومه سلیمانی<sup>۶</sup>

۱- کارشناسی ارشد تکنیک، بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

۲- استاد بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

۳- دکتری تکنیک، شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب

۴- استادیار گروه ژئوفیزیک، دانشکده علوم و فناوری نانو و زیستی، دانشگاه خلیج فارس

۵- کارشناسی ارشد تکنیک، شهرداری شیراز

۶- دکتری تکنیک، بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۲/۰۳

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۰/۳۰

### چکیده:

تحلیل هندسی شکستگی های موجود در مخازن آهکی حاوی منابع هیدروکربنی از اهمیت ویژه ای برخوردار است. شناخت موقعیت و نحوه گسترش شکستگی ها در اینگونه مخازن، می تواند نقش موثری در ارائه طرح های توسعه میدان، تعیین محل های مناسب جهت حفاری های جدید، کاهش هزینه های پی جویی و ... داشته باشد. این پژوهش به منظور ارزیابی روش فراوانی نسبی شکستگی ها برای شناسایی شکستگی های ناحیه ای در میدان نفتی بی بی حکیمه انجام شده است. داده های مورد نیاز از طریق تحلیل نقشه های خطوط تراز زیرسطحی در میدان نفتی بی بی حکیمه استخراج شده است. سپس صحت نقشه شکستگی های تهیه شده بر اساس این روش با داده های مربوط پارامترهای مخزنی در میادین مورد مطالعه مورد ارزیابی قرار گرفت. داده های هرزروی گل، گرادیان حرارتی، ضخامت روباره، مقدار کل کربن آلی و میزان تولید نتایج بدست آمده از روش فراوانی نسبی شکستگی ها در کوهانه واقع در مرکز میدان را تأیید می نماید. مقایسه نتایج حاصل با نقشه گسل های پی سنگی محدوده مورد مطالعه نشان می دهد که عملکرد این شکستگی های ناحیه ای باعث ایجاد انحناء و در نتیجه تمرکز شکستگی ها در برخی از بخش های میدان بی بی حکیمه شده است. این شکستگی های ناحیه ای به عنوان معبری برای انتقال حرارت از عمق به سطح عمل کرده که خود منجر به افزایش شدید گرادیان حرارتی و افزایش تولید ناحیه ای در چاه های بخش های مرکزی میدان مورد مطالعه شده است.

واژه های کلیدی: شکستگی، فراوانی نسبی، هرزروی گل، گرادیان حرارتی، گسل پی سنگی



## Detection of regional fractures effect in the Bibihakimeh oilfield based on the relative frequency of fractures method, Southern Dezful Embayment, Iran

Esmail Mehraban<sup>1</sup>, Ali Faghih<sup>2\*</sup>, Mohammad Seraj<sup>3</sup>, Saeed Zarei<sup>4</sup>, Seyed Mahmoud Hosseini<sup>5</sup>,  
Masoumeh Soleimani<sup>6</sup>

1. M.Sc. in Tectonics, Department of Earth Sciences, School of Science, Shiraz University
2. Professor, Department of Earth Sciences, School of Science, Shiraz University
3. Ph.D. in Tectonics, National Iranian South Oil Company
4. Assistant Professor, Department of Geophysics, Faculty of Nano and Bio Science and Technology, Persian Gulf University
5. M.Sc. in Tectonics, Shiraz Municipality
6. Ph.D. in Tectonics, Department of Earth Sciences, School of Science, Shiraz University

### Abstract

Geometric analysis of fractures in calcareous reservoirs containing hydrocarbon resources is of particular importance. Knowing the location and distribution of fractures in such reservoirs can play an effective role in providing field development plans, determining suitable sites for new drilling and reducing exploration costs. This study was carried out to evaluate the relative frequency of fractures method to identify regional fractures in the Bibihakimeh oilfield. The required data have been extracted by analyzing the underground contour maps in the Bibihakimeh oilfield. Then, the accuracy of the fracture map prepared based on this method was evaluated with the relevant data of reservoir parameters in the studied oilfields. Data on mud loss, thermal gradient, overburden thickness, total organic carbon and production index confirm results obtained from the relative frequency of fractures in the center of the oilfield. Comparison of the results with the map of basement faults in the study area shows that the performance of these regional fractures has caused curvature development and fractures concentration in some parts of the Bibihakimeh oilfield. These regional fractures act as a conduit for heat transfer from the depth to the surface, which in turn has led to a sharp increase in thermal gradient and production in wells in the central parts of the studied oilfield.

**Keywords:** fracture, relative frequency, mud loss, thermal gradient, basement fault

---

\*Email: afaghih@shirazu.ac.ir

Tel: +989173003631

## مقدمه

نفتی جنوب‌باختری ایران دارای تولید هیدروکربن بسیار بالایی است. آنچه مسلم است تمام میزان تولید هیدروکربن در این سازند آهکی نمی‌تواند بواسطه تراوایی حاصل از تخلخل و تراوایی اولیه تأمین گردد و شکستگی‌های ایجاد شده در این سازند نقش مهمی در افزایش تخلخل و تراوایی و در نتیجه افزایش تولید دارند. میزان بالای هرزروی گل در حین حفاری در لایه‌های این سازند، ارتباط فشاری چاه‌های موجود در فواصل نزدیک در یک میدان و وجود زون‌های با تولید بالا در اعماق مختلف و عدم رویت این شواهد در چاه‌های مجاور از جمله شواهد تأیید کننده نقش شکستگی‌ها در ایجاد این شرایط در مخازن هیدروکربوری است (آقاباتی، ۱۳۷۴). لذا شناخت ارتباط شکستگی‌ها با ساختارهای موجود آورنده و تأثیرگذار بر آنها در مخازن هیدروکربوری به منظور افزایش بهره‌وری و کاهش هزینه‌ها بسیار ضروری است. این ضرورت در بهبود و پیشرفت روش‌های اکتشاف مواد هیدروکربوری نیز کاملاً مشهود است. بطور کلی مطالعات متعددی در خصوص شکستگی‌ها در مخازن هیدروکربنی ایران انجام شده است. از جمله این مطالعات می‌توان به یزدانی و همکاران (۱۳۸۵)، آرین و محمدیان (۱۳۸۹)، رضایی و همکاران (۱۳۹۱)، علی‌پور و همکاران (۱۳۹۱)، جمشیدی و همکاران (۱۳۹۵)، شمس قهفرخی و همکاران (۱۳۹۵)، عبادی و همکاران (۱۳۹۵) علی‌پور (۱۳۹۶) و محمدی اصل و همکاران (۱۳۹۶) اشاره کرد. در این راستا در این پژوهش به منظور شناسایی مناطق با تراکم بالای شکستگی و تعیین ارتباط آنها با شکستگی‌های ناحیه‌ای و پارامترهای مخزنی، میدان نفتی بی‌بی‌حکیمه واقع در فروبار دزفول جنوبی مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است.

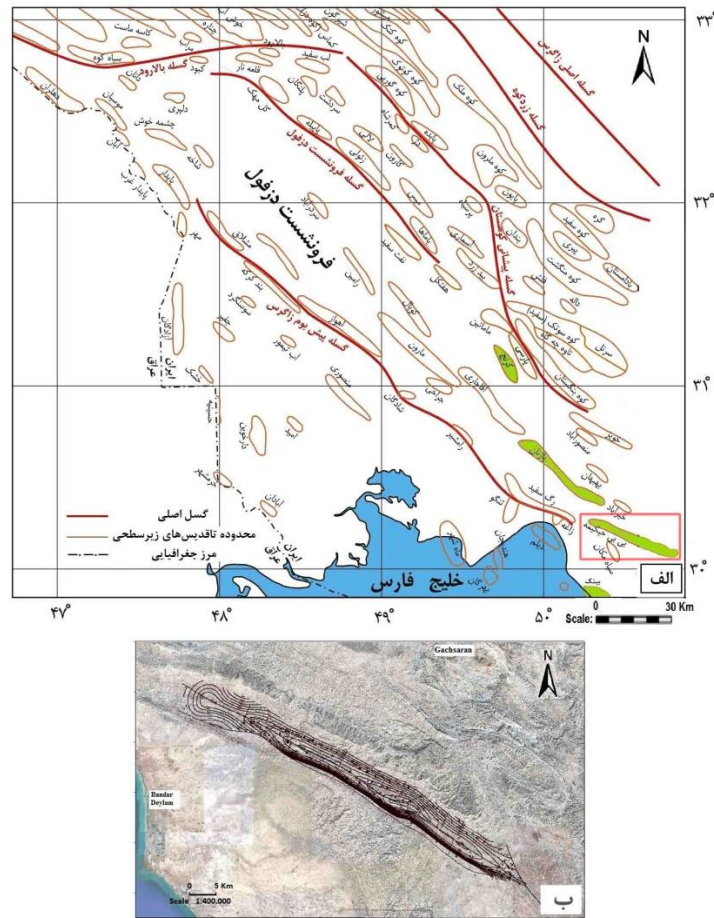
## محدوده مورد مطالعه

میدان نفتی بی‌بی‌حکیمه در ناحیه فروبار دزفول جنوبی و در استان کهگیلویه و بویراحمد قرار دارد. این میدان نفتی در شهرستان گچساران و در چهار گوش  $۵۰^{\circ}۵۳'$  تا  $۵۰^{\circ}۱۲'$  طول‌های خاوری و  $۳۰^{\circ}۱۶'$  تا  $۲۹^{\circ}۵۴'$  عرض‌های شمالی قرار دارد. با حفاری چاه اکتشافی BH-1 در سال ۱۹۶۱ این میدان کشف و بهره‌برداری از آن در همان سال آغاز شد (ابطحی، ۱۳۸۷). میدان نفتی بی‌بی‌حکیمه از یک تاقدیس نامتقارن زیرسطحی با طول ۷۰ و عرض

تخلخل و تراوایی مورد نیاز برای مهاجرت سیالات در مخازن هیدروکربوری متأثر از عوامل مختلف زمین‌شناختی از جمله گسل‌ها و شکستگی‌ها است. این ساختارها در شرایط خاص ممکن است تأثیرات مثبت یا منفی بر عملکرد مخزن هیدروکربوری داشته باشند (Fossen, 2016). بسیاری از مخازن هیدروکربوری دنیا عمدتاً در سنگ‌های با شکستگی زیاد تشکیل شده‌اند. عدم توجه به حضور و تأثیر شکستگی‌های طبیعی در مخازن هیدروکربوری در گذشته باعث بروز مشکلاتی جبران ناپذیر در حین انجام عملیات‌های حفاری و توسعه میادین نفتی در نقاط مختلف دنیا گردیده است. لیکن در سال‌های اخیر، مطالعه شکستگی‌ها در سازندهای زمین‌شناسی نفت‌دار رو به افزایش است؛ زیرا شکستگی‌ها یکی از مهمترین عوامل مؤثر در جریان سیال در مخازن هیدروکربوری می‌باشند (Bourne et al., 2000). غالباً در مخازن هیدروکربوری، شکستگی‌ها نسبت به تخلخل اولیه سنگ، در تخلیه؛ بازیافت ثانویه؛ بازیافت نهایی و بالاخره میزان تولید نقش بسیار بیشتری دارند (مطیعی، ۱۳۷۴). فرایندهای مختلفی نظیر تدفین رسوبات، تکتونیک، دیاپیرسم و فرسایش در شکل‌گیری شکستگی‌ها نقش دارند (Price and Cosgrove, 1990).

سنگ‌های کربناته (آهک و دولومیت) رایج‌ترین سنگ‌های مخزن منابع هیدروکربوری دنیا محسوب می‌شوند، به گونه‌ای که عمده این ذخایر در منطقه خاورمیانه در این نوع سنگ‌ها تجمع یافته است. با توجه ویژگی شکنندگی بسیار زیاد در سنگ‌های کربناته، ارزیابی نحوه توسعه و گسترش شکستگی‌ها از معیارهای مهم مورد استفاده در طراحی و اجرای طرح‌های اکتشافی و توسعه‌ای این نوع مخازن کربناته محسوب می‌گردد (مطیعی، ۱۳۷۴). از دیدگاه جایگاه زمین‌شناختی مخازن هیدروکربنی موجود در حوضه رسوبی-ساختاری زاگرس، مثال بارزی از مخازن مرتبط با کربندهای چین-راندگی در دنیا می‌باشند (صیرفیان، ۱۳۸۶). سنگ مخزن این مخازن عمدتاً آهکی است و تخلخل، تراوایی و کیفیت مخزن متأثر از شکستگی‌های موجود در آنها است. سازند آسماری به عنوان یکی از گسترده‌ترین سازندهای نفت‌دار در بسیاری از مخازن

۷ کیلومتر تشکیل شده است و در فاصله ۲۵۰ کیلومتری جنوب‌خاوری اهواز قرار دارد (شکل ۱).



شکل ۱. الف) موقعیت میدان نفتی بی‌بی حکیمه در فروبار دزفول جنوبی (برگرفته از فکوری، ۱۳۸۳) و ب) نمایش وضعیت میدان بی‌بی حکیمه بر اساس خطوط تراز زیرسطحی رأس سازند آسماری.

زیرسطحی بی‌بی حکیمه قابل مشاهده است. بیشترین مقدار این انحناها در کوهانه اصلی تاقدیس و در بخش جنوب‌خاوری تا مرکزی میدان نفتی دیده می‌شود. عوامل مختلف زمین‌ساختی و زمین‌شناختی در ایجاد این انحناهای طولی ممکن است نقش داشته باشد (مداحی، ۱۳۸۸).

### روش کار

در این پژوهش به منظور مشخص کردن نواحی با تراکم شکستگی بالا در افق مخزنی آسماری میدان بی‌بی حکیمه از روش تعیین میزان فراوانی نسبی شکستگی‌ها استفاده شده است. سپس برای درک بهتر و دقیق‌تری از نحوه گسترش شکستگی‌های موجود در مخزن و شناخت ارتباط آنها با شکستگی‌های ناحیه‌ای، نتایج حاصل از این روش با پارامتر مخزنی میدان مذکور، مورد مقایسه قرار گرفت.

مخازن این میدان شامل آسماری، بنگستان و خامی است. لایه‌های پاینده و گورپی به ضخامت تقریبی ۴۰۰ متر تفکیک‌کننده سازندهای تولیدی آسماری و بنگستان هستند. افق مخزنی آسماری در این میدان دارای طول ۷۵ و عرض ۵ کیلومتر است. بر پایه ویژگی‌های پتروفیزیکی و سنگ‌شناختی این افق مخزنی به چهار زون مختلف تقسیم شده است. افق بنگستان موجود در این میدان نفتی دارای طول ۷۲ و عرض ۴/۵ کیلومتر است. این افق مخزنی نیز بواسطه ویژگی‌های پتروفیزیکی و سنگ‌شناختی به ۹ زون مختلف تقسیم شده است. سامانه نفتی خامی میدان نفتی بی‌بی حکیمه از سازندهای فلهیان، گدوان و داریان تشکیل شده است. سازندهای بختیاری، آجاجاری و میشان رخنمون‌های سطحی این میدان می‌باشد (مطیعی، ۱۳۷۴). چندین انحناهای بارز محوری در طول تاقدیس





دوایری مماس بر قوس چین بدست آورد. شایان ذکر است در یک چین و در برش دوبعدی مراکز انحناء و شعاع‌های متفاوتی قابل ترسیم است ولی برای این هدف شعاع بهترین دایره منطبق بر کمان چین را باید انتخاب کرد.

شکستگی‌های کششی باز در یک لایه چین خورده در بالای سطح خنثی شکل می‌گیرند. این شکستگی با فاصله از این سطح رابطه مستقیم دارند. شکستگی‌های تراکمی در زیر سطح خنثی تشکیل می‌شوند. بر اساس موارد فوق فاکتور  $Br$  نشان‌دهنده فاصله نقطه مورد بررسی از این سطح است و عمق این سطح بر اساس رابطه زیر بدست می‌آید:

$$a = (Dt + Db) / 2 \quad (\text{رابطه ۳})$$

در این رابطه  $a$ ،  $Dt$  و  $Db$  نشان‌دهنده اعماق مربوط به سطح خنثی، رأس مخزن (رأس سازند آسماری) و قاعده مخزن (قاعده سازند آسماری) می‌باشد. این مقادیر عمق باید بر حسب فوت یا متر نسبت به سطح دریا محاسبه گردد. تعیین مقدار  $Br$  برای یک ساختار تاقدیس‌گون، در دو حالت امکان‌پذیر است. به این ترتیب که مقدار  $Br$  در اعماق بیشتر از عمق سطح خنثی ( $Dx > a$ ) برابر صفر است و مقدار  $Br$  در اعماق کمتر از این سطح ( $Dx < a$ ) بر اساس رابطه زیر محاسبه می‌گردد:

$$Br = [(a - Dx) / (Db - a)] \times 4 \quad (\text{رابطه ۴})$$

با رسم برش‌های متعدد ساختاری عمود بر محور تاقدیس زیرسطحی، پارامترهای موجود در رابطه فوق در یک عمق معین برای یک افق مخزنی محاسبه و مقادیر بدست آمده بصورت خطوط کنتوری هم‌ارزش ارائه می‌گردد. بر این اساس برای تاقدیس زیرسطحی بی‌بی حکیمه، تعدادی مقطع عرضی تقریباً عمود بر روند ساختار در افق مخزنی آسماری و گذرا از چاه‌های حفاری شده در میدان ترسیم گردید.

### نتایج و بحث

پس از رسم مقاطع عرضی و محاسبه مقدار پارامترهای لازم در هر برش ساختاری، نقشه کنتوری فراوانی نسبی شکستگی‌ها برای افق آسماری در میدان نفتی بی‌بی حکیمه ترسیم گردید (شکل ۲).

در این بخش نتایج حاصل از این نقشه با نقشه‌های نشان‌دهنده تغییرات ضخامت روباره، هرزروی گل، گرادیان حرارتی، نرخ تولید نفت و مقدار کل مواد

بر اساس پارامترهای موثر در ایجاد و توسعه شکستگی‌ها نظیر سنگ‌شناسی، اعوجاج محور ساختاری، شعاع انحنای تاقدیس، ضخامت طبقه، موقعیت چینه‌شناسی طبقه، تاریخچه ساختاری و میدان تنش امروزی و دوباره سیمان‌شدگی رابطه زیر را برای تعیین فراوانی نسبی شکستگی‌ها معرفی شده است:

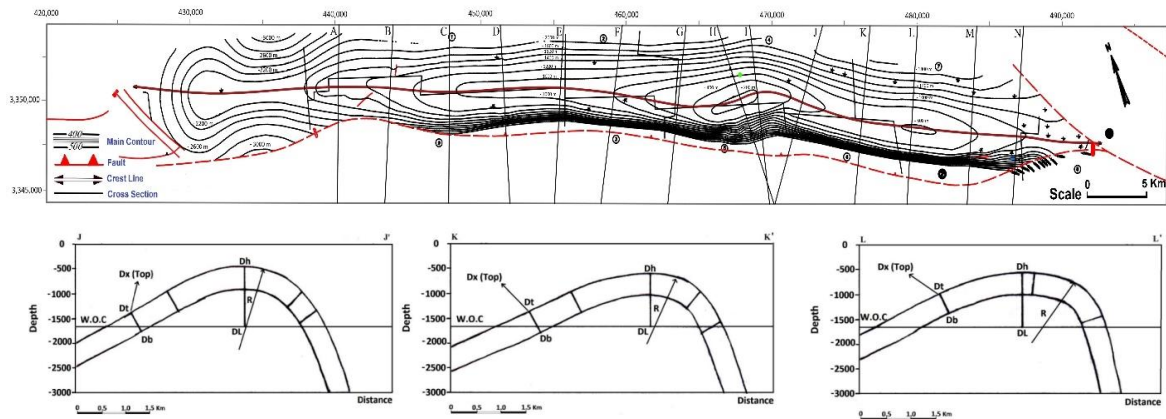
$$RFF = [(R \times Br) + (S \times Bs)] \times (1 - C) \times L \quad (\text{رابطه ۱})$$

که در آن  $L$  سنگ‌شناسی،  $C$  سیمان‌شدگی،  $S$  اعوجاج ساختاری،  $Bs$  فاصله چاه تا اثر سطح محوری،  $R$  شعاع انحنای ساختاری و  $Br$  پارامتر چینه‌شناختی می‌باشد. بسیاری از محققین زمین‌شناسی ساختاری مابین فاصله‌بندی شکستگی‌ها و نوع سنگ ارتباطات خاصی در نظر گرفته‌اند. به عنوان مثال در شرایطی یکسان وجود درصد بالایی از ذرات و دانه‌های شکننده در سنگ‌ها باعث کاهش فاصله بین شکستگی‌ها می‌شود در حالی که در سنگ‌هایی که دارای ذرات شکل‌پذیر بیشتری هستند فاصله بین شکستگی‌ها بیشتر است (Nelson, 2001). علاوه بر فاصله‌بندی شکستگی‌ها و میزان بازشدگی آنها، فرایند سیمانی شدن و زمان وقوع آن از عوامل مهم دیگر در شناخت تأثیر شکستگی‌ها در ایجاد تخلخل و تراوایی مخازن است. رابطه زیر را برای محاسبه عامل سیمان‌شدگی معرفی شده است (Handin et al., 1963):

$$C = [(Dx - Dh) / (DL - Dh)] \times 0.9 \quad (\text{رابطه ۲})$$

که در آن  $C$ ،  $Dx$ ،  $Dh$  و  $DL$  به ترتیب عامل سیمان‌شدگی، عمق نقطه مورد نظر، عمق مرتفع‌ترین نقطه در تاقدیس و عمق سطح تماس آب و نفت می‌باشند.

شعاع انحناء موجود در اثر سطح محوری یک تاقدیس زیرزمینی بر روی نقشه (سطح افقی) را می‌توان با رسم مماس‌هایی بدست آورد. سپس فاکتور اعوجاج را می‌توان بر حسب طول شعاع انحناء بصورت کمی درآورد. فاکتور  $Bs$  همراه با فاکتور  $S$  محاسبه می‌گردد. انتخاب اثر سطح محوری در روی نقشه خطوط تراز زیرسطحی (سطح افقی) به عنوان سطح خنثی نسبت به یال‌های شمالی و جنوبی از فرض‌های اساسی در این روش کمی‌سازی است. در هر کدام از برش عرضی ساختاری ترسیم شده عمود بر محور تاقدیس می‌توان شعاع‌های انحنای متفاوتی با رسم



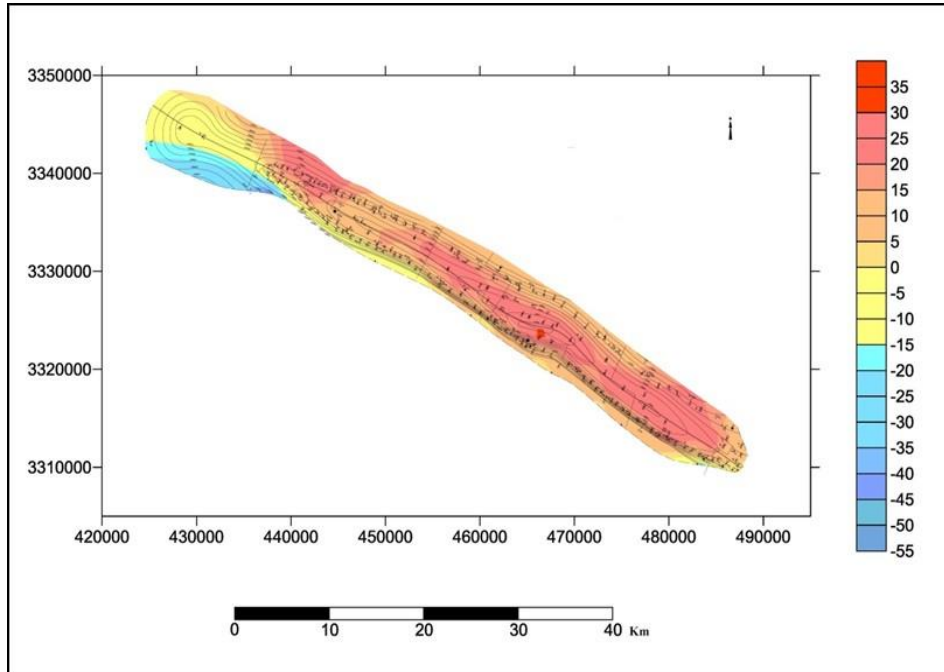
شکل ۲. موقعیت مقاطع عرضی رسم شده بر روی نقشه خطوط تراز زیر سطحی رأس سازند آسماری در میدان نفتی بی بی حکیمه.

گسل وجود دارد (شکل ۲). میانگین سطح تراز آب و نفت (W.O.C) و سطح تراز گاز و نفت (G.O.C) در این تاقدیس به ترتیب در عمق ۱۶۹۰- متری و ۱۶۰۰- متری قرار دارد. بر اساس اختلاف موجود بین این دو سطح تراز، ۹ بخش مختلف در میدان نفتی بی بی حکیمه شناسایی شده است (گزارش شماره ۱۲۷۳ شرکت نفت، ۱۳۹۴). مناطق با بیشترین اعوجاج در محور ساختاری و انحناء محوری میدان نفتی بی بی حکیمه، مناطق مستعد توسعه و گسترش شکستگی های کششی شناخته می شوند (شکل ۳). این شواهد در نقشه های منحنی میزان فراوانی نسبی شکستگی ها در افق آسماری قابل مشاهده است. در این بخش حداکثر توسعه شکستگی قابل مشاهده است. عوامل متعددی در ایجاد انحنای طولی چین خوردگی ها نقش دارند. رشد و گسترش تاقدیس های مجزا و چگونگی اتصال آنها یکی از این عوامل مهم است. این عامل می تواند در ایجاد انحنای طولی تاقدیس و دو کوهانه شدن آن نقشی مهم داشته باشد. هم چنین فعالیت گسل های پی سنگی و زون برشی حاصل از آنها می تواند در ایجاد انحنای طولی تاقدیس نقش مؤثری داشته باشند. تغییر روند و آهنگ های لغزش متفاوت در میزان راندگی و هم چنین تأثیر چین های مجاور از جمله سایر عوامل مؤثر در ایجاد اعوجاج محور ساختاری تاقدیس ها هستند (مداحی و همکاران، ۱۳۸۸).

در کوهانه های تاقدیس بویژه در کوهانه مرکزی با بیشترین اعوجاج و انحناء محوری این ویژگی ها به وضوح قابل مشاهده است. در تمام بخش های تاقدیس

آلی در میدان نفتی مورد مطالعه مورد مقایسه قرار گرفته است. مکان های با بیشینه تراکم شکستگی و محل های احتمالی گسل را می توان بر اساس داده های هرزروی گل حفاری مشخص نمود. همراه با نتایج حاصل از سایر روش های تحلیلی شکستگی ها، نتایج بدست آمده از تفسیر این داده ها به عنوان یک روش تکمیل کننده مطالعات زیر سطحی بسیار مفید است. به بیان دیگر، میزان خلل و فرج سنگ مخزن با منشاء رسوبی یا تکتونیکی با مقدار هرزروی گل حفاری ارتباط مستقیمی دارد. میزان فرازش یا برخاستگی تاقدیس در مناطق با فعالیت های تکتونیکی بالا، بیشتر است و در نتیجه از مقدار ضخامت روباره کاسته می شود. بنابراین، با کاهش فشار از روی تاقدیس و مقاومت برشی در سنگ کاهش یافته و شکستگی های بیشتر در تاقدیس ایجاد می شود. با افزایش ضخامت روباره، فشار لیتوستاتیک نیز بیشتر خواهد شد و شکستگی دیرتر در لایه ها ایجاد می شود. تاقدیس بی بی حکیمه در یک نمای کلی، تاقدیسی نامتقارن با سطح محوری خمیده است که بطور کلی یال جنوب باختری دارای شیب بیشتری نسبت به یال شمال خاوری آن است. از مشخصه های بارز مخزنی و ساختاری تاقدیس بی بی حکیمه می توان به موارد زیر اشاره کرد:

- کوهانه مرکزی دارای گستردگی و فرازش بیشتری نسبت به کوهانه جنوب خاوری آن است (شکل ۲).
- در ناحیه کوهانه مرکزی در روند انحناء محور تاقدیس تغییر ناگهانی ایجاد شده است (شکل ۲).
- در قسمت جنوب باختری تاقدیس بی بی حکیمه،



شکل ۳. موقعیت خطوط تراز زیرسطحی افق آسماری در نقشه منحنی میزان فراوانی نسبی شکستگی در تاقدیس زیرسطحی بی‌بی حکیمه.

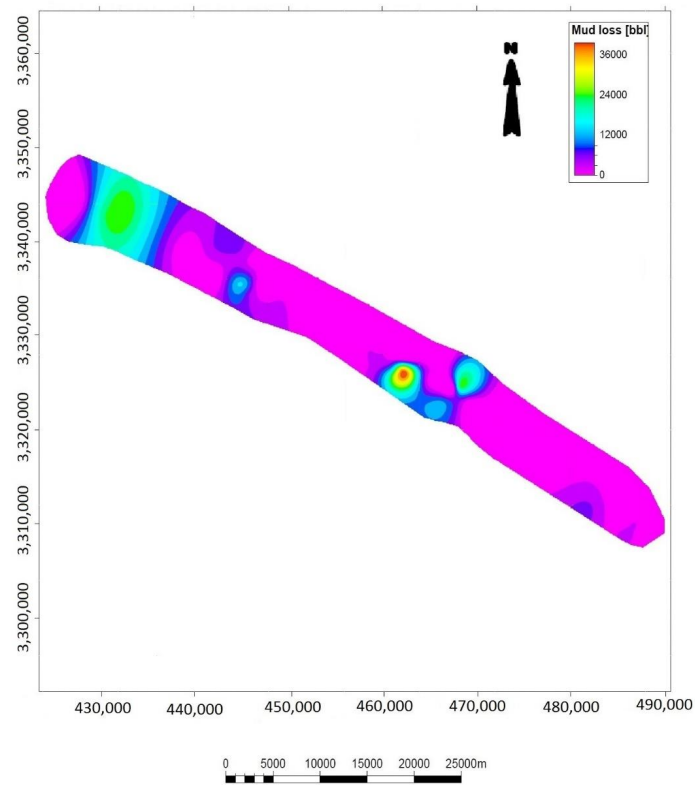
شکستگی وجود دارد با این تفاوت که حداکثر آن در قسمت مرکز و جنوب‌خاوری و حداقل آن در شمال‌باختری تاقدیس وجود دارد (شکل ۳). میزان چین‌خوردگی کمتر و روباره رسوبی بیشتر که باعث کاهش تأثیر عوامل هندسی چین‌خوردگی شده‌اند می‌تواند در کاهش میزان شکستگی در این ناحیه موثر باشد. بر اساس شواهد موجود در نقشه هرزروی گل در چاه‌های حفاری شده در میدان بی‌بی حکیمه (شکل ۳)، بیشینه مقدار هرزروی گل حفاری در دو بخش شمال‌باختری و به میزان بیشتر، در کوهانه مرکزی تاقدیس قابل مشاهده است (شکل ۴). با توجه به توسعه و تأثیر فاز کششی در بخش‌های بالایی سازند آسماری و در نتیجه گسترش شکستگی‌ها، افزایش قابل ملاحظه‌ای در میزان هرزروی گل حفاری در بخش مرکزی تاقدیس ایجاد شده است. همپوشانی نقشه‌های منحنی میزان فراوانی نسبی شکستگی‌ها و میزان هرزروی گل حفاری این مطلب را تأیید می‌کند. سازگاری تقریباً قابل قبولی در ناحیه بین کوهانه مرکزی و ناحیه شمال‌خاوری در این دو منحنی قابل مشاهده است. در طول تاقدیس بی‌بی حکیمه چند ناحیه با ویژگی‌های متفاوت با سایر بخش‌های تاقدیس در منحنی‌های میزان نقشه‌گرادیان حرارتی دیده می‌شود. در سه ناحیه تاقدیس گرادیان حرارتی نسبت به سایر بخش‌های

تاقدیس افزایش قابل ملاحظه‌ای دارد (شکل ۵). این ویژگی در منحنی میزان فراوانی نسبی شکستگی‌ها نیز قابل مشاهده است که نشان‌دهنده بیشترین مقدار این شکستگی‌ها در کوهانه‌ها است، بویژه در کوهانه مرکزی که این موضوع می‌تواند بدلیل عمق کمتر نسبت به سطح زمین و کم بودن میزان وزن روباره باشد که اعوجاج و شکستگی بیشتری را در این ناحیه ایجاد کرده است. افزایش در میزان شکستگی باعث انتقال حرارت از عمق به سطح شده و گرادیان حرارتی آن ناحیه را افزایش می‌دهد. در بخش شمال‌باختری تاقدیس گرادیان حرارتی متوسطی نسبت به دو قسمت دیگر قابل مشاهده است که با منحنی فراوانی نسبی شکستگی‌ها سازگاری مناسبی نشان می‌دهد.

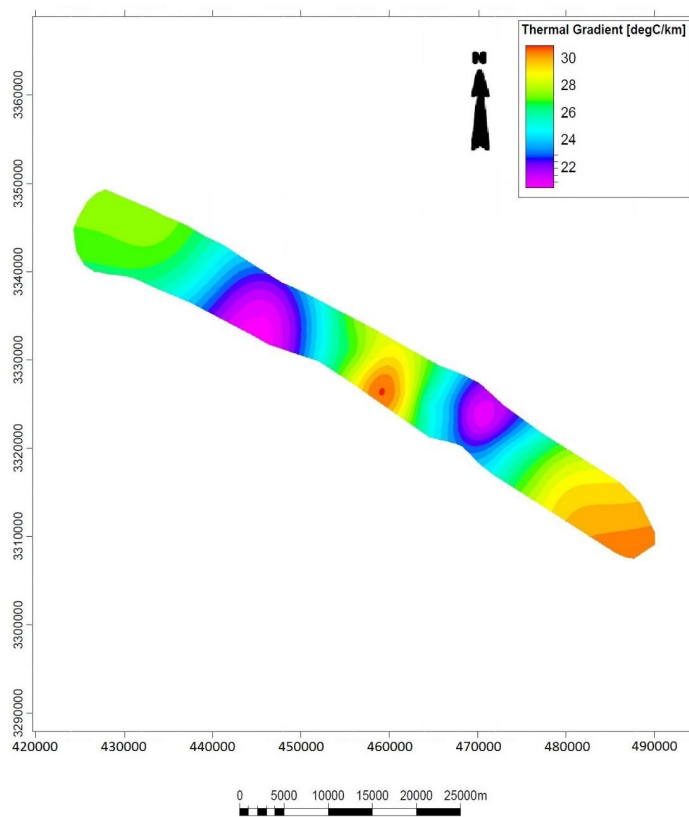
نتایج حاصل از مقایسه نقشه منحنی تغییرات ضخامت روباره (شکل ۶) و نقشه فراوانی نسبی شکستگی در تاقدیس بی‌بی حکیمه حاکی از آن است که بیشترین میزان شکستگی در کوهانه‌های تاقدیس بویژه کوهانه مرکزی وجود دارد چرا که در این مناطق کمترین میزان ضخامت روباره وجود دارد. این کوهانه تاقدیس در عمق کمتر واقع شده و دارای چین‌خوردگی قوی‌تری است. به همین دلیل دارای بیشترین انحنای محوری و اعوجاج در محور ساختاری است و در نتیجه توسعه شکستگی در این ناحیه بیشتر است.

تاقدیس افزایش قابل ملاحظه‌ای دارد (شکل ۵). این ویژگی در منحنی میزان فراوانی نسبی شکستگی‌ها نیز قابل مشاهده است که نشان‌دهنده بیشترین مقدار این شکستگی‌ها در کوهانه‌ها است، بویژه در کوهانه مرکزی که این موضوع می‌تواند بدلیل عمق کمتر نسبت به سطح زمین و کم بودن میزان وزن روباره باشد که اعوجاج و شکستگی بیشتری را در این ناحیه ایجاد کرده است. افزایش در میزان شکستگی باعث انتقال حرارت از عمق به سطح شده و گرادیان حرارتی آن ناحیه را افزایش می‌دهد. در بخش شمال‌باختری تاقدیس گرادیان حرارتی متوسطی نسبت به دو قسمت دیگر قابل مشاهده است که با منحنی فراوانی نسبی شکستگی‌ها سازگاری مناسبی نشان می‌دهد.

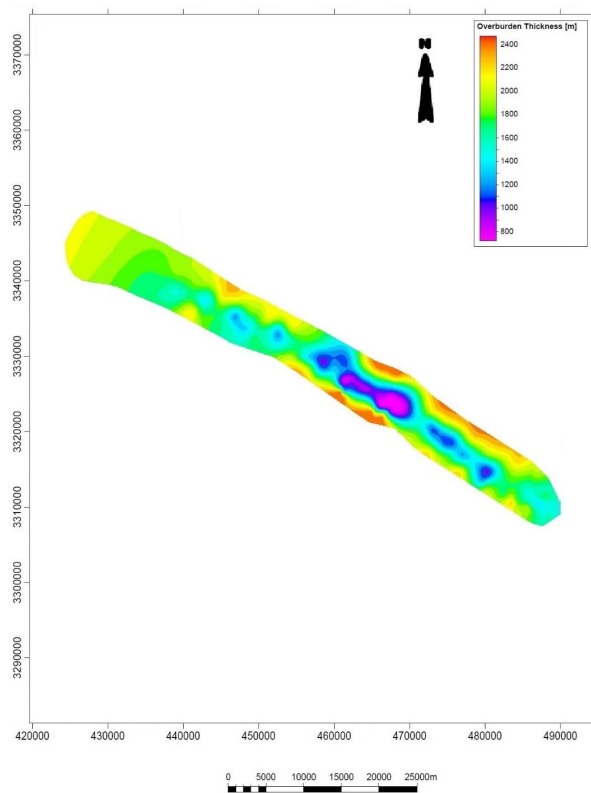
نتایج حاصل از مقایسه نقشه منحنی تغییرات ضخامت روباره (شکل ۶) و نقشه فراوانی نسبی شکستگی در تاقدیس بی‌بی حکیمه حاکی از آن است که بیشترین میزان شکستگی در کوهانه‌های تاقدیس بویژه کوهانه مرکزی وجود دارد چرا که در این مناطق کمترین میزان ضخامت روباره وجود دارد. این کوهانه تاقدیس در عمق کمتر واقع شده و دارای چین‌خوردگی قوی‌تری است. به همین دلیل دارای بیشترین انحنای محوری و اعوجاج در محور ساختاری است و در نتیجه توسعه شکستگی در این ناحیه بیشتر است.



شکل ۴. نقشه منحنی میزان هرزروی گل حفاری تاقدیس زیرسطحی بی بی حکیمه.



شکل ۵. نقشه منحنی میزان گرادیان حرارتی تاقدیس زیرسطحی بی بی حکیمه.



شکل ۶ نقشه منحنی ضخامت روباره تاقدیس زیرسطحی بی‌بی حکیمه.

آنها و از همه مهمتر وجود خطواره‌های اصلی یا همان گسل‌های پی‌سنگی که ایجاد شکستگی‌های بیشتر در این ناحیه مربوط دانست (شکل ۹).

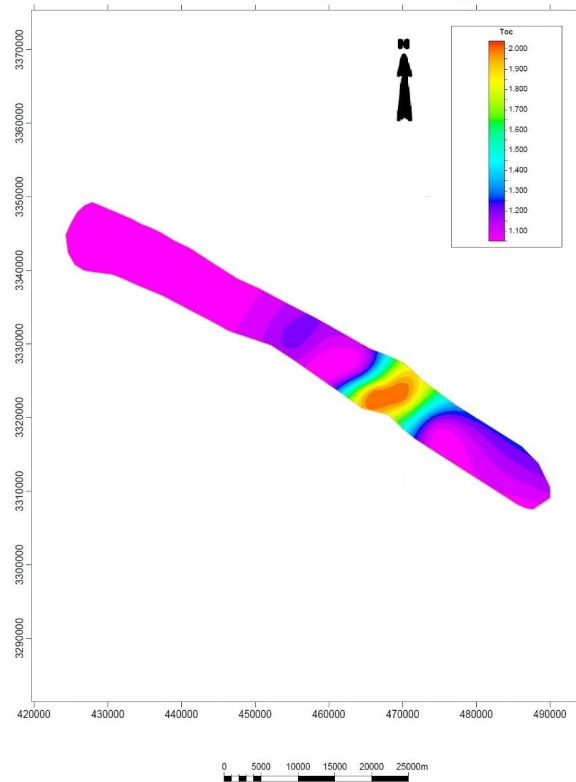
### نتیجه‌گیری

بر اساس برش‌های عرضی ترسیم شده بر روی نقشه خطوط تراز زیرسطحی در افق آسماری در یک عمق مشخص و با توجه به مقادیر بدست آمده از رابطه فراوانی شکستگی‌ها و نقشه حاصله، مشخص گردید اکثر مناطقی از تاقدیس که متأثر از عملکرد همزمان انحناء مرتبط با چین‌خوردگی و انحناء ناشی از اعوجاج محور ساختاری می‌باشند، دارای تراکم شکستگی بالایی هستند که عمدتاً شامل شکستگی‌های کششی می‌باشند.

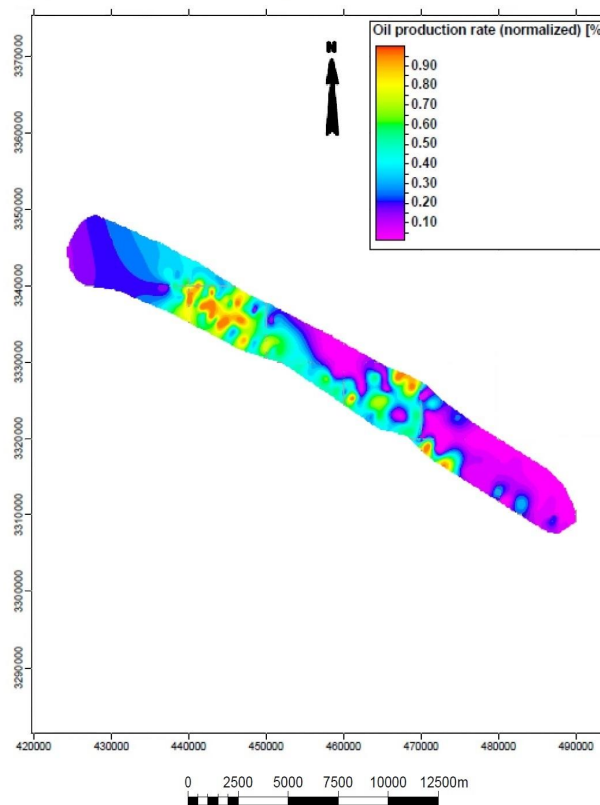
این روش در مناطقی که بیشتر تحت تأثیر چین‌خوردگی هستند تا گسلش، نتایج بهتری ارائه می‌نماید. تحت تأثیر و قطع‌شدگی توسط گسل‌ها خطوط تراز زیرسطحی نسبت به هم جابجایی نشان می‌دهند و معمولاً فراوانی نسبی شکستگی‌ها به خوبی نشان داده نمی‌شود. مقایسه نتایج بدست آمده از روش فراوانی نسبی شکستگی‌ها با داده‌های موجود

نقشه منحنی مقدار کل کربن آلی (شکل ۷)، ارزیابی بیشترین مقدار کربن آلی در سنگ منشاء در محل کوهانه میانی تاقدیس بی‌بی حکیمه بوده که دقیقاً با اطلاعات بدست آمده از منحنی میزان فراوانی نسبی شکستگی آن ناحیه همخوانی دارد و بیانگر این موضوع است که مهاجرت مواد هیدروکربنی به سمت رأس تاقدیس، بخوبی صورت پذیرفته است. همچنین در دو ناحیه جنوب‌خاوری و میانی تاقدیس نیز به مقدار کمتری کربن آلی برآورد گردیده که باز هم با سازگاری خوبی را مقدار فراوانی نسبی شکستگی‌ها در آن نواحی نشان می‌دهد.

