

## شیوه نامه ارسال مقاله برای فصلنامه علمی پژوهشی زمین ساخت

- ♦ مقالات ارائه شده می‌بایست به ترتیب دارای بخش‌های عنوان فارسی و انگلیسی، نام و مشخصات نویسندگان فارسی و انگلیسی (نویسنده مسؤول مکاتبات با ستاره مشخص شود)، چکیده فارسی و انگلیسی، مقدمه، روش کار، بحث، نتیجه‌گیری، قدردانی و منابع باشد.
- ♦ متن مقاله بجز چکیده فارسی و لاتین بایستی به صورت دو ستونه تنظیم شود.
- ♦ مقاله با نرم افزار Word تایپ شود (نوع و اندازه قلم در ادامه آمده است).
- ♦ چکیده مقاله به دو زبان فارسی و انگلیسی و حداکثر در ۲۵۰ کلمه نوشته شود.
- ♦ حداکثر ۵ واژه کلیدی در ارتباط با عنوان و متن مقاله در زیر چکیده‌ها نوشته شود.
- ♦ در متن مقاله منابع با ذکر نام و سال بصورت درون متنی آورده شوند (مانند Alavi, 2004 یا علیزاده و همکاران، ۱۳۸۱).
- ♦ تعداد صفحات مقاله حداکثر ۲۰ صفحه A۴ با در نظر گرفتن اشکال و جداول باشد.
- ♦ مقاله باید روی کاغذ A۴ یک رو با حاشیه‌های ۳ cm و فاصله خط‌ها ۱ سانتیمتر برابر single تایپ شود. پهنای جداول و اشکال از ۱۵ سانتیمتر بیشتر نباشد و توضیح اشکال در زیر شکل و در بالای جداول آورده شود. تمامی اعداد در متن مقاله فارسی (بجز منابع انگلیسی) نوشته شوند.
- ✓ همراه هر مقاله باید یک فایل مشخصات، شامل: عنوان مقاله، نام نویسندگان، رتبه علمی و دانشگاهی نویسندگان، نام مراکز و سازمانی که تحقیق در آن انجام شده، تاریخ ارسال و نشانی دقیق به همراه شماره تلفن و پست الکترونیکی، به دو زبان فارسی و انگلیسی ذکر شود. نشانی و آدرس دقیق پستی و پست الکترونیک به همراه شماره تلفن نویسنده مسؤول مکاتبات نوشته شود.
- همچنین چکیده فارسی و لاتین مقاله نیز در یک فایل جداگانه ارسال شود.
- ✓ تکمیل و امضاء فرم تعهدنامه توسط نویسندگان الزامی است در صورت عدم ارسال تعهدنامه مقاله مورد بررسی و چاپ قرار نمی‌گیرد.

### ۱- واژه‌های خارجی در متن فارسی

برای واژه‌ها و نام‌های خارجی، حتی الامکان از معادل‌های فارسی و برای معادل‌های غیر مصطلح فارسی، فقط در اولین ارجاع و بلافاصله پس از ذکر این گونه واژه‌ها، معادل لاتین آن را به صورت زیرنویس در پایین صفحه قید نمایید.

### ۲- جداول‌ها

هر جدول باید دارای شماره و عنوان (توضیح) باشد، که در بالای جدول با قلم B zar پر رنگ و اندازه ۱۰ تایپ و به ترتیب از ۱ شماره‌گذاری می‌شود. کلیه جدول‌ها باید با فرمت اکسل و یا ورد (Excel, MS Word) علاوه بر این که در محل متن قرار داده می‌شوند، به صورت فایل مجزا نیز ارسال شوند. جداول از راست به چپ و متن آنها به فارسی تدوین گردد.- ✓ برای نام‌گذاری جدول‌ها، باید از کلمه «جدول»، یک نقطه و شماره‌ی جدول استفاده شود.
- ✓ عنوان جدول‌ها که در بالای جدول و با قلم B zar به اندازه ۱۰ پررنگ و به صورت وسط چین نوشته می‌شود، می‌بایست کوتاه و در عین حال گویا باشد؛ به گونه‌ای که خواننده با مشاهده‌ی آن بتوانند بدون مراجعه به متن منظور نگارنده را درک کنند.

### ۳- شکل‌ها و نمودارها

هر شکل و نمودار باید دارای شماره و عنوان (توضیح) باشد که به صورت وسط چین در زیر آن با قلم B zar پر رنگ و اندازه ۱۰ تایپ و به ترتیب از ۱ شماره‌گذاری می‌شود.- ✓ لازم است که شکل‌ها با قدرت تفکیک ۲۰۰ dpi با فرمت JPG در محل خود قرار داده شوند. کلیه تصاویر باید با همان فرمت ولی با ۲۰۰ dpi بصورت مجزا ارسال شوند.
- ✓ عنوان شکل‌ها (و منحنی‌ها و نمودارها که شکل به حساب می‌آیند)، یک نقطه و شماره‌ی شکل استفاده شود و به صورت وسط چین، و با فاصله Auto نسبت به متن بعد از شکل نوشته شود.

### ۴- فرمول‌ها و معادلات

برای نوشتن رابطه‌ها، لازم است که یک خط جداگانه به آنها اختصاص داده شود، سپس رابطه در انتهای سمت چپ و شماره‌ی آن در سمت راست همان خط قرار گیرد.

شماره رابطه‌ها با اعداد فارسی و همراه با کلمه‌ی «رابطه‌ی» داخل پرانتز و در انتهای سمت راست متن قرار می‌گیرد.

رابطه‌ها باید به قلم Times New Roman با اندازه‌ی ۱۱ و ایتالیک و در نرم افزار **MathType** نگارش شوند.

تمام متغیرهای درون رابطه باید بلافاصله پس از رابطه و به ترتیبی که در رابطه نوشته شده‌اند، معرفی گردند.

معرفی متغیرها در متن اصلی مقاله، باید با قلم Times New Roman با اندازه ۱۱ و ایتالیک صورت پذیرد.

### ۵- نتیجه‌گیری

وجود بخش جمع‌بندی و نتیجه‌گیری پس از متن اصلی مقاله الزامی است.

## تشکر و قدردانی

ارائه‌ی این بخش الزامی نیست و در صورت نیاز در جایگاه خود به کار می‌رود.

## مراجع

مراجع می‌بایست در انتهای جمله و یا مطلب استفاده شده در داخل پرانتز به همراه نام نویسنده و سال انتشار آن نوشته شود.

## پیوست‌ها

ارائه‌ی این بخش الزامی نیست و در صورت نیاز در جایگاه خود به کار می‌رود.

## منابع

نمونه‌ای از ذکر پایان نامه فارسی به عنوان منبع:

ذاکر، ه، ۱۳۸۵. رسوب‌گذاری کانال‌های لایروبی شده‌ی بنادر تحت اثر موج و جریان جزر و مدی، رساله دکتری اقیانوس‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس.

نمونه‌ای از ذکر کتاب فارسی به عنوان منبع:

حسینی پاک، ع، ۱۳۸۹. زمین آمار (ژئواستاتستیک)، دانشگاه تهران.

## نمونه‌ای از ذکر مقاله به عنوان منبع :

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

## نمونه‌ای از ذکر کتاب انگلیسی به عنوان منبع

Ramsay, J, G., 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill, New York.

نوع قلم	اندازه	نام قلم	توضیح
پر رنگ	۱۶	B zar	عنوان فارسی مقاله
پررنگ	۱۲	B zar	نام و نام خانوادگی
نازک	۸	B zar	آدرس کوتاه نویسندگان
نازک	۸	Times New Roman	پست الکترونیکی نویسندگان
پررنگ	۱۲	B zar	عنوان بخش‌ها
پررنگ	۱۲	B zar	عنوان زیربخش‌ها
نازک	۱۰	B zar	متن چکیده فارسی و واژه‌های کلیدی
نازک	۱۰	Times New Roman	متن چکیده انگلیسی و واژه‌های کلیدی و مراجع انگلیسی
نازک	۱۲	B zar	متن اصلی
نازک	۱۰	Times New Roman	واژه‌های انگلیسی داخل متن مقاله
نازک	۱۰	B zar	زیرنویس فارسی
نازک	۹	Times New Roman	زیرنویس انگلیسی
پررنگ	۱۰	B zar	عنوان جداول، اشکال و نمودارها
پررنگ	۹	B zar	عنوان ستون‌های جداول
نازک	۱۰	B zar	متون فارسی دورن جداول
نازک	۸	Times New Roman	متون انگلیسی درون جداول
نازک	۱۱	B zar	مراجع فارسی
نازک	۱۰	B zar	شماره صفحات

در صورت عدم رعایت موارد بالا، مقاله به نویسنده برگردانده می‌شود.

پژوهشگران مقالات خود را از طریق سایت [tectonics.birjand.ac.ir](http://tectonics.birjand.ac.ir) ارسال نمایند.



فصلنامه زمین ساخت  
زمستان ۱۳۹۸، سال سوم، شماره ۱۲

فهرست مقالات

- ۱ **تکتونیک لبه شرقی پهنه لوت در منطقه نهبندان؛ موردی از معماری یک حاشیه همگرای قدیمی**  
سیده نارسیس خادمی، ساسان باقری، محمد نبی گرگیج، پیتر اوزورت، صفیه جعفری
- ۲۱ **تحلیل هندسی و جنبشی گسل باختر تالش، شمال باختر ایران**  
فاطمه مصباحی، رضا نورعلی زاده آقبلاغ، محمد فریدی
- ۳۳ **مشخصات هندسی پهنه فرورانش مکران**  
احمد رشیدی، حمید زعفرانی، محمد تاتار
- ۴۷ **برآورد ضریب کیفیت موج برشی ( $Q_s$ ) برای شرق ایران**  
نرگس افسری، سید امین یحیی زاده واقفی، فتانه تقی زاده فرهمند
- ۵۹ **تحلیل خطر زلزله در شهرستان ایذه، استان خوزستان**  
سید ساجدین موسوی، بابک سامانی، مریم منشدی مهداری
- ۷۱ **تحلیل ساختاری ناقدیس از گله**  
لیلی ایزدی کیان، سید میعاد میرزاجانی

## سخن سردییر

با استعانت از خداوند متعال و به یاری پژوهشگران گرانقدر و تلاش همکاران محترم، اکنون دوازدهمین شماره از فصلنامه زمین ساخت به چاپ می‌رسد. پیشرفت روزافزون علوم ضرورت ارائه نتایج حاصل از پژوهش‌ها و تحقیقات زمین‌شناسی برای استفاده محققان و علاقه‌مندان را ایجاب کرده است. در این راستا، فصلنامه‌های تخصصی، نقش کلیدی و اساسی در فرایند ثبت، نشر و ارتقای سطح این پژوهش‌ها و نیز ایجاد بستر مناسب برای توسعه ارتباط میان پژوهشگران عرصه زمین‌شناسی، داشته‌اند. فصلنامه زمین ساخت، ناشر یافته‌های پژوهشگران و محققان زمین‌شناسی کشور است که در راه کسب مرجعیت علمی تلاش می‌کند. حاصل کار گروه شورای نویسندگان و همکاران بصورت حداقل ۴ شماره در سال منتشر می‌شود.

ضمن قدردانی و سپاسگزاری از محققین و نویسندگانی که حاصل تلاش و زحمات خود را توسط این نشریه در اختیار جویندگان علم قرار می‌دهند، از دیگر دانش‌پژوهان و مشتاقان علم و معرفت نیز دعوت می‌نمایم که با ارسال مقالات علمی خود، ما را یاری نمایند.





## تکتونیک لبه شرقی پهنه لوت در منطقه نهبندان؛ موردی از معماری یک حاشیه همگرای قدیمی

سیده نارسیس خادمی<sup>۱</sup>، ساسان باقری<sup>۲\*</sup>، محمد نبی گرگیج<sup>۳</sup>، پیترو اوزوارت<sup>۴</sup>، صفیه جعفری<sup>۵</sup>

- ۱- کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه زاهدان، زاهدان، ایران.
- ۲- استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه زاهدان، زاهدان، ایران.
- ۳- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه زاهدان، زاهدان، ایران.
- ۴- استادیار، گروه تحقیقاتی ETLE-MTM-ATM، پالئونولوژی، بوداپست، مجارستان.
- ۵- کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه زاهدان، زاهدان، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۰/۲۴

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۶/۱۲



### چکیده

حاشیه شرقی پهنه لوت در منطقه نهبندان با توالی ضخیمی از سنگ‌های سیلیسی - کلاستیکی ریزدانه متناسب به تریاس فوقانی - ژوراسیک مشخص می‌شود. مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی چهار واحد تکتونو - استراتیگرافی را برای منطقه مذکور پیشنهاد می‌کنند که به ترتیب از غرب به شرق با راستای تقریبی شمالی - جنوبی کشیده شده‌اند. این واحدها عبارتند از: (۱) واحد شیلی - ماسه‌سنگی تریاس - ژوراسیک؛ این واحد توسط پلوتون‌های ژوراسیک بالایی قطع و با بقایایی از توالی ولکانو - کلاستیکی ژوراسیک بالایی پوشانیده می‌شود. در مرز شرقی، میان لایه‌های آهک پلاژیک همراه با بازالت‌ها، رادیولاریت‌های تریاس فوقانی را نشان می‌دهد. (۲) واحد ایستولیتی؛ توالی به هم ریخته ایستوسترومی که بلوک‌های ماسه‌سنگ در درون یک ماتریکس فیلیتی شده سرگردان بوده و بقایایی از بازالت‌های بالشی به چشم می‌خورد. (۳) کمر بند سبز؛ کمر بند چند کیلومتری از بازالت‌های دگرگون شده در حد رخساره شیست سبز با سن جوانتر از ژوراسیک مشخص است؛ ژئوشیمی این سنگ‌ها حکایت از مناطق بالای پهنه فرورانش و مورب دارند. دگرشکلی شدید و چین‌های بزرگ خوابیده به سمت شرق تا شمال شرق در حاشیه این واحد، حکایت از جابجایی سفره‌های رانده عظیم در لبه لوت به سمت پهنه جوش خورده سیستان دارد. (۴) واحد فیلیتی؛ از سنگ‌های پلیتی با دگرگونی ضعیف تشکیل شده و باشاخه‌های گسل نه‌غربی بریده شده است. اثر فسیلی پالئودیکتیون با سن احتمالی ائوسن در این واحد تشخیص داده شده است. ماهیت و وضعیت قرارگیری واحدهای تکتونیک منطقه شباهت به یک کمپلکس افزایشی در حاشیه شرقی پهنه لوت دارد که از گوه‌های افزایشی کرتاسه - ائوسن و تریاس - ژوراسیک تشکیل یافته است. چنین وضعیتی ممکن است استمرار فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر لبه لوت از اواخر تریاس تا ائوسن را بازگو کند که با یک حادثه برخورد در شرق ایران به اتمام رسیده باشد.

**کلید واژه‌ها:** پهنه لوت؛ پهنه جوش خورده سیستان؛ رشته کوه‌های بوبک؛ گوه افزایشی؛ نئوتیس.



## ۱- مقدمه:

ساختار تکتونیکی فلات ایران به صورت چند خرد قاره چسبیده بهم تفسیر شده است که نتیجه پیوستن بلوک‌های مشتق شده از گندوانا به اوراسیا بعد از بسته شدن حوزه‌های اقیانوسی مرتبط با پالئوتیس و نئوتیس است (Berberian and King, 1981; Sengor, 1990; Ri-; cou, 1994; Bagheri and Stampfli, 2008). برخورد های قاره‌ای بین اوراسیا و صفحه‌های عربی و هند تاریخچه تکتونیکی ایران را پیچیده تر کرده‌اند. دگرشکلی‌های پیشرونده و فعالیت‌های لرزه‌ای شدید نتیجه فعالیت‌هایی بوده که در طول گسل‌های تشکیل شده یا دوباره فعال شده متمرکز شده‌اند (Walker and Jackson, 2004; Jenkins et al., 2013). بحث‌های متعددی بر تاریخچه تکتونیکی سنوزوئیک و مزوزوئیک یعنی فاصله زمانی تولد و بسته شدن حوزه‌های اقیانوسی قدیمی وجود دارد (Berberian and king, 1981; Sengör, 1984; Decourt et al, 1986; Golonka 2004; Bagheri and Stampfli, 2008; Hassanzadeh and Wernicke, 2016). در این مطالعات تاریخچه تشکیل و گسترش رشته کوه‌های شرق ایران بین دو بلوک قاره‌ای لوت و افغان، که از آن بیشتر با عنوان پهنه جوش خورده سیستان یاد می‌شود، قابل تأمل است (Tirrul et al., 1983). این منطقه جوش خورده رشته کوه‌های شرق ایران را دربرمی‌گیرد و از شمال به پهنه لوت و از جنوب به کمربند چین - راندگی جوان مکران محدود می‌شود (Aghanabati, 1994).

در شرق ایران افق‌های ضخیمی از رسوبات دریایی آب‌های عمیق همراه با ملائز افیولیتی رخنمون دارند (Stocklin, 1968; Delaloy and Desmons, 1980; Tirrul et al., 1983). جوش خورده سیستان گسترش یافته‌اند و نشانه‌ای از مرز بین پهنه لوت (بخش شرقی خرد قاره ایران مرکزی) و بلوک قاره‌ای افغان (بخش غربی بلوک کاراکروم - پامیر) هستند (Tapponnier et al., 1981; Montecat, 2009). بر اساس تئوری تکتونیک صفحه‌ای، بیشتر رشته کوه‌های کره زمین در مرزهای صفحه‌های همگرا ساخته می‌شوند. منشورهای افزایشی به عنوان یکی از خصوصیات زون‌های فرورانش سهم بسزایی را در رشد و تحولات حاشیه صفحات بر عهده داشته و حوادث چین خوردگی، گسلش، فعالیت‌های آذرین و دگرگونی متعددی را در تجمعات ضخیم رسوبات خود ثبت می‌کنند (Dewey and Bird, 1970; Gill, 1981; Lash, 1987; Dickinson, 1995; Taylor and Natland, 1995; Flower, et al., 1998; Tatsumi and Kogiso, 2003; Eiler, 2004).

منشورهای افزایشی در بالای پهنه‌های فرورانش و در پیشانی حوزه‌های پیش کمان میان اقیانوسی یا کمان‌های قاره‌ای توسعه

می‌یابند (Dickinson and Seely, 1979; Davis et al., 1983; Dahlen, 1990; Lallemand, 1994; Dickinson, 1995). همچنین زون‌های فرورانش می‌توانند در محدوده کاملاً متغییری از رژیم‌های تکتونیکی کششی تا فشارشی ظاهر شوند (Uyeda and Kanamori, 1979).

نظریه‌های مختلفی برای سیر تکاملی اقیانوس قدیمه سیستان و حاشیه‌های قاره‌ای اطراف آن پیشنهاد شده؛ می‌توان آن‌ها را به سه گروه اصلی تقسیم نمود. اقیانوس سیستان یک حوزه اقیانوسی با دوره حیات کوتاه بوده که در کرتاسه پسین بین بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان ظاهر می‌شود و در بازه زمانی کوتاهی بعد از یک فرورانش با شیب به سمت شرق به زیر حاشیه قاره‌ای افغان کاملاً بسته شده است (Tirrul et al., 1983; Agard et al., 2011; Angi-; boust et al., 2012).

در مقابل گروهی از محققین به فرورانش سنگ کره اقیانوسی سیستان به زیر لوت باور دارند (Pang et al., 2013). این حادثه در کرتاسه به وقوع پیوسته و تا اواخر پالئوسن به اتمام رسیده است. این رخداد به خوبی توسط فعالیت‌های ماگمایی درونی و بیرونی سنگ‌های کالک - آلکالین ماستریشین و پالئوسن تأیید می‌شود.

در این راستا برخی نویسندگان پیشنهاد داده‌اند که بلوک افغان یک خرد قاره مستقل کوچکی بوده است که سرتاسر اقیانوس نئوتیس را به سمت شمال غرب، در زمان ژوراسیک تا اوایل کرتاسه طی نموده و در زمان قبل از کرتاسه زیرین به نزدیکی لوت و حاشیه‌های قاره‌ای اوراسیا رسیده است (Wittekindt, 1973; Stocklin, 1977; Tapponnier and Molnar, 1977; Blaise et al., 1978; Mattauer et al., 1978; Molnar and Tapponnier, 1978; Cassaigneau, 1979; Norton and Sclater, 1979; Tapponnier et al., 1981; Siehl, 2015). بر اساس این فرضیه اقیانوس سیستان در زمان ژوراسیک در اثر حرکت انتقالی بین بلوک‌های لوت و افغان باز شده است و در پی آن بسته شدن شاخه اقیانوسی بین بلوک‌های لوت و افغان در زمان ائوسن - الیگوسن در طی یک فرورانش میان اقیانوسی با شیب به سمت شرق رخ داده است (Saccani et al., 2010). ایشان در پژوهش‌های خود بیان می‌دارند که وجود افیولیت‌هایی از نوع افیولیت‌های بالای مناطق فرورانش نشان می‌دهند که فرورانش به زیر بلوک افغان با گسترش یک کمان میان اقیانوسی همراه بوده است. Arjmanzadeh et al., (2011) در مطالعات خود، فرورانش نامتقارن دو سویه‌ای را پیشنهاد نموده و شواهدی را برای فرورانش به زیر پهنه لوت در زمان ترشیری ارائه داده است.

محمودی و همکاران (Mohammadi et al., 2016) پیشنهاد



صحرايي در چند مرحله به منظور شناسايي واحدهاي مختلف تکتونيکي و چينه‌اي، ارتباط اين واحدها با يکديگر، چين خوردگي‌ها، گسل‌ها مطالعه شده و نمونه‌برداري‌هاي لازم، انجام گرفته است. هدف از انجام اين پژوهش، تعيين سن حداقل بخشي از حاشيه شرقی په‌نه لوت، بر اساس داده‌هاي ديرينه‌شناسي جديد و نائل شدن به درک مناسبی از محيط تکتونيکي متشکل از مجموعه سيليسي - کلاستيکي شرق شاه‌کوه است که برخی از آن‌ها به شکل يک مجموعه بهم افزوده شده‌اند.

تعدادی از سنگ‌هاي مافیک منطقه نمونه‌برداري شده و پس از انجام مطالعات میکروسکوپي انتخاب و تجزيه شيميايي عناصر اصلي، کمياب و خاکی کمياب به روش طيف نگاري جرمي (ICP-MS) بر روی آن‌ها صورت پذيرفته است. برخی از نمونه‌هاي سنگي رسوبي جهت تعيين سن و مطالعات ديرينه‌شناسي به کشور مجارستان ارسال و به کمک میکروسکوپ الکتروني فسيل‌هاي راديولاريت تشخيص و تعيين سن گرديده است.

### ۳- زمين شناسي عمومي منطقه:

په‌نه لوت يک سرزميني با راستای شمالي - جنوبي است که بر اساس گفته Stocklin (۱۹۶۸) پايدار بوده و بخش جنوب شرقی ايران مرکزی را تصرف کرده است. اين په‌نه با سرزمين‌هاي شديداً دگرشکل شده‌اي احاطه شده است که در بخش‌هاي شمالي، جنوبي و شرقی وابستگي‌هاي اقيانوسي روشني با سري‌هاي افيوليتي و فيلش‌ها ديده می‌شود (شکل ۱). رخنمون‌هاي افيوليت ملائز به سمت غرب، شمال و شرق در اطراف په‌نه لوت، بقايابی از اين حوضه اقيانوسي کوچک در زمان کرتاسه هستند. تا زمان ژوراسيک، په‌نه لوت به قلمرو قاره‌اي ايران مرکزی تعلق داشته است. با مقايسه اين موقعيت با وضعيت حال حاضر آن، په‌نه لوت يک چرخش ۳۰° - ۹۰° را خلاف جهت عقربه‌هاي ساعت احتمالاً در زمان ترشيري در نتيجه برخورد هند با اوراسيا داشته است (Conrad et al., 1982; Bagheri and Stampfli, 2008). با اين فرض، می‌توان چنين تصور نمود که مرز شرقی امروزي په‌نه لوت، مرز جنوبي آن در زمان مزوزوئیک در راستای حاشيه فعالی بوده است که نئوتيس به زير ايران مرکزی فرورانش می‌کرده است (Decourt et al., 1986; Esmacily et al., 2005; Bagheri et al., 2013). بر اين اساس يک گوه افزايشی تغيير شکل يافته و يک حوضه جلوی کمان مرتبط با آن ممکن است از جنوب شرق بيرجند تا ايرانشهر در حاشيه شرقی لوت گسترش يافته باشد.

می‌کنند که رخدادهاي حرارتي، ماگماتيسم و تغيير شکل‌هاي ائوسن و اليگوسن در زون جوش خورده سيستان بعد از برخورد به زير ايران مرکزی کنترل شده و با فرورانش قدیمی‌تر به زير بلوک افغان سازگار است.

همان‌گونه که در مدل‌هاي فوق بيان گرديده است، اکثر مدل‌هاي مورد توافق امروزي از حاشيه غربی بلوک افغان به عنوان حاشيه‌اي فعال نام می‌برند و از اين رو استنباط می‌گردد که حاشيه شرقی لوت در اغلب مدل‌هاي ارائه شده بنظر در جايگاه يک حاشيه غير فعال تصور گردد. اغلب تفکراتی که حاشيه لوت در منطقه نه‌بندان را حاشيه غير فعال په‌نه لوت می‌دانند، از شواهدی استفاده می‌کنند که خارج از لبه لوت بوده و تنها استناد به گوه‌هاي افزاينده کمپلکس‌هاي افيوليتي په‌نه جوش خورده سيستان دارند. اگر قرار باشد که حوضه شرق ايران موسوم به اقيانوس سيستان (برای مثال: Tirrule et al., 1983; McCall, 1985; Babazadeh and De Wever, 2004) بنا بر اين انتظار می‌رود که يک توالی رسوبي نسبتاً پيوسته‌اي، از کرتاسه تا ائوسن بر روی لبه شرقی په‌نه لوت وجود داشته باشد. اما در مقابل چند دگرشيبی شاخص بين ژوراسيک تحتانی يا فوقانی با رسوبات کرتاسه تحتانی يا فوقانی به چشم می‌خورد (مانند کوه شيشه) که در مناطقی حتی به شکل دگرشيبی زاويه‌دار مشاهده می‌شود. همچنين نبود قابل توجه سنگ‌هاي رسوبي متعلق به پالئوژن و وفور سنگ‌هاي آتشفشانی ائوسن مزید بر علت است (گرگيج و همکاران، ۱۳۹۴؛ حبيبي مود و همکاران، ۱۳۹۵). در مقابل اغلب مدل‌هايی که تأکيد بر فرورانش رو به غرب دارند تاکنون نتوانسته‌اند شواهد کافی مبنی بر حضور گوه‌هاي افزايشی به سمت غرب را ارائه نمایند.

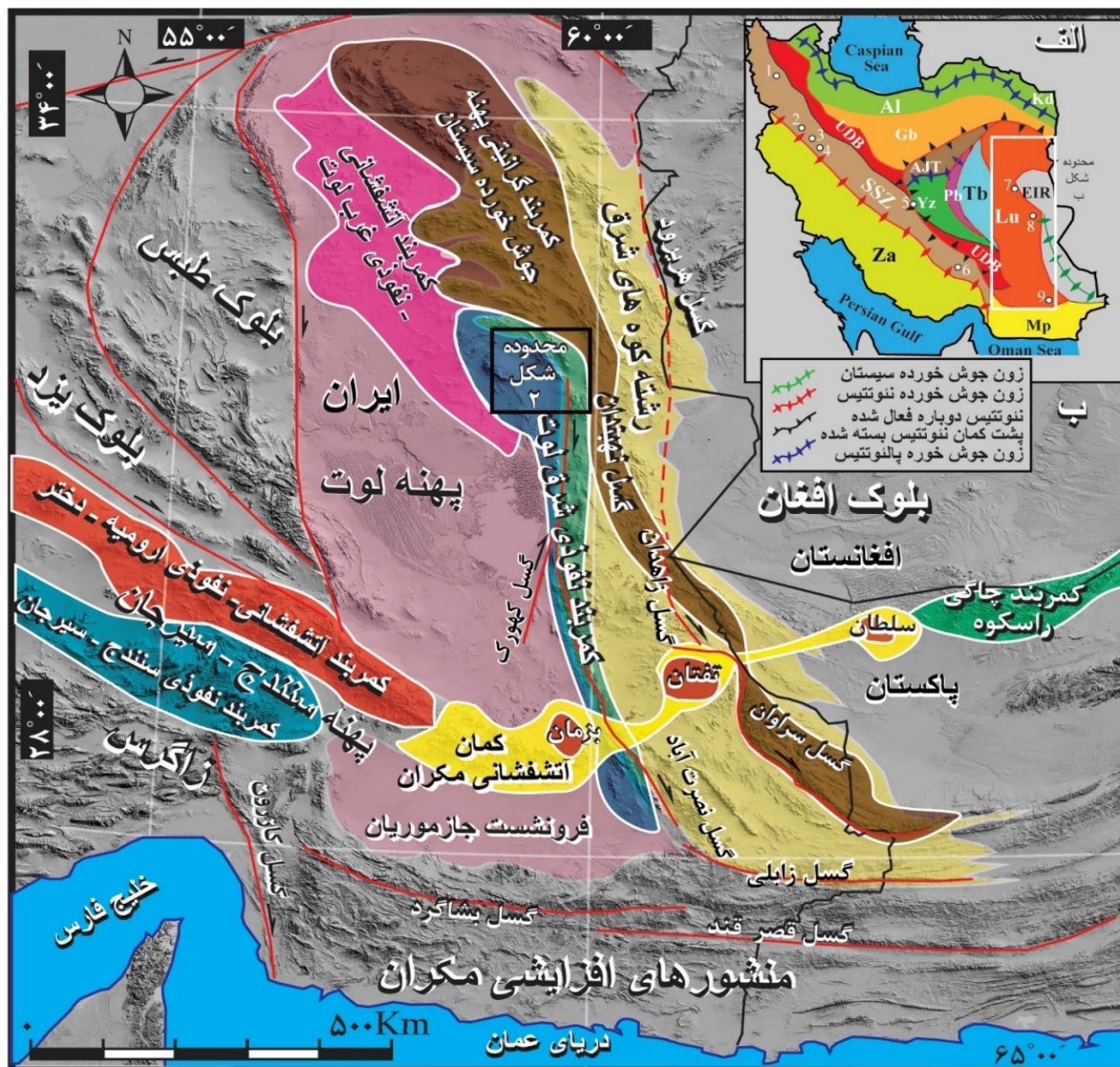
چندین مدل ژئوديناميکی برای تکامل حوضه اقيانوسي سيستان ارائه شده است (Tirrul et al., 1983; Dercourt et al., 1986; Sen-gor et al., 1988). اغلب مدل‌هاي ارائه شده برای اين منطقه بر اساس شواهد سنگ‌شناسي و ژئوشيميايي فراهم آمده‌اند، اما نبود داده‌هاي ساختاری، سنگ‌شناسي، ديرينه‌شناسي و ژئوشيميايي در حاشيه په‌نه لوت، که جايگاه تکتونيکی اين بخش را مشخص و محدود می‌نماید تاکنون گزارش نشده است.

در اين مقاله بر اساس داده‌هاي جديد در منطقه نه‌بندان که يک ناحيه کلیدی بين زون جوش خورده و حاشيه شرقی په‌نه لوت است، به موارد اشاره شده در فوق پرداخته می‌شود.

### ۲- روش پژوهش:

اين پژوهش بر مبنای مطالعه تصاویر ماهواره‌اي، پيمایش‌هاي





شکل ۱. الف) نقشه پهینه‌بندی ساختاری - رسوبی ایران به همراه موقعیت پهینه لوت و رشته کوه‌های شرق ایران؛ ب) موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصاویر ماهواره‌ای srtm (بر گرفته از Ghodsi et al., ۲۰۱۶ با پاره ای تغییرات).

پتاسیم بالا و موقعیت زمین ساختی حاشیه فعال قاره‌ای را برای این سنگ‌ها متصور شده و آن را شاهدهی بر فرورانش به زیر پهینه لوت دانسته‌است.

اشتوکلین و همکاران (Stocklin et al., 1972) سنگ‌های نفوذی در داخل پهینه لوت را به دو رشته نسبت داده که به ترتیب شامل ۱- اکثر گرانیت‌های بعد از ژوراسیک زیرین؛ گرانیت شاه‌کوه را در بر گرفته و همچنین گرانیت‌ها و گرانیت گنیس‌هایی که شدیداً دگرشکل شده‌اند را در مرز شرقی پهینه لوت جای داده است. ۲- رشته دیگر نفوذی‌ها شامل گرانودیوریت‌ها، دیوریت‌ها و میکرودیوریت‌های نیمه آتشفشانی با سن اوایل تا اواسط ترشیری می‌باشد. (Berberian and Berberian, 1981) گرانیت شاه‌کوه را به رخداد ژوراسیک نسبت داده و بیان می‌کند که شاه‌کوه پلوتونی

پهینه لوت از سنگ‌های دگرگونی قبل از ژوراسیک، ماسه‌سنگ و شیل‌هایی با سن ژوراسیک تشکیل یافته که گرانیت‌ها و همچنین سنگ‌های آتشفشانی ترشیری در آن نفوذ کرده‌اند. این بلوک به طور غالب با سنگ‌های آتشفشانی دوران سوم با ترکیب آندزیتی، داسیتی و نهشته‌های قاره‌ای نئوژن پوشیده شده و ردیف‌های ناقصی از رسوبات دوران اول و دوم نیز در آن نمایان است. همچنین نفوذی‌های اندکی با سن دوران دوم و سوم هم در آن به چشم می‌خورد (Stocklin et al., 1972). باتولیت شاه‌کوه (Berberian and Berberian., 1981) و گرانیت سرخ‌کوه (Tarkhian et al., 1983) با منشأ گوشته‌ای نشانگر شروع فعالیت ماگمایی در ژوراسیک میانی لوت هستند. (Miri-Beydokhti, ۲۰۱۵) با در نظر گرفتن سنگ‌های گرانیتیوئیدی ماهور، تعیین سرشت کالک‌آلکان



متفاوتی از یک کمر بند ناپیوسته با روند شمالی - جنوبی از زاهدان تا بیرجند امتداد دارند. اصلی ترین آن‌ها عبارتند از چهل کوره، افیولیت‌های نهبندان و بیرجند.

بر اساس نظریه تیروول و همکاران (Tirrul et al., 1983) زون جوش خورده سیستان را می‌توان به دو سرزمین کمپلکس نه - رتوک و حوضه سفیدآبه تقسیم نمود، که به ترتیب، نشان دهنده یک گوه‌افزایی و یک حوضه جلو کمان است، هر دوی این زون‌ها شامل ملاثر به هم پیوسته‌ای از سنگ‌های افیولیتی هستند که همراه با فیلیت‌های کرتاسه - ائوسن، رسوبات آواری پالئوژن و سنگ‌های رسوبی دریایی دیده می‌شوند. کمپلکس افیولیتی نهبندان، از انواع سنگ‌های افیولیتی ساخته شده و شامل ملاثر تکتونیک - رسوبی است. سنگ‌های رسوبی دریایی سنومانین تا ائوسن حوضه سفیدآبه بر روی گوه‌افزایی کمپلکس نه - رتوک با پیشروی دریا قرار گرفته‌اند.

اوزوارت و همکاران (Ozsvart et al., 2019) در راستای تعیین سن رسوبات پلاژیک همراه با افیولیت‌های شرق ایران در لبه پهنه لوت بیان می‌دارد که سن افیولیت کرتاسه زیرین است و از این رو نتایج جدید نمی‌توانند تأیید کننده این باشند که گوه‌های افزایشی پهنه شرق ایران به سمت پهنه لوت جوان می‌گردند. بنابراین این امکان وجود دارد که کمپلکس رتوک مجدداً در حاشیه پهنه لوت تکرار شده باشد.

توالی ضخیم سیلیسی - کلاستیکی منتسب به دوره‌های تریاس - ژوراسیک در حاشیه پهنه لوت و در شمال غرب شهرستان نهبندان (حمزه پور، ۱۳۷۳) از جمله مناطق در ظاهر ساده و یکنواخت و در باطن پیچیده و متنوعی است که تاکنون ناشناخته باقی مانده و یا مهم انگاشته نشده است. توده عظیم با ابعاد ۴۳\*۱۶ کیلومتری رشته کوه‌های بوبک در شمال غرب نهبندان، در میانه حاشیه شرقی بلوک واقع شده است. منطقه مورد مطالعه بین طول‌های جغرافیایی ۵۰°۵۰' و ۵۰°۳۰' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۱°۴۰' و ۳۱°۵۰' شمالی واقع شده است (شکل ۲). قدیمی ترین سنگ‌های شناخته شده در ورقه چهار فرسخ با سن ژوراسیک زیرین که معادل سازند شمشک بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه مشخص شده‌اند (حمزه پور، ۱۳۷۳)، سازند عمدتاً تخریبی نایند با سن تریاس بالایی با ضخامت زیاد نهشته شده، در حالی که سازند شمشک ترکیبی از نهشته‌های آواری شامل شیل سیلتی و رسی به رنگ سبز زیتونی و لایه‌هایی از ماسه سنگ کوارتزی می‌باشد (حمزه پور، ۱۳۷۳).

است که در نزدیکی یک حاشیه فعال قرار گرفته و با افیولیت ملاثرها مشخص می‌شود. (Arjmandzadeh et al., 2011) با مطالعه اشکال عناصر گرانیتهای شاه کوه و چاه شلجمی بیان می‌دارند که این نفوذی‌ها به فعالیت ماگمایی مرتبط با زون فرورانش وابسته‌اند. داده‌های سنی جدید توسط داده‌های پتاسیم - آرگون از انواع سنگ‌های اصلی توده گرانیتهای شاه کوه (Esmaily et al., 2005) تأیید می‌کنند که این توده محدوده سنی از ۱۵۸ تا ۱۶۸ میلیون سال پیش دارد.

مجموعه گسترده دگرگونی ده سلم که در بخش شرقی پهنه لوت رخنمون دارد، احتمالاً نشانگر بالازدگی بخش سخت شده پی سنگ پهنه لوت است (Stocklin et al, 1972). نفوذی شاه کوه در زمان ژوراسیک پسین در سازندهای معادل شمشک نفوذ کرده و کمپلکس دگرگونی ده سلم را در سمت جنوب تشکیل داده است (Stocklin, 1968).

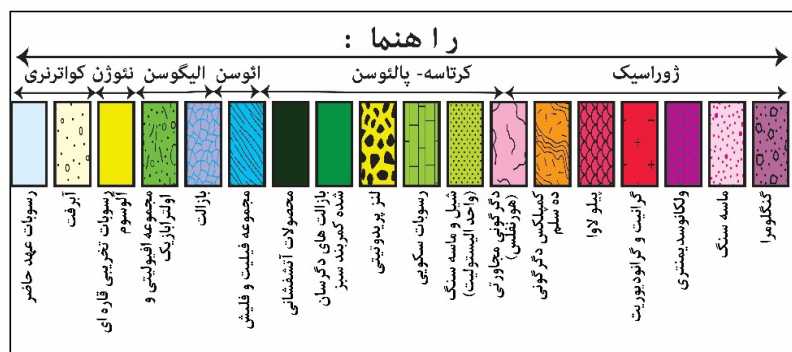
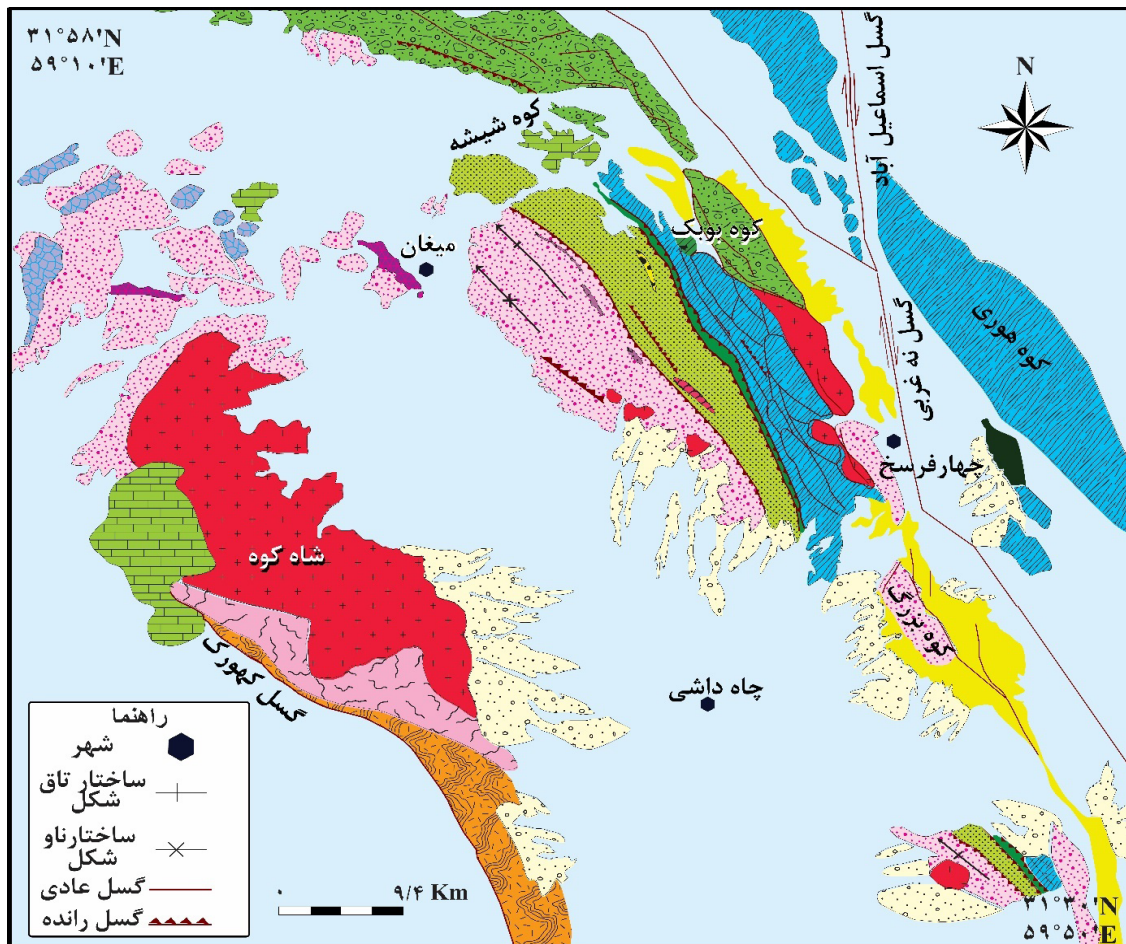
ناصری اسفندقه و همکاران (۱۳۹۴) حضور مجموعه‌های مافیک و اولترامافیک دگرگون شده در کنار دیگر سنگ‌های کمپلکس دگرگونی ده سلم رانشان دهنده جایگزینی برش‌هایی از افیولیت پیش تا همزمان با ژوراسیک میانی در حاشیه شرقی پهنه لوت می‌دانند و بیان می‌کنند که این مجموعه بعد از جایگیری با آرایش ساختاری کنونی خود دچار دگرگونی شده است.

مطالعات قدیمی تر پیشنهاد می‌کنند که حوضه اقیانوسی سیستان در زمان اواخر کرتاسه باز شده که از بلوک‌های ملاثری شامل آهک‌های تورنین تا ماستریشتین استنباط گردیده است (Tirrul et al., 1983; Guillou et al., 1983; Tirrul et al., 1989; Alavi et al., 1990). در مطالعات (Naini et al., 1990). داده‌های زیست چینه‌ای از رادیولاریت‌های بدست آمده از رسوبات، سن آپتین - آلبین را نشان داده و پیشنهاد می‌کنند که اقیانوس سیستان قبل از زمان کرتاسه پیشین فعال و در حال گسترش بوده است. روابط سنگ شناسی نشان می‌دهد که جایگیری افیولیت در زمان کرتاسه پسین رخ داده است اما رسوب گذاری مرتبط با آب‌های عمیق تا اوایل ائوسن ادامه داشته است.

ظهور گسترده کمر بند دست نخورده نهشته‌های حوضه سفیدآبه در زمان ائوسن میانی، به عنوان آثاری از ورود پهنه لوت به داخل زون فرورانش تفسیر شده است. انتهای رسوبگذاری دریایی در زمان ائوسن میانی و شروع چین خوردگی مهم حوضه سفیدآبه در این زمان، دلیلی از برخورد پهنه لوت با کمپلکس فرورانشی نه و رتوک می‌باشد (Tirrul et al, 1983).

در امتداد زون جوش خورده سیستان، کمپلکس‌های افیولیتی

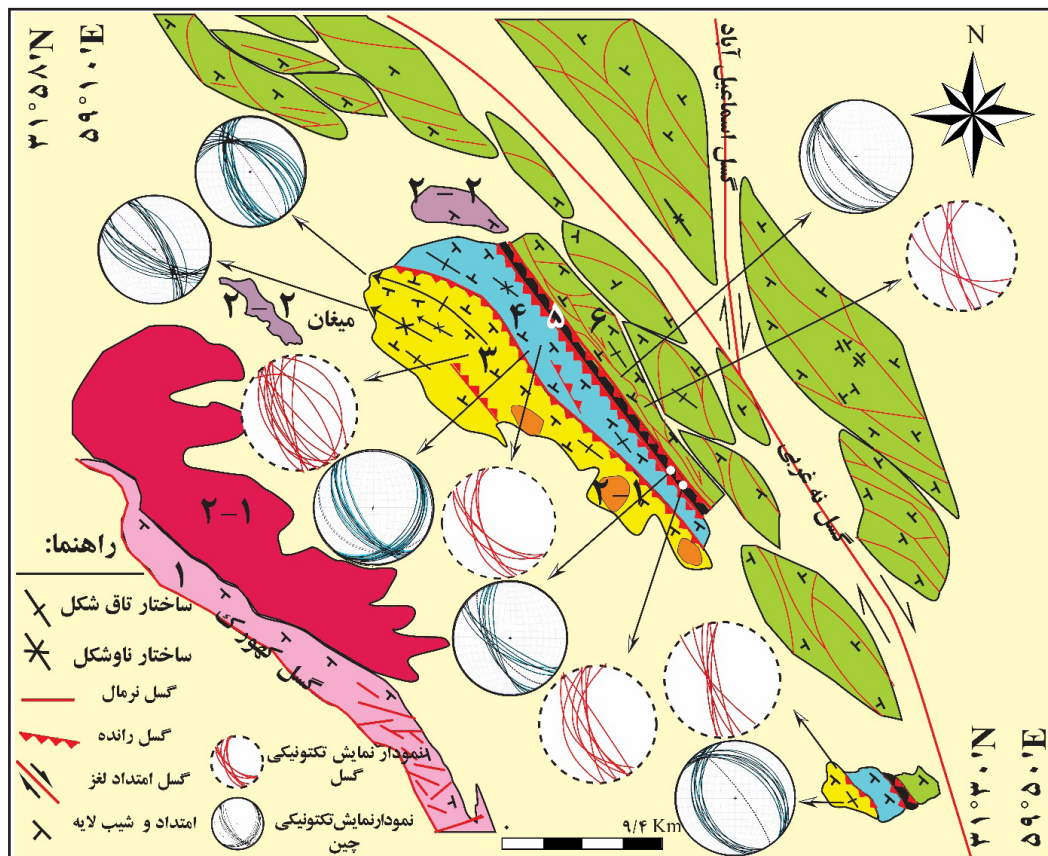




شکل ۲. نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه برگرفته از نقشه های ۱/۱۰۰۰۰۰ از زمین شناسی ورقه های چهارفرسخ (حمزه پور، ۱۳۷۳) و بصیران (Behrouzi and Nazer, 1992)، با پاره های تغییرات.

۴- تقسیم بندی جدید واحدهای تکتونو- استراتیگرافی:  
 پیمایش های فراوان صحرایی و مطالعه دقیق عکس های ماهواره ای مادر منطقه مذکور پرده از تفاوت قابل توجه بین نقشه های زمین شناسی منطقه با نام گذاری سازنده های شمشک و نایبند برای مجموعه مورد نظر و پژوهش های ما آشکار ساخته است. تمایز گسترده این مجموعه با سنگ های ایفولیتی متعلق به کمپلکس نه که در طول گسل نه غربی رخنمون دارد، شناسایی گردیده است. از جمله این ویژگی ها وجود بازالت های حفره دار (شکل ۱۱) و دگرگون شده، بازالت های بالشی، حضور دایک های گابرویی به همراه لزهایی از پریدوتیت، نفوذی های گرانیتی در کوه های سرمه - بوبک - کوه سفید (شکل ۷)، سنگ های رسی با دگرگونی ضعیف در حد فیلیت (شکل ۱۷) و شیست، بلوک های ایستولیتی عظیم در زمینه ماسه سنگ (شکل ۸) و سایر ویژگی های دقیق تر، از جمله اختلافاتی است که در منطقه مورد مطالعه با سازند ماسه سنگی شمشک و نایبند به چشم می خورد. چندین پهنه تکتونیکی از غرب به شرق با راستای عمومی شمالی - جنوبی شناسایی شده است (شکل ۳):

حضور دایک های گابرویی به همراه لزهایی از پریدوتیت، نفوذی های گرانیتی در کوه های سرمه - بوبک - کوه سفید (شکل ۷)، سنگ های رسی با دگرگونی ضعیف در حد فیلیت (شکل ۱۷) و شیست، بلوک های ایستولیتی عظیم در زمینه ماسه سنگ (شکل ۸) و سایر ویژگی های دقیق تر، از جمله اختلافاتی است که در منطقه مورد مطالعه با سازند ماسه سنگی شمشک و نایبند به چشم می خورد. چندین پهنه تکتونیکی از غرب به شرق با راستای عمومی شمالی - جنوبی شناسایی شده است (شکل ۳):



شکل ۳. موقعیت واحدهای تکتونیک منطقه. ۱- کمپلکس دگرگونی دهسلم ۱-۲- کمان ماگمایی (نفوذی‌های ژوراسیک) ۲-۲- کمان ماگمایی (محصولات جلوی کمان) ۳- حوضه جلوی کمان (رسوبات سیلیسی - کلاستیک) ۴- گوه افزایشی (سیلیسی - کلاستیک) دگرگون شده) ۵- کمربند سبز ۶- کمربند افیولیتی ائوسن و ملائز افیولیتی مرتبط.

