فصلنامه زمین‌ساخت

تابستان ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۶

10.22077/jt.2025.8304.1191

الگوی چین‌خوردگی، گسل و نقش آن در جایگاه ماده‌معدنی در کانسار گنهران، باختر اصفهان

سبحان کرمی[۱]، سیدوحید شاهرخی[۲*]، طاهر فرهادی‌نژاد[۳]، مصطفی اسماعیلی‌وردنجانی[۴]

۱-دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، واحد محلات، دانشگاه آزاد اسلامی، محلات، ایران

۲- دانشیار، گروه زمین‌شناسی، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران

۳-استادیار پژوهشی، بخش تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی استان لرستان، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، خرم آباد، ایران

۴-شرکت آتین معدن میدیا، اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۲۷
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۱/۲۸

چکیده:

ناحیه گنهران در ۲۶ کیلومتری شرق شهرستان داران در پهنه سنندج-سیرجان و در کمربند فلززایی ملایر-اصفهان واقع گردیده است. از دیدگاه ساختاری، چین‌خوردگی اصلی شامل یک تاقدیس با روند WNW-ESE و میل محوری به سوی ESE و نزدیک به محل پلانژ آن می‌باشد. یک ناودیس فرعی با روند شمال غرب- جنوب شرق نیز در جنوب محدوده واقع می‌باشد. شیب طبقات کم وسطوح لایه بندی در واحدهای سنگ-چینه ای کرتاسه زیرین، تمرکز اصلی با شیب اندک به سوی ESE(۱۰۵/۱۶) به تقریب موازی با محور چین را به نمایش می گذارد. گسل‌های برداشت شده در ناحیه مورد مطالعه با توجه به راستا و سازوکارجنبشی به چهار دسته تقسیم‌بندی شده اند که دسته گسل‌های معکوس تا ترافشارشی دارای راستای WNW-ESE و شیب به سوی NNE با تمرکز بیشینه ده درصدی در ۰۲۰/۵۰ از نظر آماری فراوان‌ترین دسته از گسل‌های موجود در محدوه هستند. واحدهای سنگی منطقه شامل آهک و مارن کرتاسه زیرین در اسکوب آپتین-آلبین و رسوبات کواترنر است. سنگ آهک خاکستری رنگ اربیتولین‌دار در بخش زیرین میزبان بخش اعظم ماده‌معدنی بوده و بر روی آن به صورت هم شیب و پیوسته، مارن وسنگ آهک رسی قرار می گیرند. بخش‌های دولومیتی شده کانه‌دار بیشتر با پهنه‌های گسلی معکوس در ارتباط هستند و روندی به تقریب موازی باگسل‌های معکوس و رخ‌های شکستگی دارند. بخش‌های دولومیتی شده ترد و شکننده بوده و بیشتر رگه‌های کانه‌دار آن‌ها به تقریب موازی بارگه‌های کششی و گسل‌های نرمال اند.

کلمات کلیدی: چین‌خوردگی و گسل، جایگاه ماده‌معدنی، باختر اصفهان، سرب و روی، گنهران.

*ایمیل: Vahid.shahrokhi@iau.ac.ir

تلفن تماس: ۰۹۱۲۱۰۷۸۴۹۸

The pattern of folding, faulting and its role in the location of mineral matter in Gonharan deposit, west of Isfahan

Sobhan Karami[1], Seyed Vahid Shahrokhi[2*], Taher Farhadinejad[3], Mustafa EsmailiVardanjani[4]

1. Ph.D Student: Department of Geology, Mahallat Branch, Islamic Azad University, Mahallat, Iran

2. Associate Professor: Department of Geology, Khorramabad Branch, Islamic Azad University, Khorramabad, Iran

3. Assistant Professor: Agricultural Research, Education and Extension Organization, Khorramabad, Iran

4-Atin Madan Media Co., Isfahan, Iran

Abstracct

Gonharan district is located 26 km east of Daran city in the Sanandaj-Sirjan area and in the Melair-Isfahan metallurgical belt.From the structural point of view, the main fold consists of an anticline with a WNW-ESE trend and an axial inclination towards the ESE and close to its plunge location. A secondary fault with a north-west-southeast trend is also located in the south of the range. The slope of low layers and layering levels in the Lower Cretaceous rock-layer units shows the main concentration with a slight slope towards the ESE (105/16) approximately parallel to the Chinese axis. The faults collected in the study area are divided into four categories according to the direction and mechanism of movement, the category of reverse to transpressional faults with a WNW-ESE direction and a slope towards the NNE with a maximum concentration of ten percent in 50.020 is statistically the most abundant category of the faults are limited. The rock units in the area include limestone and lower Cretaceous marl in the Aptian-Albian scub and Quaternary sediments.Gray limestone with orbitulin in the lower part hosts most of the mineral matter, and marl and clay limestone are placed on it in a continuous and even slope.The mineralized dolomitized sections are mostly related to the reverse fault zones and have a tendency to be approximately parallel to the reverse faults and fracture faces.The dolomitized parts are brittle and brittle, and most of their mineral veins are approximately parallel to the tensile sheets and normal faults.

Key words: Folding and faulting, Madhemadani site, Bakhtar of Isfahan, lead and zinc, Gonharan.

*Email: Vahid.Shahrokhi@iau.ac.ir

Tel: +989121078498

مقدمه

ناحیه مورد مطالعه سرب و روی گنهران در فاصله ۹۷ کیلومتری شمال‌غرب اصفهان و ۲۶ کیلومتری شرق شهرستان داران به مختصات جغرافیایی (X:471441) و (Y:3649671) واقع گردیده است. گستره محدوده اکتشافی گنهران در شمال نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ چادگان واقع شده است. این محدوده در پهنه سنندج- سیرجان و در کمربند فلززایی ملایر-اصفهان که یکی محورهای معدنی بزرگ سرب و روی ایران قرار دارد (Karim-pour and Sadeghi, 2018)، این کمربند با طول تقریبی ۳۵۰ کیلومتر و عرض بیش از ۵۰ کیلومتر، روند شمال باختری-جنوب خاوری دارد (Rajabi et al., 2012). بیشتر معادن سرب و روی با میزبان سنگ کربناتی در کشور در ارتباط با ساختارهای زمین‌شناسی (مانند چین‌خوردگی و گسل‌ها) هستند.(قربانی ۱۳۸۱، مهدوی و رحیمی،۱۳۸۹،ابراهیمی‌وهمکاران،۱۳۸۹،محمدی نیایی،۱۳۸۶،ناکینی و همکاران،۱۳۹۲ الف و ناکینی و همکاران،۱۳۹۲ ب، Ghazban et al., 1994). به طور کلی، سنگ های کربناته کرتاسه زیرین کمربند فلززایی ملایر – اصفهان میزبان تعداد زیادی کانسار سرب و روی هستند (Ehya et al., 2010; Rajabi et al., 2012; Hou and Zhang., 2015)، اما به طور دقیق اغلب این کانسارها در ماسه سنگ و شیل های ژوراسیک و سنگ‌های کربناته و سیلتستون‌های کرتاسه زیرین تا بالایی تشکیل شده است (Rajabi et al., 2019) اما کانسارها و ذخایر کوچک و بزرگی همانند کوشک و انگوران نیز وجود دارند که سنگ میزبان آنها از نظر سنی متعلق به پرکامبرین-کامبرین هستند (Kouhjani et al., 2016; Adelpour and rostamipaydar, 2018).بر اساس گزارش ها، حرکت اولیه گسل زاگرس مربوط به زمان زمین شناسی پرکامبرین است و این حرکت تا زمان حال ادامه دارد.این حرکت و پویایی زاگرس نقش پیوسته‌ای در جهت چین‌خوردگی‌های اصلی دارد (Hoseinza-deh et., 2015). با توجه به اهمیت کانسارهای سرب و روی در این کمربند، بررسیهای متعددی در زمینه کانه زای، الگوی اکتشافی و منشا کانسار بر روی آنها انجام شده است (Karimpour et al., 2019; Niroomand et al., 2019)(اسمعیلی سویری و همکاران،۱۳۹۸). به طور کلی برخوردگاه گسل‌های اصلی، می‌تواند محل مناسبی برای نفوذ ماگما و کانه‌زائی باشد (Forster, 1978). تاکنون بیش از ۳۰۰ کانسار روی-سرب با میزبان رسوبی در ایران گزارش شده است (Rajabi et al, 2012; Karimpur, 2019) که از این میان حدود ۲۸۵ مورد در سنگ های کربناتی و بقیه در سنگ های تخریبی در دوره های مختلفی تشکیل شده اند (Amiri, 2017; Rajabi et al, 2012). سامانه گسلش راستالغز و چرخش بلوک ها در بخش‌های میانی پهنه سنندج-سیرجان معرفی شده است (Nadimi & Konon, 2012). از مطالعه نقشه‌های زمین‌شناسی و ماهواره‌ای منطقه چنین استنباط می‌شود که پدیده ساختار چین‌خوردگی زون ملایر اصفهان، با امتداد سطح محوری شمال‌غرب - جنوب‌شرق، موازی با امتداد ساختاری کوهزاد چین‌خورده زاگرس می‌باشد. همچنین گسل‌های این پهنه با دو جهت غالب شمال‌غرب - جنوب‌شرق و شمال‌شرق - جنوب‌غرب عمل کرده‌اند. بر اساس نتایج بدست آمده از رسم دیاگرام‌های گل‌سرخی این گسل‌ها، می‌توان چنین نتیجه گرفت که گسل‌های تراستی بطور مشخص دارای روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق و با امتداد تقریبی N125E هستند. بنابراین گسل‌های تراستی در محور ملایر- اصفهان با روند عمومی زون ساختاری زاگرس مرتفع و سنندج - سیرجان موازی است. گسل‌های نرمال دارای دو روند اصلی می‌باشند که عبارتند از: ۱- شمال‌شرق- جنوب‌غرب با امتداد N60E تا N85E که روند غالب گسل‌های نرمال محور ملایر- اصفهان محسوب می‌شود و ۲- شمال‌غرب- جنوب‌شرق با امتداد کلی N135E که با گسل‌های تراستی منطقه انطباق خوبی را نشان می‌دهد (مهدوی و رحیمی،۱۳۸۹). هدف از این مقاله، معرفی الگوی چین‌خوردگی، ساز و کار گسل‌ها و هندسه درزه‌ها و ارتباط آنها با چین‌خوردگی و جایگاه ماده معدنی در این کانسار است که می‌تواند برای اکتشاف راهنمای مناسبی باشد. همچنین بررسی ارتباط بین ساختارهای زمین‌ساختی و کانه‌زایی، معرفی الگوی چین‌خوردگی، سازو کار گسل‌ها و درزه ها و ارتباط آنها با جایگاه ماده معدنی می‌باشد. شناسایی عناصر ساختاری مرتبط با برش و ارتباط آنها با توده‌های نفوذی، در مناطق متاثر از فعالیت های ماگمایی، کمک بسیار زیادی در شناسایی و اکتشاف مواد معدنی

می کنـد.

روش کار

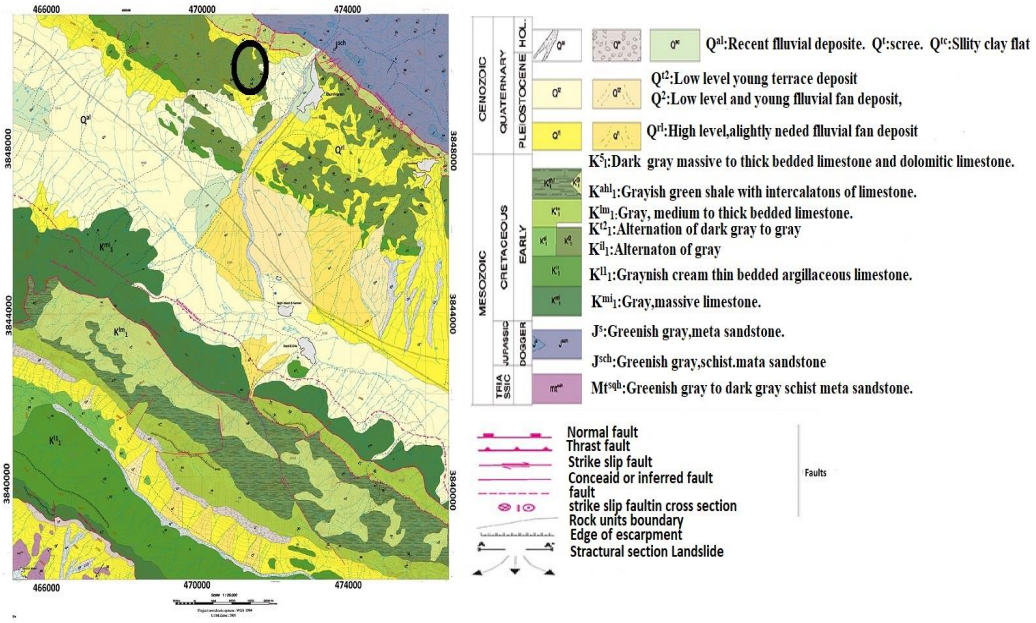
پژوهش منطقه مورد مطالعه بر اساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. بر این اساس برای بررسی نقش گسل‌ها در کانه‌زایی سرب و روی در منطقه ابتدا با بررسی های صحرایی ترانشه های حفر شده که سطوح جدید گسلی را در معرض دید قرار داد و کمک زیادی به شناسایی دقیق عملکرد گسل‌ها کرده است شروع، ودر ادامه نمونه برداری و بررسی میکروسکوپی واحدهای سنگی موجود و روابط بین آنها انجام شد. برای بررسی کانه‌زایی نیز از طیف سنج XRD برای شناسایی کانه‌های ثانویه سرب و روی استفاده شده است.

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی

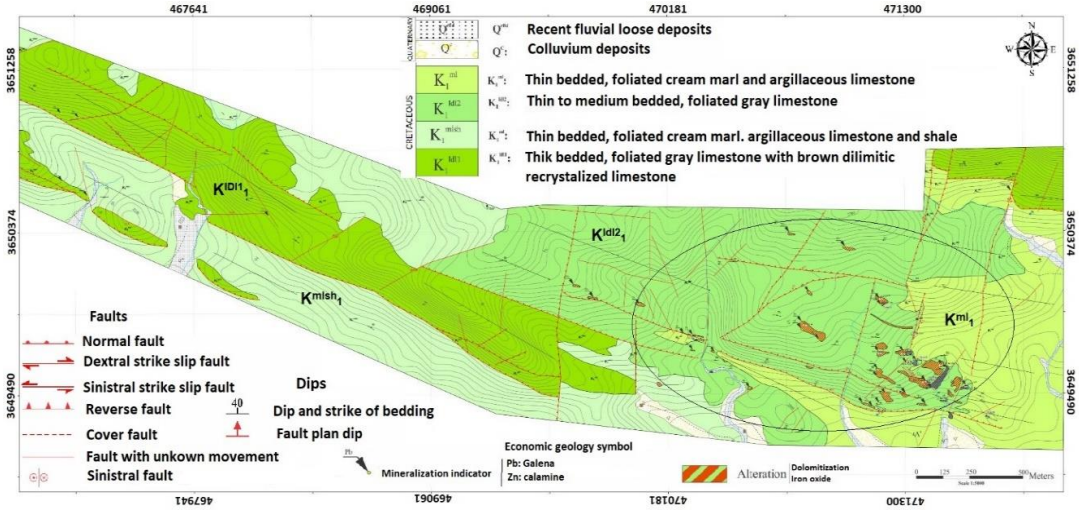
بر طبق مطالعات صورت گرفته در مقیاس یک هزار و مشاهدات میدانی توالی‌های چینه‌ای، واحدهای سنگی محدوده شامل سنگ آهک و مارن کرتاسه تحتانی و رسوبات کواترنر می‌باشد.بر اساس مطالعات فسیل‌شناسی سن واحدهای کرتاسه محدوده اکتشافی تماما اشکوب آپتین – آلبین است. واحدهای کرتاسه را می‌توان به سنگ آهک خاکستری ضخیم لایه تا توده‌ای و مارن با میان لایه‌های سنگ آهک تقسیم کرد. رسوبات کواترنر محدوده بطور عمده متشکل از مخروط افکنه های قدیمی و رسوبات دشت می‌باشد. لیتولوژی این واحد شامل سنگ آهک اربیتولین‌دار ضخیم لایه تا توده‌ای به رنگ خاکستری تیره تا طوسی می‌باشد(شکل-۱).در اثر فشارهای تکتونیکی،همراه‌با دگرگونی ضعیف، خردشدگی، تبلور دوباره، جهت یافتگی و کلیواژ در سنگ ایجاد شده است.این واحد بطور بخشی دولومیتی و فروژنه می‌باشد که دارای مورفولوژی خشن و ارتفاعات محدود منطقه را تشکیل می دهد. این واحد سنگ میزبان ماده معدنی در محدوده اکتشافی می‌باشد، به‌طوریکه بخش اعظم کانی‌سازی داخل این واحد رخ داده است. مهم‌ترین واحد سنگی در محدوده گنهران به لحاظ کانه‌زائی در بخش مرکزی محدوده با ترکیب آهک خاکستری متوسط تا نازک لایه و با تورق شدید به همراه فسیل اربیتولین در بخش مرکزی محدوده گنهران رخنمون دارد(شکل-۲). در بخش‌های از این واحد سیال کانه‌دار باعث دگرسانی اکسیدآهن (هماتیتی، لیمونیتی) شده است. دولومیتی شدن و کریستالیزه شدن در راستای برگوارگی‌ها رخ داده است. مطالعات میکروسکوپی نشان داد این مقاطع اکثرا سنگ آهک اربیتولین دار می‌باشد، آلوکم‌های اصلی سنگ شامل فسیل‌های کف زی از خانواده اربیتولینیدها، ساقه کرینوئید، خاراکینوئید و اینترا کلاست ،و درصد آلوکم نمونه‌ها بین ۱۰ تا زیر ۴۰ درصد متن سنگ است.سنگ‌ها اکثرا بطور بخشی دولومیتی شده(دولومیت ثانویه) دارای مقادیری اکسید و هیدروکسید آهن و رگچه های اسپاریتی (کلسیت متبلور) می‌باشد(شکل ۴-الف وب) سنگ‌ها در اثر فشارهای تکتونیکی برگوارگی و کشیدگی پیدا کرده اند.فسیل‌ها اکثرا متبلور شده، درنتیجه تشخیص گونه آنها مشکل می‌باشد. بعضی از نمونه‌ها حاوی مقادیری رس می باشند.محدوده گنهران از نظر سنگ - چینه شناسی از دو واحد اصلی با سن کرتاسه آغازین تشکیل شده است. سنگ آهک ستبر لایه تا توده‌ای خاکستری رنگ اربیتولین‌دار بخش زیرین را می سازد و بر روی آن به گونه هم شیب و پیوسته، مارن وسنگ آهک رسی با میان لایه‌هایی از سنگ آهک خاکستری اربیتولین‌دار، قرار می گیرد. نیاز به یادآوری است در محدوده اکتشافی حاضر، همبری یاد شده در بیشتر موارد گسلیده است (شکل-۳). درادامه به چین‌خوردگی،گسل‌خوردگی و ارتباط آنها باکانی‌سازی در محدوده گنهران پرداخته خواهد شد.

چین‌خوردگی

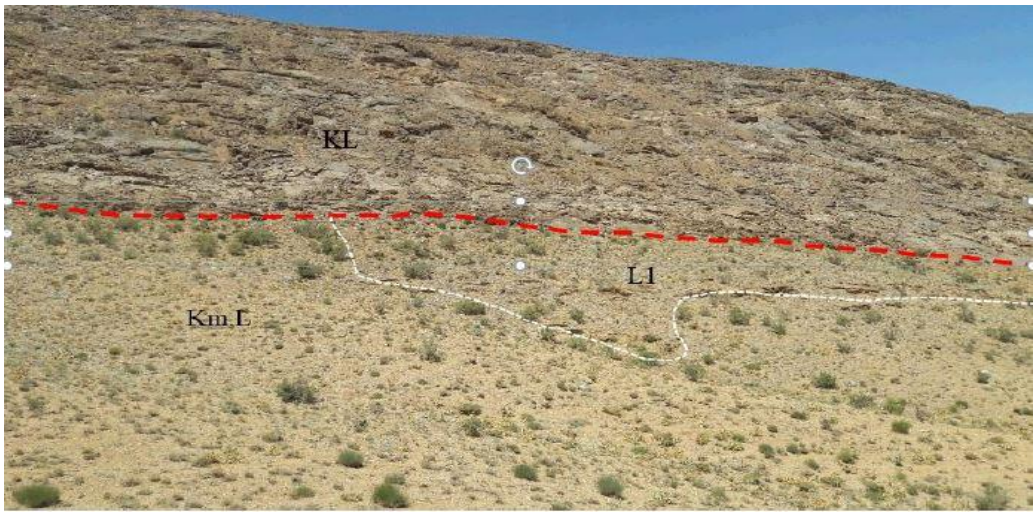
از نظر موقعیت ساختاری، چین‌خوردگی اصلی محدوده اکتشافی شامل یک تاقدیس با روند WNW-ESE و میل محوری به سوی ESEمی‌باشد(شکل- ۵). یک ناودیس فرعی با روند شمال غرب- جنوب شرق نیز در جنوب محدوده واقع می‌باشد. با توجه به دیاگرام های نشان داده شده شیب لایه‌بندی عمدتا بسوی شمال شرق و در بیشتر موارد به سمت جنوب غرب می‌باشد که در مواردی خاص شیب لایه‌بندی و محور چین هم جهت هستند. شیب طبقات در محدوده مورد مطالعه کم بوده وسطوح لایه‌بندی در واحدهای سنگ-چینه‌شناسی کرتاسه زیرین، یک تمرکز اصلی را با شیب کم به سوی ESE(۱۰۵/۱۶) به تقریب



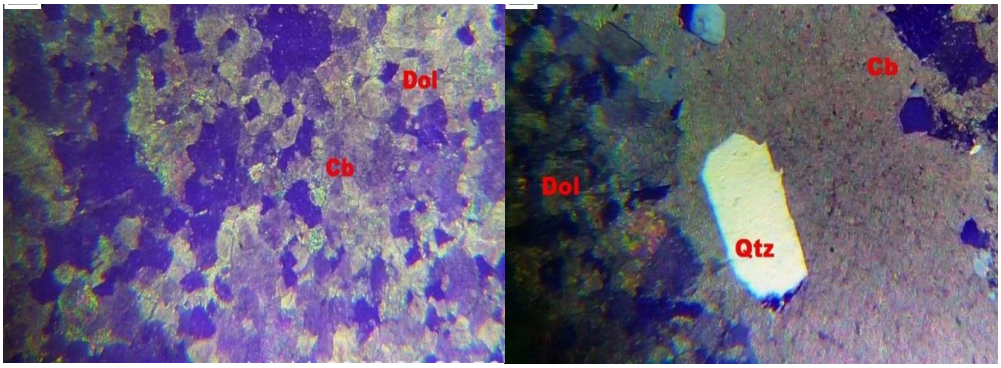
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ گنهران (محمد حسینی و همکاران ۱۳۹۳)



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ منطقه گنهران، (کاوه فیروز و همکاران ۱۳۹۷)

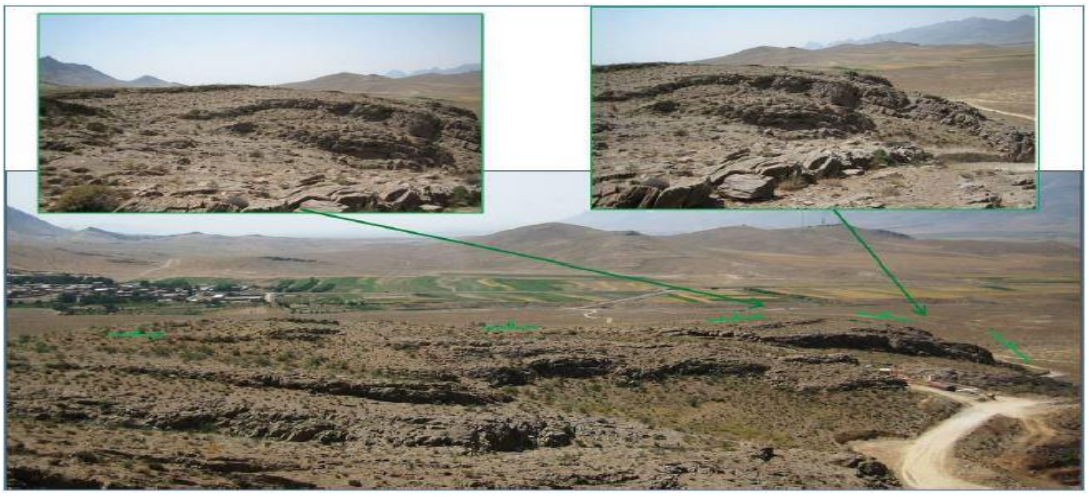


شکل۳- نمایی از کنتاکت گسله واحدهای KL و KM,L در بخش شرقی محدوده اکتشافی

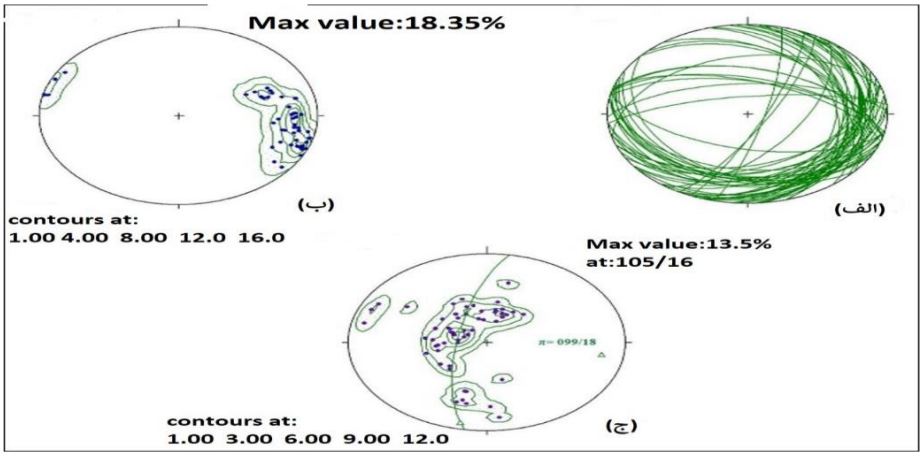


شکل۴-تصویر میکروسکوپی حاوی کلسیت، دولومیت. ب-تصویر میکروسکوپی حاوی دولومیت، کوارتز، کلسیت و کانی تیره.

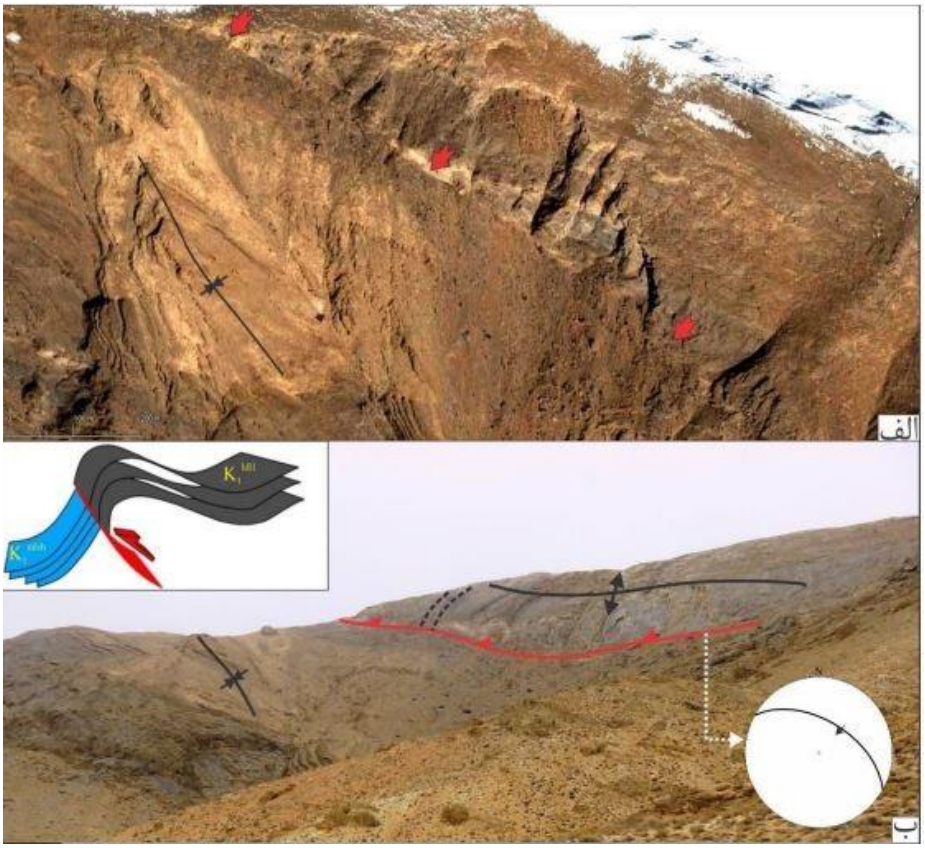
موازی با محور چین نمایش می دهد. نمودار π منحنی ترازهای قطب سطوح لایه‌بندی، میل و روند محور چین را برابر۰۹۹/۱۸ نشان می دهد. کوتاه‌شدگی و فشردگی قابل ملاحظه با توجه به پدیده انحلال فشاری، رخ‌های فاصله‌داری را که رخ‌های انحلال فشاری یا رخ‌های شکستگی هستند ایجاد نموده است. این رخ ها به تقریب موازی با سطح محوری چین بوده و خطوارگی تقاطعی حاصل از تقاطع آن ها با لایه بندی در هر نقطه، به تقریب موقعیت فرضی محور چین را نمایش می دهد. خطوارگی‌های تقاطعی رخ-لایه‌بندی در محدوده اکتشافی گنهران، تمرکزی را در ۰۹۲/۱۶ بدست می دهد (شکل ۶-الف، ب) که به تقریب موازی با محور تاقدیس است. نیاز به یادآوری است که ترسیم استریوگرام فابریک‌های برداشت‌شده در محدوده اکتشافی گنهران در نرم افزار Tectonics FP 1.7.8 و تحلیل مکانیکی-جنبشی داده‌های گسل-خشلغز با استفاده از روش تحلیل تنش دیرینه (Paleostress analysis) در نرم افزار T-TECTO انجام شده است. تمرکز فرعی سطوح لایه بندی به سوی SSW است. زاویه بین یالی درچین‌های دارای روند محوری ESE حدود ۸۰ درجه و این چین ها از نوع چین‌های باز هستند (شکل ۶- ج). در مجاورت گسل‌های معکوس، شیب لایه‌ها افزایش یافته، چین‌ها بسته شده و زاویه بین یالی کم می‌شود و گاها شیب طبقات به سوی NNE بر می گردد (شکل ۷-الف وب). بیشتر سطوح رخ شکستگی شیب متوسطی به سوی NNE دارند. این سطوح یک تمرکز بیشینه ۲۱/۷ درصدی را در ۰۲۴/۴۱ به نمایش می گذارند.



شکل ۵-چین‌خوردگی سنگ آهک در بخش شمال خاوری محدوده گنهران.دید به سوی ESE.



شکل ۶- استریوگرام نیم‌کره پایین شبکه اشمیت برای الف- دوایر عظیمه سطوح لایه‌بندی. ب- منحنی تراز خطوارگی‌های تقاطعی حاصل تقاطع رخ- لایه‌بندی ج- منحنی ترازهای قطب سطوح لایه‌بندی و نمودار π مربوطه.

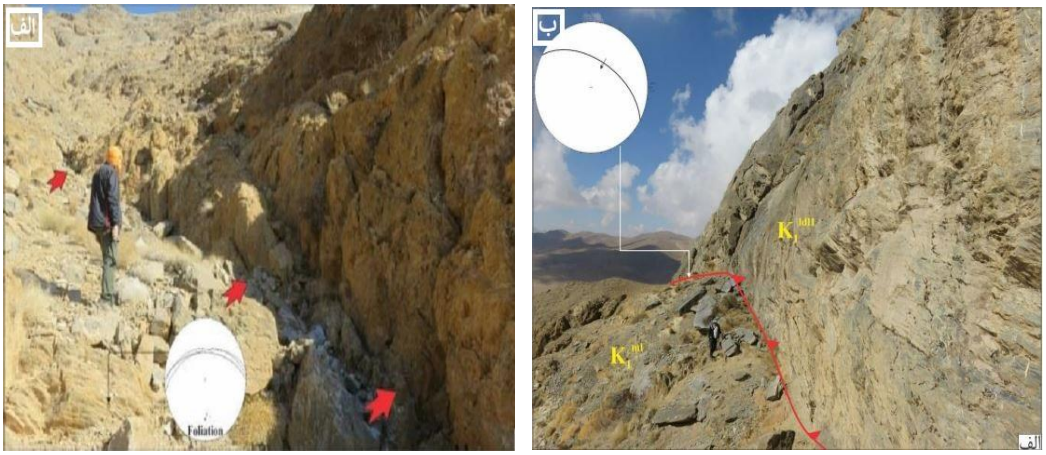


شکل ۷-الف-موقعیت گسلش معکوس در شمال غرب محدوده بر روی تصویر ماهواره‌ای ب-نمایی از گسلش معکوس به همراه تاقدیس فرادیواره‌ای (جهت دید شمال غرب)

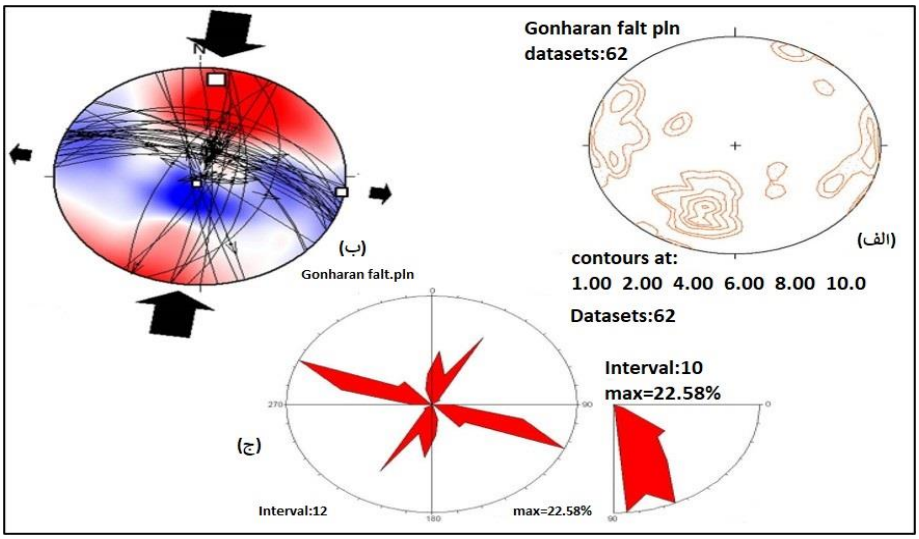
گسل‌خوردگی

گسل‌های برداشت شده در محدوده اکتشافی سرب و روی گنهران را با توجه به راستا و سازوکارجنبشی به چهار دسته می‌توان تقسیم کرد (شکل ۸-الف وب): الف- دسته گسل‌های معکوس تا ترافشارشی دارای راستای WNW-ESE و شیب به سوی NNE . این دسته گسل‌ها تمرکز بیشینه ده درصدی را در ۰۲۰/۵۰ نمایش می دهند (شکل ۹-الف). دسته گسل‌های معکوس دارای راستای WNW از نظر آماری فراوان ترین دسته گسل‌های موجود در محدوه هستند (شکل ۹- ج). ب- دسته گسل‌های نرمال دارای راستای NNE. این دسته گسل‌ها ازنظرفراوانی در درجه دوم اهمیت قراردارند.

شیب این دسته گسل‌ها به طور معمول زیاد و هم به سوی خاور و هم به سوی باختر است. ج-دسته گسل‌های تراستی نرمال د- دسته گسل‌های راستالغز دارای راستای NNE (شکل ۹-ب).



شکل ۸-الف-نمایی از سیستم گسلش نرمال با مولفه امتدادلغز راستگرد ب-نمایی از گسل معکوس در واحدهای آهکی ضخیم لایه



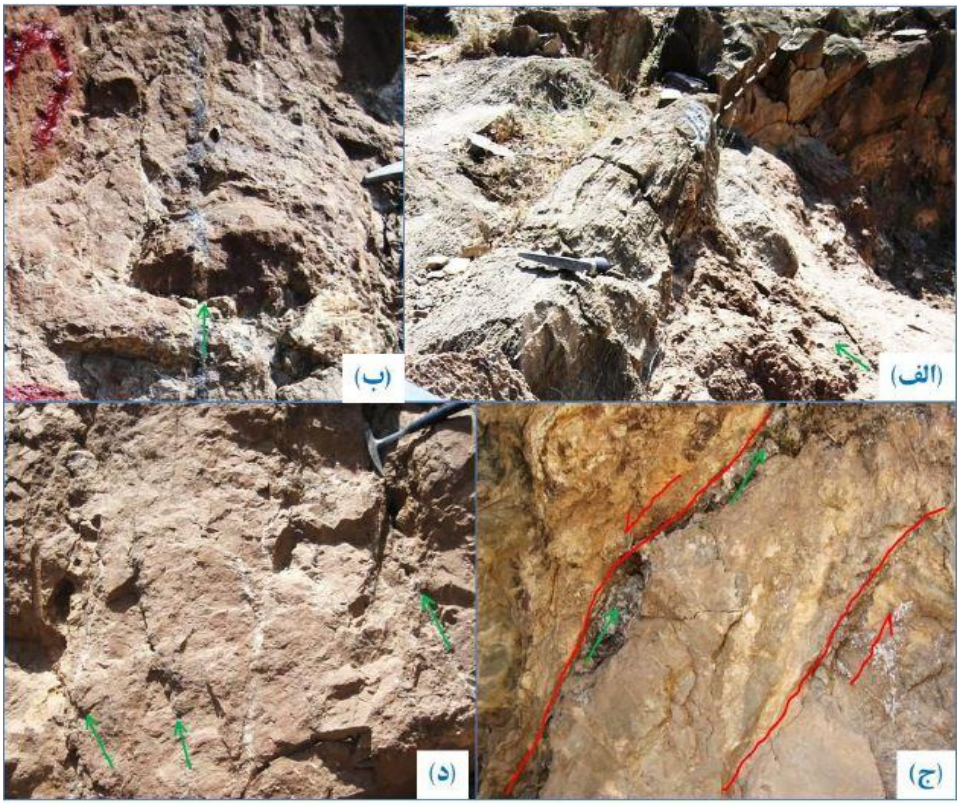
شکل ۹- الف- استریوگرام نیم‌کره پایین شبکه اشمیت منحنی ترازهای قطب سطوح گسل . ب- تحلیل مکانیکی- جنبشی داده های گسل –خشلغز محدوده گنهران با استفاده از نرم افزار T-TECTO. ج- نمودار گل سرخی راستا ی گسل‌ها وشیب آن ها.

در محدوده سرب و روی گنهران عملکرد پدیده‌های ساختاری از جمله چین‌خوردگی‌ها، گسل‌ها، محل تقاطع گسل‌ها و یال‌های برگشته نقش مهمی در جانمایی مکانی کانه‌زایی داشته است (شکل-۱۰- الف.ب.ج.د).همچنین تمرکز شکستگی‌ها و درزه و شکاف‌ها در یال‌های برگشته چین‌ها بیشتر بوده و این مناطق به‌عنوان محیط‌هایی مناسب برای کانه‌زایی محسوب می‌شوند (شکل- ۱۱).

تحلیل ساختاری

ساختار چین‌خوردگی و برگوارگی

دو عامل ضخامت و ویسکوزیته لایه‌ها در زمان چین‌خوردگی باعث می‌شود نوع چین‌خوردگی در واحدهای سنگی متفاوت باشد (Ramsay and Huber, 1987)(شکل- ۱۲). چین‌خوردگی در تناوبی از لایه‌های رسوبی با ضخامت و ویسکوزیته‌های متفاوت باعث می‌شود طول موج و دوره تناوب چین‌خوردگی هر



شکل- ۱۰-الف-دید به سوی ESE. توازی مرز پهنه دگرسانی دولومیتی شده کانه‌دار (خط چین سفید) با رخ های شکستگی وگسل‌های معکوس موجود در ترانشه در نقطه .ب- دیدبه سوی NNE. توازی رگه‌های دارای سرب، کلسیت و سیلیس با دسته رگه‌های کششی کلسیتی در پهنه دگرسانی دولومیتی کانه‌دار همان ترانشه. ستبرای رگه سرب دار حدود ۳ سانتی متراست . ج-دید به سوی جنوب.رگه کانه‌دار بودین شده موازی با گسل نرمال در ترانشه د- دید به سوی SSW. درانتهای همان ترانشه دسته رگه‌های حاوی سرب در راستای شمالی- جنوبی درون بخش دولومیتی شده با ستبرای حدود ۱سانتی متر وجود دارند. درتمام شکل ها راستای رگه‌های کانه‌دار با پیکان سبز رنگ مشخص شده است.

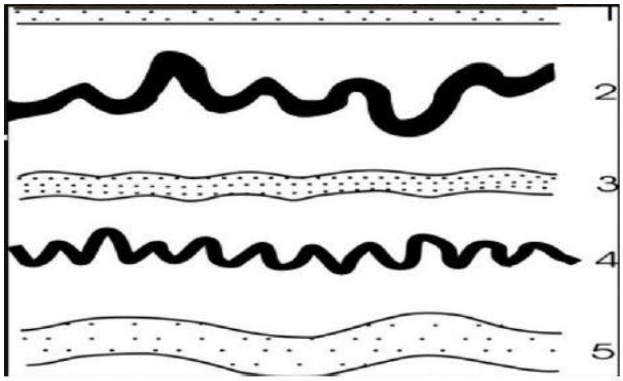


شکل ۱۱- گسل مرتبط با چین‌خوردگی در بخش مرکزی محدوده گنهران (دید به سمت شرق)

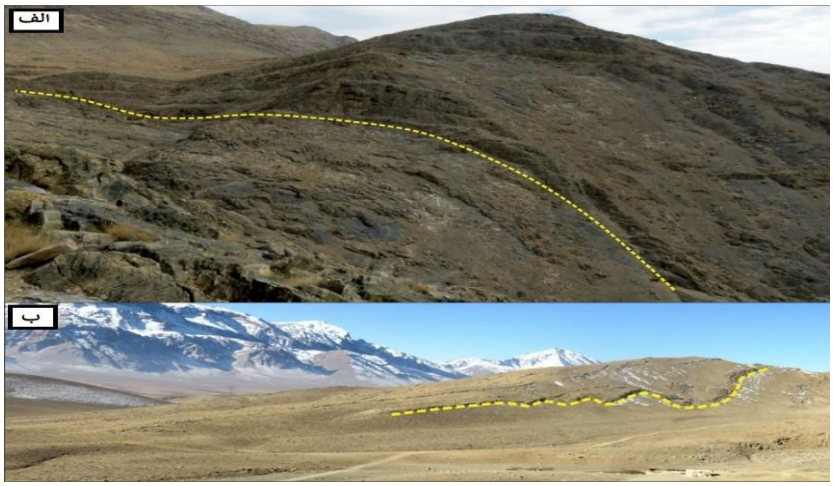
لایه با دیگر لایه ها متفاوت باشند. چین‌خوردگی در لایه‌های ضخیم با طول موج بیشتر و دامنه کمتر و در لایه‌های نازک با طول موج کمتر و دامنه بیشتر رخ می‌دهد.

وجود ضخامت‌های متفاوتی از واحدها و همچنین اختلاف مقاومتی که در بین واحدهای سنگی کرتاسه بوجود آمده، باعث شده است که در منطقه گنهران، سبک چین‌خوردگی متفاوتی در واحدهای ضخیم لایه آهکی با واحدهای آهک آرژیلیکی-شیلی مشاهده شود.

چین‌خوردگی در واحدهای آهک آرژیلیکی - شیلی با طول موج کمتر و با شدت چین‌خوردگی بیشتری و با تمایل سطح محوری به سمت جنوب‌غرب رخ داده است (شکل۱۳-الف). در حالی که چین‌خوردگی در واحد آهکی ضخیم لایه با طول موج بیشتر و عمدتاً با زوایای بین‌یالی از نوع چین‌های باز (Open) و با سطح محوری تقریباً قائم می‌باشد که با توجه به مدل نمایشی Ramsay در گروه ۲ قرار می گیرد (شکل ۱۳-ب).



شکل ۱۲- مدل نمایشی از تاثیر ضخامت و ویسکوزیته در زمان چین‌خوردگی (Ramsay and Huber, 1987)

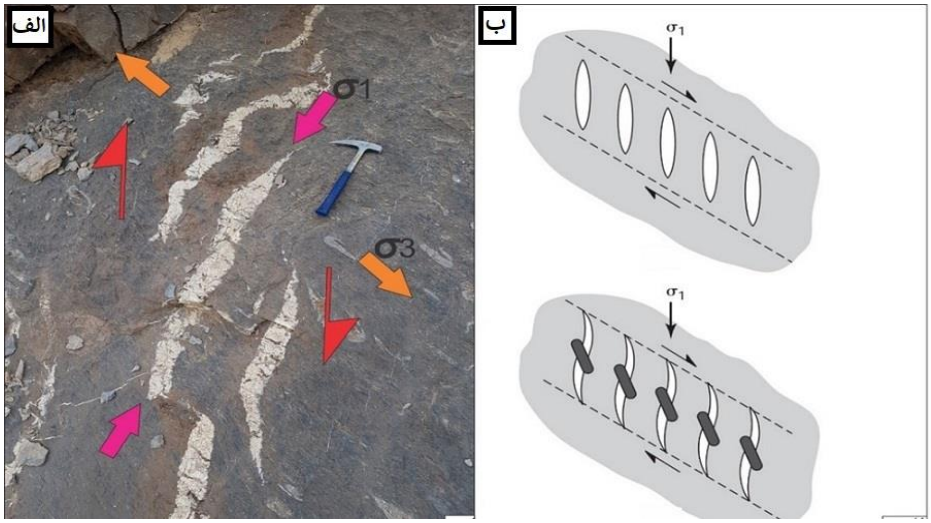


شکل ۱۳- الف- نمایی از چین‌خوردگی در واحدهای آهکی و آهک آرژیلیکی-شیلی با طول موج و دامنه متفاوت ب- چین‌خوردگی در واحد آهکی ضخیم لایه با طول موج بیشتر

رشد رگه‌ها

رگه‌ها، شکستگی‌های پر شده از موادی هستند که از سیال رسوب کرده‌اند. رایجترین مواد پر کننده رگه کلسیت و کوارتزاند، اما کانی‌های دیگری چون انواع کانی‌های فلزی، زئولیت و کلریت نیز در رگه‌ها یافت می‌شوند. بعضی رگه‌ها در ابتدا به صورت درزه بوده در حالیکه گروهی دیگر به صورت گسیختگی‌های برشی یا ترک‌های شکل گرفته در مجاورت گسیختگی‌های برشی می‌باشند. گروه‌های رگه، آرایه رگه نامیده می‌شوند که شامل آرایه‌های مسطح منظم، آرایه‌های نامنظم، آرایه‌های پوششی (نردبانی) و رگه‌های درهم می‌باشند. بیشترین آرایه در محدوده گنهران

آرایه رگه‌های پوششی می‌باشد(شکل ۱۴-الف). این آرایه‌ها در نتیجه وقوع برش در یک توده سنگ، که حرکت در زون گسل را در خود جای می‌دهد، گسترش می‌یابد. در این حالت شکستگی‌های آرایه پوششی به موازات سیگما۱ ایجاد شده و زاویه حدود ۴۵ درجه با مرز زون برشی، درست می‌کنند. در یک آرایه پوششی، با پیشرفت جابجایی در امتداد برش، شکستگی‌ها باز می‌شوند و متعاقبا با مواد رگه‌ای پر می‌شوند (شکل ۱۴-ب).

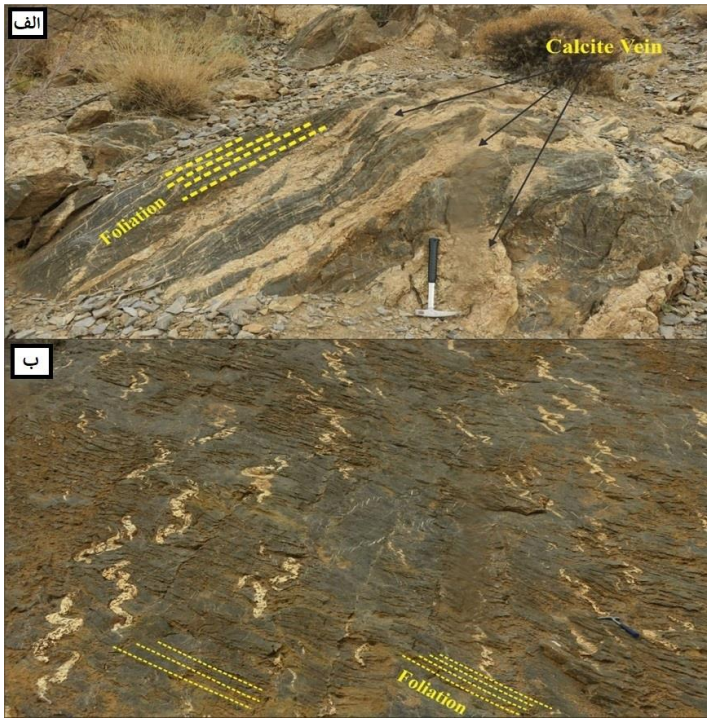


شکل ۱۴- الف- تشکیل یک آرایه پوششی ساده و دو خمه (دشکل) (Pluijm and Marshak, 2004).
ب- نمایی از رگه‌های پوششی در محدوده گنهران.

با توجه به شرایط سنگ‌شناسی و ساختاری محدوده گنهران، رشد رگه‌های کلسیتی در سنگ‌های آهکی را می‌توان به وفور مشاهده کرد. در برخی از این رگه‌ها کانه‌زائی سرب به صورت کانی گالن رخ داده است. به این منظور بررسی و تحلیل رشد این رگه‌ها می‌تواند در فرآیند اکتشاف حائز اهمیت باشد. انواع مختلفی از رشد رگه‌ها را می‌توان در محدوده گنهران مشاهده کرد. در ادامه انوع مختلف رگه‌ها مورد بررسی قرار گرفته است. نوع اول رگه‌های کلسیتی در ارتباط با برگوارگی‌ها می‌باشد. رگه‌های کلسیتی با ضخامت‌های متفاوت هم روند با برگوارگی با روند تقریبا شرقی-غربی رشد کرده‌اند (شکل- ۱۵- الف). در ترانشه‌های حفر شده کانه‌زایی گالن در داخل این رگه‌ها مشاهده می‌شود. به نظر می‌رسد رشد این رگه‌ها همراه با برگوارگی و یا کمی بعد از تشکیل برگوارگی رخ داده باشد. علاوه بر این رگه‌های سیلیسی نیز به صورت محدوده در ترانشه‌های حفر شده نیز قابل مشاهده است. نوع دوم رگه‌های کلسیتی می‌باشند که روند برگوارگی‌ها را قطع کرده‌اند (شکل- ۱۵-ب). این دسته از رگه‌ها را می‌توان به وفور در منطقه مشاهده کرد. این نسل از رگه‌ها به دو شکل متفاوت قابل مشاهده است. برخی رگه‌ها به صورت پوششی رشد کرده‌اند. شکل دوم این رگه‌ها به صورت چین خورده مشاهده می‌شوند. نحوه تشکیل این نسل از رگه را می‌توان در ارتباط با شکستگی‌های برش ساده در نظر گرفت. زمانی که ساختاری در یک پهنه برش قرار می‌گیرد با ادامه تغییر شکل پیشرونده باعث می‌شود در بیضوی استرین ابتدا ساختار در وضعیت کشش و با ادامه پیشروی در وضعیت فشارش قرار بگیرد. نوع سوم رگه‌ها به صورت نامنظم و در برخی از نقاط به صورت منظم و به حالت پوششی با ضخامت‌های کم در راستای شکستگی‌ها مشاهده می‌شوند.