با همپوشانی نقشه منحنی میزان فراوانی نسبی شکستگی با نقشه میزان تولید نفت (شکل ۸) در میدان بی‌بی حکیمه، الگوی مشابهی در این دو نقشه دیده می‌شود. نرخ زیاد تولید در ناحیه مرکزی با توجه به قرارگیری رأس تاقدیس در این ناحیه امری بدیهی است. وجود نرخ بیشتر تولید در ناحیه نزدیک به شمال باختری، با توجه به اینکه تاقدیس در آن نواحی بیشترین عمق را دارد، اندکی دور از انتظار است. این موضوع را می‌توان به تعداد چاه‌های حفاری شده و گستردگی



شکل ۷. نقشه منحنی میزان کل کربن آلی تاقدیس زیرسطحی بی بی حکیمه.



شکل ۸. نقشه منحنی میزان تولید تاقدیس زیرسطحی بی بی حکیمه.





شکل ۹. موقعیت خطواره‌های اصلی در فروبار دزفول جنوبی (Seraj et al., 2020).

زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. چاپ سوم، ۵۸۶ صفحه.

ابطحی، ت.، ۱۳۸۷. طرح توسعه میدان بی‌بی حکیمه. ماهنامه اکتشاف و تولید، ۵۵، ۱۳-۱۶.

جمشیدی، ب.، مجتهدزاده، س.ح.، قربانی، ا.، ۱۳۹۵. توصیف شکستگی‌ها و تخلخل ثانویه در یکی از چاه‌های میدان پازنان با استفاده از نمودار تصویری FMI. همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

رمضانی، ع.، علوی، س.ا.، حاجی علی بیگی، ح.، ۱۳۹۱. تحلیل شکستگی‌ها در تاقدیس لالی، جنوب باختر ایران. نشریه زمین‌شناسی ایران، دوره ۶، شماره ۲۳، ۱۹-۳۵.

شمس‌قهرخی، م.، امانلو، س.، فروزنده‌مقدم، م.، میرزاحسینی، ح.، ۱۳۹۵. مطالعه شکستگی‌ها در مخزن آسماری میدان گچساران؛ بیک‌زاده و همکاران؛ کنفرانس بین‌المللی پژوهش در مهندسی، علوم و تکنولوژی. ۱-۱۱.

صیرفیان، ع.، ۱۳۸۶. زمین‌شناسی نفت. انتشارات سمر، ۳۷۴ ص.

عبادی، ن.، یارم طاقلو سهرابی، م.، رحیمی، ت.، ورناصری، ن.، ۱۳۹۴. عملکرد و توسعه شکستگی‌ها در مخزن آسماری یکی از میدان جنوب غربی (میدان بی بی حکیمه). کنفرانس بین‌المللی پژوهش در علوم و تکنولوژی.

علی‌پور، ر.، ۱۳۹۶. مطالعه شکستگی‌های سازند

در نقشه‌های هرزروی گل، گرادیان حرارتی، ضخامت روباره، مقدار کل کربن آلی و میزان تولید نفت و همچنین بررسی خطواره‌های اصلی در منطقه و تحلیل داده‌های موجود، بیانگر این است که شکستگی‌ها در تمامی قسمت‌ها وجود دارد و تراکم شکستگی با افزایش عمق در مجموع از یک روند کاهشی پیروی می‌کند و بالاترین تراکم شکستگی‌ها در دو کوهانه آن بخصوص در کوهانه نزدیک به مرکز تاقدیس وجود دارد که دارای بیشترین میزان خمش عرضی و طولی است. با توجه به اینکه وزن روباره رسوبی یکی از موثرترین عوامل در ایجاد شکستگی و کاهش مقاومت برشی در سنگ است، نقشه منحنی ضخامت روباره تاقدیس بی‌بی حکیمه، از این نظر با نتایج حاصل از روش فراوانی نسبی شکستگی‌ها تطابق قابل ملاحظه‌ای دارد و نشان از فراوانی شکستگی‌ها در نواحی نزدیک به سطح بویژه در کوهانه‌ها دارد.

### قدردانی

این پژوهش با حمایت مادی و معنوی معاونت محترم پژوهش و فناوری دانشگاه شیراز و معاونت تحصیلات تکمیلی شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب انجام شده است. از نظرات ارزشمند داوران محترم مجله نیز سپاسگزاری می‌گردد.

### منابع

آرین، م.، محمدیان، ر.، ۱۳۸۹. تحلیل شکستگی‌های مخزن آسماری میدان نفتی مارون (زاگرس). نشریه علوم زمین، سال ۲۰، شماره ۷۸، ۸۷-۹۶.

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۹. زمین‌شناسی ایران. سازمان

Geologists Bulletin, 717- 755.

Nelson, R.A., 2001. Geologic analysis of naturally fractured reservoirs (2nd ed.). Gulf publishing, Houston, Texas, Contr. In petrol. Geology and Eng., 332 PP.

Price, N. J., Cosgrove, J. W., 1990. Analysis of geological structures, Cambridge.

Seraj., M., Faghih, A., Motamedi, H., Soleimany, B., 2020. Major Tectonic Lineaments Influencing the Oilfields of the Zagros Fold-Thrust Belt, SW Iran: Insights from Integration of Surface and Subsurface Data. Journal of Earth Science, 596-610.

آسماری در تاقدیس نفتی کوپال (فروافتادگی دزفول، جنوب باختر ایران) نشریه علوم زمین، سال ۲۷، شماره ۱۰۵، صفحه ۷۱-۸۰

علی پور، ر.، علوی، س. ا.، قاسمی، م.، مختاری، م.، گللال زاده، ع.، ۱۳۹۱. تحلیل شکستگی های سنگ مخزن آسماری در میدان نفتی پازنان (جنوب باختر ایران). نشریه علوم (دانشگاه خوارزمی)، شماره ۱۲، جلد ۲، ۴۸۳-۵۰۰.

محمدی اصل، س.، فرضی پور صائین، ع.، شفیع، ق.، ۱۳۹۶. تحلیل هندسی شکستگی های سازند آسماری تاقدیس دارا، به عنوان الگویی برای مخازن هیدرو کربنی زیر سطحی آسماری. نشریه زمین شناسی نفت ایران، سال ۷، شماره ۱۳، ۱-۱۹.

مداحی، ح.، علوی، ا.، عبداللهی فرد، ا.، امیری بختیار، ح.، و طالبی، ح.، ۱۳۸۸. تحلیل و بررسی عوامل مؤثر بر ایجاد انحنا طولی در تاقدیس زیر سطحی بی بی حکیمه (فروافتادگی دزفول، جنوب باختری ایران). فصلنامه زمین شناسی ایران، ۱۵، ۳-۱۴.

مطیعی، ه.، زمین شناسی نفت زاگرس ۱. جلد اول، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۵۸۹ صفحه.

یزدانی، م.، علوی، س. ا.، سراج، م.، ۱۳۸۵. تحلیل ساختاری و شکستگی های میدان نفتی پارسی. نشریه زمین شناسی ایران، دوره ۲، شماره ۵، ۴۳-۵۶.

Bourne, S. J., Bauckmann, F., Rijkels, L., Stephenson, B. J., Weber, A., Willemsse, E. J. M., 2000. Predictive modelling of naturally fractured reservoirs using geomechanism and flow simulation. 9th Abu Dhabi Intern Petroleum Exhibition and Conference (Abu Dhabi, UAE) 10 PP.

Fossen, H., 2016. Structural Geology (2nd ed.). Cambridge University Press.

Handin, J., Friedman, M., Feather, J. N. 1963. Experimental deformation of rocks under confining pressure: pore pressure Tests. American Association of Petroleum



# فصلنامه زمین ساخت

بهار ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۱

doi 10.22077/JT.2023.4603.1122

## شواهد گسلش نرمال قبل تریاس در کوه‌های آبگرم، شمال غرب ایران مرکزی

ایرج حیدری<sup>۱\*</sup>، سعید معدنی پور<sup>۲</sup>

۱- کارشناسی ارشد زمین ساخت (تکتونیک)، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

۲- استادیار گروه زمین شناسی ساختاری، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۹/۱۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۱/۱۸

### چکیده:

بازه زمانی پرمین در محدوده بین بلوکه‌های ایران مرکزی و صفحه عربی با حادثه زمین ساختی همراه است که در طی آن کشش ناحیه‌ای حوضه اقیانوسی نئوتتیس را ایجاد نموده است. در این مطالعه اثرات این کشش ناحیه‌ای بصورت گسترش گسل‌های نرمال و رسوبگذاری همزمان با آن به صورت محلی در کوه‌های آبگرم، شمال غرب ایران مرکزی گزارش شده است. در این محدوده بین واحدهای با سن کامبرین و پرمین یک نبود رسوبی بزرگ وجود دارد که دوره‌های زمانی اردوویسین، سیلورین، دونین و کربنیفر را شامل می‌شود این نبود چینه‌شناسی گسترده به ناپیوستگی قبل پرمین نسبت داده می‌شود. این ناپیوستگی در برخی مناطق به صورت همشیب و در مناطقی نیز به صورت زاویه‌دار دیده می‌شود. علاوه بر سامانه گسل‌های راندگی و امتداد لغز سنوزویک و جوانتر در این منطقه گسل‌هایی با روند عمده شمال غرب - جنوب شرق دیده می‌شوند که فقط در واحدهای پالئوزوئیک گسترش دارند و در واحدهای با سن تریاس یا جوانتر دیده نمی‌شوند، در برداشت‌های صحرائی مشاهده شد که این گسل‌ها به صورت نرمال عمل کرده و باعث جابجایی واحدهای پرکامبرین و کامبرین در این ناحیه شده‌اند. همچنین واحدهای پرمین سازندهای درود و روته تغییرات ضخامتی به سمت این گسل‌های نرمال نشان می‌دهند که نشان از رسوبگذاری همزمان یا پس از گسلش نرمال در منطقه است. با توجه به پوشیده شدن گسلها توسط رسوبات سازندهای الیکا (تریاس) و جوانتر و سازندهای درود و روته (پرمین) به نظر فعالیت عمده آنها در رژیم کششی و دربازه زمانی کربنیفر - پرمین رخ داده است.

**واژه های کلیدی:** گسل‌های نرمال همزمان با رسوبگذاری، ناپیوستگی قبل پرمین، ناحیه آبگرم، شمال غرب ایران مرکزی

\*ایمیل: Iraj.he427@gmail.com

تلفن تماس: ۰۹۱۹۳۴۶۶۷۰۷

## Evidence of pre-Triassic normal faulting in the Abgarm Mountains, northwest of central Iran

Iraj Heydari<sup>1\*</sup>, Saeed Madanipour<sup>2</sup>

1. M.Sc. student of Tectonics, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran
2. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran.

### Abstract

The Permian period is associated with an extensional tectonic regime during which the Neotethys oceanic basin developed between the central Iranian blocks and the Arabian Plate. In this study, the effects of this extensional regime on developing the normal faults and associated syndepositional sequences have been investigated in the Abgarm region at NW Iran. There is a huge gap in the stratigraphic sequence of the region from the Cambrian to the Devonian. This discontinuity is seen in some areas as concordant and some areas as angular. In addition to the Cenozoic and younger thrust and strike-slip faults system, faults with the major northwest-southeast trends are seen that extend only to Paleozoic units and are not observed in units of Triassic or younger age. Field observations document the normal kinematics of these faults. They have cut and displaced pre-Permian sequences. The Permian rock units including the Dorud and the Ruteh Formations have generally thickened toward these normal faults that document the syndepositional normal activity of faults. The normal faults have been covered by the Upper Permian and Triassic and younger deposits including Doroud, Ruteh, and Elika formations document the pre-Permian timing of the extensional regime in this part of the central Iranian basin.

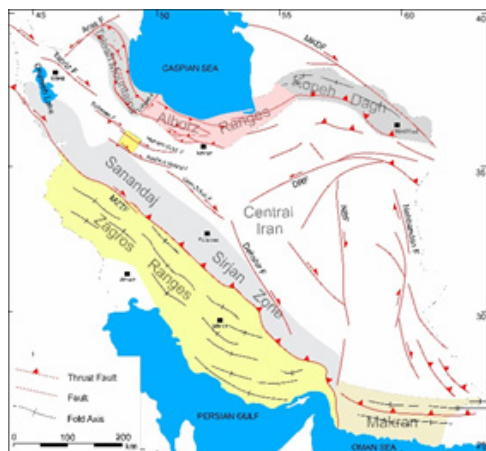
**Keywords:** Syndepositional normal faulting, Pre-Permian unconformity, Abgarm area, NW central Iran

---

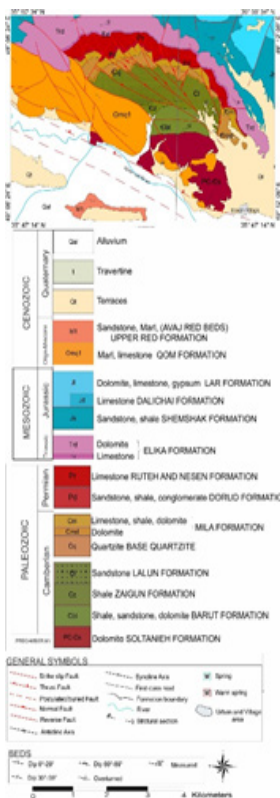
\*Email: Iraj.he427@gmail.com

Tel: +989193464707

در کوه‌های آبگرم و در مرز بین البرز و ایران مرکزی معرفی شده است.



تصویر ۱: نقشه پهنه بندی ساختاری ایران به همراه گسل‌های بزرگ و مهم ایران. منطقه مورد مطالعه با مربع زرد رنگ مشخص شده است.



تصویر ۲: نقشه زمین‌شناسی ناحیه کیسه‌جین، واحدهای پرکامبرین تا عهد حاضر و گسل‌هایی که واحدهای پالئوزویک و قدیمی‌تر را تحت تاثیر قرار داده‌اند و باعث جابجایی واحدهای پرکامبرین تا کامبرین پسین شده‌اند و باعث یک تغییر ضخامت در واحدهای پریمین شده‌اند ولی در واحدهای تریاس

## مقدمه

در واقع، پالئوزویک پسین (اواخر دونین) زمان رویداد دو اتفاق بزرگ مقیاس در سطح کره زمین می‌باشد، رخداد اول کوهزایی واریسکن (Variscan) می‌باشد که در امتداد مرز میان دو ابرقاره لوراسیا و گندوانا بوده است. رخداد دوم با توسعه ماگماتیسم، ریف‌شدگی و بالا آمدگی گنبدی شکل پی‌سنگ در داخل این دو قاره همراه بوده است (de Lamote et al, 2013). در اواخر کربونیفر قاره گندوانا با قاره لورازیا برخورد کرده و سبب کوهزایی عظیمی در شمال شرق آمریکا، غرب اروپا و شمال غرب آفریقا شده که به نام کوهزایی هرسنین نامگذاری شده است با برخورد گندوانا و لورازیا ابرقاره پانگه تشکیل شد (Ruban et al, 2007). بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در شمال، همزمان با کافتش ایران در امتداد گسل معکوس اصلی زاگرس امروزی بود. ایران (شامل ایران مرکزی و البرز)، به حرکت خود به سمت شمال ادامه داده و در پشت خود پوسته اقیانوسی جدیدی را به وجود آورد (Stoklin, 1984). شواهد چینه‌ای (فعالیت آتشفشانی کافت قاره‌ای، رسوبگذاری همخوان با کشیدگی در امتداد کمربند سندانج-سیرجان، پیشروی ناحیه‌ای دریای پرمین و تغییرات ناگهانی رسوبگذاری از رژیم آواری پالئوزویک زیرین تا کربنات‌های سکویی پرمین) نشان می‌دهد که ایران و برخی کشورهای همسایه، در پرمین (حدود ۲۴۰ میلیون سال پیش) از عربستان جدا شدند (Berberian, 1981). پالئومگنتیک و رسوبات پلاژیک که همراه با ولکانیک‌های بازالتی هستند این نظریه را اثبات می‌کنند که در زمان پرمین میانی تا اواخر پرمین یک ریف‌ت میان قاره‌ای در جنوب ایران مرکزی تشکیل شده و در ادامه با گسترش اقیانوس همراه بوده است (Besse et al, 1998). شواهد کشش پرمین در بخش‌های زیادی از حاشیه منطقه برخوردی عربی‌اوراسیا از ترکیه در شمال غرب تا عمان در جنوب غرب دیده شده است (Chauvet et al, 2009; Sepehr et al, 2004). به سمت داخل ورقه‌های ایران و اوراسیا، در محدوده ایران مرکزی و گذر آن به البرز شواهد این کشش ناحیه‌ای دیده نشده است. در این مطالعه با بررسی دقیق ساختاری چینه‌شناسی شواهدی از این تغییر شکل کششی پرمین در محدوده کیسه‌جین

و جوانتر گسترش ندارند چنانکه در نقشه زمین‌شناسی محدوده و تصویر ۵ مشخص است.

### روش مطالعه

در انجام این پژوهش، برای بررسی دقیق پهنه‌های گسلی در ناحیه کیسه جین واقع در شمال غرب شهر آبگرم، شواهد ساختاری از جمله خش‌لغز، شیب لایه‌بندی و ضخامت واحدهای چینه‌شناسی مهم برداشت شده‌اند، که منجر به تهیه نقشه ساختاری در مقیاس ۱:۵۰۰۰ شده و همچنین با بهره‌گیری از تصاویر ماهواره‌های SRTM و DEM و بررسی برداشت‌های میدانی دقیق، گسل‌های منطقه به نقشه‌ها اضافه شده است. با بررسی مطالعات قبلی انجام شده در کل جهان و بخصوص ایران در زمینه گسل‌های نرمال گسترش یافته در واحدهای پالئوزوئیک و قدیمی‌تر که توسط واحدهای جوانتر پوشیده می‌شوند ما نیز به مطالعه گسل‌های نرمال گسترش یافته در این ناحیه پرداختیم.

### زمین‌شناسی و جغرافیای منطقه

منطقه مورد مطالعه در ۸۵ کیلومتری جنوب غرب استان قزوین واقع شده است و از لحاظ جغرافیایی این ناحیه ادامه کوه‌های سلطانیه در چهارگوش کبودرآهنگ به حساب می‌آید. این منطقه در طول جغرافیایی ۴۹° تا ۳۰' ۴۹° و عرض جغرافیایی ۳۵° ۳۰' تا ۳۶° واقع شده است. ارتفاعات شمال منطقه آبگرم ادامه کوه‌های سلطانیه و ارتفاعات جنوب این منطقه مربوط به کوه‌های آوج می‌باشد. راه اصلی ورود به منطقه از طریق جاده قزوین - همدان صورت می‌گیرد که شهرستان آبگرم در ۸۵ کیلومتری انشعاب این جاده از اتوبان قزوین - زنجان قرار دارد. این جاده آسفالتی است و از بخش شمال شرقی وارد شده و رشته کوه‌های آبگرم و آوج را قطع می‌نماید. در واقع مرز بین ایران مرکزی و سندج - سیرجان از میان ناحیه کبودرآهنگ می‌گذرد بدین ترتیب که منطقه آبگرم که در شمال واقع است بخشی از ایران مرکزی (ارومیه - دختر) و منطقه رزن قسمتی از زون سندج - سیرجان می‌باشد که توسط گسل رانده آوج جدا شده‌اند (بلورچی، ۱۳۵۶). در محدوده مطالعاتی (منطقه آبگرم) واحدهای اینفراکامبرین تا اواخر کامبرین (سازندهای سلطانیه، باروت، زاگون، لالون و میلا) تشکیل شده‌اند، ولی واحدهای اردوئین، سیلورین، دونین و کربنیفر (به

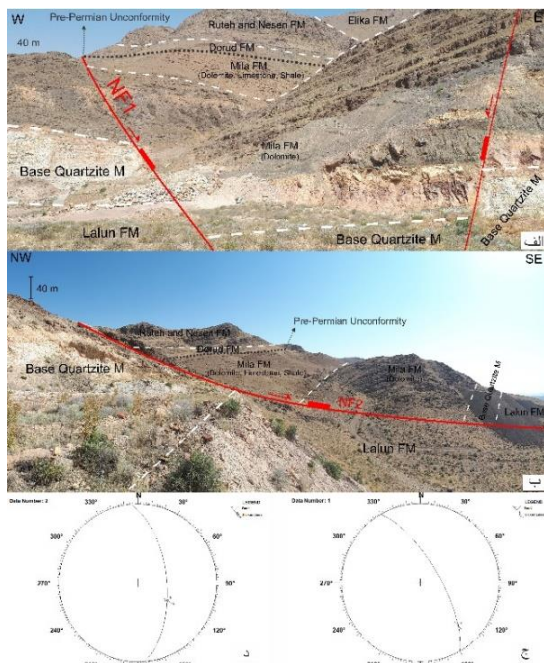
خصوص در ناحیه کیسه‌جین) تشکیل نشده‌اند یا بر اثر فرسایش در قبل پرمین از بین رفته‌اند. بلورچی (۱۳۵۶) اعتقاد دارد در این منطقه رسوبات پرمین به صورت ناپیوسته روی واحدهای قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند. در این ناحیه تعدادی گسل دیده می‌شود که به نظر واحدهای پالئوزوئیک پیشین را جابجا کرده و در سازند درود و روته با سن پرمین تمام می‌شوند. در این مطالعه سعی بر آن است موقعیت زمین‌ساختی ساختارهای گسلی قدیمی توسعه یافته در واحدهای پالئوزوئیک که در واحدهای جوانتر توسعه نیافته‌اند را بررسی و آشکار شود (بلورچی، ۱۳۵۸).

### مشاهدات صحرائی

منطقه آبگرم از نظر رخمون واحدهای سنگی بسیار متنوع بوده، به طوری که از واحدهای پرکامبرین تا عهد حاضر را شامل می‌شود. ناحیه‌ای از این منطقه که واحدهای پالئوزوئیک در سطح رخمون یافته است، در شمال تا شمال غرب روستای کیسه‌جین می‌باشد. در این ناحیه سازندهای سلطانیه، باروت، زاگون، لالون، کوارتزیت بالایی و میلا با سن پرکامبرین تا کامبرین پسین و سازندهای دورود، روته و نسن با سن پرمین را مشاهده می‌کنیم. این ناحیه یک نبود رسوبی بزرگ بین کامبرین و پرمین (واحد میلا توسط واحد درود پوشیده می‌شود) وجود دارد (شکل ۶) که بلورچی (۱۳۵۶) آن را به حادثه هرستین مرتبط می‌داند ما در این مطالعه ضمن بررسی این ناپیوستگی (شکل ۳) که در برخی نقاط به صورت هم شیب و در نقاطی به صورت دگرشیب دیده می‌شود در واحدهای پالئوزوئیک تعدادی گسل نرمال مشاهده می‌شود که واحدهای قدیمی‌تر و حتی واحد پرمین را تحت تاثیر قرار داده است. این گسل‌ها در واحدهای قدیمی‌تر باعث جابه‌جایی و چرخش بلوک‌ها شده‌اند (شکل ۶) و در واحد پرمین باعث تغییرات ضخامت در طول این واحدها شده‌اند به صورتی که در نزدیکی گسل نرمال ضخامت در حد ۵۰ متر و با فاصله گرفتن از گسل نرمال ضخامت کمتر شده و در نواحی اصلا واحد درود دیده نمی‌شود (شکل ۶). پرمین در روی سازند میلا به صورت ناپیوسته، با سازند کنگلومرایی و ماسه‌سنگی دورود آغاز می‌شود (شکل ۷) و با کربنات‌های پرمین ادامه پیدا می‌کند. گسل‌های موجود در این ناحیه بیشتر به صورت نرمال عمل می‌کنند و دارای شیب‌های

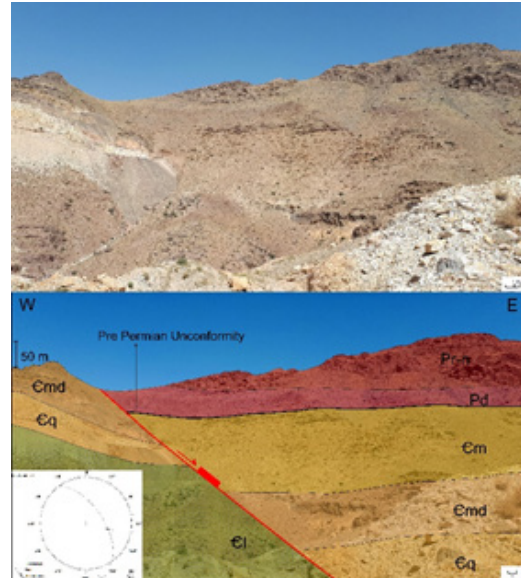


تصویر ۴: تصویر الف نمایش دهنده تصویر صحرایی منطقه همراه با گسل‌ها و واحدهای تفکیک شده و ناپیوستگی قبل پرمین می‌باشد که در واحدهای کوارتزیت قاعده‌ای و سازند میلا گسترش دارد. گسل امتداد لغز راستگردی هم بین واحدهای کامبرین و الیگو-میوسن قرار دارد. در تصویر ب استریونت گسل‌های شکل الف را مشاهده می‌کنیم که دارای عملکرد نرمال با شیب به سمت جنوب غرب هستند. تصویر ج نیز گسل‌های نرمال و جابجایی در واحدهای با سن کامبرین و ناپیوستگی قبل پرمین را با کمی فاصله از مکان تصویر الف نمایش می‌دهد. تصویر د با استریونت گسل‌های تصویر ج می‌باشد و تفاوتی که با استریونت قبل دارد جهت شیب گسل‌ها می‌باشد که به سمت شمال شرق هستند.

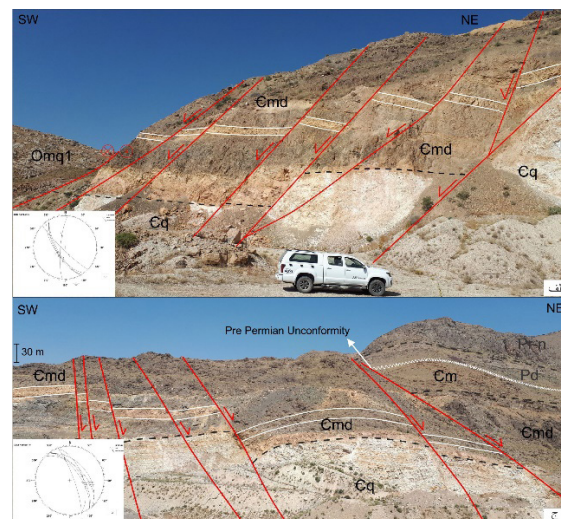


تصویر ۵: الف: نشان‌دهنده تصویر صحرایی گسل NF1 می‌باشد. گسل NF1 واحدهای کامبرین را جابجا کرده و در واحدهای پرمین باعث تغییر ضخامت شده است. در شکل واحدها و سازندها تفکیک شده‌اند که جابجایی گسل واضح‌تر مشاهده می‌شود. ب: تصویر صحرایی از گسل NF2 می‌باشد. در این تصویر گسل‌ها و سازندها مشخص شده است که جابجایی گسل را مشخص می‌کند. ج: تصویر استریوگرافی گسل NF1 که سازوکار نرمال با مولفه امتدادلغز راست‌گرد را نشان می‌دهد. د: نشان‌دهنده تصویر استریوگرافی گسل NF2 می‌باشد که نشان‌دهنده

متفاوت از کاملاً شیب لغز تا شیب ۴۵ درجه دارند و جهت شیب شمال شرق تا جنوب غرب می‌باشند. این گسل‌های نرمال باعث جابجایی ناپیوستگی نیز شده‌اند (شکل ۷) و در واحدهای پرمین تغییر ضخامت به سمت گسل ایجاد کرده‌اند.



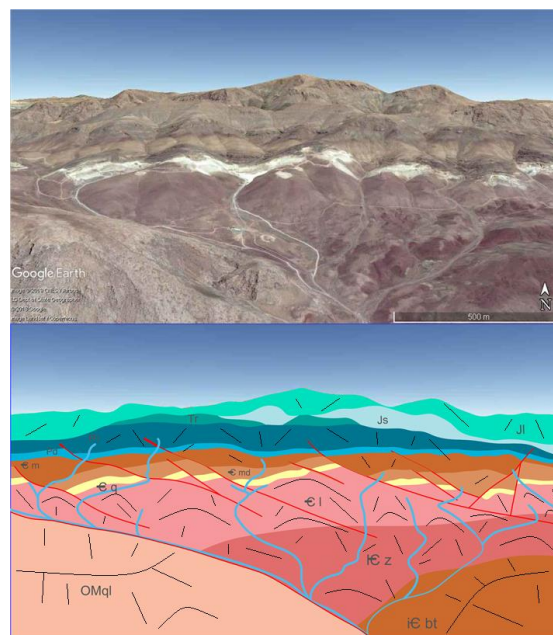
تصویر ۳: تصویر الف نشان دهنده تصویر صحرایی از منطقه مورد مطالعه می‌باشد. تصویر ب گسل‌ها، واحدهای تفکیک شده و ناپیوستگی قبل پرمین موجود در تصویر الف را نمایش می‌دهد. در تصویر ب ضمن مشاهده گسل نرمال جابجا کننده واحدهای کامبرین و پرمین و واحدهای با سن کامبرین و پرمین یک تغییر ضخامت کاملاً واضح به سمت گسل نرمال در واحد دورود دیده می‌شود. در تصویر ج استریونت گسل نرمال شکل ب را مشاهده می‌کنید که به صورت نرمال و با شیب به سمت شمال شرق عمل کرده است..



سازوکار امتداد لغز با مولفه شیب لغز نرمال می‌باشد. ولی پس از بازگرداندن گسل و لایه بندی به زمان پرمین این گسل یک گسل شیب لغز نرمال خواهد بود.



شکل ۶: تصویر ماهواره‌ای از محدوده مطالعاتی در شمال-شمال غرب روستای کیسه‌جین. در این تصویر واحدهای تفکیک شده و ناپیوستگی قبل پرمین و گسل‌های نرمال را مشاهده می‌کنید (Google Earth).



شکل ۷: تصویر ماهواره‌ای از ناپیوستگی و گسل‌های زیر آن در قبل از پرمین در بالا و واحدهای تفکیک شده تصویر بالا در پایین (شمال تا شمال غرب روستای کیسه‌جین).

### نتایج و تحلیل

ناحیه کیسه‌جین دارای رخنمون قابل توجه‌ای از واحدهای پرکامبرین، پالئوزوئیک و مزوزوئیک می‌باشد که برای مطالعه و تحلیل فرآیندهای زمین‌شناسی بسیار ایده‌آل می‌باشد. ما در زمانی که به مطالعه ناپیوستگی قبل پرمین در این ناحیه مشغول بودیم گسل‌های نرمالی برداشت کردیم که واحدهای پرکامبرین، کامبرین

و ناپیوستگی قبل پرمین را جابجا کرده و باعث تغییر ضخامت در واحدهای پرمین شده‌اند. شیب گسل‌های بزرگ در این ناحیه به سمت شمال شرق می‌باشد ولی گسل‌هایی نیز به سمت جنوب غرب شیب دارند. باید اضافه کنیم که این گسل‌ها در واحدهای تریاس و جوانتر دیده نمی‌شوند و در پرمین به اتمام می‌رسند. در زمان قبل پرمین یک خشکی‌زایی بسیار گسترده در سطح زمین رخ داده است که علت آن را به حادثه کوهزایی هرسینین (واریسکن) که در شمال آتلانتیک اتفاق افتاده است مرتبط می‌دانند این ناپیوستگی در نقاط مختلف دنیا و بخصوص ایران با نام ناپیوستگی هرسینین شناخته می‌شود. بعد از این ناپیوستگی پوسته شروع به کشیده شدن کرد و گسل‌های نرمال به وجود آمد که باعث ایجاد ساختارهای هورست و گراپن شد و در ناحیه کیسه‌جین که به احتمال خیلی زیاد یک بخش هورستی شکل داشته، باعث فرسایش واحدهای قدیمی‌تر از پرمین شده است و پرمین بر روی کامبرین نشسته است. این گسل‌ها تا میانه‌های پرمین نیز فعال بوده‌اند و در واحدهای دورود و روته-نسن تغییر ضخامت ایجاد کرده‌اند. در زمانی که کوهزایی واریسکن (هرسینین) شروع شد و ابر قاره‌های گندوانا و لوراسیا به هم برخورد کردند (شمال آتلانتیک) در این برخورد باعث ایجاد بالاآمدگی‌هایی در لیتوسفر در شمال ابر قاره گندوانا شد که حاصل آن هورست و گراپن‌های در مقیاس بسیار بزرگ بود این ساختار در پوسته ایران نیز ایجاد شد و با پیشرفت این بالاآمدگی لیتوسفر پوسته اقیانوسی در سطح دیده شد که شروع تشکیل اقیانوس نئوتتیس بود.

### مراجع

بلورچی، م. ح.، گزارش نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ آوج ۱۳۵۶. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
بلورچی، م. ح.، حاجیان، ج.، گزارش نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کبودر آهنگ ۱۳۵۸. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Berberian, M., 1981. Structural Evolution of the Iranian Plateau, Contribution to the seismotectonics of Iran (part IV), Geol. Surv. Iran, Rep. No.52, pp. 19-66.



Besse, J., F. Torcq, Y. Gallet, L.E. Ricou, L. Krystyn and A. Saidi 1998. Late Permian to Late Triassic palaeomagnetic data from Iran: Constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangaea. *Geophysical Journal International*, v. 135, no. 1, p. 77-92.

Chauvet, F., Dumont, T. and Basile, C., 2009. Structures and timing of Permian rifting in the central Oman Mountains (Saih Hatat). *Tectonophysics*, 475(3-4), pp.563-574.

De Lamotte, D.F., Tavakoli-Shirazi, S., Leturmy, P., Averbuch, O., Mouchot, N., Raulin, C., Leparmentier, F., Blanpied, C. and Ringenbach, J.C., 2013. Evidence for Late Devonian vertical movements and extensional deformation in northern Africa and Arabia: integration in the geodynamics of the Devonian world. *Tectonics*, 32(2), pp.107-122.

Ruban, D.A., M.I. Al-Husseini and Y. Iwasaki 2007. Letters to the Editor: Review of Middle East Paleozoic Plate Tectonics. *GeoArabia*, v. 12, no. 3, p. 35-56.

Sepehr, M., and Cosgrove, J.W., 2004. Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum geology*, 21(7), pp.829-843.





# فصلنامه زمین ساخت

بهار ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۱

doi 10.22077/JT.2023.5640.1143

## بررسی پارامترهای لرزه خیزی با کمک برآورد نرخ گشتاورهای زمین شناسی و لرزه‌ای در شرق ایران

مهناز صباحی<sup>۱\*</sup>، دکتر محمدمهدی خطیب<sup>۲</sup>

۱- دانشجوی دکتری تکنونیک، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۲- استاده، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۶/۲۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۲/۱۵

چکیده:

محاسبه گشتاورهای زمین شناسی و لرزه ای از جمله روش های ارزیابی میزان فعالیت های زمین ساختی مناطق مختلف است. در این پژوهش به کمک برآورد نرخ گشتاورهای زمین شناسی و لرزه ای توان لرزه ای و همچنین ترسیم نقشه همشتاب لرزه ای، لرزه خیزی شرق ایران مورد بررسی قرار گرفت است. نتایج نشان می دهد بیشترین مقدار گشتاور زمین شناسی مرتبط با گسل سبزواران است که مقدار آن  $10^{18} \times 2/61544$  بدست آمده است و کمترین مقدار آن مربوط با گسل جازموریان است که مقدار آن  $10^{15} \times 9/91367$  است. با توجه به نقشه همشتاب بدست آمده مقادیر حداکثر شتاب ( $0.747423$ ) در اطراف گسل های مهم سراوان، بم پشت، آساگی، پیشگیرام، زاهدان و گوک مشاهده گردید. بر اساس نمودار نرخ گشتاور لرزه ای محاسبه شده، مقدار نرخ گشتاور لرزه ای در منطقه مورد بررسی برابر است با  $10^{18} \times 1/4166$ . همچنین نقشه پهنه بندی نرخ گشتاور لرزه ای نشان می دهد مقادیر بیشینه نرخ گشتاور لرزه ای در مجاورت سیستم های گسلی سفیدآبه-زاهدان، کهورک، نره نو، گوک و شهداد است که بیشترین مقدار آن برابر است با  $10^{20} \times 2/26248$  و کمترین مقدار آن در بخش شمالی منطقه در مجاورت گسل نرگس مشاهده می شود که مقدار آن  $10^{19} \times 1/77828$  بدست آمده است.

**واژه های کلیدی:** پارامترهای لرزه خیزی، نرخ گشتاور زمین شناسی، نرخ گشتاور لرزه ای، همشتاب لرزه ای، شرق ایران.

\*ایمیل: sabahi.mahnaz@birjand.ac.ir

تلفن تماس: ۰۹۱۲۹۶۱۵۶۲۳



## Investigation of seismicity parameters with the help of estimating geological and seismic torque rates in the east

Mahnaz Sabahi<sup>1\*</sup>, Mohammad Mehdi Khatib<sup>2</sup>

1. Ph.D Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran
2. Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

### Abstract

Calculation of geological and seismic moments is one of the methods in evaluating the level of tectonic activities in different regions. In this study the seismic potential in eastern Iran was assessed using geological and seismic moment rates. Results show that the maximum geological moment for the Sabzevaran fault is  $2.61544 \times 10^{18}$  and the minimum value,  $9.91367 \times 10^{15}$ , belongs to the Jazmourian fault. Based on the obtained iso-acceleration map, the average and maximum acceleration values (0.747423) have been observed around the important Saravan, Bam posht, Asagi, Pishgiram, Zahedan and Gowk. The calculated cumulative geological moment rate for the studied region is  $1.4166 \times 10^{18}$ . According to the cumulative geological moment rate map, the maximum value of the cumulative geological moment rate of  $2.26248 \times 10^{20}$  was observed in the vicinity of the Sefidabeh-Zahedan, Kahurak, Narreh Now, Gowk, and Shahdad fault systems. The minimum cumulative geological moment rate,  $1.77828 \times 10^{19}$ , was detected in the northern region of the Narges fault.

**Keywords:** seismic parameters, geology Moment Rate, seismic Moment Rate, seismic acceleration, Eastern Iran.

---

\*Email: afaghhih@shirazu.ac.ir

Tel: +989173003631



## مقدمه

آمارای زمین لرزه‌ها و بررسی گشتاورهای زمین‌شناسی و لرزه‌ای یک منطقه، کمک شایانی در جهت آگاهی از پتانسیل لرزه‌خیزی منطقه و ارائه الگوی مناسب برای توسعه شهری می‌کند. هدف از این تحقیق شناسایی نواحی با پتانسیل لرزه‌خیزی بالا در منطقه مورد مطالعه با بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی، تکتونیک و گسل‌های منطقه مورد مطالعه است.

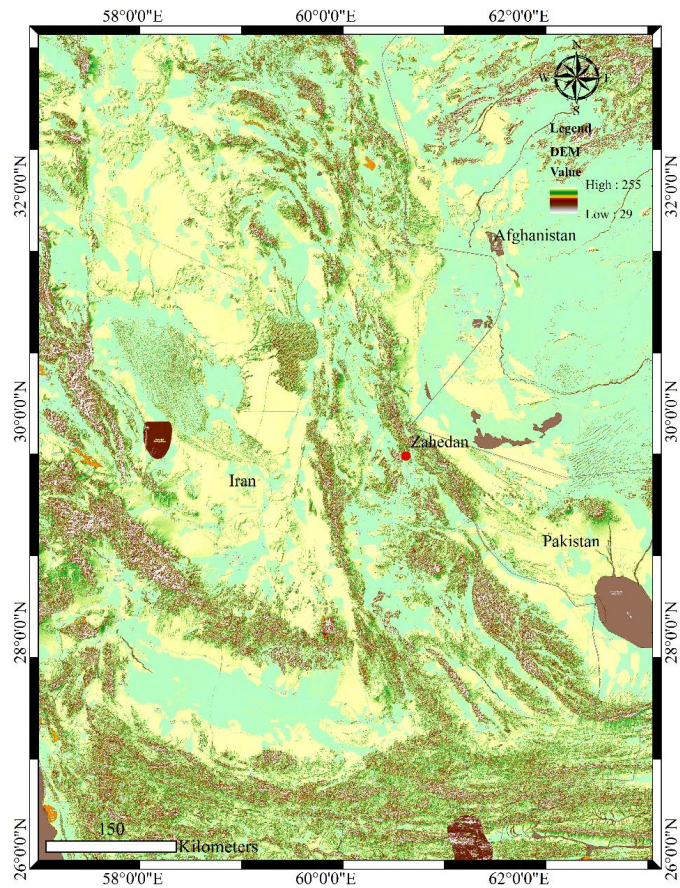
### ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه به وسعت ۳۰۰ کیلومتر مربع در شرق ایران بین طول‌های جغرافیایی ۵۷/۷۸ تا ۶۱/۶۶ درجه خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۲۹/۳۹ تا ۳۳/۸۵ درجه شمالی واقع شده است که از شرق به مرز کشورهای افغانستان و پاکستان و از غرب به گسل‌های تقریباً شمالی جنوبی سبزواران و گوک منتهی می‌شود. شمال محدوده مطالعاتی به گسل‌های تقریباً شمالی جنوبی آواز و نرگس و جنوب آن به دریای عمان محدود می‌شود (شکل ۱).