شمشک در منطقه نفوذ کرده و به صورت دگرشیب با کنگلومراهای کم شیب و آهک‌های حاوی اریتولین با سن کرتاسه پایینی پوشیده شده است (Stocklin et al., 1972).

اسماعیلی و همکاران (Esmaily et al., 2005) به روش K - Ar - Ar نشان داد که گرانت شاه کوه به ژوراسیک میانی تعلق دارد؛ ممکن است این توده در یک محیط زمین ساختی قوس آتشفشانی و در اثر فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی تشکیل شده باشد (Bagheri et al., 2009). درحالی که محمودی و همکاران (Mahmoudi et al., 2009) منشاء این توده را به یک محیط پشت کمان نسبت می‌دهند.

۴-۲-۲- کمان ماگمایی (محصولات آتشفشانی): در غرب میغان (در ورقه زمین شناسی بصیران, Behrouzi and Nazer, 1992) ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌ها به صورت هم‌شیب توسط لایه‌های آهکی که حاوی فسیل‌های ژوراسیک میانی است پوشیده شده است (حمزه پور، ۱۳۷۳). در غرب روستای میغان بر روی واحد شیلی و ماسه سنگی گدازه‌های سیاه رنگ آندزیتی و محصولات آذر آواری قرار می‌گیرد (افتخار نژاد و همکاران، ۱۳۷۱).

۴-۱- کمپلکس دگرگونی دهسلم: یک مجموعه ضخیم از کربنات‌های پلاتفرمی و میان‌لایه‌های بازالتی قاره‌ای با سن احتمالی پرمین - تریاس به نام کمپلکس دگرگونی دهسلم رخنمون دارد (Behrouzi and Nazer, 1992). از نگاه دیگر، این مجموعه افیولیتی احتمالاً به حاشیه ریفتی نئوتتیس اضافه شده است که بعدها در موقعیت کمان ماگمایی در زمان ژوراسیک فوقانی دچار دگرگونی حرارت بالا - فشار کم شده است (Bagheri et al., 2009). اسلیت، فلیت، شیست، مرمر، گنیس، آندالوزیت و استارولیت شیست، رگه‌ها و دایک‌های پگماتیتی، آمفیبولیت، سیلیمانیت شیست و میگماتیت‌ها سازندگان اصلی کمپلکس دگرگونی دهسلم به شمار می‌روند (نادری میقان و اکرمی ۱۳۸۳؛ عارف نژاد ۱۳۸۸؛ بهرام نژاد و همکاران ۱۳۹۵). بخش شرقی این مجموعه، بالا آمدگی بیشتری نسبت به بخش غربی داشته که دلیل آن را به بالا آمدگی شاه کوه و عملکرد همزمان گسل‌هایی با روند شمالی - جنوبی نظیر گسل کهور، نسبت می‌دهند (ناصری اسفندقه و همکاران، ۱۳۹۴).

۴-۲-۱- کمان ماگمایی (نفوذی‌های ژوراسیک): نفوذی‌های منطقه شاه کوه در زمان ژوراسیک پسین در سازند معادل



شامل ترکیبی از شیل سیلتی، شیل رسی، شیل ماسه‌ای به رنگ سبز زیتونی، همراه با میان لایه‌هایی از ماسه و گنگلومرامی باشد. توالی‌های شیلی، ماسه سنگی و کنگلومرامی در این واحد معمولاً، توالی ریزدانه شونده‌ای به سمت بالا را نشان می‌دهند که بیانگر عادی بودن توالی لایه‌های مورد اشاره می‌باشد (شکل ۴). بخش‌های فوقانی این واحد شباهت زیادی به سازند شمشک دارد چرا که هیچ‌گونه کرنات و تورق دگرشکلی در سنگ‌های آن به چشم نمی‌خورد. همچنین در این واحد لنزهای کوارتزیتی و کنگلومرامی به خوبی دیده می‌شوند. بسیار به ندرت لایه‌هایی از آهک در این توالی به چشم می‌خورند. عدسی‌های کنگلومرامی درون این واحد که در بخش شمال غربی رخنمون یافته‌اند دارای قله‌هایی حاوی فسیل‌های با سن کربونیفر میانی بوده که نشان‌دهنده محیط دریایی باز در پالئوژوئیک بوده که در طی مزوزوئیک از آب خارج گشته‌اند. در کوه شیشه واحد ژوراسیک تحتانی با یک ناپیوستگی زاویه‌دار توسط کنگلومرامی قاعده‌ای کرتاسه بالایی پوشیده شده است (شکل ۵). در بخش‌های زیرین این واحد لایه‌های آهک‌های پلاژیک، بازالت‌های موجود را همراهی می‌کنند. فسیل‌های رادیولاریت استخراج شده از این کرنات‌ها در طی تصویربرداری با میکروسکوپ الکترونی تشخیص و تعیین سن گردیده است. سن این فسیل‌ها در محدوده سنی از تریاس میانی تا ژوراسیک زیرین می‌باشد (شکل ۶). از مهمترین ویژگی‌های این واحد حضور نفوذی‌های استوک مانند تا دیکی از سنگ‌های حدواسط تا فلسیک بوده (Bagheri et al., 2013) که علی‌رغم ابعاد کیلومتری‌شان، هیچ‌یک از آن‌ها بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه ثبت نگردیده‌اند. این نفوذی‌ها اغلب جنس دیوریتی، تونالیتی تا داسیتی دارند؛ احتمالاً هم‌منشأ بانفوذی‌های ژوراسیک میانی شاه کوه هستند که نهشته‌های پلاتفرمی تا قاره‌ای ژوراسیک زیرین این منطقه را قطع نموده‌اند. ضخامت چند متری از هورنفلس‌های تیره رنگ آن‌ها را فرا گرفته و به خوبی بر روی عکس‌های ماهواره‌ای منطقه (شکل ۷) قابل رویت می‌باشند (حمزه پور ۱۳۷۳، سهندی و همکاران، ۱۳۷۱). تا اواخر ژوراسیک این حوضه به یک حوضه دریایی کم عمق تبدیل شده ولی همچنان با محصولات ماگمایی کالک آلکالن تغذیه می‌شده است. اما نهشته‌های کرنات سکوپی کرتاسه - پالئوسن با ناپیوستگی بر روی مجموعه شدیداً دگرشکل شده و دچار نفوذ پلو تونیسیم عظیم ژوراسیک فوقانی گشته، حضور داشته و حکایت از کم عمق شدن پلاتفرم دارد.

در این واحد، شناسایی چین‌هایی با مقیاس عظیم، به صورت ناودیس‌ها و تاقدیس‌هایی با پلاتر به سمت شمال غرب در پهنه نام‌برده تشخیص داده شده که در این مطالعه، آن‌ها را تاقدیس و

توالی‌های رسوبی موجود در برش کوه شیشه در شمال غرب نهبندان عمدتاً شامل نهشته‌های آواری و کرنات می‌باشد که روزنیران بنتیک موجود در واحدهای سنگی سنی معادل کامپاین - ماستریشتین را در محیط لاگون باز و نیمه‌محصور، پشته‌های زیردریایی و دریای باز را برای این توالی‌ها نشان می‌دهند (حبیبی مود و همکاران، ۱۳۹۵). حد زیرین این نهشته‌ها در بررسی‌های صحرایی یک ناپیوستگی از نوع زاویه‌دار بوده و حد بالایی آن شامل کنگلومرامی قاعده‌ای حاوی پیل‌های ولکانیکی است (حمزه پور، ۱۳۷۳). در خصوص سن نسبی سنگ‌های حد زیرین این مقطع می‌توان با توجه به جایگاه چینه‌نگاری آن‌ها سنی معادل ژوراسیک بالایی عنوان نمود که احتمالاً توسط رسوبات پالئوسن پوشیده می‌شوند (حبیبی مود و همکاران، ۱۳۹۵). در کوه سفید واقع در شمال غرب روستای دهنو، نهشته‌های پالوسن به صورت ناپیوسته بر روی آهک‌های کرتاسه پیشین قرار گرفته است (افتخارنژاد، ۱۳۷۱).

**۳-۴- حوضه جلوی کمان رسوبات سیلیسی - کلاستیکی:** در بسیاری از حاشیه‌های همگرا، یک حوضه کم عمق تا عمیق و وسیع، ناحیه بین کمان آتشفشانی و دیواره داخلی پر شیب گودال را می‌پوشاند. این حوضه جلوی کمان، شامل چینه‌هایی هستند که از فرسایش و محصولات کمان آتشفشانی و زیر لایه‌های کمان حاصل آمده‌اند. عموماً چینه‌های حوضه جلوی کمان، بروی بخش‌های قدیمی تر و نشست کرده منشور افزایشی قرار می‌گیرند. همچنین به طور محلی این چینه‌ها ممکن است بر روی پوسته اقیانوسی که بین محور کمان و گودال در آغاز فرورانش به دام افتاده‌اند، نیز قرار گیرند (Davis and Reynolds, 1996). این انباشتگی رسوبی معمولاً با ضخامت زیاد رسوبات دریایی و سنگ‌های رسوبی مشخص می‌شود که در مناطق کم عمق تا عمیق دریا رسوب می‌کنند و یک توالی عمق شونده‌ای به سمت بالا را نشان می‌دهد (Davis and Reynolds, 1996). افزایش فشار و دما در بخش‌های عمیق تر گوه‌های افزایشی رخ می‌دهد و سنگ‌هایی با فابریک ساخت فلسی توسط فرآیندهای دینامیکی عمل‌کننده در داخل منشور رادگرگون و دگرشکل می‌کنند.

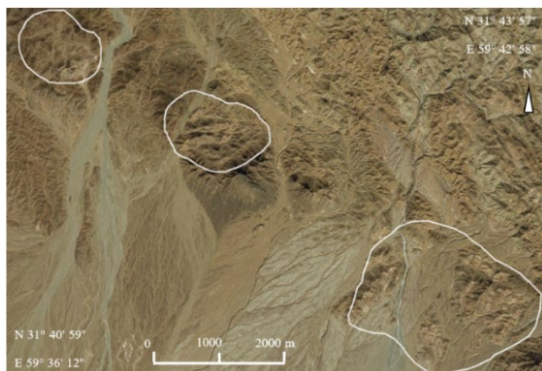
نهشته‌های سیلیسی - کلاستیکی تریاس بالا - ژوراسیک تحتانی این منطقه در فضای میان کمان ماگمایی تا گوه‌های افزایشی شرقی احتمالاً متعلق به یک حوضه جلوی کمان نئوتیس گسترش دارند. این نهشته‌ها از بخش‌های شدیداً دگرشکل شده گوه افزایشی زیرین خود جدا می‌شوند. در این پهنه، لیتولوژی غالب شامل ضخامت زیادی از توالی‌های شیل و ماسه‌سنگ با رخساره‌های ساحلی تا دریایی کم عمق همراه با کانال‌هایی از کنگلومرا است. لیتولوژی





شکل ۶. فسیل‌های رادیولاریت در کربناته‌های سیلیسی در موقعیت جغرافیایی "N 31° 44' 56" و "E 59° 29' 37".

*Pseudoheliodiscus* sp. cf. *P. quadriradiatus* (Kozur and Mostler, 1972) 2. ?*Pseudoheliodiscus* sp. 3. ?*Paronaella* sp. 1. 4. ?*Paronaella* sp. 2. 5. ?*Bulboeyrtium* sp. 6. *Ruesticytiidae* sp. gen. indet 7. *Ruesticytiidae* sp. gen. indet



شکل ۷. نمای تصاویر ماهواره‌ای از توده‌های نفوذی ژوراسیک در واحد ۳ یا نهشته‌های حوضه جلوی کمان.

#### ۴-۴- گوه‌افزایشی (سیلیسی) - کلاستیک‌های دگرگون شده):

این واحد از شمال شرق بر روی واحدهای منشورهای افزایشنده جوان‌تر توسط کمربند سبز رانده شده است در حالی که از سمت غرب خود به‌طور ناپیوسته در زیر واحد سوم قرار می‌گیرد (شکل ۴). این مرز ناپیوسته با یک کنگلومرا حاوی قطعات منشاء گرفته از پی‌سنگ مشخص می‌گردد، اما در اغلب مناطق گسل‌های جوانتر این مرز را مخدوش کرده‌اند. به این واحد در نقشه‌های زمین‌شناسی چهارفرسخ و چاه‌داشی، سن ژوراسیک نسبت داده شده است. آثار دگرگونی درجه ضعیف و تورق رخ اسلیتی را می‌توان در اینجا مشاهده کرد.

این مجموعه ضخامت عظیمی از سنگ‌های توریدایته با بلوک‌هایی ماسه‌سنگی با ابعاد متفاوت است که در خمیره شیل‌های متورق، پراکنده هستند. خادمی و همکاران (۱۳۹۳) این کمربند را نوار الیستوستروم نام نهاده‌اند. در بررسی‌های صحرائی و با اندازه‌گیری لایه‌بندی در درون بلوک‌ها با مشخصات N20E/50SE

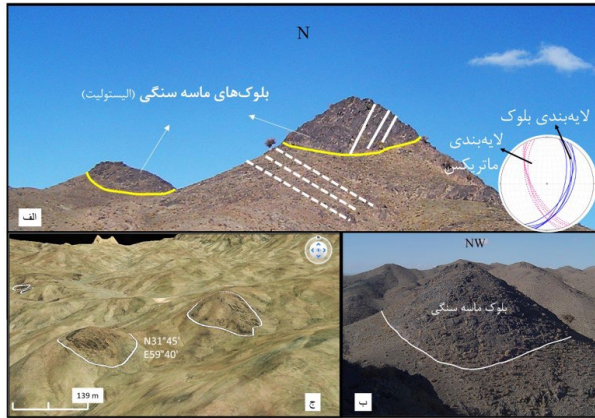
ناودیس میغان نام نهاده‌ایم (شکل ۳). چین‌های موجود در این واحد، مجموعه‌ای از چین خوردگی‌های پارازیتی با مقیاس کوچک‌تر در درون ناودیس و تاقدیسی با مقیاس بسیار بزرگ می‌باشد. همچنین چین‌هایی برگشته با مقیاس متوسط و کوچک، در واحد سیلیسی - کلاستیک ژوراسیک به وفور دیده شده است. روند غالب سطح محوری چین‌های فوق‌الذکر شمال غرب - جنوب شرق بوده و دارای برگشتگی به سمت شمال شرق می‌باشند. امتداد غالب سیستم گسلی که این واحد را تحت تأثیر خود قرار داده است، شمال غرب - جنوب شرق بوده و برخی دارای شیبی به سمت شمال شرق می‌باشند که احتمالاً راندگی به عقب محسوب می‌شوند. همچنین چین‌های این واحد بر اساس زاویه بین یالی در دسته چین‌های باز قرار می‌گیرد.



شکل ۴. مرز ناپیوستگی کنگلومرا بین واحدهای ۳ و ۴ با موقعیت جغرافیایی "N 31° 50' 02" و "E 59° 34' 38".



شکل ۵. ناپیوستگی زاویه‌دار در کوه شیشه با موقعیت "N 31° 33' 44" و "E 59° 30' 00". ۱- توالی سبز واحد حوضه جلوی کمان، ۲- نوار قرمز کنگلومرای قاعده، ۳- آهک‌های کرتاسه بالایی.



شکل ۸. بلوک‌های نابرجا و گردشده ماسه سنگی؛ (الف) با قطری در حدود ۵۰ متر در خمیره شیلی با لایه بندی متفاوت؛ (ب) نمای نزدیک از الستولیت ماسه سنگی؛ (ج) نمای از بالا روی تصویر گوگل ارت.



شکل ۹. بازالت‌های حفره دار از واحد تکتونیکی کمربند سبز.



شکل ۱۰. چین خوردگی لایه‌های ماسه سنگی به همراه استریوگرام، دید به سمت شمال.



شکل ۱۱. چین خوردگی لایه‌های بازالتی با میان لایه‌های آهک پلاژیک به همراه استریوگرام، دید به سمت شمال غرب.

و ماتریکس متورق شیلی با مشخصات N25W/60SW در این واحد تفاوت آشکاری احساس می‌گردد (شکل ۸). از این رو به نظر می‌رسد که بلوک‌های ماسه سنگی دچار جابه‌جایی و چرخش محسوسی از محل اولیه خود شده‌اند. شیب قاره ممکن است محلی باشد که این بلوک‌ها قابلیت جابجایی داشته‌اند. از این رو این بلوک‌ها را الستولیت نام نهاده‌ایم. لایه بندی درون بلوک ماسه سنگ‌ها نشان‌دهنده امتداد شمال شرقی است در حالی که تورق زمینه روند شمال غرب داشته و این خود چرخش بلوک ماسه سنگی در زمینه را نشان می‌دهد (شکل ۸ الف).

علاوه بر بلوک‌های ماسه سنگی سرگردان، که فراوانی و گسترش در خور توجهی را در واحد الیستوسترومی دارند، توده‌های عدسی شکلی از سنگ‌های مافیک با جنس‌های گابرو، بازالت‌های بالشی حفره‌دار (شکل ۹)، اولترامافیک پریدوتیت از نوع ورلیت احتمالاً کومه‌ای، به همراه ماسه سنگ‌ها و فیلیت‌هایی را نیز شاهد هستیم (جعفری، ۱۳۹۱). از این رو این واحد شباهت زیادی به آمیزه رسوبی - تکتونیکی حاوی قطعات افیولیتی دارد. حضور گدازه‌های بالشی که شباهت زیادی به گدازه‌های کمپلکس افیولیتی کرتاسه فوقانی نه دارند و این تصور را ایجاد می‌کند که این برش تکتونیکی به‌طور نابرجا در این محل ظاهر شده است.

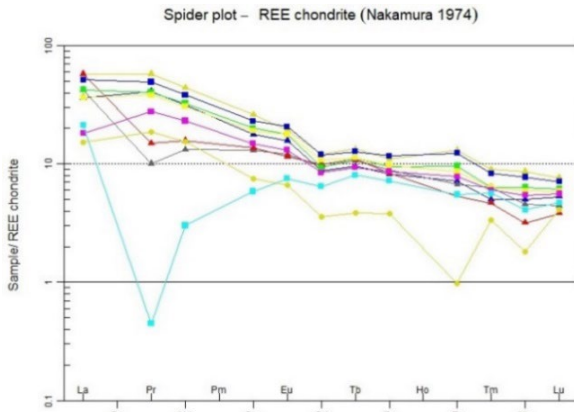
شکستگی‌های موجود در این واحد نسبت به واحد قبل بیشتر شده است. چین خوردگی‌های موجود در این واحد تکتونیکی از غرب به شرق زاویه بین یال‌ها بسته‌تر می‌شود. چین‌های موجود در شرق این واحد با مشخصات سطح محوری N17W/40NE، مشخصات فضایی با مقدار  $39^{\circ}$ ، به سمت جنوب شرق و زاویه بین یالی در حدود  $60^{\circ}$ ، بر حسب طبقه بندی چین‌ها به روش فلوتی، چین مورد نظر در دسته چین‌های بسته با شیب و میل متوسط محسوب می‌گردد (شکل ۱۰). در غرب منطقه چین‌هایی با مشخصات سطح محوری N41W/62SW، میل محور  $6^{\circ}$  به سمت شمال غرب بوده و با دارا بودن زاویه بین یالی در حدود  $96/8^{\circ}$ ، چین مورد بررسی در گروه چین‌های خوابیده و با در نظر گرفتن زاویه بین یالی در دسته چین‌های باز قرار می‌گیرد (شکل ۱۱).

اغلب چین‌ها دارای برگشتگی به سمت شمال شرق بوده و بر اساس زاویه بین یالی اکثر چین‌های این واحد در دسته چین‌های بسته تا تنگ جای گرفته‌اند در حالی که چین‌های غربی متقارن‌تر و بازتر ظاهر گشته‌اند. گسل‌های موجود در این واحد در دسته گسل‌های معکوس با مؤلفه امتدادی چپ بر محسوب می‌گردند.

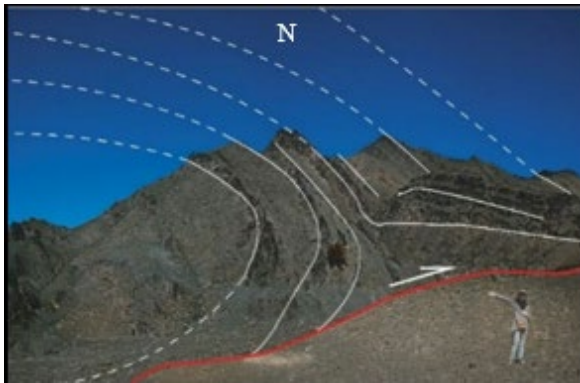




شرق در بخش جنوبی کمر بند سبز شیبی به سمت جنوب غرب دارند. مرز شرقی این واحد نیز با واحد فیلیتی، توسط گسل هایی معکوس با شیبی به سمت غرب محدود می شود.



شکل ۱۲. تعداد ۹ نمونه، بهنجار شده نسبت به MORB - N؛ مربوط به بازالت های کمر بند سبز. بازالت های دگرسان شده، تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش طیف نگاری جرمی (ICP-MS) در شرکت زرآزمای کرمان.



شکل ۱۳. چین خوردگی عظیم برگشته در واحد بازالتی کمر بند سبز در موقعیت جغرافیایی 31°43'38" N و 59°44'27" E.

#### ۴-۶- کمر بند فیلیتی ائوسن و ملائز افیولیتی مر تبط:

شرقی ترین واحد تکتونیک رسته کوه های بوبک، واحد فیلیتی می باشد. مرز غربی این واحد فیلیتی با یک راندگی از واحد کمر بند سبز جدا گشته و مرز شرقی آن با گسل های راستالغز راست براز دیواره غربی دره چهار فرسخ، افیولیت ملائزهای کرتاسه فوقانی، گرانیت های ائوسن و مجموعه های دگرگونی حرارت بالا جدا می گردد. بخش اعظم توالی های سنگی رخنمون یافته در این واحد تکتونیک، شامل شیل ها و توالی های توریدایتی شدیداً متورق شده می باشند. شیل ها حاوی پیریت هایی هستند که در مطالعات میکروسکوپی حاشیه های تزئینی نشان داده که مربوط به تبلور بلورهای کوارتز در فضاهای خالی و مرتبط با توسعه تورق اسیلیتی در سنگ می باشد. کنگلو مراها در این واحد در کانال های پر شده در میان سنگ های

۴-۵- کمر بند سبز: پس از گذر از واحد گوه افزایشی قدیمی شرقی در حرکت از غرب به شرق، یک نوار باریک چند صد متری اما با طولی بیش از ۳۰ کیلومتر با راستای تقریبی شمالی - جنوبی از توده های سبز رنگ به چشم می خورد. مرز شرقی این واحد نیز با واحد فیلیتی ائوسن غربی، با گسل هایی محدود می شود.

این واحد عمدتاً از سنگ های خروجی بازیگ تشکیل شده است. سنگ های مذکور بازالت های شدیداً خرد شده، متورق گشته و دگرسان شده ای هستند که تنها در محدود رخنمون هایی ساخت های حبابی قابل شناسایی نشان می دهند. مقادیری چرت، شیل های سیلیسی و کربنات های نازک لایه در کنار رگه های سیلیسی مجموعه مافیک سبزرنگ را همراهی می کنند. کمر بند مذکور کاملاً متفاوت و متمایز از سنگ های افیولیتی رخنمون یافته متعلق به کمپلکس نه غربی است. در این جا برای نائل شدن به درک بهتری از جایگاه زمین ساختی واحد مذکور بررسی ژئوشیمیایی برای تعیین منشأ سنگ های ولکانیکی و موقعیت آن ها به مطالعه برخی از اکسیدها و عناصر فرعی پرداخته شده است. سنگ های مافیک موجود در محدوده مورد مطالعه شدیداً دگرسان و تا حدودی دگرگون شده اند؛ به گونه ای که تشخیص ماهیت آن ها با توجه به مطالعات سنگ شناختی میکروسکوپی به سختی صورت پذیرفت. از آن جا که سنگ های مورد مطالعه تغییرات شیمیایی شدیدی را در رابطه با عناصر متحرک متحمل شده اند، نمودارهای حاصل از عناصر فرعی به دلیل کم تحرک بودن این عناصر قابل قبول تر هستند (جدول ۱). شیب زیاد منحنی های بهنجار شده برای عناصر نادر خاکی برخی از نمونه های سالم تر بازالتی به کندریت ها نشانگر غنی شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE)، شباهت زیاد الگوی این عناصر را با ماگماتیسیم کالکوآلکالن بالای منطقه فرورانش نشان می دهند (شکل ۱۲). بر این اساس نمودارهای زمین ساختی - ماگمایی، محیط تکتونوماگمایی منطقه مورد بررسی را می توان جزء محیط های بالای مناطق فرورانش و حاشیه فعال قاره ای به شمار آورد.

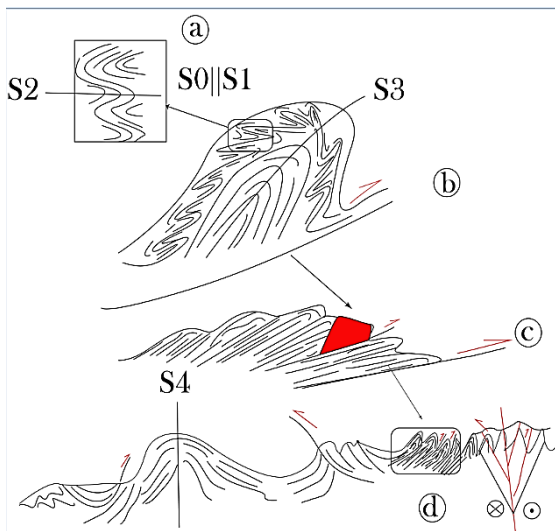
حاشیه شرقی کمر بند سبز با پهنه برشی بارزی به همراه دگرشکلی برشی مشخص می شود. چین های بزرگ و متعدد برگشته تا خوابیده به سمت شرق تا شمال شرق در محدوده کوه های شمالی بوبک مشاهده شده است (شکل ۱۳). این گونه به نظر می رسد که چین های خوابیده، شبیه به سفره ها یا برگه های راندگی بوده اند که بر روی پهنه های کم شیب جدایشی مرتبط با فرورانش رو به غرب شکل گرفته باشند. امتداد غالب گسل های موجود در این کمر بند شمالی - جنوبی با شیب به سمت غرب و امتداد های شمال غرب - جنوب



### حوادث دگرشکلی:

گوه‌های افزایشی به عنوان پهنه‌های نزدیک به حاشیه‌های فعال صفحات تکتونیکی مناسب‌ترین مکان‌ها برای ثبت و ضبط حوادث دگرشکلی هستند (Moore, 1989). واحدهای تکتونیکی گوه‌های افزایشی و حوضه‌های جلو کمان در حاشیه شرقی لوت در منطقه نهبندان، مساعدترین پهنه‌ها برای نشان دادن ساختارهای تداخلی و همپوشان دگرشکلی هستند.

دگرشکلی در گوه‌های بوبک را می‌توان در ظهور چند عنصر فابریکی چین، گسل و تورق بحث نمود. بدلیل تنوع ابعاد این عناصر ساختاری می‌توان آن‌ها را در چندین مرتبه (Order) جای داد (شکل ۱۵)



شکل ۱۵. رخدادهای دگرشکلی منطقه از S0 تا S4 در چهار طرح ساده شده a تا d از ژوراسیک تا الیگوسن.

ساختارهای عظیم چین خورده در مرتبه اول جای می‌گیرند و شامل چین‌های کیلومتری نظیر زوج تاق‌شکل و ناوشکل شرق میغان می‌باشند (S4). این چین‌ها ماهیت مخروطی دارند و به سمت شمال همگرا هستند و به موازات گسل‌های راستالغز اصلی منطقه ظاهر شده‌اند (حادثه دگرشکلی D4).

این دو چین خود حاوی یال‌های چین خورده هستند که در مرتبه دوم قرار می‌گیرند و در مقیاس چند ده تا صد متری گسترش دارند. این چین‌ها در ارتباط با کمربند سبز با زاویه بین یالی در محدوده چین‌های تنگ تا موازی برگشتگی به سمت شرق (شکل ۱۳) نشان می‌دهند (S3) و اغلب مرتبط با رانندگی‌هایی می‌باشند (حادثه دگرشکلی D3). مرتبه بعدی چین‌ها در مقیاس مزوسکوپی و با رخنمون‌های ساتی متری تا چند متری به شکل چین‌های موازی (شکل ۱۶) تا بسته (S2) به موازات تورق نافذ رخ اسلیتی دیده می‌شوند (حادثه D2) که

تخریبی دانه‌ریز تا متوسط مشاهده گردیده است. کانال‌ها به احتمال زیاد، کانال‌های زیر دریایی اصلی یا فرعی بر روی شیب قاره بوده‌اند که توسط رسوبات آواری درشت‌دانه پر شده‌اند. در واحد فیلیتی نیز همچون واحد تکتونیکی کمربند سبز رگه‌های سیلیسی و کلسیتی به صورت قابل ملاحظه‌ای به چشم می‌خورند. برگه‌های نابرجا از مرمرهای خرد شده احتمالاً متعلق به ژوراسیک در برخی از مناطق به صورت رانندگی‌هایی بر روی فیلیت‌های منطقه سلطان آباد قرار گرفته‌اند (جعفری، ۱۳۹۱). با پدیدار شدن آثار فسیلی پالئودیکتیون در این واحد تکتونیکی این اثر فسیلی توسط جعفری (۱۳۹۱) در منطقه شناسایی و مورد مطالعه قرار گرفته است (شکل ۱۴). از این رو سن احتمالی ائوسن برای این واحد سنگی حاصل آمد هر چند حادثه دگرگونی کمی جوان‌تر بوقوع پیوسته است. در این واحد بندرت عدسی‌هایی از گدازه‌های بالشی و رسوبات عمیق همراه با آن را شاهد هستیم. این واحد به سبب نزدیکی بسیار به گسل نه غربی، تحت تأثیر شدید این گسل قرار گرفته است، از این رو ساختارهای خمیری شکل به ندرت در این واحد به چشم می‌خورد.

با استناد به نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰/۰۰۰ چهارفرسخ (حمزه‌پور، ۱۳۷۳) مجموعه دگرگونی فشار کم - حرارت بالا آندالوزیت شیست به ژوراسیک نسبت داده شده‌اند. از آنجائی که این سنگ‌های دگرگونی کم فشار و حرارت بالا اغلب در مجاورت توده‌های گرانیتی جوان قرار دارند و با توجه به این نکته که این مجموعه به صورت کمربندی در سنگ‌های پالئوژن و نئوژن رخنمون یافته‌اند. بنابراین بایستی در سن آن‌ها تردید نمود خصوصاً این که تاکنون داده‌های رادیومتریکی منتشر نشده است. این تردید زمانی بیشتر جلوه می‌کند که این سنگ‌ها مستقیماً در توالی‌های دگرگونی منطقه سنگ‌ریزه که سرپانتینیت‌ها مستقیماً به فیلونیت تبدیل شده و یا گرانیت‌های ائوسن - الیگوسن ظاهری گرانیت گنیس یافته‌اند، به وفور یافت می‌شود.



شکل ۱۴. نمونه اثر فسیلی یافت شده با سن احتمالی ائوسن.



شرقی ورقه چهارفرسخ (بخش شرقی کوه هوری) دیده می‌شود. مرزهای این واحدهای سنگی نئوژن با توالی ائوسن میانی اغلب به صورت دگرشیب است؛ بر این اساس واضح است که گودال‌های تکتونیک پس از ائوسن میانی با رسوبات قاره‌ای پر شده‌اند. حادثه مهم گسلش، چین خوردگی و بالا آمدگی رسوبات به نظر در اواخر ائوسن تا الیگوسن تکوین یافته است. این حادثه بنظر همان کوهزایی همزمان با بسته شدن اقیانوس سیستان به عنوان شاخه‌ای از اقیانوس نئوتتیس اصلی بوده است. اغلب این گودال‌ها در امتداد گسل اصلی نه غربی متمرکز شده و به نظر تحولات این حوضه‌های طویل و باریک تحت کنترل این گسل‌ها صورت پذیرفته است.

پس از حادثه بسته شدن حوضه فلیش شرق ایران و شکل‌گیری زون جوش خورده سیستان این ناحیه مجدداً دچار دگرشکلی گردیده است. در این رخداد احتمالاً گسل‌های جوان‌تر واحدهای تکتونیک منطقه شمال غرب نهبندان را تحت تأثیر قرار داده و آن‌ها را جابه‌جا کرده که احتمالاً با فعالیت مجدد گسل‌های قدیمی‌تر نیز همراه بوده است. یکی از گسل‌های جدید شکل گرفته گسل اسماعیل‌آباد است که با زاویه تندی ساختار دوپلکس امتداد لغز نه غربی را بریده و مجموعه‌های فلیشی ائوسن را کیلومترها در راستای شمالی - جنوبی با جهت برش راست بر جابه‌جا نموده است (بیلویی، ۱۳۸۸). این گسل‌ها به موازات سیستم گسله نه شرقی و هم منشأ با آن هستند. همچنین گسل‌هایی با روند شمال غرب - غرب در منطقه ظاهر شده‌اند که سنگ‌های تخریبی - دریاچه‌ای نئوژن با امتداد شمال غرب - جنوب شرق (شامل کنگلومرا، مارن و ماسه‌سنگ) با سن میوسن را علاوه بر سنگ‌های قدیمی‌تر را با مؤلفه امتداد لغزی چپ‌بر بریده‌اند. شاید بتوان تلفیقی از این دو سیستم برشی مکمل را یک سیستم گسله مزدوج در نظر گرفت. این رخداد اخیر ممکن است مربوط به حادثه کوهزایی آلپ انتهایی باشد. همچنین در شمال روستای سلطان‌آباد و جنوب چاه‌شور سنگ‌های دگرشکل نشده نئوژن به صورت برش‌هایی در میان سنگ‌های دگرشکل و دگرگون شده آندالوزیت‌شیست، پریدوتیت و فلیش ظاهر شده که احتمالاً حکایت از فعالیت گسل (یا شاخه‌های فرعی گسل) نه غربی در این منطقه دارد. گسل اسماعیل‌آباد (و یا گسل بیچند؟، بیلویی، ۱۳۸۸) نیز رسوبات نئوژن را تحت تأثیر قرار داده است.

#### ۶- مدل فرورانش حاشیه شرقی پهنه لوت:

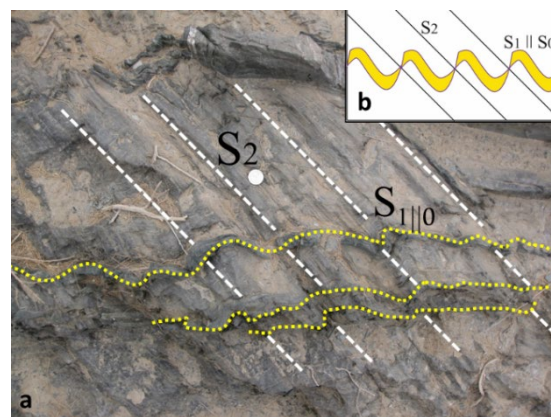
گسترش سنگ‌های توریدایتی پالئوژن با حجم زیاد و همراهی ملائزهای افیولیتی کرتاسه در حوضه فلیش شرق ایران در مجاورت بلوک قاره‌ای لوت، مشخصات قابل قبولی از سوپر قاره سیمیرین

در مقیاس میکروسکوپی به شکل تورق موجی ظاهر شده‌اند. نهایتاً قدیمی‌ترین حادثه دگرشکلی (D1) تورق اسلیتی به موازت لایه‌بندی اولیه (S0) می‌باشد (شکل ۱۷).

این چهار حادثه دگرشکلی در طول دوره‌های ژوراسیک تا اواخر سنوزوئیک در منطقه اثر گذاشته‌اند. چنین به نظر می‌رسد که آخرین حادثه چین خوردگی در کنار جابه‌جایی بزرگ مقیاس در طول گسل‌های راست‌لغز منطقه مثل گسل نه غربی و گسترش پهنه برشی تا شکننده خصوصاً در حاشیه شرقی منطقه همزمان با بسته شدن حوضه اقیانوس سیستان توأم گشته است.



شکل ۱۶. چین ایزوکلینال کوچک مقیاس موجود در لایه آهکی در موقعیت جغرافیایی  $39^{\circ}50'E$  و  $20^{\circ}49'N$ .



شکل ۱۷. (a) نمای دو تورق متقاطع S1 و S2 که به شکل نوعی تورق اسلیتی موجی شکل، در موقعیت جغرافیایی  $22^{\circ}4.03'N$  و  $16^{\circ}56'E$  بازسازی دو تورق. (b)

#### ۵- حوادث تکتونیک پس از برخورد: در محدوده برگه

چهار فرسخ در اغلب جاها لایه کنگلومرای مشاهده می‌شود که از واریزه‌های سنگ‌های ائوسن تشکیل شده است و قاعده لایه‌های نئوژن را شکل می‌دهد (حمزه‌پور، ۱۳۷۳). در بخش فوقانی این کنگلومرا، گدازه‌های آندزیتی و پیروکلاستیک با لایه‌بندی خوب به رنگ سبز و قرمز تیره قرار دارد که در بخش بیرونی کم کم به مارن قرمز و ماسه‌سنگ تبدیل می‌شود. این توالی قاره‌ای تنها در بخش





آن‌ها به سن ژوراسیک میانی - بالایی اغلب سنگ‌های سیلیسی - کلاستیکی غربی منطقه را قطع می‌کنند و منظره یک کمان ماگمایی کالکوآلکان حاشیه قاره (Esmaily et al., 2005) را به تصویر می‌کشند. این در حالی است که سنگ‌های ماگمایی افیولیتی کرتاسه و سنگ‌های نفوذی گرانیتی همزمان با برخورد در بخش غربی ظاهر شده‌اند. همچنین بازالت‌های درون گوه افزایشی شواهد ژئوشیمیایی نزدیک به ماگمای بالای مناطق فرورانش را نشان می‌دهند. بنابراین ماگماتیسیم از شرق به غرب حس افزایش یافتن از تیپ برخوردی به تیپ فرورانش را تعبیر می‌کند.

**شدت دگرگونی و دگرشکلی؛ کمپلکس دگرگونی دهسلم** دگرگونی حرارت بالا فشار کم خاص کمان‌های ماگمایی را به نمایش می‌گذارد. در حالی که به سمت شرق با افزایش عمق سنگ‌ها تنها تورق نافذ اسلیتی تا برشی را به نمایش می‌گذارند. درجه دگرگونی در حد رخساره شیبست سبز ظاهر شده است.

**ساختارهای همزمان با رسوب‌گذاری؛** گسترش واحدهای الیستوسترومی و بلوک‌های الیستولیتی بیان می‌کند که بلوک‌های عظیم ماسه سنگی به درون حوضه‌ای افتاده‌اند که حاوی سنگ‌های پلاژیک می‌باشند. چنین مساله‌ای حکایت از شیب تند لبه قاره دارد که جریان‌های دریایی این جابجایی‌ها را سبب شده‌اند. به نظر می‌رسد که این بلوک‌ها از پلاتفرم در غرب به سمت حوضه عمیق در شرق جابجا شده‌اند.

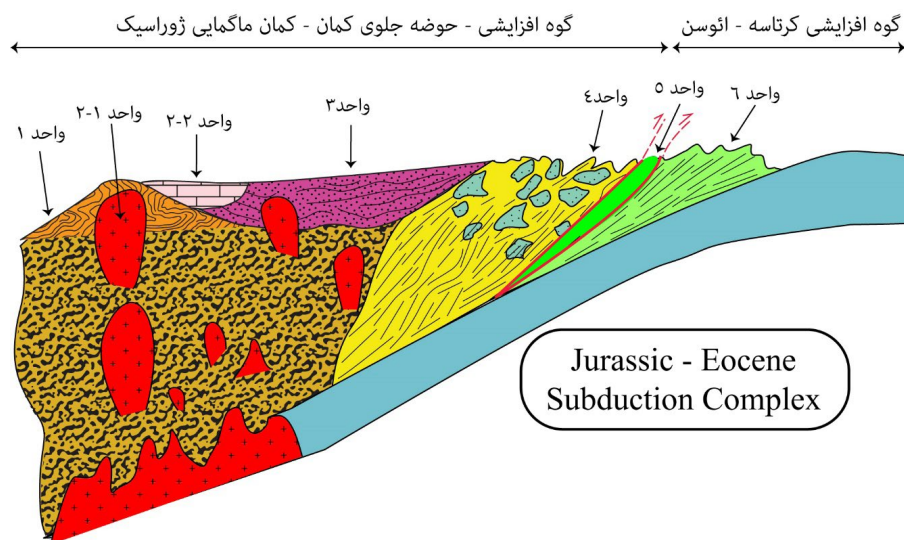
**گسترش پلاتفرم رسوبی؛** توالی رسوب‌گذرای وقفه‌های مرتبط با فعالیت‌های آتشفشانی در منطقه قابل تأمل است. این مساله بیان می‌دارد که مرتباً دریا از شرق به غرب بر روی لبه لوت پیشروی می‌کرده و سپس با ظهور ماگماتیسیم لبه قاره مجدداً به سمت شرق پسروی کرده است (شکل ۱۸).

ظن حضور یک سیستم فرورانش به زیر حاشیه شرقی پهنه لوت را تقویت می‌سازد. در واقع پهنه لوت بخشی از حاشیه جنوبی اورازیا در مزوزوئیک بوده است و رفتار حاشیه قاره‌ای را به نمایش می‌گذارد (Stampfli, 2000). چنین فرضیه‌ای با توجه به شواهد زیر توجه و تأمل بیشتری را جلب می‌کند:

چیدمان واحدهای تکتونواستراتیگرافی بر اساس سن؛ کمپلکس دگرگونی دهسلم با سن پروتولیت اواخر پالئوزوئیک - تریاس (؟) احتمالاً بخشی از توالی حاشیه پهنه لوت بوده است که در ژوراسیک دگرگون شده است. این کمپلکس به طور ناهمساز توسط رسوبات تخریبی ژوراسیک و کربنات‌های جوانتر پوشیده می‌شود. در مقابل به سمت شرق ضخامت زیادی از نهشته‌های سیلیسی - کلاستیکی تریاس بالا - ژوراسیک، فضای عمده نیمه شرق پهنه لوت را اشغال کرده‌اند.

واحد بعدی در بردارنده پیلولا و اهایی با منشأ احتمالی افیولیتی هستند که شباهتی به مجموعه‌های افیولیتی کرتاسه دارند. در منتهی الیه شرقی کمپلکسی از دگرگونی فیلیتی ائوسن گسترش دارد. این چیدمان نشان می‌دهد که سن واحدها از غرب به شرق جوان می‌شوند.

**وضعیت ساختاری؛** واحدهای تکتونیک شرق علی‌رغم جوان‌تر بودنشان همواره مرز گسله و رانده با واحدهای غربی خود دارند. در واقع واحدهای غربی قدیمی بر روی واحدهای شرقی جوان‌تر رانده شده‌اند تا جایی که ساختار کلی فلسی شکلی را به نمایش می‌گذارند که شیب کلی به سمت غرب دارند. این مساله با حضور چین‌های برگشته تا خوابیده به سمت شرق تایید می‌گردد. این چیدمان منظره عمومی از توزیع گوه‌های افزایشی را تداعی می‌کند. **ماگماتیسیم؛** مجموعه سنگ‌های نفوذی و معادل‌های بیرونی



شکل ۱۸. نیم‌رخ تفکیک واحدهای تکتونیک منطقه.



## ۷-بحث:

صورت است که چین‌های بسته، خوابیده تا برگشته با تمایل به سمت شرق تا شمال شرق (شیب سطح محوری به سمت غرب تا جنوب غرب) در بخش شرقی بیشتر نمایان است، در حالی که چین خوردگی بخش غربی بیشتر در محدوده چین‌های باز تا ایستاده و تقریباً بدون تمایل قرار می‌گیرند. حوادث دگرشکلی و چین خوردگی جوان‌تر توانسته ترتیب آرایش و شیب لایه‌ها را برهم زند، اما به‌طور کلی استنباط می‌شود که شیب ساختار در حالت کلی به سمت غرب است. عدسی‌هایی کنگلو‌مرایی درون پهنه مورد مطالعه در بخش شمال غربی رخنمون یافته و حاوی قلو‌ه‌هایی با فسیل‌های پالئوزوئیک بوده که نشان می‌دهد این سنگ‌ها از فاصله کمتری از پلاتفرم قدیمی پالئوزوئیک لوت از سمت غرب سرچشمه گرفته‌اند. میزبان این کانال‌ها نهشته‌های عمیق پلاژیکی هستند که سن یک لایه از آن علی‌رغم دگرگونی محسوس تریاس میانی را نشان می‌دهند. از مهم‌ترین ویژگی‌های دیگر این واحد حضور نفوذی‌های استوک مانند تا دایکی از سنگ‌های حدواسط تا فلسیک می‌باشد (Bagheri et al., 2013) که هیچ‌یک از آن‌ها علی‌رغم ابعاد کیلومتری‌شان بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه ثبت نگردیده‌اند. این نفوذی‌ها که اغلب جنس دیوریتی، تونالیتی تا داسیتی دارند، احتمالاً هم‌منشأ بانفوذی‌های ژوراسیک میانی شاه‌کوه هستند که نهشته‌های پلاتفرمی تا قاره‌ای ژوراسیک زیرین این منطقه را قطع نموده‌اند. ضخامت چند متری از هورنفلس‌های تیره رنگ آن‌ها را فرا گرفته و به‌خوبی بر روی عکس‌های ماهواره‌ای منطقه قابل رویت می‌باشند. این توده‌ها بر روی نقشه ۱۰۰,۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور (حمزه‌پور ۱۳۷۳، سهندی و همکاران، ۱۳۷۱) ماسه‌سنگ ترسیم شده‌اند. برش‌های نازکی از سنگ‌های متابازیت به همراه رسوبات کربناتی نازک لایه و شیل سیلیسی مشابه، مربوط به محیط‌های عمیق‌تر به‌طور تکتونیک در این پهنه جایگزین شده‌اند و همچنان مکانیزم جایگزینی مرتبط با گسل‌های رانده‌ای را دارند که شیبی به سمت غرب داشته و چین‌های برگشته‌ای به سمت شرق دارند. درجه دگرگونی و دگرشکلی از شرق به غرب تا دشت چاه‌داشی مرتباً کاهش یافته و خود نشانگر کاهش عمق رخنمون دگرگونی و دگرشکلی است. بر این اساس، این پهنه به چهار واحد تکتونیک تقسیم گشته است که هر واحد از واحد مجاور خود با گسل و یا دگرشیبی جدا می‌گردد. بنابراین شواهد اخیر ما می‌تواند تا حدودی فرورانش به سمت غرب و به زیر پهنه لوت را تأیید نماید. در هر صورت این شواهد می‌توانند سرنخ‌های جدی برای فعالیت‌های بیشتر آینده در منطقه را در اختیار بگذارند.

گروهی از مدل‌های تکتونیک خصوصاً در دهه اخیر حاشیه لوت در مناطق نهپندان و بیرجند را از دو دیدگاه متفاوت در چارچوب مباحث تکتونیک صفحه‌ای مورد توجه قرار داده‌اند. گروهی که پیرو تفکر فرورانش به سمت شرق هستند (Tirrule et al., 1983) و اخیراً با استناد به داده‌های پترولوژیکی مربوطه به سنگ‌های دگرگونی فشار بالا (Fotoohi Rad et al., 2005; Angiboust et al., 2012) یا ژئوشیمی سنگ‌های افیولیتی نهپندان (Saccani et al., 2010) این مسئله را تأیید کرده‌اند و بر این اساس حاشیه لوت در منطقه نهپندان را به‌عنوان یک حاشیه غیرفعال پذیرفته‌اند. گروه دوم که اعتقاد به فرورانش به سمت غرب و به زیر پهنه لوت دارند (افتخارنژاد، ۱۳۵۲) که اغلب به حضور کمان آتشفشانی کالک‌آلکان شرق لوت استناد می‌کنند (برای مثال: Decourt et al., 1986; Zarrinkoub et al., 2012)، طبیعتاً گروه دوم اعتقاد به حاشیه فعال لبه شرقی لوت دارند. در این میان تفکرات پراکنده دیگری مثل فرورانش دوسویه (Ar-jemandzadeh et al., 2011) و یا شکل‌گیری زون جوش خورده سیستان در اواخر کرتاسه و یک مرحله کشش پس از برخورد در پالئوژن (Zarrinkoub et al., 2012) نیز به چشم می‌خورد.

