

# تحلیل تنش دیرین در آمیزه افیولیتی شمال مکران، جنوب خاوری ایران

عزیزالله تاجور<sup>۱\*</sup>، محمد مهدی خطیب<sup>۲</sup> و محمد حسین زرین کوب<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانش آموخته دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران  
<sup>۲</sup> استادیار، گروه اقیانوس شناسی، دانشگاه دریانوردی و علوم دریایی چابهار، چابهار، ایران  
<sup>۳</sup> استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

## چکیده

آمیزه افیولیتی شمال مکران در جنوب خاوری ایران و در بخش شمالی منشور برفرازشی مکران قرار دارد. در این پژوهش، عناصر ساختاری مکران شمالی مورد مطالعه قرار گرفته و الگوی دگرشکلی حاکم بر آمیزه افیولیتی شمال مکران تجزیه و تحلیل شده است. بر اساس نتایج به دست آمده، حداقل دو مرحله دگرشکلی در واحدهای سنگی آمیزه افیولیتی شمال مکران ثبت شده است. مرحله نخست که با توسعه ساختارهای کششی همراه بوده است، منجر به جایگیری دایک‌های ورقه‌ای در توالی پوسته‌ای سنگ‌کره اقیانوسی شده است. بازگرداندن هندسه این دایک‌ها به مراحل پیش از دگرشکلی، نمایانگر کشش در راستای SSW-NNE بوده و شرایط حاکم بر محیط اولیه شکل‌گیری آمیزه افیولیتی شمال مکران را نشان می‌دهد. مرحله دوم که در نتیجه همگرایی در منطقه و تحت تأثیر رژیم فشارشی یا ترفشارشی شکل گرفته، با توسعه انواع گسل‌های راندگی و امتداد لغز، رانده شدن واحدهای سنگی بر روی یکدیگر و تکرار آنها به همراه چین‌خوردگی واحدهای رسوبی آشکار شده است. گسل‌های راندگی با روند WNW-ESE و شیب بین ۲۰ تا ۴۰ درجه به سمت NNE، مهم‌ترین تأثیر را در سیمای فعلی آمیزه افیولیتی شمال مکران داشته و نمایانگر شرایط حاکم در زمان بسته شدن حوضه اقیانوسی و جایگیری سنگ‌کره اقیانوسی هستند.

## اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۳/۱۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۲/۰۵

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۰۱/۰۱

کلیدواژه‌ها:

تنش دیرین

گسل‌های راندگی

آمیزه افیولیتی شمال مکران

جنوب خاور ایران

## ۱- پیش‌نوشتار

(۲) مجموعه دگرگونی دیادر، شامل جریان‌های بازالتی و واحدهای رسوبی که متحمل دگرگونی درجه پایین شده و عدسی‌های شیب‌ت‌آبی نیز در آن دیده می‌شوند (Hunziker et al., 2017). (۳) مجموعه باجکان-دورکان، حاوی سنگ‌های آذرین درونی حدواسط تا اسیدی (گرانیتوبیدی) و سنگ آهک‌های تجدید تبلور یافته که دارای پی‌سنگ دگرگونی بوده و ادامه جنوب خاوری سندج-سیرجان در نظر گرفته شده است (McCall, 1997; McCall et al., 1985; Hunziker et al., 2015). مهم‌ترین مطالعات زمین‌شناسی در این منطقه عبارتند از: Hunziker (2014)، با مطالعه تاریخچه ماگمایی و دگرگونی آمیزه افیولیتی شمال مکران، بر این باور است کشش در حاشیه جنوبی اوراسیا از ژوراسیک میانی تا کرتاسه پیشین منجر به شکل‌گیری سنگ‌کره اقیانوسی در این منطقه شده و در کرتاسه پسین تا اتوسن پیشین، واحدهای دگرگونی دیادر در یک پهنه فرورانش حاصل از همگرایی شکل گرفته و سنگ‌کره اقیانوسی جایگیری کرده است. همچنین Hunziker et al. (2017)، بررسی شرایط تشکیل لائوسونیت‌ها در مجموعه دگرگونی دیادر، (Moslempour et al. (2015, 2017)، به ترتیب مطالعه ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی توالی خروجی، و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های اولترامافیک در بخش‌های خاوری آمیزه افیولیتی شمال مکران، (Esmaili et al. (2019) و Sepidbar et al. (2020)، نیز با مطالعه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بازالت‌های آمیزه افیولیتی شمال مکران، بر این

منشور برفرازشی مکران در جنوب خاوری ایران و جنوب باختری پاکستان در نتیجه فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی صفحه عربی به زیر سنگ‌کره قاره‌ای اوراسیایی ایران و پاکستان شکل گرفته است (شکل ۱-الف و ب) (Farhoudi and Karig, 1977; McCall et al., 1985). (Arshadi and Förster (1983)، بخش ایرانی این منشور را به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم کرده و بر این باورند این دو بخش به وسیله باریکه قاره‌ای باجکان-دورکان به درازای بیش از ۲۵۰ کیلومتر از یکدیگر جدا شده‌اند. اما در مطالعات اخیر، منشور برفرازشی مکران به چند واحد ساختاری اصلی تقسیم شده که به وسیله راندگی‌های بزرگ از همدیگر جدا شده‌اند. این واحدها از جنوب به شمال و از جدید به قدیم (شکل ۱-ب) عبارتند از: (Dolati, 2010; Haghypour et al., 2012; Burg, 2018) (۱) مکران ساحلی که بیشتر از نهشته‌های میوسن پسین و پادگانه‌های دریایی تشکیل شده است، (۲) مکران بیرونی، حاوی نهشته‌های میوسن پیشین-میانی. (۳) مکران درونی شامل توربیدایت‌های چین‌خورده اتوسن تا الیگوسن و میوسن است، و (۴) مکران شمالی، منطقه مورد مطالعه در این پژوهش، حاوی قدیمی‌ترین مجموعه سنگ‌های منشور برفرازشی مکران بوده و از سه واحد زمین‌ساختی-چینه‌نگاری اصلی تشکیل شده است (McCall et al., 1985; Dolati, 2010; Burg, 2018) (۱) آمیزه افیولیتی شمال مکران، یک توالی به نسبت کامل از سنگ‌کره اقیانوسی (McCall et al., 1985; McCall, 2002).

اما آمیزه افیولیتی شمال مکران قبل از کرتاسه پسین تشکیل شده است؛ به طوری که گدازه‌های بالشی و نهشته‌های پلاژیک به سن بارمین پایانی (۱۳۰ تا ۱۲۵ میلیون سال پیش) بر روی آنها نهشته شده‌اند (McCall et al., 1985; Dolati, 2010). بنابراین ارتباط دادن شکل‌گیری افیولیت شمال مکران به عنوان بخشی از فرایند فرورانش فعلی در منشور برافزایشی مکران، پاسخگوی بسیاری از ابهامات نبوده و نمی‌تواند جایگاه زمین‌ساختی آمیزه افیولیتی شمال مکران را توجیه نماید. به گونه‌ای که در الگوهای پیشین جایگاه و موقعیت باریکه قاره‌ای باجکان-دورکان در بین نهشته‌های منشور برافزایشی مکران آشکار نیست، منشأ و چگونگی شکل‌گیری واحدهای دگرگونی دیادر تشریح نشده است، هندسه فرورانش که تا فاصله ۴۰۰ کیلومتری به صورت افقی بوده و در حاشیه جازموریان شب آن به ۷۰ تا ۸۰ درجه می‌رسد (Moien Vaziri, 1985)، با هیچ رخدادی در منطقه هم‌خوانی ندارد، و نظم سنی نهشته‌ها در منشور برافزایشی که از شمال به سمت جنوب جوان می‌شوند، نیز مورد ابهام است. از طرفی، حضور بیشتر واحدهای سازنده سنگ‌کره اقیانوسی به ما ثابت می‌کند که حوضه اقیانوسی در منطقه مکران شمالی شکل گرفته است. بنابراین چنین به نظر می‌رسد آمیزه افیولیتی شمال مکران بخشی از برجای مانده‌های سنگ‌کره اقیانوسی است که در اواخر مزوزویک در نتیجه باز شدن یک حوضه کششی بین دو بلوک قاره‌ای و گسترش آن به یک باریکه اقیانوسی درون قاره‌ای به عنوان شاخه‌ای از ابراقیانوس نئوتتیس تشکیل شده است. خرده قاره ایران مرکزی (پهنه لوت) بخش NNE و باریکه قاره‌ای باجکان-دورکان بخش SSW این حوضه را تشکیل داده است (McCall, 2002; Hunziker, 2014; تاجور، ۱۳۹۹؛ تاجور و همکاران، ۱۳۹۹).

### ۳- ویژگی‌های ساختاری

مکران شمالی تحت تأثیر همگرایی در جهت SSW-NNE ناشی از حرکت صفحه عربی قرار دارد؛ از این رو، بیشتر ساختارهای منطقه راندگی‌هایی هستند که سبب جابه‌جایی متناوب واحدهای سنگی بر روی یکدیگر و تکرار آنها شده‌اند (شکل ۲). افزون بر راندگی‌ها، چین‌خوردگی واحدهای رسوبی نیز در نتیجه همگرایی شکل گرفته و موجب کوتاه‌شدگی در راستای SSW-NNE و NW-SE در کل منطقه شده‌اند. گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد و راست‌گرد با دوروند عمومی SSW-NNE و NW-SE از دیگر ساختارهای منطقه به‌شمار می‌روند (شکل ۲). افزون بر ساختارهای بالا که در نتیجه همگرایی پدید آمده‌اند، شکل‌گیری دایک‌های ورقه‌ای نمایانگر کشش بوده و به وسیله سوگیری این دایک‌ها می‌توان راستای کشش در هنگام شکل‌گیری آمیزه افیولیتی شمال مکران را بازسازی نمود.

با استفاده از برداشت‌های صحرایی، ویژگی‌های هندسی و جنبشی تمامی ساختارهای بالا و پهنه‌های گسلی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته و بر پایه الگوی برگشتی تحلیل لغزش گسل (Angelier, 1990)، میدان تنش و جهت‌گیری محورهای اصلی تنش با استفاده از نرم‌افزار وین‌تسور در گستره مورد مطالعه تعیین شده است. در نرم‌افزار وین‌تسور، زاویه ناهمخوانی (Misfit angle) تا ۳۰ درجه قابل قبول بوده و مقادیر بیش از این، به دلیل عدم پیروی از منحنی گوسی مورد پذیرش نرم‌افزار قرار نگرفته است (جدول ۱). همچنین در این روش، شکل میدان تنش (بیضوی تنش) بر مبنای رابطه  $r_0 = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 + \sigma_3)$  برآورد شده است (Angelier, 1990).

