



فصلنامه زمین ساخت
زمستان ۱۳۹۷، سال دوم، شماره ۸

نقش رژیم تکتونیکی ترافشارشی در شکل گیری منطقه بی بی مریم در بخش شمالی زمیندرزیستان، شرق ایران

سکینه صمیمی^۱، ابراهیم غلامی^۱، محمد مهدی خطیب^۱، سعید معدنی پور^۲، فرانک لیسکر^۳

۱- گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران.

۲- گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.

۳- گروه علوم زمین، دانشگاه بریمن، بریمن، آلمان.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۶/۲۴

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۱/۰۳



چکیده

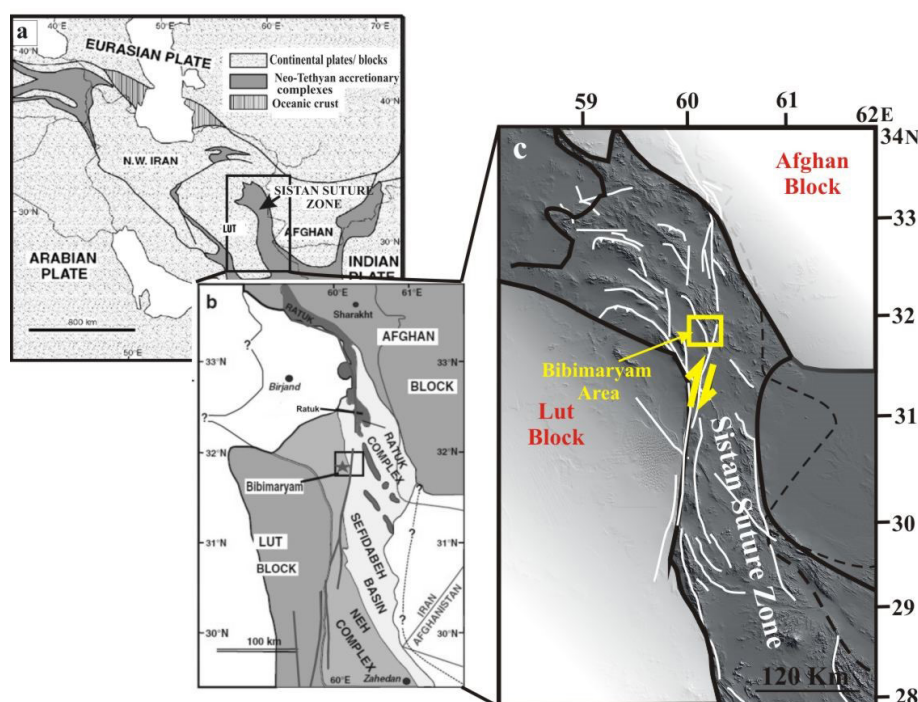
صفحات گسلی نزدیک به قائم با خش لغزهای تقریباً افقی و انطباق این داده‌ها با داده‌های ناهمسانگردی مغناطیس پذیری، یک رژیم ترافشارشی غالب امتدادلغز راستگرد با مؤلفه معکوس را در منطقه بی بی مریم نشان می‌دهد. مجموعه چین‌های با آرایش پلکانی و چین‌های دو سویه پلانژ با نشانگرهای لغزشی مانند راندگی‌ها و دوپلکس‌ها در پال‌های چین خوردگی‌ها نیز وجود دگرشکلی ترافشارشی را تأیید می‌کنند. همراهی دگرسانی گرمایی با ترافشارش، شرایط ایده‌آلی برای فعالیت مجدد شکستگی‌های برشی در سنوزوئیک پایانی فراهم نموده که آن‌ها آخرین فاز فعالیت تکتونیکی در منطقه را ثبت کرده‌اند. مجموعه‌ای از شکستگی‌های برشی، راستای تنش فشارشی (S1) را به صورت N 025° مشخص می‌کنند که با رژیم تنش طی پلئوکواترنری سازگار است؛ نتایج حاصل از تحلیل گسل‌ها جهت تنش فشارشی (S1) را به صورت N 085° نشان می‌دهد که با رژیم تنش میوسن میانی- پایانی منطبق می‌باشد. همچنین در این منطقه توده‌های گرانیتوئیدی در امتداد گسل‌ها رخمون یافته‌اند، که این گسل‌ها شاخه‌هایی از سیستم گسلی نهندان (NFS) محسوب می‌شوند. فعالیت رژیم ترافشارشی راستگرد در طول NFS ممکن است به‌طور مؤثری بر روی فرایش این توده‌های گرانیتوئیدی در منطقه بی بی مریم و در نتیجه شمال SSZ طی سنوزویک تأثیر گذاشته باشد. شواهد صحرایی نشان می‌دهند که فرایش توده‌های گرانیتوئیدی در این منطقه زودتر از زمان الیگومیوسن رخ نداده است.

کلید واژه‌ها: سیستم گسلی نهندان، گرانیتوئید، فرایش، رژیم ترافشارشی، زمیندرزیستان.

۱- مقدمه

را نشان می دهد (Camp et al., 1982; Tirrul et al., 1983). یک مجموعه‌ای از گسل‌های امتدادلغز با راستای کلی شمالی-جنوبی در طول حاشیه شرقی بلوک لوت در زمیندرز سیستان شکل گرفته است (Walker et al., 2004)؛ که گسلش امتدادلغز راستگرد فعال موجب قطع و جابه‌جایی واحدهای سنگی زمیندرز سیستان شده است (Ber-berian et al., 2000). همگرایی مایل بخش مرکزی ایران به سمت بلوک افغان موجب فعالیت این مناطق برشی با روند غالب شمالی-جنوبی شده است (Vernant et al., 2004; Walker et al., 2002) (شکل ۱).

زمیندرز سیستان (SSZ) با راستای کلی شمالی-جنوبی در شرق ایران یک کمربند کرتاسه-ترشیری می‌باشد که بخشی از کمربند آلپ-همالیا محسوب می‌شود (Tirrul et al., 1983) (شکل ۱). این رشته کوه‌ها همچنین به‌عنوان رشته کوه‌های شرق ایران نیز محسوب می‌شوند (Stocklin, 1968)، که بلوک لوت را از بلوک افغان در شرق ایران جدا کرده است (شکل ۱). زمیندرز سیستان یک منطقه فرورانش پیچیده را در بر می‌گیرد، که شواهدی از بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در اثر همگرایی بین بلوک لوت و خرده قاره افغان



شکل ۱. نقشه تکتونیکی ایران و مناطق همجوار (a). مستطیل مشکی رنگ مکان زمیندرز سیستان (SSZ) در شرق ایران را نشان می‌دهد. (b) مکان کمپلکس‌های نه، توک و حوضه سفیدابه در SSZ (اقتباس از Tirrul et al., 1983, Bröcker et al., 2013 با تغییرات). (c) مکان منطقه بی‌بی مریم (شکل ۲) بر روی مدل ارتفاعی رقومی نشان داده شده است. همچنین سیستم گسلی نه‌بندان با خطوط سفید رنگ و محدوده زمیندرز سیستان با خط مشکی ممتد در تصویر نمایش داده شده است.

2016; Corti et al., 2003; Meyer et al., 2014 and Neubauer et al., 1995) خیلی مورد توجه و اهمیت قرار دارند. فعالیت گسل‌ها و مجاورت آن‌ها با توده‌های نفوذی یک فرصت بسیار مناسبی برای مطالعه‌ی نقش فعالیت‌های تکتونیکی در شکل‌گیری بخش شمالی زمیندرز سیستان (SSZ) و همچنین فرایش این توده‌های سنوزوئیک فراهم می‌کند.

