

شواهد رسوب‌گذاری برخورد پالتوتیس در ارتباط با فازهای زمین‌ساختی و جغرافیای دیرینه رشته‌کوه بینالود (منطقه طرقله: شمال شرق ایران، جنوب غرب مشهد)

حمیدرضا احمدزاده^۱، فرزین قائمی^{۲*}، وصال یحیی شیبانی^۳ و احسان زمانیان^۴

۱- دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور مرکز طبس، مدیر ژئوپارک جهانی یونسکو طبس، طبس، ایران

۴- کارشناس مسئول میراث زمین‌شناختی، ژئوسایت‌ها و حفاظت زمین‌شناختی ژئوپارک جهانی یونسکو طبس، طبس، ایران

نویسنده مسئول: fghaemi@um.ac.ir

دریافت: ۱۴۰۴/۶/۲۱ پذیرش: ۱۴۰۴/۹/۱

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

رشته کوه بینالود با امتداد WNW-ESE در شمال شرق ایران محلی است که به خوبی تمام شواهد ساختاری برخورد پالتوتیس را در خود جای داده است. پیش از این مطالعات متعددی در مورد تنش‌دیرین و ارتباط آن با تکتونیک و رسوب‌گذاری پالتوتیس انجام شده که وجه تمایز این پژوهش ارتباط دادن انطباق جهت‌های استرس اصلی بدست آمده با جهت استرس در مقیاس جهانی است. از این‌رو، پس از مطالعات میدانی در منطقه طرقله در واحدهای دگرگونی به سن پرموتریاس، گرانیته به سن تریاس فوقانی- اوایل ژوراسیک و کنگلومرای به سن ژوراسیک تعداد سه فاز تفکیک گردید. فاز اول تنش با آزمون ۳۳۵/۳۲ مربوط به سیمین و بسته شدن پالتوتیس، فاز دوم با آزمون ۰۴۷/۲۵ مربوط به آلپ میانی و همزمان با همگرایی نئوتیس در محل کمان ارومیه دختر و فاز سوم با آزمون ۰۳۲/۳۱ مربوط به آلپ پسین همزمان با باز شدن دریای سرخ و خلیج عدن و حرکت رو به شمال شرق صفحه عربستان به سمت ایران رخ داده است. همچنین بررسی نهشته‌های کنگلومرای ژوراسیک، منجر به شناسایی رخساره‌های سنگی Gcm، Gh و Gt شد که براساس مطالعات پیشین در یک سیستم‌های رسوبی مخروط‌افکنه و رودخانه‌های بریده‌بریده تحت سیستم فرسایش و رسوب‌گذاری در حوضه پیش‌بوم شکل گرفته است.

واژگان کلیدی: جغرافیای دیرینه، حوضه پیش‌بوم، رشته کوه بینالود، کوهزایی آلپ، کوهزایی سیمین

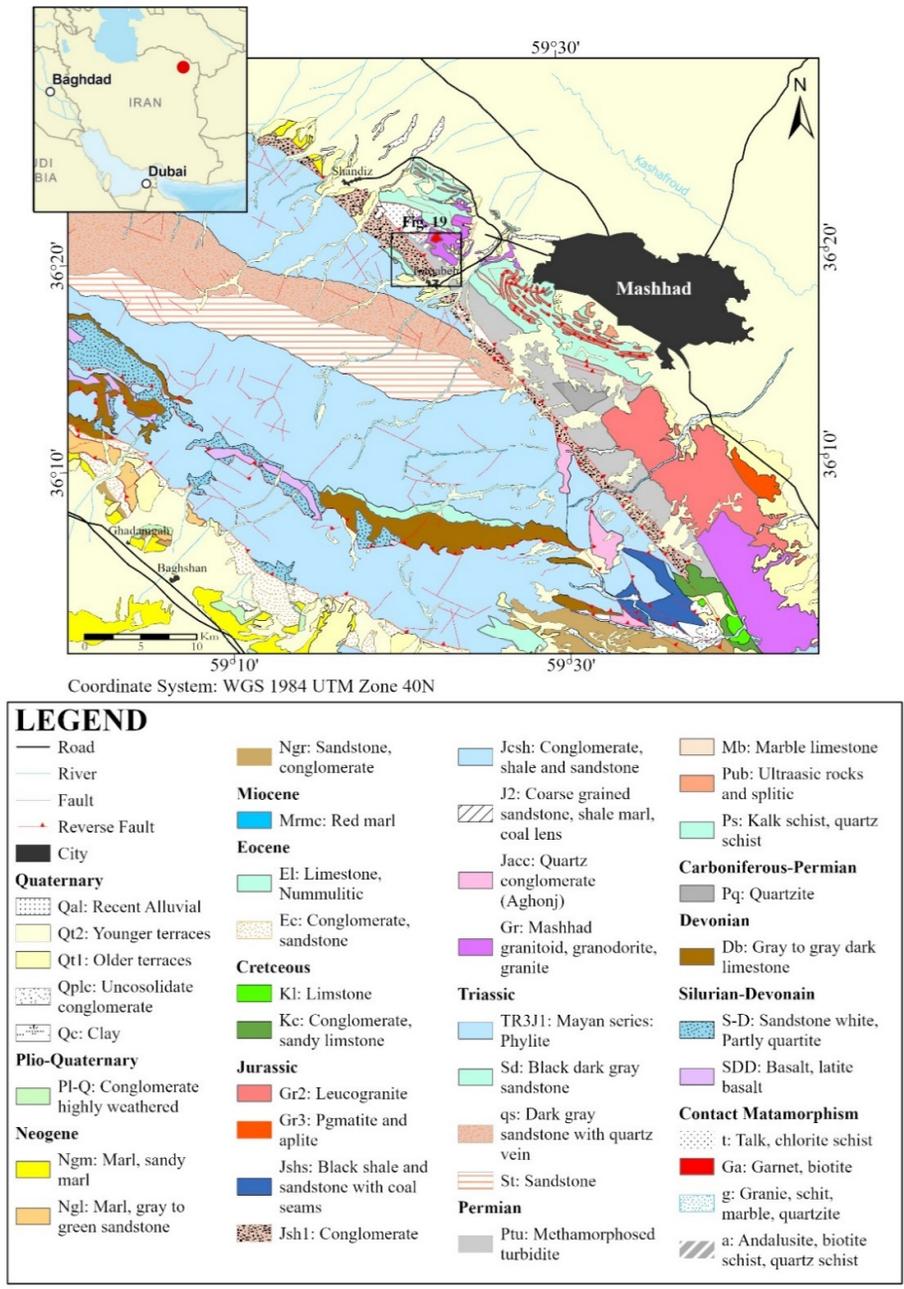
۱- پیشگفتار

توران به وجود آمده، آغاز شده است. گسترش ریفت به تشکیل دریا و در نهایت تشکیل اقیانوس پالتوتیس منجر شده است. در اواخر پالتوزوئیک این اقیانوس شروع به بسته شدن می‌کند که در نهایت به تغییر شکل در شمال ایران و افغانستان منجر شده است (بولین، ۱۹۸۸؛ استامپفلی، ۱۹۹۶؛ زانچی و همکاران، ۲۰۰۹؛ عبدالعزیز و همکاران، ۲۰۱۸). اولین مطالعات زمین‌شناسی ساختاری در بینالود را مجیدی در سال (۱۹۷۸) روی مجموعه دگرگونی جنوب مشهد (دامنه شمالی کوه‌های بینالود) انجام داده و سه مرحله دگرگونی در آن شناسایی کرده است. علوی (۱۹۹۱، ۱۹۹۱، ۱۹۷۹) مجموعه دگرگونی مشهد را مورد مطالعه قرار داده و این مجموعه را بازمانده اقیانوس پالتوتیس با زمان جایگیری تریاس پسین تعیین کرده است. او همچنین سه مرحله چین‌خوردگی و دو نسل

منطقه مورد مطالعه واقع در شمال شرق ایران و غرب شهر مشهد قرار دارد. این منطقه میان طول‌های جغرافیایی 20° 59' تا 18° 36' شرقی و عرض‌های جغرافیایی 36° 21' تا 21° 36' شمالی قرار گرفته است (شکل ۱) که از شمال شرق با دشت مشهد و از جنوب غرب با کوه‌های بینالود احاطه می‌گردد. رشته‌کوه بینالود از غرب به رشته کوه البرز و از شرق به کوه‌های پاراپامیسوس در شمال افغانستان متصل است. حضور مجموعه‌های دگرگونی افیولیتی بقایای پالتوتیس در دامنه شمالی بینالود بیانگر ارتباط تنگاتنگ میان تکوین و تکامل ساختاری این ارتفاعات، تحول زمین‌ساختی اقیانوس پالتوتیس و کوهزایی سیمین است (علوی، ۱۹۹۱). شکل‌گیری اقیانوس پالتوتیس در اوایل پالتوزوئیک به دلیل ریفتی که میان صفحه ایران و صفحه

نیمه‌پوششی معرفی کرده است. رحیمی (۱۳۷۱) سه نسل از گسل‌های راندگی در کوه‌های بینالود معرفی کرده که نسل اول راندگی با حرکات سیمین و آلپ‌پیشین، نسل دوم با حرکات آلپ‌میانی و نسل سوم با حرکات آلپ‌پسین همزمان می‌داند.

گسلش راندگی (سیمین و آلپی) را برای آن پیشنهاد و سیستم تراست‌های موجود را از نوع دوپلکس طاقگون دانسته است. قائمی در سال (۱۳۷۱) بخشی از کوه‌های بینالود را مورد مطالعه قرار داده و براساس شواهد چینه‌شناسی سیستم راندگی‌ها را دوپلکس هینترلند



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی رشته کوه بینالود در جنوب مشهد باز ترسیم شده از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ مشهد (طاهری و قائمی، ۱۹۹۴) و طرنبه (پورلطیفی، ۲۰۰۱). موقعیت منطقه مورد مطالعه با مستطیل بر روی آن مشخص گردیده‌است.

Fig. 1. The geological map of the Binaloud mountain range in the south of Mashhad, redrawn from the 1:100,000 geological maps of Mashhad (Taheri & Ghaemi, 1994) and Torqabeh (Pourlatifi, 2001). The location of the studied area is marked with a rectangle on it.

تا عهدحاضر در منطقه مورد مطالعه اتفاق افتاده به طور مختصر از قدیم به جدید به ترتیب زیر است:

۳-۱- شواهد وجود اقیانوس پالئوتتیس در منطقه مورد مطالعه (در اواخر پنسیلوانین^۱ - اوایل پرمین)

بقایای پوسته اقیانوسی پالئوتتیس در البرز فقط در بعضی از نقاط دیده می‌شود و شامل سه مجموعه مجزا افیولیت‌های مشهد در منطقه ویرانی، توربیدایت‌های عمیق دریایی و لایه‌های مواد آذرآواری است. متافیولیت‌ها در بینالود به دو مجموعه تقسیم می‌شود: ۱- نورآباد (شمال منطقه مورد مطالعه) ۲- چهار چشمه. مجموعه نورآباد که با نام ویرانی نیز در بعضی از منابع آمده است در طول جاده مشهد- شاندیز (حدود ۲۵ کیلومتری مشهد) پیرامون روستای نورآباد رخنمون دارد. هورنبلندگابرو (افیولیت) به وسیله روش $^{40}\text{Ar} \text{ } ^{39}\text{Ar}$ تعیین سن شده است و سن میان ۲۷۸/۶ و ۲۸۱/۷ میلیون سال نشان داده است که نشان دهنده‌ی اواخر پنسیلوانین- اوایل پرمین (سن تشکیل پوسته اقیانوسی) بوده است و شبیه به سایر تعیین سن‌های انجام شده برای پوسته اقیانوسی پالئوتتیس است (قاضی و همکاران، ۲۰۰۱).

۳-۲- شروع بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس (پرموتریاس)

بر اساس بررسی‌های تفصیلی علوی (۱۹۷۹، ۱۹۹۱، ۱۹۹۲) همزمان با برخورد و شروع فرورانش لبه‌ی شمالی پلیت ایران با لبه‌ی جنوبی پلیت توران، در این منطقه شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌ها به شکل منشوربرافزایشی^۲ بر روی لبه قاره‌ای رانده شده و دگرگون می‌شوند و اسلیت و فیولیت‌ها را می‌سازند. صفحه‌های باقیمانده افیولیت به وسیله رانده‌شدگی کم‌زاویه پیش از برخورد بر روی فلش‌ها جایگزین شده است. سنگ‌ها در مجموعه دگرگونی- افیولیتی مشهد، دستخوش دو مرحله دگرگونی ناحیه‌ای شده‌اند. در دگرگونی ناحیه‌ای مرحله اول که تحت تاثیر کوهزایی هرسی‌نین^۳ رخ داده است، سنگ‌ها تا رخساره‌ی شیب‌سبز دگرگون شده‌اند و با تاثیر کوهزایی سیمیرین در مرحله‌ی بعد سنگ‌ها دومین مرحله دگرگونی را تا شرایط دما و فشار پایین رخساره شیب‌سبز تحمل کرده‌اند (کریم‌پور و همکاران، ۲۰۰۶).

علیزاده در سال (۱۳۸۸) مؤلفه حرکتی زون‌های برشی در توده‌های گرانیتی منطقه دهنو (غرب مشهد) را راستگرد با مؤلفه معکوس دانسته و آن‌ها را مربوط به بازه زمانی نورین تا لیاس و تحت تاثیر کوهزایی سیمیرین می‌داند. کریم‌پور و همکاران در سال (۲۰۱۰) با استفاده از سن‌سنجی اورانیوم- سرب تشکیل زون‌های برشی شکل‌پذیر در گرانیت‌های دهنو (غرب مشهد) را بخشی از تغییرات ساختاری حاصل تأثیر کوهزایی سیمیرین دانسته است. مجدداً قائمی و رحیمی در سال (۱۳۹۳) براساس شواهد چینه‌ای و ساختاری سه‌نسل راندگی را در کوه‌های بینالود شناسایی و پیشنهاد داده‌اند. مطالعات (قدسی و همکاران، ۱۳۹۶) در منطقه خلج واقع در جنوب شرقی مشهد نشان داد که واحدهای منطقه خلج تحت تأثیر سه‌فاز تغییرشکل و دوفاز دگرگونی قرار گرفته‌اند. شیخ‌الاسلامی و همکاران در سال (۲۰۱۹) براساس مطالعات پتروفابریک، سه‌نسل دگرشکلی را برای دگرگونی‌های جنوب مشهد پیشنهاد داده است. ارشادی‌نیا و همکاران (۲۰۲۳) دو فاز تنش برای پالئوتتیس در شمال شرقی ایران در منطقه فریمان واقع در جنوب شرقی مشهد پیشنهاد کردند.

۲- هدف و مراحل انجام پژوهش

در این پژوهش، تغییرات میدان تنش در سنگ‌های دگرگونی، توده‌های گرانیتوئیدی و کنگلومراهای جنوب غربی مشهد ارتباط آن با جغرافیای دیرین برخورد پالئوتتیس و نحوه شکل‌گیری حوضه رسوبی ایجاد شده بررسی شده است. مراحل این پژوهش در شکل (۲) نمایش داده شده است.

۳- زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه بخشی از لبه‌ی شمالی رشته‌کوه بینالود در شمال شرق ایران بوده که شامل مجموعه‌ی دگرگونی، افیولیتی، توده‌های گرانیتوئیدی مشهد و رسوبات مولاس به شکل کنگلومرا می‌باشد. ترکیب کمپلکس شکل گرفته از این سنگ‌ها گویای وجود اقیانوس قدیمه در این محل بوده که علوی (۱۹۷۹) آنرا مربوط به اقیانوس پالئوتتیس می‌داند. بر اساس شواهد چینه‌شناسی و تکتونیکی، بخشی از حوادث زمین‌شناسی که از کربونیفر

³ Hercynian

¹ Pennsylvanian

² Accretionary complex



شکل ۲. مراحل انجام پژوهش
Fig. 2. Steps of the research

نوع S (کریم‌پور و لارج، کوهزایی، بالاآمدگی و تأثیر ۱۳۷۱)، فرآیندهای فرسایشی بر بلندی‌های ایجاد شده تشکیل مقادیر فراوانی از رسوبات آواری و حمل آن‌ها به سمت حوضه فورلند در جنوب را سبب شده است (رحیمی و قائمی، ۱۳۹۳). این مواد آواری به صورت طبقات رودخانه‌ای-دلتایی سازند شمشک که بعدها در نتیجه گسلش راندگی دگرگون شده‌اند، در حاشیه شمال شرقی ایران نهشته شده‌اند. قاعده سازند شمشک در جنوب مشهد را طبقات کنگلومرایی حاوی مقادیر زیادی از قطعات گرانیت، تونالیت، گرانودیوریت، سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و حدواسط، قطعاتی از مجموعه افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی تشکیل می‌دهند. این طبقات رسوبی به صورت ناپوستگی دگرشیب بر روی مجموعه دگرگونی مشهد قرار گرفته‌اند (قائمی و رحیمی، ۱۳۹۳) (شکل ۳). محیط رسوبی این نهشته‌ها یک سیستم رودخانه‌ای بریده‌بریده با بار بستر گراولی بوده که در یک حوضه نیمه‌گرابنی با تکتونیک فعال که در جهت شمال‌شرق-جنوب‌غرب جریان داشته و تشکیل مدل رسوبی نوع اسکات شده است. در نهایت بنا بر شواهد حاصل و موقعیت چینه‌شناسی، این رسوبات را می‌توان معادل کنگلومراهای مخروط‌افکنه سازند جواهرده در البرز شمالی و سازند عارفی در زون بینالود دانست. موقعیت تکتونیکی این رسوبات به طور عمده به کوهزایی مجدد و به طور جزئی به مناطق درون کراتونی، کمان‌های منفصل و قاره‌های حدواسط، حواشی غیرفعال و مناطق امتدادلغز مربوط است؛ همچنین براساس انواع کوارتز موجود در این رخساره‌ها سنگ‌های پلوتونیک دگرگونی درجه متوسط تا بالا و دگرگونی درجه پایین منشأ این رسوبات محسوب

۳-۳- نفوذ گرانیت‌ها در مجموعه‌ی دگرگونی (تریاس فوقانی - اوایل ژوراسیک)

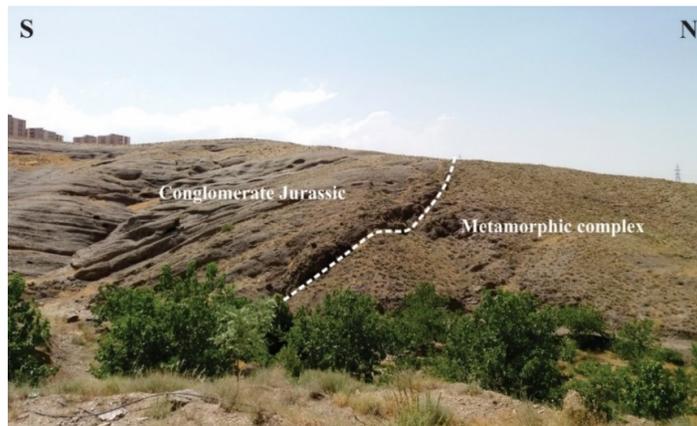
توده‌های گرانیتوئیدی با ترکیب تونالیت، گرانودیوریت، مونزونیت، بیوتیت-مسکویت و لوکوگرانیت مشهد در مجموعه دگرگونی نفوذ کرده و هاله‌های دگرگونی مجاورتی را در آن به وجود آورده‌اند. بررسی ژئوشیمی این توده‌ها نشان داده است که توده‌های یاد شده از نوع S بوده و خاستگاه متفاوتی دارند. توده‌های گرانودیوریتی و تونالیت از یک خاستگاه مافیک و توده‌های مونزونیتی با خاستگاه عمیق همراه با آلودگی پوسته‌ای داشته و لوکوگرانیت‌ها و پگماتیت‌ها از ذوب بخشی پوسته ناشی شده‌اند. توده دهنو (G1) در غرب مشهد یکی از قدیمی‌ترین توده‌های نفوذی است. این توده نفوذی که در فاصله زمانی میان دگرگونی دگرگونی در سنگ‌های مجموعه دگرگونی مشهد نفوذ کرده است، دارای ترکیب هورنبلند بیوتیت تونالیت تا گرانودیوریت است و کریم‌پور (۲۰۰۶، ۲۰۱۰) سن آنرا به روش اورانیوم-سرب 215 ± 5 میلیون سال (تریاس فوقانی، نورین) تعیین نموده است. در پژوهش‌های جدیدتر که توسط (دیهمی و همکاران، ۲۰۱۹) بر روی سن‌سنجی به روش اورانیوم سرب انجام گرفته سن پلوتون‌های گرانیتی را 205 ± 1.9 میلیون سال (تریاس فوقانی) بدست آورده و آن‌ها را حاصل از ذوب‌بخشی بخش گوشته‌ای لیتوسفر و از نوع I می‌دانند.