کانی‌شناسی

بررسی و پی‌جویی صحرایی منطقه، تهیه و مطالعه مقاطع صیقلی تهیه شده از ناحیه گنهران نشان دهنده کانه‌زائی به صورت رگه‌ای و پرکننده شکستگی‌ها با کانه‌های سرب و روی در غالب سرب از نوع گالن و به



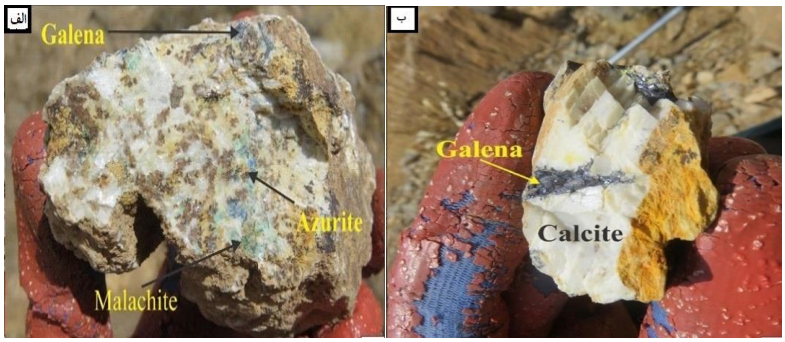
شکل ۱۵- الف- نمایی از رشد رگه‌های کلسیتی همروند با برگوارگی. ب- نمایی از رشد رگه‌های نوع دوم که برگوارگی را قطع کرده‌اند.

طور فرعی روی (اسفالریت)، مس (مالاکیت) در گانگی از سیلیس و کلسیت می‌باشد(شکل ۱۷-الف)(شکل ۱۷-ب). ناحیه گنهران شامل زون‌های کانه‌زایی سرب و روی با ساختار دانه تسبیحی و در ارتباط با دگرسانی دولومیتی‌شدن می‌باشد. سیالات داغ حاوی فلز در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌ها به درون سنگ آهک نفوذ یافته و ضمن تغییر ماهیت آهک به دولومیت موجب تشکیل کانه‌زایی می‌باشد. واحدهای ضخیم لایه آهکی در راستای گسلش معکوس دچار دگرسانی دولومیتی و تبلور مجدد به صورت بخش‌های عدسی با ضخامت های متفاوت شده‌اند. در این بخش کانه‌زایی به دو حالت رخ داده، حالت اول در داخل سنگ میزبان دولومیتی به صورت دانه پراکنده و عمدتا با همراهی کانی گالن مشاهده می‌گردد. حالت دوم کانه‌زایی سرب در ارتباط با رگه و رگچه‌های کلسیتی و سیلیسی می‌باشد. رگه و رگچه‌های کلسیتی و سیلیسی که در داخل عدسی‌های دولومیتی قرارگرفته‌اند، دارای کانه‌زایی می‌باشند. در حالیکه رگه‌هایی که در واحد آهک خاکستری رشد کرده‌اند حاوی کانه‌زایی نمی‌باشند. پیشنهاد می‌شود با توجه به اینکه فرآیند دولومیتی شدن متاثر از نفوذ سیالات گرمابی و به دنبال آن تشکیل رگه و رگچه‌های سیلیسی و کلسیتی که در این محدوده حائز اهمیت است، ادامه فعالیت‌های اکتشافی بر مناطق دولومیتیزاسیون که گسترش رگه و رگچه‌های سیلیسی و کلسیتی در آن ها بیشتر است، متمرکز شود. از طرفی نقش گسل‌های بزرگ در هدایت حجم بالایی از سیال کانه‌ساز را نیز به عنوان یکی از کلیدهای اکتشافی قابل استناد می‌باشد (شکل ۱۰). در این راستا نسبت به نقشه در آوردن عدسی‌های دولومیتی شده بر روی نقشه و ارزیابی نقش و عملکرد گسل‌های بزرگ در تشکیل عدسی‌های دولومیتی دارای کانه‌زایی اقدام گردید(شکل- ۱۶-الف.ب.ج.د). بر اساس مطالعات انجام شده در مقاطع صیقلی تهیه شده فراوانی گالن حدود ۵٪ است.بلورهای گالن داخل درز و شکاف‌ها و شکستگی‌ها به شکل رگچه‌ایی یا داخل حفرات به صورت لکه‌های پراکنده با بافت پرکننده فضای خالی مشاهده می‌شود. ابعاد گالن بین ۲ میکرون الی ۱ میلیمتر است.فراوانی پیریت زیر ۰/۱ درصد است.بلورهای خودشکل پیریت با ابعاد ۲ الی ۲۰۰ میکرون در سنگ پراکنده است. بعضی از دانه‌ها توسط گالن در برگرفته شده و گالن به صورت انکلوزیون با ابعاد ۲ الی ۴۰ میکرون داخل پیریت مشاهده می‌شود

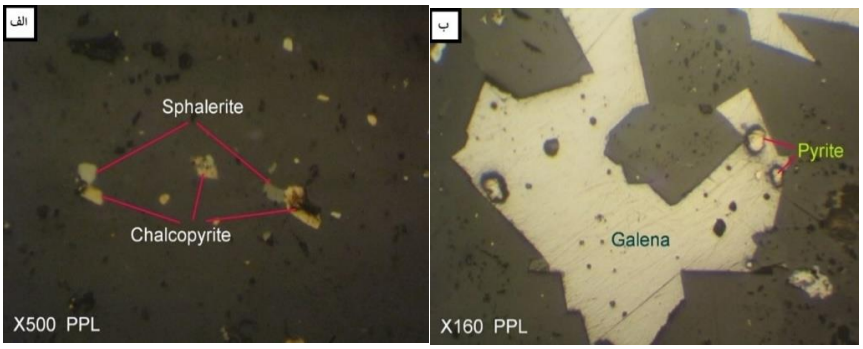
(شکل-۱۸-ب). کالکوپیریت با فراوانی بسیار کم و به تعداد انگشت شمار با ابعاد زیر ۴۰ میکرون به صورت لکه‌های بی شکل در سنگ پراکنده است. اسفالریت نیز در حد انگشت شمار در نمونه حضور دارد. ابعاد اسفالریت زیر ۲۰ میکرون بوده و در سنگ به صورت پراکنده استقرار یافته است (شکل-۱۸-الف). سنگ میزبان ماده معدنی سنگ‌آهک توده‌ای کرتاسه آغازین می‌باشد که از لحاظ چینه ای ماده معدنی داخل زون دگرسانی سنگ‌آهک توده‌ای و همچنین در کنتاکت گسله واحد آهک توده‌ای با واحد Km,L متشکل از مارن کرم رنگ و سنگ آهک غنی از رس تشکیل شده است. کانی‌سازی عمدتا با دگرسانی دولومیتی-سیلیسی همراه می‌باشد .از لحاظ ساختاری در محدوده اکتشافی یک تاقدیس اصلی با روند WNW-ESE و میل محوری به سوی ESE و نزدیک به محل پلانژ آن قرار دارد.بخشی از ماده معدنی و دگرسانی همراه آن در فضای خالی ایجاد شده در محور تاقدیس تشکیل شده است.بخش دولومیتی شده کانه‌دار بیشتر با پهنه های گسلی معکوس در ارتباط هستند و روندی به تقریب موازی با گسل‌های معکوس و رخ های شکستگی دارند. بخش‌های دولومیتی شده ترد و شکننده بوده و بیشتر رگه‌های کانه‌دار آن به تقریب موازی با رگه‌های کششی و گسل‌های نرمال اند. بر اساس بررسی‌های میدانی و مطالعات مقاطع نازک و مطالعات کانی‌شناسی با روش XRD ترکیب کانی‌های اصلی این تیپ دگرسانی دولومیت، سیلیس، کلسیت و کانی‌های فرعی آن آلبیت، موسکویت و ایلیت می‌باشد. رخداد دولومیت بصورت فراگیر و سیلیسی بصورت فراگیر و درمواردی رگه-رگچه‌ای است. رنگ بخش‌های دگرسان شده قهوه‌ای-قرمز است (شکل- ۱۹).



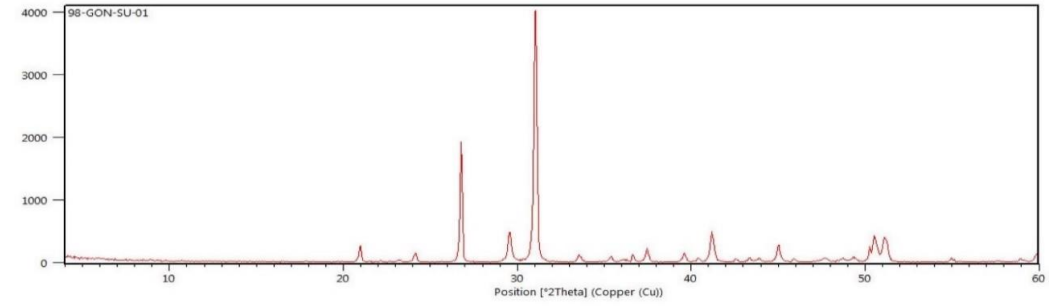
شکل ۱۶-الف-ب-ج-نمایی از دگرسانی دولومیتی و ری کریستالیزه به صورت بخش‌های لنزی شکل در راستای گسلش معکوس د- کانه‌زائی گالن در واحد آهک ضخیم لایه قهوه‌ای رنگ



شکل ۱۷-الف- نمایی از کانه‌زائی گالن، مالاکیت،آزوریت. ب-نفوذ رگه گالن در داخل کلسیت.



شکل ۱۸-الف- وجود کانی اسفالریت به صورت پراکنده و با ابعاد زیر ۲۰ میکرون. ب- بلورهای اتومرف پیریت با ابعاد ۲ الی ۲۰۰ میکرون به صورت پراکنده در سنگ.



Client: Atin Madan Midia Co.
Job No: ZZI-98-0958

Sample:	Major Phase(s)	Minor Phase(s)	Trace Phase(s)
98-GON-SU-01	Dolomite (36-0426)	Albite (09-0466)	–
Date :	CaMg(CO3)2	NaAlSi3O8	
1398/05/07	Quartz (33-1161)	Muscovite - illite (26-0911)	
kV = 40	SiO2	KAl2Si3AlO10(OH)2	
mA = 30	Calcite (05-0586)		
Ka. = Cu	CaCO3		
Fil. = Ni			

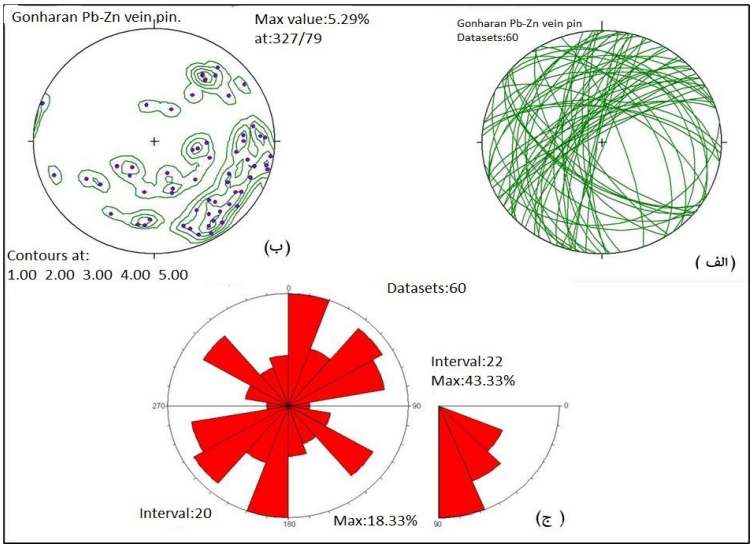
زرآزما زنگان
ایرانیان ثبت ۱۰۵۹۶

شکل ۱۹- نتیجه آنالیز یکی از نمونه‌های گنهران

نتیجه‌گیری

ناحیه مورد مطالعه گنهران، شامل زون‌های کانه‌زایی سرب و روی با ساختار دانه تسبیحی و در ارتباط با دگرسانی دولومیتی‌شدن می‌باشد. سیالات داغ حاوی فلز در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌ها به درون سنگ آهک نفوذ یافته و ضمن تغییر ماهیت آهک به دولومیت، موجب تشکیل کانه‌های سرب و روی در غالب کانی‌های گالن و اسفالریت شده است. در این محدوده، کانه‌زایی به‌صورت رگه‌ای و پرکننده شکستگی‌ها با کانه غالب سرب از نوع گالن و به طور فرعی روی (اسفالریت)، بعضاً مس (مالاکیت) در گانگی از سیلیس و کلسیت می‌باشد. واحدهای دارای کانه‌زایی شامل واحدهای آهکی قهوه‌ای رنگ بوده که ترانشه‌هایی نیز در این واحدها حفر گردیده است. آثار کانه‌زایی سرب به صورت دانه‌های درشت گالن با بافت افشان (دانه‌ای و پراکنده) و رگه‌های گالن و به‌صورت جزیی کانه‌زایی مس به صورت مالاکیت نیز قابل مشاهده است. با توجه به تحلیل‌های صورت گرفته بر روی ساختارهای محدوده گنهران، روند ساختار چین‌خوردگی در منطقه مورد مطالعه شمال‌غرب- جنوب شرق تا شرقی- غربی می‌باشد (شکل-۲۰-الف). وجود ضخامت‌های متفاوتی از واحدها و همچنین اختلاف مقاومتی که در بین واحدهای سنگی کرتاسه بوجود آمده، باعث شده است که در منطقه گنهران، سبک چین‌خوردگی متفاوتی در واحدهای ضخیم لایه آهکی با واحدهای آهک آرژیلیکی-شیلی مشاهده شود. چین‌خوردگی در واحدهای آهک آرژیلیکی - شیلی با طول موج کمتر و با شدت چین‌خوردگی بیشتری و با تمایل سطح محوری به سمت جنوب غرب رخ داده است. در حالی

که چین‌خوردگی در واحد آهکی ضخیم لایه با طول موج بیشتر و عمدتاً با زوایای بین‌یالی از نوع چین‌های باز و با سطح محوری تقریباً قائم می‌باشد. برگوارگی سطح محوری در تمامی بخش‌های آهکی کرتاسه زیرین و همچنین در ماسه سنگ-شیل های ژوراسیک محدوده گنهران با روند شرقی- غربی تا شمال غرب- جنوب شرق اندازه‌گیری شد. این موضع نشانگر جهت تکتونیکی از سمت شمال-شمال‌شرق به سمت جنوب- جنوب‌غرب می‌باشد. روند برگوارگی‌ها با روند سطح محوری چین‌خوردگی‌ها منطبق و در برخی از نقاط با زاویه نسبت به محور چین‌خوردگی شکل گرفته‌اند گسل‌های معکوس هم روند با محور چین‌خوردگی و گسل‌های نرمال عمدتاً عمود بر محور چین‌خوردگی و یا با زاویه کم عمل کرده‌اند. این موضوع نشان‌دهنده ارتباط گسل‌های موجود در زمان چین‌خوردگی می‌باشد. گسل‌های نرمال همزمان با چین‌خوردگی و یا کمی بعد از چین‌خوردگی رخ داده‌اند. بخش‌های دولومیتی شده کانه‌دار بیشتر با پهنه های گسلی معکوس در ارتباط هستند و روندی به تقریب موازی باگسل‌های معکوس و رخ‌های شکستگی دارند. بخش‌های دولومیتی شده ترد و شکننده بوده و بیشتر رگه‌های کانه‌دارآن ها به تقریب موازی بارگه‌های کششی و گسل‌های نرمال اند. رگه‌های کانه‌دار درمحدوده اکتشافی گنهران دارای راستاهای مختلفی هستند، رگه‌های یادشده تمرکز ضعیف ۵ درصدی را باشیب زیاد به سوی NW نشان می دهند، ولی از نظر راستا، رگه‌های دارای راستای NNW فراوان ترین رگه‌های موجود در پهنه های کانه‌دار هستند(شکل ۲۰-ب). رگه‌های دارای راستای NE و NW به ترتیب در مراتب بعدی اهمیت از نظر فراوانی قرار دارند. در مجموع روند پهنه‌های کانه‌دار WNW و روند رگه‌های کانه‌دار عمود بر آن یعنی NNE است. بر اساس نتایج بدست آمده از رسم دیاگرام‌های گل‌سرخی این گسل‌ها، می‌توان چنین نتیجه گرفت که گسل‌های تراستی بطور مشخص دارای روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق و با امتداد تقریبی N125E هستند. بنابراین گسل‌های تراستی در محور ملایر- اصفهان با روند عمومی زون ساختاری زاگرس مرتفع و سنندج - سیرجان موازی است (شکل-۲۰-ج).در ادامه روندNNE جهت حفر ترانشه اکتشاف پهنه‌های کانه‌دار پیشنهاد می‌شود.



شکل ۲۰- الف-نمایش دوایر بزرگ سطوح رگه‌های کانه‌دار سرب در نیم‌کره پایین شبکه اشمیت. ب- استریوگرام منحنی ترازهای قطب سطوح رگه‌های کانه‌دار. ج- نمودار گل سرخی رگه‌های کانه‌دار اندازه گیری شده.

تشکر و قدردانی

این مقاله بخشی از پایان نامه دکتری نویسنده اول است. نویسندگان بر خود فرض لازم می دانند تا از حمایت‌های معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد محلات و همچنین از زحمات مدیریت محترم شرکت آبتین معدن میدیا تقدیر و تشکر نمایند.

منابع

ابراهیمی، م، ح.، آفتابی، ع. و محمدی نیایی، ر.، ۱۳۸۹- ویژگی های ساختی، بافتی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی و الگوی تشکیل کانسار انگوران در مثلث کانسارهای نوع متصاعدی- رسوبی(Sedex)، سولفید توده ای (VMS) و دره می سی سی پی (MVT)، فصلنامه پترولوژی، سال اول، شماره سوم، دانشگاه اصفهان، ۱۱ ص.

اسمعیلی سویری،ع.،کریم پور،م،ح.،ملکزاده،آ.،محبوبی،ا.، ۱۳۹۸-رهیافت دانش محوردر اکتشاف ذخایر روی و سرب با سنگ میربان کربناته،مطالعه موردی: قلمرو معدنی شمال ایرانکوه، اصفهان، ایران،زمین شناسی اقتصادی ایران،دانشگاه فردوسی مشهد،جلد ۱۱،شماره ۴،صفحات ۵۶۵-۶۰۲.

حسینی،م.، نواواجاری،ش.، ۱۳۹۳-گزارش نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ گنهران،معاونت زمین شناسی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، وزارت صنعت، معدن و تجارت.

مهدوی،ا. و رحیمی، ب.، ۱۳۸۹- کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته در محور ملایر- اصفهان و ارتباط آن با ساختارهای گسلی- کاربرد روش آنالیز فرای، نخستین همایش زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، ۶ ص.

ناکینی، ع.، محجل، م. و تدین، م.، ۱۳۹۲ الف- ساختار رواندگی در معدن دره زنجیر(جنوب باختر یزد)، سی و دومین گردهمایی علوم زمین و نخستین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین، تهران، ۷ص.

ناکینی، ع.، محجل، م.، راستاد، ا. و بویری کناری، م.، ۱۳۹۲ ب- روند کانه‌زائی سرب و روی در منطقه ایرانکوه و ارتباط آن با روند های ساختاری- کاربرد روش آنالیز فرای. هفتدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و اولین نشست تخصصی بین المللی کوهزاد زاگرس، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۹ص.

قربانی، م.، ۱۳۸۱- دیباچه ای بر زمین شناسی اقتصادی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۶۹۵ ص.

محمدی نیایی، ر.، ۱۳۸۶- خاستگاه نهشته های ناسولفیده روی در معادن سرب و روی ایران و کاربردهای اکتشافی آن، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین. ۷ص.

کاوه فیروز،ک.، ناکینی، آ.، ۱۳۹۷ -نقشه معدن مقیاس ۱:۵۰۰۰ گنهران،شرکت آتین معدن میدیا، سهامی خاص.

Amiri, A., 2017. Mineralogical evolutions of carbonate-hosted Zn-Pb-(F-Mo) deposits in Kuhbandan-Bahabad area, Central Iran: metal source approach, Journal of Tethys, v. 5, (1), p. 001-032.

Adelpour, M. and Rostamipaydar, Gh., 2018. The Study of alteration, mineralization, and fluid inclusion in the Howz-e-Sefid zinc-lead deposit (Central Iran). Iranian Journal of Geology, 47(12):19-36. (in Persian with English abstract) Retrieved November 20, 2022 from.

Davis, G. H., Reynolds, S.J., Kluth, C.F. 2012. Structural Geology Of Rocks and Regions, 3rd Edition, 860p.

Ehya, F., Lotfi, M. and Rasa, I., 2010. Emarat carbonate-hosted Zn–Pb deposit, Markazi Province, Iran: A geological, mineralogical and isotopic (S, Pb) study. Journal of Asian Earth Sciences, 37(2): 186–194.

Fossen, H., 2010. Structural Geology, Cambridge University Press, Ird Edition, 481p.

Ghazban, F., McNutt, R. H. & Schwarcz, H. P., 1994- Genesis of Sediment-Hosted Zn-Pb-Ba Deposits in the Irankuh District, Esfahan Area, West-Central Iran. Economic Geology, 89(2): 1262-1278.

Hou, Z. and Zhang, H., 2015. Geodynamics and formation of Irankuh-Emarat Pb-Zn MVT belt,

Central Iran" by Mohammad Hassan Karimpour and Martiya Sadeghi. Journal of Geochemical Exploration, 205(1): 106346.

Hoseinzadeh, m., Daneshian, J., Moallemi, S. A., Solgi, A. 2015. Facies analysis and depositional environment of the Oligocene-Miocene Asmari Formation, Bandar abbas hinterland, Iran. Open Journal of Geology 5(04), 175.

Karimpour, M.H. and Sadeghi, M., 2018.Dehydration of hot oceanic slab at depth 30–50

km: key to formation of Irankuh-Emarat PbZn MVT

oceanic slab at depth 30–50 km: Key to variations in the geometry of an inverted normal fault: Case study of the Mosha Fault, Central Alborz Range, Iran. Journal of Structural Geology, 30(12): 1507–1519.

Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2012b. An introduction to metallogeny of Permo-Triassic Carbonate-hosted Zn-Pb and F deposits of Iran: Application for future mineral exploration: Australian Journal of Earth Science, 60(1): 197-216.

Ramsay, J.G., Huber, m.i. 1983. The Techniques of Modern Strutural Geology, Strain Analysis. Academic Press London, v. I, 307p.

belt, Central Iran. Journal of Geochemical Exploration, 194(1): 88–103.

Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A.,Alaminia, Z., Esmaeili Sevieri, A. and Stern, C.R., 2019. New hypothesis on time and thermal gradient of subducted slab with emphasis on dolomitic and shale host rocks in formation of Pb-Zn deposits of Irankuh Ahangaran belt. Journal of Economic Geology, 10(2): 677–706.

Kouhjani, V., Mousivand, F., Rajabi, A., 2016. Structure, texture, ore facies and genesis of Hafthar Zinc-Lead ore deposit, southwest of Aqda, 9th conferene socity of Economic Geology of Iran, Birjand University, Birjand, Iran.(in persian) Retrieved November 20, 2022 From.

Nadimi, A., Konon, A. 2012, Strike slip faulting in the central part of the Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen, Iran. Journal of Structural Geology. NW Iran, Arabian Journal of Geosciences, 2015. 8263 – 8275.

Niroomand, S., Haghi, A., Rajabi, A., Tabbakh Shabani, A.A. and Song, U.C., 2019. Geology, isotope geochemistry, and fluid inclusion investigation of the Robat Zn-Pb-Ba deposit, Malayer-Esfahan metallogenic belt, southwestern Iran. Ore Geology Review, 112(1): 103040.

Pluijm, B. Marshak, S., 2004. Earth structure an introduction to structural geology and tectonics. Univesity of lionis and Michigan,673p.

Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2012. Metallogeny of Cretaceous carbonate hosted Zn–Pb deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration. International Geology Review, 54(14): 1649-1672.

Rajabi, A., Mahmoodi, P., Rastad, E., Niroomand, S., Canet, C., Alfonso, P. and Yarmohammadi, A., 2019. Comments on “Dehydration of hot

فصلنامه زمین‌ساخت

تابستان ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۶

doi 10.22077/jt.2025.8246.1189

محاسبه نقطه شکست در مناطق چین‌خورده به وسیله داده های ژئومکانیکی: مطالعه موردی منطقه مگو شمال غرب طبس

حمیدرضا احمدزاده[۱]، زینب علی مولا[۲]*، ابراهیم غلامی[۳]، محمودرضا هیهات[۴]

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

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

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

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

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۲۲
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۱/۰۸

چکیده:

امروزه اساس و مبنای طراحی‌های شبکه حفاری در مناطق دارای پتانسیل هیدروکربوری بر پایه اطلاعات دقیق ژئومکانیکی و زمین‌شناسی بوده و استفاده از نرم‌افزارهای مرتبط و تلفیق این داده‌ها و لحاظ نمودن آن در طراحی جزء لاینفک و اساسی می‌باشد. لذا لازم است قبل از انجام حفاری اکتشافی، شرایط زمین‌ساختی منطقه مورد ارزیابی قرار گیرد تا بهترین مکان‌ها برای حفاری با بازدهی بالا انتخاب گردد. در این پژوهش که در منطقه مگو در شمال غرب طبس صورت گرفت، با استفاده از مشاهدات میدانی، ویژگی‌های مکانیکی در صحرا و استفاده از نرم‌افزارهای Streonet، Daisy، Win tensor، Roclab، جهت تنش برای هر ایستگاه بدست آمد و پس از آن مقدار تنش نرمال و برشی محاسبه شد. محاسبات نشان داد که در چین‌خوردگی‌ها دایره مور به معیار شکست مور- کولمب نرسیده و به همین علت، در یال چین‌خوردگی‌ها شکست رخ نداده است. طبق محاسبات انجام شده، برای شکست در چین‌خوردگی‌ها لازم است تا مقدار $\sigma 3$ کاهش یابد و از نقطه 44 Mpa به نقطه 27.5 Mpa جابجا شود.

کلیدواژه‌ها: خواص ژئومکانیکی، نقطه شکست، معیار شکست مور-کولمب، منطقه مگو

*ایمیل: zeynabalimoula@birjand.ac.ir

تلفن تماس: ۰۹۱۸۱۳۸۱۵۹۴

Calculation of failure points in the folded areas using geomechanical data: A case study of Magu Northwest of Tabas region

Hamidreza Ahmadzadeh [1], Zeynab Alimoula [2*], Ebrahim Gholami [3], Mahmoudreza Hayhat[4]

1. PhD student in Tectonics, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran
2. PhD student in Tectonics, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran
3. Associate Professor of Tectonics, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran
4. Associate Professor of Tectonics, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

Abstract

Nowadays, the foundation and basis of drilling networks designs in areas with hydrocarbon potential are based on detailed geomechanical and geological information and the use of related software and the integration of this data and its inclusion in design is an integral and fundamental. Therefore, before exploratory drilling, it is necessary to evaluate the tectonics conditions of the area in order to select the best places for high efficiency drilling. The area studied in this research is Mago region in the northwest of Tabas. Then, using field observations, mechanical characteristics in the field, then using software such as, Stereonet, Daisy, Win tensor, Roclab ،the stress field was calculated for each station, and then the normal and shear stress were obtained. Calcultions showed that in the folds the failure envelope Mohre circle didn't reach the Mohr–Coulomb failure criterion, and therefore there was no failure in the fold limbs. According to the calculations, to failure in fold limbs, it is necessary to reduce the value of σ_3 and move from the point of 44 Mpa to 27.5 Mpa.

Keywords: Geomechanical properties, Failure point, Mohr–Coulomb failure criterion, Magu Region

*Email: zeynabalimoula@birjand.ac.ir
Tel: +989181381594

مقدمه

معیار شکست یکی از روابط ژئومکانیکی است که توسط محققین پیشنهاد شده است، از جمله می‌توان، معیار موهر کولمب (Coulomb, 1776)، معیار هوک و براون ((Hoek and Brown, 1980، معیار لاده اصلاح شده (Lade, 1977)، معیار ویبولس و کاک اصلاح شده (Wiebols and Cook, 1968)، معیار موگی (Mogi, 1967) و معیار دراکر_ پراگر (Drucker and Prager, 1952) اشاره کرد. در بین معیارهای ذکر شده، معیارهای موهر کولمب (Mohr–Coulomb) و هوک براون (Hoek–Brown)به دلیل سادگی و قابلیت گسترش به توده‌های سنگی، رایج‌تر هستند. این دو معیار براساس اختلاف مقدار σ1 و σ3 است. معیار شکست هوک براون یک سطح تسلیم تجربی است و برای پیش‌بینی شکست سنگ مورد استفاده قرار می‌گیرد. ایده اصلی معیار هوک براون استفاده از سنگ بکر و اضافه کردن تعدادی ضریب به منظور کاهش خصوصیات ناشی از ناپیوستگی است. این معیار دارای کاربرد گسترده در مهندسی معدن است. هوک و براون براساس مشاهدات صحرایی، خواص مکانیکی سنگ‌ها را به صورت تجربی بدست آورده‌اند (Hoek & Brown, 2019) که می‌توان با استفاده از آن مقدار تنش نرمال و برشی برای شکست در ساختارها را محاسبه نمود.

یکی از مناطق دگریخت شده و فعال در زمین، کوهزاد آلپ هیمالیا است. این کوهزاد شامل گسل‌های امتدادلغزی است که بلوک‌های پوسته‌ای تقریباً لرزه‌ای و سخت را از هم جدا می‌کند. منطقه مورد مطالعه در خرد قاره ایران مرکزی و در حاشیه‌ی شرقی گسل کلمرد در میان بلوک طبس و پهنه کاشمر-کرمان واقع شده است (شکل۱). خردقاره ایران مرکزی بخش کوچکی از کوهزاد آلپ هیمالیا می باشد و به دلیل وجود گسل‌های ژرف و پی‌سنگی، عموماً طی رخدادهای کوهزایی کهن شکل گرفته است (Aghanabati ,1975; Stocklin ,1968). این بلوک‌ها چرخش و جابه‌جایی را متحمل شده‌اند (Mattei et al., 2012) و تقابل ساختاری متأثر از تغییر نوع و سوی حرکت این بلوک‌ها در طول زمان، کرنش پیچیده‌ای را تحمیل کرده است (Walker and Jackson, 2004; Nozaem et al., 2013). در منطقه مورد مطالعه گسل کلمرد از قدیمی‌ترین گسل‌های خردقاره ایران مرکزی با طولی حدود ۳۸۰ Km و امتداد اولیه N_S در رخداد کوهزایی کاتانگایی، پرکامبرین پسین، شکل گرفته است. بخش شمالی گسل کلمرد، طی رخداد کالدونی در منطقه شیرگشت دارای خمیدگی و انحراف به سوی NNE گردیده است و حرکات کوهزایی سیمرین پیشین بر خمیدگی آن افزوده است (نبوی، ۱۳۵۵).

صمدی مقدم و همکاران (۱۳۹۴) و مومنی طارمسری و همکاران (۱۳۹۷) براین باورند که، تغییرات راستای تنش بر روی گسل کلمرد، عمود بر امتداد گسل کلمرد پس از دونین تا موازی بر گسل در ژوراسیک تا عهدحاضر می‌باشد. مطالعات نئوتکتونیکی صمدی مقدم و همکاران (۱۳۹۴)، که بر اساس شاخص‌های مورفوتکتونیکی بخش شمالی گسل کلمرد می‌باشد، این گسل را، یک گسل فعال معرفی نموده‌اند. در این پژوهش مطالعات بر روی شاخه‌های شرقی گسل کلمرد انجام گرفته و براساس داده‌های صحرایی و تحلیل دایره مور نقطه شکست برای سنگ‌های چین‌خورده محاسبه گردیده است.

زمین شناسی عمومی و ساختاری

منطقه‌ی مورد مطالعه در تقسیم‌بندی ساختاری ایران، در ایران مرکزی و شمال‌غرب بلوک طبس و ۱۰ کیلومتری شرق گسل کلمرد قرار دارد (شکل ۱). واحدهای رسوبی محدوده مورد مطالعه مربوط به سازندهای کربناته_ ژیپس_پکتن‌دار و کربناته سازند نار به سن ژوراسیک فوقانی است که توسط شاخه‌های شرقی گسل کلمرد بریده شده و به صورت راستگرد جابجا شده‌اند (شکل۲). گسل‌هایی که در محدوده‌ی مورد مطالعه قرار دارند شامل گسل کلمرد با طول ۳۸۰ کیلومتر (Ruttner et al., 1968) و سازوکار حرکتی امتدادلغز راستگرد با مؤلفه معکوس است (شیخ الاسلامی و زمانی، ۱۳۷۸؛ سعیدی و همکاران، ۱۳۸۱) که جابجایی افقی آن چیزی در حدود ۴۰ تا ۵۰ کیلومتر تخمین زده می‌شود (Ruttner et al., 1968). شیب این گسل ۷۵° به سمت WNW می‌باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳) که در شمالی‌ترین قسمت آن رسوبات کواترنری بریده شده‌اند و نشان از فعالیت جدید این گسل دارد. در بخش‌های مرکزی نیز این گسل در میان سنگ‌های پالئوزوئیک عمل کرده و در مرز این سنگ‌ها با نهشته‌های کواترنری دیده

می‌شود (سعیدی و همکاران، ۱۳۸۱).

در نقشه محدوده مورد مطالعه (شکل ۲)، گسل پنهان راهدار در انتهای شمالی به گسل کلمرد می‌پیوندد. گسل رباط‌گور نیز به صورت فرعی از گسل کلمرد منشعب شده و با امتداد شمال‌شرقی، پس از عبور از واحدهای کواترنری وارد واحدهای ژوراسیک شده و آن‌ها را به صورت راستگرد جابجا نموده است. گسل رانده رباط‌شور با امتداد N_S و شیب به سمت غرب، واحدهای تریاس را روی واحدهای کواترنری رانده است.

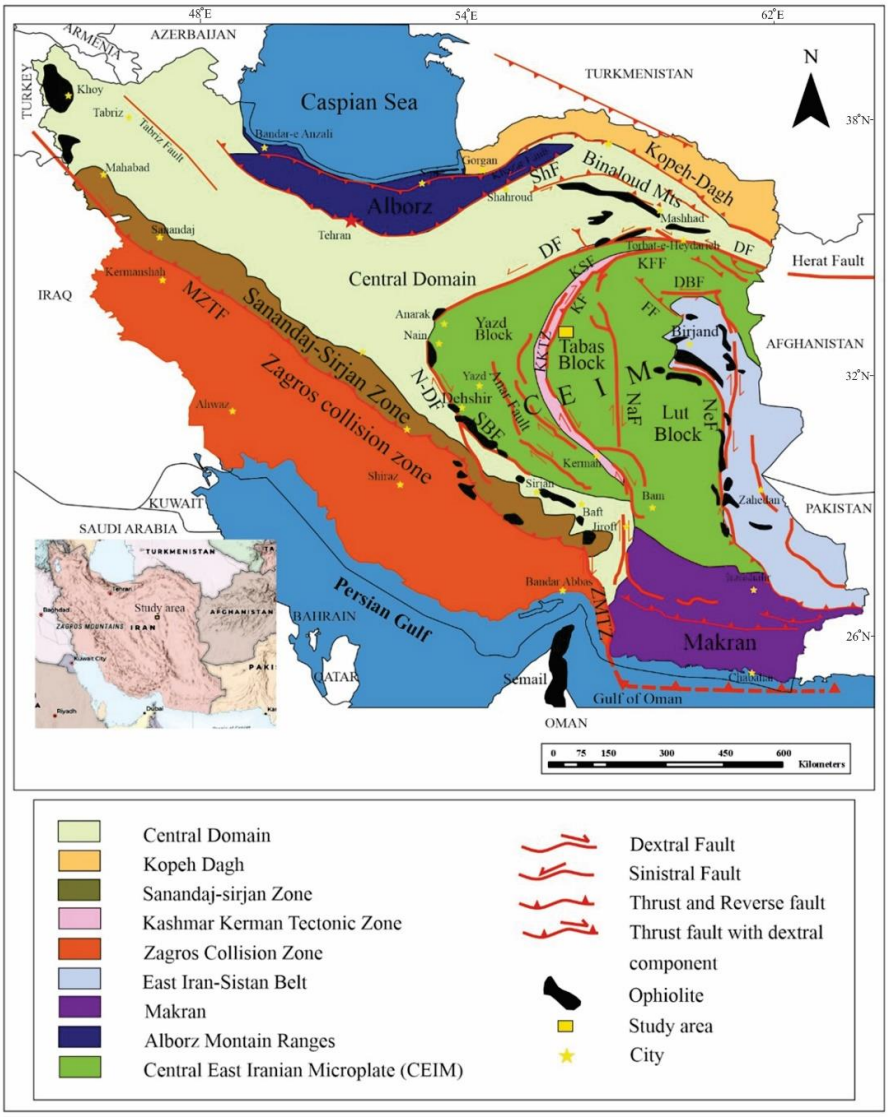
مراحل انجام کار

در ابتدا، با جمع‌آوری اطلاعات کلی از منطقه، بررسی مطالعات پیشین و مطالعه نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ طبس (Karimi Bavandpur and Ha-jihosaini, 2002) و حلوان (شیخ الاسلامی و زمانی، ۱۳۷۸)، این مطالعات آغاز گردید. واحدهای سنگی چینه‌ای و ساختارها با استفاده از مشاهدات صحرایی و تطابق آن با تصاویر ماهواره‌ای(Google Earth)، از گستره مورد مطالعه شناسایی شد. سپس در محیط نرم‌افزار (ArcGIS Pro) نقشه زمین‌شناسی منطقه تهیه شد. در گام بعدی، با استفاده از تفسیر تصاویر صحرایی، تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های نقشه زمین‌شناسی، مسیر پیمایش صحرایی تعیین شد. داده‌های هندسی چین‌خوردگی‌ها در ۱۱ ایستگاه برداشت گردید و سطوح محوری و محور چین‌ها به وسیله نرم‌افزار Ste-reonet 11 (Allmendinger, 2023) محاسبه شد. ریک خطوط لغزش بین لایه‌ای در ایستگاه ۲، ۱۱ اندازه‌گیری و جهت تنش توسط نرم‌افزار(Delvaux et al., 1995 & Win tensor (1997 بدست آمد. چون چین‌خوردگی‌ها در واحدهای ژیپسی_کربناته سازند مگو از نوع موازی است، باعث شده تا چین‌خوردگی با مکانیزم خمشی لغزشی ایجاد شود. خطوط لغزشی در یال‌ها در مکانیزم خمشی لغزشی، عمود بر محور چین‌خوردگی (Ram-say & Hober, 1986) و صفحه π عمود بر محور چین می‌باشد و نشان‌دهنده‌ی امتداد تنش بیشینه مسبب چین‌خوردگی است (Ramsay, 1964; Mancktelow, 1981). در این روش تنش حداکثر همواره افقی بوده و فاقد میل می‌باشد. محاسبه صفحه π چین‌ها توسط نرم‌افزار Daisy (Salvini, 1999) انجام شد. اندازه‌گیری امتداد، شیب، ریک خطوط لغزش و جهت حرکت گسل در ایستگاه شماره ۱۲ و محاسبه جهت تنش‌های اصلی منطقه توسط نرم افزار Win tensor انجام گرفت. محاسبات ژئومکانیکی بر مبنای معیار هوک و براون در نرم‌افزار Roclab به وسیله مشاهدات میدانی واحدهای چینه‌شناسی انجام گرفت. پس از آن رسم دایره مور چین‌خوردگی‌های ایستگاه ۲ و ۱۱ و گسل اصلی ایستگاه ۱۲ توسط نرم‌افزار Win tensor براساس داده‌های ژئومکانیکی نرم‌افزار Roclab منطقه تهیه گردید. براساس مقدار داده‌های خروجی از نرم افزار Roclab مقدار تنش برشی برای گسل محاسبه گردید. مقدار تنش برشی بدست آمده در گسل در محاسبات چین‌خوردگی‌ها نیز اعمال شد و مقدار تنش مینیمم برای شکست در چین‌خوردگی‌ها محاسبه گردید.

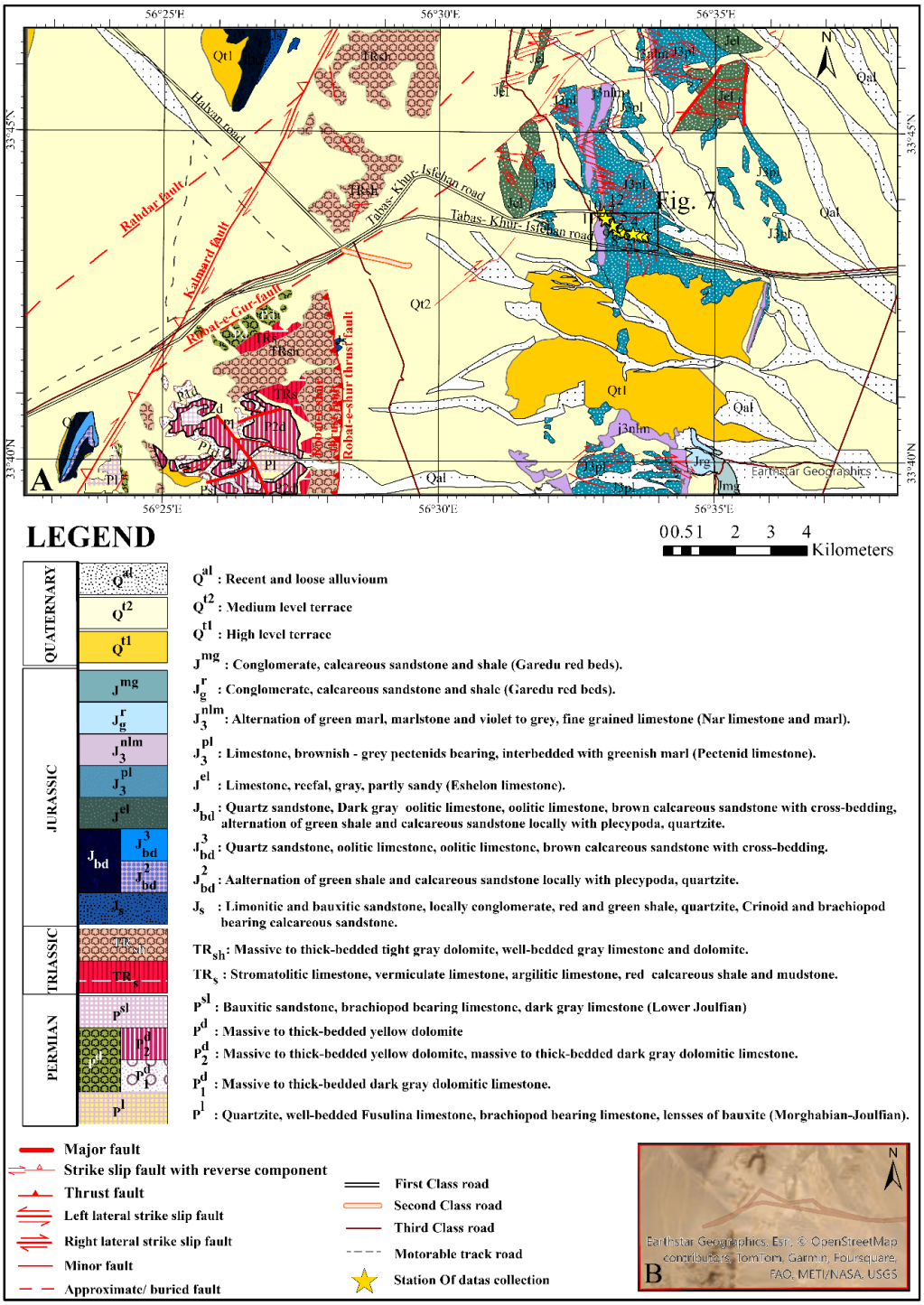
روش محاسبه تنش دیرین

تحلیل‌های تنش دیرین برای مشخص کردن تکامل ساختاری کمربندهای چین‌خورده به ویژه مناطق دارای ساختارهای تکتونیکی شکننده بسیار سودمند هستند (Chang et al.,2003). با توجه به این اصل که الگوی تنش با زمان تغییر می‌کند جهت انجام مطالعات تعیین و تفکیک فازهای تنش دیرین باید از ساختارهایی که در اثر عملکرد تنش‌ها شکل گرفته و در طول زمان اثرات آنها را حفظ کرده اند استفاده شود. در این راستا تحلیل کیفی و کمی ساختارهای شکننده مانند گسل ابزار مناسبی می‌باشد (Angelier,1990).

با توجه به اینکه اثر اعمال تنش روی واحدهای سنگی در وضعیت شکننده با آرایه‌ی منظمی از خطوط موازی (خط‌خش) در جهت حداکثر تنش برشی ثبت می‌شود (Wallace,1951 ;Bott,1959; Lisle, 1989; Angelier,1990) و همچنین قابلیت استفاده از بعضی از شاخص‌های سینماتیکی روی صفحه‌ی گسل برای تعیین جهت لغزش (Doblas,1998)، تنش‌های دیرین را می‌توان به وسیله‌ی تکنیک معکوس کردن و از روی جهت‌یابی خش گسلش بدست آورد. (Carey and Brunier, 1974; Etchecopar et al, 1981; Gephart and Forsyth,1984; Angelier 1984) خش‌لغز مربوط به آن و سوی حرکت است که برای این کار می‌توان از علائمی چون جدایش چینه‌شناسی، چین در این روش داده‌های مورد استفاده برای معکوس‌سازی شامل



شکل ۱. نقشه بازترسیم شده از جایگاه منطقه مطالعه در تقسیم‌بندی ساختاری ایران (بر اساس نقشه‌های اصلاح شده توسط Allen, Jackson, & Walker, 2004; Allen, Kheirkhah, Emami, & Jones, 2011; Berberian & King, 1981; Berberian, 1983;Calzolari, Rossetti, et al., 2016; Javadi et al. (2013); Stöcklin & Nabavi, 1973; Morley et al., 2009; Nozaem et al., 2013; Shafaii Moghadam & Stern, 2015) که برای اولین بار توسط تدین و همکاران (۲۰۱۸) ترسیم شده است). موقعیت منطقه مورد مطالعه در مرز بلوک طبس و زون کاشمر-کرمان برروی نقشه تکتونیک ایران واقع شده است و تصویر کوچک سمت چپ (برگرفته شده از Esri, USGS)، موقعیت ایران در صفحات جهانی زمین‌ساختی را نمایش می‌دهد. نماد گسل‌ها به صورت، N-DF: گسل نایین-دهشیر، NaF: گسل نایبند، NeF: گسل نهبندان، DBF: گسل دشت بیاض، FF: گسل فردوس، DF: گسل درونه، KF: گسل کلمرد، KFF: گسل کوه فغان، KSF: گسل کوه سرهنگی، KKTZ: زون تکتونیکی کاشمر-کرمان، MZTF: گسل اصلی رورانده زاگرس. SBF: گسل شهربابک، ShF: گسل شاهرود، ZMTZ: زون انتقالی زاگرس- مکران، است.

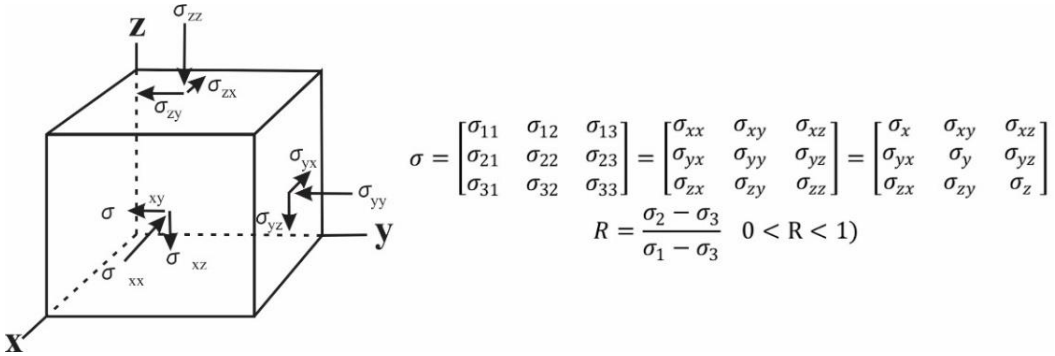


شکل۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (بازترسیم از نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ طبس (Karimi Bavandpur and Hajihosaini, 2002) و حلوان (شیخ‌الاسلامی و زمانی، ۱۳۷۸). در نقشه A موقعیت ایستگاه‌ها مشخص شده است.

موقعیت گسل، شیب وامتداد و زاویه خطهای کشیده، تنوع بزرگی از سیماهای نامتقارن قابل مشاهده بر روی سطح گسل از قبیل زبری یا صیقلی بودن صفحه لغزش، وجود تولمارک‌های زمین‌ساختی و پله‌های تجمعی کانی‌ها روی صفحه‌ی لغزش، شکستگی‌های ریدل، قله‌های استیلولیتی و... کمک گرفت (Angeli-er,1994). همچنین باید تقدم و تأخر سنی ساختارها در هر ایستگاه برداشت شود تا در تفکیک فازهای تنش از آنها استفاده گردد. در مرحله بعد نرم افزار با استفاده از دیتاهای برداشت شده از گسل‌ها محاسبات لازم را

انجام داده و سپس تفکیک فازهای تنش دیرین در یک فضای چهاربعدی مرکب از سه موقعیت محورهای اصلی تنش (σ۱ , σ۲ , σ۳)و شکل میدان R صورت می‌گیرد (Angelier,1984؛ شکل ۳).

یکی از مشکلات چنین محاسبه ای اختلافی است که میان جهت بیشینه تنش برشی اندازه‌گیری شده (خش‌لغز) و جهت بیشینه تنش برشی محاسبه شده (توسط روابط فیزیکی) حاصل می‌شود. (Carey & Brunier,1974; Angelier,1990)) مقدار زاویه ناهمخوانی را تا ۳۰ درجه قابل قبول می‌دانند و مقادیر بیش از این، بدلیل عدم پیروی از منحنی گوسی مربوط به مربوط به فازهای دیگر تنش می‌باشد.



$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_{x} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{y} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{z} \end{bmatrix}$$

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad 0 < R < 1)$$

شکل ۳. تانسورهای تنش در فضای سه بعدی و رابطه شکل میدان R (Angelier,1994)

۵. تحلیل ساختاری

۵-۱. ویژگی‌های هندسی

اندازه‌گیری ویژگی‌های هندسی ساختارها در ۱۲ ایستگاه انجام گرفت (شکل‌های ۴ الی ۷ که موقعیت آن‌ها بر روی شکل ۲ و با وضوح بهتر شکل ۸ مشخص شده است). جهت شیب لایه‌بندی در منطقه مورد مطالعه به سمت E ، W تا NE و SW می‌باشد (جدول ۱، شکل ۴ و ۵). امتداد سطوح محوری چین‌ها در بازه ۰° تا ۳۱۰° متغیر بوده و شیب سطوح محوری به سمت E تا NE بدست آمده است. براساس تقسیم بندی چین‌خوردگی ها بر مبنای زاویه بین یال‌ها، چین‌خوردگی‌ها بیشتر از نوع باز تا بسته می‌باشند.