این پژوهش بر روی منطقه بی‌بی مریم در بخش شمال زمیندرز

مناطق گسلی امتدادلغز در مقیاس قاره‌ای در مرزهای ورق‌های همگرا به‌عنوان سیماهای تکتونیکی مشترکی دیده می‌شوند که حاصل همگرایی مایل و تورفتگی قاره‌ای^۱ هستند (برای مثال، Storti et al., 2003)؛ که امروزه، به دلیل ارتباط نزدیک این مناطق گسلی با توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی (برای مثال Cao et al., 2007; Paterson et al., 1999; Rosenberg et al., 2007) و هسته‌های دگرگونی^۲ درجه حرارت بالا (برای مثال Cao et al.,

1. continental indentation
2. metamorphic core complex



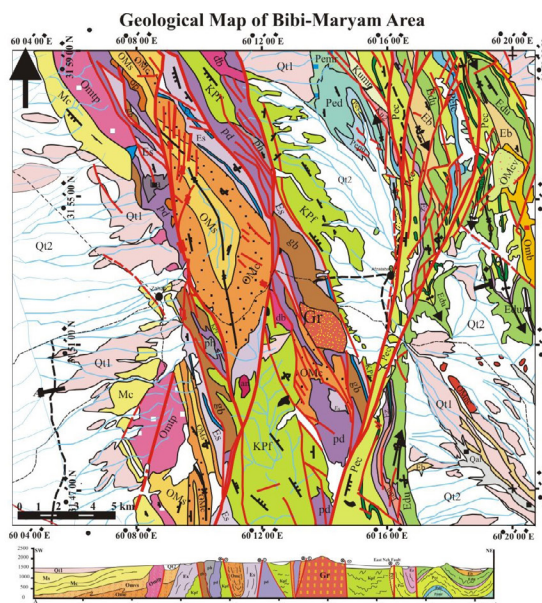
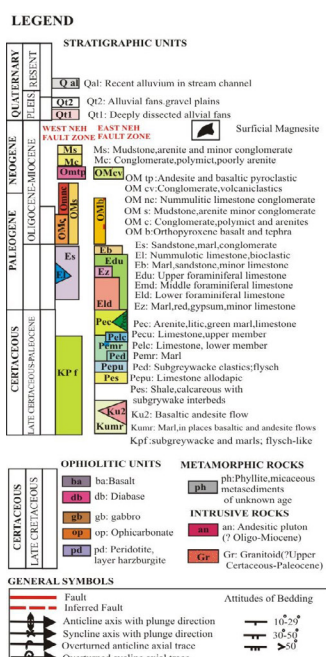
نشده‌ی پیش کمان ماستریشین تا اوسن می‌باشد (برای مثال Tirrul et al., 1983).

کمپلکس نه شواهدی از گسترش فرورانش به سمت شرق را در خود ثبت کرده است (Camp et al., 1982; Sacconi et al., 1983 and Tirrul et al., 2010)؛ منطقه‌ی بی بی مریم نیز درون این کمپلکس واقع شده است (شکل ۲). کمپلکس نه، یک کمر بند چین خورده-رانده شامل افیولیت های نابرجای کرتاسه بالایی، سنگ های دگرگونی درجه حرارت پایین، آهک های آب های کم عمق، ماسه سنگ های توریدیتی در یابی عمیق اوسن-الیگوسن و نفوذی های اوسن-الیگوسن که در شمال زمیندرز سیستان جایگیری کرده اند، می باشد (Camp et al., 1982; Mohammadi et al., 2016 a; Pang et al., 2012; Tirrul et al., 1983 and Zarrinkoub et al., 2012). در بخش مرکزی کمپلکس نه، توده های گرانیتوئیدی در منطقه بی بی مریم جایگیری کرده اند که با مدلی که ارتباط بین جایگیری گرانیتوئید و فرورانش مایل درون قاره ای نئوتیس طی کرتاسه پایانی که قبلاً در این بخش از SSZ تشخیص داده شده، را مطرح می کند، سازگار است (Etemadkhan et al., 2015). هر چند که مطالعات این محققین بر مبنای داده های U-Pb می باشد که سن $6/71 \pm 5$ Ma را برای این توده ها نشان می دهد (Zarrinkoub et al., 2011) اما گروهی دیگر از محققین سن $1/2 \pm 6/58$ Ma (Delavari et al., 2014) را به عنوان سن جایگیری توده نفوذی بی بی مریم ارائه کرده اند.

سیستان متمرکز شده است (شکل ۱b). مجاورت گسل ها با توده های نفوذی بی بی مریم در این منطقه، امکان بررسی عملکرد گسل ها و فرایش این توده ها طی سنوزوئیک را فراهم می کند. این منطقه مشتمل بر بقایای افیولیتی، رسوبات دریایی، سنگ های دگرگونی و سنگ های ماگمایی غالباً آتشفشانی و برخی توده های نفوذی (کرتاسه بالایی - پالئوسن؟) می باشد (شکل ۲). در این منطقه بیشتر واحدهای سنگی به وسیله شاخه های سیستم گسلی نهندان (NFS) محدود شده اند. در اینجا از ویژگی های هندسی و جنبشی عناصر ساختاری برای درک نقش فرایندهای زمین ساختاری در شکل گیری این منطقه در زمیندرز سیستان استفاده شده است.

۲- جایگاه زمین شناسی و تکتونیکی زمیندرز سیستان

اقیانوس سیستان در کرتاسه پایانی شکل گرفته (Tirrul et al., 1983) و در کرتاسه پایانی و یا اوسن بسته شده است (Camp et al., 1982; Tirrul et al., 1983; Zarrinkoub et al., 2010 and 2012). زمیندرز سیستان را می توان به سه بخش اصلی تقسیم نمود (شکل ۱b). (i) کمپلکس نه در غرب، که شامل فلیش های کرتاسه پایانی تا اوسن و مقداری مواد افیولیتی است؛ (ii) کمپلکس رتوک در شرق، که شامل فلیش های کرتاسه و سنگ های افیولیتی به همراه ملائزهای دگرگونی می باشد؛ (iii) حوضه سفیدابه، که به صورت ناپیوسته بر روی کمپلکس های نه و رتوک قرار گرفته و شامل رسوبات دگرگون



شکل ۲. نقشه زمین شناسی منطقه بی بی مریم (بر مبنای داده های صحرائی و نیز AlaviNaini et al., 1989). موقعیت توده گرانیتوئیدی لوزی گون بی بی مریم (با نماد GT) در نقشه و مقطع ساختاری نشان داده شده است. دو مرز گسلی بین توده گرانیتوئیدی و واحدهای سنگی مجاور به خوبی در نقشه و مقطع ساختاری نمایان می باشد.



است (Camp et al., 1982; Pang et al., 2012 and Walker et al., 2009). یک مثال از این رخنمون‌های گرانیتوئیدی، در منطقه بی‌بی مریم می‌باشد.

توده نفوذی بی‌بی مریم در بخش مرکزی SSZ منطقه‌ای به وسعت $2 \times 1/5$ km تا ارتفاع ۲۲۰۰ متر را پوشش می‌دهد. این توده شامل تونالیت‌ها، گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها می‌باشد که درون واحدهای مافیک و الترامافیک میزبان نفوذ کرده‌اند (Delavari et al., 2014). داده‌های سن سنجی U-Pb بحث برانگیز اخیر، سن $71/5 \pm 0/6$ Ma (کرتاسه پایانی) (Etemadkhan et al., 2015 and Zarrinkoub et al., 2011) یا $6/58 \pm 1/2$ Ma (پالئوسن پایانی) (Delavari et al., 2014) را به‌عنوان سن جایگیری توده نفوذی بی‌بی مریم ارائه کرده‌اند. نقشه‌های زمین‌شناسی منتشر شده و شواهد صحرایی این پژوهش نشان می‌دهد که این توده توسط گسل‌هایی محصور شده که آن‌ها مرز این توده نفوذی با سنگ‌های اطراف که شامل واحدهای رسوبی - آتشفشانی ترشیری و افیولیتی را تشکیل می‌دهند (شکل ۲). در برخی بخش‌های بیرونی تر توده نفوذی بی‌بی مریم در اثر عملکرد گسل‌ها، بر گوارگی می‌لونیته‌ی شکل گرفته است (Delavari et al., 2014). از دیدگاه ساختاری، توده بی‌بی مریم درون یک منطقه گسلی قرار گرفته است که هندسه‌ای لوزی گون با محور بلند NW-SE از خود نشان می‌دهد (شکل ۲). فعالیت پیشرونده امتداد لغز در مناطق گسلی موجب توسعه شکستگی‌ها ریدل درون این مناطق می‌شود (Bartlett et al., 1990 and Martel, 1981). به‌علاوه، یکی از مشاهدات مهم صحرایی، عدم وجود قطعات گرانیتوئیدی بی‌بی مریم در واحد کنگلومرای اولیگومیوسن غرب/ جنوب غرب این توده می‌باشد (واحد Omc در شکل ۲).