۳-۴- فرسایش و رسوبگذاری در حوضه فورلند (رسوب‌گذاری مرتبط با کوهزایی سیمیرین)

با تکمیل تصادم قاره‌ای و جایگزینی مجموعه فرورانش (مجموعه دگرگونی افیولیتی مشهد) بر روی حاشیه شمال شرقی ایران و نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی

فسیل‌های گیاهی مانند *Nilssonia* و *Ptrophylum* و قرارگیری کنگلومرای اختر شاه روی سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک - تریاس مؤید سن ژوراسیک این نهشته‌هاست (پورسلطانی و همکاران، ۱۴۰۰).

شده است که در شرایط آب‌وهوای گرم و مرطوب نهشته شده‌اند. (پورسلطانی و همکاران، ۱۴۰۰). همچنین این رسوبات شامل سازندهای، عارفی، درخت توت، بازه‌حوض، آغنج و کنگلومرای اخترشاه است که می‌توان آن را معادل گروه شمشک و سازند دلیچای در حوضه البرز دانست (ویلیمنسن و همکاران، ۲۰۰۹ a,b) وجود بعضی از



شکل ۳. ناپیوستگی دگرشیب کنگلومرای قاعده سازند شمشک که بر روی مجموعه دگرگونی مشهد قرار گرفته است، شرق شهر طرقله دید به سمت غرب.

Fig. 3. The conglomerate discontinuity at the base of the Shemshak formation, which is located on the Mashhad metamorphic complex, east of the city of Torqabeh, looked westward.

تفکیک فازهای تنش دیرین باید از ساختارهایی که در اثر عملکرد تنش‌ها شکل گرفته و در طول زمان اثرات آن‌ها را حفظ کرده‌اند استفاده شود. در این راستا تحلیل کیفی و کمی ساختارهای شکننده مانند گسل ابزار مناسبی می‌باشد (آنجلیر، ۱۹۹۰) با توجه به اینکه اثر اعمال تنش روی واحدهای سنگی در وضعیت شکننده با آرایه‌ی منظمی از خطوط موازی (خط خش) در جهت حداکثر تنش برشی ثبت می‌شود (والاس، ۱۹۵۱؛ بات، ۱۹۵۹؛ لیزله، ۱۹۸۹؛ آنجلیر، ۱۹۹۰) و همچنین قابلیت استفاده از بعضی از شاخص‌های سینماتیکی روی صفحه‌ی گسل برای تعیین جهت لغزش (دابلاس، ۱۹۹۸)، تنش‌های دیرین را می‌توان به وسیله‌ی تکنیک معکوس کردن و از روی جهت‌یابی خش گسلش بدست آورد (کری و برونیر، ۱۹۷۴؛ انچکپار و همکاران، ۱۹۸۱؛ گیفارت و فورزش، ۱۹۸۴؛ آنجلیر، ۱۹۸۴) در این روش داده‌های مورد استفاده برای معکوس‌سازی شامل موقعیت گسل، شیب و امتداد و زاویه خط خش مربوط به آن و سوی حرکت است.

۳-۵- تاثیر فازهای آلمپی بر منطقه مورد مطالعه

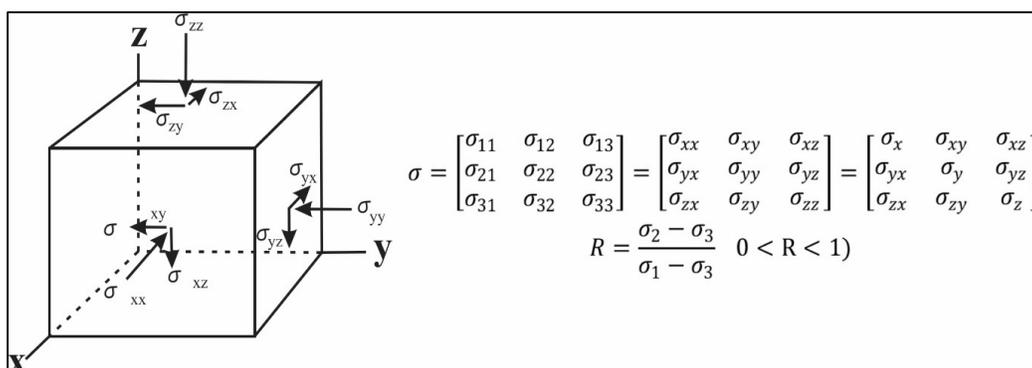
پس از بسته شدن کامل پالئوتتیس در اثر کوهزایی سیمیرین دو فاز کوهزایی آلمپ‌میانی و آلمپ‌سین باعث کوتاه‌شدگی بیشتر در بینالود شده است (قائمی و رحیمی، ۱۳۹۳) و این سلسله جبال از تریاس پسین تاکنون در میدان تنشی قرار داشته است که محور بیشترین تنش دارای راستای شمال‌شرق - جنوب‌غرب می‌باشد (رحیمی، ۱۳۷۱).

۴- روش تحقیق

مطالعات در دو بخش تکتونیک و رسوب‌گذاری انجام شده است. در این پژوهش براساس تفکیک فازهای تنش دیرین به تحلیل جغرافیای دیرینه پرداخته شده و در ادامه واحد سنگی رسوبی منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است. تحلیل‌های تنش‌دیرین برای مشخص کردن تکامل ساختاری کمربندهای چین‌خورده به ویژه مناطق دارای ساختارهای تکتونیکی شکننده بسیار سودمند هستند (چانگ و همکاران، ۲۰۰۳). با توجه به این اصل که الگوی تنش با زمان تغییر می‌کند جهت انجام مطالعات تعیین و

مقدار زاویه ناهمخوانی را تا ۳۰ درجه قابل قبول می‌دانند و مقادیر بیش از این، بدلیل عدم پیروی از منحنی گوسی مربوط به فازهای دیگر تنش می‌باشد. جهت بازسازی تنش دیرین در لبه شمالی رشته کوه بینالود و ارزیابی تنش از پرمین تا عهد حاضر در محدوده مورد بررسی ۱۲ ایستگاه مورد مطالعه قرار گرفت. پراکندگی ایستگاه‌ها به گونه‌ای است که سازندهای زمین‌شناسی با سن پرمین تا ژوراسیک را در برمی‌گیرد. براساس امتداد و شیب صفحه گسلی استریوپلات‌های جهت تنش به وسیله نرم‌افزار Win tensor 5.9.2 (دلواکس، ۱۹۹۷) ترسیم گردیده که جهت حرکت گسل با پیکان نازک و جهت تنش‌های اصلی روی آن با (دایره σ₁، مثلث σ₂ و مربع σ₃) مشخص شده است. در نهایت جهت تنش در ایستگاه‌ها بر اساس تقدم و تاخر واحدهای زمین‌شناسی، تفکیک و تحلیل شده‌اند و جهت تنش دیرین در آن‌ها مشخص گردید. همچنین به منظور شناسایی و تفکیک رخساره‌های سنگی در صحراء، از روش (مایل، ۲۰۱۴) استفاده شده است.

تشخیص سوی لغزش از اهمیت زیادی برخوردار است که برای این کار می‌توان از علائمی چون جدایش چینه‌شناسی، چین‌های 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 صفحه لغزش، شکستگی‌های ریدل، قله‌های استیلولیتی و... کمک گرفت (آنجلیر، ۱۹۹۴). همچنین باید تقدم و تاخر سنی ساختارها در هر ایستگاه برداشت شود تا در تفکیک فازهای تنش از آن‌ها استفاده گردد. در مرحله بعد نرم‌افزار 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 (σ₁، σ₂، σ₃) و شکل میدان R صورت می‌گیرد (آنجلیر، ۱۹۸۴) (شکل ۴). یکی از مشکلات چنین محاسبه‌ای اختلافی است که میان جهت بیشینه تنش برشی اندازه‌گیری شده (خش‌لغز) و جهت بیشینه تنش برشی محاسبه شده (توسط روابط فیزیکی) حاصل می‌شود. کری و برونیر (۱۹۷۴) و آنجلیر (۱۹۹۰)



شکل ۴. تانسورهای تنش در فضای سه‌بعدی و رابطه شکل میدان R (آنجلیر، ۱۹۹۴)
 Fig. 4. Stress tensors in three-dimensional space and the relation of R field shape (Angelier, 1994)

الف) تحلیل هندسی و سینماتیکی

تنش دیرین در سنگ‌های دگرگونی (ایستگاه M1-M3): سنگ‌های دگرگونی آندالوزیت‌شیبستی به سن پرمین بوده و امتداد برگوارگی‌ها در این سنگ‌ها WNW-ESE می‌باشد. سطوح گسلی دارای امتداد شمال‌شرق-جنوب‌شرق (NE-SW) با شیب ۵۰ تا ۶۰ درجه به سمت جنوب شرق بوده (شکل a.5) و زاویه میل خطوط لغزش^۱ ۲۰ تا ۳۰ درجه به سمت جنوب‌غرب بر روی صفحه گسلی

۵- تحلیل ساختاری

۵-۱- تفکیک فازهای تنش دیرین

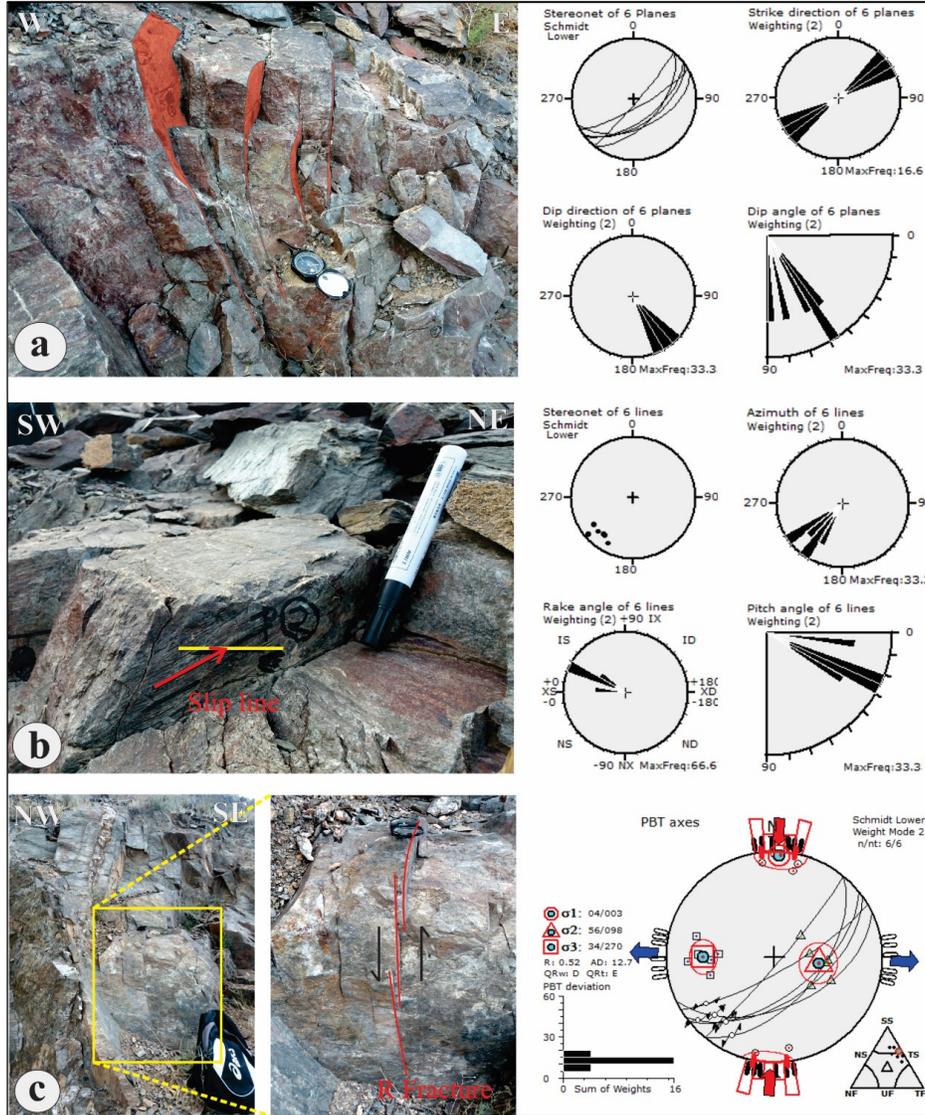
برای تفکیک فازهای تنش در منطقه مورد مطالعه در واحدهای دگرگونی و گرانیتی، از تقدم و تاخر در حرکات گسلی و تغییرات Rake خش‌لغزها بر روی صفحات گسلی کمک گرفته شد. در واحدهای کنگلومرایی جهت تنش علاوه بر خطوط لغزش گسلی به وسیله چین‌خوردگی‌ها و لغزش بین‌لایه‌ای بدست آمد.

^۱ Rake

^۱ σ: Sigma

و مقدار فاکتور شکل $R=0.52$ می‌باشد که نوع رژیم تنش بر روی این امتداد براساس تقسیم‌بندی دلواکس و همکاران (۱۹۹۷) از نوع امتدادلغز محض است (جدول ۱).

می‌باشد (شکل ۵.۵). بر اساس شکستگی‌های ریدل (R) (ریدل، ۱۹۲۹؛ پتیت، ۱۹۸۷) حرکت این امتداد دارای مؤلفه‌ی امتدادلغز چپ‌گرد با مؤلفه‌ی نرمال است (شکل ۵.۵). جهت تنش ماکزیمم آن دارای امتداد و میل $0.3/0.4$

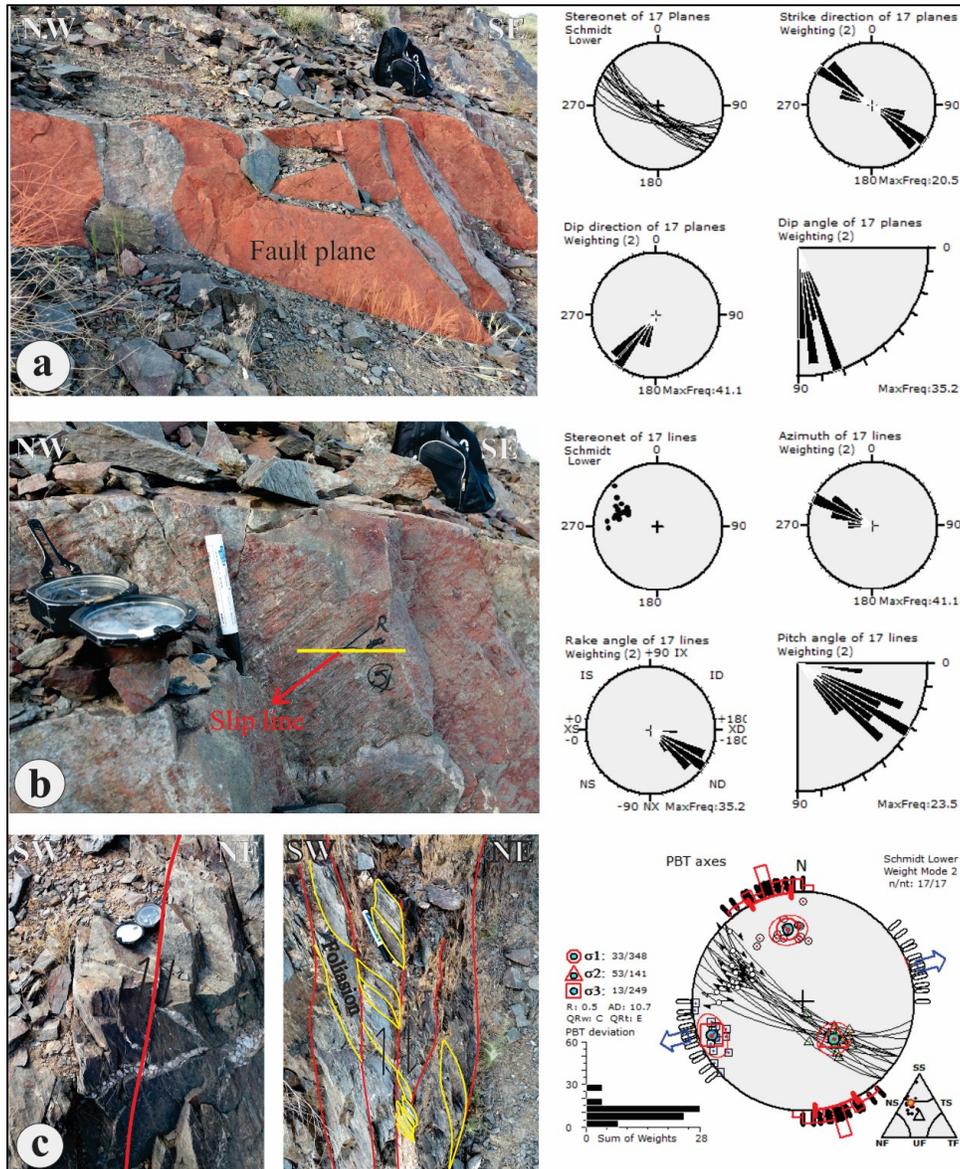


شکل ۵. (a) صفحه گسلی با امتداد NE-SW در ایستگاه M1، (b) استریونت و رزیدیاگرام‌های مربوط به ریک خطوط لغزش ۳۰ درجه به سمت جنوب غرب روی گسل‌های NE-SW، (c) شکستگی‌های R که جابه‌جایی چپ‌گرد را نمایش می‌دهند.