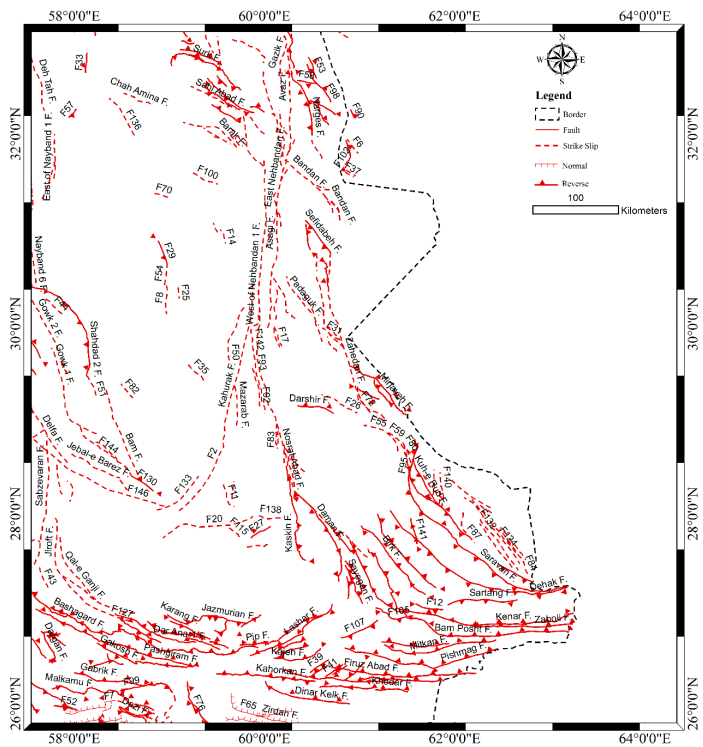
### ۲- روش کار

در این مطالعه به منظور محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی ابتدا کاتالوگ لرزه‌ای منطقه مورد بررسی از سایت ISC تهیه شده است که این کاتالوگ شامل زمین لرزه‌های سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۲۰ است. در مرحله اول با استفاده از کاتالوگ تهیه شده، عمق کانونی زمین لرزه‌ها، پارامترهای لرزه‌خیزی *a* و *b*، دوره بازگشت زمین لرزه‌ها، ریسک زمین لرزه‌ها و پارامترهای *MCE* و *DBE* محاسبه شده است. در مرحله بعد نقشه گسل‌های فعال منطقه که دارای طول بیشتر از ۲۰ کیلومتر هستند براساس نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ و ۱:۲۵۰,۰۰۰ و تصاویر ماهواره‌ای (گوگل ارث) در نرم افزار GIS ترسیم شده است (شکل ۲). سپس با استفاده از نرم افزارهای GIS و Arcview نقشه هم شتاب برای منطقه مورد بررسی تهیه گردید. همچنین به منظور درک بهتر از وضعیت لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه، گشتاورهای لرزه‌ای و زمین‌شناسی محاسبه شده است. گشتاور لرزه‌ای با استفاده از کاتالوگ تهیه شده و فرمول‌های مربوطه محاسبه شده است. نرخ گشتاور زمین‌شناسی با استفاده از ویژگی‌های هندسی گسل‌های فعال منطقه که از کتاب‌ها، مقالات و پایان‌نامه‌ها جمع‌آوری گردیده است به دست آمده است.

ایران از لحاظ تکتونیک در بخشی از کمربند فعال آلپ-همالیا واقع است که به وسیله بلوک‌های صلب عربستان در جنوب باختری، توران در شمال خاوری و هلمند در خاور احاطه شده است (جکسون و همکاران، ۱۹۸۴، ۱۹۹۵). ایالت‌های ساختاری سیستان و مکران در شرق جنوب شرق ایران واقع شده‌اند. پهنه مکران متاثر از یک رژیم تنش اصلی که ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی عمان در راستای شمالی به زیر پوسته قاره‌ای ایران می‌باشد. نواحی فرورانش معمولاً از پتانسیل لرزه‌خیزی بالایی برخوردارند و هرچه از گودال اقیانوسی به سمت کمان ماگمایی پیش می‌رویم، عمق زمین لرزه‌ها بیشتر می‌شود (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲؛ ظریفی، ۲۰۰۶). سازوکارهای کانونی زمین لرزه‌های کم عمق (عمق‌های کمتر از ۴۵ کیلومتر) نشان می‌دهد که جهت محور تنش فشارشی از باختر به خاور دارای دوران در جهت عقربه‌های ساعت است که در آن میدان تنش در مکران باختری تحت تأثیر زون برخوردی اوراسیا-عربستان و میدان تنش در مکران خاوری تحت تأثیر زون برخوردی هند-اوراسیا قرار دارند (ساکانی و همکاران، ۲۰۱۸). ایالت ساختاری سیستان در بخش شمالی، نزدیک به عرض ۳۴ درجه به یک سیستم از گسل‌های شرقی-غربی راست‌الغز-چپ‌گرد (دشت بیاض) منتهی می‌شود که تصور می‌شود با چرخش ساعت‌گرد خود، برش‌های شمالی-جنوبی را جذب می‌کنند. به طرف جنوب و در عرض جغرافیایی ۲۷ درجه زمین درز سیستان به درون رشته ساحلی شرقی-غربی مکران و در مکانی که دریای عرب به طرف شمال فرورانده می‌شود، فرو می‌رود. برخورد صفحه عربی به ایران همراه با فرورانش دریای عمان به زیر ایران در جنوب ایران سبب تشکیل گسل‌های امتدادلغز بزرگی در خاور ایران شده است. عملکرد این گسل‌ها سبب ایجاد دگرشکلی‌ها و زمین لرزه‌های بزرگی در شرق ایران شده است (تیروول و همکاران، ۱۹۸۳). دگرشکلی فعال کنونی سیستان تحت تأثیر گسل‌هایی با امتدادهای شمال تا شمال غربی، راست‌الغز راست‌گرد و تراست‌های با روند شمال غربی-جنوب شرقی است که ناشی از دگرشکلی فلات ایران تحت تأثیر حرکت صفحه عربی است (واکر و همکاران، ۲۰۰۴). مطالعه



شکل ۱. تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد بررسی (شرق ایران).



شکل ۲. نقشه گسل‌های فعال منطقه مورد مطالعه.

پژوهش ابتدا زمین‌لرزه‌های گستره مورد مطالعه از سایت ISC تهیه شده و سپس پارامترهای زیر محاسبه شده است. شکل ۴ هیستوگرام بزرگای زمین‌لرزه‌های رخ داده در منطقه مورد بررسی را نشان می‌دهد. لازم به ذکر است که هر دو نمودار توزیع نرمال زمین‌لرزه‌ها را برحسب بزرگای آن‌ها نشان می‌دهند.

### ۳-۲- بررسی ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌ها

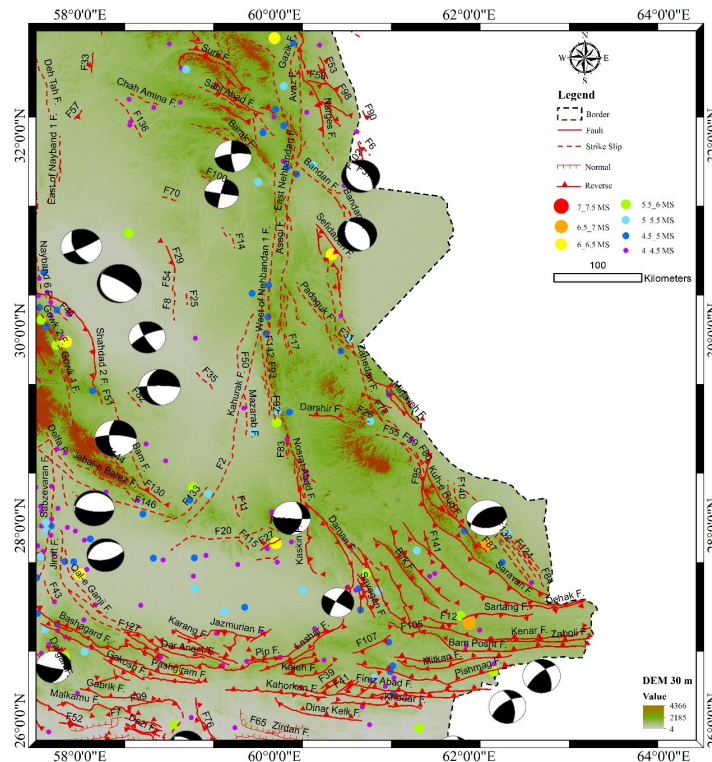
ژرفای کانونی زمین‌لرزه بیانگر فاصله قائم از سطح زمین به کانون یک زمین‌لرزه است جایی که مکان به وجود آمدن و آزادسازی انرژی یک زمین‌لرزه است. از آنجا که این پارامتر نشان‌دهنده عمق لرزه‌خیزی یک منطقه است از اهمیت خاصی برخوردار است. شکل ۵ توزیع آماری ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه را نمایش می‌دهد.

### ۳- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی

رایج‌ترین شیوه بررسی لرزه‌خیزی یک ناحیه مطالعه آماری فراوانی رویداد زمین‌لرزه‌ها نسبت به بزرگای و همچنین مشاهده پراکندگی بزرگای زمین‌لرزه‌ها در حوزه زمان است. پراکندگی رابطه بزرگای-فراوانی زمین‌لرزه‌های محدوده مورد مطالعاتی بعد از حذف پیش‌لرزه و پس‌لرزه به همراه تصویر DEM و فوکال مکانیسم زمین‌لرزه‌های محدوده مطالعاتی در شکل ۳ نشان داده شده است.

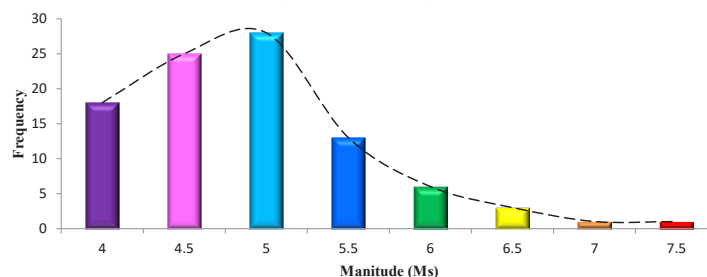
### ۳-۱- بررسی آماری ویژگی‌های لرزه‌خیزی و برآورد پارامترها

شناخت میزان لرزه‌خیزی و تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی یک گستره بر اساس جمع‌آوری فهرست زمین‌لرزه‌ها و مطالعه پیشینه لرزه‌خیزی در آن انجام می‌گیرد. در این

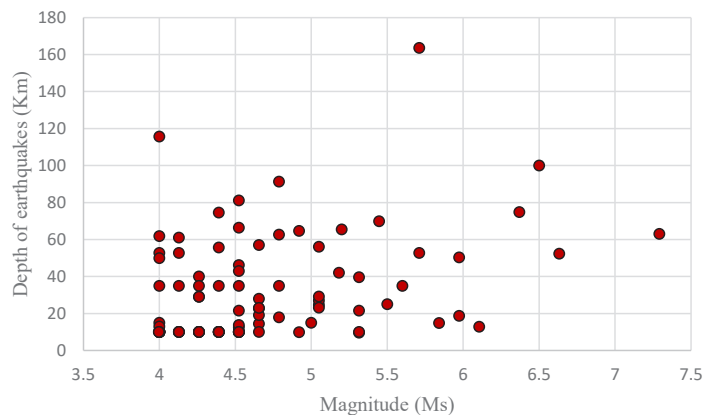


شکل ۳. پراکندگی زمین‌لرزه‌ها (بعد از حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها) در گستره منطقه مورد مطالعه.

### Histogram of Magnitude



شکل ۴. هیستوگرام بزرگای زمین‌لرزه‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۵. توزیع بزرگی زمین‌لرزه‌ها نسبت به عمق در منطقه مورد مطالعه.

#### ۴- روش کلاسیک گوتنبرگ-ریشتر

این روش معروف‌ترین و رایج‌ترین روش برای توصیف میزان لرزه‌خیزی یک ناحیه است، زیرا در این روش وضعیت لرزه‌خیزی به صورت ریاضی بیان می‌شود و رابطه بزرگی- فراوانی رویداد زمین‌لرزه‌ها طبق فرمول زیر تعریف می‌شود که ضرایب ثابت آن نشانگر وضعیت لرزه‌خیزی ناحیه مورد مطالعه است (گوتنبرگ و ریشتر، ۱۹۴۲، ۱۹۵۶).

$$\log N_c = a - b.M_s \quad (\text{رابطه ۱})$$

که در آن  $N_c$ : فراوانی تجمعی،  $a$  و  $b$ : ضرایب ثابت (a): نشانگر تعداد زمین‌لرزه‌ها با بزرگای بیش از صفر و  $b$ : نشانگر فراوانی نسبی رویداد زمین‌لرزه‌ها با بزرگای گوناگون است) و  $M_s$ : بزرگای زمین‌لرزه است.

در این پژوهش زمین‌لرزه‌های با بزرگی  $M_s \geq 4$ ، یک دوره ۱۲۰ ساله از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۲۰ برای شرق ایران مشخص شده است. سپس با محاسبه  $\log N_c$  و ترسیم آن بر حسب  $M_s$ ، پارامترهای لرزه‌خیزی منطقه یعنی  $a$  و

$b$  به دست آمده است (جدول ۱).

در نهایت با رسم منحنی نیمه لگاریتمی، فرمول لرزه‌خیزی منطقه حاصل می‌شود (شکل ۶). در این منحنی، لگاریتم تعداد زمین‌لرزه‌ها بر روی محور  $Y$  و بزرگی زمین‌لرزه بر روی محور  $X$  ترسیم شده‌اند. فرمول لرزه‌خیزی به دست آمده برای منطقه مطالعاتی به شکل زیر است. با توجه به فرمول لرزه‌خیزی حاصل شده  $(\log N_c = 2.0236 - 0.6497M_s)$ ، در این منطقه مقادیر پارامترهای  $a$  برابر  $2/0236$  و  $b$  برابر  $0/6497$  است. ضرایب لرزه‌خیزی  $a$  و  $b$  پارامترهای لرزه‌خیزی هستند، به نحوی که  $a$  را به ویژگی‌های زمین ساختی ناحیه مرتبط می‌دانند و  $b$  شیب خط در نمودار  $\log N$  است. ضریب  $a$  معیاری از اندازه لرزه‌خیزی گستره مورد مطالعه و ضریب  $b$  معیاری از ویژگی لرزه‌خیزی آن است. در واقع  $a$  با آهنگ کلی رویدادها و  $b$  با آهنگ نسبی درجه‌های گوناگون بزرگی متناسب است.

جدول ۱. بزرگی زمین‌لرزه‌ها و لگاریتم فراوانی تجمعی زمین‌لرزه‌ها در منطقه مورد مطالعه.

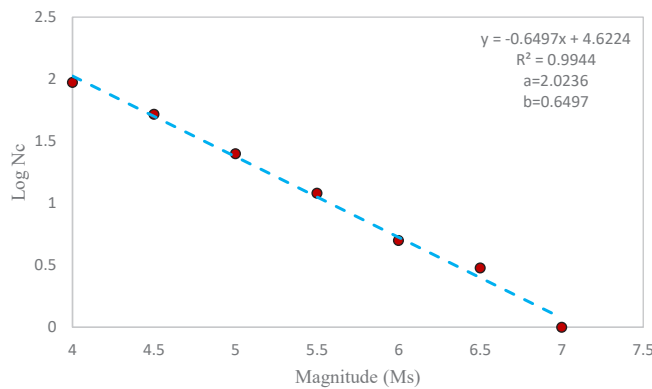
Ms	N	Log N
>4	94	1.973127854
>4.5	52	1.716003344
>5	25	1.397940009
>5.5	12	1.079181246
>6	5	0.698970004
>6.5	3	0.477121255
>7	1	0

برای محاسبه زمان وقوع دو حادثه مشابه استفاده کرد. بنا بر تعریف متوسط فاصله زمانی بین یک رویداد مشخص و رویدادی بزرگ‌تر یا معادل آن را دوره

#### ۴-۱- تعیین دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها

در آمار و احتمالات فرمولی خاص وجود دارد که از آن بنام دوره بازگشت یاد می‌کنند. از این فرمول می‌توان





شکل ۶. نمودار  $\text{Log } N_c$  در برابر  $M_s$  به منظور محاسبه فرمول لرزه‌خیزی گوتنبرگ-ریشتر.

بازگشت ( $T$ ) می‌نامند که از رابطه زیر محاسبه می‌شود (نوروزی و همکاران، ۱۹۸۶):

بازگشت زمین‌لرزه‌های با بزرگای  $M_s$  بزرگ‌تر از ۶ ارائه شده است.

(رابطه ۲)  $T = 1/N$

(رابطه ۳)  $T = 10^{-a+bM}$

با توجه به اینکه  $\text{Log } N = a - b.M_s$ ، لذا در جدول ۲ دوره

جدول ۲. برآورد دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های با بزرگی مختلف برای منطقه مورد مطالعه.

Magnitude (Ms)	6.5	6.4	6.6	6.1	6.0	7.3
T (Year)	158.29	130.17	193.10	87.74	72.04	517.64

۲-۴- محاسبه ریسک

ریسک زمین‌لرزه برای ۱۰۰ سال با استفاده از پارامترهای لرزه‌خیزی به دست آمده از رابطه گوتنبرگ-ریشتر و کاتالوگ زمین‌لرزه تهیه شده از سایت ISC و با استفاده

از رابطه زیر محاسبه شده است و نتایج آن در جدول ۳ آمده است.

(رابطه ۴)  $R = 1 - \exp(-T \times 10^{a-b.M_s})$

جدول ۳. برآورد ریسک وقوع زمین‌لرزه برای بازه‌های ۱۰ تا ۱۰۰ سال آتی.

ID	$M_s$	T(yr)	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
1	4	Risk (%)	93	99.51	99.97	100	100	100	100	100	100	100
2	4.5		71.6	91.93	97.71	99.35	99.82	99.95	99.99	100	100	100
3	5		44.89	69.63	83.26	90.77	94.92	97.2	98.46	99.15	99.53	99.74
4	5.5		24.57	43.11	57.09	67.63	75.59	81.58	86.11	89.52	92.1	94.04
5	6		12.5	23.43	33	41.37	48.69	55.11	60.71	65.62	69.92	73.68
6	6.5		6.12	11.87	17.26	22.33	27.09	31.55	35.74	39.67	43.37	46.83
7	7		2.95	5.81	8.58	11.27	13.89	16.42	18.89	21.28	23.59	25.85
8	7.5		1.41	2.79	4.16	5.5	6.83	8.14	9.43	10.7	11.96	13.2

شدیدترین جنبش زمین در ساختگاه می‌شود. در اثر رویداد این زمین‌لرزه ممکن است، سازه به‌طور جدی آسیب ببیند ولی نباید سازه فروریخته و جان انسان را به خطر اندازد.

DBE، زمین‌لرزه‌ای است که در زمان عمر مفید سازه، احتمال رویداد آن قابل انتظار است. این زمین‌لرزه بیشترین نیروها را بر سازه وارد می‌نماید و باید سازه به‌گونه‌ای طراحی شود که نیروهای ناشی از این

### ۳-۴- برآورد پارامترهای DBE و MCE

میزان شتاب حرکت افقی زمین معمولاً در دو مرز با احتمال خطر ۱۰ و ۶۴ درصد انتخاب می‌شوند، که مرز نخست (۱۰ درصد احتمال رویداد) را بیشینه زمین‌لرزه ممکن یا باورکردنی<sup>۱</sup> (MCE) و مرز دوم (۶۴ درصد احتمال رویداد) را زمین‌لرزه پایه طرح<sup>۲</sup> (DBE) می‌نامند. MCE، زمین‌لرزه‌ای است که باعث ایجاد

۱ (Maximum Credible Earthquake, MCE)

۲ (Design Basic Earthquake, DBE)

بیشینه زمین‌لرزه پذیرفتنی (MCE) کنترل و پیش‌بینی کرد. برای منطقه مورد مطالعه برآورد DBE و MCE برای عمر مفید ۱۰ تا ۲۰۰ سال محاسبه گردید که در جدول ۴ آورده شده است.

#### ۵- محاسبه توان لرزه‌زایی گسل‌های منطقه مورد مطالعه

جهت محاسبه توان لرزه‌زایی گسل‌ها و پارامترهای مربوطه از روابط ارائه‌شده توسط محققین گذشته استفاده شده که نتایج آن برای تعدادی از گسل‌های شناخته شده در منطقه مورد بررسی در جدول ۶ آورده شده است.

رویداد این زمین‌لرزه را تحمل کرده، پایداری خود را نگه‌داشته و آسیبی نبیند. در واقع این پارامتر نشان‌دهنده این است که سازه، در برابر ماکزیمم زمین‌لرزه‌ای که رخ می‌دهد، ۶۴٪ احتمال ویرانی دارد. بدیهی است که در بیشتر نقاط کشور ما، طراحی برای مرز خطر کمتر، یعنی احتمال رویداد (MCE) سنگین و پرهزینه خواهد بود. در نتیجه بنا بر پیشنهاد‌های مهندسی تجربی، می‌توان سازه‌های معمولی را بر پایه احتمال رویداد زیادتر یعنی ۵۰ درصد خطر یا کمی بیشتر (DBE) طراحی نمود و سپس با قبول امکان خسارت محدود، وضعیت پایداری عمومی سازه‌ها را در صورت رویداد

جدول ۴. برآورد DBE و MCE برای عمر مفید ۱۰ تا ۲۰۰ سال.

T (year)	DBE (64%)	MCE (10%)	T (year)	DBE (64%)	MCE (10%)
10	4.6	6.2	110	6.2	7.8
20	5.1	6.6	120	6.3	7.8
30	5.4	6.9	130	6.4	7.9
40	5.6	7.1	140	6.4	7.9
50	5.7	7.2	150	6.4	8.0
60	5.8	7.4	160	6.5	8.0
70	5.9	7.5	170	6.5	8.1
80	6.0	7.5	180	6.6	8.1
90	6.1	7.6	190	6.6	8.1
100	6.2	7.7	200	6.6	8.2

حداکثر جابجایی قائم ( $D_v$ ):

$$D_v = 10^{(-1.13+0.28I_0)} \quad (\text{رابطه } 10)$$

همچنین McGuire (۱۹۷۴) به منظور محاسبه بیشینه جابجایی ( $D_{Max}$ ) روابط تجربی زیر ارائه کرد.

$$D_{Max} = 0.393e^{(0.999M_s)}(25 + R)^{-0.88} \quad (\text{رابطه } 11)$$

چندین رابطه تجربی به منظور محاسبه بیشینه شتاب گرانش زمین ( $a_{Max}$ ) ارائه گردیده و به شرح زیر است. رابطه Estova (۱۹۷۰):

$$a_{Max} = 1.08e^{(0.5M_s)}(25 + R)^{-1.32} \quad (\text{رابطه } 12)$$

رابطه Dems & Moore:

$$a_{Max} = 1.08e^{(0.58M_s)}(25+R)^{-1.32} \quad (\text{رابطه } 13)$$

رابطه روشندل و نعمت ناصر (۱۹۷۸):

$$a_{Max} = 5.2e^{(0.5M_s)}(25 + R)^{-1.52} \quad (\text{رابطه } 14)$$

روابط تجربی متعددی به منظور محاسبه توان لرزه‌زایی گسل‌ها ( $M_s$ )، شدت نسبی زمین‌لرزه ( $I_0$ )، کاهش شدت زمین‌لرزه ( $I_R$ ) مورد استفاده قرار گرفته است که نتایج آن در جدول ۶ آورده شده است. در سال ۱۹۷۵، Trifunac and Brady در راستای محاسبه شتاب افقی و قائم در کانون، سرعت افقی و قائم و همچنین حداکثر جابجایی افقی و قائم روابط زیر را ارائه کرده‌اند.

شتاب افقی ( $A_h$ ) در کانون:

$$A_h = 10^{(-0.041+0.3I_0)} \quad (\text{رابطه } 5)$$

شتاب قائم ( $A_v$ ) در کانون:

$$A_v = 10^{(-0.18+0.3I_0)} \quad (\text{رابطه } 6)$$

سرعت افقی ( $V_h$ ):

$$V_h = 10^{(0.63+0.25I_0)} \quad (\text{رابطه } 7)$$

سرعت قائم ( $V_v$ ):

$$V_v = 10^{(-1.1+0.28I_0)} \quad (\text{رابطه } 8)$$

حداکثر جابجایی افقی ( $D_h$ ):

$$D_h = 10^{(-0.53+0.19I_0)} \quad (\text{رابطه } 9)$$



جدول ۶. توان لرزه زایی گسل های منطقه مورد مطالعه.

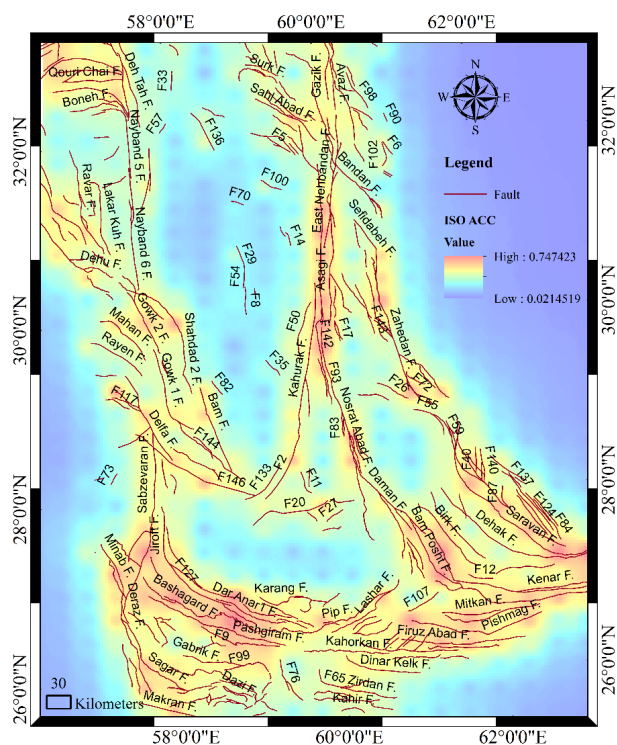
Name	Length (Km)	Distance from Zahedan (Km)	Mechanism	M (Stemmons)	Ms (AVG.)	I0 (AVG.)	IR (Ambraseys and Melville)	Ah	Av	Vh	Vv	Dh	Dv	Dmax (McGuire) (cm/s <sup>2</sup> )	a max (Estova) (cm/s <sup>2</sup> )	a max (Dems and Moore) (cm/s <sup>2</sup> )	a max (Rowshandel and Nemat-Nasser) (cm/s <sup>2</sup> )	Maximum a max (cm/s <sup>2</sup> )
								(cm/s <sup>2</sup> )		(cm/s)		(cm)						
Birk F.	108.00	180.38	Reverse and Thrust	7.4	7.4	10	6	855.94	547.57	63.39	42.06	20.81	16.02	5.82	0.04	0.07	0.06	0.07
Esmacil Abad F.	66.59	252.44	Right Lateral	7.2	7.1	9	5	660.70	422.67	51.09	33.03	17.67	13.03	3.48	0.02	0.04	0.04	0.04
Deh Morad F.	37.90	322.64	Reverse and Thrust	6.9	6.8	9	4	488.60	312.58	39.73	24.92	14.59	10.23	2.13	0.01	0.03	0.02	0.03
Jazmurian F.	42.40	312.20	Reverse and Thrust	7.0	6.9	9	4	518.85	331.93	41.77	26.36	15.16	10.74	2.32	0.02	0.03	0.02	0.03
West of Nehbandan 2 F.	28.40	235.35	Right Lateral	6.8	6.7	9	4	418.66	267.83	34.93	21.58	13.23	9.04	2.37	0.02	0.03	0.03	0.03
Pip F.	116.70	272.29	Reverse and Thrust	7.4	7.4	10	5	892.19	570.76	65.62	43.72	21.37	16.56	4.38	0.02	0.04	0.04	0.04
Dehak F.	53.61	168.21	Reverse and Thrust	7.1	7.0	9	5	588.29	376.35	46.38	29.64	16.41	11.87	4.28	0.03	0.06	0.06	0.06
Halil Rud F.	23.10	322.81	Right Lateral	6.7	6.6	9	4	374.83	239.79	31.86	19.46	12.34	8.28	1.65	0.01	0.02	0.02	0.02
Ahmad Abad F.	27.20	238.98	Reverse and Thrust	6.7	6.7	9	4	409.09	261.71	34.27	21.12	13.04	8.88	2.29	0.02	0.03	0.03	0.03
East Nehbandan F.	166.10	166.25	Right Lateral	7.6	7.6	10	6	1077.78	689.49	76.81	52.15	24.08	19.27	7.74	0.05	0.09	0.08	0.09
Zahedan F.	216.00	4.60	Right Lateral	7.7	7.7	10	12	1240.53	793.61	86.37	59.47	26.33	21.56	45.78	0.59	1.10	1.45	1.45
Kahnow F.	44.20	221.13	Reverse and Thrust	7.0	6.9	9	5	530.53	339.40	42.55	26.92	15.37	10.93	3.13	0.02	0.04	0.04	0.04
Hassan Abad F.	30.95	299.74	Reverse and Thrust	6.8	6.7	9	4	438.38	280.45	36.30	22.52	13.62	9.38	2.04	0.02	0.03	0.02	0.03
Darshir F.	39.50	48.33	Reverse and Thrust	6.9	6.9	9	7	499.54	319.57	40.47	25.44	14.80	10.41	8.57	0.12	0.20	0.24	0.24
Pishmag F.	170.50	323.52	Reverse and Thrust	7.6	7.6	10	5	1092.97	699.21	77.72	52.84	24.30	19.48	4.63	0.02	0.04	0.03	0.04
Karvandar F.	78.90	165.42	Right Lateral	7.3	7.2	9	6	723.51	462.85	55.11	35.95	18.71	14.01	5.29	0.04	0.07	0.07	0.07
Tigh-e Noab F.	31.80	287.90	Reverse and Thrust	6.8	6.8	9	4	444.79	284.55	36.74	22.83	13.75	9.49	2.14	0.02	0.03	0.02	0.03
Narges F.	37.00	321.88	Reverse and Thrust	6.9	6.8	9	4	482.36	308.58	39.31	24.63	14.47	10.13	2.11	0.01	0.03	0.02	0.03
Tamam Deh F.	24.50	249.82	Left Lateral	6.7	6.6	9	4	386.82	247.46	32.70	20.04	12.59	8.49	2.09	0.02	0.03	0.03	0.03
Dahaneh Baghi F.	39.70	93.66	Right Lateral	6.9	6.9	9	6	500.89	320.44	40.56	25.51	14.82	10.44	5.63	0.06	0.11	0.11	0.11
Jebal-e Barez F.	59.30	263.67	Right Lateral	7.1	7.1	9	5	620.93	397.23	48.51	31.17	16.98	12.39	3.17	0.02	0.04	0.03	0.04
Torshab F.	30.00	283.51	Right Lateral	6.8	6.7	9	4	431.13	275.81	35.80	22.18	13.48	9.26	2.10	0.02	0.03	0.02	0.03
Sardab F.	25.30	316.23	Reverse and Thrust	6.7	6.6	9	4	393.54	251.76	33.18	20.37	12.72	8.61	1.76	0.01	0.02	0.02	0.02
Sefidabeh F.	45.37	140.47	Reverse and Thrust	7.0	6.9	9	6	537.98	344.16	43.05	27.27	15.51	11.05	4.50	0.04	0.07	0.07	0.07
Narges F.	44.34	277.78	Reverse and Thrust	7.0	6.9	9	4	531.43	339.97	42.61	26.96	15.39	10.94	2.61	0.02	0.03	0.03	0.03
Mitkan F.	123.00	321.70	Reverse and Thrust	7.5	7.5	10	5	917.66	587.06	67.18	44.89	21.75	16.94	3.93	0.02	0.04	0.03	0.04
Gazidari F.	27.54	282.96	Right Lateral	6.7	6.7	9	4	411.82	263.46	34.46	21.25	13.10	8.92	2.01	0.02	0.03	0.02	0.03
Sartang F.	75.00	291.29	Reverse and Thrust	7.2	7.2	9	5	704.14	450.46	53.87	35.05	18.39	13.71	3.30	0.02	0.04	0.03	0.04
Kuh-e Bazu F.	63.42	316.14	Reverse and Thrust	7.2	7.1	9	4	643.67	411.78	49.99	32.24	17.38	12.76	2.83	0.02	0.03	0.03	0.03
Chah-e Karim Abad F.	17.12	283.09	Right Lateral	6.5	6.4	8	4	319.28	204.26	27.87	16.76	11.15	7.28	1.57	0.01	0.02	0.02	0.02
Barak F.	43.10	283.92	Right Lateral	7.0	6.9	9	4	523.42	334.85	42.08	26.58	15.24	10.81	2.53	0.02	0.03	0.03	0.03
Avaz F.	63.39	319.49	Right Lateral	7.2	7.1	9	4	643.50	411.67	49.98	32.23	17.37	12.75	2.80	0.02	0.03	0.03	0.03
Saheb Dad Khan F.	64.00	53.66	Right Lateral	7.2	7.1	9	7	646.81	413.79	50.19	32.38	17.43	12.81	10.34	0.12	0.21	0.24	0.24
Doparkuh F.	34.35	99.80	Reverse and Thrust	6.9	6.8	9	6	463.52	296.53	38.02	23.73	14.11	9.81	5.00	0.06	0.10	0.10	0.10
Saravan F.	280.50	105.04	Reverse and Thrust	7.9	7.9	10	7	1426.80	912.78	97.04	67.77	28.77	24.12	14.24	0.09	0.17	0.16	0.17
Chehel Kureh F.	57.10	81.39	Right Lateral	7.1	7.1	9	7	608.49	389.27	47.70	30.59	16.77	12.20	7.47	0.08	0.14	0.15	0.15
Dough F.	54.20	306.64	Right Lateral	7.1	7.0	9	4	591.74	378.56	46.61	29.80	16.47	11.93	2.68	0.02	0.03	0.03	0.03
Bandan F.	29.00	176.87	Left Lateral	6.8	6.7	9	5	423.37	270.85	35.26	21.80	13.33	9.12	3.00	0.03	0.05	0.05	0.05
Mamar F.	30.39	146.90	Reverse and Thrust	6.8	6.7	9	5	434.12	277.72	36.00	22.32	13.54	9.31	3.54	0.04	0.06	0.06	0.06
Deh Garm F.	18.50	262.76	Right Lateral	6.6	6.5	8	4	332.81	212.91	28.85	17.42	11.44	7.53	1.74	0.02	0.03	0.02	0.03
Gowk 1 F.	119.13	265.95	Right Lateral	7.5	7.4	10	5	902.08	577.10	66.23	44.17	21.52	16.71	4.51	0.02	0.05	0.04	0.05

Name	Length (Km)	Distance from Zahedan (Km)	Mechanism	M (Slemmons)	Ms (AVG.)	I0 (AVG.)	IR (Ambraseys and Melville)	974.07	623.15	70.60	47.46	22.59	17.77	10.56	0.08	0.15	0.15	0.15
								Ah	Av	Vh	Vv	Dh	Dv					
								(cm/s <sup>2</sup> )		(cm/s)		(cm)						
Asagi F.	137.50	95.22	Right Lateral	7.5	7.5	10	7	974.07	623.15	70.60	47.46	22.59	17.77	10.56	0.08	0.15	0.15	0.15
Mazarab F.	48.00	115.30	Right Lateral	7.0	7.0	9	6	554.48	354.72	44.15	28.05	15.81	11.32	5.36	0.05	0.09	0.09	0.09
Zahu F.	59.70	253.74	Right Lateral	7.1	7.1	9	5	623.15	398.65	48.66	31.28	17.02	12.43	3.28	0.02	0.04	0.03	0.04
Kuh-e Sahebddd F.	46.60	61.15	Right Lateral	7.0	7.0	9	7	545.76	349.14	43.57	27.64	15.65	11.18	8.10	0.10	0.17	0.19	0.19
Narreh Now F.	54.22	166.28	Right Lateral	7.1	7.0	9	5	591.86	378.63	46.61	29.81	16.48	11.93	4.34	0.04	0.06	0.06	0.06
Gazu F.	55.70	134.89	Reverse and Thrust	7.1	7.0	9	6	600.46	384.13	47.18	30.21	16.63	12.07	5.16	0.05	0.08	0.08	0.08
Daman F.	121.90	149.93	Reverse and Thrust	7.5	7.5	10	6	913.25	584.24	66.91	44.68	21.69	16.88	7.14	0.05	0.09	0.08	0.09
Kajeh F.	55.10	325.04	Reverse and Thrust	7.1	7.0	9	4	596.98	381.91	46.95	30.05	16.57	12.01	2.57	0.02	0.03	0.02	0.03
Nasfandeh F.	16.88	231.82	Right Lateral	6.5	6.4	8	4	316.88	202.72	27.70	16.64	11.09	7.24	1.83	0.02	0.03	0.02	0.03
Nosrat Abad F.	192.00	84.56	Right Lateral	7.7	7.7	10	7	1164.72	745.11	81.94	56.07	25.30	20.50	13.62	0.10	0.19	0.19	0.19
Kuh-e Zar F.ne	36.80	309.38	Reverse and Thrust	6.9	6.8	9	4	480.96	307.69	39.21	24.56	14.45	10.10	2.17	0.02	0.03	0.02	0.03
Karang F.	59.90	315.12	Reverse and Thrust	7.1	7.1	9	4	624.29	399.38	48.73	31.33	17.04	12.45	2.75	0.02	0.03	0.02	0.03
Sayegan F.	50.00	226.07	Reverse and Thrust	7.0	7.0	9	5	566.73	362.56	44.96	28.63	16.03	11.52	3.28	0.02	0.04	0.04	0.04
Chahan F.	15.60	233.42	Reverse and Thrust	6.5	6.4	8	4	303.78	194.34	26.74	16.00	10.80	7.00	1.75	0.02	0.03	0.03	0.03
Mahdaneh F.	23.95	169.10	Reverse and Thrust	6.7	6.6	9	5	382.15	244.48	32.37	19.82	12.49	8.41	2.81	0.03	0.05	0.05	0.05
Lah Kuh Sefid F.	51.32	243.70	Right Lateral	7.0	7.0	9	5	574.72	367.67	45.49	29.00	16.17	11.65	3.13	0.02	0.04	0.04	0.04
Kahurak F.	148.00	108.53	Right Lateral	7.6	7.6	10	7	1013.22	648.19	72.96	49.23	23.16	18.34	10.00	0.07	0.13	0.13	0.13
Kenar F.	272.50	208.45	Reverse and Thrust	7.9	7.9	10	6	1404.87	898.74	95.80	66.79	28.49	23.82	8.39	0.04	0.08	0.07	0.08
Lashar F.	95.40	285.58	Reverse and Thrust	7.3	7.3	10	5	800.93	512.39	59.98	39.53	19.96	15.19	3.79	0.02	0.04	0.03	0.04
Zaboli F.	110.00	322.50	Reverse and Thrust	7.4	7.4	10	5	864.39	552.98	63.91	42.45	20.94	16.15	3.70	0.02	0.03	0.03	0.03
Padaguk F.	52.50	75.90	Right Lateral	7.1	7.0	9	7	581.73	372.15	45.95	29.33	16.30	11.76	7.50	0.08	0.14	0.16	0.16
Qarib Abad F.	27.10	22.74	Reverse and Thrust	6.7	6.7	9	8	408.29	261.20	34.21	21.08	13.02	8.86	10.30	0.18	0.32	0.41	0.41
Sahl Abad F.	74.93	289.48	Right Lateral	7.2	7.2	9	5	703.78	450.23	53.85	35.04	18.39	13.70	3.31	0.02	0.04	0.03	0.04
East of Hosein Abad F.	14.30	212.81	Left Lateral	6.4	6.3	8	4	289.95	185.49	25.72	15.31	10.49	6.74	1.80	0.02	0.03	0.03	0.03
Maskutan F.	26.40	297.69	Reverse and Thrust	6.7	6.7	9	4	402.61	257.56	33.81	20.80	12.91	8.76	1.89	0.01	0.03	0.02	0.03
Kaskin F.	111.80	130.98	Reverse and Thrust	7.4	7.4	10	6	871.93	557.80	64.38	42.79	21.06	16.26	7.55	0.06	0.10	0.10	0.10
Rapar Kuh F.	20.94	121.40	Right Lateral	6.6	6.5	8	5	355.64	227.51	30.49	18.53	11.93	7.94	3.36	0.04	0.07	0.07	0.07
Dasht Kuh F.	34.70	183.19	Reverse and Thrust	6.9	6.8	9	5	466.06	298.16	38.20	23.85	14.16	9.85	3.20	0.03	0.05	0.05	0.05
Shahdad 2 F.	132.97	261.86	Reverse and Thrust	7.5	7.5	10	5	956.76	612.07	69.56	46.67	22.33	17.52	4.83	0.03	0.05	0.04	0.05
Mirjaveh F.	86.70	7.52	Reverse and Thrust	7.3	7.3	10	10	760.96	486.81	57.47	37.69	19.32	14.58	26.31	0.41	0.74	0.99	0.99
Bandan F.	23.80	185.72	Left Lateral	6.7	6.6	9	5	380.87	243.65	32.28	19.75	12.46	8.38	2.61	0.03	0.04	0.04	0.04
Estin F.	17.28	206.90	Right Lateral	6.5	6.4	8	4	320.88	205.28	27.99	16.83	11.18	7.31	2.03	0.02	0.03	0.03	0.03
Kuharud F.	16.13	313.74	Reverse and Thrust	6.5	6.4	8	3	309.26	197.84	27.14	16.26	10.92	7.10	1.40	0.01	0.02	0.02	0.02
Bonza F.	33.40	318.99	Reverse and Thrust	6.8	6.8	9	4	456.63	292.12	37.55	23.40	13.98	9.69	2.02	0.01	0.02	0.02	0.02
Heidar Abad F.	21.88	181.82	Right Lateral	6.6	6.6	8	5	364.10	232.93	31.09	18.94	12.11	8.09	2.54	0.03	0.04	0.04	0.04
Padgan F.	71.90	318.11	Reverse and Thrust	7.2	7.2	9	4	688.40	440.39	52.87	34.32	18.13	13.46	3.00	0.02	0.03	0.03	0.03
Bam F.	112.00	242.03	Right Lateral	7.4	7.4	10	5	872.77	558.34	64.43	42.83	21.07	16.27	4.71	0.03	0.05	0.04	0.05
Bog F.	35.50	29.66	Reverse and Thrust	6.9	6.8	9	8	471.79	301.82	38.59	24.12	14.27	9.95	10.51	0.17	0.29	0.36	0.36
Kuh-e Rud F.	109.00	123.45	Reverse and Thrust	7.4	7.4	10	6	860.17	550.28	63.65	42.26	20.88	16.09	7.78	0.06	0.11	0.10	0.11
Bandan F.	47.70	183.10	Left Lateral	7.0	7.0	9	5	552.62	353.53	44.02	27.96	15.78	11.29	3.77	0.03	0.05	0.05	0.05
Bam Posht F.	193.60	196.37	Reverse and Thrust	7.7	7.7	10	6	1169.91	748.43	82.25	56.30	25.37	20.57	7.37	0.04	0.07	0.07	0.07
West of Nehbandan 1 F.	166.00	102.59	Right Lateral	7.6	7.6	10	7	1077.43	689.27	76.79	52.14	24.08	19.26	11.05	0.08	0.15	0.15	0.15
Chagai Volcanic Arc and Calc Alkaline Mag. Belt	156.82	33.44	Thrust	7.6	7.6	10	9	1045.11	668.60	74.87	50.68	23.62	18.80	21.33	0.22	0.41	0.48	0.48

شد. سپس داده‌های گسل‌ها و Fishnet تهیه‌شده در نرم‌افزار Arcview وارد شده و در این نرم‌افزار فاصله هر گسل تا مرکز هر یک از سلول‌ها مشخص گردیده است. داده‌های اکسل به‌دست‌آمده و داده‌های از پیش موجود (توان لرزه‌زایی گسل‌ها) مرتب و به فرمت دلخواه تبدیل شده است و در نرم‌افزار GIS نقشه هم شتاب با استفاده از ابزار IDW تهیه گردید (شکل ۷).