اغلب تفکراتی که نهپندان را حاشیه غیرفعال قاره لوت می‌دانند از شواهدی استفاده می‌کنند که خارج از لبه لوت بوده و تنها استناد به گوه‌های افزاینده کمپلکس‌های افیولیتی پهنه جوش خورده سیستان دارند. اگر قرار باشد که حوضه شرق ایران موسوم به اقیانوس سیستان (برای مثال: Tirrule et al., 1983; McCall, 1985) قبل از آپسین باز شده باشد (Babazadeh and De Wever, 2004) بنابراین انتظار می‌رود یک توالی رسوبی نسبتاً پیوسته هم‌زمان تا پس از ریفت از کرتاسه تا ائوسن بر روی لبه شرقی پهنه لوت وجود داشته باشد. اما در مقابل چند دگرشیبی شاخص بین ژوراسیک تحتانی یا فوقانی با رسوبات کرتاسه تحتانی یا فوقانی بچشم می‌خورد (کوه شیشه) که در مناطقی حتی به شکل دگرشیبی مشاهده می‌شود. همچنین نبود قابل توجه سنگ‌های رسوبی متعلق به پالئوژن و وفور سنگ‌های آتشفشانی ائوسن مزید بر علت است. در مقابل اغلب مدل‌هایی که تأکید بر فرورانش رو به غرب دارند تاکنون نتوانسته‌اند شواهد کافی مبنی بر حضور گوه‌های افزایشی رو به غرب ارائه نمایند.

در این پژوهش مدارک بیشتری به دست آمده که داده‌های ارائه شده مبنی بر حضور بقایای یک کمان ماگمایی ژوراسیک فوقانی شامل نفوذی‌های شاه‌کوه و کمپلکس ولکانوسدیمتری میغان (Ba-gheri et al., 2009) را تأیید می‌کند. این شواهد اضافه عبارتند از: تغییرات زاویه بین یالی چین‌های منطقه از شرق به غرب به این



## نتیجه گیری:

مهم ترین نتایج به دست آمده از این پژوهش به قرار زیر است:  
رخنمون عظیم رشته کوه های بوبک منتسب به توالی تخریبی های دگرگون شده یکنواخت ژوراسیک شمال غرب نهندان مورد بحث این تحقیق، براساس این پژوهش به چهار واحد تکتونیکی (از غرب به شرق) مجزا تقسیم می شود:

۱- نهشته های سیلیسی - کلاستیکی تریاس فوقانی - ژوراسیک تحتانی متعلق به یک حوضه پیش کمان ژوراسیک و بخش های شدیداً دگر شکل شده و گوه افزایشی زیر آن که تا اواخر ژوراسیک به یک حوضه دریایی کم عمق تبدیل شده ولی هم چنان از فعالیت های ماگمایی کالک آلکالن تغذیه شده است. این مجموعه در اواخر ژوراسیک چین خورده و دچار نفوذ پلوتون های عظیم ژوراسیک فوقانی مثل گرانت شاه کوه گشته است.

۲- واحد الیستوسترومی که حاوی بلوک های متعدد با ابعاد مختلف عمدتاً ماسه سنگی است که در درون یک خمیره دانه ریز قرار گرفته اند و حکایت از عمق و شیب رسوب گذاری زیاد دارد که احتمالاً سنی قبل از کرتاسه داشته است.

۳- یک نوار طویل چند ده کیلومتری با پهنای کم به شکل یک کمر بند سبز حاوی بازالت های اقیانوسی و بقایای شدیداً دگر شکل و دگرگون شده ای که با رسوبات پلاژیک همراه بوده و دو گوه افزایشی طرفین خود را جدا می سازد. این واحد شامل خروجی هایی با ترکیب مورب تا منطقه بالای فرورانش بوده و با چین های عظیم بر گشته به سمت شرق مشخص می گردد.

۴- یک واحد سیلیسی - کلاستیکی توریدایته عمیق ائوسن که تا حدودی دگرگون و دگر شکل شده و ندرتاً عدسی هایی از گدازه های بالشی کرتاسه فوقانی و رسوبات آب های عمیق همراه با آن را در بر دارد. این واحد متعلق به گوه افزایشی ائوسن است و حکایت از تدوام فرورانش نئوتتیس از ژوراسیک تا ائوسن به سمت حاشیه پهنه لوت داشته است. استخراج اثر فسیل های پالئودیکتیون در این واحد، سن احتمالی ائوسن را برای آن پیشنهاد می دهد.

چهار واحد نخست، به طور متوالی از شرق به غرب معماری یک کمپلکس گوه های افزایشی حوضه پیش کمان و کمان ماگمایی ژوراسیک تا ائوسن را به نمایش می گذارند که در حاشیه ی یک پوسته اقیانوسی در حال فرورانش به سمت غرب (براساس موقعیت جغرافیایی کنونی و نه موقعیت گذشته) شکل گرفته است.

بر اساس یافته های ما در این پژوهش، ما نیازمند بازسازی یک پهنه فرورانشی هستیم که از زمان ژوراسیک تا ائوسن در زیر پهنه لوت برقرار بوده است. بنابراین با اقیانوس دیرپایی روبه رو هستیم که از

نظر زمانی طول عمری شبیه به اقیانوس نئوتتیس و بلکه خود اقیانوس نئوتتیس بوده است. بر این اساس چگونه می توان پذیرفت که ریفتم شرق ایران در کرتاسه باز شده در حالی که این اقیانوس مدت ها قبل در اواخر پالئوزوئیک گسترش یافته است!

## منابع:

« افتخارنژاد، ج.، اسدیان، ع.، رستگار میرزایی، ع.، ۱۳۷۱. سن مجموعه دگرگونی ها و افیولیت های شاندرمن - اسالم و ارتباط ژئودینامیکی آنها با پالئوتتیس و پوسته شبه اقیانوسی خزر، فصلنامه علوم زمین، سال اول، شماره ۳، ص ۴۳-۳۷.

« افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۲. مطلبی چند درباره تشکیل حوضه رسوبی فیلیش در خاور ایران و توجه آن با تئوری تکتونیک صفحه ای، سازمان زمین شناسی کشور، ۲۲، ۶۷-۷۱.

« بهرام نژاد، الف.، باقری، س.، احمدی، ع.، زاهدی، الف.، ۱۳۹۵. دگرگونی پیش رونده در متاپلیت های کمپلکس دگرگونی ده سلم، خاور پهنه لوت، به استناد دماسنجی زوج گارنت - بیوتیت. مجله علوم زمین شماره ۱۰۲، صفحه ۳۲۵-۳۳۸.

« جعفری، ص.، ۱۳۹۱، مطالعه جنبش گسل نه غربی در منطقه شمال غرب نهندان؛ شرق ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۶۴ ص.

« حبیبی مود؛ ش.، خسرو تهرانی؛ خ.، گرگیج؛ م.ن.، آقاباتی؛ س.ع.، سعیدی؛ ع.ا.، ۱۳۹۵، تحلیل رخساره ای و محیط های رسوبی نهشته های کرتاسه بالایی شمال بندان (برش دغال)، مجله علوم زمین، شماره ۹۹، ص ۳۹-۴۶.

« حمزه پور ب.، ۱۳۷۳، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار فرسخ، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

« خادمی، س. ن.، باقری، س.، گرگیج، م. ن.، ۱۳۹۳. ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی کمر بند سبز مرتبط با توالی تخریبی منتسب به ژوراسیک شمال غرب نهندان، شرق ایران، هجدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ص ۱۰.

« سهندی، م.، محجل، م.، بربریان، م.، سهیلی، م.، ۱۳۷۱. نقشه زمین - شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ده سلم، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

« عارف نژاد، م.، ۱۳۸۸. مطالعه دگرشکلی سنگ های دگرگونی منطقه غرب چاه داشی (کمپلکس ده سلم)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.

« گرگیج، م.ن.، بردبار، آ.، نجفی، م.، ۱۳۹۴. ویژگی های ریز رخساره ای، محیط های رسوبی و چینه نگاری کرتاسه بالایی در





دگرگونی ده سلم و گلوگاه، خاور په‌نه لوت.، مجله علوم زمین، ۹۸، ص. ۳۶۳-۳۷۴.

◀ ییلویی، م.، ۱۳۸۸. معرفی زون های برشی منطقه نه‌بندان (شرق ایران)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۲۰۱ ص.

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. In: Lacombe, O., Grasemann, B., Simpson, G. (Eds.), *Geodynamic Evolution of the Zagros*. Geological Magazine, 148, 692–725.
- Aghanabati, A., 1994. Geological map of Khash, scale: 1/250,000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Alavi Naini, M., Eftekharnazhad, J., Aghanabati, A., 1990. Geological map of Zabol. Scale 1/250000. Geological Survey of Iran.
- Angiboust, S., Agard, P., De Hoog, J.C.M. Omarani, J., 2012. Structure, P-T evolution and geochemistry of the Siestan “melang” ophiolitic belt (Ratuk complex, Eastern Iran). *Lithos*. 30, 31-67.
- Arjmandzadeh R, Karimpour MH, Mazaheri SA, Santos JF, Medina JM, Homam SM, 2011. Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, eastern Iran). *J Asian Earth Sci* 41, 283-296.
- Babazadeh SA, De Wever P 2004. Radiolarian Cretaceous age of Soulabešt radiolarites in ophiolite suite of eastern Iran. *B Soc geol Fr* 175, 121-129.
- Babazadeh, S.A., De Wever, P., 2004. Early Cretaceous radiolarian assemblages from radiolarites in the Siestan Suture (eastern Iran). *Geodiversitas* 26, 185–206.
- Bagheri, S., Aref Nejad, M., Yabaloui, 2009. M., Tectonic history of the Lut Blouck in Nehbandan area, Eastern Iran, Swiss geological Meeting, Neuchatel, Tectonic Session.
- Bagheri, S., Khademi, S. N., Jafari, S., 2013. Tectonic history of the eastern margin of the Lut Block in the Nehbandan area, Eastern Iran, 125th GSA, poster presentation.
- Bagheri, S., Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451, 123–155.

شمال غرب نه‌بندان (برش بصیران)، پژوهش های چینه نگاری و رسوبی، شماره ۶۰، صفحه ۹۵-۱۱۶.

◀ نادری میقان، ن.، اکرمی م.ع.، ۱۳۸۳. نقشه زمینشناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ چاه-داشی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

◀ ناصری اسفندقه، ا.، بیابانگرد، ح.، باقری، س.، ۱۳۹۴. بررسی سنگ شناسی و ژئوشیمی متابازیت و متاپریدوتیت های کمپلکس

- Behrouzi, A. and Nazer, N. Kh., 1992. Geological Map of Basiran, 1:100000, GSI, Tehran.
- Berbarian, M., King, G.C.P., 1981. To wards a paleo geography and tectonic evelution of Iran, Report No. 52. Geological Survey of Iran.
- Berberian, F., Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran, Zagros, Hindu Kush, Himalaya: geodynamic evolution. *Geodynamics Series*. AGU, Washington, DC, 3, 5–32.
- Blaise, J., Border, P., Carbonnel, J.P., Montenat, C., 1978. Flyschset ophiolites dans la roigion de Panjaw: une suture Eocimmerienne en Afghanistan Central, *Bull. Soc. Gool. Fr.* 7, XX, No. 5 210-204.
- Cassaigneau, C. 1979. Contribution al’etude des sutures Inde-Eurasie: la zone de suture de Khost (S.E. Afghanistan).
- Conrad, G., Montigny, R., Thuizat, R. and Westphal, 1982. Dynamique cenozoique de “bloc du lut” (Iran) d’apres les donnees Paleomagnetiques, isotopiques et structurales, *Geologie Mediterranee*, IX, n 1, 23-32.
- Dahlen, F. A., 1990. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Annual Reviews Earth Planetary Science* 18, 55–99.
- Davis, D., Suppe, J., and Dahlen, F., 1983. Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res.*, 88, 1153–1172.
- Davis, G.H. and Reynolds, R., 1996. *Structural Geology of Rocks and Region*, John Wiley, Newyork, pp. 564-618.
- Delaloye, M., Desmons, J., 1980. Ophiolites and mélange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications. *Tectonophysics* 68, 83–111.
- Decourt J., Zonenshian L.P., Ricou L.-E., Kazmin V.G., Le Pichon X., et al., 1986. Geological evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Dewey, J. F., and Bird, J. M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics, *Jour. Geophys. Research* 75 (14), 2625–2647.
- Dickinson, W. R., 1995. Forearc basins, in



- Busby, C.J., and Ingrsoll, R.V., eds., *Tectonics of Sedimentary Basins*: Cambridge, Massachusetts, Blackweell Science, p.221-261.
- Dickinson, W. R., and Seely, D. S., 1979. Structure and stratigraphy of fore arc regions, *American Association of Petroleum Geologists bulletin* 63, 2-31.
  - Eiler, J., 2004. Inside the subduction factory. *Gophysical monograph* sris, vol.138, 324.
  - Esmacily D., Bellon H., Valizadeh M.V., 2005. "Isotopic chronology and trace elements eochemistry of the Shah-Kuh granite, Eastern Iran". The International Earth Sciences colloquium on the Aegean region (IESCA). Abstract book, OCTOBER 4-7, Izmir, Turkey.
  - F. Dewey, J., M. Bird, J., 1970. Mountain Belts and the New Global Tectonics. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. 10, 625-638.
  - Flower, M.F.J., Tamaki, K. and Hoang, N. 1998. Mantle extrusion, a model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in East Asia and the western Pasific. In: Flower, M.F.J., Chung, S.-L., Lo, C.-H and Lee, T.\_Y (Eds) *Mantle dynamics and plate intractions in East Asia*. Aerican Geophysical Union, *Geodynamics Series*, 27, 67-88.
  - Fotoohi Rad, G.R., Droop, G.T.R., Amini, S., Moazzen, M., 2005. Eclogites and Blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran, *Lithos*, 84, 1-24.
  - Ghodsi, M.R., Boomeri, M., Bagheri, S., Ishiyamab, D., and Corfu, F., 2016. Geochemistry, zircon U-Pb age and tectonic constraints on the Bazman Granitoid Complex, southeast Iran: *Turkish Journal of Earth Sciences*, 25, 311- 340.
  - Gill, J. B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Minerals and Rocks. Berlin, Heidelberg, New York: Springer Berlin.16: 390.
  - Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 38, 235-273.
  - Guillou, Y., Maurizot, P., Vaslet, D., Villéon, H., 1983. Geological map of Gazik. Scale 1/250000. Geological Survey of Iran.
  - Hassanzadeh, J., & Wernicke, B. P. 2016. The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. *Tectonics*, 35, 586-621.
  - Jenkins, C.N., Pimm, S.L., Joppa, L.N., 2013. Global patterns of terrestrial vertebrate diversity and conservation. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 110, E2602-E2610
  - Kozur, H., and Mostler H., 1972. Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil I: Revision der Überfamilie Coccodiscacea Haeckel 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter.'*Geologisch and Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*' 2: 60.
  - Lallemand, S., Schnürle, P., and Malavieille, J., 1994. Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges: Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. *J. Geophys. Res.*, 99, 12033-12055.
  - Lash, G. G., 1987. Geodynamic evolution of the lower Paleozoic central Appalachian foreland basin, in Beaumont, C., and Tankard, A. J., eds., *Sedimentary basins and basin-forming mechanisms*: Canadian Society of Petroleum Geology Memoir 12, 413-423.
  - Mahmoudi, S., Masoudi, F., Mehrabi, B., 2009. Magmatic and metamorphic history of the Deh-Salm metamorphic Complex, Eastern Lut block, (Eastern Iran), from U-Pb geochronology. *International Journal of Earth Sciences* 99, 11153-11165.
  - Mattauer, M., Proust, F., Tapponnier P., Cassaigneau, C., 1978. Ophiolites, obductions et tectonique globale dans PEst de l'Afghanistan, *C.R. Acad. Sci. Paris*, S4r. D, 287 ,983-985.
  - McCall, G.J.H., 1985. *Structurall study in east Iran*, Project area, Report No.57. *Geo. Surv. Iran*, PP.634.
  - Miri Beydokhti, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Klotzli, U., 2015. U-Pb zircon geochronology, Sr-Nd geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Mahoor granitoid rocks (Lut Block, Eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 111, 192-205.
  - Mohammadi, A., J- P. Burg, P. Boulihol, J. Ruh, 2016. U-Pb Geochronology and geochemistry of Zahdan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: Implication for closure of South Sistan suture zone, *Journal of Lithos*, P 293-308, vol 248-251.
  - Molnar P., Tapponnier, P., 1978. Active tectonics of Tibet, *J. Geophys. Res.* 83 5361-5375.
  - Montenat, C., 2009. The Mesozoic of Afghanistan: *GeoArabia*.14,147-210.
  - Moore. J.C. 1989. Tectonics and hydrogeology of accretionary prisms: role of the decollement zone. *Journal of Structural Gology*, 11, 95-106.
  - Nakamura N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 757-775.



- Norton, LO., Sclater, J.G., 1979. A model for the evolution of the Indian Ocean and the break up of Gondwanaland, *J. Geophys. Res.* 84, 6803-6830.
- Ozsvart, P., Bahramnejad, E., Bagheri, S., and Sharifi, M., 2020. New Albian (Cretaceous) radiolarian age data from the Dumak ophiolitic mélange in Shuru area, Eastern Iran. *Cretaceous Research Journal*, YCRES\_2019\_213\_R1 (Under review).
- Pang KN, Chung SL, Zarrinkoub MH, Khatib MM, Mohammadi SS, Chiu HY, Lo CH, 2013. Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications. *Lithos* 180, 234-251.
- Ricou, L.E. 1994. Tethys reconstructed: plates continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia *Geodynamica Acta*, 7, 169–218
- Saccani E., Delavari M., Beccaluva L. and Amini S.A., 2010. Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos*, 117, 1-4.
- Sengor A.M.C., Altner D., Cin A., Ustaomer T. and Hsu K.J., 1988. Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land, In: M.G. Audley-Charles and A.E. Hallam (Eds.), *Gondwana and Tethys*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 37, 119-181.
- Sengor, A.M.C. 1990. A New Model for the Late Palaeozoic-Mesozoic Tectonic Evolution of Iran and Implications for Oman. In, A.H.F. Robertson, M.P. Searle and A.C. Ries (Eds.), *the Geology and Tectonics of the Oman Region*. Geological Society of London, Special Publication. 49, 797-831.
- Şengör, A.M.C., 1984. The cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geological Society of America Special Paper*, 195, 1-82.
- Siehl, A., 2015. Structural setting and evolution of the Afghan orogenic segment – a review. In: Brunet, M.-F., McCann, T. and Sobel, E.R. (Eds) *Geological Evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range*. Geological Society, London, Special Publications, 427. First published online August 3, 2015.
- Stampfli, G. M., 2000. Tethyan oceans, in Bozkurt, E., Winchester, J.A., and Piper, J.D.A., eds., *Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area*, Geological Society of London, Special Publication, 173, 163–185.
- Stocklin, J., 1968. Structural History and tectonics of Iran A review, *am. Assocpetrol. Geol* 52. 1229–1258.
- Stocklin, J., 1972. Iran Central, septentrional et orientale, *Luxique stratigraphique International III. Fascicule 9b*, Iran, center national De La Recherche scientifique, Paris, PP: 1-283.
- Stöcklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. *Mémoires Société Géologique de France* 8, 333–353.
- Stöcklin, J., Eftekhari-Nezhad, J., Hushmand-Zadeh, A., 1972. Geological Reconnaissance Map of Central Lut, Geological Survey of Iran, Tehran. Report -22.
- Tapponnier, P., Mattauer, M., Proust, F., Cassaigneau, C., 1981. *Earth and Planetary Science Letters*, 52, 355-371
- Tapponnier, P., Mercier, J. L., Armijo, R., 1981. Field evidence for active normal faulting in Tibet Han Tonglin & Zhou Ji *Nature* 294, 410–414.
- Tapponnier, P., Molnar, P., 1977. Active faulting and Cenozoic tectonics of China, *J. Geophys. Res.* 82 2905 -2930.
- Tarkhian, M., Lotfi, M. and Baumann, A., 1983. Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran, Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran, 51, 357-383.
- Tatsui, Y. and Kogiso, T. 2003. The subduction factory: its role in the evolution of the Earth's crust and mantle. In *Geological Society of London, Special Publication* (Larter, R.D. and Leat, P.T. Eds). Geological Society of London, London, 55-80.
- Taylor, B., Natland, J. (Eds), 1995. Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific. *AGU Geophysical Monograph*, vol. 88, 350.
- Tirrul, R., Bell, R., Griffis, H. and Camp, E., 1983. The Sistan Suture Zone of Eastern Iran: *Geological Society of America Bulletin*, 94, 134-150.
- Tirrul, R., Johns, J.W., Willoughby, N.O., Camp, V.E., Griffis, R.J., Bell, I.R., Meixner, H.M., 1989. Geological map of Nehbandan. Scale 1/100000. Geological Survey of Iran.
- Uyeda, S., and Kanamori, H., 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.*, 84, 1049–1061.
- Walker, R.T., Jackson, J., Baker, C., 2004. Thrust Folding in Eastern Iran: Source Parameters and Surface Deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows Earthquake Sequences, *Geophysical Journal International*, 152, 749-765.
- Wittekindt, H., 1973. Erläuterungen zur



geologischen Karte von Zentral- und Slid-Afghanistan, 1/500 000 (Bundesanstalt für Bodenforschung).

- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Mohammadi, S.S., Yang, H.M., Chu, C.H., Lee,

H.Y., and Lo, C.H., 2012. Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut-Sistan region, eastern Iran, Elsevier. 306-307, 40-53.

ضمیمه ۱:

جدول ۱. مقادیر عناصر فرعی موجود در سنگ های مافیک منطقه مورد مطالعه.

sample	Dy	Er	Eu	Gd	La	Lu	Nd	Pr	Sm	Tb	Tm	Yb	Ca
Sol1	2.8	1.61	1.21	2.43	12	0.18	20	4.59	3.59	0.45	0.15	1.1	0.48
H13	3.77	2.94	1.49	3.35	19	0.26	27.8	6.44	5.29	0.63	0.27	1.9	0.36
SOR8	3.06	1.51	0.93	2.62	14	0.15	8.3	1.13	2.64	0.5	0.19	1	0.86
SOR12	2.85	1.21	0.89	2.75	19	0.13	9.9	1.67	2.77	0.52	0.14	0.7	0.08
NEH-SHI1	4	2.77	1.59	3.29	17	0.24	24.1	5.52	4.67	0.6	0.25	1.7	0.13
GLB	3.24	2.17	1.37	2.58	14	0.21	20.6	4.55	4.06	0.53	0.19	1.4	0.64
GBDI	3.34	1.95	1.37	2.98	12	0.2	19.4	4.29	3.85	0.53	0.19	1.3	0.3
4FAR4	2.97	1.76	1.01	2.33	6	0.19	14.6	3.1	3.02	0.44	0.18	1.2	0.29
SOR6	2.47	1.24	0.58	1.78	7	0.16	1.9	0.05	1.19	0.38	0.17	0.9	0.42
SOL6	1.31	0.22	0.51	0.99	5	0.14	9.7	2.1	1.52	0.18	0.1	0.4	0.34



فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۳۹۸، سال سوم، شماره ۱۲

## تحلیل هندسی و جنبشی گسل باختر تالش، شمال باختر ایران

فاطمه مصباحی<sup>۱\*</sup>، رضا نورعلی زاده آقبلاغ<sup>۲</sup>، محمد فریدی<sup>۳</sup>

۱- استادیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۲- کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۳- دکترای تخصصی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مرکز تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۳/۲۲

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۸/۰۵



### چکیده

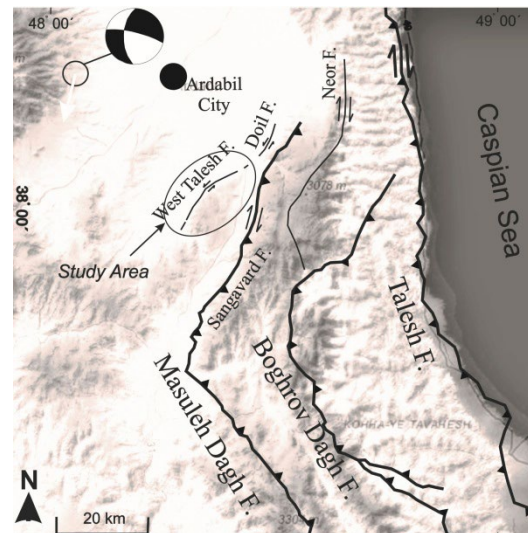
گسل باختر تالش با روند عمومی شمال خاور- جنوب باختر در پهنه ساختاری البرز باختری- آذربایجان، در شمال باختر ایران و در جنوب شهر اردبیل واقع شده است. این گسل مرز بین ارتفاعات (جنوب شهر اردبیل) شامل بخش های آتشفشانی آندزیتی و بازالتی ائوسن در بلوک جنوب خاوری و دشت متشکل از رسوبات آواری پلیوسن پسین- کواترنری در بلوک شمال باختری است. شکستگی های پر شیب (شیب بین ۶۰ تا ۸۰ درجه) و گسل های عادی همزمان با رسوبگذاری در بخش های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن در ارتباط با تاثیر فاز کششی ائوسن در پهنه گسلی باختر تالش است. تاقدیس فرادیواره ملایم با تمایل سطح محوری به سمت شمال باختر در واحدهای سنگی ائوسن مربوط به فعالیت گسلی معکوس با شیب به سمت جنوب خاور می باشد که در حال حاضر با نهشته های آواری اواخر پلیوسن- کواترنری پوشیده شده است. شکستگی ها و گسل های قائم برداشت شده در مسیر گسل باختر تالش در ارتباط با حرکات چپگردی فعال در پهنه دگرشکلی گسل باختر تالش هستند بطوریکه باعث جابجایی چپگرد آبراهه ها نیز شده اند.

**کلید واژه ها:** تحلیل هندسی و جنبشی، گسل باختر تالش، تاقدیس، گسل عادی، گسل چپگرد.



## ۱- مقدمه

گسل باختر تالش باروند شمال خاور-جنوب باختر، تقریباً در قسمت شمال باختری رشته کوه تالش، در ۱۸ کیلومتری جنوب شهر اردبیل واقع شده است (شکل ۱). شمال باختر ایران، ناحیه‌ای با دگرشکلی و فعالیت لرزه‌ای شدید است که در بین دو کمربند راندگی قفقاز در شمال و زاگرس در جنوب قرار گرفته است (Jackson, 1992; Vernant et al., 2004; Reilinger et al., 2006).



شکل ۱. نقشه ساختاری نشان‌دهنده گسل باختر تالش (منطقه مورد مطالعه) و گسل‌های مهم پیرامون آن (بعد از: Azad et al., 2011; Aziz Zanjani et al., 2013; Javadi, 2013; Madanipour et al., 2013; Madanipour et al., 2017; Madanipour et al., 2018). ساز و کار کانونی زلزله مربوط به زلزله تاریخ ۱۹۹۷/۰۲/۲۷ میلادی است (حسامی و همکاران، ۱۳۸۲).

اولین بار در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردبیل به وجود گسل باختر تالش اشاره شده است، بطوریکه قرارگیری گدازه‌های مگاپورفیری ائوسن در یک خط مستقیم و تغییر شیب ناگهانی آنها، وجود یک زون آلتزه و خرد شده در مسیر گسل و بالاخره افت ناگهانی ارتفاع از علائم وجود این گسل است (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۶).

این گسل از نظر زمین‌شناسی در بخش باختری رشته کوه‌های البرز واقع شده است و جزئی از واحد زمین‌ساختی البرز باختری-آذربایجان است (باباخانی و رحیم‌زاده، ۱۳۶۷). در مطالعه‌ای که توسط Ehteshami-Moinabadi (۲۰۱۶) در مورد گسل‌های عرضی پی‌سنگی در البرز باختری انجام شده، گسل باختر تالش به عنوان یکی از خطواره‌های گسلی در البرز باختری در نظر گرفته شده است (Ehteshami-Moinabadi, 2016).

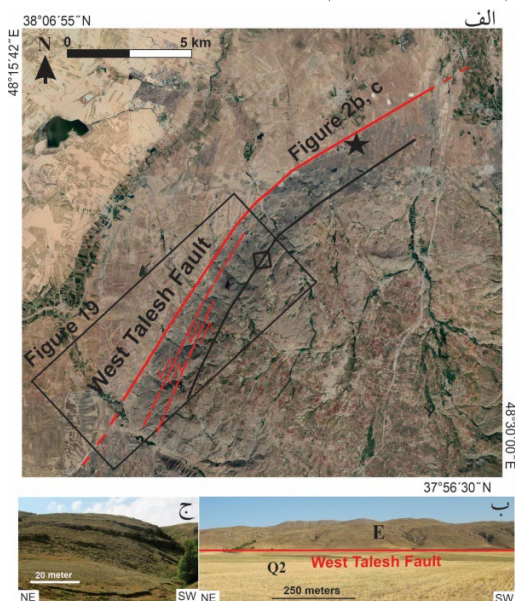
در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردبیل گسل باختر تالش با شیب به سمت جنوب خاور و با حرکت احتمالی معکوس در نظر گرفته شده

است (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۶). در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ گسل‌های ایران، گسل باختر تالش به عنوان یک گسل امتدادلغز چپ‌گرد معرفی شده است (Javadi, 2013). در مطالعاتی که توسط Mada-nipour et al., 2013, 2017, 2018) در مورد تکامل ساختاری کوه‌های تالش در زمان سنوزوئیک انجام شده است، گسل باختر تالش به عنوان گسلی فرضی و با حرکت معکوس با شیب به سمت جنوب خاور و حرکت امتدادلغز راستگرد در نظر گرفته شده است. (Madanipour et al., 2013; Madanipour et al., 2017; Mada-nipour et al., 2018)

اطلاعات و دانش دقیق تر ما از ویژگی‌های هندسی و جنبشی گسل باختر تالش به عنوان یکی از ساختارهای مهم شمال باختر ایران به همراه مطالعات پیشین صورت گرفته در کوه‌های تالش و البرز باختری (Madanipour et al., 2013, 2017, 2018) می‌تواند در فهم چگونگی تاریخچه تکتونیکی البرز باختری-آذربایجان بسیار با اهمیت باشد با این وجود تاکنون مطالعه ساختاری دقیقی در مسیر خود این گسل انجام نشده است لذا در تحقیق حاضر براساس اندازه‌گیری‌های صحرایی و تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل، ویژگی‌های هندسی و جنبشی پهنه گسلی باختر تالش مورد مطالعه قرار گرفته است.

## زمین‌شناسی عمومی

از نظر توپوگرافی بلوک جنوب خاوری گسل باختر تالش دارای پستی و بلندی‌های زیاد بوده ولی بلوک شمالی آن با توپوگرافی ملایم به دشت اردبیل ختم می‌گردد (شکل ۲).



شکل ۲. الف) تصویر ماهواره‌ای گسل باختر تالش. ب) گسل باختر تالش در مرز بین ارتفاعات ولکانیکی ائوسن و رسوبات کواترنری. ج) لایه‌بندی در واحدهای ستکی ائوسن.

از نظر ساختاری گسل‌های مهمی که در اطراف گسل باختر تالش قرار گرفته‌اند عبارتند از: گسل تالش، گسل بوغروداغ و گسل ماسوله‌داغ. موقعیت این گسل‌ها نسبت به گسل باختر تالش در شکل (۱) نشان داده شده است.

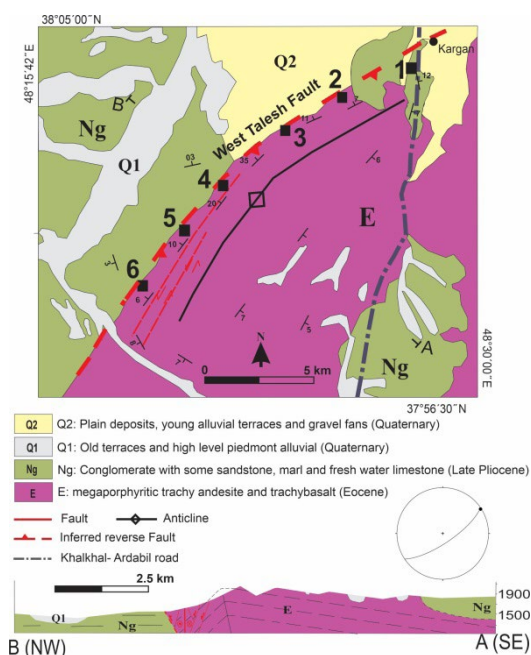
گسل تالش یا همان گسل آستارا با راستای شمالی-جنوبی و شیب کم به سمت باختر در باختر شهر آستارا واقع شده است (Ber-berian, 1983). گسل تالش حرکت امتدادلغز راستگرد به همراه مولفه معکوس دارد بطوریکه باعث رانده شدن واحدهای کربناتی-آذر آواری کرتاسه بر روی واحدهای کواترنری به سمت شمال‌خاور شده است (Madanipour et al., 2018). گسل تالش به عنوان یک گسل پی‌سنگی با فعالیت لرزه‌ای محسوب می‌شود که زلزله‌های سده گذشته و دگرشکلی رسوبات جوان در باختر خزر جنوبی به این گسل نسبت داده شده‌است (Berberian, 1976; Ambraseys and Melville, 1982; Jackson et al., 2002; Allen et al., 2003; Brunet et al., 2003; Nazari and Shahidi, 2011). موجود در توالی رسوبی چندین زلزله ۶/۲ تا ۷/۲ ریشتری در ۳ هزار سال پیش در مسیر این گسل اتفاق افتاده است (Barzegari et al., 2017). با استفاده از داده‌های سیستم موقعیت یاب جهانی نرخ لغزش کوتاه مدت افقی و قائم در گسل آستارا به ترتیب  $0.3 \pm 0.1/23$  و  $0.5 \pm 0.2/05$  میلی‌متر در سال می‌باشد (Barzegari et al., 2016).

گسل بوغروداغ و گسل ماسوله‌داغ از گسل‌های اصلی کوه‌های تالش هستند که بخش‌های قبل از سنوزوئیک را بر روی توالی رسوبی نوژن متشکل از حوضه‌های بین کوهی شاهرود و قزل‌اوزن رانده است (Madanipour et al., 2013; Madanipour et al., 2018). روند گسل بوغروداغ و گسل ماسوله‌داغ در بخش‌های جنوبی کوه‌های تالش، شمال باختری-جنوب خاوری است که با حرکت به سمت شمال و در نالش مرکزی به روند تقریباً شمالی-جنوبی عوض می‌شود (Madanipour et al., 2013; Madanipour et al., 2017; Madanipour et al., 2018). گسل‌های بوغروداغ و ماسوله‌داغ حرکت معکوس به همراه مولفه امتدادلغزی راستگرد دارند (Madanipour et al., 2013; Madanipour et al., 2017; Madanipour et al., 2018).

در نقشه گسل‌های فعال ایران ادامه گسل ماسوله‌داغ در بخش‌های مرکزی کوه‌های تالش به عنوان گسل سنگاورد نامیده شده است که باروند شمال‌خاور-جنوب باختر در جنوب خاور گسل باختر تالش قرار گرفته و از جمله گسل‌های فعال و لرزه‌زا است (حسامی و همکاران، ۱۳۸۲). در نقشه گسل‌های ایران (Javadi, 2013)، نیز این گسل به اسم گسل سنگاورد و با حرکت امتدادلغز چپگرد

براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردبیل (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۶) گسل باختر تالش با روند شمال‌خاور-جنوب باختر بخش‌های آتشفشانی ائوسن در بلوک جنوب‌خاوری را در کنار واحدهای آواری پلیوسن پسین در بلوک شمال‌باختری قرار داده است (شکل ۳).

بخش‌های آتشفشانی تراکی آندزیتی و تراکی بازالتی مربوط به ائوسن گسترش زیادی در بلوک جنوب‌خاوری گسل باختر تالش دارند (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۶). این گدازه‌ها ماهیت ژئوشیمیایی آلکالن دارند که در نتیجه فاز انبساطی جنبش‌های لارامین تشکیل شده و توسط دایک‌هایی قطع شده‌اند (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۶). طبق شواهد حاصل از تحقیق حاضر بلوک جنوب‌خاوری گسل باختر تالش متشکل از بخش‌های آتشفشانی توده‌ای نبوده و لایه‌بندی‌های ضخیمی از تناوب بخش‌های آتشفشانی و آذر آواری می‌باشد. موقعیت لایه‌بندی‌های برداشت شده در شکل ۳ در نقشه زمین‌شناسی نشان داده شده است. شکل ۲ ج عکسی از لایه‌بندی موجود در بخش‌های ائوسن را در بلوک جنوب‌باختری نشان می‌دهد. بلوک شمال‌باختری گسل باختر تالش را کنگلومرا همراه با لایه‌هایی از ماسه‌سنگ، مارن و آهک آب شیرین به سن پلیوسن با شیب ملایم ۳۰-۰ درجه به سمت شمال باختر دربر گرفته است (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۶). براساس لایه‌بندی‌های اندازه‌گیری شده در تحقیق حاضر در نزدیکی گسل باختر تالش لایه‌های پلیوسن تقریباً افقی (با شیب حدود ۳ درجه) هستند (شکل ۳).



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه مورد مطالعه (بعد از خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۶). استریونت مربوط به تصویر استریوگرافی سطح محوری و محور تاقدیس می‌باشد.



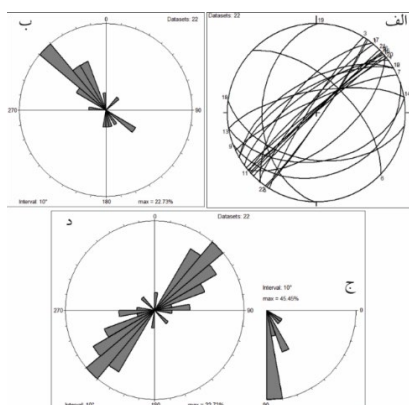
نشان داده شده است.

سمت شمال باختر و محور افقی است (شکل ۲ و ۳). همانطور که در مقطع زمین شناسی شکل ۳ مشخص است یال جنوب خاوری این تاقدیس شیب بسیار ملایمی به سمت جنوب خاور دارد در حالیکه یال شمال باختری شیب تندتری به سمت شمال باختر نشان می دهد. شدت چین خوردگی تاقدیس از مرکز (محل مقطع زمین شناسی AB) به سمت شمال خاور و جنوب باختر کاهش می یابد.

سایر ساختارهای اندازه گیری شده در سنگ های آندزیتی و بازالتی ائوسن بازالتی ائوسن در مسیر گسل باختر تالش شامل شکستگی ها و گسل ها هستند که در قالب ۶ ایستگاه در ادامه متن توضیح داده شده اند. برای موقعیت ایستگاه ها به شکل ۳ مراجعه شود. در تمامی ایستگاه ها تصاویر استریوگرافی، نمودار گل سرخی جهت شیب، مقدار شیب و امتداد سطوح شکستگی برداشتی نشان داده شده است.

#### ۴-۱. ایستگاه (۱)

برداشت های ایستگاه (۱) در محل معدن ماسه و در ترانشه های ماسه سنگی واحد Ng به سن پلیوسن پسین انجام شده است. در این ایستگاه آثار وجود گسلش بصورت شکستگی ها و گسل های تقریباً قائم با روند غالب شمال خاور- جنوب باختر (۴۰ تا ۵۰ درجه) می باشد (شکل ۴ الف تا د) همانطور که در شکل (۴ ب) دیده می شود جهت شیب غالب به سمت شمال باختر بوده و اکثر شکستگی ها شیب ۹۰-۸۰ درجه دارند (شکل ۴ ج). در شکل (۴ د) پهنه گسلی قائم با شکستگی ها و گسل های با روند شمال خاور- جنوب باختر و با شیب تقریباً قائم باعث خردشدگی و جابجایی لایه بندی شده است. در همین شکل در قسمت بالای تصویر، مرز بین رسوبات کواترنری با پلیوسن زیرین به صورت دگرشیبی دیده می شود که خود این مرز نیز توسط گسل های قائم قطع شده است. شکل (۴ ب) نشان گر عکسی از زون گسلی قائم با روند شمال خاور- جنوب باختر با گور گسلی در واحدهای رسوبی پلیوسن پسین است.



شکل ۴. الف) تا د) به ترتیب تصویر استریوگرافی، نمودارهای گل سرخی جهت شیب، مقدار شیب و امتداد سطوح شکستگی در ایستگاه (۱).

گسل هیر، یا همان گسل خاور اردبیل در واقع ادامه همان گسل ماسوله داغ به سمت شمال خاور است که طبق نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آستارا با روند شمال خاور- جنوب باختر مولفه حرکتی چپگرد داشته و باعث پائین افتادن بخش های آتشفشانی آندزیتی ائوسن در بلوک شمال باختری شده است (خدابنده و سلطانی، ۱۳۷۷). گسل دوپل، در ادامه گسل باختر تالش به سمت شمال باختر در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ آستارا قرار گرفته است که با راستای شمال خاوری- جنوب باختری حرکت چپگرد برای آن در نظر گرفته شده است (خدابنده و سلطانی، ۱۳۷۷).

گسل نئور، اولین بار توسط Clark et al. (1975, 1977) به عنوان یک خط گسلی در البرز باختری در نظر گرفته شده است (Clark et al., 1975; Clark et al., 1977). گسل نئور روند شمالی- جنوبی دارد (باباخانی و رحیم زاده، ۱۳۶۷). این گسل با شیب به سمت باختر حرکت نرمال به همراه مولفه امتداد لغزی راستگرد دارد و واحدهای آندزیتی به سن ائوسن را دگرشکل کرده است (Madanipour et al., 2018). در نقشه گسل های ایران (Javadi, 2013)، ادامه جنوب باختری این گسل با روند شمال خاور- جنوب باختر به اسم گسل قارپوز لو است.

#### ۲- روش کار

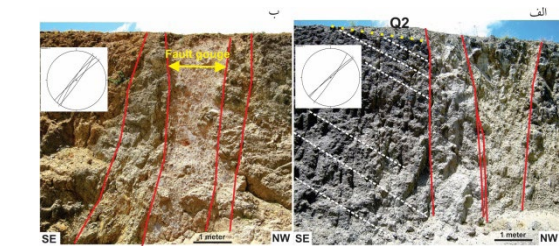
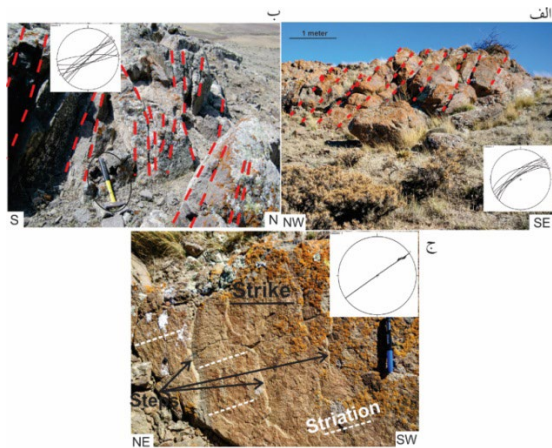
در این مطالعه، جهت به دست آوردن اطلاعات پایه و اولیه از منطقه مورد مطالعه، نقشه های توپوگرافی و نقشه های زمین شناسی در مقیاسهای ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه، عکسهای هوایی و تصاویر ماهواره ای مرتبط مطالعه گردید.

در مرحله بعدی اندازه گیری های صحرائی ساختارهای مرتبط با پهنه گسل باختر تالش شامل اندازه گیری موقعیت صفحات شکستگی ها و گسل های منطقه (شامل اندازه گیری موقعیت صفحه گسل و خطوط خشل لغزش) در قالب ۶ ایستگاه مطالعاتی انجام گرفت. موقعیت ایستگاه ها در شکل ۳ مشخص است. پس از برداشت های صحرائی اطلاعات بدست آمده مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

#### ۳- ساختارها

براساس مشاهدات صحرائی بلوک جنوب خاوری گسل باختر تالش متشکل از سنگ های آتشفشانی و آذر آوری ائوسن بوده و لایه بندی ضخیم لایه در آنها مشهود است. اندازه گیری های انجام شده از لایه بندی سنگ های ائوسن نشانگر وجود یک تاقدیس ملایم به صورت هم روند با گسل باختر تالش و تمایل سطح محوری به





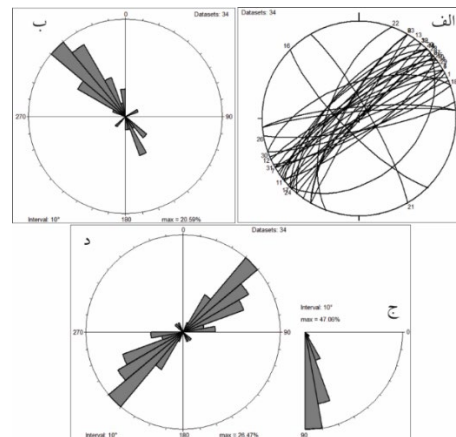
شکل ۵. الف و ب) سطوح گسلی قائم با روند شمال خاور- جنوب باختر در ایستگاه (۱) در واحدهای رسوبی پلیوسن پسین (Ng) تصاویر استریوگرافی سطوح گسلی در داخل شکل نشان داده شده است. خط چین های سفید اثر لایه بندی و خط زرد اثر مرز بین پلیوسن پسین و کوآترنی را نشان می دهد.

شکل ۷. الف) سطوح شکستگی با شیب به سمت شمال باختر (دشت) در ایستگاه (۲). ب) سطوح شکستگی با شیب تند و روند شمال خاور- جنوب باختر در ایستگاه (۲). در هر دو شکل تصاویر استریوگرافی سطوح شکستگی در داخل شکل نشان داده شده است.

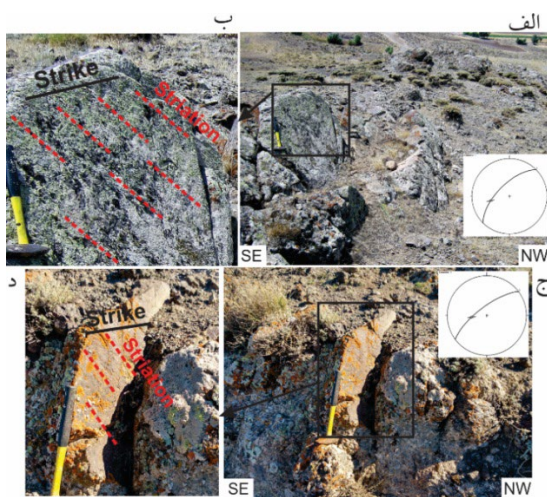
#### ۲-۴. ایستگاه (۲)

در ایستگاه (۲) شکستگی های با شیب تند (بالتر از ۷۰ درجه) و روند غالب شمال خاور- جنوب باختر (۰۴۰ تا ۰۵۰ درجه) برداشت شده اند (شکل ۶ الف تا د). بر اساس شکل (۶ ب) جهت شیب غالب به سمت شمال باختر است.

در شکل (۸ الف و ب) خطوط خش لغزش ضعیفی بر روی دو سطح گسلی با روند شمال خاور- جنوب باختر و با شیب به سمت شمال باختر برداشت شده است. بر اساس زاویه انحراف خطوط خش لغز حرکت گسل ها شیب لغز به همراه مولفه امتدالغزی است. نشان گر جهت حرکت بر روی سطوح گسل وجود ندارد ولی در هر دو مورد بلوک فرادیواره نسبت به فرودیواره ارتفاع پایین تری دارد.



شکل ۶. الف تا د) به ترتیب تصاویر استریوگرافی، نمودارهای گل سرخی جهت شیب، مقدار شیب و امتداد سطوح شکستگی در ایستگاه (۲).



شکل ۸. الف) سطح گسلی در ایستگاه (۲) با شیب تند به سمت شمال باختر. ب) نمای نزدیک از سطح گسلی (شکل الف). ب) سطح گسلی در ایستگاه (۲) با شیب تند به سمت شمال باختر. ج) نمای نزدیک از سطح گسلی (شکل ب).

#### ۳-۴. ایستگاه (۳)

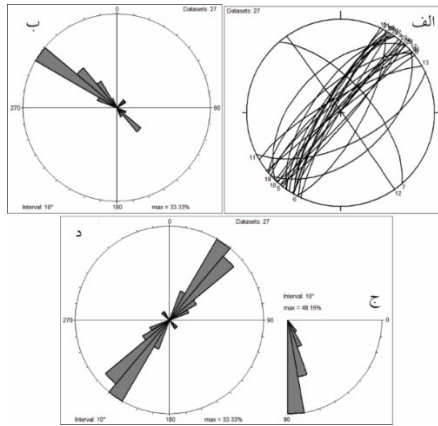
در ایستگاه (۳) نیز همانند ایستگاه (۱) شکستگی ها ساختار غالب قابل شناسایی در بخش های آتشفشانی انوسن هستند. همانطور که در شکل (۹ الف تا د) دیده می شود روند غالب شکستگی ها شمال خاور- جنوب باختر (۰۵۰ تا ۰۶۰ درجه) بوده و اکثرا شیب تند (بالتر از ۶۰

در شکل (۷ الف) دسته شکستگی های موازی با روند مشابه گسل شمال باختر تالش و با شیب به سمت شمال باختر (به سمت دشت) دیده می شوند. در شکل (۷ ب) سطوح شکستگی با روند شمال خاور- جنوب باختر شیب بسیار تندی (تقریبا قائم) دارند. شکل (۷ ج) یکی از سطوح گسلی قائم با روند شمال خاور- جنوب باختر را در ایستگاه (۲) نشان می دهد که بر اساس خطوط خش لغزش و پله های روی سطح گسل حرکت غالب امتدالغز چپگرد دارد.