Fig. 5. a) Fault plane with NE-SW strike at M1 station, b) Stereonet and roset diagrams of 30° SW slip lines on NE-SW faults, c) R-fractures showing dextral displacement.

گسلی حرکت امتدادلغز راست‌گرد با مؤلفه‌ی نرمال را در راستای این گسل نشان می‌دهد (شکل ۵.۶). جهت تنش ماکزیمم آن دارای امتداد و میل $348/33$ و مقدار فاکتور شکل $R=0.5$ و نوع رژیم تنش بر روی این امتداد از نوع امتدادلغز محض است (جدول ۱).

سطوح گسلی دارای امتداد شمال‌غرب- جنوب‌شرق (NW-SE) با $70-90$ درجه شیب به سمت جنوب‌غرب بوده (شکل ۵.۶). و زاویه میل خطوط لغزش 20 تا 40 درجه به سمت شمال بر روی صفحه گسلی می‌باشد (شکل ۵.۶). جابجایی شکستگی‌های پرشده به وسیله کوارتز، و همچنین جابه‌جایی برگوارگی‌ها در امتداد این سطوح



شکل ۶. (a) نمای از سطوح گسلی با امتداد NW-SE در ایستگاه M1، (b) نمای از سطوح گسلی با امتداد NW-SE در ایستگاه M1، (c) جابجایی رگه کوارتز و فابریک S-C که حرکت گسل‌های NW-SW را، راست‌گرد نمایش می‌دهد.

Fig. 6. a) A view of fault surfaces with NW-SE strike at M1 station, b) A view of fault surfaces with NW-SE strike at M1 station, c) Displacement of quartz vein and S-C fabric that shows the NW-SW movement of faults to the right.

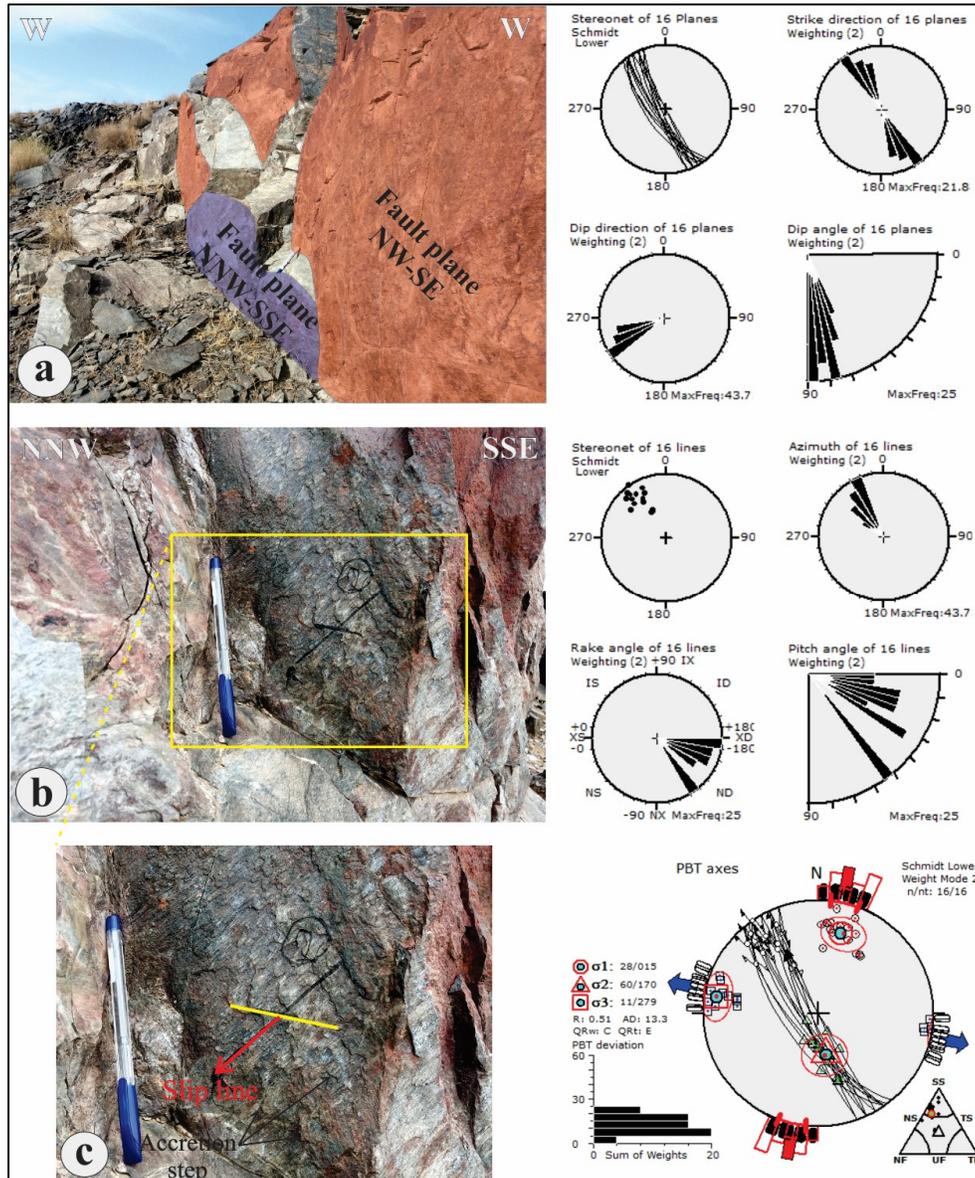
مقدار فاکتور شکل $R=0.5$ و نوع رژیم تنش بر روی این امتداد از نوع امتداد لغز محض است (جدول ۱). رگه‌های کوارتز با امتداد N-S با ۷۰ درجه شیب به سمت غرب در سنگ‌های دگرگونی دیده می‌شود که احتمالاً مربوط به جهت تنش شمالی- جنوبی در منطقه می‌باشد (جدول ۲) (شکل ۹).

تحلیل تنش دیرین در توده‌های گرانیتوئیدی (ایستگاه‌های G1-G3): سطوح گسلی با امتداد شمال‌غرب- جنوب‌جنوب‌شرق (NNW-SSE) دارای

سطوح گسلی دارای امتداد شمال‌شمال‌غرب- جنوب‌جنوب‌شرق (NNW-SSE) با ۷۰ تا ۸۰ درجه شیب به سمت جنوب غرب بوده و گسل‌های امتداد شمال‌غربی- جنوب‌شرقی (NW-SE) را قطع می‌کنند (شکل ۷a). زاویه میل خطوط لغزش از ۳۰ درجه تا ۰ درجه به سمت شمال بر روی صفحه گسلی متغیر می‌باشد (شکل ۸) پله‌های گسلی نشان‌دهنده حرکت امتداد لغز راست‌گرد با مؤلفه‌ی نرمال در راستای این امتداد گسلی می‌باشد (شکل ۷c). جهت تنش ماکزیمم آن دارای امتداد و میل ۰۱۳/۲۵ و

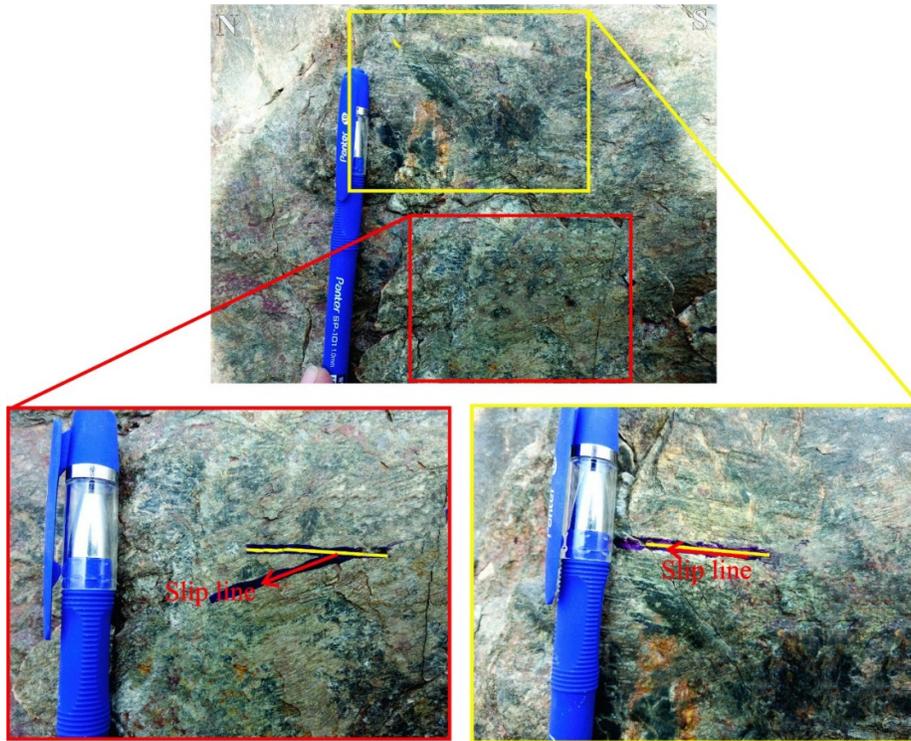
۱۰c). نوع رژیم تنش بر روی این امتداد از نوع فشارشی محض بوده و جهت تنش ماکزیمم آن دارای امتداد و میل ۲۳/۲۸۰ و مقدار فاکتور شکل $R=0.5$ می‌باشد (جدول ۳). گسل‌های موجود در این راستا دارای بیشترین فراوانی است که در این منطقه هستند.

۸۰ درجه شیب به سمت شرق و غرب بوده (شکل ۱۰a). و زاویه میل خطوط لغزش ۲۵ تا ۴۰ درجه به سمت شمال بر روی صفحه گسلی می‌باشد (شکل ۱۰b). بر اساس جابه‌جایی شکستگی‌های جابه‌جا شده در راستای این امتداد و شکستگی‌های ریدل (R) حرکت این امتداد دارای مؤلفه‌ی امتدادلغز راستگرد با مؤلفه‌ی نرمال است (شکل

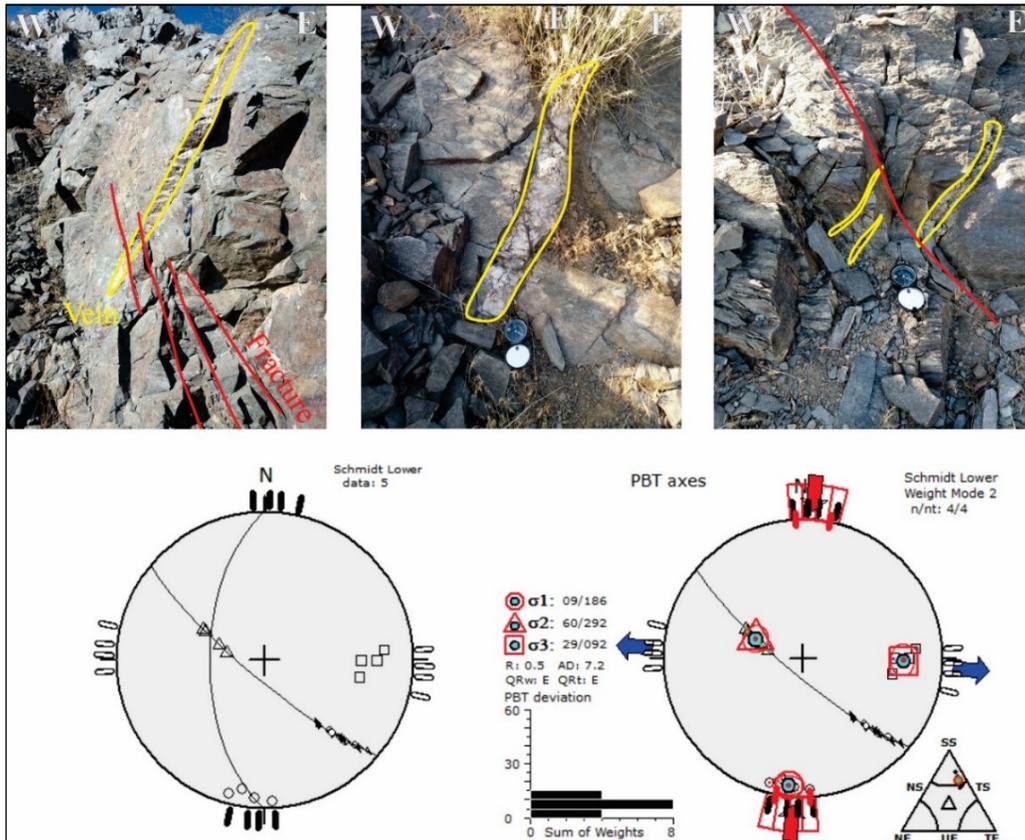


شکل ۷. A) نمایی از گسل‌ها با امتداد NW-SE و NNW-SSE در ایستگاه M3 که گسل‌های NNW-SSE (جدید) گسل‌های NW-SE (قدیمی‌تر) را بریده‌اند، B) ریک خطوط لغزش روی گسل‌های با امتداد NNW-SSE با زاویه ۴۰ درجه به سمت شمال‌غرب. براساس accretion steps (تیجا، ۲۰۱۴) گسل دارای حرکت راستگرد می‌باشد. فلش سیاه رنگ جهت حرکت بلوک مقابل این صفحه گسلی را نمایش می‌دهد.

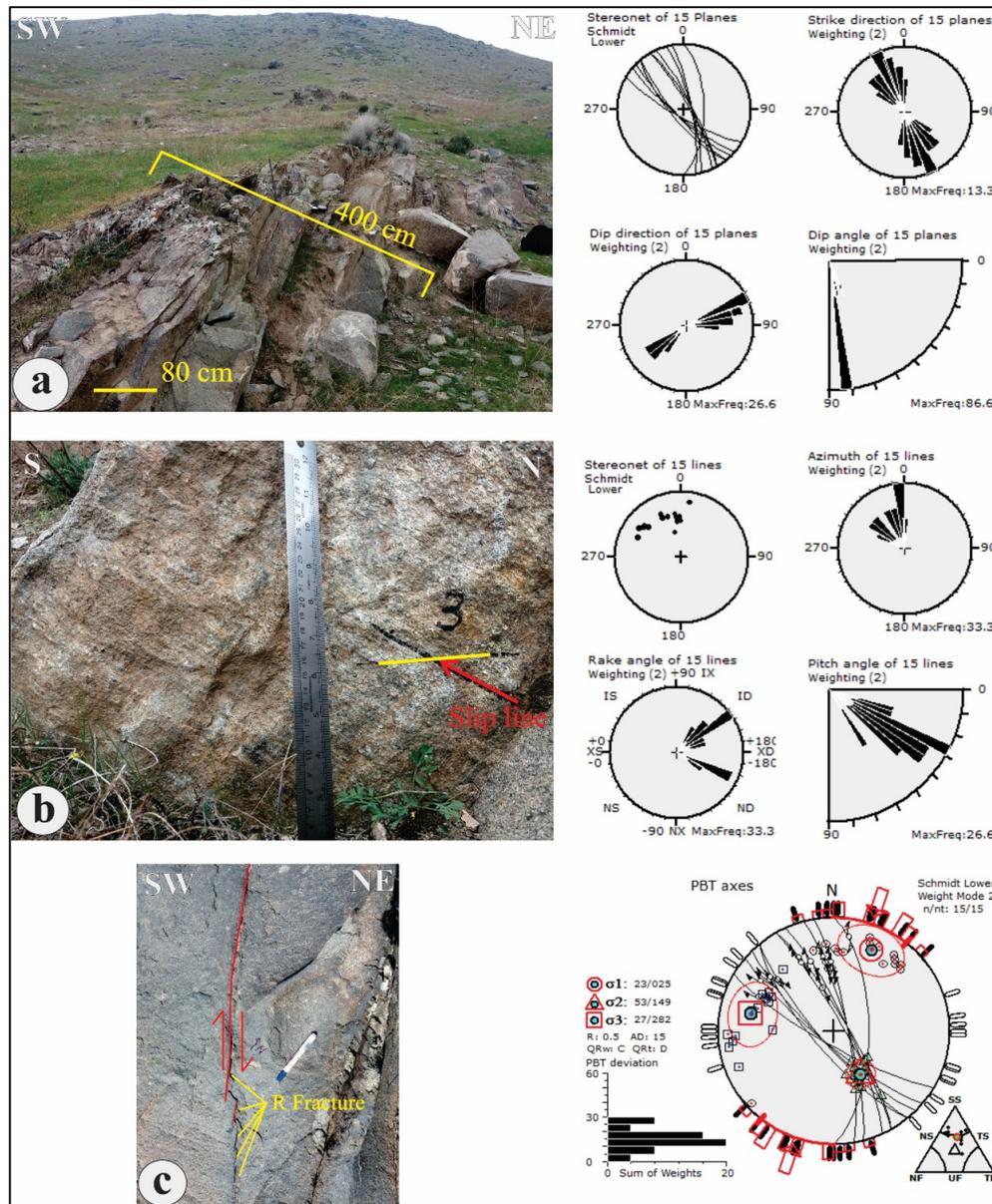
Fig. 7. a) A view of the faults along NW-SE and NNW-SSE at station M3, which cut the NNW-SSE faults (new) and the NW-SE faults (older), b) Slip lines on the faults with NNW-SSE strike with an angle of 40° to the northwest, c) Based on accretion steps (TJIA, 2014), the fault has dextral movement. The arrow of the color planet will push the block in the direction of movement in front of this fault plane.