## ۶- پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه در منطقه مورد مطالعه

در ابتدا گسل‌های فعال منطقه با طول بیشتر از ۱۰ کیلومتر از نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای استخراج و توان لرزه‌زایی برای این گسل‌ها محاسبه شده است. این گسل‌ها در نرم‌افزار GIS پردازش و از اکستنشن Fishnet برای شبکه‌بندی منطقه استفاده



شکل ۷. نقشه هم شتاب شرق ایران به همراه گسل‌های فعال منطقه.

می‌آید که توانایی بالقوه گسل‌ها در آزادسازی انرژی الاستیکی ذخیره‌شده در آن‌ها را آشکار می‌کند. طول گسل، شیب گسل و نرخ لغزش از جمله ویژگی‌های هندسی موردنیاز جهت محاسبه گشتاور زمین‌شناختی است (رشیدی و همکاران، ۱۳۹۶). نرخ گشتاور لرزه‌ای بر پایه کاتالوگ‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی قابل‌دسترس (از سایت ISC) برای زمین‌لرزه‌های مختلف با استفاده از روابط مربوطه به دست می‌آید که نرخ این گشتاور انرژی آزادشده در هنگام رخداد زمین‌لرزه را مشخص می‌کند.

## ۷-۱- برآورد نرخ گشتاور لرزه‌ای در منطقه مورد مطالعه

برای محاسبه نرخ گشتاور لرزه‌ای از کاتالوگ زمین‌لرزه‌های روی‌داده در منطقه استفاده شده است.

## ۷-۲- بررسی نرخ گشتاور لرزه‌ای، زمین‌شناسی در منطقه مورد مطالعه

در این پژوهش برای بررسی جنبایی و توان لرزه‌خیزی گسل‌های موجود در منطقه، از داده‌های بدست‌آمده از محاسبه نرخ گشتاور زمین‌شناختی و لرزه‌ای استفاده شده است. با محاسبه و مقایسه این گشتاورها می‌توان به این نتیجه رسید که بیشترین انرژی تجمع یافته و آزادشده مربوط به کدام بخش از منطقه و مرتبط با فعالیت کدام گسل و به چه مقدار است. همچنین می‌توان مناطقی با پتانسیل لرزه‌خیزی بالاتر را که احتمال خطر لرزه‌ای در آینده در آن‌ها بیشتر است را شناسایی کرد. برای بدست آوردن این گشتاورها از روش‌های زیر استفاده شده است. نرخ گشتاور زمین‌شناختی با استفاده از ویژگی‌های هندسی گسل‌ها به دست



روابطی که در اینجا استفاده شده‌اند عبارت‌اند از:

رابطه بر پایه  $M_B$  (جانستون، ۱۹۹۶):

$$\log(M_0/N_m) = 11.28 + 0.679M_b + 0.077M_b^2 \quad (\text{رابطه ۱۶})$$

رابطه بر پایه  $M_S$  (هنکس و کاناموری، ۱۹۷۹):

$$\log(M_0/N_m) = 9.05 + 1.5M_s \quad (\text{رابطه ۱۷})$$

رابطه بر پایه  $M_W$  (کاناموری، ۱۹۷۷):

$$M_w = 2/3 \log(M_0/N_m) - 6 \quad (\text{رابطه ۱۸})$$

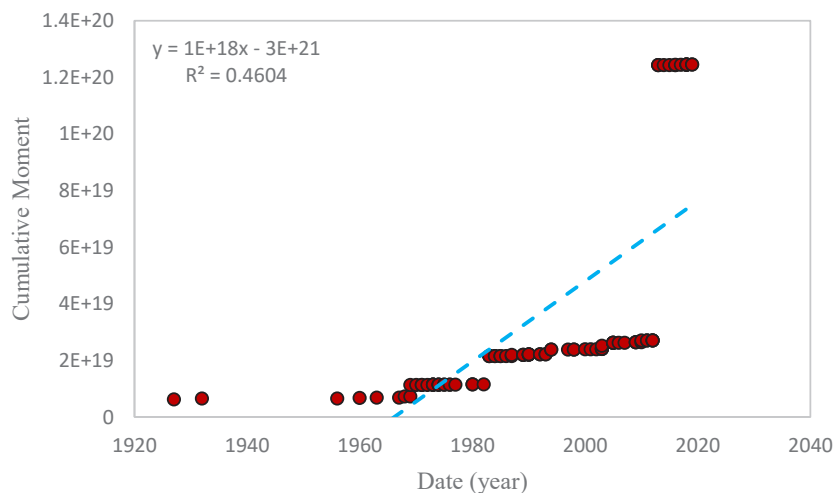
در این پژوهش، از زمین لرزه‌هایی با بزرگی بالاتر از ۴ برای اندازه‌گیری نرخ گشتاور لرزه‌ای (برای منطقه مورد مطالعه) استفاده شده است. با استفاده از روابط گفته‌شده برای برآورد نرخ گشتاور لرزه‌ای، مقدار گشتاور لرزه‌ای برای ۴۰۹ زمین لرزه (بین سال‌های ۱۹۰۰ تا ۲۰۲۰) روی داده در منطقه مورد مطالعه به دست آمده است. برای تبدیل گشتاور لرزه‌ای به نرخ گشتاور می‌توان از روش ترسیم نمودار گشتاور تجمعی در برابر سال‌های موجود در کاتالوگ و اندازه‌گیری شیب خط که نشان دهند مقدار نرخ گشتاور است (پانچا و همکاران، ۲۰۰۶). استفاده شده است و نتیجه آن در شکل ۸ و جدول ۷ ارائه شده است.

زمین لرزه‌های مورد استفاده از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۲۰ از سایت مرکز لرزه‌نگاری جهانی (ISC) تهیه شده است. با استفاده از روابط تجربی می‌توان گشتاور لرزه‌ای را در منطقه تعیین کرد. گشتاور لرزه‌ای که از این طریق به دست می‌آید، تنها مؤلفه لرزه‌ای دگربختی را نشان می‌دهد. در این روش پتانسیل لرزه‌ای در نزدیکی مکان‌هایی که در آنجا زمین لرزه رخ داده است متمرکز می‌شود. این روش به دلیل اینکه گسل‌های پنهان و پوشیده را هم بازتاب می‌دهد، تفکیک فضایی برابر یا حتی بیشتری نسبت به روش زمین‌شناختی دارد. از ایرادات این روش می‌توان به محدودیت زمانی نمونه‌گیری اشاره کرد و اینکه اگر در طی یک کاتالوگ، زمین لرزه‌ای روی یک ساختار رخ نداده باشد، ساختار ناشناخته باقی می‌ماند. با توجه به روابط تجربی موجود میان بزرگی‌های مختلف ( $M_S$ ,  $M_B$ ,  $M_L$ ) و  $M_W$  و گشتاور لرزه‌ای اسکالر، گشتاور لرزه‌ای برای هر زمین لرزه به دست آمده است.

رابطه کلی میان گشتاور و بزرگی به صورت زیر است

(هنکس و کاناموری، ۱۹۷۹):

$$\log M_0 = Cm + d \quad (\text{رابطه ۱۵})$$



شکل ۸. نرخ گشتاور لرزه‌ای منطقه.

جدول ۷. نرخ گشتاور لرزه‌ای در منطقه مورد بررسی.

واحد	مقدار گشتاور لرزه‌ای	منطقه
Nm/yr	$1/4166 \times 10^{18}$	شرق ایران

مورد مطالعه است.

با توجه به ژرفای کانون زمین‌لرزه‌ها می‌توان بیشترین ژرفایی را که تغییر شکل به‌صورت شکننده رخ می‌دهد و ستبرای لایه لرزه‌زا است، تعیین کرد. ستبرای لایه لرزه‌زا در محدوده مورد مطالعه با توجه به مطالعات جکسون و مکنزی (۱۹۸۸)، ظریفی و همکاران (۲۰۱۴) و مینز (۱۹۷۶) و همچنین ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌های روی‌داده، مقدار میانگین ۱۵ کیلومتر در نظر گرفته شده است. ضریب برش برای سنگ‌های موجود در پوسته زمین  $3 \times 10^{11} \text{ N.m}^{-2}$  است. در جدول ۸ نرخ گشتاور زمین‌شناسی به همراه مقادیر نرخ لغزش گسل‌ها و دیگر متغیرها آورده شده است. در جدول ۹ مقدار نرخ گشتاور زمین‌شناسی برای محدوده مورد مطالعه آمده است.

## ۲-۲- نرخ گشتاور زمین‌شناسی در منطقه مورد مطالعه

نرخ گشتاور زمین‌شناسی نشان‌دهنده میزان توانایی گسل‌های منطقه در فعالیت‌های زمین‌ساختی و زمین‌لرزه‌ای را آشکار می‌کند. برای برآورد نرخ گشتاور زمین‌شناسی در یک منطقه باید داده‌های زمین‌شناسی کافی در مورد گسل‌های منطقه وجود داشته باشد. برای به دست آوردن نرخ گشتاور زمین‌شناسی به داده‌هایی همچون طول، شیب و نرخ لغزش گسل و ستبرای لایه لرزه‌زا منطقه نیاز است. نرخ گشتاور زمین‌شناسی از رابطه زیر به دست می‌آید (وارد، ۱۹۹۸):

$$\dot{M} = \mu \sum (L_i H_s \dot{S}_i / \cos \delta_i) \quad (\text{رابطه } 30)$$

که در آن  $\mu$  ضریب برشی،  $L_i$  طول گسل،  $S$  نرخ لغزش گسل،  $\delta_i$  شیب گسل و  $H_s$  ستبرای لایه لرزه‌زا منطقه

جدول ۸. اطلاعات گسل‌های مورد استفاده در محاسبه نرخ گشتاور زمین‌شناسی.

Fault Name	$\mu$ (N.m <sup>-2</sup> )	Length (Km)	Hs (Km)	Slip Rate (Mm/Year)	Dip Fault (Degree)	M (Nm/yr)
Nosrat Abad	$3 \times 10^{10}$	192	15	5	75	1.66912e+18
Sefidabeh F.	$3 \times 10^{10}$	45.366	15	1.5	45	4.33061e+16
East Nehbandan F.	$3 \times 10^{10}$	166.1	15	2.7	70	5.90057e+17
Gowk 1 F.	$3 \times 10^{10}$	119.13	15	3.8	50	3.1692e+17
Asagi F.	$3 \times 10^{10}$	137.5	15	2.5	30	1.78618e+17
West Of Nehbandan	$3 \times 10^{10}$	166	15	2.3	80	9.89414e+17
Zahedan F.	$3 \times 10^{10}$	216	15	1.5	85	1.67287e+18
Kuharud F.	$3 \times 10^{10}$	16.13	15	5	78	1.74557e+17
Saravan F.	$3 \times 10^{10}$	239	15	2.7	55	5.06271e+17
Jazmurian F.	$3 \times 10^{10}$	42.4	15	0.38	43	9.91367e+15
Lashar F.	$3 \times 10^{10}$	95.4	15	15	65	1.52372e+18
Esmacil Abad F.	$3 \times 10^{10}$	66.59	15	0.4	85	1.37526e+17
Bam	$3 \times 10^{10}$	101	15	2	80	5.23472e+17
Sabzevaran	$3 \times 10^{10}$	212	15	5.7	78	2.61544e+18
Shahdad	$3 \times 10^{10}$	75	15	2	8	2.70165e+17

جدول ۹. نرخ گشتاور زمین‌شناسی در منطقه مورد بررسی.

واحد	مقدار گشتاور زمین‌شناسی	منطقه
Nm/yr	$1/1019 \times 10^{19}$	شرق ایران

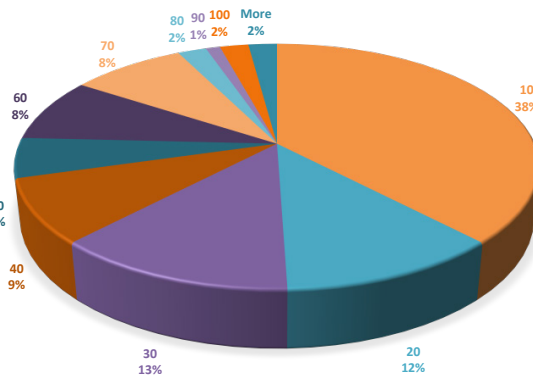
با توجه به مطالعه انجام گرفته در این پروژه مشخص گردید که بزرگای زمین‌لرزه از یک توزیع نرمال پیروی می‌کند. علاوه بر این بیشترین شتاب افقی محتمل برای محدود مورد مطالعاتی  $0.747423$  برابر شتاب ثقل زمین و ناشی از فعالیت گسل زاهدان با توان لرزه‌زایی حدود  $7/7$  ریشتر است. بیشترین گشتاور لرزه‌ای یا انرژی آزاد شده در منطقه مورد بررسی برابر با  $9/7283 \times 10^{19}$  است که مربوط به زمین‌لرزه  $7/3$  ریشتری سال ۲۰۱۳ بوده که گسل مسبب آن گسل سراوان است. با توجه به شکل

## ۸- بحث و نتایج

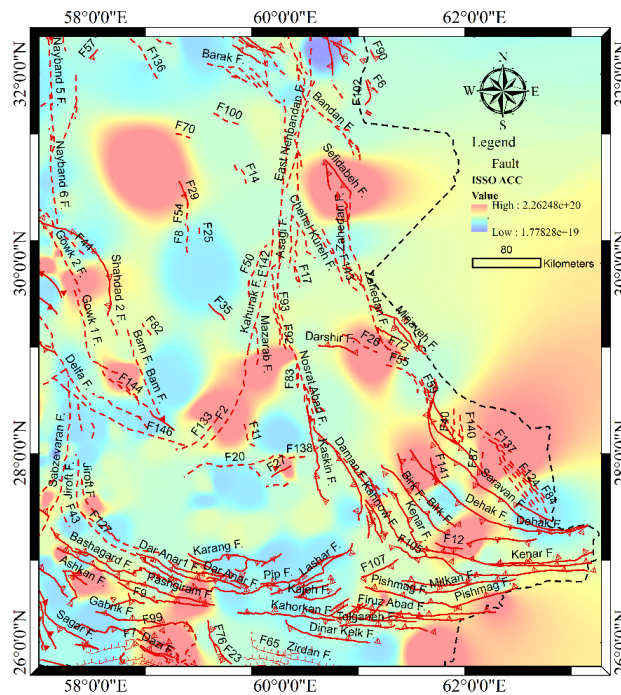
با توجه به مطالعه انجام گرفته زمین‌لرزه‌ها در منطقه مورد بررسی در اعماق کمتر از ۱۰ کیلومتر دارای بیشترین فراوانی (۳۸٪) هستند (شکل ۹). زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای ۴، ۴/۵، ۵، ۵/۵، ۶ و ۶/۵ به ترتیب دارای دوره بازگشت حدود ۴، ۸، ۱۷، ۳۵، ۷۲ و ۱۵۸ سال هستند؛ همچنین برای بزرگ‌ترین زمین‌لرزه رخ داده در پهنه مورد بررسی ( $M_s=7/3$ )، دوره بازگشت حدود ۵۱۸ سال تخمین زده شده است.

مستقیمی با نرخ لغزش آن‌ها دارد. برای نمونه، گسل باختر سبزواران با نرخ لغزش بالا در منطقه، بالاترین میزان نرخ گشتاور زمین‌شناسی برابر با  $۲/۶۱۵۴۴ \times ۱۰^{۱۸}$  را نشان می‌دهند. دیگر گسل‌های منطقه نیز مانند لشر، نصرت‌آباد و زاهدان نرخ گشتاور زمین‌شناسی بالایی دارند.

۱۰ بیشترین مقادیر گشتاور لرزه‌ای تجمعی در مجاورت سیستم‌های گسلی سراوان، بم پشت، آساگی، پیشگیران زاهدان و گوک است. لازم به ذکر است که بیشترین گشتاور لرزه‌ای تجمعی ( $۲/۲۶۲۴۸ \times ۱۰^{۲۰}$ ) مشاهده شده در مجاورت گسل سراوان مشاهده می‌شود. مقادیر نرخ گشتاور زمین‌شناسی برای بیشتر گسل‌های منطقه ارتباط



شکل ۹. نمودار دایره‌ای فراوانی عمق‌های زمین‌لرزه‌های رخ داده در شرق ایران.



شکل ۱۰. نقشه پهنه‌بندی گشتاور لرزه‌ای تجمعی منطقه مورد مطالعه بر پایه پهنه‌بندی انجام‌شده و مقادیر گشتاور لرزه‌ای به دست آمده.

۶/۵ به ترتیب دارای دوره بازگشت حدود ۴، ۸، ۱۷، ۳۵، ۷۲ و ۱۵۸ سال هستند؛ همچنین برای بزرگ‌ترین زمین‌لرزه رخ داده در محدوده مورد بررسی ( $MS=۷/۳$ )، دوره بازگشت حدود ۵۱۸ سال تخمین زده شده است. با توجه به اینکه ریسک وقوع زمین‌لرزه‌ها در ۱۰۰

### ۹- نتیجه گیری

بر اساس نتایج به دست آمده از این پژوهش مقادیر a, b به ترتیب برابر  $۰/۶۴۹۷$  و  $۲/۰۲۳۶$  است که توان لرزه‌ای منطقه با b نسبت معکوس و با a رابطه مستقیم دارد و زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای ۴، ۴/۵، ۵، ۵/۵، ۶ و





Byrne, D. E., Sykes, L. R., & Davis, D. M. (1992). Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 97(B1), 449–478.

Ešteva, L., (1970). Seismic risk and seismic design. Ed, R.J. Hansen, *Seismic design for Nuclear Power Plants*. The M.I.T. Press, Pp 142-182.

Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1942. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration. *Bulletin of the Seismological society of America*, 32(3), pp.163-191

Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1956. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration: (Second paper). *Bulletin of the seismological society of America*, 46(2), pp.105-145

Hanks, T.C. and Kanamori, H., 1979. A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5), pp.2348-2350.

Jackson, J. and McKenzie, D., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal International*, 93(1), pp.45-73.

Jackson, J., & McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine—Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal International*, 77(1), 185–264.

Jackson, J., Haines, J., & Holt, W. (1995). The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran. *Journal of Geophysical Research*, 100(B8).

Johnston, A.C., 1996. Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions—III. New Madrid 1811–1812, Charleston 1886 and Lisbon 1755. *Geophysical Journal International*, 126(2), pp.314-344.

Kanamori, H., 1977. Seismic and aseismic

سال آینده با بزرگای ۴، ۴/۵، ۵، ۵/۵، ۶ و ۶/۵ به ترتیب برحسب درصد برابر ۱۰۰، ۱۰۰، ۹۹/۷۴، ۹۴/۰۴، ۷۵/۰۵ و ۴۶/۸۳ است، برای بزرگ‌ترین زمین‌لرزه رخ داده در منطقه مورد بررسی ( $M_s=7/3$ )، ریسک وقوع مجدد در ۱۰۰ سال آینده برابر ۱۷/۵۷٪ محاسبه شده است.

ضریب DBE که به عنوان زمین لرزه مبنای طرح و سازه تعریف می شود برای عمرهای مفید ۵۰، ۱۰۰، ۱۵۰ و ۲۰۰ به ترتیب ۵/۷، ۶/۲، ۶/۴، ۶/۶ است و ضریب MCE که بیشینه زمین لرزه باور کردنی است برای عمرهای مفید ۵۰، ۱۰۰، ۱۵۰ و ۲۰۰ به ترتیب ۷/۲، ۷/۷، ۶/۴، ۶/۶ است.

با توجه به نقشه همشتاب بدست آمده مقادیر متوسط و حداکثر شتاب ( $0/747423$ ) در اطراف گسل‌های مهم از جمله سراوان، بم پشت، آساگی، پیشگیرام زاهدان و گوک مشاهده گردید. همچنین نتایج نرخ گشتاور لرزه ای که بیانگر میزان انرژی آزاد شده در هنگام زمین لرزه است و از طریق کاتالوگ لرزه ای می آید در پهنه مورد مطالعه برابر با  $10^{18} \times 1/4166$  است. بیشترین مقدار نرخ گشتاور زمین شناسی که پتانسیل گسل ها را در آزاد سازی انرژی الاستیک ذخیره شده در سنگ های پوسته را نشان می دهد در منطقه مورد مطالعه برابر است با  $10^{18} \times 2/61544$  که مرتبط با گسل سبزواران است و کمترین مقدار مرتبط با جازموریان است که برابر  $10^{15} \times 9/91367$  است. بنابراین بیشترین شتاب و گشتاور لرزه ای در منطقه متاثر از برخورد گسل های امتداد لغز شمالی-جنوبی به گسل های تراستی شمال غربی-جنوب شرقی است. همچنین گسل هایی که گشتاور زمین شناسی بالایی از خود نشان می دهند اما گشتاور لرزه ای متوسط تا پایین دارند بیانگر تجمع تنش و افزایش سطح خطر لرزه ای است.

### منابع

رشیدی، احمد، خطیب، جمور، یحیی، موسوی، سیدمرتضی و نعمتی، ۲۰۱۷. برآورد پارامترهای دینامیکی زمین لرزه‌ها و نرخ گشتاور ژئودتیک در جنوب و باختر بلوک لوت، خاور ایران. پژوهشهای دانش زمین، ۸(۳۰)، صص ۳۴-۱۹.

Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1982- A History of Persian earthquakes. Cambridge University Press, Cambridge.

relation of seismoscope response with earthquake magnitude and Modified Mercalli Intensity. Bulletin of the Seismological Society of America, 65(2), pp.307-321.

Walker, R., Jackson, J. and Baker, C., 2004. Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran. Geophysical Journal International, 157(1), pp.265-282.

Ward, S.N., 1998. On the consistency of earthquake moment rates, geological fault data, and space geodetic strain: the United States. Geophysical Journal International, 134(1), pp.172-186.

Zarifi, Z. (2007). Unusual subduction zones: case studies in Colombia and Iran.

Zarifi, Z., Nilfouroushan, F. and Raeesi, M., 2014. Crustal stress map of Iran: insight from seismic and geodetic computations. Pure and Applied Geophysics, 171, pp.1219-1236.

slip along subduction zones and their tectonic implications. Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins, 1, pp.163-174.

McGuire, R.K., 1974. Seismic structural response risk analysis, incorporating peak response regressions on earthquake magnitude and distance. Report R74-51, Structures Publication, (399).

Means, W.D. (1976). Stress And Strain: Basic Concepts Of Continuum Mechanics for geologists. Springer, New York.

Nowroozi, A.A. and Ahmadi, G., 1986. Analysis of earthquake risk in Iran based on seismotectonic provinces. Tectonophysics, 122(1-2), pp.89-114.

Pancha, A., Anderson, J.G. and Kreemer, C., 2006. Comparison of seismic and geodetic scalar moment rates across the Basin and Range Province. Bulletin of the Seismological Society of America, 96(1), pp.11-32.

Rowshandel, B. and Nemat-Nasser, S., 1978. A tentative study of seismic risk in Iran. Department of Civil Engineering, Northwestern University.

Saccani, E., Delavari, M., Dolati, A., Marroni, M., Pandolfi, L., Chiari, M., & Barbero, E. (2017). New insights into the geodynamics of Neo-Tethys in the Makran area: Evidence from age and petrology of ophiolites from the Coloured Mélange Complex (SE Iran).

Slemmons, D.B. and McKinney, R., 1977. Definition of "active Fault". Department of Defense, Department of the Army, Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Soils and Pavements Laboratory.

Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J., & Camp, V. E. (1983). The Sistan suture zone of eastern Iran. Geological Society of America Bulletin, 94(1), 134-150.

Trifunac, M.D. and Brady, A.G., 1975. On cor-



# فصلنامه زمین ساخت

بهار ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۱

doi 10.22077/JT.2023.5758.1144

## ارتباط کانی سازی رگه‌ای با تکامل ساختاری در پهنه بُرشی گله‌چاه، شرق ایران

هادی علی نیا<sup>۱\*</sup>، محمد مهدی خطیب<sup>۲</sup>، محمد حسین زرین کوب<sup>۳</sup>

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

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

۳- استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

### چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۸/۱۴  
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۲/۳۱

محدوده گله‌چاه در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی آیسک و در بخش شمال غربی پهنه لوت و در یک پهنه بُرشی فرعی (پهنه بُرشی گله‌چاه) با راستای شمال غرب- جنوب شرق واقع شده است. با مطالعه تصاویر ماهواره‌ای همراه با برداشت‌های صحرائی و ترسیم نمودارهای گل سرخی، شکستگی‌های منطقه به ترتیب زمان رخداد در سه گروه قرار می‌گیرند. گسل‌های تقریباً شمالی- جنوبی به صورت امتدادلغز راستگرد با مؤلفه معکوس که توسط گسل‌های دیگر قطع شده‌اند. این گسل‌ها فاقد کانی سازی هستند. گسل‌های شمال غربی- جنوب شرقی به صورت امتدادلغز راستگرد با مؤلفه معکوس. این گسل‌های اصلی پهنه بُرشی (Y) و گسل‌های مزدوجی که زاویه کمتری با پهنه بُرشی دارند (P و R) مجراهایی برای بالا آمدن و نهشت کانه‌ها فراهم کرده‌اند. گسل‌های شمال شرقی- جنوب غربی به صورت امتدادلغز چپگرد با مؤلفه نرمال که دو دسته قبلی را قطع کرده‌اند. بررسی الگوهای تنش دیرین، حاکی از دو مرحله تکاملی در محدوده گله‌چاه است. در اولین مرحله، وارد شدن تنش در راستای شمال شرق- جنوب غرب باعث ایجاد پهنه بُرشی تقریباً شمالی- جنوبی با مرزهای گسلی امتدادلغز راستگرد با مؤلفه معکوس شده است. با تداوم فشارش، چین خوردگی‌هایی با روند محوری شمال غرب- جنوب شرق به وجود آمده‌اند. سپس در اثر یک تنش محلی در راستای شمال تا شمال غرب- جنوب تا جنوب شرق، پهنه بُرشی گله‌چاه با روند شمال غرب- جنوب شرق و با مرزهای گسلی امتدادلغز راستگرد با مؤلفه معکوس به وجود آمده است. با ادامه فعالیت پهنه بُرشی گله‌چاه، شکستگی‌های ریدل ناهمسو با روند شمال شرق- جنوب غرب باعث جابه‌جایی گسل‌های پیشین و رگه‌های کانی سازی شده‌اند.

**واژه های کلیدی:** پهنه لوت، پهنه بُرشی گله‌چاه، تکامل ساختاری، کانی سازی رگه‌ای، شکستگی‌های ریدل.

## The relationship between vein-style mineralization and structural evolution in Galleh Chah shear zone, eastern Iran

Hadi Alinia<sup>1\*</sup>, Mohammad Mahdi Khatib<sup>2</sup>, Mohammad Hossein Zarrinkoub<sup>3</sup>

1. PhD Candidate, Geology Department, University of Birjand, Birjand, Iran

2. Professor, Geology Department, University of Birjand, Birjand, Iran

3. Professor, Geology Department, University of Birjand, Birjand, Iran

### Abstract

Galleh Chah area is located in the 1:100000 geological map of Ayesk, in the northwestern part of the Lut zone, in a sub-shear zone (the Galehchah shear zone) along the northwest-southeast direction. By studying satellite images along with field observations and drawing rose diagrams, fractures in the region are placed in three groups in order of occurrence time. 1. Almost north-south faults that are dextral strike-slip with a reverse component that are cut by other faults. These faults lack mineralization. 2. Northwest-southeast faults as dextral strike-slip with reverse component. These main shear zone faults (Y) and conjugate faults that have a smaller angle with the shear zone (R and P) have provided conduits for the rise and deposition of ores. 3. The northeast-southwest faults are left-lateral with a normal component that cut off the previous two groups. The paleostress patterns indicates two evolutionary stages in the Galleh Chah region. In the first stage, the stress in the northeast-southwest direction has caused the creation of an almost north-south shear zone with dextral strike-slip faults with a reverse component. In this stage, folds with a northwest-southeast axial trend have been created. Then, as a result of a local stress in the direction of north to northwest-south to southeast, Galleh Chah shear zone with northwest-southeast trend and with dextral strike-slip faults with reverse component has been formed. With the continued activity of Galleh Chah shear zone, antithetic Riedel fractures with the northeast-southwest trend have caused the displacement of previous faults and mineralization veins.

**Key Words:** Lut Block, Galleh Chah Shear Zone, Structural Evolution, Vein-Style Mineralization, Riedel Fractures

---

\*Email: alini\_hadi@yahoo.com

Tel: +989159166612



## ۱. مقدمه

این پهنه‌های بُرشی فرعی راستگرد در درون پهنه لوت به‌شمار می‌رود که کانی‌سازی سرب و روی در امتداد برخی از گسل‌های آن رخ داده است. مهرابی و همکاران (۱۳۹۰) در مطالعه‌ای با هدف زمین‌شناسی اقتصادی در سه محدوده گله‌چاه، شوراب و چوپان، گسل‌ها و درز و شکاف‌ها را کنترل‌کننده اصلی کانی‌سازی می‌دانند. نخبه‌القیه‌ای و همکاران (۱۳۸۸) زمین‌شناسی اقتصادی منطقه چوپان در ۶۸ کیلومتری جنوب غرب فردوس را بررسی کرده و کانی‌سازی آنتیموان آن را از نوع اپی‌ترمال کم‌سولفید می‌دانند. رحیمی (۱۳۸۳) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، کانی‌سازی آنتیموان شوراب در جنوب غرب فردوس را بررسی کرده و کانی‌سازی رگه-رگچه‌ای آن را مرتبط با شکستگی‌های شرقی-غربی می‌داند.

در این پژوهش پس از بارزسازی ساختارهای شکنا به کمک تصویرهای ماهواره‌ای و برداشت‌های صحرایی، با استفاده از نرم‌افزار wintensor تغییرات الگوی تنش در گستره مورد مطالعه بررسی می‌شود تا نقش شکستگی‌ها در جایگیری و نهشت مواد معدنی محرز گردد.

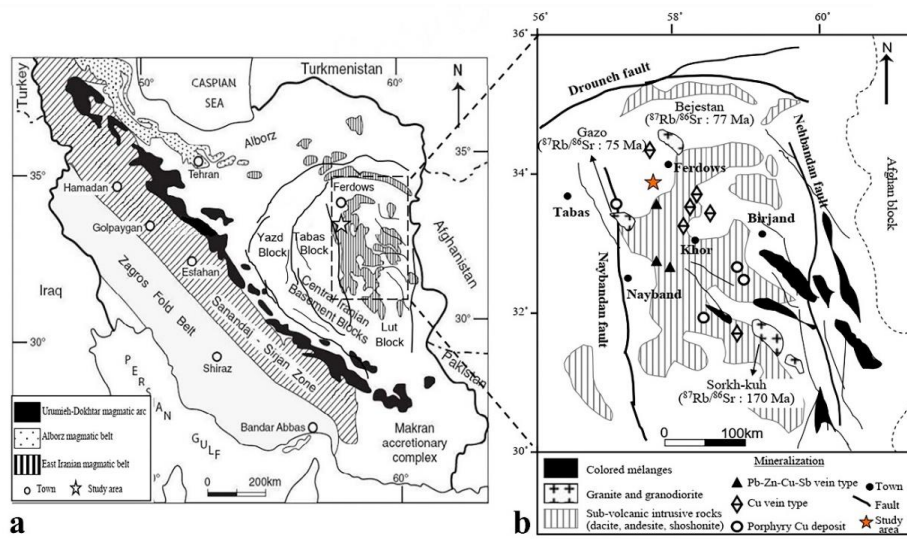
## ۲. زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

محدوده معدنی گله‌چاه در حدود ۱۳۵ کیلومتری شمال غرب بیرجند و ۴۷ کیلومتری جنوب غرب سرایان، در استان خراسان جنوبی، بین عرض‌های جغرافیایی ۳۰' تا ۳۳° شمالی و بین طول‌های جغرافیایی ۵۸° تا ۳۰' شرقی، از لحاظ زمین‌شناسی ناحیه‌ای در برگه ۱:۲۵۰۰۰۰ بشرویه و ۱:۱۰۰۰۰۰ آیسک قرار گرفته است (شکل ۱). مجموعه ماگمایی شرق ایران که محدوده معدنی پلی‌متال مورد مطالعه در آن واقع شده است، شامل مجموعه سنگ‌های آندزیت، داسیت، ریولیت، توف و ایگنبریت است که در برخی نقاط سنگ‌های نیمه‌نفوذی اسیدی-حدواسط به درون آن‌ها نفوذ کرده‌اند. براساس مطالعات انجام شده در گستره مورد مطالعه، به‌طور کلی دو واحد سنگ‌شناسی شامل سنگ‌های رسوبی مزوزوئیک و سنگ‌های آتشفشانی-نیمه‌عمیق کالک‌آلکالین به سن ترشیری در منطقه دیده می‌شود. قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه شامل تناوب شیل، سیلتستون، مارن و ماسه‌سنگ‌های کرم‌رنگ ژوراسیک سازند شمشک است که در

ساختارهای زمین‌شناسی به‌عنوان یکی از مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده کانی‌سازی، به‌ویژه در کانسارهای گرمابی، نقش دارند (انصاری جعفری و همکاران، ۱۳۹۴؛ غلام‌زاده و همکاران، ۱۳۹۴؛ Wil-Mohebi et al, 2015؛ son et al, 2018؛ Blen-Chauvet, 2019؛ Sun et al, 2018؛ kinsop et al, 2020). از میان ساختارهای زمین‌شناسی، ساختارهای شکنا نقش مهم‌تری در تشکیل کانسارها دارند (سخدری و همکاران، ۱۴۰۰؛ محمدی و همکاران، ۱۳۹۷؛ Rajabi et. al, 2022؛ Lopes et. al, 2018). یکی از متداول‌ترین الگوهای دگرشکلی ناهمگن، تمرکز دگرشکلی در پهنه‌های صفحه‌ای است که با حرکت پهنه‌های نسبتاً سخت سنگ دیواره همراه است. دگرشکلی در این پهنه‌های دارای کرنش زیاد، معمولاً یک مؤلفه چرخشی دارد که بازتابی از جابه‌جایی قطعات سنگ دیواره نسبت به یکدیگر است. این پهنه‌های دارای کرنش زیاد، «پهنه‌های بُرشی» نامیده می‌شوند (Passchier and Trouw, 2005). دگرشکلی در یک پهنه بُرشی باعث ایجاد فابریک‌ها و مجموعه کانی‌های شاخصی می‌شود که بیانگر شرایط فشار-دما، نوع جریان، نوع حرکت و سرگذشت دگرشکلی در پهنه بُرشی است. حضور پهنه‌های بُرشی، فضا‌های مناسبی برای ته‌نشست مواد معدنی ایجاد می‌کند (Fa-Haddad-Martim et. al., 2018؛ brecio-Silva et al., 2018؛ Kavyani-Sadr et al., 2022).

یکی از مناطق دارای پهنه‌های بُرشی متعدد، منطقه واقع در بین دو سیستم گسلی امتدادلغز، گسل نهبندان در شرق پهنه لوت و گسل نایبند در غرب پهنه لوت است. به‌نظر می‌رسد وجود این پهنه‌های بُرشی باعث شده است که ذخایر معدنی فلزی و غیر فلزی در گستره لوت اکثراً دارای ساختار رگه‌ای باشند (خطیب، ۱۳۷۷). عملکرد پهنه‌های بُرشی واقع در بین گسل نهبندان و نایبند، به صورت ساختارهای مختلف (از جمله شکستگی‌های ریدل) نمایان شده است و کانی‌سازی‌های متعددی در ارتباط با این پهنه‌های بُرشی تشکیل شده‌اند. برای مثال، در پهنه‌های بُرشی وابسته به پهنه گسلی نهبندان، ذخایر معدنی فراوانی بر جای گذاشته شده است که از هندسه گسل تبعیت می‌کنند (خطیب، ۱۳۷۷). پهنه بُرشی گله‌چاه یکی از

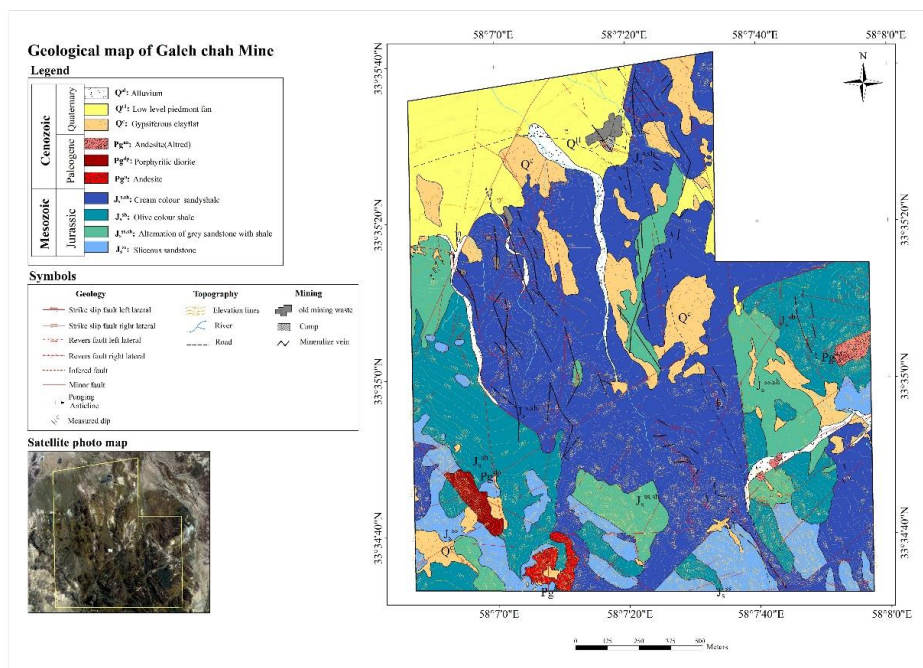




شکل ۱. (a) موقعیت منطقه معدنی گله‌چاه در نقشه ساختاری ایران (مهرابی و همکاران، ۱۳۹۰). (b) پراکندگی کانسارها و نشانه‌های معدنی پلی‌متال رگه‌ای و پورفیری در کمربند ولکانوبلوتونیک ناحیه مرکزی (مهرابی و همکاران، ۱۳۹۰).

سنوزوئیک حرکات کوهزایی منتسب به فاز پیرنه به همراه فعالیت‌های ماگمایی وسیع ائوسن-الیگوسن سبب تشکیل حجم عظیمی از سنگ‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی در منطقه شده است (Lotfi, 1982). این سنگ‌ها طی ائوسن بالایی-الیگوسن زیرین به درون واحدهای سنگی ژوراسیک-کرتاسه نفوذ و آن‌ها را قطع کرده‌اند.

سرتاسر منطقه گسترش وسیعی دارد و بخش اصلی معدن گله‌چاه در این واحد سنگ‌چینه‌ای قرار گرفته است (شکل ۲). بر روی این سازند، نهشته‌های آهکی سازند بغمشاه با ترکیب شیل مارنی تا ماسه ریز دانه با مرز مشخصی قرار گرفته است که در بخش‌های فوقانی به ماسه‌سنگ‌های آهکی تبدیل می‌شود. پس از رسوبگذاری سازندهای مذکور، طی



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی - معدنی گستره مورد مطالعه با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰.





### ۳. روش مطالعه

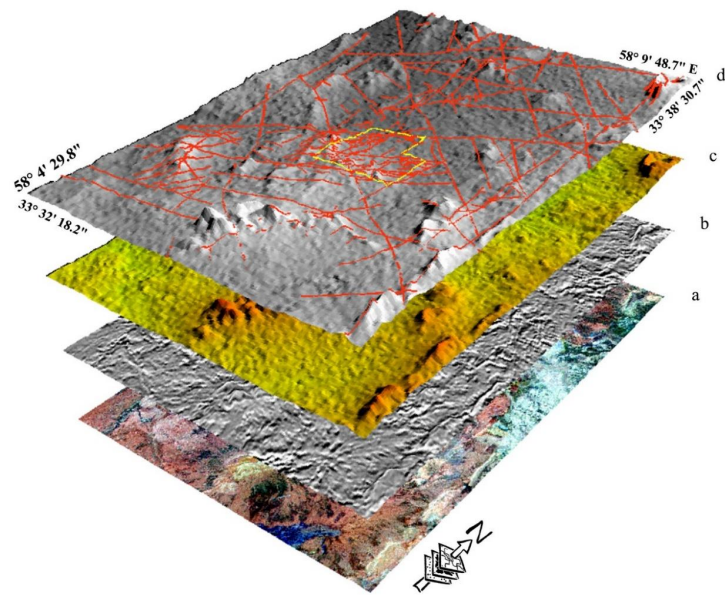
امروزه برای انجام مطالعات آماری شکستگی‌ها، تنها به یافته‌ها و برداشت‌های صحرایی اکتفا نمی‌شود و برای رسم نقشه پایه پراکندگی شکستگی‌ها، از فنون دیگری از جمله سنجش از دور و پردازش داده‌های ماهواره‌ای استفاده می‌گردد (غلامزاده و همکاران، ۱۳۹۴؛ Ahma-di and Pekkan, 2021). از این‌رو به منظور تهیه نقشه شکستگی‌ها، از داده‌های لندست ۷ با تفکیک مکانی ۱۴/۲۵ متر (داده تلفیقی با باند ۸) استفاده گردید و پس از پردازش مناسب، تعبیر و تفسیر بر روی آنها انجام شد. در مرحله بعد، برای بررسی دقیق کنترل‌کننده‌های ساختاری، منطقه مورد مطالعه در یک شبکه ۱۶ سلولی (اندازه هر سلول ۵۰۰ متر\*۵۰۰ متر، معادل با ۰/۲۵ کیلومترمربع) قرار داده شد و عوارض ساختاری هر شبکه برداشت گردید. از آنجا که سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، تحت تأثیر فرآیندهای زمین‌ساختی فعال، دگرسانی و عوامل فرسایش قرار گرفته‌اند، سازوکار حرکتی برخی از گسل‌ها با اطمینان قابل تشخیص و اندازه‌گیری نیست. به منظور تشخیص سازوکار حرکتی گسل‌ها از پارامترهایی مانند آثار لغزش روی سطح گسل، جابه‌جایی واحدها نسبت به یکدیگر و پردازش تصویرهای ماهواره‌ای بهره گرفته شد. پس از پایان عملیات صحرایی، نقشه ساختاری گسل‌ها به همراه رخنمون رگه‌های موجود در منطقه تهیه و دیاگرام گل سرخی شکستگی‌ها و رگه‌های کانی‌سازی ترسیم گردید. در نهایت با استفاده از نرم‌افزار winten-sor راستای تنش بیشینه ( $\sigma_1$ ) برای هر شبکه ترسیم و الگوی تنش در منطقه مورد بررسی قرار گرفت.