### ۳-۱. گسل‌های راندگی

گسل‌های راندگی با روند WNW-ESE و شیب به سمت NNE که در نتیجه عملکرد آنها واحدهای سنگی در جهت SSW جابه‌جا شده‌اند، بیشترین فراوانی را در آمیزه افیولیتی شمال مکران دارند (شکل ۲). پنج راندگی اصلی بشاگرد، درانار، آبنما، کوه بهارک و ورناج به عنوان گسل‌های اصلی کنترل‌کننده دگرشکلی در این منطقه به شمار آمده و مرز بین واحدهای زمین‌ساختی - چینه‌نگاری اصلی را نیز تشکیل می‌دهند. در این بین، دگرریختی در راستای راندگی بشاگرد بیشتر بوده و پهنه گسلی

باورند که این واحدهای سنگی در یک محیط گذار بین پشته میان اقیانوسی (MORB) و بالای فرورانش (SSZ) تشکیل شده‌اند. اگرچه (Dolati and Burg (2013) و Burg et al. (2013)، با مطالعه هندسه ساختاری و تحلیل تنش دیرین در منشور برافزایشی مکران (و بخش‌هایی از آمیزه افیولیتی شمال مکران)، به کوتاه‌شدگی ناشی از چین‌خوردگی و راندگی‌های بزرگ در راستای N-S و NNE-SSW در سرتاسر این منطقه باور دارند؛ با این وجود، تاکنون پژوهشی همه‌گیر با تمرکز بر تجزیه و تحلیل ویژگی‌های هندسی - جنبشی عناصر ساختاری در منطقه مکران شمالی و تکامل ساختاری آمیزه افیولیتی شمال مکران انجام نگرفته است. در این منطقه، برهمکنش پهنه‌های زمین‌ساختی در یک رژیم همگرا سبب ایجاد پیچیدگی‌های ساختاری در مجموعه سنگ‌های آمیزه افیولیتی شمال مکران شده و فرارانش تکه‌های سنگ‌کره اقیانوسی بر روی لبه قاره یا واحدهای سنگی لبه پرتکاپو، نظم توالی افیولیتی را به هم زده و همگرایی سریع سبب ایجاد ساخت‌های همسو و ناهمسو، بیشتر از نوع راندگی در این منطقه شده است. با این حال، دگرشکلی اندک برخی ساختارها و بازگرداندن آنها به حالت اولیه، امکان برآورد هندسه اولیه سنگ‌کره اقیانوسی را نیز فراهم کرده است. بر این اساس، دست‌یابی به سیر تحولی و روشن شدن روند تغییرشکل‌های ایجاد شده در این پهنه، در درک فرایند تکامل حوضه جنوب خاوری ایران کمک شایانی خواهد نمود.

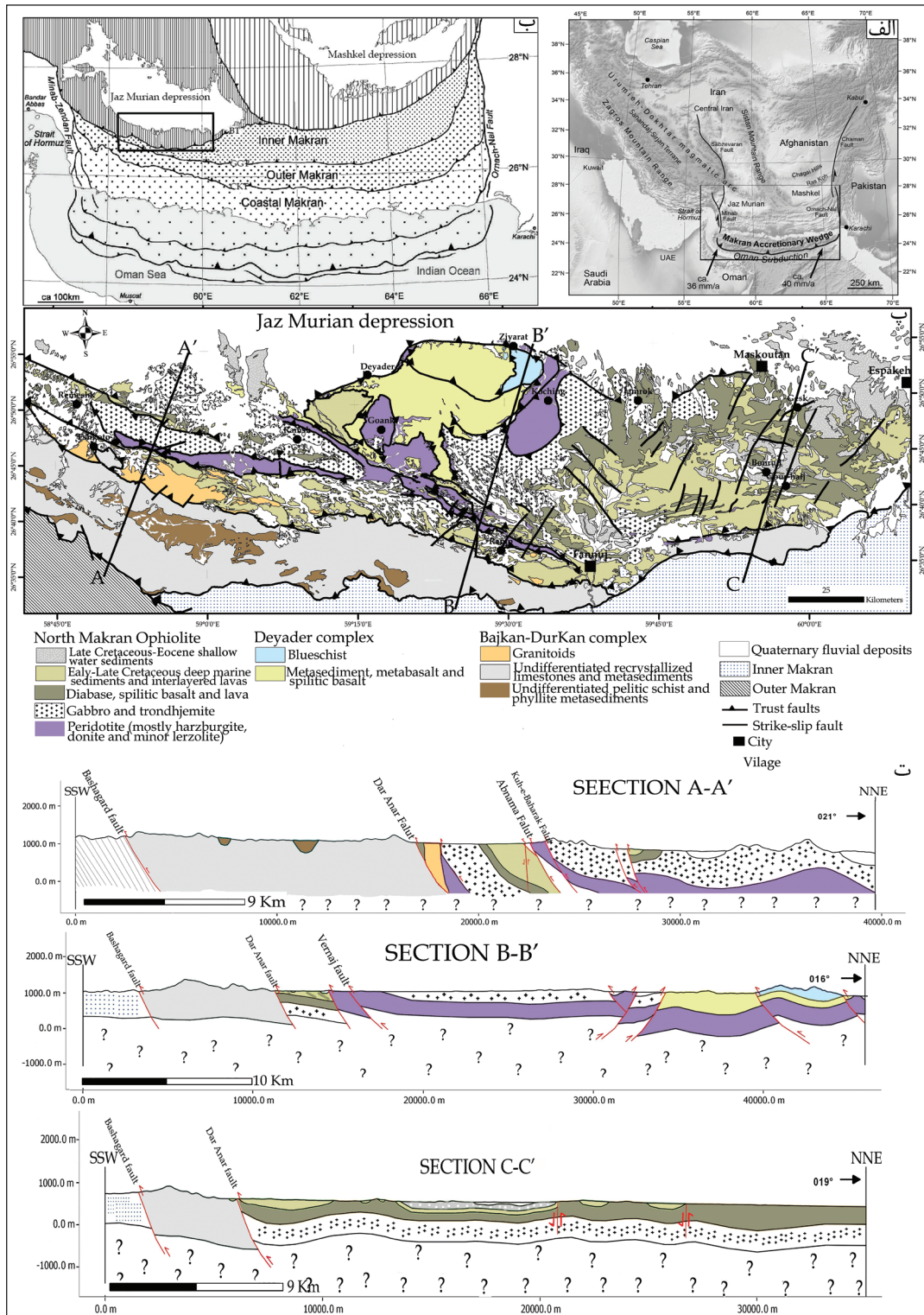
### ۲- زمین‌شناسی آمیزه افیولیتی شمال مکران

آمیزه افیولیتی شمال مکران در چهارگوش نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ فوج به‌وسیله (McCall et al. (1985)، به صورت یک توالی افیولیتی کامل و غیردگرسان شده به همراه مقداری سنگ‌های دگرگونی درجه پایین و گدازه‌های آتشفشانی با میان‌لایه‌های رسوبی معرفی شده که به وسیله نهشته‌های دریایی ژرف و کم‌ژرفا به سن کرتاسه پیشین تا پسین پوشیده شده‌اند. توده‌های گنبدی‌شکل کوچینگ و گوانک به همراه نوار اولترامافیک فوج-رمشک (شکل ۱-ب)، بزرگ‌ترین برونزدهای پریدوتیتی در منطقه هستند. گابروها بیشترین حجم سنگ‌های نفوذی پیرامون این توده‌ها بوده و مرز آنها با واحدهای اولترامافیک به صورت باز پویایی و راندگی است. لایه‌بندی در گابروهای لایه‌ای بیشتر در سطوح پایین دیده شده و نمایانگر لایه‌بندی اولیه ماگمایی است؛ در سطوح بالاتر گابروهای دانه درشت و ایزوتروپ جای آنها را می‌گیرند. دایک‌های ورقه‌ای، گدازه‌های بازالتی و نهشته‌های ژرف دریایی نیز در پیرامون نوار باریک اولترامافیک فوج-رمشک حضور چندانی نداشته و ستبرای آنها کمتر از ۵۰ متر است. در حالی که ستبرای چند صد متری از این واحدها در پیرامون توده‌های اولترامافیک کوچینگ و گوانک برونز دارند. دایک‌های پلاژیوگرانیته نیز با اندازه‌های متفاوت به درون دیابازها، گدازه‌های آتشفشانی و نهشته‌های رسوبی آمیزه افیولیتی شمال مکران نفوذ کرده و یا به صورت تداخلی در مجاورت آنها دیده می‌شوند. سه برش ساختاری در بخش‌های مختلف آمیزه افیولیتی شمال مکران چگونگی ارتباط واحدهای مختلف زمین‌ساختی - چینه‌نگاری در منطقه را نشان می‌دهند (شکل ۱-ت).

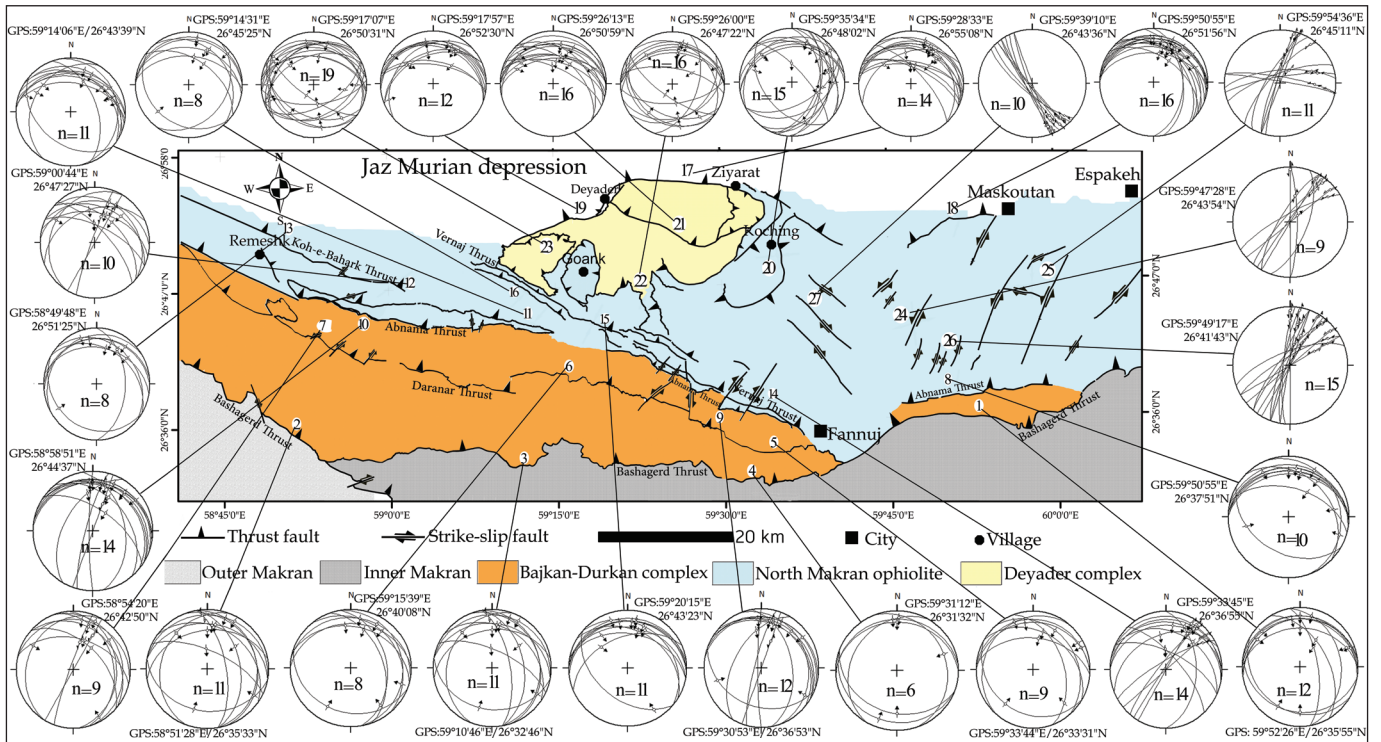
در اغلب مطالعات گذشته، آمیزه افیولیتی شمال مکران به عنوان بخشی از منشور برافزایشی در نظر گرفته شده و محیط زمین‌ساختی شکل‌گیری افیولیت‌ها نیز به عنوان بخشی از فرایند فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی عمان به زیر اوراسیا تفسیر شده است (Moien Vaziri, 1985; Berberian and King, 1981; Farhoudi and Karig, 1977). همان‌گونه که می‌دانیم صفحه قاره‌ای عربستان ۳۵ میلیون سال پیش به ایران مرکزی برخورد کرده و رشته کوه‌های زاگرس با روند NW-SE را شکل داده است (Agard et al., 2011; Mouthereau et al., 2012). امروزه به سمت جنوب خاور، سنگ‌کره اقیانوسی عمان به زیر سنگ‌کره قاره‌ای اوراسیایی ایران و پاکستان فرورانده می‌شود. فرورانش در این منطقه از کرتاسه پسین آغاز شده و امروزه نیز ادامه دارد (McCall and Kidd, 1982; Bayer et al., 2006; Vigny et al., 2006).

موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های مختلف نیز آورده شده است، ایستگاه‌های شماره ۱ تا ۲۳ مربوط به گسل‌های راندگی، و ایستگاه‌های ۲۴ تا ۲۷ نیز گسل‌های امتدادلغز را نشان می‌دهند.

بشاگرد به مراتب بزرگ‌تر از سایر راندگی‌هاست (Dolati, 2010). در شکل ۲ نقشه ساختاری مکران شمالی آورده شده که بر روی آن پراکندگی گسل‌های راندگی و امتدادلغز به همراه تصاویر استریوگرام آنها نشان داده شده است. در این نقشه که



شکل ۱- الف) تصویر ماهواره‌ای ایران که بر روی آن منشور برافزایشی مکران و واحدهای زمین‌ساختی پیرامون آن نشان داده شده است، میزان همگرایی ورقه عربی و اوراسیا براساس (DeMets et al., 2010) آورده شده است؛ ب) واحدهای زمین‌ساختی-چینه‌نگاری اصلی منشور برافزایشی مکران (Haghipour et al., 2012)، در الف و ب منطقه مورد مطالعه به شکل چهارگوش نشان داده شده است؛ پ) نقشه زمین‌شناسی آمیزه افیولیتی شمال مکران (برگرفته و راستاسازی شده از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی اسپکه (آق‌انباتی و همکاران، ۱۳۶۶)، فوج (Arshadi et al., 1987)، رامک (Morgan et al., 1987a) و رمشک (Morgan et al., 1987b)؛ ت) سه برش ساختاری در بخش‌های مختلف مکران شمالی که نمایانگر چگونگی ارتباط واحدهای زمین‌ساختی-چینه‌نگاری اصلی در منطقه است، این برش‌های ساختاری برپایه نقشه‌های زمین‌شناسی مورد اشاره در بالا رسم شده است.



شکل ۲- نقشه ساختاری مکران شمالی (بر گرفته و راستاسازی شده از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ منطقه شامل اسپکه، فنج، رامک و رمشک) که نمایانگر پراکندگی انواع گسل‌ها به همراه تصاویر استریوگرم صفحات گسلی و جهت جابه‌جایی آنها بر روی نیم کره زیرین شبکه هم مساحت (Schmidt) است. موقعیت جغرافیایی هر ایستگاه آورده شده است.

جدول ۱- داده‌های تنسور تنش به دست آمده از گسل‌های راندگی و امتدادلغز در منطقه مکران شمالی؛ علائم اختصاری عبارتند از:  $r_0$  نسبت تنش‌های اصلی،  $n$  تعداد گسل‌های برداشت شده برای هر ایستگاه و  $(Exp)$  تعداد گسل‌های پذیرفته شده باز زاویه ناهمخوانی کمتر از ۳۰ درجه.

Exp	n	$r_0$	T axis		B axis		P axis		نام گسل
			Trend(°)	Plunge(°)	Trend(°)	Plunge(°)	Trend(°)	Plunge(°)	
29	38	0.67	161	22	177	11	211	62	گسل بشاگرد
19	23	0.86	183	20	170	14	180	62	گسل درانار
30	37	0.80	207	21	206	19	135	56	گسل آبنما
23	30	0.63	176	18	212	14	165	63	گسل کوه بهارک
26	32	0.44	177	17	202	19	118	57	گسل ورناج
96	118	0.80	169	17	176	14	159	65	گسل‌های مجموعه دیدار
34	46	0.36	222	12	249	62	89	21	گسل‌های امتدادلغز

اندازه‌گیری ویژگی‌های هندسی و جنبشی ساختارها بر روی پهنه راندگی بشاگرد در ۴ ایستگاه مختلف و ۳۹ برداشت صورت گرفته است (ایستگاه‌های ۳، ۲، ۱ و ۴ در شکل ۲). روند چیره این گسل W-E تا NW-SE بوده و میانگین شیب آن بین ۲۰ تا ۲۵ درجه به سمت NNE می‌باشد (شکل ۳-ب). برآورد تنسور تنش برای این گسل، گویای عمودی بودن تنش کمینه ( $\sigma_3$ ) و افقی بودن دو تنش بیشینه ( $\sigma_1$ ) و متوسط ( $\sigma_2$ ) است (شکل ۳-ب). این موضوع نمایانگر رژیم زمین‌ساختی فشارشی و منطبق بر نظریه Anderson (1942) می‌باشد. مقدار میانگین  $r_0$  در ۴ ایستگاه برابر ۰/۶۷ برآورد شده (شکل ۳-ب) که گویای تفکیک به نسبت خوب همه تنش‌ها از یکدیگر است.

۲) **گسل درانار:** این گسل که در بخش‌های باختری منطقه مورد مطالعه وجود دارد،

۱) **گسل بشاگرد:** در جنوبی‌ترین بخش‌های منطقه مکران شمالی با روند عمومی W-E تا NW-SE واحدهای گرانیتویدی و سنگ آهک‌های تجدید تبلور یافته باجکان-دورکان را با جابه‌جایی در جهت SSW بر روی نهشته‌های توریداتی منشور برافزایشی مکران (مکران درونی) جابه‌جا کرده است (شکل ۳-الف). در بخش‌های باختری منطقه، این گسل تغییر راستا داده و به NW-SE تبدیل شده و در منتهی‌الیه ضلع جنوب باختری منطقه، مرز بین باجکان-دورکان و مکران بیرونی را می‌سازد. پهنه گسلی بشاگرد در برخی نقاط پیرامون ۵۰۰ تا ۶۰۰ متر ستبرا داشته و بخش عمده فرادواره آن تکه‌هایی از سنگ آهک‌های تجدید تبلور یافته و یا مارن‌های باجکان-دورکان را شامل می‌شود که تحت تأثیر عملکرد این گسل دچار چرخش نیز شده‌اند.

نزدیک به افقی است. به گونه‌ای که تنش بیشینه با راستای N195 به صورت افقی بوده و تنش کمینه با موقعیت N067 نزدیک به مرکز استریوت و حالت عمودی دارد (شکل ۳-د). مقدار میانگین  $\tau_0$  نیز برابر ۰/۴۴ برآورد شده است.

**۶) گسل‌های مجموعه دیادر:** دارای سازوکار راندگی بوده و روند چیره آنها WNW-ESE است. مرز بین مجموعه دیادر و فروافتادگی جازموریان در بسیاری از نقاط به وسیله این گسل‌ها آشکار شده (شکل ۳-ز) و در مرز جنوب باختری، واحدهای دگرگونی رسوبی دیادر بر روی واحدهای اولترامافیک آمیزه افیولیتی شمال مکران رانده شده‌اند. اگرچه (Dolati and Burg (2013) و Hunziker (2014)، مرز بین مجموعه دگرگونی دیادر با فروافتادگی جازموریان را با گسل‌های عادی مشخص کرده‌اند؛ ولی در بازدیدهای صحرایی این پژوهش و بررسی تصاویر ماهواره‌ای، شواهدی از این نوع گسل خوردگی در منطقه مشاهده نشد. بلکه اندازه‌گیری ویژگی‌های هندسی و جنبشی گسل‌های مرز بین مجموعه دگرگونی دیادر با فروافتادگی جازموریان (ایستگاه‌های ۱۷ و ۱۹) نمایانگر سازوکار راندگی برای آنهاست. این گسل‌های راندگی که در نقاطی به صورت ورقه‌های راندگی پدیدار شده‌اند، بین ۲۵ تا ۴۰ درجه در جهت NNE شیب داشته و در نتیجه عملکرد آنها واحدهای سنگی در جهت SSW رانده شده‌اند (شکل ۳-ز). گسل‌های راندگی مجموعه دگرگونی دیادر و اطراف آن دارای مقدار و جهت شیب متفاوت هستند. میانگین شیب اندازه‌گیری شده برای این گسل‌ها بین ۲۰ تا ۵۵ درجه است (شکل ۳-ژ). برآوردهای انجام شده بر روی تمامی گسل‌های مجموعه دیادر و پیرامون آن، نمایانگر یک رژیم ترافشاری با موقعیت  $\sigma_1$  برابر با N154/12 و  $\sigma_2$  برابر N245/2 و هر دو به صورت افقی است (شکل ۳-ژ). تنش کمینه  $\sigma_3$  نیز در مرکز استریوگرام دارای مختصات N342/78 بوده و حالت عمودی دارد. همچنین مقدار میانگین  $\tau_0$  برابر ۰/۸ برآورد شده است (شکل ۳-ژ).

### ۳-۲. گسل‌های امتدادلغز

گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد با روند عمومی N-S تا NNE-SSW در خاوری‌ترین بخش‌های آمیزه افیولیتی شمال مکران پدیدار می‌شوند. ارتباط واحدهای سنگی با یکدیگر و نحوه عملکرد و جابه‌جایی این گسل‌ها نشان می‌دهد، از گسل‌های راندگی منطقه جوان‌تر هستند. به گونه‌ای که این دسته از گسل‌های امتدادلغز، گسل‌های راندگی را تحت تأثیر قرار داده (شکل ۴-الف) و دایک‌های پلاژیوگرانییتی که جوان‌ترین واحد نفوذی در آمیزه افیولیتی شمال مکران به‌شمار می‌روند، را نیز جابه‌جا کرده‌اند (شکل ۴-ب). از طرفی، گسل‌های امتدادلغزی که در بخش‌های باختری منطقه حضور دارند، دارای روند چیره SW-NE بوده و ارتباط نزدیکی با راندگی‌های منطقه داشته و به نظر می‌رسد همزمان با هم شکل گرفته‌اند. موقعیت محورهای اصلی تنش بر روی گسل‌های امتدادلغز نیز متفاوت از راندگی‌های منطقه بوده،  $\sigma_1$  دارای موقعیت N355/08 و به صورت عمودی،  $\sigma_3$  دارای موقعیت N089/24 و  $\sigma_2$  با موقعیت N247/65 نزدیک به مرکز استریوگرام و عمودی است (شکل ۴-پ). مقدار میانگین  $\tau_0$  نیز برای گسل‌های امتدادلغز ۰/۵۳ به دست آمده است (شکل ۴-ت). دلیل تفاوت در جهت‌گیری محورهای تنش در این بخش از آمیزه افیولیتی شمال مکران ممکن است به دلیل چرخش ساختارها حول محور قائم ناشی از عملکرد گسل‌های امتدادلغز باشد.

### ۳-۳. چین خوردگی

چین خوردگی‌ها در واحدهای رسوبی آمیزه افیولیتی شمال مکران بیشتر از نوع بسته بوده، کمتر از چند متر طول موج داشته و دامنه آنها به نسبت پایین است (شکل ۴-ت). امتداد سطح محوری این چین خوردگی‌ها خاوری-باختری بوده و شیب اندکی در دو جهت N-NE و S-SW دارند. در واحدهای رسوبی-دگرگونی دیادر، ارتباط تنگاتنگ تعداد زیادی از چین خوردگی‌ها با گسل‌های راندگی این مجموعه، حاکی از شکل‌گیری آنها در نتیجه عملکرد تنش فشاری یکسان دارد؛ به گونه‌ای که سطح

دارای روند NW-SE بوده، شیب آن به سمت NE است و در نتیجه عملکرد آن واحدهای گرانیتیویدی و سنگ آهک‌های تجدید تبلور یافته دور کان با حرکت در جهت SSW بر روی واحدهای دگرگونی باجکان رانده شده‌اند (شکل ۳-پ). پایانه جنوب خاوری این گسل به وسیله راندگی بشاگرد محدود شده و در بخش شمال باختری خارج از محدوده مطالعاتی در زیر آبرفت‌های کواترنری جازموریان مدفون می‌شود. بخش عمده واحدهای فرادواره این گسل سنگ آهک‌های تجدید تبلور یافته‌ای هستند که در برخی نقاط تکرار نیز شده‌اند. در برخی نقاط پهنه گسلی درانار متشکل از چندین شاخه فرادواره‌ای و فرودواره‌ای است که تکرار واحدهای آهکی و دگرگونی را در پهنه گسلی در پی داشته است. بر اساس برداشت‌هایی که به وسیله سه ایستگاه روی این گسل صورت گرفته؛ شیب صفحه گسلی به طور میانگین از ۲۰ تا ۴۵ درجه متغیر است (شکل ۳-ت). ستبرای پهنه گسلی نیز متغیر و بین ۶۰ تا ۱۰۰ متر اندازه‌گیری شده است. میانگین تنسور تنش بر روی گسل درانار در سه ایستگاه ۵، ۶ و ۷ با تعداد ۲۴ برداشت، دارای تنش بیشینه با جهت‌گیری N170 و به صورت افقی است، تنش کمینه نیز با موقعیت N072 حالت عمودی دارد (شکل ۳-ت). مقدار میانگین  $\tau_0$  نیز برابر ۰/۸۶ به دست آمده است (شکل ۳-ت).