۴- تحلیل ساختاری منطقه بی‌بی مریم

۴-۱- تحلیل هندسی و جنبشی گسل‌ها

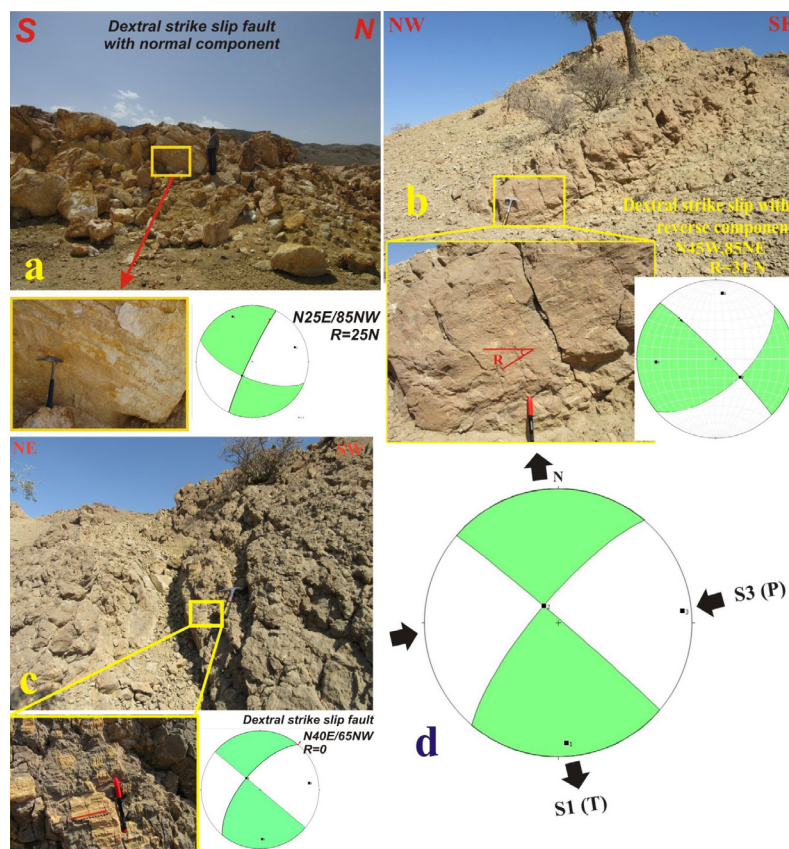
خصوصیات هندسی صفحات گسلی در مطالعات میدانی این پژوهش بر مبنای خش لغز، رویه‌های نرم و زبر، شکستگی‌های ریدل، باز شدگی‌های کششی، پله‌های کانیاپی، بر گوارگی SC و دیگر نشانگرهای تکتونیکی، جهت حرکت در گسل‌ها اندازه‌گیری شده است (شکل ۳ a-c). تحلیل جنبشی داده‌های گسلی با استفاده از برنامه FaultKin انجام شده است که در این برنامه محورهای P و T برای

بررسی‌های انجام شده بر روی منشأ مواد تخریبی در ماسه سنگ‌های توریدایتی ائوسن - الیگوسن در کمپلکس نه در بخش جنوبی SSZ منجر به تخمین سن‌های پروتولیت از کرتاسه پایانی تا ائوسن گردیده است (Ma 115-50) (Mohammadi et al., 2016). (b)؛ تلفیق سن‌های U-Pb و داده‌های ایزوتوپ Hf پیشنهاد می‌دهد که سنگ‌های پروتولیتی متعلق به جزایر قوسی^۱ درون اقیانوسی کرتاسه پایانی هستند که به درون یک کمان قاره‌ای انتقالی ائوسن انتقال یافته‌اند. (Mohammadi et al., 2016 b). شمال زمیندرز سیستان شامل تنوعی از توده‌های نفوذی، سنگ‌های آتشفشانی، نیمه آتشفشانی و ولکانو کلاستیک‌ها با سن‌های کرتاسه پایانی تا کواترنری می‌باشد (برای مثال، Richards et al., 2012).

برخی نویسنده‌گان این تنوع سنگی را به مرحله پایانی بسته شدن زمیندرز سیستان مرتبط می‌دانند (Camp et al., 1982; Pang et al., 2009 and Walker et al., 2012). سن‌های $^{36}Ar/^{40}Ar$ نشان داده است که ماگماتیسیم به‌طور نیمه پیوسته از ائوسن میانی در ۴۶ Ma تا الیگوسن پایانی در ۲۵ Ma ~ تداوم داشته است (Pang et al., 2013). گرانیتوئید بی‌بی مریم شامل چندین توده نفوذی است که درون واحدهای سنگی محدود شده با گسل‌ها، رخنمون یافته‌اند. این گسل‌ها به‌عنوان شاخه‌هایی از سیستم گسلی نه‌بندان با راستای کلی شمالی - جنوبی و طول تقریبی ۷۵۰ km محسوب می‌شوند که در شرق بلوک لوت واقع شده‌اند. مطالعات پیشین پیشنهاد می‌دهند که بیشتر دگرشکلی در SSZ در اثر عملکرد گسلش N-S یا NNW-SSE امتداد لغز راستگرد همراه با گسل‌های معکوس NW-SE و برخی گسل‌های E-W امتداد لغز چپگرد رخ داده است (برای مثال e.g. Berberian et al., 1999 and 2000; Walker et al., 2009; Walker et al., 2004; Walker et al., 2006; Fattahi et al., 2015 and Samimi et al., 2017). مطالعات اخیر تنش دیرینه در شرق ایران، یک تغییر محسوس در رژیم تنش شرق ایران طی سنوزوئیک پایانی، با سه جهت تنش فشارشی (σ_1)، از $N 090^0$ طی میوسن میانی - پایانی به $N 060^0$ طی پلیوسن و $N 025^0$ طی پلیوکواترنری برآورد می‌کند، که نشان‌دهنده ی یک چرخش پات ساعتگرد 65^0 ~ تنش σ_1 در کمتر از 10 Myr می‌باشد (Jentzer et al., 2017).

۳- الگوی تکتونیکی توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی در زمیندرز سیستان

مراحل نهایی بسته شدن اقیانوس سیستان و تشکیل زمیندرز با فعالیت‌های آتشفشانی آلکالن و کالک آلکالن کرتاسه پایانی تا سنوزوئیک پایانی و نفوذی‌های آذرین کوچک همراه بوده



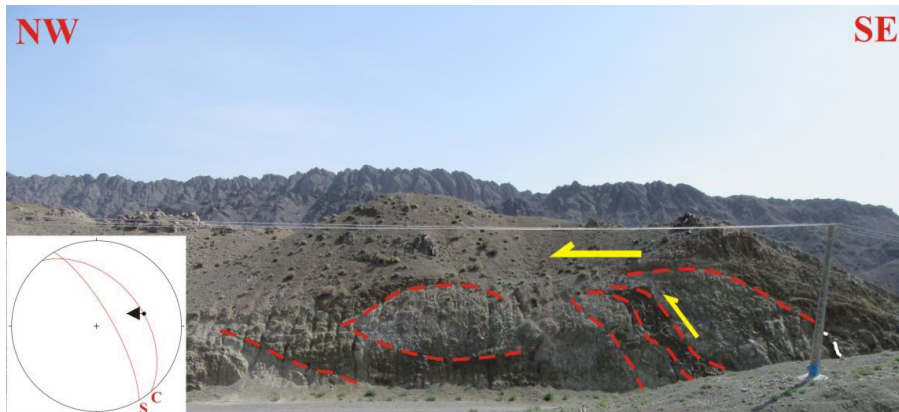
شکل ۳. (a, b, c) گسل‌های امتدادلغز پرشیب با مؤلفه شیب لغز (d). تحلیل جنبشی صفحات گسلی با استفاده از برنامه FaultKin، بر اساس موقعیت صفحات گسلی، خش لغز و جهت حرکت (Allmendinger et al. 2001) در واحد پالتوسن منطقه بی بی مریم. محورهای اصلی تنش در شکل برابر هستند با ۱: تنش کمینه (σ_3)، ۲: تنش متوسط (σ_2) و ۳: تنش بیشینه (σ_1). میانگین محورهای P و T به ترتیب با محورهای کوتاه شدگی جزعی (S_3) و کشیدگی جزعی (S_1) تقریباً برابر هستند.