### ۴. بحث و تحلیل

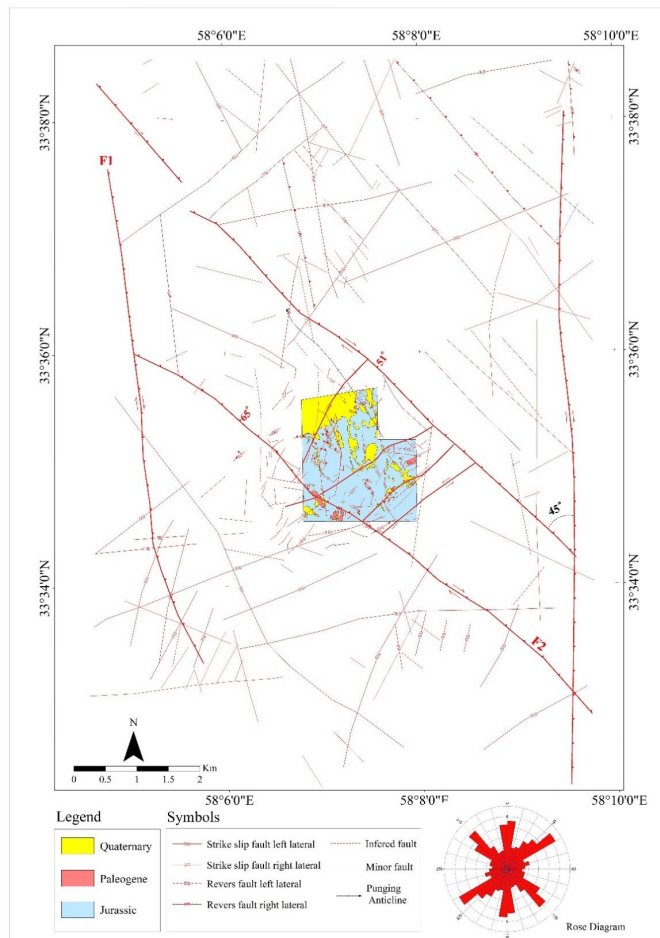
در پردازش داده‌های لندست، ابتدا تصاویری با رنگ کاذب از ترکیب باندهای ۷۴۲ که بهترین خروجی «ضریب شاخص بهینه» (OIF) را جهت تفکیک واحدها ارائه می‌دهد، ساخته شد و سپس با استفاده از فیلترهای بالاگذر عمل بارزسازی اولیه انجام گرفت (شکل ۳a). برای استخراج بهتر خطوط، فیلترهای جهت‌دار در جهات ۴۵، ۹۰، ۱۳۵ و ۱۸۰ درجه بر روی باند R تصویر رنگی کاذب اعمال شد (شکل ۳b). سپس با استفاده از توابع GIS، مدل رقومی ارتفاعی (DEM) از نقشه‌های توپوگرافی منطقه تهیه و سپس با استفاده از نرم‌افزار

ER Mapper فیلتر تابش خورشید با جهات مختلف (با آزیموت ۴۵، ۹۰، ۱۳۵ و ۱۸۰ درجه) و زوایای مختلف (۴۵ و ۹۰ درجه) اعمال شد (شکل ۳c). همه خروجی‌های به‌دست آمده به‌عنوان لایه‌های رستری ذخیره و در نهایت با استفاده از محیط Arc GIS فراخوانی و با استفاده از روش‌های بصری، خطوط رگه‌های گسلی موجود شناسایی شدند. در ادامه رقومی کردن شکستگی‌های استخراج شده انجام گرفت (شکل ۳d). سپس از طریق کنترل‌های میدانی و اندازه‌گیری‌های صحرایی، گسل‌ها شناسایی و وجود دو پهنه برشی یکی با راستای تقریباً شمالی-جنوبی و دیگری با راستای شمال غرب-جنوب شرق (به نام پهنه گله‌چاه) محرز گردید (شکل ۴). علاوه بر این، همانطور که در شکل ۴ دیده می‌شود، در پهنه برشی گله‌چاه شکستگی‌های فرعی با راستای شمال شرق-جنوب غرب قابل تشخیص هستند.

در نگاه کلی‌تر، ساختار محدوده مورد مطالعه را می‌توان متشکل از دو پهنه فشارشی-برشی راستگرد با آزیموت N02 و N330 دانست (شکل ۴). پهنه برشی بزرگ‌تر (F1) با راستای تقریبی شمالی-جنوبی به طول حدود ۸/۷ کیلومتر و عرض حدود ۶/۷ کیلومتر بوده است. فعالیت این پهنه برشی راستگرد موجب پیدایش فضاهای باز گردیده و نفوذ ماگماها و تشکیل توده‌های نیمه‌عمیق و آتشفشانی را تسهیل کرده است (اعتمادخواه و همکاران، ۱۳۹۸؛ Wein-berg et al., 2004). همچنین فعالیت این پهنه برشی موجب پیدایش پهنه‌های برشی فرعی شده است که یکی از آن‌ها پهنه برشی راستگرد گله‌چاه با راستای شمال غرب-جنوب شرق به طول حدود ۷ کیلومتر و عرض حدود ۱/۸ کیلومتر می‌باشد که با پهنه برشی بزرگ‌تر، زاویه‌ای در حدود ۴۵ درجه می‌سازد (شکل ۴). فعالیت پهنه برشی گله‌چاه سبب ایجاد شکستگی و بلوک‌های گسلی شده است که با ادامه فعالیت پهنه برشی، بلوک‌های گسلی دچار چرخش شده‌اند. در اثر این چرخش، فضاهای باز بیشتری برای نهشت محلول‌کانه‌دار در شکستگی‌ها ایجاد شده است. برای مثال می‌توان به کار پژوهشی کایوانی صدر و همکاران (۱۳۹۴) اشاره کرد که از طریق مدل‌سازی آزمایشگاهی، اثر کنترل‌کننده‌های ساختاری در نهشت مواد معدنی



شکل ۳. ترکیب باندی ۷۴۲ تصویر ماهواره‌ای لندست به منظور تفکیک واحدهای سنگ‌شناسی و شکستگی‌ها. (b) تصویر ماهواره‌ای با فیلتر جهت دار. (c) مدل رقومی ارتفاعی با فیلتر جهت تابش خورشید. (d) نقشه خطواره‌های استخراج شده بر روی یکی از تصاویر فیلتر جهت دار که موقعیت محدوده معدنی گله‌چاه به رنگ زرد بر روی آن نمایش داده شده است.



شکل ۴. نقشه ساختاری گستره مورد مطالعه که وجود دو پهنه برشی راستگرد را نشان می‌دهد (پهنه برشی شمالی - جنوبی با نماد F1 و پهنه برشی گله‌چاه با نماد F2 نمایش داده شده است). علاوه بر این، گسل‌های فرعی در جهت شمال شرق - جنوب غرب، پهنه برشی گله‌چاه را قطع کرده و باعث جابه‌جایی رگه‌های کانی سازی شده‌اند.



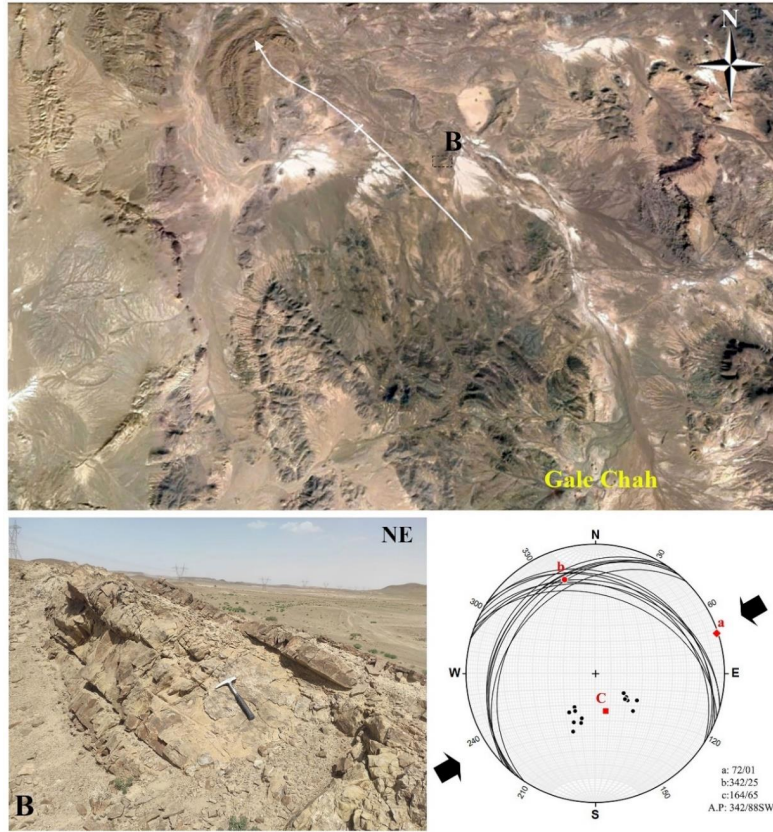
منطقه چشمه خوی در شمال غرب بیرجند را بررسی کرده و چرخش پادساعتگرد بلوک‌های سنگی در عبور و کانی‌سازی محلول‌های کانه‌دار را مهم می‌دانند. مرز شرقی پهنه بُرشی گله‌چاه را گسل امتدادلغز راست‌بُر با مؤلفه شیپی معکوس با شیب میانگین ۵۱ درجه به سوی شمال شرق و مرز غربی آن را گسل امتدادلغز راست‌بُر با مؤلفه شیپی معکوس با شیب میانگین ۶۵ درجه به سوی شمال شرق تشکیل داده است (شکل ۴). براساس دیاگرام گل‌سرخ‌خطواره‌های منطقه (شکل ۶)، شکستگی‌های این پهنه را از نظر زمان رخداد می‌توان به سه گروه تقسیم کرد: الف) گسل‌هایی که دارای روند تقریباً شمالی-جنوبی هستند (N02) و سازوکار آنها امتدادلغز راست‌بُر با مؤلفه معکوس می‌باشد. این شکستگی‌ها توسط گسل‌های جوانتر قطع شده و فاقد کانی‌سازی هستند. ب) گسل‌هایی که روند شمال غرب-جنوب شرق دارند (N330) و سازوکار آنها امتدادلغز راست‌بُر با مؤلفه معکوس است. این گسل‌ها بیشترین کانی‌سازی را به خود اختصاص داده‌اند. پ) گسل‌هایی که دارای روند شمال شرق-جنوب غرب بوده (N50) و دارای سازوکار امتدادلغز چپ‌بُر هستند.

براساس روابط متقاطع بین گسل‌ها، در ابتدا گسل‌های دارای روند شمالی-جنوبی تشکیل شده‌اند زیرا توسط گسل‌های دیگر قطع شده‌اند. سپس در مرحله بعد گسل‌های دارای روند شمال غرب-جنوب شرق به وجود آمده و گسل‌های شمالی-جنوبی را قطع کرده‌اند. در نهایت گسل‌های دارای روند شمال شرق-جنوب غرب به وجود آمدند. این گسل‌ها دو دسته گسل‌قبلی را قطع کرده و باعث جابه‌جایی رگه‌های کانی‌سازی و چین‌ها شده‌اند و فاقد کانی‌سازی هستند. علاوه بر شکستگی‌های شناسایی شده در گستره مورد مطالعه، چین خوردگی کوچک‌مقیاس نیز در شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک دیده می‌شوند. مهمترین ساختمان چین‌خورده محدوده، تاقدیس گله‌چاه می‌باشد. این چین که نام آن از روستای گله‌چاه واقع در حدود ۲ کیلومتری جنوب شرقی آن گرفته شده است در طول جغرافیایی  $32^{\circ} 07' 58^{\circ}$  و عرض جغرافیایی  $22^{\circ} 35' 33^{\circ}$  قرار دارد. روند این تاقدیس شمال غرب-

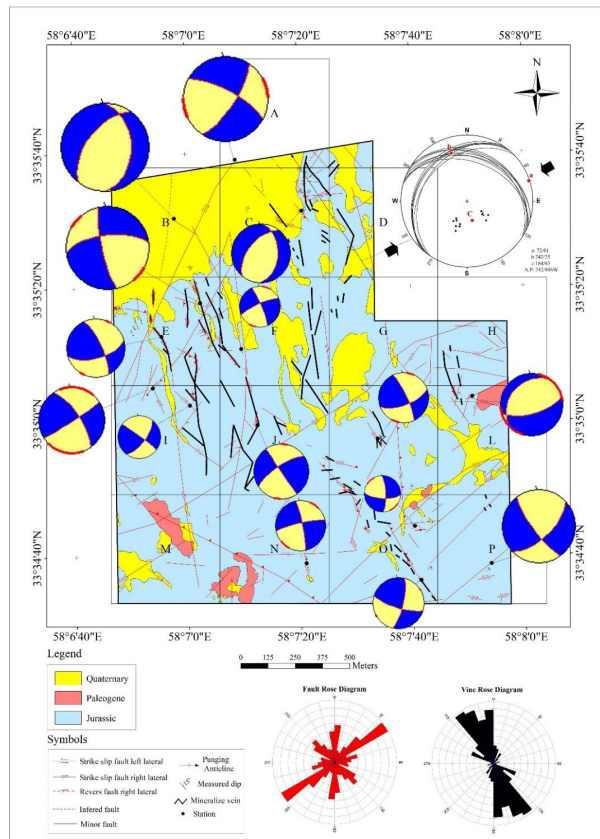
جنوب شرق بوده و در حدود ۲/۵۸ کیلومتر درازا دارد. شیب لایه‌های شیلی و ماسه‌سنگی در بخش شمالی ۳۰ تا ۴۰ درجه و در بخش جنوبی کمتر از ۳۰ درجه می‌باشد. با توجه به برداشت‌هایی که از یال‌های این چین صورت گرفته است، سطح محوری (A.P) آن به صورت تاقدیس و دارای مختصات N18W/88SW می‌باشد. موقعیت محور (b) در این چین N18W/25 و زاویه برداشت شده بین دو یال 73 درجه می‌باشد. این چین در تقسیم بندی فلوتی (Fossen, 2016) بر مبنای شیب سطح محوری از نوع «قائم»، براساس پلانچ محور چین از نوع «دارای میل ملایم» و بر اساس زاویه بین یال‌ها از نوع «چین باز» به شمار می‌رود (شکل ۵). در ادامه به منظور بررسی موقعیت دقیق کنترل‌کننده‌های ساختاری، منطقه مورد مطالعه در یک شبکه ۱۶ سلولی قرار داده شد و عوارض ساختاری هر شبکه برداشت و دیاگرام گل‌سرخ‌گسل‌ها و رگه‌های کانی‌سازی ترسیم گردید (جدول ۱، شکل ۶).

ماده معدنی به صورت رگه‌هایی با امتداد کلی شمال غرب-جنوب شرق و عمدتاً به موازات هم در محدوده معدنی گله‌چاه پراکنده شده است (جدول ۲). ضخامت رگه‌های کانه‌دار در این گستره از حدود ۱ تا ۵۰ سانتی‌متر متغیر است. پراکندگی محصولات گوسان مربوط به این رگه‌های کانه‌دار باعث شده است تا منطقه معدنی از قطعات سیاه رنگ سیلیس لیمونیتی واکسی شده پوشیده گردد. بررسی انجام شده نشان می‌دهد که این منطقه معدنی توسط شیل و ماسه‌سنگ‌های خاکستری تا سیاه رنگ میزبانی می‌شود. نهشت مواد معدنی در این منطقه به صورت رگه‌ای و از نوع ذخایر هیدروترمال می‌باشد (زرین کوب، ۱۳۸۲). کانه‌سازی به‌طور مشخص در شکستگی‌ها و گسل‌ها انجام شده است و این ساختارها یکی از مهم‌ترین کنترل‌کننده‌های کانه‌زایی این منطقه معدنی به‌شمار می‌روند (شکل ۷).

علاوه بر شکستگی‌های شناسایی شده در گستره مورد مطالعه، چین خوردگی کوچک‌مقیاس نیز در شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک دیده می‌شوند. مهمترین ساختمان چین‌خورده محدوده، تاقدیس گله‌چاه می‌باشد. این چین که نام آن از روستای گله‌چاه واقع در حدود ۲ کیلومتری جنوب شرقی آن گرفته شده است در طول جغرافیایی  $32^{\circ} 07' 58^{\circ}$  و عرض جغرافیایی  $22^{\circ} 35' 33^{\circ}$  قرار دارد. روند این تاقدیس شمال غرب-



شکل ۵. نمایی از تاق‌دیس گله‌چاه همراه با تصویر سیکلوگراف آن. این چین از نوع مایل به راستای میل شمال غرب است.



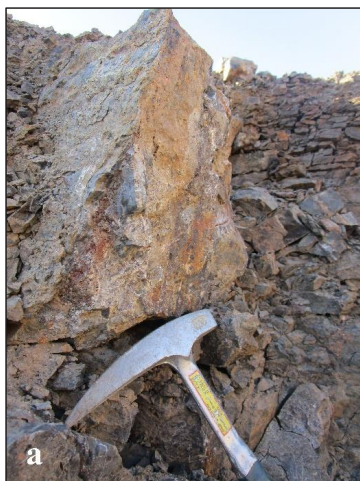
شکل ۶. نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت گسل‌ها (رنگ قرمز) و رگه‌ها (رنگ سیاه) و سیکلوگراف آنها در ایستگاه‌های برداشت شده.





## جدول ۱. مشخصات گسل‌های برداشت در تعدادی از ایستگاه‌ها در منطقه معدنی گله‌چاه.

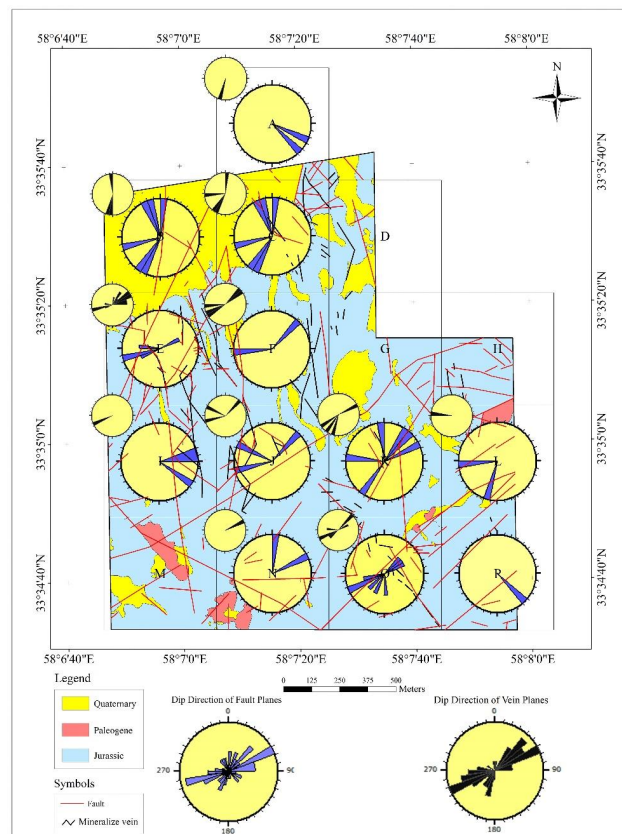
شماره ایستگاه	X	Y	امتداد	شیب	پیچ	توصیف	سلول
S11	607628	3722852	330	79	52	گسل نرمال با مؤلفه امتدادی چپ لغز	
S13	607640	3722859	225	60	38	گسل معکوس با مؤلفه امتدادی راست گرد	
S15	605916	3721598	110	66	77	گسل نرمال با مؤلفه امتدادی چپ لغز	
S18	605975	3721521	82	86	10	گسل معکوس با مؤلفه امتدادی راست لغز	
S19	605972	3721539	240	60	158	گسل امتداد لغز راست گرد با مؤلفه شیبی معکوس	
S121	605950	3721620	185	61		شیب و امتداد گسل - خش لغز مشاهده نگردید	
S124	605085	3715216	205	36	42	گسل امتدادلغز راست لغز با مؤلفه شیبی معکوس	
S127	604726	3715750	50	78	145	گسل امتدادلغز راست گرد با مؤلفه شیبی نرمال	O
S134	604880	3715767	105	85		شیب و امتداد گسل - خش لغز مشاهده نگردید	P
S136	604987	3715806	350	72		شیب و امتداد گسل - خش لغز مشاهده نگردید	P
S143	604824	3715721	140	64	15	گسل امتدادلغز چپ گرد با مؤلفه شیبی نرمال	P
S150	604391	3715963	45	36		شیب و امتداد گسل - خش لغز مشاهده نگردید	O
S151	604386	3715963	70	35	12	گسل معکوس با مؤلفه امتدادی لغز راست گرد	O
S153	604232	3715918	0	60	40	گسل امتدادلغز چپ گرد با مؤلفه شیبی نرمال	N
S154	604170	3715874	65	71	27	گسل امتدادلغز راست گرد با مؤلفه شیبی معکوس	N
S165	604553	3715593	340	71	142	گسل امتدادلغز چپ گرد با مؤلفه شیبی معکوس	
S21	604640	3715658	255	59	165	گسل امتدادلغز راست گرد با مؤلفه شیبی گسل نرمال	
S22	604640	3715658	170	47	134	گسل امتدادلغز چپ گرد با مؤلفه شیبی معکوس	
S25	604630	3715872	225	61	42	گسل امتدادلغز چپ گرد با مؤلفه شیبی نرمال	O
S27	604552	3716042	80	51		گسل در امتداد واحد ماسه سنگ سیلیسی شده	O
S28	604446	3716028	255	74	172	گسل امتدادلغز راست گرد با مؤلفه شیبی نرمال	O
S210	604405	3716115	245	74	140	گسل امتدادلغز چپ گرد با مؤلفه شیبی معکوس	O
S211	604380	3716163	250	69	8	گسل امتدادلغز راست گردی با مؤلفه شیبی معکوس	O
S212	604354	3716204	355	79	165	گسل امتدادلغز چپ گرد با مؤلفه شیبی معکوس	K
S213	604354	3716196	275	74	170	گسل امتدادلغز راست گرد با مؤلفه شیبی معکوس	K
S214	604327	3716232	25	69	169	گسل امتدادلغز چپ گرد با مؤلفه شیبی معکوس	K
S218	604256	3716349	51	79	166	گسل امتدادلغز راست گرد با مؤلفه شیبی نرمال	J
S219	604371	3716318	70	70	22	گسل امتدادلغز راست گرد با مؤلفه شیبی معکوس	K
S220	604492	3716446	235	45		شیب و امتداد گسل - خش لغز مشاهده نگردید	K
S221	604492	3716427	220	44	57	گسل معکوس با مؤلفه امتدادی راست گرد	K
S223	604611	3716301	35	49	38	گسل امتدادلغز راست گرد با مؤلفه شیبی معکوس	K



شکل ۷. (a) نمایی نزدیک از رگه کانی‌سازی سرب و روی در منطقه معدنی گله‌چاه. (b) نمایی از ساختار رگه‌ها در یک نمونه دستی به شکل رگه‌های متقاطع و استوک ورت.

جدول ۲. مشخصات رگه‌های کانی‌سازی برداشت شده در ایستگاه‌های مختلف در منطقه معدنی گله‌چاد.

شماره ایستگاه	X	Y	امتداد	شیب	سلول	شماره ایستگاه	X	Y	امتداد	شیب	سلول
S123	605119	3715215	205	74	E	S341	603682	3717064	255	46	E
S124	605085	3715216	205	36	E	S342	603684	3717054	255	66	E
S126	604745	3715725	235	76	K	S42	604464	3716650	270	86	K
S127	604726	3715750	50	78	L	S45	604846	3716650	270	60	L
S128	604694	3715791	71	72	E	S410	603605	3717061	275	67	E
S146	604558	3715990	50	71	E	S411	603620	3716995	70	64	E
S148	604406	3716016	275	65	E	S413	603620	3716961	35	54	E
S154	604170	3715874	65	71	E	S414	603634	3716864	35	55	E
S25	604630	3715872	225	61	E	S415	603648	3716817	15	49	E
S29	604430	3716014	45	54	E	S416	603660	3716808	75	61	E
S210	604405	3716115	245	74	E	S417	603660	3716805	255	60	E
S211	604380	3716163	250	69	I	S420	603646	3716631	250	81	I
S215	604280	3716265	200	80	I	S421	603664	3716547	245	64	I
S218	604256	3716349	51	79	J	S425	603941	3716535	260	57	J
S219	604371	3716318	70	70	J	S426	603938	3716520	295	51	J
S221	604492	3716427	220	44	F	S427	603903	3716688	50	74	F
S311	604110	3717777	200	74	F	S428	603898	3716702	55	66	F
S319	604145	3717463	220	89	F	S430	603823	3716750	245	82	F
S321	604051	3717436	5	72	F	S431	603812	3716835	265	75	F
S322	604041	3717449	150	81	E	S433	603691	3716954	65	63	E
S322	604041	3717449	210	71	E	S435	603677	3716991	65	59	E
S323	604023	3717484	265	75	E	S436	603464	3717086	90	59	E
S325	603559	3717448	190	80	E	S439	603451	3717008	90	72	E
S325/1	603558	3717449	200	66	E	S443	603484	3716929	60	71	E
S336	603639	3717228	355	61	E	S444	603494	3716915	55	71	E
S337	603668	3717113	55	61	E	S447	603522	3716862	265	80	E
S340	603673	3717102	45	50	E						



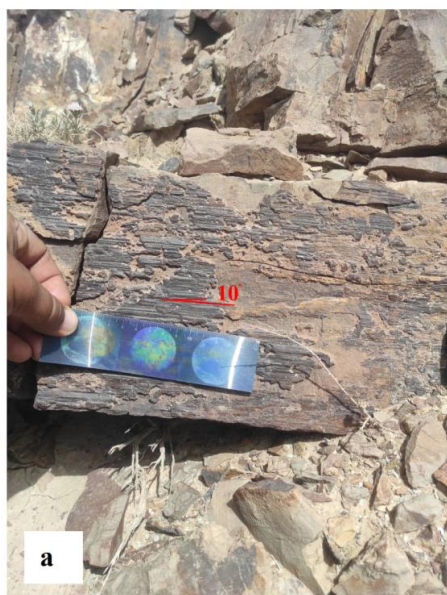
شکل ۸. جایگاه هندسی گسل‌ها و رگه‌ها و شیب سطح آنها بر روی نقشه ساختمانی گسترده مورد مطالعه.



تنش در یک منطقه، استفاده از سطوح محوری چین‌ها است (رضاییک و همکاران، ۱۴۰۰). بنابراین موقعیت محورهای اصلی تنش به دست آمده از سطح محوری تاقدیس گله‌چاه،  $\sigma_1=72/01$ ،  $\sigma_2=342/25$  و  $\sigma_3=164/65$  می‌باشد.

دومین مرحله تنش در جهت شمال غرب- جنوب شرق با موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_1=156/17$ ،  $\sigma_2=10/70$  و  $\sigma_3=249/11$  می‌باشد که باعث ایجاد پهنه بُرشی راستگرد گله‌چاه (F2) با راستای شمال غرب- جنوب شرق و شکستگی‌های همراه آن گردیده است (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). مقدار ضریب برشی محاسبه شده برای پهنه بُرشی گله‌چاه نسبت به محور  $\sigma_1$ ،  $0/16$  اندازه‌گیری شده است.

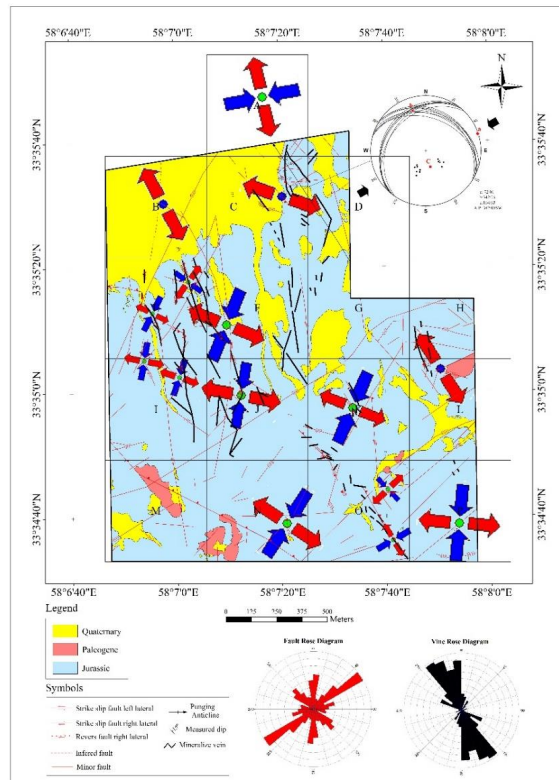
با توجه به ساختارهای گسلی برداشت شده در منطقه معدنی گله‌چاه (شکل ۹) و براساس روابط متقاطع میان گسل‌ها، روند تکامل ساختاری منطقه را می‌توان در دو مرحله خلاصه کرد. اولین مرحله تنش، در جهت شمال شرق- جنوب غرب با موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_1=215/03$ ،  $\sigma_2=116/73$  و  $\sigma_3=306/17$  بوده است که باعث ایجاد پهنه بُرشی راستگرد شمالی- جنوبی (F1) و شکستگی‌های همراه آن شده است (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). مقدار ضریب بُرشی آن نسبت به محور  $\sigma_1$ ،  $0/36$  اندازه‌گیری شده است. در این مرحله، تنش سبب رخداد چین‌خوردگی‌هایی با راستای محوری شمال غرب- جنوب شرق در منطقه شده است. برای مثال می‌توان به تاقدیس گله‌چاه اشاره نمود. علاوه بر این، یکی از روش‌های تعیین موقعیت محورهای



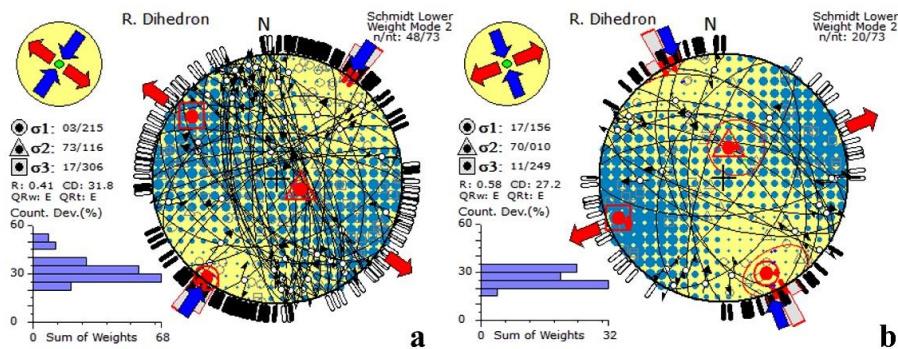
شکل ۹. (a) نمایی نزدیک از سطح یک گسل معکوس با مؤلفه امتدادی راستگرد که خش‌لغزها را نشان می‌دهد. (b) نمایی نزدیک از سطح یک گسل نرمال با مؤلفه امتدادی چپگرد که خش‌لغزها را نمایش می‌دهد.

ریدل همسو با پهنه بُرشی اصلی (R و P) و همچنین در امتداد شمال غرب- جنوب شرق منطبق بر شکستگی‌های ریدل ناهمسو با پهنه بُرشی اصلی (R) تشکیل شده اند (شکل ۱۲a). با عملکرد دومین تنش به صورت محلی در راستای شمال غرب- جنوب شرق، دو گسل اصلی پهنه بُرشی گله‌چاه به صورت امتدادلغز راستگرد با مؤلفه شیبی معکوس در راستای تقریباً شمال غربی- جنوب شرقی (Y) ایجاد شده است. در ادامه

در تحلیل شکستگی‌های این پهنه بُرشی می‌توان اینگونه تفسیر کرد که در پایان ژوراسیک در اثر عملکرد یک تنش در راستای شمال شرق- جنوب غرب، دو گسل اصلی پهنه بُرشی اصلی به صورت امتدادلغز راستگرد با مؤلفه شیبی معکوس در راستای تقریباً شمالی- جنوبی تا شمال غرب- جنوب شرق (Y) ایجاد شده است. در ادامه فعالیت پهنه بُرشی، گسل‌های مزدوجی در امتداد شمال غرب- جنوب شرق منطبق بر شکستگی‌های



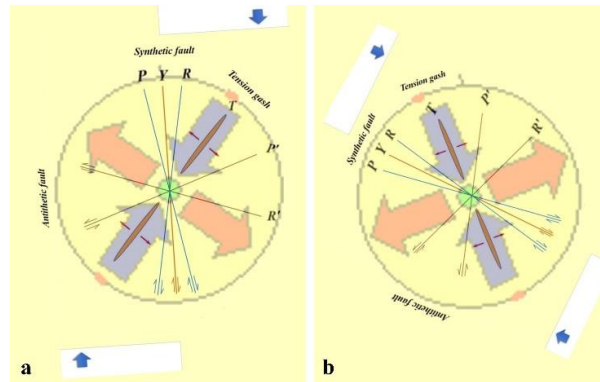
شکل ۱۰. نقشه ساختمانی منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت تنش در ایستگاه‌های برداشت شده.



شکل ۱۱. موقعیت محورهای تنش در گستره مورد مطالعه در اواخر ژوراسیک (a) و پالئوژن (b).

ایجاد کند (شکل ۷).  
 با توجه به برداشت‌های ارائه شده، کانی‌سازی به صورت رگه‌هایی با امتداد شمال غرب- جنوب شرق و عمدتاً به موازات هم در منطقه معدنی گله‌چاه پراکنده‌اند (شکل ۷). در واقع کانه‌ها در راستای گسل‌های اصلی پهنه برشی (Y) و در راستای گسل‌های مزدوجی که زاویه کمتری با پهنه برشی دارند (R) و نهشته شده‌اند. این رگه‌ها توسط شکستگی‌های ریدل ناهمسو با پهنه برشی اصلی (R) در منطقه معدنی گله‌چاه جابه‌جا شده‌اند.

فعالیت پهنه برشی، گسل‌های مزدوجی در امتداد شمال غرب- جنوب شرق منطبق بر شکستگی‌های ریدل همسو با پهنه برشی اصلی (P و R) و همچنین در امتداد شمال شرق- جنوب غرب منطبق بر شکستگی‌های ریدل ناهمسو با پهنه برشی اصلی (R) تشکیل شده‌اند (شکل ۱۲b).  
 گسل‌های اصلی پهنه برشی (Y) و گسل‌های مزدوجی که زاویه کمتری با پهنه برشی دارند (P و R)، مجراهایی برای بالا آمدن سیالات هیدروترمالی فراهم کرده‌اند. از سوی دیگر، محل تلاقی این شکستگی‌ها توانسته است فضای مناسبی برای نهشت مواد معدنی



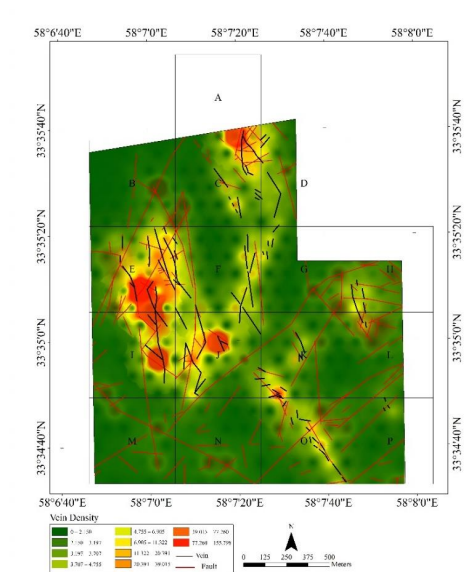
شکل ۱۲. موقعیت شکستگی‌های ریدل همسو و ناهمسو در تنش‌های حاکم بر منطقه در اواخر ژوراسیک (a) و پالئوژن (b).

زیرا تنش بیشتر باعث ایجاد کرنش حجمی بیشتر و ایجاد شکستگی‌های بیشتری می‌گردد. علاوه بر این همان‌گونه که در نقشه همپوشانی تراکم رگه‌های کانی‌سازی و گسل‌ها مشاهده می‌گردد (شکل ۱۳). بیشتر رگه‌ها در بخش شمال‌غربی منطقه متمرکز هستند و به‌طور کلی بین گسل‌های دارای روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی و تراکم رگه‌ها انطباق خوبی وجود دارد. این روندها بخصوص محل تلاقی گسل‌ها مکان‌های مناسبی برای نهشت مواد معدنی فراهم کرده‌اند. همچنین بیشترین تراکم شکستگی‌ها در شبکه سلولی E، C، و O مشاهده می‌شود که این موضوع بیانگر فعال بودن این مناطق از نظر تکتونیکی است. این فعال بودن احتمالاً می‌تواند به توده‌های نیمه‌نفوذی (میکرودیوریت و داسیت-ریوداسیت) مربوط باشد.

پس از بررسی تنش‌های وارد بر منطقه، با استفاده از روش هاردکستل، نقشه تراکم گسل‌ها ترسیم گردید. در این روش پس از فراخوانی داده‌ها در محیط نرم‌افزار ARC GIS با استفاده از یک شبکه مناسب، پارامترهای مختلف مانند طول خطواره‌ها (a)، تقاطع خطواره‌ها (b) و تعداد خطواره‌ها (c) مربوط به هر سلول مشخص شد و سپس با استفاده از رابطه (۱)، تراکم گسل‌ها در هر سلول به دست آمد.

$$pf = \left(\frac{a}{A}\right) + \left(\frac{b}{B}\right) + \left(\frac{c}{C}\right) \quad (1)$$

در رابطه فوق مقادیر A، B و C به ترتیب میانگین پارامترهای طول گسل‌ها، تقاطع گسل‌ها و تعداد گسل‌ها در منطقه است. روند تمرکز شکستگی‌ها در هر بخش در جهت تنش بیشینه آن بخش است



شکل ۱۳. نقشه همپوشانی تراکم رگه‌های کانی‌سازی با گسل‌ها در شبکه ۱۶ سلولی ایجاد شده در محدوده مورد مطالعه. همانطور که مشاهده می‌شود رابطه نزدیکی بین گسل‌ها و رگه‌های کانی‌سازی وجود دارد و بیشتر این انطباق بین گسل‌ها و رگه‌های E، C، I وجود دارد.



## ۵. نتیجه گیری

امتداد لغز راستگرد با مؤلفه معکوس هستند که نشان دهنده غلبه فشارش است. در ادامه، با تداوم فشارش چین خوردگی‌هایی با روند محوری شمال غرب- جنوب شرق به وجود آمده‌اند. تاقدیس گله‌چاه به‌عنوان یکی از این چین‌ها، در لایه‌های متناوب ماسه‌سنگ و شیل ایجاد شده است.

سپس در اثر عملکرد تنش محلی در راستای شمال تا شمال غرب- جنوب تا جنوب شرق، پهنه برشی گله‌چاه با روند شمال غرب- جنوب شرق تشکیل شده است. در این مرحله گسل‌های امتداد لغز راستگرد با مؤلفه معکوس به وجود آمدند. ماهیت این گسل‌ها نشان دهنده غلبه فشارش در منطقه است. گسل‌های این مرحله، گسل‌های قبلی را قطع کرده‌اند. گسل‌های اصلی پهنه برشی (Y) و گسل‌های مزدوجی که زاویه کمتری با پهنه برشی دارند (P و R)، مجراهایی برای بالا آمدن سیالات هیدروترمالی فراهم کرده‌اند. از سوی دیگر، محل تلاقی این شکستگی‌ها نیز فضای مناسبی برای نهشت مواد معدنی ایجاد کرده است. در ادامه فعالیت پهنه برشی، شکستگی‌های ریدل ناهمسو با پهنه برشی با روند شمال شرق- جنوب غرب باعث جابه‌جایی گسل‌های پیشین و همچنین جابه‌جایی رگه‌های کانی‌سازی شده‌اند.

### منابع

اعتمادخواه، ز.، خطیب، م.م. و زرین کوب، م.ح.، ۱۳۹۸. نگرشی نو بر جایگیری ماگما و فرگشت ساختاری شمال پهنه سیستان. فصلنامه علوم زمین، سال ۲۹، شماره ۱۱۴، ۸۴-۷۳.

انصاری جعفری ش.، رحیمی، ب.، قائمی، ف.، و بجستانی، ع.م.، ۱۳۹۴. مدل ساختاری بر پایه مطالعه شکستگی‌ها در کانسار طلای زرمهر. مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، ش. ۱۷.

خطیب، م. م.، ۱۳۷۷. هندسه پایانه گسل‌های امتداد لغز با نگاهی ویژه به گسل‌های خاور ایران. دانشگاه شهید بهشتی، رساله دکترا، ۲۲۴ صفحه.

رحیمی، س.ه.، ۱۳۸۳. بررسی ژئوشیمی، دگرسانی، سیال‌های درگیر و ژنر کانسار آتیموان شوراب (جنوب خراسان). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۱۹ صفحه.

منطقه معدنی گله‌چاه یک پهنه برشی راستگرد فرعی با راستای شمال غرب- جنوب شرق است که درون یک پهنه برشی راستگرد با راستای تقریباً شمالی- جنوبی قرار گرفته است. گسل واقع در مرز شرقی پهنه برشی گله‌چاه، دارای شیب میانگین ۵۱ درجه به سمت شمال شرق، و گسل واقع در مرز غربی آن دارای شیب میانگین ۶۵ درجه به سمت شمال شرق می‌باشد. با توجه به داده‌های حاصل از مطالعه تصویرهای ماهواره‌ای و تهیه نقشه توزیع شکستگی‌ها، گسل‌های محدوده مورد مطالعه را به ترتیب زمان رخداد می‌توان در سه گروه قرار داد. ۱- گسل‌های دارای روند تقریباً شمالی- جنوبی که از نوع امتداد لغز راست‌بر با مؤلفه معکوس هستند و کانی‌سازی اندکی در آنها صورت گرفته است. ۲- گسل‌های دارای روند شمال غرب- جنوب شرق که از نوع امتداد لغز راست‌بر با مؤلفه معکوس هستند و بیشترین کانی‌سازی را به خود اختصاص داده‌اند. ۳- گسل‌های دارای روند شمال شرق- جنوب غرب که از نوع امتداد لغز چپ‌بر هستند و کانی‌سازی در آنها مشاهده نمی‌گردد. بنابراین آشکارا می‌توان دید که کانی‌سازی عمدتاً در شکستگی‌های دارای روند شمال غرب- جنوب شرق رخ داده است. این رگه‌های کانی‌سازی در بخش شرقی دارای شیب میانگین ۵۱ درجه به سمت شمال شرق، و در بخش غربی دارای شیب میانگین ۶۵ درجه به سمت شمال شرق می‌باشند. یعنی هم‌روند با گسل‌های شمال غرب- جنوب شرق هستند. براساس این مطابقت می‌توان گفت که کانی‌سازی در منطقه گله‌چاه توسط ساختارهای شکنا (شکستگی‌ها) کنترل شده است. فعالیت پهنه برشی شمالی- جنوبی با ایجاد فضاهای باز، زمینه نفوذ ماگماها و تشکیل سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق را فراهم کرده است. سپس در مرحله بعد، سیالات مشتق شده از این توده‌ها در کانی‌سازی سرب و روی مشارکت کرده‌اند.