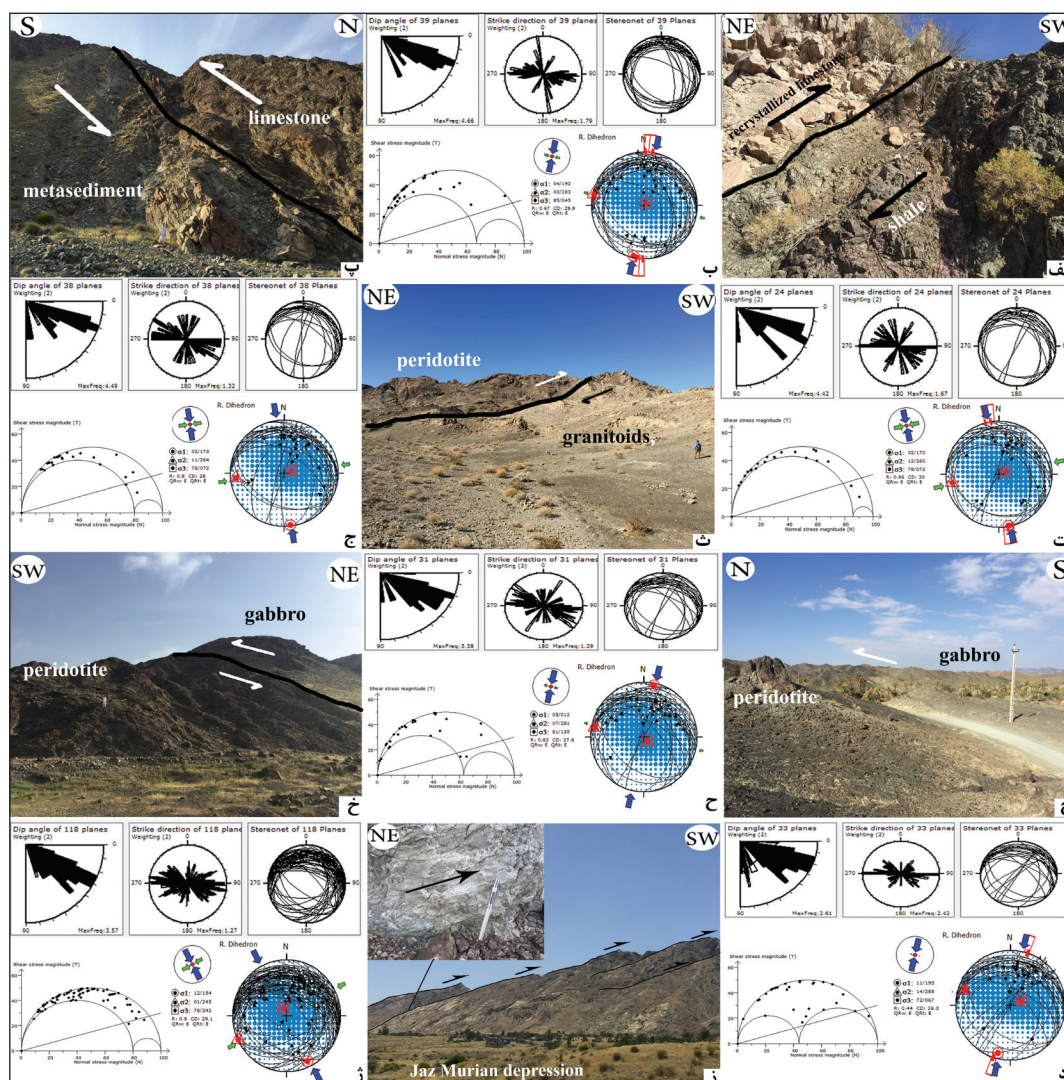
**۳) گسل آبنما:** تنها در بخش خاوری آمیزه افیولیتی شمال مکران حضور داشته، با پیرامون ۶۰ کیلومتر درازا، مرز بین آمیزه افیولیتی شمال مکران و گرانیتیویدهای دورکان را متمایز کرده و در نتیجه عملکرد آن واحدهای پریدوتیتی بر روی گرانیتیویدها رانده شده‌اند (شکل ۳-ث). روند عمومی این گسل NW-SE بوده، جهت شیب آن NE است، و مقدار شیب ۲۰ تا ۲۵ بیشترین فراوانی را دارا است. هر چند در برخی نقاط مقدار شیب بین ۵۰ تا ۶۰ درجه نیز اندازه‌گیری شده است (شکل ۳-ج). از این رو در برخی نقاط، این گسل از راندگی به معکوس تغییر ماهیت داده است. در نقاطی که واحدهای اولترامافیک آمیزه افیولیتی شمال مکران بر روی گرانیتیویدها رانده شده‌اند، با توجه به بردار لغزش تعیین شده به وسیله خشل‌لغزها، سوی جابه‌جایی پریدوتیت‌ها به سمت بالا و SSW به دست آمده است. برآورد تنسور تنش بر روی این گسل در ۳ ایستگاه با ۳۸ برداشت گسلی، نمایانگر تنش بیشینه با جهت‌گیری N173 و افقی بوده و تنش کمینه نیز با میانگین موقعیت N72 حالت عمودی دارد (شکل ۳-ح). مقدار میانگین  $\tau_0$  برابر ۰/۸ برآورد شده است.

**۴) گسل کوه بهارک:** با درازایی پیرامون ۳۷ کیلومتر در منتهالیه شمال باختری منطقه مورد مطالعه حضور دارد. در امتداد این گسل واحدهای گابرویی با جابه‌جایی در جهت SSW بر روی پریدوتیت‌ها رانده شده‌اند (شکل ۳-ح). امتداد کلی این گسل NW-SE، جهت شیب آن NE و میانگین شیب اندازه‌گیری شده برای این گسل در سه ایستگاه و ۳۱ برداشت، بین ۲۰ تا ۴۵ درجه تعیین شده است. بهترین برونزد پهنه گسلی کوه بهارک با ۵۰ متر ستبرا در خاور رمشک پدیدار شده است؛ جایی که واحدهای رسوبی و بازالتی بر روی گابروها رانده شده‌اند. برآوردهای انجام شده نمایانگر تنسور تنش بیشینه با راستای N012 و تنش کمینه با موقعیت N135 حالت عمودی دارد (شکل ۳-خ). مقدار میانگین  $\tau_0$  برابر ۰/۶۳ برآورد گردیده که گویای تفکیک بسیار خوب همه تنش‌ها از یکدیگر است.

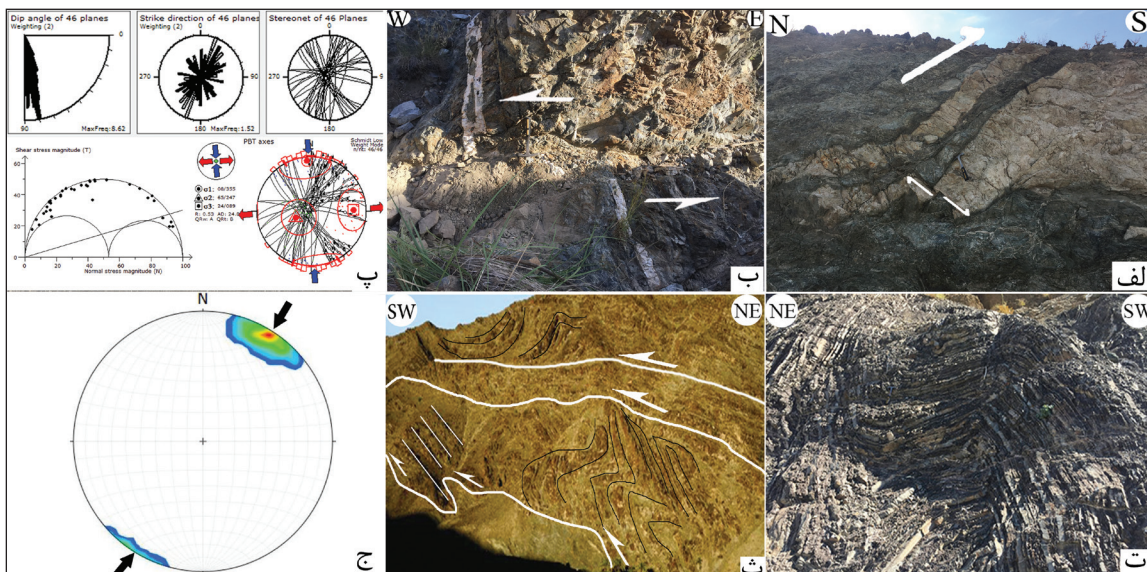
**۵) گسل ورناج:** با درازایی نزدیک به ۶۰ کیلومتر در بخش مرکزی آمیزه افیولیتی شمال مکران پدید آمده است. این گسل با روند عمومی NW-SE مرز بین نوار اولترامافیک فونج-رمشک در سمت SSW و توده‌های اولترامافیک گنبدی شکل کوچینگ و گوانک در سمت NNE را تشکیل می‌دهد. در نتیجه عملکرد این گسل، واحدهای گابرویی پیرامون توده گوانک بر روی پریدوتیت‌های فونج-رمشک رانده شده‌اند (شکل ۳-خ). سازوکار کلی گسل ورناج راندگی است، ولی در برخی نقاط مقدار شیب آن بیشتر بوده و به معکوس تغییر ماهیت می‌دهد. ضمن اینکه مؤلفه امتدادلغز راست‌گرد نیز در این گسل اندازه‌گیری شده است. اندازه‌گیری هندسه این گسل در ۱۳ ایستگاه (ایستگاه‌های ۱۴، ۱۶) و تعداد ۳۳ برداشت نشان می‌دهد، میانگین تنسور تنش بر روی این گسل دارای تنش بیشینه با راستای SSW-NNE و

مختصات یال‌های هر چین صورت گرفته و در مواردی که چندین برداشت روی هر یال انجام گرفته، میانگین آنها برآورد شده است. سپس زاویه بین دو یال چین با استفاده از استریونت آشکار، و محورهای a، b و c که نمایانگر مؤلفه‌های اصلی تنش هستند، بر روی استریونت تعیین و مختصات هر کدام از آنها به دست آمده است (جدول ۲). با توجه به اندازه‌گیری‌های به عمل آمده و با استفاده از محور و سطح محوری چین‌های برداشت شده، مختصات محور تنش بیشینه برآورد شده است (شکل ۴-ج). بر این اساس، میانگین موقعیت محور فشردگی برای چین خوردگی‌های منطقه برابر با N32/SNE به دست آمده است.