هر گسل بر مبنای جهت گیری گسل، جهت گیری خطواره لغزشی و جهت حرکت اندازه گیری می شود (Allmendinger et al. 2001). برای مجموعه‌ای از گسل‌ها، میانگین محورهای P و T با جهات کوتاه شدگی جزعی^۱ و کشیدگی جزعی^۲ که به ترتیب محورهای S_3 و S_1 نامیده می شوند، تقریباً برابر هستند.

تحلیل داده‌های برداشت شده در واحد پالتوسن (واحد Pec در شکل ۲) در این پهنه گسلی منجر به حل صفحه گسل نهایی^۳ به صورت صفحات گسلی تئوریک با امتداد $E_40^\circ N$ و $W_50^\circ N$ و شیب نزدیک به قائم شد. همچنین محورهای P و T به طور کلی به ربع‌های خاصی محدود شدند که بر اساس آن جهت گیری محورهای کرنش جزعی^۴ برابر با کوتاه شدگی $E_40^\circ N$ - $W_50^\circ N$ با میل تقریباً افقی (محور P میانگین: $0^\circ 85 / 0^\circ 70$) و کشیدگی

به طور کلی واحدهای سنگی کرتاسه تا پلیستوسن در منطقه بی بی مریم توسط گسل‌هایی با راستای کلی NNE - SSW متأثر شده‌اند. این گسل‌های اصلی در برخی بخش‌ها با تعدادی گسل‌های فرعی با راستای کلی WNW - ESE همراه هستند که مؤلفه امتدادلغز آن‌ها چپگرد می باشد (برای مثال، شکل ۴). بنابراین می توان آن‌ها را به عنوان گسل‌های ناهمسو^۵ با گسل‌های اصلی در نظر گرفت.

1. infinitesimal shortening
2. infinitesimal extension
3. final fault plane solution
4. infinitesimal strain axes
5. Antithetic faults

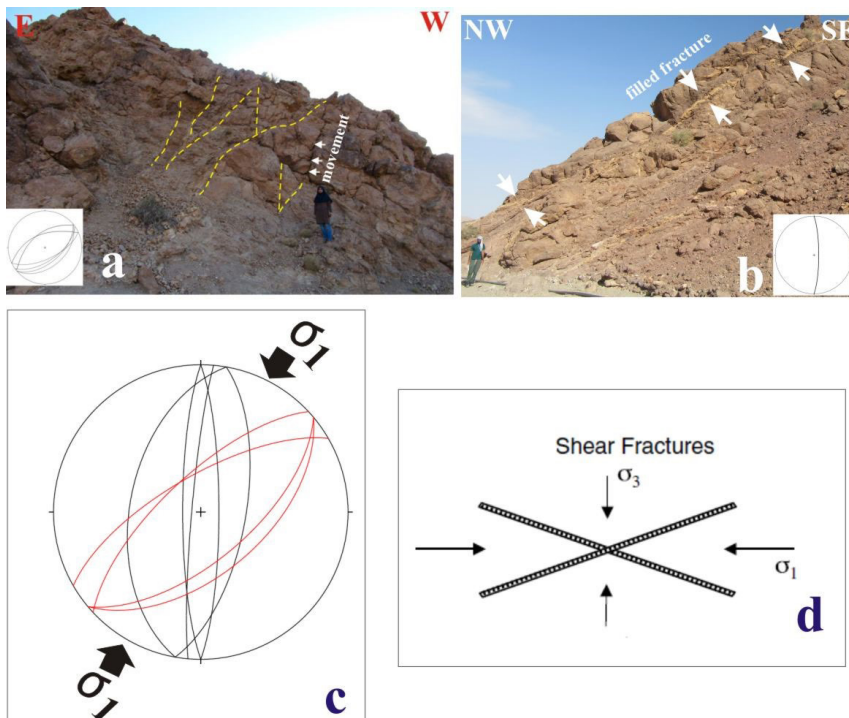


شکل ۴. لنزهای گسلی با مکانسیم غالب راندگی و مؤلفه امتداد لغز چپگرد در منطقه که درون مناطق گسلی امتداد لغز شکل گرفته‌اند. این گسل‌ها موجب رخنمون واحدهای مافیک و الترامافیک بر روی سطح شده‌اند.

۲-۴- آنالیز شکستگی‌های پر شده

تعداد زیادی پهنه‌های لیستونیتی، منیزیتی و نیز دیگر شکستگی‌ها در منطقه بی‌بی مریم مشاهده شد. بیشتر این شکستگی‌ها به‌طور خطی و به موازات زون‌های گسلی در واحدهای کرتاسه و پالئوسن شکل گرفته‌اند و جهت‌گیری هندسی مشابهی با آن‌ها دارند. پلات صفحات شکستگی برداشت شده در چندین ایستگاه مختلف بر روی نیم کره پائینی شبکه هم مساحت، وجود دو دسته اصلی شکستگی با راستای کلی N-S و NE-SW را تأیید می‌کند (برای

مثال، شکل ۵). اکثر این شکستگی‌های پر شده شواهدی از لغزش را در خود ثبت کرده‌اند. بر مبنای شواهد جنبشی و پرشدگی این شکستگی‌ها، می‌توان این دو دسته شکستگی با روند N-S و NE-SW را از نوع شکستگی‌های برشی (shear fractures) معرفی نمود (شکل ۵). از آنجا که نیمساز زاویه حاده بین این دو دسته شکستگی معرف تنش بیشینه اصلی (σ_1) می‌باشد، در اینجا مقدار σ_1 برابر با $25^\circ N$ است. بنابراین این دو دسته شکستگی جهت کشش NW-SE را نشان می‌دهند (شکل ۵، c, d).

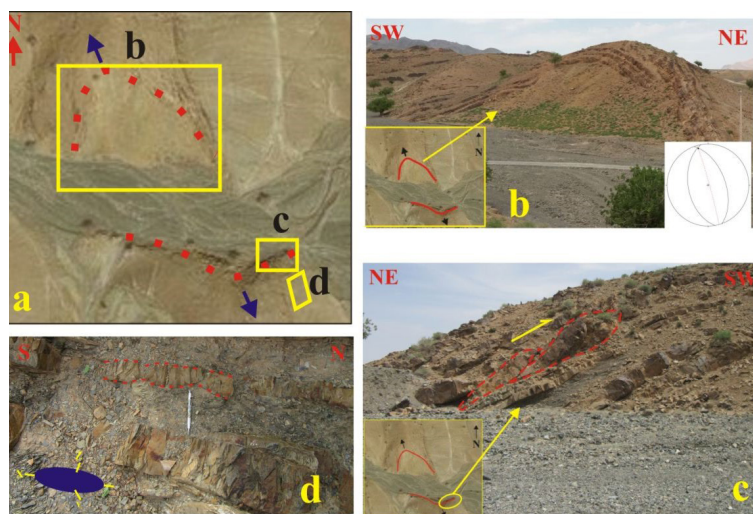


شکل ۵. دو دسته شکستگی برشی (a) با امتداد NE-SW و (b) N-S، در منطقه بی‌بی مریم. (c, d) نیمساز زاویه حاده شکستگی‌ها تنش اصلی بیشینه (σ_1) را نشان می‌دهد.

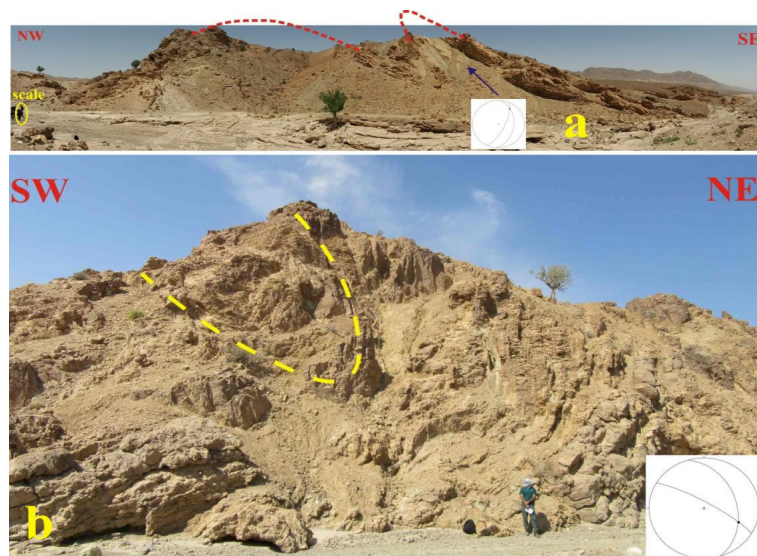
۳-۴- تحلیل چین خوردگی ها در منطقه

چین خوردگی های بسیاری در مقیاس های متفاوت و با روند محوری NNW-SSE در مجاورت گسل های NE-SW شکل گرفته اند که اکثراً تحت تأثیر این گسل ها قرار گرفته اند و الگوی پلکانی دارند (بخش NE شکل ۲). چین خوردگی مجدد و چین های برگشته نیز در برخی بخش های منطقه دیده شدند (شکل ۲ و ۷b). به علاوه در برخی بخش ها چین خوردگی ها با زاویه $\sim 30^{\circ}$ نسبت به امتداد گسل ها دیده می شوند (شکل ۸). همچنین دسته ی محدودتری از چین های برگشته با روند محوری کلی NE-SW به طور محلی در بخش جنوب خاوری منطقه شکل گرفته اند (شکل های ۲ و ۷b).