شکل ۸. دو نسل از خطوط لغزش با زاویه ۳۰ درجه و ۰ درجه بر روی یک صفحه گسلی در ایستگاه M3
 Fig. 8. Two generations of slip lines with an angle of 30° and 0° on a fault plane at station M3



شکل ۹. رگه‌های متعدد پر شده با کوارتز با امتداد NNE-SSW
 Fig. 9. Numerous veins filled with Quartz along NNE-SSW

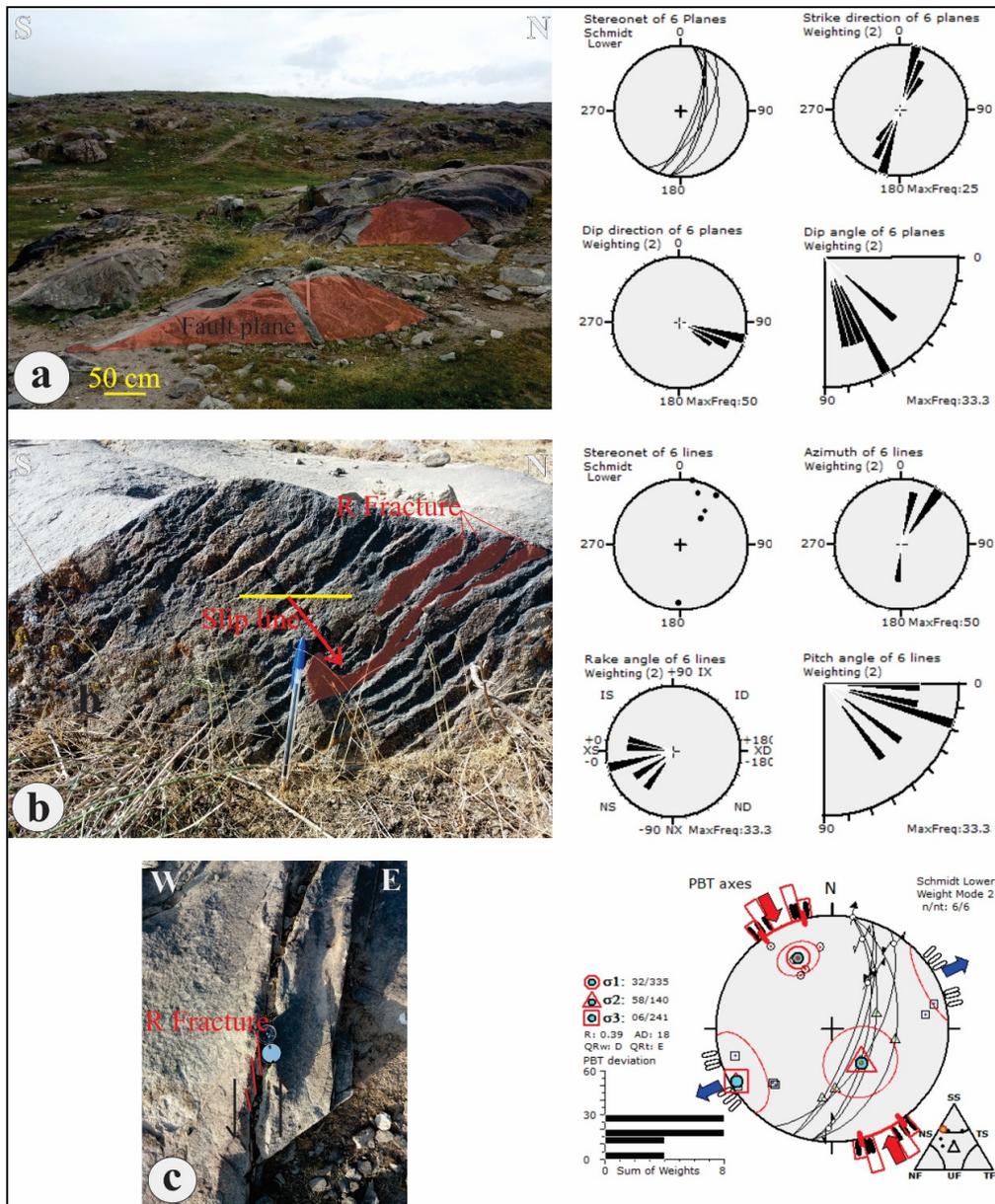


شکل ۱۰. (a) نمایی از امتداد گسلی NNW-SSE در ایستگاه G2، (b) نمایی از سطوح گسلی با امتداد NNW-SSE که خطوط لغزش ۲۰ تا ۳۰ درجه با میل به سمت شمال، (c) نمایی از رخنمون گسل با امتداد NNW-SSE در سطح که شکستگی‌های اولیه (R) با حرکت راست‌گرد

Fig. 10. a) view of the NNW-SSE fault strike at station G2, b) A view of the fault surfaces along the NNW-SSE strike, where the slip lines are 20° to 30° degrees with a rake towards the north, c) A view of the fault outcrop with the NNW-SSE strike on the surface where the fracture Initials (R) with dextral movement

شمال بر روی صفحه گسلی می‌باشد (شکل ۱۱. b). براساس شکستگی‌های ریدل (R) (ریدل، ۱۹۲۹؛ پتیت، ۱۹۸۷) جابه‌جایی بر روی این گسل‌ها چپ‌گرد با مؤلفه‌ی معکوس می‌باشد (شکل ۱۱. c) نوع رژیم تنش بر روی این امتداد از نوع فشارشی محض بوده و جهت تنش ماکزیمم آن دارای امتداد و زاویه میل ۳۳۵/۳۲ می‌باشد (جدول ۳). در این امتداد گسلی، خش‌لغز به ندرت یافت می‌شوند.

به خاطر جابجایی زیاد گسل‌ها، عرض زون گسلی در راستای این امتداد گاهی به بیش از یک‌متر همراه با خوردشدگی و جابه‌جایی زیاد است به طوری که در بعضی از نقاط بافت S-C مشهود است. سطوح گسلی با امتداد شمال‌شمال‌شرقی - جنوب‌جنوب‌غربی (NNE-SSE) با شیب ۷۰ درجه به سمت شرق بوده (شکل ۱۱. a) و زاویه میل خطوط لغزش به طور متوسط ۲۰ درجه به سمت

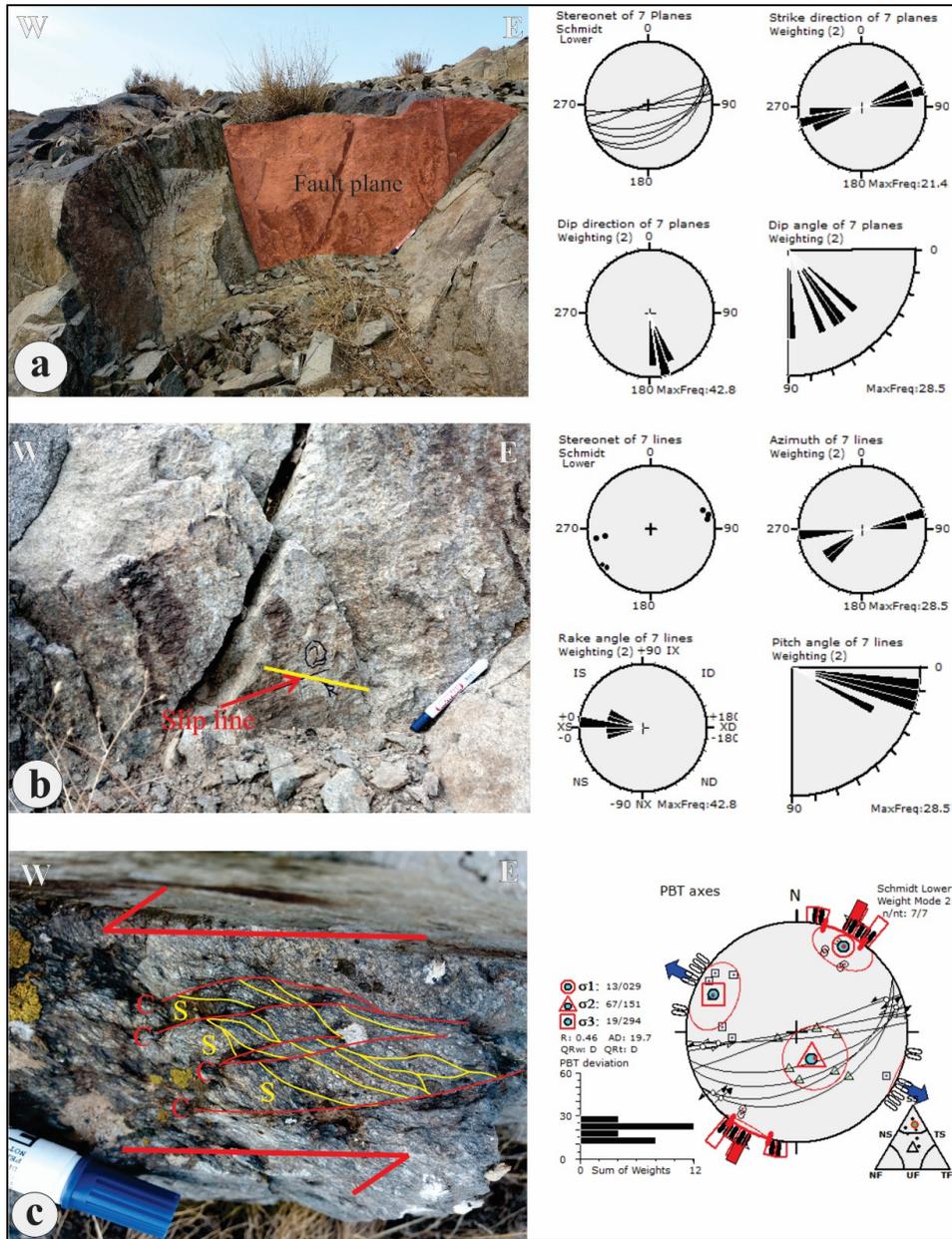


شکل ۱۱. a) نمای از امتداد گسلی NNE-SSW، c) نمای از سطح گسل با امتداد NNW-SSE با خطوط لغزش به سمت شمال شرق که در سطح آن شکستگی‌های R (رایدل، ۱۹۲۹؛ پتیت، ۱۹۸۷) دیده می‌شود و حرکت چپ‌گرد را نمایش می‌دهد، c) رخنمون همان امتداد در سطح که شکستگی‌های R حرکت چپ‌گرد را نمایش می‌دهند.

Fig. 11. a) view of the NNE-SSW fault strike, b) A view of the fault surface with a NNW-SSE strike with slip lines towards the northeast where R fractures can be seen on that surface and shows the sinistral movement (Ridel, 1929; Petit, 1987), c) Outcrop of the same strike on the surface where the R fractures show sinistral movement.

(شکل ۱۲.C). این گسل‌ها باعث بریده شدن و جابه‌جایی گسل‌های (NNE-SSE) شده‌اند و حرکت امتدادلغز چپ‌گرد را نشان می‌دهند (شکل ۱۳). نوع رژیم تنش بر روی این امتداد از نوع امتدادلغز محض بوده و جهت تنش ماکزیمم آن دارای امتداد و زاویه میل ۰۲۹/۱۳ می‌باشد (جدول ۳).

سطوح گسلی با امتداد شرقی شمال شرقی - غرب جنوب غربی (ENE-WSW) دارای شیب ۴۰ تا ۷۰ درجه به سمت جنوب بوده (شکل ۱۲.a) و زاویه میل خطوط لغزش بر روی این امتداد به طور متوسط ۱۵ درجه در جهت شرق و غرب بر روی صفحه گسلی می‌باشد (شکل ۱۲.b). ساختارهای S-C (لیستر، ۱۹۸۴) نیز در راستای این امتداد گسلی دیده می‌شود که حرکت چپ‌گرد را نمایش می‌دهند



شکل ۱۲. (a) نمای از امتداد گسلی ENE-WSW، (b) سطح گسل در ایستگاه G3 که (Rake) ۳۰ درجه به سمت غرب را نشان می‌دهد. و رزداگرام‌ها استریونتهای مربوط به تمام ایستگاه‌ها با همین امتداد خطوط لغزش با میل به دو سمت شرق و غرب، (c) فابریک S-C در راستای گسل‌های ENE-WSW با جابجایی چپ‌گرد

Fig. 12. a) view of the ENE-WSW fault strike, b) The fault surface at station G3, which shows a rake of 30° to the west. and rosendiagrams, streunets related to all the stations with the same strike of slip lines with a tendency to both east and west, c) S-C Structure

مؤلفه‌ی امتدادلغز راست‌گرد می‌باشد (شکل ۱۴. a). نوع رژیم تنش بر روی این امتداد از نوع امتدادلغز محض بوده و جهت تنش ماکزیمم آن دارای امتداد و میل ۲۳۳/۱۲ و مقدار فاکتور شکل $R=0.5$ می‌باشد. این گسل‌ها در ایستگاه C3 بیشتر قابل مشاهده‌اند (جدول ۴). سطوح گسلی با امتداد شمال‌غرب-جنوب‌شرق (NW-SE) دارای ۲۰ تا ۴۰

تحلیل تنش‌دیرین در کنگلومرای قاعده‌ای سازند شمشک (ایستگاه‌های C1-C6): سطوح گسلی با امتداد شمالی- جنوبی (N-S) دارای ۸۰ درجه شیب به سمت جنوب‌شرق بوده و دارای زاویه ریک ۰ تا ۳۰ درجه به سمت شمال و جنوب بر روی صفحه گسلی می‌باشد براساس شکستگی‌های ریدل (R) حرکت این امتداد دارای

۱۴.ب). نوع رژیم تنش بر روی این امتداد از نوع فشارشی محض بوده و جهت تنش ماکزیمم آن دارای امتداد و میل ۰۶۶/۲۲ و مقدار فاکتور شکل $R=0.45$ می‌باشد (جدول ۴).

درجه شیب به سمت جنوب غرب بوده و زاویه ریک ۴۰ تا ۸۰ درجه به سمت جنوب بر روی صفحه گسلی می‌باشند. بر اساس شواهد موجود بر روی سطوح گسلی حرکت بر روی این امتداد معکوس با مؤلفه‌ی چپ‌گرد می‌باشد (شکل

جدول ۱. ویژگی‌های هندسی گسل‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد مطالعه به سن پرمین

Table 1. Geometric characteristics of faults in the metamorphic units of the study area of Permian age

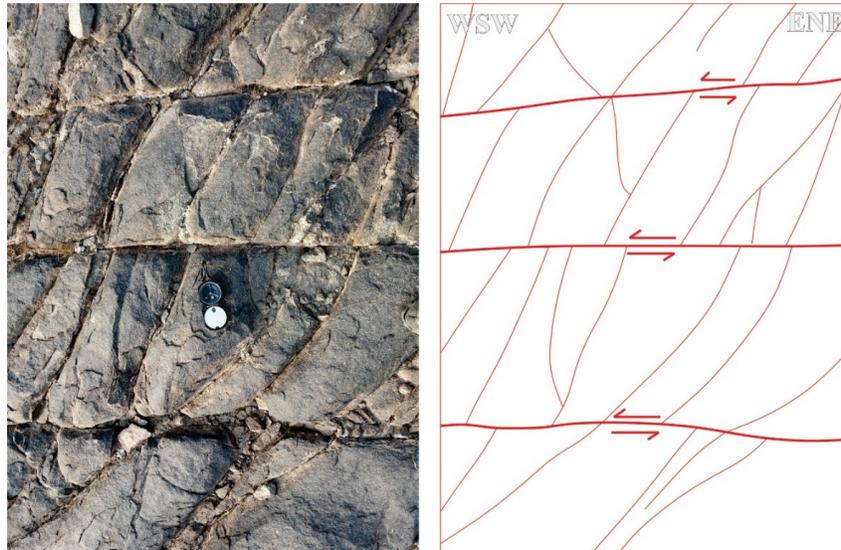
No. Fault	Fault set	Station	Planes in Strike-Dip-Rake/Pitch format						Kinematic axes						R	Regime Index	
			Plane		Slip Line			Slip	P		B		T				
			Strike	Dip	Azim.	Plunge	Rake	Pitch	Sense	Incl.	Azim.	Incl.	Azim.	Incl.			Azim.
1	NE-SW	M1	55	55	8	230	9	9	IS	18	12	54	129	30	272	0.52	TS
2			40	85	25	218	25	25	IS	14	171	64	51	21	267	0.52	SS
3			60	78	24	235	24	24	IS	8	191	63	85	26	285	0.52	SS
4			52	60	25	216	29	29	IS	3	360	49	94	41	267	0.52	TS
5			65	50	23	225	30	30	IS	10	14	42	113	47	273	0.52	TS
6			40	55	17	208	21	21	IS	11	353	50	97	38	254	0.52	TS
7	NW-SE	M1	120	78	39	290	-140	40	ND	36	348	48	134	17	245	0.5	NS
8			130	73	42	294	-136	44	ND	43	356	43	147	15	252	0.5	NS
9			115	70	32	282	-146	34	ND	38	337	51	142	8	241	0.5	NS
10			125	80	49	293	-130	50	ND	41	358	39	133	24	245	0.5	NS
11			130	80	34	303	-145	35	ND	31	357	54	144	16	257	0.5	NS
12			120	80	34	293	-145	35	ND	31	347	54	134	16	247	0.5	NS
13			105	70	23	276	-155	25	ND	31	326	59	142	2	235	0.5	SS
14			125	87	44	302	-136	44	ND	32	358	46	128	27	250	0.5	NS
15			120	70	34	286	-144	36	ND	40	343	49	145	9	245	0.5	NS
16			120	80	34	293	-145	35	ND	31	347	54	134	16	247	0.5	NS
17			135	75	47	298	-131	49	ND	44	5	39	148	19	254	0.5	NS
18			120	85	29	297	-151	29	ND	24	347	60	129	16	250	0.5	SS
19			110	80	39	282	-140	40	ND	35	339	49	122	19	235	0.5	NS
20			100	67	25	269	-153	27	ND	35	320	55	137	1	229	0.5	SS
21			135	70	23	306	-155	25	ND	31	356	59	172	2	265	0.52	SS
22			135	70	23	306	-155	25	ND	31	356	59	172	2	265	0.52	SS
23			135	85	9	314	-171	9	ND	10	360	80	164	3	269	0.52	SS
24	NNW-SSE	M1	160	85	52	332	-128	52	ND	38	36	37	164	29	279	0.5	NS
25			160	85	50	334	-130	50	ND	37	36	39	164	29	281	0.5	NS
26			158	85	52	330	-128	52	ND	38	32	38	159	30	275	0.5	X
27			160	85	51	334	-129	51	ND	38	36	38	164	29	280	0.5	NS
25		M2	145	75	21	319	-158	22	ND	26	8	64	178	4	276	0.5	SS
26			145	75	14	321	-165	15	ND	21	8	69	190	1	98	0.5	SS
27			140	72	14	315	-165	15	ND	23	2	67	189	3	93	0.5	SS
28			145	65	31	309	-145	35	ND	42	4	48	177	4	271	0.5	NS
29			150	78	19	326	-161	19	ND	22	14	67	181	5	282	0.5	SS
30			145	78	29	318	-150	30	ND	29	10	58	165	11	274	0.5	SS
31			160	80	24	335	-156	24	ND	24	25	64	181	9	291	0.5	SS
32			155	80	34	328	-145	35	ND	31	22	54	169	16	282	0.5	NS
33			150	90	30	330	180	0	ND	21	19	60	150	21	281	0.51	SS
34	155	90	15	335	180	0	ND	11	21	75	155	11	289	0.51	SS		
35	143	70	9	320	-171	9	ND	21	5	68	207	8	98	0.51	SS		
36	145	80	0	325	-180	0	ND	7	10	80	235	7	100	0.51	SS		