محوری چین‌ها هم‌سو با جهت جابه‌جایی واحدهای سنگی در فرادایواره گسل‌های راندگی به سمت SSW شیب دارد (شکل ۴-ث). اگرچه، چین خوردگی‌هایی با طول موج زیاد و دگرریختی اندک نیز در واحدهای رسوبی مجموعه دیاذر اندازه‌گیری شده است. این واحدهای رسوبی متحمل دگرگونی نشده و به صورت پنجره زمین‌ساختی در ضلع جنوب باختری مجموعه دیاذر برونزد دارند (شکل ۲-پ). به نظر می‌رسد تفاوت در هندسه چین‌های مورد اشاره در بالا، حاکی از رخداد چندین نسل چین خوردگی در واحدهای سنگی این مجموعه باشد (Hunziker et al., 2017). در مجموع تعداد ۱۲ چین در منطقه مورد مطالعه برداشت شد. اندازه‌گیری بر روی



شکل ۳- الف) تصویر پهنه گسل بشاگرد که در نتیجه عملکرد آن سنگ آهک‌های تجدیدتبلور یافته مجموعه‌ی باجکان-دورکان بر روی شیل‌های مکران درونی رانده شده‌اند؛ ب) نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل داده‌های گسل بشاگرد شامل نمودارهای استریوگرام، گل سرخی شیب و امتداد، موقعیت محورهای اصلی تنش و نمودار دایره مور؛ پ) تصویر پهنه گسلی درانار که مرز بین واحدهای آهکی دورکان و سنگ‌های دگرگونی باجکان را آشکار کرده است؛ ت) نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل داده‌های گسل درانار شامل نمودارهای استریوگرام، گل سرخی شیب و امتداد، موقعیت محورهای اصلی تنش و نمودار دایره مور؛ ث) مرز بین آمیزه افیولیتی شمال مکران و مجموعه دورکان، جایی که واحدهای اولترامافیک بر روی گرانیتویدها رانده شده‌اند؛ ج) نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل داده‌های گسل آبنما شامل نمودارهای استریوگرام، گل سرخی شیب و امتداد، موقعیت محورهای اصلی تنش و نمودار دایره مور؛ چ) نمایی از رانده شدن واحدهای گابروی بر روی پریدوتیت‌ها در پهنه گسلی کوه بهارک؛ ح) نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل داده‌های گسل کوه بهارک شامل نمودارهای استریوگرام، گل سرخی شیب و امتداد، موقعیت محورهای اصلی تنش و نمودار دایره مور؛ خ) تصویر از پهنه گسلی ورناج که در نتیجه عملکرد آن واحدهای گابرو بر روی پریدوتیت‌ها رانده شده است؛ د) نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل داده‌های گسل ورناج شامل نمودارهای استریوگرام، گل سرخی شیب و امتداد، موقعیت محورهای اصلی تنش و نمودار دایره مور؛ ز) نمایی از عملکرد گسل‌های راندگی در واحدهای سنگی مجموعه دگرگونی دیاذر در مرز این مجموعه با فراافتادگی جازموریان، ز) نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل داده‌های گسل مجموعه دگرگونی دیاذر شامل نمودارهای استریوگرام، گل سرخی شیب و امتداد، موقعیت محورهای اصلی تنش و نمودار دایره مور.



شکل ۴- الف) جابه‌جا شدن گسل راندگی به وسیله گسل امتدادلغز؛ ب) جابه‌جا شدن دایک پلاژیوگرانیت به وسیله گسل امتدادلغز؛ پ) نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل گسل‌های امتدادلغز شامل نمودارهای استریوگرام، گل سرخی شیب و امتداد، موقعیت محوره‌های اصلی تنش و نمودار دایره مور؛ ت) چین خوردگی کوچک مقیاس در واحدهای رسوبی آمیزه افیولیتی شمال مکران؛ ث) نمایی از گسل‌های راندگی و ارتباط آنها با چین خوردگی در مجموعه دگرگونی دیاذر؛ ج) کنتر دیاگرام میانگین موقعیت محور فشردگی در چین‌های منطقه.

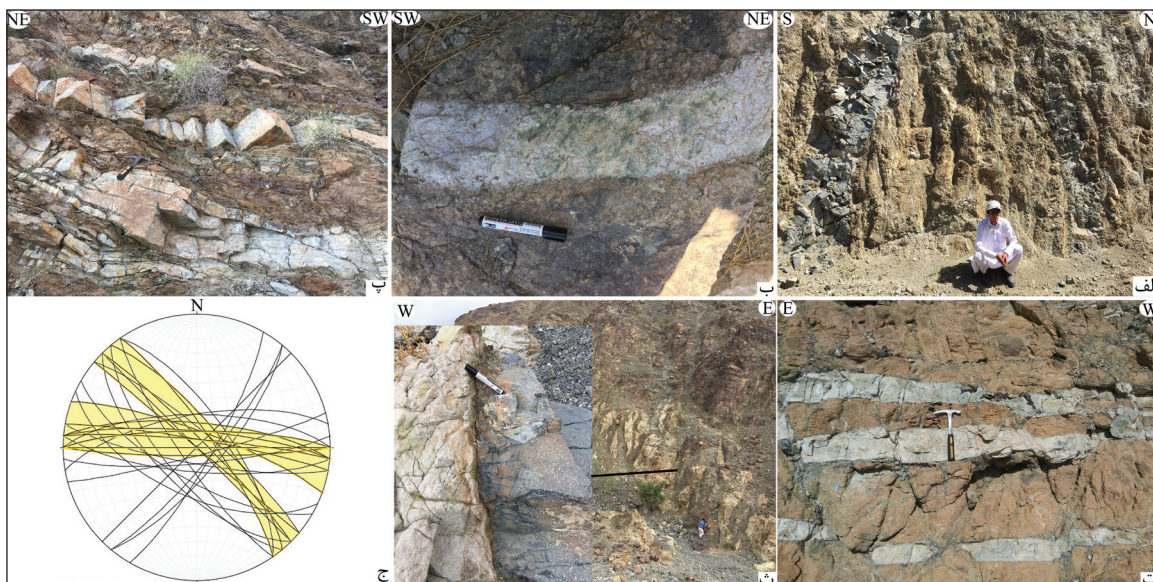
جدول ۲- داده‌های مربوط به ویژگی‌های هندسی چین خوردگی‌های آمیزه افیولیتی شمال مکران.

نوع چین بر اساس سطح محوری	نوع چین بر اساس زاویه بین یالی	مختصات محوره‌های تنش			زاویه بین دو یال	مختصات یال‌ها		وضعیت محور	وضعیت سطح محوری		مختصات جغرافیایی	
		محور a	محور b	محور c		یال شمالی	یال جنوبی		شیب	امتداد	طول	عرض
شیب‌دار	بسته	۱۹۸/۱۰	۲۹۰/۱۱	۶۵/۷۲	۶۶	۱۰۰/۴۷ NE	۱۱۵/۶۸ SW	۲۹۰/۱۱	۲۸۸	NE۶۹	۲۶°۴۲'۵۲"	۵۹°۵۵'۲۴"
شیب‌دار	بسته	۱۹۷/۰۴	۲۸۸/۱۵	۹۳/۷۴	۵۴	۱۱۵/۶۰ SW	۲۸۰/۳۰ NE	۲۹۱/۰۵	۲۸۸	NE۶۰	۲۶°۴۶'۰۶"	۵۹°۵۶'۰۲"
قائم	بسته	۲۰۰/۸	۲۹۴/۲۳	۹۱/۶۴	۴۷	۱۰۰/۶۰ NE	۱۲۰/۷۷ SW	۲۹۴/۲۳	۲۹۱	NE۸۱	۲۶°۴۵'۰۹"	۵۹°۴۲'۴۱"
قائم	بسته	۲۰۶/۹	۲۹۸/۸	۶۷/۷۷	۴۵	۱۲۰/۷۷ SW	۱۱۳/۵۸ NE	۲۹۸/۸	۲۹۸	NE۸۰	۲۶°۴۰'۲۱"	۵۹°۴۱'۲۵"
قائم	بسته	۲۱۴/۵	۱۲۴/۱۳	۲۳۵/۷۵	۶۶	۱۱۳/۵۸ NE	۱۱۶/۵۸ SW	۱۲۴/۱۳	۱۲۱	SW۷۶	۲۶°۴۲'۵۱"	۵۹°۱۱'۰۸"
شیب‌دار	بسته	۲۰/۱	۲۹۵/۳	۱۱۶/۸۰	۶۲	۲۹۴/۵۸ NE	۱۱۶/۵۸ SW	۲۹۵/۰۳	۱۱۵	۷۰	۲۶°۴۹'۴۱"	۵۹°۲۹'۴۵"
شیب‌دار	بسته	۲۱۶/۲۰	۱۲۰/۱۷	۳۵۲/۶۳	۴۲	۱۲۰/۹۰	۱۳۵/۵۰ NE	۱۲۰/۱۷	۱۲۷	NE۷۰	۲۶°۵۵'۱۱"	۵۹°۲۲'۱۲"
شیب‌دار	باز	۲۱۷/۱۹	۳۱۱/۱۰	۶۸/۶۶	۱۲۲	۱۲۰/۴۵ NE	۱۳۳/۸۴ SW	۳۱۱/۱۱	۳۰۷	NE۶۹	۲۶°۴۸'۲۵"	۵۹°۱۳'۱۴"
شیب‌دار	باز	۲۲۴/۱۴	۱۳۱/۰۲	۴۴/۷۶	۷۷	۱۳۲/۴۲ NE	۱۳۰/۷۲ SW	۱۳۱/۰۲	۱۳۱	NE۷۶	۲۶°۳۹'۴۲"	۵۹°۳۸'۲۶"
شیب‌دار	بسته	۴۳/۴	۱۳۴/۲	۲۵۶/۸۵	۶۰	۱۳۲/۴۰ SW	۱۳۵/۶۴ NE	۱۳۴/۲	۱۳۴	SW۸۶	۲۶°۴۴'۱۱"	۵۹°۴۱'۴۵"
شیب‌دار	باز	۳۸/۱	۳۰۸/۵	۱۴۲/۸۴	۸۹/۴	۳۰۳/۴۰ NE	۱۳۵/۴۲ SW	۳۱۰/۵	۳۰۸	NE۶۵	۲۶°۳۸'۰۰"	۵۹°۴۰'۰۱"
شیب‌دار	بسته	۲۱۰/۱۲	۳۰۲/۰۵	۶۰/۷۵	۶۹/۴	۱۱۴/۴۰ NE	۱۲۲/۷۰ SW	۳۰۰/۳	۱۲۱	NE۷۷	۲۶°۴۸'۰۶"	۵۹°۲۸'۱۵"

### ۳-۴. سوگیری دایکها

مزدوج هستند. افزون بر دایک‌های بالا، دایک‌های ورقه‌ای (Sheeted dykes) نیز با روند عمومی E-W تا WNW-ESE و شیب نزدیک به قائم در آمیزه افیولیتی شمال مکران اندازه‌گیری شده است (شکل ۴-۳). این دسته از دایک‌ها ارتباط نزدیکی با گابروهای نفوذی داشته و دیابازهای نیمه‌نفوذی داشته و به وسیله گدازه‌های آتشفشانی پوشانده می‌شوند. وجود حاشیه سرد شده (Chilled margin) در مرز تماس دایک‌های ورقه‌ای با واحدهای نیمه‌نفوذی دیاباز (شکل ۵-۳)، گویای آن است دیابازها هنوز به طور کامل منجمد نشده بودند که مورد نفوذ دایک‌های ورقه‌ای قرار گرفته‌اند. در حالی که دایک‌های ورقه‌ای در ارتباط نزدیک با واحدهای سنگی آمیزه افیولیتی شمال مکران هستند، سایر دایک‌هایی که در بالا به آنها اشاره شد، واحدهای سنگی سازنده آمیزه افیولیتی را تحت تأثیر قرار داده، در آنها تزریق شده و در اغلب موارد آنها را قطع می‌کنند. در شکل ۵-۳ج، تصویر استریوگرام امتداد و شیب دایک‌های برداشت شده در آمیزه افیولیتی شمال مکران آورده شده است.