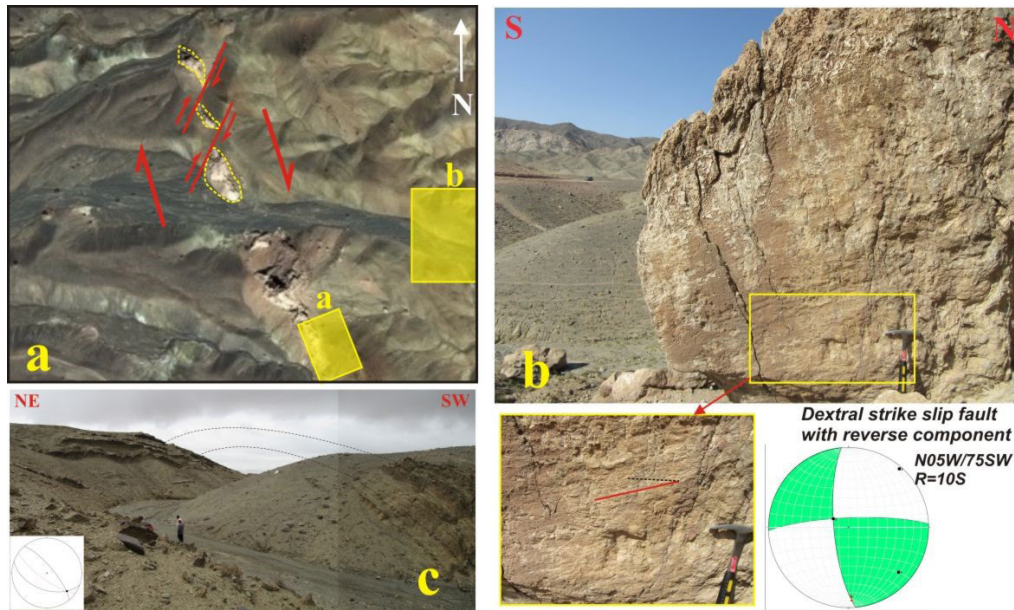
بیشتر چین خوردگی ها در این منطقه در واحدهای فیلیشی کرتاسه، ماسه سنگ و سنگ آهک پالئوسن اندازه گیری شده اند (KPF و Pec در شکل ۲). روند محوری این چین ها به طور کلی NW-SE می باشد که برخی از این ساختارهای چین خورده دارای پلانژ دو سویه (double plunge) به سمت NW و SE هستند و اغلب در یال های خود اثری از لغزش مشاهده می شود (شکل ۶). آنالیز داده های چین خوردگی بر مبنای قطب صفحات محوری، به طور کلی راستای تنش اصلی بیشینه را NE نشان می دهد. در بخش شمال خاوری منطقه در واحدهای پالئوسن و اتوسن،



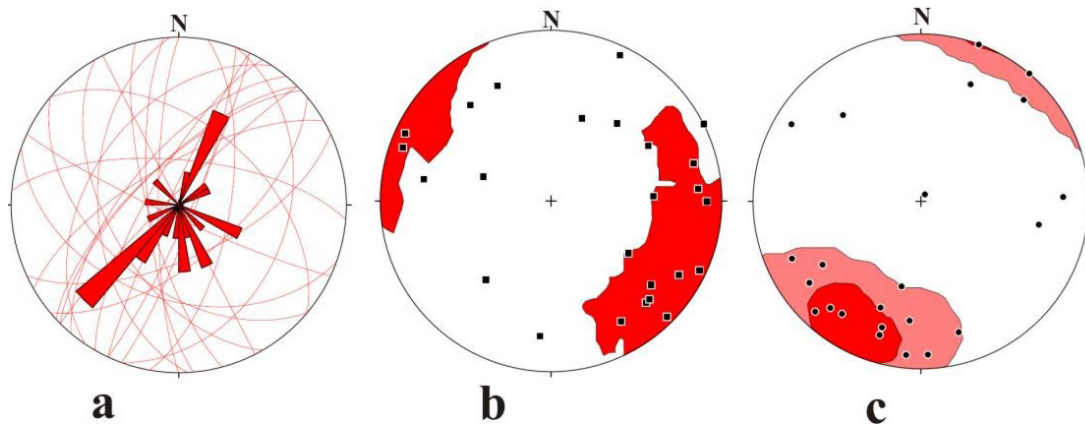
شکل ۶. a) مثالی از الگوی چین خوردگی در تصویر ماهواره ای منطقه b. بخش شمالی چین دو سویه پلانژ با روند محوری c. NW) وجود دوپلکس با سوی رانش به سمت SW در بخش جنوبی چین دو سویه پلانژ. d) بودیناز شکل گرفته در لایه های ماسه سنگی.



شکل ۷. توالی یک چین باز و یک چین برگشته با روند محوری b. NE) چین برگشته با روند محوری SE که یال ها در پهنه گسلی مجدداً چین خورده اند.



شکل ۸. تصویر ماهواره‌ای یک منطقه گسلی امتدادلغز راستگرد همراه با نمایش موقعیت لایه‌های آهکی بودین شده‌ی ائوسن و مکان تصویر b و c. صفحه گسلی در آهک ائوسن که سازوکار امتدادلغز راستگرد با مؤلفه معکوس نشان می‌دهد. (c) چین شکل گرفته با زاویه 30° نسبت به امتداد زون گسلی امتدادلغز راستگرد.



شکل ۹. (a) رز دیاگرام امتداد صفحات گسلی در منطقه بی‌بی مریم. (b) کنتور دیاگرام قطب صفحات گسلی در این منطقه. (c) کنتور دیاگرام خطواره‌های لغزشی برداشت شده از صفحات گسلی در منطقه بی‌بی مریم که غالباً نیمه افقی هستند (30°).

۴-۵- شواهد غالب بودن برش راست بر در منطقه بی‌بی مریم در این منطقه بیشتر صفحات گسلی به صورت پرشیب و گاهاً نزدیک به قائم همراه با برش و گورژها در پهنه‌های گسلی دیده می‌شوند (شکل ۹b و جدول ۱). در ۲۴ ایستگاه، نشانگرهای لغزشی که در صفحات گسلی به صورت خش لغز، خطوط برجسته^۱ و شیارهای گسلی^۲ نمایان شده بودند، اندازه‌گیری شدند. موقعیت هندسی صفحات گسلی برداشت شده حاکی از وجود

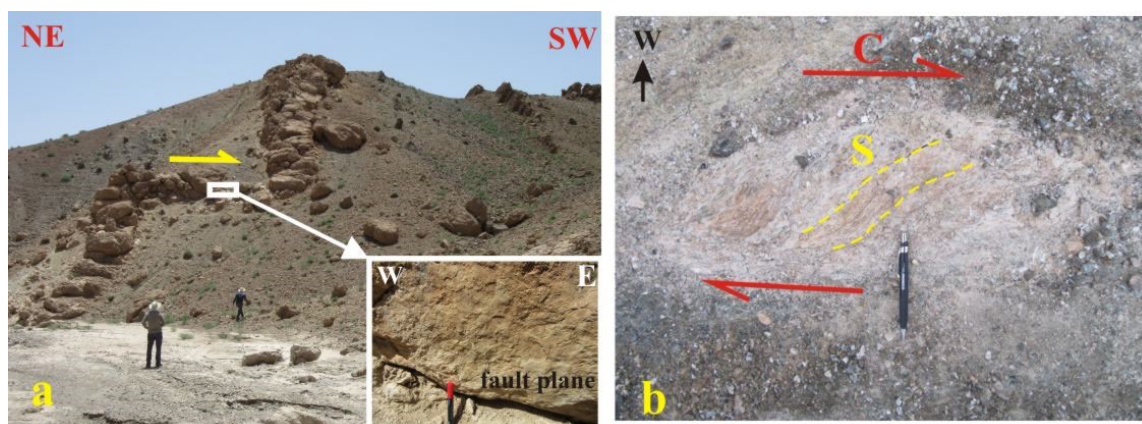
صفحات گسلی پرشیب با امتداد غالب NNE-SSW در منطقه بی‌بی مریم است (شکل ۹a, b). اکثر ($75\% \sim$) خطواره‌های لغزشی برداشت شده روی صفحات گسلی، نیمه افقی هستند ($30^\circ >$)، که این شواهد نشانگر وجود یک حرکت امتدادلغز غالب در راستای گسل‌های با راستای کلی NNE-SSW در منطقه بی‌بی مریم می‌باشد (شکل‌های ۹c و ۱۰).