ایستگاه ۱: در این ایستگاه تاقفرم و ناوفرم وجود دارد. امتداد و میل محور تاقفرم °۰۰۳/۰۲ و شیب و امتداد سطح محوری چین °۷۳,۵/۱۸۳ می‌باشد. امتداد وشیب صفحه π ، °۸۳/۲۶۴ بوده و تمایل چین به سمت غرب می باشد. امتداد و میل محور ناوفرم °۱۷۲/۱۱و شیب و امتداد سطح محوری چین °۷۵,۶/۱۶۹,۷ می‌باشد. امتداد وشیب صفحه π ، °۸۳/۲۶۴ بوده و تمایل چین به سمت غرب می باشد. در این ایستگاه گسل مرتبط با چین‌خوردگی در یال شرقی دیده می‌شود.

ایستگاه ۲ : در این ایستگاه امتداد و میل محور چین خوردگی °۰۰۰/۰۰ و شیب و امتداد سطح محوری چین °۷۲,۵/۱۸۰ می‌باشد. امتداد وشیب صفحه π ، °۸۹/۲۷۰ بوده و تمایل چین به سمت غرب می باشد.

ایستگاه ۳: در این ایستگاه امتداد و میل محور چین خوردگی °۱۷۰/۰۰ و شیب و امتداد سطح محوری چین °۴۵/۱۷۰ می‌باشد. امتداد وشیب صفحه π ، °۹۰/۲۶۱ بوده و تمایل چین به سمت شرق می باشد.

ایستگاه ۴: در این ایستگاه امتداد و میل محور چین خوردگی °۳۵۰/۰۰ و شیب و امتداد سطح محوری چین °۳۷,۵/۳۵۰ می‌باشد. امتداد وشیب صفحه π ، °۹۰/۲۵۹ بوده و تمایل چین به سمت غرب می باشد.

ایستگاه ۵: در این ایستگاه تاقفرم و ناوفرم وجود دارد. امتداد و میل محور تاقفرم °۱۷۰/۱۳ و شیب و امتداد سطح محوری چین °۹۰/۳۵۰ می‌باشد. امتداد وشیب صفحه π ، °۷۸/۲۶۱ بوده و تمایل چین به سمت غرب می باشد. امتداد و میل محور ناوفرم °۱۷۱/۱۴و شیب و امتداد سطح محوری چین °۸۷,۵/۱۷۰,۳ می‌باشد. امتداد وشیب صفحه π ، °۷۸/۲۶۱ می‌باشد.

ایستگاه ۶: در این ایستگاه امتداد و میل محور چین خوردگی °۳۱۶/۰۶و شیب و امتداد سطح محوری چین °۶۹,۸/۳۱۴,۴ می‌باشد. امتداد وشیب صفحه π ، °۸۴/۰۴۶ بوده و تمایل چین به سمت شمال‌شرق می‌باشد.

ایستگاه ۷: در این ایستگاه امتداد و میل محور

چین خوردگی ۱۵۳°/۱۲° و شیب و امتداد سطح محوری چین ۸۷,۵°/۳۳۳,۷° می‌باشد. امتداد وشیب صفحه π ، ۷۸°/۲۴۳° می باشد.

ایستگاه ۸: در این ایستگاه امتداد و میل محور چین خوردگی ۱۴۹°/۲۱° و شیب و امتداد سطح محوری چین ۹۰°/۱۵۰° می‌باشد. امتداد وشیب صفحه π ، ۶۹°/۲۴۰° می باشد.

ایستگاه ۹: در این ایستگاه تاقفرم و ناوفرم وجود دارد. امتداد و میل محور تاقفرم ۳۱۶°/۰۲° و شیب و امتداد سطح محوری چین ۸۵°/۳۱۵,۹° می‌باشد. امتداد وشیب صفحه π ، ۸۷°/۰۴۴° بوده و تمایل چین به سمت غرب می باشد. امتداد و میل محور ناوفرم ۳۱۳°/۰۳°و شیب و امتداد سطح محوری چین ۸۲,۵°/۱۳۴,۱° می‌باشد. امتداد وشیب صفحه π ، ۸۷°/۰۴۴° می باشد.

ایستگاه ۱۰: در این ایستگاه تاقفرم و ناوفرم وجود دارد. امتداد و میل محور تاقفرم ۱۵۶°/۰۳° و شیب و امتداد سطح محوری چین ۷۰°/۳۳۶,۴° می‌باشد. امتداد وشیب صفحه π ، ۸۹°/۰۶۴° بوده و تمایل چین به سمت غرب می باشد. امتداد و میل محور ناوفرم ۳۳۲°/۰۴° و شیب و امتداد سطح محوری چین ۷۴,۹°/۳۳۱,۳° می‌باشد. امتداد وشیب صفحه π ، ۸۹°/۰۶۴° بوده و تمایل چین به سمت شمال‌شرق می باشد. در این ایستگاه، گسل در محل لولای چین‌خوردگی شکستگی‌هایی دیده می‌شود که در ادامه پیشرفت چین‌خوردگی و حرکت به سمت غرب این بر روی این شکستگی‌ها جابجایی دیده می‌شود.

ایستگاه ۱۱: در این ایستگاه امتداد و میل محور چین خوردگی ۱۷۲°/۱۰° و شیب و امتداد سطح محوری چین ۷۹,۸°/۱۷۰,۲° می‌باشد. امتداد وشیب صفحه π ، ۸۱°/۲۶۲° بوده و تمایل چین به سمت غرب می باشد.

ایستگاه ۱۲: امتداد و شیب گسل ۸۰°/۰۶۰° و ریک خطوط لغزش ۱۵° به سمت N بر روی صفحه گسلی بوده و حرکت بر روی این گسل براساس پله ایجاد شده برروی صفحه گسل (Willis and Willis, 1934; Tjia, 1968) به صورت راستگرد با مؤلفه معکوس می‌باشد (جدول۲، شکل ۶).

در ایستگاه ۲ و ۱۱ لغزش بین‌لایه‌ای دارای زاویه ریک ۷۰° الی ۹۰° روی لایه‌بندی می‌باشد. لغزش لایه‌ها در ایستگاه ۲ دارای حرکت چپگرد و در ایستگاه ۱۱ دارای حرکت راستگرد می‌باشد (جدول۳، شکل ۷).

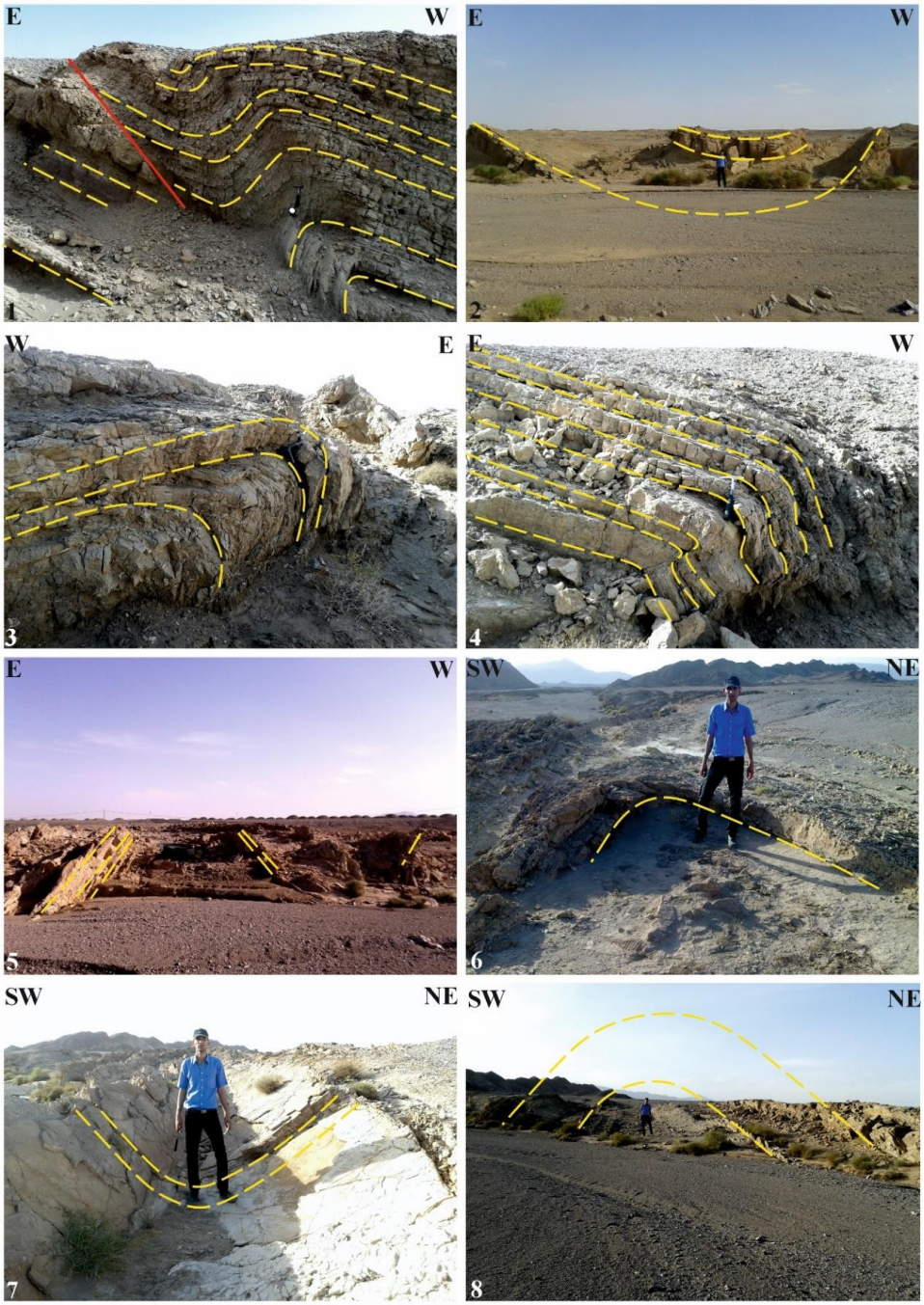
تحلیل جنبشی و حرکتی

از شرق به غرب، امتداد سطوح محوری چین‌ها از N-S به NW-SE متغیر می‌باشد. سوی حرکت ساختارها از شرق به غرب و در جهت خلاف شیب سطوح محوری می‌باشد. امتداد صفحات π، از ایستگاه ۱ تا ۱۱ به ترتیب از E-W به NE-SW تغییر می‌یابد که نشان‌دهنده تغییرات جهت تنش هم‌زمان با چین‌خوردگی در منطقه می‌باشد (شکل۸). براساس خطوط لغزش بین لایه ای، جهت و میل میدان تنش از ایستگاه ۲ به ۱۱ براساس اندازه‌گیری لغزش روی سطح لایه‌بندی به ترتیب ۰۹۰°/۱۹° و ۰۷۰°/۰۹° می‌باشد که تغییرات میدان تنش از شرق به غرب را نمایش می‌دهد. تغییرات در میل محور چین‌ها در ایستگاه ۱، ۲ و ۱۱ از شمال به جنوب، نشان‌دهنده سوگیری متفاوت در جهت تنش منطقه می‌باشد. جهت تنش بیشینه منطقه براساس گسل اصلی در ایستگاه ۱۲، دارای روند و میل ۱۰۴°/۲۷° می‌باشد. براساس صفحات π و گسل اصلی منطقه مورد مطالعه ، امتداد تنش بیشینه در منطقه، از E-W تا NE-SW می‌باشد (شکل۸). در نزدیکی گسل اصلی صفحه π دارای امتداد NE-SW می‌باشد در حالیکه با فاصله گرفتن از گسل و به سمت شرق صفحات π امتداد E-W می‌گیرند.

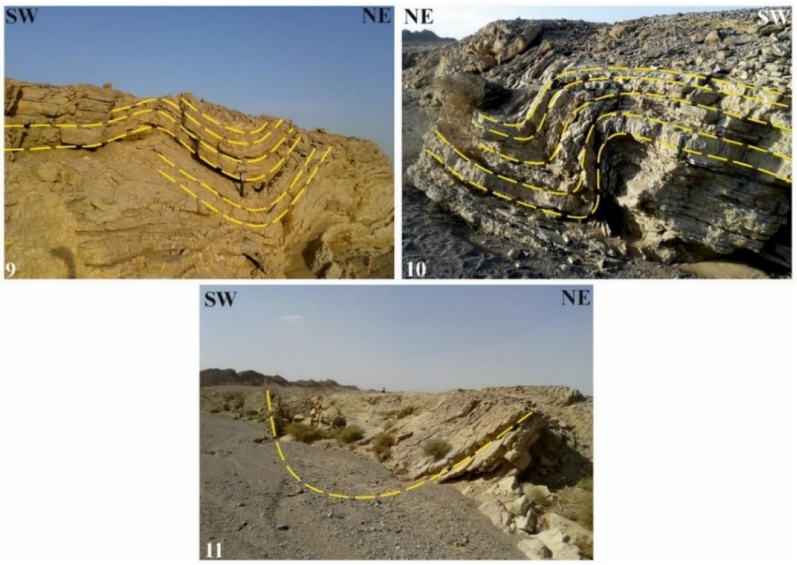
جهت تنش بر روی گسل اصلی در ایستگاه ۱۲، WNW-ESE می‌باشد. براساس مطالعات صمدی مقدم و همکاران (۱۳۹۴) و مومنی طارمسری و همکاران (۱۳۹۷) ، میدان تنش در واحدهای ژوراسیک فوقانی در این زمان در حال تغییر بصورت پادساعتگرد از عمود بر گسل کلمرد تا موازی با گسل کلمرد بوده است که این تغییرات نیز در منطقه مشاهده می گردد.

تعیین پارامترهای ژئومکانیکی

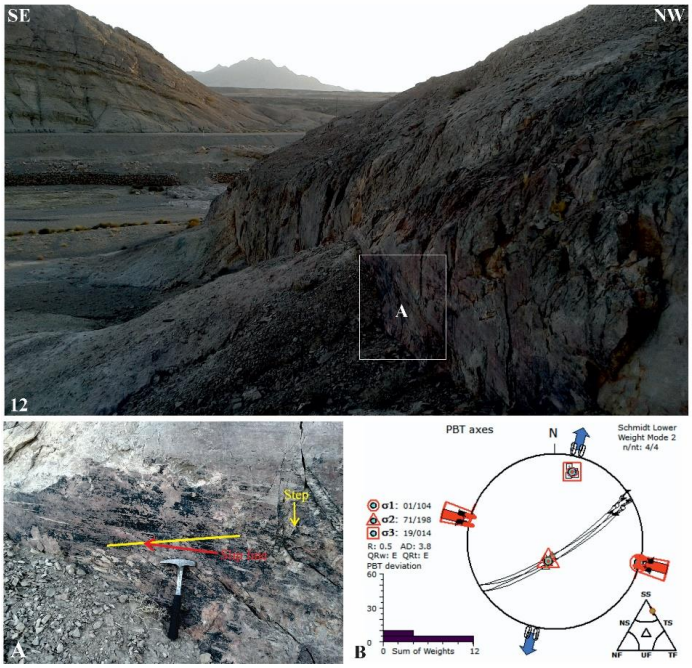
برای تعیین پارامترهای ژئومکانیکی واحدهای رسوبی از داده‌های صحرایی و نرم افزار Rocklab استفاده شد. ورودی نرم افزار شامل: شاخصه های کیفیت توده سنگ هوک-براون (مقاومت تک محوری سنگ بکر، شاخص GSI، ثابت mi مقاومت سنگ، فاکتور ساختاری) و خروجی نرم افزار شامل: معیار مقاومت هوک-براون و شاخص‌های مقاومت مور-کولمب (چسبندگی و زاویه اصطکاک داخلی) برای ترسیم پوش مقاومت مور-کولمب می‌باشد.



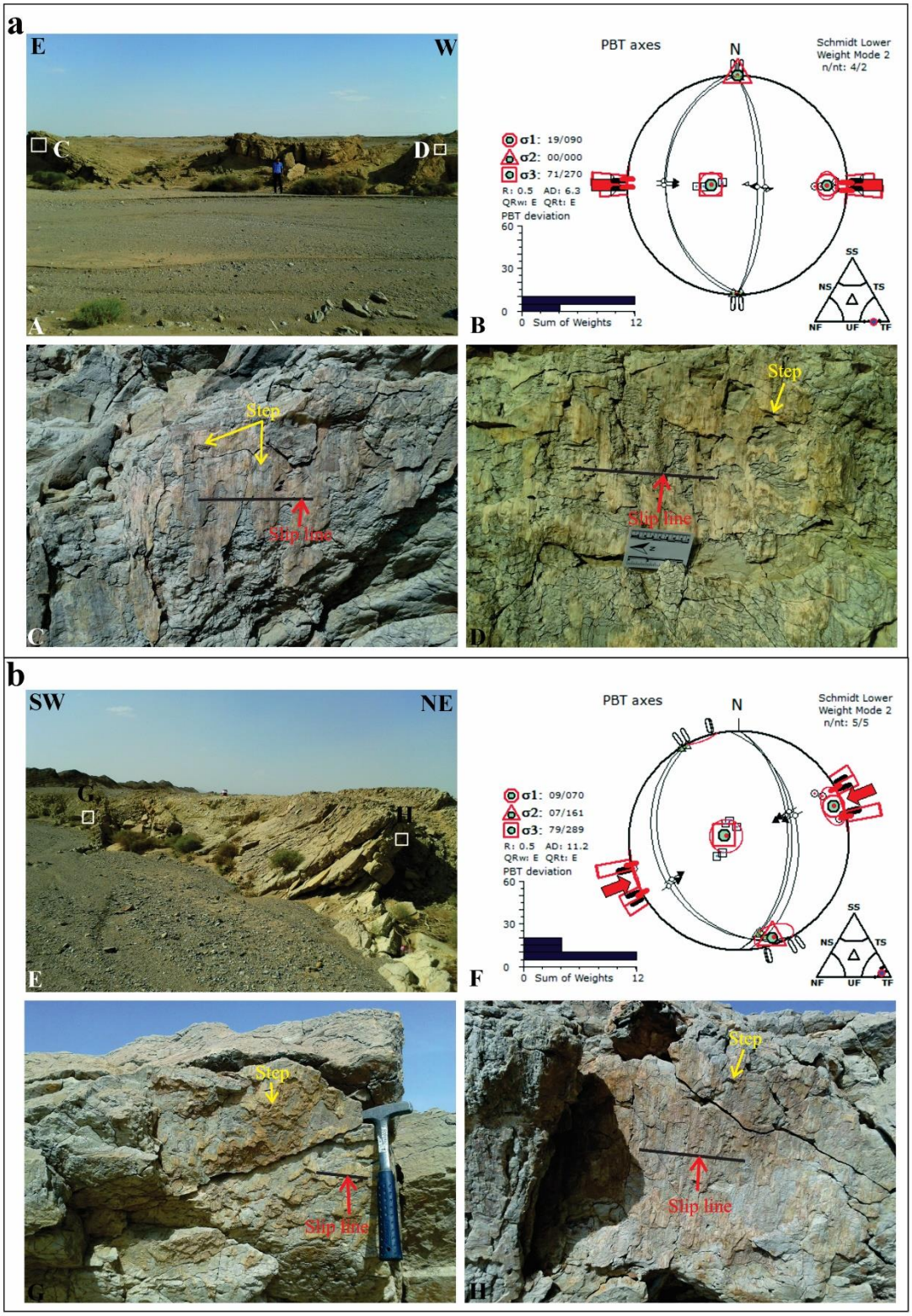
شکل۴. تصاویر صحرایی چین‌خوردگی‌ها در ایستگاه‌های ۱ تا ۸ در واحدهای کربناته پکتن‌دار (J_3^{pl}) را نشان می‌دهد (محل ایستگاه‌ها در شکل شماره ۲ و ۸ نمایش داده شده است. نام ایستگاه‌ها در گوشه پایین سمت چپ هر قسمت نوشته شده است).



شکل۵. تصاویر صحرایی چین‌خوردگی‌ها در ایستگاه‌های ۹ تا ۱۱ در واحدهای کربناته پکتن‌دار (J_3^{pl}) را نشان می‌دهد. محل ایستگاه‌ها در شکل شماره ۲ و ۸ نمایش داده شده است. نام ایستگاه‌ها در گوشه پایین سمت چپ هر قسمت نوشته شده است).



شکل۶. ایستگاه گسل اصلی منطقه مورد مطالعه (ایستگاه ۱۲) با حرکت امتدادلغز راستگرد با مؤلفه معکوس را نشان می‌دهد. (محل ایستگاه‌ها در شکل شماره ۲ و ۸ نمایش داده شده است. نام ایستگاه‌ها در گوشه پایین سمت چپ هر قسمت نوشته شده است).



شکل۷.موقعیت محورهای اصلی جنبشی بر اساس داده‌های خطوط لغزش بین لایه‌ای در ایستگاه ۲ (ABCD) و ایستگاه ۱۱ (EFGH) را نمایش می‌دهد.

جدول ۱. ویژگی‌های هندسی و جنبشی چین‌خوردگی‌ها

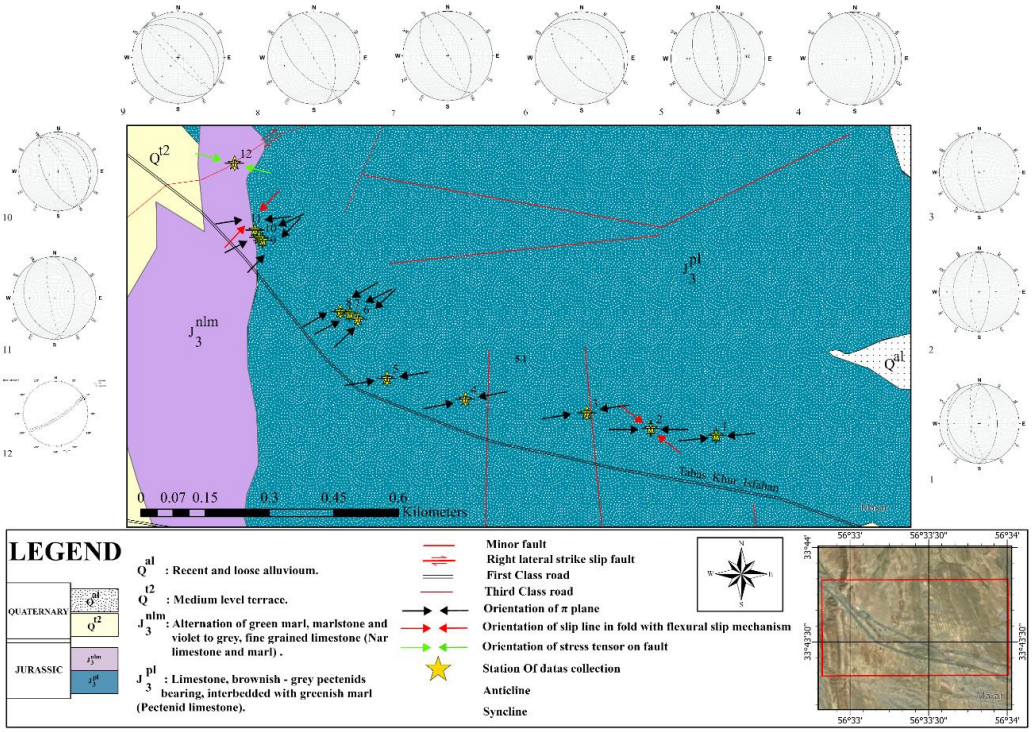
Station No.	Limb 1		Limb 2		Fold Axis		Axial Plane		Pi (π) Plane	
	Dip	Strike	Dip	Strike	Trend	Plunge	Dip	Strike	Dip	Strike
1	20	190	53	000	003	02	73.5	183	83	264
	25	150	53	000	172	11	75.6	169.7		
2	35	180	70	000	000	00	72.5	180	89	270
3	10	170	80	170	170	00	45	170	90	261
4	60	350	15	350	350	00	37.5	350	90	259
5	50	160	50	000	170	13	90	350	78	261
	50	340	55	000	171	14	87.5	170.3		
6	60	140	20	300	316	06	69.8	314.4	84	046
7	55	145	50	343	153	12	87.5	333.7	78	243
8	55	135	55	345	149	21	90	150	69	240
9	30	140	20	310	316	02	85	315.9	87	044
	30	140	45	310	313	03	82.5	134.1		
10	60	155	20	340	156	03	70	336.4	89	064
	60	155	30	325	332	04	74.9	331.3		
11	30	155	50	000	172	10	79.8	170.2	81	262

جدول ۲. ویژگی‌های هندسی و جنبشی گسل اصلی منطقه مورد مطالعه

Station	Fault Plane		Slip Line		Slip	σ1		σ2		σ3	
	Dip	Dip-Dir	Azim.	Plunge	Sense	Trend	Plunge	Trend	Plunge	Trend	Plunge
12	80	150	15	63	ID	194	01	198	71	19	14
	75	150	14	64	ID						
	80	145	10	57	ID						
	75	145	19	60	ID						

جدول ۳. ویژگی‌های هندسی و جنبشی لغزش بین‌لایه‌ای در چین‌خوردگی‌های منطقه مورد مطالعه

Station	Bedding		Slip Line		Slip	σ1	
	Dip	Dip-Dir	Azim.	Plunge	Sense	Trend	Plunge
2	70	90	69	95	IS	092	00
	35	270	34	273	IS		
	75	90	75	95	IS		
	35	265	34	270	IS		
11	53	90	50	62	ID	070	09
	25	240	25	237	ID		
	50	90	46	60	ID		
	30	245	30	240	ID		
	45	85	43	66	ID		



شکل۸. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه به همراه جهت تنش در هر ایستگاه بر اساس محور π چین‌خوردگی‌ها (فلش های مشکی رنگ)، خطوط لغزش بین لایه‌ای (فلش های قرمز رنگ) و ریک لغزش گسل (فلش سبز رنگ)

با وارد نمودن مقدار چسبندگی و زاویه اصطکاک داخلی به نرم افزار Win tensor مقدار σ۳ MAX برای دو واحد سنگی کربناته پکتن‌دار و کربناته سازند نار بدست آمد. مقدار چسبندگی در کربناته پکتن‌دار مگو 6 MPa، زاویه اصطکاک داخلی 22° و ماکزیمم تنش اصلی σ۳ دارای مقدار 44 MPa بدست آمد. همچنین در کربناته سازند نار مقدار چسبندگی 4 Mpa، زاویه اصطکاک داخلی 31° و ماکزیمم تنش اصلی σ۳ دارای مقدار 19 Mpa می‌باشد (شکل۹ و ۱۰). داده‌های ایستگاه ۲ و ۱۱ (شکل ۱۰؛ الف، ب) به پوش مور ترسیم شده نرسیده‌اند و به همین خاطر شکستی در یال‌های چین‌خوردگی در این دو ایستگاه دیده نمی‌شود، در صورتی‌که در ایستگاه ۱۲ (شکل ۱۰؛ ج) از پوش مور عبور کرده و گسل اصلی منطقه را شکل داده است.

از این اصل از مکانیک سنگ برای برابر هم قرار دادن روابط ویژگی های ژئومکانیکی چین‌خوردگی و گسل در منطقه استفاده گردید که در ادامه درباره آن بحث شده است.

بحث

مقدار فاکتور شکل میدان برای چین‌خوردگی‌ها و گسل 0.5 بدست آمده است در حالی‌که رژیم تنش بر روی گسل اصلی از نوع امتدادلغز و در چین‌خوردگی‌ها از نوع شیب‌لغز با مؤلفه معکوس می‌باشد . بر طبق رابطه ۱، چون σ۳ در صورت کسرقرار دارد، با نزدیک شدن مقدار σ2 به σ1 شاهد بزرگ شدن فاکتور شکل میدان خواهیم بود.در نتیجه فاکتور شکل میدان تابع مقدار σ۲ خواهد بود. از طرفی طبق رابطه ۱ و ۲، مقدار تنش‌های اصلی به زاویه کسینوس هادی جهت تنش های اصلی با قطب صفحه گسل نیز ارتباط دارد. برای منطقه مورد مطالعه مقدار کسینوس زاویه هادی برای تنش اصلی σ۲=90° بوده (شکل ۱۱) که مقدار کمی آن0 خواهد شد. درنتیجه می‌توان تنش در سه بعد را به صورت صفحه ای و برابر با اختلاف تنش σ۱ و σ۳ در نظر گرفت.

در دایره‌مور شکل ۱۰. الف و ب، اختلاف تنش σ۱ و σ۳ بر روی محور تنش نرمال برابربا 56 Mpa می‌باشد در صورتی‌که در شکل ۱۰.ج، این اختلاف به 81 Mpa رسیده است.

رابطه ۱: محاسبه مقدار تنش نرمال (Ramay, 1986)

$$\sigma_n = \sigma_1 l^2 + \sigma_2 m^2 + \sigma_3 n^2$$

رابطه ۲: محاسبه مقدار تنش برشی (Ramay, 1986)

$$\tau^2 = (\sigma_1 - \sigma_2)^2 l^2 m^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 m^2 n^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2 n^2 l^2$$

مقدار تنش نرمال برای شکست در چین‌خوردگی‌ها از رابطه ۳ قابل محاسبه است:

رابطه ۳: رابطه گسیختگی مور-کولمب (کولمب، ۱۷۷۶)

$$\tau = \sigma_n tan\emptyset + C_0$$

$$\tau = 81 \times \tan(31) + 4 = 52.6\ Mpa$$

با قرار دادن مقدار تنش برشی گسل در چین‌خوردگی‌ها می‌توانیم مقدار تنش نرمال لازم برای شکست را محاسبه کنیم:

$$52.6 = \sigma_n \times \tan(21) + 6$$

$$52.6 - 6 = \sigma_n \times 0.4$$

$$46.6 = 0.4\ \sigma_n$$

$$\sigma_{n\ Magu} = 116.5\ Mpa$$

چون نقطه انتهایی برای تنش بیشینه 100 Mpa می‌باشد، مقدار جابجایی دایره مور به سمت راست به این صورت قابل محاسبه است:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = 116.5\ Mpa - 44 Mpa = 72.5\ Mpa$$

$$100\ Mpa - 72.5 = 27.5\ Mpa$$

برای شکست در چین‌خوردگی‌ها لازم است تا مقدار تنش مینیمم از نقطه 44 Mpa به نقطه 27.5 Mpa جابجا شود تا پوش مقاومت از دایره مور عبور کند و شکست در چین‌خوردگی رخ دهد.

نتیجه‌گیری

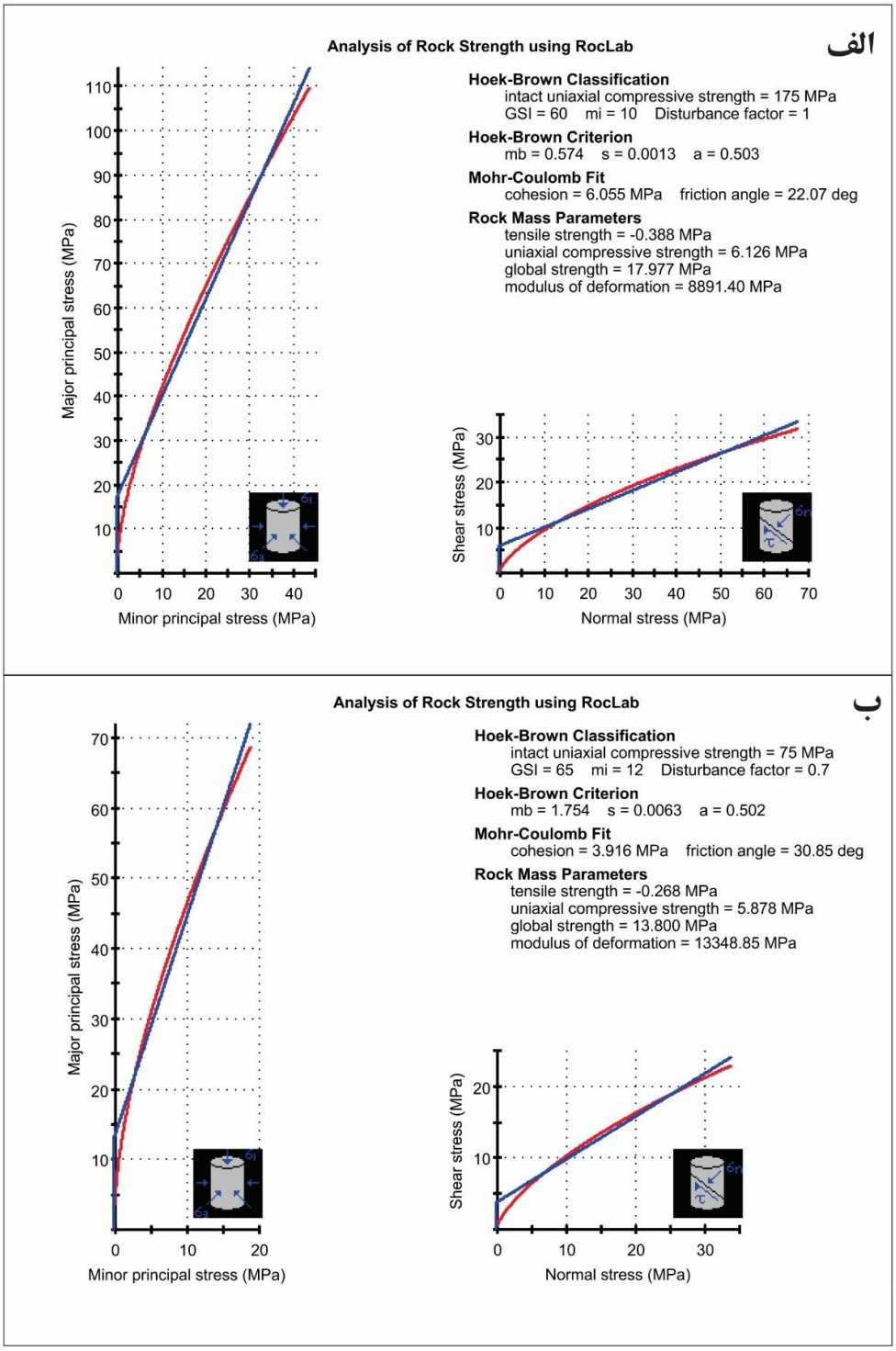
براساس مطالعات صحرایی و پردازش داده‌ها نتایج زیر حاصل گردید:

الف) چین‌خوردگی‌های منطقه طی زمان ژوراسیک با جهت تنش بیشینه اصلی تقریباً شرقی _غربی با آزیموت و میل ۱۹°/۰۹۰°، ۰۹°/۰۷۰° و ۰۱°/۱۰۴° شکل گرفته است.

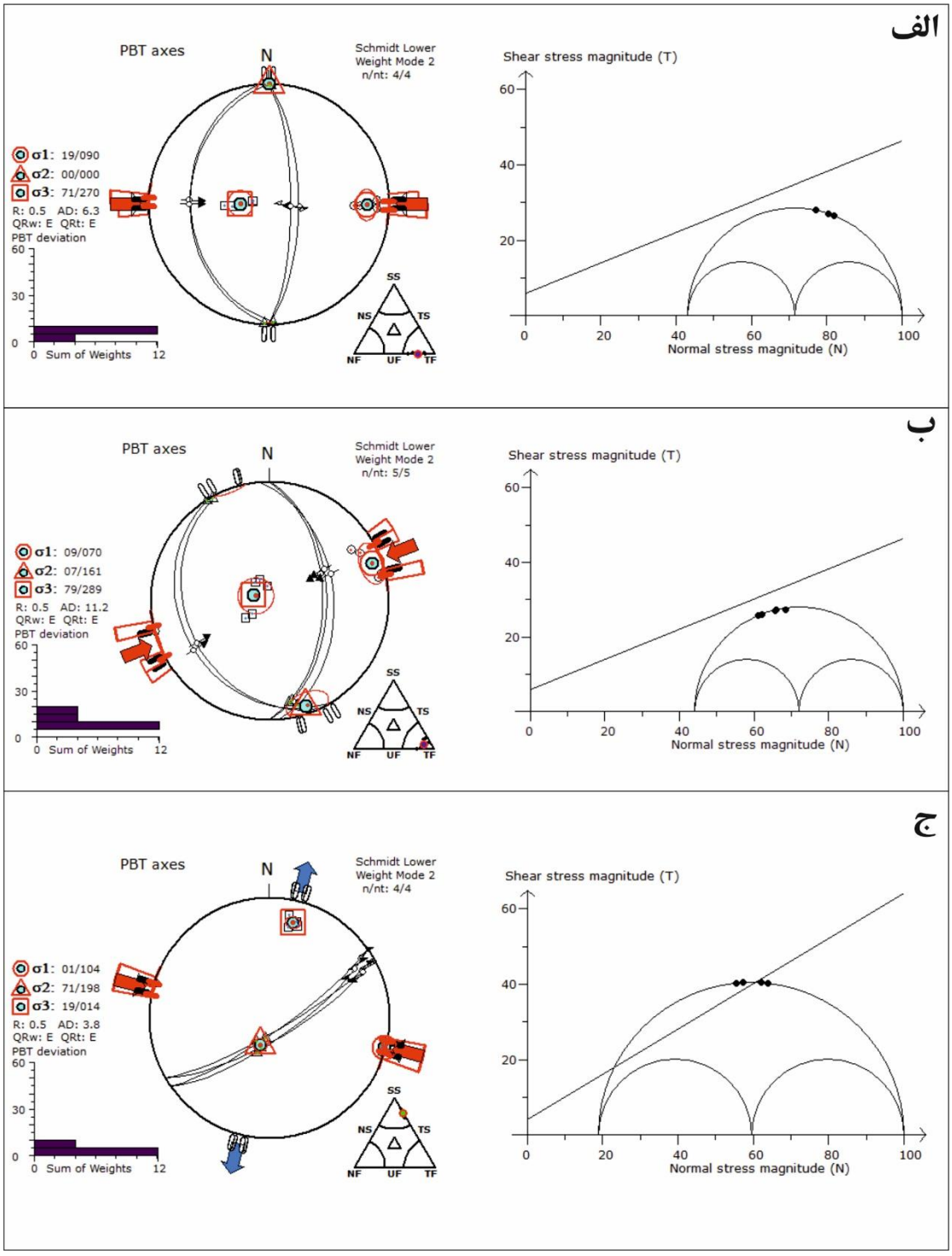
ب) برای شکست در چین‌خوردگی‌ها منطقه لازم است تا مقدار تنش مینیمم از نقطه 44 Mpa به نقطه Mpa 27.5 جابجا شود.

ج) با توجه به این‌که در منطقه با فاکتور شکل میدان یکسان، ساختارهای متفاوتی دیده می‌شود، مقدار فاکتور شکل تابع مقدار کمی σ۲ نمی‌باشد، در نتیجه مقدار کمی آن رژیم منطقه را تعیین نمی‌نماید و در مطالعات تنش دیرین باید مورد توجه قرار گیرد.

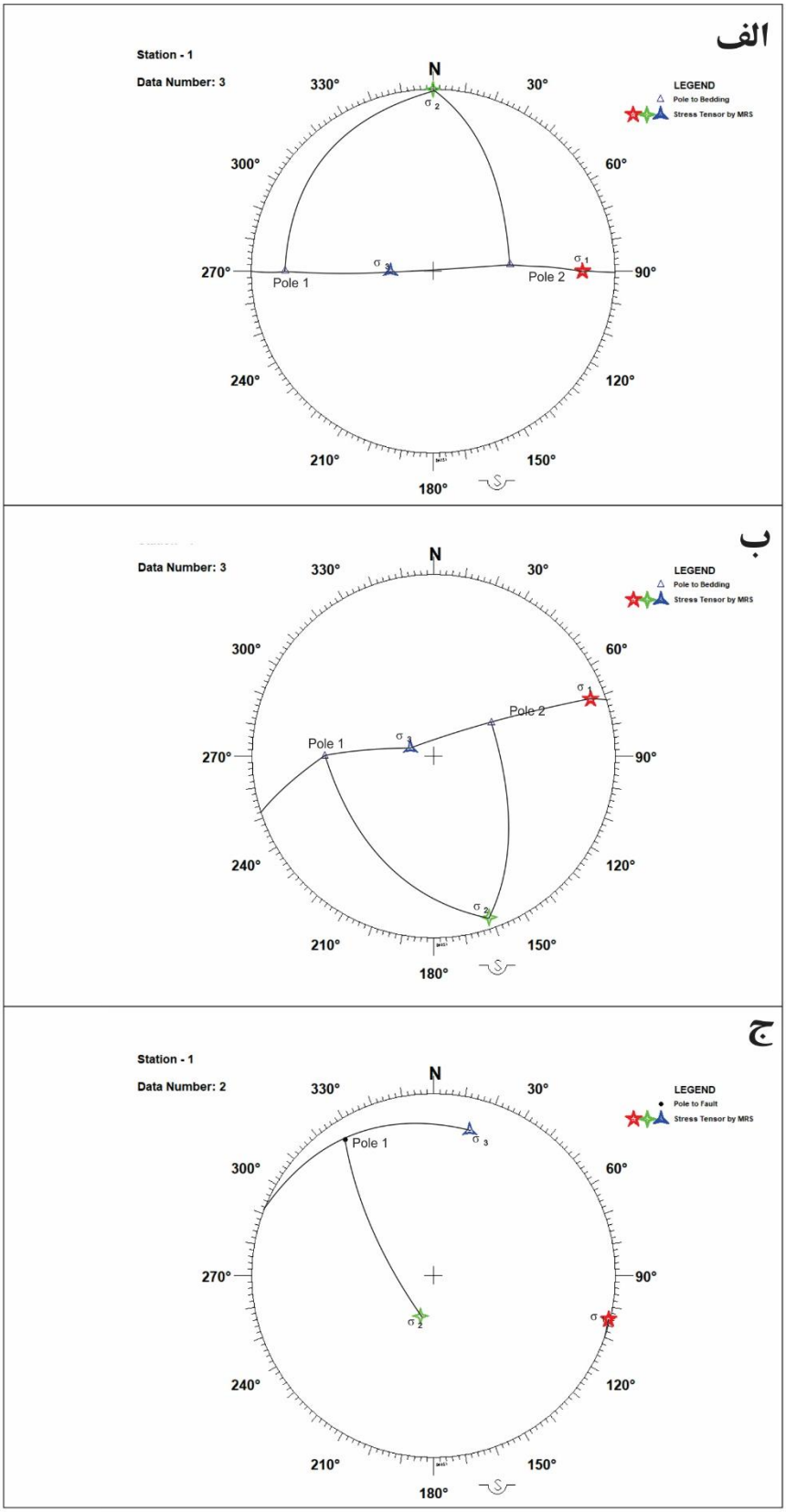
د) تغییرات میدان تنش در پاسخ به مقدار σ۱ و σ۳ اتفاق می‌افتد و مقدار مقدار فاکتور شکل تابع مقدار کمی ۲ نمی‌باشد، در نتیجه مقدار کمی آن رژیم منطقه را تعیین نمی‌نماید و در مطالعات تنش دیرین باید مورد توجه قرار گیرد.



شکل۹. ویژگی‌های مکانیکی واحدهای سنگی در نرم‌افزار Roclab در منطقه مورد مطالعه الف، کربناته پکتن‌دار مگو ب، کربناته سازند نار



شکل۱۰. تصویر استریوگرافیک و دایره مور الف) خطوط لغزش بین لایه‌ای ایستگاه ۲، ب) خطوط لغزش بین لایه‌ای ایستگاه ۱۱، ج) گسل اصلی منطقه در ایستگاه ۱۲



شکل ۱۱. اندازه‌گیری زاویه بین محورهای تنش و قطب صفحه لغزش (کسینوس های هادی) در ایستگاه‌های الف)۲، ب)۱۱، ج)۱۲

منابع:

۱. آقانباتی، علی.، (۱۳۸۳). زمین‌شناسی ایران سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران ۷۰۸ صفحه.

۲. سعیدی، عبدالله.، قاسمی، محمدرضا.، قریشی، منوچهر.، نواب‌پور، پیمان.، فریدی، محمد.، حقی‌پور، نگار.، رضائیان، مهناز.، (۱۳۸۱). بررسی زمین‌ساخت و لرزه زمین‌ساخت بلوک طبس، گزارش داخلی، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۶۲ صفحه.

۳. شیخ الاسلامی، محمدرضا.، زمانی، مسعود.، (۱۳۷۸). نقشه زمین‌شناسی حلوان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور.

۴. صمدی‌مقدم، رعنا.، ده‌بزرگی، مریم.، نوزعیم، رضا.، محجل، محمد.، (۱۳۹۴). ارزیابی نئوتکتونیک گسل کلمرد با استفاده از GIS، منطقه شیرگشت (ایران مرکزی). نشریه جغرافیا و توسعه, ۱۴(۴۵), ۱۵۹-۱۸۰.

۵. کریمی باوندپور، علیرضا.، حاجی حسینی، ابوالفضل.، (۲۰۰۲). نقشه زمین‌شناسی طبس، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور.

۶. مومنی طارمسری، محمد.، ده‌بزرگی، مریم.، نوزعیم، رضا.، و یساقی، علی.، (۱۳۹۷). تحلیل هندسی-جنبشی پهنه گسلی کلمرد در شمال ازبک‌کوه، ایران‌مرکزی. علوم زمین، ۲۸ (۱۰۹)، ۲۴۵-۲۵۴.

۷. نبوی، محمدحسن.، (۱۳۵۵). دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران.انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ صفحه.

1. Aghanabati, S. A. (1975). Étude géologique de la région de Kalmard (W. Tabas) (Iran central): stratigraphie et tectonique (Doctoral dissertation, Universite Scientifique et Médicale de Grenoble).

2. Allen, M., Jackson, J., & 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.https://doi.org/10.1029/2003TC001530.

3. Allen, M. B., Kheirkhah, M., Emami, M. H., & Jones, S. J. (2011). Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia—Eurasia collision zone. Geophysical Journal International, 184(2), 555-574.

4. Allmendinger .R. W., (2023). Available online: https://www.rickallmendinger.net/. Dept. of Earth & Atmospheric Sciences 3128 Snee Hall Cornell University Ithaca, NY 14853-1504 USA.

5. Berberian, M. (1983). The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. Canadian Journal of Earth Sciences, 20(2), 163-183.

6. Berberian, M., & King, G. C. P. (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Reply. Canadian Journal of Earth Sciences, 18(11), 1764-1766.

7. Calzolari, G., Rossetti, F., Della Seta, M., Nozaem, R., Olivetti, V., Balestrieri, M. L., Cosentino1, D., Faccenna1, C., Stuart, F. M. & Vignaroli, G. (2016). Spatio-temporal evolution of intraplate strike-slip faulting: The Neogene–Quaternary Kuh-e-Faghan Fault, central Iran. Bulletin, 128(3-4), 374-396.

8. Coulomb, C. A. (1776). Essai sur une application des règles des maximis et minimis à quelques problèmes de statique relatifs à l'architecture, vol. 7. Paris: Mém Math Phys Acad Roy Sci par divers Savants.

9. Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Melnikov, A., & Ermikov, V. (1995). Palaeostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part I. Palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution. Tectonophysics, 252(1-4), 61-101.

10. Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., & San'kov, V. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. Tectonophysics, 282(1-4), 1-38.

Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K., & 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(4), 325-362.

20. Nozaem, R., Mohajjel, M., Rossetti, F., Della Seta, M., Vignaroli, G., Yassaghi, A., Salvini, F., & Eliassi, M. (2013). Post-Neogene right-lateral strike–slip tectonics at the north-western edge of the Lut Block (Kuh-e–Sarhangi Fault), Central Iran. Tectonophysics, 589, 220-233.
21. Ramsay, J. G. (1986). The techniques of modern structural geology. The Techniques of Modern Structural Geology, Folds and Fractures, 2, 309-700.
22. Ruttner, A. (1968). Geology of the Shirgesht area (Tabas area, east Iran). Geological survey of Iran, 4, 1-133.
23. Salvini, F., Billi, A., & Wise, D. U. (1999). Strike-slip fault-propagation cleavage in carbonate rocks: the Mattinata Fault Zone, Southern Apennines, Italy. Journal of Structural Geology, 21(12), 1731-1749.
24. Stocklin, J. (1968). Structural history and tectonics of Iran: a review. AAPG bulletin, 52(7), 1229-1258.
25. Shafaii Moghadam, H., & Stern, R. J. (2015). Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(II) Mesozoic ophiolites. Journal of Asian Earth Sciences, 100, 31-59.
26. Tadayon, M., Rossetti, F., Zattin, M., Calzolari, G., Nozaem, R., Salvini, F., Faccenna, C., & Khodabakhshi, P. (2019). The long-term evolution of the Doruneh Fault region (Central Iran): A key to understanding the spatio-temporal tectonic evolution in the hinterland of the Zagros convergence zone. Geological Journal, 54(3), 1454-1479.

11. Drucker, D. C., & Prager, W. (1952). Soil mechanics and plastic analysis or limit design. Quarterly of applied mathematics, 10(2), 157-165.
12. Hoek, E., & Brown, E. T. (1980). Empirical strength criterion for rock masses. Journal of the geotechnical engineering division, 106(9), 1013-1035.
13. Hoek, E., & Brown, E. T. (2019). The Hoek–Brown failure criterion and GSI–2018 edition. Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering, 11(3), 445-463.
14. Javadi, H. R., Ghassemi, M. R., Shahpasandzadeh, M., Guest, B., Ashtiani, M. E., Yassaghi, A. L. I., & Kouhpeyma, M. (2013). History of faulting on the Doruneh Fault System: Implications for the kinematic changes of the Central Iranian Microplate. Geological Magazine, 150(4), 651-672.
15. Lade, P. V. (1977). Elasto-plastic stress-strain theory for cohesionless soil with curved yield surfaces. International journal of solids and structures, 13(11), 1019-1035.
16. Mancktelow, N. S. (1981). A least-squares method for determining the best-fit point maximum, great circle, and small circle to nondirectional orientation data. Journal of the International Association for Mathematical Geology, 13, 507-521.
17. Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Zanchi, A., Berra, F., Mossavvari, F., & Eshraghi, S. A. (2012). Neogene block rotation in central Iran: Evidence from paleomagnetic data. Bulletin, 124(5-6), 943-956.
18. Mogi, K. (1967). Effect of the intermediate principal stress on rock failure. Journal of Geophysical Research, 72(20), 5117-5131.
19. Morley, C. K., Kongwung, B., Julapour, A. A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D.,

27. Tjia, H.D. (1968). Fault-plane markings. In XXIII International Geological Congress, Prague, Czechoslovakia,13, 279-284.

28. Walker, R., & Jackson, J. (2004). Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. Tectonics, 23(5).

29. Wiebols, G. A., & Cook, N. G. W. (1968, November). An energy criterion for the strength of rock in polyaxial compression. In International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts, 5(6), 529-549. Pergamon.

30. Willis, B., Willis, R., 1934. Geologic Structures. McGraw-Hill, 420 pp.

.