چندین نسل از دایک‌های مختلفی در واحدهای سنگی آمیزه افیولیتی شمال مکران نفوذ کرده و آنها را قطع می‌کنند (Hunziker, 2014). گروهی از دایک‌ها که از فراوانی بیشتری برخوردارند، شامل دایک‌های دیابازی (شکل ۵-الف)، گابرویی (شکل ۵-ب)، و پلاژیوگرانیته (شکل ۵-پ) هستند که بیشتر در بخش پوسته‌ای آمیزه افیولیتی شمال مکران تزریق شده‌اند. دایک‌های ناپیوسته و گسیخته دونیتی و پیروکسنیتی که در واحدهای اولترامافیک نفوذ کرده‌اند (شکل ۵-ت)، فراوانی چندانی نداشته و دارای میانگین موقعیت هندسی N270,60NE هستند. دایک‌های گابروی دانه‌ریز، گابروی پگماتیک و آنورتوزیتی که بیشتر درون گابروهای ایزوتروپ نفوذ کرده‌اند، دارای امتداد E-W تا WNW-ESE هستند. شیب این دسته از دایک‌ها در دو جهت شمال و جنوب اندازه‌گیری شده است (شکل ۵-ج). دایک‌های پلاژیوگرانیته نیز به درون دیابازها و واحدهای رسوبی نفوذ کرده و از سایر واحدها جدیدتر هستند. این نوع دایک‌ها دارای روندهای مختلفی هستند؛ با این حال دو امتداد SSW-NNE تا WNW-ESE در آنها چیره بوده و به شکل



شکل ۵- تصاویر صحرایی از دایک‌های مختلف آمیزه افیولیتی شمال مکران: الف) نمایی از نفوذ دایک‌های دیابازی در واحدهای رسوبی؛ ب) قطع شدن واحدهای مافیک به وسیله دایک گابروی آنورتوزیتی؛ پ) تصویر دایک‌های پلاژیوگرانیته که در واحدهای رسوبی نفوذ کرده‌اند؛ ت) نفوذ دایک‌های گسیخته دونیتی در پریدوتیت؛ ث) نمایی از دایک‌های ورقه‌ای و حاشیه سرد شده آنها در مرز تماس با دیاباز؛ ج) تصویر استریوگرام شیب و امتداد دایک‌های اندازه‌گیری شده در آمیزه افیولیتی شمال مکران؛ دایک‌های ورقه‌ای با رنگ زرد نمایش داده شده است.

### ۴-۴. بحث و بررسی

دونیتی و پیروکسنیتی در توالی گوشته‌ای، و دایک‌های گابرویی و پلاژیوگرانیته در توالی پوسته‌ای آمیزه افیولیتی شمال مکران آشکار نیست. به گونه‌ای که این دایک‌ها ممکن است در مرحله همگرایی و در نتیجه ایجاد پهنه‌های برشی در حین فرایند جایگیری سنگ‌کره اقیانوسی شکل گرفته باشند (Charity et al., 2009) و معیار قابل اعتمادی برای برآورد راستای کشش در هنگام شکل‌گیری سنگ‌کره اقیانوسی به‌شمار نمی‌روند. اما دایک‌های ورقه‌ای از سازندگان اصلی سنگ‌کره اقیانوسی بوده، همواره بخش مهمی از توالی آمیزه‌های افیولیتی را تشکیل می‌دهند که بر روی پشته میان اقیانوسی تشکیل شده و ابزار سودمندی برای برآورد هندسه پشته میان اقیانوسی هنگام شکل‌گیری سنگ‌کره اقیانوسی به‌شمار می‌روند (Anonymus, 1972; Dilek, 2003; Robinson et al., 2008). در بخش پیشین اشاره شد که روند عمومی دایک‌های ورقه‌ای WNW-ESE بوده و دارای شیب‌های متفاوتی هستند. از آنجا که فرض بر این

شواهد صحرایی و ساختاری نمایانگر رویداد دو مرحله دگرشکلی متوالی در طی شکل‌گیری سنگ‌کره اقیانوسی و جایگیری آن در مکران شمالی است. مرحله نخست، در یک رژیم کششی ضمن تشکیل سنگ‌کره اقیانوسی، دایک‌های ورقه‌ای را برجای گذاشته است. مرحله دوم که در نتیجه همگرایی در منطقه و تحت تأثیر رژیم فشارشی یا ترفشارشی شکل گرفته است؛ با عملکرد گسل‌های راندگی و امتدادلغز، رانده شدن واحدهای سنگی بر روی یکدیگر و تکرار آنها به همراه چین‌خوردگی واحدهای رسوبی آشکار می‌شود.

### ۴-۱. رژیم کششی

به منظور برآورد جهت کشش هنگام شکل‌گیری سنگ‌کره اقیانوسی در منطقه مکران شمالی از هندسه دایک‌های ورقه‌ای استفاده شده است. چراکه زمان تزریق دایک‌های

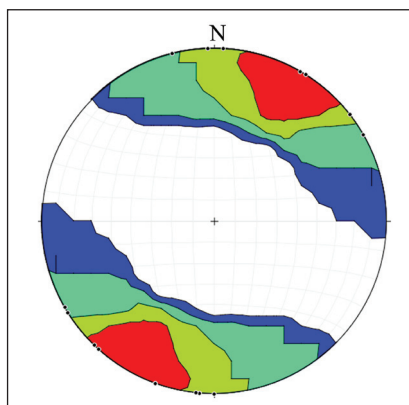


نمایانگر محیط دریایی به نسبت ژرف (بیش از ۲۰۰ متر) بوده، ارتباط نزدیکی با مجموعه سنگ‌های تشکیل دهنده آمیزه افیولیتی شمال مکران دارند و به وسیله Dolati (2010) و McCaL et al. (1985)، بارمین تعیین سن شده‌اند. اما سنگ‌آهک‌های نریٹیک و کم‌ژرفای کرتاسه پسین تا ائوسن از پراکندگی اندکی برخوردار بوده، حاوی خرده‌های آواری با منشأ قاره‌ای هستند و بیشتر در خاور منطقه و حاشیه فروافتادگی جازموریان برونزد دارند. این سنگ‌آهک‌ها به صورت ناپوسته بر روی مارن‌ها و گدازه‌های آتشفشانی و نهشته‌های ژرف کرتاسه پیشین قرار می‌گیرند (Dolati, 2010) (شکل ۷). ناپوستگی نهشته‌های کرتاسه پسین نشان می‌دهد در این زمان شرایط محیط کم‌ژرفا حاکم بوده و در نتیجه آن فرسایش سنگ‌های آذرین در منطقه رخ داده است. این تغییر در محیط رسوب‌گذاری، به دلیل آغاز کوتاه‌شدگی ناشی از همگرایی بین دو بلوک قاره‌ای باجکان-دورکان و لوت روی داده است. رژیم فشاری ناشی از همگرایی سبب تشکیل پهنه‌های برشی شکننده و چین خوردگی در منطقه شده است. پهنه‌های شکننده با توسعه راندگی‌ها در سرتاسر آمیزه افیولیتی شمال مکران آشکار می‌شوند.

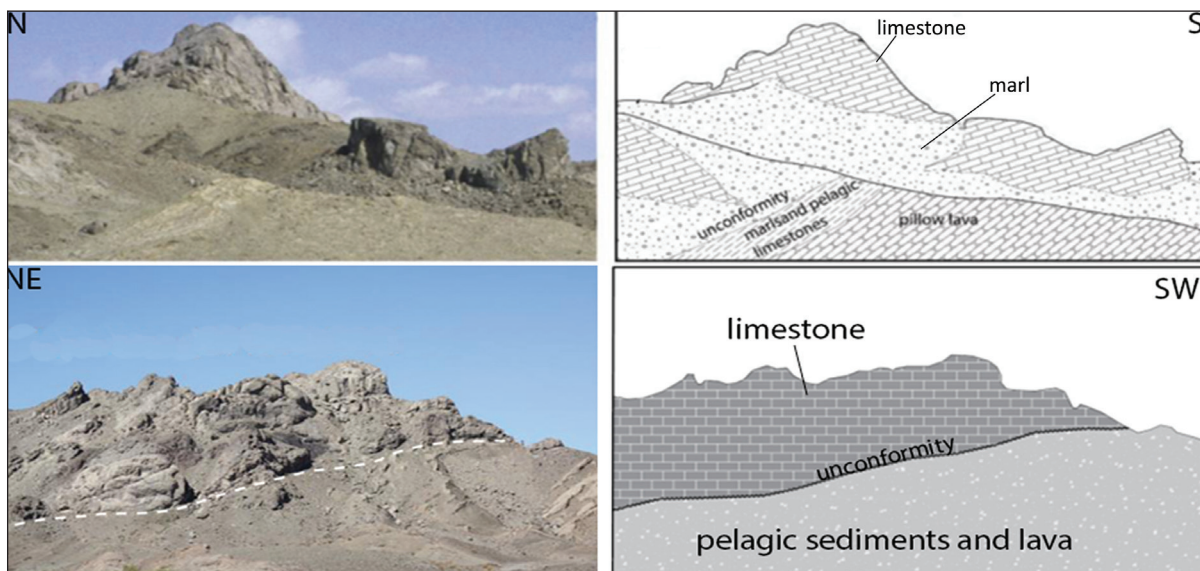
است، دایک‌های ورقه‌ای بر روی پشته میان اقیانوسی به صورت قائم شکل می‌گیرند (Lander et al., 2009; Robinson et al., 2008)، از این رو برای برآورد جهت کشش در هنگام شکل‌گیری، با چرخش این دایک‌ها بر روی شبکه هم‌مساحت استریونت (Schmidt)، تمامی آنها به قائم تبدیل شده‌اند (Masson et al., 2014). سپس با رسم کنتور دیاگرام قطب این دایک‌های قائم، راستای کشش هنگام شکل‌گیری سنگ‌کره اقیانوسی تعیین شده است. همانطور که در شکل ۶ نشان داده شده است، کنتور دیاگرام دایک‌های ورقه‌ای نمایانگر کشش در جهت SSW-NNE بوده و نشان می‌دهد این منطقه در ابتدا تحت تأثیر یک رژیم کششی در راستای SSW-NNE قرار داشته که حین آن سنگ‌کره اقیانوسی شکل گرفته است.