حرکت بر روی این امتداد نرمال با مؤلفه‌ی راست‌گرد می‌باشد (شکل ۱۴.ج). نوع رژیم تنش بر روی این امتداد از نوع کششی محض بوده و جهت تنش ماکزیمم آن دارای امتداد و میل ۲۱۳/۵۹ و مقدار فاکتور شکل $R=0.52$

سطوح گسلی با امتداد شمال شرق - جنوب غرب (NE-SW) دارای ۳۵ درجه شیب به سمت جنوب شرق بوده و زاویه ریک ۳۰ تا ۵۰ درجه به سمت جنوب بر روی صفحه گسلی می‌باشند. بر اساس شواهد موجود بر روی سطوح گسلی

لغزش ریک نزدیک به ۵۰ تا ۸۰ درجه به سمت جنوب بر روی لایه‌بندی را نشان می‌دهد (جدول ۵). حرکت بر روی سطوح لایه‌بندی معکوس یا مؤلفه‌ی راست‌گرد بوده که آزمون جهت تنش مسبب آن ۰۳۲/۰۸ می‌باشد که این حرکت ناشی از حرکت لایه‌ها بر روی هم از منطقه لولا به سمت یال‌ها همزمان با چین‌خوردگی بوده است (شکل ۱۵).

می‌باشد. این سطوح گسلی منطبق بر شکستگی‌های طولی همزمان با چین‌خوردگی در کنگلومراها می‌باشد (جدول ۴). در ایستگاه C6 چین‌خوردگی‌های دارای مشخصات ۳۴۰/۵۵ و ۱۳۰/۷۵ مشاهده گردید که موقعیت محور $\pi = 47.45$ می‌باشد. در یکی از یال‌های آن خطوط لغزش میان لایه‌های مشاهده گردید. این خطوط لغزش بر روی یال جنوبی یک نوافرم در کنگلومرای منطقه دیده شد. خطوط



شکل ۱۳. نمایی از گسل‌های ENE-WSW که گسل‌های NNE-SSW را به صورت چپ‌گرد جابه‌جا کرده‌اند.
Fig. 13. A view of the ENE-WSW faults that have displaced the NNE-SSW faults in a sinistral manner.

جدول ۲. مشخصات هندسی رگه‌ها در واحد دگرگونی

Table 2. Geometric characteristics of veins in the Metamorphic Unit

Data set	Input row data				Kinematic axes						Regime
	Joint		Vein		P		B		T		
	Dip dir.	Dip	Dip dir.	Dip	Incl.	Azim.	Incl.	Azim.	Incl.	Azim.	
1	220	80	270	55	13	190	52	297	35	90	TS
2	220	80	265	70	6	177	69	282	20	85	SS
3	220	80	270	65	8	184	64	289	25	90	SS
4	220	80	280	55	8	195	54	296	35	100	TS

میدان تنش می‌باشد. به عبارت دیگر تغییر میدان تنش از آزمون ۳۴۸/۳۳ به ۱۳/۲۵ باعث تغییر امتداد گسل‌ها از NW-SE به NNW-SSE شده و اگر جابجایی هم در امتداد گسل رخ نداده باشد زاویه (Rake) خطوط لغزش از ۳۰ درجه در جهت شمال به ۰ درجه بر روی صفحه گسل کاهش یافته است.

ب) تحلیل دینامیکی

بر روی سه امتداد اصلی گسل در سنگ‌های دگرگونی دو جهت تنش شناسایی شد. وجود گسل‌های نسل جدید با امتداد NNW-SSW که گسل‌های با امتداد NW-SE را بریده‌اند (شکل ۱۳) و تغییر زاویه خطوط لغزش از ۳۰ درجه با میل در جهت شمال تا ۰ درجه روی صفحات گسلی NW-SE (شکل ۸) نشان‌دهنده تغییر در جهت

جدول ۳. ویژگی‌های هندسی گسل‌های موجود در سنگ‌های گرانیتی منطقه مورد مطالعه به سن تریاس بالایی

Table 3. Geometric characteristics of faults in the Granitoid units of the study area of Upper Triassic age

No. Fault	Fault set	Station	Planes in Strike-Dip-Rake/Pitch format						Kinematic axes						R	Regime Index		
			Plane		Slip Line			Slip	P		B		T					
			Strike	Dip	Azim.	Plunge	Rake	Pitch	Sense	Incl.	Azim.	Incl.	Azim.	Incl.			Azim.	
1	NNW-SSE	G1	345	80	44	354	135	45	ID	22	42	44	155	38	294	0.5	TS	
2			345	80	39	353	140	40	ID	19	40	49	153	35	296	0.5	TS	
3			350	80	44	359	135	45	ID	22	47	44	160	38	299	0.5	TS	
4			350	80	39	358	140	40	ID	19	45	49	158	35	301	0.5	TS	
5			0	65	17	9	161	19	ID	5	228	59	129	31	321	0.5	SS	
6			345	80	34	352	145	35	ID	16	38	54	151	31	298	0.5	TS	
7			330	80	58	346	121	59	ID	28	36	30	144	46	271	0.5	TS	
8			330	80	29	335	151	29	ID	13	21	59	133	28	284	0.5	SS	
9			330	83	34	335	146	34	ID	18	22	55	140	29	282	0.5	SS	
10			135	80	29	309	-150	30	ND	28	1	59	152	13	264	0.5	SS	
11	NNW-SSE	G2	140	80	34	313	-145	35	ND	31	7	54	154	16	267	0.5	NS	
12			335	80	36	342	143	37	ID	17	28	52	142	32	287	0.5	TS	
13			140	75	28	311	-151	29	ND	31	3	57	165	9	268	0.5	SS	
14			130	80	24	305	-156	24	ND	24	355	64	151	9	261	0.5	SS	
15			120	80	29	295	-151	29	ND	28	346	59	137	13	249	0.5	SS	
16	NNE-SSW	G1	10	65	18	18	-20	20	NS	31	331	59	140	5	238	0.47	SS	
17			10	44	0	10	0	0	NS	31	335	44	100	31	225	0.47	XF	
18		G2	30	60	9	35	-10	10	NS	28	352	58	140	14	254	0.48	SS	
19			20	70	37	35	-40	40	NS	42	336	46	177	11	76	0.48	NS	
20		G3	20	75	48	37	-50	50	NS	45	330	38	188	20	81	0.3	NS	
21			10	60	13	182	15	15	IS	11	324	57	71	31	227	0.3	SS	
22		ENE-WSW	G2	75	65	11	80	-12	12	NS	26	35	62	192	9	300	0.43	SS
23				70	55	8	76	-10	10	NS	30	34	54	177	18	293	0.43	NS
24				60	40	10	229	15	15	IS	25	19	38	131	41	265	0.43	TS
25				60	50	7	234	9	9	IS	22	19	49	136	33	274	0.43	TS
26	70			90	15	70	0	0	NS	11	24	75	250	11	116	0.47	SS	
27	G3			85	85	29	262	29	29	IS	16	215	60	94	24	312	0.47	SS
28		80	90	15	261	0	0	IS	11	214	75	80	10	306	0.47	SS		

جدول ۴. ویژگی‌های هندسی گسل‌های موجود در واحدهای کنگلومرایی منطقه مورد مطالعه به سن ژوراسیک

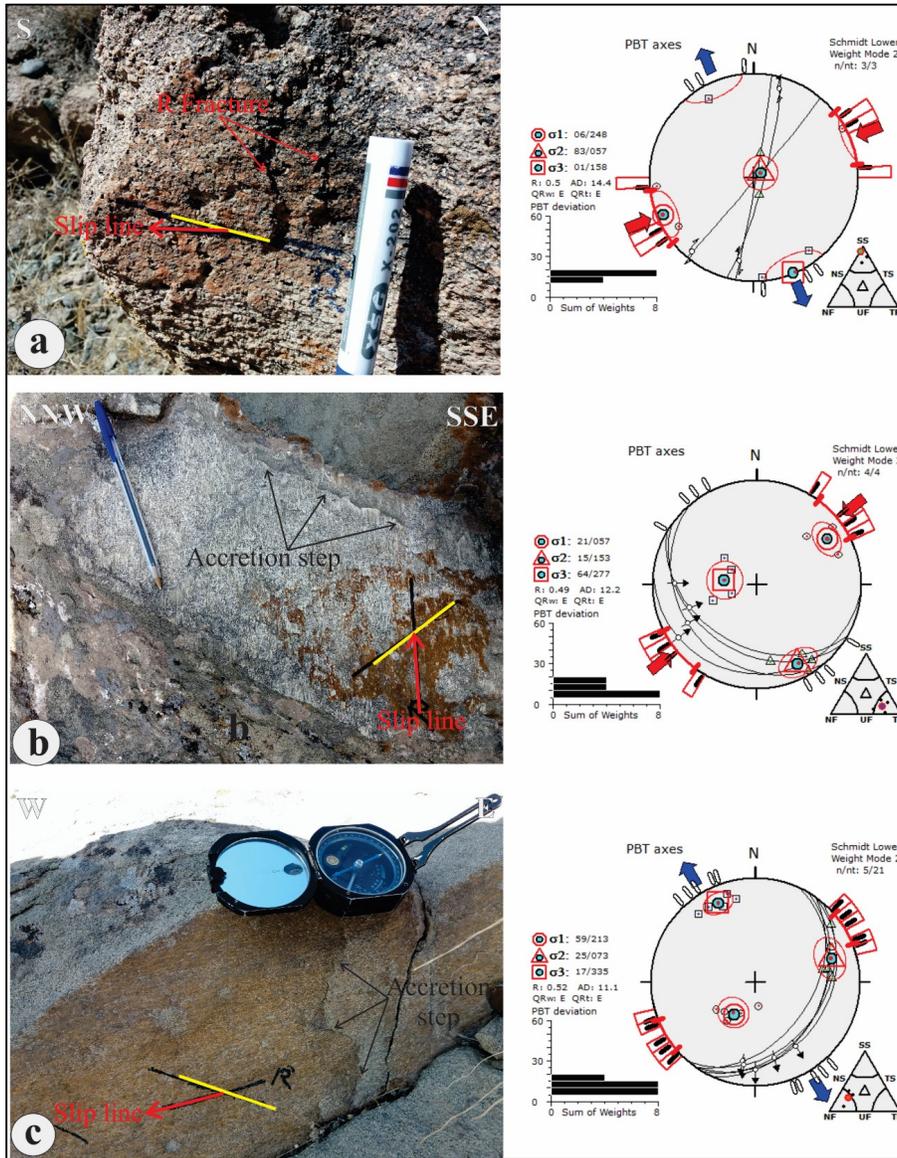
Table 4. Geometric characteristics of faults in the conglomerate units of the study area of Jurassic age

No. Fault	Fault set	Station	Planes in Strike-Dip-Rake/Pitch format						Kinematic axes						R	Regime Index		
			Plane		Slip Line			Slip	P		B		T					
			Strike	Dip	Azim.	Plunge	Rake	Pitch	Sense	Incl.	Azim.	Incl.	Azim.	Incl.			Azim.	
1	N-S	C1	60	75	29	232	30	30	IS	9	189	57	84	32	284	0.5	SS	
2		C3	95	15	10	236	40	40	IS	34	46	11	144	53	250	0.5	UF	
3			140	70	69	213	96	84	ID	25	225	6	318	65	60	0.5	TF	
4			190	40	9	359	-166	14	ND	41	35	39	262	26	149	0.5	NS	
5	NW-SE		C1	170	25	24	255	95	85	ID	21	77	2	346	69	251	0.45	TF
6		176		30	29	261	94	86	ID	16	83	2	352	74	254	0.45	TF	
7		C2	170	25	20	223	124	56	ID	24	54	14	318	62	200	0.45	TF	
8			15	82	12	16	168	12	ID	3	61	76	162	14	330	0.45	SS	
9		C4	40	88	8	220	-172	8	ND	7	265	82	54	4	175	0.45	SS	
10			10	88	20	190	-160	20	ND	15	237	70	15	13	143	0.45	SS	
11		C4	35	45	24	189	-145	35	ND	52	235	35	80	12	342	0.45	NS	
12			35	30	28	148	-110	70	ND	71	173	10	53	16	320	0.45	NF	
13			25	35	17	180	-150	30	ND	52	216	30	80	22	337	0.45	NS	
14			240	20	0	240	0	0	NS	42	221	20	330	42	79	0.45	UF	
15		C5	40	35	21	188	-142	38	ND	56	226	27	87	19	347	0.45	NF	
16			120	40	32	251	56	56	IS	10	53	21	147	67	300	0.45	TF	
17		NE-SW	C4	215	20	17	277	-63	63	NS	61	263	9	10	27	104	0.52	NF
18				125	35	22	271	40	40	IS	18	70	26	170	57	309	0.52	TF
19				30	35	26	166	-130	50	ND	63	205	22	65	16	328	0.52	NF
20				140	25	25	241	80	80	IS	20	58	4	149	69	250	0.52	TF
21	190			25	23	258	110	70	ID	19	37	9	304	69	191	0.52	TF	

جدول ۵. مشخصات هندسی چین و خطوط لغزش در واحد کنگلومرای

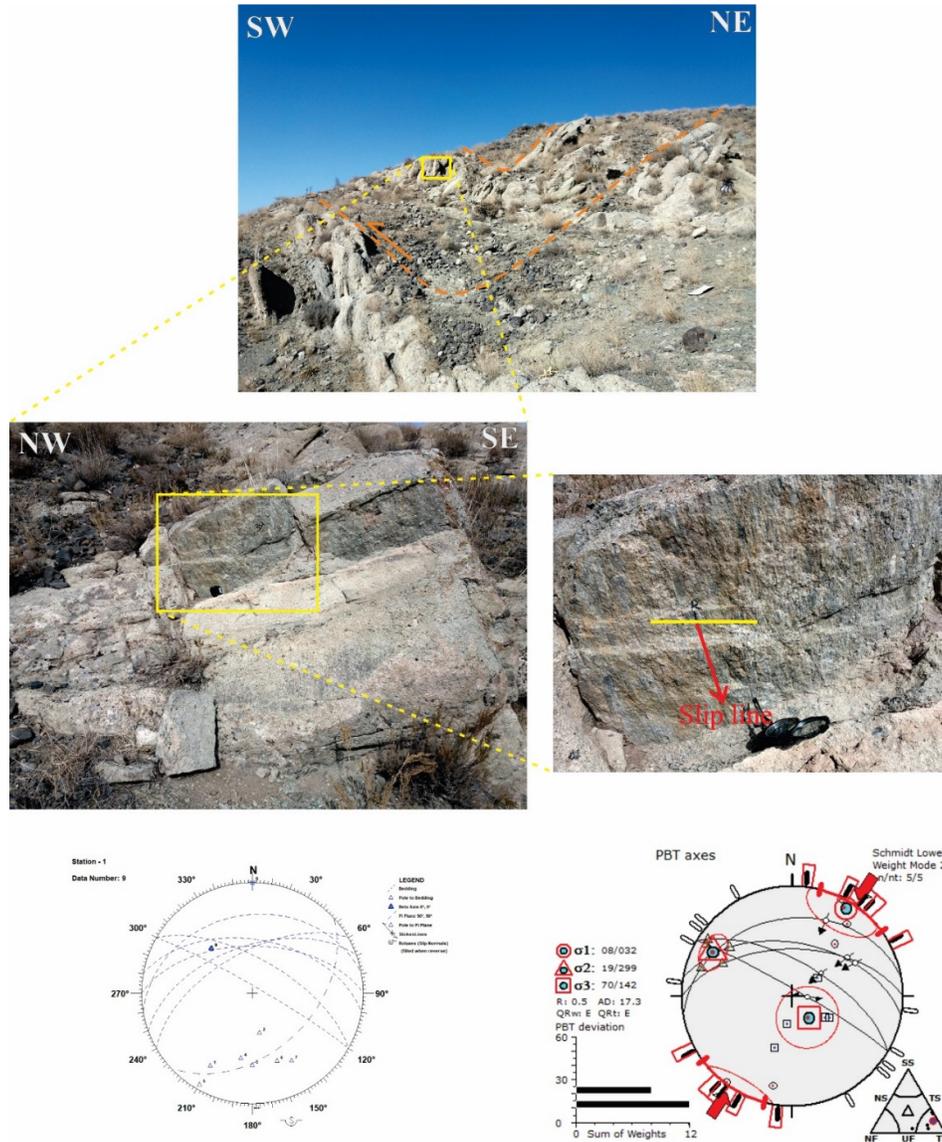
Table 5. Geometric characteristics of fold and slipline in Conglomerate Unit

No. Fault	Fault set	Station	Planes in Strike-Dip-Rake/Pitch format							Kinematic axes						R	Regime Index
			Plane		Slip Line			Slip Sense	P		B		T				
			Strike	Dip	Azim.	Plunge	Rake		Pitch	Incl.	Azim.	Incl.	Azim.	Incl.	Azim.		
1	WNW-ESE	C6	300	65	63	52	80	80	IS	18	192	15	287	67	54	0.5	TF
2			260	30	26	24	60	60	IS	2	27	31	295	58	120	0.5	TF
3			270	55	39	55	50	50	IS	2	217	29	308	61	123	0.5	TF
4			280	50	36	62	50	50	IS	39	39	10	301	49	199	0.5	TF
5			300	85	79	93	80	80	IS	19	37	9	304	69	191	0.5	UF



شکل ۱۴. (a) گسل‌های امتداد لغز شمالی- جنوبی با حرکت راست‌گرد در ایستگاه C3. (b) گسل‌های شمال‌غرب- جنوب‌شرق با شیب ۴۰ درجه به سمت جنوب‌غرب در ایستگاه C4 که دارای حرکت امتداد لغز با مؤلفه‌ی معکوس می‌باشد. (c) گسل‌های شمال‌شرقی- جنوب‌غربی با شیب ۳۵ درجه به سمت جنوب‌غرب در ایستگاه C4 که دارای حرکت راست‌گرد با مؤلفه‌ی نرمال است.