فصلنامه زمین‌ساخت

تابستان ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۶

doi 10.22077/jt.2025.8288.1190

تأثیر توپوگرافی بر رخنمون گسل‌هادر پهنه فشارشی وامتدادلغز بر اساس شواهد آزمایشگاهی

زکیه عدالتی پور[۱*]،سیدسعیدالرضا اسلامی[۲]، غلام رضا مقامی مقیم[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشکده علوم زمین دانشگاه دامغان

۲- استادیار تکتونیک گروه زمین شناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه دامغان

۳- دانشیار ژئومورفولوژی گروه جغرافیا دانشکده علوم زمین دانشگاه دامغان

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۲۵
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۱/۲۸

چکیده:

در این پژوهش، تأثیر توپوگرافی به‌عنوان عاملی مؤثر بر مکان‌یابی و هندسه قطعات گسلی و معماری پهنه‌های گسلی در شرایط تنش فشارشی و امتدادلغز بررسی شده است. به این منظور، پنج سری آزمایش در پهنه‌های فشارشی و سه سری آزمایش در پهنه‌های امتدادلغز با استفاده از مدل‌های فیزیکی گل رس و دستگاه‌های شبیه‌ساز زمین‌ساختی طراحی و اجرا شد. نتایج نشان داد که تغییرات توپوگرافی، ازجمله ارتفاع و موقعیت آن، به‌طور قابل‌توجهی بر تمرکز تنش، جهت‌یابی شکستگی‌ها، و الگوی دگریختی شکننده تأثیر می‌گذارد. به‌عنوان نمونه، در آزمایش‌های فشارشی، ساختارهای سیگموئیدال و شکستگی‌های کششی در نزدیکی محدوده‌های مرتفع مشاهده شد، درحالی‌که در آزمایش‌های امتدادلغز، توپوگرافی سبب تغییر تنش‌های محلی و توزیع شکستگی‌ها در محدوده‌های تراکششی و ترافشارشی گردید. تحلیل نهایی نشان داد که توپوگرافی، علاوه بر نقش معمول خود به‌عنوان معلول فعالیت گسل‌ها، می‌تواند به‌عنوان عاملی محیطی در تکامل قطعات گسلی و مهاجرت گسل‌ها نقش ایفا کند. داده‌های دقیق‌تر از جمله تعداد و محل شکستگی‌ها و الگوی دگریختی در آزمایش‌ها، تغییرات قابل‌توجهی را در توزیع و جهت شکستگی‌ها نشان داد. یافته‌های این پژوهش درک بهتری از تأثیر متقابل عوامل سطحی و نیروهای تکتونیکی بر معماری گسل‌ها ارائه می‌دهد و می‌تواند در پیش‌بینی الگوهای گسلش و تحلیل زمین‌لرزه‌ها مورداستفاده قرار گیرد.

کلیدواژه‌ها: توپوگرافی، معماری گسل، مهاجرت گسلی، مدل‌سازی زمین ساختی

*ایمیل: zkyh.edlt120@gmail.com

تلفن تماس: ۰۹۹۰۱۸۲۵۰۶۶

The effect of topography on the fault outcrops in the compressive and strike-slip fault zones based on experimental observations

Zakieh Edalatipour[1], S Saeedorreza Eslami[2], Gholamreza Maghami Moghim[3]

1- Master's student in Tectonics, School of Earth Sciences, Damghan University

2- Assistant Professor, School of Earth Sciences, Damghan University

3- Associate Professor, School of Earth Sciences, Damghan University

Abstract

In this study, the impact of topography as a significant factor on the localization and geometry of fault segments and the architecture of fault zones under compressive and strike-slip stress conditions was examined. For this purpose, five series of experiments were conducted in compressional zones and three series in strike-slip zones using clay models and tectonic simulation devices. The results showed that topographic variations, including elevation and its position, significantly influenced stress concentration, fracture orientation, and brittle deformation patterns. For instance, in compressive experiments, sigmoid structures and tensile fractures were observed near elevated regions, while in strike-slip experiments, topography caused changes in local stresses and the distribution of fractures in extensional and compressional fault zones. The final analysis revealed that topography, in addition to its usual role as a consequence of fault activity, can act as an environmental factor in the evolution of fault segments and fault migration. More precise data, including the number and location of fractures and deformation patterns in the experiments, revealed significant changes in the distribution and direction of fractures. The findings of this study provide a better understanding of the interaction between surface factors and tectonic forces on fault architecture and can be applied in predicting fault patterns and analyzing earthquakes.

Keywords: Topography, Fault architecture, Fault migration, Tectonic modelling

*Email: zkyh.edlt120@gmail.com

Tel: +989901825066

۱- مقدمه

ساختار و معماری پهنه‌های گسلی، شامل موقعیت مکانی و هندسی قطعات گسلی، تحت تأثیر سه گروه اصلی از عوامل قرار دارد: نخست، نیروهای مؤثر شامل حالت، جهت و شدت تنش‌های وارده؛ دوم، ویژگی‌های فیزیکی توده سنگی که به جنس و خصوصیات پوسته زمین مرتبط است؛ و سوم، شرایط محیطی حاکم که بر تعامل تنش‌ها و توده سنگی تأثیر می‌گذارد. ازجمله عوامل مرتبط با شرایط محیطی، موضوع پستی‌وبلندی‌هایا توپوگرافیمی‌باشد و بر این اساس سؤال اصلی تحقیققابل‌تعریفمی‌شود، بدین ترتیب که آیا توپوگرافی (که خود تا حد زیادی تحت تأثیر فعالیتپهنه‌های گسلیمی‌باشد)، می‌تواند موقعیت مکانی و هندسی قطعات گسلی و درنتیجه معماری پهنه گسلی را در کنترل داشته باشد؟ اگر پاسخ این پرسش اولیه مشخص شود آنگاه می‌توان در مورد میزانتأثیر توپوگرافی و نیز نسبت تأثیر آن در مقایسه با سایر عوامل پیش‌گفته به تحقیق برخاست. ازآنجاکه شواهد صحرایی امکان پاسخ به سؤال ابتدایی فوق را فراهم نمی‌سازند، به‌ناچار تلاش گردیده تا با کمک شواهد آزمایشگاهی (غیر متوازن) پاسخ اولیه برای پرسش فوق حاصل گردد.مدل‌سازی تجربییک ابزار اصلی برای آزمون فرضیه‌ها و اعتبارسنجی در تحقیقاتزمین‌شناسی است که امکان مشاهده روند تکامل دگر ریختی ساختاری را فراهم می‌کند در مدل‌سازی زمین‌ساختی، با ایجاد مدل‌های ساده‌سازی و مقیاس شده از مواد دارای رفتار مشابه مدل طبیعی، فرایند ایجاد ساختارهای زمین‌شناسی شبیه‌سازی می‌شود و عوامل مؤثرموردبررسی قرار می‌گیرد(Rosenau et al., 2017). درواقعمدل‌سازی تجربی این امکان را می‌دهد که به آزمایشتأثیر عواملی که در شکل‌گیری و رشد و تکامل ساختارها مؤثر هست، پرداخته شود. همچنین می‌توان به درک جامع‌تری از موقعیت و روند ساختارها در صورت وجود عوامل سطحی چون توپوگرافیدست‌یافت. یکی از اهداف مطالعات آزمایشی، پیش‌بینی تشکیل و موقعیتاحتمالی ساختاری چون گسل می‌باشد که تحلیل ساختاری در طبیعت بر مبنای نتایج آزمایشگاهیمی‌تواند به مدیریت بهتر مخاطرات زمینی چون زمین‌لرزه، زمین‌لغزش، فرونشست‌های تکتونیکی و نیز به کشف ذخایر منابع آب زیرزمینی و منابع معدنی کمک کند. هدف از این تحقیق مشاهده تأثیر توپوگرافی بر معماری و هندسه گسل‌ها در مقیاس رخنمون می‌باشد. سازه‌های برشی ریدل الگوهای گسل رایجی هستند که در پهنه‌های برشیشناسایی‌شده و به مراحل جنینی تشکیل گسل مربوط می‌شوند. سازه‌های ریدلشبکه‌ای از نوارهای برشی هستند که معمولاً در مناطق برشی ساده در مراحل اولیه گسل ایجادمی‌شوند. ساختار برشی ریدل که برای اولین بار توسط ریدل در سال ۱۹۲۹در آزمایش‌های کیک رسی گزارش شد، به‌عنوانیک سازه اساسی در مناطق برشی شناخته شد(Riedel, 1929)

نتایج شبیه‌سازی‌های آزمایشگاهی با استفاده از مدل‌های رسی نشان داده است که چین‌های سطحی ابتدا شکل می‌گیرند و سپس یا همزمان با آن‌ها، انواع گسل‌ها از جمله گسل‌های امتدادلغز مزدوج (ریدل) به‌وجود می‌آیند. در این شبیه‌سازی‌ها، چین‌خوردگی‌ها در مراحل ابتدایی تغییر شکل ظاهر می‌شوند و با نوارهای لغزش مزدوج، معکوس یا گسلش معمولی همراه هستند. تغییر شکل‌ها ممکن است در هر مرحله متوقف شوند یا این‌که ادامه یابند تا زمانی که لغزش در امتداد ناحیه پیچشی منجر به تشکیل گسل چرخشی و جدا شدن بخش‌های بریده‌شده از سازه‌های اولیه شود. حرکت مورب بلوک‌های گسل در طرف مقابل گسل چرخشی باعث واگرایی یا همگرایی می‌شود و بر روی سازه‌های کششی و فشاری اثر می‌گذارد، موجب افزایش یا کاهش آن‌ها خواهد شد(wilcox et al., 1973)

در پهنه‌های برشی امتدادلغز، آزمایش‌های تجربی متعددی به بررسی الگوهای پیچیده‌تری پرداخته‌اند که با ساختارهای مشاهده‌شده تطابق دارند.در یکی از تحقیقات آزمایشگاهی، هندسه و تکتونیک سازه‌ها در بخشی از زون گسلی جنوب سان‌آندریاس مورد بررسی قرار گرفت و مکانیسم تغییر شکل زیرزمین به‌وضوح نشان داده شد. ین تغییر شکل‌ها می‌توانند با چین‌خوردگی لایه‌های رسوبی بالایی مرتبط باشند در این گزارش مشخص شد که گسل‌های راستا لغز با شکل نردبانی، باعث ایجاد پهنه‌های ساختاری فشارشی یا کششی در فاصله بین خود می‌شوند. برای درک

بهتر این فرآیندها، مدل‌سازی‌های زیادی در زمینه‌های تراکششی و ترافشارشی انجام گرفت(Sylvester & Smith, 1976).

حسنی آبدری و اسلامی نتایج مقایسه آزمایش‌های فیزیکی با استفاده از خاک رس را گزارش کرده‌اند که نشان می‌دهد این آزمایش‌ها از تکرارپذیری مناسبی برخوردارند.. در این تحقیق نتایج حاصل از تأثیر سه عامل متغیر مؤثر شامل ضخامت مدل ، محتوای آب و نرخ جابجایی بر تکامل نواحی لغزش ارائه‌شده است. مقایسه نتایج برای آزمایش پایه نشان داد که افزایش ضخامت، چندینتغییر شامل تأخیر در حد گسیختگی گسل آزمایشگاهی، کاهش حداکثر جابه‌جایی سطحی گسل و کاهش تراکم گسل تجمعی در پوشش رسوبیرا در تکامل پهنه‌های امتدادلغز برجسته می‌کند، با توجه به آزمون تغییر رفتار مدل (افزایش محتوای آب)، نتایج به‌دست‌آمده در طی مقایسه با نتایج آزمایش پایه نشان داد که این عامل متغیر باعث افزایش حداکثر جابه‌جایی گسل‌ها و تراکم گسل‌ها می‌شود، اما تأثیری بر زمان رخنمون گسل آزمایشگاهی ندارد. کاهش نرخ جابجایی دستگاه باعث تأخیر در زمان رخنمون گسل آزمایشی نسبت به دو آزمایش دیگر و همچنین افزایش تراکم قطعات گسل در پوشش رسوبی پوسته گردید. شباهت نتایج تجربی فوق و نمونه‌های طبیعی در مقیاس‌های مختلف مشاهدات مانند: ترک‌ها و گسیختگی‌های سیگموئیدی، پهنه گسل امتدادلغز بر روی نقشه نیز نشان داده‌شده است. همان‌طور که در این تحقیق و همچنین تحقیقات گذشته نشان داده‌شده است، مدل‌های تجربیساخته‌شده با خاک رس مرطوب رفتاری مشابه پوسته زمین از خود نشان می‌دهند، بنابراین می‌توان از مدل رسیبرای نشان دادن چگونگی تغیر شکل‌های طبیعی در پوسته استفاده کرد(حسنی آبدریو اسلامی., ۱۴۰۲). در یک تحقیق که در سال ۲۰۱۳ منتشر شد، تفاوت‌های تخمین نرخ لغزش گسل‌ها در جنوب کالیفرنیا بررسی گردید.این مطالعه نشان داد که مدل‌های کینماتیکی که اثرات جریان پس از زلزله را در نظر می‌گیرند، می‌توانند نرخ لغزش‌های فعلی را به‌طور دقیق‌تری توضیح دهند. همچنین این تحقیق تفاوت‌های موجود در نرخ لغزش گسل‌ها را بین مدل‌های ژئودتیکی و زمین‌شناسی بررسی کرده و اهمیت مدل‌های ویسکوالاستیک در این زمینه را مورد تأکید قرار داد(Johnson, 2013).در سال ۲۰۱۶، تحقیقی برای بررسی تأثیرات توپوگرافی بر توسعه گسل‌های امتدادلغز با استفاده از مدل‌سازی آنالوگ انجام شد. نتایج این تحقیق نشان داد که تغییرات توپوگرافی تأثیر زیادی بر رفتار گسل‌ها و الگوهای گسل‌بندی دارند. مدل‌ها نشان دادند که در نواحی مسطح، یک سیستم گسلی ریدل شکل می‌گیرد، در حالی که در مناطق با توپوگرافی بالاتر، گسل اصلی تنها در مراحل پایانی آزمایش‌ها از روی پله‌ها عبور می‌کند. این نتایج نشان‌دهنده اهمیت تغییرات مورفولوژیکی در کنترل توسعه گسل‌های امتدادلغز و تأثیر آنها بر تمرکز کرنش و لرزه‌خیزی است.(Tomas et al., 2016).

Zeng و Shenمقاله‌ای منتشر کردند که به تخمین نرخ لغزش گسل‌ها در کالیفرنیا پرداخته است. این مطالعه با استفاده از داده‌های GPS و مدل‌های زمین‌ساختی، تفاوت‌های قابل توجهی در نرخ لغزش گسل‌ها را در مناطق مختلف کالیفرنیا نشان می‌دهد. این تفاوت‌ها می‌توانند تحت تأثیر هندسه‌های مختلف گسل‌های UCERF3 و اثرات توپوگرافی باشد(Zeng & Shen, 2016).

Omosanyaو همکارانبا استفاده از داده‌های سه‌بعدی لرزه‌ای با کیفیت بالا وقوع گسل‌های امتدادلغز را در منطقه گربن سوائن، غرب بارنتس سی، بررسی کردند. این مطالعه نشان می‌دهد که گسل‌های امتدادلغز در این منطقه تحت شرایط گسترشی از اواخر ژوراسیک تا اوایل کرتاسه توسعه یافته و در دوران کرتاسه میانه دوباره فعال شده‌اند. گسل‌های اصلی چپ‌گرد در گربن سوائن با حرکت چپ‌گرد در سطح کم عمق به یکدیگر پیوند خورده‌اند. نتایج این مطالعه نشان‌دهنده تعامل گسل‌های امتدادلغز با گسلش پس‌لرزه‌ای و تغییرات ساختاری در این ناحیه تحت تأثیر فرآیندهای تکتونیکی منطقه‌ای و هالوکینزیس هستند(Omosanya et al., 2017)

Wang و همکاران از روش تفاضل محدود شبکه منحنی برای بررسی تأثیر توپوگرافی نامنظم محلی بر فرآیند شکست دینامیکی گسل امتدادلغز عمودی و توزیع حرکات زمین استفاده کرد. نتایج نشان داد که مقیاس و ارتفاع توپوگرافی تأثیر زیادی بر روند گسترش شکست

و توزیع حرکات زمین دارد. توپوگرافی کوهستانی مانع از ایجاد فوق-شیب ناشی از سطح آزاد می‌شود و تأثیر مهمی در فرآیند شکست و حرکت زمین ایجاد می‌کند. این مطالعه به نقش مهم تنش اولیه بر توزیع حرکات زمین و وقوع فوق‌شیب پرداخته است(Wang et al., 2018).

Visage و همکاران‌با استفاده از مدل‌سازی آنالوگ، اثرات هندسه و فرآیندهای کینماتیکی بر توسعه تغییرات خارج از گسلرا بررسی کرد. این مطالعه نشان داد که با افزایش تجمع تغییر شکل‌ها، منطقه‌های تغییر شکلبه‌تدریج در اطراف گسل‌ها به وجود می‌آید، که این موضوع می‌تواند به‌عنوان تغییرشکل‌های فرعی (OFD) شناخته شود. این مطالعه همچنین نشان داد که این تغییرشکل‌ها ابتدا به‌صورت تغییرشکل‌های گسترده و پراکنده ظاهر می‌شوند و با حرکت گسل‌ها و ایجاد سامانه‌های گسلی جایگزین، می‌توانند مجدداً فعال شوند(Visage et al., 2023).

Langer و همکاران با استفاده از یک مدل پیشرفته برای تحلیل داده‌های GPS و مشاهدات زمین‌شناسی در مناطق زلزله‌خیز شیلی و نپال، تأثیر توپوگرافی بر برآوردهای لغزش در زمین‌لرزه‌ها را موردبررسیقراردادند. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که توپوگرافی، مانند شیب‌ها و ارتفاعات، تأثیر قابل‌توجهی بر تخمین لغزش‌ها دارد. به‌ویژه در نواحی با شیب‌های شدید، اثرات توپوگرافی بر مدل‌های لغزش بیشتر می‌شود، و در این مناطق نیاز به اصلاحات پیچیده‌تری برای مدل‌های لغزش وجود دارد.این تحقیق نشان می‌دهد که برای بهبود مدل‌های پیش‌بینی لغزش در زمین‌لرزه‌ها، باید اثرات توپوگرافی به‌طور دقیق در نظر گرفته شود(Langer et al., 2020)

Krstekanićو همکاران با استفاده از مدل‌سازی آنالوگ در مقیاس پوسته‌ای، تأثیر هندسه پیش رونده‌ها[1] و فرآیندهای کینماتیکی بر تقسیم‌بندی کرنش و انتقال تغییر شکل از گسل‌های امتدادلغز به مناطق تراست و کششی را بررسی کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که هندسه پیش رونده‌ها عامل اصلی در کنترل انتقال کرنش و شکل‌گیری حوضه‌های کششی است. این مطالعه ارتباط این الگوها را با سامانه گسلی کارپاتو-بالکان در جنوب‌شرقی اروپا تطبیق داده و تأثیرات کرنش در این مناطق را تحلیل کرده است(Krstekanić et al., 2021).

مطالعات قبلی نشان می‌دهند که ارزیابی دقیق‌تر آسیب‌ها و تغییرات توپوگرافی در مناطق زلزله‌خیز، نیازمند توجه ویژه به مدل‌های زمین‌شناسی و ژئودتیکی است. این مطالعات به ما نشان داده‌اند که تعامل پیچیده گسل‌ها و تأثیرات توپوگرافی بر رخنمون گسل‌ها در پهنه‌های فشارشی و امتدادلغز چگونه می‌تواند بر الگوهای تشکیل و تکامل گسل‌ها تأثیر بگذارد. با توجه به این اهمیت، پژوهش حاضر به دنبال بررسی تأثیر توپوگرافی بر رخنمون گسل‌ها در این پهنه‌ها است، که با استفاده از شواهد آزمایشگاهی به تحلیل آن می‌پردازد. این پژوهش به دنبال آن است که مشخص کند چگونه تغییرات توپوگرافی، به‌ویژه در محیط‌های تکتونیکی فشارشی و امتدادلغز، می‌توانند بر الگوهای تشکیل و تکامل گسل‌ها تأثیر بگذارند. همچنین، هدف از این پژوهش این است که با تکیه‌بر داده‌های حاصل از آزمایش‌های فیزیکی، ارتباط میان شکل‌گیری توپوگرافی و عملکرد گسل‌ها را در شرایط مختلف فشارشی و امتدادلغز تحلیل و مدل‌سازی کرده تا به درک بهتری از رفتار زمین‌ساختی این پهنه‌ها برسیم.

۲-روش انجام آزمایش‌ها

برای آنکه درک مناسبی از چگونگی تأثیر عامل سطحی توپوگرافی بر رخنمون گسل‌ها در شرایط تنش فشارشی ایجاد شود، ۵ سری آزمایش مختلف طراحی و انجام پذیرفت. در شکل (۱) تجهیزات مورداستفاده در شبیه‌ساز حرکت تراکمی – کششی و نیز شبیه‌ساز حرکت برشی نشان داده‌شده است. طراحی بدین‌صورت است که نمونه به ابعاد ۳۰در ۴۰ سانتی‌مترو ارتفاع ۵ سانتی‌متر تهیه شد . سپس نمونه در جعبه دستگاه قرار داده شد و تنش فشارشی دوطرفه با نرخ متوسط به نمونه وارد گردید تا زمانی که همگرایی به ۰/۵درصد رسید. در سطح نمونه مارکرهایی قرار داده شد تا کرنش شکل‌پذیر قبل از ایجاد اولین شکستگی بررسی گردد.

1.Indentors



(الف)



(ب)

شکل (۱). تجهیزات مورداستفاده در طراحی آزمایش‌ها الف: دستگاه،شبیه‌ساز حرکت تراکمی- کششی ب: دستگاه شبیه‌ساز حرکت برشی (امتدادلغز)

درمجموع ۵ آزمایش مختلف طراحی و انجام شد که مشخصات آن در جدول (۱) ارائه‌شده است.عواملی چون جنس، ابعاد نمونه، همگن، نوع تنش، نرخ تنش در ۵ آزمایش ثابت و توپوگرافی در جهات مختلف و نیز تنش یک‌طرفه متغیر در نظر گرفته شد.

جدول (۱). مشخصات آزمایش‌هایطراحی‌شده در پژوهش

شماره آزمایش	تعداد متغیر مستقل	متغیرهای مستقل
۱	۰	آزمایش پایه بدون وجود توپوگرافی
۲	۲	وجود توپوگرافی مایل بر جهت همگرایی و تنش یک طرفه
۳	۱	وجود بخش مرتفع مایل بر جهت همگرایی
۴	۱	تغییر روند بخش مرتفع به موازات جهت همگرایی
۵	۱	تغییر روند بخش مرتفع عمود بر جهت همگرایی

۳-بحث

همان‌طور که اشاره شد به‌منظور رسیدن به درکی از چگونگی تأثیر عامل سطحی توپوگرافی بر رخنمون گسل‌ها در شرایط تنش فشارشی به طراحی و انجام ۵ آزمایش انجامید. که خلاصه‌ای از تصاویر جمع‌آوری‌شده از شواهد آزمایشگاهی در شکل (۲) ارائه‌شده است.آزمایش اول به‌عنوان آزمایش پایه بدون وجود توپوگرافی طراحی و انجام شد. در سطح نمونه مارکرهایی قرار داده شد تا کرنش شکل‌پذیر قبل از ایجاد اولین شکستگی بررسی گردد. کرنش شکل‌پذیر نشان داد، تمرکز تنش‌ها در بخش میانی نمونه بیشتر و در اطراف تنش به‌صورتبالاآمدگی خود را نشان دادند. سپس با ایجاد اولین کرنش شکننده به بررسی شکستگی‌ها در نمای نقشه[1]پرداخته شد. همان‌طور در تصاویر ردیفاول شکل ۱مشاهده می‌شود، تمرکز شکستگی‌های فشارشی در بخش میانی مدل دیده می‌شود و شکستگی‌های کششی در دو طرف نمونه و در مراحل پایانی نمود بیشتر دارد.

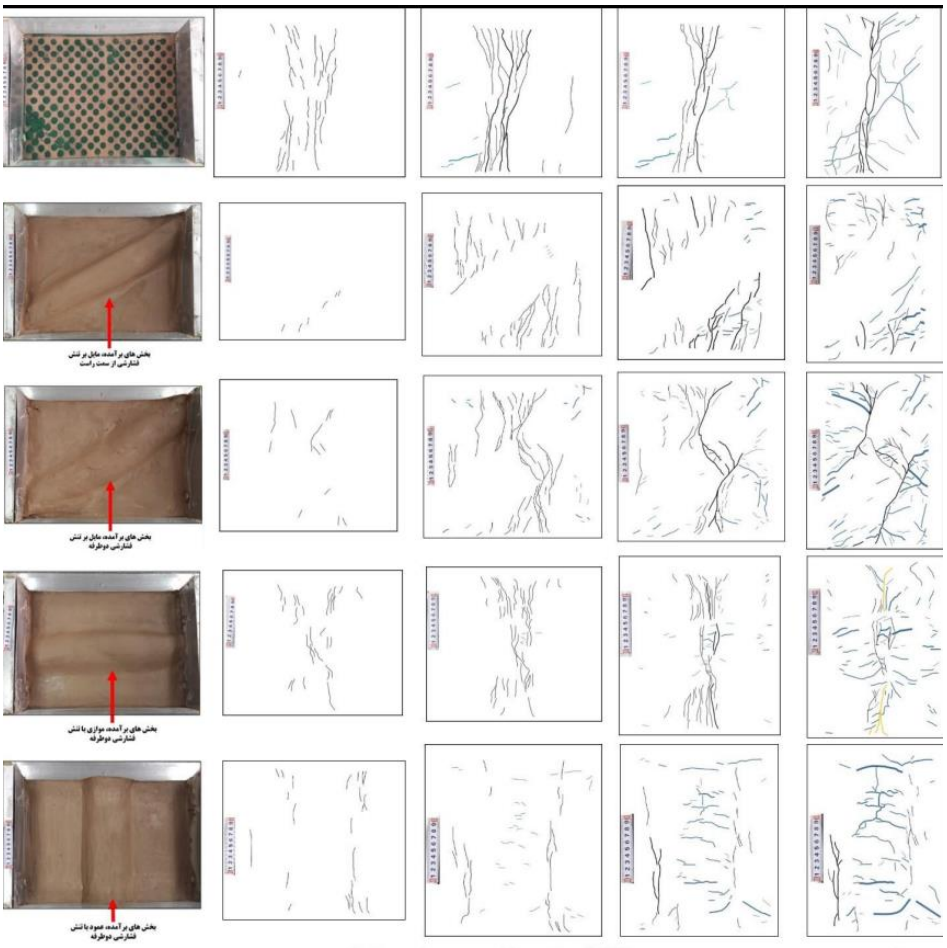
آزمایش دوم با دو متغیر وجود توپوگرافی مایل برجهت همگرایی و تنش یک‌طرف از سمت راست تصویر نمای سطح طراحیانجام شد. همان‌طور که در تصاویر ردیف دوم شکل (۲)مشاهده می‌شود در این شرایط، در بخش مرتفع از قبل تعبیه‌شده، شکستگی وجود ندارد و بخش مرتفع همانند جسم صلب عمل نموده و تنش بسیار کمی را متحمل شده و دگر ریختی شکننده به اطراف منتشر گردیده است که با نتایج به‌دست‌آمده از آزمایش شبیه‌سازی برخورد با جسم صلب در آسیای شرقی که توسط تاپونیر و همکاران[2] (۱۹۸۲) انجام گرفت مطابقت داردونکته قابل‌توجه دیگری که قابل‌مشاهدهاست این است که امتداد شکستگی‌های فشارشی در نزدیکی مرز محدوده مرتفع از قبل تعبیه‌شدهبه‌صورت مایل ایجاد شدند. نمونه طبیعی آن را در می‌توان در گسل‌هایترانسفورم اقیانوسی دید(Tapponnier et al., 1982). شاید بتوان این‌طور تحلیل کرد محدوده مرتفع از قبل تعبیه‌شده سبب تغییر در تنش‌های اصلی می‌شود که با نتایج تحقیق رستمیان و همکاران(۱۳۹۳) مطابقت دارد. ایشان در پژوهشی مشابه اثرات ناپیوستگی‌های موجود بر مکان و هندسه سازه‌هارا به‌صورت تجربیموردبررسیقراردادند و بر اساس نتایجبه‌دست‌آمده مشاهده کردند ،یکی از عوامل اصلی تأثیرگذار بر حرکت و هندسه سازه‌ها، ناپیوستگی‌های از پیش موجود است. بنابراین، هندسه

1. Map View
2. Tapponnier et.al

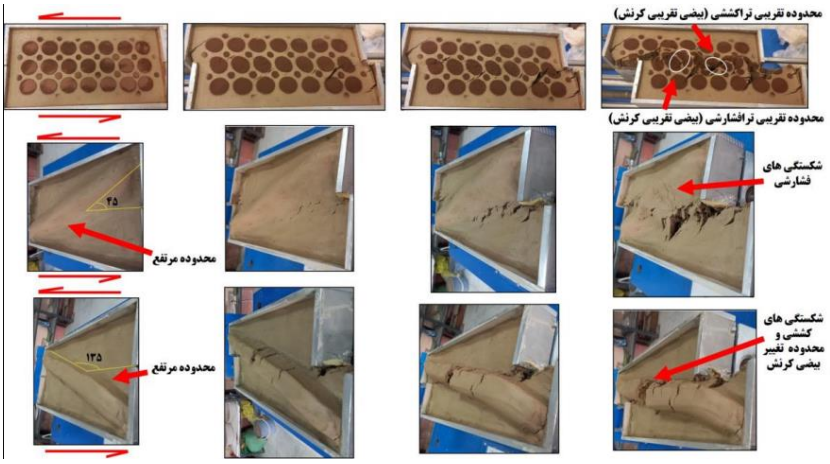
اینناپیوستگی‌ها با توجه به جهت تنش باعث ایجاد شرایط گوناگونی در سینماتیک توده سنگ و سپس هندسه ساختار نهاییمی‌شود(رستمیان و همکاران., ۱۳۹۵). آزمایش سوم با یک متغیر نسبت به آزمایش پایه که وجود بخش مرتفع مایل برجهت همگرایی است، طراحی و انجام شد. در تصاویر ردیف سوم شکل (۲) مشاهده می‌شود با تمرکز دگر ریختی در بخش میانی نمونه حتی در بخش‌های مرتفع از قبل تعبیه‌شده، ساختارها شکل گرفتند. این حالت مشابه آزمایش پایه است با این تفاوت که روند شکستگی‌ها در نزدیکی بخش مرتفع از قبل تعبیه‌شدهتغییریافته و نسبت به آن مایل شدند. این تمایل روند ساختارها به بخش مرتفع در دو طرف آن حالت معکوس دارند و یک حالت سیگموئیدال را در مقیاس بزرگ ایجاد کردند که یک حالت چرخشی به بخش میانی مدل داده است. دو گسل اصلی در طرف محدوده مرتفع از قبل تعبیه‌شدهشکل گرفته که توسط پهنه گسلی بخش میانی از محدوده مرتفع از قبل موجود به هم متصل هستند و دو پایانه آن متفاوت است. پایانه شمالی تصویر فشارشی) دوپلکس های راندگی(و پایانه جنوب تصویر کششی) اختلاف ارتفاع بیشتر و شکستگی‌های کششی) است. درنهایت شاهد افزایش تراکم شکستگی‌های کششی هستیم که کشش سطحی ناشی از افزایش ارتفاع سبب ایجاد شکستگی‌های کششی شده است. آزمایش چهارم با تغییر روند بخش مرتفع به‌موازات جهت همگرایی تکرار شد.تصاویر ردیف چهارم شکل (۲) مربوط به این آزمایش است. این آزمایش شباهت زیادی به آزمایش پایه دارد با این تفاوت که یک مقدار تمایل روند ساختارها به سمت بخش مرتفع از قبل تعبیه‌شده مشاهده می‌شود. نکته قابل‌توجه در این آزمایش این است که دگر ریختیبرخلافآزمایش‌های ۲ و ۳ در بخش مرتفع از قبل موجود تمرکزیافته است که نشان می‌دهد در این آزمایش بخش مرتفع از قبل موجود به‌صورت جسم صلب عمل‌نکرده بلکه خود مقدم بر دریافت تنش‌های اعمالی بوده است. شاهد آن می‌تواند پدیدار شدن اولین شکستگی‌های مزدوج کششی در بخش میانی محدوده مرتفع از قبل موجود بعد از شکستگی‌های فشارشی بخش میانی نمونه باشد. در مراحل پایانی، با برخورد محدوده‌هایدوبلکس‌های راندگی دو طرف نمونه به همدیگر؛ به‌طور محلی تنش کششی غالب بر تنش فشارشی شده و گسل‌ها تغییر مکانیسم‌دادند و تبدیل به گسل‌های نرمال شدند و این حد نهایی تحمل فشارشی است. در طبیعت نیز شاهد این نوع گسل‌ها هستیم.

آزمایش پنجم با تغییر روند بخش مرتفع عمود برجهت همگرایی انجام شد. تصاویر ردیف پنجم شکل ا مربوط به این آزمایش است در این آزمایش مشابه سایر آزمایش‌ها پس از بالاآمدگی‌هادگر ریختی شکننده با شروع شکستگی‌های فشارشی در سطح آغاز گردید. شکستگی‌های فشارشی در دو طرف محدوده مرتفع از قبل تعبیه‌شده،ایجادشده و رشد کردند و درنهایت پس از برخورد با محدوده مرتفع از قبل تعبیه‌شده، متوقف شدند و به‌شدتشکستگی‌های کششی بخش مرتفع از قبل تعبیه‌شدهافزوده‌شده است. در کل نمونه سه بالاآمدگی در سطح دیده می‌شود. بخش مرتفع میانی براثر چین‌خوردگی و دوبالاآمدگی دو طرف نمونه براثردوبلکس‌های راندگی است. برخلاف آزمایش شماره۴، تغییر مکانیسم درگسل‌های فشارشی در زمان برخورد با محدوده مرتفع از قبل موجود ایجاد نشد بلکه راندگی‌های نسل جدید ادامه یافتند و به حد نهایی تحمل فشارشی نرسیدند.همچنین به‌منظورشبیه‌سازی و مقایسه شرایط فوق، ۳ آزمایش در پهنه امتدادلغز نیز تکرار شد تا نتایجکامل‌تری حاصل شود. ابعاد، جنس، همگنی و نرخ تنش در این مدل‌ها ثابت و مشابه آزمایش‌های پهنه‌ی فشارشی در نظر گرفته شد. تنها عامل متغیر در آزمایش‌های پهنه‌ی امتدادلغزی، موقعیت قرارگیری محدوده مرتفع می‌باشد که با دو زاویه ۴۵ درجه مخالف هم نسبت به زون برشی تعبیه شدند (تصاویر سمت چپ شکل ۳).

در آزمایش اول (تصاویر ردیف اول از شکل ۳) آزمایش بدون محدوده مرتفع انجام شد. در این آزمایش شاهد شکستگی‌های ریدل و آنتی‌ریدل و همچنین محدوده‌های ترافشارشی و تراکششی محلی که در فواصل بین شکستگی‌هایایجادشده، هستیم. آزمایش دوم (تصاویر ردیف دوم از شکل ۳) محدوده مرتفع با زاویه ۴۵ درجه نسبت به جهت برش چپ‌گرد تعبیه شد. همان‌طور که در تصویر مشاهده می‌شود رخنمون شکستگی‌های پهنه برشی با رسیدن به محدوده مرتفع



شکل (۲). خلاصه‌ای از مجموع تصاویر ۵ آزمایش انجام‌شده در پهنه فشارشی . از سمت چپ به راست روند تکامل رخنمون شکستگی‌ها را نشان می‌دهد



شکل (۳).خلاصه‌ای از مجموع تصاویر ۳ آزمایش انجام‌شده در پهنه امتدادلغز. از سمت چپ به راست روند تکامل رخنمون شکستگی‌ها را نشان می‌دهد.

متوقف شدند و رخنمون شکستگی‌های در بخشی از محدوده مرتفع که در مسیر پهنه برشی واقع‌شده است به‌صورتشکستگی‌های فشارشی نمایان شدند و این شاهد ساختاری نشان‌دهنده توزیع تنش ترافشارشی در محدوده مرتفع واقع بر پهنه‌ی برشی است.آزمایش سوم (تصاویر ردیف سوم از شکل ۳) محدوده مرتفع با زاویه ۱۳۵ درجه نسبت به جهت برش چپ‌گرد تعبیه شد. همان‌طور که در تصویر مشاهده می‌شود، چون مساحت بیشتری از محدوده مرتفع بر روی پهنه برشی واقع‌شده است،

رخنمون شکستگی‌های نیز به محدوده مرتفع نفوذ کردند با این تفاوت نسبت به آزمایش اول که تراکم آن‌ها بسیار کمتر و فقطشکستگی‌های کششی رخنمون یافتند. نکته بسیار قابل‌توجه در این آزمایش این است که محدوده ترافشارشی در دو آزمایش قبلی تبدیل به محدوده تراکششی شد که نشان می‌دهد موقعیت و جهتیافتگی توپوگرافی (مثبت یا منفی) چقدر می‌تواندمؤثر باشد که حتی تنش محلی را تحت تأثیر خود قراردادِو امکان پیش‌بینی‌های دور از انتظار را برای ما فراهم کند

۴-نتیجه‌گیری

در این تحقیق تلاش گردید تا با کمک از شواهد آزمایشگاهی به این پرسش اولیه پاسخ داده شود که آیا ممکن است توپوگرافی که خود معلول فعالیتگسل‌ها در سطح زمین می‌باشد، به‌عنوان عاملی مؤثر بر مکان و هندسه قطعات گسلی و درنتیجه معماری پهنه گسلی نقش ایفا نماید. تحلیل نتایج در شرایط بزرگنمایی نقش توپوگرافی، نشان داد که پستی‌وبلندی‌ها و نحوه توزیع آن‌ها نسبت به رژیم‌های فشارشی و امتدادلغز و جهت تنش‌های جاری در پوسته، می‌توانند عواملی مؤثر در معماری پهنه‌های گسلی باشند.

بر اساس این نتایج و در یک تحلیل منطقی می‌توان نتیجه گرفت که شکل‌گیری ساختارهای دوپلکس در عمق و سطح، طرح‌هایبه‌هم‌بافته در سطح، ساختارهای گلی مثبت و منفی و مانند آن‌ها، پس از تأثیرپذیری از عوامل مرتبط با نیروهای وارده (و جابجایی‌هایرخ‌داده بر روی قطعات گسلی) و نیز عوامل مرتبط با ویژگی‌های فیزیکی پوسته، تا حد قابل قبولی می‌تواند تحت تأثیر توپوگرافی به‌عنوان یکی از عوامل مرتبط با شرایط محیطی حاکم بر تقابل نیروی درونیپوسته باشد.

با توجه به مفهوم مهاجرت گسلی در پهنه‌های مختلف، می‌توان توپوگرافی را عاملی مؤثر در شکل‌گیری قطعات جدید گسلی و تحولات آن‌ها در طول تکامل پهنه‌های گسلی دانست. این فرآیند نشان می‌دهد که مهاجرت گسلی در مقیاس قطعات گسل به‌طور خاص تحت تأثیر شرایط محیطی منحصربه‌فرد هر قطعه قرار دارد. درنتیجه، برای درک بهتر مهاجرت گسلی، ضروری است که مسیر استنتاج بر اساس اصول کلی پذیرفته‌شده در این زمینه دنبال شود. یافته‌های این تحقیق نیز نشان می‌دهد که توپوگرافی در شکل‌گیری قطعات جدید گسلی و تغییرات آن‌ها نقش کلیدی ایفا می‌کند، که با نظریات قبلی(Berberian&Yeats, 1999) و (اسلامیو خطیب، ۱۳۸۵) مبنی بر تأثیر شرایط محیطی خاص قطعات گسل بر مهاجرت گسلی هم‌راستا است. برای درک جامع‌تر فرآیند مهاجرت گسلی و تکامل پهنه‌های گسلی، توجه به اصول کلی پذیرفته‌شده و تحلیل دقیق آن‌ها امری ضروری است.

مراجع

Berberian, M., & Yeats, R. S. ,1999, Patterns of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau. Bulletin of the Seismological Society of America, 89(1). https://doi.org/10.1785/bssa08 90 010120

Johnson, K. M. ,2013, Slip rates and off-fault deformation in Southern California inferred from GPS data and models. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 118(10). https://doi.org/10 .1002/jgrb.50365

Krstekanić, N., Willingshofer, E., Broerse, T., Matenco, L., Toljić, M., & Stojadinovic, U. 2021, Analogue modelling of strain partitioning along a curved strike-slip fault system during backarc-convex orocline formation: Implications for the Cerna-Timok fault system of the Carpatho-Balkanides. Journal of Structural Geology, 149. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104386

Langer, L., Ragon, T., Sladen, A., & Tromp, J. ,2020,.

Impact of topography on earthquake static slip estimates. Tectonophysics, 791. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228566

Omosanya, K. O., Zervas, I., Mattos, N. H., Alves, T. M., Johansen, S. E., & Marfo, G. ,2017, Strike-Slip Tectonics in the SW Barents Sea During North Atlantic Rifting (Swaen Graben, Northern Norway). Tectonics, 36(11). https://doi.org/ 10.100 2/2017TC004635

Riedel, W. ,1929, Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Zentralblatt Für Mineralogie, Geologie, Und Paleontologie, B.

Rosenau, M., Leever, K., & Oncken, O. ,2017, Experimental Tectonics: Convergent Plate Margins. In Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. https://doi.org/10.1 016/b978-0-12-409548-9.09497-5

Sylvester, A. G., & Smith, R. R. (1976). Tectonic Transpression and Basement Controlled Deformation in San Andreas Fault Zone, Salton Trough, California. AAPG Bulletin (American Association of Petroleum Geologists), 60(12). https://doi.org/10.1306/c1ea3a73-16c9-11d7-8645000102c1865d

Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A. Y., Armijo, R., & Cobbold, P. ,1982, Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. Geology, 10(12). https://doi.org/10.1130/0091-7613 (1982)10 <611 :PETIAN>2.0.CO;2

Tomas, R., Duarte, J., Rosas, F., Schellart, W., & Strak, V. (2016). Analogue modelling of the effect of topographic steps in the development of strike-slip faults.

Visage, S., Souloumiac, P., Cubas, N., Maillot, B., Antoine, S., Delorme, A., & Klinger, Y,2023, Evolution of the off-fault deformation of strike-slip faults in a sand-box experiment. Tectonophysics, 847. https://doi.org/10.1016/j.tec-to.2023.229704

Wang, M., Zheng, A., Yu, X., & Zhang, W. ,2018, Study on the influence of local mountainous topography to fault dynamic rupture. Acta Seismologica Sinica, 40(6). https://doi.org/ 10. 11939/jass.20180022

wilcox, R. E., Harding, T. P., & Seely, D. R. ,1973, Basic Wrench Tectonics . American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 57(1). https: // doi . org/10.1306/819a424a-16c5-11d7-8645000102c1865d

Zeng, Y., & Shen, Z. K. ,2016, A fault-based model for crustal deformation, fault slip rates, and off-fault strain rate in California. Bulletin of the Seismological Society of America, 106(2), 766–78 4. https://doi.org/10.1785/0120140250

اسلامی, س. س., و خطیب, م. ،۱۳۸۵. مهاجرت گسل در پهنه‌های گسلی امتدادلغز؛ مطالعه موردی: پهنه گسلی فعال اردکول - خاور ایران. فصلنامه علوم زمین, ۱۶, ۱۳۸–۱۵۷.

حسنی آبدری, و., اسلامی., س. س. ،۱۴۰۲. معیاربندی نتایج مدلسازی آزمایشگاهی در تحقیقات زمین‌ساختی. دانشگاه دامغان.

رستمیان, م., اسلامی, س. س., نوری, م., و محمدی, ل. ،۱۳۹۵. سطح ناپیوستگی قدیمی: عاملی اثرگذار بر موقعیت مکانی و هندسی ساختارها. *ماهنامه علوم زمین و معدن*, ۱۲۷, ۱۶.

فصلنامه زمین‌ساخت

تابستان ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۶

10.22077/jt.2024.8207.1184

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

حسن اصغری[۱]، محمد مهدی خطیب*[۲]، ابراهیم غلامی[۳]، ساسان باقری[۴]

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

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

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

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

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۱۰
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۰/۰۸

چکیده:

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

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

*ایمیل:hasanasghari@birjand.ac.ir

تلفن تماس: ۰۹۱۵۱۹۰۹۲۹۹

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

Hassan Asghari[1], Mohammad Mehdi Khatib*[2], Ebrahim Gholami[3], Sasan Bagheri[4]

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

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

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

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

Abstract

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

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

*Email:hasanasghari@birjand.ac.ir

Tel: +989151909299

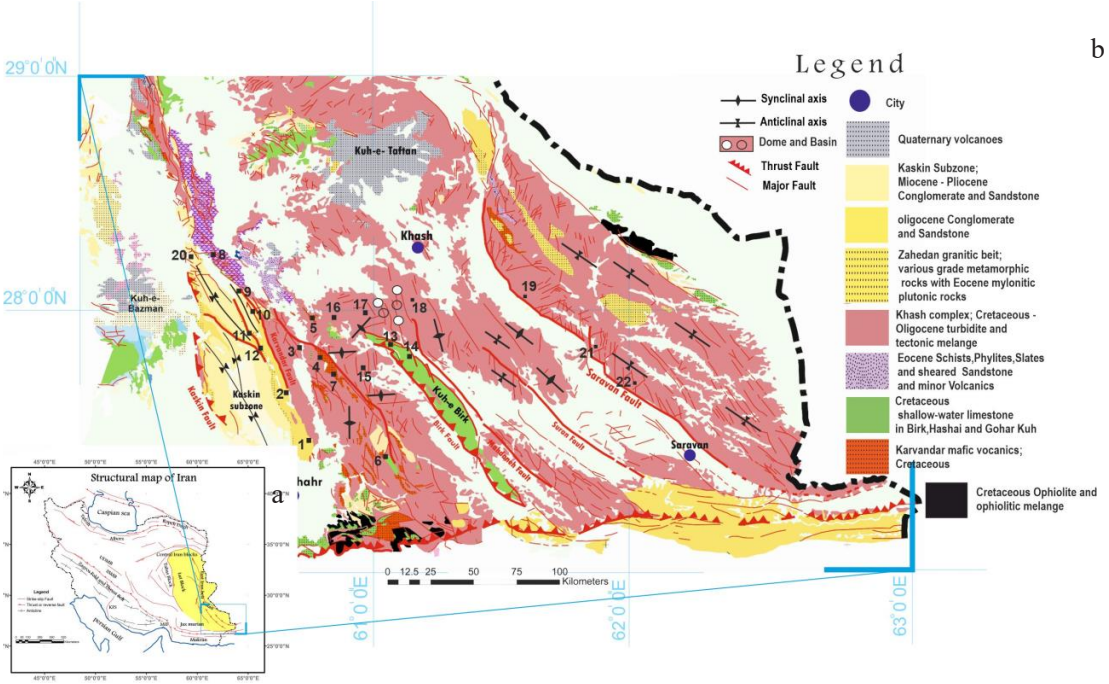
مقدمه

منطقه مورد مطالعه بخش جنوبی کوهزاد شرق ایران که شامل یک منطقه گوه مانند، بین بلوک لوت در غرب و بلوک افغان در شرق بوده و شامل سکانس های افیولیتی به سن کرتاسه فوقانی، رسوبات سیلیسی کلاستیک،رخساره-فلیش به سن پالئوسن- ائوسن، رسوبات دریایی عمیق و بلوک های آهکی به سن کرتاسه و ائوسن می باشد (Tirrul et al., 1983) به دلیل تنوع ساختاری و دگرشکلی های متفاوت تاکنون ایده های مختلفی در ارتباط با تکامل تکتونیکی کوهزاد شرق ایران مطرح گردیده است. اعمال تنش های مختلف درمحدوده زمانی متفاوت، دگرشکلی های متنوعی را ایجاد می کند، بررسی های تنش دیرین در پهنه دگرشکل شده وارتباط آن با دگرشکلی های موجود یکی از ابزارهای مناسب جهت شناخت بهتر سازوکار حاکم بر این دگرشکلی ها می باشد.در این باره(تنش دیرین) نیز مطالعاتی به وسیله پژوهشگران مختلف در بخش های شمالی این کوهزاد صورت گرفته است از جمله میتوان به موسوی(موسوی و همکاران.،1389) ، در جنوب بیرجند با دو مرحله تغییر شکل با راستای شمال خاوری – جنوب باختری و خاوری – باختری ، جنزر(Jentzer et al., 2016) ،دربخش های شمالی کمربندسیستان با سه مرحله تغییر شکل در زمان های میوسن (N90°)، اواخر پلیوسن (N60°) وکواترنری (N25°)، عزتی(Ezati et al.,۲۰۲۰) درکوه های شکراب(شمال بیرجند) با سه مرحله تغییر شکل در زمان های کرتاسه -پالئوسن(N337°)، ائوسن (N3°)، الیگوسن – کواترنری (N26°) ،سهیمی(سهیمی و همکاران.، ۱۳۹۷)، درمنطقه شیرشتر (شمال سفیدآبه) با دو مرحله تغییر شکل در زمان های کرتاسه – ائوسن (شمال باختری -جنوب خاوری) و ائوسن -کواترنری (شمال خاوری – جنوب باختری) اشاره نمود.بخش جنوبی کوهزاد با توجه به اینکه نسبت رخنمون های شمال کوهزاد کمتر دچار دگریختگی و آشفتگی تکتونیکی شده می تواند گزینه ی مناسبی برای بررسی و تفکیک فازهای مختلف تنش و در نهایت دست یابی به اطلاعاتی ارزشمند باشد که از آن بتوان در تفسیر تکامل تکتونیک این کوهزاد استفاده نمود. هدف از این پژوهش بررسی تغییرات جهت تنش در بازه های زمانی متفاوت در واحد های مختلف سنگی و چینه ای با استفاده از داده های برداشت شده از ویژگی های هندسی و کینماتیک گسل ها و مقایسه آن با الگوهای چین خوردگی و تفکیک فاز های مختلف چین خوردگی می باشد. به منظور تعیین میدان تنش در زمان حاضرنیز زمین لرزه هایی با بزرگی بالای ۵ ریشترو دارای حل کانونی در بخش جنوبی کوهزاد شرق ایران مورد بررسی قرار گرفت و نتایج آن نیز با نتایج بست آمده دیگر مورد تحلیل قرار گرفت.تحلیل تکتونیکی شامل جمع‌آوری داده‌ها، جداسازی داده‌ها بر اساس تعیین سن، محاسبه میدان‌های تنش و در نهایت شناسایی و طبقه‌بندی رویدادهای مختلف است. از این رو مهمترین پرسش های تحقیق این است : با توجه به دگرشکلی شکنا و شکل پذیر چند فاز تکتونیکی عمل کرده است؟ رژیم تکتونیکی حاکم بر این فاز ها چگونه بوده است؟ چه ارتباطی بین ساختارهای دگرشکلی با تغییرات میدان تنش وجود دارد؟

زمین شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در بخش جنوبی پهنه جوش خورده سیستان و بین طول‌های جغرافیای′۳۰ °۶۰ تا ′۰۰ °۶۲ و عرض های جغرافیایی ′۱۵ °۲۷ تا ′۱۵ °۲۸ می باشد (شکل ۱) تاکنون تقسیم بندی‌های گوناگونی برای واحدهای تکتونواستراتیگرافیکی شرق ایران انجام شده است که هر یک از این پژوهشگران تحت اسامی مختلفی از آن یاد کرده اند. که از مهمترین این کارها میتوان به افتخار نژاد (Eftekhar-Nejad et al., ۱۹۷۱) زون" فلیش"، اشتوکلین (Stöcklin, ۱۹۷۲) "جبال مکران و شرق ایران"، نبوی(Nabavi, ۱۳۵۵) "زون نهبندان-خاش"، کری(Kearey et al.,۱۹۹۶) و باقری (bagheri and Damani,۲۰۲۱)"اوروکلین بلوچستان"" اوروکلاین شرق ایران "، کمپ و گریفیس (Camp۱۹۸۲ and Griffis,) و تیرول و همکاران (Tirrul et al.,1983) "زمین درز سیستان"، نوگل السادات (نوگل السادات ،۱۳۷۲) "لوت-سیستان"و علوی (Alavi,۱۹۹۱) "کوههای شرق ایران" میتوان اشاره نمود. اکثر مطالعات انجام شده بر پایه دو مدل ۱-ریفتی (Stöcklin, 1968; Tirrul et al., 1983)و... ۲- مدل چرخش خرده قاره(Bagheri and Damani, 2020; Kearey et al., 2009) می باشد.