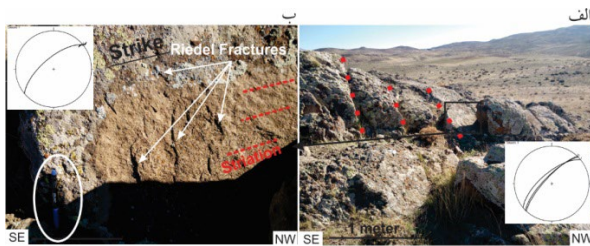
۴-۴. ایستگاه (۴)

در ایستگاه (۴) روند غالب شکستگی‌ها شمال‌خاور-جنوب‌باختر (۰۳۰ تا ۰۴۰ درجه) و شیب غالب به سمت شمال‌باختر است (شکل ۱۱ الف تا د). شیب غالب سطوح شکستگی ۸۰ تا ۹۰ درجه می‌باشد (شکل ۱۱ ج).



شکل ۱۱. الف تا د) به ترتیب تصویر استریوگرافی، نمودارهای گل سرخی جهت شیب، مقدار شیب و امتداد سطوح شکستگی در ایستگاه (۴).

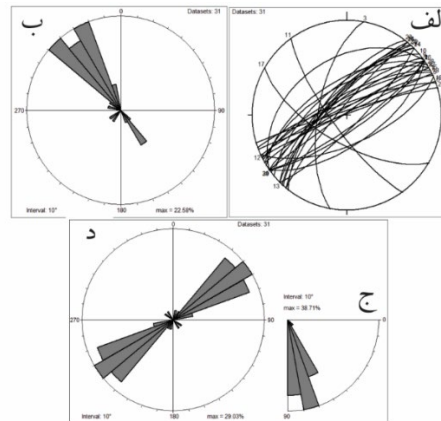
شکل (۱۲ الف) نمونه‌ای از دسته شکستگی‌های با روند شمال‌خاور-جنوب‌باختر و شیب تند را در ایستگاه (۴) نشان می‌دهد. یکی از سطوح شکستگی خش لغزشی امتداد لغزش نشان می‌دهد که با توجه به فلسه‌های روی سطح (شکستگی‌های ریدل)، حرکت چپگرد دارد (شکل ۱۲ ب). در روی بقیه سطوح شکستگی شکل (۱۲ الف) به دلیلی هوازنگی و فرسایش، خش لغزشی و یا نشان‌گرهای سوی برش دیده نمی‌شود ولی همانطور که در شکل دیده می‌شود بلوک فرادواره سطوح شکستگی نسبت به بلوک فرادواره پایین افتادگی دارند که می‌تواند نشان‌گر وجود مولفه حرکتی عادی باشد.



شکل ۱۲. الف) سطوح گسلی با شیب تند به سمت شمال‌باختر در ایستگاه (۴). ب) نمای نزدیک از یکی از سطوح گسلی شکل الف).

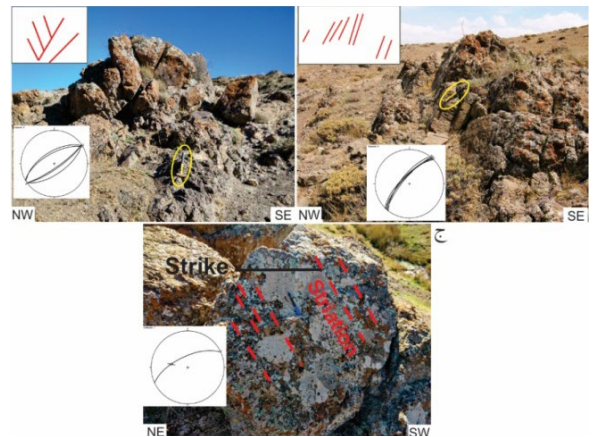
دایک‌های با روند شمال‌خاور-جنوب‌باختر و موازی روند گسل باختر تالش از دیگر ساختارهایی هستند که در ایستگاه (۴) شناسایی و برداشت شده‌اند (شکل ۱۳ الف تا ج).

درجه) به سمت شمال‌باختر دارند.



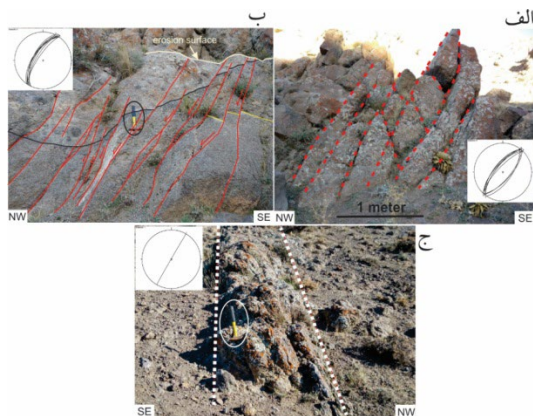
شکل ۹. الف تا د) به ترتیب تصویر استریوگرافی، نمودارهای گل سرخی جهت شیب، مقدار شیب و امتداد سطوح شکستگی در ایستگاه (۳).

همانطور که در شکل (۱۰ الف) مشاهده می‌شود دسته شکستگی‌های با روند شمال‌خاور-جنوب‌باختر و شیب تند به سمت دشت (شمال‌باختر) دیده می‌شود. سطوح شکستگی شکل (۱۰ الف) بسیار هوازده بودند و شواهد خطوط خش لغزشی و یا جهت حرکت روی آنها مشخص نیست ولی همانطور که در شکل دیده می‌شود فرادواره این سطوح نسبت به فرودواره، پایین تر قرار گرفته است که می‌تواند نشان‌گر وجود حرکات احتمالی عادی در این گسل‌ها باشد. در شکل (۱۰ ب) شکستگی‌های با شیب تند و آرایه متقاطع نسبت به هم دیده می‌شود. این شکستگی‌ها روند شمال‌خاور-جنوب‌باختر دارند. شکل (۱۰ ج) سطح یکی از شکستگی‌ها را از نزدیک نشان می‌دهد. این سطح بسیار هوازده بوده که تشخیص خطوط خش لغزشی را بسیار مشکل می‌کند با این وجود آثاری از خطوط خش لغزشی با مولفه شیب لغزش غالب روی سطح قابل تشخیص است.



شکل ۱۰. الف) سطوح شکستگی با شیب تند به سمت شمال‌باختر. ب) سطوح شکستگی متقاطع با روند شمال‌خاور-جنوب‌باختر و شیب تند. ج) سطح گسلی با شیب به سمت شمال‌باختر و خطوط خش لغزشی. برداشتها مربوط به ایستگاه (۳) است.

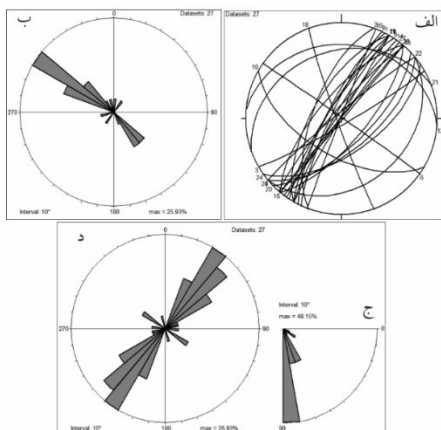




شکل ۱۵. الف) شکستگی‌های متقاطع باروند شمال خاور-جنوب باختر. ب) سطوح گسلی با شیب تند به سمت شمال باختر واحدهای سنگی آتشفشانی ائوسن را به صورت عادی جایجا کرده‌اند. ج) دایک قائم با روند شمال خاور- جنوب باختر در بخش‌های آتشفشانی ائوسن (واحد E) در ایستگاه (۵).

#### ۴-۶. ایستگاه (۶)

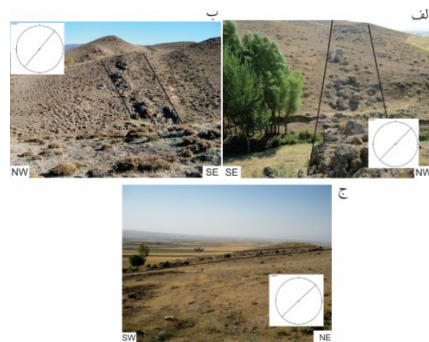
سطوح شکستگی برداشت شده در ایستگاه (۶) روند غالب شمال خاور- جنوب باختر (۳۰ تا ۴۰ درجه) داشته و جهت شیب غالبشان به سمت شمال باختر است (شکل ۱۶ الف تا د). همانطور که در نمودار گل سرخی زاویه شیب دیده می‌شود، مقدار زاویه شیب غالب سطوح شکستگی از ۸۰ تا ۹۰ درجه است (شکل ۱۶ ج).



شکل ۱۶. الف) تا د) به ترتیب تصویر استریوگرافی، نمودارهای گل سرخی جهت شیب، مقدار شیب و امتداد سطوح شکستگی در ایستگاه (۶).

در شکل (۱۷ الف) سطوح گسلی باروند شمال خاور- جنوب باختر و شیب قائم نشان داده شده است. در روی این سطوح خطوط خش لغزش با زاویه انحراف حدود ۲۰ درجه دیده می‌شود که نشان‌گر حرکات امتدادلغزی گسل است (شکل ۱۷ ب).

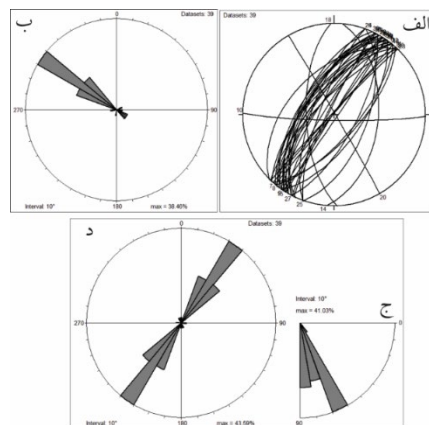
شکل (۱۷ ج) شکستگی‌های پرشیب با حالت متقاطع را در ایستگاه (۶) نشان می‌دهد. این شکستگی‌ها روند شمال خاور- جنوب باختر دارند. در شکل (۱۷ د) در لایه بندی حاصل از سنگ‌های آذر آواری



شکل ۱۳. الف) تا ج) دایک‌های قائم باروند شمال خاور- جنوب باختر در بخش‌های آتشفشانی ائوسن (واحد E) در ایستگاه (۴).

#### ۴-۵. ایستگاه (۵)

شکل (۱۴ الف تا د) نشان‌گر روند غالب شمال خاور- جنوب باختر (۳۰ تا ۴۰ درجه) شکستگی‌های برداشت شده در ایستگاه (۵) است بطوریکه شیب تند (بالتر از ۶۰ درجه) غالب به سمت شمال باختر دارند.

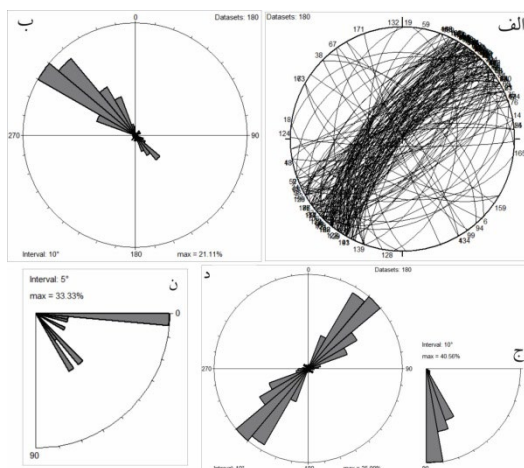


شکل ۱۴. الف) تا د) به ترتیب تصویر استریوگرافی، نمودارهای گل سرخی جهت شیب، مقدار شیب و امتداد سطوح شکستگی در ایستگاه (۵).

شکل (۱۵ الف) نمونه‌ای از برونزد شکستگی‌های برداشت شده در ایستگاه (۵) را نشان می‌دهد. روند این شکستگی‌ها شمال خاور- جنوب باختر است. در قسمت میانی شکل (۱۵ الف) دو دسته شکستگی متقاطع دیده می‌شود که یک دسته به سمت شمال باختر و دسته دیگر به سمت جنوب خاور شیب دارد. همانطور که در شکل دیده می‌شود فراوانی و توسعه شکستگی‌های با شیب به سمت شمال باختر بیشتر است. شکل (۱۵ ب) سطوح شکستگی با شیب تند به شمال باختر را نشان می‌دهد که باعث جایجایی عادی در واحدهای سنگی شده‌اند. شکل (۱۵ ج) برونزد دایکی با روند شمال خاور- جنوب باختر را در ایستگاه (۵) نشان می‌دهد.

جنوب‌باختر ابتدا  $50^{\circ}$  N بوده و سپس تقریباً  $30^{\circ}$  N می‌شود. روند غالب شکستگی‌های برداشت شده نیز با این امر مطابقت دارد بطوریکه ایستگاه‌های (۱) تا (۳) در قسمتی از مسیر گسل هستند که روند شمال‌خاور - جنوب‌باختر دارد و روند غالب شکستگی‌ها نیز در این ایستگاه‌ها  $50^{\circ}$  N تا  $60^{\circ}$  N می‌باشد (شکل‌های ۴، ۵، ۶ و ۹). ایستگاه‌های (۴) تا (۶) در قسمتی از گسل که روند تقریباً شمال‌شمال‌خاوری - جنوب‌جنوب‌باختری دارد قرار دارند و مطابق با روند عمومی گسل در این قسمت، روند غالب شکستگی‌ها در این ایستگاه‌ها  $30^{\circ}$  N تا  $40^{\circ}$  N است (شکل‌های ۱۱، ۱۴ و ۱۶). ماهیت آذرین بخش‌ها و عدم وجود لایه‌بندی و همین‌طور هوازده‌بودن سطوح شکستگی از محدودیت‌های تحقیق حاضر است و نمی‌توان در مورد اینکه آیا سطوح شکستگی برداشت‌شده، گسل بوده و جابجایی دارند یا نه اظهار نظر قطعی کرد. لذا سطوح برداشت‌شده بجز در موارد اندکی که جابجایی مشهود است، به عنوان سطح شکستگی معرفی شده‌اند.

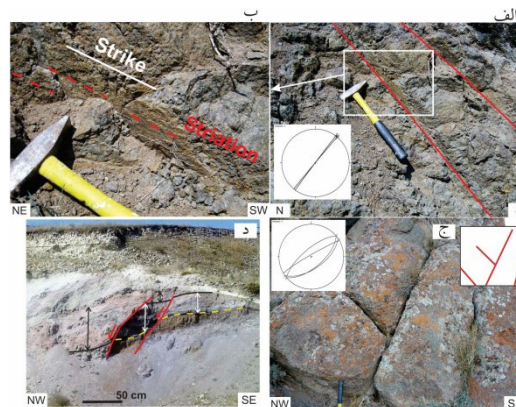
شکل (۱۸ الف تا د) استریوگرام و نمودارهای گل‌سرخ‌های جهت شیب، روند و مقدار شیب سطوح شکستگی برداشت شده در تمامی ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد. این شکل نشان‌گر وجود سطوح شکستگی با روند غالب شمال‌خاور - جنوب‌باختر قائم تا پرسیب با شیب بالای  $60^{\circ}$  درجه در مسیر گسل باختر تالش، در بخش‌های ولکانیکی اتوسن است. جالب این است که شیب غالب این شکستگی‌ها به سمت شمال‌باختر یعنی به سمت دشت است.



شکل ۱۸. الف تا د) به ترتیب تصویر استریوگرافی، نمودارهای گل‌سرخ‌های جهت شیب، مقدار شیب و امتداد تمام سطوح شکستگی برداشت شده. ن) نمودار گل‌سرخ فراوانی ریک خطوط خش لغزش برداشت شده در تمامی ایستگاهها.

به‌طور کلی شکستگی‌های پهنه گسلی باختر تالش را می‌توان از نظر مقدار شیب و راستای برش به دو دسته کلی تقسیم کرد (شکل ۱۸ ج). دسته اول، شکستگی‌ها و گسل‌های با شیب تقریباً قائم (شیب

اتوسن جابجایی عادی لایه‌ها در اثر گسلش عادی با روند NE-SW دیده می‌شود. ضخامت بیشتر لایه‌ها در فرادیواره نشان‌گر فعالیت گسل‌ها همزمان با رسوبگذاری سنگ‌های آذرآواری است.



شکل ۱۷. الف) سطوح گسلی قائم با روند شمال‌خاور - جنوب‌باختر در ایستگاه (۶). ب) نمای نزدیک از یکی از گسل‌های قائم شکل (الف). ج) سطوح شکستگی متقاطع با شیب تند و روند شمال‌خاور - جنوب‌باختر. د) گسل‌های عادی در نهشته‌های آذرآواری اتوسن.

#### ۴- بحث

در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردبیل، قرارگیری گدازه‌های مگاپورفیری اتوسن در یک خط مستقیم و تغییر شیب ناگهانی آنها، وجود یک زون آلترو و خردشده در مسیر گسل و افت ناگهانی ارتفاع از علائم وجود گسل باختر تالش با روند شمال‌خاور - جنوب‌باختر دانسته شده است (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۶). اندازه‌گیری‌های صحرائی انجام‌شده از ایستگاه (۱) تا (۶) تحقیق حاضر نیز وجود خردشدگی و سطوح شکستگی و گسلش را در مسیر گسل باختر تالش تایید می‌کند. در مورد ساز و کار حرکتی گسل باختر تالش قبلاً هیچ‌گونه مطالعه صحرائی انجام نشده بود. در این راستا در قالب نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردبیل شیب گسل به سمت جنوب‌خاور فرض شده و حرکت احتمالی معکوس برای آن متصور شده است که به همراه گسل خاور اردبیل در ایجاد دشت اردبیل نقش بسزایی داشته است (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۶). در مطالعه Madanipour et al. (۲۰۱۳, ۲۰۱۷, ۲۰۱۸) به عنوان یک گسل فرضی با حرکت معکوس به سمت شمال‌باختر در نظر گرفته شده است. (Madanipour et al., 2013; Madanipour et al., 2017; Madanipour et al., 2018) در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ گسل‌های ایران، گسل باختر تالش به عنوان یک گسل امتدادلغز چپگرد در نظر گرفته شده است (Javadi, 2013)

براساس تصاویر ماهواره‌ای (شکل ۲ الف) و نقشه زمین‌شناسی (شکل ۳) روند گسل باختر تالش با حرکت از شمال‌خاور به

بر اساس توضیحات فوق شکستگی ها و گسل های تقریباً قائم مربوط به حرکات امتداد لغزی چپگرد جوان در پهنه دگرشکلی گسل باختر تالش هستند که در مواردی مثل ایستگاه (۱) واحدهای جوانتر پلیو-کوآترنری را نیز قطع و جابجا کرده اند.

در مورد گسل های پرشیب، سنگ های اصلی در گیر در دگرشکلی های حاصل از گسل باختر تالش به طور عمده سنگ های ولکانیکی اند و متاسفانه به علت فقدان لایه بندی مناسب و عدم وجود نشان گره های سوی برش مطمئن بجز در ایستگاه (۵) شاهدهی مبنی بر جابجایی عادی گسل های پرشیب یافت نشد. با این حال در اکثر موارد بلوک فرادیواره شکستگی های پرشیب نسبت به فرودیواره، پائین افتاده و در ارتفاع پائین تری قرار گرفته است (شکل های ۸، ۱۰ الف و ۱۲ الف). در ایستگاه (۵) همانطور که در شکل (۱۵ ب) دیده می شود گسل های پرشیب به سمت شمال باختر، باعث جابجایی عادی در واحدهای سنگی شده اند. در ایستگاه ۵ نیز گسل های عادی به صورت همزمان با رسوبگذاری باعث جابجایی عادی در لایه های آذر آواری ائوسن شده اند.



شکل ۱۹. جابجایی چپگرد آبراهه ها در پهنه دگرشکلی گسل باختر تالش. موقعیت عکس در شکل (۲) نشان داده شده است.

طبق تئوری شکستگی اندرسون نیز، شیب تند سطوح شکستگی (۶۰ درجه) برای گسل های عادی مورد انتظار است. شیب زیاد این شکستگی ها ممکن است در اثر چرخش ایجاد شده باشد ولی از آنجا که شیب های اندازه گیری شده در لایه های متشکل از توالی سنگ های آذرین و آذر آواری در نقاط برداشت موقعیت شکستگی های پرشیب (با شیب ۶۰ تا ۸۰ درجه) ملایم است (در اکثر ایستگاه ها در حدود ۱۰ درجه) است چرخش تاثیر زیادی در افزایش شیب این شکستگی ها نداشته است. بر اساس توضیحات بالا، شکستگی های و گسل های پرشیب پهنه گسلی باختر تالش (شیب حدود ۶ تا ۸۰ درجه) مربوط به سیستم گسل های عادی هستند.

شکستگی ها و گسل های پرشیب عادی برداشت شده در سنگ های آتشفشانی و آذر آواری ائوسن در پهنه گسلی باختر تالش را که طبق مشاهدات صحرائی فعالیت همزمان با نهشته های آذر آواری ائوسن دارند (شکل ۱۷ د) می توان در ارتباط با فاز کششی

۸۰ تا ۹۰ درجه) که بر اساس خش خطهای قرائت شده، مولفه غالب امتداد لغزی دارند (شکل های ۷ ج و ۱۷ ب). دسته دوم، شکستگی ها و گسل های پرشیب، ۶۰ تا ۸۰ درجه، است که خش خط های روی سطوح شان مولفه غالب شیب لغز را نشان می دهد (شکل های ۸ و ۱۰ ج).

بر اساس شکل ۱۸ خطوط خش لغزش با زاویه انحراف نزدیک صفر درجه فراوان تر از خطوط خش لغزش با زاویه انحراف ۴۵ تا ۶۰ درجه است که نشان گر وجود مولفه غالب امتداد لغز در پهنه گسل باختر تالش است. از نظر سوی برش، در ایستگاه (۲) در شکل ۷ ج خطوط خش لغزش و پله های روی سطح گسل قائم حرکت چپگرد را نشان می دهند و در ایستگاه (۴) در شکل (۱۲ ب) سطح گسلی با راستای برش امتداد لغز بر اساس فلس های روی گسل حرکت چپگرد دارد، همچنین بر اساس تصویر ماهواره ای شکل (۱۹) در پهنه دگرشکلی گسل باختر تالش جابجایی چپگرد آبراهه ها در روی خطواره های گسلی هم روند با این گسل دیده می شود. در جنوب خاور گسل باختر تالش گسل سنگاورد با روند تقریباً شمالی- جنوبی که همان ادامه گسل ماسوله داغ به سمت کوه های تالش مرکزی است حرکت راستگرد دارد (Madanipour et al., 2013; Madanipour et al., 2017) این اختلاف مکانیسم حرکتی بین گسل باختر تالش و گسل سنگاورد می تواند مربوط به اختلاف روند این دو گسل نسبت به جهت فشارش ناحیه ای باشد. بر اساس Madanipour et al. (۲۰۱۳, ۲۰۱۷, ۲۰۱۸) جهت فشارش ناحیه ای در شمال باختر ایران از زمان اواخر میوسن میانی تا کنون به صورت شمالی- جنوبی بوده و باعث حرکات راستگرد در گسل های تقریباً شمالی- جنوبی کوه های تالش مرکزی مثل گسل سنگاورد شده است. روند گسل باختر تالش بر خلاف روند شمالی- جنوبی گسل های اصلی کوه های تالش مرکزی شمال خاوری- جنوب باختری (N 40 E تا N 60 E) است (شکل ۱) که با توجه به جهت فشارش ناحیه ای شمال- جنوبی حرکات امتداد لغز چپگرد در مسیر این گسل انتظار می رود که با داده های صحرائی تحقیق حاضر و جابجایی چپگرد آبراهه ها مطابقت دارد. (Madanipour et al., 2013; Madanipour et al., 2017; Madanipour et al., 2018) بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ آستارا، گسل دوپل نیز به صورت هم روند با گسل باختر تالش و در ادامه آن به سمت شمال خاور حرکت امتداد لغز چپگرد دارد. همچنین در شمال باختر گسل باختر تالش در نقشه گسل های فعال ایران حل ساز و کار کانونی رخداد لرزه ای برای گسلی فرضی با روند NNE-SSW مکانیسم حرکتی امتداد لغز چپگرد با مولفه افقی بردار لغزش به سمت SSW را نشان می دهد (شکل ۱) (حسامی و همکاران، ۱۳۸۲).





البرز در پهنه دگر شکلی گسل باختر تالش نیز فاز کششی ائوسن تاثیر گذاشته و باعث ایجاد شکستگی ها و گسل های پرشیب عادی با شیب غالب به سمت شمال باختر شده است. بعد از اتمام فاز کششی ائوسن، از زمان میوسن به بعد در تطابق سایر قسمت های کوه های تالش پهنه گسلی غرب تالش، تحت تاثیر تنش های فشاری قرار گرفته و با ایجاد حرکت معکوس به سمت شمال باختر در گسلی که در حال حاضر با نهشته های آواری پلیو کواترنی پوشیده شده است تاقدیس فرادیواره ملایم با تمایل سطح محوری به سمت شمال باختر ایجاد شده و واحدهای آتشفشانی و آذر آواری ائوسن را دگر شکل کرده است. گسل های تقریباً قائم شمال خاوری - جنوب باختری با حرکت امتداد لغز چپگرد جوانترین ساختارهای پهنه دگر شکلی گسل باختر تالش هستند که هم واحدهای ائوسن و هم پلیوسن و کواترنی را دگر شکل کرده اند و باعث جابجایی چپگرد آبراهه ها شده اند.

### قدردانی

این نوشتار به عنوان بخشی از پایان نامه کارشناسی ارشد نویسنده دوم با استفاده از امکانات دانشگاه تبریز انجام شده است که بدینوسیله قدردانی می شود.

### منابع

- ◀ باباخانی، ع.، رحیم زاده، ف.، ۱۳۶۷. شرح نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ اردبیل، سازمان زمین شناسی کشور.
- ◀ حاجی علیلو، ب. رضایی، ح.، ۱۳۷۸. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گیوی، سازمان زمین شناسی کشور.
- ◀ حسامی، خ.، جمالی، ف.، طبسی، ه.، ۱۳۸۲. نقشه گسل های فعال ایران، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.
- ◀ خدابنده، ع. ا.، امینی فضل، ع.، ۱۳۷۶. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردبیل. سازمان زمین شناسی کشور.
- ◀ خدابنده، ع. ا.، سلطانی، ع. غ.، ۱۳۷۷. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آستارا. سازمان زمین شناسی کشور.

### References:

- Allen, M. B., Vincent, S. J., Alsop, G. I., Ismail-zadeh, A. and Flecker, R., 2003. Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone. *Tectonophysics*, 366(3-4), 223-239. doi:https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00098-2

ائوسن دانست که طبق مطالعات پیشین باعث ایجاد گسل های عادی همزمان با رسوبگذاری در کوه های البرز و تالش شده اند (Brunet et al., 2003; Madanipour et al., 2018).

مطالعات Madanipour و همکارانش (۲۰۱۷، ۲۰۱۸) نشانگر وجود حرکات راندگی به سمت باختر در گسل های بوغرو داغ و ماسوله داغ در کوه های تالش مرکزی است (Madanipour et al., 2017; Madanipour et al., 2018). در این راستا وجود تاقدیس ملایم در بلوک جنوب خاوری گسل باختر تالش با تمایل سطح محوری به سمت شمال باختر و محور افقی (شکل ۲ و ۳) را می توان در ارتباط با وجود حرکات گسلی معکوس محض به سمت شمال باختر در گسل باختر تالش دانست که در تطابق با سایر قسمت های تالش مرکزی بعد از اتمام فازهای کششی ائوسن، در منطقه عمل کرده است. براساس شیب های اندازه گیری شده برای دو پهلوی شمال باختری و جنوب خاوری، شدت چین خوردگی در بخش های مرکزی مسیر گسل باختر تالش بیشتر بوده و به سمت دو انتهای شمال خاوری و جنوب باختری گسل شدت چین خوردگی تاقدیس فرادیواره نیز بسیار کم شده است و چین خوردگی تمام شده است (شکل ۳ الف). همانطور که در مقطع زمین شناسی شکل ۳ مشخص است واحدهای نئوزن در بلوک جنوب خاوری در ارتفاع بالاتری (حدود ۱۵۰ متر) نسبت به همان واحدها در بلوک شمال باختری قرار گرفته اند که می تواند بر آوردی از میزان جابجایی قائم برای حرکت معکوس به سمت شمال باختر در مسیر گسل باختر تالش باشد. در اندازه گیری های صحرائی شواهدی از گسل های معکوس در مسیر گسل باختر تالش یافت نشده است که می تواند به علت پوشیده بودن گسل معکوس مسبب تاقدیس فرادیواره توسط رسوبات پلیو کواترنی باشد.

### نتیجه گیری

براساس نتایج حاصل از تحقیق حاضر چنین استنباط می شود که در زمان ائوسن و همزمان با تشکیل سنگ های آتشفشانی با ماهیت آلوکالین و وجود تنش های کششی در کوه های تالش و بقیه بخش های

- Ambraseys, N. and Melville, C., 1982. *A History of Persian Earthquakes* Cambridge Univ. Press, New York. doi:https://doi.org/10.1002/eqe.4290110412
- Azad, S. S., Dominguez, S., Philip, H., Hessami, K., Forutan, M.-R., Zadeh, M. S. and Ritz, J.-F., 2011. The Zandjan fault system: Morphological and tectonic evidences of a new active fault net-



- work in the NW of Iran. *Tectonophysics*, 506(1-4), 73-85.
- Aziz Zanjani, A., Ghods, A., Sobouti, F., Bergman, E., Mortezaejad, G., Priestley, K., Madanipour, S. and Rezaeian, M., 2013. Seismicity in the western coast of the South Caspian Basin and the Talesh Mountains. *Geophysical Journal International*, 195(2), 799-814.
  - Barzegari, A., Ghorashi, M., Nazari, H., Fontugne, M., Shokri, M. A. and Pourkermani, M., 2017. Paleoseismological analysis along the Astara Fault system (Talesh Mountain, north Iran). *Acta Geologica Sinica-English Edition*, 91(5), 1553-1572. doi:https://doi.org/10.1111/1755-6724.13400
  - Berberian, M. 1976- Contribution to the seismotectonics of Iran, part 2: Geological Survey of Iran, 518.
  - Brunet, M.-F., Korotaev, M. V., Ershov, A. V. and Nikishin, A. M., 2003. The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling. *Sedimentary Geology*, 156(1-4), 119-148. doi:doi:10.1016/s0037-0738(02)00285-3
  - Clark, G., Davies, R., Hamzepour, B., Jones, C., Ghorashi, M. and Navee, I., 1977. Bandar-e-Pahlavi; 1/250,000 Geological Quadrangle Map of Iran, D3. Geological Survey of Iran, Tehran.
  - Clark, G., G.C, C., RG, D. and CR, J., 1975. Explanatory text of the Bandar-e-Pahlavi quadrangle map. 1: 250000.
  - Ehteshami-Moinabadi, M., 2016. Possible Basement Transverse Faults in the Western Alborz, Northern Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 27(4), 329-342. doi:DOI: 10.22059/jsciences.2016.59339
  - Jackson, J., 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B9), 12471-12479. doi:https://doi.org/10.1029/92JB00944
  - Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002. Active tectonics of the south Caspian basin. *Geophysical Journal International*, 148(2), 214-245. doi:https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01588.x
  - Javadi, H. R., 2013. Iran fault Map on Provincial Subdivisions. Geological Survey of Iran.
  - Madanipour, S., Ehlers, T. A., Yassaghi, A. and Enkelmann, E., 2017. Accelerated middle Miocene exhumation of the Talesh Mountains constrained by U-Th/He thermochronometry: Evidence for the Arabia-Eurasia collision in the NW Iranian Plateau. *Tectonics*, 36(8), 1538-1561.
  - Madanipour, S., Ehlers, T. A., Yassaghi, A., Rezaeian, M., Enkelmann, E. and Bahroudi, A., 2013. Synchronous deformation on orogenic plateau margins: Insights from the Arabia-Eurasia collision. *Tectonophysics*, 608, 440-451.
  - Madanipour, S., Yassaghi, A., Ehlers, T. A. and Enkelmann, E., 2018. Tectonostratigraphy, structural geometry and kinematics of the NW Iranian Plateau margin: Insights from the Talesh Mountains, Iran. *American Journal of Science*, 318(2), 208-245.
  - Nazari, H. and Shahidi, A., 2011. Seismotectonic of Iran (Alborz). Geological Survey of Iran, Tehran, 97.
  - Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I. and Stepanyan, R., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5). doi:https://doi.org/10.1029/

2005JB004051

- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A. and Bayer, R., 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(1), 381-398. doi:<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x>





## مشخصات هندسی پهنه فرورانش مکران

احمد رشیدی<sup>۱\*</sup>، حمید زعفرانی<sup>۲</sup>، محمد تاتار<sup>۳</sup>

۱- استادیار، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران

۲- دانشیار، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران

۳- استاد، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۲/۲۳

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۹/۰۳



### چکیده

با توجه به نقش قطعه‌بندی گسل در کنترل دگرشکلی، تعیین قطعات اصلی گسل مکران (در محل فرورانش) براساس گسل‌های انتقالی برای شناخت هر چه بیشتر میزان خطر احتمالی زمین‌لرزه و دریالرزه ناشی از آن ضروری است. از اینرو در این مطالعه گسل‌های انتقالی پهنه فرورانش مکران شناسایی و به دنبال آن قطعه‌بندی گسل مکران انجام گردید. گسل مکران واقع در دریای عمان از ۶ قطعه اصلی تشکیل شده است. اکثر این قطعات توسط گسل‌های انتقالی با روند NW-SE (مانند گسل سونه) از یکدیگر جدا شده‌اند. این گسل‌های انتقالی، از جمله عوامل جابه‌جایی منشورهای برافزایشی هستند. با توجه به تاثیر شیب فرورانش در برآورد خطر لرزه‌خیزی و دریالرزه یک پهنه فرورانش، ما چهار مقطع عرضی عمود بر پهنه فرورانش در طول جغرافیایی  $58^{\circ}$ ،  $60^{\circ}$ ،  $63^{\circ}$  و  $66^{\circ}$  بر روی پهنه ساختاری مکران پیشنهاد دادیم. بررسی این مقاطع نشان می‌دهد که در محل فرورانش، صفحه فرورونده شیب چندانی ندارد. اما میزان شیب در عرض‌های جغرافیایی یکسان، متفاوت می‌باشد. در این مطالعه، میزان شیب صفحه فرورونده در نقاط مختلف با فاصله گرفتن از محل فرورانش بر روی مقاطع عرضی مشخص گردیده است.

**کلید واژه‌ها:** گسل مکران، قطعه بندی گسل، شیب پهنه فرورانش، لرزه‌خیزی، مکران.

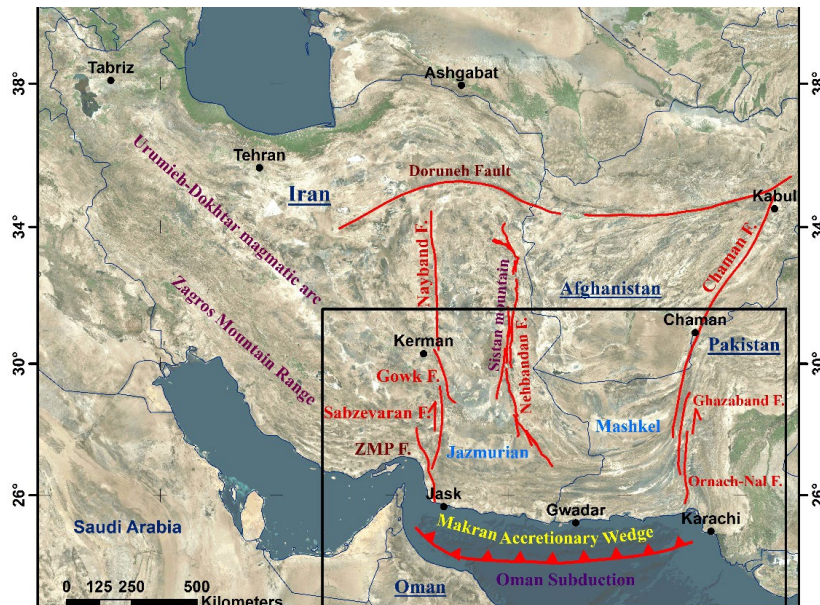
## ۱- مقدمه

پهنه ساختاری مکران با طولی حدود ۹۰۰ کیلومتر در جنوب خاور ایران (از خاور تنگه هرمز) و جنوب باختر پاکستان (باختر بندر کراچی) قرار دارد (شکل ۱). این منطقه که عموماً شامل کوه‌های خاوری - باختری است از ساحل دریای عمان تا فروافتادگی جازموریان در ایران (مکران باختری) و گودال مشکل در پاکستان (مکران خاوری) گسترش دارد (شکل ۱).

کوهزاد مکران توسط همگرایی صفحات عربی و اوراسیا ایجاد شده است (Dercourt et al., 1993; De Jong, 1982). این گوه زمین ساختی در حال حاضر با فرورانش مداوم سنگ کره اقیانوسی دریای عمان با نرخ ۲ سانتی متر در سال با جهت تقریبی شمالی - جنوبی به زیر خردقاره‌های ایران مرکزی، سیستان و افغان، مرتبط است (Bayer et al., 2006; Vigny et al., 2006; Masson et

al., 2003; McQuarrie et al., 2007). این فرورانش مسبب کمان آتشفشانی آندزیتی رخنمون یافته در ۵۰۰-۳۰۰ کیلومتری شمال خط ساحلی دریای عمان است (McCall, 1997).

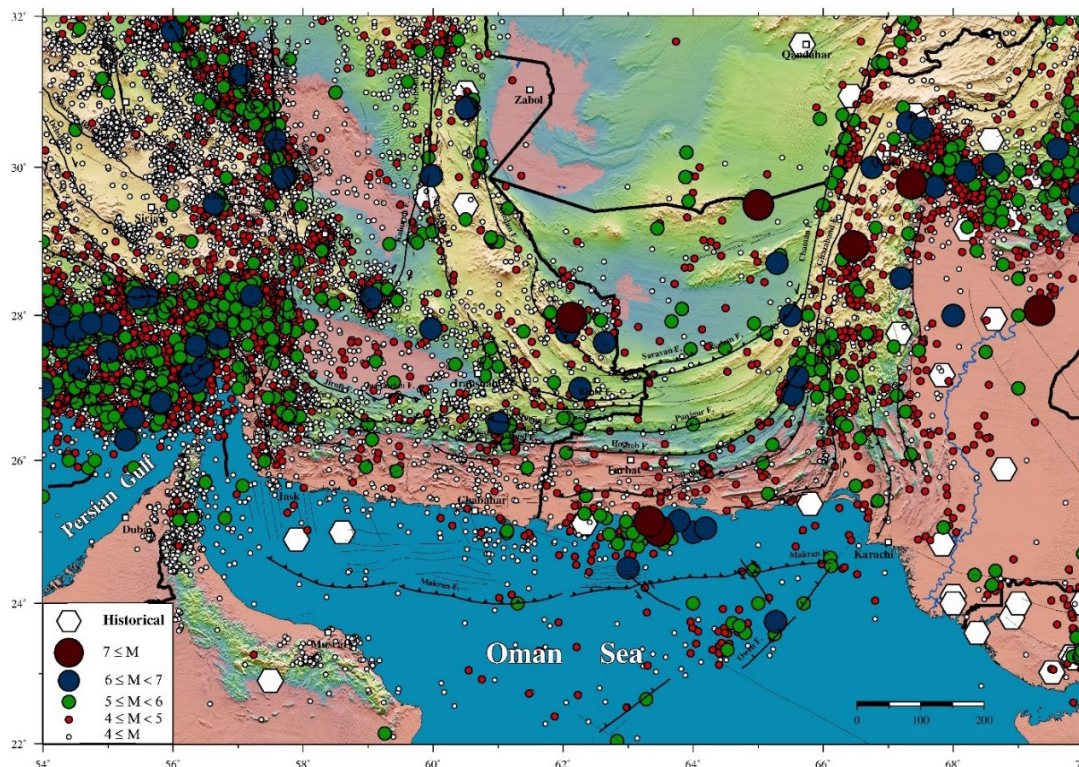
مرز جنوبی زون زمین ساخت مکران، گسل مکران واقع در دریای عمان است که در امتداد آن فرورانش در حال انجام می‌باشد (Far- houdi and Karig, 1977; McCall, 1997) (شکل ۱). مکران در مرز باختری، توسط سامانه گسلی زندان - میناب - پالامی (ZMP) از پهنه برخوردی زاگرس جدا می‌شود (Sattarzadeh et al., 2000; Regard et al., 2004) و در مرز خاوری پس از گذر از بلوچستان پاکستان تا گسل اُرنَاج نال (Ornach Nal) ادامه دارد (شکل ۱). گسل‌های اورناچ نال، قصابند و چمن معرف یک پهنه انتقالی بین پهنه فرورانش مکران (در خاور) و پهنه برخوردی هند - اوراسیا می‌باشند (Lawrence et al., 1992).



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد پژوهش در جنوب خاور ایران - باختر پاکستان و افغانستان (کادر سیاه رنگ). دگرشکلی این منطقه تحت تاثیر فرورانش پوسته اقیانوسی عمان است.

مختلف آن کمک شایانی در شناخت ویژگی‌های لرزه زمین ساختی منطقه خواهد کرد. از اینرو بر آن شدیم تا تمامی داده های لرزه نگاری بازتابی و انکساری انجام شده در مکران پاکستان و مکران ایرانی را جمع آوری کرده و با استفاده از کاتالوگ تصحیح شده در این مطالعه (از نظر کانون روستحی و عمقی) (شکل ۲) در ۴ مقطع عرضی شمالی - جنوبی میزان شیب صفحه فرورنده را مشخص کنیم. در این مطالعه با توجه به تاثیر طول قطعات گسل مکران در رویداد زمین لرزه‌های آتی، قطعه‌بندی گسل مکران نیز با استفاده از تعیین گسل‌های انتقالی (Transfer Faults) موجود در دریای عمان مورد بررسی قرار گرفت.

زمین لرزه ۱۹۴۵ پاسنی اورمارا پاکستان با بزرگی ۸/۱ (Pendse, 1992; Byrne et al., 1948) و زمین لرزه ۲۰۱۳ بلوچستان پاکستان با بزرگای ۷/۷ (Jolivet et al., 2014; Avouac et al., 2014) رویدادهایی مهمی هستند که در اثر فرورانش این زون زمین ساختی اتفاق افتاده‌اند. در اغلب مناطق کره زمین که پدیده فرورانش رخ می‌دهد، توان لرزه‌خیزی بسیار بالا است. این در حالی است که در مکران، به عنوان یک پهنه فرورانش فعال، لرزه‌خیزی نسبتاً کمی ثبت شده است. یکی از دلایل لرزه‌خیزی نسبتاً کم آن نسبت به سایر مناطق فرورانش جهان می‌تواند شیب کم پهنه فرورانش باشد (Penney et al., 2017). بررسی شیب پهنه فرورانش در بخش‌های



شکل ۲. نقشه تصحیح شده رو کانون سطحی زمین لرزه‌ها در منطقه مورد مطالعه. تصحیح رو کانون زمین لرزه‌ها در این مطالعه انجام شده است.

## ۲- ویژگی‌های زمین‌شناختی و زمین‌ساختی پهنه فروانش مکران

در ناحیه مکران، صفحه رورانده، سنگ کره قاره‌ای است. کمان ماگمایی حاصل از فروانش، شامل سه مرکز آتشفشانی اصلی کوه سلطان در پاکستان، تفتان و بزمان در ایران (شکل ۳)، با ویژگی آتشفشانی کمان ماگمایی می‌باشد (Berberian et al., 1982). فاصله این کمان تا ژرفنای مکران از ۴۰۰ کیلومتر در باختر (در ایران) تا ۵۰۰ کیلومتر در خاور (در پاکستان) متغیر است. سن کمان آتشفشان‌های مکران پیشنهاد می‌کند که فروانش در کرتاسه پایانی آغاز شده است (Arthurton et al., 1982; Berberian et al., 1982; McCall and Kidd, 1982). اما گوه برافزایشی از میوسن آغازین - میانی توسعه یافته و باعث ایجاد یک کمربند چین خورده - رانده منحصر به فرد با انتشار و تشکیل راندگی‌ها به سمت پیشانی شده است (Dolati, 2010). رسوبات در جلوی گوه به زیر رانده شده و پیامد آن ضخیم شدگی و بالا آمدگی مجموعه برافزایشی بوده است (Clauser, 1994; Kopp et al., 2000; Schluter et al., 2002). انباشتگی در پیشانی و به زیر راندگی متداوم رسوبات در طول یک سطح جدایشی با شیب به سمت شمال رخ می‌دهد (Fruehn et al., 1997; Harms et al., 1984).

پی‌سنگ ناحیه مکران همان پوسته اقیانوسی است که با توالی از

رسوب‌های فلیش گونه و گاه شبه مولاس که ممکن است تا حدود ۱۰ هزار متر ضخامت داشته باشند، پوشیده شده است (McCall, 1982; McCall and Kidd, 1997). به دلیل شرایط حاکم بر پهنه فروانش، واحدهای چین‌نگاری زمین‌ساختی (تکتونواستراتیگرافی)، گاهی نظم چین‌های ندارند. بورگ و همکاران (Burg et al., 2013) و دولتی (Dolati, 2010) براساس پهنه‌های راندگی، مکران را به چهار واحد مجزا تقسیم کرده‌اند. این واحدهای چین‌شناسی از شمال به جنوب عبارت‌اند از ۱- مکران شمالی ۲- مکران داخلی ۳- مکران خارجی و ۴- مکران ساحلی.

به گمان گانسر (Gansser, 1955) میان ساختارهای سطحی و زیرسطحی ژرف‌تر تفاوت اساسی وجود دارد. ژاکوب و کیتیمیر (Jacob and Quittmeyer, 1979) بر این گمانند که سنگ کره فرو رانده تا محل خمش یکپارچه است. ولی صفحه فرو رانده از محل خمش در اثر گسل‌های بزرگ انتقالی عمود بر ژرفنا به قطعاتی مختلف تقسیم شده است. سامان‌گیری کانون‌های زمین لرزه در امتداد شمالی - جنوبی، مؤید وجود گسل‌های انتقالی می‌باشد (Nemati, 2019).

اشمیت و همکاران (Smith et al., 2013) گسل‌های راندگی فعال موجود در مکران خاوری که در مطالعات لرزه‌نگاری بازتابی قابل رؤیت بودند را مشخص نمودند. آن‌ها گسل‌های راندگی که باعث





ایجاد اختلاف ارتفاع در کف دریا شده‌اند را فعال در نظر گرفتند. گسل‌های فعال موجود در پهنه‌های برافزایشی (در بخش دریایی) می‌توانند رسوبات کف دریا را بریده و در امتداد آن‌ها، اختلاف ارتفاع‌هایی (ناشی از فعالیت آن‌ها) ایجاد کنند.

برخاستگی در سراسر طول مکران (مکران باختری و خاوری) یکسان نیست. نرمنند و همکاران (Normand et al., 2019) با استفاده از تعیین سن پادگانه‌های حاشیه ساحلی دریای عمان در گستره تنگ و پسابندر میزان نرخ برخاستگی را بدست آوردند. بررسی‌های آن‌ها نرخ‌های برخاستگی متفاوتی بین ۰/۰۵ تا ۱/۲ میلی متر در سال را در راستای خاوری-باختری (در پیرامون ساحل مکران ایرانی) نشان می‌دهند.

ویژگی‌های ساختاری و زمین‌شناسی منطقه مکران نشان می‌دهد، در کرتاسه پسین محل فروانش در جنوب فروافتادگی ماشکل و جازموریان بوده ولی از آن زمان به بعد، ضمن برجای گذاری نهشته‌های فیلیشی، به تدریج به سمت جنوب حرکت و در حال حاضر به ژرفنای دریای عمان رسیده به گونه‌ای که هنوز فروانش ادامه دارد (McCall and Kidd, 1982). گسل قصر قند که در پیرامون آن‌ها سنگ‌های افیولیتی رخنمون قابل توجهی دارند، به عنوان محل بخیه اقیانوس قدیمی‌تر (Makran Suture Zone) می‌باشند (McCall and Kidd, 1982).