#### ۴-۱. رژیم فشاری

مرحله دوم دگرشکلی که بوسیله ناپوستگی نهشته‌های کرتاسه پسین آشکار می‌شود، نشان می‌دهد در این زمان شرایط محیط کم‌ژرفا حاکم بوده است (شکل ۷). به گونه‌ای که نهشته‌های پلاژیک و همی‌پلاژیک کرتاسه پیشین،



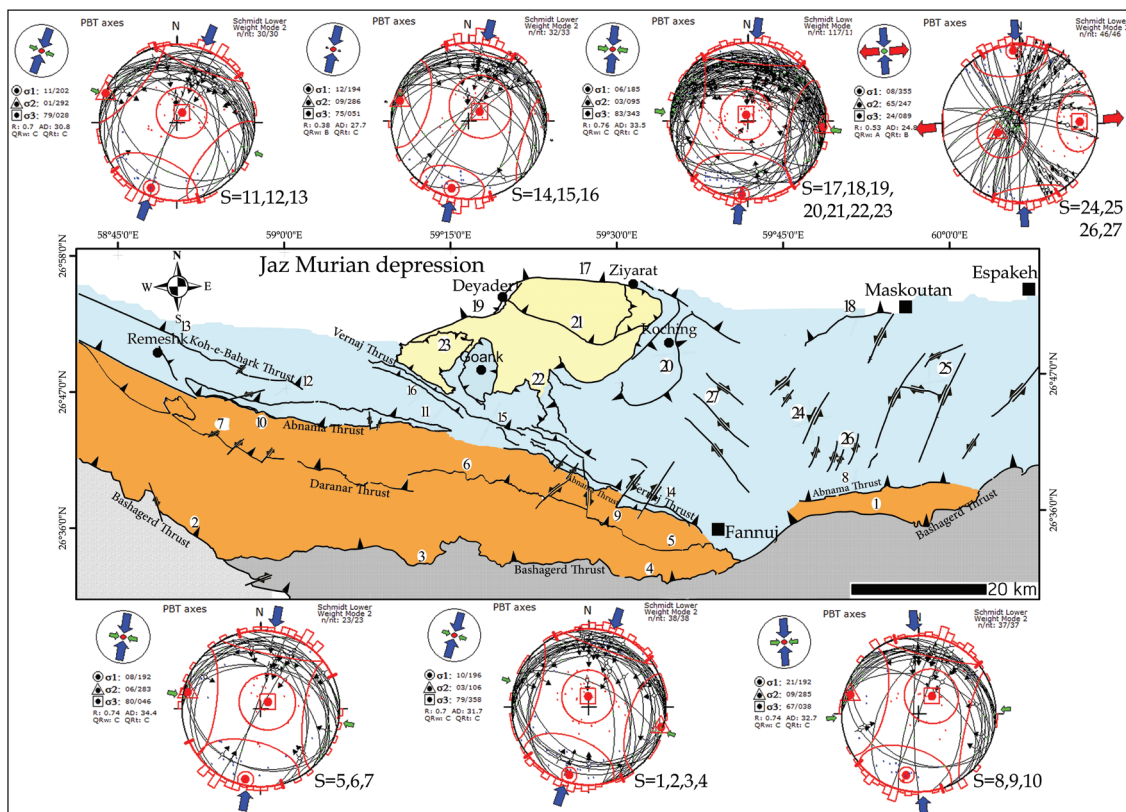
شکل ۶- تصویر کنتور دیاگرام قطب دایک‌های ورقه‌ای که نمایانگر راستای کشش SSW-NNE هنگام شکل‌گیری سنگ‌کره اقیانوسی است.



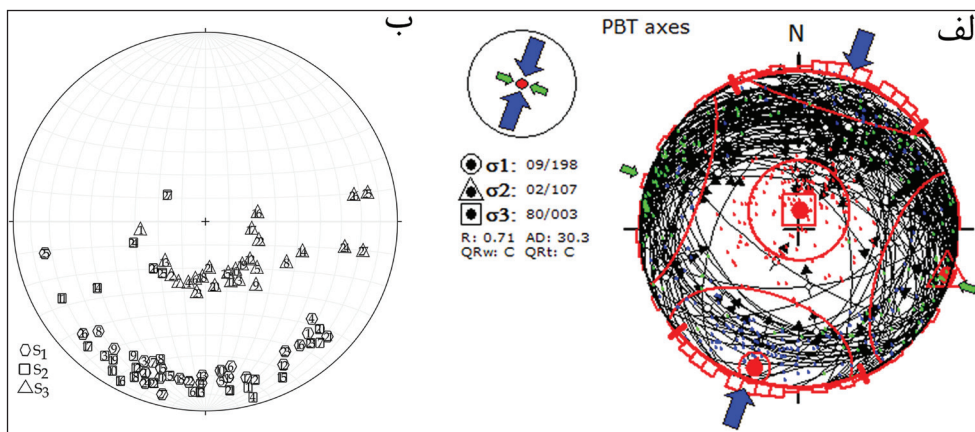
شکل ۷- ناپوستگی بین گدازه‌های آتشفشانی و نهشته‌های پلاژیک کرتاسه پیشین، با واحدهای مارن و آهکی کرتاسه پسین (Dolati, 2010; Hunziker, 2014).

در این بخش از آمیزه افیولیتی شمال مکران به لحاظ سنی از سایر ساختارهای منطقه جوان تر بوده (شکل ۴-الف، ب) و عدم انطباق جزئی بخش های خاوری نسبت به سایر بخش های منطقه نیز می تواند به سبب چرخش ساختارها حول محور قائم (Dolati and Burg, 2013) و یا به باور (Dolati and Burg, 2013), در ارتباط با خمیدگی های رهایی ناشی از عملکرد این گسل های امتدادلغز باشد (Cunningham and Mann, 2007). در ایستگاه های شماره ۱۷ تا ۲۳ که در مجموعه دگرگونی دیادر و پیرامون آن واقع شده اند، با توجه به اینکه مرز تماس واحدهای دگرگونی دیادر با آمیزه افیولیتی شمال مکران و فروافتادگی جازموریان به وسیله راندگی ها آشکار می شود، شاهد گسل های راندگی با روندهای مختلف و شیب های متفاوت هستیم که نواحی ترفشارشی را پدید آورده اند. در این بخش از منطقه مورد مطالعه، مؤلفه های  $S_1$  و  $S_3$  به صورت افقی بوده و به ترتیب در جهت S و SSW شیب ملایمی داشته و  $S_3$  نزدیک به عمودی است. این بخش از منطقه مورد مطالعه با مقدار  $\tau_0$  برابر با  $0.76$  (شکل ۸)، طبق نظریه (Frohlich (1992)، در گستره رژیم زمین ساختی wrench قرار می گیرند. اما هنگامی که تمامی گسل های راندگی را مورد بررسی قرار می دهیم، موقعیت محورهای اصلی تنش به صورت N198/09SW برآورد شده و مقدار میانگین  $\tau_0$  نیز برای این گسل ها برابر با  $0.71$  به دست آمده است (شکل ۹-الف) که انطباق بسیار مناسبی با راستای محور فشردگی به دست آمده در نتیجه تجزیه و تحلیل چین خوردگی های منطقه دارد. توزیع تنش های اصلی بر روی شبکه اشیمت نیز نشان می دهد هر دو رژیم فشاری و ترفشاری دارای  $S_1$  نزدیک به افقی با زاویه میل اندک (کمتر از  $30^\circ$  درجه) بوده و در جهت SSW و SSE شیب دارند (شکل ۹-ب). توزیع تنش های متوسط و کمینه ( $S_2, S_3$ ) نسبت به تنش بیشینه ( $S_1$ ) از پراکندگی بیشتری برخوردار بوده و مؤلفه های تنش  $S_2$  و  $S_3$  به صورت عمودی تا نیمه عمودی نسبت به  $S_1$  هستند. این موضوع نشان می دهد هیچگونه تنش عمودی بر منطقه اعمال نشده است.

به منظور برآورد موقعیت مؤلفه های اصلی تنش بر مبنای روش برگشتی و با استفاده از نرم افزار وین تسور، راستای تنش فشاری بیشینه، کمینه و بینابین در بخش های مختلف منطقه مورد مطالعه تعیین و بر روی نقشه ی ساختاری منطقه پیاده شد (شکل ۸). از آنجا که استفاده از نرم افزار برای تعداد داده های کم ممکن است موجب ایجاد خطا در نتیجه گردد، بنابراین برای دست یابی به اطمینان بیشتر، داده های اندازه گیری شده در ایستگاه های مختلف که بر روی یک گسل برداشت شده و ویژگی های سنگ شناسی نیز تفاوت چندانی با هم نداشت، با یکدیگر تلفیق شده است. همان گونه که در شکل ۸ نیز نشان داده شده است، در بیشتر ایستگاه ها جهت عمومی تنش بیشینه به صورت SSW-NNE تعیین شده که انطباق بسیار خوبی با جهت تنش بیشینه برآورد شده برای گسل های راندگی بزرگ مانند بشاگرد، درانار، آبنما، کوه بهارک و ورناج دارد (شکل ۸). بیشتر ایستگاه های برداشتی از منطقه مورد مطالعه یک رژیم فشارشی با میل کم برای  $\sigma_1$  را به نمایش می گذارند. این تنش فشاری افقی انطباق بسیار خوبی با امتداد سطح محوری چین های برداشت شده از منطقه و زاویه میل آنها داشته و نشان می دهد چین خوردگی ها و گسل های راندگی به وسیله یک میدان تنش یکسان و مشابه شکل گرفته اند. افزون بر این، جهت گیری محورهای تنش در راستای SSW-NNE منطبق بر جهت گیری امروزی محور اصلی تنش با روند نزدیک به N010 برآورد شده به وسیله داده های GPS ایستگاه جاسک نسبت به اوراسیا نیز است (Vernant et al., 2004). همچنین با موقعیت تنش SSW-NNE تعیین شده به وسیله (Burg et al. (2013) و (Dolati and Burg (2013)، برای بخش های جنوبی منطقه (مکران درونی) نیز همخوانی دارد. با این حال، تفاوت هایی در ایستگاه های شماره ۲۴، ۲۵، ۲۶ و ۲۷ که در بخش خاوری منطقه مورد مطالعه واقع شده اند، دیده می شود. در این ایستگاه ها به دلیل عملکرد گسل های امتدادلغز، راستای تنش فشاری بیشینه به صورت NNW-SSE بوده و تنش کمینه نیز در جهت WSW-ENE دیده می شود. گسل های امتدادلغز راست گرد و چپ گرد



شکل ۸- جهت گیری محورهای اصلی تنش در بخش های مختلف آمیزه افیولیتی شمال مکران. راهنمای نقشه مشابه شکل (۲) است.



شکل ۹- الف) موقعیت محورهای اصلی تنش برآورد شده به وسیله گسل‌های راندگی؛ ب) موقعیت تنسورهای تنش ( $S_3$  و  $S_2$ ،  $S_1$ ) در ۲۷ ایستگاه مختلف بر روی شبکه زیرین هم‌مساحت (Schmidt).

### ۵- نتیجه‌گیری

جهت SSW و تکرار آنها شده‌اند. این راندگی‌ها مهم‌ترین تأثیر را در سیمای فعلی آمیزه افیولیتی شمال مکران داشته و نمایانگر شرایط حاکم در زمان بسته شدن حوضه اقیانوسی و جایگیری سنگ کره اقیانوسی هستند. موقعیت محور اصلی تنش به دست آمده بر اساس هندسه گسل‌های راندگی برابر با N18 انطباق بسیار نزدیکی با محور فشردگی حاصل از سطح محوری چین خوردگی‌ها برابر با N32 داشته و نمایانگر آن است که هر دو در یک رژیم زمین‌ساختی واحد و یکسان تشکیل شده‌اند. تفاوت در موقعیت محورهای اصلی تنش به دست آمده از گسل‌های امتدادلغز، گویای عملکرد آنها در یک رژیم زمین‌ساختی اندکی متفاوت بوده و نشان می‌دهد این گسل‌ها پس از جایگیری آمیزه افیولیتی شمال مکران نیز پرتکاپو بوده‌اند.

آمیزه افیولیتی شمال مکران در جنوب خاور ایران، تمامی واحدهای سازنده سنگ کره اقیانوسی را در خود جای داده است. مطالعات ساختاری نشان داد، این واحدهای سنگی حداقل دو مرحله از دگرشکلی را در خود ثبت کرده‌اند. مرحله نخست دگرشکلی که در یک رژیم کششی بین دو بلوک قاره‌ای باجکان-دورکان در سمت SSW و پهنه لوت در سمت NNE رخ داده است، منجر به شکل‌گیری سنگ کره اقیانوسی در کرتاسه پیشین شده است. مرحله دوم دگرشکلی که در کرتاسه پسین آغاز شده، با توسعه پهنه‌های شکننده در یک رژیم فشارشی یا ترافشارشی همراه بوده است. ساختارهای شکل گرفته در این مرحله، بیشتر گسل‌های راندگی با روند WNW-ESE و شیب به سمت NNE هستند که سبب جابه‌جایی واحدهای سنگی در

### کتابکاری

آفانباتی، ع.، مهدوی م.، ع.، ارشادی، س.، ۱۳۶۶- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اسبکه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.  
 تاجور، ع. ا.، ۱۳۹۹- ارزیابی تکوین زمین‌جنشی باریکه‌های اقیانوسی درون قاره‌ای به کمک تحلیل هندسی-جنشی قطعات سنگ کره اقیانوسی فرارنده شده، مطالعه موردی: افیولیت ملائز شمال مکران، جنوب خاوری ایران. رساله دکتری زمین‌شناسی، گرایش تکتونیک. دانشگاه بیرجند. ۳۹۴ صفحه.  
 تاجور، ع. ا.، خطیب، م.، م.، زرین کوب، م.، ح.، ۱۳۹۹- جایگاه تکتونوماگمایی دایک‌های دیابازی و گدازه‌های بازالتی افیولیت ملائز شمال مکران، جنوب شرق ایران. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۱۴، شماره ۵۵، صفحات ۶۷-۷۹.