زون جوش خورده سیستان در حد فاصل زون گسلی نهبندان، کهورک، نصرت آباد و کاروانسرا در غرب و هریرود در شرق، در گستره ای با طول ۸۰۰کیلومتر و عرض ۲۰۰کیلومتر و انباشته هایی ضخیم از نوع نهشته های فیلیش وجود دارد که پی سنگ افیولیتی وابسته به پوسته های اقیانوسی را دارند(Stöcklin, 1972). زون سیستان نمایانگر یک لیتوسفر اقیانوسی باریک است که از اوایل کرتاسه، دستخوش تاریخچه نسبتاً پیچیده ای شده است که با تغییرات در محیط تکتونیکی و فاز های تنش همراه بوده است. شکافتن، فرورانش، استقرار افیولیت، برخورد ترانشه قاره ای، بالا آمدن، و حداقل سه مرحله تغییر شکل از زمان سنوزوئیک تا حال حاضر مسئول پیکربندی کنونی زون سیستان بوده است. منطقه مورد مطالعه توسط سه گسل کاروانسرا و سراوان که دارای روند شمال باختری جنوب خاوری می باشند به سه بخش باختری ، میانی و خاوری تقسیم میشود که۱- بخش باختری از شرق به گسل کاروانسرا و از غرب به گسل کاسکینگ و بلوک لوت محدود میشود، که شامل ناودیس هایی بزرگ با شیب زیاد و سطح محوری شمال غربی – جنوب شرقی وکاملاً فشرده و بسته می باشند که این بسته و فشرده بودن تا حدودی مربوط به نبودن سنگ های زیاد مقاوم مانند آهک های ریفتی در هسته آن می‌باشد. این بخش شامل سیلت ، ماسه ، کنگلومراهای نئوژن یا نهشته های تیپ فلیش و دارای ساختمان های منظم بوده که زمین ساخت کمتری را متحمل شده است۳- بخش میانی از توربیدایت ها وتکتونیک ملانژهای (کرتاسه –الیگوسن) تشکیل شده است که از غرب به گسل کاروانسرا و از شرق به گسل سراوان محدود میشود که این بخش شامل چین خوردگی هایی با سطوح محوری متنوع بوده که یال های آن ها توسط گسل های با روند های شمال شرقی وجنوب غربی جا به جا و تکتونیزه شده اند این بخش شامل نهشته های آهکی کم عمق(کرتاسه)(بیرک،هشایی،گوهرکوه) و نیز سنگهای آتشفشانی مافیک(ائوسن)در شرق گسل کاروانسرا می باشد.۳- بخش خاوری نیز شامل افیولیت ملانژ های کرتاسه وکمربند گرانیتی زاهدان پلوتونیک میلونیتی ائوسن می باشند که از غرب به گسل سراوان و از غرب به گسل هریرود و بلوک هلمند محدود می شوند و حاوی چین های دوکی با سطح محوری شمال غربی – جنوب شرقی بوده که در راستای سطح محوری دچار کشیدگی شده است.ساختارهای این بخش نیز مانند بخش میانی توسط گسل های مزدوج با راستای شمالی جنوبی و شمال شرقی جنوب غربی بریده و جابه جا شده اند.



شکل ۱- (a) موقعیت منطقه مورد مطالعه (b) نقشه زمین شناسی (بر گرفته از نقشه۱/۱۰۰۰۰۰۰ازمین شناسی شرق ایران(سهندی ،۲۰۱۱))و مکان داده های جمع آوری شده بر روی نقشه

مواد و روش ها

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

روش تحقیق

محاسبه تنش دیرین با استفاده از روش وارونگی داده های لغزشی

برای محاسبه تنش ابتدا موقعیت سطوح گسلی، موقعیت خش لغزهای گسلی، سوی لغزش ها به همراه موقعیت لایه بندی ها در ۲۲ ایستگاه برداشت شده است(شکل 3)، سپس برای تعیین سن تقریبی و نسبی گسل‌ها چگونگی قطع شدگی و جابه‌جایی گسل‌ها با یکدیگر، توالی خش لغزهای گسلی مختلف روی سطح هر گسل، برداشت شده است. یکی از مهمترین فرضیات روش وارونسازی، رخداد لغزش در جهت تنش برشی بیشینه در سطح گسل است. بنابراین هر میدان تنشی تنها توانایی ایجاد یک خش لغز را در سطح گسل خواهد داشت. در برداشت های صحرایی، گاه چند خش‌لغز در سطح گسل دیده می‌شود. ایجاد چند خش‌لغز گسلی ممکن است در اثر تغییر محلی جهت تنش اصلی صورت گیرد که در این حالت ممکن است چند خش لغز در یک فاز دگرشکلی ایجاد شوند. تغییر جهت لغزش در اثر تغییر مقاومت در سطح گسل و یا تغییر شرایط مرزی نیز ممکن است سبب ایجاد چند خش لغز در سطح گسل شود. تغییر میدان تنش ناحیه ای به واسطه تغییر شرایط مرزی صفحات واگرا نیز چندین خش لغز در سطح گسل ایجاد می‌کند. خش لغزهای ایجاد شده در میدان تنش محلی به واسطه ناسازگاری با میدان تنش ناحیه ای در هنگام تحلیل تنش به روش برگشتی شناسایی و((Navabpour et al., 2007; Navabpour et al., 2008)) حذف شده اند.گسل‌های با موقعیت و خش لغزهای مشابه در یک فاز تشکیل می شونداز این رو گسل ها با نرم افزار(Win-Tensor 5.0.5) دسته بندی و با توجه به سن و تقدم و تأخر دسته‌های حاصل گروه بندی شدند(جدول ۱) تعیین محور های تنش و تفکیک فازهای زمین‌ساختی با استفاده از تحلیل خش لغزهای گسلی و روش وارونسازی در صورتی امکانپذیر است که تعداد داده‌ها دارای فراوانی مناسب و موقعیت های مختلف باشند (Navabpour et al., 2007).

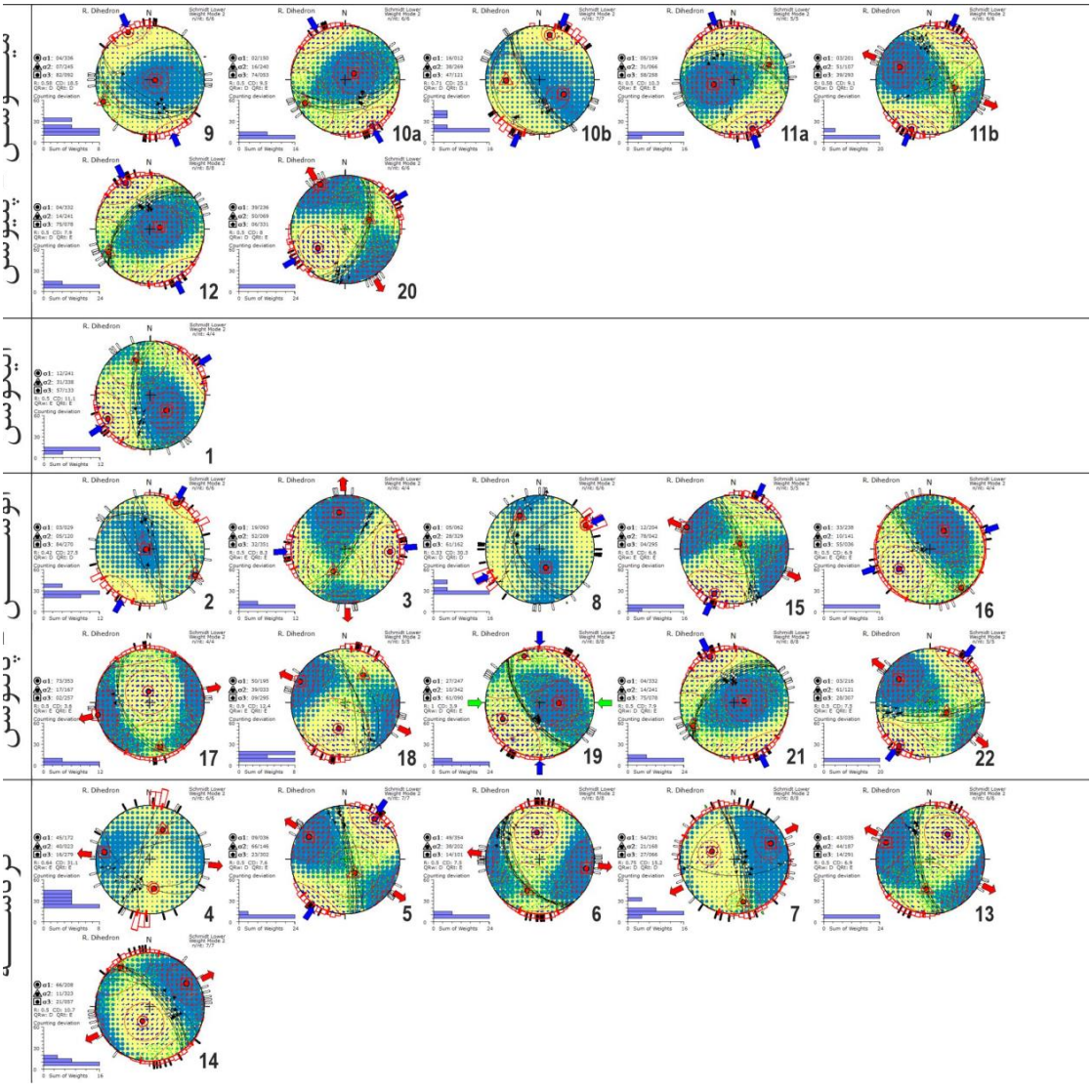
روش وارون سازی چند مرتبه ای بهترین روش برای پی بردن به فاز های مختلف تنش دیرین است که با محاسبه موقعیت تنش های اصلی(σ_1، σ_2، σ_3) و نسبت مقادیر تنش های یاد شده $\Phi=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$ ، شکل بیضوی تنش بدست می آید(Angelier ,2002).

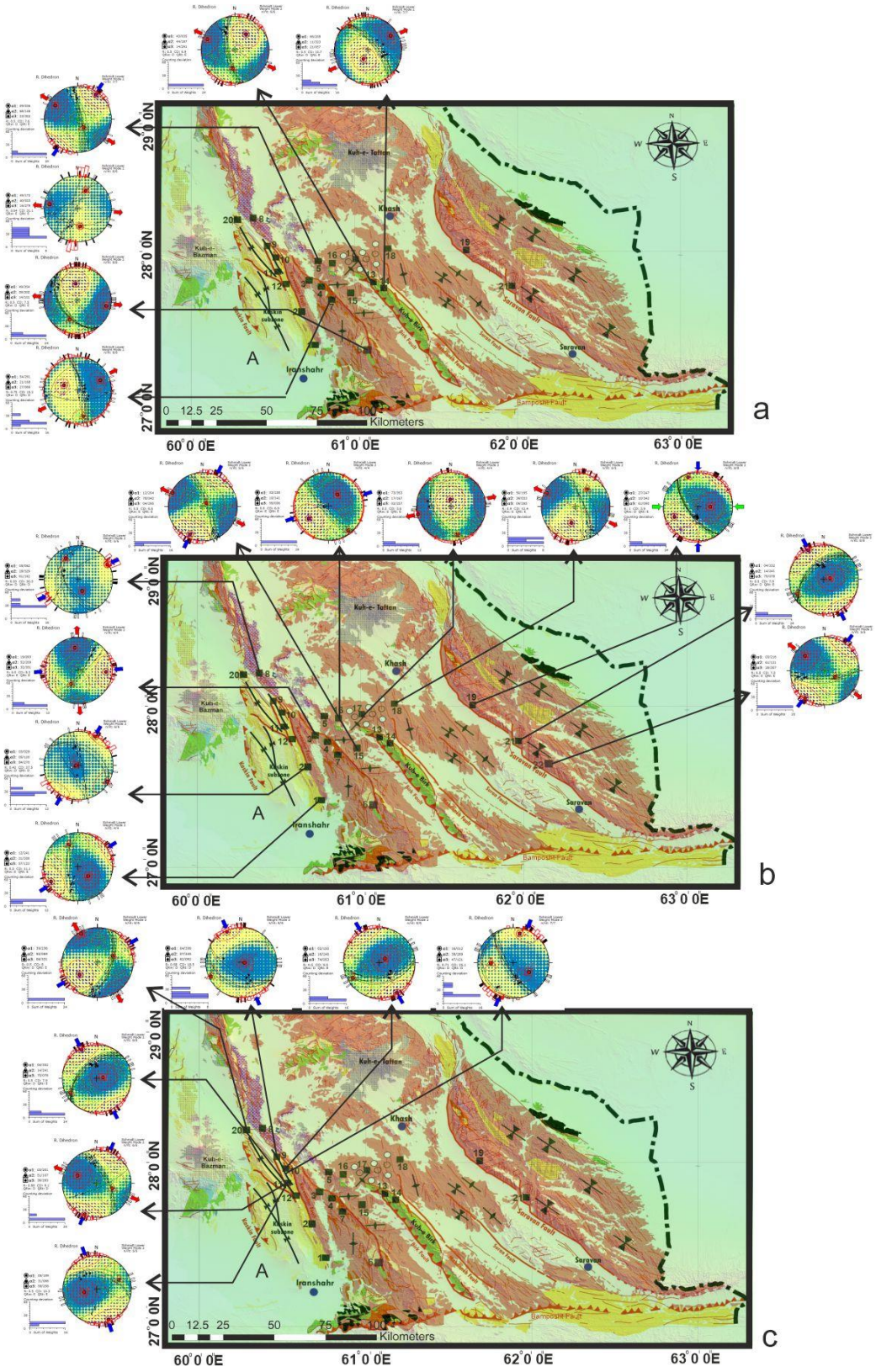
در مرحله بعد اطلاعات مربوط به خش لغز های ۲۲ ایستگاه به به سه گروه مجزای نئوزن ،پالئوزن وکرتاسه تقسیم شدند. تحلیل تنش هر گروه در چندین مرحله انجام شده است و گسل‌های با زاویه عدم برازش بیش از ° ۳۰و گسل‌های با موقعیت نامناسب در دایره مور بدون بعد در هر مرحله پالایش شده اند. در ادامه با حذف تعدادی از داده های گسلی شرایط پایدار برای تعیین متغیرهای تنسور تنش ایجاد شد ؛ و متغیرهای تنسور تنش ، تعیین شده است. در فازهایی که چین خوردگی سبب کج شدگی گسل ها می‌شوند؛ با استفاده از بازسازی هندسی و باز گرداندن لایه ها و گسل ها به حالت اولیه خود قبل از تغییر شکل و چین خوردگی و محاسبه پالئواسترس میتوان تنش اولیه که باعث ایجاد این ساختار ها شده اند را محاسبه نمود (Navabpour et al., 2007)که سطوح گسلی ازاین دست نیز به موقعیت اولیه خود باز گردانده شد، سپس گسل‌های بدون سن نسبی مشخص بر پایه همخوانی آن‌ها و در میدانهای تنش به دست آمده در فازهای مختلف قرارگرفته اند و تحلیل تنش با همه سطوح گسلی قابل قبول صورت پذیرفته است

. گسل های منطقه به سه فاز تنش اصلی معرف سه فاز دگرشکلی در زمان‌های کرتاسه (N10°) پالئوژن (N60°) نئوژن(N6°) شناسایی و تفکیک شدند .

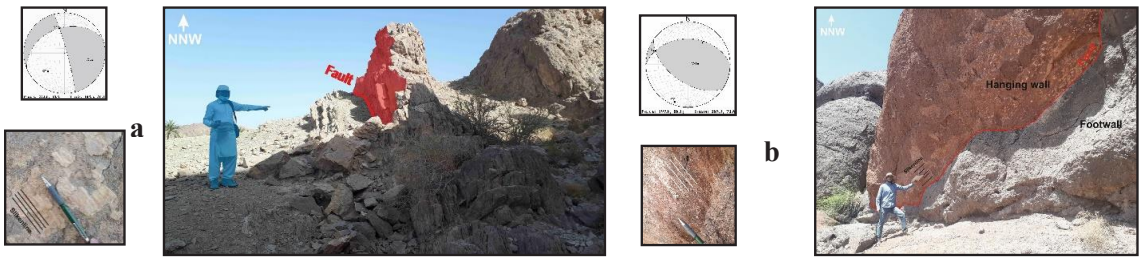
با توجه با نمودار مثلثی طبقه بندی مکانیسم گسل بدست آمده از داده های گسلی بشترین مکانیسم گسل ها در کرتاسه‌با مولفه‌های امتداد لغز تا نرمال و در پالئوژن امتداد لغز تا معکوس و نئوژن نیز امتدادلغز تا معکوس می‌باشند که دایره مور بدست آمده از داده های گسلی نیز همین موضوع را تصدیق می کند و نشان از نیروی تراکششی و امتدادلغز در کرتاسه و نیروی ترافشارشی در ائوسن و میوسن می باشند(شکل۴و۵).

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

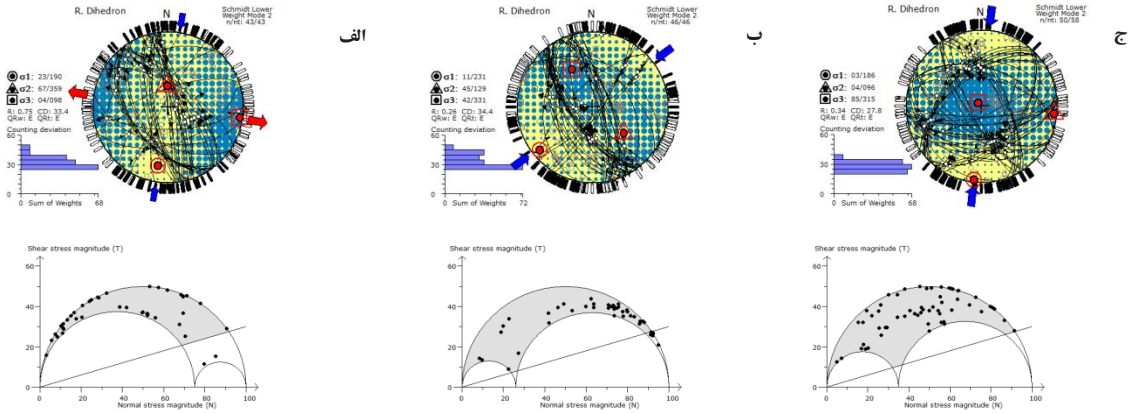




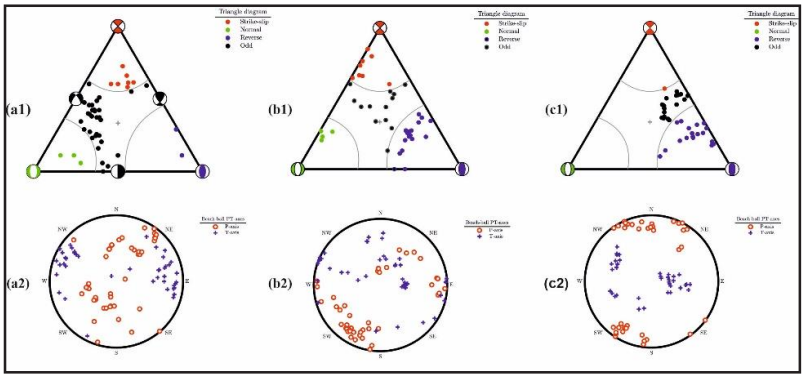
شکل ۲- جهت گیری محورهای تنش مربوط به واحدهای(a) نئوژن (b) پالئوژن و (c)کرتاسه



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



شکل4- روند تنش های اصلی و دایره مور حاصل از برداشت های گسلی در سه زمان الف)کرتاسه ب)پالئوژن ج)نئوژن



شکل ۵- (a_1,b_1,c_1)نمودار مثلثی طبقه‌بندی مکانیسم گسل (Frohlich 1992) به همراه (a_2,b_2,c_2)

نمودارهای P و T محاسبه شده برای دوره‌های (a_1,a_2)کرتاسه،(b_1,b_2) پالئوژن، (c_1,c_2)نئوژن

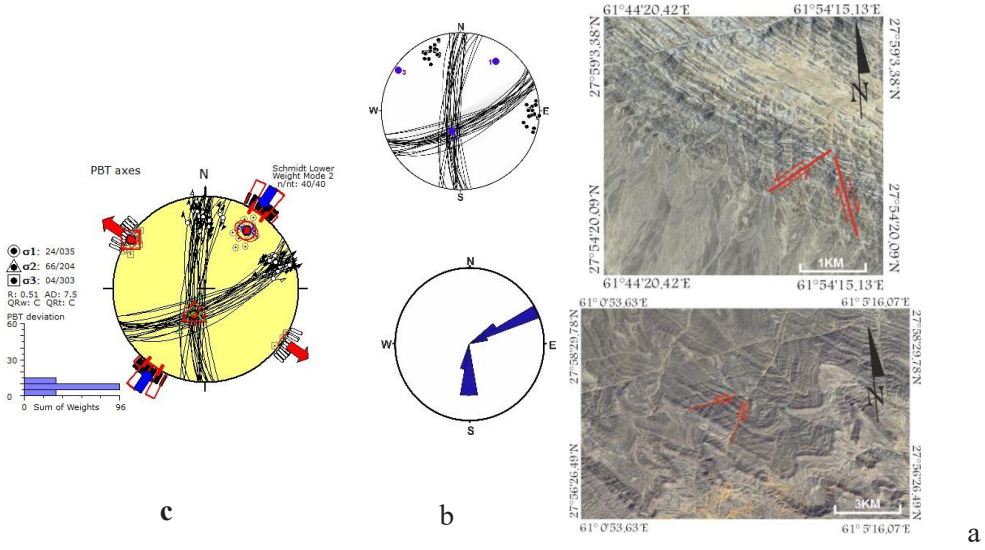
بازسازی تنش ها با استفاده از گسل های مزدوج

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

بررسی تصاویر ماهواره ای و مشاهدات صحرایی نشان از دو دسته گسل راستالغز با امتدادشمالی جنوبی با مولفه امتدادی راستگرد و دسته دوم شمال شرقی - جنوب غربی با مولفه امتدادی چپگرد می باشد

که درنهشته‌های ائوسن بوده و باعث جابه جایی یال های چین‌خوردگی ها شده تصاویر ماهواره ای و مشاهدات صحرایی نشان از دو دسته گسل راستالغز با

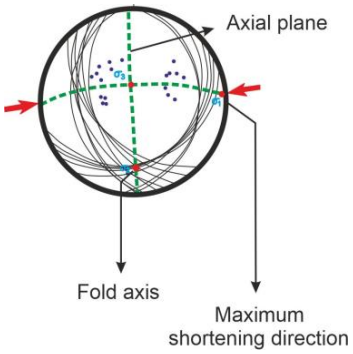
امتدادشمالی جنوبی با مولفه امتدادی راستگرد و دسته دوم شمال شرقی - جنوب غربی با مولفه امتدادی چپگرد می باشد که د رنهشته های ائوسن بوده و باعث جابه جایی یال های چین خوردگی ها شده اند باز سازی این گسل ها راستای تنش با زاویه N30را نشان می‌دهند(شکل۶).



شکل ۶ - نمایی از گسل های مزدوج‌در شرق گسل سراوان و شرق گسل کاروانددر(a) به همراه استریوگراف و نمودار گل سرخی(b) و جهت تنش های اصلی(C)

بازسازی تنش ها با استفاده از چین خوردگی های منطقه

چین ها حاصل دگرشکلی ، شکل پذیر سنگ ها هستند که تغییرات تدریجی اما پیوسته ای را ایجاد کرده به گونه ای که سنگ خود را با دگر شکلی سازگار می کند.(Ramsay, 1986) چین‌خوردگی‌ها می‌توانند در روند بررسی تنش های اعمال شده در منطقه کمک زیادی باشند.به طور کلی جهت کوتاه‌شدگی چین‌خوردگی‌ها را میتوان با محاسبه سطح محوری و محور چین‌خوردگی تعین نمود ،قطب یال های یک چین‌خوردگی، سطحی را مشخص می کند که قطب آن سطح، محور چین‌خوردگی(محورπ) یا جهت σ_2 را نشان می‌دهد سطحی که یک چین را به دو قسمت تقسیم می کند سطح محوری نامیده می‌شودو آزیموتی که عمود بر سطح محوری باشد جهت کوتاه شدگی و σ_1 را نشان می دهد(شکل ۷) (Allmendinger et al., 2011). چین‌خوردگی‌ها از شاخص‌ترین ساختارهای تکتونیکی در شرق ایران می‌باشند به طوری که وجود آنها را می توان در مقیاس های و روندهای متفاوت در شرق ایران مشاهده نمود. چین‌خوردگی‌های بزرگ مقیاس تداخلی که نتیجه دو تنش متفاوت در منطقه می‌باشندنیز در بخش خاوری گسل کاروندر و شمال بیرک قابل رویت هستند .



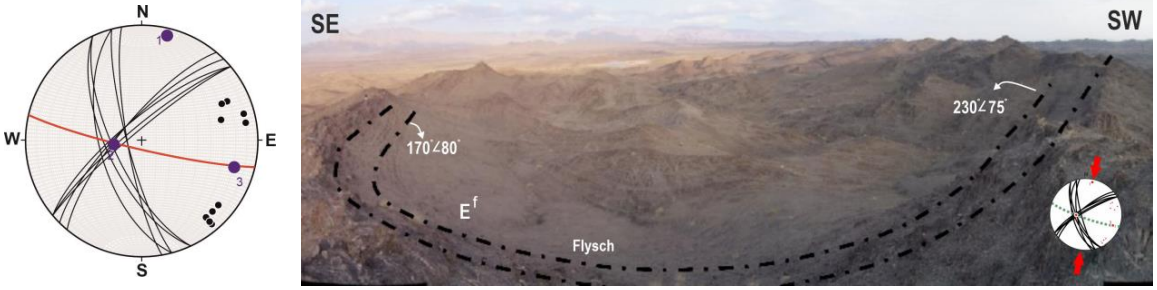
تصویر ۷- دیاگرام π که جهت کوتاه شدگی چین‌خوردگی را به ما نشان می‌دهند

پس از برداشت های صحرایی انجام شده و بررسی ویژگی های هندسی چین‌خوردگی‌ها سطوح محوری مربوط به ۲۱ چین خوردگی برداشت شده از ایستگاه های مختلف وارد نرم افزار win tensor شد و پس از بررسی و همخوانی سطوح محوری و جهت های کوتاه شدگی آن هادر سه فاز مختلف اندازه گیری شده اند که نتایج آن در شکل ۱۲ آورده شده است که وجود

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

چین‌خوردگی‌های نسل اول:

با سطح محوری خاوری باختری می باشند تعداد این چین ها بسیار کم می باشد و می توان دلیل کم تعداد بودن این چین ها را فاز های جدید تنش دانست که سبب تغییر مکانیسم و تغییرات دگر شکلی در این محدوده شده است .از جمله این چین ها می‌توان به چین FO_{15} (شکل ۸) که در موقعیت 60° 12.98”E‘2727°50.54’46”N و در فلیش های ائوسن در شمال غرب کوه بیرک قرار دارد، و دارای سطح محوری N80E/90 می باشد، اشاره نمود.



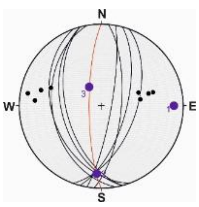
شکل 8- تصویر صحرایی مربوط به چین خوردگی FO_{15} برداشت شده از ایستگاه ۱۵(دید به سمت جنوب شرق) واستریوگراف آن

چین های نسل دوم:

این چین ها دارای سطح محوری شمالی-جنوبی می باشند تعداد این چین ها نبت به چین نسل اول بیشتر بوده و می توان دلیل زیاد بودن تعداد این چین ها را همخوانی و نزدیک بودن محور های تنش این چین‌خوردگی‌ها با فاز های تنش کنونی دانست، از جمله این چین‌خوردگی‌ها میتوان به چین FO_{16} (شکل ۹) که در موقعیت 58.88”N61° 6’36.40”E‘27°54 و در واحد ها ی فلیشی شمال کاروندر قرار دارد دارای سطح محوری N60W/86SW می باشد اشاره نمود.

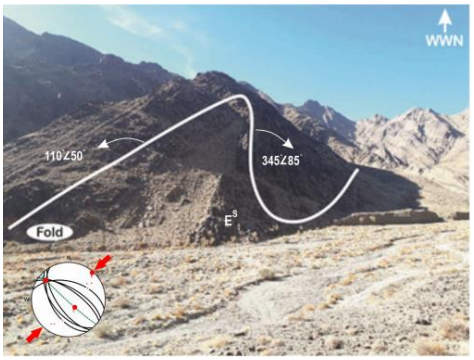
چین های نسل سوم :

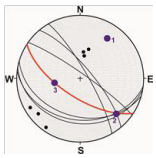
این چین خوردگی ها دارای سطح محوری شمالی شرقی -جنوب غربی بوده و تعداد آنها نسبت به چین خوردگی های نسل اول و دوم به دلیل همخوانی محور های تنش آن ها با فاز های تنش کنونی بیشتر می‌باشد. از جمله این چین‌خوردگی ها می‌توان به چین FO_{20} (شکل ۱۰) که در موقعیت 36.40”E‘61°658.85”‘27°54 و در واحد ها ی فلیشی شمال کاروندر قرار دارد دارای سطح محوری N60W/86SW می باشد.





شکل۹- تصویر صحرایی مربوط به چین خوردگیFO_{18} برداشت شده از ایستگاه ۱۸ (دید به سمت شمال) واستریوگراف آن

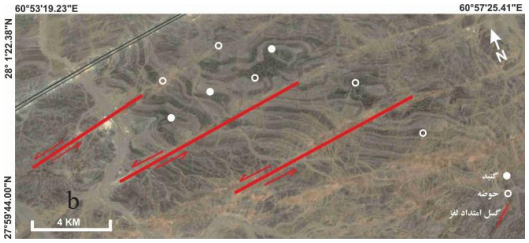


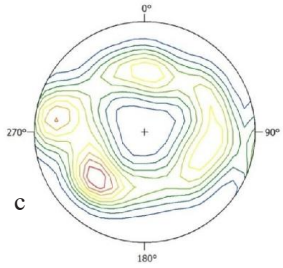


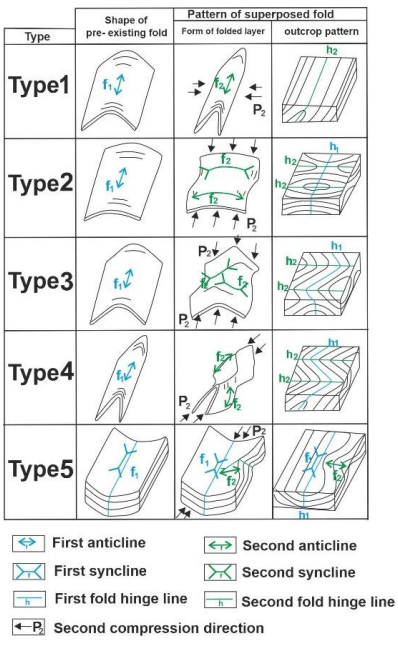
شکل ۱۰-تصویر صحرایی مربوط به چین خوردگی FO_{20} برداشت شده از ایستگاه ۲۰ و واستریوگراف آن

چین خوردگی های تداخلی :

گاهی اوقات عملکرد دو فاز چین خوردگی دگرشکلی‌های متفاوتی روی لایه بندی اولیه ایجاد میکند،اعمال تنش با جهات متفاوت در لایه هایی با مورفولوزی مختلف ایجاد تیپ های متفاوتی از چین‌خوردگی‌ها در سطح میکند که اصطلاحاً الگوی تداخلی چین خوردگی گویند(Ramsay, 1986) بنابراین الگوهای تداخلی نشان‌دهنده تغییر فازهای چین‌خوردگی و روشی برای شناخت این تغییرات می‌باشد اگر چه طیف وسیعی از اگوهای تداخلی در چین خوردگی ها ممکن است ظاهر شود ولی به طور کلی ولی چهار تیپ کلی از الگوهای تداخلی را میتوان بیان نمود (شکل(a) ۱۱) که در زیر با آن اشاره شده است ساختار تداخلی چین خورده تیپ دو رمزی از جمله ساختار های تداخلی می‌باشنددر موقعیت جغرافیایی 60° 02.54”E‘597.85”N‘27°59ودر فلیش های ائوسن قرار گرفته است (شکل(b) ۱۱). و دو راستای تنش عمود بر هم را نشان میدهند لذا دارای دو سطح محوری بوده که یک راستای آن شمال غربی جنوب شرقی بوده که معرف نسل دوم چین خوردگی بوده و شناسایی نسل اول چین خوردگی بدلیل دگرشکلی جوان تر مشکل می باشد لذا با شناخت الگوی تداخلی و شناسایی نسل دوم دگرشکلی می‌توان سطح محوری چین خوردگی نسل اول پی برد.



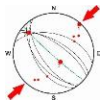
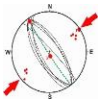
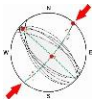
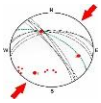
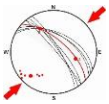
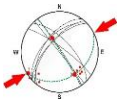
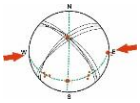
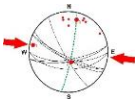
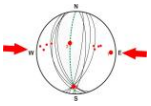
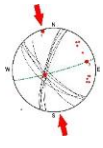


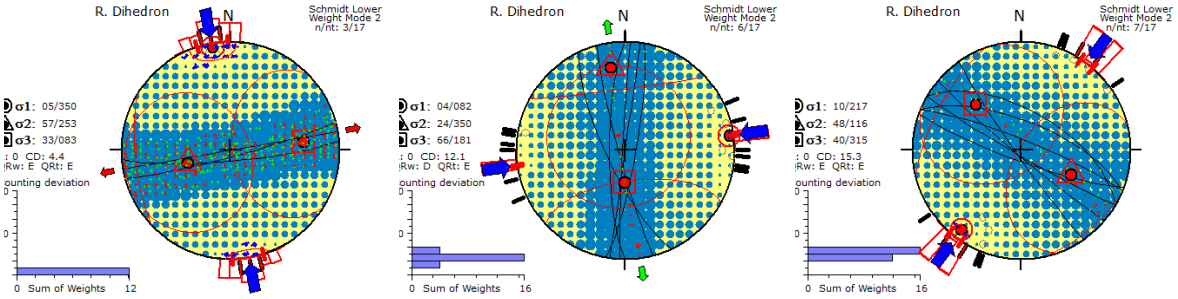


a

شکل ۱۱-a) چین های تداخلی و b) نمایش تیپ دو(گنبد و حوضه) از الگوی تداخلی چین خوردگی رمزی(۱۹۸۷) حاصل از دو فاز دگرشکلی عمود بر هم در شرق گسل کاروانسر به همراه c) کنتوردیاگرام آن در توربیدایت های ائوسن که توسط گسل های امتداد لغز جابه جا شده اند

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

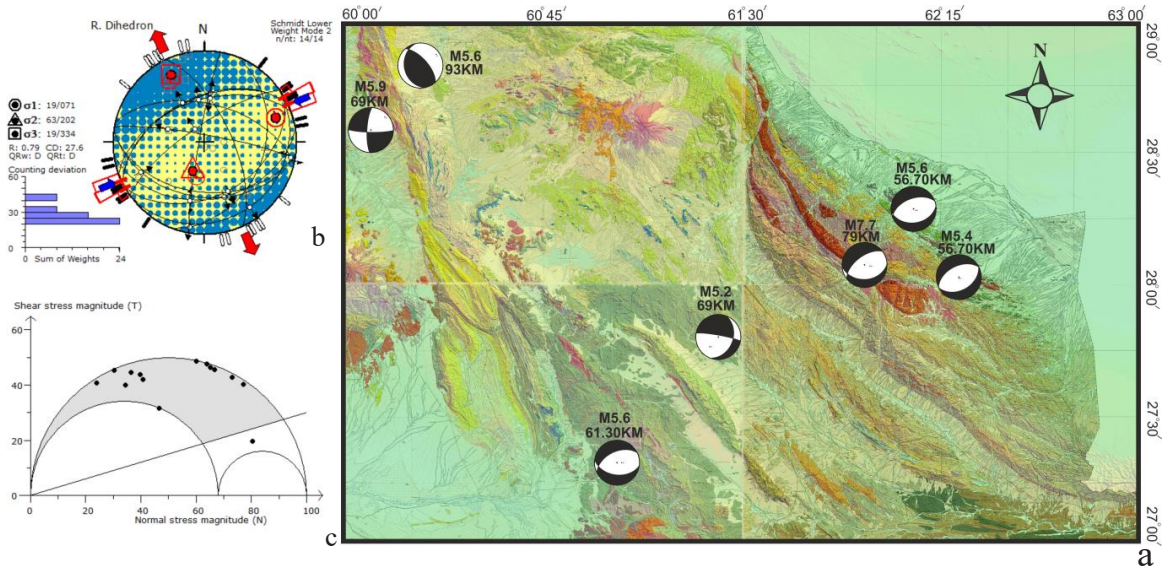
تصویر استریوگراف چین	زاویه بین یالی	میل محورچین	سطح محوری چین	زمان	موقعیت جغرافیایی
	55°	310°/21°	N60°W/86°SW	ائوسن	27°54'58.88"N 61° 6'36.40"E
	40°	325°/8°	N35°W/86°SW	ائوسن	27°54'20.57"N 61° 6'36.40"E
	50°	310°/ 8°	N50°W/86°W	ائوسن	27°54'35.93"N 61° 3'17.63"E
	50°	334/46°	N60°W/60°NE	ائوسن	27°53'42.21"N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



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

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

به منظور تعیین میدان تنش زمان حاضر، زمین لرزه هایی با بزرگی بالای ۵ ریشترو دارای حل کانونی در بخش جنوبی کوهزاد شرق ایران از منابع مختلف گردآوری شدند (شکل۱۳)،و با وارد کردن فوکال مکانیسم مربوط به هر زلزله در نرم افزار Win tensor، موقعیت تنشهای اصلی ،σ_1=071/19،σ_2=202/63، σ_3=334/19، و نسبت مقادیر تنش R=0.79، محاسبه شد .



شکل۱۳- a) نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه و ساز و کار کانونی زمین لرزه های بخش جنوبی کوهزاد شرق ایران b) استریوگرام مربوط به سازوکار کانونی زمین لرزه ها و فاز تنش بدست آمده از زلزله ها c) موقعیت زمین لرزه ها بر روی دایره مور

بحث و نتیجه گیری

تحلیل تنش دیرین می‌تواند برای تفکیک فاز های مختلف تنش و درک ارتباط بین دگرشکلی های ایجاد شده کمک بسیاری باشد، و همچنین اطلاعات ارزشمندی در خصوص سیر تکاملی کوهزاد ها ارائه نماید منطقه مورد مطالعه که بخش جنوبی زون سیستان می‌باشد ساختارهای دگرشکل شده متنوعی را در دل خود جای داده است، که نشان‌دهنده تاریخچه تکتونیکی پیچیده‌ای می‌باشدتنوع ساختارهای مختلف و چین‌خوردگی‌هایی با سطح محوری متفاوت نشان‌دهنده آن است که این منطقه دستخوش دگرشکلی های زیادی شده است که برای ارتباط بین این دگرشکلی ها از تنش دیرین در این مطالعه استفاده شده‌است. نتایج حاصل از وارونه‌سازی داده‌های مربوط به خش های گسلی نشان می‌دهد که محور تنش بیشینه (σ_1)، در طی زمان های کرتاسه تا کواترنری در سه مرحله دچار تغییر شده‌اند که در واحدهای مربوط به زمان کرتاسه (N10) و زمان پالئوژن (N60) و زمان

نئوژن (N6°) می‌باشد .بررسی چین‌خوردگی‌های منطقه نیز حدقل سه فاز کوتاه شدگی۱- در راستای N ،برای چین‌خوردگی‌هایی با سطح محوری شرقی غربی۲-در راستایE ،برای چین‌خوردگی‌هایی با سطح محوری شمالی-جنوبی۳-در راستایNE ،برای چین‌خوردگی‌هایی با سطح محوری شمال غربی جنوب شرقی ، را نشان می‌دهند.جهت های تنش بیشینه هم در چین خوردگی ها و هم در گسل ها کم و بیش با هم یکسان می‌باشند. بر اساس فاز های تنش بدست آمده از دگرشکلی های منطقه و ارتباط بین عناصر موجود ۳ رخداد دگرشکلی قابل تشخیص می باشد (شکل ۱۴). رخداد اول مربوط به چین خوردگی هایی با روند شرقی غربی تا شمال شرقی جنوب غربی میباشد که میدان تنش ایجاد کننده چنین ساختار هایی با میدان تنش کنونی همخوانی ندارد و منبع دینامیکی شمالی جنوبی تا شمال غرب -جنوب شرق داشته اند که مربوط به زمان قبل از برخورد بلوک لوت و افغان میباشد رخداد دوم باعث ایجاد ساختارهایی با روند شمالی جنوبی شده اند که از آن جمله میتوان به چین خوردگی ها و سیستم گسلی شرق ایران اشاره نمود که در همزمان با برخورد هندبه اوراسیا و بلوک لوت به بلوک افغان ایجاد شده اند و رخداد سوم در نتیجه برخورد صفحه عربستان به ایران و تغییر فاز تنش می باشد که سومین حادثه دگرشکلی باعث تشکیل چین خوردگی هایی با روند شمال غربی جنوب شرقی و ایجاد شکستگی‌های برشی مزدوج در منطقه است. که دسته اول شامل گسل‌های راستا لغز با روند تقریباً شمالی-جنوبی با مؤلفه-جابه جایی راستگرد هستند که از جمله آنها میتوان به جابه جایی رشته کوه بیرک و گسل سراوان اشاره نموده که توسط این گسل ها از میانه بریده و در راستای شمالی – جنوبی جابه جا شده اند . دسته دوم گسلهای مربوطه، راستالغز با روند شرقی-غربی تا شمال شرق- جنوب غرب می‌باشند که جابجایی چپگرد نشان می‌دهند و سطح محوری چین‌های با روند شمال غرب-جنوب شرق را بریده اند.(شکل(11(b). برای تشکیل چین‌خوردگی‌های تداخلی که در رسوبات توربیدایتی در بخش میانی منطقه مورد مطالعه بوده که از نوع تیپ دو رمزی می باشند نیز دو دیدگاه را می توان مطرح نمود که عبارتند از: ۱- در اثر تغییرات فاز تنش در دو فاصله زمانی بین کرتاسه تا ائوسن بوجود آمده اند، که فاز قدیمی تر آن مربوط به زمان کرتاسه می باشد که مسبب چین های با محور شرقی غربی یا شمال شرق جنوب غربی می‌باشد و فاز جدید آن در زمان ائوسن که اغلب چین ها منطقه در این زمان با محورشمالی -جنوبی تحت تاثیر این فاز شکل گرفته اند ۲- گسل های راستالغز چپگرد با روند های شمال شرقی جنوب غربی موجود در شیل های ائوسن که تحت تاثیر آن ها دچار چرخش خلاف جهت عقربه های ساعت شده و محور چین دچار چرخش شده و مجدد دچار چین خوردگی شده اندو چین های تیپ دو رمزی شکل گرفته اند که البته این موضوع نیاز به مطالعه بیشتر ی دارد (شکل(11(b)).

مراجع

سهیمی،ا.، موسوی، س.م.، خطیب،م.م.،۱۳۹۷ .تحلیل تنش دیرینه در منطقه شیرشتر (یکی از شاخه‌های شمالی گسل نهبندان). زمین شناسی کاربردی پیشرفته ۹(۳): ۳۰۰-۳۱۵.

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

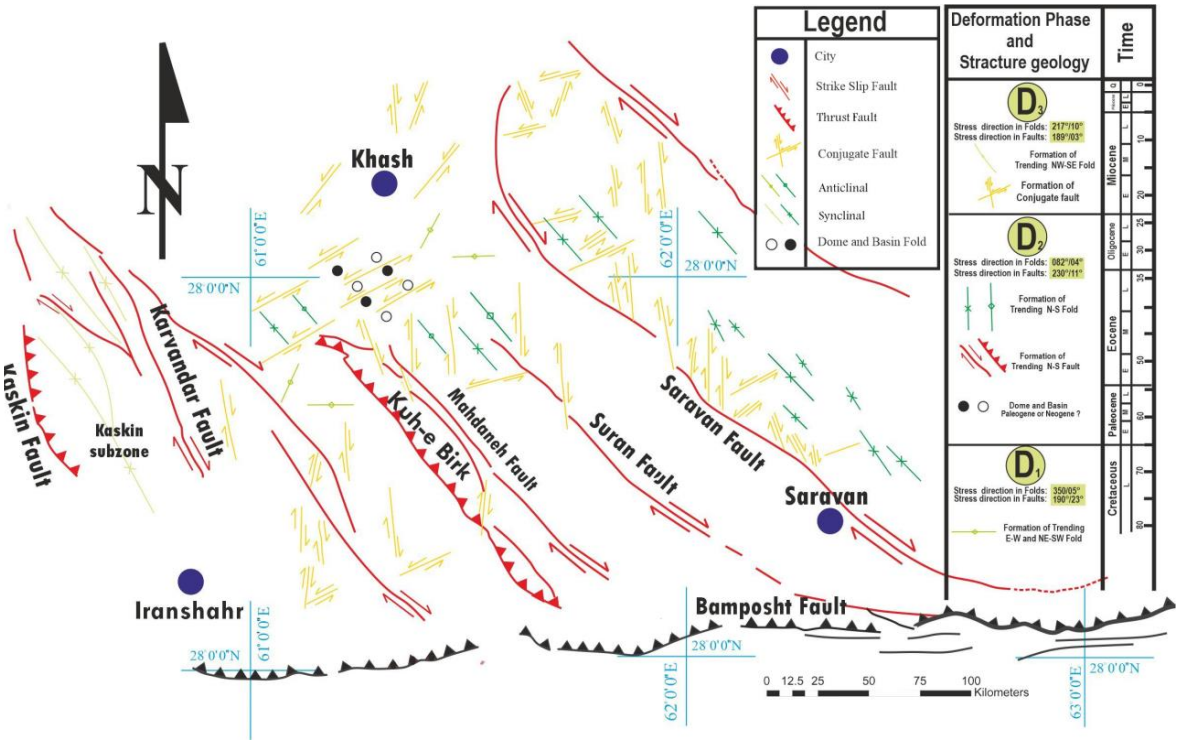
نوگل سادات م. ع. ا.،۱۳۷۲. نقشه تکتونیک ایران، مقیاس یک میلیونیم ،سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

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

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

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

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



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

Mountain, Eastern Iran. Arabian Journal of Geosciences 13:1-18.

Hallo,m., 2019.Mech Apphttps://orcid.org/0000-0001-5865-7767.

Angelier,J.,2002.Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress IV—a new method free of choice among nodal planes. Geophysical Journal International 150(3):588-609.

Jentzer, M., et al.,2017..Neogene to Present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics. Tectonics 36(2):321339.https://doi.org/10.1002/2016TC0042.

Kearey, P., Klepeis,K,A., and Frederick, J., ۱۹۹۶. Global tectonics: John Wiley & Sons.

Nabavi, MH.,1976.An introduction to the geology of Iran. Geological survey of Iran 109.

Navabpour,P., Angelier,J., and Barrier,E., 2007. IV a new method free of choice among nodal planes. Geophysical Journal International, 150(3), 588-609.

Bagheri,S., and Damani,S., 2020. The eastern Iranian orocline. Earth-Science Reviews 210:103322.

Camp,VE., and Griffis,RJ., 1982.Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. Lithos 15(3):221-239.

Delvaux, D., 2010. WinTensor [Version 5.0]. Retrieved from http://damiendelvaux.be/Tensor/WinTensor/win-tensor.html.

Eftekhar-Nejad,J., and McCall,G., 1993. Explanatory text of the Nikshahr quadrangle Map 1:250000. Geological Survey of Iran (GSI) (L14):19-22.

Ezati,M., Gholami,E., Mousavi,S,M., 2020. Paleostress regime reconstruction based on brittle structure analysis in the Shekarab

Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). Tectonophysics 432(1-4):101-131.

Navabpour, P., Angelier, J., and Barrier,E.,2008. Stress state reconstruction of oblique collision and evolution of deformation partitioning in W-Zagros (Iran,Kermanshah). Geophysical Journal International 175(2):755-782.

Ramsay,J.,1986.The techniques of modern structural geology. The Techniques of Modern Structural Geology, Folds and Fractures 2:309-700.

Sahandi, M.R., Soheili, M., 2011. Geological Map of Iran: Tehran, Geo-logical Survey of Iran, scale 1:1,000,000.

Stöcklin,J., Eftekhar-Nezhad,J., and Hushmand-Zadeh.A., 1972.Geological Reconnaissance Map of Central Lut. Geological Survey of Iran, Tehran. report.

Stöcklin,J., 1972. Iran Central, septentrional et oriental, Lexiqu Stratigraphique International, 111, Fascicule 9b, Iran. Centre National de La Recherche Scientifique,Paris 1-283.

Stöcklin,J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In The geology of continental margins. Pp. 873-887: Springer.

Stoecklin, J.,1968.Structural history and tectonics of Iran: a review .AAPG bulletin 52(7):1229-1258.

Tirrul,R., et al .,1983.The Sistan suture zone of eastern Iran. Geological Society of America Bulletin 94(1):134-150.