برای پهنه فروانش مکران پیشنهاد شد. در این مطالعه تشکیل یک کاتالوگ همگن در چهار مرحله مجزاء صورت گرفت. در مرحله اول ضمن پاکسازی و انتخاب اطلاعات مربوط به کاتالوگ‌های ارائه شده، ISC، NEIC، EMSC، Arabian، Pakistan و BIN یک کاتالوگ واحد از ترکیب اطلاعات ثبت شده توسط این مراکز بدست آمد و مرحله دوم شامل ترکیب اطلاعات زمین‌لرزه‌های ثبت شده در بازه زمانی سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۹ توسط دو مرکز لرزه‌نگاری مستقل و فعال در ایران، IRSC و BIN، بود. در مرحله سوم کاتالوگ‌های بدست آمده در دو مرحله قبل، همراه با کاتالوگ‌های موجود از مطالعات لرزه‌خیزی توسط شبکه‌های محلی، بر اساس قواعد و شرایط مشخص ترکیب و در مرحله آخر با کاتالوگ EHB مقایسه و ادغام گردید. نتیجه منجر به تشکیل یک کاتالوگ واحد برای منطقه فروانش مکران در محدوده عرض جغرافیایی ۲۲° تا ۳۳° و طول جغرافیایی ۵۴° تا ۷۰° شد.

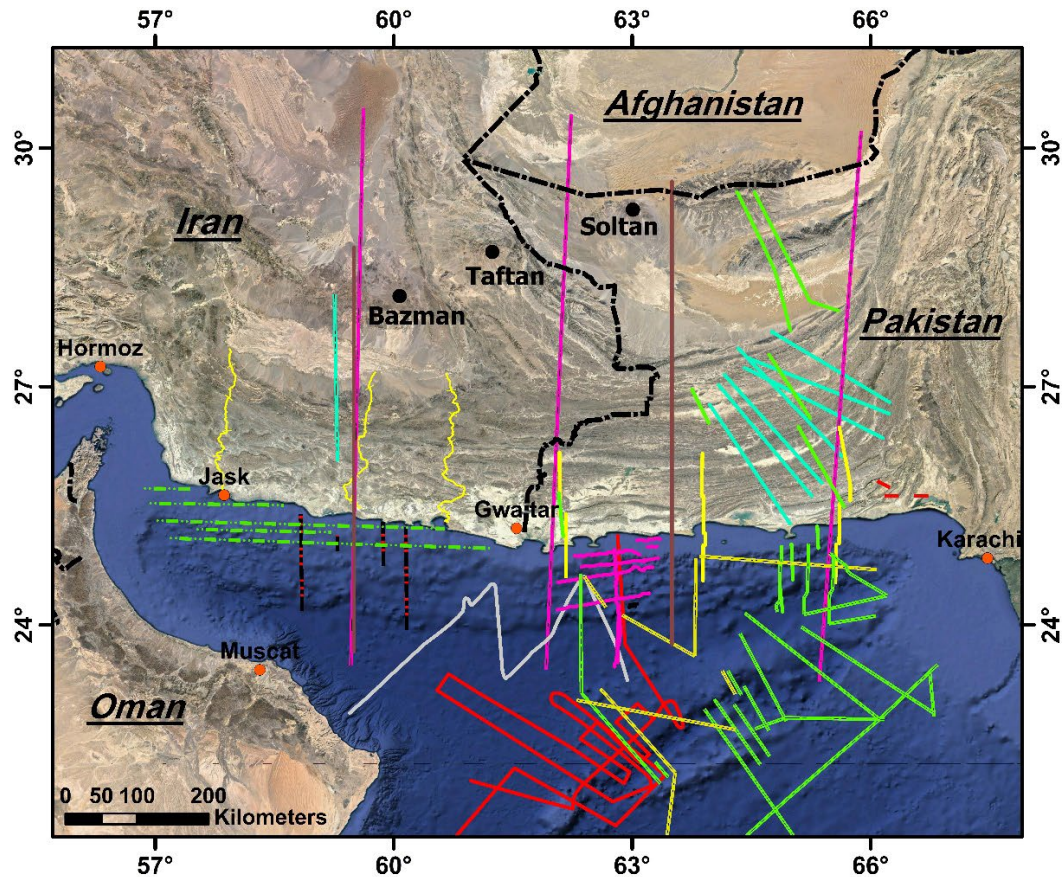
#### ۴- قطعه بندی گسل مکران

برای توجه به نقش قطعه‌بندی در کنترل دگرشکلی در مناطق فروانش (Bocchini et al., 2018)، تعیین قطعات اصلی یک پهنه فروانش براساس گسل‌های انتقالی برای شناخت هر چه بیشتر خطرات احتمالی زمین‌لرزه و دریالرزه ناشی از آن ضروری است. جمع‌آوری و استفاده از مطالعات زیرسطحی انجام شده در منطقه مکران ایران و پاکستان از جمله پروفیل‌های لرزه‌نگاری بازتابی، انکساری، مغناطیس، ثقل‌سنجی، پروفیل‌های Parasounde، مدل‌سازی حرارتی و پروفیل‌های لرزه‌خیزی (شکل ۳)، فرصتی است جهت تعیین گسل‌های انتقالی موجود در پهنه فروانش مکران و قطعه‌بندی گسل مکران که در امتداد آن فروانش در حال انجام است.

۳- روش انجام کار

در این مطالعه از شواهد موجود بر روی داده‌های ارتفاعی رقومی، تصاویر ماهواره‌ای، سازوکار کانونی زمینلرزه‌ها، مطالعات لرزه‌نگاری انجام شده توسط محققین مختلف، گسل‌های انتقالی موجود در دریای عمان شناسایی و براساس آن‌ها قطعات اصلی گسل مکران (که در امتداد آن فروانش در حال انجام است) تعیین شد. همچنین در این مطالعه، زمین‌لرزه‌های مهم روی داده در پهنه فروانش مکران جمع‌آوری و از لحاظ روکانون سطحی و عمقی تصحیح گردیدند. از این فهرست داده‌ای و همچنین از توالی‌های راندگی فعال نمایش داده شده در مقالاتی همچون (Hilal, 1991; Minshull et al., 1992; Roeser et al., 1997; Kopp et al., 2000; Wiedicke et al., 2001; Schluter et al., 2002; Grando and McClay.,





**References and (Methods):**

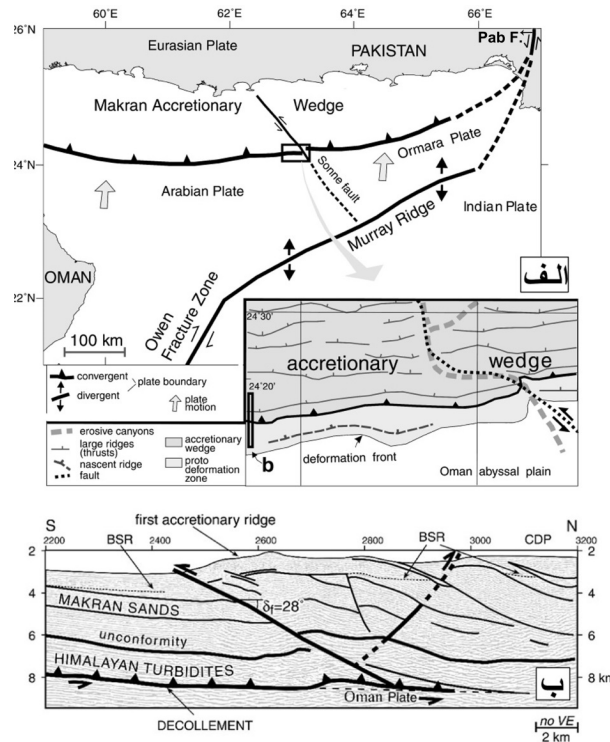
- Byrne and Sykes, 1992 (Method: Seismicity)
- Grando and McClay., 2007 (Method: Reflection Seismic Profiles)
- Harms et al., 1982 (Method: Reflection Seismic Profiles)
- Hilal, 1991 (Method: Reflection Seismic Profiles)
- Jolivet et al., 2014 (Method: Surface Displacement Profiles by correlation of pre- and post-earthquake Landsat 8 images)
- Kopp et al., 2000 (Method: Reflection Seismic Profiles)
- Minshull et al., 1992 (Method: Reflection Seismic Profiles)
- Haberland et al., 2020 (Method: Wide Angle Refraction and Reflection Profiles)
- Najafi, 2018 (Method: Reflection Seismic)
- Namaki et al., 2011 (Method: Magnetic Flight Line)
- Penny et al., 2017 (Method: Seismicity & Receiver Functions)
- Raza Khan et al., 2015 (Method: Reflection Seismic Profiles)
- Roeser et al., 1997 (Methods: Gravity; Magnetics; Hydrosweep and Parasound Profiles)
- Roeser et al., 1997 (Methods: Reflection Seismic; Gravity; Magnetics, Hydrosweep and Parasound Profiles)
- Smith et al., 2013 (Method: Seismicity)
- White and Kiltgord, 1976 (Method: Reflection Seismic Profiles)
- Wiedicke et al., 2001 (Method: Reflection Seismic Profiles)

شکل ۳. نیمرخ‌های تهیه شده توسط محققین مختلف به همراه روش مطالعه در پیرامون پهنه فرورانش مکران.

است (Zaigham and Mallick., 2000).

در پروفیل‌های جمع‌آوری شده در بخش خاوری دریای عمان علاوه بر گسل‌های همسو با گسل مکران (با روند E-W)، حضور سیستم گسل‌های انتقالی (با روند NW-SE) از جمله گسل سونه، محرز است (شکل ۴ الف). این گسل‌های انتقالی گسل مکران را قطع کرده و باعث جابه‌جایی منشورهای برافزایشی شده‌اند (Wiedicke et al., 2001; Kukowski et al., 2001).

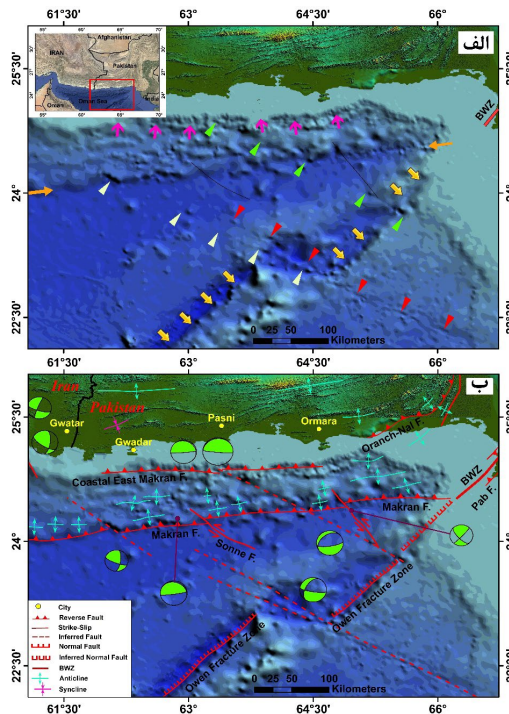
گسل مکران در بخش خاوری یکی از شاخه‌های پیوسته سه‌گانه‌ی (Triple Junction) ایجاد شده در آن منطقه است. دو شاخه دیگر این پیوسته‌گاه سه‌گانه عبارت‌اند از پهنه شکستگی اُون (Owen Fracture Zone) با سازوکار نرمال که به آن پشته ماری (Murray Ridge) نیز اطلاق می‌شود و گسل پاب (Pab Fault) با سازوکار معکوس همراه با مؤلفه چپبر (شکل ۴). بر روی فرادیاره گسل پاب، سنگ‌های افیولیتی معروف به بلا- وزیرستان (BWZ: Bela-Whaziristan Ophiolite Zone) قرار دارد. این واحدهای سنگی افیولیتی نشانگر حضور یک پهنه فرورانش در آن منطقه بوده



شکل ۴. الف) موقعیت هندسی و ساز و کار چمبر گسل سونه (Wiedicke et al., 2001). پروفیل حاصل از لرزهنگاری بازتابی عمود بر گسل مکران (Kukowski et al., 2001).

برافزایشی دیده می شود. سازوکار کانونی زمین لرزه های روی داده در این منطقه (برگرفته از سایت دانشگاه هاروارد) با نوع جابه جایی که در امتداد این گسل ها دیده می شود، همخوان است (شکل ۵ب).

بر روی تصاویر توپوگرافی کف دریا نیز گسل سونه و گسل های انتقالی دیگری که گسل مکران را قطع کرده اند، قابل ردیابی اند (شکل ۵). به طوریکه ادامه آنها در خشکی نیز قابل مشاهده می باشد. در امتداد این خطواره های گسلی، جابه جایی های مشهورهای

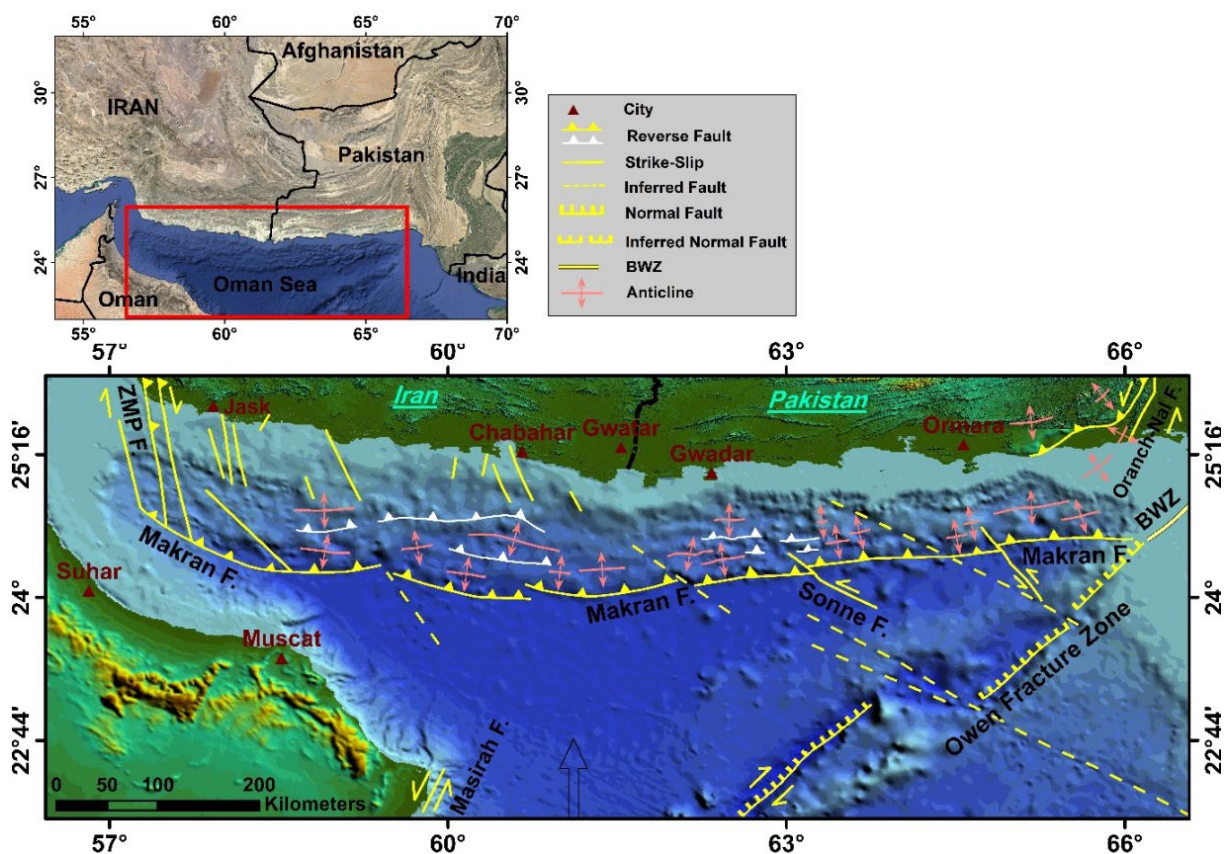


شکل ۵. الف) آثار سطحی گسل های موجود در بخش خاوری دریای عمان. ب) گسل ها به همراه تعدادی از سازوکار زمین لرزه های روی داده در منطقه (سازوکارها برگرفته از سایت دانشگاه هاروارد).



با گسل مکران در داخل دریا دیده می‌شوند (Grando and Mc-Clay, 2007, Harms et al., 1982; Hilal, 1991; Kopp et al., 2000; Minshull et al., 1992; Reza Khan et al., 2015; White and Kiltgrd, 1976 and Wiedicke et al., 2001) (شکل ۶). گاهی گنبد چین خوردگی‌ها و سطح ضعف راندگی‌ها موجود در پیرامون منطقه ساحلی محل خروج گلفشان‌هایی می‌باشند که در پهنه برافزایشی مکران به وفور دیده می‌شوند (Wiedicke et al., 2001; Reza Khan et al., 2015).

ما در بخش باختری دریای عمان نیز براساس مطالعات لرزه نگاری انجام شده (e.g. Grando and McClay, 2007 and White and Kiltgrd, 1976) و شواهد جابه‌جایی سطحی بر روی تصاویر توپوگرافی (سی متر)، گسل‌های انتقالی را شناسایی و بر روی شکل (۶) نمایش دادیم. بررسی‌های ما نشان می‌دهد گسل مکران از ۶ قطعه اصلی با آرایش پلکانی تشکیل شده است (شکل ۶). در مطالعات لرزه نگاری بازتابی مختلفی که بر روی فرادیواره این شش قطعه صورت پذیرفته است، چین خوردگی‌ها و راندگی‌هایی موازی

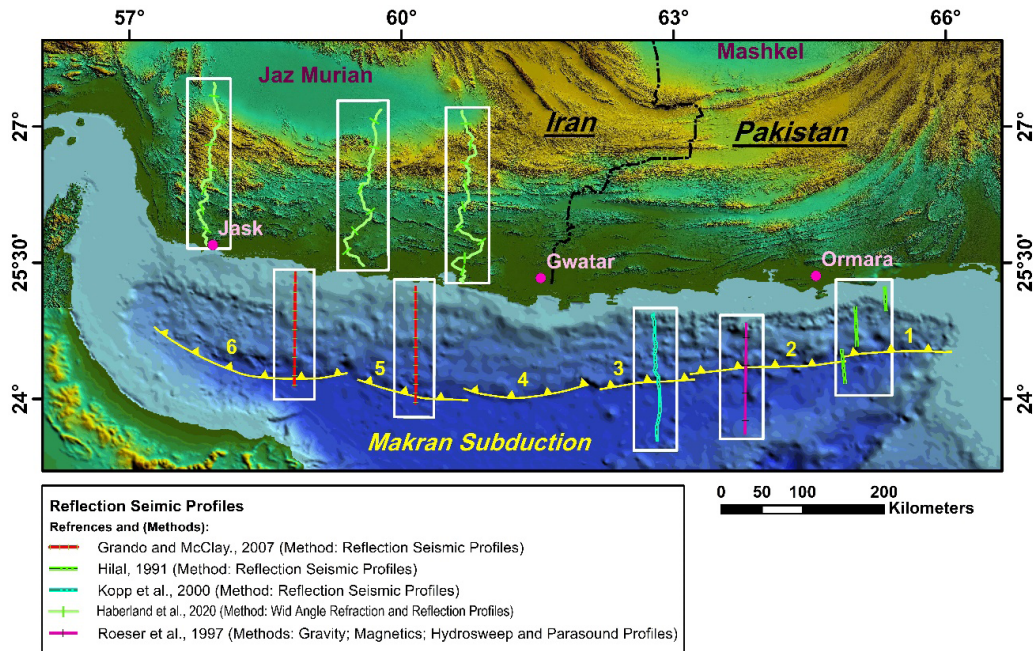


شکل ۶. نقشه ساختاری گسل مکران و گسل‌های تاثیرگذار بر روی هندسه آن. گسل مکران در بخش خاوری به پیوسته سه گانه و در بخش باختری به حاشیه تراگذر میناب (ZMPF) ختم می‌شود.

داده‌های لرزه نگاری بازتابی در بخش خشکی گوه برافزایشی مکران باختری در طول ۳ پروفیل شمالی - جنوبی (به طول ۲۰۰ کیلومتر) توسط مختاری و همکاران (۱) یک ساختار شبه گوه برافزایشی را نشان می‌دهد که قسمت زیادی از گوه سرعت لرزه‌ای نسبت پایینی دارند.

## ۵- بحث و نتایج

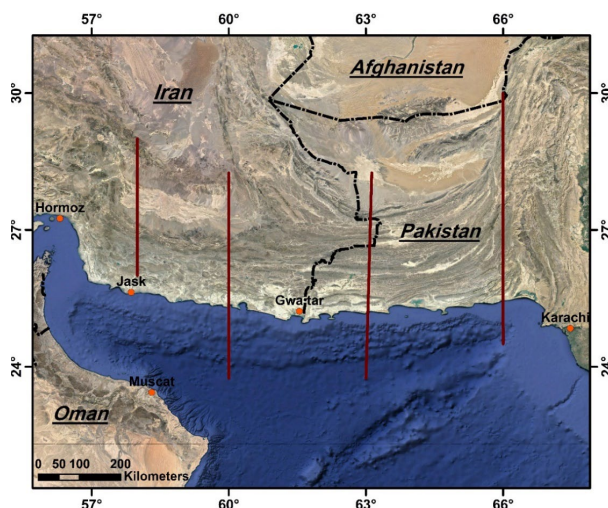
جهت بررسی و مقایسه شیب قطعات مختلف گسل مکران و بررسی ساختارهای زیرسطحی آن علاوه بر کاتالوگ زمینلرزه‌ای بدست آمده در این پژوهش از ۸ پروفیل لرزه نگاری بازتابی و انکساری کمک گرفته شد (شکل ۷). در قطعه شماره (۱) پروفیل بدست آمده توسط هیلال (Hilal, 1991)، در قطعه شماره (۲) روسر و همکاران (Rosser et al., 1997)، در قطعه شماره (۳) کوپ و همکاران (Kopp et al., 2000)، در قطعه شماره (۵) و (۶) گرنندو و مک‌کلی (Grando and McClay, 2007) مورد استفاده قرار گرفت.



شکل ۷. پروفیل‌های لرزه‌نگاری انعکاسی و انکساری انتخاب شده برای استفاده در تعیین شیب صفحه قطعات مختلف گسل مکران. برای قطعه شماره (۴) پروفیل مناسبی یافت نشد.

(2002). از اینرو در تحلیل لرزه‌خیزی و دریالرزه یک پهنه فرورانش، ترسیم مقاطع ساختاری دقیق عرضی در سطح عمودی زمین توسط متخصصین لرزه زمین ساخت جهت استفاده مهندسیین زلزله‌شناس در تحلیل خطر دریالرزه ضروری است. در این مطالعه چهار مقطع عرضی (شکل ۸ و ۹) در طول جغرافیایی حدود ۵۸°، ۶۰°، ۶۳° و ۶۶° بر روی پهنه ساختاری مکران پیشنهاد می‌شود.

با توجه به آنکه منشاء دریالرزه تغییر شکل بستر دریا ناشی از زمین لرزه است، تغییر هر پارامتر از گسل می‌تواند بر میزان تغییر شکل بستر دریا و طبیعتا دامنه امواج دریالرزه اثر گذار باشد. یکی از پارامترهای موثر بر دامنه موج، شیب گسل لرزه‌زا می‌باشد. تغییر شیب به مقدار زیاد، می‌تواند اثر قابل توجهی بر دامنه موج دریالرزه بگذارد، اما در صورتیکه تغییر شیب ناچیز باشد با وجود اثر گذاری بر دامنه موج، تغییر قابل ملاحظه‌ای حاصل نمی‌شود (Ward).



شکل ۸. چهار مقطع عرضی بررسی شده در این مطالعه در طول جغرافیایی حدود ۵۸°، ۶۰°، ۶۳° و ۶۶°.

به دست آمده توسط محققین مختلف، برای پهنه ساختاری مکران، مقیاس عمودی تا حدودی بزرگ نمایشی شده است. از این رو در نگاه کلی در مطالعات مختلف میزان شیب صفحه فرورونده متفاوت به

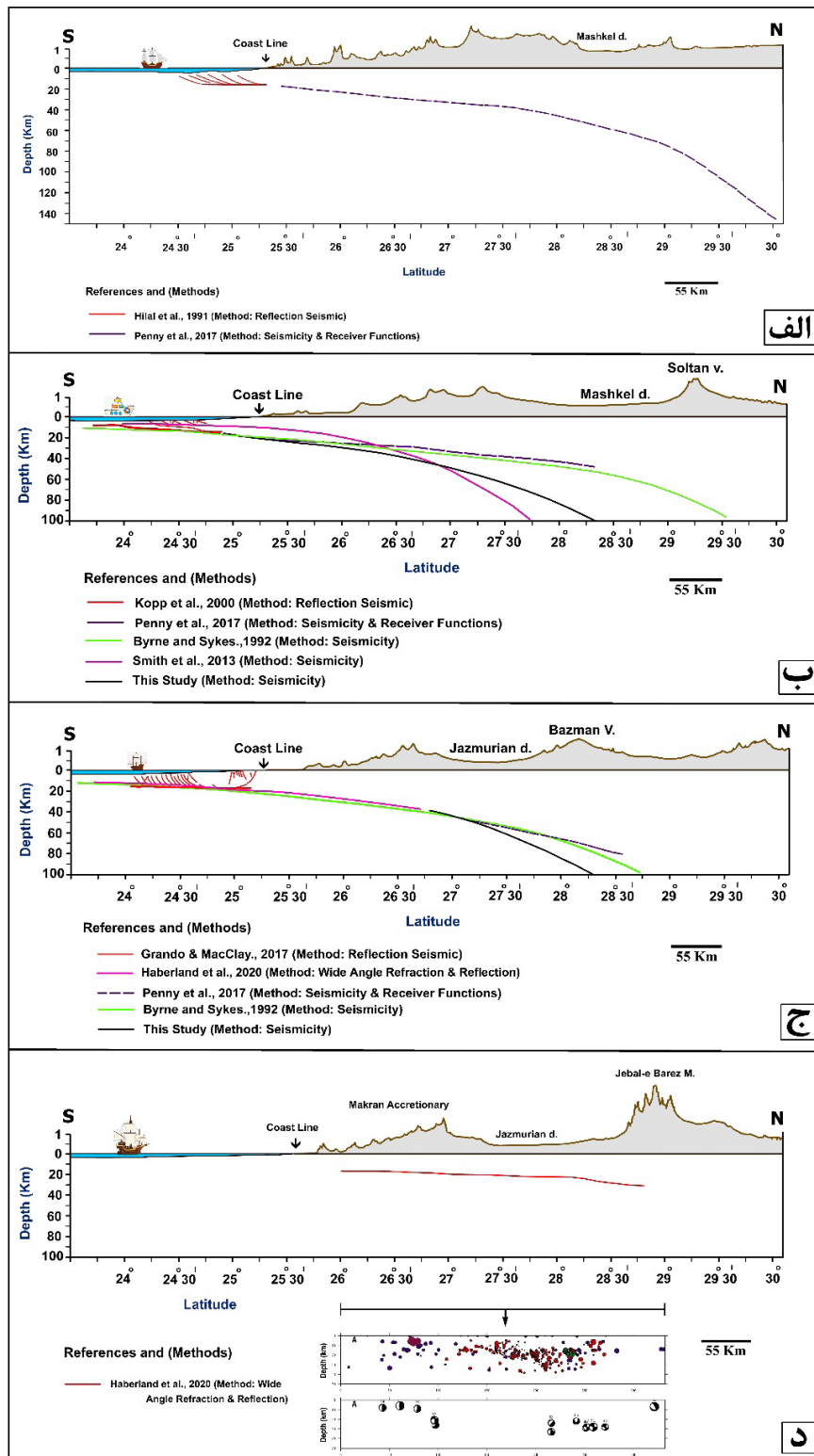
در مقیاس عمودی سطح زمین اگر لازم باشد می‌توان تا حدودی بزرگ نمایشی اغراق آمیز به کار برد. اما وجود اغراق در مقیاس عمودی تمام شیب‌ها را تغییر خواهد داد. در تعدادی از مقاطع عرضی





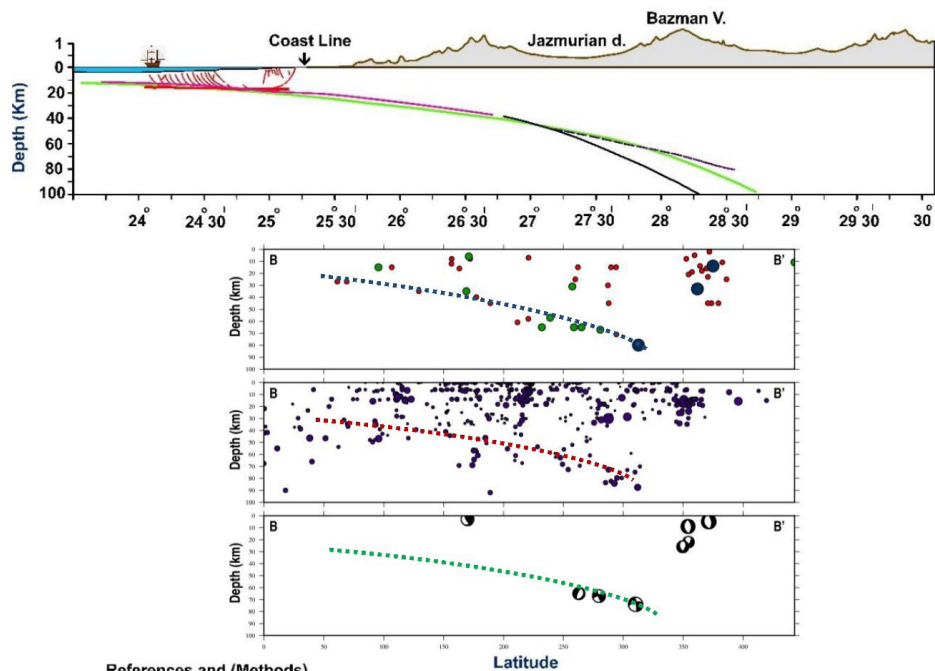
براساس کاتالوگ تصحیح شده در این مطالعه (شکل ۲) از نظر کانون روستطحی و عمقی، مقاطع لرزه خیزی در راستای چهار مقطع عرضی پیشنهادی (شکل ۸)، ترسیم و با سایر مطالعات مقایسه گردید (شکل ۹، ۱۰ و ۱۱).

نظر می آید. اما نوع روش به کار برده شده در ترسیم مقاطع عرضی در مطالعات مختلف نیز عاملی دیگر در اختلاف شیب صفحه فرورونده است. از اینرو تمامی مقاطع جمع آوری شده در شکل (۳) هم مقیاس گردیده و مورد بررسی قرار گرفتند (شکل ۹). همچنین



شکل ۹. مقاطع عرضی به دست آمده توسط محققین در طول جغرافیایی ۶۶° (الف)، ۶۳° (ب)، ۶۰° (پ)، ۵۸° (ت). موقعیت مقاطع در شکل (۸) آورده شده است.

با بررسی مقاطع عرضی مختلف؛ برای طول‌های جغرافیایی  $66^{\circ}$  و  $60^{\circ}$  شکل‌های ۱۰ و ۱۱ پیشنهاد می‌شوند.  $58^{\circ}$  شکل‌های ۹ (الف) و (ت) و برای طول‌های جغرافیایی  $63^{\circ}$  و

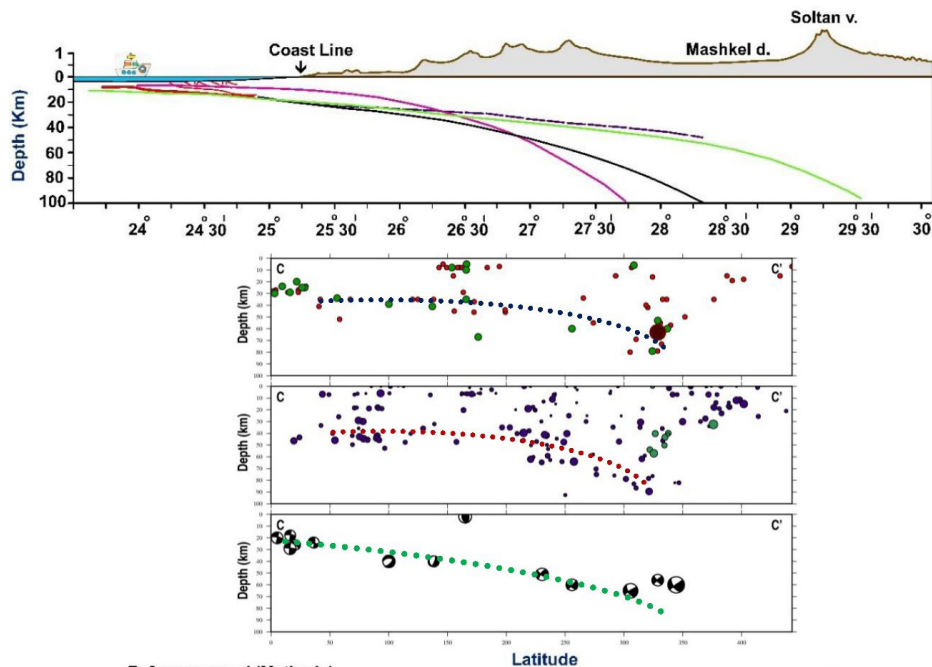


References and (Methods)

- Grando & MacClay, 2017 (Method: Reflection Seismic)
- Haberland et al., 2020 (Method: Angle Refraction & Reflection)
- Penny et al., 2017 (Method: Seismicity & Receiver Functions)
- Byrne and Sykes., 1992 (Method: Seismicity)
- This Study (Method: Seismicity)

55 Km

شکل ۱۰. مقاطع عرضی در طول جغرافیایی  $60^{\circ}$  به همراه مقاطع لرزه‌خیزی این مطالعه.



References and (Methods)

- Kopp et al., 2000 (Method: Reflection Seismic)
- Penny et al., 2017 (Method: Seismicity & Receiver Functions)
- Byrne and Sykes., 1992 (Method: Seismicity)
- Smith et al., 2013 (Method: Seismicity)
- This Study (Method: Seismicity)

55 Km

شکل ۱۱. مقاطع عرضی بدست آمده در طول جغرافیایی  $63^{\circ}$  به همراه مقاطع لرزه‌خیزی این مطالعه.



فرورونده با فاصله گرفتن از محل فرورانش به صورت یکنواخت افزایش پیدا می کند و میزان شیب آن ها در عرض های جغرافیایی یکسان، متفاوت می باشد.

### منابع

مختاری، م.، تاتار، م.، ری برگ، ت.، زعفرانی، ح.، علی بابایی، ح.، مهشادینا، ل.، مسعودی، م.، و هابرلند، ک.، (۱۳۹۷). انجام مطالعات برداشت مشخصات لرزه ای گسل مکران - تحلیل داده های بخش خشکی (گزارش ۲). پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله. ۹۶ صفحه.

- Arthurton, R.S., Farah, A. and Ahmed, W., 1982. The Late-Cretaceous- Cenozoic history of western Baluchistan Pakistan- the northern margin of the Makran subduction complex. In, J. K. Leggett (Ed.), Trench-forearc geology: Sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins. Geological Society, London. 10, 373-385.
- Avouac, J.P., Ayoub, F., Wei, S., Ampuero, J.P., Meng, L., Leprince, S., Jolivet, R., Duputel, Z. and Helmberger, D., 2014. The 2013, Mw7.7 Balochistan earthquake, energetic strike-slip reactivation of a thrust fault. Earth Planet. Sci. Lett. 391, 128-134.
- Bayer, R., Chéry, J., Tatar, M., Vernant, P., Abbassi, M., Masson, F., Nilforoushan, F., Doerflinger, E., Regard, V. and Bellier, O., 2006. Active deformation in Zagros-Makran transition zone inferred from GPS measurements. Geophys. J. Int. 165, 173-181.
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.G. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. Journal of the Geological Society of London. 139 (5), 605-614.
- Bocchini, G.M., Brüstle, A., Becker, D., Meier, T., Van Keken, P.E., Ruscic, M., Papadopoulos, G.A., Rische, M., and Friederich, W., 2018. Tearing, segmentation, and backstepping of subduction in the Aegean: New insights from seismicity. Tectonophysics. 734- 735, 96-118.
- Burg, J.-P., Dolati, A., Bernoulli, D. and Smit, J., 2013. Structural style of the Makran Tertiary accretionary complex in SE-Iran. In: Al Hosani, K., Rore, F., Ellison, R., Lokier, S., (Eds.), Lithosphere Dynamics and Sedimentary Basins: The Arabian Plate and Analogues. Springer Verlag, Heidelberg, pp. 239-259.
- Burg, J.-P., 2018. Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation. Earth-Science Reviews. 185, 1210-1231.
- Byrne, D. E., Sykes, L. R. and Davis, D. M., 1992.

### ۷- نتیجه گیری

- گسل مکران از ۶ قطعه اصلی تشکیل شده است. اکثر این قطعه ها توسط گسل های انتقالی از یکدیگر جدا شده اند.

- گسل های انتقالی مکران روند NW-SE دارند. آن ها عامل جابه جایی منشورهای برافزایشی در پهنه فرورانش مکران هستند.

- چهار مقطع عرضی عمود بر پهنه فرورانش مکران در طول جغرافیایی  $58^{\circ}$ ،  $60^{\circ}$ ،  $63^{\circ}$  و  $66^{\circ}$  نشان می دهد که در محل فرورانش، صفحه فرورونده شیب چندانی ندارد؛ به طوریکه صفحه فرورونده تقریباً افقی می باشد. این مقاطع نشان می دهند، میزان شیب صفحه

Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone. J Geophys Res. 97(B1), 449-478.

- DeJong, K. A., 1982. Tectonics of the Persian Gulf, Gulf of Oman, and southern Pakistan region. In, A. E. M. Nairn and F. G. Stehli (Ed). The Indian Ocean, Plenum Press, New York. 6, 315- 351.
- Dercourt, J., Ricou, L. E. and Vrielynck, B., 1993. Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. Gauthier-Villars, Paris. 307p.
- Dolati, A., 2010. Stratigraphy, Structure Geology and Low- Temperature Thermochronology Across the Makran Accretionary Wedge in Iran. PhD Thesis, ETH Zurich, Zürich (ETH). 168 p.
- Farhoudi, G. and Karig, D. E., 1977. Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. Geology. 5 (11), 664 -668.
- Fruehn, J., White, R.S. and Minshull, T. A., 1997. Internal deformation and compaction of the Makran accretionary wedge. Terra Nova. 9, 101-104.
- Gansser, A., 1955. New aspects of the geology in central Iran. Paper presented at 4th World Petroleum Congress, Roma. 279-300.
- Grando, G. and McClay, K., 2007. Morphotectonics domains and structural styles in the Makran accretionary prism, offshore Iran. Sedimentary Geology. 196 (1-4), 157-179.
- Haberland, c., Mokhtari, M., Babaei, H.A., Ryberg, T., Masoodi, M., Partabian, A. and Lauterjung, J., 2020. Anatomy of a crustal-scale accretionary complex: Insights from deep seismic sounding of the onshore western Makran subduction zone, Iran. Journal of Geology. DOI: 10.1130/g47700.1.
- Harms, J. C., Cappel, H. N. and Francis, D. C., 1984. The Makran coast of Pakistan: its stratigraphy and hydrocarbon potential. In, B. U. Haq and J. D. Milliman (Ed.), Marine Geology and Oceanography of Arabian Sea and Coastal Pakistan. 4, 3-27.
- Hilal, A.R., Riaz, A. and Manshoor, A., 1991. A new



- concept related to structural and tectonic behavior of Balochestan basin, Pakistan and its implication on Hydrocarbon prospects. *Pakistan Journal of Hydrocarbon Research*. 3 (1), 1-17.
- Jacob, K.H. and Quittmeyer, R.C., 1979. The Makran Region of Pakistan and Iran: Trench-arc system with active plate subduction. In: Farah, A., Dejong, K.A. (Eds.), *Geodynamics of Pakistan*. Geological Survey of Pakistan, Quetta. 305–317 p.
  - Jolivet, R. et al., 2014. The 2013 Mw 7.7 Balochistan Earthquake: Seismic Potential of an Accretionary Wedge. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104 (2), 1020–1030.
  - Kopp, C., Fruehn, J., Flueh, E. R., Reichert, C., Kulkowski, N., Bialas, J. and Klaeschen, D., 2000. Structure of the Makran subduction zone from wide-angle and reflection seismic data. *Tectonophysics*. 329, 171-191.
  - Kukkonen, I. T. and Clauser, C., 1994. Simulation of heat transfer at the Kola deep-hole site - implications for advection, heat refraction and palaeoclimatic effects. *Geophysical Journal International*, 116, 409-420.
  - Kulkowski, N., Schillhorn, T., Huhn, K., Von Rad, U., Husen, S. and Flueh, E. R., 2001. Morphotectonics and mechanics of the central Makran accretionary wedge of Pakistan. *Marine Geology*. 173 (1-4), 1-19.
  - Lawrence, R. D., Khan, S.H., and Nakata, T. 1992. Chaman Fault, Pakistan Afghanistan. *Annales Tectonicae Special Issue, VI (Supplement)*, 196-223.
  - Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignières, M., Nankali, H. and Van Gorp, S., 2007. Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran. *Geophysical Journal International*. 170, 436-440.
  - McCall, G. J. H., 1997. The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *J. Asian Earth Sci.* 15 (6), 517–531.
  - 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: Leggett, J.K. (Ed.), *Trench–Fore-Arc Geology: Sedimentation and Tectonics of Modern and Ancient Plate Margins*. Geological Society, London. 387–397 Special Publications.
  - McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C., and Wernicke, B. P., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters*. 30, 20-36, doi:10.1029/2003GL017992.
  - Minshull, T.A., White, R.S., Barton P.J. and Collier J.S., 1992. Deformation at plate boundaries around the Gulf of Oman. *Murhw Geolog.r*, 104 (1992), 265- 277.
  - Nemati, M., 2019. Seismotectonic and seismicity of Makran, a bimodal subduction zone, SE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*. 169, 139-161.
  - Normand, R., Simpson, G., Herman, F., Biswas, R.H, Bahroudi, A., and Schneide, R. B., 2019. Dating and morpho-stratigraphy of uplifted marine terraces in the Makran subduction zone (Iran). *Earth Surface Dynamics*. 7 (1), 321-344.
  - Pendse, C. G., 1948. The Mekran earthquake of the 28th November 1945. *Sci Notes Indian Meterol Dep*. 10, 141–144.
  - Penney, C., Tavakoli, F., Saadat, A., Nankali, H. R., Sedighi, M., Khorrami, F., Sobouti, F., Rafi, Z., Copley, A., Jackson, J. and Priestley, K., 2017. Megathrust and accretionary wedge properties and behavior in the Makran subduction zone. *Geophys. J. Int.* 209, 1800–1830.
  - Regard, V., Bellier, O., Thomas, J. C., Abbassi, M.R., Mercier, J., Shabanian, E., Feghhi, Kh. and Soleymani, Sh., 2004. The accommodation of ArabiaAsia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: a transition between collision and subduction through a young deforming system. *Tectonics*. 23, 1-24.
  - Roeser, H.A., Adam, J., Bargeloh, H.O., Block, M., Damm, V., Dohmann, H., Fritsch, J., Kewitsch, P., Puskeppeleit, K., von Rad, U., Reichert, C., Schrader, U., Schreckenberger, B., Sievers, J., Steinmann, D., VoM, W., Schillhorn, T., Inam, A., Tahir, M., Cheema, A.H., 1997. The Makran Accretionary Wedge of Pakistan: Tectonic evolution and fluid migration, part 1. Unpubl. BGR Report, no.116643, 111 p.
  - Sattarzadeh, Y., Cosgrove, J.W. and Vita-Finzi, C., 2000. The interplay of faulting and folding during the evolution of the Zagros deformation belt, in 'Forced folds and fractures'. 169, 187–196.
  - Schlüter, H.U., Prexl, A., Gaedicke, C., Roeser, H., Reichert, C., Meyer, H. and Daniels, C., 2002. The Makran accretionary wedge: sediment thicknesses and ages and the origin of mud volcanoes. *Mar. Geol.* 185, 219–232
  - Smith, G.L., McNeill, L.C., Wang, K., He, J. and Henstock, T.J., 2013. Thermal structure and megathrust seismogenic potential of the Makran subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 40, 1528–1533.
  - Vigny, C., Huchon, P., Ruegg, J., Khanbari, K. and Asfaw, L. M ., 2006. Confirmation of Arabia plate





- slow motion by new GPS data in Yemen. *Journal of Geophysical Research*. 111 (B02402), doi:10.1029/2004JB003229.
- Ward, S. N., 2002, Tsunamis, In: Meyers, R. A. (Ed.), *The Encyclopedia of Physical Science and Technology*, Academic Press. 17, 175-191.
  - White, R.S. and Klitgord, K., 1976. Sediment deformation and and plate tectonics in the gulf of oman. *Earth and Planetary Science Letters*. 32,199- 209.
  - Wiedicke, M., Neben, S. and Spiess, V., 2001. Mud volcanoes at the front of the Makran accretionary complex, Pakistan. *Mar. Geol.* 172 (1), 57–73.
  - Zaigham, N. A. and Mallick, K. A., 2000. Bela ophiolite zone of southern Pakistan: Tectonic setting and associated mineral deposits. *GSA Bulletin*. 112 (3), 478–489.



## بر آورد ضریب کیفیت موج برشی ( $Q_s$ ) برای شرق ایران

نرگس افسری<sup>۱\*</sup>، سید امین یحیی زاده واقفی<sup>۲</sup>، فتانه تقی زاده فرهمند<sup>۳</sup>

- ۱- استادیار، گروه مهندسی عمران، واحد نوشهر، دانشگاه آزاد اسلامی، نوشهر، ایران
- ۲- کارشناسی ارشد، گروه مهندسی عمران، واحد نوشهر، دانشگاه آزاد اسلامی نوشهر، ایران
- ۳- دانشیار، گروه فیزیک، واحد قم، دانشگاه آزاد اسلامی، قم، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۴/۲۱



تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۹/۰۴

### چکیده

کاهیدگی امواج لرزه‌ای در زمین، یکی از خواص مهم ساختار زمین بشمار می‌آید و مطالعات انجام شده بر روی آن نشان می‌دهد که کاهیدگی امواج لرزه‌ای با لرزه‌خیزی، زمین ساخت و ویژگی‌های فیزیکی محیط انتشار امواج ارتباط دارد و به صورت عکس ضریب کیفیت ( $Q$ ) بیان می‌شود. هدف از این پژوهش، بر آورد ضریب کیفیت موج برشی به روش کاهش طیفی برای خراسان رضوی و خراسان جنوبی، محصور به ۳۶-۳۲ درجه عرض شمالی و ۶۲-۵۶ درجه طول شرقی است که در ایالت لرزه‌زین ساختی شرق-ایران مرکزی قرار دارد و بارها توسط زمین لرزه‌های مخرب، ویران شده است. بدین منظور، ضریب کیفیت امواج برشی ( $Q_s$ ) برای هفت باند فرکانسی ۲-۱، ۴-۲، ۶-۳، ۸-۴، ۱۲-۶، ۱۶-۸ و ۲۴-۱۲ هرتز با بسامدهای مرکزی ۱/۵، ۳، ۴/۵، ۶، ۹، ۱۲ و ۱۸ هرتز برای گستره مورد مطالعه با استفاده از داده‌های شتابنگاری ثبت شده از زمین لرزه ۱۰ مه سال ۱۹۹۷ میلادی قائن اردکول، توسط شبکه شتابنگاری، وابسته به مرکز تحقیقات مسکن و شهرسازی (BHRC)، بر آورد شده است. بر اساس نتایج به دست آمده، رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج مستقیم S برای مولفه  $T = 85 f^{0.86}$ ،  $Q_s$ ، و برای مولفه L،  $Q_s = 60.93 f^{1.15}$  است. همچنین رابطه وابستگی بسامدی میانگین ضریب کیفیت امواج برشی دو مولفه افقی به صورت  $Q_s = 71.72 f^{1.01}$  بدست آمده است. مقدار ضریب کیفیت بدست آمده در بسامد مرجع ۱/۰ هرتز ( $Q_0$ ) کمتر از ۲۰۰ است. این امر نشان دهنده آن است که ناحیه مورد بررسی علاوه بر اینکه از نظر زمین ساختی و لرزه‌خیزی کاملاً فعال است و دارای کاهیدگی و ناهمگنی زیادی می‌باشد. نتایج بدست آمده با ساختار رسوبی منطقه مطابقت دارد. همچنین نتایج به دست آمده در این مطالعه برای  $Q_0$  و رابطه وابستگی فرکانسی، با پژوهش‌های انجام گرفته برای دیگر مناطق لرزه‌خیز ایران (مانند آوج، اردبیل واقع در شمال غرب ایران) و برخی نقاط دیگر جهان (مانند منطقه کانتو در ژاپن، ناحیه کچ در گجرات هند)، همخوانی خوبی دارد و جذب زیاد و ضریب کیفیت کوچک بر آورد شده برای گستره مورد مطالعه قابل انتظار است. زیرا به طور کلی مناطقی که از نظر زمین ساختی و زمین شناسی مشابهند، مقادیر ضریب کیفیت و وابستگی فرکانسی مشابهی دارند.