### References

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., and Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine* 148, 692-725. <https://doi:10.1017/S001675681100046>.  
 Anderson, E.M., 1942- The dynamics of faulting. Edinburgh, Oliver and Boyd. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-01532-2\\_7](https://doi.org/10.1007/978-3-662-01532-2_7).  
 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. *Geophysical Journal International* 103(2), 363-376. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb01777.x>.  
 Anonymous, 1972- Penrose field conference on ophiolites: *Geotimes* 17, 24-25. Bach, W., Erzinger, J., Alt, J., and Teagle, D., 1996, Chemistry of the lower sheeted dike complex, ODP Hole 504B: The influence of magmatic differentiation and hydrothermal alteration, in Alt, J.C., Kinoshita, H., Stokking, L., and Michael, P., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, ODP Leg 148, Scientific Results: College Station, Texas, Ocean Drilling Program*, 39-56.  
 Arshadi S., and Förster H., 1983- Geological structure and ophiolites of the Iranian Makran. Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran (Final report), Geological Survey of Iran, Report no. 51, 479- 488. <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&dt=6664529>.

- Arshadi, S., Mahdavi, M. A., and Eftekhari-Nezhad, J., 1987- Geological map of Fannuj, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Bayer, R., Chery, J., Tatar, M., Vernant, P., Abbassi, M., Masson, F., Nilforoushan, E., Doerflinger, E., Regard, V., and Bellier, O., 2006-Active deformation in Zagros-Makran transition zone inferred from GPS measurements. *Geophysical Journal International* 165, 373-381. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02879.x>.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981- Towards a Paleo-Geography and Tectonic Evolution of Iran-Reply. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 1764-1766. <https://doi.org/10.1139/e81-163>.
- Burg, J.-P., Dolati, A., Bernoulli, D., and Smit, J., 2013- Structural Style of the Makran Tertiary accretionary complexes in SE-Iran. In: Al Hosani, K., F. Roure, R. Ellison and S. Lokier (eds.) *Frontiers in Earth Sciences*, 239 - 259. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-30609-9\\_12](https://doi.org/10.1007/978-3-642-30609-9_12).
- Burg, J.P., 2018- Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation. *Earth-Science Reviews* 185, 1210-1231. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.09.011>.
- Charity M., Phillips-Lander, C.M., and Dilek, Y., 2009- Structural architecture of the sheeted dike complex and extensional tectonics of the Jurassic Mirdita ophiolite, Albania. *Lithos*, 108(1-4), pp.192-206. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.014>.
- Cunningham, W.D., and Mann, P., 2007- Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. Geological Society, London, Special Publications 290, 1-12. <https://doi.org/10.1144/SP290.1>.
- Dilek, Y., 2003- Ophiolite concept and its evolution, in Dilek, Y., and Newcomb, S., eds., *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought: Geological Society of America Special Paper 373*, 1-16. DOI: 10.1130/0-8137-2373-6.1.
- DeMets, C., Gordon, R. G., and Argus, D. F., 2010- Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International* 181, 1-80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>.
- Dolati, A., 2010- Stratigraphy, structural geology and low-temperature thermochronology across the Makran accretionary wedge in Iran. Ph.D. thesis, Swiss Institute of Technology (ETH). 165p. <https://doi.org/10.3929/ethz-a-006226348>.
- Dolati, A., Burg, J. P., 2013- Preliminary fault analysis and paleostress evolution in the Makran Fold-and-Thrust Belt in Iran. In *Lithosphere dynamics and sedimentary basins: The Arabian Plate and analogues* (pp. 261-277). Springer, Berlin, Heidelberg. DOI: 10.1007/978-3-642-30609-9\_13.
- Esmaili, R., Wenjiao, X., Ebrahimi, M., Zhang, J., Zhang, Z., Abd El-Rahman, Y., Han, Ch., Wan, B., Ao, S., Song, D., Shahabi, Sh., and Aouizerat, A., 2019- Makran ophiolitic basalts (SE Iran) record Late Cretaceous Neotethys plume-ridge interaction, *International Geology Review*, doi: 10.1080/00206814.2019.1658232.
- Farhoudi, G., and Karig, D. E., 1977- Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. *Geology* 5, 664-668.
- Frolich, C., 1992- Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 75, 193-198. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(92\)90130-N](https://doi.org/10.1016/0031-9201(92)90130-N).
- Haghipour, N., Burg, J.P., Kober, F., Zeilinger, G., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., and Faridi, M., 2012- Rate of crustal shortening and non-Coulomb behaviour of an active accretionary wedge: The folded fluvial terraces in Makran (SE, Iran). *Earth and Planetary Science Letters* 355, 187-198. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.09.001>.
- Hunziker, D., 2014- Magmatic and metamorphic history of the North Makran Ophiolites and Blueschists (SE Iran): Influence of Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> ratios in blueschist facies minerals on geothermobarometric calculations. Ph.D. thesis, Swiss Institute of Technology (ETH). 360p. <https://doi.org/10.3929/ethz-a-010336252>.
- Hunziker, D., Burg, J.P., Bouilhol, P., Von Quadt, A., 2015- Jurassic rifting at the Eurasian Tethys margin: Geochemical and geochronological constraints from granitoids of North Makran, southeastern Iran. *Tectonics* 34, 571-593. <https://doi.org/10.1002/2014TC003768>.
- Hunziker, D., Burg, J.P., Moulas, E., Reusser, E., and Omrani, J., 2017- Formation and preservation of fresh lawsonite: Geothermobarometry of the north Makran blueschists, southeast Iran. *Metamorphic Geology* 65, 1-25. <https://doi.org/10.1111/jmg.12259>.
- Lander, Ph., Charity, M., Dilek, Y., 2009- Structural architecture of the sheeted dike complex and extensional tectonics of the Jurassic Mirdita ophiolite, Albania. *Lithos* 108(1-4), 192-206. doi:10.1016/j.lithos.2008.09.014.
- Masson, L., Alexander, J. C., and Robertson, A.H.F., 2014- Construction of a sheeted dyke complex: Evidence from the northern margin of the Troodos ophiolite and its southern margin adjacent to the Arakapas fault zone. *Ophiolite* 39(1), 1-30. DOI: 10.4454/ophiolite.v39i1.426.
- McCall, G. J. H., 2002- A summary of the geology of the Iranian Makran. *Tectonic and Climatic Evolution of the Arabian Sea Region* 195, 147-204. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.195.01.10>.
- McCall, G.J.H., Eftekhari-Nezhad, J., Samimi-Namin, M., and Arshadi, S., 1985- Explanatory Text of the Fannuj Quadrangle Map 1:250,000. In: McCall, G.J.H. (Ed.) Tehran, Ministry of Mines and Metals, Geological Survey of Iran.
- McCall, G. J. H., 1997- The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 15, 517-531. [https://doi.org/10.1016/S0743-9547\(97\)00032-9](https://doi.org/10.1016/S0743-9547(97)00032-9).
- McCall, G. J. H., and Kidd, R. G. W., 1982- The Makran, southeastern Iran; the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to present. In: Jeremy, K. L. (ed.) *Trench-Fore-arc geology; sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins*, conference. London, United Kingdom, Geological Society of London, 387-397. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.26>.

- Moiien Vaziri, H., 1985- *Volcanisme Tertiaire ET Quaternaire en Iran*. Thèse d'Etat, Paris-Sud Orsay, France, p 290.
- Morgan, K. H., and McCall, G. J. H., Huber, H., 1987(a)- Geological map of Ramak, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Morgan, K. H., McCall, G. J. H., Huber, H., 1987(b). Geological map of Remeshk, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Moslempour, M.E., Khalatbari Jafari, M., Ghaderi, M., Yousefi, H., and Shahidi, S., 2015- Petrology, geochemistry and tectonic of the extrusive sequence of Fannuj-Maskutan ophiolite, southeastern Iran. *Journal Geological Society of India* 85, 604-618. <https://doi.org/10.1007/s12594-015-0255-y>.
- Moslempour, M.E., Khalatbari Jafari, M., Morishita, T., and Biabangard, H., 2017- Petrogenesis of mantle peridotites from the South of Jazmourian, Makran accretionary prism, Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences* 9, 1-16. DOI:10.1080/00206814.2020.1753118.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., and Verges, J., 2012- Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics* 532, 27-60. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.022>.
- Robinson, P.T., Malpas, J., Dilek, Y., and Zhou, M.F., 2008- The significance of sheeted dike complexes in ophiolites. *GSA Today*, 18(11), pp.4-10. DOI: 10.1130/GSATG22A.1.
- Sepidbar, F., Lucci, F., Biabangard, H., Zaki Khedr, M., and Jiantang, P., 2020- Geochemistry and tectonic significance of the Fannuj-Maskutan SSZ-type ophiolite (Inner Makran, SE Iran), *International Geology Review*. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1753118>.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, M., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chéry, J., 2004- Contemporary Crustal Deformation and Plate Kinematics in Middle East Constrained by GPS Measurements in Iran and Northern Oman. *Geophysical Journal International* 157, 381-398. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x>.
- Vigny, C., Huchon, P., Ruegg, J. C., Khanbari, K., and Asfaw, L. M., 2006- Confirmation of Arabia plate slow motion by new GPS data in Yemen. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 111(B2).<https://doi.org/10.1029/2004JB003229>.

## Original Research Paper

# Paleostress analysis in North Makran ophiolite mélange, Southeast of Iran

Azizollah Tajvar<sup>1,2</sup>, Mohammad Mahdi Khatib<sup>3\*</sup> and Mohammad Hosien Zarrinkoub<sup>3</sup><sup>1</sup>Ph.D. Graduate, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran<sup>2</sup> Assistant Professor, Department of Oceanography, Chabahar Maritime and Marine Sciences University, Chabahar, Iran<sup>3</sup>Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

## ARTICLE INFO

*Article history:*

Received: 2020 June 06

Accepted: 2021 April 25

Available online: 2022 March 21

*Keywords:*

Paleostress

Thrust faults

North Makran ophiolite mélange

Southeast of Iran

## ABSTRACT

The north Makran ophiolite mélange, is located on the northern part of Makran accretionary wedge, southeast of Iran. In this study, we investigate geometry and kinematic properties of structural elements, and analyze the deformation style of the north Makran ophiolite mélange. Based on the results, at least, two stages of deformation were identified in north Makran ophiolite mélange. The first stage, which was accompanied by the development of extension structures, led to the formation of sheeted dykes in crust sequence of oceanic lithosphere. By restoration of these dykes to pre-deformation states, we assigned a SSW-NNE extensional regime that illustrates initial geometry of north Makran ophiolite mélange formed. The second stage, which was formed because of convergence in a compressional or transpressional regime, has been characterized by the development of various types of thrust and strike-slip faults, thrusting of rock units on top of each other and their duplication, and folding of sediment rocks. WNW-ESE thrust faults with 20 to 40 degrees dip toward NNE have the most important influence on current features of the north Makran ophiolite mélange, they reflect the conditions and process that the oceanic basin closed and oceanic lithosphere emplaced.

\* Corresponding author: Mohammad Mahdi Khatib; E-mail:mkhatib@birjand.ac.ir

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal &amp; the authors. All rights reserved.

doi: 10.22071/GSJ.2021.233540.1796

dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.1.2.2