Fig. 14. a) North-south strike-slip faults with dextral motion at station C3, b) Northwest-southeast faults with a 40° slope to the southwest at station C4, which has strike-slip motion with a reverse component, c) Northeast-Southwest faults with a 35° slope to the southwest at station C4, which has a sinistral movement with a normal component.



شکل ۱۵. استریونت امتداد لایه‌ها در یک ناودیس در ایستگاه C6 و صفحه π ترسیم شده که در فاز دوم شکل گرفته است. جهت تنش لغزش میان لایه‌ای در بال جنوبی همان چین‌خوردگی (فاز سوم)

Fig. 15. The striation of the layer strike in a offset at station C6 and the π plane drawn in the (second phase). Direction of interlayer slip stress on the southern edge of the same folding (third phase)

باعث عریض شدن زون گسلی با این امتداد شده و خردشدگی زیادی در آن دیده می‌شود. پس از رسوبگذاری کنگلومرای قاعده‌ای سازند شمشک، بر اساس محور تنش بدست آمده $PI=047.45$ چین‌خوردگی‌هایی با امتداد عمومی شمال‌غربی- جنوب‌شرقی در منطقه تشکیل شده است. در ارتباط با این چین‌خوردگی‌ها، شکستگی‌های طولی و عرضی در چین‌خوردگی‌های منطقه شکل گرفته اند. با ادامه یافتن میدان تنش، گسل‌های معکوس شمالی- جنوبی و شمال‌غربی- جنوب‌شرقی با شیب ۳۵ درجه در جهت جنوب‌غرب شکل گرفته (شکل ۱۴a) و در جهت

بر روی سه امتداد اصلی گسل‌های موجود در گرانیتهای منطقه دو جهت تنش شناسایی شد. گسل‌های با امتداد ENE-WSW و NNW-SSE گسل‌های NNE-SSW را بریده و جابه‌جا نموده‌اند (شکل ۱۳). که نشان‌دهنده‌ی جوان بودن این دو امتداد نسبت به امتداد NNE-SSE می‌باشد و با توجه به جهت‌های تنش بدست آمده و جابه‌جایی‌های ذکر شده بر روی این امتدادها می‌توان گفت که جهت تنش با آزیموت $335/32$ قدیمی‌تر از جهت تنش $029/13$ می‌باشد. همچنین تغییر جهت در میدان تنش باعث حرکت مجدد گسل‌های NNW-SSE شده است که

می‌شود (شکل ۱۶). در برخی لایه‌های کنگلومرای، کاهش تدریجی اندازه دانه‌ها به سمت بالا دیده می‌شود. گراول‌ها اغلب گرد شده تا نیمه‌گرد شده‌اند و بزرگ‌ترین قطعه آواری در این رخساره بیش از ۴ سانتی‌متر اندازه دارد.

رخساره سنگی^۲ (Gt): این رخساره با عدسی‌های میکروکنگلومرای دارای لایه‌بندی مورب عدسی‌شکل^۴ مشخص می‌شود (شکل ۱۷). این عدسی‌ها با ستبرای ۳۰ تا ۵۰ سانتی‌متر در میان واحدهای کنگلومرای قرار گرفته‌اند. رخساره Gt در مقایسه با Gcm و Gh فراوانی کمتری دارد.

شرایط رسوب‌گذاری

بر پایه رخساره‌های شناسایی‌شده و ویژگی‌های بافتی و ساختی نهشته‌های کنگلومرای ژوراسیک، این رخساره‌ها در محیط رودخانه‌ای بریده‌بریده و مخروط‌افکنه تفسیر می‌شوند.

معیارهای این تفسیر عبارت‌اند از:

- ✓ نبود فسیل به‌دلیل ماهیت اکسیدکننده محیط رسوبی،
- ✓ سیمان هماتیته ناشی از فرایندهای دیازنزی و فراوانی اکسید آهن در محیط‌های رودخانه‌ای و غیردریایی،
- ✓ گردشگی تا نیمه‌گردشدگی گراول‌ها که بیانگر حمل طولانی مدت از ناحیه منشأ است،
- ✓ وجود فابریک ایمبریکاسیون که نشان‌دهنده جریان دیرینه یک‌جهته است.

کنگلومراهای دانه‌پشتیبان با گستره دانه‌ای زیاد، معمولاً معرف محیط‌های پراثرژی رودخانه‌ای و بریده‌بریده هستند که معمولاً در کف کانال یا قسمت‌های پایینی سدهای گراولی تشکیل می‌شود (سایدیکی و روبرت، ۲۰۱۰؛ کوکا، ۲۰۱۱). همچنین، نبود رسوبات گلی دشت‌سیلابی، فراوانی بار بستر در اندازه پیل تا گُبل، وجود گراول‌هایی در حد بولدر و تداوم جانبی لایه‌های کنگلومرای از شواهدی است که این محیط رودخانه‌ای را از نوع متاندری متمایز می‌کند. حالت توده‌ای این رخساره به دلیل تشکیل در شرایط انرژی بالای جریان و جریان‌های آشفته است (کوستیک و همکاران، ۲۰۰۵). رودخانه‌های بریده‌بریده با کانال‌های پهن، تغییر مکان سریع رسوبات و جابه‌جایی مداوم کانال‌ها مشخص می‌شوند. رخساره Gcm با حالت توده‌ای و سطح

عمود بر این میدان تنش کشش اعمال شده باعث القای حرکت بر روی شکستگی‌های طولی با امتداد شمال‌شرقی - جنوب‌غربی با شیب به سمت جنوب‌شرق و حرکت نرمال بر روی آن‌ها شده است (شکل ۱۴b). آزمون جهت تنش خطوط لغزش میان لایه‌ای با آزمون جهت تنش مسبب چین‌خوردگی متفاوت بود. این جهت تنش چون پس از چین‌خوردگی ایجاد شده، جدیدتر از میدان تنش مسبب چین‌خوردگی بوده و می‌تواند مربوط به فاز سوم تنش در منطقه باشد (شکل ۱۵).

۶- مطالعات صحرایی نهشته‌های کنگلومرای

بررسی‌های صحرایی منجر به شناسایی سه رخساره سنگی شد که ویژگی‌های رسوبی آن‌ها به شرح زیر است:

رخساره سنگی^۱ (Gcm): این رخساره با گراولی دانه‌پشتیبان و با گستره دانه‌ای بیشتر، به‌صورت توده‌ای و برجسته‌تر از سایر رخساره‌ها در صحرا دیده می‌شود. رخساره Gcm گسترش جانبی وسیعی داشته و بخش عمده‌ای از نهشته‌های آواری سازند شمشک را تشکیل می‌دهد. قطر دانه‌ها در این کنگلومرا از ۲ سانتی‌متر تا بیش از ۲۰ سانتی‌متر متغیر است. ماتریکس ماسه‌ای سبز تا قرمز رنگ با سیمان هماتیته و ترکیب قطعات درشت آواری شامل گرانیت، تونالیت، گرانودیوریت، سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و حدواسط، قطعات افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی است. گراول‌ها اغلب گرد شده تا نیمه‌گرد شده‌اند و شکل کروی تا بیضوی دارند، هرچند برخی ذرات شکل نامنظم نشان می‌دهند. اندازه دانه‌ها از پیل تا بولدر تغییر می‌کند به دلیل وجود ترکیب متنوع قطعات آواری، این کنگلومرا از نوع پلی‌میکتیک است (تاکر، ۲۰۰۱ و نیکولاس، ۲۰۰۹).

در نتیجه، کنگلومرای سازند شمشک نوعی ارتوکنگلومرای پلی‌میکتیک با فابریک ایمبریکاسیون به شمار می‌آید (شکل‌های ۱۶ و ۱۷). ساختار کانالی از ویژگی‌های بارز این نهشته‌هاست که در قاعده آن لایه‌بندی عدسی دیده می‌شود. برخی کانال‌ها به صورت میکروکنگلومرا با گسترش جانبی محدود تشکیل شده‌اند (شکل ۱۸).

رخساره سنگی^۲ (Gh): این رخساره ارتوکنگلومرای پلی‌میکتیک با لایه‌بندی افقی است. در بخش‌هایی از آن، مشابه رخساره Gcm، فابریک ایمبریکاسیون مشاهده

³ Trough-Cross-Bedded Gravel Clast-Supported

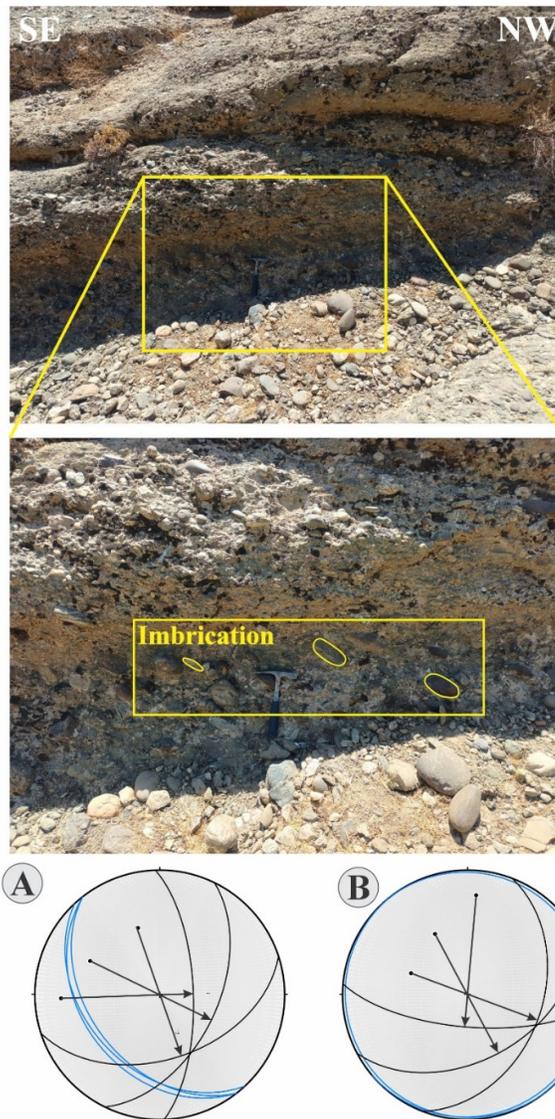
⁴ trough cross bedding

¹ Clast-Supported, Massive Gravel

² Horizontally Stratified Gravel Clast-Supported

(ایمبریکاسیون) می‌تواند در اثر مهاجرت سدهای طولی و یا به شکل رسوبات باقی مانده در کف کانال تشکیل شود (مایل، ۲۰۱۴). در ایستگاه ۸ در کنگلومرای نسل سوم که به سن ژوراسیک میانی است، شکستگی و جابجایی در دانه‌های کنگلومرا دیده می‌شود (شکل ۱۷) که نشان‌دهنده تاثیر فازهای زمین‌ساختی پس از رسوب‌گذاری کنگلومرا می‌باشد.

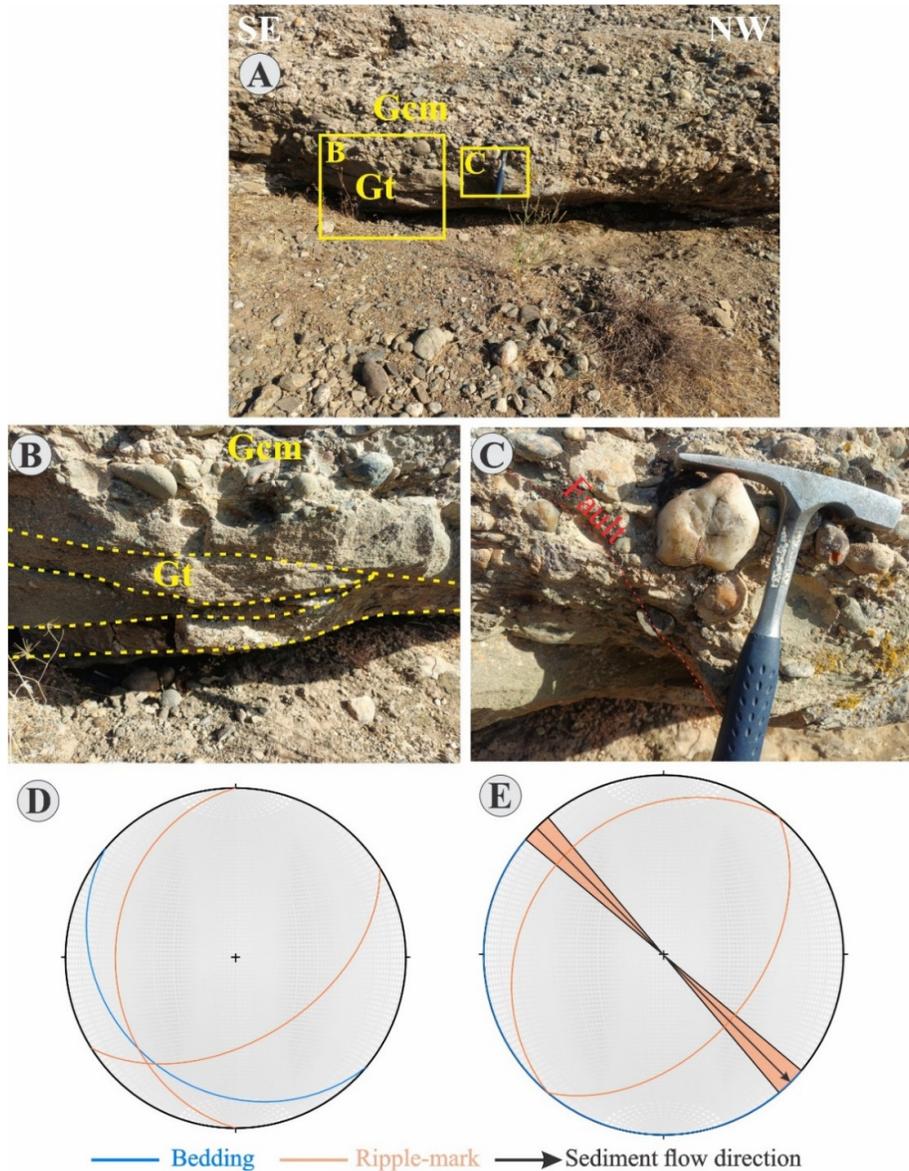
زیرین فرسایشی، نشان‌دهنده تنشست در جریان‌های آشفته و کانال‌های گراولی بریده‌بریده است. رخساره Gt با لایه‌بندی مورب عدسی و قاعده فرسایشی، بازتابی از انرژی بالای جریان در محیط‌های قاره‌ای نظیر رودخانه‌های بریده‌بریده و مخروط‌افکنه است، جایی که سدهای درون‌کانال به صورت پرکننده‌های کانال‌های فرعی گراولی شکل می‌گیرند (ترکمن و همکاران، ۲۰۰۷ و مایل، ۲۰۱۴). همچنین رخساره Gh همراه با جهت‌یافتگی دانه‌ها



— Bedding — Imbrication Plane — Sediment flow direction

شکل ۱۶. رخساره سنگی دانه‌پشتیبان Gh همراه با ایمبریکاسیون در ایستگاه ۷. A) وضعیت دانه‌های جهت یافته تخت در حالت کنونی لایه‌بندی، B) وضعیت دانه‌های جهت یافته تخت در حالت افقی بودن همان لایه‌بندی. جهت جریان رسوبات به سمت جنوب شرق می‌باشد.

Fig. 16. Facies of the Gh supporting grain with imbrication at Station 7, A) The condition of the flat-oriented grains in the current state of bedding, B) The condition of the flat-oriented grains in the horizontal state of the same bedding. The direction of sediment flow is to the southeast.



شکل ۱۷. A) دورنمایی از لایه‌بندی کنگلومرا در ایستگاه ۸ B) رخساره سنگی دانه‌پشتیبان Gcm با قاعده فرسایشی همراه با رخساره Gt در قاعده آن B) در ایستگاهی نزدیک از رخساره Gt که در زیر رخساره Gcm قرار دارد، C) دانه رسوبی که توسط یک گسل جابجایی در آن رخ داده است، D) وضعیت ریبلمارک در حالت کنونی لایه‌بندی، E) وضعیت ریبلمارک در حالت افقی بودن لایه‌بندی. جهت جریان رسوبات به سمت جنوب‌شرق می‌باشد.