بررسی الگوهای تنش دیرین، حاکی از دو مرحله تکاملی در محدوده گله‌چاه است. در اولین مرحله، وارد شدن تنش در راستای شمال شرق- جنوب غرب باعث ایجاد پهنه برشی با روند تقریباً شمالی- جنوبی شده است. گسل‌های این مرحله از نوع





- Geological Lineaments Extraction Using Remote Sensing and GIS—A Review. *Geosciences* 11, 183, <https://doi.org/10.3390/geosciences11050183>.
- Alavi, M., 1991, Sedimentary and Structural Characteristics of the Paleo-Tethys Remnants in Northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 983- 992.
- Blenkinsop T. G., Oliver N.H.S., Dirks P.G.H.M., Nugus M., Tripp G., and Sanislav I., 2020, Structural Geology Applied to the Evaluation of Hydrothermal Gold Deposits. *Reviews in Economic Geology*, 21, 1-23.
- Chauvet A. ,2019, Structural Control of Ore Deposits: The Role of Pre-Existing Structures on the Formation of Mineralized Vein Systems. *Minerals*, 9, 56, <https://doi:10/3390/min9010056>.
- Fabricio-Silva W., Rosière C. A. and Bühn B., ۲۰۱۸, The shear zone-related gold mineralization at the Turmalina deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: structural evolution and the two stages of mineralization. *Mineralium Deposita*, <https://doi.org/10.1007/s00126-018-0811-7>.
- Fossen, H., 2016, *Structural Geology*. Cambridge University Press, 2<sup>nd</sup> Edition, 510 p.
- Haddad-Martim P. M., E. John, M. Carranza and C. R. de Souza Filho, 2018, The Fractal Nature of Structural Controls on Ore Formation: The Case of the Iron Oxide Copper-Gold Deposits in the Carajás Mineral Province, Brazilian Amazon. *Economic Geology*, 113(7), 1499-1524.
- Karimpour, M.H., Stern, C.R., Farmer, L., Saadat, S., and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2011. Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block. Eastern Iran. *Journal of Geopersia* 1 (1), 19- 36.
- Kavyani-Sadr Kh., Rahimi B., Khatib M.M. and رضاییک، س.، سعیدی، ع.، آرین، م. و سرب، ع.، ۱۴۰۰. تعیین موقعیت تنش دیرین بر پایه مطالعه ناپوستگی‌ها و چین‌خوردگی‌های موجود در پهنه برخوردی زاگرس- مطالعه موردی منطقه کرمانشاه. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۱۵، شماره ۵۷، ۴۵-۷۵.
- سخدری، م.، بهزادی، م.، یزدی، م.، رشیدنژاد عمران، ن. و صادقی نایینی، م.، ۱۴۰۰. زمین‌شناسی، کانی‌زایی و ژئوشیمی طلا در ناحیه گدار سرخ، منطقه معدنی موله، پهنه سندج- سیرجان. زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۱۳، شماره ۲، ۲۶۵-۲۴۵.
- غلام زاده، م.، رحیمی، ب.، قائمی، ف. و احمدی روحانی، ر.، ۱۳۹۴. بررسی شکستگی‌های ساختاری منطقه اخلمد (شمال غرب بینالود) با استفاده از پردازش داده‌های ماهواره‌ای و مطالعه الگوهای فراکتالی سیستم‌های شکستگی. فصلنامه زمین‌ساخت، دوره ۱، شماره ۲، ۹۲-۷۷.
- کاویانی صدر، خ.، خطیب، م.م. و زرین کوب، م.ح.، ۱۳۹۴. اث‌ر کنترل‌کننده‌های ساختاری در نهشت مواد معدنی منطقه چشمه‌خو ری (شمال‌باختر بیرجند). فصلنامه علوم زمین، سال ۲۴، شماره ۹۵، ۳۳۲-۳۲۳.
- محمدی، س.، ندیمی، ع. و اعلمی‌نیا، ز.، ۱۳۹۷. بررسی ارتباط کانی‌سازی و پهنه‌های دگرسانی با ساختارهای زمین‌ساختی با کمک مطالعات دورسنجی در منطقه جنوب اردستان (شمال شرق اصفهان). زمین‌ساخت، سال دوم، ش. ۷، ۴۷-۲۴.
- مهرابی، ب.، طالع فاضل، ا. و نخبه‌الفقهای، ع.، ۱۳۹۰. کانه‌زایی پلی‌متال سرب- روی، مس و آنتیموان نوع انتشاری، رگچه‌ای و رگه‌ای در محدوده معدنی گله‌چاه- شوراب، مجموعه ماگمایی شرق ایران. زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۷، شماره ۱، ۷۷-۶۱.
- نخبه‌الفقهای، ع.، بهزادی، م.، خاکزاد، ا. و یزدی، م.، ۱۳۸۸. ژئوشیمی، کانه‌زایی و ژنز کانسار آنتیموان چوپان واقع در خراسان جنوبی. زمین‌شناسی کاربردی، سال پنجم، شماره ۱، ۷۶-۸۶.
- زرین کوب، م.ح.، ۱۳۸۲. پی‌جویی طلا و آنتیموان در منطقه شوراب. اولین همایش معدن و علوم وابسته، دانشگاه آزاد اسلامی واحد طبس.
- Ahmadi H. and Pekkan E., 2021. Fault-Based

Close spatial relationship between plutons and shear zones. *Geology*, 32(5), 377-380.

Wilson C. J. L., Osborne D. J., Robinson J. A. and Miller J. M., 2016, Structural Constraints and Localization of Gold Mineralization in Leather Jacket Lodes, Ballarat, Victoria, Australia. *Economic Geology*, 111, 1073–1098.

Kim Y-S., 2022, Assessment of open spaces related to Riedel-shears dip effect in brittle shear zones. *Journal of Structural Geology*, 154.

Lopes, R.W., Mexias, A.S., Philipp, R.P., Bongioio, E.M., Renac, C., Bicca, M.M. & Fontana, E., 2018, Au-Cu-Ag mineralization controlled by brittle structures in Lavras do Sul Mining District and Seival Mine deposits, Camaquã Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 197-215.

Lotfi, M., 1982, Geological and geochemical investigation on the volcanogenic Cu-Pb-Zn-Sb ore mineralization in the Shurab- Gale chah and north west of Khur. Unpublished PhD thesis, University of Hamburg, ۱۵۲.

Mohebi, A., Mirnejad, H., Lentz, D., Behzadi, M., Dolati, A., Kani, A. and Taghizadeh, H., 2015, Controls on porphyry Cu mineralization around Hanza Mountain, south-east of Iran: An analysis of structural evolution from remote sensing, geophysical, geochemical and geological data. *Ore Geology Reviews*, 69, 187-198.

Passchier C. W. and Trouw R. A. J., 2005, *Microtectonics*. 2nd edition, Springer, p. 366.

Rajabi, A., Canet, C., Alfonso, P., Mahmoodi, P., Yarmohammadi, A., Sharifi, Sh., Mahdavi, A. & Rezaei, R., 2022, Mineralization and Structural Controls of the AB-Bid Carbonate-Hosted Pb-Zn ( $\pm$ Cu) Deposit, Tabas-Posht e Badam Metallogenic Belt, Iran. *Minerals*, 12(95), <https://doi.org/10.3390/min12010095>.

Sun T., Xu, Y., Yu, X., Liu, W., Li, R., Hu, Z. and Wang, Y., 2018, Structural Controls on Copper Mineralization in the Tongling Ore District, Eastern China: Evidence from Spatial Analysis. *Minerals*, 8, 254; <https://doi:10.3390/min8060254>.

Weinberg, R.F., Sial, A.N. and Mariano, G., 2004,





# فصلنامه زمین ساخت

بهار ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۱

doi 10.22077/JT.2023.5902.1145

## مراحل تغییر شکل امتدادلغز نئوژن در پهنه رسوبی قم، ایران مرکزی

شهریار صادقی<sup>۱\*</sup>، زینب داودی<sup>۲</sup>، فهیمه اسمعیلی<sup>۳</sup>

۱- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران

۳- کارشناس ارشد زمین ساخت، دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۹/۲۲  
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۲/۳۱

### چکیده:

در این مقاله اثر جنبش های امتدادلغز در تکوین ساختاری نئوژن حوضه رسوبی قم در گستره باختر شهر قم مطالعه شده است. در این راستا ضمن تهیه نقشه زمین شناسی، ساختارهای موجود برداشت و تحلیل شده اند. دو مرحله دگرشکلی در راستای پهنه ای با راستای شمال باختر- جنوب خاور هم راستا با گسل قم رخ داده است. در مرحله اول دگرشکلی چین های اصلی گستره نظیر تاقدیس های میل و کمرکو بعلاوه ناودیس یزدان ایجاد و دچار چرخش شده اند؛ سپس گسل میل-دوچاه و گسل چپ بر مرتبط با آن ایجاد شده و چین های ثانویه با اثر محوری شمال شمال باختر تشکیل شده اند. در مرحله دوم، گسل های امتدادلغز راست بر با راستای شمال شمال باختر تا شمال باختر ایجاد شده اند که در پهنه فشردگی بین آنها گسل میل-دوچاه به صورت معکوس حرکت نموده و در نتیجه پهلوهای تاقدیس میل برگشته شده اند. گسل های نرمال زمان رسوبگذاری در این مرحله به صورت نرمال فعال شده اند. مراحل اول و دوم دگرشکلی به ترتیب با حرکت امتدادلغز چپ بر و راست بر پهنه سازگارند. وجود ناپوستگی زاویه دار حاصل از همزمانی زمین ساختی و رسوبگذاری سازند قرمز فوقانی، سن مرحله اول دگرشکلی را می توان میوسن پسین در نظر گرفت. مرحله دوم که سبب بریده شدن ساختارهای قدیمتر یا حرکت دوباره گسل ها شده است در پلیوسن آغاز شده است.

**واژه های کلیدی:** تحلیل ساختاری، ایران مرکزی، حوضه رسوبی قم، دگرشکلی امتدادلغز، گسل میل-دوچاه

\* ایمیل: shsadeghi@sci.ikiu.ac.ir

تلفن تماس: ۰۹۱۲۲۷۹۹۲۳۸

## Neogene stages of strike-slip deformation of the Qom sedimentary basin-Central Iran

Shahriar Sadeghi<sup>1\*</sup>, Zeinab Davoodi<sup>2</sup>, Fahimeh Esmaili<sup>3</sup>

1. Assistant Professor, Department of Geology, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran
2. Assistant Professor, Department of Geology, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran
3. Msc. in Tectonics, Department of Geology, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

### Abstract

In this paper effect of the strike-slip deformation on the Neogene structural evolution of the Qom sedimentary basin, western area of Qom city is investigated. For this purpose, after preparing geological map, structural study has been performed. Two stages of deformation are identified in the study area as the effect of NW trending strike-slip zone parallel to the Qom fault. In the first stage of deformation the main folds such as Mil and Kamarkuh anticlines and Yazdan syncline are formed and rotated counterclockwise. Then the Mill-Dochah fault and relevant sinistral fault are formed and folded. In the second stage, NNW to NW dextral strike-slip faults were initiated which in turn created restraining zone where the Mil-Dochah fault reactivated reversely and limbs of the Mil anticline were overturned. The syn-sedimentation normal folds are also reactivated normally in this stage. Sinistral and dextral strike-slip deformation of the zone is compatible with the first and second stage of deformation respectively. According to the angular unconformity that is formed as the effect of syn-sedimentation folding in the Upper Red formation, it is proposed that the age of first stage deformation is Miocene and second stage of deformation, which cut the first stage structures and reactivated the faults, is initiated in Pliocene.

**Keywords:** Structural analysis, Central Iran, Qom sedimentary basin, strike-slip deformation, Mill-Dochah fault.

---

\*Email: shsadeghi@sci.ikiu.ac.ir

Tel: +989122799238

## ۱- مقدمه

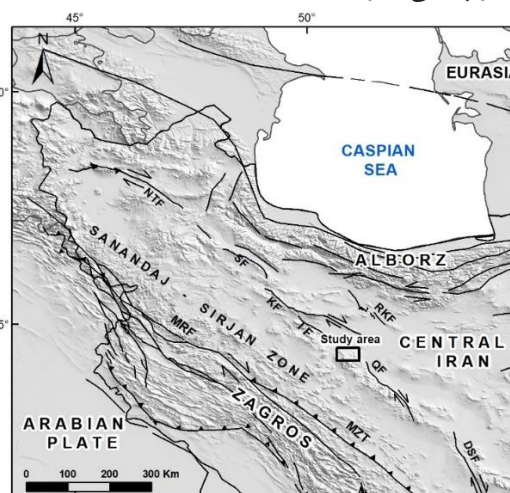
(2010) نیز از جمله گسل‌های شناخته شده گستره به حساب می‌آیند (شکل ۲).

تاقدیس میل یک تاقدیس با اثر محوری خاوری-باختری است که سبب چین‌خوردن لایه‌های سنگی سازندهای قرمز زیرین، قم و قرمز بالایی شده است. این تاقدیس دارای دماغه‌ای با میل به سمت باختر است. لایه‌های سنگی تاقدیس چه در پهلوهای شمالی و جنوبی و چه در دماغه تاقدیس برگشته هستند و وضعیت تاقدیس را شبیه یک چین بادبزی کرده‌اند (نوگل سادات، ۱۳۶۴). همچنین اثر محوری تاقدیس میل بعلاوه چین‌های دیگر (تاقدیس کمرکوه و ناودیس یزدان) و امتداد گسل میل-دوچاه دارای انحنا است که نشان از چین‌خوردگی ثانویه دارد (شکل ۲). ارائه مدلی که بتواند به توجیه جنبش‌های موثر بر تکوین ساختارهای گستره کارایی داشته باشد دارای اهمیت است.

از جنبه زمین‌شناسی ساختاری، در منطقه مورد مطالعه تحقیقاتی انجام گرفته است. نوگل سادات (۱۳۶۴) روندهای ساختاری شامل امتداد گسل‌ها و محور چین‌ها در این محدوده را هم راستا با روند نوار تبریز-بزمان می‌داند و رژیم زمین‌ساختی حاکم در این منطقه را یک رژیم ترافشارشی راستبر معرفی می‌نماید. ایشان تنها گسل‌هایی که روند خاوری-باختری دارند را شیب‌لغز و سایر گسل‌ها را دارای مولفه جابجایی افقی (امتدادی) دانسته است. خمیدگی اثر محوری چین‌ها و گسل‌ها از دید ایشان به احتمال زیاد از کوتاه‌شدگی بعدی در جهت خاوری-باختری است. از نظر مورلی و همکاران (Morley et al. 2009) همزمان با رسوبگذاری سازند قرمز بالایی شواهد ترافشارش و گسل‌های معکوس دیده می‌شود که با شواهدی از قبیل وجود آنلپ و لایه‌های رشدی شناخته می‌شوند. ایشان در خصوص نحوه تکوین ساختاری در اثر ترافشارش و علت خمیدگی اثر محوری چین‌ها و گسل‌ها مطلبی بیان نکرده‌اند.

گستره مورد مطالعه تحت تاثیر همگرایی میل ورقه عربی قرار دارد (Talebian and Jackson, 2002; Allen et al., 2004; Sadeghi and Yassaghi, 2016) که در ایران مرکزی و پهنه ارومیه-دختر به صورت حرکات امتدادلغز راست بر نمود پیدا می‌کند (Meyer et al.,

در این تحقیق، حوضه رسوبی قم و ساختارهای موجود در آن در گستره‌ای مابین عرض‌های ۳۴°، ۴۵' تا ۳۴°، ۳۰' شمالی و طول‌های ۵۰°، ۳۰' تا ۵۰°، ۵۰' خاوری مورد مطالعه قرار گرفته است (شکل ۱). گستره مورد مطالعه در حوضه رسوبی قم (Furrer and Soder, 1955) و در فاصله حدود ۲۰ کیلومتری باختر شهر قم قرار گرفته است. از نظر زمین‌شناسی این حوضه بخشی از پهنه ایران مرکزی (Stöcklin, 1968) به شمار می‌رود (شکل ۱). گستره مورد بررسی در شمال باختر گسل قم قرار گرفته است که از جمله گسل‌های با جنبش جوان امتدادلغز راست بر محسوب می‌شود (Babaahma- di et al., 2010, Allen et al., 2011) و بخشی از سامانه گسله قم-زفره (Berberian, 1976, Jamali et al., 2011) محسوب می‌شود.



شکل ۱- موقعیت گستره مورد مطالعه بر روی نقشه زمین‌ساخت ناحیه‌ای. DSF: گسل دهشیر؛ QF: گسل قم؛ IF: گسل ایندس؛ KF: گسل کوشک نصرت؛ SF: گسل سلطانیه؛ NTF: گسل شمال تبریز؛ RKF: گسل رباط کریم؛ MRF: گسل اصلی جوان زاگرس؛ MZT: راندگی اصلی زاگرس

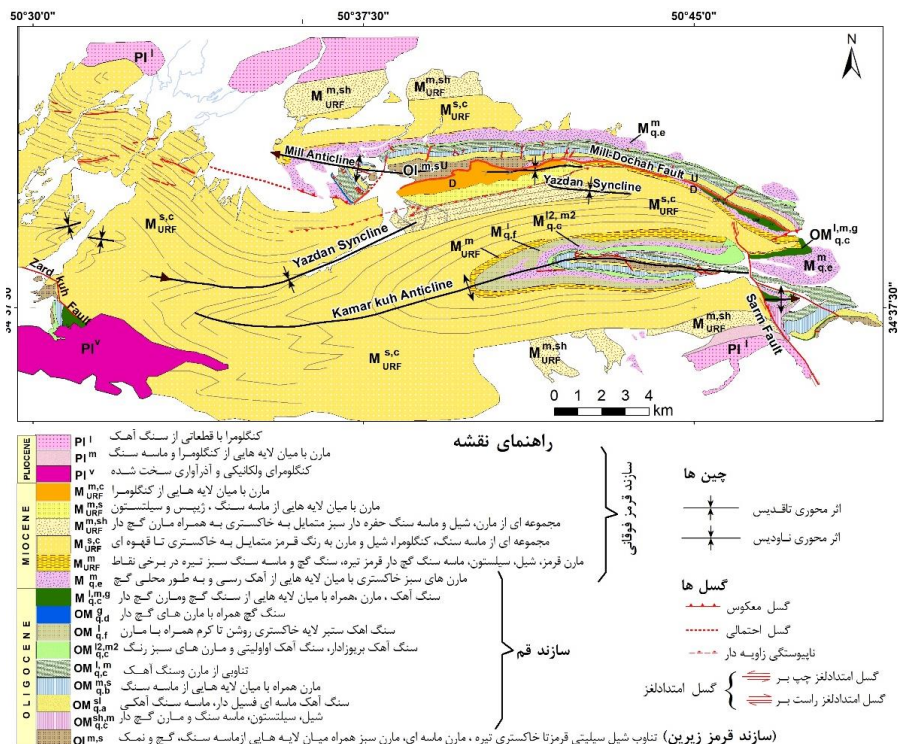
ساختارهای قابل توجه در این منطقه تاقدیس‌ها و ناودیس‌های بزرگ مقیاس می‌باشد. از مهمترین ساختارهای این محدوده می‌توان به تاقدیس میل اشاره کرد که در کنار تاقدیس کمرکوه، دو تاقدیس بزرگ منطقه محسوب می‌شوند و در بین آنها ناودیس یزدان قرار گرفته است. گسل میل-دوچاه (نوگل سادات، ۱۳۶۴) و گسل سرم (Baba Ahmadi et al.,

## ۲- روش تحقیق

با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و همچنین نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ قم گسل‌های اصلی در منطقه مشخص شده، و پس از برداشت‌های صحرایی از این ساختارها، نقشه زمین‌شناسی گستره تهیه شده است (شکل ۲). داده‌های ساختاری مورد استفاده در این تحقیق داده‌های سطوح گسله و خش‌لغزهای مربوطه در ایستگاههای مختلف برداشت شده است، به گونه‌ای که ضمن ایجاد پراکندگی مناسب از برداشت‌ها، از گسل‌های دارای راستا و جنبش مختلف اطلاعات بدست آید. در تعیین جنبش گسل‌ها از خش‌لغزها به عنوان نشانگرهای سوی لغزش (Doblas, 1998) استفاده شده است. همچنین در راستای یک برش، با برداشت اطلاعات ساختاری و تفکیک واحدهای سنگ-چینه‌ای، مقطع زمین‌شناسی تهیه شده است. به شواهد تأثیرات زمین‌ساخت در رسوبگذاری، سازندها توجه شده است. این شواهد شامل ناپوستگی زاویه‌دار و گسل‌های نرمال همزمان با رسوبگذاری در گستره مورد مطالعه قابل برداشت بوده‌اند. در نهایت با استفاده از داده‌های ساختاری به دست آمده و با به کار بردن مدل‌های ساختاری، تحلیل جنبشی گستره مورد مطالعه انجام گرفته است.

(Hessami and Jamali, 2006) و در لرزه خیزی (Nilforoushan et al., 2003; Vernant et al., 2004) نمایان است. از سوی دیگر در سال‌های اخیر پس از نتایجی که در خصوص خمش کوهزاد البرز (Mat- 2008, Hollingsworth et al., 2019) و حرکت به سمت باختر بلوک خزر جنوبی بدست آمده است، اثرات جنبش‌های البرز بر روی گسل‌های ایران مرکزی مورد بحث قرار گرفته است. وارونگی جنبشی از جمله بحث‌های اخیر بوده است، ولیکن بین نتایج تفاوت وجود دارد. بدین ترتیب که در شمال گستره مورد مطالعه، مهراییان و همکاران (۱۳۹۸) وارونگی جنبشی در راستای گسل رباط کریم را از جنبش امتدادلغز چپ‌بر به امتدادلغز راست‌بر معرفی نموده‌اند و خداپرست و همکاران (Khodaparast et al., 2020) وارونگی جنبشی در گسل کوشک نصرت را به صورت تغییر از جنبش راست‌بر به چپ‌بر تفسیر نموده‌اند.

در این تحقیق از یافته‌های ساختاری و شواهد زمین‌ساخت-رسوبی و با استفاده از الگوهای شناخته شده ساختاری پهنه‌های امتدادلغز، مراحل تغییر شکل ایجاد شده در گستره مورد مطالعه در زمان نوژن مورد بحث قرار می‌گیرد.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه (برگرفته از زمانی پدرام و حسینی، ۱۳۷۸ با تغییرات)

قرمز فوقانی به سن میوسن-پلیوسن است که از تناوب مارن، ماسه سنگ، کنگلومرا با بین لایه‌هایی از سنگ گچ تشکیل شده است. در این سازند ۸ واحد سنگی تفکیک شده است (شکل ۲).

#### ۴- ساختارهای زمین‌شناسی در گستره مورد

##### مطالعه

ساختارهای گستره مورد مطالعه شامل چین‌خوردگی و گسل‌های دارای جنبش مختلف است.

##### ۴-۱- چین‌خوردگی‌ها

چین‌خوردگی‌ها از مشهودترین شواهد ساختاری در گستره مورد مطالعه هستند که از مهمترین آنها می‌توان به تاقدیس میل، ناودیس یزدان و تاقدیس کمرکوه اشاره کرد (شکل‌های ۲ و ۳).

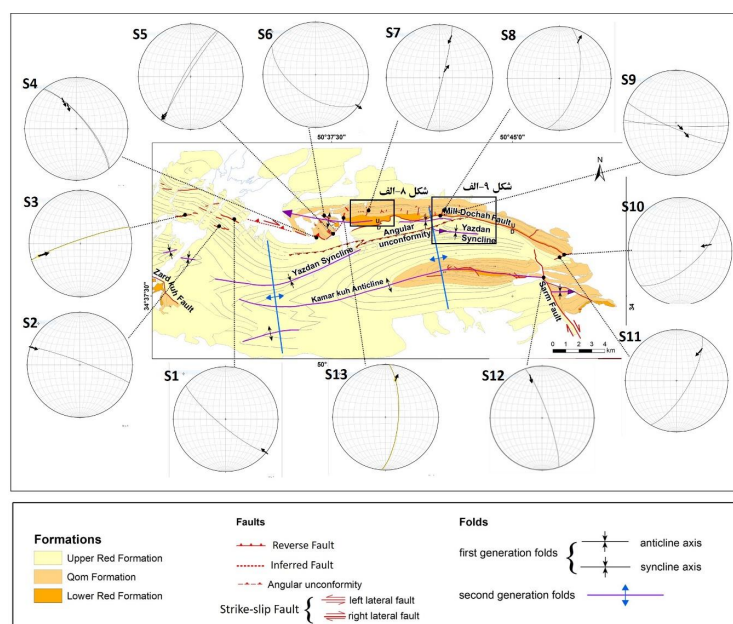
تاقدیس میل یک تاقدیس با میل دوسویه است که طول آن به حدود ۲۰ کیلومتر می‌رسد و واحدهای سنگی موجود در هسته‌ی آن خرد شده و لایه‌های سنگی در پهلوها و دماغه آن برگشته می‌باشند (شکل ۴). در جنوب این تاقدیس گسل میل-دوچاه با روند خاوری-باختری قرار دارد. تاقدیس کمرکوه نیز یک تاقدیس با امتداد خاوری-باختری و میل دوسویه است که پهلوهای جنوبی آن در بخش میانی برگشته است. ناودیس یزدان نیز یک چین‌خوردگی است که در قسمت جنوبی تاقدیس میل قرار دارد و محور آن به سمت شمال تحذب دارد و در بخش مرکزی در زیر یک سطح ناپیوستگی چین‌خورده قرار گرفته است.

#### ۳- جایگاه زمین‌شناسی و زمین‌ساختی گستره

حوضه رسوبی قم در کرتاسه فوقانی به وجود آمده و رسوبات دوران سوم در آن نهشته شده است. این حوضه از یک چرخه متقارن اصلی که شامل رسوبات غیردریایی (سازند قرمز زیرین به سن الیگوسن)، رسوبات دریایی (سازند قم به سن میوسن) و رسوبات غیردریایی (سازند قرمز بالایی به سن میوسن بالایی) تشکیل شده است (ایران پناه، ۱۳۴۸).

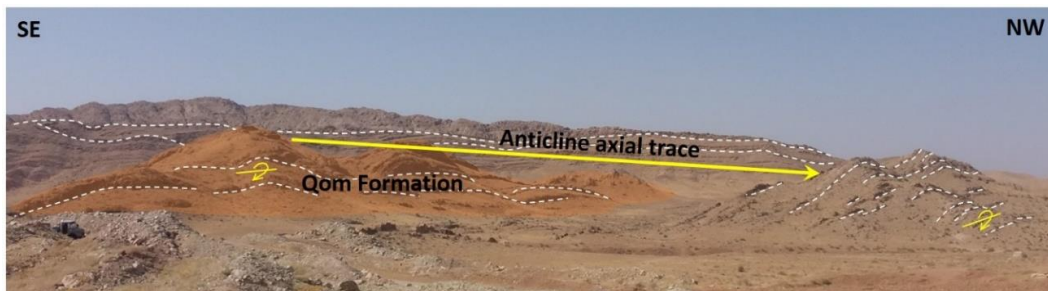
شرایط رسوبگذاری و شکل حوضه رسوبی توسط گسل‌های پی‌سنگی موجود در منطقه کنترل شده است. رژیم تراکشی که در اولیگومیوسن اتفاق افتاده به صورت تغییرات ضخامت و رخساره در سازند قرمز پایینی و سازند قم در اثر جابجایی نرمال بلوک‌ها نمود یافته است (Morley et al., 2009).

قدیمی‌ترین سازند رخنمون یافته در گستره مورد مطالعه سازند قرمز زیرین به سن الیگومیوسن است (شکل ۲) که از تناوب شیل سیلتی قرمز تا خاکستری تیره، مارن و میان‌لایه‌هایی از گچ و نمک تشکیل شده است. بر روی این سازند به طور پیوسته سازند قم به سن الیگو-میوسن قرار گرفته است که از تناوب شیل، مارن، سنگ آهک، ماسه‌سنگ تشکیل شده که در مقاطعی دارای بین‌لایه‌هایی از سنگ گچ و مارن گچ‌دار هستند (شکل ۲). در گستره مورد مطالعه تعداد ۹ واحد سنگ‌چینه‌شناسی در سازند قم تفکیک شده است (شکل ۲). جدیدترین سازند گستره سازند



شکل ۳. تصاویر استریوگرافیک گسل‌ها در ایستگاه‌های (S1 تا S7) بر روی نقشه زمین‌شناسی ساده شده.





شکل ۴. نمایی از دماغه باختری تاقدیس میل. سازند قم در هسته تاقدیس و سازند قرمز فوقانی در پهلوهای چین قابل مشاهده هستند. لایه‌های برگشته با علایم زرد رنگ نشان داده شده اند

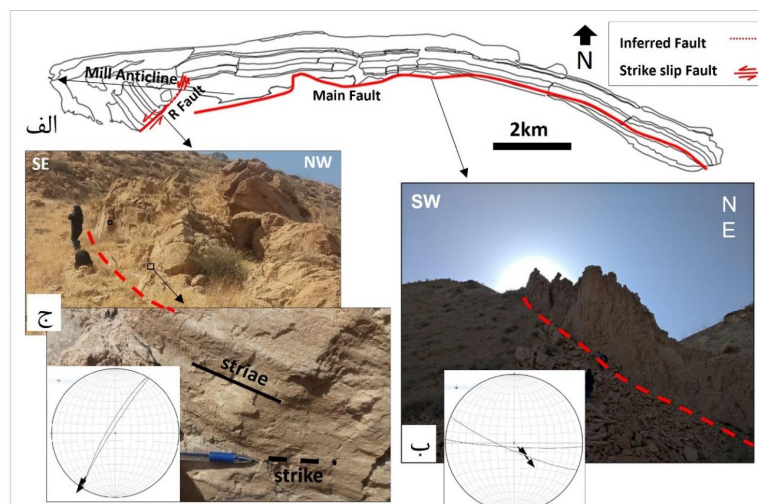
جهت شیب به سمت شمال عوض می شود (Morley et al., 2009)، لذا جابجایی نرمال در سطح، در اصل به واسطه بالا آمدن بلوک شمالی در اثر مولفه معکوس عمقی گسل ایجاد شده است.

یک گسل فرعی مرتبط با گسل میل-دوچاه نیز در گستره برداشت شده (شکل ۵) که در جنوب (ایستگاه S5 و شکل ۳ و ۵)، دارای امتداد شمال خاور-جنوب باختر بوده و در شمال دارای امتداد شمال-شمال باختر است (ایستگاه S13 در شکل ۳)، استنباط می شود که این گسل فرعی R ریدل مرتبط با گسل میل-دوچاه باشد. گسل میل-دوچاه در باختر و خاور توسط گسل‌های دیگر قطع می شود که به عنوان گسل‌های متاخر در بخش بعد مورد بحث قرار می گیرند (ایستگاه‌های S4 و S10 در شکل ۳).

انحنای اثر محوری چین خوردگی‌های این گستره قابل توجه است که در این تحقیق به صورت چین خوردگی‌های متأخر (second generation folds) (شکل ۳) با روند شمال-شمال باختر معرفی می شوند.

#### ۲-۴- گسل میل - دوچاه

مهمترین گسل در گستره، گسل میل-دوچاه است. گسل میل-دوچاه در خاور گستره دارای امتداد شمال باختر-جنوب خاور بوده و بر اثر چین خوردگی متأخر چین خورده است. در پهنه گسله این گسل دو نوع جابجایی به صورت شیب لغز با بلوک شمالی بالا آمده و مورب لغز چپ بر-نرمال اندازه گیری شده است (ایستگاه S6 در شکل ۲؛ شکل ۳). با توجه به مقاطع لرزه نگاری بازتابی شیب گسل میل دوچاه در بخش‌های سطحی به سمت جنوب است و در عمق



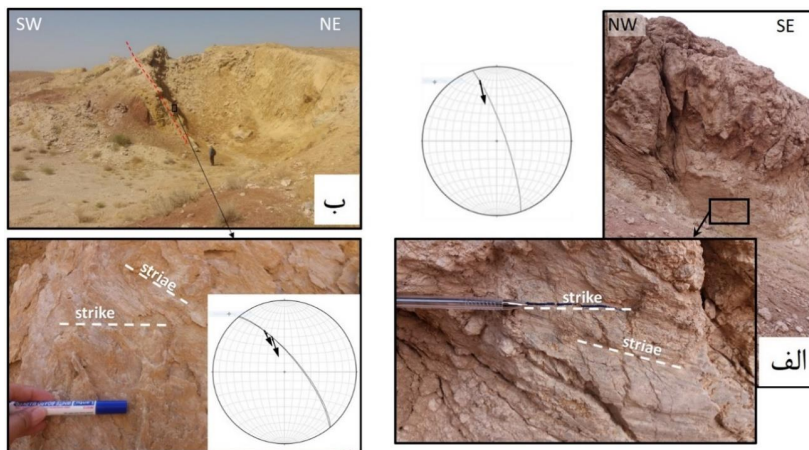
شکل ۵. الف) وضعیت گسل میل-دوچاه و گسل فرعی مرتبط با آن؛ ب) رخنمون گسل میل-دوچاه (ایستگاه S6 در شکل ۳؛ ب) جابجایی امتداد لغز چپ بر در گسل فرعی ریدل (R) مرتبط با گسل (ایستگاه S1 در شکل ۳).

هستند. این گسل‌ها با نام گسل‌های متأخر نامگذاری شده اند. این گسل‌ها در سه دسته قرار می گیرند که عبارتند از:

#### ۳-۴- گسل‌های متأخر

پاره ای از گسل‌های گستره اثراتی از قبیل بریدن ساختارهای دیگر از قبیل گسل‌ها و چین خوردگی‌ها

شده است (شکل ۳ و ۶-الف). این گسل‌ها در شمال باختر گستره نیز برداشت شده‌اند که به گسل میل-دوچاه ختم می‌شوند (شکل ۶-ب و ایستگاههای S1 و S2 و S4 در شکل ۳).



شکل ۶- گسل‌های امتدادلغز راست‌بر با مولفه معکوس در الف) گسل سرم در جنوب خاور گستره (ایستگاه S12 در شکل ۳) و ب) در شمال باختر گستره (ایستگاه S4 در شکل ۳).

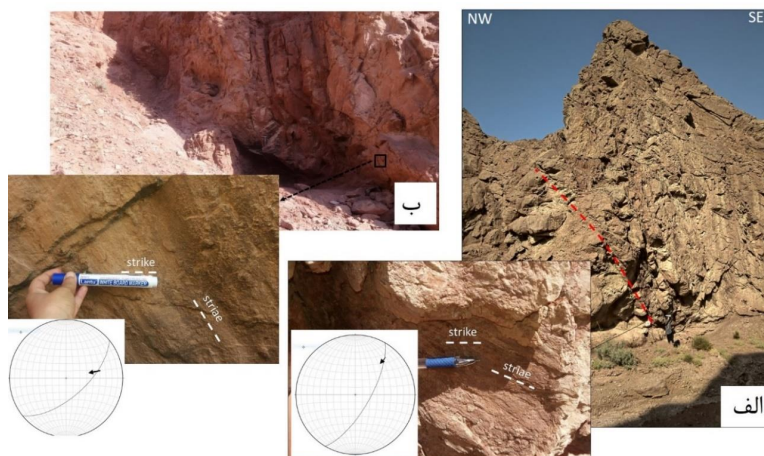
### ۴-۳-۱- گسل‌های راست‌بر

این گسل‌ها دارای امتداد شمال-شمال باختر تا شمال باختر هستند و دارای مولفه شیب‌لغز می‌باشند. شناخته شده ترین گسل از این نوع، گسل سرم است که سبب جابجایی دماغه خاوری تاقدیس کمرکوه

شکل ۳؛ این گسل‌ها گسل میل را در جنوب خاور بریده‌اند.

### ۴-۳-۲- گسل‌های معکوس

این گسل‌ها دارای امتداد شمال خاور-جنوب بوده و مولفه‌ای از امتدادلغز نیز دارند (ایستگاههای S10 و S11 در



شکل ۷- الف) گسل معکوس با مولفه امتدادلغز راست‌بر ایستگاه S7 (شکل ۳). ب) جابجایی امتدادلغز راست‌بر با مولفه معکوس (ایستگاه S5 در شکل ۳۲)

مشخصی از لایه‌های رسوبی سازند قم قابل مشاهده است (شکل ۸-الف) که نشان دهنده این است که این گسل‌ها در زمان رسوبگذاری فعال بوده‌اند. لذا با در نظر گرفتن جدایش امتدادی لایه‌های سنگی، در صورتی که گسل‌ها را در زمان افقی بودن لایه‌ها در نظر بگیریم، این گسل‌ها در زمان رسوبگذاری دارای جابجایی شیب‌لغز (نرمال) بوده‌اند. این مطلب پس

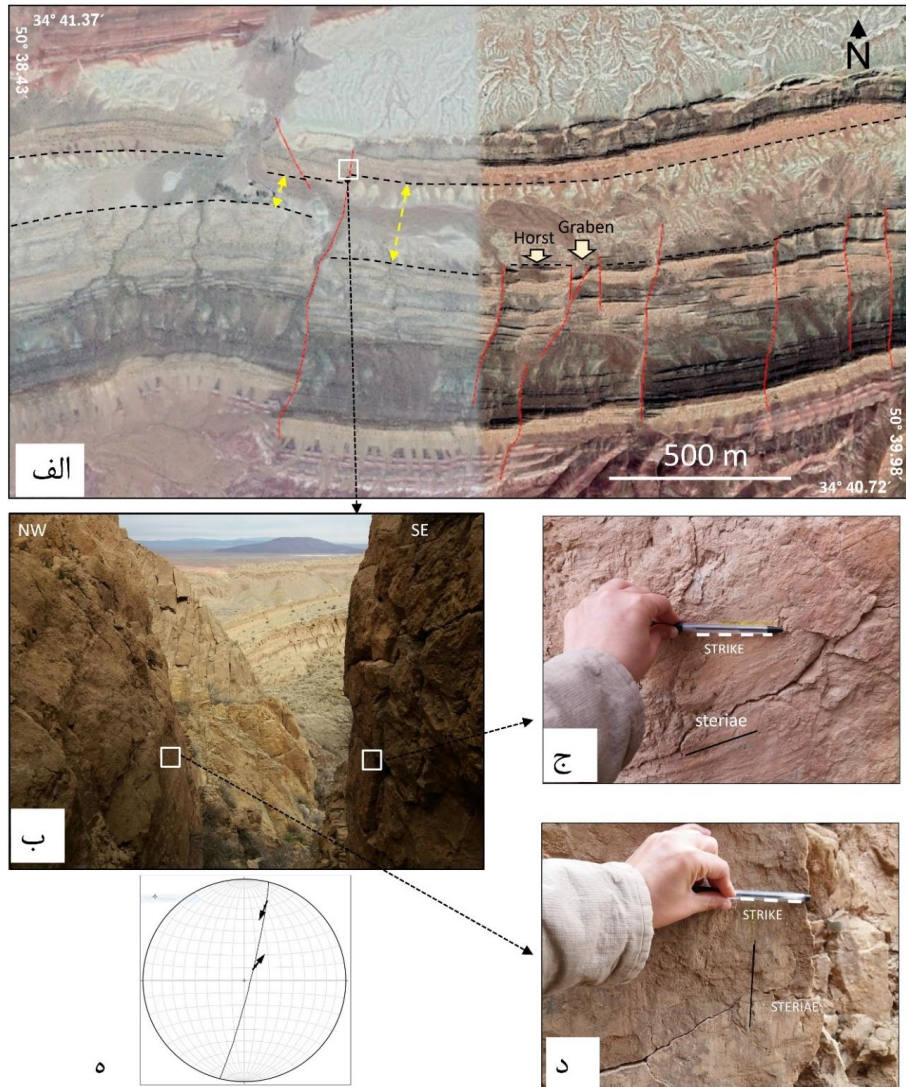
### ۴-۴- گسل‌های نرمال همزمان با رسوبگذاری

در پهلوی شمالی تاقدیس میل و در بخش‌های سازند قم گسل‌های فراوانی با راستای شمال شمال‌خاور دیده می‌شوند (شکل ۸-الف). در دو سوی این گسل‌ها جدایش امتدادی لایه‌های سنگی هم به صورت راست‌بر و هم به صورت چپ‌بر قابل مشاهده است (شکل ۸-الف). در مواردی در دو سوی گسل تغییر ضخامت



گسل در زمان رسوبگذاری است، خش لغز نرمال نیز قابل مشاهده است که می تواند نشان حرکت جوانتر این گسل باشد (شکل ۸-ب).

از توضیح رخ داده‌های زمین ساختی در بخش ۵ مورد بحث قرار می گیرد. در ایستگاه S5 علاوه بر خش لغز امتدادلغز که طبق تفسیر فوق نشان از جابجایی نرمال

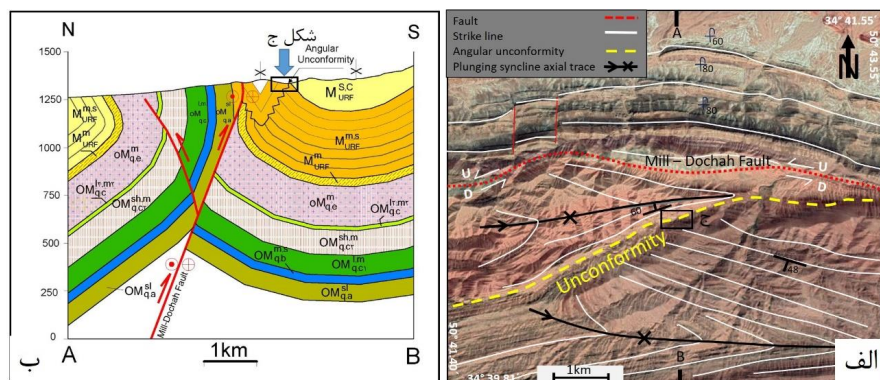


شکل ۸- الف) گسل های نرمال اولیه در سازند قم که به دلیل پر شیب شدن لایه‌های سنگی با جدایش امتدادی در تصویر ماهواره‌ای قابل شناسایی است. تغییراتی از قبیل تغییر ضخامت لایه‌های سنگی در دو سوی گسل (فلش های زرد رنگ) و ساختارهای فرازمین (Horst) و فروزمین (Graben) قابل مشاهده است. ب) رخنمون گسل دارای دو نوع جابجایی مختلف به صورت چ) جابجایی امتدادلغز راست بر (نرمال اولیه)؛ د) جابجایی نرمال ثانویه. ه) تصویر استریوگرافیک نشان دهنده این دو نوع حرکت گسل است.

میوسن فوقانی) و بعد از رسوبگذاری سازند قم رخ داده است. لایه‌های زیر سطح ناپیوستگی جهت شیبی به سمت جنوب-جنوب باختر دارند و پهلوی شمالی یک ناودیس محسوب می شوند (شکل ۹) و لایه‌های بالای سطح ناپیوستگی نیز هم شیب با این سطح هستند و در مراحل بعدی دچار چین خوردگی به صورت ناودیس شده‌اند.