**کلید واژه‌ها:** کاهیدگی - ضریب کیفیت  $Q$  - شرق ایران - شبکه شتابنگاری - جذب ذاتی.

## ۱. مقدمه

امواج لرزه‌ای در هنگام عبور از یک محیط واقعی مانند زمین با شرایط غیرکشسان، ناهمگن و ناهمسانگرد مواجه می‌شوند، که بر نحوه انتشار و انرژی آنها تأثیر خواهد گذاشت و می‌توان با مطالعه تأثیر هر کدام از این عوامل بر روی لرزه‌نگاشت‌ها، به اطلاعات فراوانی از ساختار درون زمین دست پیدا کرد. به‌طور کلی، انرژی امواج لرزه‌ای حاصل از زمین لرزه، با افزایش فاصله از چشمه لرزه‌ای، کاهش می‌یابد و در نتیجه آن، کاهش دامنه امواج لرزه‌ای، با افزایش مسافت پیموده شده را به دنبال خواهد داشت. عوامل مختلفی موجب کاهش دامنه امواج لرزه‌ای می‌شوند که از جمله آن‌ها عبارتند از گسترش هندسی، چند مسیر شدن در مرز لایه‌ها (بازتاب، شکست و تبدیل در مرزها)، پراکنش و جذب ذاتی (Lay and Wallace, 1995). افت انرژی امواج لرزه‌ای بر اثر عوامل غیر الاستیکی را جذب ذاتی<sup>۱</sup>، می‌نامند و با تبدیل انرژی امواج لرزه‌ای به انرژی گرمائی، سبب کاهش دامنه امواج می‌شود (Stein and Wysession, 2003). مطالعات نشان می‌دهد که جذب ذاتی تقریباً ناشی از مکانیزم برشی است که با جنبش‌های جانبی شبکه‌ای و مرز دانه‌بندی مربوط می‌باشد (Stein and Wysession, 2003). جذب ذاتی معمولاً با کاهش دامنه نشان داده می‌شود، عکس این کمیت را، ضریب کیفیت<sup>۲</sup> ( $Q$ ) می‌نامند. به‌طور کلی ویژگی‌های غیرکشسانی زمین را بر حسب تغییرات شعاعی و جانبی کاهش امواج لرزه‌ای با ضریب کیفیت مشخص می‌کنند که معیاری برای میزان کشسان بودن زمین است و از نظر فیزیکی بدون بُعد است.  $Q$  را میتوان به عنوان کاهش کسری انرژی در هر سیکل نوسان تعریف کرد (به عبارت دیگر:

$$\frac{1}{Q} = \frac{-\Delta E}{2\pi E} \quad (1)$$

مقادیر بزرگ  $Q$ ، جذب کم را نشان می‌دهند. وقتی  $Q=0$ ، جذب خیلی زیاد است. همچنین ضریب کیفیت پایین برای مناطق فعال لرزه‌ای در مقایسه با منطقه پایدار مشاهده شده است (Sato and Fehler, 1998). ضریب کیفیت برای امواج  $P$  در زمین بزرگتر از  $Q$  برای امواج  $S$  می‌باشد (جذب امواج  $S$  بیشتر است). مشخص شده است که برای یک مقدار ثابت  $Q$ ، امواج با فرکانس بالاتر نسبت به امواج با فرکانس پایین تر سریعتر جذب می‌شوند؛ به همین دلیل در فاصله‌های نزدیک چشمه زلزله، مولفه‌های با فرکانس بالای امواج زلزله جذب و حذف می‌شوند (Lay and Wallace, 1995). مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که ضریب کیفیت برای امواج لرزه‌ای، در گستره ۰/۰۰۱ تا ۱ هرگز مستقل از فرکانس بوده، اما

سپس با افزایش فرکانس، افزایش می‌یابد (Stein and Wysession, 2003). روش‌های مختلفی برای بدست آوردن ضریب کیفیت امواج  $P$  و  $S$  و کدای زمین لرزه‌های محلی وجود دارد. بعضی از این روش‌ها نسبت به اثرات کاهش حساسیت تر و برخی دیگر حساسیت کمتری دارند. مرسوم‌ترین روش برای اندازه‌گیری  $Q$ ، مقایسه دامنه و محتوای فرکانسی امواج لرزه‌ای است که مسیرهای یکسانی را طی کرده‌اند. این امر موجب حذف اثرات ناشناخته چشمه می‌شود. مطالعات متعددی برای تعیین ضریب کیفیت در شمال شرق و شرق ایران انجام شده است. Ma'hood et al. (۲۰۰۹)، جذب امواج  $P$  و  $S$  را در پوسته شرق و ایران مرکزی بررسی کرده و با استفاده از روش نرمالایز کردن امواج کدا (Yoshimoto et al. 1993) و رابطه بسامدی ضریب کیفیت امواج  $S$  را برای گستره مورد مطالعه به صورت  $Q_S^{-1} = (19 \pm 2)10^{-3} f^{(-1.020.06)}$  تخمین زدند. در سال ۱۳۹۰ شانکی و همکاران، ضریب کیفیت امواج کدا را در زیر شبکه لرزه‌نگاری شمال شرق و شرق ایران را با استفاده از روش (Sato 1977) محاسبه کرده و روابط وابستگی بسامدی ضریب کیفیت، برای خراسان رضوی و خراسان جنوبی به ترتیب  $Q_C = 91 f^{0.88}$  و  $Q_C = 69 f^{0.92}$  را بدست آوردند. همچنین علیخانی و رحیمی (۱۳۹۴) ضریب کیفیت امواج کدا را در گستره شمال شرق ایران با استفاده از روش تک پراکنش به عقب (Aki and Chouet 1975) مطالعه کردند و رابطه بسامدی ضریب کیفیت،  $Q_C = 120 f^{1.01}$  را برای منطقه تخمین زدند. همانطور که ضریب کیفیت امواج برشی ( $Q_S$ ) از جمله پارامترهای ورودی جهت شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین است. در این مطالعه هدف ما ابتدا محاسبه ضریب کیفیت موج برشی ( $Q_S$ ) در پوسته شرق ایران (خراسان رضوی و جنوبی)، با استفاده از روش کاهندگی طیفی (Anderson and Quass, 1988) و سپس تعیین رابطه وابستگی بسامدی آن است.

## ۲. لرزه زمین ساخت گستره مورد مطالعه

فلات ایران از جمله منطقه خراسان رضوی و جنوبی، با قرار گرفتن در کمربند آلپ-همالیا از نظر خطر زمین لرزه جزء مناطق زلزله‌خیز جهان به شمار می‌آید و هر چند وقت یکبار وقوع زلزله‌ای مخرب باعث بروز ویرانی و خسارت مالی و جانی فراوان می‌شود. زمین لرزه ۱۰ مه ۱۹۹۷ میلادی قائن-اردکول تاییدی چند، بر ویژگی‌های زمین ساختی ایران زمین است. منطقه مورد مطالعه در این پژوهش در محدوده ۳۲ تا ۳۶ درجه عرض شمالی و ۵۶ تا ۶۲ درجه طول

1- Intrinsic absorption

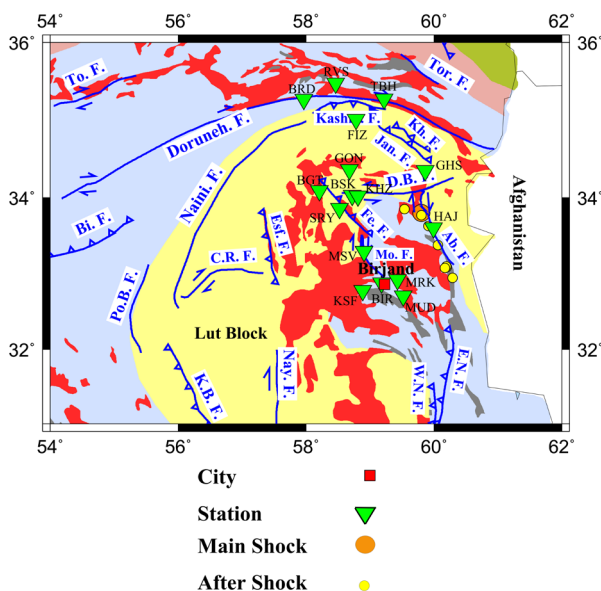
2- Quality factor





شرقی آن آشکارتر است. در این ناحیه به ویژه در مرز تماس با پهنه فلیش های شرق ایران، گسلش، راندگی، خردشدگی و دگرگونی درخور توجه است. در سال های گذشته بلوک لوت جایگاه رخداد زمین لرزه های مخرب و گسلش های مهمی بوده است. الگوی ساختاری حوضه فلیشی شرق ایران، به لحاظ جایگیری میان دو ورق قاره ای لوت و هیلمند، و به ویژه غالب شدن زمین ساخت برخوردی، بسیار پیچیده و نشانگر یک کوهزاد درون قاره ای است. با این حال به نظر می رسد که در این ناحیه راندگی هانقش اساسی دارند. به گونه ای که چین خوردگی سنگ ها پیامد عملکرد راندگی ها است. گسل های فعال متعددی مانند گسل آبیژ، دشت بیاض، نایبند، نهبندان، درونه، کوهبنان و فردوس منطقه مورد مطالعه را متاثر می سازند (شکل ۱).

شرقی است که بر اساس تقسیم بندی ایالت های لرزه زمین ساختی ایران (Mirzaei et al., 1998)، در ایالت لرزه زمین ساختی ایران مرکزی- شرق ایران قرار گرفته است. ایالت لرزه زمین ساختی ایران مرکزی- شرق ایران، پهنه ای درون صفحه ای است که از شمال و شمال شرق به مناطق برخوردی البرز آذربایجان و کپه داغ، از غرب و جنوب غرب به منطقه برخورد قاره ای زاگرس، از جنوب شرق به منطقه فرورانش اقیانوسی- قاره ای مکران و از شرق به بلوک هلمند محدود است (Mirzaei et al., 1998). به جز در امتداد حاشیه فعال جنوبی ایران مرکزی (نوار سهندج- سیرجان) که پوسته ضخامتی در حدود ۵۰ تا ۵۵ کیلومتر دارد، در نواحی دیگر این ایالت لرزه زمین ساختی ضخامت پوسته بین ۳۶ تا ۵۰ کیلومتر می باشد (Mirzaei et al., 1998). پویا بودن بلوک لوت، به ویژه در حاشیه



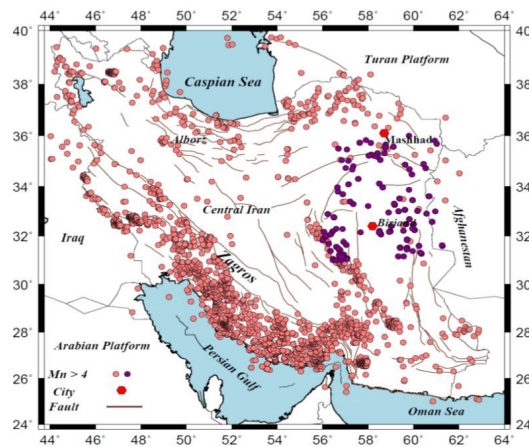
شکل ۱. نقشه گسل های منطقه. گسل خواف، Kh. F، گسل کاشمر، Kashm. F، گسل چشمه رستم، C.R.F، گسل دشت بیاض، D.B.F، گسل جنگل، Jan. F، گسل پشت بادام، Po.B.F، گسل درونه، Doruneh.F، گسل اسفندیار، Esf. F، گسل کوهبنان، K.B.F، گسل نایبند، Naini.F، گسل تربت جام، To. F، گسل نایبند، Nay. F، گسل نه شرقی، E.N.F، گسل آبیژ، Ab. F، گسل فردوس، Fe. F، گسل محمدآباد، Mo. F، گسل نه غربی، W.N.F (Hessami et al. 2003).

۱۵ فوریه سال ۱۵۴۹ میلادی (۱۷ محرم ۹۵۶ هجری) که در اثر وقوع آن ۳۰۰۰ تن جان باختند (Ambraseys and Melville, 1982)، رخ داده است. همچنین از زمین لرزه های دستگاهی مهم رخ داده در منطقه مورد پژوهش می توان به زلزله ۹ شهریور ۱۳۴۷ (۳۱ اوت ۱۹۶۸) دشت بیاض با بزرگای  $M_s=7/4$  و زمین لرزه ۱۰ مه ۱۹۹۷ با بزرگای  $M_w=7/3$  در منطقه قائن- اردکول اشاره نمود. شکل ۲ توزیع رومرکز زمین لرزه های محلی رخ داده در منطقه مورد مطالعه، بین سال های ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۶، که توسط شبکه های لرزه نگاری وابسته به مرکز لرزه نگاری کشوری ثبت شده اند، در مقایسه با دیگر مناطق ایران را نشان می دهد. دایره های توپر بنفش و دایره های توپر صورتی

بررسی لرزه خیزی استان های خراسان رضوی و خراسان جنوبی در قرن گذشته، نشان دهنده لرزه خیزی بالای این مناطق می باشد. بر اساس مطالعات انجام شده، بخش شرقی ایران مرکزی شرق ایران (منطقه مورد مطالعه) لرزه خیزی بسیار شدیدتری را نشان می دهد. بیشتر زمین لرزه های ایران مرکزی شرق ایران کم عمق هستند و به ندرت عمق کانونی بیش از ۳۰ کیلومتر را دارا هستند (Shoja-Taheri and Niazi, 1981). در گستره مورد مطالعه زمین لرزه های تاریخی بزرگی مانند زمین لرزه ۲۱ اکتبر سال ۱۳۳۶ میلادی (۱۴ ربیع الاول ۱۳۳۷ هجری قمری) که در اثر آن بیش از ۲۰۰۰۰ تن جان خود را از دست دادند (Ambraseys and Melville, 1982)، و همچنین زمین لرزه



رنگ به ترتیب، رومکز زمین لرزه‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه و در بقیه منطقه‌های دیگر ایران را نشان می‌دهند. همانطور که از شکل پیداست، گستره مورد مطالعه از پتانسیل لرزه‌خیزی بالایی برخوردار است.



شکل ۲. لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه در مقایسه با بقیه مناطق ایران نمایش داده شده است. داده‌ها توسط شبکه‌های لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به ثبت رسیده‌اند (از سال ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۶ با بزرگای بیش از ۴ در مقیاس ناتلی). دایره‌های توپر بنفش و دایره‌های توپر صورتی رنگ به ترتیب، رومکز زمین لرزه‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه و در بقیه منطقه‌های دیگر ایران را نشان می‌دهند. همانطور که از شکل پیداست، گستره مورد مطالعه (ایران مرکزی و شرق ایران) از پتانسیل لرزه‌خیزی بالایی برخوردار است (برگرفته از سایت مرکز لرزه‌نگاری کشوری، ۱۳۹۷).

### ۳. داده‌ها و روش کار

تحقیقات مسکن و شهرسازی (BHRC) ثبت شده‌اند، استفاده شد. این ایستگاه‌ها که موقعیت آنها (به همراه کد ایستگاه‌ها) در شکل ۳ نمایش داده شده است، مجهز به شتابنگارهای SSA2 بودند. نرخ ثبت داده ۲۰۰ نمونه در ثانیه برای هر کانال است. پاسخ دستگاه از صفر تا پنجاه هرتز بوده و بدین لحاظ زمینه‌های کاربردی وسیعی دارد. موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های شتابنگاری مورد استفاده در این مطالعه در جدول ۱ آورده شده است.

در این مطالعه به منظور برآورد ضریب کیفیت امواج برشی (ضریب کیفیت امواج مستقیم  $S$ )، از مولفه‌های افقی  $T$  و  $L$  شتابنگاشت‌های Yoshimoto et al. 1993; Chung and Sato, 2001; Kim et al. (2004; Rahimi et al. 2010a) زمین لرزه ۲۰ اردیبهشت ماه ۱۳۷۶ (۱۰ ماه مه سال ۱۹۹۷) قائن-اردکول (قائن بیرجند) و پس لرزه‌های آن، که توسط ایستگاه‌های مجهز به شتابنگاشت‌های سه مؤلفه‌ای مرکز

جدول ۱. مختصات ایستگاه‌های شتابنگاری مورد استفاده در این مطالعه (برگرفته از سایت مرکز تحقیقات مسکن و شهرسازی، ۱۳۹۷)

نام ایستگاه	کد ایستگاه	عرض جغرافیایی (درجه)	طول جغرافیایی (درجه)	ارتفاع (متر)
باغستان	BGT	34.091	58.281	1520
بیرجند	BIR	32.879	59.208	1534
بردسکن	BRD	35.271	57.966	985
بسک‌آباد	BSK	34.028	58.722	1774
خضری	KHZ	34.022	58.84	1550
فیض‌آباد	FIZ	35.013	58.781	951
گناباد	GON	34.365	58.679	307
خوسف	KSF	32.779	58.886	112
سرایان	SRY	33.859	58.525	1465
مرک	MRK	32.921	59.427	1630
مود	MUD	32.706	59.521	1823
ریوش	RVS	35.478	58.465	1640
قاسم‌آباد	GHS	34.353	59.862	758
حاجی‌آباد	HAJ	33.605	59.994	1006
تربت حیدریه	TBH	35.274	59.221	1350
موسویه	MSV	33.294	58.906	1397

برای تعیین ضریب کیفیت موج برشی و همچنین دارای سطح نوبه پایینی بودند انتخاب شدند. شتابنگاشت‌های ثبت شده توسط

از میان ۲۵ شتابنگاشت ثبت شده از زلزله اصلی و پس لرزه‌های آن، ۱۰ شتابنگاشت که مولفه‌های  $L$  و  $T$  آنها دارای شکل موج مناسبی



$$c(k) = \left( \frac{1}{k} \sum_{n=1}^k e^2(n) \right)^{1/2} \quad (۳)$$

که در این رابطه  $k = 1, \dots, N$  می‌باشد که  $N$  برابر با تعداد کل نمونه‌ها در سری زمانی شتابنگاشت است. انتهای پنجره موج  $S$ ، زمانی است که سری زمانی  $c(k)$  شروع به کاهش می‌کند (Kinoshita, 1994). بنابراین انتهای پنجره موج برشی مشخص می‌گردد. شکل ۳ (الف تا ت) چگونگی تعیین پنجره موج برشی به روش Kinoshita (۱۹۹۴) بر روی مولفه  $T$ ، زمین‌لرزه ۱۰ مه ۱۹۹۷ قانن‌اردکول که در ایستگاه گناباد ثبت شده است، را نشان می‌دهد. زمان شروع پنجره ( $T_s$ ) و زمان پایان پنجره ( $T_e$ ) بر روی شکل مشخص شده است. در این پژوهش، تمام پردازش‌های انجام شده بر روی داده‌ها و محاسبه ضریب کیفیت با استفاده نرم افزار متلب صورت گرفته است.

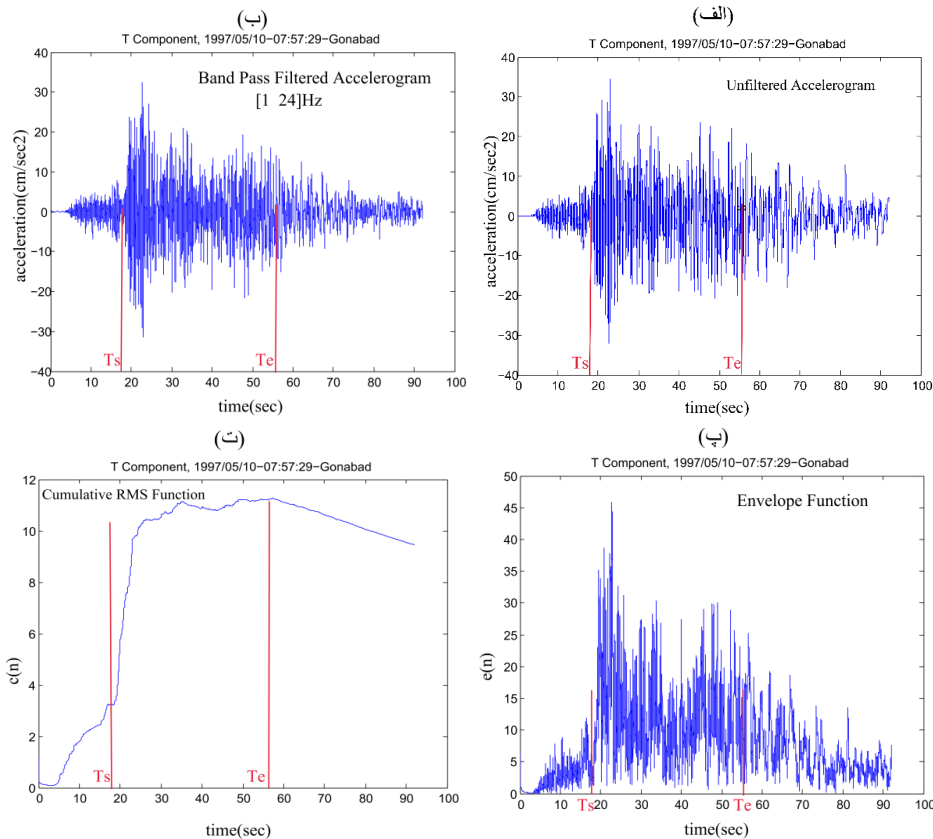
### برآورد $Q_s$ برای منطقه شرق ایران

بعد از تعیین پنجره زمانی موج برشی ( $S$ )، به روش Kinoshita (۱۹۹۴)، تمامی شتابنگاشت‌ها طبق جدول ۲، درهفت باند بسامد، فیلتر میان‌گذر (باترورت مرتبه ۲) شدند. پهنای هر باند برابر با  $\frac{2}{3}$  بسامد مرکزی بود (Wong et al. 2001; Wu et al. 2006; Hazarika et al. 2009; Ma'hood and Hamzehlo, 2009).

ایستگاه‌های KSF، BDK و GHS، به دلیل نامناسب بودن شکل موج مولفه‌های  $L$  و  $T$  و بالا بودن نسبت سیگنال به نوفه، در این مطالعه مورد استفاده قرار نگرفتند. جهت تعیین پنجره موج برشی، شروع موج  $S$  را به صورت مشاهده‌ای بر روی شتابنگاشت‌ها تعیین کرده و سپس انتهای پنجره، با استفاده از الگوریتم (Kinoshita, 1994)، مشخص شد. بر این اساس برای تعیین پوش شتابنگاشت، ابتدا بر روی شتابنگاشت  $e(n)$  فیلتر میان‌گذر  $0.5-24/0$  هرتز باترورت مرتبه ۲ به منظور از بین بردن انرژی موج سطحی بر روی شتابنگاشت اعمال شد تا سری زمانی  $b(n)$  حاصل گردد که  $n$ ، شماره نمونه در سری زمانی شتابنگاشت است. پوش شتابنگاشت به صورت رابطه ۲ تعریف می‌گردد:

$$e(n) = \left( b^2(n) + H^2(b(n)) \right)^{1/2} \quad (۲)$$

که در آن  $H(b(n))$  تبدیل هیلبرت سری زمانی  $b(n)$  می‌باشد. سری زمانی  $e(n)$  در ابتدای رسید موج  $S$ ، رفتار افزایشی و در انتهای آن رفتار کاهشی دارد. برای مشخص شدن دقیق انتهای پنجره موج  $S$ ، تابع ریشه میانگین مربعات تجمعی پوش شتابنگاشت  $e(n)$  طبق رابطه ۳ تعریف می‌شود:



شکل ۳. چگونگی تعیین پنجره موج برشی به روش Kinoshita (1994) بر روی مولفه  $T$  زمین‌لرزه ۱۰ مه ۱۹۹۷ قانن‌اردکول که در ایستگاه گناباد ثبت شده است (زمان شروع پنجره ( $T_s$ ) و زمان پایان پنجره ( $T_e$ )).



جدول ۲. بسامدهای مرکزی، باند بسامدی به همراه بسامدهای پایین و بالای هر باند

بسامد قطع بالا (Hz)	بسامد مرکزی (Hz)	بسامد قطع پایین (Hz)
۲/۰	۱/۵	۱/۰
۴/۰	۳/۰	۲/۰
۶/۰	۴/۵	۳/۰
۸/۰	۶/۰	۴/۰
۱۲/۰	۹/۰	۶/۰
۱۶/۰	۱۲/۰	۸/۰
۲۴/۰	۱۸/۰	۱۲/۰

برحسب بسامد کانونی  $r$  به ازای هفت باند بسامدی محاسبه می شود. با برازش منحنی درجه اول (با شیب  $b$ ) به روش کمترین مربعات به رابطه ۴، مقدار  $Q_s$  طبق رابطه ۵ در هر باند بسامدی برای مولفه های افقی  $L$  و  $T$  به دست می آید.

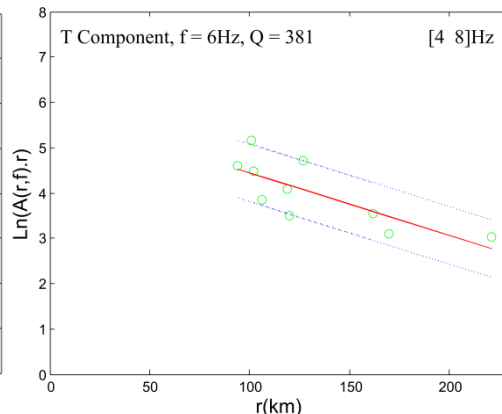
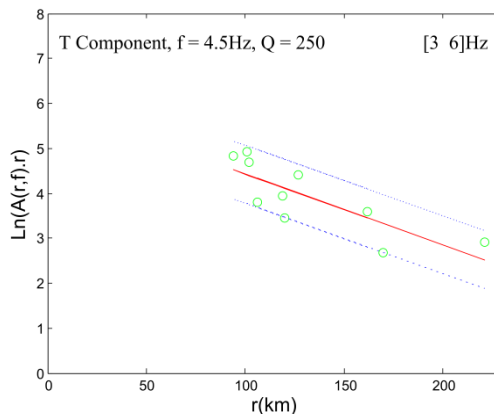
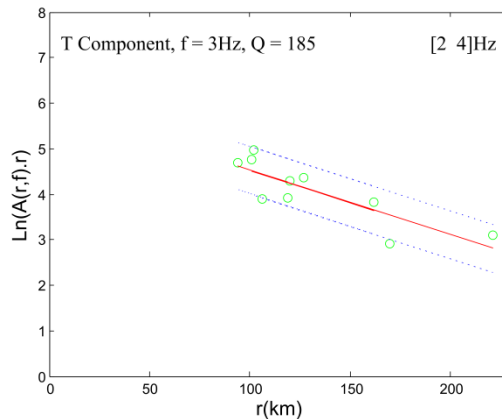
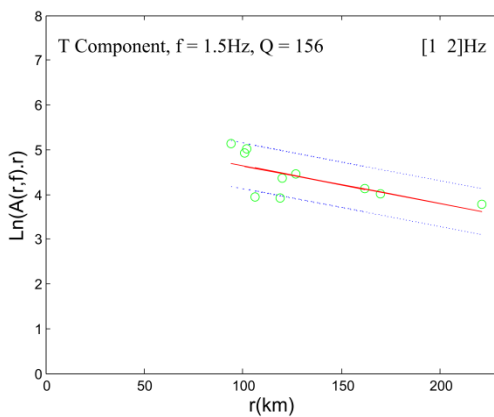
$$Q_s = -\frac{\pi f}{\beta b} \quad (5)$$

به همین منظور سرعت موج برشی در منطقه مورد مطالعه را به طور میانگین حدود  $3/58 \text{ km/s}$  (رجب بیک و همکاران، ۱۳۹۰) در نظر گرفته شد. شکل های ۴ و ۵ نشان دهنده مقادیر  $Q_s$  در هر باند بسامدی برای مولفه های  $L$  و  $T$  هستند.

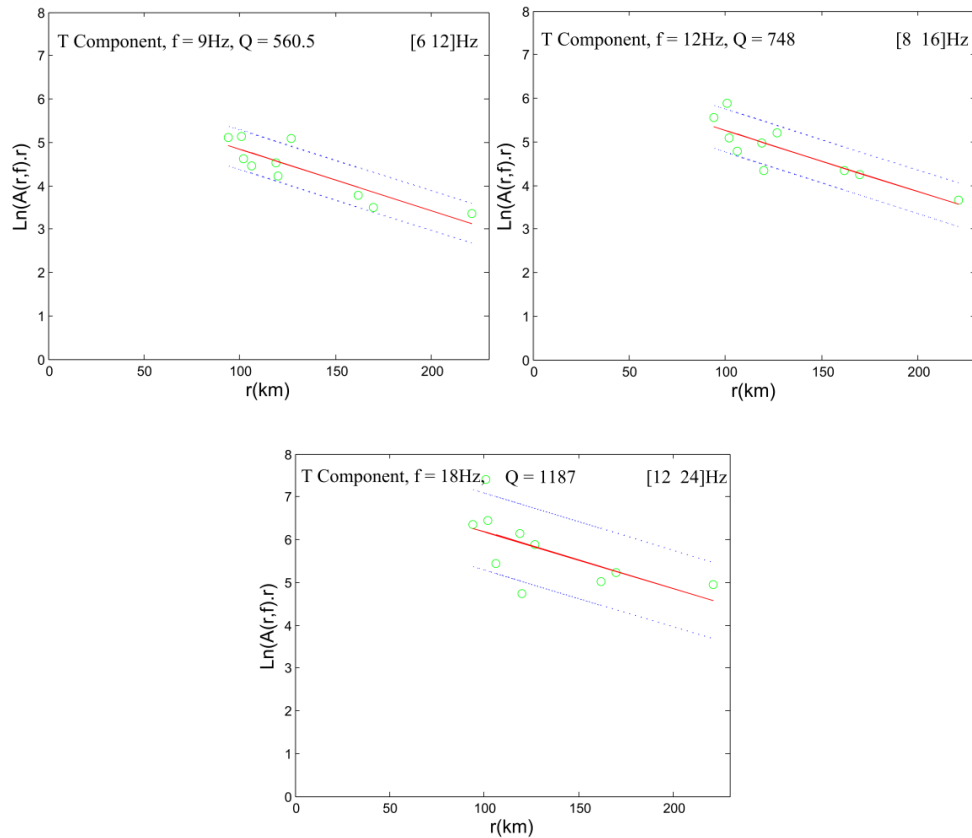
پس از فیلتر کردن، مقادیر  $\ln(U_i(f, r)r^\gamma)$  طبق رابطه ۴ (Anderson and Quass, (1988)

$$\ln(U_i(f, r)r^\gamma) = -\frac{\pi f}{\beta Q_s(f)} r + \ln(S_i(f)) \quad (4)$$

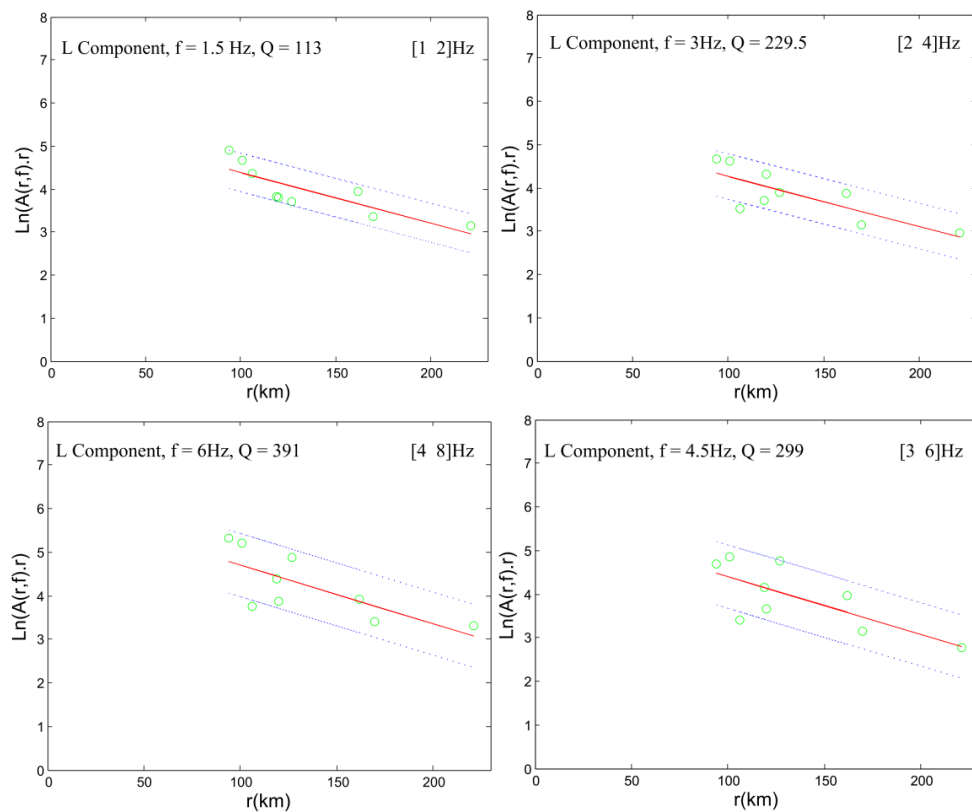
که در آن  $U_i(f, r)$  دامنه طیفی مشاهده ای برای یک بسامد ثابت در فاصله کانونی  $r$  از رویداد  $i$  ام است و  $S_i(f)$  یک کمیت اسکالر که به بزرگی زمین لرزه  $i$  ام مربوط می شود، به ازای ضریب گسترش هندسی  $I = \gamma$  (معادل گسترش هندسی کروی برای امواج حجمی)

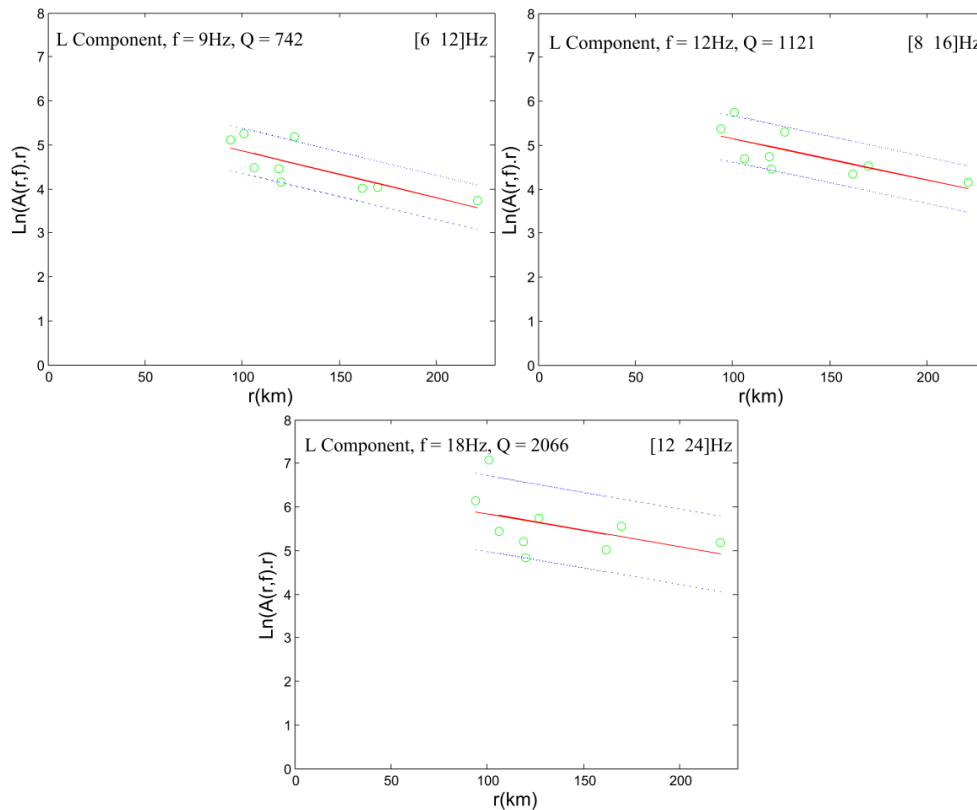






شکل ۴. برآورد ضریب کیفیت امواج برشی بر روی مولفه  $T$ ، در هفت باند بسامدی با برازش خط درجه اول به روش کمترین مربعات. دایره های سبز رنگ نشان دهنده، بیشینه دامنه موج برشی مستقیم در پنجره زمانی  $T_s - T_e$ ، به ازای هر باند بسامدی و خطوط نقطه چین آبی رنگ نشان دهنده، انحراف معیار خط اصلی (قرمز رنگ) است.





شکل ۵. برآورد ضریب کیفیت امواج برشی بر روی مولفه  $L$ ، در هفت باند بسامدی با برازش خط درجه اول به روش کمترین مربعات. دایره های سبز رنگ نشان دهنده، بیشینه دامنه موج برشی مستقیم در پنجره زمانی  $T_s - T_e$ ، به ازای هر باند بسامدی و خطوط نقطه چین آبی رنگ نشان دهنده انحراف معیار خط اصلی (قرمز رنگ) است.

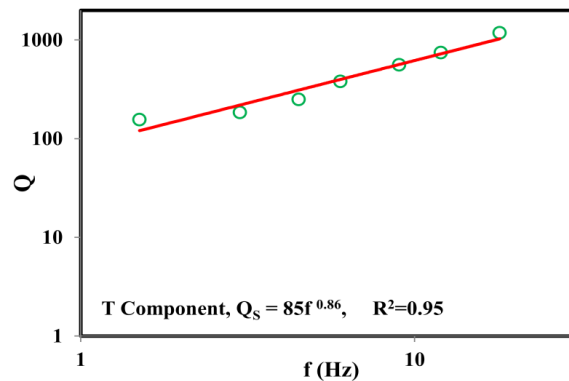
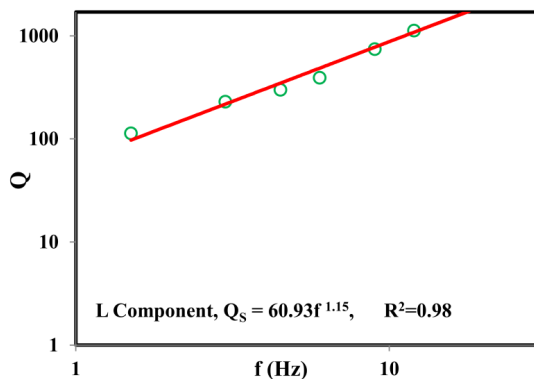
$$\ln(Q) = n(\ln(f)) + \ln(Q_0) \quad (7)$$

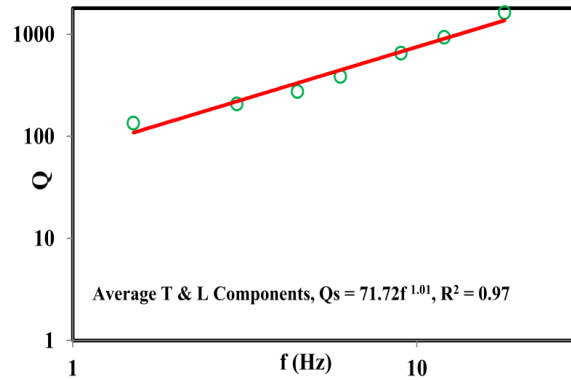
در این رابطه شیب خط درجه اول برازش داده شده به روش کمترین مربعات برابر  $n$  است و عرض از مبدا این خط برابر  $\ln(Q_0)$  است. شکل های ۶، رابطه وابستگی بسامدی امواج برشی ( $Q = Q_0 f^n$ )، که با برازش منحنی درجه اول بر مقادیر  $Q_s$  بر حسب بسامد برای هر دو مولفه افقی  $T$  و  $L$  به دست آمده را نشان می دهد.

با محاسبه ضریب کیفیت به ازای هر بسامد مرکزی، می توان رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت را به دست آورد:

$$Q = Q_0 f^n \quad (6)$$

در این رابطه،  $Q_0$  ضریب کیفیت در بسامد مرجع  $1/0$  هر ترم می باشد و  $n$  پارامتر بسامدی است. با گرفتن لگاریتم طبیعی از طرفین رابطه ۶، رابطه ۷ بدست می آید





شکل ۶. رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج برشی  $Q_s$  برای مقادیر میانگین دو مولفه افقی  $T$  و  $L$  بر حسب بسامد برای منطقه شرق ایران. با برازش خط درجه اول به روش کمترین مربعات بر مقادیر  $Q_s$  بر حسب بسامد.

در جدول ۳، مقادیر  $Q_s$  برای ناحیه مورد مطالعه به ازای هفت باند بسامدی به همراه مقادیر  $Q_0$  و  $n$  برای هر دو مولفه افقی  $T$  و  $L$  و نیز مقادیر میانگین مقادیر  $Q_s$  آورده شده است. نهایتاً میانگین مقادیر

جدول ۳. مقادیر ضریب کیفیت موج برشی در هفت بسامد مرکزی به همراه مقادیر  $Q_0$  و  $n$  برای دو مولفه افقی و نیز میانگین آن‌ها

متوسط $Q_s$	مولفه $L$ ، $Q_s$	مولفه $T$ ، $Q_s$	بسامد مرکزی (Hz)
۱۳۴/۵	۱۱۳	۱۵۶	۱/۵
۲۰۷/۲۵	۲۲۹/۵	۱۸۵	۳
۲۷۴/۵	۲۹۹	۲۵۰	۴/۵
۳۸۶	۳۸۱	۳۹۱	۶
۶۵۱/۲۵	۷۴۲	۵۶۰/۵	۹
۹۳۴/۵	۱۱۲۱	۷۴۸	۱۲
۱۶۲۶/۵	۲۰۶۶	۱۱۸۷	۱۸
۷۱/۷۲	۶۰/۹۳	۸۵	$Q_0$
۱/۰۱	۱/۱۵	۰/۸۶	$n$

#### ۴. بحث

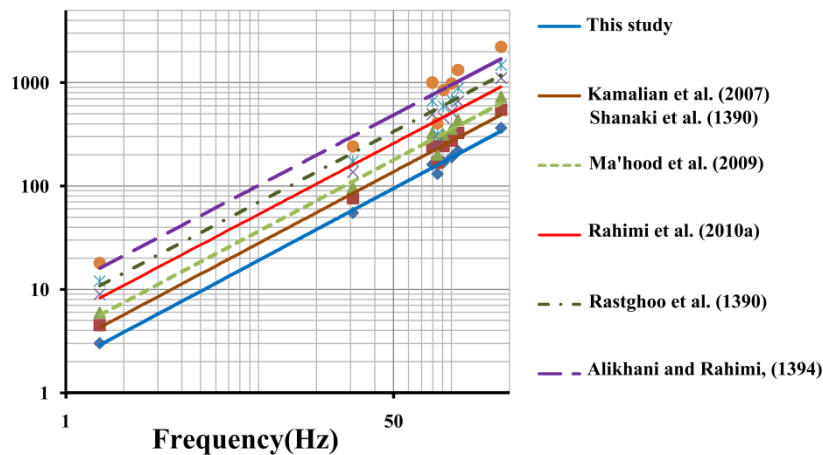
مورد مطالعه بدست آمد (جدول ۳). مشخص شد که برای باند بسامدی تا ۱ تا ۲۴ هرترتز، وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج برشی برای مولفه های افقی  $T$  و  $L$  متوسط آنها برای منطقه شرق ایران را به ترتیب  $Q_s = 85 f^{0.86}$ ،  $Q_s = 60.93 f^{1.15}$  و  $Q_s = 71.72 f^{1.01}$  می توان تخمین زد. مقادیر  $Q_0$  (ضریب کیفیت در بسامد مرجع Hz ۱) و  $\alpha$  نشان دهنده وضعیت تکنیکی منطقه می باشند. نواحی که از نظر لرزه خیزی و زمین ساختی فعال هستند دارای شارش گرمایی نسبتاً بالایی بوده و جذب بیشتری و ضریب کیفیت کمتری نسبت به نواحی پایدار از نظر زمین ساختی دارند. بر اساس این مطالعات،  $Q_0$  در مناطق فعال زمین ساختی، دارای مقادیر کمتر از ۲۰۰ است (مانند مانند منطقه اردبیل واقع در شمال غرب ایران که در یک زون

تضعیف امواج لرزه ای در زمین از ویژگی های مهم ساختار زمین بشمار می آید. یکی از پارامترهای مهم در تحلیل خطر لرزه ای در یک منطقه، شناخت ویژگی های تضعیف و کاهش دامنه امواج لرزه ای با فاصله است. یکی از مفیدترین پارامترهای توصیف این تضعیف، ضریب کیفیت امواج لرزه ای است که از پارامترهای حائز اهمیت در زلزله شناسی می باشد. در این مطالعه تضعیف امواج برشی با استفاده از داده های مربوط به زمین لرزه ۲۰ اردیبهشت ماه سال ۱۳۷۶ (۱۰ مه سال ۱۹۹۷ میلادی) قائن اردکول و پس لرزه های آن مورد بررسی قرار گرفت و مقادیر  $Q_s$  برای مولفه های  $T$  و  $L$  و همچنین میانگین آنها برای ۷ بسامد مرکزی ۱/۵، ۳، ۴/۵، ۶، ۹، ۱۲ و ۱۸ هرترتز برای گستره

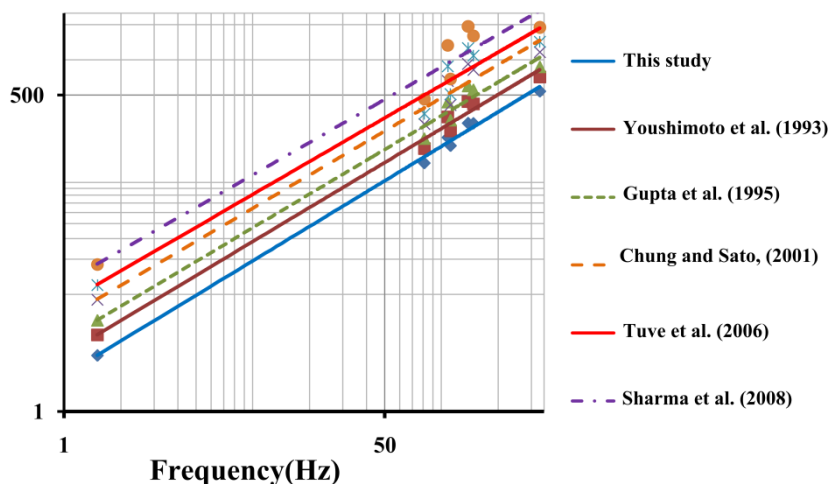


(Ma'hood Kamalian et al. 2007)، منطقه شرق ایران مرکزی (Ma'hood Rahimi et al. 2009)، منطقه اردبیل واقع در شمالغرب ایران (Rahimi et al. 2010a)، منطقه شمال شرق و شرق ایران (شانکی و همکاران، ۱۳۹۰)، منطقه ناحیه هرمزگان واقع در جنوب ایران (راستگو و همکاران، ۱۳۹۰) و شمال شرق ایران (علیخانی و رحیمی، ۱۳۹۴) و مطالعات انجام شده در نواحی فعال دنیا (شکل ۸) (مانند منطقه کانتو در شرق ژاپن (Yoshimoto et al. 1993)، منطقه گارهاوال هیمالیا در هند (Gupta et al. 1995)، تنگه مسینا در جنوب ایتالیا (Tuve et al. 2006)، منطقه کچ در گوجرات هند واقع در غرب هند (Sharma et al. 2008)، مشاهده می کنیم که تخمین ما برای  $Q_0$  و  $n$  در گستره مورد مطالعه، در محدوده بدست آمده برای مناطق فعال دیگر نقاط مختلف دنیا است و این تاییدی بر درستی نتایج این مطالعه است.

زمین ساختی فشارشی قرار دارد)، در حالی که در مناطق غیر فعال زمین ساختی و پایدار (مانند بخش جنوب شرقی کره جنوبی، که دور از مرز صفحات فعال لرزه خیز قرار داشته و از نظر لرزه زمین ساختی پایدار است (Chung and Sato, 2001) دارای مقادیر بیشتر از ۶۰۰ می باشد. با توجه به میانگین رابطه بسامدی به دست آمده در این مطالعه  $Q_0$  کمتر از ۲۰۰ به دست آمده ( $Q_0 = 72/71$ )، این امر نشان دهنده آن است که منطقه مورد بررسی از نظر زمین ساختی و لرزه خیزی توان بالایی دارد. وجود گسل هایی مانند گسل درونه، گسل نایبند، فردوس، گسل دشت بیاض، گسل آبیز در منطقه که همواره زمین لرزه های بزرگی را بوجود آورده اند نتیجه بدست آمده برای  $Q_0$  دور از انتظار نیست. همچنین از مقایسه نتایج بدست آمده در این مطالعه برای ضریب کیفیت موج برشی با نتایج مطالعات انجام شده در نواحی مختلف ایران (شکل ۷) (مانند منطقه آوج



شکل ۷. مقایسه میانگین وابستگی فرکانسی برآورد شده برای منطقه شرق ایران با دیگر مناطق ایران



شکل ۸. مقایسه میانگین وابستگی فرکانسی برآورد شده برای منطقه شرق ایران با دیگر مناطق و جهان





## ۵. نتیجه گیری

در این مطالعه بر اساس تحلیل شتابنگاشت‌های ثبت شده توسط ۱۳ ایستگاه شبکه شتابنگاری وابسته به مرکز تحقیقات مسکن و شهرسازی، از زمین لرزه ۱۹۹۷ قائن-اردکول، ضریب کیفیت امواج برشی ( $Q_s$ ) به صورت تابعی از بسامد در محدوده بسامدی ۱ تا ۲۴ هرتز بدست آمد. نتایج نشان می‌دهد که ضریب کیفیت موج برشی به صورت تابع  $Q_s = 71.72f^{1.01}$  با بسامد افزایش می‌یابد. همچنین نتایج به دست آمده در این مطالعه با نتایج بدست آمده از مطالعات قبلی برای شمال شرق و شرق ایران همخوانی قابل قبولی دارد. در ضمن ضریب کیفیت  $Q_0$  در بسامد مرجع ۱ هرتز، ( $200 <$  گستره مورد مطالعه ( $n = 1/01$ ))، در مقایسه با نتایج حاصل از برآورد ضریب کیفیت بدست آمده برای مناطق فعال لرزه‌زمین‌ساختی دیگر نقاط دنیا، نشان دهنده فعال بودن و لرزه‌خیزی بالای گستره مورد مطالعه است و بیانگر آن است که ویژگی‌های جذب در شرق ایران نزدیک به مناطق فعال دنیا است (جذب بالا و  $Q$  کم).