Fig. 17. A) View of conglomerate layering at Station 8 B) Gcm supporting grainstone facies with erosional base with Gt facies at its base C) Close-up of Gt facies underlying Gcm facies, D) Ripple mark position in current layering, E) Ripple mark position in horizontal layering. Sediment flow direction is southeast.

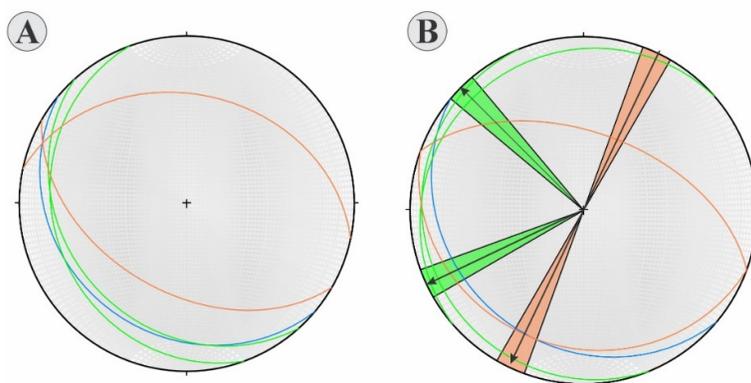
۷- بحث

نئوتتیس می‌باشد. فاز سوم با آزمون ۰۲۹/۳۱ که در سنگ‌های دگرگونی، گرانیت و کنگلومرا نیز دیده شد مربوط به آلپ پایانی و همزمان با باز شدن ریفت شرق آفریقا اتفاق افتاده است (شکل‌های ۱۹ و ۲۰). تغییرات جهت تنش در این فاصله زمانی، نشان می‌دهد که قطب اول حرکت صفحات برای این دو فاز یکسان نبوده و این دو فاز مربوط به همگرایی در دو نقطه مختلف می‌باشد.

تعداد ۳ فاز تنش برای کل منطقه تفکیک گردید. تعداد ۳ فاز در سنگ‌های دگرگونی و گرانیتی و ۲ فاز در واحد کنگلومرای تفکیک گردید. جهت تنش فاز اول دارای آزمون ۳۳۵/۳۲ مربوط به رخداد سیمین و بسته شدن پالتوتتیس و فاز دوم همزمان با چین‌خوردگی با آزمون ۰۴۷/۲۵ مربوط به فاز آلپ آغازین همزمان با باز شدن

آن‌ها بیانگر تشکیل در محیط‌های پارانرژی رودخانه‌ای بریده‌بریده و مخروط‌افکنه است. ترکیب متنوع قطعات آواری، فابریک ایمبریکاسیون و نبود رسوبات دشت‌سیلابی از شواهد کلیدی این محیط رسوب‌گذاری به شمار می‌روند و در سیستم حوضه فورلند و رسوب‌گذاری مرتبط با کوازهایی سیمین تشکیل شده‌اند (شکل ۲۱) (رحیمی و قائمی، ۱۳۹۳). جهت حرکت رسوبات براساس مشاهدات صحرائی از شمال به جنوب بوده است.

همچنین جهت تنش فاز دوم بخاطر امتداد NE-SW باعث ایجاد راندگی‌ها در بینالود شده در حالی که در فاز سوم که جهت تنش NNE-SSW می‌باشد، نسبت به گسل‌های منطقه زاویه داشته و باعث القای حرکت امتدادلغز در بینالود و بخش‌های جنوبی‌تر شده که در مطالعات شیخ‌الاسلامی (۲۰۱۹) به آن اشاره شده است. نهشته‌های کنگلومرایی سازند شمشک شامل سه رخساره اصلی (Gt و Gh، Gcm) هستند که ویژگی‌های رسوبی



— Bedding — Cross-Bedding — Ripple-mark

→ Sediment flow direction

شکل ۱۸. A) نمای از واحدهای کنگلومرایی و کانال در بین رخساره سنگی Gcm در ایستگاه ۹ که از ذرات ریزتری تشکیل شده است، B) وضعیت لایه‌بندی و ساخت رسوبی کراس بدینگ و ریپل‌مارک در حالت کنونی، C) وضعیت ساخت رسوبی کراس‌بدینگ و ریپل‌مارک در حالت افقی بودن همان لایه‌بندی. جهت جریان رسوبات به سمت جنوب‌غرب و شمال‌غرب می‌باشد.

Fig. 18. A) View of conglomerate and channel units among the Gcm rock facies at Station 9, which is composed of finer rock particles, B) Current state of bedding, cross-bedding, and ripple marks, C) Horizontal state of cross-bedding, and ripple marks of the same bedding. The direction of sediment flow is southwest and northwest

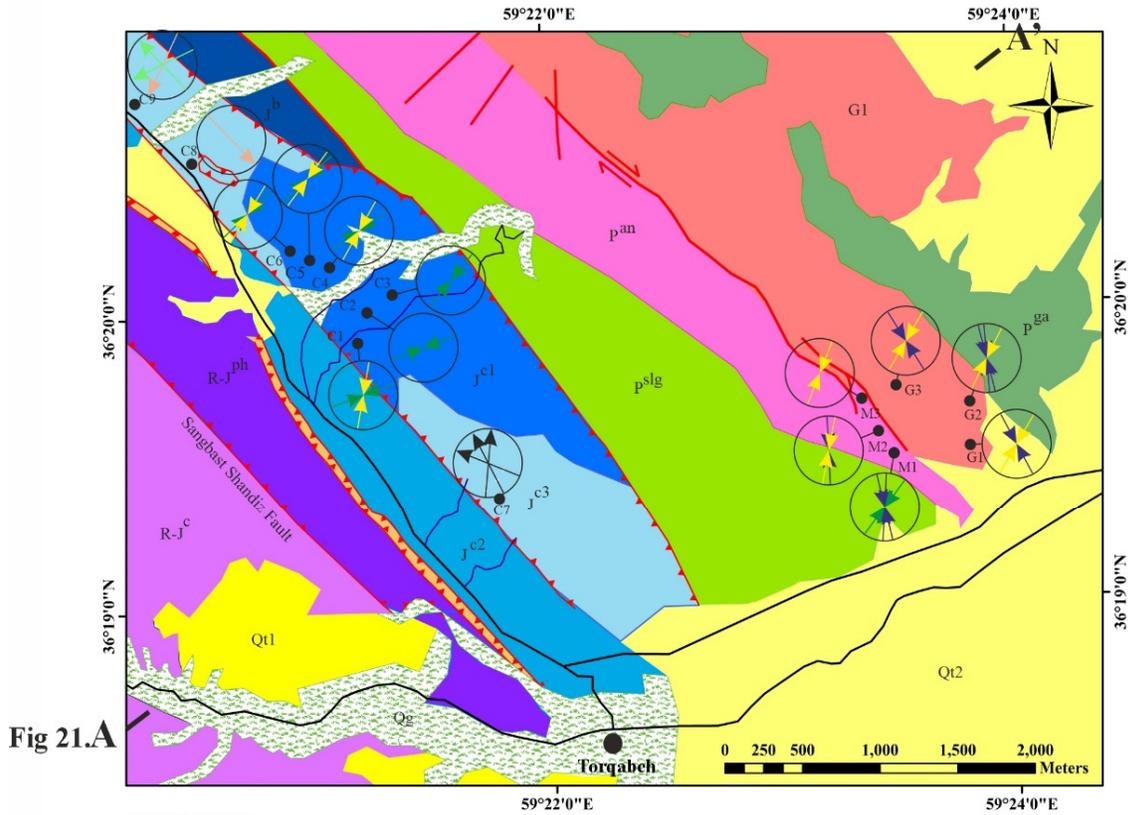


Fig 21.A

LEGEND

Cenozoic	Quaternary	Qg	Gardesand forest	Major Road	Major Fault	
		Qt2	Younger terrace deposits			Strike slip Fault
Qt1		Old terrace deposits	Thrust Fault			
Mesozoic	L. Jurassic M. Jurassic	J^c3		Well sorted, thick -bedded polymictic conglomerates with mainly quartz-pebble, sandstones, grey green silty shales with plant remnants	City	
		J^c2		Medium-thick bedded polymictic conglomerate with mainly interbedded With green gray sandstones, siltstones and shale and a few coal and plant remnants		
		J^b	Sedimentary breccia, buffy sandstones			
		J^c1	Poorly sorted polymictic conglomerates with mainly ophiolitic and granitoid boulders and cobbles			
	Tri. Jur	TR-J^ph	Phyllites -slates, slightly metamorphosed shales and sandstones With quartz lenses and veins	End Alpine Orogeny		
TR-J^c	Thick-bedded, slightly metamorphosed polymictic conglomerates, conglomeratic sandstones, sandstones and silty shales	Middle Alpine Orogeny				
Paleozoic	Pre Lower Jurassic		G1	Biotite granodiorites	Cimerian Orogeny	
		p^slg	Fine grained metamorphosed turbidite sequense including slates, phyllites, schistes,			
	p^ga	Grey garnet-mica schists, mica schists and phyllite with green slates and metasandstones				
	p^an	Andalozite-Garnet schistes, metasandstones and micaschistes				
Permian	p^l	Pre-norian recrystallized and buff limestones	Imbrication			
				Ripple mark		
					Cross-bedding	

شکل ۱۹. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (مافی، ۲۰۱۲؛ قائمی، ۲۰۰۷) و جهت تنش بیشینه مربوط به هر ایستگاه

Fig. 20. Geological map of the studied area (Mafi, 2012; Ghaemi, 2007) and the direction of the maximum stress corresponding to each station



شکل ۲۰. الف) مرحله اول تنش: حرکت به سمت شمال صفحه ایران مرکزی پس از تریاس، بر اساس داده‌های دیرینه‌مغناطیسی (سافل و همکاران، ۱۹۹۶). ب) مرحله دوم تنش: کشیده شدن صفحه و حرکت به سمت شرق - شمال شرق به زیر صفحه ایران مرکزی پالئوسن تا الیگوسن (بوسورس و همکاران، ۲۰۰۵). ج) مرحله سوم تنش: گسترش پشته اقیانوسی میانی دریای سرخ و خلیج عدن به سمت شمال شرقی در میوسن تا عهده حاضر (بوسورس و همکاران، ۲۰۰۵). نقشه دیرینه جغرافیایی با ترسیم شده از بریر و همکاران (۲۰۰۸)، استامپفلی (۲۰۰۰) و زانگ و همکاران (۲۰۲۳)

Fig. 20. a) The first phase of tension: Northward movement of the central Iranian subcontinent after the Triassic, based on paleomagnetic data (Soffel et al., 1996); b) The second phase of tension: Slab pull to East-North-East under the Central Iran plate Paleocene to Oligocene (Bosworth et al., 2005), c) The third phase of tension: Oprning the mide oceanic ridge red sea and Guulf of Adean to North-East in the Miocene to Recent (Bosworth et al., 2005). Paleogeographical map Redraawn from (Barrier et al., 2008; Stampfli, 2000; Zhang et al., 2023)

۸- نتیجه گیری

۲. فاز اول در هر سه واحد دگرگونی و گرانیتی دیده شده و فاز دوم و سوم در هر سه واحد دگرگونی، گرانیتی و کنگلومرایی مشاهده گردیده است.
 ۳. فاز اول با آزیموت و میل ۳۳۵/۳۲ مربوط به رویداد سیمیرین و همزمان با بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس، فاز دوم همزمان با چین خوردگی با آزیموت و میل ۰۴۷/۲۵ مربوط به فاز آلپ‌آغازین و همزمان با باز شدن

پس از بررسی‌های میدانی گسل‌های موجود در منطقه، در یک توالی زمانی از قدیم به جدید نتایج زیر حاصل شد.
 ۱. تعداد سه فاز تنش در منطقه مورد مطالعه تفکیک گردید که دو فاز در سنگ‌های دگرگونی و گرانیتی مشابه و فاز سوم در کنگلومرای شمشک بدست آمد.

۶. شناسایی رخساره‌های سنگی Gh، Gt، Gcm و حاکای از تشکیل و ته‌نشست این رخساره‌ها در محیط‌های مخروط‌افکنه و رودخانه بریده‌بریده است. که تحت سیستم فرسایش و رسوب‌گذاری در حوضه فورلند شکل گرفته‌اند که در مطالعات پیشین به آن اشاره گردیده است. جهت حرکت رسوبات براساس مشاهدات صحرایی از شمال به جنوب بوده است.

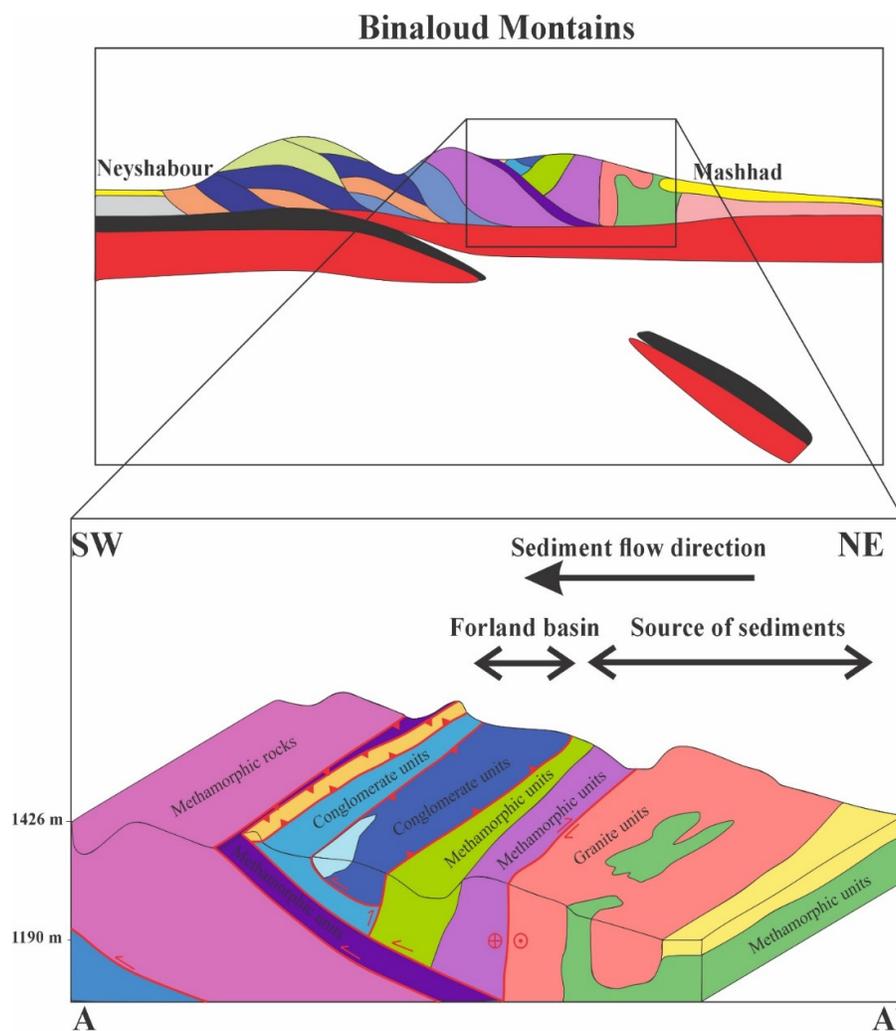
۹- تقدیر و تشکر

این مقاله بخشی از نتایج تحقیقات انجام شده در دوره کارشناسی ارشد نویسنده اول در دانشگاه فردوسی مشهد است (شماره طرح: ۳۹۲۲۷). بدینوسیله از همه کسانی که در ارائه این پروژه مرا یاری کردند، تشکر و قدردانی می‌گردد.

نئوتتیس می‌باشد و فاز سوم با آزیموت و میل ۰۲۹/۳۱ که در سنگ‌های دگرگونی، گرانیت و کنگلومرا نیز دیده شد مربوط به آلپ‌پایانی و همزمان با باز شدن ریفت شرق آفریقا اتفاق افتاده است.

۴. به خاطر عدم ثبت فاز اول در کنگلومرای شمشک، پایان رویداد سیمیرین قبل از ژوراسیک و نهشته شدن کنگلومرای شمشک بوده است.

۵. جهت تنش فاز دوم بخاطر امتداد NE-SW باعث ایجاد راندگی‌ها در بینالود شده در حالی که در فاز سوم که جهت تنش NNE-SSW می‌باشد، نسبت به گسل‌های منطقه زاویه داشته و باعث القای حرکت امتدادلغز در بینالود و بخش‌های جنوبی‌تر شده است.