فصلنامه زمین‌ساخت

تابستان ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۶

doi 10.22077/jt.2025.8266.1188

رابطه زمانی بین دگرشکلی و شکل‌گیری میگماتیت‌های متابازیت ناحیه میدانک، شمال درود، پهنه سنندج- سیرجان

ناهیدسپیدنامه[۱]، علیرضا داودیان دهکردی*[۲]، ناهید شبانیان بروجنی[۲]، حسین عزیزی[۳]

۱- دانشجوی دکترا پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد،شهرکرد، ایران

۲- استاد پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

۳- استاد پترولوژی، گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۲۰
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۱/۲۸

چکیده:

متابازیت‌های ناحیه میدانک به عنوان بخشی از پهنه سنندج-سیرجان در مجموعه دگرگونی ازنا-درود واقع شده‌اند. سنگ‌های متابازیت تحت تأثیر فازهای دگرگونی و دگرشکلی‌هایی توام با میگماتیتی شدن با جزء پایین مذاب قرارگرفته و متاتکسیت هستند. ساختارهای لخته‌ای، افتالمیتیک، دیکتیونیتیک، چین خوردگی، استروماتیک بصورت فیلمی تا نبولیتی در این میگماتیت‌ها قابل مشاهده اند.کانی‌های اصلی شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز و کوارتز و کانی‌های فرعی شامل کلریت، اپیدوت، بیوتیت، تیتانیت و اپاک هستند. میگماتیت‌های منطقه با تناوبی از پالئوسم و لوکوسوم به موازات برگوارگی میلونیتی کشیدگی دارند. آمفیبولیت‌ها علاوه بر میگماتیتی شدن، شدیداً تحت تاثیر دگرشکلی شکل‌پذیر واقع شده، از شواهد این دگرشکلی در بلورهای کوارتز می‌توان به خاموشی موجی، شکل گیری ساب گرین و دانه جدید و تجدید تبلور دینامیکی (GBM, SGR, BLG) و تغییر شکل مرز دانه‌ها اشاره نمود. ماکل‌های دگرشکلی و خاموشی موجی از دیگر شواهد دگرشکلی در بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول می‌باشند. قرارگیری این سنگ‌ها در پهنه برشی منجر به ایجاد ریزساختارهایی میلونیتی همانند برگوارگی، خطوارگی، پورفیروکلاست‌هایی با ساختار هسته- پوشش، ریزشکستگی‌های هم‌سو و ناهمسو با برش و آمفیبول ماهی‌گون شده است. ریزساختارهای نشان می‌دهند دگرشکلی همراه با دگرگونی عمدتاً در حد رخساره‌های دگرگونی آمفیبولیت و تا حدودی شیست سبز رخ داده است. تناوب باندهای لوکوسوم و پالئوسوم به موازات برگوارگی همراه با شواهد نظیر پرشدگی آمفیبول با کوارتز و مرزهای مستقیم و صاف بین پلاژیوکلاز با کوارتز نشان دهنده دگرشکلی بصورت همزمان با میگماتیتی شدن است. این شواهد ریزساختاری بیانگر وقوع حوادث دگرشکلی شکل‌پذیر و شکنا در گستره دمایی بیش از ۷۰۰ (GBAR) تا ۳۰۰ (BLG) درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

کلید واژه‌ها: آمفیبولیت، میگماتیت‌زایی، دگرشکلی، میدانک، پهنه سنندج-سیرجان.

*ایمیل: davoudian@sku.ac.ir
تلفن تماس: ۰۹۱۳۱۸۱۲۸۰۸

Time relationship of deformation and formation of the migmatites of metabasite of the Meydanak area, north Doroud, Sanandaj-Sirjan Zone

Nahid Sepidnameh[1], Alireza Davodian Dehkordi[*2], Nahid Shabanian Borujeni[2], Hossein Azizi[3]

1- PhD Student in Petrology, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

2- Professor of Petrology, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

3- Professor of Petrology, Department of Mining Engineering, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

Abstract

The metabasites in the Meydanak area are part of the Azna-Doroud metamorphic complex, which belongs to the Sanandaj-Sirjan structural zone. Metabasic (amphibolite) rocks have undergone metamorphic and deformation phases accompanied by migmatization with a low melt component and are classified as metatexite. Structures such as schlieren, ophthalmic, diktyonitic, and stromatic (from filmic to nebulitic) are observed in these migmatites. The main minerals in these rocks include amphibole, plagioclase, and quartz, while secondary minerals are chlorite, epidote, biotite, titanite, and opaque. The migmatites exhibit alternating paleosome and leucosome bands, aligned with the mylonitic foliation. In addition to migmatization, amphibolites are significantly influenced by ductile deformation. Evidence of this deformation in quartz crystals includes undulose extinction, subgrains and neograins formation, dynamic recrystallization (BLG, SGR, GBM), and grain boundary deformation. Deformation twins and undulous extinction further indicate deformation in plagioclase and amphibole crystals. The presence of these rocks in the shear zone has resulted in mylonitic microstructures such as foliation, lineation, core-mantle porphyroclasts, synthetic and antithetic microfractures, and fish-like amphibole grains. Microstructures show deformation and metamorphism have predominantly occurred within amphibolite facies, with some degree of greenschist facies. The alternating leucosome and paleosome bands, aligned with the foliation, along with other evidence such as the amorphous nature of amphibole grains, quartz-filled amphibole crystals, and straight, smooth boundaries between plagioclase and quartz crystals, indicate that deformation occurred concurrently with migmatization. Overall, microstructural evidence suggests the occurrence of ductile and brittle deformation events at temperatures of more than 700 °C (GBAR) to 300 °C (BLG).

Keywords: Amphibolite, Migmatization, Deformation, Meydanak, Sanandaj-Sirjan Zone.

*Email:davoudian@sku.ac.ir
Tel: +989131812808

مقدمه:

واژه یونانی میگماتیت به معنای سنگ مخلوط نخستین بار توسط Sederholm (1907) به ادبیات زمین‌شناسی اضافه شد. میگماتیت‌ها سنگ‌های ناهمگنی متشکل از بخش‌های آذرین و دگرگونی می‌باشند که در رده سنگ‌های دگرگونی درجه بالا قرار می‌گیرند. مطالعه این سنگ‌ها می‌تواند به ما در درک راه‌های تولید مذاب و همچنین مسیرهای جداسازی/ مهاجرت بعدی مذاب‌ها بین سطوح مختلف پوسته کمک کند (Yo-moyuki et al., 2005; Cavalcante et al., 2016). زیرا فرآیند تولید مذاب و مهاجرت به دلیل اختلاف رفتاری کانی‌ها در شروع آناتکسی رخ می‌دهد به طوری که از نظر زمانی و مکانی، سبب ایجاد شواهد کانی‌شناسی و شیمیایی در بخش‌های مختلف یک سنگ میگماتیتی و تقسیم‌بندی استرین پیچیده که در طول میگماتیزاسیون رخ می‌دهد (Sawyer., 2010; Ghosh and Sengupta, 1999) می‌گردد.

میگماتیت‌های رخساره آمفیبولیت یکی از انواع سنگ‌های مهم تشکیل‌دهنده پوسته زیرین هستند، به ویژه در کمربندهای کوهزایی قاره‌ای دما بالا یا کمان‌های ماگمایی (به عنوان مثال: Brown, 2010; Sawyer et al., 2011)، که مطالعه آنها برای درک رفتار شناسی پوسته قاره‌ای ضروری است. میگماتیت‌ها به‌طور گسترده در سنگ‌های رخساره آمفیبولیت میانی تا بالایی، در سرزمین‌های دگرگونی نوع بارووین توزیع می‌شوند، میگماتیت‌ها از پالئوسوم (سنگ از قبل موجود) و نئوسوم (یک جزء جدید حاصل از تبلور ذوب بخشی سنگ اولیه به همراه رستیت) تشکیل شده‌اند (Sederholm, 1907). براساس باز و بسته بودن سیستم میگماتیت‌زایی، می‌توانند منشأ متاسوماتیسمی (در نتیجه ورود عناصر قلیایی در طی فرایند متاسوماتیسم)، تزریق ماگما (در اثر تزریق ماگمای گرانیتی در سنگ‌های دگرگونی)، تفریق دگرگونی (در نتیجه تفریق اجزا روشن و تیره سنگ در حالت جامد) و یا ذوب بخشی (در نتیجه ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی در دماهای بالا) داشته باشند (Neogi et al., 1998; Nyman., 1995; Sawyer, 1999; Brown, 1994 Sawyer, 1999; Brown, 1994; Ashworth and Mclellan,1985;). این سنگ‌ها به عنوان رایج‌ترین محصول ذوب بخشی سنگ‌های جامد بصورت درجا می‌توانند به ما در درک راه های تولید مذاب کمک کنند (Ghosh and Sengupta, 1999). میگماتیتی‌شدن از ویژگی‌های پهنه‌های برشی ناحیه‌ای در مجموعه‌های دگرگونی است (Kozlovsky and Rusionv, 2008)، زیرا در طول دگرگونی ناحیه‌ای در کمربندهای کوهزایی، سنگ متحمل ذوب بخشی شده است (Jain et al., 2018; Sawyer, 2008; Sawyer et al., 2010). براساس حجم مذاب و تغییرشکل همزمان با ذوب‌شدگی، میگماتیت‌ها را به متاتکسیت‌ها (جزء پایین مذاب) و دیاتکسیت‌ها (جزء بالای مذاب) تقسیم می‌کند (Biermann, 1979). میگماتیزاسیون می‌تواند یکی از مشخصه پهنه‌های برشی در مجموعه‌های دگرگونی ناحیه‌ای همراه با اولترامتامورفیسم، گرانیتی شدن و رشد گنبدهای گرانیتی باشد. در حالی که اصولاً بلوک‌های پوسته قاره‌ای به صورت خشک، سخت و با دگرشکلی کم هستند، تغییرشکل و سیالات می‌توانند در مناطق برشی متمرکز گردند. به طوری که وجود آب در بلوک‌های پوسته قاره‌ای سبب ذوب شدن پوسته و توسعه دگرشکلی می‌شود (Lee et al., 2020). آثار دگرشکلی ثبت شده در سنگ‌ها یکی از منابع مهم برای درک حوادث رخ داده در دوره‌های زمین شناسی و تعیین تحولات و تاریخچه مناطق دگرگونی است (ten Grotenhuis et al., 2003; Passchier and Trouw, 2005). تشکیل ریزساختارهای دگرشکلی در کانی‌های آمفیبول، کوارتز و فلدسپار یکی از کلیدهای مهم برای درک رفتارشناسی زمین (Altenberger and Wil-helm, 2000) و درک مکانیسم‌های جریان و الگوهای دگرشکلی در پهنه های برشی دارد (Bhattacharya and Weber, 2004). که همراه با شواهد صحرایی منجر به بازسازی تاریخچه دگرشکلی سنگ‌ها و میزان نرخ دگرشکلی در یک منطقه شود (Bell and Johnson, 1989; Passchier and Myers, 2012).

پهنه سنندج-سیرجان یکی از پویاترین پهنه‌های ساختاری ایران است که چندین فاز دگرگونی و دگرشکلی را پشت سر گذاشته است (برای مثال: Mohajjel and Fergusson, 2000; Shakerardakani et al., 2015; Davoudian et al., 2016; Shabanian et al., 2020). آثار میگماتیتی شدن در سنگ‌های متفاوت بخش‌های مختلف پهنه سنندج-سیرجان گزارش شده

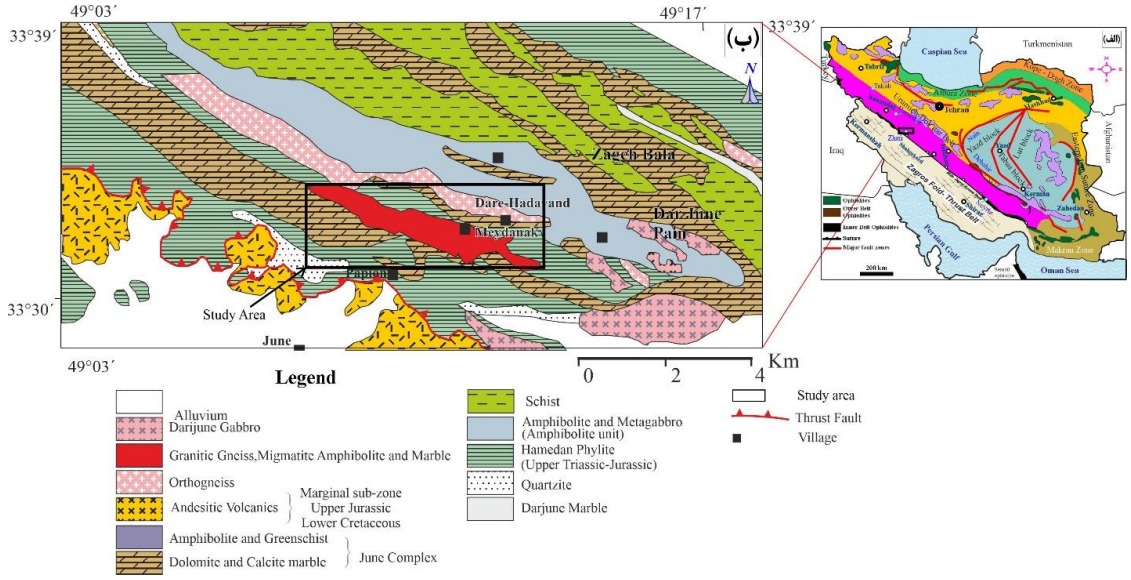
است (برای مثال: Hashemi et al., 2023; Saki et al. 2020; Sepahi et al. 2019 ؛ جعفری، ۱۳۹۴). در شمال درود، ناحیه میدانک به عنوان بخشی از مجموعه دگرگونی ازنا- درود (پهنه سنندج-سیرجان)، علاوه بر شواهد دگرگونی و دگرشکلی، آثار میگماتیتی شدن در آمفیبولیت‌های منطقه نیز مشاهده می‌شود. لذا هدف این پژوهش تعیین رابطه سنی بین دگرشکلی دینامیک حاکم بر این سنگ‌ها و میگماتیتی شدن آن‌ها با استفاده از شواهد ریزساختاری در آمفیبولیت‌های میدانک می‌باشد.

موقعیت زمین‌شناسی:

منطقه مورد مطالعه که بخشی از کمپلکس دگرگونی ازنا-درود است در ۱۶ کیلومتری شمال‌شرق درود (غرب ایران) با مختصاتی به طول‌های جغرافیایی ″۵۶ ′۳° ۴۹ تا ″۵۵ ′۱۷° ۴۹ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ″۲۴ ′۳۰° ۳۳ تا ″۲۷ ′۳۹° ۳۳ شمالی واقع شده است. محدوده مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش خرم‌آباد (Berthier et al., 1992) و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش شازند (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵) واقع شده است و از لحاظ پهنه‌بندی ساختاری در پهنه سنندج-سیرجان که در واقع بخشی از کوه‌زاد زاگرس است، قرار گرفته است (شکل ۱ الف-ب).

به طور کلی تاریخچه دگرگونی این پهنه ساختاری پیچیده و طولانی است و احتمالاً نشان‌دهنده چندین رخداد تکتونیکی است که فاز اصلی آن مربوط به ژوراسیک می‌باشد (Davoudian et al., 2016) که طی فرایند فرورانش درون قاره‌ای و شکست اسلب صورت گرفته است (Shabanian and Neubauer, 2024). سنگ‌های دگرگونی این پهنه ساختاری عمدتاً شامل ارتوگنایس (گنایس‌های گرانیتی)، شیست، فیلیت، مرمر، آمفیبولیت، پاراگنیس و کوارتزیت بوده که از پروتولیت‌های آذرین درونی و ولکانیک به همراه رسوبی نشات گرفته‌اند که اکثرا فازهای دگرگونی در حد رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت (Alirezaei and Hassanzadeh, 2012) و حتی رخساره اکلوژیت (Davoudian et al., 2008; 2016) را متحمل شده‌اند. منطقه مورد مطالعه بخشی از کمپلکس آذرین-دگرگونی درود-ازنا (ژان) است که شامل ارتوگنایس و آمفیبولیت (به‌خصوص در شرق روستای میدانک؛ سهیلی، ۱۳۷۱) است (شکل ۲ الف). براساس شواهد صحرایی، به‌طور کلی سنگ‌های دگرگونی و دگرشکل شده رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه را می‌توان با توجه به سنگ مادر آن‌ها به دو دسته با منشا آذرین و با منشا رسوبی تقسیم کرد، دسته اول، سنگ‌های دگرگونی با منشا آذرین شامل آمفیبولیت و گرانیت‌های گنایس میلونیتی و دسته دوم، شیست‌ها و مرمرها هستند که آمفیبولیت‌های مورد مطالعه منطقه، سقف توده گرانیت میلونیتی شمال شرق معدن ژان را تشکیل می‌دهد. ارتوگنایس‌ها (با سن تبلور اورانیم -سرب زیرکن ۵۸۸ میلیون سال، Shakerardakani et al., 2015 و ۵۶۸ میلیون سال، Nutman et al., 2014)، متاگرانیت‌ها (سن تبلور اورانیم- سرب زیرکن ۵۲۵ میلیون سال، Shabanian et al., 2018) و متاگابرو دره هداوند (سن متوسط اورانیم – سرب زیرکن ۳/۷ ± ۳۱۴/۶ میلیون سال: Shakerardakani et al., 2015) از دگرگون شدن سنگ‌های اسید و بازیک به ترتیب نشات گرفته‌اند. بنابراین، ارتوگنایس‌ها قدیمی‌ترین واحدهای منطقه هستند که همراه با دیگر واحدهای منطقه در طول رخدادهای بعدی دچار تحولات دگرگونی متفاوتی شده‌اند. توده‌های آمفیبولیتی مناطق مجاور به ویژه در امامزاده پیر عباد به همراه ارتوگنایس‌ها توسط گرانیت گنایس‌های کربونیفر بالایی قطع شده‌اند (Shabanian et al., 2020؛ مرادی و همکاران، ۱۳۹۵). این آمفیبولیت‌ها ماهیت تولئی‌تی داشته و در یک محیط پشت کمان تشکیل شده‌اند (کولیوند، ۱۳۹۵). آمفیبولیت‌های میدانک در بازید صحرایی به صورت صخره‌ای و برونزد سنگی مشاهده شده و عمدتاً در نمونه دستی رنگ سبز تیره با جلای بیابانی برونزد دارند (شکل ۲ب). در این آمفیبولیت‌ها جهت‌یافتگی ترجیحی و برگوارگی مشاهده می‌شود (شکل ۲پ). آمفیبولیت‌های میدانک شواهدی از میگماتیتی‌شدن را نشان می‌دهد (شکل ۲ت). در برخی از نمونه های دستی آمفیبولیت میگماتیتی شده، اندازه بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز بخوبی با چشم غیر مسلح قابل مشاهده است. بخش روشن در این سنگ‌ها به دلیل حضور کانی‌های کوارتز-فلدسپاتی بوده و بخش تیره به دلیل وجود کانی‌های تیره و فرومنیزین می‌باشد. این میگماتیت‌ها از نظر

ساختارهای میگماتیتی در صحرا دارای تنوع زیادی بوده و بخش‌های لوکوسومی در این میگماتیت‌ها به شکل لکه‌ای، رگه‌ای تا لایه ای مشاهده می‌شود.



شکل ۱: الف) موقعیت منطقه مورد بررسی بر نقشه زمین ساختاری ایران برگرفته از (Shabanian et al., 2018). ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه تغییر یافته از (Shabanian et al., 2018).

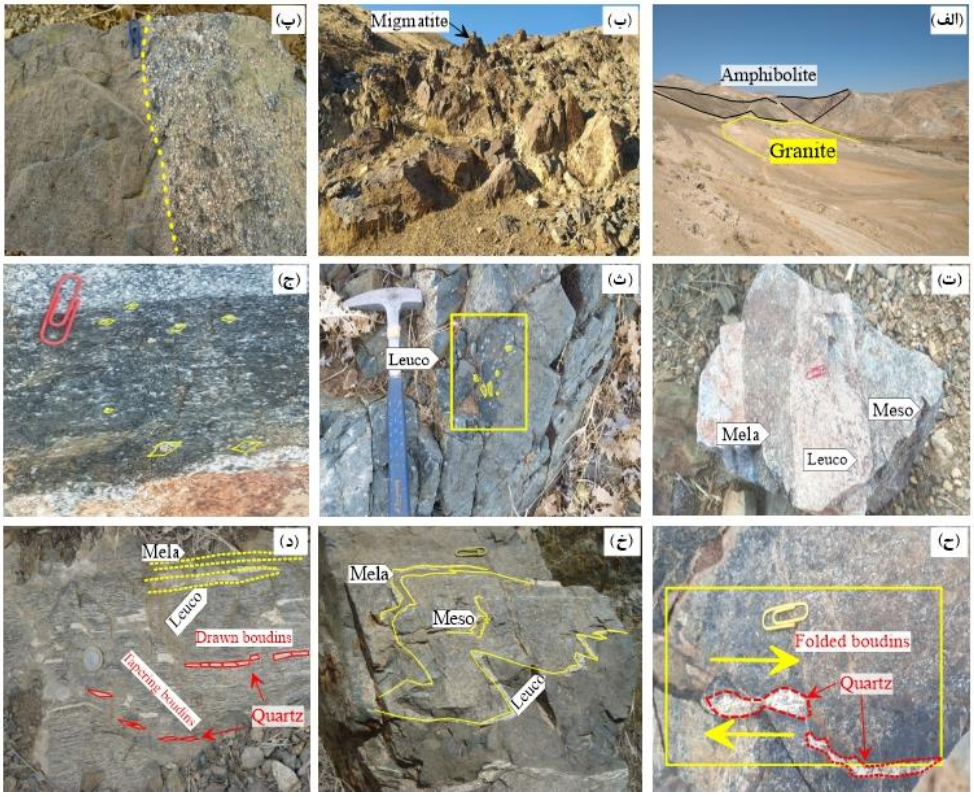
با توجه به حجم لوکوسوم میگماتیت‌ها و همچنین براساس رده‌بندی Mehnert (1968)، آنها غالبا در گروه متاتکسیک (metatexite) با ساختارهای لکه‌ای یا لخته‌ای (Patchy) (شکل۲ث)، افتالمیتیک یا چشمی (Ophthalmitic) (شکل۲ج)، دیکتیونیتیک (Diktyonitic) (شکل۲ح)، چین خوردگی (Folded) (شکل۲خ)، استروماتیک (Stromatic) (شکل ۲د)، که بصورت فیلمی تا نبولیتی (با غلبه کمتر) قرار می‌گیرند. نوارهای لوکوسوم به موازات کشیدگی آمفیبول‌ها مشاهده می‌شوند که گاهی چین‌خوردگی (از نوع چین‌خوردگی میگماتیتی) هم نشان می‌دهند (شکل۲ح). آمفیبولیت متاتکسیتی نبولیتی دارای رخنمون‌های کوچک و موضعی بوده و در کل توده‌های آمفیبولیت منطقه کم و بیش پراکندگی دارند.

مواد و روش

طی بررسی‌های صحرایی، نمونه‌ها از رخنمون‌های سنگی مناسب به صورت سیستماتیک جمع‌آوری شده و موقعیت جغرافیایی آمفیبولیت‌های میگماتیتی با کمک GPS ثبت شدند. با استفاده از دوربین عکاسی در طی پیمایش‌ها و برداشت‌های صحرایی از پدیده‌های جالب تصاویر صحرایی تهیه شد. پس از تهیه ۱۰۰ عدد مقطع نازک و بررسی‌های میکروسکوپی توسط میکروسکوپ پلاریزان المپیوس، ویژگی‌های کانی‌شناسی و خصوصیات بافتی و ریزساختاری نمونه‌ها بررسی شد.

پتروگرافی:

ساختارهای میگماتیتی مخلوطی از اجزای مافیک (مانند ملانوسوم) و فلسیک (مانند لوکوسوم) هستند که بصورت لایه بندی تفریقی (تفریق دگرگونی) قابل مشاهده است. در بسیاری بخش‌ها ملانوسوم به صورت نازک (مانند پرده) بین لوکوسوم و مزوسوم قرار می‌گیرد (شکل۳-الف). براساس مطالعه پتروگرافی، بافت آمفیبولیت‌های میگماتیتی شده، لپیدوگرانوبلاستیک بوده، کانی‌های اصلی این سنگ‌ها آمفیبول، پلاژیوکلاز، کوارتز هستند. کلریت (غالباً از نوع پنین)، اپیدوت، بیوتیت، تیتانیت، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های اپاک (ایلمنیت) به‌عنوان کانی‌های فرعی وجود دارند. شواهد بارز دگرشکلی از قبیل برگوارگی، خطوارگی، چین خوردگی، خم شدگی، انحلال فشاری و تشکیل بلورهای ماهی‌گون آمفیبول، کوارتز و فلدسپار در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. در برخی از مقاطع برگوارگی از نوع فضادار با شکل ناهموار و حالت آناستاموزینگ، و برخی دیگر به‌صورت موازی هستند (شکل۳- ب). همچنین فابریک دگرشکلی کلیواژ باند برشی S-C نیز دیده می‌شود (شکل ۳- پ). انواع

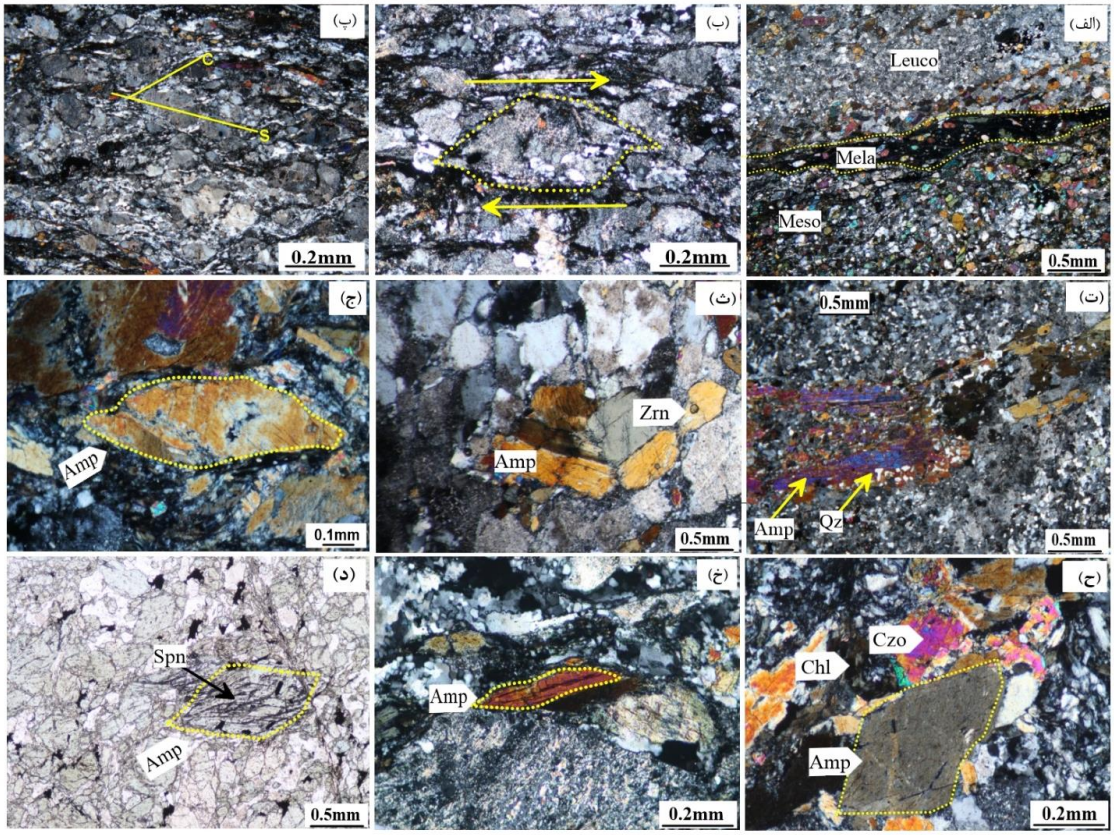


شکل۲: تصاویر صحرایی از ساختارهای آمفیبولیت میگماتیتی شده میدانک. الف) دور نمایی از منطقه مورد مطالعه، همبری سنگ‌های آمفیبولیت و گرانیت. ب) رخنمون صخره ساز آمفیبولیت‌های میگماتیتی شده منطقه. پ) نمای از برگوارگی در میگماتیت. ت) نمایش بخشهای مختلف میگماتیتی: Leuco: لوکوسوم، Meso: مزوسوم، Mela: ملانوسوم. ث) ساختار لکه ای یا لخته ای لوکوسوم‌ها. ج) ساختار افتالمیتیک که در آن لایه های تیره در اطراف لوکوسوم های چشمی مشاهده می‌شود. ح) ساختار دیکتیونیتیک که در آن لوکوسوم ها به صورت متقاطع مشاهده می‌شود، نمایی از بودین چین خورده که لوکوسوم‌ها توسط کوارتز پر شده‌اند. خ) نمایش ساختار چین‌خورده در میگماتیت‌های منطقه. د) ساختار استروماتیک که به صورت تناوبی از لایه های تیره و روشن مشاهده می‌شود، نمایی از بودین‌های کشیده و مخروطی.

فابریک بودین نیز در این سنگ‌ها قابل مشاهده است که شامل بودین چین‌خورده، بودین‌های کشیده گردن‌دار و بودین مخروطی (شکل ۲ ح-د) می‌باشد.

آمفیبول:

کانی آمفیبول به عنوان سازنده اصلی این سنگ‌ها اغلب به حالت کشیده و جهت‌یافته در راستای برگوارگی اصلی سنگ با چند رنگی سبز روشن- سبز تیره به چشم می‌خورد. این کانی در واقع بخش پالئوسم را تشکیل داده و در مقاطع طولی اغلب با یک دسته رخ و در مقاطع عرضی با دو دسته رخ نمایان شده است. در راستای سطوح رخ‌ها گاهی ریزشکستگی‌هایی نیز مشاهده می‌شود (شکل ۳ ت). ظاهراً آمفیبول‌ها از حاشیه کمی گردشدگی دارند. از دیگر ویژگی‌های قابل ذکر این کانی می‌توان به ماکل ساده، خمیدگی بلور آمفیبول همراه با شکستگی پر شده با کوارتز اشاره نمود (شکل ۳ ث). پورفیروکلاست آمفیبول در این سنگ‌ها دارای شکل کشیده با تقارن مونوکلینیک بوده که با نام آمفیبول ماهی‌گون خوانده می‌شوند. با توجه به تقسیم‌بندی ریزساختار ماهی گون ارائه شده (ten Grotenhuis et al., 2003)، این بلورهای آمفیبول‌ها غالباً در گروه‌های ماهی گون ۲،۱ و ۵ قرار می‌گیرند (اشکال۳ ح - د، شکل۴ الف). مهاجرت مرز دانه‌ای مستطیلی شکل بین بلور آمفیبول و پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود (شکل۴ب و پ). بر اساس شیمی کانی، نوع آمفیبول این سنگ‌ها هورنبلند و چرماکیت می‌باشد. در اثر تجزیه بلورهای آمفیبول‌ها به بیوتیت، کلریت و اپیدوت تبدیل شده که در امتداد کلیواژها آزادسازی کانی تیتانیت نیز صورت گرفته است (شکل۳ ح-د)



شکل۳: تصاویر میکروسکوپی از میگماتیت‌ها، الف) نمایش بخش‌های مختلف میگماتیتی در میگماتیت‌های متاتکسیت، Leuco: لوکوسوم، Meso: مزوسوم، Mela: ملانوسوم (XPL)، ب) برگوارگی فضادار از نوع ناهموار (XPL)، پ) بافت کلیواژ باند برشی S-C (XPL)، ت) پرشدگی ریزشکستگی‌های آمفیبول از کوارتز (XPL)، ث) تصویری از خاموشی شطرنجی و ماکل ساده در بلور آمفیبول (XPL)، ج) نمایی از ماهی آمفیبول گروه ۱ (XPL)، ح) تجزیه آمفیبول به کلینوزوئیزیت و کلریت، نمایی از ماهی آمفیبول گروه۵ (XPL)، خ) ریزساختار ماهی آمفیبول گروه۲ (XPL)، د) آمفیبول ماهی‌گون گروه ۵ (PPL).

Amp: Amphibole Chl: Chlorite Qz: Quartz Zrn: Zircon Spn: Sphene Czo: Clinozoisite (Whitney and Evans., 2010).

(شکل۴ ت).

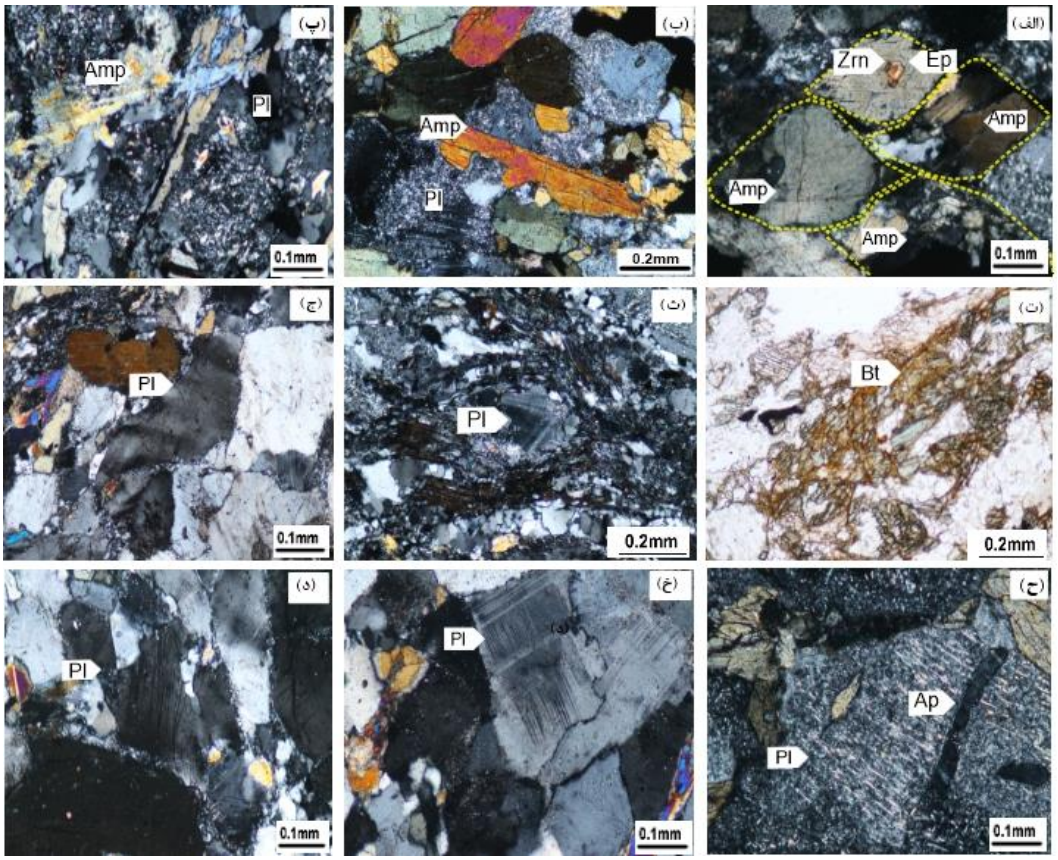
پلاژیوکلاز:

کانی پلاژیوکلاز در اندازه ریز تا متوسط بلور بوده و به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار بخش لوکوسوم میگماتیت را تشکیل می‌دهند و دارای ساختمان منطقه‌بندی می‌باشند (شکل۴ث) در این بلورها خاموشی موجی و همچنین آثاری از شکستگی و پرشدگی از کانی کوارتز مشاهده می‌شود تعدادی از این شکستگی‌ها بیشتر با کوارتز پر شدند که نشان از حضور یک سیال است (شکل ۴ ج) (Gapais, 1989). از دیگر ویژگی‌های قابل ذکر این کانی می‌توان به سریسیتی شدن، ماکل دگریختی، کارلسباد، پلی سنتتیک با انتهای مخروطی، متقاطع، خمیده و پلکانی اشاره کرد (شکل ۴-ح- د). همچنین مهاجرت مرز دانه‌ای از نوع مستطیلی شکل نیز در این بلورها مشاهده می‌شود (شکل ۴ب و پ). پرفیروکلاست‌های پلاژیوکلاز گاهی بصورت درشت بلورهایی از نوع σ نشان داده می‌شوند (شکل ۳ ب). قابل ذکر است این ویژگی‌های دگرشکلی پلاژیوکلاز در چندین نمونه مشاهده می‌شوند.

کوارتز:

کوارتز یکی از کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های آمفیبولیت میگماتیتی نوع نبولیتی می‌باشد که دارای اندازه‌های نسبتاً متغیر و متفاوتی بوده، و در برخی از بلورهای کوارتز ریزساختارهای دگرشکلی ایجاد شده و تبلورهای مجدد مرز دانه‌ای کوارتز به‌صورت GBM، BLG و SGR در نهایت ایجاد چند ضلعی از نوع GBAR مشاهده می‌شود (شکل ۵ الف-ت). مکانیسم ریزساختارهای تجدید تبلور گوناگون مشاهده شده در

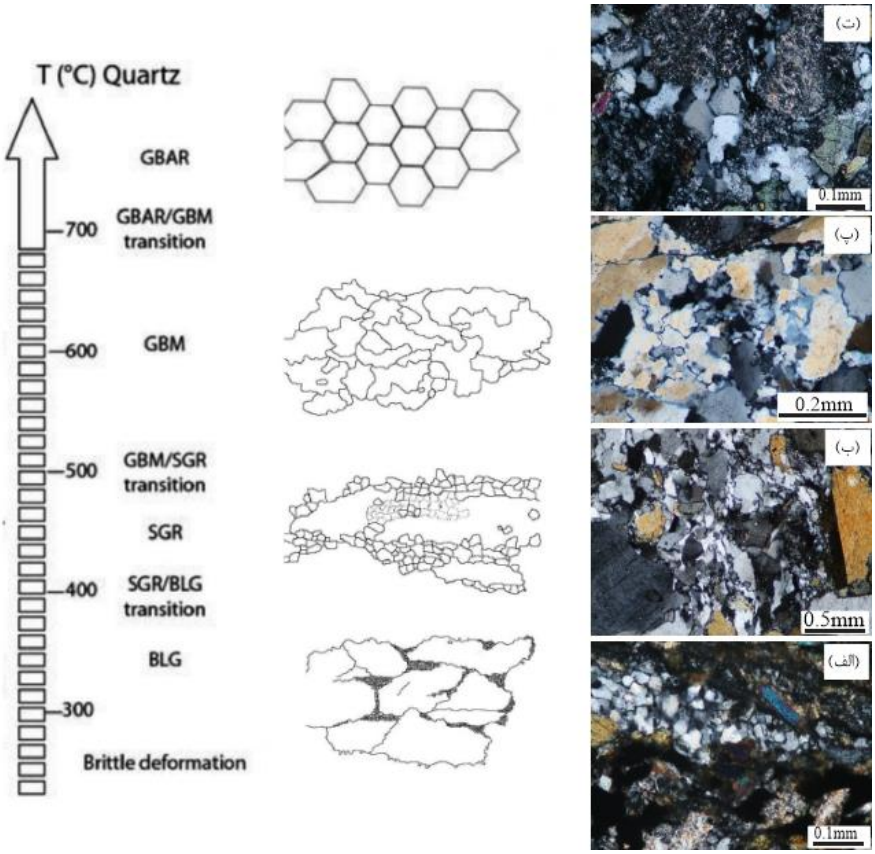
کانی کوارتز، تابعی از شرایط دگرشکلی، بیانگر توسعه سیر تجدید تبلور پلاستیکی یا دینامیکی در این بلورها است (Passchier and Trouw, 2005). گاهی خاموشی موجی و شطرنجی نشان می‌دهند (شکل ۵ پ و ت و شکل ۶ الف). در برخی از مقاطع مطالعه شده تشکیل کوارتز به صورت نواری نیز مشاهده می‌شود (شکل ۶ ب).



شکل ۴: الف) ریزساختارهای ماهی آمفیبول گروه ۱و۵ (XPL)، ب و پ) مهاجرت مرز دانه‌ای به‌صورت مستطیلی شکل بین کانی آمفیبول و پلاژیوکلاز (XPL)، ت) نمایی از Overprint بیوتیت بر روی کانی آمفیبول (PPL)، ث) بلور پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی (XPL)، ج) خاموشی موجی در بلورهای پلاژیوکلاز (XPL)، ح) سریزیتی شدن پلاژیوکلاز (XPL)، خ) ماکل دگریختی (پری کلین) در پلاژیوکلاز (XPL)، د) ماکل تکراری با انتهای نوک تیز و پلکانی (XPL).

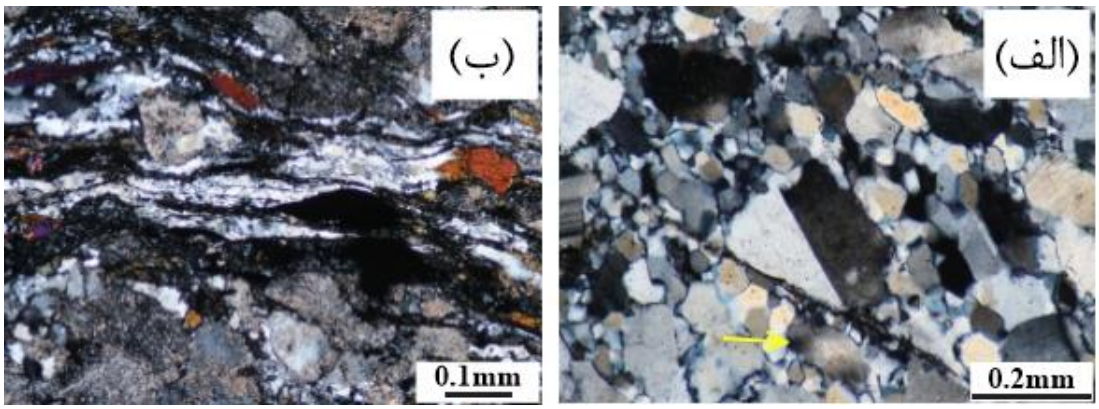
Amp: Amphibole Ap: Apatite Bt: Biotite Ep: Epidote Pl: Plagioclase Zrn: Zircon (Whitney and Evans., 2010).

از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌توان به زیرکن (بصورت ادخال درون آمفیبول، شکل ۴ الف)، آپاتیت، اپیدوت، بیوتیت، تیتانیت و کانی‌های کدر اشاره کرد. کانی‌های ثانویه که حاصل از تجزیه هستند، شامل کلریت (از نوع پنین) و تیتانیت هستند. تیتانیت می‌تواند به صورت اولیه و گاه به‌صورت ثانویه وجود داشته باشد. تیتانیت اولیه بیشتر خودشکل و در اندازه متوسط در سنگ دیده می‌شود درحالی‌که، تیتانیت ثانویه ریز بلور و بی‌شکل هستند و معمولا کانی کدر (ایلمنیت) را احاطه کرده‌اند (شکل۳- د). کلریت در این سنگ‌ها اغلب به‌صورت بی‌شکل از نوع پنین می‌باشد که می‌توان آن را محصول کلریتی‌شدن آمفیبول و بیوتیت در این سنگ‌ها برشمرد (شکل۳- ح). بیوتیت در این سنگ‌ها اغلب بر روی کانی آمفیبول بر هم نهی (Overprint) شده است که نشان از تحول دگرگونی می‌باشد (شکل۴- ت). پلئوکروئیسم قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره مایل به قرمز در کانی‌های بیوتیت معمولاً بیانگر درجه نسبتاً بالاتر دگرگونی است (Faye, 1968). آپاتیت به‌صورت بلورهای میله‌ای شکل که گاهی دارای شکستگی هستند در متن سنگ دیده می‌شود (شکل۴-ح).



شکل ۵: تصویری از وضعیت تبلور دوباره دینامیکی بلور کوارتز و شرایط دمایی مرتبط با آن (XPL).

الف) باز تبلور با برآمدگی در مرز بلورها. ب) ریزدانه‌های ایجاد شده در اطراف دانه‌های کوارتز قدیمی. ج) خاموشی موجی در بلورهای کوارتز و همچنین دانه‌های جدید کوارتز که در اثر تجدیدتبلور دینامیکی(GBM) ایجاد شده‌اند. د) تصویری از خاموشی شطرنجی در بلورهای کوارتز، بلورهای کوارتز با زوایه‌ی ۱۲۰ از نوع GBAR (XPL).



شکل۶: الف تصویری از خاموشی شطرنجی در بلورهای کوارتز (XPL) ب) تشکیل کوارتز به صورت نواری (XPL).

بحث

شواهد میگماتیتی شدن

بررسی‌های تجربی آناتکسی نشان می‌دهد که تکامل رئولوژیکی سنگ‌ها و ماگماهای نیمه مذاب تابعی از نسبت و توزیع جزء مذاب است (Ghosh and Sen-gupta, 1999; Diener and Fagereng, 2014; Cavalcante et al., 2016). بطوری که بر اساس جزء مذاب میگماتیت‌ها به دو گروه متاتکسیت و دیاتکسیت تقسیم می‌شوند (شکل۲) (Brown., 1973). در طول ذوب استحکام سنگ به طور قابل توجهی توسط جزء مذاب کنترل می‌شود (Vigneresse and Tikoff,

1999; Rosenberg and Handy, 2005; Diener and Fagereng, 2014). سنگ‌های مافیک معمولا قوی‌تر از سنگ‌های فلسیک در نظر گرفته می‌شوند. (Wilks and Carter, 1990). در طول ذوب بخشی، مذاب در امتداد صفحات برگوارگی حرکت می‌کند و در طول ذوب به مناطق برشی همزمان مهاجرت می‌کند. از دست دادن مذاب، حجم باقیمانده را تقویت می‌کند (Diener and Fagereng, 2014; Cavalcante et al., 2016). در حوزه میگماتیت متاتکسیت، افزایش تدریجی جزء لوکوسوم، ویسکوزیته موثر و استحکام (strength of the migma-tite) میگماتیت را افزایش می‌دهد (Li et al., 2023a). رئولوژی سنگ جامد به عنوان تابعی از تعدادی از متغیرهای ساختاری و محیطی، از جمله کانی‌شناسی، محتوای سیال و شیمی، اندازه کانی، جزء مذاب، دما، فشار و شرایط تنش تفاضلی تغییر می‌کند (Bürgmann and Dresen, 2008). علاوه بر تفاوت در ترکیب‌بندی، تفاوت در اندازه دانه نیز مهم‌ترین ویژگی متمایز برای میگماتیت‌ها است. اندازه دانه لوکوسوم به طور قابل‌توجهی بزرگ‌تر از پروتولیت است و اندازه دانه ملانوسوم کوچک‌تر از پروتولیت است. در نتیجه، در حالی که جزء مذاب استحکام سنگ‌ها را در طول مرحله ذوب کنترل می‌کند و ترکیب رئولوژی کانی شناسی را در طول مرحله تغییر شکل حالت جامد کنترل می‌کند، تفاوت و توزیع فضایی اندازه دانه‌ها ممکن است بیش‌ترین تاثیر را بر رئولوژی در طول مرحله ذوب جزئی داشته باشد (Li et al., 2023b). هنگامی که نسبت حجم مذاب برابر با ۵۰ درصد حجمی باشد، استحکام و مقاومت مجموعه دانه‌ها تحت تاثیر ویسکوزیته مذاب قرار می‌گیرد (Renner et al., 2000). در متاتکسیتی با نسبت حجم لوکوسوم کم‌تر از ۱۰ درصد حجمی هیچ لایه مقاومی در قلمرو (محدوده) ملانوسوم وجود ندارد و توده سنگ تقریبا همگن است. در متاتکسیت با حجم لوکوسوم بیش از ۳۰ ٪ حجمی، تشکیل لوکوسوم‌های استروماتیک متعدد منجر به رئولوژی بسیار ناهمگن و شناخته‌شده میگماتیت‌ها می‌شود و با تشکیل بودین‌های تک لایه ثبت می‌شود. لایه‌های لوکوسوم تحت شرایط تغییر شکل حالت جامد در دامنه ملانوسوم به طور کلی به بودین های جدا شده (بودین‌های جدا یا پاره)، و بودین های مخروطی تبدیل شدند (شکل۲-د). بودین‌های جدا شده و بودین‌های باریک به ندرت در میگماتیت دیاتکسیتی یافت می‌شوند. این بودین‌ها در ملانوسوم، درجه تفکیک بالا و نسبت ابعاد بسیار بالاتری از ناحیه گردن را نسبت به آن‌هایی که ساختارهای تورم (بودین جدا شده) در دامنه میگماتیت دیاتکسیت دارند را نشان می‌دهند. نسبت‌های نازک‌تر نواحی گردن پروتولیت‌ها در دیاتکسیت نسبت به متاکسیت‌ها ممکن است نشان دهند که پروتولیت‌ها در میگماتیت‌های دیاتکسیت به طور کلی کشش کمتری را نسبت به میگماتیت‌های متاتکسیت تجربه کرده‌اند. علاوه بر این، برگوارگی در متاتکسیت نسبت به دیاتکسیت به شدت توسعه‌یافته است. بودین‌های برگوارگی هم در ملانوسوم و هم دیاتکسیت به طور کلی یک ناحیه گردن بسیار باریک با نازک‌شدگی اندک و گسترش محدود دارند که به طور معمول با شکستگی‌های پر شده با کوارتز سازگار شده‌اند. لوکوسوم های استروماتیک در ملانوسوم به طور کلی به بودین‌های مخروطی شکل تبدیل می‌شوند. نسبت ابعادی بالاتر لوکوسوم های استروماتیک نشان می‌دهد که نواحی گردن آن‌ها نسبت به پروتولیت‌ها گسترش بیشتر و شکل پذیرتری را تجربه کرده‌اند. علاوه بر این، تفاوت کرنش در مرز تماس بودین‌های مخروطی متشکل از لوکوسوم بسیار کم‌تر از مرز تماس بودین‌های پاره‌شده متشکل از پروتولیت است (Li et al., 2023a). همانطور که جزء لوکوسوم در میگماتیت‌ها افزایش می‌یابد، استحکام سنگ به تدریج افزایش می‌یابد و رئولوژی از هموژن به هتروژن تکامل می‌یابد و سپس دوباره به هموژن باز می‌گردد. این فشار در ابتدا در کل سنگ توده یکنواخت است اما وقتی سنگ از نظر ترکیبی و رئولوژیکی تفکیک می‌شود، فشار در میان اجزای مختلف سنگ شروع به تغییر می‌کند (Li et al., 2023b). براساس هندسه و چگونگی پراکندگی لوکوسوم، انواع میگماتیت‌های متاتکسیتی موجود در منطقه رخنمون گسترده‌تری نسبت به دیاتکسیت‌ها دارند (شکل۲) که ممکن است دال بر ناهمگنی دگرشکلی در این منطقه باشد. همچنین قابل ذکر است که انواع متاتکسیتی مشخصات لایه‌بندی یک میگماتیت را حفظ نموده‌اند و بنابراین، دارای

لوکوسوم کمتری هستند. بنابراین بر اساس (White et al., 2005) شرایط تشکیل سنگ درجه ذوب بخشی کم یا متوسط بوده است. این میگماتیت‌ها تناوبی از پالئوسم و لوکوسوم هستند که به موازات برگوارگی کشیدگی دارند (شکل ۲ پ). لیناسیون در این سنگ‌ها در اثر کشیدگی کانی آمفیبول ایجاد می‌شود که در امتداد آنها انبانه‌هایی فلسیک به موازات این کشیدگی نیز مشاهده می‌شود. همچنین رگه‌های نازک فلسیک در این سنگ‌های دگرشکل شده، مشاهده می‌شوند که معمولا در حد رخساره آمفیبولیت میانی ظاهر می‌گردند (Sawyer., 2008) (شکل ۲-خ). این رگه‌ها، چین خوردگی هم شیب با فولیاسیون سنگ را نشان می‌دهند و گاهی بعضی از این رگه ها بصورتی آپلیتی سنگ میزبان را قطع نموده‌اند. میگماتیت‌های استروماتولیتی نشان می‌دهند که لایه‌های نازک لوکوسوم موازی با صفحه اصلی (برگوارگی) هستند. پرشدگی نامنظم کوارتز در امتداد شکستگی و برگوارگی ضعیف در آمفیبولیت میگماتیتی نشان می‌دهد که باقی مانده، تغییر شکل بیشتری را به دلیل مهاجرت مذاب تجربه کرده‌است (شکل ۳ ت) (Rosenberg and Handy, 2005). در مقاطع میکروسکوپی نوارهای برگواره حاوی پلاژیوکلاز توسط فابریک S-C شکل‌پذیر دگرشکل شده‌اند (شکل ۳پ). دانه‌های کوارتز و فلدسپار ریزدانه در امتداد مرزهای دانه‌ها از بخش‌های ذوب بسیار پایین متبلور شده‌اند و یک متاتکسیت استروماتولیت (فیلمی) را تشکیل داده‌اند. فراوانی بیشتر کوارتز در بخش لوکوسوم نشان‌دهنده این است که کوارتز می‌تواند فرآورده ذوب باشد، هرچند این کانی فراورده اصلی ذوب شدگی نیست (Lee et al., 2020). زیردانه‌های کوارتز یک صفحه شطرنج یا الگوی جزیره را نشان می‌دهند که نشان‌دهنده تبلور مجدد مهاجرت مرز دانه‌ای است (شکل ۵ ب) (Li et al., 2023a). دانه‌های پلاژیوکلاز دارای مرزهای مستقیم با کوارتز هستند که نشان می‌دهد که آنها از فاز مذاب قبلی رشد کرده‌اند (شکل ۴ ج) (Sawyer, 2010; Holness et al., 2008, 2011; Li et al., 2023a).