1. slickenside
2. grooves



جدول ۱: مشخصات هندسی و جنبشی برخی گسل های منطقه بی بی مریم.

Fault Name	Geometry Of Fault (Strike, Dip)	Slickenline Orientation (Plunge, Trend)	Kinematic Of Fault	Lithology, Age	Latitude Longitude
SA10	N47E, 70NW	19, 234	dextral strike slip fault with reverse component	Magnesite zone ?	31°52'56.00"N 60°12'25.40"E
SA11	N30W, 55SW	20, 165	dextral strike slip fault with reverse component	Sandstone Eocene	31°52'48.10"N 60°12'50.90"E
SB3	N10E, 65SE	9, 186	dextral strike slip fault with normal component	listvenite zone ?	31°52'46.80"N 60° 9'42.20"E
Sh2	N85W, 68SW	17, 88	dextral strike slip fault with normal component	Limestone Eocene	31°51'50.80"N 60°16'56.30"E
SI1	N25E, 84SE	33, 029	dextral strike slip fault with normal component	Limestone Eocene	31°52'44.90"N 60°14'12.60"E
SI2	N05W, 75SW	10, 178	dextral strike slip fault with reverse component	Limestone Eocene	31°52'45.50"N 60°14'12.30"E
Sj2	N45E, 70NW	31, 238	dextral strike slip fault with reverse componen	Sandstone Paleocene	31°54'8.50"N 60°16'31.60"E
Sj3	N34E, 45NW	10, 224	dextral strike slip fault with reverse componen	listvenite zone ?	31°54'49.50"N 60°16'28.00"E
Sj4	N30E, 75NW	19, 215	dextral strike slip fault with reverse componen	listvenite zone ?	31°54'49.70"N 60°16'28.20"E
SK1	N45W, 85NE	31, 312	dextral strike slip fault with reverse componen	Limestone Paleocene	31°48'59.60"N 60°15'14.40"E
SK2	N40E, 65NW	00, 40	dextral strike slip fault	Sandstone Paleocene	31°48'59.10"N 60°15'14.20"E
Y13	N00E, 80	29, 186	dextral strike slip fault with reverse componen	Magnesite zone ?	31°52'55.60"N 60°12'25.00"E
Y19	N15W, 75SW	10, 342	dextral strike slip fault with reverse componen	Limestone Paleocene	31°53'21.50"N 60°20'17.10"E
Y24	N25E, 85NW	24, 023	dextral strike slip fault with normal component	Magnesite zone ?	31°47'8.90"N 60°14'30.50"E



شکل ۱۰. (a) جابه جایی لایه آهکی پالتوسن به سمت راست به وسیله یک گسل امتدادلغز راستگرد. (b) دید از نقشه بر گوارگی S-C در منطقه برشی که حرکت راستگرد را به خوبی نشان می دهد.

۵- بحث

۵-۱- مقایسه نتایج تحلیل گسل ها با داده های AMS

ناهمسان گردی مغناطیس پذیری (AMS) یک ابزار پتروفاوریک می باشد که میانگین جهت گیری توزیعی کانی ها و نیمه فابریک ها^۱ در نمونه سنگ را نشان می دهد (Borradaile and Jackson, 2010). AMS به عنوان یک بیضوی بزرگ، با محورهای حساسیت بیشینه، متوسط و کمینه (k_1 , k_2 , and k_3) توصیف می شود. در بسیاری از مناطق دگرشکل شده جهات محورهای AMS یک انطباق خوبی با جهات محورهای اصلی استرین نشان می دهد (Borradaile and Jackson, 2010, Parés et al. 1999). مطالعات AMS در منطقه بی بی مریم خطوارگی های مغناطیسی نیمه افقی (۱۶۷/۰۳: محور k_1) و برگوارگی های مغناطیسی پرشیب (قطب برگوارگی ها: ۰۷۷/۰۵: محور k_3) را نشان داده است (Etemadkhah et al., 2015). در این مطالعه محور استرین کمینه با موقعیت میانگین محور T: $176^{\circ}/11^{\circ}$ از تحلیل گسل ها به دست آمده است (شکل d3)، که با خطوارگی های کشیدگی^۲ با روند محور k_1 : ۱۶۷ حاصل از داده های AMS مطالعات پیشین سازگاری خوبی نشان می دهد (Etemadkhah et al., 2015). خطوارگی های نیمه افقی و برگوارگی های پرشیب نشانگر رژیم تکتونیک ترافشارشی چرخشی^۴ می باشد (Tikoff et al., 1997).

۵-۲- تحلیل کلی عناصر ساختاری و فرایش توده های گرانیتی

مطالعات صحرایی در این پژوهش نشان دادند که عناصر ساختاری اصلی بزرگ مقیاس در منطقه مورد مطالعه شامل گسل های امتدادلغز با امتداد کلی NNE-SSW می باشند، که تحلیل های کینماتیکی، سازوکار غالب امتدادلغز راست بر با مؤلفه معکوس را برای این گسل ها نشان می دهد.

تحلیل محورهای کرنش جزعی برای صفحات گسلی پالتوسن در منطقه، کوتاه شدگی ENE-WSW با میل تقریباً افقی (محور P میانگین: $085^{\circ}/07^{\circ}$) و کشیدگی NNW-SSE

با میل تقریباً افقی (محور T میانگین: $176^{\circ}/11^{\circ}$) را نشان می دهد. این نتایج با داده های AMS مطالعات پیشین (روند محوری خطوارگی های کشیدگی: 167°) سازگار است. همچنین نتایج این پژوهش با مطالعات پالتواسترس که جهت تنش بیشینه (σ_1) را طی میوسن میانی-پایانی برابر با 090° معرفی می کند، سازگاری خوبی نشان می دهد (Jentzer et al., 2017).

ساختارهای چین خوردگی در مقیاس های مختلف در این منطقه مورد بررسی قرار گرفتند که به طور کلی می توان آن ها را بر مبنای موقعیت محوری شان به دو گروه تقسیم کرد: گروه اول، چین خوردگی هایی با روند محوری NW-SE تا NNW-SSE که در یک الگوی پلکانی نسبت به هم قرار گرفته اند. معمولاً چین خوردگی های همراه با گسل های امتدادلغز الگوی پلکانی نشان می دهند که نسبت به جهت اصلی برش مایل هستند (Sylvester, 1988). الگوی قرارگیری این چین خوردگی های NW-SE مؤید عملکرد سیستم امتدادلغز راست بر شاخه های سیستم گسلی نهپندان و حاکمیت رژیم ترافشارشی غالب در منطقه مورد مطالعه می باشد. این گروه از چین خوردگی ها همزمان با عملکرد برش ساده در چنین سیستمی شکل گرفته اند و یا حاصل چین خوردگی مکرر^۵ بر روی چین های قدیمی با روند محوری N-S می باشند که به وسیله رژیم تنش پلیوسن متأثر شده اند. گروه محدودی از چین خوردگی های با روند NE-SW نیز در بخش جنوب خاوری منطقه مشاهده شد، که آن ها با رژیم های شناخته شده سازگار نیستند. احتمال می رود که محور این چین خوردگی ها تحت تأثیر عملکرد گسل ها دچار چرخش شده باشد.