شکل ۲۱. موقعیت حوضه رسوبی پیش‌بوم در برش AA' از شکل ۱۹ (با اندکی تغییر از قائمی، ۲۰۰۷؛ مافی، ۲۰۱۲؛ شیخ‌الاسلامی و همکاران، ۲۰۱۹)
 Fig. 21. Location of the forland basin in section AA' of figure 19 (slightly modified from Ghaemi, 2007; Mafi, 2012; Sheikholeslami et al., 2019)

References

- Abdelaziz, R., Abdel-Rahman, Y., Wilhelm, S (2018) Landsat-8 data for chromite prospecting in the Logar Massif, Afghanistan. *Heliyon*, 4(2): 1–18.
- Alavi, M (1979) The Virani ophiolite complex and surrounding rocks. *Geologisch Rundschau*, 68(1): 334–341
- Alavi, M (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in Northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 983–992.
- Alavi, M (1992) Thrust tectonics of the Binalood region, NE Iran. *Tectonophysics*, 11: 360–370. <https://doi.org/10.1029/91TC02217>.
- Alizadeh, H (2009) Structure, geometry and formation of fractures in Derakhte-e-Bid tonalite, west of Mashhad, northeast Iran (Master's Thesis). Damghan University, Damghan. (In Persian).
- Angelier, J (1984) Tectonic analysis of fault slip data sets. *J Geophys Res Solid Earth*, 89: 5835–5848.
- Angelier, J (1990) Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys J Int*, 103: 363–376.
- Angelier, J (1994) Fault slip Analysis and Paleostress Reconstruction. In Hancock, P (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon Press, Oxford, 53–100p.
- Bott, M. H. P (1959) The mechanism of oblique slip faulting. *Geol Mag*, 96: 109–117. <https://doi.org/10.1017/S0016756800059987>.
- Bosworth, W., Huchon, P., McClay, K (2005) The Red Sea and Gulf of Aden basins. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 334–378. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.07.020>.
- Boulin, J (1988) Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions. *Tectonophysics*, 148: 253–278. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90134-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90134-5).
- Barrier, E., Vrielynck, B., Bergerat, F., Brunet, M.F., Mosar, J., Poisson, A., Marc, S (2008) Palaeotectonic maps of the Middle East: tectono-sedimentary-palinspastic maps from Late Norian to Pliocene, 1–15.
- Carey, E., Brunnier, M. B (1974) Analyse theoriqueet numerique du modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une population de failles. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences*, 279: 891–894.
- Chang, C. P., Angelier, J., Lee, T. Q., Huang, C. Y (2003) From continental margin extension to collision orogen: structural development and tectonic rotation of the Hengchun peninsula, southern Taiwan. *Tectonophysics*, 361: 61–82. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00561-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00561-9).
- 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: 1–38.
- Deyhimi, M., Kananian, A., Mirnejad, H., Sepidbar, F., Vlastelic, I., Paquette, J.L., Barbarin, B (2020) Zircon U–Pb geochronology, major-trace elements and Sr–Nd isotope geochemistry of Mashhad granodiorites (NE Iran) and their mafic microgranular enclaves: evidence for magma mixing and mingling. *International Geology Review*, 62(13-14): 1615–1634.
- Doblas, M (1998) Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 187–197. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00120-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00120-6).
- Ershadinia, M., Ghaemi, F., Homam, S. M (2023) Permian to recent tectonic evolution of the Palaeotethys suture zone in NE Iran. *J Asian Earth Sci*, 251: 105658. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2023.105658>.
- Etchecopar, A., Vasseur, G., Daignieres, M (1981) An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J Struct Geol*, 3: 51–65. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(81\)90056-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(81)90056-0).
- Gephart, J. W., Forsyth, D. W (1984) An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence. *J Geophys Res Solid Earth*, 89: 9305–9320.
- Ghaemi, F (1992) Geological and structural survey of the northeastern elevations of Neishabur–Binalud (Baghshen Gach Quadrangle) (Master's Thesis). Shahid Beheshti University, Tehran. (In Persian).
- Ghaemi, F (2007) Geological map of Mashhad. Geological Survey of Iran, scale 1:25,000. (In Persian).
- Ghaemi, F., Rahimi, B (2014) Sedimentation in connection with thrust tectonics in the Binalud Mountains. *Sedimentary Facies Research Journal*, 7: 218–235. (In Persian).
- Ghazi, A. M., Hassanipak, A. A., Tucker, P. J., Mobasher, K., Duncan, R. A (2001) Geochemistry and ⁴⁰Ar–³⁹Ar ages of the Mashhad Ophiolite, NE Iran: a rare occurrence of a 300 Ma (Paleo-Tethys) Oceanic Crust. In: AGU Fall Meeting Abstracts, V12C-0993.
- Ghodsi, J (2018) Structural analysis of the Mashhad metamorphic complex in the Khalaj area (Master's Thesis). Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad. (In Persian).
- Karimpour, M. H., Large, R (1992) Geochemistry and origin of Mashhad granite masses and comparison with Australian tin mines. *First East Iran Symposium, Mashhad*, 47–54. (In Persian).
- Karimpour, M. H., Farmer, L., Ashouri, C., Saadat, S (2006) Major, trace and REE geochemistry

- of paleo-Tethys collision-related granitoids from Mashhad, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 17(2): 127-145.
- Karimpour, M. H., Stern, C. R., Farmer, G. L. (2010) Zircon U–Pb geochronology, Sr–Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran. *J Asian Earth Sci*, 37: 384–393.
- Kostic, B., Becht, A., Aigner, T. (2005) 3D sedimentary architecture of a Quaternary Gravel Delta (SW Germany), implications for hydrostratigraphy. *Sedimentary Geology*, 181(29): 143–171.
- Koykka, J. (2011) The Sedimentation and Paleohydrology of the Mesoproterozoic Stream Deposits in a Strike-slip Basin (Svinsage Formation), Telemark, Southern Norway. *Sedimentary Geology*, 236: 239–255. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.01.010>.
- Lewis, D.W., McConchie, D. (1994) *Analytical Sedimentology*, Champan & Hall, London, 197p
- Lisle, R. J. (1989) Paleostress analysis from sheared dike sets. *Geol Soc Am Bull*, 101: 968–972.
- Mafi (2012) Geological map of Torqabeh. Geological Survey of Iran, scale 1:25,000. (In Persian).
- Majidi, B. (1978) Etude pétrostructurale de la région de Mashhad (Iran). Les problèmes des métamorphites, serpentinites, et granitoïdes hercyniens (Doctoral dissertation). Université scientifique et médicale, Grenoble.
- Miall, A. D. (2014) *Fluvial Depositional Systems*, Springer, Berlin, 316p.
- Nichols, G. (2009) *Sedimentology and Stratigraphy*, Wiley-Blackwell, Second Edition, 419p.
- Poursoltani, M. R., Soltani Mah-Abad, M., Ghaemi, F. (2021) Depositional environment of Jurassic deposits in the Binalud basin based on provenance and paleotectonic setting, northwest of Mashhad, Iran. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 37(4): 103–134. (In Persian).
- Rahimi, B. (1992) Structural analysis of Binalud elevations in the east and northeast of Neyshabur (Darroud Quadrangle) (Master's Thesis). Tarbiat Moalem University, Tehran. (In Persian).
- Rahimi, B., Ghaemi, F. (2014) Sedimentation related to thrust tectonics of the Binalud Mountains. *Scientific Semiannual Journal of Sedimentary Facies*, 7(2): 218–235. <https://doi.org/10.22067/sed.facies.v7i2.31482> (In Persian).
- Riedel, W. (1929) Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie*, B: 354–368
- Sheikholeslami, M. R., Oberhänsli, R., Ghassemi, M. R. (2019) Transpression tectonics in the eastern Binalud Mountains, northeast Iran; Insight from finite strain analysis, vorticity and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *J Asian Earth Sci*, 179: 219–237. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2019.04.014>
- Siddiqui, A., Robert, A. (2010) Thresholds of erosion and sediment movement in bedrock channels. *Geomorphology*, 118(14): 301–313. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.01.011>.
- Soffel, H. C., Schmidt, S., Davoudzadeh, M., Rolf, C. (1996) New palaeomagnetic data from Central Iran and a Triassic palaeoreconstruction. *Geologische Rundschau*, 85: 293–302.
- Stampfli, G. M. (1996) The intra-Alpine terrain: a Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 89: 13–42
- Stampfli, G. M. (2000) Tethyan oceans. *Geological Society, London, Special Publications*, 173: 1–23. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.173.01.01>
- Taheri, J., Ghaemi, F. (1994) Geological map of Mashhad. Geological Survey of Iran, scale 1:100,000. (In Persian).
- Tija, H. D. (2014) Fault-Plane Markings as Displacement Sense Indicators. *Indonesian Journal on Geoscience*, 1: 151–163. <https://doi.org/10.17014/ijog.1.3.151-163>.
- Tucker, M. E. (2001) *Sedimentary Petrology*, Blackwell, Oxford, 272p.
- Türkmen, İ., Aksoy, E., Taşgin, C. K. (2007) Alluvial and lacustrine facies in an extensional basin: The Miocene of Malatya basin, eastern Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(1): 181–198.
- Wallace, R. E. (1951) Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J Geol*, 59: 118–130. <https://doi.org/10.1086/625831>.
- Wilmsen, M., Fürsich, F. T., Taheri, J. (2009a) The Shemshak Group (Lower–Middle Jurassic) of the Binalud Mountains, NE Iran: stratigraphy, facies and geodynamic implications. In Brunet, M. F. <https://doi.org/10.1144/sp312.8>.
- Wilmsen, M., Fürsich, F. T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. R., Taheri, J. (2009) The Cimmerian Orogeny in northern Iran: Tectono-stratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova*, 21(3): 211–218.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A., Sabouri, J. (2009) The Eo-Cimmerian (Late Triassic) orogeny in North Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 312: 31–55. <https://doi.org/10.1144/SP312.3>.
- Zhang, L., Deng, J., Sun, S., Sui, Q., Wang, K., Sun, W. (2023) Subduction of the Neo-Tethys ridge beneath the Eurasian continent during the Cretaceous. *Ore Geol Rev*, 154: 105302. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105302>.

Sedimentary evidence of the Paleotethys collision in relation to the tectonic phases and paleogeography of the Binalud Mountain Range (Torqaba region: northeast Iran, southwest of Mashhad)

H. R. Ahmadzadeh¹, F. Ghaemi^{2*}, V. Yahya Sheibani³ and E. Zamanian⁴

1- M. Sc. (graduated), Dept., of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University, Mashhad, Iran

2- Prof., Dept., of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University, Mashhad, Iran

3- Dept., of Geology, Payam Noor University, Tabas Center, Director of Tabas Global Geopark, Tabas, Iran

4- Expert in charge of geological heritage, studies, geosites and geological protection of Tabas Global Geopark, Tabas, Iran

* fghaemi@um.ac.ir

Received: 2025.9.12 Accepted: 2025.11.22

Abstract

The Binalud mountain range with WNW-ESE extension in northeastern Iran is a place that has well preserved all the structural evidences of the Paleotethys collision. Numerous previous studies have investigated paleostress and its relationship with the tectonics and sedimentation of the Paleotethys. The distinction of this research, however, lies in correlating the orientations of the principal stresses obtained with global-scale stress directions. In this study, after separating the paleostress phases, analyzing the paleogeography, studying the lithic and sedimentary units, and attributing them to the convergence that occurred in the Paleotethys, the forland basin was identified. After field studies in Torqabeh region, three phases were separated in metamorphic units of Permian age, granite of Upper Triassic-early Jurassic age and conglomerate of Jurassic age. The first phase of tension with azimuth 32/335 is related to Cimmerian and the closure of Paleotethys, the second phase with azimuth 25/047 is related to the Middle Alps and coincides with the convergence of Neotethys at the location of Urmia-Dokhtar arc, and the third phase with azimuth 31/032 is related to the late Alps it happened with the opening of the Red Sea and the Gulf of Aden and the north-northeast movement of the Arabian Plate towards Iran. Also, the study of Jurassic conglomerate deposits led to the identification of Gcm, Gh, and Gt rock facies, which, based on previous studies, were formed in an alluvial fan sedimentary system and incised rivers under the erosion and sedimentation system in the forland basin.

Keywords: Paleogeography, Forland basin, Binalud mountain range, Alpine orogen, Cimmerian orogeny

Introduction

The study area is located in northeastern Iran, west of Mashhad city, between longitudes 59°20' to 59°25' E and latitudes 36°18' to 36°21' N. The region is bounded by the Mashhad plain to the northeast and the Binalud Mountains to the southwest. The Binalud Range connects westward to the Alborz Mountains and eastward to the Parapamissus Mountains of northern Afghanistan. The occurrence of metamorphic-ophiolitic complexes representing Paleotethys remnants along the northern slopes of Binalud demonstrates the intimate relationship between the structural development and evolution of these highlands, the geotectonic evolution of the Paleotethys

Ocean, and the Cimmerian orogeny. Paleotethys Ocean formation began in the early Paleozoic due to rifting between the Iranian and Turan plates. Rift expansion led to sea formation and ultimately the development of the Paleotethys Ocean. During the late Paleozoic, this ocean began closing, eventually resulting in deformation across northern Iran and Afghanistan.

The earliest structural geological studies in Binalud were conducted by Majidi (1978) on the metamorphic complex south of Mashhad (northern slopes of the Binalud Mountains), identifying three metamorphic stages. Alavi (1979, 1991) studied the Mashhad metamorphic complex, interpreting it as Paleotethys Ocean remnants with Late Triassic

emplacement timing. He also proposed three folding episodes and two generations of thrust faulting (Cimmerian and Alpine), characterizing the existing thrust systems as bow-shaped duplex structures.

Ghaemi (1992) studied portions of the Binaloud Mountains, introducing the thrust system as a semi-covered hinterland duplex based on stratigraphic evidence. According to Rahimi (1992), the Binaloud Mountains have three generations of thrust faults; thrusts (first generation) involved in Cimmerian and Early Alpine movements, thrusts (second generation) involved in Middle Alpine movements, and thrusts (third generation) involved in Late Alpine movements.

Alizadeh (2009) determined the kinematic component of shear zones in granitic bodies of the Dahaneh area (west of Mashhad) as dextral with reverse components, attributing them to the Norian-Liassic time interval under Cimmerian orogenic influence. Karimpour et al. (2010), using uranium-lead dating, considered the formation of ductile shear zones in Dahaneh granites as part of structural changes resulting from Cimmerian orogenic effects. Ghaemi and Rahimi (2014) again identified and proposed three thrust generations in the Binaloud Mountains based on stratigraphic and structural evidence. Sheikh-ol-Eslami et al. (2019) proposed three deformation generations for the metamorphic rocks south of Mashhad based on petrofabric studies. Arshadinia et al. (2023) suggested two stress phases for Paleotethys in northeastern Iran in the Fariman area, located southeast of Mashhad.

Materials & Methods

Paleostress analysis proves highly valuable for determining structural evolution of fold belts, particularly in regions with brittle tectonic structures. Following the principle that stress patterns change through time, paleostress phase determination and differentiation requires utilizing structures formed by stress application that preserve their effects over time. Qualitative and quantitative analysis of brittle structures such as faults provides suitable tools for this purpose.

Since stress application on rock units under brittle conditions creates systematic arrays of parallel lines (slickenlines) oriented along maximum shear stress directions and considering the utility of kinematic indicators

on fault planes for slip direction determination (Doblas, 1998), paleostresses can be determined through inversion techniques based on slickenline orientations.

Data used for inversion include fault position, dip and strike, related slickenline rake, and movement sense. Slip sense determination holds critical importance, achievable through indicators such as stratigraphic separation, drag folds, various asymmetric features observable on fault surfaces including surface roughness or polish, tectonic tool marks and mineral step accumulations on slip planes, Riedel fractures, stylolitic peaks, and others.

Additionally, structural age relationships must be recorded at each station for stress phase differentiation. Subsequently, software performs necessary calculations using collected fault data, followed by paleostress phase differentiation in four-dimensional space comprising three principal stress axis positions (σ_1 , σ_2 , σ_3) and stress field ratio R . One challenge in such calculations involves discrepancy between measured maximum shear stress direction (slickenline) and calculated maximum shear stress direction (through physical relationships). Carey and Brunier (1974) and Angelier (1990) consider angular misfit up to 30 degrees acceptable, with values exceeding this threshold indicating deviation from Gaussian curves related to other stress phases.

For paleostress reconstruction along Binaloud Range's northern margin and stress evaluation from Permian to present, twelve stations were investigated within the study area. Station distribution encompasses geological formations ranging from Permian to Jurassic age. Based on fault plane strike and dip, stress direction stereoplots were constructed using Win tensor 5.9.2 software (Delvaux, 1997), with fault movement direction indicated by thin arrows and principal stress directions marked by symbols (circle σ_1 , triangle σ_2 , square σ_3). Finally, stress directions at stations were differentiated and analyzed based on geological unit age relationships, determining paleostress directions.

Discussion and Results

After examining the regional fault network, three distinct phases of stress were delineated for the entire area. Metamorphic and granitic rocks were divided into two phases, whereas only one phase was identified in the

conglomerate unit. The initial stress phase occurs at azimuth 335.32° and is linked to the Cimmerian event as well as to the closure of the Paleotethys. In synchronicity with folding along the 047.25° azimuth, the second stress phase aligns with the Early Alpine stage linked to Neotethys opening. Situated at azimuth 029.31° and apparent in metamorphic rocks, granite, and conglomerate, the third phase corresponds to the Late Alpine stage coinciding with the onset of the East African Rift. That the stress vectors rotated during this interval implies that the Euler pole was different for the two phases, indicating convergence occurring at separate localizations. In the same vein, the NE-SW oriented stress axis in Phase 2 generated thrusting in Binaloud, whereas Phase 3 afforded a NNE-SSW polarization formed an oblique conjunction with regional faults, thereby promoting strike-slip deformation in Binaloud and the adjoining regions, as reported by Sheikh-Al-Eslami (2019).

According to research by Alavi (1991) and Rahimi & Ghaemi (2014), the north-south stress field during the Late Triassic resulted from Paleotethys closure in Binaloud, concurrent with the Paleotethys event. The northeast-southwest stress field occurred simultaneously with Neotethys closure and the Middle to Late Alpine events, which is also evident in regional stress field changes.

Sedimentary characteristics indicate formation in high-energy braided-river and alluvial-fan environments. The diverse composition of clastic fragments, imbricated fabric, and the absence of floodplain deposits are key indicators of this depositional environment. These deposits formed within the foreland-basin system and sedimentation associated with the Cimmerian orogeny. The direction of sediment movement, based on field observations, was from north to south.

Conclusions

In the aftermath of exhaustive field surveys of the regional fault network, a chronological study from oldest to youngest formations produced the following principal findings:

The study determined three separate stress phases across the area: the first two influenced both metamorphic and granitic rocks, whereas the third phase was recorded solely in the Shemshak Conglomerate.

The phase distribution plot indicated that the initial bout of stress was active in all three units (metamorphic, granitic, and conglomeratic), whereas the ensuing second and third phases manifested in every unit without exception.

Timing constraints: The absence of the first phase record in the Shemshak Conglomerate indicates that the Cimmerian event concluded before the Jurassic and Shemshak Conglomerate deposition.

Structural correlation: The three identified phases correspond to three generations of drifts that have been mentioned in previous studies. Based on these studies, the north-south stress field during the Late Triassic resulted from Paleotethys closure in Binaloud concurrent with the Paleotethys event, while the northeast-southwest stress field occurred with Neotethys closure and Middle to Late Alpine events, which is also reflected in regional stress field changes.

Kinematic implications: The NE-SW stress direction of the second phase generated thrusts in Binaloud, whereas the NNE-SSW stress direction of the third phase created an angular relationship with regional faults, inducing strike-slip motion in Binaloud and southern areas.

In addition, the identification of the Gt, Gh, and Gcm lithofacies indicates that these facies were deposited in alluvial-fan and braided-river environments. These facies developed under erosional and depositional processes within a foreland basin system, which has also been mentioned in previous studies regarding this depositional setting. The direction of sediment movement, based on field observations, was from north to south.