#### ۴-۵- ناپیوستگی

در جنوب تاقدیس میل و در محلی که در مطالعات قبلی (Morley et al., 2009)؛ نوگل سادات (۱۳۶۴) و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (زمانی پدرام، ۱۳۷۰) به عنوان گسل یزدان مشخص شده است، گسلش دیده نمی شود و به جای آن یک ناپیوستگی زاویه دار با قاعده‌ای از جنس کنگلومرا وجود دارد. این ناپیوستگی در زمان تشکیل سازند قرمز فوقانی



شکل ۹. الف) موقعیت سطح ناپوستگی در سطح زمین (خطوط زرد رنگ سطح ناپوستگی)؛ ب) نیم‌رخ زمین‌شناسی از محدوده ناپوستگی در جهت A-B؛ ج) موقعیت سطح ناپوستگی در تصویر ماهواره‌ای نقاط A و B موقعیت ابتدا و انتهای برش زمین‌شناسی ارائه شده در شکل الف هستند.

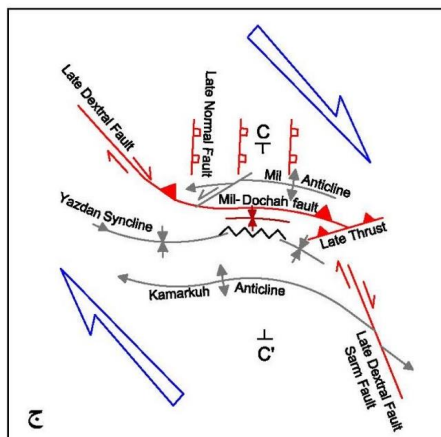
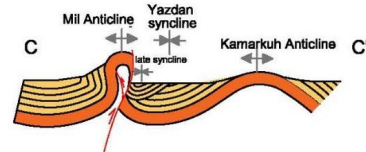
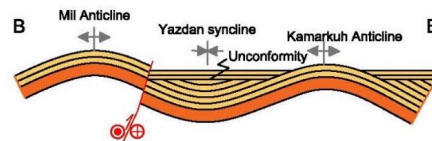
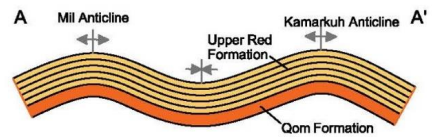
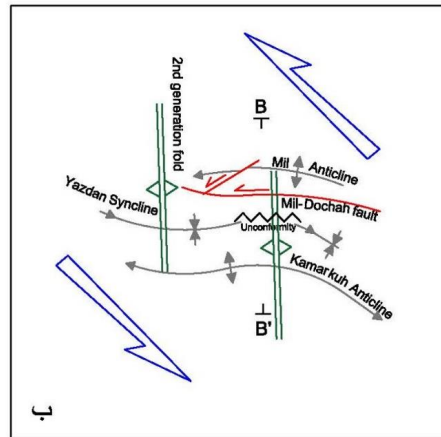
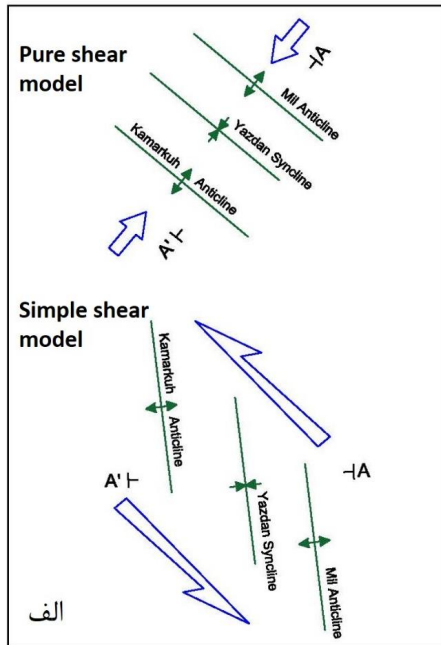
می‌تواند در تطابق با فشارش خاوری-باختری حاصل از جابجایی راستالغز چپ‌بر برای پهنه گسله قم باشد. با این تفسیر می‌توان تاقدیس میل و تاقدیس یزدان و تاقدیس کمرکوه را حاصل جابجایی امتدادلغز چپ‌بر پهنه گسله قم دانست (مدل برش ساده در شکل ۱۰-الف). محور چین‌های نسل دوم که سبب انحنای اثر محوری چین‌ها و گسل میل-دوچاه شده‌اند، با راستای شمال تا شمال‌شمال خاور نیز با جنبش امتدادلغز چپ‌بر در راستای پهنه گسله سازگاری دارند. وجود سطح ناپوستگی در سازند قرمز بالایی، نشان‌دهنده عملکرد چین‌خوردگی و در نتیجه جنبش امتدادلغز چپ‌بر پهنه گسله در زمان رسوبگذاری این سازند (میوسن پایانی) است. دیگر گسل‌های موجود در گستره شامل گسل‌های نرمال دارای راستای شمال تا شمال‌شمال خاور (حاصل حرکت مجدد گسل‌های نرمال اولیه) گسل‌های امتدادلغز راست‌بر دارای امتداد شمال‌باختر-جنوب خاور و شمال‌باختر-جنوب خاور و گسل‌های معکوس دارای راستای خاور شمال‌خاور با جنبش راستالغز راست‌بر پهنه گسله قم سازگاری دارند (شکل ۱۰-ج). جنبش معکوس گسل

## ۵- بحث

وجود ساختارهای فشارشی و کششی و امتدادلغز در کنار یکدیگر می‌تواند به عنوان شاهدهی برای عملکرد دگرشکلی امتدادلغز در یک پهنه گسله هم‌راستا با گسل قم باشد. شاهدهی از قبیل وجود دو نوع حرکت مختلف در راستای گسل میل-دوچاه (شکل ۵) و دو نوع خش‌لغز بر روی گسل‌های نرمال قدیمی (شکل ۸) به عنوان شاهدهی برای تغییر الگوی جنبشی پهنه مورد نظر تلقی می‌شود. ایجاد چین‌های اولیه نظیر تاقدیس‌های میل و کمرکوه و ناودیس میل هم‌با مدل برش محض و هم‌برش ساده قابل توجیه است (شکل ۱۰-الف). ولیکن با در نظر گرفتن راستای شمال-شمال‌خاور گسل‌های نرمال اولیه در سازند قرمز فوقانی در پهلوی شمالی تاقدیس میل، با توجه به راستای اولیه باختر-شمال‌باختر این گسل‌ها (Morely et al., 2009) می‌توان استنباط نمود که تاقدیس میل دارای راستای اولیه شمال-جنوب بوده است و سپس چرخیده است و به وضعیت نزدیک به وضعیت کنونی در آمده است. با توجه به راستای شمال‌باختر-جنوب خاور پهنه گسله قم، راستای شمال-جنوب تاقدیس میل

امتدادلغز راست‌بر و امتدادلغز چپ‌بر در پهنه گسله قم وجود داشته است.

میل نیز با حرکت امتدادلغز راست بر پهنه گسله قم سازگار است. با توضیحات فوق مشخص می‌شود که از دیدگاه جنبشی، دو مرحله دگرشکلی به صورت



شکل ۱۰. مراحل دگرشکلی رخ داده در گستره مورد مطالعه (الف) ایجاد چین‌های اصلی گستره در اثر مرحله اول دگرشکلی در اثر برش محض (Pure shear) یا برش ساده (Simple shear) حرکت امتدادلغز چپ‌بر؛ (ب) چرخش محور چین‌ها، ایجاد گسل میل-دوچاه سپس چین‌خوردگی ثانویه تمامی ساختارها در اثر مرحله اول دگرشکلی با حرکت امتدادلغز چپ‌بر؛ (ج) ایجاد گسله‌های امتدادلغز راست‌بر، حرکت مجدد گسل میل-دوچاه به صورت معکوس، ایجاد گسل معکوس متاخر، چین‌خوردن لایه‌های روی سطح دگرشکلی زاویه‌دار و حرکت مجدد گسل‌های نرمال در اثر مرحله دوم دگرشکلی با حرکت امتدادلغز راست‌بر؛ مقاطع زمین‌شناسی شماتیک A-A'، B-B' و C-C' به ترتیب از شکل‌های الف تا ج زده شده‌اند.

در سازند قرمز فوقانی نشان‌دهنده این است که فرایند چین‌خوردگی در زمان رسوبگذاری این سازند (میوسن فوقانی) رخ داده است. مرحله دوم دگرشکلی در اثر تغییر جنبش پهنه امتدادلغز به راست‌بر ایجاد شده است (شکل ۱۰-ج). در این مرحله گسلش متاخر امتدادلغز راست‌بر در شمال باختر و جنوب‌خاور گستره ایجاد شده است و تاثیر وضعیت پلکانی (Stepover) بین

در مرحله اول دگرشکلی سبب تشکیل چین‌های گستره (شکل ۱۰-الف)، چرخش چین‌ها و ایجاد گسل میل-دوچاه رخ داده است. در ادامه این مرحله چین‌های گستره و گسل میل-دوچاه دچار چین‌خوردگی ثانویه شده‌اند که راستایی شمال-جنوبی دارد (شکل ۱۰-ب). استنباط می‌شود که این وقایع در اثر حرکت امتدادلغز چپ‌بر پهنه گسله رخ داده باشند. وجود ناپیوستگی زاویه‌دار



Event	Stereonet
الف	
ب	
ج	
د	
ه	

شکل ۱۱- مدل پیشنهادی از مراحل ایجاد، چرخش و جنبش مجدد گسل‌های نرمال اولیه؛ الف) ایجاد گسل‌های نرمال اولیه با راستای باختر شمال باختر؛ ب) چین‌خوردن لایه‌های سنگی در پهلوهای تاقدیس میل و چرخش گسل‌های اولیه؛ ج) چرخش تاقدیس میل به صورت پادساعتگرد به همراه گسل‌های نرمال؛ د) برگشته شدن پهلوهای تاقدیس میل و چرخش گسل‌ها که سبب بوجود آمدن جابجایی امتداد لغز آنها شده است؛ ه) حرکت متاخر نرمال گسل‌ها به صورت نرمال (فلش قرمز رنگ روی استریونت جهت حرکت متاخر نرمال را نشان می‌دهد و فلش خاکستری نشان دهنده جهت حرکت اولیه گسل است). مراحل «الف» تا «ج» مرتبط با حرکت امتداد لغز چپ‌بر پهنه اصلی و مرحله «د» و «ه» مربوط به حرکت امتداد لغز راست‌بر پهنه اصلی هستند؛ توضیح: دوایر توپیر قطب سطح گسله هستند. گسل و خش لغز مربوطه، در زمان جنبش با رنگ قرمز و در مراحل چرخش با رنگ خاکستری نمایش داده شده‌اند. در هر مرحله دایره عظیمه گسل قبل و بعد از لغزش با خط چین و خط توپیر نشان داده شده است و قطب آنها نیز نمایش داده شده‌اند. فلش‌های سیاه چرخش پل صفحات گسله را نشان می‌دهند. MAA محور تاقدیس میل است.

آنها سبب حرکت معکوس بر روی گسل میل-دوچاه و بالا آمدگی تاقدیس میل و برگشتگی تمامی پهلوهای آن در زمان بالا آمدگی (pop up) شده است. چین خوردگی به صورت ایجاد ناودیس در رسوبات رویی ناپیوستگی در فرود یواره تاقدیس میل دیده می‌شود (Late syn-cline در شکل ۱۰-ج). سن این رخداد به بازه زمانی بعد از میوسن باز می‌گردد.

با در نظر گرفتن وقایع زمین‌ساختی و چرخش ساختارها می‌توان در خصوص تاثیر تغییرات جنبش و چرخش ساختارها بر چرخش گسل‌های نرمال و حرکت مجدد آنها اظهار نظر نمود (شکل ۱۱). در وضعیت کنونی امتداد گسل‌های نرمال دارای امتداد شمال شمال خاور هستند و اثر محوری تاقدیس میل خاوری-باختری است، لذا گسل‌ها راستایی با زاویه حدود ۷۰ تا ۸۰ درجه نسبت به اثر محوری تاقدیس میل دارند. با توجه به اینکه بر اساس زمین‌ساخت ناحیه‌ای، گسل‌های نرمال در زمان تشکیل قاعدتا باید راستای باختر شمال باختر-خاور جنوب خاور داشته باشند (Morley et al., 2009)، می‌توان برای وقایع رخ داده بر روی این گسل‌ها یک سناریوی محتمل در نظر گرفت (شکل ۱۰). مطابق این سناریو، گسل‌های نرمال با راستای شمال باختر-جنوب خاور قبل از چین خوردگی وجود داشته‌اند (شکل ۱۰-الف). سپس با تشکیل تاقدیس میل با محوری با روند شمال شمال باختر، گسل‌های نرمال همساز با لایه‌های پهلوهای خاوری چین چرخیده‌اند (شکل ۱۰-ب)، پس از آن با چرخش پادساعتگرد محور تاقدیس، این گسل‌ها نیز دچار چرخش شده‌اند (شکل ۱۰-ج). در ادامه در اثر برگشته شدن پهلوهای تاقدیس، این گسل‌ها به وضعیت کنونی خود در آمده‌اند و خش لغزهای امتداد لغز قابل مشاهده بر روی آنها در واقع همان خش لغزهای نرمال در زمان تشکیل است (شکل ۱۰-د). رخداد نهایی بر روی گسل‌ها جنبش نرمال است که به واسطه جنبش امتداد لغز راست بر پهنه گسله ایجاد شده است (شکل ۱۰-ه).



شهر قم در اثر یک پهنه امتدادلغز که ادامه شمال باختری گسل قم محسوب می شود رخ داده است. - ارتباط ساختاری و هندسی عناصر ساختارهای منطقه مورد بررسی وجود دو مرحله دگرشکلی امتدادلغز در پهنه مذکور قابل استنباط است. مرحله اول دگرشکلی به صورت یک دگرشکلی امتدادلغز چپ بر پیش رونده سبب تشکیل چین های اصلی گستره و چرخش آنها، تشکیل گسل میل-دوچاه و در نهایت چین خوردگی عناصر ساختاری شده است. در مرحله دوم گسل های امتدادلغز راست بر در شمال باختر و جنوب خاور گستره تشکیل شده و در پهنه فشارشی مابین آنها گسل میل-دوچاه به صورت معکوس حرکت نموده است. این جنبش علت تغییر شکل شدید تاقدیس میل و برگشته شدن پهلوهای آن بوده است. همچنین گسل های نرمال اولیه در زمان رسوبگذاری در این مرحله در وضعیتی قرار گرفته اند که بر روی آنها جنبش با مولفه غالب نرمال رخ داده است.

- وجود یک ناپیوستگی زاویه دار درون سازندی در توالی های رسوبی سازند قرمز فوقانی کلید تعیین سن رخدادهای ساختاری در گستره است. تشکیل ناپیوستگی نشان دهنده همزمانی چین خوردگی و رسوبگذاری است و نشان از این است که مرحله اول دگرشکلی در زمان رسوبگذاری سازند قرمز فوقانی (میوسن بالایی) رخ داده است. سطح ناپیوستگی در فرودیاوه گسل میل دچار چین خوردگی به صورت ناودیس شده است که نشان از حرکت گسل میل-دوچاه به صورت معکوس است که در مرحله دوم دگرشکلی رخ داده است.

- سن جنبش امتدادلغز چپ بر میوسن بالایی (زمان رسوبگذاری سازند قرمز بالایی) است. جابجایی امتدادلغز راست بر متاخر بوده و با توجه به رخدادهای زمین ساخت ناحیه ای، احتمالاً از پلیوسن آغاز شده است.

#### منابع

افلاکی، م. شهبانیان، ا. داودی، ز.، ۱۳۹۶، شواهد دگرریختی برآمده از تنش دیرین پلیو-کواترنری در حوضه رسوبی ماهنشان-میانه (شمال باختر ایران)، فصل نامه علوم و مهندسی زلزله، دوره ۴، شماره ۴، ص ۲۹-۴۲.

ایران پناه، ا.، ۱۳۴۸، مطالعه تشکیلات حوضه رسوبی قم،

وجود ناپیوستگی در واحدهای میوسن، سن چین خوردگی آنها را به میوسن مرتبط می کند که همساز با مطالعات افلاکی و همکاران (۱۳۹۶) در حوضه رسوبی ماهنشان-میانه می باشد. همچنین تغییر جنبش از امتدادلغز چپ بر به راست بر در گستره واقع در شمال گستره مورد مطالعه و در راستای پهنه گسله رباط کریم توسط مهراییان و همکاران (۱۳۹۸) تعیین شده است. در پهنه گسله رباط کریم نیز شواهد رسوبگذاری همزمان با حرکت امتدادلغز چپ بر در رسوبات میوسن پسین و حرکت امتدادلغز راست بر متاخر (پلیوسن به بعد) پیشنهاد شده است (مهراییان و همکاران، ۱۳۹۸) که با نتایج این تحقیق سازگار است.

از دیدگاه زمین ساخت ناحیه ای، حرکات امتدادلغز راست بر جوان گسل قم همسو با راستای گسل های دارای امتداد شمال باختر-جنوب خاور در ایران مرکزی (نظیر گسل های دهشیر-بافت، کوشک نصرت، سلطانیه، گسل شمال تبریز) و مرز آن با زاگرس (نظیر گسل اصلی جوان زاگرس) قابل ملاحظه است. عامل اصلی جنبش امتدادلغز در راستای این گسل ها همگرایی مایل ورقه عربی نسبت به ایران پس از برخورد است (Talebian and Jackson, 2002; Allen et al., 2004; Sadeghi and Yassaghi, 2016). لیکن حرکات امتدادلغز در راستای گسل های شمال باختر ایران مرکزی عمدتاً پس از بسته شدن اقیانوس بین ورقه افغان و هند (Treloar & Izatt 1993) در بازه زمانی ۵ تا ۲ میلیون سال قبل (پلیوسن) رخ داده اند که به فرار ورقه آناتولی شمالی به سمت غرب (McClusky et al. 2000) منجر شده است. توجیه اینکه چه عاملی در ایجاد جنبش امتدادلغز چپ بر در پهنه گسله قم اثرگذار بوده است را می تواند در وقایع رخ داده در البرز جستجو کرد. خمش کوهزاد البرز رخداد زمین ساختی میوسن البرز است (Mattei et al. 2019) که می تواند سبب لغزش بلوک ها به صورت چپ بر در کنار یکدیگر در البرز باختری شده و در بخش های شمالی ایران مرکزی سبب حرکت چپ بر پهنه های گسلی شده باشد.

#### ۶- نتیجه گیری

بر اساس داده ها و تحلیل جنبشی انجام شده گستره مورد مطالعه نتایج زیر را می تون بیان نمود. - دگرشکلی های رخ داده در پهنه رسوبی قم در باختر



Rome sect. I/A/5, 267-277.

Hessami, K., Jamali, F., 2006. Explanatory Notes to the Map of Major Active Faults of Iran, JSEE: Vol. 8, No. 1 / 1.

Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Nazari, H., 2008., Extrusion tectonics and subduction in the easter South Caspian region since 10 Ma. *Geology*, 36, 763–766. doi:10.1130/G25008A.1.

Jamali, F, Hessami, K., Ghorashi, M. 2011. Active tectonics and strain partitioning along dextral fault system in Central Iran: Analysis of geomorphological observations and geophysical data in the Kashan region. *Journal of Asian Earth Sciences* 40 (2011) 1015–1025.

Khodaparast, S., Madanipour, S., Nozaem, R., Hessami, K., 2020. Structural evidence on strike-slip Kinematic inversion of the Kushk-eNosrat Fault zone, Central Iran. *Geopersia*, 10, 195-209.

Mattei, M., Francesca, C., and Nozaem, R., 2019. Clockwise paleomagnetic rotations in northeastern Iran: Major implications on recent geodynamic evolution of outer sectors of the Arabia-Eurasia collision zone. *Gondwana Research*, 71, 194-209.

McClusky, S., Reilinger, R., Ogubazghi, G., Amleson, A., Healeb, B., Vernant, P., Sholan, J., Fisseha, F., Asfaw, L., Bendick, R., and Kogan, L. 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. geophys. Res.*, 105, 5695–5719.

Meyer, B., Mouthereau, F., Lacombe, O. & Agard P., 2006- Evidence of Quaternary activity along the Deshir Fault: implication for the Tertiary tectonics of Central Iran, *Geophys. J. Int.*, 164, 192–201.

Morley, C., Kongwung, B., Julapour, A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D.,

نشریه دانشکده فنی تهران، دوره ۱۹، ص ۸۹–۷۹.

زمانی پدram، م؛ حسینی، ح. ۱۳۷۰، نقشه زمین شناسی قم، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

مهراییان، ز؛ صادقی، ش؛ داودی، ز؛ اسمعیلی، ف.، ۱۳۹۸، شواهد ساختاری از تغییرات الگوی جنبشی پهنه گسله رباط کریم، سی و هشتمین گردهمایی علوم زمین.

نوگل سادات، م، ۱۳۶۴، منطقه‌های برشی و خمیدگی‌های ساختاری در ایران " گزارش شماره ۵۵، سازمان زمین شناسی کشور.

Allen, M.B., Jones, S., Ismail-Zadeh, A., Simmons, M., Anderson, L., 2002. Onset of subduction as the cause of rapid Pliocene-Quaternary subsidence in the South Caspian basin. *Geology* 30, 775–778.

Allen, M., Jackson, J., and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia–Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*, 23, TC2008. doi:10.1029/2003TC001530.

Allen, M., Kheirkhah M., Emami, H., Jones., S.J., 2011. Dextral shear across Iran and kinematic change in the Arabia–Eurasia collision zone, *Geophysical Journal International*, 184, 555-574.

Babaahmadi, A, Safaei, H, Yassaghi, A., Vafac H., Naeimi A., Madanipour S., Ahmadi M., 2010. A study of Quaternary structures in the Qom region, West Central Iran, *Journal of Geodynamics* 50 (2010) 355–367. doi: 10.1016/j.jog.2010.04.006.

Berberian, M., 1976., Contribution to the seismotectonics of Iran (part II), Report No. 39, Geological Survey of Iran, 518p.

Doblas, M., 1998., Slickenside kinematic indicators, *Tectonophysics* 295, 187–197.

Furrer, M. A., and Soder, P. A. 1955. The Oligo-Miocene marine formation in the Qom region (central Iran), *Proc. 4<sup>th</sup> world petrol. Congress.*

Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K., and Kazemi, H., 2009. Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area". *Geosphere*, 5, 325-362. doi: 10.1130/GES00223.1.

Nilforoushan, F., Vernant, P., Masson, F., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, A., Doerflinger, E., Daignières, M., Collard, P. and

.Stöcklin, J., 1968. Structural History and Tectonics of Iran: A Review, *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 52 (7), 1229-1258.

Sadeghi, S., Yassaghi, A., 2016., Spatial evolution of Zagros collision zone in Kurdistan, NW Iran: Constraints on Arabia-Eurasia oblique convergence, *Solid Earth*, 7(2):659-72.

Talebian, M., and Jackson, J., 2002. Offset on the main recent fault of NW Iran and implications on the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone, *Geophys. J. Int.*, 150, 422-439.

Treloar, P.J. & Izatt, C.N., 1993. Tectonics of the Himalayan collision between the Indian Plate and the Afghan Block: a synthesis, *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*, 74, 69-87.

Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ghafory-Ashtiany, M., Bayer, R., Tavakoli, F. & Chéry, J., 2004- Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.*, 157, 381 – 398.



# فصلنامه زمین ساخت

بهار ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۱

doi 10.22077/JT.2023.5953.1148

## جایگاه ساختاری کانسار آنتیموان سفیدابه و حیدرآباد در پهنه زمین درز سیستان، جنوب غرب سفیدابه

محمد بومری<sup>۱</sup>، عبدالرضا پرتابیان<sup>۲\*</sup>، معصومه حسین پور<sup>۳</sup>

۱- استاد زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

۲- دانشیار تکنونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

۳- کارشناس ارشد زمین شناسی اقتصادی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۰/۰۸  
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۲/۳۱

### چکیده:

کانسار های آنتیموان سفیدابه و حیدرآباد در قسمت میانی پهنه زمین درز سیستان و در جنوب غرب شهر سفیدابه واقع شده اند. به منظور بررسی ساختاری این دو کانسار در ابتدا با استفاده از تصاویر ماهواره ای، خطواره های تکنونیک استخراج و نقشه های بیشترین چگالی طول و امتداد استخراج شد. در برداشت های میدانی گسل ها، رگه ها و کانی زایی های رخ داده در امتداد این ساختارها برداشت شد. سپس با کمک نرم افزار های تحلیل تنش، جهت تنشهای اصلی در هر دو منطقه استخراج و ارتباط فضایی بین ساختارهای میدانی، خطواره های تکنونیک و کانی زایی های رخ داده مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. کانی زایی اصلی در امتداد پهنه های برشی فشارشی با روند شمال غرب- جنوب شرق ناشی از ایجاد یک خم فشارشی بین دو گسل اصلی نه و غرب آساگی رخ داده است. این ساختارهای سنگ های رسوبی و آذرین پالئوژن منطقه را تحت تاثیر قرار داده است. دایره مور نشان دهنده یک رژیم ترا فشارش تا امتداد لغزی با جهت تنش اصلی حداکثر با امتداد شمال غرب- جنوب شرقی (۰۳/۲۱۵) می باشد. در این رژیم تنش علاوه بر گسل های رانندگی یک دسته گسلهای با سازو کار کششی هم راستا با جهت تنش اصلی حداکثر در منطقه ایجاد شده اند که با توسعه مناطق ضعف، فضای مناسبی را برای تزریق سیالات در منطقه مورد مطالعه فراهم کرده اند.

**واژه های کلیدی:** آنتیموان، ترا فشارش، تکنونیک امتداد لغز، تکنونیک و کانی زایی، خطواره

\* ایمیل: partabian\_reza@science.usb.ac.ir

تلفن تماس: ۰۹۱۷۷۸۲۶۱۳



## Structural investigation of Sefidabe and Hyderabad antimony ore deposits in the Sistan Suture Zone, southwest of Sefidabe

Mohammad Boomeri<sup>1</sup>, Abdolreza Partabian<sup>2\*</sup>, Masomeh Hoseinpour<sup>3</sup>

1. Professor of Economic geology, Department of Geology, college of science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran
2. Associate professor of Tectonics, Department of Geology, college of science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran
3. Master of Science of Economic Geology, Department of Geology, college of science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

### Abstract

Sefidabe and Hyderabad antimony ore deposits are located in the southwest of Sefidabe and in the Sistan Suture Zone. In order to structural analysis of these areas, at first, using satellite images, tectonic lineaments were extracted and the areas with the highest density of length and direction were determined. Then, in the field surveys, veins, faults and mineralization occurred along them were taken. By using stress analysis software, the direction of the principal stresses in the area and the relationships between these structures, tectonic faults and mineralization were analyzed. Compressive shear zones with a northwest-southeast trend are caused by a constraining bend formed between the two of Neh and West-Asagi main faults, is the main factor of mineralization in the study area. This positive flower structure has strongly affected the Paleogene sedimentary and igneous rocks of the region. The Moore's circle indicate a compressional to wrench tectonic regime with the maximum stress direction (03/215) in the northwest-southeast. In this stress regime, in addition to thrust faults, a group of conjugate faults with an acute angle and tensile fractures aligned with the direction of maximum principal stress have formed, which have provided a suitable environment for fluid injection by creating weak zones.

**Key words:** Antimony, Tectonics and mineralization, Transpression, Wrench tectonic, Lineament

---

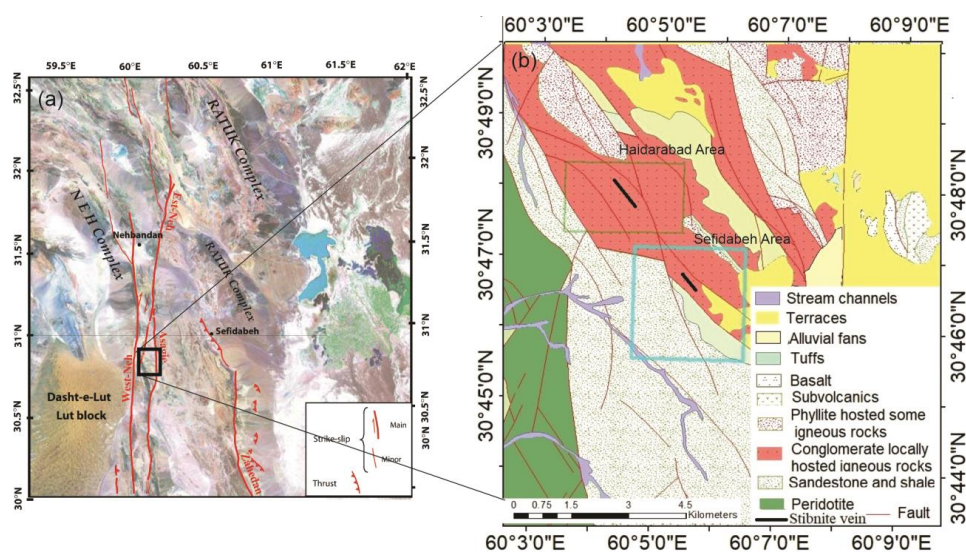
\*Email: partabian\_reza@science.usb.ac.ir

Tel: +989177822613

## ۱- مقدمه

محلول‌ها از طریق گسل‌ها و شکستگی‌ها تا فاصله زیادی وجود دارد. بسته شدن و باز شدن گسل‌ها و شکستگی‌ها و تغییرات ناگهانی فشار در طول آنها نقش زیادی در ته نشین و رسوب سولفید آنتیموان دارد (Scratch et al., 1984). رگه‌های حاوی کانی‌زایی آنتیموان در شرق ایران به خصوص در استان سیستان و بلوچستان در محدوده‌های متعددی از جنوب زاهدان تا نهبندان شکل گرفته‌اند. مناطق توزگی، شورچاه، سفید سنگ، در گیابان، بائوت، چاه بریش، لخشک، حیدرآباد و سفیدآبه از مهمترین کانسارهای و نشانه‌های آنتیموان در این استان می‌باشند (خرمی، ۱۳۹۱؛ بومری، ۱۳۹۳؛ مرادی و همکاران، ۱۳۹۴؛ مارزی، ۱۳۹۵؛ بومری و همکاران، ۱۳۹۷؛ مجددی مقدم، ۱۳۹۸). کانسارهای آنتیموان سفیدابه و حیدرآباد در جنوب غرب شهر سفیدابه واقع شده‌اند (شکل ۱). این کانسار تنها معدن آنتیموان فعال در استان است که دارای کارخانه تولید شمش آنتیموان می‌باشد.

عمده کانسارهای آنتیموان به شکل رگه‌ای می‌باشند به عبارت دیگر شکل‌گیری آنها توسط گسلها و شکستگی‌ها کنترل می‌شود (Scratch et al., 1984; Guillemette and Williams-Jones 1993). محلول‌های گرمابی از اعماق زمین از طریق گسل‌ها و شکستگی به سمت بالا مهاجرت کرده و بتدریج کانی‌های مختلف از آنها ته‌نشست می‌شود. محل ته‌نشست کانی‌ها، در گسلها به عوامل فیزیکی (تغییرات فشار و دما و جوشش) و عوامل شیمیایی (pH و Eh) وابسته است (Guilbert and Park, 1986; Liot et al., 2020). باز شدن فضا‌های خالی به دلیل فعالیت یک گسل یا فشار سیال در ترازهای بالای پوسته و ورود سیال به داخل آنها به کاهش ناگهانی فشار سیال، خروج گازها و ته‌نشست مواد معدنی منجر می‌شود (Robb, 2005). آنتیموان نسبت به خیلی از عناصر دیگر از پایداری بیشتری در محلول‌های گرمابی برخوردار است و امکان انتقال آن در این



شکل ۱: (a) نقشه کوچک مقیاس تصویر ماهواره‌ای پهنا زمین درز و مناطق اطراف به هماره گسل‌های اصلی را نشان می‌دهد. (b) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.

مجددی مقدم، ۱۳۹۸). هدف از این مطالعه شناسایی و بررسی، انواع درزه‌ها، گسل‌ها، رگه‌ها و لایه‌ها و دیگر ساختارها، مشخصات و رفتار آنها با استفاده از مطالعات دورسنجی و صحرایی می‌باشد. نقش و ارتباط این ساختارها در تشکیل رگه‌های آنتیموان دیگر هدف این مطالعه است.

رگه‌های آنتیموان سفیدابه در سنگهای کنگلومرای کرم رنگ پالئوسن ناشی از یک سیستم گرمایی رخ داده است، و در ارتباط با گسل‌های راندگی و امتداد لغز می‌باشد (بومری و همکاران، ۱۴۰۰، کوهساری، ۱۴۰۱). کانی‌زایی رخ داده در این کانسار از نوع رگه‌ای، اپی‌ترمال، استیبینیت-کوارتز است (فرشید پور، ۱۳۹۱،

## ۲- زمین شناسی و تکتونیک

کانسار آنتیموان سفیدابه و حیدرآباد در بخش شمالی پهنه زمین درز سیستان واقع شده اند. بخش شمالی زمین درز سیستان به دو مجموعه سنگ شناختی رتوک در شرق و نه در غرب تفکیک شده که پهنه رسوبی سفیدابه آنها را از هم جدا می کند (Tirrul et al., 1983). این دو مجموعه حاوی افیولیت‌هایی سنونین تا ماستریشین، فیلیت‌های کرتاسه تا ائوسن، سنگ‌های رسوبی-آواری قاره‌ای پالئوژن می‌باشند (Tirrul et al., 1983). این مطالعه سنگ‌های حوضه سفیدابه را به ۱۱ سازند متفاوت تقسیم‌بندی کرده اند که عبارت اند از سنگ‌های فلیش‌گونه، رخنمون‌های ازافیولیت ملانژ و سنگ‌های آذرین خروجی و درونی بازیک تا اسیدی. این سنگ‌های آذرین بیشتر مرتبط با گسل‌های امتداد لغز شرق ایران و ماگماتیسیم بعد از برخورد می‌باشند (Nazari et al., 2022).

وضعیت ساختاری پهنه زمین درز سیستان با جایگیری بین دو صفحه قاره‌ای لوت و هلمند و غلبه زمین ساخت برخوردی، بسیار پیچیده است. حرکت شمال و شمال‌شرقی صفحه هندوستان و اثرات ناشی از آن در شکل‌گیری و ساختار زمین ساختی پهنه زمین درز نقش داشته است (آقانباتی، ۱۳۸۳). محدوده‌های مورد مطالعه بین دو گسل اصلی و امتداد لغز گسل نه و گسل غرب آساگی قرار گرفته است و به شدت تحت تاثیر این گسلها قرار گرفته است (Aghanabati, 1991). در منطقه نهبندان تا سفیدابه گسل‌های امتداد لغز راستگرد با روند تقریبی شمالی-جنوبی شکل‌گیری ساختارها را تحت کنترل دارند (شکل ۱).

مجموعه‌های افیولیتی، توریداتی، فلیشی، سنگ‌های آذرین ولکانیکی و ساب ولکانیکی پهنه مورد مطالعه را پوشش داده اند (شکل ۱). قسمت شرقی محدوده‌های مورد مطالعه شامل فلیش‌های دگرگونی شد به فیلیت و اسلیت می‌باشد. قسمت غربی سنگ‌های رسوبی توریداتی رخنمون دارند. مرز بین اکثر مجموعه‌ها و واحدهای سنگی عمدتاً گسله می‌باشند به صورتی که در محدوده مورد مطالعه یک منطقه برشی و گسل‌های متقاطع سنگها را قطع کرده اند. واحد‌های زمین‌شناسی در این محدوده و اطراف آن به شرح زیر می‌باشد:

مجموعه افیولیت ملانژ در غرب محدوده‌های اکتشافی و در مجاورت پهنه لوت قرار گرفته اند. این واحد به سن کرتاسه قدیمترین واحد سنگی موجود در منطقه است و عمدتاً از مجموعه‌های گابرویی و هارزبورژیتی سرپانتینیزه شده تشکیل شده و در امتداد گسل نه شرقی برونزد دارند. در مجاورت با محدوده مورد مطالعه فقط پریدوتیت‌ها (هارزبورژیت) برونزد دارند که در مجاورت با سنگ‌های رسوبی واقع شدند (شکل ۱b). آثار معدنکاری قدیمی، رگه‌های منیزیت و هونیت در پریدوتیت‌ها دیده می‌شود. این واحد دارای روند شمالی جنوبی است و به سمت جنوب به افیولیت‌های شرق آساگی، چهل کوره و نصرت آباد ختم می‌شود. مجموعه توریداتی و فلیشی: گسترده‌ترین مجموعه سنگی موجود در منطقه است که کانی‌زایی آنتیموان در آن رخ داده است (شکل ۲a). این مجموعه متشکل از واحدهای سنگی و توالی‌های مختلفی تشکیل شده است که عمدتاً شامل، ماسه سنگ، شیل، سیلتستون و کمتر گل‌سنگ و ندرتا سنگ آهک و کنگلومرا می‌باشد این مجموعه دگرسان شده و دارای رنگ‌های متنوع می‌باشند. این مجموعه شامل واحدهای مختلفی به شرح زیر است:

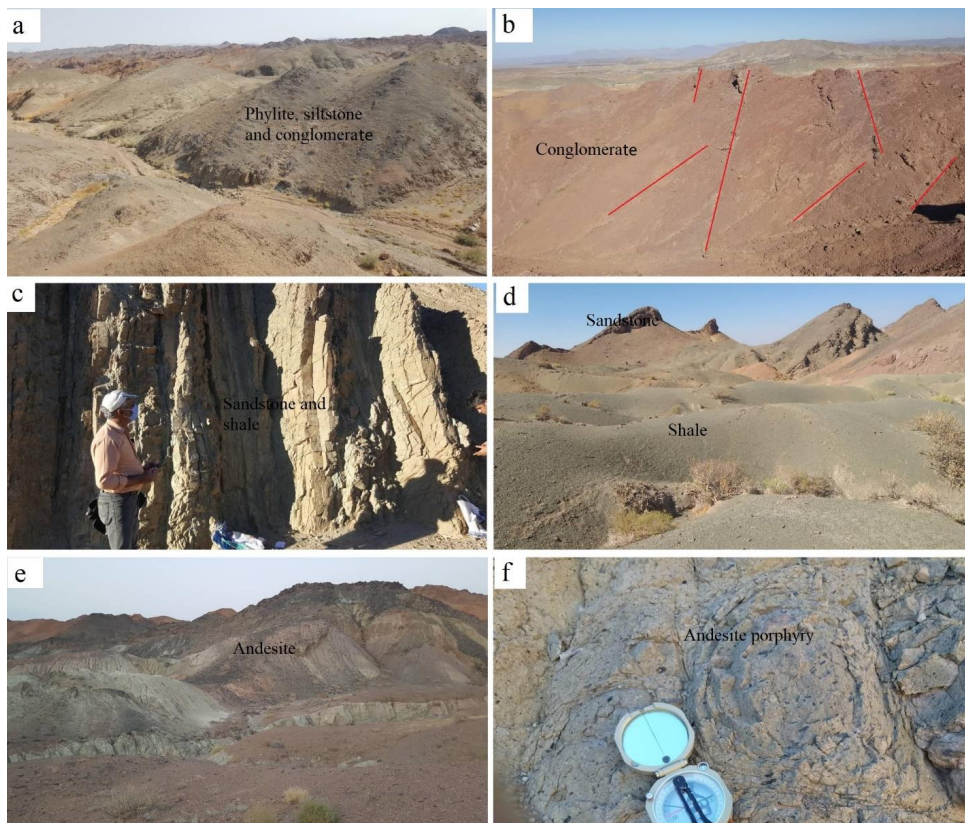
واحد فیلیتی شدیداً دگرسان شده و به رنگ زرد و قهوه‌ای مشاهده می‌شود. این واحد به صورت متناوب با واحد کنگلومرایی در شرق قرار گرفته است. این واحد با امتداد شمال غرب و جنوب شرقی با مرز گسله از واحد‌های توریداتی در غرب متمایز شده است. سنگ‌های آذرین در این واحد به فراوانی نفوذ کرده است.

نهشته‌های کنگلومرایی برشی شده با ضخامت نسبتاً زیاد و در بخش وسیعی از محدوده مورد مطالعه با روند شمال غرب-جنوب شرق رخنمون دارند (شکل ۲b). سن این واحد الیگومیوسن است. این مجموعه دارای مرز گسله با واحدهای زیرین و فوقانی خود می‌باشد. این سنگها مهم‌ترین میزبان کانه‌زایی کانسار آنتیموان دار محدوده مورد مطالعه است. در مناطق مختلف رخنمون این واحد به شدت برشی و سیلیسی شده و حاوی رگه‌ها، گسل‌ها و شکستگی‌های فراوانی می‌باشد.

زیر واحد ماسه سنگ-شیل شامل ماسه سنگ‌های نازک

رنگ‌های قرمز تا قهوه‌ای دیده می‌شود و در بیشتر قسمت‌ها سیلیسی و دگرسان شده است. این مجموعه دارای روند شمال غرب-جنوب شرق می‌باشد.

لایه و ضخیم لایه در تناوب با شیل‌های نرم سبزرنگ رخمون دارد (شکل ۲c و d). ماسه سنگ‌های ضخیم لایه از مساحت و گسترش کمتری در منطقه برخوردار بوده و به



شکل ۲: زمین‌شناسی: (a) واحد فلیش شامل تناوب شیل، ماسه سنگ و کنگلومرا؛ دید به سمت شرق (b) واحد کنگلومرای با رگه‌ها و گسل‌هایی با روند متفاوت، دید به سمت جنوب (c) تناوب لایه‌های نازک و شیب زیاد ماسه سنگ و شیل (d): لایه‌های ضخیم شیل با میان‌لایه‌هایی از ماسه سنگ، دید به سمت شرق (e): پرونده‌هایی از سنگ‌های آذرین حدواسط (f): نمای نزدیک از بافت و کانی‌های سنگ‌های آذرین منطقه که میزان ژئودهای کوارتزی می‌باشند. خطوط قرمز محل گسل است.

کربناتی، سیلیسی-کربناتی، لیمونیتی، هماتی و سیلیسی-آهنی قابل تقسیم‌بندی می‌باشند (شکل ۳a و b). اغلب رگه‌های فاقد کانی‌زایی که درزه‌ها و گسل‌ها را پر کردند رگه‌های کربناتی هستند. کالسدونی در بعضی از رگه‌های کربناتی-سیلیسی به فراوانی در محدوده وجود دارد که دارای ساخت و بافت‌های پرکننده فضای خالی می‌باشند و از مشخصات سیستم‌های اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین می‌باشند.