شرایط میگماتیتی شدن

ذوب شدگی در پوسته پایینی و میانی به دو صورت اتفاق می‌افتد: ذوب شدگی بدون آب در شرایط خشک و ذوب‌شدگی در حضور آب در شرایط جامد (Brown, 2010; Weinberg and Hasalov´a, 2015). ذوب شدگی در شرایط خشک، با شکست کانی‌های آبدار (مسکویت، بیوتیت و آمفیبول) حادث می‌شود. این شکست بسته به نوع کانی در شرایط دمایی متفاوت رخ می‌دهد بترتیب از حدود ۷۵۰-۶۵۰ ، ۸۵۰-۷۵۰ و ۹۰۰-۸۵۰ درجه سانتی‌گراد است (Weinberg and Hasalov´a, 2015). بنابراین با توجه به نبود بلورهای مسکوویت یا کانی‌های آلومینوسیلیکات احتمال ذوب خشک مسکوویت در این سنگ‌های میگماتیتی شده منتفی است. حرارت ذوب خشک بیوتیت و آمفیبول بیش از دمای بدست آمده توسط ریزساختارها می‌باشد. بنابراین در اینجا فرض می‌شود ذوب این دو کانی هم در شرایط خشک منتفی است. لذا شکست کانی‌های آب‌دار به عنوان مکانیسم اصلی ایجاد میگماتیت در نظر گرفته نمی‌شود. ذوب شدگی در حضور آب می‌تواند مکانیسم کلیدی برای تولید مذاب در شرایط دمای پایین‌تر باشد (Brown, 2010; Palin et al., 2016; Sawyer, 2010; Watkins et al., 2007; Weinberg and Hasalov´a, 2015) که توسط شواهد ذیل حمایت می‌شود: مرزهای پراکنده لوکوسوم با سنگ میزبان و آرایه‌های شبکه مانند یا رشته‌ایی (شکل ۲ د) ساختارهای بزرگ‌تر و ریزتر نشان می‌دهند که مذاب‌های درجا در متاتکسیت‌ها حفظ می‌شوند. نبود باند ملانوسوم از جمله شواهد ذوب شدگی در حضور فاز سیال است (Weinberg and Hasalová, 2015; Halla, 2020). تغییر شکل درون بلوری مانند ریزدانه‌های موجود در دانه‌های آمفیبول نشان می‌دهد که مکانیزم تغییر شکل به پلاستیسیته بلوری یا تبلور مجدد دینامیک مربوط است (شکل ۳ ت) (Cao et al., 2010; Ji et al., 2013; Skrotzki, 1992). بر این اساس جابه‌جایی خزشی و خزش انحلال فشاری احتمالاً در تغییر شکل آمفیبول در شرایط جزء مذاب کم مشارکت دارند (Okudaira et al., 2017). به طور کلی، رفتار رئولوژیکی در متاتکسیت مذاب حاضر و باقیمانده تغییر شکل یافته مشخص است (Li et al., 2023b). تضعیف رئولوژیکی توسط واکنش های ذوب و تغییرات رفتار رئولوژیکی متاتکسیت توجه زیادی را به خود جلب کرده است (Cao et al., 2010; Degli Alessandrini et al., 2017; Tac-

chetto et al., 2022). تعادل فازی و مدل‌سازی رئولوژی مختلط ملانوسوم و لوکوسوم نشان می‌دهند که تولید مذاب در طی دگرگونی پیش‌رونده است (Diener and Fagereng, 2014). در طی میگماتیتی شدن migmatization باقی مانده از قبل موجود که به از دست دادن مذاب نسبت داده می‌شود می‌تواند بیشتر تحت‌تاثیر مذاب‌ها قرار گیرد (Brown, 1994). نفوذ مذاب می‌تواند به شدت ویسکوزیته آمفیبولیت باقیمانده را کاهش دهد و لغزش در امتداد مرزهای دانه و بین فازی را تسهیل کند فرآیند لایه‌بندی نشان می‌دهد که تغییر شکل پیشرونده در آمفیبولیت باقیمانده با افزایش جزء مذاب و مهاجرت مذاب همراه است (Menegon et al., 2015; Závada et al., 2007). بنابراین یک شار سیالات آبکی در طول پهنه برشی و ذوب شدگی در حضور آب در این سنگ‌های دگرگونی قابل درک است. ذوب جزئی و میگماتیزاسیون ممکن است خواص رئولوژیکی ناهمگن پوسته میانی را افزایش دهد و ممکن است بودیناژ با مقیاس بزرگ ایجاد کند (Li et al., 2023b).

شواهد دگرشکلی وتعیین درجه حرارت دگرشکلی

دگرشکلی سنگ‌ها و ریزساختارهای تشکیل شده در آنها تابع عوامل متفاوت درونی (کانی‌شناسی، اندازه و جهت‌یابی ترجیحی دانه‌ها) و خارجی (فشار، دما، تنش تفریقی، فشار شاره و نرخ کرنش) است لذا جهت برآورد درجه و شرایط دگرشکلی می‌توان از این ریزساختارها استفاده نمود (White and White, 1983; Passchier and Trouw, 2005). بافت‌های دگرشکلی همچون برگوارگی، کلیواژ باند برشی (فابریک S-C) در آمفیبولیت‌های میدانک کم و بیش دیده می‌شوند که در واقع پاسخی به دگرشکلی شکل‌پذیر حاکم بر منطقه می‌باشد و بنا بر عقیده Passchier and Trouw 2005)) می‌توانند بیانگر تغییر شکل پلاستیک در منطقه مورد مطالعه باشد. آمفیبول یکی از قوی‌ترین سیلیکات‌ها با توانایی محدود برای دگرشکل شدن توسط خزش جابجایی است به‌طوری که رفتارش طی دگرشکلی به صورت یک جسم سخت و صلب می‌چرخد و می‌شکند (Soret et al., 2019; Ko and Jung, 2015) و یا حل شده و دوباره تشکیل می‌گردد (Giuntoli et al., 2018 Soret et al., 2019;). در آمفیبولیت‌های میگماتیتی شده برخی بلورهای آمفیبول خمیدگی نشان می‌دهند که نشان‌دهنده‌ی تحمل یک دگرشکلی شدید شکل‌پذیر است (شکل۳-ث). گاهی بلورهای آمفیبول می‌شکند که این شکستگی‌ها بیشتر با کوارتز پر شدند که نشان از حضور یک سیال است (شکل۳-ت) (Gapais, 1989). آمفیبول ماهی‌گون گاهی بصورت درشت بلورهایی از نوع سیگما σ می‌باشند که حرکت راست‌بر را نشان می‌دهند و همچنین در این راستا فابریک دگرشکلی S-C نیز دیده شده است. ساختارهای ماهی‌گون آمفیبول طی برشی شدن و میلونیتی تحت شرایط رخساره آمفیبولیت پایینی تشکیل می‌گردند (Massey and Moecher, 2005). بلورهای متوسط آمفیبول به طور تصادفی با ویژگی‌های مورفولوژیک مختلف با برگوارگی جهت یافته هستند (شکل۳ الف). در بخش‌هایی از سنگ طی دگرگونی قهقرایی رخساره شیست سبز، آمفیبول‌ها به بیوتیت، کلریت و اپیدوت تبدیل شده که در امتداد کلیواژها آزادسازی کانی تیتانیت نیز صورت گرفته است (شکل۳ ح-د) (شکل۴-ت). عدم وجود شکل ائوهدرال پلاژیوکلاز و هورنبلند در این آمفیبولیت‌های میگماتیتی، ناشی از مرزهای دانه‌ایی زبانه‌ایی ایجاد شده طی دگرشکلی و یا تغییر شیمیایی و انتقال طی دگرگونی همزمان با دگرشکلی دینامیک است (Habib et al., 2018). تعدادی از درشت بلورهای پلاژیوکلاز یک حرکت برشی با جهت راستبر را نشان می‌دهند (شکل ۳ب). حضور ماکل‌های دگرشکلی با انتهای نوک تیز (مخروطی) یا حالت تاخوردگی (Kinking) و خاموشی موجی در کانی پلاژیوکلاز نمایان است که می‌تواند دلیلی بر وجود دگرشکلی دینامیک در حالت جامد حداقل در حد رخساره شیست سبز باشد (Smith and William, 1989; Pryer, 1993) (شکل۴-د). فلدسپارها در دماهای بالاتر از ۳۰۰-۴۰۰ درجه سانتی‌گراد، ویژگی‌هایی مانند خاموشی موجی، گسترش ماکل‌های دگرشکلی، گسترش شکستگی‌های ریز و نیز پرتیت‌های شعله‌ای را نشان می‌دهند (Passchier and Trouw, 2005 Stipp and Stunitz and Heilbronner, 2002). شواهد تجربی نشان می‌دهد که بازتبلور پلاژیوکلاز در دمای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد اتفاق می‌افتد (Tullis and Stunitz and Teyssier, 2000).

خاموشی موجی در پلاژیوکلاز و کوارتز مشاهده می‌شود که به علت نقصان شبکه بلوری در اثر دگرشکلی شدید دینامیک ایجاد شده است (شکل۴-ج). ریز ساختارهای دگرشکلی شامل خاموشی موجی و فرایند فشردگی یا انحلال فشاری همراه با ایجاد شکستگی در کوارتزها از دیگر ریزساختارهای دگرشکلی است که در دمای کمتر از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد بیشتر رخ می‌دهند (Owona et al., 2013, Langille et al., 2010, Passchier & Trouw, 2005). ساختارهای نواری مشاهده شده در کانی کوارتز می‌تواند حاکی از دگرشکلی باشد (شکل۵ پ). در این رژیم دمایی فلدسپارها، اغلب تغییرات ساختاری شکننده‌ای را به صورت خردشده، گسترش شکستگی‌ها و گسل‌ها، و جابه‌جا شدن قطعات به نمایش می‌گذارند. تغییر ساختاری بیوتیت‌ها نیز در شرایط کم دما منجر به گسترش چین خوردگی و خاموشی موجی در آن‌ها خواهد شد. وجود خاموشی شطرنجی و ساب گرین‌های جزیره‌ای در کوارتزهای بی‌شکل با مرز زبانه‌ایی نشان می‌دهد که لغزش جابجایی دما بالا و یا خزش همراه با تبلور دوباره مهاجرت مرز دانه‌ایی مکانیسم غالب دگرشکلی هستند (Li et al., 2023a). ریز ساختارهای ریزدانه، نودانه، بازتبلورهای پویای برآمده (BLG)، چرخش ریزدانه (SGR)، مهاجرت مرز دانه‌ای (GBM)، ایجاد چند ضلعی‌های با زاویه ۱۲۰ (GBAR) (شکل۵-ب) بیانگر گسترش فرآیند بازتبلور قهقرایی یا استاتیک است. نودانه‌ها معمولا درون و اطراف دانه‌های بزرگ‌تر در سنگ‌های با کرنش متوسط تا بالا وجود دارند. جهت یافتگی و اندازه آنها شبیه زیردانه‌های کناری هستند که ویژگی مشخصی از بازتبلور دینامیک یا همزمان با تکتونیک است (Blenkinsop et al., 2007). در دمای ۲۵۰-۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و در تنش بالا، در شرایط رخساره شیست سبز، مرز دانه‌ای برآمده دانه‌های کوارتز از دانه‌های قدیمی‌تر جدا می‌شود و دانه‌های کوچکتر بازتبلور یافته شکل می‌گیرند که باز تبلور دینامیک برآمده نامیده می‌شود (Stipp et al., 2002). به عقیده‌ی Stipp و همکاران (2002) باز تبلور مهاجرت مرزدانه‌ای (GBM) و چرخش ریزدانه (SGR) بیانگر دگرشکلی در دمای ۲۸۰-۴۰۰ و ۴۰۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد هستند که معادل رخساره شیست سبز است. مرزدانه‌ها در شرایط ایستا با افزایش دما در حدود ۶۰۰-۷۰۰ درجه سانتی‌گراد منجر به چند ضلعی‌های شکل‌دار بلورهای کوارتز (GBAR) با زاویه ۱۲۰ درجه می‌شود که نشان‌دهنده تعادل مرزدانه‌ای و رشد دانه‌ها در اثر کاهش انرژی مرزدانه‌ای در شرایط استاتیک و باعث تشکیل اشکال چند ضلعی در شرایط دگرگونی درجه متوسط می‌شود (Passchier and Trouw, 2005; Wiersma, 2009).

تعیین رابطه زمانی بین میگماتیت زایی و برشی شدن

ریزساختارهای دینامیک ایجاد شده در دامنه حرارتی متفاوت در کانی‌های سنگ‌های مورد مطالعه نشان از یک دگرشکلی ناهمگن دارند. وجود ریزساختارهای مرتبط با تغییر شکل و مذاب، تاریخچه زمین شناسی پیچیده ای را بویژه برای ناحیه میدانک، گلپایگان (Hashemi et al., 2019)، بروجرد (Jafari et al., 2022) و همدان (Jafari et al., 2024) به عنوان مناطقی از پهنه سنندج-سیرجان رقم زده است. تعیین رابطه زمانی بین این دو فرایند یکی از سوژه‌های جذاب در این پهنه است، به طوری که شواهد ریزساختاری مبین عملکرد دگرشکلی دینامیک در حین میگماتیت‌زایی و تا زمان بعد از تبلور لوکوسوم می‌باشد. تناوب باندهای لوکوسوم و پالئوسوم در آمفیبولیت‌های میدانک به موازات برگوارگی اصلی سنگ نشان‌دهنده میگماتیتی‌شدن طی دگرشکلی دینامیک است. زیرا وجود یک شار سیالات آبکی در طول پهنه برشی و ذوب‌شدگی در حضور آب در این سنگ‌های دگرگونی می‌تواند سبب لایه‌بندی شود بطوری‌که ضعیف‌شدگی در حضور آب و دگرشکلی پیشرونده در بخش‌های باقیمانده (رستیت) آمفیبولیت همراه با افزایش جزء مذاب یا مهاجرت مذاب اتفاق می‌افتد. بنابراین متاتکسیت‌ها استروماتولیتی (فیلمی) و لکه‌ایی نشان‌دهنده ذوب شدگی درجا و تغییرشکل همزمان با آناتکسی هستند. همچنین بی‌شکل بودن دانه‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها، حاصل تغییرات شیمیایی طی دگرگونی همزمان با دگرشکلی دینامیک است (Habib et al., 2018). پرشدگی شکستگی‌های آمفیبول با کانی کوارتز (دارای خاموشی موجی) دال بر وجود مذاب می‌باشد. دانه‌های پلاژیوکلاز در لوکوسوم‌ها اغلب

دارای مرزهای مستقیم با کوارتز هستند که نشان دهنده تبلور آنها از یک مذاب می‌باشد (Sawyer, 2010; Hol-ness et al., 2008, 2011). وجود شکستگی و خمیدگی در ماکل پلاژیوکلاز، ایجاد پورفیروکلاست، ایجاد ریزساختار سایه فشاری، وجود خاموشی موجی در کانی‌های فلسیک لوکوسوم‌ها بیانگر ادامه دگرشکلی دینامیک بعد از تبلور لوکوسوم است. از آنجایی که در سیستم‌های حاوی مذاب، سایز دانه‌ها بزرگتر می‌شود. اندازه کوچکتر پلاژیوکلاز در بخش لوکوسوم این سنگ‌ها دال بر ادامه دگرشکلی دینامیک حتی بعد از تبلور مذاب است (Lee et al., 2019). به طرز مشابهی در مطالعه میگماتیت‌های همدان روشن شده است که عملکرد دگرشکلی از مرحله ذوب تا پس از تبلور لوکوسوم تداوم داشته است (Izadi Kian et al., 2013; Jafari et al., 2024). احتمالاً بافت‌های حاصل از تداوم دگرشکلی پس از تبلور، بخشی از شواهد ذوب را نیز از بین برده باشد.

با توجه به روند تحولات دگرگونی، میگماتیتی شدن و حوادث تکتونیکی (دگرشکلی) در این منطقه مورد مطالعه و سایر مناطق پهنه سنندج -سیرجان می‌توان چنین استنتاج نمود که فاز اول دگرگونی فشار بالا بوده (Davoudian et al., 2008; 2016) که این فاز توسط حوادث بعدی شواهد آن در اکثر مناطق به ویژه منطقه مورد مطالعه محو شده است. فاز دوم دگرگونی رخساره آمفیبولیت دما بالا-فشار متوسط (گاهی فشار پایین) بوده که منجر به میگماتیتی شدن گردیده که همراه با فرآیند میلونیتی شدن و دگرشکلی شکل پذیر نیز شده است (به عنوان مثال، Izadi Kian et al., 2013; Davoudian et al., 2016; Sepahi et al., 2019; Hash-emi et al., 2019, 2020; Jafari et al., 2022, 2024). سرانجام فاز سوم دگرگونی رخساره شیست سبز همراه با فرایندهای دگرشکلی شکل پذیر و نیمه شکنا بوده است.

نتیجه‌گیری

آمفیبولیت‌های میدانک در مجموعه دگرگونی-ماگمایی درود-ازنا، بخشی از پهنه ساختاری سنندج-سیرجان شمالی واقع شده‌اند که تحت تأثیر دگرگونی و دگرشکلی‌های مختلف بوده و آثار میگماتیتی شدن در آن‌ها مشاهده می‌شود. براساس مطالعات پتروگرافی و شواهد صحرایی به دلیل جزء پایین مذاب، میگماتیت‌ها از نوع متاتکسیت با ساختارهای متنوع هستند. وجود مرزهای پراکنده لوکوسوم با سنگ میزبان و آرایه‌های رشته‌ای، نبود نوارهای ملانوسوم و همچنین وجود دانه‌های ریز بر روی بلورهای آمفیبول نشان می‌دهد که میگماتیتی شدن در شرایط ذوب شدگی در حضور آب صورت گرفته است. در پاسخ به انواع دگرشکلی در منطقه بافت‌های دگرشکلی همچون برگوارگی، کلیواژ باند برشی (فابریک S-C)، خمیدگی و شکستگی، ساختارهای ماهی‌گون در بلور آمفیبول، ماکل‌های دگرشکلی با انتهای نوک تیز یا حالت تاخوردگی (Kinking) و خاموشی موجی در پلایوژکلاز، ریز ساختارهای دگرشکلی شامل خاموشی موجی و شطرنجی و فرایند فشردگی یا انحلال فشاری، و ساب گرین‌های جزیره‌ای، و تجدید تبلور دینامیکی یا پلاستیکی (SGR, GBM BLG,) در سنگ مشاهده شده که بیان کننده گستره دمایی ۳۰۰ تا بیش‌تر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد در شرایط دگرشکلی شکنا-شکل‌پذیر می‌باشد. علاوه بر این، تناوب نوارهای لوکوسوم و پالئوسوم به موازات برگوارگی در سنگ‌های مورد مطالعه همراه با شواهد میکروسکوپی مانند بی‌شکل بودن دانه‌های آمفیبول، پرشدگی بلورهای آمفیبول با کوارتز و وجود مرزهای مستقیم و صاف بین بلورهای پلاژیوکلاز با کوارتز بیان کننده عملکرد دگرشکلی دینامیک در حین میگماتیت‌زایی در منطقه می‌باشد. همچنین، وجود شکستگی و خمیدگی در ماکل پلاژیوکلاز، ایجاد پورفیروکلاست، ایجاد ریزساختار سایه فشاری، وجود خاموشی موجی در کانی‌های فلسیک لوکوسوم‌ها بیانگر ادامه دگرشکلی دینامیک بعد از تبلور لوکوسوم است.

تشکر و قدردانی

بدین وسیله نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی و معنوی توسط دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد در انجام این پژوهش تشکر و قدردانی می نمایند.

منابع

کولیوند، س.، ۱۳۹۵. ویژگی ژئوشیمیایی سنگ‌های آمفیبولیتی پیر عباد، شمال‌شرق ازنا، پهنه سنندج-سیرجان، پژوهش‌های دانش زمین، سال هشتم، شماره

۳۲ زمستان،۱۳۹۶. صفحات ۱۶-۳۲.

سهیلی، م.، جعفریان، م. ب.، عبدالهی، م. ر.، ۱۳۷۱. نقشه زمین شناسی ورقه الیگودرز، مقیاس:۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

سهندی، م.، رادفر، ج.، حسینی دوست، ج.، محجل، م.، ۱۳۸۵. نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰ شازند، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، برگ شماره ۵۸۵۷.

جعفری، س.، ر.، سپاهی، ع.ا.، ۱۳۹۴. بررسی مکانیسم فیبرولیت‌زایی در میگماتیت‌های منطقه سیمین، همدان، پهنه سنندج-سیرجان. بیست و سومین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه دامغان.

مرادی، آ.، شبانیان بروجنی، ن.، داودیان دهکردی، ع.ر.، ۱۳۹۵. عوامل کنترل کننده تبلور تورمالین توده گرانیت-گنایس میلونیتی شمال شرق معدن ژان (استان لرستان)، پهنه سنندج-سیرجان. فصلنامه زمین شناسی اقتصادی، دوره ۸، شماره ۲.

References

Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J., 2012. Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj–Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran. Lithos, 151, 122-134.

Altenberger, U. and Wilhelm, S., 2000. Ductile deformation of K-feldspar in dry eclogite facies shear zones in the Bergen Arcs, Norway. Tectonophysics, 320(2), 107-121.

Ashworth, J.R. and McLellan, E.L., 1985. Textures. In Migmatites (180-203). Boston, MA: Springer US.

Bell, T.H. and Johnson, S.E., 1989. The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of plagioclase and K-feldspar in the Woodroffe Thrust mylonite zone, central Australia. Journal of Metamorphic Geology, 7(2), 151-168.

Berthier, F., Billiault, J. P., Halbronn, B., Maurizot, P., N.I.O.C., Sahandi, M. R., Jafarian, M. B., Hajmolla Ali, A., Soheili, M., 1992. Geological map of Khorramabad, Geological quadrangle map No. D7, Geological survey of Iran..

Bhattacharya, A.R. and Weber, K., 2004. Fabric development during shear deformation in the Main Central Thrust zone, NW-Himalaya, India. Tectonophysics, 387(1-4), 23-46.

Biermann, C., 1979. Investigations into the development of microstructures in amphibole-bearing rocks from the Seve Koli Nappe complex, PhD Thesis, Leiden State Univ, 121 p.

Blenkinsop, T.G., 2007. Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. Springer Science & Business Media., diatexis and migmatite. Proceedings of the Geologists' Association, 84, 371–382.

Brown, M., 1973. The definition of metatexis, diatexis and migmatite. Proceedings of the Geologists' Association, 84, 371-IN2.

Brown, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. Earth-Science Reviews, 36(1-2), 83-130.

Brown, M., 2010. Melting of the continental crust during orogenesis: the thermal, rheological, and compositional consequences of melt transport from lower to upper continental crust. Canadian Journal of Earth Sciences, 47(5), 655-694.

Bürgmann, R., and Dresen, G., 2008, Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy, and field observations: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 36, 531– 567, https:// doi .org /10 .1146 /annurev .earth .36 .031207 .124326.

Cao, S.Y., Liu, J.L., Leiss, B., 2010. Orientation-related deformation mechanisms of naturally deformed amphibole in amphibolite mylonites from the Diancang Shan, SW Yunnan, China. J. Struct. Geol. 32, 606–622.

Cavalcante, G.C.G., Viegas, G., Archanjo, C.J., and

olites. Journal of Metamorphic Geology, 36(9), 1263-1286.

Habib, M.E., Abdel-Moneim, M. and Abdel-Sattar, S.M., 2018. Geological studies on the Abu Fannani mylonitic amphibolites and related amphibolite xenoliths in the juvenile Neoproterozoic Meatiq dome area, central eastern desert, Egypt.

Halla, J., 2020. The TTG-amphibolite terrains of Arctic Fennoscandia: infinite networks of amphibolite metatexite-diatexite transitions. Frontiers in Earth Science, 8252.

Hashemi, M., Davoudian D, A., Shabanian B, N. and Azizi, H., 2019. Petrographical study of paragneisses in Northeast of Golpayegan: migmatization and evidences of retrograde metamorphism. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 27(1), 179-190.

Hashemi, M., Davoudian, A.R., Shabanian, N., Cottle, J.M., Azizi, H. and Asahara, Y., 2023. Geochronology, provenance, and tectonic setting of the meta-sedimentary rocks from the North Shahrekord metamorphic Complex, Iran. International Geology Review, 1-25.

Hashemi, M., Shabanian, N., Davoudian, A. and Azizi, H., 2020. Investigation of temperature variations and deformation stages with respect to microstructures and mineral paragenesis in paragneisses of northern Shahrekord. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 29(114), 165-174.

Holness, M.B. and Sawyer, E.W., 2008. On the pseudomorphing of melt-filled pores during the crystallization of migmatites. Journal of Petrology, 49(7), 1343-1363.

Holness, M.B., Cesare, B. and Sawyer, E.W., 2011. Melted rocks under the microscope: microstructures and their interpretation. Elements, 7(4), 247-252.

da Silva, M.E., 2016, The influence of partial melting and melt migration on the rheology of the continental crust: Journal of Geodynamics, v. 101, p. 186– 199, https:// doi .org /10 .1016 /j .jog .2016 .06 .002.

Davoudian, A.R., Genser, J., Dachs, E. and Shabanian, N., 2008. Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. Mineralogy and Petrology, 92, 393-413.

Davoudian, A.R., Genser, J., Neubauer, F., Shabanian, N., 2016. $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogeny", Gondwana Research 37, 216- 240.

Degli Alessandrini, G., Menegon, L., Malaspina, N., Dijkstra, A.H., Anderson, M.W., 2017. Creep of mafic dykes infiltrated by melt in the lower continental crust (Seiland Igneous Province, Norway). Lithos 274-275, 169–187.

Diener, J.F.A., and Fagereng, Å., 2014, The influence of melting and melt drainage on crustal rheology during orogenesis: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 119, 6193– 6210, https:// doi .org /10 .1002 /2014JB011088.

Faye, G.H., 1968. The optical absorption spectra of certain transition metal ions in muscovite, lepidolite, and fuchsite. Canadian Journal of Earth Sciences, 5(1), 31-38.

Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. Geology, 17(12), 1144-1147.

Ghosh, S.K. and Sengupta, S., 1999. Boudinage and composite boudinage in superposed deformations and syntectonic migmatization. Journal of Structural Geology, 21(1), 97-110.

Giuntoli, F., Menegon, L. and Warren, C.J., 2018. Replacement reactions and deformation by dissolution and precipitation processes in amphib-

and Seward, G., 2010. Kinematic evolution of the Ama Drime detachment: Insights into orogen-parallel extension and exhumation of the Ama Drime Massif, Tibet–Nepal. Journal of Structural Geology, 32(7), 900-919.

Lee, A.L., Lloyd, G.E., Torvela, T. and Walker, A.M., 2020. Evolution of a shear zone before, during and after melting. Journal of the Geological Society, 177(4), 738-751.

Lee, B.C., Oh, C.W., Cho, D.L. and Yi, K., 2019. Paleoproterozoic (2.0–1.97 Ga) subduction-related magmatism on the north–central margin of the Yeongnam Massif, Korean Peninsula, and its tectonic implications for reconstruction of the Columbia supercontinent. Gondwana Research, 72, 34-53.

Li, Y., Sun, S., Dong, Y., He, D., Cheng, C., Yang, Z. and Zhang, B., 2023. Rheological behavior of amphibolite facies migmatites during orogenesis: A case study from the North Qinling Belt, China. Lithos, 454, 107240.

Li, Z., Zeng, Z. and Liu, Y., 2023. Boudinage and the rheology of syntectonic migmatites in the high-strain Taili deformation zone, NE China. Geosphere, 19(1), 75-99.

Massey, M.A. and Moecher, D.P., 2005. Deformation and metamorphic history of the western Blue Ridge–eastern Blue Ridge terrane boundary, southern Appalachian orogen. Tectonics, 24(5).

Mehnert, K.R . (1968): Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. Elsev1er, Amsterdam, Netherlands.

Menegon, L., Fusseis, F., Stünitz, H., Xiao, X., 2015. Creep cavitation bands control porosity and fluid flow in lower crustal shear zones. Geology 43, 227–230.

Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental

Izadi Kian, L., Mohajjel Kafshdouz, M., Alavi, S.A., Sepahi Garoo, A.A. and Hoseini Dust, S.J., 2013. Timing of porphyroblasts growth and their relation to deformation stages in metamorphic rocks of the Hamedan area. Petrological Journal, 4(13), 1-18.

Jafari, S.R., 2022. Study of structure and morphology of zircons in pelitic migmatites in Hamedan, Touyserkan and Boroujerd regions, Sanandaj-Sirjan zone. Petrological Journal, 12(4), 51-76.

Jafari, S.R. and Izadi Kian, L., 2024. Relationship between deformation structure and partial melting in pelitic migmatites of Hamaden region, Sanandaj-SirjanZone. Petrological Journal, 15(1), 117-138.

Jain, A.K., Sushmita, Singh, S. and Mukherjee, P.K., 2018. Migmatization, granite generation and melt accumulation in the Himalayan Orogenic Channel, Central and Eastern Bhutan. Current Science, 1903-1912.

Ji, S.C., Shao, T.B., Michibayashi, K., Long, C., Wang, Q., Kondo, Y., Zhao, W.H., Wang, H.C., Salisbury, M.H., 2013. A new calibration of seismic velocities, anisotropy, fabrics, and elastic moduli of amphibole-rich rocks. J. Geophys. Res. Solid Earth 118, 4699–4728.

Ko, B. and Jung, H., 2015. Crystal preferred orientation of an amphibole experimentally deformed by simple shear. Nature communications, 6(1), 6586.

Kozlovsky, V.M. and Rusinov, V.L., 2008, April. Transformation of amphibolites and fractal dimension of migmatites of the Belomorian Complex as evidence for synchronism and periodicity of shear deformation and migmatization. In Doklady Earth Sciences (Vol. 419, No. 2, 511). Springer Nature BV.

Langille, J.M., Jessup, M.J., Cottle, J.M., Newell, D.

Passchier, C.W., Myers, J.S. and Kröner, A., 2012. Field geology of high-grade gneiss terrains. Springer Science & Business Media.

Pryer, L.L., 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. Journal of Structural Geology, 15(1), 21-36.

Renner, J., Evans, B., and Hirth, G., 2000, On the rheologically critical melt fraction: Earth and Planetary Science Letters, v. 181, p. 585– 594, https:// doi .org /10 .1016 /S0012 -821X (00) 002223.

Rosenberg, C.L., and Handy, M.R., 2005, Experimental deformation of partially melted granite revisited: Implications for the continental crust: Journal of Metamorphic Geology, v. 23, 19– 28, https:// doi .org /10 .1111 /j .1525 -1314 .2005 .00555 .x.

Saki, A., Miri, M. and Oberhänsli, R., 2020. High temperature–low pressure metamorphism during subduction of Neo-Tethys beneath the Iranian plate: Evidence for mafic migmatite formation in the Alvand complex (western Iran).Mineralogy and Petrology,114, 539-557.

Sawyer, E.W., 1999. Criteria for the recognition of partial melting. Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy, 24(3), 269-279.

Sawyer, E.W., 2008. Working with migmatites: nomenclature for the constituent parts. In: Working with Migmatites (eds Sawyer, E.W. & Brown, M.), Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 38, 1–28.

Sawyer, E.W., 2008. Atlas of migmatites (Vol. 9). NRC Research Press.

Sawyer, E.W., 2010. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: microstructures in the residual rocks and source of the fluid. Lithos, 116(3-4), 273-

collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran". Journal of Asian Earth Sciences, 21.4 (2000) 397-412.

Neogi, S., Dasgupta, S. and Fukuoka, M., 1998. High P–T polymetamorphism, dehydration melting, and generation of migmatites and granites in the Higher Himalayan Crystalline Complex, Sikkim, India. Journal of Petrology, 39(1), 61-99.

Nutman, A.P., Mohajjel, M., Bennett, V.C. and Fergusson, C.L., 2014. Gondwanan Eoarchean–Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U–Pb–Hf isotopic evidence. Canadian Journal of Earth Sciences, 51(3), 272-285.

Nyman, M.W., Pattison, D.R. and Ghent, E.D., 1995. Melt extraction during formation of K-feldspar+ sillimanite migmatites, west of Revelstoke, British Columbia. Journal of Petrology, 36(2), 351-372.

Okudaira, T., Shigematsu, N., Harigane, Y., Yoshida, K., 2017. Grain size reduction due to fracturing and subsequent grain-size-sensitive creep in a lower crustal shear zone in the presence of a CO2-bearing fluid. J. Struct. Geol. 95, 171–187.

Owona, S., Ondoa, J.M. and Ekodeck, G.E., 2013. Evidence of quartz, feldspar and amphibole crystal plastic deformations in the paleoproterozoic Nyong Complex Shear Zones under Amphibolite to Granulite conditions (west Central African Fold Belt, SW Cameroon). Journal of Geography and Geology, 5(3), 186-201.

Palin, R.M., White, R.W., Green, E.C., Diener, J.F., Powell, R. and Holland, T.J., 2016. High-grade metamorphism and partial melting of basic and intermediate rocks. Journal of Metamorphic Geology, 34(9), 871-892.

Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 2005. Microtectonics, Springer, 365.

tion mechanisms in naturally deformed amphibole. Phys. Stat. Solid 131, 605–624.

Smith, C., 1989. William Hopkins and the shaping of dynamical geology: 1830–1860. The British Journal for the History of Science, 22(1), 27-52.

Soret, M., Agard, P., Ildefonse, B., Dubacq, B., Prigent, C. and Rosenberg, C., 2019. Deformation mechanisms in mafic amphibolites and granulites: Record from the Semail metamorphic sole during subduction infancy. Solid Earth, 10(5), 1733-1755.

Stipp, M., StuÈnitz, H., Heilbronner, R. and Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C. Journal of structural geology, 24(12), 1861-1884.

Tacchetto, T., Clark, C., Erickson, T.M., Reddy, S.M., Bhowany, K., Hand, M., 2022. Weakening the lower crust: Conditions, reactions and deformation. Lithos 422, 106738.

Ten Grotenhuis, S.M., Trouw, R.A.J. and Passchier, C.W., 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks. Tectonophysics, 372(1-2), 1-21.

Tomoyuki, K.O.B.A.Y.A.S.H.I., Masaaki, O.B.A.T.A. and Yasutaka, Y.O.S.H.I.M.U.R.A., 2005. Diatexite and metatexite from the Higo metamorphic rocks, west-central Kyushu. Rock and Mineral Depositology

, 100(1), 1-25.

Trouw, R.A., Passchier, C.W. and Wiersma, D.J., 2009. Atlas of Mylonites and related microstructures. Springer Science & Business Media.

Tullis, J., Stünitz, H., Teyssier, C. and Heilbronner, R., 2000. Deformation microstructures in quartzo-feldspathic rocks. Journal of the Virtual Explorer, 2.

Vigneresse, J.L., and Tikoff, B., 1999, Strain partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas: Tectonophysics, v. 312, p. 117–132.

Sawyer, E.W., Cesare, B. and Brown, M., 2011. When the continental crust melts. Elements, 7(4), 229-234.

Sederholm, J.J., 1907. Om granit och geis. Bull. Comm. Geol. Finl., 23, 1-110.

Sepahi, A.A., Jafari, S.R., Osanai, Y., Shahbazi, H. and Moazzen, M., 2019. Age, petrologic significance and provenance analysis of the Hamedan low-pressure migmatites; Sanandaj-Sirjan Zone, west Iran. International Geology Review, 61(12), 1446-1461.

Shabanian, N. and Neubauer, F., 2024. From Early Jurassic intracontinental subduction to Early-Middle Jurassic slab break-off magmatism during the Cimmerian orogeny in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 106153.

Shabanian, N., Davoudian, A.R., Azizi, H., Asahara, Y., Neubauer, F., Genser, J., Dong, Y. and Lee, J.K., 2020. Petrogenesis of the Carboniferous Ghaleh-Dezh metagranite, Sanandaj–Sirjan zone, Iran: constraints from new zircon U–Pb and 40Ar/39Ar ages and Sr–Nd isotopes. Geological Magazine, 157(11), 1823-1852.

Shabanian, N., Davoudian, A.R., Dong, Y. and Liu, X., 2018. U-Pb zircon dating, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic ratios from Azna-Dorud Cadomian metagranites, Sanandaj-Sirjan zone of western Iran. Precambrian Research, 306, 41-60.

Shakerardakani, F., Neubauer, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Liu, X., Dong, Y., Mohajjel, M., Monfaredi, B. and Friedl, G., 2015. Panafrican basement and Mesozoic gabbro in the Zagros orogenic belt in the Dorud–Azna region (NW Iran): laser-ablation ICP–MS zircon ages and geochemistry. Tectonophysics, 647, 146-171.

Skrotzki, W., 1992. Defect structures and deforma-

tioning during partial melting and crystallizing felsic magmas: Tectonophysics, v. 312, p. 117–132, https:// doi .org /10 .1016 /S0040 -1951 (99)00167-5.

Watkins, E., Scott, J., Wingrove, J., Rimes, K., Bathurst, N., Steiner, H., Kennell–Webb, S., Moulds, M. and Malliaris, Y., 2007. Rumination-focused cognitive behavior therapy for residual depression: A case series. Behavior research and therapy, 45(9), 2144-2154.

Weinberg, R.F. and Hasalová, P., 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. Lithos, 212, 158-188.

White, J.C., and White S.H., 1983. Semi-brittle deformation within the Alpine fault zone, New Zealand, Journal of Structural Geology, v. 5, 579-589.

White, R.W., Pomroy, N.E. and Powell, R., 2005. An in situ metatexite–diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia. Journal of Metamorphic Geology, 23(7), 579-602.Williams, P.J. and Smith, M.W., 1989. The frozen earth. (No Title), 306.

Wilks, K.R., and Carter, N.L., 1990, Rheology of some continental lower crustal rocks: Tectonophysics, v. 182, p. 57– 77, https:// doi .org /10 .1016 /0040 -1951 (90) 90342-6.

Závada, P., Schulmann, K., Konop´asek, J., Ulrich, S., Lexa, O., 2007. Extreme ductility of feldspar aggregates—Melt-enhanced grain boundary sliding and creep failure: Rheological implications for felsic lower crust. J. Geophys. Res. Solid Earth 112, B10210.

فصلنامه زمین‌ساخت

تابستان ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۶

doi 10.22077/jt.2025.8491.1193

مطالعه ساختارها و زمین ساخت بخش غربی گسل لادار واقع در شهرستان خور، بلوک یزد، ایران مرکزی

سهیلا ابراهیم[۱*]، علیرضا ندیمی[۲]

۱- کارشناسی ارشد تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۹/۰۶
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۲/۲۳

چکیده:

گسل لادار به عنوان یکی از ساختارهای اصلی در منطقه شرق ایران، تأثیرات ژئومورفولوژیکی گسترده‌ای بر چشم‌انداز طبیعی شهرستان خور داشته است. داده‌های حاصل از مطالعات صحرایی، مشاهدات میدانی، و پردازش تصاویر ماهواره‌ای نشان می‌دهد که امتداد غربی این گسل باعث تغییرات قابل توجهی در الگوهای رسوب‌گذاری و شکل‌گیری نهشته‌های کواترنری شده است؛ از جمله جابه‌جایی بسترهای آبرفتی، تغییر جهت و انشعاب مجدد آبراهه‌ها، و اختلال در توزیع رسوبات سطحی. بررسی‌های دقیق‌تر نشان می‌دهد که در مناطق مشخصی مانند حاشیه جنوبی دشت خور، آبراهه‌ها به‌صورت مورب قطع شده و در برخی نقاط، پدیده‌ی انباشت یا فرسایش شدید ایجاد شده که بیانگر فعالیت مداوم این گسل در دوره‌های زمین‌ساختی اخیر است. همچنین، تغییرات ارتفاعی در ترانشه‌های طبیعی، ایجاد نوارهای خطی در چشم‌انداز، و ناهنجاری در توزیع مخروط‌های افکنه، نشان‌دهنده‌ی تأثیر مستقیم گسل بر تحول ژئومورفیک منطقه است. شکل دم‌اسبی مشاهده‌شده در پایانه غربی گسل لادار، گواهی بر پویایی ساختاری آن در این بخش بوده و می‌تواند نشانه‌ای از پراکندگی تنش‌ها به ساختارهای جانبی و پایان تدریجی حرکت گسل باشد.

کلیدواژه‌ها: گسل لادار، مغناطیس هوابرد، نهشته‌های کواترنری، پایانه گسلی با ساختارهای دم اسبی، ساختارهای زمین‌شناسی.

*ایمیل: soheilaebrahim3@gmail.com

تلفن تماس: ۰۹۳۶۰۲۷۸۳۸۸

Structural and tectonic analysis of the western section of the Ladar Fault in Khur County, Yazd Block, Central Iran

Soheila Ebrahim[1*], Alireza Nadimi[2]

1- M.Sc. in Tectonics, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran.

2- Associate Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran.

Abstract

The Ladar Fault, as one of the main structural features in eastern Iran, has exerted significant geomorphological impacts on the natural landscape of Khur County. Data derived from field studies, ground observations, and satellite image processing indicate that the western extension of this fault has caused considerable changes in sedimentation patterns and the development of Quaternary deposits. These include displacement of alluvial beds, diversion and re-branching of drainage networks, and disturbances in the distribution of surface sediments. More detailed analyses reveal that in specific areas, such as the southern margin of the Khur plain, drainage channels have been obliquely truncated, and in certain zones, intense deposition or erosion has occurred—reflecting ongoing tectonic activity along the fault in recent geological periods. Moreover, elevation variations in natural trenches, the formation of linear features in the landscape, and anomalies in the distribution of alluvial fans further illustrate the direct influence of the fault on regional geomorphic evolution. The observed horsetail termination at the western end of the Ladar Fault serves as evidence of its structural dynamism in this sector and may indicate a dispersion of tectonic stress into adjacent structures and a gradual cessation of fault movement.

Keywords: Ladar Fault, Airborne magnetics, Quaternary deposits, Horsetail splay, Geological structures.

*Email: soheilaebrahim۲@gmail.com

Tel: +989360278388

۱- مقدمه

گسل لادار در منطقه خور یکی از ساختارهای تکتونیکی مهم ایران مرکزی است که نقش اساسی در جابه‌جایی رسوبات و تغییرات ساختاری در نهشته‌های کواترنری دارد. درحالی‌که دنباله شمال‌شرقی این گسل در مطالعات زمین‌شناسی شناسایی شده، رهگیری دنباله جنوب‌غربی آن همچنان با ابهام همراه است. فعالیت‌های تکتونیکی گسل لادار تحت تأثیر همگرایی صفحات عربی و اوراسیا قرار داشته و به‌ویژه در شکل‌گیری ساختارهای منطقه‌ای تأثیرگذار بوده است (Allen et al., 2004). با توجه به اهمیت گسل‌های امتدادلغز در ساختارهای ایران مرکزی، پژوهش‌های متعددی بر روی این پهنه و دیگر گسل‌های مشابه صورت گرفته است.

در انتهای گسل‌های امتداد لغز دو نوع هندسه انشعاب دیده می‌شود: انشعاب تکی و مجموعه‌ای از انشعاب‌ها که به دم اسب شباهت دارند (de Joussineau and Aydin, 2007; Kirkpatrick et al., 2008; Xu et al., 2024). گسل لادار با امتداد شمال شرقی-جنوب غربی کشیده شده و پایانه گسلی با ساختارهای دم اسبی را در انتهای خود ایجاد کرده است. پایانه گسلی با ساختارهای دم اسبی به مجموعه‌ای از شکستگی‌ها و ترک‌های موازی گفته می‌شود که از یک گسل اصلی منشعب می‌شوند. این ترک‌ها معمولاً در انتهای گسل‌ها یا در مناطقی که تغییرات اصطکاکی و تنش‌های محلی وجود دارد، شکل می‌گیرند و به‌طور زاویه‌دار نسبت به گسل اصلی قرار دارند.این ساختارها می‌توانند به طول چندین کیلومتر گسترش یابند و نقشی مهم در جابه‌جایی رسوبات، تغییرات در چین‌خوردگی‌ها، جابه‌جایی آبرفت‌ها و انحراف آبراهه‌ها در نواحی گسلی دارند (Mulchrone et al., 2005; Kim & Sanderson, 2006; Saber et al., 2021). Fossen (2010) معتقد است که پایانه گسلی با ساختارهای دم اسبی در انتهای گسل‌های امتدادلغز تشکیل می‌شود، Berberian (2014) ذکر کرده‌است که این ساختار می‌تواند در یک یا هر دو انتهای گسل‌های امتدادلغز تشکیل شوند. در این پژوهش تلاش شده است تا با بهره‌گیری از بررسی‌های سنجش از دور و تحلیل ساختاری، امتداد گسل لادار در منطقه شهرستان خور شناسایی و مطالعه شود. همچنین، با معرفی شاخه‌های فرعی، پایانه گسلی با ساختارهای دم اسبی مرتبط با آن تعریف و تبیین شده است (شکل ۱).

۲- روش مطالعه

با توجه به ماهیت ساختاری این پژوهش، در مرحله‌ی اول و قبل از هرگونه بررسی ساختاری، مطالعات کتابخانه‌ای و آزمایشگاهی انجام شد. به منظور سهولت در شناسایی و رهگیری ساختارهای زمین‌شناسی در مقیاس بزرگ، از تصاویر ماهواره‌ای و پردازش آن‌ها در نرم‌افزارهای مختلف کمک گرفته‌شد. اعمال فیلترهای مختلف بر این داده‌ها همچنین مطالعه آماری شکستگی‌های منطقه را آسان‌تر کرد. در بخش کتابخانه‌ای مطالعات، با بررسی نقشه‌ها و مطالعات پیشین زمینه‌ی تکمیل نظریات قبلی در مورد ایران مرکزی به ویژه بلوک لوت، فراهم شد. در نهایت مطالعات صحرایی سبب برداشت مشخصات صفحات گسلی متعدد شد و با استفاده از ساختارهای گسلی مانند پله‌های گسلی و رشد بلورها، سازوکار آن‌ها مشخص شد.

در این مطالعه، به منظور شناسایی شکستگی‌ها در مقیاس بزرگ از تصاویر ماهواره‌ای landsat 9، Sasplanet و Google Earth pro استفاده شد. علاوه بر این، داده‌های DEM (Digital Elevation Models) به ویژه Oli به بررسی ژئومورفولوژی منطقه کمک کرده‌است. پردازش این داده‌ها به کمک نرم‌افزارهای 7.0Er mapper، ENVI 5.3.1، Arc map 10.4.1 و25.0 Global Mapper صورت گرفت. علاوه بر این، با نرم‌افزارهای FaultKin8.0 و Rock work20.0 به تجزیه و تحلیل داده‌های برداشت شده، انجام شد. مطالعات مغناطیس هوابرد نیز، با نرم‌افزار Oasis montaj 8.6 به شناسایی ساختارهای پی سنگی منطقه کمک کرد. در نهایت برای آماده سازی تصاویر از نرم‌افزار Corel 25.0 Draw استفاده شد.

نقشه‌های زمین شناسی با مقیاس ۱/۲۵۰،۰۰۰خور، انارک و جندق، ۱/۱،۰۰۰،۰۰۰ نقشه تکتونیکی ایران(Nogole sadat and Almasian., 1993) و در نهایت ۱/۲۵۰،۰۰۰ مغناطیس هوابرد خور به کار گرفته‌شد. این نقشه‌ها و ساختارهای مشخص شده در آن‌ها به عنوان مبنایی برای بررسی بیشتر ساختارها استفاده‌شد.

۳- موقعیت زمین‌شناسی و زمین ساخت منطقه

ایران مرکزی به عنوان یکی از خرده‌قاره‌های کیمریایی در پهنه برخورد قاره‌ای عربی-آفریقایی گندوانایی با اوراسیا، نقش کلیدی در تاریخچه زمین‌شناسی منطقه ایفا کرده است (Tadayon et al, 2003; Ramezani & Tucker, 2018 ، یساقی و همکاران، ۱۴۰۱). این پهنه، از شرق آناتولی تا شرق ایران، ارتفاعی بین ۱.۵ -۲ کیلومتر تا ۵۰۰ متر بالای سطح دریا دارد (Sengor and Kidd, 1979; Keskin, 2007) و با گسل‌های اصلی و افیولیت‌های مزوزوئیک و ترشیری مرتبط با اقیانوس نئوتتیس احاطه شده است (Torabi, 2011).

ایران مرکزی به زیر بلوک‌های لوت، کرمان، طبس، یزد، و خور-انار تقسیم می‌شود که توسط گسل‌های اصلی از جمله درونه، نهبندان، دهشیر و بشاگرد از هم جدا شده‌اند (Davoudzadeh and Weber Diefen-bach, 1987). تکامل زمین‌ساختی این خرده‌قاره شامل سه مرحله اصلی است: ریفت‌زایی (ژوراسیک پسین تا الیگوسن) که به شکل‌گیری اقیانوس اولیه و گسل‌هایی مانند اردیب و درونه منجر شد؛ حرکت‌های فشاری (اواخر ائوسن تا اوایل الیگوسن) که ناشی از همگرایی صفحات عربی و اوراسیا و تشکیل کمربندهای چین‌خورده زاگرس بود (Allen, 2004; Stocklin, 1968)؛ و بسته شدن حوضه‌ها با پایان فرورانش زون نئوتتیس (Allen et al., 2011; Bagheri et al., 2009).

از دیدگاه چینه‌شناسی، سازند شاه‌کوه در ناحیه خور نشان‌دهنده یک پلتفرم کربناته کم‌عمق دریایی مربوط به بارمینین تا آپتین اولیه است که بخشی از چرخه رسوبی پیش‌رونده شامل رسوبات ساحلی (سازند نقره) تا حوضه‌ای (سازند بازیاب) است (Seyed-Emami and Wilmsen, 2016). همچنین، رسوبات دریایی عمیق آپتین بالایی تا آلبین، شامل مارن‌های سیلتی و سنگ‌های آهکی اسکلتی شنی، تکمیل‌کننده تغییرات رسوبی این دوره‌اند (Wilmsen et al., 2013).

چهارچوب مورد مطالعه، در محدوده‌ی غرب شهرستان خور تا شرق آن در دشت‌های بین عروسان و چاه‌ملک، و فراتر از چوپانان واقع شده‌است(شکل ۱). چینه شناسی غرب و جنوب غربی شهرستان خور عمدتا شامل واحدهای سنگی کرتاسه زیرین، ائوسن، پالئوسن و نهشته‌های کواترنری می‌باشد. همچنین از دیدگاه تکتونیکی منطقه‌ی خور در شمال غرب خرد قاره‌ی ایران مرکزی، شمال شرق کمان ماگمایی ارومیه دختر و در بلوک یزد واقع شده‌است.