## تشکر و قدردانی

با سپاس فراوان از شبکه شتابنگاری مرکز تحقیقات مسکن و شهرسازی (BHRC) که در تهیه داده‌های مورد نیاز در این پژوهش، یاری کردند.

## منابع

- راستگو، م.، حمزه‌لو، ح.، رضاپور، م. و رحیمی، ح. ۱۳۹۰. برآورد ضریب کیفیت امواج برشی و کدا در ناحیه هرمزگان، جنوب ایران. نشریه ژئوفیزیک ایران، جلد ۵، شماره ۴، ۱۳۱-۱۱۱.
- رجب بیگی، ف.، افسری، ن.، تقی‌زاده فرهمند، ف. و قیطانچی، م. ر. مطالعه ساختار پوسته شرق ایران (بیرجند) با استفاده از تابع گیرنده P. نشریه ژئوفیزیک ایران، ۱۳۹۰، جلد ۵، شماره ۱، ۱۳۸-۱۲۴.
- شانکی، ش.، قیطانچی، م. ر.، ابره دری، ح. و میراج، ک. ۱۳۹۰. تعیین ضریب کیفیت زیر شبکه‌های لرزه‌نگاری شمال شرق ایران. نشریه زمین، ۱۳۹۰، دوره ۶، شماره ۲۱، ۶۰-۵۱.
- علیخانی، ع. و رحیمی، ح. ۱۳۹۴. برآورد ضریب کیفیت امواج کدا در شمال شرق ایران. نشریه فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۱، شماره ۱، ۳۳-۲۵.

- Aki, K. and Chouet, B., 1975. Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects. *Journal of Geophysics. Research*, (80): 3322-3342.
- Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1982. *A History of Persian Earthquakes*, Cambridge University Press, Cambridge, 219 p.
- Anderson, J. and Quass, R., 1988, The Mexico Earthquake of September 19, 1985-effect of Magnitude on the Character of Strong Ground Motion: An Example from the Guerrero, Mexico Strong Motion Network, *Earthquak. Spectra*, (4): 635-646.
- Chung, T. W. and Sato, H., 2001. Attenuation of High-Frequency P and S Waves in the Crust of Southeastern South Korea, *Bulletin Seismology Society America*, 91(6): 1867-1874.
- Gupta, S. C., Singh, V. and Ashwani, K. 1995. Attenuation of coda wav in th Garhwal Himalaya, India. *Physics of the Earth and Planetary interior*, (87): 247-253.
- Hazarika, D., Baruah, S. and Gogoi, N. K., 2009, Attenuation of coda waves in the Northeastern region of India: *Journal of Seismology*, (13): 141-160.
- Hessami, K., Jamali, F. and Tabassi, H., 2003. Major active faults of Iran. Seismotectonic Department, Seismology Research Center, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology.
- Kamalian, N., Hamzehloo, H. and Ghasemi, H., 2007. S-wave attenuation and spectral decay parameter for the Avaj region, Iran. *Iranian Journal of Science & Technology, Transaction A*, (31), No. A1: 63-71.
- Kim, K. D., Chung, T. W. and Kyung, J. B., 2004. Attenuation of high frequency P and S waves in the crust of Choongchung provinces, Central South Korea. *Bulletin of the Seismological Society of America*, (94): 1070- 1078.
- Kinoshita, S., 1994. Frequency-dependent attenuation of the southern Kanto area, Japan, *Bulletin Seismological America*, (84): 1387-1396.
- Lay, T. and Wallace, T.C., 1995. *Modern global seismology*, Academic Press, San Diego.
- Ma'hood, M. and Hamzehloo, H., 2009. Estimation attenuation in East Central Iran, *Journal of Seismology*, (13): 125-139.
- Ma'hood, M., Hamzehloo, H. and Javan Doloei, Gh., 2009. Attenuation of high frequency P and S waves in the crust of East- Central Iran. *Geophysics Journal International*, Doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04363.x.
- Mirzaei, N., Mengtan, G. and Yuntai, C., 1998. Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: Major seismotectonic provinces. *Journal of*



- Earthquake Prediction. Research, (7): 465-495.
- Rahimi, H., Hamzehloo, H. and Kamalian, N., 2010a. Estimation of Coda and Shear wave Attenuation in Volcanic area in SE Sabalan mountain, NW Iran, Acta Geophysics, (58): 244-268.
  - Sato, H. and Fehler, M. C., 1998. Seismic Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth, Springer-Verlag Inc, New Youk, 308pp.
  - Sharma, B., Gupta, A. K., Devi, D. K., Kumar, D., Teotia, S. S., and Rastogi, B. K., 2008. Attenuation of High-Frequency Seismic Waves in Kachchh Region, Gujarat, India. Bulletin of the Seismological Society of America, 98(5): 2325-2340.
  - Shoja-Taheri, J. and Niazi, M. 1981, Seismicity of the Iranian plateau and bording regions, Seismological Society America Bulletin., 71, 477-489.
  - Stein, S. and Wysession, M., 2003. An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure, Black Well.
  - Tuve, T., Bianco, F., Ibanez, J., Patane, E. D. and Bottari A., 2006. Attenuation study in the Straits of Messina area (Southern Italy), Tectonophysics, (421): 173-185.
  - Wong, V., Rebollar, C. J. and Mungm, L., 2001. Attenuation of Coda Waves at the Tres Virgenes Volcanic Area, Baja California Sur, Mexico, Bulletin Seismological Society America, (91): 683-693.
  - Wu, J., Jiao, W., Ming, Y. and Su, W., 2006, Attenuation of Coda waves at the Changbaishan Tianchi volcanic area in Northeast China, Pure Applied Geophysics, (163): 1351-1368.
  - Yoshimoto, K., Sato, H. and Ohtake, M., 1993. Frequency-dependent attenuation of P and S waves in the Kanto area, Japan, based on the coda-normalization method, Geophysics Journal International, (114): 165-174.

## تحلیل خطر زلزله در شهرستان ایذه، استان خوزستان

سید ساجدین موسوی<sup>۱\*</sup>، بابک سامانی<sup>۲</sup>، مریم منشدی مهادری<sup>۳</sup>

۱- استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۲- دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۳- دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۱/۱۳

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۶/۰۶



### چکیده

زلزله مخرب ترین مخاطره زمین شناسی است که منجر به خسارات مالی و جانی گسترده می شود. تحلیل خطر زلزله ابزاری موثر برای پیش بینی و کاهش خطرات این پدیده است. در این تحقیق ارزیابی خطر زلزله در شهرستان ایذه تا شعاع ۵۰ کیلومتری مدنظر قرار گرفته است. به این منظور شرایط زمین شناسی، گسل های فعال و ابعاد و هندسه آنها و نیز تاریخچه لرزه خیزی منطقه مورد بررسی قرار گرفت. در این تحقیق تحلیل خطر زلزله با بکارگیری رویکرد احتمالاتی صورت پذیرفته است. پارامترهای جنبش نیرومند زمین (بزرگی و بیشینه شتاب) برای دوره بازگشت ۵ تا ۲۰۰ سال و با احتمال وقوع ۱۰، ۳۷ و ۶۴ درصد تعیین شد. نتایج این تحقیق حاکی از آن است که بیشینه بزرگی زلزله مبنای طرح (DBE) برای دوره های بازگشت ۵ تا ۲۰۰ سال در این منطقه بترتیب بین ۴/۷۹ تا ۶/۵۸ ریشتر متغیر است. همچنین، این مقادیر برای بیشینه بزرگی قابل انتظار (MCE) از ۵/۸۹ تا ۷/۶۹ ریشتر تغییر می کند. نتایج حاصل از رابطه میرایی کمبل نشان می دهد که بیشینه شتاب های قابل انتظار و مبنای طرح برای شهر ایذه بترتیب ۰/۲۵ و ۰/۴۸ g است. همچنین، نقشه های پهنه بندی خطر زلزله منطقه مطالعاتی برحسب شتاب در احتمال ۱۰ و ۶۴ درصد برای دوره ۵۰ ساله تهیه گردید و به کلاس های با خطر کم، متوسط، زیاد و خیلی زیاد تقسیم بندی شدند. این نقشه های خطر نشان می دهند که برای احتمال وقوع ۱۰ و ۶۴ درصد بترتیب ۵۴/۵۵ و ۴۳/۱۳ درصد از منطقه در محدوده با خطر زیاد و خیلی زیاد قرار می گیرد.

**کلید واژه ها:** تحلیل خطر زلزله، ایذه، جنبش نیرومند زمین، لرزه زمین ساخت.

## ۱- مقدمه

زلزله بزرگ‌ترین و مخرب‌ترین پدیده زمین‌شناسی است، به‌طوریکه هر ساله به‌طور میانگین منجر به از بین رفتن جان بیش از ۲۵۰۰۰ نفر در سطح جهان می‌شود (Silva et al., 2017) و خسارات مالی گسترده به شریان‌های حیاتی، میراث تاریخی و فرهنگی و نیز مناطق مسکونی شهری و روستایی وارد می‌کند. کاهش ریسک این مخاطره زمین‌شناسی مستلزم مکانیابی دقیق و طراحی سازه‌های ایمن در برابر زلزله و مقاوم‌سازی سازه‌های موجود است. این امر با انجام تحلیل خطر زلزله ۱ میسر است. خطر زلزله در هر منطقه را می‌توان با دو رویکرد اصلی تعیینی ۲ و احتمالاتی ۳ کمی کرد. در رویکرد تعیینی تنها یک سناریو خاص از وقوع زلزله در نظر گرفته می‌شود که مبتنی بر هندسه و فاصله گسل‌های فعال از ساختگاه است. در حالیکه رویکرد احتمالاتی، احتمال وقوع زلزله‌های با بزرگی‌های متفاوت و در فواصل مختلف از محل مورد نظر را محاسبه می‌کند و مبتنی بر آمار و فراوانی زلزله‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه است (Kijko, 2011; Grunthal et al., 2018; Sianko et al., 2020). به عبارت دیگر، روش تعیینی مبتنی بر وقوع زلزله‌ای منفرد در فاصله‌ای مشخص از محل است که محافظه‌کاری‌هایی در طراحی همه سازه‌های با دامنه نوسان متفاوت در آن منطقه را به‌همراه دارد. در نتیجه تخمین درست خطر زلزله در یک منطقه، مستلزم در نظر گرفتن تمام زلزله‌های با بزرگی‌های مختلف و با توزیع مکانی مناسب در اطراف ساختگاه مورد نظر است. این مزیت روش احتمالی امکان شناسایی، کمی کردن و ترکیب منطقی عدم قطعیت‌های موجود در این زمینه را فراهم می‌آورد تا تحلیل جامع‌تری از خطر زلزله ارائه گردد (Kramer, 1996). همچنین، این روش ابزار مفیدی در ارائه معیارهای ایمنی نیروگاه‌های اتمی و سدها، ترسیم نقشه‌های خطرپذیری زلزله، تهیه دستورالعمل‌های ساخت و ساز، مکانیابی سازه‌های مختلف و غیره است (Mulagia et al., 2017; Wang et al., 2016). به همین دلیل، برنامه توسعه شهرها و شناسایی پهنه‌های پرخطر در این مناطق نیازمند تحلیل خطر زلزله به این روش است تا از طراحی‌های دست‌بالا و خسارات احتمالی در آینده جلوگیری به‌عمل آید (چرچی و همکاران، ۱۳۹۸).

شهرستان ایذه در شمال‌شرق استان خوزستان به دلیل برخورداری از طبیعت بکر و آثار باستانی منحصری‌فرد نظیر سنگ‌نگاره‌های کولفرح، خنگ اژدر و اشکفت سلمان و غیره و نیز زمین‌های حاصلخیز نقش مهمی در صنعت گردشگری و کشاورزی استان

خوزستان ایفا می‌کند. حضور روستاهای متعدد، بافت فرسوده و توسعه نامتوازن مرکز این شهرستان و نیز وجود گسل‌های فعال و بزرگ در این منطقه می‌تواند در صورت وقوع یک زلزله احتمالی به خسارات جانی و مالی بینجامد. وقوع مهلرزه‌های ایذه - اندیکا (۱۹۲۹) با بزرگی ۶/۳ ریشتر، اندیکا (۱۹۷۸) با بزرگی ۶/۱ ریشتر (Berberian, 2014) و زلزله‌های پاییز سال ۱۳۹۸ که موجب خرابی‌هایی در این منطقه شده‌اند، مویید این موضوع است. با این وجود، تاکنون برای این شهرستان مطالعات جامع لرزه‌زمین‌ساختی - لرزه‌خیزی و برآورد پارمترهای جنبش نیرومند زمین انجام نشده است. تنها قبادی و چرچی (۱۳۸۹) با استفاده از روش تعیینی خطر زلزله را در شهرستان ایذه مورد بررسی قرار دادند و بزرگی و شتاب بزرگترین زلزله قابل انتظار را ۷/۴ ریشتر و  $g/0.33$  برآورد کردند. در پژوهش اخیر به دلیل وسعت کم منطقه مورد بررسی، برخی از گسل‌های موجود لحاظ نشدند و صرفاً یک ارزیابی مقدماتی از پتانسیل لرزه‌خیزی ایذه است. همچنین، در مطالعات لرزه‌خیزی سد کارون ۳ بیست‌هفت شتاب قابل انتظار در محل این سد  $g/0.3$  محاسبه شده است (نقل از خوش برش، ۱۳۸۲). به همین دلیل پژوهش حاضر در تلاش است تا با شناسایی تمام چشمه‌های لرزه‌زا در این منطقه، به روش احتمالاتی تصویر دقیق‌تری از پتانسیل وقوع زلزله و پارامترهای آن ارائه دهد و نقشه‌های هم‌شتاب در سطوح مختلف خطر برای این منطقه تهیه نماید.

## ۲- زمین‌شناسی و لرزه‌زمین‌ساخت منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد بررسی در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس چین‌خورده و در زیرپهنه ایذه و بخش‌هایی از لبه شمالی فروافتادگی دزفول قرار گرفته است (شکل ۱). زیرپهنه ایذه از شمال توسط زون زاگرس مرتفع، از جنوب توسط زیرپهنه فروافتادگی دزفول، از شرق توسط گسل کازرون و از غرب توسط گسل بالارود احاطه شده است. این زیرپهنه بصورت یک آنتی‌کلینوریوم بزرگ با روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق است که هسته تاقدیس‌های آن را عمدتاً سازندهای گروه بنگستان تشکیل داده‌اند. ناودیس‌ها در این پهنه تنگ و باریک و متشکل از سازندهای پایده - گورپی و آسماری - شهبازان هستند (مطیعی، ۱۳۷۴). تاقدیس‌ها در این منطقه بزرگ و مرتفع بوده و ساز و کار چین‌خوردگی‌ها آنها بسیار پیچیده است، بطوریکه از چین‌خوردگی سطح جدایشی تا انتشار گسلی متغیرند. ارتباط هر تاقدیس با تاقدیس مجاور معمولاً همراه با گسل خوردگی

1 - Seismic hazard analysis

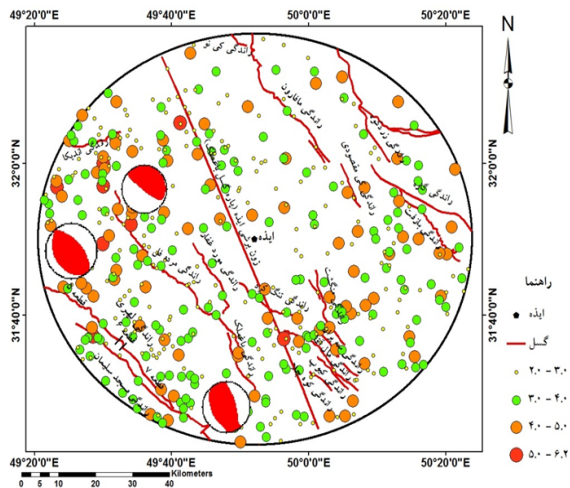
2 - Deterministic

3 - Probabilistic





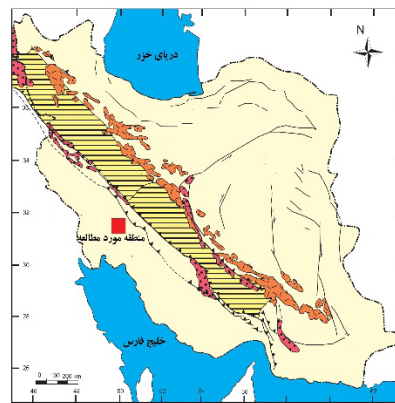
۳ تا ۶ mm/yr شده است. ساز و کار غالب زمین لرزه‌ها حاکی از آن است که گسل‌های مسبب آنها از نوع رانده و راست‌الغز راستگرد هستند زلزله‌های بزرگ فاقد گسلش سطحی‌اند (شکل ۲). در شکل (۳) ساز و کارهای ارائه شده، بترتیب مربوط به زلزله‌های ۱۹۷۸، ۱۹۸۳ و ۱۹۸۵ با بزرگی‌های ۶/۱، ۵/۲ و ۴/۴ ریشتر می‌باشند. هم‌چنین، بین توزیع مراکز برخی از زلزله‌ها و اثرات سطحی گسل‌ها ارتباط کاملی وجود ندارد که این موضوع می‌تواند ناشی از حضور گسل‌های رانده‌گی پنهان و گسله‌های عرضی-برشی در پی‌سنگ منطقه باشد (Berberian, 1995).



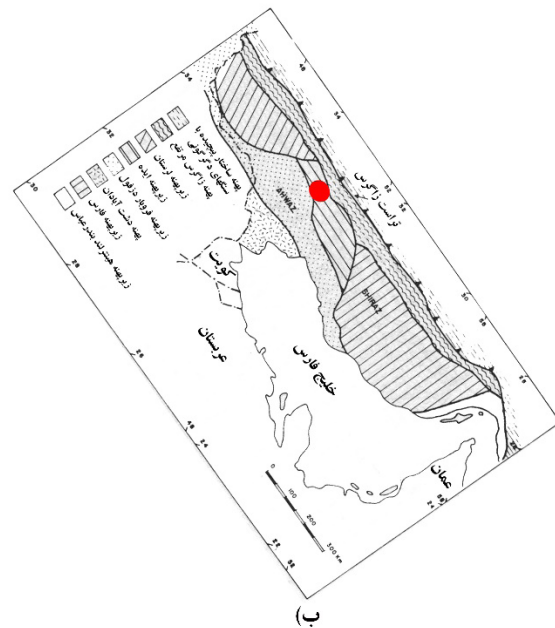
شکل ۲. نقشه لرزه‌زمین‌ساخت گسترده مورد مطالعه. ساز و کارهای ارائه شده مربوط زلزله‌های ۱۹۷۸، ۱۹۸۳ و ۱۹۸۵ است.

هم‌چنین، بر اساس نقشه پی‌سنگ مغناطیسی ایران (یوسفی، ۱۳۷۳) عمق پی‌سنگ در این منطقه بطور متوسط ۱۰ کیلومتر و عمق ناپیوستگی موهو نیز ۴۸ کیلومتر است (Paul et al., 2014). محدوده مطالعاتی بر اساس نقشه په‌ننه‌بندی لرزه‌زمین‌ساختی ایران که در سال ۱۳۷۵ توسط کمیته ملی سدهای بزرگ ایران تهیه و منتشر شده است (نیری و همکاران، ۱۳۷۵) در ایالت شمال باختر زاگرس قرار می‌گیرد. تاقدیس‌های تنگ محمودی، کمستان، پیون، منگشت، کوه سفید، آسماری، تنوش، شاپوش و کم‌دراز و نیز ناودیس نعل اسبی مهمترین ساختارهای چین‌خورده در محدوده مورد بررسی هستند. نهشته‌های به سن کامبرین تا عهد حاضر در محدوده مورد مطالعه رخنمون دارند که به دلیل وسعت کم تنها سازندهای داریان-فهلیان، ایلام-سروک، گورپی، پابده، آسماری، گچساران، میشان، آغاچاری، لهبری، بختیاری و رسوبات کواترنر قابل نمایش روی نقشه با مقیاس ارائه شده هستند (شکل ۳).

است و سازندهای گروه فارس بندرت در این ناحیه حضور دارند. زیرپهنه فروافتادگی دزفول توسط گسل‌های بالارود در شمال و جبهه کوهستان در شمال غرب و خطواره کازرون-بrazجان در شرق و جنوب احاطه شده است. این حوضه از میوسن-پلیوسن بیش از ۳ کیلومتر دچار فرونشست شده است و سازندهای موجود در این پهنه نسبت به زیرپهنه ایذه کمتر چین خورده‌اند (Berberian, 1995). منشا اصلی دگرشکلی‌ها و زلزله‌ها در منطقه مورد مطالعه باز شدن دریای سرخ از زمان آئوسن و فشارش سپر عربستان به



(الف)



(ب)

شکل ۱. الف) موقعیت منطقه مطالعاتی در ایران، ب) جایگاه زمین‌ساختی محدوده مطالعاتی در پهنه زاگرس (مطیعی، ۱۳۷۴). موقعیت محدوده مورد مطالعه با علامت دایره مشخص شده است.

صفحه ایران است. بررسی ساز و کار کانونی زلزله‌های رخ داده در منطقه مطالعاتی نشان می‌دهد که راستای تنش اصلی حداکثر در این منطقه ۱۸۴ درجه است (Madahizadeh et al., 2016) که منجر به کوتاه‌شدگی پوسته به میزان



تاریخی و نیز زلزله‌های دستگاهی در محدوده‌ای به شعاع ۵۰ کیلومتر و به مرکزیت شهر ایذه شناسایی و مورد ارزیابی قرار گرفتند. آمار زلزله‌های دستگاهی از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله ایران، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و سازمان زمین‌شناسی آمریکا اخذ گردید. در این تحقیق، بزرگی زلزله‌های احتمالی هر چشمه لرزه‌زا در سطوح خطر مختلف به روش احتمالاتی برآورد شد. در نهایت با به‌کارگیری رابطه کاهندگی کمبل (۱۹۸۱) شتاب زلزله احتمالی در منطقه محاسبه شد و نقشه‌های هم شتاب برای این محدوده در سطوح خطر مختلف ارائه گردید.

### بررسی چشمه‌های لرزه‌زا در منطقه مطالعاتی

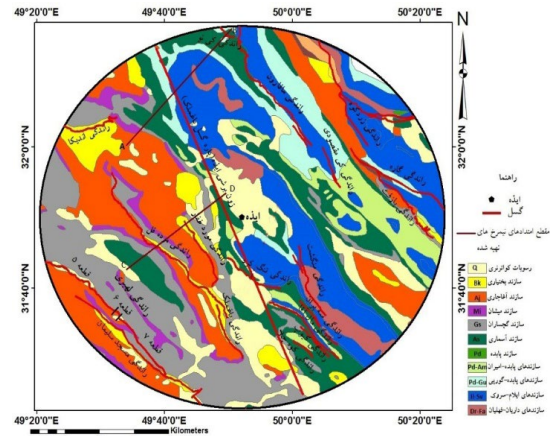
زلزله‌های بزرگ عمدتاً منشأ تکتونیکی دارند و حاصل فعالیت گسل‌های فعال هستند. گسل‌های فعال، گسل‌هایی هستند که در دوره کوتاه‌ترن جابجایی یا فعالیت لرزه‌ای داشته‌اند. در این تحقیق، گسل‌های فعال به عنوان چشمه‌های لرزه‌زا منطقه در نظر گرفته شدند. در منطقه مطالعاتی با بررسی تصاویر ماهواره‌ای گوگل ارث، نقشه‌های زمین‌شناسی و انجام بازدیدهای صحرایی ۱۹ گسل فعال شناسایی شد و ویژگی‌های هندسی آنها مشخص گردید (جدول ۱). ویژگی‌ها و مشخصات برخی از مهمترین و فعال‌ترین این گسل‌ها عبارتند از:

#### گسل یا زون برشی ایذه (پاره گسل باغملک)

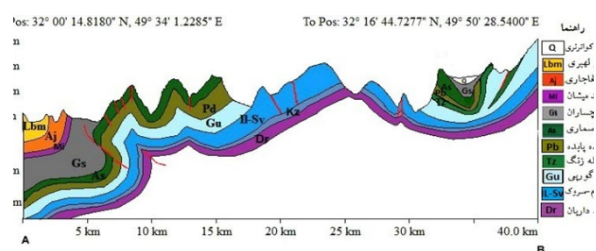
زون برشی ایذه یا گسل پی‌سنگی ایذه-هندیجان به طول ۲۰۰ کیلومتر با روند شمال غرب-جنوب شرق و در بخش‌هایی شمالی-جنوبی است که در اثر همگرایی مایل کوه‌زاد زاگرس فعالیت دوباره یافته و سبب شکل‌گیری گریختگی‌هایی در پوشش رسوبی آن شده است. این گسل از نوع امتدادلغز راستگرد با مولفه شیب‌لغز است که باعث تغییرات در ضخامت و رخساره نهشته‌های طرفین خود شده است. صفری (۱۳۸۳) بر اساس شواهد ساختاری و مورفوتکتونیکی این گسل را به ۴ پاره گسل باغملک، صیدون، پابده و اندیکا تقسیم کرد. پاره گسل باغملک در محدوده مطالعاتی قرار می‌گیرد که طول آن ۷۹ کیلومتر است.

#### راندگی لهری

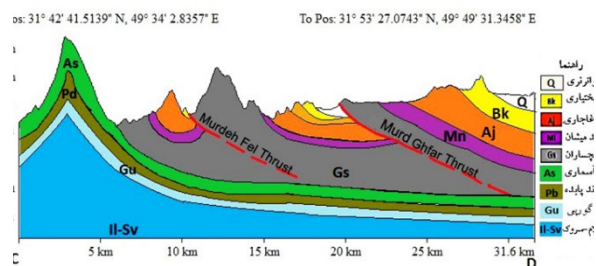
این گسل با امتداد شمال غرب-جنوب شرقی و شیب شمال شرقی سازند گچساران را روی سازندهای آغاچاری و میشان رانده است (شکل ۴). این گسل قاشقی ۱۵۰ کیلومتر طول دارد. منصوری بیدگانی (۱۳۹۷) با استفاده از تغییرات هندسه گسل آنرا به هفت قطعه تقسیم کرده است که قطعات ۵، ۶ و ۷ آن در محدوده مطالعاتی



(الف)



(ب)



(ج)

شکل ۳. الف) نقشه چینه‌شناسی و گسل‌های محدوده مورد مطالعه (با اقتباس از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ کوه آسماری، مسجدسلیمان، دهدز، لالی و کی‌نو)، ب) نیم‌رخ زمین‌شناسی در راستای A-B، ج) نیم‌رخ زمین‌شناسی در راستای C-D.

### ۳- مواد و روش‌ها

تحلیل خطر زلزله نیازمند شناخت شرایط و تاریخچه زمین‌شناسی، سابقه لرزه‌خیزی و شناسایی گسل‌های فعال است. بدین منظور نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای گوگل ارث منطقه، گزارشات زمین‌شناسی و لرزه‌خیزی پروژه‌های عمرانی اجرا شده در منطقه مطالعاتی جمع‌آوری و مورد بررسی قرار گرفتند. حاصل این فرآیند در کنار بازدیدهای صحرایی و مطالعه توزیع مراکز زلزله‌های رخ داده، منجر به شناسایی گسل‌ها و چشمه‌های لرزه‌زا و فاصله آنها از مرکز شهر ایذه گردید. در مرحله بعد، با هدف شناخت پتانسیل لرزه‌خیزی منطقه مورد بررسی زلزله‌های



شکل ۶. راندگی مال آقا در شمال روستای مال آقا (دید عکس: شمال شرق).

### راندگی زرد کوه

این راندگی با طول ۵۷/۵ کیلومتر مرز میان زاگرس مرتفع و زاگرس چین خورده است. در راستای راندگی زرد کوه، سازندهای پالئوزوئیک زیرین زاگرس مرتفع روی سازند بختیاری و رسوبات کواترنر رانده شده‌اند. زلزله سال ۱۹۷۸ با بزرگی ۵/۲ ریشتر مرتبط با فعالیت این گسل می‌باشد. این گسل در فاصله‌ی ۳۰ کیلومتری شمال غرب ایذه واقع است.

### راندگی بازفت

این گسل با امتداد شمال غرب - جنوب شرقی و شیب ۶۵ درجه شمال شرقی، سازندهای ایلام - سروک و پابده را رانده است. طول گسل بازفت حدود ۲۴ کیلومتر است و در ۳۵ کیلومتری شرق ایذه قرار دارد. زلزله‌های سال‌های ۱۹۷۷ و ۱۹۸۲ به ترتیب با بزرگی ۵ و ۴/۶ در اثر فعالیت این گسل رخ داده‌اند.

### راندگی مسجد سلیمان

راندگی مسجد سلیمان با درازای ۶۰ کیلومتر در ۴۳/۱ کیلومتری غرب شهر ایذه قرار دارد. امتداد گسل شمال غرب - جنوب شرق است و در راستای آن سازند گچساران روی سازندهای بختیاری، آغاچاری و میشان رانده شده است (شکل ۷).



شکل ۷. گسل راندگی مسجد سلیمان در روستای بتوند (مسیر جاده اهواز - مسجد سلیمان، دید عکس: شمال شرق)

قرار دارند. این راندگی از فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب غرب شهر ایذه می‌گذرد. زلزله‌های سال‌های ۱۹۴۰، ۱۹۶۹، ۱۹۷۸، ۱۹۸۳ و ۱۹۸۵ به ترتیب با بزرگی ۶، ۵/۲، ۵/۸، ۶/۵ و ۵/۲ منتسب به فعالیت این گسل هستند (Berberian, 2014).



شکل ۴. راندگی لهری در مسیر جاده مسجد سلیمان - اهواز قبل از روستای بتوند (دید عکس جنوب شرقی).

### راندگی باغملک

این راندگی در فاصله ۲۳ کیلومتری جنوب شهر ایذه قرار دارد. این گسل با امتداد شمال غرب - جنوب شرق و شیب شمال شرقی رسوبات آبرفتی و سازند گچساران را روی سازندهای میشان، آغاچاری و بختیاری و نیز بخش لهری رانده است. راندگی باغملک دارای طول ۱۶/۳ کیلومتر است و زلزله‌های سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۵ به ترتیب با بزرگی ۴/۳، ۴/۵ و ۴/۳ ریشتر در اثر فعالیت این گسل به وقوع پیوسته‌اند (شکل ۵).



شکل ۵. راندگی باغملک در مسیر جاده باغملک - هفتکل (دید عکس شمال غرب).

### راندگی کوه سفید یا مال آقا

امتداد این گسل شمال غرب - جنوب شرقی و شیب آن ۷۵ درجه شمال شرقی است که سازندهای آسماری، پابده و گورپی را روی سازندهای آسماری و پابده رانده است (شکل ۶). طول گسل مال آقا حدود ۲۴ کیلومتر است و در ۲۳ کیلومتری جنوب شرق ایذه قرار دارد. زلزله‌های سال‌های ۱۹۸۵ و ۱۹۹۹ به ترتیب با بزرگی ۴ و ۵/۲ ریشتر ناشی از فعالیت این گسل بوده‌اند.





### راندگی اندیکا

آنها، قادر به ایجاد زلزله‌هایی با بزرگی‌های متفاوت در زمان‌ها و مکان‌های مختلف هستند. مدل‌سازی این رخداد‌های لرزه‌ای به منظور تعیین بزرگی زلزله‌های آتی، نیازمند بررسی کاتالوگ زلزله‌های دستگاهی محل از نظر توزیع مکانی و فراوانی است. مدل‌های لرزه‌خیزی احتمالاتی متنوعی برای تحلیل خطر زلزله وجود دارد که یکی از متداول‌ترین آنها مدل گوتنبرگ-ریشر-پواسون است. با فرض اینکه احتمال وقوع زمین لرزه‌ها در منطقه از توزیع پواسون پیروی کنند، می‌توان رابطه (۱) را نوشت.

$$P_T(t) = 1 - \exp(-Nt) \quad (\text{رابطه‌ی ۱})$$

در این رابطه  $P_T(t)$ ، احتمال وقوع زلزله با بزرگی  $M$  در مدت زمان  $t$  (سال) و  $N$  فراوانی تجمعی زلزله‌ها می‌باشد که از رابطه (۲) قابل محاسبه است.

$$N = -\frac{\ln(1 - P_T(t))}{t} \quad (\text{رابطه‌ی ۲})$$

با محاسبه  $N$  محاسبه بزرگی زلزله‌ها برای دوره‌های بازگشت و درصد احتمال وقوع مختلف از طریق رابطه (۳) تعیین می‌گردد.

$$M = \frac{a - \text{Log}N}{b} \quad (\text{رابطه‌ی ۳})$$

در این رابطه  $a$  و  $b$  بترتیب آهنگ فعالیت سالانه و پارامتر لرزه‌خیزی هستند که از رابطه گوتنبرگ-ریشر (رابطه‌ی ۴) بدست می‌آیند.

$$\text{Log}N = bM + a \quad (\text{رابطه‌ی ۴})$$

با تعیین بزرگی زلزله‌های احتمالی و بکارگیری رابطه میرایی سازگار با شرایط لرزه‌خیزی و زمین‌شناسی منطقه (رابطه کمبل) و لحاظ نمودن فاصله از هر یک از چشمه‌های لرزه‌زا از محل، شتاب در درصد احتمال وقوع مختلف محاسبه گردید.

این راندگی با طول حدود ۵۰ کیلومتر و امتداد شمال غرب-جنوب شرق از شمال غرب شهر ایذه عبور می‌کند. شیب این راندگی شمال شرقی و در امتداد آن سازند گچساران روی سازند بختیاری رانده شده است. زلزله سال‌های ۱۹۲۹ با بزرگی ۶/۳ (Berberian, 2014)، ۱۹۷۳ با بزرگی ۵/۲ و ۲۰۰۳ با بزرگی ۵ مرتبط با فعالیت این گسل است.

### راندگی منگشت

این گسل با امتداد شمال غرب-جنوب شرقی و شیب شمال شرقی در بخش‌های مختلف خود سازندهای سورمه، خانه کت، فهلیان، داریان، کژدمی، گورپی و پایده را روی سازندهای جوان تر رانده است. طول گسل منگشت ۲۰/۶ کیلومتر است و در ۱۵ کیلومتری جنوب شرق ایذه قرار دارد. زلزله‌های سال‌های ۲۰۰۵ و ۲۰۰۶ به ترتیب با بزرگی ۴/۱ و ۴/۲ منتسب به فعالیت این گسل هستند.

### راندگی مرده‌فل

این گسل به طول ۲۵ کیلومتر در ۱۴ کیلومتری جنوب غرب ایذه واقع شده است. روند آن شمال غرب - جنوب شرق است. در اثر عملکرد این گسل سازند گچساران و در برخی نقاط سازند میشان روی سازندهای بختیاری و آغاچاری رانده شده است. سازند گچساران در اثر این راندگی دچار چین خوردگی شده است. راندگی مرده‌فل در انتهای شمال غربی خود توسط رودخانه کارون قطع شده است و در انتهای جنوب شرقی در نزدیکی روستای باغ ملا به راندگی باغملک متصل می‌شود.

### مدل ارزیابی خطر زلزله و پارامترهای آن

گسل‌های فعال با توجه به هندسه و میزان انباشت تنش در امتداد

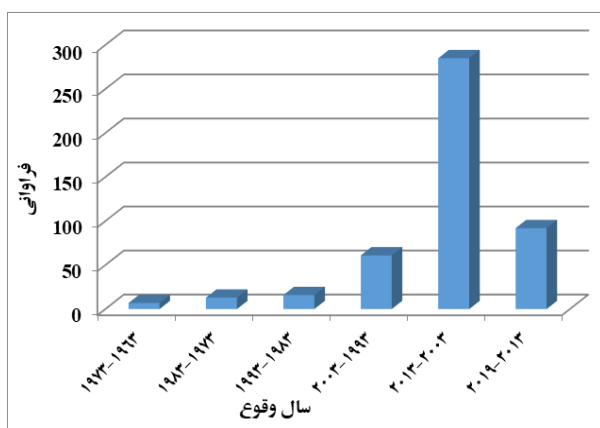
جدول ۱. مشخصات و هندسه گسل‌های محدوده مورد مطالعه. همه گسل‌های منطقه مطالعاتی فعال هستند.

نام گسل	نوع گسل	فاصله تا مرکز ایذه (km)	طول گسل (km)	امتداد گسل (درجه)	مقدار شیب گسل (درجه)	جهت شیب گسل
بازفت	راندگی معکوس	۳۵	۲۴	۱۳۰	۶۵	NE
مرده فل	راندگی معکوس	۲۴	۲۵	۱۳۰	۲۵	NE
اندیکا	راندگی معکوس	۴۹/۶	۱۰/۹	۱۲۰	۳۵	NE
مسجد سلیمان	راندگی معکوس	۴۳/۱	۶۰	۱۲۵	۳۰	NE
مافارون	راندگی معکوس	۲۵/۳	۴۱/۶	۱۴۵	۴۰	NE
گاره	راندگی معکوس	۳۲/۳	۳۱/۲	۱۱۵	۶۵	NE
کی نو	راندگی معکوس	۴۷/۱	۴/۷	۱۱۵	۴۷	NE





NE	۴۵	۱۶۰	۱۱/۷	۲۷	راندگی معکوس	کی مقصودی
NE	۸۰	۱۶۰	۷۹	۱۹/۳	امتداد لغز با مولفه معکوس	زون برشی ایذه (پاره گسل باغملک)
NE	۴۵	۱۲۵	۷/۲	۳۴/۶	راندگی معکوس	کوه چلا
NE	۳۰	۱۵۵	۲۰/۹	۱۲/۶	راندگی معکوس	مورد غفار
NE	۵۵	۱۵۰	۲۰/۶	۱۵	راندگی معکوس	مُنگشت
NE	۵۰	۱۱۵	۱۶/۵	۱۱/۳	راندگی معکوس	تنگ کرد
NE	۵۵	۱۲۵	۱۰/۹	۳۲	راندگی معکوس	کیوپ
NE	۷۵	۱۲۵	۱۳/۵	۲۶	راندگی معکوس	سه پیران
NE	۷۵	۱۲۳	۲۴	۲۳	راندگی معکوس	مال آقا
NE	۳۳	۱۵۵	۱۶/۳	۲۳/۷	راندگی معکوس	باغملک
NE	۶۵	۱۴۰	۵۷/۵	۳۰	راندگی معکوس	زردکوه
NE	۱۵-۲۰	۱۲۰	۲۲/۳	۴۳/۹	راندگی معکوس	پاره گسل لهری (شماره ۵)
NE	۱۵-۲۰	۱۲۵	۳	۳۹/۶	راندگی معکوس	پاره گسل لهری (شماره ۶)
NE	۱۵-۲۰	۱۲۵	۱۹	۴۱/۵	راندگی معکوس	پاره گسل لهری (شماره ۷)



شکل ۸. نمودار توزیع فراوانی سال وقوع زلزله‌های ثبت شده در محدوده مطالعاتی.

نمودار توزیع فراوانی زلزله‌های رخ داده بر حسب عمق کانون نشان‌دهنده آن است که اکثر زلزله‌های منطقه از نوع کم عمق تا متوسط می‌باشند (شکل ۱۰). حدود ۲۶/۲ درصد از کانون این زلزله‌ها در پوسته بالایی و پوشش رسوبی و حدود ۵۵/۱۳ درصد در پی سنگ (پوسته زیرین) به وقوع پیوسته‌اند و مابقی منشأ گوشه بالایی دارند. این موضوع مویده فعالیت زیاد گسل‌های پی سنگی نظیر زون برشی ایذه است (شکل ۱۱).

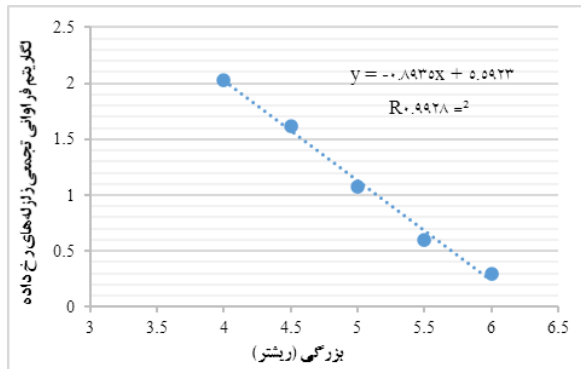
#### ۴- نتایج و بحث

تحلیل احتمالاتی خطر زلزله مقادیر محتمل پارامترهای جنبش نیرومند زمین در یک منطقه و در بازه زمانی مشخص را تخمین می‌زند. انجام این تحلیل خطر مستلزم بکارگیری معادلات ریاضی است که بتواند عدم قطعیت‌های موجود در زمینه محل، اندازه و زمان وقوع زلزله را بحساب آورده و داده‌های خروجی مرتبط با سطوح مختلف احتمالی جنبش زمین باشند.

در این تحقیق از مدل لرزه‌خیزی گوتنبرگ-ریشتر-پواسون جهت برآورد بزرگی زلزله‌های آتی در سطوح احتمالی و دوره‌های بازگشت مختلف استفاده شده است. به این منظور، آمار زلزله‌های دستگاهی با بزرگی ۳ ریشتر و بیشتر در بازه زمانی بین سال‌های ۱۹۶۳ تا ۲۰۱۹ (۵۶ سال) از پایگاه‌های اطلاعاتی مختلف اخذ گردید که تعداد آنها ۴۸۵ زلزله بوده است. بر اساس این آمار در محدوده مورد بررسی بیشترین فراوانی زلزله‌های رخ داده بین سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۳ و کمترین آنها بین سال‌های ۱۹۶۳ و ۱۹۷۳ بوده است (شکل ۸). همچنین، مراکز این زلزله‌ها در بخش‌های جنوبی، جنوب غربی و شمال غربی منطقه مطالعاتی متمرکز بوده است که حاکی از فعالیت نئوتکتونیک بیشتر این بخش از منطقه است (شکل ۹).



ریشتر است (شکل ۱۲). برای تامین شرط پواسونی بودن داده‌ها، پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها با استفاده از روش گرونتال (۱۹۹۸) حذف شده‌اند. معادله (۵) رابطه گوتنبرگ - ریشتر برای محدوده مورد بررسی را نشان می‌دهد.



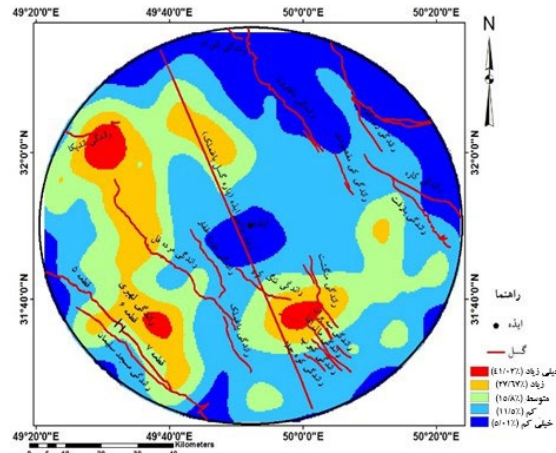
شکل ۱۲. نمودار توزیع فراوانی گوتنبرگ-ریشتر برای منطقه مورد مطالعه.

$$\text{Log}N = -0.8935M + 5.5923 \quad (\text{رابطه‌ی ۵})$$

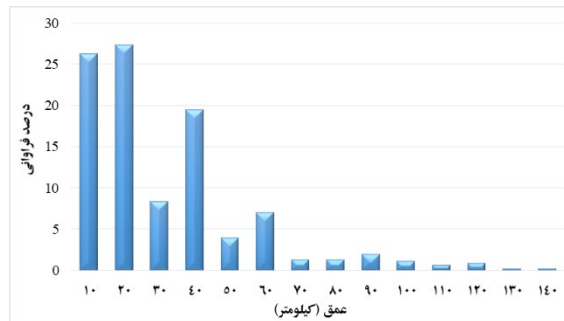
بر این اساس مقدار ضریب لرزه‌خیزی و آهنگ فعالیت سالیانه برای منطقه مورد مطالعه به ترتیب ۰/۸۹۳۵ و ۵/۵۹۲۳ می‌باشند که، حاکی از رخداد تعداد زیاد زلزله‌های با بزرگی کم است. کوچک بودن بزرگی زلزله‌ها در منطقه را می‌توان به تأثیر لایه‌های شکل‌پذیر تبخیری و مارنی - شیلی نظیر سازندهای گچساران، تله‌زنگ، گرو و ... در منطقه نسبت داد. علاوه بر این، وقوع این زلزله‌ها به تخلیه تنش انباشته شده در منطقه کمک خواهند کرد.

جدول (۲) بزرگی‌های محاسبه شده برای زلزله‌های با دوره بازگشت ۵ تا ۲۰۰ سال و در احتمال وقوع ۱۰، ۳۷ و ۶۴ درصد را نشان می‌دهد. بر این اساس، بیشینه بزرگی زلزله قابل انتظار (احتمال ۱۰ درصد) برای دوره‌های بازگشت ۵ تا ۲۰۰ ساله برای این منطقه به ترتیب از ۵/۸۹ تا ۷/۶۹ ریشتر متغیر است. هم‌چنین، بیشینه بزرگی زلزله مبنای طرح ۲ (احتمال ۶۴ درصد) برای دوره‌های بازگشت یاد شده به ترتیب از ۴/۷۹ تا ۶/۵۸ ریشتر برآورد شده است. از سوی دیگر، برای دوره‌های بازگشت با احتمال وقوع ۰/۳۷ به ترتیب از ۴/۷۹ تا ۶/۵۸ ریشتر محاسبه شده است. این موضوع مبین آن است که با افزایش دوره بازگشت زلزله‌های با بزرگی بیشتری احتمال وقوع دارد. زیرا با گذشت زمان انرژی بیشتری در توده‌های سنگی تجمع کرده و می‌تواند زلزله‌های مخرب‌تری را ایجاد کنند (شکل ۱۳).

پیش‌بینی مقدار و شدت جنبش زمین بر حسب شتاب در منطقه مورد مطالعه با استفاده از روابط میرایی انجام می‌شود. این روابط

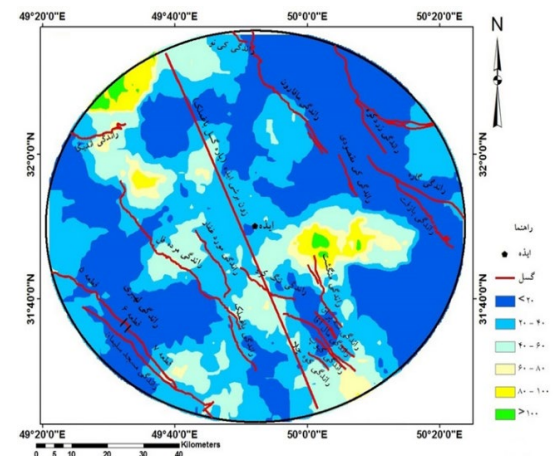


شکل ۹. پهنه‌بندی تراکم زلزله‌های دستگاهی رخ داده در طی ۵۶ سال گذشته در گستره مورد مطالعه.



شکل ۱۰. نمودار توزیع فراوانی عمق کانون زلزله‌های رخ داده در منطقه مطالعاتی.

یکی از پارامترهای ورودی اصلی جهت تخمین پارامترهای جنبش نیرومند زمین بر حسب بزرگی در منطقه مورد مطالعه،



شکل ۱۱. پهنه‌بندی زلزله‌های دستگاهی رخ داده در طی ۶۵ سال گذشته بر حسب عمق در محدوده مورد بررسی.

بررسی توزیع فراوانی زلزله‌های رخ داده و محاسبه آهنگ فعالیت سالانه (a) و پارامتر لرزه‌خیزی (b) آن با استفاده از رابطه گوتنبرگ -

1 - Maximum credible earthquake (MCE)  
2 - Design base earthquake (DBE)



زلزله‌های احتمالی و استفاده از رابطه میرایی کمبل (۱۹۸۱) که برای ایران ارائه شده است (رابطه ۶) و با توجه به فاصله شهر ایذه از هر یک از چشمه‌های لرزه‌زا، شتاب برای درصد احتمال وقوع ۱۰، ۳۷، ۶۴

بر اساس داده‌های واقعی زلزله‌های رخ داده در آن منطقه پیشنهاد می‌شوند و شتاب اندازه‌گیری شده را به بزرگی زلزله و فاصله چشمه لرزه‌زا مرتبط می‌کنند. در این پژوهش، با بدست آوردن بزرگی

جدول ۲. بزرگی زلزله برآورد شده برای دوره‌های بازگشت ۵ تا ۲۰۰ ساله با احتمال ۱۰، ۳۷ و ۶۴ درصد.