رگه‌های کانی‌زایی شده در یک پهنه خردشده و برشی و اغلب در واحدهای کنگلومرای، شیل و مادستون دیده می‌شوند. رگه‌های کانی‌زایی شده اصلی بیش از یک کیلومتر در جهت شمال‌غرب-جنوب شرق گسترش دارد. ضخامت این رگه در بعضی محل‌ها به بیش از ۳۰ سانتیمتر می‌رسد. این رگه به طور غالب دارای شیب

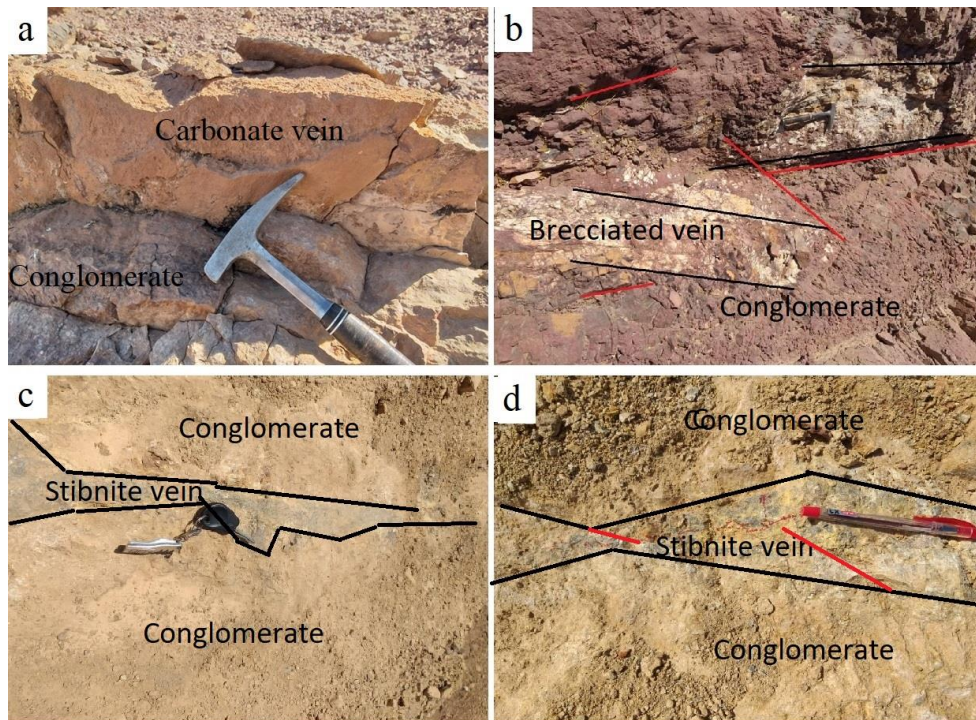
سنگ‌های آذرین به صورت کمربند آتشفشانی با امتداد شمال غرب-جنوب شرق از حیدرآباد به سمت مجموعه خروجی-نفوذی اساگی تا کمربند چاچی در پاکستان رخمون دارد. سنگ‌های موجود در محدوده‌های مورد مطالعه و اطراف آن را می‌توان متعلق به مجموعه اساگی دانست (کیخا، ۱۴۰۰). سنگ‌های آذرین در محدوده مورد مطالعه به صورت خروجی (لاوا و آذرآوری)، استوک و دایک رخمون دارند (شکل ۲c و f). پتروگرافی و ژئوشیمی و شیمی کانی این سنگ‌های به طور مفصل بررسی شده است.

رگه‌های متعددی در محدوده‌های مورد مطالعه وجود دارند که شامل انواع کانی‌زایی شده و غیرکانی‌زایی شده می‌شوند. انواعی که فاقد کانی‌زایی هستند از لحاظ ترکیب متنوع می‌باشند و شامل انواع سیلیسی،



مخفی بلور سیلیس می باشد. مقداری کربنات، اکسید آنتیموان، اکسید آهن و کانی های رسی نیز در این رگه ها وجود دارند. جابجایی عرضی در طول این رگه به فراوانی دیده می شود. رگه های فرعی استیبینیت عمود بر رگه اصلی با طول محدود وجود دارند.

تندی به سمت جنوب غرب با میزان متغیر می باشد. کانی زایی آنتیموان در این رگه ها کاملاً آشکار و در بیشتر جاها به صورت توده ای در مرکز رگه دیده می شود (شکل ۳c و d). کانه اصلی در این رگه استیبینیت هست که عمدتاً همراه کوارتز و اشکال آمورف و



شکل ۳: عکس های صحرایی رگه ها در محدوده سفیدآبه و حیدرآباد، (a) یک رگه کربناته با روند شرقی-غربی، (b) یک زون پرشی شده و دگروسان شده در امتداد رگه و گسل که جابجایی عرضی دارد، (c) رگه استیبینیت در محدوده سفیدابه که نازک شدگی و ضخیم شدگی نشان می دهد، (d) رگه استیبینیت که دارای نازک شدگی و ضخیم شدگی است.. خطوط قرمز محل گسل است.

درک درستی از نحوه کانه زایی در منطقه باشد. به طور کلی خطواره های زمین شناسی شامل عوارض ساختاری مانند شکستگی ها، گسل ها و مرز لایه ها، آبراهه ها و خطوط دیگری مانند راه ها و دیگر عوارض مصنوعی خطی می باشند که باید از یکدیگر جدا شده و عوارض مصنوعی حذف گردند (et Hashim al, ۲۰۱۳; al et Corgne, ۲۰۱۰). امروزیکی از بهترین روش های استخراج خطواره ها تصاویر ماهواره ای می باشند (Koike and Masoud, ۲۰۰۶).

به منظور استخراج خطواره های تکتونیکی در دو محدوده سفیدابه و حیدرآباد از تصاویر LAND- LC08\_L1TP\_158039\_20210131\_202) SAT8-OLI (10131\_01\_RT استفاده شده است. ماهواره لندست ۸ در سال ۲۰۱۳ به فضا پرتاب شده است. سنجنده OLI

زون کانی زایی هم روند با ساختارهای عمومی منطقه بوده و از روند گسل های راننده و امتداد لغز تبعیت میکند، شیب گسل و شیب رگه ی کانه دار یکسان ولی بر عکس شیب سنگ های میزبان می باشد که حاکی از نقش کنترل کننده های ساختاری در منطقه می باشد و ارتباطی با لایه بندی سنگهای رسوبی میزبان ندارد.

### ۳- مواد و روش ها

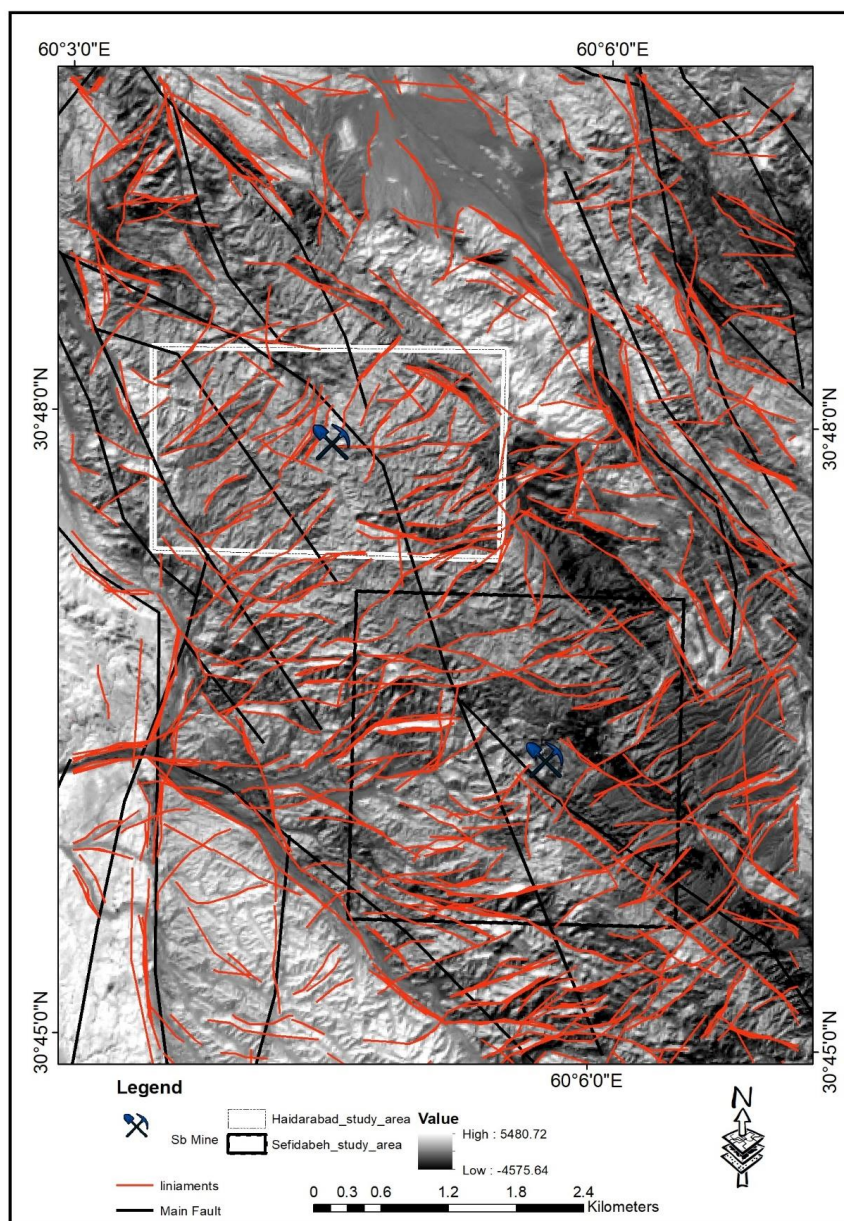
#### ۳-۱- استخراج خطواره ها

مطالعه خطواره های تکتونیکی به عنوان مناطق مستعد جهت کانه زایی و ارتباط معنی دار این ساختارها با مناطق کانه زایی موضوع مطالعات زیادی می باشد (Lahram and Rowan; ۲۰۱۰ Hashim and Marghany) (۱۹۸۰). بنابراین استخراج و بررسی مناسب آنها در مناطق در حال اکتشاف می تواند کمک شایانی به



تصویر با تفکیک بالا استفاده شده است. سپس تصویر خروجی در نرم افزار PCI Geomatica برای استخراج خطواره‌ها به صورت اتوماتیک مورد استفاده قرار گرفته است. خطواره‌های استخراج شده به صورت دستی و اتوماتیک وارد نرم افزار Arc Gis 10.3 شده با مقایسه آن و تصاویر ماهواره ای خطواره‌های مصنوعی حذف گردید (شکل ۴).

نصب شده بر روی آن دارای ۹ بانده طیفی می باشد. باند پانکروماتیک این ماهواره دارای قدرت تفکیک مکانی ۱۵ متر می باشد که با توجه به تفکیک پذیری بالای آن می توان برای استخراج خطواره ها به صورت دستی از آن استفاده کرد (Roy et al, 2014). در این مطالعه از روش تحلیل مولفه‌های اصلی (PCA) (Nama 2004) در نرم افزار ENVI 5.3 برای تهیه یک



شکل ۴: خطواره‌های استخراج شده بر روی تصویر خروجی PCA

کلیدی برای بررسی تنش در منطقه)، انواع رگه‌ها (دارای کانه زایی یا بدون کانه زایی). به عنوان مناطق ضعف ساختاری و همچنین روندهایی که در امتداد آنها کانه زایی شده است برداشت و مورد بررسی

### ۲-۳ برداشت‌های ساختاری در عملیات میدانی

به منظور بررسی ساختاری در دو محدوده مورد مطالعه مشخصات انواع گسل‌ها (به عنوان سطوح ضعف و

ویژگی‌های فضایی آنها از جمله امتداد، شیب، ریک و جهت لغزش در صورت وجود برداشت گردند. به طور کلی در هر دو منطقه مورد مطالعه انواع گسل‌های راندگی و امتداد لغز برداشت گردید (شکل ۶).

گسل‌های سفیدابه: از این محدوده تعداد ۷۰ گسل برداشت شده است. رزدیگرام امتداد این ساختارها (شکل ۷) نشان دهنده ۴ دسته گسل با امتداد و مکانیسم متفاوت می باشد. دسته اول گسل‌های راندگی شمال غرب- جنوب شرقی با فراوانی بیشتر نسبت به دسته های دیگر است. سه دسته دیگر با مکانیسم امتداد لغز عبارت هستند از گسل‌های با امتداد شمالی-جنوبی و گسل‌های مزدوج شمال غرب- جنوب شرق و شمال شرق- جنوب غرب تا شرقی غربی که با هم یک زاویه حاده می سازند.

گسل‌های حیدرآباد: از این محدوده تعداد ۵۳ گسل با مکانیسم راندگی و امتداد لغز برداشت شده است (شکل ۶ و ۷). این ساختارها در سه دسته اصلی قرار می گیرند. دسته اول گسل‌های راندگی با امتداد شرقی غربی دارای بیشترین فراوانی و دو دسته دیگر گسل‌های امتداد لغز با روند شمال غرب- جنوب شرق و شمال شرق- جنوب غرب می باشند که به صورت مزدوج و با هم یک زاویه حاده می سازند.

#### ۴- نتایج

#### ۴-۱- آنالیز خطواره‌ها و ارتباط آنها با

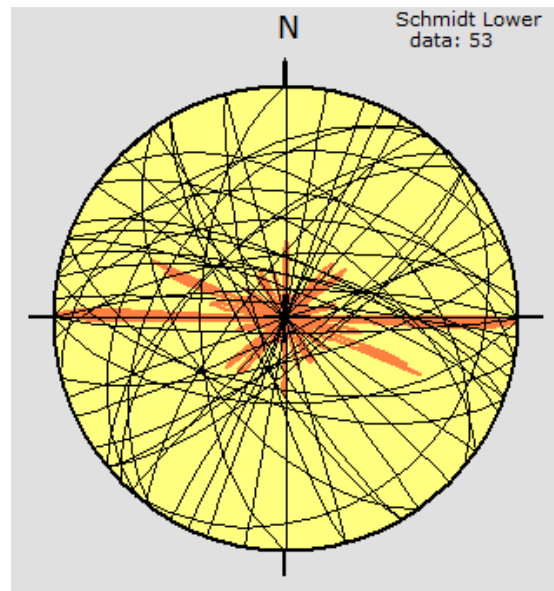
##### ساختارها

به منظور مطالعه‌ی ساختاری در منطقه‌ی مورد مطالعه با استفاده از ابزارهای موجود در نرم افزار Arc GIS نقشه چگالی طول خطواره‌ها و روند خطواره‌ها در دو منطقه سفیدابه و حیدرآباد استخراج گردید. (شکل ۸). در منطقه حیدرآباد بخصوص در جنوب شرق آن دو دسته خطواره با روند‌های شمال غربی و شمال شرقی دارای چگالی بیشتری می‌باشند. در منطقه حیدرآباد نقشه چگالی روند خطواره‌های نشان دهنده، تراکم بالایی راستای شمال شرقی- جنوب غرب در مرکز می‌باشد. رزدیگرام خطواره‌های نشان دهنده دو دسته خطواره اصلی با امتداد شمال غرب- جنوب شرق ( با چگالی بیشتر) و شمال شرق- جنوب غرب می باشد (شکل ۸) در منطقه سفیدابه نقشه چگالی خطواره‌های نشان دهنده تراکم بیشتر خطواره‌های با روند شرقی- غربی با

قرار گرفت. ایستگاه‌های برداشت داده‌ها روی شکل ۷ مشخص شده است.

#### ۳-۲-۱- رگه‌ها:

به طور خلاصه وضعیت فضایی رگه‌های برداشت شده در دو محدوده به شرح زیر می باشد (شکل ۵).



شکل ۵: مشخصات رگه‌های در محدوده مورد مطالعه

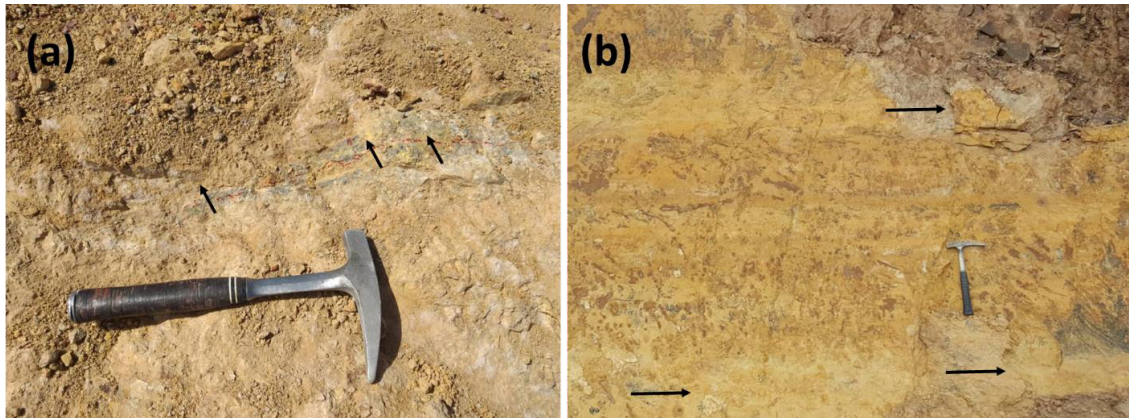
۵۳ رگه از هر دو منطقه برداشت شده است. پراکنده گی رگه‌ها در منطقه سفیدابه شامل سه روند می شود. دسته اول دارای امتداد شمال شرقی، دسته دوم دارای امتداد شمال غربی و دسته سوم امتداد شرقی- غربی می باشند. رگه‌های همراه با کانی زایی و دگرسانی به ترتیب فراوانی دارای امتداد شمال غرب- جنوب شرق، شرقی- غربی و شمال شرق- جنوب غرب می باشند. تعدادی رگه در امتداد شکستگی‌های مزدوج با جهت‌های شمال شرق و شرقی غربی نفوذ کرده‌اند و از لحاظ فراوانی با دیگر دسته‌ها دارای پراکنده گی کمتری می باشند. روند رگه اصلی استینیت شمال غربی است ولی شاخه‌های فرعی آن روند متفاوتی دارند.

در محدوده حیدرآباد پراکنده گی فضایی رگه‌ها کمتر بوده و عمدتاً در دو دسته شمالی جنوبی تا شمال- غرب جنوب شرق و شرقی غربی تا شمال غرب- جنوب شرق قرار گرفته اند و رگه اصلی استینیت دارای روند شمال غرب می باشد.

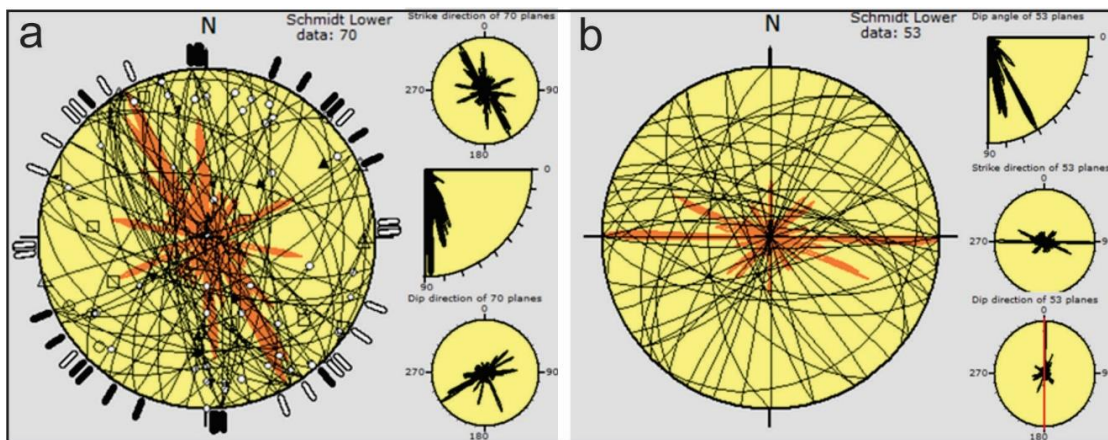
#### ۳-۲-۲- گسل‌ها

در عملیات صحرایی سعی شد انواع گسل‌ها و





شکل ۶: سطوح گسلی به همراه خش لغز. (a): گسل معکوس به همراه مولفه امتداد لغز راستگرد. (b): گسل امتداد لغز راستگرد.



شکل ۷: داده‌های آماری جهت و شیب گسل‌های منطقه سفیدابه (a) و حیدرآباد (b)

مشخصات محورهای اصلی تنش و مقدار  $R$  (نسبت بزرگی بیضی تنش (فرمول ۱) استفاده کرد (Angelier, 1991). با استخراج این مشخصات می‌توان به رژیم تکتونیکی در منطقه در هنگام شکل‌گیری ساختارهای شکنا و وضعیت فضایی آن پی برد (Angelier 1994).

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad -1$$

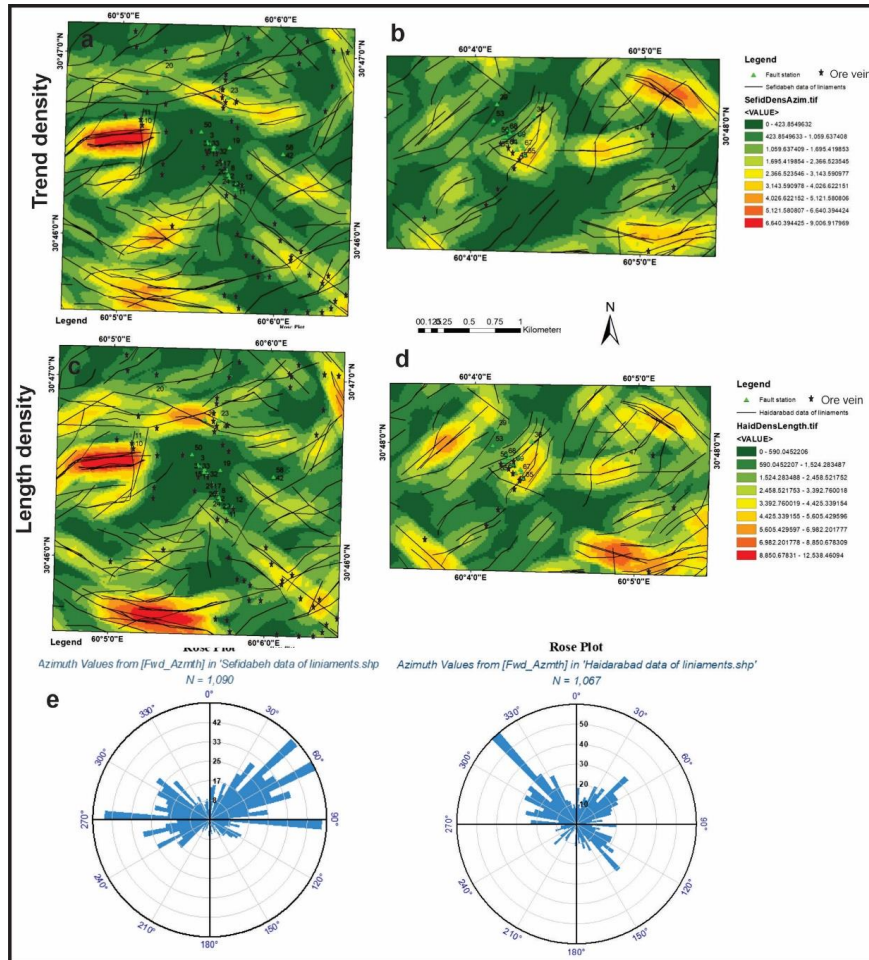
اطلاعات برداشت شده از گسل‌های منطقه مورد مطالعه وارد نرم افزار Wintesor شد و سپس با استفاده از روش وارون سازی جهت تنش‌های اصلی در منطقه و همچنین مقدار  $R$  محاسبه گردید. با توجه به اینکه منطقه سفیدابه و حیدرآباد دارای سیستم گسلی با روند کمی متفاوت هستند در ابتدا برای هر منطقه این محاسبات به صورت جداگانه انجام شد (شکل ۹ و ۱۰). تن‌های اصلی منطقه حیدرآباد:

$\sigma_1:21/359$

طول زیاد در قسمت جنوب، شرق و مرکز منطقه است. علاوه بر آن خطواره‌های با امتداد شمال غرب-جنوب شرق با طول متوسط از جنوب شرق تا مرکز منطقه امتداد دارند. رزدیگرام خطواره‌ها سه دسته خطواره به ترتیب فراوانی، (۱) شمال شرق-جنوب غرب (۲) شرقی-غربی (۳) شمال غرب-جنوب شرق را نشان می‌دهد.

#### ۴-۲- جهت تنش‌ها در منطقه مورد مطالعه

تاثیر تنش‌های تکتونیکی بر روی پوسته زمین می‌تواند باعث واکنش‌های مکانیکی و ایجاد شکستگی‌ها در مقیاس مختلف در آن گردد (Aleksandrowski, 1985). به عبارتی دیگر می‌توان با اندازه‌گیری‌های مشخصات فضایی ساختارهای دگرشکلی‌شکننده مانند گسل‌ها به روش وارون سازی به ویژگی تنش‌ها و روند آنها در هنگام شکل‌گیری ساختارها پی برد (Bott 1959). به عبارتی اندازه و جهت لغزش بر روی صفحه گسلی (به عنوان ساختار شکنا) را می‌توان برای تعیین



شکل ۸: چگالی طول و امتداد خطواره‌های برداشت شده در محدوده های سفیدابه و حیدرآباد. محل برداشت های میدانی بر روی تصاویر مشخص شده است. (value: شان دهنده تراکم طول و تعداد خطواره ها در واحد سطح است).

$\sigma_2: 24/128$

$\sigma_2: 08/092$

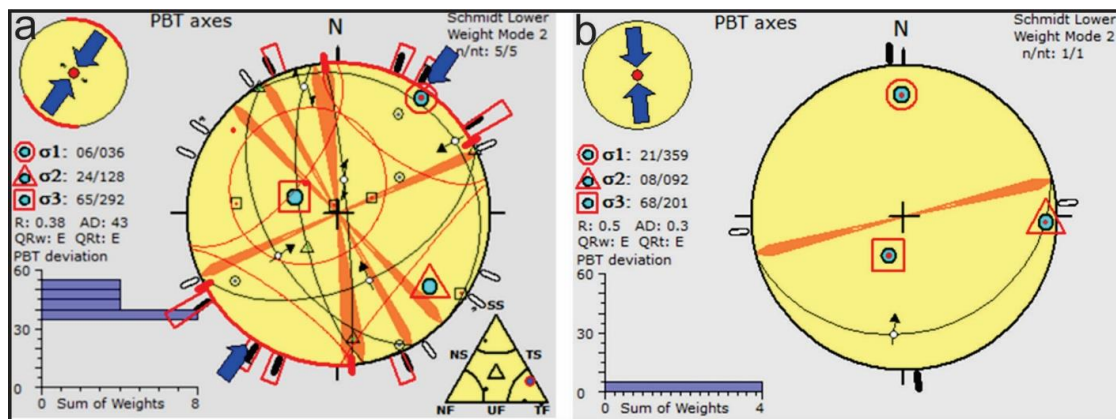
$\sigma_3: 65/292$

$\sigma_3: 68/201$

استخراج گردید.

و در منطقه سفیدابه

$\sigma_1: 06/036$



شکل ۹: داده های آماری و روند تنش اصلی در منطقه سفیدابه (a) و حیدرآباد (b)



به عبارت دیگر با توجه به مقدار R به دست آمده و پلات اطلاعات بر روی دایره مور سه بعدی یک رژیم تکنونیک ترفشارشی (Transpression) تا امتداد لغزی (Wrench) (شکل ۱۰) برای این منطقه می‌توان پیشنهاد کرد (Angelier, 1994).

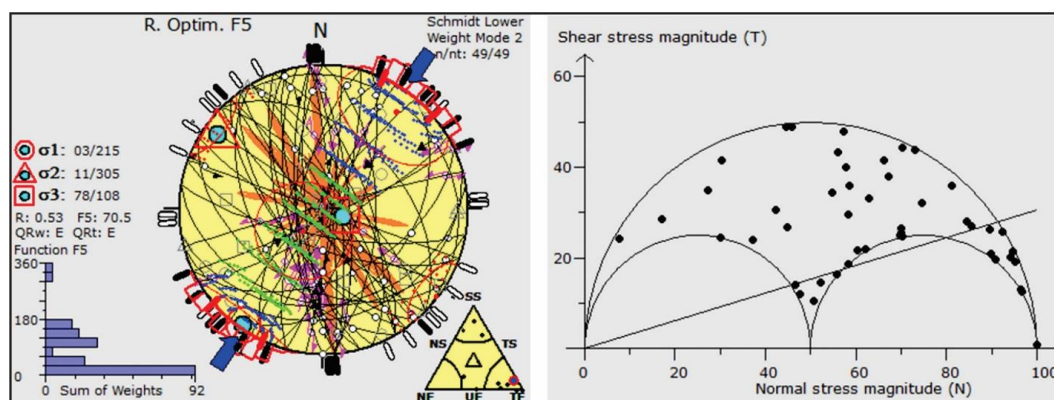
با توجه به نزدیکی این دو منطقه در گام بعدی برای نتیجه گیری بهتر تمام اطلاعات باهم تلفیق و جهت مشخصات تنش‌های اصلی برای کل منطقه استخراج گردید (شکل ۴). به شرح زیر می‌باشد.

$$\sigma_1 = 05/024$$

$$=14/293\sigma_2$$

$$=75/133\sigma_3$$

$$R=0.39$$



شکل ۱۰: (a) داده‌ها و روند تنش اصلی در منطقه مورد مطالعه شکل (b) دایره مور سه بعدی حاصل از برداشت از گسل‌های میدانی.

و شرقی-غربی محیط مناسبی را جهت نفوذ رگه‌ها و در گام بعدی منجر به ایجاد آلتراسیون در امتداد آنها شده‌اند (به طور مثال، Mohammadi et al., 2018; Glen, 1995).

بررسی سیستم تنشی کلی منطقه با تنش روند حداکثر (05/024) و تنش حداقل (75/133)، رگه‌های برشی شده می‌تواند وجود یک سیستم شکستگی مزدوج با زاویه مناسب نسبت به تنش حداکثر را آشکار کند. اطلاعات میدانی نشان دهنده این است که عمده کانی‌زایی بر اثر ایجاد زون‌های برشی-فشارشی در منطقه با روند شمال غرب-جنوب شرق شکل گرفته‌اند. به عبارت دیگر با توجه به روند گسل‌های اصلی منطقه و ساختارهای برداشت شده می‌توان یک مدل خم چپ فشارشی (Contractional retraining left bend) یا (C.R.B) را در محدوده مورد مطالعه پیشنهاد داد که باعث ایجاد یک قسمت گرده ماهی مانند سنگ‌های رسوبی و آذرین پالئوژن در منطقه در منطقه را با مرزهای گسله در کنار هم قرار داده است. گسل‌های رانندگی با مولفه راستگرد

## ۵- بحث و نتیجه گیری

روند غالب رگه‌های دارای کانه‌زایی در منطقه شمال غرب-جنوب شرق می‌باشد ولی به طور کلی تمامی رگه‌های برداشت شده در سه دسته کلی از لحاظ جهت گیری قرار می‌گیرند. دسته اول شرقی-غربی، دسته دوم شمال غرب-جنوب شرق و دسته سوم دارای امتداد شمال شرق-جنوب غرب می‌باشند. تنش حداکثر به دست آمده از اطلاعات لغزش در امتداد گسل‌ها، یک روند شمال جنوبی در منطقه حیدرآباد و شمال شرق-جنوب غرب در کل منطقه و سفیدابه را نشان می‌دهد. دایره مور سه بعدی حکایت از رژیم تنشی ترفشارش تا امتداد لغزی در منطقه می‌باشد.

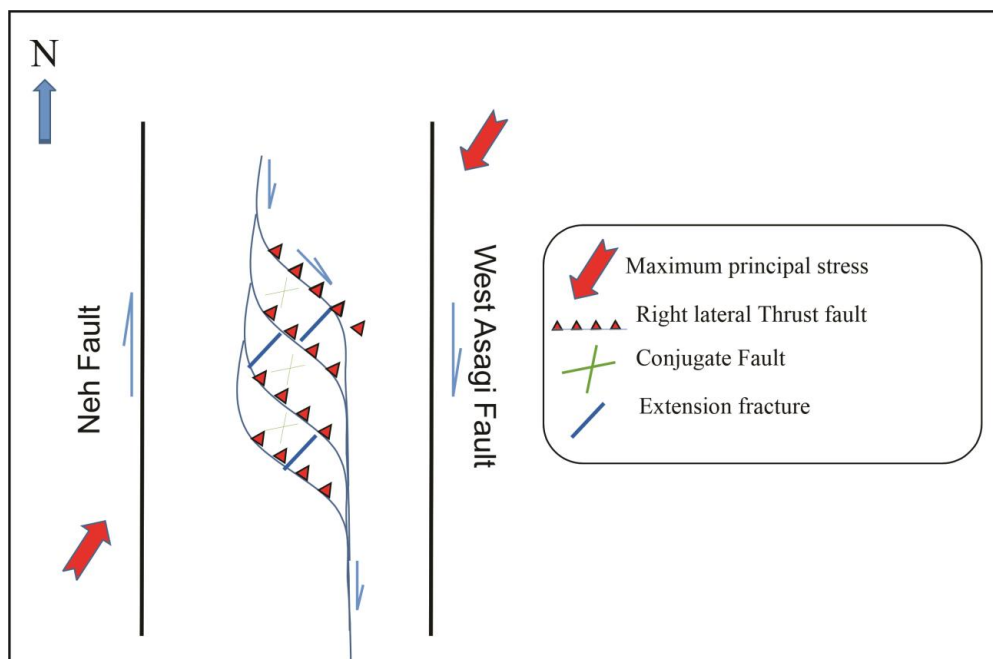
بررسی خطواره‌ها و رگه‌های کانه دار نشان دهنده این است که خطواره‌های با امتداد شمال غرب-جنوب شرق و شرقی-غربی بیشترین نقش را در جایگیری آنها داشته‌اند. با توجه به امتداد خطواره‌های استخراج شده و گسل‌های برداشت شده میدانی اینگونه پیشنهاد می‌شود که عمدتاً گسل‌های رانندگی با مولفه امتداد لغز راستگرد و با روند شمال غرب-جنوب شرق



با توجه به مدل شماتیک منطقه مورد مطالعه (شکل ۱۱) وجود گسل‌های فرعی با امتداد شمال شرق-جنوب غرب و رگه‌های نفوذ کرده در امتداد آنها را می‌توان به جهت تنش‌های اصلی در منطقه نسبت داد به عبارتی دیگر در یک سیستم تنشی که جهت تنش حداکثر در راستای شمال غرب-جنوب شرق می‌باشند با ایجاد یک رژیم تنشی ترافشارشی تا امتداد لغزی می‌توان علاوه بر گسل‌های راندگی (به عنوان گسل‌های اصلی و منشا کانه‌زایی) یک دسته گسل‌های مزدوج با راستای شمال غرب-جنوب شرق و شمالی-جنوبی و همچنین شکستگی‌های کششی هم راستا با جهت تنش حداکثر در منطقه پیشنهاد داد که با ایجاد مناطق ضعف محیط مناسبی را برای تزریق رگه‌های بدون کانه‌زایی دانست.

با امتداد شمال غرب-جنوب شرق به موازات هم بر اثر این ساختار فشارشی برشی م یا همان C.R.B (شکل ۱۱) در منطقه شکل گرفته‌اند.

با توجه به رژیم ترافشارشی تا امتداد لغزی و جهت‌های تنش استخراج شده حاصل از برداشت‌های میدانی با شکل‌گیری مدل C.R.B که خود ناشی از حرکت گسل‌های شمالی-جنوبی راستگرد اصلی گسل غرب آساگی در شرق و نه در غرب می‌باشد می‌توان یک ساختار گل سرخی مثبت با مکانیزم فشارشی و امتداد لغزی در منطقه را پیشنهاد داد که علاوه بر بالا آوردن سنگ‌های عمیق‌تر در منطقه با ایجاد یک زون خورد شده در امتداد گسل‌های راندگی که دارای ریشه عمیق می‌باشند محیطی مناسب را جهت تزریق سیالات کانه‌دار ایجاد کرده است.



شکل ۱۱. مدل شماتیک تکتونیکی منطقه مورد مطالعه: نشان دهنده یک ساختار گل سرخی مثبت.

اکتشافی آن در سفیدابه و حیدرآباد و مناطق مجاور آن، پهنه زمین‌درز سیستان، استان سیستان و بلوچستان، طرح پژوهشی دانشگاه سیستان و بلوچستان. ۵۰۰ ص  
بومری، م.، مجددی-مقدم، ح.، بیابانگرد، ح.، ۱۳۹۷.  
سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آذرین و کانی‌زایی آنتیموان و طلا در منطقه سفیدسنگ و درگیابان. پترولوژی ۹(۳۵)، ۱۹۳-۲۱۶.  
خرمی، ز.، ۱۳۹۱، ژنز کانسار آنتیموان باثوت، پایان‌نامه

## منابع

آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۷ص.  
بومری، م.، ۱۳۹۳، کانسارها و اندیس‌های معدنی در استان سیستان و بلوچستان، ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه سیستان و بلوچستان ۱-۶  
بومری، م.، باقری، س.، بیابانگرد، ح.، قدسی، م. ر.، ۱۴۰۰، کنترل‌کننده‌های کانی‌زایی آنتیموان و راه‌های



- Angelier J. - 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction, in: Hancock P.L. (Ed.), Continental deformation. Pergamon Press Ltd, Oxford, 53-100.
- Angelier, J., 1991. Inversion directe et recherche 4-D: comparaison physique et mathematique de deux methodes de determination des tenseurs des paleocontraintes en tectonique defaillies. C.R. Acad Sci., Paris, 312(B). pp. 1213-1218.
- Corgne, S., Magagi, R., Yergeau, M. and Sylla, D., 2010. An integrated approach to hydro-geological lineament mapping of a semi-arid region of West Africa using Radarsat-1 and GIS: Remote Sensing of Environment, v. 114, p. 1863-1875.
- Glen, R. A. (1995). Thrusts and thrust-associated mineralization in the Lachlan Orogen. Economic Geology, 90(6), 1402-1429.
- Guilbert, J.M. and Park, C. F., 1986. The Geology of Ore Deposits. W. H. Freeman and Company, New York.
- Guillemette, N., & Williams-Jones, A. E. 1993. Genesis of the Sb-W-Au deposits at Ixtahuacan, Guatemala: evidence from fluid inclusions and stable isotopes. *Mineralium Deposita*, 28(3), 167-180.
- Hashim, M., Ahmad, S., Johari, M.A.M. and Pour, A.B., 2013. Automatic lineament extraction in a heavily vegetated region using Landsat Enhanced Thematic Mapper (ETM+) imagery: Advances in spaces Research, v51, p 874-890.
- Liotta, D., Brogi, A., Ruggieri, G., Rimondi, V., Zucchi, M., Helgadóttir, H. M., & Friðleifsson, G. Ó. 2020. Fracture analysis, hydrothermal mineralization and fluid pathways in the Neogene Geitafell central volcano: insights for the Krafla active geothermal system, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 391, 106502.
- Marghany, M., and Hashim, M. 2010. Lineament کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، ۱۷۸ ص.
- فرشیدپور، ج.، ۱۳۹۱، ژنز کانسار آنتیموان سفیدابه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، ۱۹۰ ص.
- کوهساری، م. ۱۴۰۱، **کنترل کانی‌زایی آنتیموان در سفیدابه، شمال غرب زاهدان، پهنه زمین‌درز سیستان**، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان. ۱۸۶ ص
- کیخا، م. ۱۴۰۰، پتروگرافی، ژئوشیمی و شیمی کانی‌های سنگ‌های آذرین در کانسار آنتیموان حیدرآباد و سفیدابه پهنه‌زمین درز سیستان، شرق ایران: دلالت بر کانی‌سازی آنتیموان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان. ۱۹۰ ص
- مارزی، م.، ۱۳۹۵، کانی‌شناسی، دگرسانی و منشأ کانی‌زایی آنتیموان و طلا در سفید سنگ جنوب زاهدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان. ۲۰۴ ص.
- مجددی مقدم، ح.، ۱۳۹۸، ژئوشیمی، زمین‌حرارت-فشارسنجی رگه‌های آنتیموان در مناطق درگیابان، سفیدسنگ، لخشک، شورچاه، بئوت و سفیدابه، جنوب شرق ایران، استان سیستان و بلوچستان، رساله دکتری، دانشگاه سیستان و بلوچستان. ۳۴۰ ص.
- مرادی، ر.، بومری، م.، باقری، س.، ۱۳۹۴، تعیین شرایط فیزیکی و شیمیایی و عوامل کنترل‌کننده کانی‌زایی با استفاده از ک نه‌نگاری، روابط پاراژنزی و میان‌بارهای سیال در کانسار استینیت-طلا شورچاه، جنوب شرق زاهدان. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۲۳(۱)، ۱۲۱-۱۳۴.
- Aghanabati, S.A., 1991. Geological map of Kuh-e-Seyasteragi (1:100000). Geological survey of Iran.
- Aleksandrowski, P. 1985. Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. *Journal of Structural Geology*, 7(1), 73-82.

- ation, and hydrothermal regimes. *Economic Geology*, 79(5), 1159-1186.
- Tirrul, R., Bell, L.R., Griffis, R.J., Camp, V.E., 1983. The Siestan suture zone of eastern Iran, Geological Society of America Bulletin, pp.134-150.
- mapping using multispectral remote sensing satellite data: *International Journal of Physical Sciences*, v. 5, p. 1501-1507.
- Masoud, A. and Koike, K., 2006. Tectonic architecture through Landsat-7 ETM+/SRTM DEM-derived lineaments and relationship to the hydrogeologic setting in Siwa region, NW Egypt: *Journal of African Earth Sciences*, v. 45, p. 467-477
- Mohammadi, S., Nadimi, A., & Alaminia, Z., 2018. Analysis of the relationship between mineralization and alteration zones with tectonic structures using remote sensing studies in south Ardestan area (northeastern Isfahan). *Journal of Tectonics*, 2(7), 29-49.
- Nama, E.E., 2004. Lineament detection on Mount Cameroon during the 1999 volcanic eruptions using Landsat ETM: *International Journal of Remote Sensing*, v. 25, p. 501-510.
- Nazari, M., Boomeri, M., Biabangard, H., and Nakashima, K., (2022). K- and Na-rich volcanic rocks of Asagi igneous complex, eastern Iran: *Arabian Journal of Geosciences* 15 (1025).
- Robb, L., 2005. *Introduction to Ore-Forming Processes*. Blackwell Publishing, Hoboken.
- Rowan, L.C. and Lathram, E.H., 1980. Mineral exploration: Chapter, v. 17, p. 553-605
- Roy, D.P., Wulder, M.A., Loveland, T.R., Woodcock, C.E., Allen, R.G., Anderson, M.C., Helder, D., Irons, J.R., Johnson, D.M., Kennedy, R. and Scambos, T.A., 2014. Landsat-8: Science and product vision for terrestrial global change research: *Remote Sensing of Environment*, v. 145, p. 154-172
- Scratch, R. B., Watson, G. P., Kerrich, R., & Hutchinson, R. W. 1984. Fracture-controlled antimony-quartz mineralization, Lake George Deposit, New Brunswick; mineralogy, geochemistry, alter-