این منطقه، منطقه‌ای استثنایی است زیرا حوادث تکتونیکی مختلفی از جمله ریفت حوضه پشت کمانی نئوتتیس، مراحل همگرایی و برخوردهای تکتونیکی در نهشته‌های ژوراسیک-ائوسن و سنگ‌های دگرگونی و آذرین به خوبی مشاهده می‌شود. از ساختارهای منطقه می‌توان به، گسل‌های امتدادلغز بزرگی اشاره کرد که در بسیاری از نواحی چین خورده و کوتاه شده خرد قاره شرق ایران مرکزی حضور دارند و می‌توانند به عنوان کرنش‌های ناشی از حرکات تکتونیکی در نظر گرفته شوند (Kargaranbafghi et al. 2011).

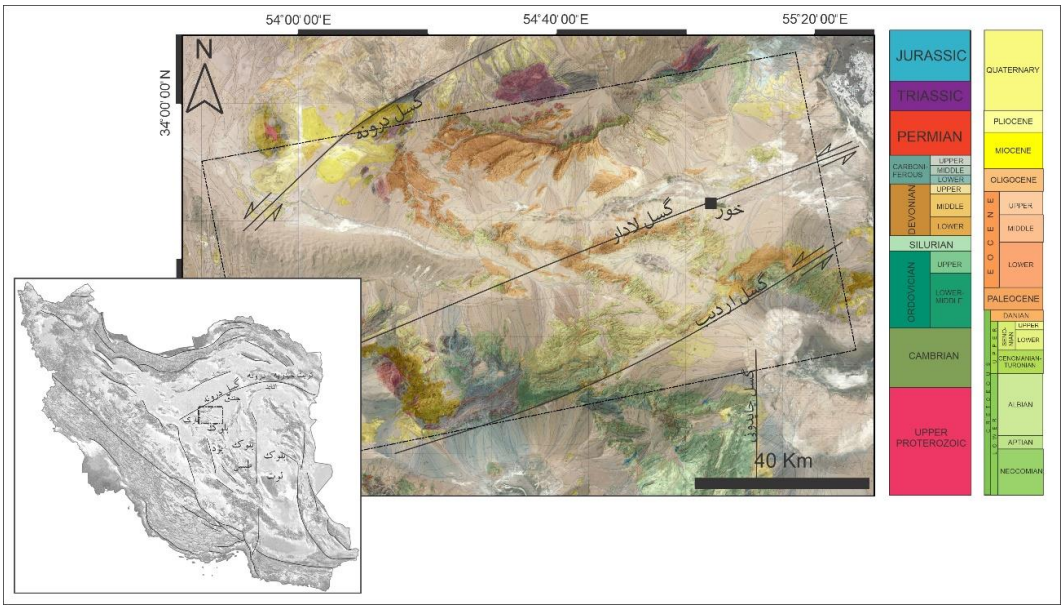
گسل لادار در پایانه‌ی غربی خود در منطقه‌ی نخلک-انارک با پایانه‌ی غربی گسل درونه تداخل دارد. این منطقه شامل گسل‌های راست‌لغز و چپ‌لغز است که تغییرات ساختاری و جابه‌جایی‌های قابل‌توجهی در سنگ‌های متامورفیک و اولترامافیک، مانند هارزبورژیت‌های سرپانتینی و بازالت‌های متامورفیک ایجاد کرده‌اند. این ساختارها، نشان‌دهنده فعالیت‌های تکتونیکی شدید و تغییرات فشار در دوره‌های کوهزایی مختلف هستند.فعالیت‌های تکتونیکی در پایانه گسلی درونه و لادار ، به تشکیل چین‌خوردگی‌ها، گسل‌های معکوس و رسوبات متنوعی مانند ماسه‌سنگ‌ها، کنگلومراها و سنگ‌های آتشفشانی منجر شده است. این ویژگی‌ها نشان‌دهنده نقش این پایانه در تنظیم فشارهای تکتونیکی و تغییرات زمین‌شناسی منطقه است(استرابی آشتیانی و همکاران، ۱۳۹۰؛ جوادی و همکاران، ۱۳۸۹؛ Tadayon et al., 2019)

در این پژوهش به منظور رهگیری و معرفی گسل لادار و شاخه‌های فرعی آن در منطقه، واحدهای کواترنری جابه‌جا شده در امتداد این گسل و شاخه‌های فرعی آن ارزیابی شده‌است. گسل لادار در منطقه خور به موازات و در شمال گسل اردیب قرار دارد. علاوه بر این، دارای راستای کلی شمال‌شرقی-جنوب غربی است که به موازات گسل مهم درونه و چوپانان در شمال است.

۴- روش‌های جمع‌آوری اطلاعات

۴-۱- مطالعات دورسنجی

شناسایی دقیق گسل‌ها و شکستگی‌ها، علاوه بر



شکل ۱: موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه در نقشه‌های زمین شناسی ۱/۲۵۰،۰۰۰ انارک، خور و جندق. راهنمای این نقشه‌ها مطابق با دستورالعمل کمیسیون نقشه زمین‌شناسی جهان ترسیم شده‌است.

مشخص کردن میزان و نوع فعالیت تکتونیکی به شناسایی گسل‌های جدید نیز کمک می‌کند. در مطالعه‌ی پیش رو به منظور شناسایی بهتر ساختارها ابتدا از روش پردازش رقومی استفاده کرده و سپس با اصلاح و تکمیل آن در پردازش بصری، نتایج کامل‌تری حاصل شد. به منظور مطالعه‌ی منطقه از ۳ چهارچوب تصاویر Landsat 9 که در سال ۲۰۲۱ توسط ناسا به فضا پرتاب گردید، استفاده شده‌است. در تصاویر ماهواره‌ای معمولا از ۳ روش، تشخیص تغییرات ناگهانی مرزهای لیتولوژی و جابجایی لایه‌ها در تصاویر رنگی، بررسی فرورفتگی‌ها و دره‌های مستقیم به عنوان زون شکستگی و بررسی بر آمدگی‌های خطی به عنوان اسکارپ گسلی و دایکی برای تشخیص شکستگی‌ها استفاده می‌شود (Ali et al., 2009; Solomon and Ghebreab, 2006; Gürsoy et al., 2017; Nnaemeka et al., 2023). از جمله روش‌ها و فیلترهای مورد استفاده در شناسایی خطواره‌ها که در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفت می‌توان به: استفاده از RGBi ، Sharpen2، Do Sun Shading، Band Ratio، PCA و iPCA، فیلترهای جهت‌دار، سوبل و رابرتز اشاره کرد. به کارگیری کلیه‌ی روش‌ها و فیلترهای ذکر شده منجر به شناسایی خطواره‌هایی شد که با تصحیح آن به کمک نرم‌افزار Goo-gle Earth pro 7.3.6 و Sas planet 10126 با زوم ۲۰ رزدیاگرام پراکندگی امتداد آن‌ها حاصل شد (شکل ۲-A). بر اساس رزدیاگرام ارائه‌شده، خطواره‌های شناسایی‌شده عمدتاً دارای امتداد غالب NE-SW هستند. پس از آن، خطواره‌هایی با امتداد E-W و NW-SE بیشترین فراوانی را نشان می‌دهند.

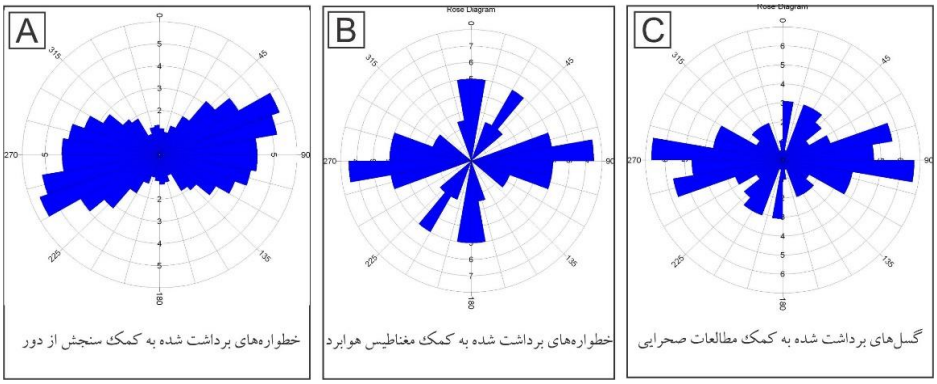
۲-۴- مطالعات مغناطیس هوابرد

در این مطالعه به منظور بارزسازی و پیگیری خطواره‌ها تا ژرفای ۱۵کیلومتری از داده‌های مغناطیس هوابرد استفاده شد. بدین منظور از داده‌های مغناطیس هوایی، که توسط شرکت Aeroservice (Huston, Texas,USA) زیر نظر سازمان زمین شناسی ایران در طی سال‌های ۱۹۷۴-۱۹۷۷ برداشت شده، استفاده گردید. این داده‌ها در ارتفاع تقریبی ۳۴۳ متری و در امتداد خطوط پرواز با میانگین فاصله خطوط ۷.۵ کیلومتر برداشت شده‌است (Saleh, 2006). برای بارزسازی عوارض زیرسطحی و رهگیری گسل‌های مدفون در زیر رسوبات کواترنری از ترکیب دو فیلتر Upward Continues و Reduce to Magnetic Pole بر روی داده‌های مغناطیس هوابرد در نرم افزار Oasis montajGeosoft 8.5 طراحی شده توسط شرکت Geo-soft، استفاده شد. مزیت استفاده از این دو فیلتر در این است که با حذف نویزهای سطحی به شناسایی عوارض پی سنگی کمک می‌کند. همچنین با به

حداقل رساندن اثرات ناهنجاری‌های قطبی دقت شناسایی را بالا می‌برد. این دو فیلتر، موثرترین فیلترها در شناسایی لبه‌ها و تقویت روند گسل‌ها هستند(Razavi Pash et al., 2021; Oladejo and Ogun-koya, 2023; Nnaemeka et al., 2023). در آخر نتایج خطواره‌های حاصله در این مرحله، با خطواره‌های حاصل از پردازش تصاویر ماهواره‌ای مقایسه شدکه در بخش‌های پیشرو به آن پرداخته می‌شود. در بررسی داده‌های مغناطیس هوابرد، مرز مشخص بین نواحی قرمز که نمایانگر سنگ‌های درونی با که دارای قابلیت مغناطیس بالا هستند و نواحی آبی که سنگ‌های با قابلیت مغناطیسی ضعیفتر را مشخص می‌کنند، به عنوان خطواره‌های گسلی برداشت گردید. اگرچه عمق گسل‌های پی‌سنگی در نقاط مختلف بین ۱۰ تا ۲۰کیلومتر متغیر است، به‌طور کلی، رهگیری این خطواره‌ها تا عمق ۱۵ کیلومتری نشان‌دهنده پی‌سنگی بودن گسل‌های مذکور است (Mousavi and Ebbing, 2018). . رزدیاگرام حاصل از پردازش این داده‌ها در نرم افزار Rockwork نشان دهنده‌ی سمت غالب NEE-SWW است. در مراحل بعدی، خطواره‌های با امتداد N-S و NE-SW دارای بیشترین فراوانی هستند(شکل ۲-B).

۴-۳- مطالعات ساختاری

در طی مطالعات صحرایی در امتداد گسل لادار و شاخه‌های فرعی آن در منطقه‌ی خور، اطلاعات لازم برای صفحه‌های گسلی (امتداد، شیب و سمت شیب) به همراه خش‌لغزهای تعیین کننده نوع ساز و کار گسل‌ها برداشت شد. این داده‌ها به کمک نرم‌افزار FaultKin و WinTensor ارزیابی و مورد بررسی قرار گرفت. نرم‌افزارهای یاد شده به ترتیب برای تحلیل صفحه‌ی گسلی و تحلیل تنش دیرینه در منطقه‌ی مورد نظر استفاده شد. در این وهله همچنین، کلیه‌ی داده‌های برداشت شده در عملیات صحرایی، از نظر امتداد با استفاده از رزدیاگرام در نرم‌افزار Rockwork با رز دیاگرام حاصل از مطالعات پردازش تصاویر ماهواره‌ای و مغناطیس هوابرد مقایسه شد (شکل ۲-C). مطابق با این رزدیاگرام، بیشتر گسل‌های منطقه‌س مورد مطالعه، امتداد E-W را نشان می‌دهند. در مراتب بعدی گسل‌های با امتداد E-W و NE-SW دارای بیشترین داده هستند. مشخص است که سمت امتداد NE-SW دارای بیشترین داده‌ها در مطالعات صحرایی و مغناطیس هوابرد هستند.



شکل ۲: رزدیاگرام ترسیم شده برای امتداد خطواره‌های شناسایی شده به کمک سنجش از دور و مغناطیس هوابرد و گسل‌های شناسایی شده در عملیات صحرایی.

۴-۴- بررسی فعالیت‌های کواترنری

از جمله تاثیرات تکتونیک تغییرنمایِ ریخت‌شناسی منطقه است. نرخ بالاآمدن تکتونیکی در تقابل با نرخ فرسایش می‌تواند چهره‌ی ریخت‌شناسی منطقه را با ایجاد و یا تغییر ساختارها دگرگون کند. از ویژگی‌های بارز منطقه‌ی مورد مطالعه گستردگی نواحی کم ارتفاع و دشت در مجاورت با مناطق مرتفع و کوهستانی است. این نواحی دشتی طیف گسترده‌ای از نهشته‌های قدیمی، جدید و عهد حاضر را در برمی‌گیرد که شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، رسوبات تبخیری و کفه‌های رسی و ماسه‌های بادی است. فعالیت‌های زمین ساختی همچنین در منطقه‌ی مورد بررسی سبب به وجود آمدن نسل‌های متمادی از مخروط افکنه‌ها، انحراف و کشیدگی آبراهه‌ها شده است.

۵- نتایج

۵-۱- گسل لادار و پایانه گسلی با ساختارهای دم اسبی

اگرچه شواهد وجود گسل لادار در داده‌های سنجش از دور و مغناطیس هوابرد مشهود است اما این گسل در نقشه‌های زمین شناسی ۱/۱۰۰،۰۰۰ خور و فرخی معرفی نشده‌است. با این وجود دنباله‌های شمال شرقی این گسل را می‌توان در نقشه‌ی زمین ساختی ۱/۱،۰۰۰،۰۰۰ تهیه شده توسط نوگل سادات و الماسیان در (۱۹۹۳) رهگیری کرد.

گسل لادار در منطقه‌ی خور، دارای امتداد شمال شرقی جنوب غربی و تقریبا به موازات بلوک غربی گسل درونه است. این گسل ضمن عبور از شهرستان خور، مرز بین نواحی مرتفع و دشت در مناطق غربی است و نقش به سزایی در شکل دهی حوضه‌های رسوبی در مناطق غربی دارد. مطابق با بررسی‌های سنجش از دور و داده‌های Landsat 9 و DEM این گسل در انتهای غربی خود با چندین امتداد متفاوت قابل رهگیری است که در نهایت همگی به گسل درونه ختم می‌شوند.

گسل‌های امتدادلغز در پوسته می‌توانند وابسته به محل زونِ دگرشکلی نسبت به بردار لغزش گسلی به یک زون دگرشکلی انبساطی یا انقباضی خاتمه یابند. از جمله ساختارهای مهم که در انتهای یک گسلِ امتدادلغز تشکیل می‌شود، پایانه گسلی با ساختارهای دم اسبی هستند. این ساختارها زمانی تشکیل می‌شود که گسل امتدادلغز در انتها به بادبزنی از گسل‌هایِ با زاویه‌ی بازشو منشعب شود و معمولا به سمت بلوک گسلی دورشونده انحنا می‌یابند و حرکت افقی گسل در انتها ممکن است به شیب‌لغز تبدیل می‌شود. اگرچه جابجایی بر روی هر کدام از این شاخه‌ها کم است اما مجموع جابجایی بر روی کلیه‌ی شاخه‌ها برابر با جابجایی گسل امتدادلغز اصلی است درنتیجه باعث توزیع دگرشکلی در حجم وسیعی از پوسته می‌شود (Fossen, 2010).

در انتهای غربی گسل امتداد لغز لادار نیز پدیده مشابهی مشاهده می‌شود(شکل ۳). در این ناحیه، گسل لادار به چندین شاخه با امتدادهای متفاوت تقسیم می‌شود که تأثیر فعالیت این شاخه‌ها بر روی ساختارهایی همچون در هم ریختگی توالی لایه‌ها، تشکیل دره‌های Vشکل و تغییرشکل حوضه‌های رسوبی در دشت‌های غربی قابل مشاهده است.

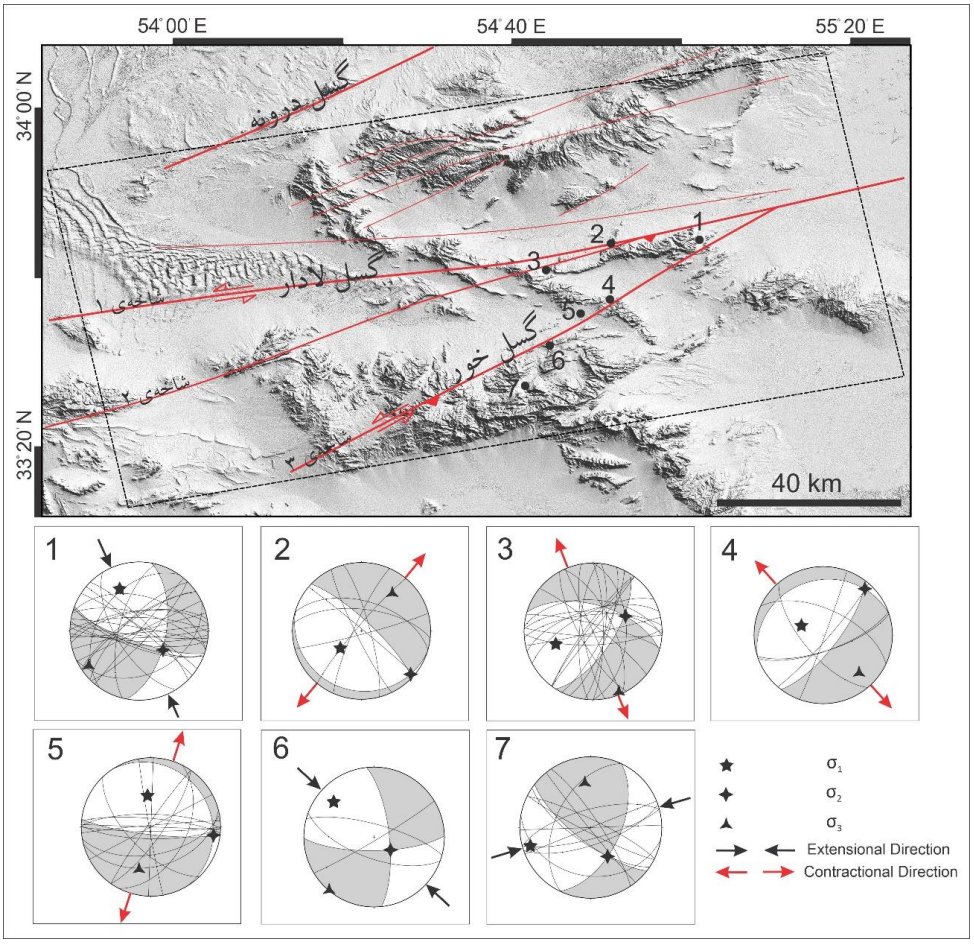
با توجه مطالعات انجام شده توسط Vernant et al. (2004)) بر اساس داده‌های جی پی اس و آخرین سمت همگرایی، انتظار می‌رود که گسل لادار دارای سازوکار شیب لغز معکوس با مولفه‌ی امتدادلغز چپگرد و سمت شیب شمال غربی باشد اما مطالعات صحرایی و سنجش از دور نشان دهنده‌ی حرکات راستگرد این گسل در کواترنری بوده‌است. این حرکت به ویژه در آبراهه‌ها به صورت انحراف مسیر و به هم ریختگی در مخروط‌افکنه‌ها قابل تشخیص است. این بررسی‌ها نشان می‌دهد که گسل لادار علاوه بر مولفه‌ی حرکتی چپگرد دارای مولفه‌ی حرکتی راستگرد نیز بوده‌است. به نظر می‌رسد از میان دو حرکت یاد شده، مولفه‌ی حرکتی راستگرد قدیمی‌تر بوده و آثار این حرکت قدیمی در طی آخرین مراحل تکامل این ناحیه نیز دیده‌می‌شود(Ebrahim and Nadimi, 2019).

۵-۲- مطالعات صحرایی و مطالعات سنجش از دور

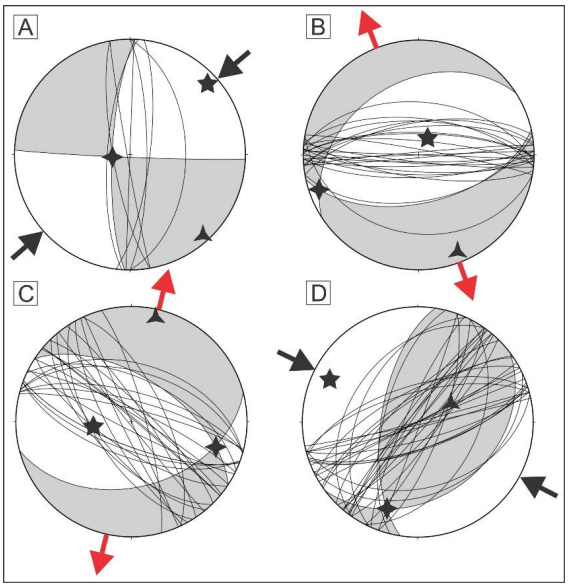
آنالیز مشخصات صفحه‌های گسلی برداشت‌شده برای ۷ محدوده ایستگاهی در محدوده سه شاخه فرعی گسل، نتایج قابل‌توجهی را ارائه داده است. این تحلیل‌ها که در شکل ۳ نشان داده شده‌اند، الگوهای کینماتیکی و هندسی گسل‌ها را آشکار کرده‌است. مطابق با نتایج بدست آمده، سه محدوده‌ی ایستگاهی یک، شش و هفت سمت همگرایی و مابقی سمت واگرایی در منطقه را نشان می‌دهند. ایستگاه‌های یک و شش در امتداد گسل خور سمت همگرایی شمال غربی-جنوب شرقی و ایستگاه هفت سمت همگرایی شمال شرقی- جنوب غربی را مشخص می‌کنند. سمت واگرایی نشان داده شده برای دو محدوده‌ی سه و چهار، NW-SE و دو و پنج، NE-SW است. باید در نظر گرفت که این برداشت‌های محدوده‌ای همواره تحت تاثیر ساختارها و تکتونیک محلی هستند(شکل ۳).

علاوه براین، با دسته‌بندی داده‌های صحرایی بر اساس امتداد آن‌ها در جهات N-S، E-W، NE-SW و NW-SE چنین برآورد می‌شود که گسل‌های دارای امتداد N-S سمت همگرایی شمال شرقی- جنوب غربی، صفحه‌های گسلی NE-SW سمت همگرایی شمال غربی بوده‌اند. این در حالی است که صفحه‌های گسلی E-W و NW-

SE به ترتیب سمت واگرایی شمال غربی- جنوب شرقی و شمال شرقی- جنوب غربی را نشان داده‌اند (شکل ۴).



شکل ۳: گسل لادار و شاخه‌های فرعی آن بر روی داده‌های DEM نشان داده شده‌است. محدوده‌های ایستگاهی ۱ الی ۷ و آنالیز داده‌های برداشت شده در آن‌ها، توسط Faultkin که در بخش‌های ۱ الی ۷ مشخص شده‌اند. از میان این هفت محدوده‌ی ایستگاهی ایستگاه‌های یک، شش و هفت، سمت همگرایی و مابقی سمت واگرایی را مشخص می‌کنند.

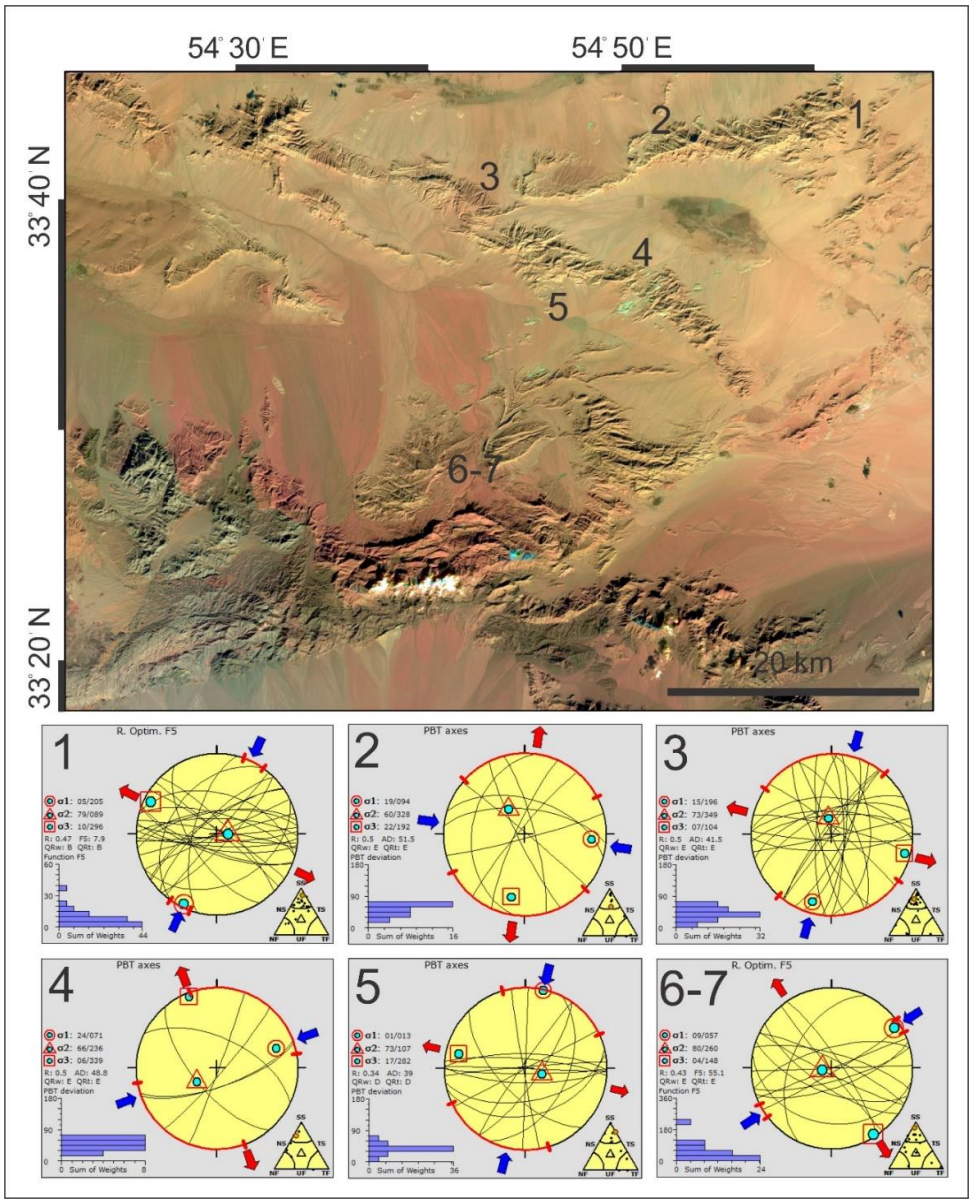


شکل ۴: A) گسل‌های با امتداد N-S بیشترین سمت همگرایی NE-SW را نشان می‌دهند. B) بیشترین سمت واگرایی برای گسل‌های با امتداد E-W ، NW-SE است. C) بیشترین سمت واگرایی برای گسل‌های با امتداد NW-SE به NE-SW تغییر می‌کند. D) گسل‌های با امتداد NE-SW نشان دهنده‌ی بیشترین سمت همگرایی در جهت NW-SE هستند.

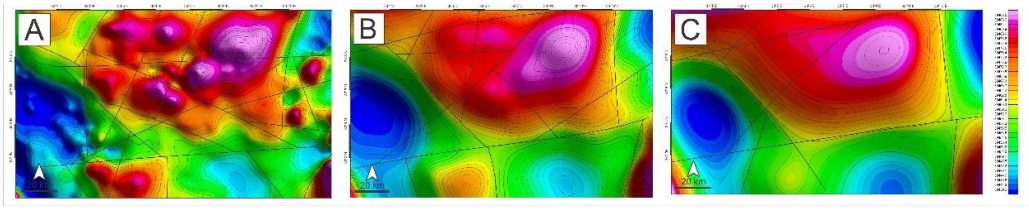
۳-۵- مطالعات پالئواسترس و مغناطیس هوابرد

شکل ۵ تنش دیرینه منطقه‌ی مورد بررسی را بر بستر LANDSAT 9 و ترکیب رنگی ۷۴۱ نشان می‌دهد. تمامی محدوده‌های ایستگاهی در این منطقه، چه در امتداد گسل اصلی لادار و چه در امتداد شاخه‌ی فرعی آن، جهت ماکزیمم تنش دیرینه‌ی NE-SW را نشان می‌دهند به غیر از محدوده‌ی ایستگاهی دو که سمت ماکزیمم تنش دیرینه در آن کاملا متفاوت و در راستای NW-SE است. محدوده‌ی ایستگاهی یاد شده در امتداد گسل اصلی لادار-شاخه‌ی یک است و این سمت همگرایی متفاوت بر ساختارهای منطقه تاثیر داشته است.

آنالیز داده‌های مغناطیس هوابرد در ژرفای ۱۰۰۰، ۱۰۰۰۰ و ۱۵۰۰۰۰ متری شکل ۶ نشان داده شده‌است. بررسی‌های داده‌های مغناطیس هوابرد در منطقه علاوه بر این که پی سنگی بودن گسل‌های منطقه را نشان می‌دهد، امکان رهگیری گسل لادار و خور را در ژرفای بیشتر فراهم می‌کند.



شکل ۵: تصویر Landsat 9 که از موزاییک سه چهارچوب تهیه شده با ترکیب باندی ۷۴۱. این ترکیب کاذب رنگی، به شناسایی ساختارهای زمین‌شناسی کمک می‌کند. تصاویر یک الی هفت پالئواسترس ایستگاه‌های برداشت شده را بررسی می‌کند که نشان دهنده‌ی غلبه‌ی جهت همگرایی دیرینه‌ی NE-SW است. برای این ناحیه از گسل لادار جهت همگرایی دیرینه‌ی NW-SE نیز مشخص شده است.



شکل ۶: A) داده‌های مغناطیس هوابرد در ژرفای ۱۰۰۰ متری به همراه خطواره‌های شناسایی شده در این ژرفا. B) داده‌های مغناطیس هوابرد در ژرفای ۱۰۰۰۰ متری به همراه خطواره‌های شناسایی شده در این ژرفا. C) داده‌های مغناطیس هوابرد در ژرفای ۱۵۰۰۰ متری به همراه خطواره‌های شناسایی شده در این ژرفا. تداوم این خطواره‌ها تا این ژرفا، نشان از پی سنگی بودن ساختارهای مذکور است.

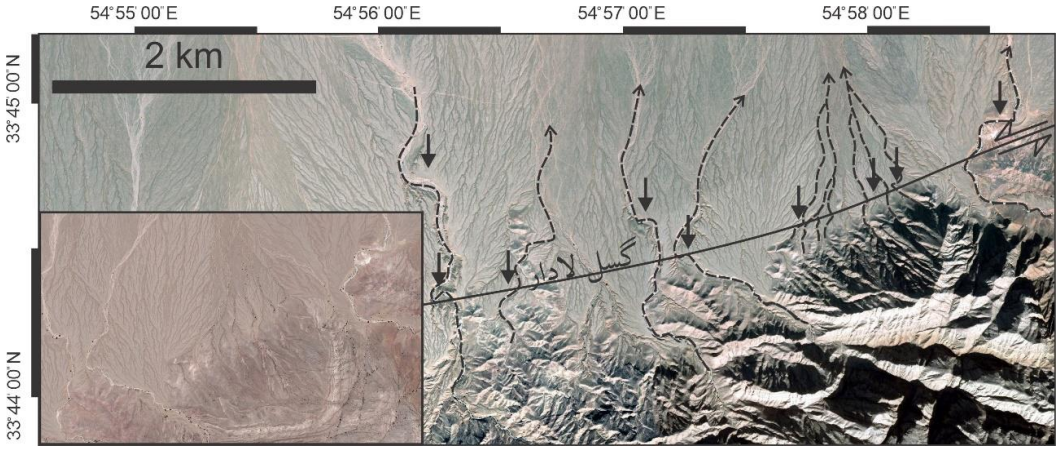
۴-۵- فعالیت‌های تکتونیکی در کواترنر

منطقه مورد بررسی از جمله مناطق فعال ایران مرکزی است. آثار این فعالیت در ساختارهای مختلف منطقه به خوبی مشاهده هستند. شواهد فعالیت اخیر گسل لادار در شرق شهرستان خور در امتداد این گسل و در مجاورت محدوده‌ی ایستگاهی دو قابل مشاهده است. مطابق با آخرین سمت همگرایی در ایران مرکزی (Ver-nant et al. 2004) انتظار می‌رود این گسل دارای حرکت امتداد لغز چپگرد باشد. بررسی مکانیسم صفحه‌های گسلی برداشت شده .و پالئواسترس در همین محدوده‌ای ایستگاهی سمت واگرایی NE-SW را نشان می‌دهند. این در حالی است که آبراهه‌های قرار گرفته در امتداد گسل لادار بیانگر انحراف مسیر بستر به هر دو سمت راست و چپ هستند که نشانگر حفظ حرکت فرعی راستگرد در کواترنری برای گسل لادار است (شکل ۷). انحراف مسیر آبراهه‌ها علاوه بر آشکاری در تصاویر ماهواره‌ای، در مطالعات میدانی نیز به‌خوبی قابل شناسایی است. این پدیده معمولاً نتیجه فعالیت‌های گسلی و تغییرات تکتونیکی است (شکل ۸).

فعالیت گسل لادار و شاخه خور آن، علاوه بر ایجاد نسل‌های متعدد مخروط‌افکنه‌ها، باعث فرسایش قائم بستر آبراهه‌ها و تشکیل دیواره‌هایی از نهشته‌های کواترنری شده است که در برخی نقاط ارتفاع آن‌ها به ۱۲.۵ متر می‌رسد(شکل۹-B). این دیواره‌ها و فرسایش قائم، نشانه‌ای از بالا آمدگی فعال منطقه هستند که از ویژگی‌های برجسته زمین‌ساختی شرق و جنوب شرق شهرستان خور به شمار می‌آیند. همچنین، وجود شکستگی‌ها، درزه‌ها و شکاف‌های مشخص در نهشته‌های کواترنری، بیانگر فعالیت قابل‌توجه گسل لادار در دوره‌های اخیر است (شکل ۹-C)

گسل خور از شاخه‌های فرعی گسل لادار به طور ویژه در ساختارهای این منطقه تاثیر گذاشته‌است. این شاخه‌ی گسلی با جدا شدن از گسل اصلی لادار و عبور از شهرستان خور، در امتداد جنوب غربی خود، ساختار حوضه‌ی رسوبی عشق آباد را تحت تاثیر قرار داده و با عبور از کوه‌های حوضه احمد و شاه کوه به سمت جنوب غربی متمایل شده و به گسل اردیب می‌رسد. در این ناحیه‌ی کوه‌های حوضه احمد، بیرون زدگی واحدهای کرتاسه در میان رسوبات جوان‌تر کواترنری به همراه حفر قائم در آبراهه‌ها و به هم ریختگی مخروط‌افکنه‌های جدید و قدیمی با همدیگر دیده‌می‌شوند. کلیه‌ی این نشانه‌ها دال بر فعالیت تکتونیکی بالای منطقه است. در این محل تداخل نیروهای تکتونیکی سبب ایجاد مولفه‌ی فشاری و در نتیجه بالاآمدگی واحدهای سنگ‌شناسی شده‌است. به دنبال آن فرسایش سبب تخریب واحدهای رویی و ظهور واحدهای کرتاسه در دشت می‌شود. تاثیرات این شاخه از گسل لادار بر روی آبراهه‌های منطقه نیز مشخص است. همچنین آثار این بهم ریختگی در مخروط‌افکنه‌های قدیمی در بزرگنمایی بالاترِ منطقه، مشخص است (شکل ۱۰).

چرخش بلوک‌ها به واسطه فعالیت شاخه‌های موازی از گسل لادار در تصویر شکل ۱۱- A مشخص است. حرکت چپگرد این گسل‌ها در این ناحیه باعث چرخش بلوک‌های مجاور یکدیگر در جهت ساعتگرد شده‌است. این چرخش بلوک‌ها که در مجاورت محدوده‌ی ایستگاهی۳ واقع شده‌است با شواهد صحرایی مانند دره‌های V شکل که نشان از فعالیت تکتونیکی زیاد و بالاآمدگی قائم منطقه است همراهی می‌شود (شکل ۱۱-B).



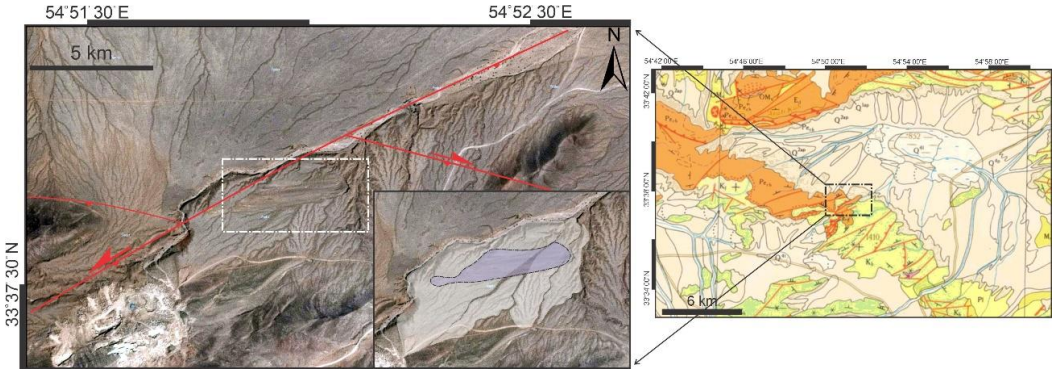
شکل ۷: مطابق با سازوکار گسل لادار انتظار می‌رود که ساختارهای کواترنری منطقه سمت امتدادلغز چپ گرد را نشان دهند، این در حالی است که بررسی آبراهه‌های متمادی، در امتداد گسل لادار هر دو سمت حرکتی راست گرد و چپگرد را مشخص می‌کنند.



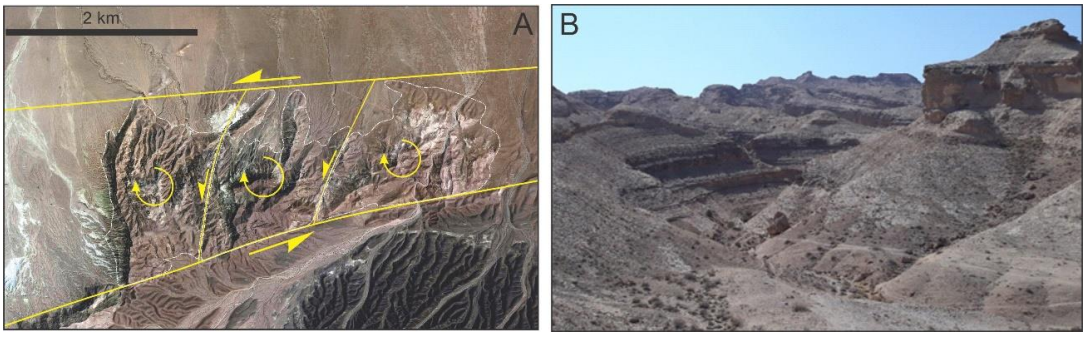
شکل ۸: حفرقائم رسوبات دشتی و ایجاد دیواره‌های مرتفع. آبراهه‌ی واقع در امتداد شاخه‌ی یک گسل لادار به خوبی جهت حرکت چپگرد را نشان می‌دهد که خود ، شاهد دیگری بر فعالیت تکتونیکی منطقه و بالا آمدگی مداوم آن است.



شکل ۹: A) موقعیت شاخه‌ی یک گسل لادار در نهشته‌های پالئوسن جنوب چاه‌ملک. B) بالاآمدگی فعال منطقه سبب ایجاد دیواره‌هایی مرتفع و حفرقائم شده‌است. C) شکستگی در رسوبات کواترنری نشان دهنده‌ی فعالیت بالای تکتونیکی منطقه است.



شکل ۱۰: فعالیت بالای یکی از شاخه‌های فرعی گسل لادار(شاخه‌ی سوم-گسل خور) و هوازدگی و فرسایش سبب بیرون زدگی نهشته‌های کرتاسه از میان مخروط افکنه‌های نسل اول شده است.



شکل ۱۱: A) چرخش ساعتگرد بلوک‌هایی که در بین دو قطعه‌ی تقریبا موازی گسل لادار(شاخه‌ی یک) واقع شده‌اند. B) دره‌های Vشکل که نشان دهنده‌ی تکنونیک فعال منطقه هستند.

۶- نتیجه گیری

علی‌رغم عدم حضور گسل لادار در نقشه‌های زمین‌شناسی رسمی، بررسی‌های چندلایه‌ی این پژوهش—شامل داده‌های سنجش از دور، مطالعات مغناطیس هوابرد، و مشاهدات میدانی—نشان می‌دهد که این گسل تا منطقه‌ی خور و فراتر از آن به سمت دشت ریگ جن ادامه داشته و در انتهای خود به پایانه‌ای با ساختارهای دم‌اسبی منشعب می‌شود. این پایانه که مشخصه‌ی گسل‌های امتدادلغز فعال است، تغییرات قابل توجهی در ساختارهای سطحی، جابه‌جایی نهشته‌های کواترنری، و انحراف آبراهه‌ها ایجاد کرده است.

تحلیل رزدیاگرام خطواره‌ها که از پردازش‌های پیشرفته‌ی تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های مغناطیسی به‌دست آمده، امتداد غالب NE-SW تا NW-SE را نشان می‌دهد که با امتداد و عملکرد گسل‌های برداشت‌شده در مطالعات صحرایی مطابقت دارد.

رهگیری گسل لادار تا عمق حدود ۱۵ کیلومتری نیز نشانه‌ای از پی‌سنگی بودن این گسل و نقش اساسی آن در تکتونیک زیرسطحی منطقه است.

یافته‌ی اصلی و جدید این پژوهش، شناسایی پایانه گسلی با ساختارهای دم‌اسبی در انتهای غربی گسل لادار و تبیین نقش آن در توزیع تنش و انشعاب گسل‌های فرعی است؛ پدیده‌ای که پیش از این در این مقیاس و با این دقت، در منطقه‌ی خور گزارش نشده بود. این ساختارهای دم‌اسبی نه‌تنها نشانه‌ای از پویایی ساختاری گسل لادار هستند، بلکه از منظر ژئومورفولوژیکی نیز باعث تحولات عمده‌ای در مورفولوژی سطحی و نهشته‌های آبرفتی شده‌اند.

در مجموع، گسل لادار و پایانه دم‌اسبی آن به‌عنوان یک سامانه‌ی پیچیده‌ی تکتونیکی، نمایانگر فعالیت پویا و مداوم در بلوک خور هستند و بررسی جامع آن‌ها می‌تواند به عنوان الگوی جدیدی برای تحلیل تعامل میان فرآیندهای زمین‌ساختی و ژئومورفولوژیکی در

پهنه‌ی ایران مرکزی معرفی شود.

سپاسگزاری

این مقاله بخشی از پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد تکتونیک دانشگاه اصفهان نویسنده‌ی اول است(ابراهیم، ۱۴۰۰). نویسندگان از معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه اصفهان برای حمایت‌های به عمل آمده بسیار سپاسگزارند.

منابع

استرابی آشتیانی، م.، یساقی، ع.، جوادی، ح.، شاه‌پسندزاده، م.، و قاسمی، م.، ۱۳۹۰. بررسی پایانه باختری سامانه گسل درونه در ناحیه جندق-طالمسی. فصلنامه علمی، سال بیستم، شماره ۷۹، صفحات ۲۰-۱۳.

جوادی، ح.، قاسمی، م.، شاه‌پسندزاده، م.، و استرابی آشتیانی، م.، ۱۳۸۹. چین‌خوردگی فعال ناشی از جنبش جوان سامانه گسل درونه. فصلنامه علمی علوم زمین، ۲۰ (۷۷)، ۹۹-۱۰۸. doi: 10.22071/gsj.2010.55344.

یساقی، ع.، نوزعیم، ر.، و مزینانی، م.، ۱۴۰۱. ساختار سامانه گسلی فغان شاهدی بر جنبش‌شناختی سنوزوییک پسین در شمال بلوک لوت، ایران مرکزی. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۲ (۳)، ۱۰۳-۱۱۸.

ابراهیم، س.، ۱۴۰۰. *تحلیل ساختاری دنباله شرقی گسل اردیب در منطقه جنوب خور، ایران مرکزی*. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران، ۲۲۰ صفحه.

Ali, H. Z., Karim, H. H., and Hamdullah, A. H., 2009. Lineaments analysis and mapping from satellite images for southern Iraq. *Engineering and Technology Journal*, 27(10), 1952–1965. https://doi.org/10.30684/etj.27.10.5.

Allen, M., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. Tectonics, 23, 1-16.

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, 1–16. doi: 10.1029/2003tc001530.

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

Bagheri, S., Stampfli, G., Moix, P., and Bakhshi, M. R., 2009. Khur platform: Tectonic evolution of the Neo-Tethys back-arc basin in Central Iran. Symposium 2: Structural Geology, Tectonics, and Geodynamics, 7th Swiss Geoscience Meeting, Neuchâtel, 20th-21st November.

Berberian, M., 2014. Active Tectonics and Geologic Setting of the Iranian Plateau. *Developments in Earth Surface Processes*, 17, 151–171.

Berberian, M., 2014. Active tectonics and geologic setting of the Iranian Plateau. Developments in Earth Surface Processes, 17, 151-171.

Davoudzadeh, M., Lensch, G., and Weber-Diefenbach, K., 1972. Contribution to the paleogeography, stratigraphy, and tectonics of the Infra cambrian and Lower Paleozoic of Iran. *Neues Jahrb. Geol. Palaont. Abh.*, 172, 245–269.

de Joussineau, G., and Aydin, A., 2007. The evolution of the damage zone with fault growth in sandstone and its multiscale characteristics. Journal of Geophysical Research, 112, B12401, doi:10.1029/2006JB004711.

Ebrahim, S. and Nadimi, A., 2021. Changing the motion of Ladar fault during Quaternary, Khur area, Central Iran. In: *Proceedings of the International Conference on Quaternary Sciences, 2nd ed.*, Gorgan, Iran: Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, pp. 39–44.

Fossen, H., 2010. Structural Geology. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Gürsoy, Ö., Kaya, Ş., Çakir, Z., Tatar, O., and Canbaz, O., 2017. Determining lateral offsets of rocks along the eastern part of the North Anatolian Fault Zone (Turkey) using spec-

org/10.51244/IJRSI.

Nogol-sadat, M.A., and Almasian, A., 1993, Tectonic map of Iran: Treatise on the geology of Iran, scale 1:1,000,000, 4 sheets.

Oladejo, O. P., and Ogunkoya, C. O., 2023. Evaluation of upward continuation and reduction to magnetic equator on airborne magnetic data. *FUDMA Journal of Sciences*, 7(5), 192–197. https://doi.org/10.33003/fjs-2023-0705-1968.

Ramezani, J., & Tucker, R. D., 2003. The Saghand Region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana Tectonics. *American Journal of Science*, 303(7), 622–665. https://doi.org/10.2475/ajs.303.7.622

Razavi Pash, R., Davoodi, Z., Mukherjee, S., Hashemi Dehsarvi, L., and Ghasemi-Rozveh, T., 2021. Interpretation of aeromagnetic data to detect the deep-seated basement faults in fold thrust belts: NW part of the petroliferous Fars province, Zagros belt, Iran. *Mar. Petrol. Geol.*, 133, 1–12. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2021.10592.

Saber, R., Isik, V., and Caglayan, A., 2021. Structural styles of the Aras fault zone with implications for a transpressive fault system in NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 207, 104655. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104655

Saleh, R., 2006. Reprocessing of Aeromagnetic map of Iran. *M.S. thesis*, Institute of Advanced Studies in Basic Science, Zanjan, Iran, 169 p.

Sengor, A. M. and Kidd, W. S., 1979. Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55, 361–376.

Seyed-Emami, K., and Wilmsen, M., 2016. Leymeriellidae (Cretaceous ammonites) from the lower Albian of Esfahan and Khur (Central Iran). Cretaceous Research, 60, 78-90.

tral classification of satellite images and field measurements. *Geocarto International*, 32(12), 1276–1288. https://doi.org/10.1080/19475705.2017.1318794.

Kargaranbafghi, F., Neubauer, F., and Genser, J., 2011. Cenozoic kinematic evolution of southwestern Central Iran: Strain partitioning and accommodation of Arabia-Eurasia convergence. *Tectonophysics*, 502, 221–243.

Keskin, M., 2007. Eastern Anatolia: A hotspot in a collision zone without a mantle plume. In: Foulger, G. R., and Jurdy, D. M., editors, *Plates, Plumes and Planetary Processes*. Geological Society of America, p. 32. https://doi.org/10.1130/2007.2430(32).

Kirkpatrick, J. D., Shipton, Z. K., Evans, J. P., Micklethwaite, S., Lim, S. J., & McKillop, P., 2008. Strike-slip fault terminations at seismogenic depths: The structure and kinematics of the Glacier Lakes fault, Sierra Nevada, United States. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B4). https://doi.org/10.1029/2007JB005311

Mousavi, N., and Ebbing, J., 2018. Basement characterization and crustal structure beneath the Arabia–Eurasia collision (Iran): A combined gravity and magnetic study. Tectonophysics, doi:10.1016/J.TECTO.2018.03.018.

Mulchrone, K. F., and Grogan, S., De, P., 2005. The relationship of magmatic tiling, fluid flow, and crystal fraction. Journal of Structural Geology 27, 179-197.

Nnaemeka, E. K., Egwuonwu, G. N., and Onyekwelu, C. C., 2023. Upward continuation and reduction to equator filters on aeromagnetic data of Nkalagu and Abakaliki regions of Lower Benue Trough, Southeastern Nigeria. *International Journal of Research and Scientific Innovation (IJRSI)*, 10(4), 50. https://doi.

Solomon, S. and Ghebreab, W., 2006. Lineament characterization and their tectonic significance using Landsat TM data and field studied in the central highlands of Eritrea. *J. African Earth Sci.*, 46, 371–378. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2006.06.007.

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

Tadayon, M., Rossetti, F., Zattin, M., Calzolari, G., Nozaem, R., Salvini, F., Faccenna, C., and Khodabakhshi, P., 2019. The long-term evolution of the Doruneh Fault region (Central Iran): A key to understanding the spatio-temporal tectonic evolution in the hinterland of the Zagros convergence zone. Geological Journal, 54(3), 1454-1479. doi:10.1002/gj.3241.

Torabi, Gh., 2011. Causes of different composition of chromites in Naein and Ashin ophiolites, and its absence in Anarak and Jandaq ophiolites (Isfahan province). *Petrological J.*, 2(7), 1–20.

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

Wilmsen, M., Fürsich, F. T., and Majidifard, M. R., 2013. The Shah Kuh Formation, a latest Barremian to Early Aptian carbonate platform of Central Iran (Khur area, Yazd Block). Cretaceous Research, 39, 183-194.

Xu, H., Lao, H., Li, G., Dong, G., & Xia, S., 2024. Origin of horsetail faults in an extensional regime using physical experiments for the Linnan Sag. *Interpretation*, 12(3). https://doi.org/10.1190/int-2023-0033.1