وجود آثار لغزش و دوپلکس ها در یال های چین ها تأیید کننده مکانیسم چین خوردگی خمشی-لغزشی^۶ در این منطقه می باشد (برای مثال شکل b4). همچنین انحنا و پلانژ دوسویه محور اکثر چین ها نشان دهنده وجود یک دگرشکلی پیشرونده ترافشارشی حاکم بر منطقه است. از دیگر ساختارهای متداول در رژیم ترافشارشی، ساختارهای گل مانند

1. Anisotropy of magnetic susceptibility
2. sub-fabrics
3. stretching lineations
4. wrench dominated transpressional regime
5. Superimposed fold
6. flexural-slip folding



فرایش این پلوتون می باشد. رابطه‌ی فضای گسل‌های NW-SE با توده‌های گرانیتوئیدی می تواند حاکی از نقش مهم فعالیت‌های تکتونیکی در فرایش و رخنمون این توده‌ها طی سنوزوئیک باشد. همچنین، عدم وجود قطعات گرانیتوئید در ترکیب واحد کنگلومرایی (OMC) مجاور توده نشان می دهد که فرایش توده گرانیتوئیدی بی بی مریم نباید زودتر از زمان الیگو-میوسن شروع شده باشد.

۶- نتیجه گیری

وجود دگرشکلی پیشرونده ترافشارشی به وسیله‌ی تحلیل ساختاری عناصر ساختاری، همچون چین‌ها و گسل‌ها در این منطقه تأیید شده است. شواهد لغزش و وجود دوپلکس‌ها در پال‌های چین‌ها، مکانیسم خمشی-لغزشی چین خوردگی را در منطقه تأیید می کند؛ پلانژ دوسویه و انحنا‌ی محور چین‌ها همگی تأیید کننده‌ی وجود یک رژیم ترافشارشی غالب بر منطقه است. همچنین صفحات گسلی تقریباً قائم، خطواره‌ها و خش لغزهای تقریباً افقی نیز نشانگر مکانیسم حرکتی غالب امتدادلغز راستگرد برای گسل‌های تقریباً N-S هستند که مؤید دگرشکلی ترافشارشی حاکم بر منطقه می باشند. در این منطقه مجموعه‌ای از شکستگی‌های برشی، آخرین فاز فعالیت تکتونیکی را نشان می دهند؛ که همراهی رژیم ترافشارشی و دگرسانی هیدروترمال، شرایط ایده‌آلی برای فعالیت مجدد این شکستگی‌ها در سنوزوئیک پایانی ایجاد کرده است. همگی این ساختارها تأیید کننده‌ی نقش فرایندهای تکتونیکی در شکل گیری بخش شمالی زمیندرزسیستان می باشد. نتایج تحلیل گسل‌ها، راستای تنش بیشینه (σ_1) را $N 085^{\circ}$ نشان می دهد که با رژیم تنش حاکم بر زمان میوسن میانی-پایانی انطباق دارد و همچنین مجموعه‌ای از شکستگی‌های برشی، راستای تنش بیشینه (σ_1) را $N 025^{\circ}$ نشان می دهند که با رژیم تنش پلیو کوآترنری سازگار است. بر اساس فعالیت همزمان گسل‌ها و ارتباط فضای گسل‌های NW-SE با توده گرانیتوئیدی بی بی مریم، می توان نقش فعالیت‌های تکتونیکی را به عنوان عاملی مهم در فرایش و رخنمون توده‌های نفوذی طی سنوزوئیک پیشنهاد نمود.

می باشد که در زمیندرزسیستان به وفور گزارش شده است (برای مثال Nabavi et al., 2018). همچنین، در منطقه بی بی مریم فابریک‌های دگرشکلی در نتیجه‌ی فعالیت گسل‌ها در بخش خارجی توده نفوذی شکل گرفته‌اند (Etemadkhah et al., 2015; Delavari et al., 2014).

علاوه بر ساختارهای مذکور، دیگر ساختارهای موجود در منطقه از قبیل شکستگی‌های پر شده نیز نشانگرهای جنبشی قابل اطمینانی محسوب می شوند؛ زون‌های لیستونیکی و منیزیکی فراوانی در منطقه بی بی مریم مشاهده می شود. دگرسانی هیدروترمال در رژیم ترافشارشی، شرایط ایده‌آلی برای دوباره فعال شدن شکستگی‌های برشی موجود را در اواخر سنوزوئیک فراهم می کند. به طور کلی در میدان تنش، وجود شکستگی‌هایی با جهت گیری مناسب برای برش مجدد، شکل گیری هرگونه شکستگی برشی جدید را محدود می کند (Jaeger et al., 1979, Secor et al., 1965, Sibson et al., 2017, Sibson et al., 2000). در این منطقه گروه غالب شکستگی‌های برشی، منعکس کننده تنش بیشینه σ_1 در جهت $N 025^{\circ}$ و بنابراین کشش در جهت NW-SE هستند که کاملاً منطبق با رژیم تنش پلیو کوآترنری در خاور ایران می باشد. بنابراین این ساختارها نشانگر جدیدترین فاز فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه مورد مطالعه می باشند.

همگرایی مایل ایران مرکزی به سمت بلوک افغان را موجب فعالیت زون برشی راستگرد با راستای غالب N-S در خاور ایران می دانند (Walker et al., 2004; Vernant et al., 2004). از اینرو، گسل‌ها به طور مؤثری کنترل کننده هندسه و جنبش ساختارها در کوه‌های شرق ایران و خصوصاً زمیندرز سیستان می باشند (Walker et al., 2004). با اتصال شکستگی‌های ریدل درون مناطق گسلی امتدادلغز پیشرونده، ساختارهای لنزی شکل درون این مناطق تشکیل می شود (Naylor et al., 1986 and Wood-cock et al., 1994). بنابراین می توان هندسه لوزی گون توده نفوذی بی بی مریم را به اتصال شکستگی‌های ریدل مرتبط دانست. به علاوه، هندسه‌ی لوزی شکل توده‌ی نفوذی بی بی مریم تأیید کننده‌ی ارتباط بین فعالیت گسل‌ها و

References

- AlaviNaini, M., and Lotfi M., 1989. Geological map of Nehbandan square (scale: 1/100000), Geol. Surv. Iran.
- Allmendinger, R. W., Marrett, R. A., and Cladouhos, T. T., 2001. FaultKinWin: a program for analyzing fault slips data for Windows™ computers.
- Bartlett, W.L., Friedman, M., and Logan, J.M., 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX. Wrench faults in limestone layers," *Tectonophysics* 79, 255–277.
- Berberian, M., Jackson, J. A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M., and Priestley, K., 2000. The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: Blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone. *Geophys. J. Int.*, 142(2), 283–299.
- Berberian, M. and Yeats, R.S., 1999. Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, 120–139.
- Bröcker, M., Fotoohi Rad, G., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N., Salimi, Z., 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos* 170–171, 17–34.
- Borradaile, G. J. and Jackson, M., 2010. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *J. Struct. Geol.* 32:1519–1551.
- Camp, V.E. and Griffis, R.L., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos* 15, 221–239.
- Cao, Sh. and Neubauer, F., 2016. Deep crustal expressions of exhumed strike-slip fault systems: Shear zone initiation on rheological boundaries. *Earth Sci. Rev.*, 162, 155–176.
- Corti, G., Bonini, M., Innocenti, F., Manetti, P., Conticelli, S., and Sokutis, D., 2003. Analogue modeling of continental extension: a review focused on the relationships between patterns of deformation and the presence of magma. *Earth Sci. Rev.* 63, 169–247.
- Delavari, M., Amini, S., Schmitt, A.K., McKeegan, K.D., and Harrison, T.M., 2014. U–Pb geochronology and geochemistry of Bibi-Maryam pluton, eastern Iran: Implication for the late stage of the tectonic evolution of the Sistan Ocean. *Lithos* 200–201, 197–211.
- Etemadkhan, Z., Khatib, M. M., Zarrinkoub, M.H., 2015. Late Cretaceous evolution of the northern Sistan suture zone, eastern Iran: Implications of magnetic fabrics and microstructures in the Bibi Maryam granitoid. *Journal of Earth System Science*, Volume 124, Issue 3, 631–642.
- Fattahi, M., Walker, R., Khatib, M.M., Zarrinkoub, M., and Talebian, M., 2015. Determination of slip-rate by optical dating of lake bed sedimentary from the Dashte-E-Bayaz fault, NE Iran. *Geochronometria* 42.148–157.
- Jaeger, J. C., Cook, N.G.W., 1979. *Fundamentals of rock mechanics*. 3rd edn. Chapman & Hall, London, p 593.
- Jentzer, M., Fournier, M., Agard, P., Omrani, J., Khatib, M. M., and Whitechurch, H., 2017. Neogene to Present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics. *Tectonics*, 36, 321–339.
- Martel, S. J., 1990. Formation of compound strike-slip fault zones, Mount Abbot quadrangle, California. *Journal of Structural Geology*, 12, 869–882.
- Meyer, S. E., Passchier, C.W., Abu-Alam, T., Stüwe, K., 2014. A strike-slip core complex from the Najd fault system, Arabian shield. *Terra Nova* 26, 387–394.
- Mohammadi, A., Burg, J.P., Bouilhol, P., and Ruh, J., 2016a. U–Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone. *Lithos*, 248, 293–308.
- Mohammadi, A., Burg, J. P., and Winkler, W., 2016b. Detrital zircon and provenance analysis of Eocene–Oligocene strata in the South Sistan suture zone, southeast Iran: Implications for the tectonic setting. *Lithosphere*, 8, 6, 615–632.
- Nabavi, S.T., Alavia, S.A., Mohammadi, S., and Ghassemi, M.R., 2018. Mechanical evolution of transpression zones affected by fault interactions: Insights from 3D elasto-plastic finite element models. *Journal of Structural Geology*, 106, 19–40.
- Naylor, M.A., Mandl, G., and Sijpesteijn, C.H.K., 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology* 8, 737–752.
- Neubauer, F., Dallmeyer, R.D., Dunkl, I., Schirnik, D., 1995. Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. *Tectonophysics*, 242, 79–89.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi S. S., Chiu, H. Y., Chu, C. H., Lee, H. Y., and Lo, C. H., 2013. Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos* 180–181, 234–251.
- Pang, K.N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Yang, H.M., Chu, C. H., Lee, H. Y., Lo, C. H., 2012. Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut–Sistan region, eastern Iran. *Chem. Geol.* 306–307, 40–53.
- Parés, J. M., van der Pluijm, B.A., Turell, J.D., 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics* 307:1–14.
- Paterson, S. R., Schmidt, K.L., 1999. Is there a close spatial relationship between faults and plutons?. *J. Struct. Geol.* 21, 1131–1142.
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A., Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc matu-



- rity, high magmatic water content, and porphyry Cu \pm Mo \pm Au potential: examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology* 107, 295–332.
- Rosenberg, C. L., Medvedev, S., Handy, M., 2007. Effects of melting on faulting and continental deformation. In: Handy, M.R. (Ed.), *Tectonic Faults: Agents of Change on a Dynamic Earth*. MIT Press, Cambridge/MA, 357–402.
 - Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L., and Amini, S., 2010. Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandanophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos* 117, 209–228.
 - Samimi, S. and Gholami, E., 2017. Geometric and Kinematic Analysis of Structural Elements along North Front of BagharanKuh Mountain, NE Iran. *Geotectonics*, 51, 2, 192–208.
 - Secor, D. T., 1965. Role of fluid pressure in jointing. *Am. J. Sci.* 263, 633–646.
 - Sibson, R. H., 2000. A brittle failure mode plot defining conditions for high-flux flow. *Econ. Geol.* 95, 41–48.
 - Sibson, R.H., 2017. Tensile overpressure compartments on low-angle thrust faults. *Earth, Planets and Space* 69, 113, 1–15.
 - Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 1229–1258.
 - ↪ Storti, F., Holdsworth, R.E., and Salvini, F., 2003. Intraplate strike-slip deformation belts. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 210, 1–14.
 - ↪ Sylvester, A. G., 1988. Strike-slip faults. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 1666–1703.
 - Tikoff, B., and Greene, D., 1977. Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology*, 19, 29–39.
 - Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94, 134–150.
 - Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakolim, 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.
 - Walker, R., Gans, P., Allen, M.B., Jackson, J., Khatib, M. M., Marsh, N., and Zarrinkoub, M. H., 2009. Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. *Geophysical Journal International* 177, 783–805.
 - Walker, R. and Jackson, J., 2002. Offset and evolution of the Gowk fault, SE Iran: a major intra-continental strike-slip system. *Journal of Structural Geology*, 24, 1677–1698.
 - Walker, R. and Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics*, v. 23, TC5010.
 - Walker, R. T. and Khatib, M. M., 2006. Active faulting in the Birjand region of NE Iran: Active faulting at Birjand in NE Iran. *Tectonics*, 25, TC4016.
 - Woodcock, N. H., Schubert, C., 1994. Continental strike slip tectonics. In *Continental Deformation*. ed. P.L.Hancock. Pergamon Press, Oxford, 251–263.
 - Zarrinkoub, M. H., Chung, S. L., Chiu, H. Y., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M., and Lin, I. J., 2010. Zircon U–Pb age and geochemical constraints from the northern Sistan suture zone on the Neotethyan magmatic and tectonic evolution in eastern Iran. *Abstract to GSA Conference on ‘Tectonic Crossroads: Evolving Orogens in Eurasia–Africa–Arabia’*, Turkey, P. 520.
 - Zarrinkoub, M. H., Chung, S. L., Mohammadi, S. S., and Khatib, M. M., 2011. Geochemistry, petrology and zircon U–Pb dating for Bibi Maryam granitoid, NE of Nehbandan, east of Iran. *Journal of Economic Geology (in Persian)*, 3, 15–27.
 - Zarrinkoub, M.H., Pang, K. N., Chung, S.L., Khatib, M. M., Mohammadi, S.S., Chiu, H. Y., and Lee, H.Y., 2012. Zircon U–Pb ages and geochemical constraints on the origin of the Birjandophiolite, eastern Iran. *Lithos* 154 392–405.

Role of transpressive tectonic regime in configuration of Bibi-Maryam area in the north part of Sistan Suture Zone, eastern Iran

Sakineh Samimi¹, Ebrahim Gholami^{1*}, Mohammad Mahdi Khatib¹, Saeed Madanipour², Frank Lisker³

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

2. Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran.

3. Department of Geosciences, University of Bremen, Bremen, Germany.



Abstract:

yportosina htiw etad eseht fo noitalerroc dna senilnekcils latnoziroh-bus htiw senalp tluaf lacitrev-bus ehT pils ekirts laretal thgir gnidulcni emiger evisserpsnart yltnanimoderp a setacidni ytilibitpeccus citengam fo egnulp elbuod dna nolehce-ne fo egalbmessa nA .aera mayraM-ibiB eht ni stnenopmoc esrever htiw stluaf noitamrofed evisserpsnart evissergorp smrfinoc sbmil rieht ni sexelpud sa heus srotacidni pils htiw sdlof gnitavitcaer rof snoitidnoc laedi detaerc sah noisserpsnart htiw noitaretla lamrehtordyh gniynapmoccA .ereht eht fo stes ehT .ytivitca cinotcet fo esahp tsal eht drocer yeht taht semit ciozoneC etal gnirud serutcarf raehs yranretauQ-oilP eht htiw elbitapmoc si taht (1σ) noisserpmoc fo noitcerid °٥٢·N na etacidni serutcarf raehs htiw elbitapmoc si taht (1σ) noisserpmoc fo noitcerid °٥٨·N a wohs sisylana stluaf fo stluser eht osla ;sserts era stluaf eseht taht stluaf gnola desopxe era seidob diotinarg eht ,osla .aera eht ni enecoiM etal-elddim eht eht gnola ytivitca emiger evisserpsnart lartxeD .aera siht ni (SFN) metsyS tluaF nadnabheN eht fo sehcnarb mayraM-ibiB eht ni seidob diotinarg eht fo noitamuhxe ciozoneC etal eht no detceffa ylegral evah yam SFN evah tonnac seidob diotinarg eht fo noitamuhxe taht setacidni ecnedeve dleiF .enoz erutus natsiS suht dna aera .aera siht ni necoiM-ogilO dedecerp

Keywords: Nehbandan Fault System, granitoid, exhumation, transpressive regime, Sistan Suture Zone.

* Egholami@birjand.ac.ir