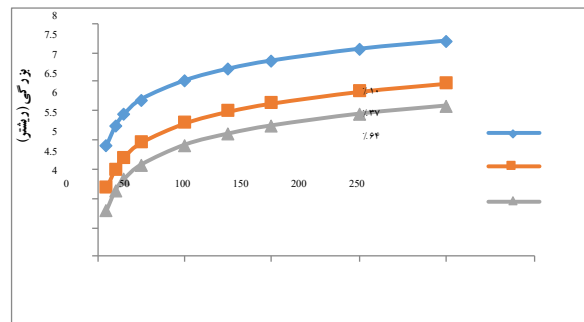
دوره بازگشت (سال)	بزرگی (ریشتر)		
	احتمال ۱۰ درصد	احتمال ۳۷ درصد	احتمال ۶۴ درصد
۵	۵/۸۹	۵/۱۸	۴/۷۹
۱۰	۶/۲۳	۵/۵۱	۵/۱۳
۱۵	۶/۴۳	۵/۷۱	۵/۳۲
۲۵	۶/۶۹	۵/۹۶	۵/۵۷
۵۰	۷/۰۱	۶/۲۹	۵/۹۱
۷۵	۷/۲۱	۶/۴۹	۶/۱۰
۱۰۰	۷/۳۵	۶/۶۳	۶/۲۴
۱۵۰	۷/۵۵	۶/۸۳	۶/۴۴
۲۰۰	۷/۶۹	۶/۹۷	۶/۵۸

احتمال‌های ۱۰ و ۶۴ در مجموع بترتیب ۵۵/۵۴ و ۴۳/۱۳ درصد از گستره مورد بررسی در رده با خطر بالا و خیلی بالا قرار می‌گیرد.

### ۵- نتیجه‌گیری

تحلیل خطر زلزله همراه با شناخت شرایط تکتونیکی و زمین‌شناسی مهندسی یک منطقه یکی از ابزارهای موثر در کاهش خسارات زلزله‌های آتی در مناطق شهری است. در این تحقیق تحلیل خطر زلزله در شهرستان ایذه به روش احتمالاتی و در سطوح احتمال وقوع ۱۰، ۳۷ و ۶۴ درصد انجام شده است. این امر با شناسایی چشمه‌های لرزه‌زا و بررسی زلزله‌های رخ داده در ۵۶ سال گذشته در این منطقه صورت پذیرفته است. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که کانون ۵۵/۱۳ درصد از این زلزله‌ها در پی سنگ (پوسته زیرین) قرار دارد که مبین فعالیت زیاد گسل‌های پی سنگی در این ناحیه است.

بر اساس ارزیابی توزیع فراوانی زلزله‌های رخ داده در منطقه مطالعاتی، مقادیر ضریب لرزه‌خیزی و آهنگ فعالیت سالیانه به ترتیب ۰/۸۹۳۵ و ۵/۵۹۲۳ است که نشان‌دهنده وقوع تعداد زیاد زلزله‌های با بزرگی کم در بازه زمانی مورد بررسی است. این موضوع ناشی از حضور و تأثیر لایه‌های شکل‌پذیر تبخیری و مارنی - شیلی در این منطقه است.



شکل ۱۳. نمودار تغییرات بزرگی زلزله‌های برآورد شده نسبت به دوره بازگشت‌های ۵ تا ۲۰۰ سال در احتمالات وقوع مختلف.

و ۶۴ درصد و دوره بازگشت ۵۰ ساله محاسبه گردید (جدول ۳).

$$a = \frac{1320e^{0.58M}}{(R + 25)^{1.52}} \quad (\text{رابطه ۶})$$

در این رابطه  $a$  شتاب زلزله احتمالی،  $M$  بزرگی زلزله احتمالی ناشی از فعالیت چشمه لرزه‌زا و  $R$  نزدیک‌ترین فاصله از چشمه لرزه‌زا می‌باشد. جدول (۳) نشان می‌دهد که، بیشینه شتاب‌های مبنای طرح و قابل انتظار برای شهر ایذه ۰/۲۵  $g$  و ۰/۴۸ است که ناشی از گسل پی سنگی ایذه خواهد بود. جهت تهیه نقشه پهنه‌بندی شتاب با احتمال خطر ۱۰ و ۶۴ درصد، تمام منطقه مطالعاتی شبکه‌بندی شد، به‌طوری‌که ابعاد هر سلول شبکه ۵\*۵ کیلومتر بوده است. شکل (۱۴) نقشه‌های پهنه‌بندی خطر بر حسب شتاب را نشان می‌دهد.

همانطور که در این شکل‌ها مشخص است، نقشه‌های پهنه‌بندی خطر بر حسب شتاب به چهار کلاس با خطر پایین، متوسط، بالا و خیلی بالا تقسیم‌بندی شدند. این نقشه‌ها نشان می‌دهند که در درصد



جدول ۳. برآورد شتاب زلزله برای چشمه‌های لوزه‌زا با دوره بازگشت ۵۰ ساله و در احتمالات وقوع مختلف.

شتاب بر حسب g			بزرگا (میانگین)			فاصله از شهر ایذه (کیلومتر)	نام گسل
۰/۱۰	۰/۳۷	۰/۶۴	۰/۱۰	۰/۳۷	۰/۶۴		
۰/۱۵	۰/۱۰	۰/۰۸	۷/۰۱	۶/۲۹	۵/۹۱	۳۵	بازفت
۰/۲۴	۰/۱۶	۰/۱۳				۲۴	مرده فل
۰/۱۳	۰/۰۸	۰/۰۷				۴۹/۶	اندیکا
۰/۱۳	۰/۰۸	۰/۰۶				۴۳/۱	مسجد سلیمان
۰/۱۷	۰/۱۱	۰/۰۹				۲۵/۳	مافارون
۰/۱۶	۰/۱۰	۰/۰۸				۳۲/۳	گاره
۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۰۶				۴۷/۱	کی نو
۰/۲۰	۰/۱۳	۰/۱۰				۲۷	کی مقصودی
۰/۴۸	۰/۳۱	۰/۲۵				۱۹/۳	زون برشی ایذه (پاره گسل باغملک)
۰/۱۵	۰/۱۰	۰/۰۸				۳۴/۶	کوه چلا
۰/۳۳	۰/۲۲	۰/۱۷				۱۲/۶	مورد غفار
۰/۲۷	۰/۱۸	۰/۱۴				۱۵	منگشت
۰/۳۳	۰/۲۱	۰/۱۷				۱۱/۳	تنگ کرد
۰/۱۶	۰/۱۱	۰/۰۸				۳۲	کیوپ
۰/۱۹	۰/۱۳	۰/۱۰				۲۶	سه پران
۰/۲۱	۰/۱۴	۰/۱۱				۲۳	مال آقا
۰/۲۱	۰/۱۴	۰/۱۱				۲۳/۷	باغملک
۰/۱۷	۰/۱۱	۰/۰۹				۳۰	زردکوه
۰/۱۳	۰/۰۸	۰/۰۷				۴۳/۹	پاره گسل لهری (شماره ۵)
۰/۱۳	۰/۰۹	۰/۰۷				۳۹/۶	پاره گسل لهری (شماره ۶)
۰/۱۳	۰/۰۸	۰/۰۷				۴۱/۵	پاره گسل لهری (شماره ۷)

ایذه بترتیب ۰/۲۵ و g ۰/۴۸ در یک دوره بازگشت ۵۰ ساله است که ناشی از گسل پی سنگی ایذه خواهد بود. هم‌چنین، نتایج نقشه پهنه‌بندی شتاب با احتمال ۶۴ و ۱۰ درصد برای محدوده مطالعاتی نشان می‌دهد که شهر ایذه در این نقشه‌ها بترتیب در محدوده خطر بالا و خیلی بالا قرار می‌گیرد. بنابراین، با توجه به نتایج این پژوهش در محدوده‌های با خطر بالا و خیلی بالا انجام اقدامات زیر اجتناب‌ناپذیر

نتایج تحلیل خطر زلزله در این منطقه موید آن است که بیشینه زلزله‌های مبنای طراحی (DBE) در بازه زمانی ۵۰، ۱۰۰ و ۲۰۰ ساله بترتیب ۵/۹۱، ۶/۲۴ و ۶/۵۸ ریشتر است، در حالیکه بیشینه زلزله قابل انتظار (MCE) برای این بازه‌های زمانی به ترتیب ۷/۰۱، ۷/۳۵ و ۷/۶۹ ریشتر است. محاسبات جنبش نیرومند زمین بر حسب شتاب نشان می‌دهد که، بیشینه شتاب‌های مبنای طرح و قابل انتظار برای شهر





است:

شهید چمران اهواز در قالب پژوهانه (SCU.EG98.28667) در انجام این تحقیق تشکر و قدردانی می‌گردد.

### منابع

◀ چرچی، ع، موسوی، س.س، شاه آبادی، ب، ۱۳۹۸. تحلیل لرزه‌زمین ساخت و خطر زلزله در محدود شهرهای دزفول و شوش، زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۹ (۳)، صفحات ۲۷۲-۲۸۳.

◀ خوش برش، ا، ۱۳۸۲. سد و نیروگاه کارون سه: حفاری و تزریق، انتشارات جام‌اندیشه، تهران.

◀ صفری، ح، ۱۳۸۳. شناسایی و پاره‌بندی پهنه گسله ایذه بر اساس شواهد ساختاری و مورفوتکتونیکی زاگرس، ایران، هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، اهواز.

◀ طالبیان، م، رئیس‌السادات، س.ن، ۱۳۷۸. نقشه زمین‌شناسی ده‌دلز با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

◀ قبادی، م.ح، چرچی، ع، ۱۳۸۹. ارزیابی مقدماتی خطر زلزله در شهرستان ایذه، استان خوزستان، یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، جلد ۷، صفحات ۴۵-۳۵.

◀ مطیعی، ه، ۱۳۷۴. زمین‌شناسی نفت زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

◀ منصوری بیدکانی، ف، ۱۳۹۷. تحلیل لرزه زمین ساخت گسل لهبری. پایان‌نامه کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید چمران اهواز.

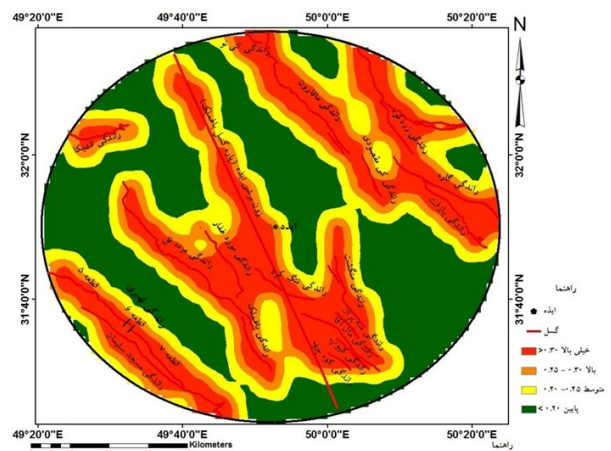
◀ نیری، ع، خادمی، م.ح، حدادی، ح، بهنام، م، ۱۳۷۵. استان‌های لرزه‌زمین ساخت ایران، کمیته ملی سدهای بزرگ ایران، نشریه شماره ۱۲.

◀ یوسفی، ا، ۱۳۷۲. نقشه پی‌سنگ مغناطیسی ایران (مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰۰)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

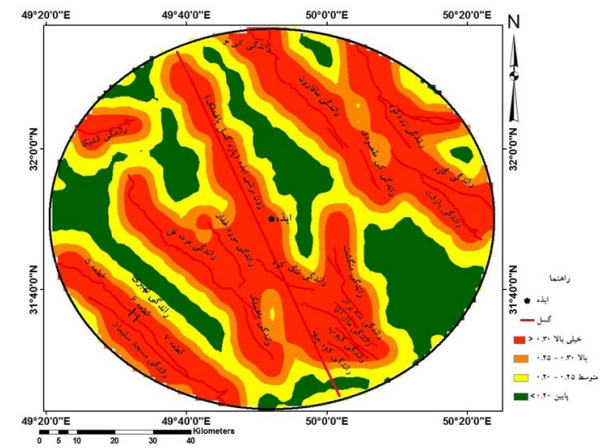
۱- ضروری است تا نسبت به مقاوم‌سازی و تقویت بافت‌های فرسوده و آسیب‌پذیر و آثار باستانی موجود در این گستره.

۲- استفاده از مصالح استاندارد با کیفیت در ساخت ساختمان‌های جدید، نظارت دقیق بر روند ساخت و سازها و اهتمام جدی به اجرای دقیق آیین‌نامه طراحی ساختمان‌ها در برابر زلزله ایران (استاندارد ۲۸۰۰) در این شهرستان بویژه در مرکز آن کاهش به منظور خسارات جانی و مالی در صورت وقوع زلزله.

۳- با توجه به شرایط زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی منطقه، پتانسیل وقوع زمین‌لغزش در این محدوده‌ها مورد بررسی قرار گیرد.



(الف)



(ب)

شکل ۱۴. نقشه‌های پهنه‌بندی شتاب زلزله با احتمالات مختلف برای محدوده مطالعاتی به روش کمبل (۱۹۸۱) برای دوره بازگشت ۵۰ ساله. (الف) با احتمال خطر ۶۴ درصد، (ب) با احتمال خطر ۱۰ درصد

### تشکر و قدردانی

بدینوسیله از حمایت مالی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه

- Baker, J.W., 2013. Probabilistic seismic hazard analysis. White paper.
- Berberian, M., 1995. Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics 241, 193-224.
- Berberian, M., 2014. Earthquakes and coseismic surface faulting on the Iranian plateau. Elsevier, Netherland.
- Campbell, K.W., 1981. Near source attenuation of



- peak horizontal acceleration. *Bulletin of Seismological Society of America* 71 (6), 2039-2070.
- Grünthal, G., 1998. European macroseismic scale 1998 (EMS-98). European Seismological Commission, sub commission on Engineering Seismology, Working Group Macroseismic Scales. Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie 15, Luxembourg.
  - Grünthal, G., Stromeyer, D., Bosse, C., Cotton, F., and Bindi, D., 2018. The probabilistic seismic hazard assessment of Germany—version 2016, considering the range of epistemic uncertainties and aleatory variability. *Bulletin of Earthquake Engineering*, doi:/10.1007/s10518-018-0315-y
  - Jorjiashvili, N., Elashvili, M., Gigiberia, M., Shengelia, I., 2016. Seismic hazard analysis of Adjara region in Georgia. *Natural Hazards* 81, 745–758.
  - Kijko, A., 2011. Introduction to probabilistic seismic hazard analysis. In: *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*; Gupta, H. (ed), Springer, Dordrecht, Germany.
  - Kramer, S.L., 1996. *Geotechnical earthquake engineering*. Pearson, Canada.
  - Madahizadeh, R., Mostafazadeh, M., Ashkpour-Motlagh, S., 2016. Earthquake potential in the Zagros region, Iran. *Acta Geophysica* 64 (5), 1462-1494.
  - Majedi, M., Macleod, J.H., 1972. Geological map of kuh-e Keynow (scale 1:100000). Iranian Oil Operating Companies.
  - Mulargia, F., Stark, P.B., Geller, R.J., 2017. Why is probabilistic seismic hazard analysis (PSHA) still used? *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, doi:/10.1016/j.pepi.2016.12.002.
  - Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M., Péquegnat, C., 2014. Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran). *Geological Society* 330, 5-18.
  - Perry, J.T.O'B., Setudehnia, A., 1966. Geological map of kuh-e Asmari (scale 1:100000). Iranian Oil Operating Companies.
  - Perry, J.T.O'B., Setudehnia, A., 1966. Geological map of Masjed-e Suleyman (scale 1:100000). Iranian Oil Operating Companies.
  - Perry, J.T.O'B., Setudehnia, A., 1967. Geological map of Lali (scale 1:100000). Iranian Oil Operating Companies.
  - Sianko, I., Ozdemir, Z., Khoshkholghi, S., Garcia, R., Hajirasouliha, I., Yazgan, U., Pilakoutas, K., 2020. A practical probabilistic earthquake hazard analysis tool: case study Marmara region. *Bulletin of Earthquake Engineering*, doi:/10.1007/s10518-020-00793-4
  - Silva, V., Yepes-Estrada, C., Weatherill, G., 2017. *Earthquake hazard and risk assessment*. United Nations Office for Disaster Risk Reduction, Geneva, Switzerland.
  - Wang, Y., Chan, C., Lee, Y., Ma, K., Bruce, J., Shyu, H., Rau, R., Cheng, C., 2016. Probabilistic seismic hazard assessment for Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Science* 27 (3), 325-340.



فصلنامه زمین‌ساخت

زمستان ۱۳۹۸، سال سوم، شماره ۱۲

## تحلیل ساختاری تاقدیس از گله

لیلی ایزدی کیان\*<sup>۱</sup>، سید میعاد میرزاجانی<sup>۲</sup>

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۶/۱۷



تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۷/۱۹

### چکیده

تاقدیس از گله در شمال باختری استان کرمانشاه و نزدیک روستای از گله است. تاقدیس متقارن از گله با راستای شمال باختری- جنوب خاوری در زاگرس چین خورده و در زیر ناحیه لرستان قرار دارد. در رخنمون این چین سازندهای آهکی ایلام در هسته، مارن و آهک های سازند گورپی و شیل و مارن سازند پابده در یال های آن مشاهده می شود. این چین بسته و دامنه کوتاه دارد و هندسه لولای آن تیز است. محور آن دوسویه به سمت شمال باختر و جنوب خاوری میل دارد و از نظر وضعیت سطح محوری در گروه چین های ایستاده قرار دارد. سازند گورپی در یال پیشانی این چین ضخیم شدگی نشان می دهد. چین از گله همانند اکثر چین های زاگرس جزو چین های مرتبط با گسل است و بر طبق نمودار های مختلف این چین با هندسه چین های جدایشی همخوانی بیشتری دارد. انحراف آبراهه ها در دماغه چین و وجود آب چاک ها و هوا چاک های متعدد نشان دهنده رشد جانبی آن و به موازات سطح محوری یعنی در راستای شمال باختری- جنوب خاوری تاقدیس از گله است. رشد طولی چین از گله نشان از فعال بودن تاقدیس بخاطر حرکت گسل مرتبط با آن است و فعالیت های لرزه ای منطقه آن را تایید می کند.

**کلید واژه‌ها:** ساختار، چین جدایشی، رشد جانبی، از گله، زاگرس چین خورده.

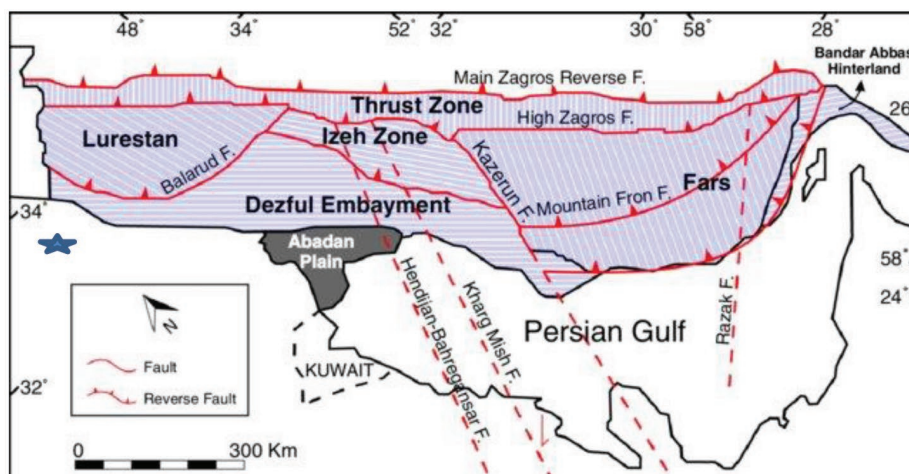
## ۱- مقدمه:

سازندهای مقاوم و نامقاوم (سطوح جدایش مکانیکی) تاثیر زیادی در تغییر سبک دگرشکلی این منطقه دارد. شیل های کامبرین بعنوان قدیمی ترین واحد نامقاوم این ناحیه نقش سطح جدایش قاعده ای را بازی می کند. سطوح جدایش میانی دیگری نیز وجود دارد که عبارتند از تبخیری های تریاس، سازند دشتک، شیل های آلبین، سازندهای کزدمی، گرو، مارن های ائوسن سازند پابده، گورپی و امیران و تبخیری های میوسن سازند گچساران (Sherkati & Letou, 2004; zey, 2004 و مطیعی، ۱۳۷۲). واحدهای سنگ شناسی این منطقه به ترتیب از واحدهای ایلام به سن کرتاسه بالایی (کامپانین - سانتونین) ، سازند گورپی با سن کرتاسه بالایی (ماستریشیتین - کامپانین) و سازند پابده به سن پالئوسن تشکیل شده است (شکل ۵). واحد ایلام که بعنوان قدیمی ترین واحد در هسته تاقدیس رخنمون دارد از سنگ آهک خاکستری با چرت های رادیولاریتی تشکیل شده است. سازند گورپی شامل مارن و شیل های خاکستری مایل به آبی است که میان لایه هایی از سنگ آهک رسی دارد. این سازند دارای دو عضو اصلی آهکی به اسم امام حسن و سیمره و یک عضو غیر رسمی آهک منصوری است. آهک امام حسن شامل ۱۱۴ متر آهک رسی سبتر لایه، ریز دانه و خاکستری به همراه میان لایه های مارن است. این واحد به دلیل سختی بیشتر در درون شیل های گورپی برجستگی دارد. سازند پابده شامل رسوبات مارن و شیل های خاکستری و لایه های آهکی رسی دریایی است (مهندسین مشاور ایمن سازان، ۱۳۸۵).

معمولاً در کمربند های کوهزایی می توان انواع مختلفی از چین ها رامشاهده کرد، اما رایج ترین نوع چین مشاهده شده در کمربند های چین و رانده، چین خوردگی های مرتبط با گسلش است (McClay, 2001; Burbank et al., 1999.; Homza and Wallace, 1995; Vann et al., 1986). چین های مرتبط با گسل، ساختارهای فرادیواره ای مهمی را به وجود می آورند که این ساختارها می توانند تله های هیدروکربوری یا مکان های ویژه ای برای تبلور کانی ها از سیالات کرده باشند. این مکان ها جزء نواحی مستعد لرزه زایی محسوب می شوند و مطالعه تکامل آن ها اهمیت بسیار زیادی دارد (Suppe and Medwedeff, 1990; Jamison, 1987).

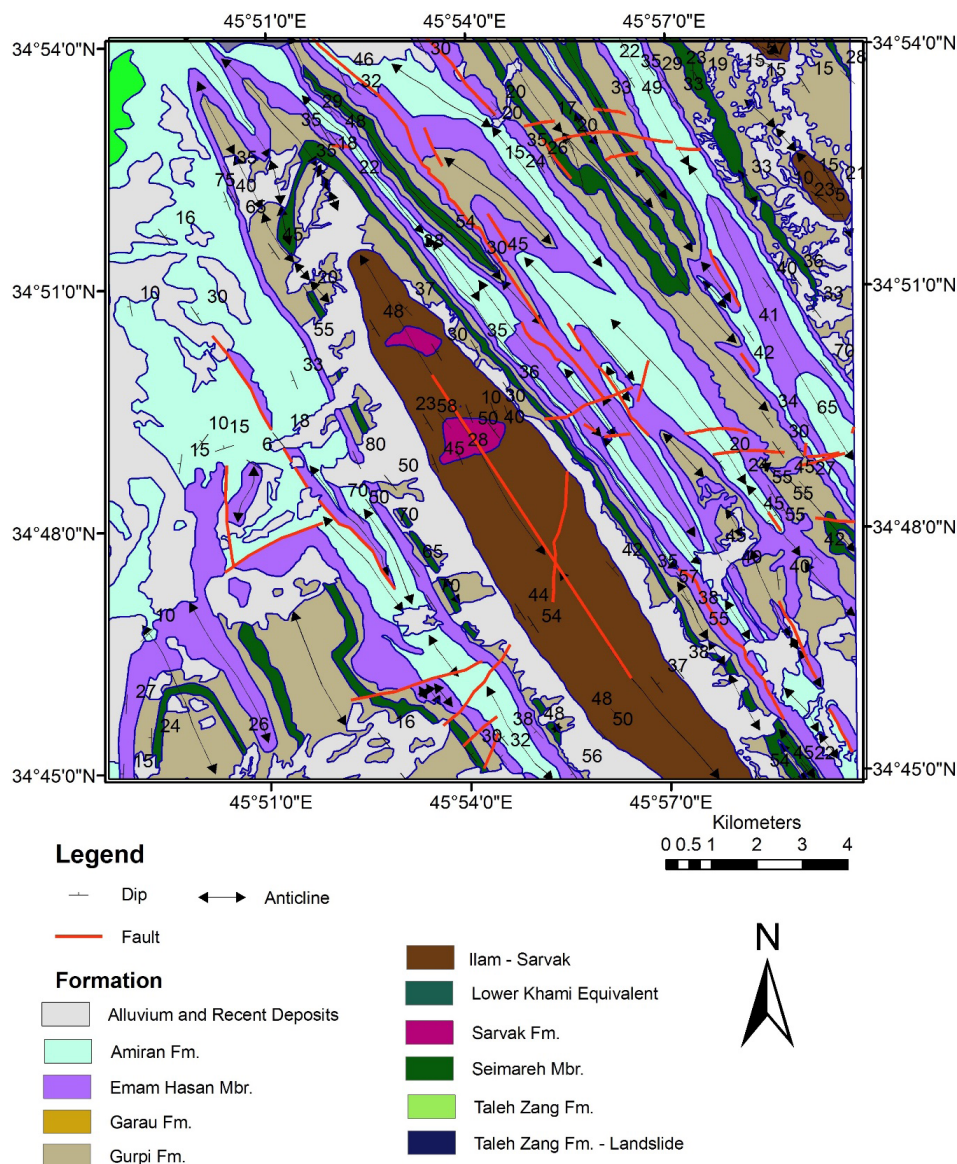
## ۲- موقعیت زمین شناسی و سنگ شناسی تاقدیس ازگله

تاقدیس ازگله در شمال باختری استان کرمانشاه و در نزدیکی مرز ایران و عراق قرار دارد (شکل ۱). راههای دسترسی به این تاقدیس جاده های سرپل ذهاب، تازه آباد و ازگله است. این تاقدیس از نظر تقسیمات ساختاری ایران در کمربند کوهزایی زاگرس و در زیر پهنه زاگرس چین خورده قرار می گیرد (Berberian, 1983 و Nogole-Sadat et al., 1993). پهنه زاگرس چین خورده از سمت شمال خاوری توسط گسل زاگرس مرتفع (HFZ) و از سمت جنوب باختری توسط گسل پیشانی کوهستان (MFF) محدود شده است. گستره مورد بررسی از نظر تقسیم بندی کمربند کوهزایی زاگرس در زیر ناحیه لرستان قرار دارد. در ناحیه لرستان توالی



شکل ۱. موقعیت زمین شناسی تاقدیس ازگله (علامت ستاره) در کمربند کوهزایی زاگرس (Masoudi et al., 2012)





شکل ۲. نقشه ساختاری و زمین شناسی منطقه ازگله

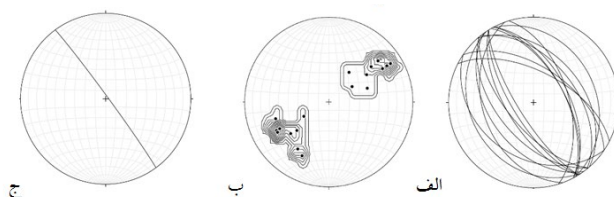
### ۳- تحلیل ساختاری

(1992). لولای چین ازگله میل دو سویه و میل دار است، که از یک سو به سمت شمال باختر (NW) و از سوی دیگر به سمت جنوب خاور (SE) میل کمی دارد. بطورعمومی روند اثر سطح محوری چین ازگله شمال باختر- جنوب خاور می باشد. سطح محوری چین ازگله تقریباً با میل زیاد حدود ۸۶ درجه به سمت شمال خاور میل دارد. موقعیت سطح محوری چین 326,86NE است (شکل ۳). اثر سطح محوری این چین بر روی نقشه حدود ۳۰ کیلومتر است. اثر سطح محوری این چین بر روی سطح زمین نشان می دهد بخش جنوب باختری کمی خمیدگی دارد و به سمت خاور چرخیده است (شکل ۴). با توجه به تصویر استریوگرافیک قطب لایه های

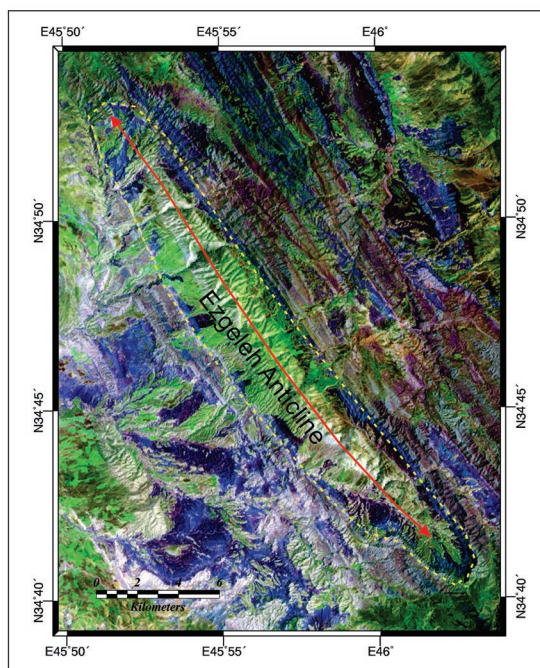
با توجه به جهت جوان شدگی و وضعیت لایه های منطقه چین ازگله از نوع تاقدیس طاق فرم می باشد. لایه های قدیمی در هسته سازند ایلام با سن کرتاسه بالایی (شکل ۲) و جوان ترین لایه ها سازند پابده با سن پالئوسن در یال های تاقدیس رخنمون دارند. یالی که به سمت جنوب باختر میل دارد یال (پهلوی) جلویی (forelimb) است و یالی که به سمت شمال خاور میل دارد یال پشتی نام دارد. یال جلویی پرمیل است و میانگین میل آن ۶۰ درجه است و یال پشتی میل کم و میانگین آن ۵۰ درجه. این چین زاویه بین یالی حدود ۹۰ درجه دارد و در گروه چین های بسته قرار می گیرد (Twiss & Moores).



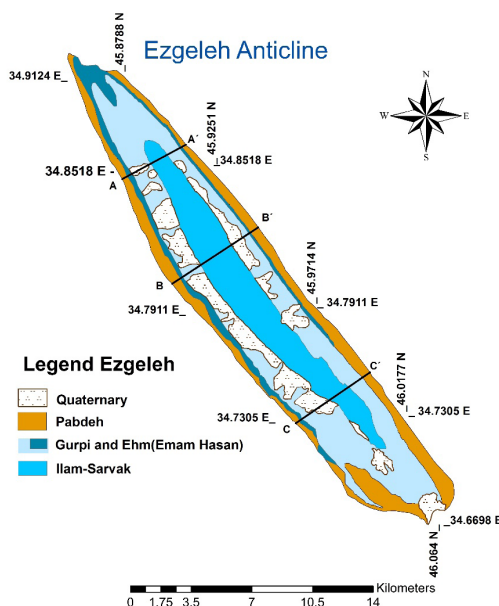
اندازه گیری شده چین از گله یک چین نیمه استوانه ای است. برای بررسی بهتر تاقدیس از گله سه نیمرخ با استفاده از اطلاعات صحرایی و اطلاعات نقشه زمین شناسی منطقه ترسیم گردید (شکل ۵ الف، ب، ج و د).



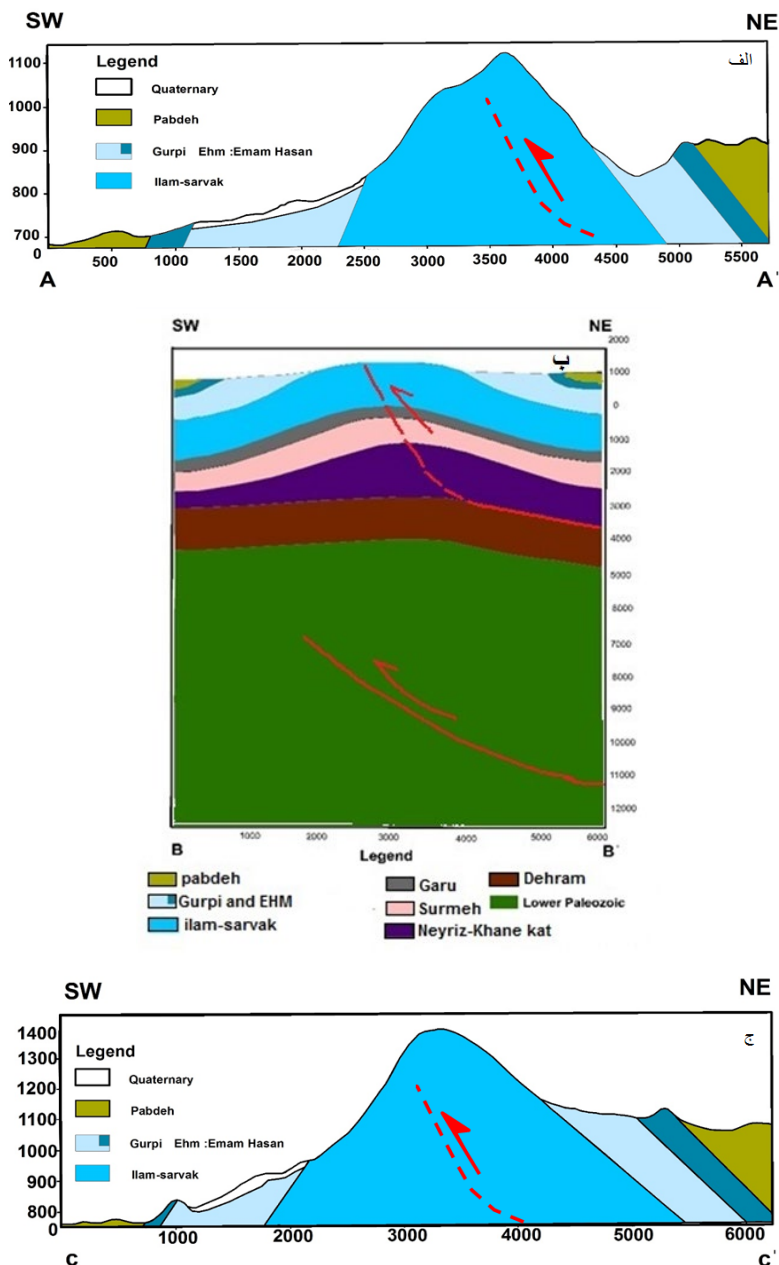
شکل ۳. تصویر استریوگرافیک لایه بندی (الف)، کنتوردیگرام قطب لایه ها (ب)، سطح محوری چین (ج)



شکل ۴. اثر سطح محوری تاقدیس از گله بر روی تصویر ماهواره ای Landsat 7



شکل ۵. نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه و موقعیت نیمرخ های 'AA' و 'BB' و 'CC' (بر اساس نقشه های زمین شناسی با مقیاس 1:100000 شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۸۸)، الف. نیمرخ 'AA'، ب. نیمرخ 'BB'، ج. نیمرخ 'CC' تاقدیس از گله با استفاده از اطلاعات صحرایی



شکل و وضعیت لولای چین را بررسی کرد (Ramsay & 1988 Huber). تمرکز قطب های لایه های چین از گله دو خوشه ای است و این مدل بیانگر آن است که وضعیت ناحیه لولای چین انحنای کمتر دارد (شکل ۳ ب).

#### ۴- گسل های منطقه

گسل F1: این گسل با مشخصات صفحه گسل ۴۵/۰۶۱ بصورت شیب و جهت شیب و موقعیت خش لغز ۳۸/۰۵۹ لایه های سازند پابده را بصورت حرکت معکوس قطع و جابجا کرده است و دریال خلفی مشاهده می شود (شکل ۶).

با توجه به دامنه و طول موج چین از گله از نظر نسبت ظاهری از نوع کوتاه است. نسبت ظاهری<sup>۱</sup> (P) نسبت دامنه چین به نصف طول موج آن است (Twiss & Moores, 1992). زاویه بین یالی برای چین از گله بین ۵۸ تا ۱۰۵ درجه در بخش های مختلف تغییر می کند. در بخش میانی از نوع باز است و به سمت شمال باختر و جنوب خاور از نوع بسته می شود. وضعیت چین از گله در بخش های میانی از نوع چین ایستاده با محور افقی<sup>۲</sup> است که به سمت انتهای چین وضعیت چین به حالت ایستاده با محور مایل<sup>۳</sup> تغییر می کند. با استفاده از وضعیت پراکندگی و الگوی قطب لایه های می توان

1- Aspect Ratio  
2- Upright  
3- plunging upright



برای بررسی هندسی منشاء چین های مرتبط با راندگی، نویسندگان متعدد از جمله (Jemison, 1990; Mitra, 1990; Suppe, 1983; Suppe and Medwedof, 1990; )، والاس و همزا (۱۹۹۷) نمودارهایی را ارائه کرده اند. بسیاری از محققین مانند: (1997) Tavanelli و (Thorbjornsen and Dunne 1997) معتقدند که نمودارهای ارائه شده توسط Jemison (۱۹۸۷) منسجم ترین حالت را دارند زیرا، چندین مدل مختلف را مورد توجه قرار داده اند. در مدل ارائه شده توسط جمیسون چین های مرتبط با گسل در سه گروه اصلی چین های خم گسلی، چین های انتشار گسلی و چین های جدایشی، تحلیل شده اند. پارامترهای هندسی برداشت شده از چین ها که توضیح آن ها داده شد، اعم از زاویه بین دو یال چین، زاویه میل راه (Ramp)، مقدار ضخیم شدگی و یا نازک شدگی یال جلویی جزء داده هایی هستند که در جهت تعیین هندسه چین های مرتبط با گسلش راندگی و برروی دیاگرام های ارائه شده توسط Jemison (۱۹۸۷) به کار می روند (شکل ۱۲). بر مبنای قرار گیری این پارامتر ها برروی این دیاگرام ها هندسه چین های مرتبط با گسلش راندگی مشخص می گردد. بر طبق ستون چینه شناسی از گله (مهندسین مشاور ایمن سازان، ۱۳۸۵) یال پیشانی این چین ضخیم شدگی نشان می دهد (شکل ۱۳). با استفاده از پارامترهای هندسی استخراج شده از برش های ساختاری تاقدیس از گله (جدول ۱) و تطابق آنها با نمودارهای جمیسون چین از گله تطابق بیشتری با چین های جدایشی دارد (شکل ۱۴).

گسل F2: این گسل بر روی سنگهای آهکی ایلام سر وک مشاهده می شود. صفحه آن مشخصات شیب و جهت شیب ۶۵/۲۹۰ و خش لغزهای کوارتزی آن ۴۹/۰۰۰ است و حرکت مورب لغز معکوس چپ بر رانشان می دهد (شکل ۷).

گسل F3: این گسل حرکت معکوس دارد و در یال پیشانی چین رخنمون دارد. صفحه گسل شیب و جهت شیب ۶۴/۱۲۸ و خش لغزهای آن موقعیت ۶۰/۱۵۴ را دارند (شکل ۸).

گسل F4: این گسل با حرکت مورب لغز نرمال راست بر یال پیشانی چین را بریده است. صفحه گسل موقعیت ۵۵/۱۲۳ بصورت شیب و جهت شیب و موقعیت خش لغزهای آن ۴۸/۱۶۶ می باشد (شکل ۹).

گسل F5: این گسل در یال پیشانی چین از گله با حرکت امتدادی راست بر با مولفه معکوس لایه ها را جابجا کرد. صفحه این گسل موقعیت ۷۶/۱۱۰ بصورت شیب و جهت شیب و خش لغز ۱۱/۰۲۶ می باشد (شکل ۱۰).

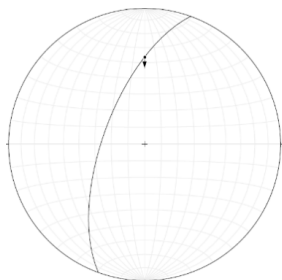
با توجه به محل های رخنمون گسل های فرعی و با توجه به نوع حرکت گسل ها به نظر می رسد که گسل های فرعی معکوس در منطقه که در یال جنوبی و شمالی شکل گرفته در چین از گله که امتداد آنها در جهت امتداد چین از گله است می تواند با سازوکار گسل های جای گرفته در چین ها (Mitra, 2002) شکل گرفته باشد (شکل ۱۱).

#### ۴- بحث

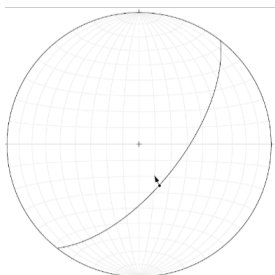


شکل ۶. صفحه گسل معکوس و خش لغزهای آن (دید به سمت خاور) و استریونوت آن

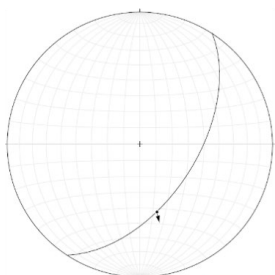




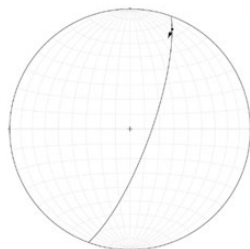
شکل ۷. گسل مورب لغز معکوس چپگرد و رشد کوارتز در جهت خش لغزهای آن (سوی دید شمال باختر) و استریونت آن



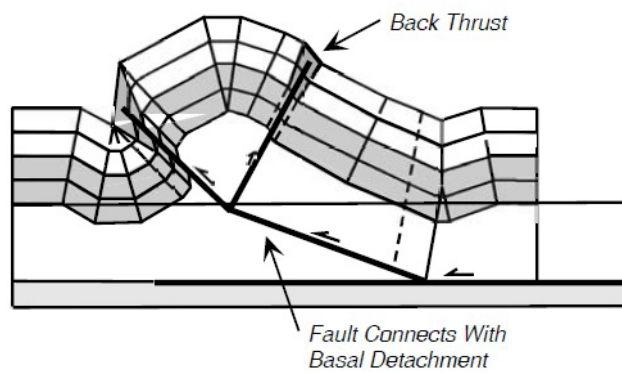
شکل ۸. گسل معکوس و خش لغزهای آن (سوی دید جنوب) و استریونت



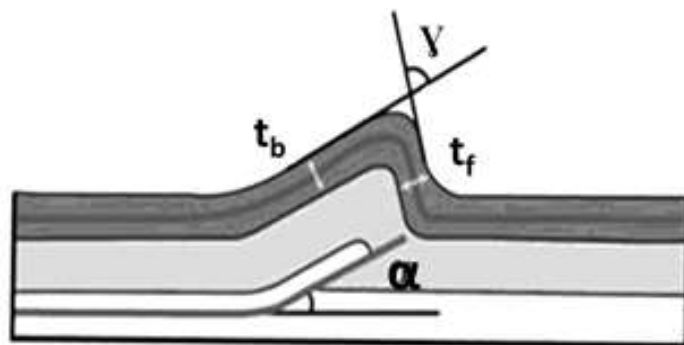
شکل ۹. صفحه گسل مورب لغز نرمال راست بر و رشد بلورهای کوارتز در صفحه گسل (سوی دید جنوب باختر) و استریونت آن



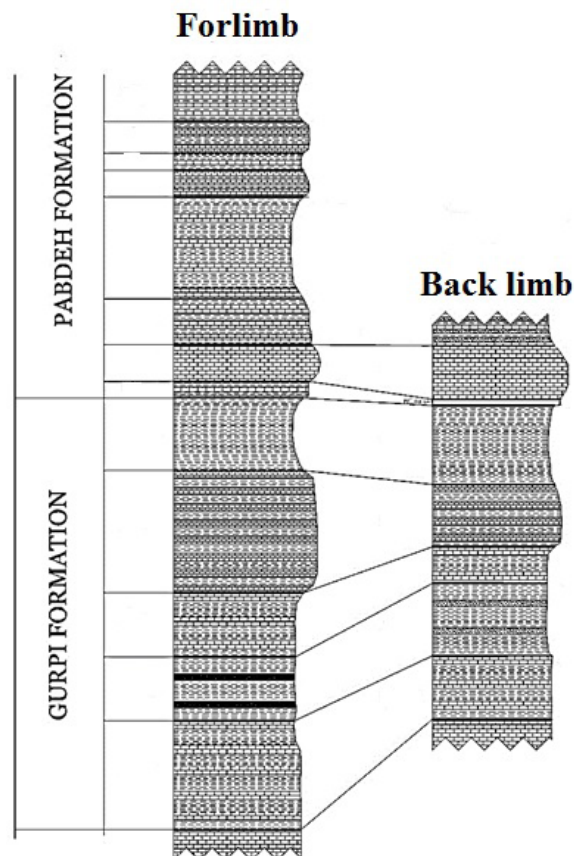
شکل ۱۰. گسل امتداد لغز راست بر با مولفه معکوس باعث جابجایی لایه ها شده است (سوی دید جنوب) و استریونت آن



شکل ۱۱. مدل شکل گیری گسل های معکوس در یال های چین های جدایشی (Mitra, 2002)



شکل ۱۲. پارامتر های مورد نیاز برای استفاده از روش جمیسون (۱۹۸۷)



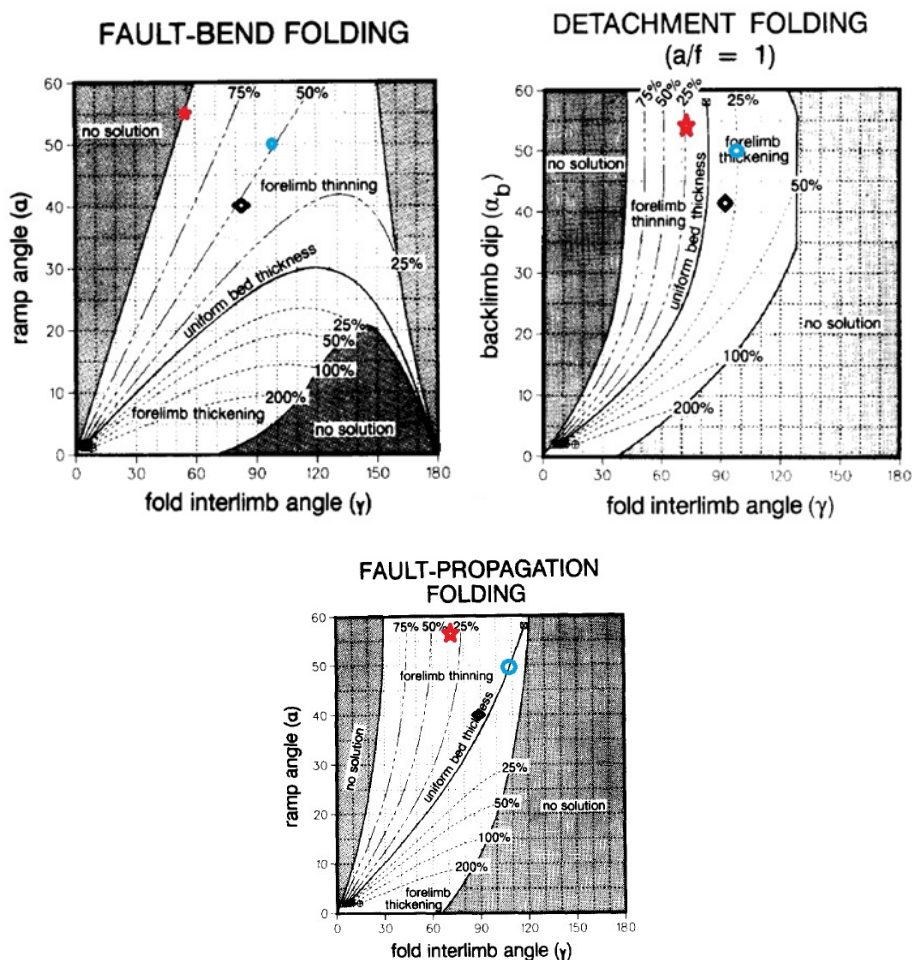
شکل ۱۳. ستون چینه شناسی و ضخامت لایه در یال جلویی و پستی چین از گله (مهندسین مشاور ایمن سازان، ۱۳۸۵)، سازند گورپی در یال



پیشانی ضخیم شدگی نشان می دهد.

جدول ۱: متغیرهای هندسی محاسبه شده برای چین از گله بر پایه برش های ساختاری و داده های صحرائی برای استفاده در نمودارهای (Jamison, 1987)

زاویه یال پشتی ( $\alpha_b$ )	زاویه بین یالی ( $\gamma$ )	برش ساختاری
۵۵	۵۸	'AA
۵۰	۱۰۵	'BB
۴۰	۸۵	'CC



شکل ۱۴. نمودارهای طبقه بندی شده ی تحلیل ضخیم شدگی و نازک شدگی پیش یال چین های مرتبط با راندگی (Jamison, 1987) و موقعیت چین از گله که در سه نیمرخ محاسبه شده است، علامت ستاره نیمرخ 'AA'، علامت دایره نیمرخ 'BB' و علامت لوزی نیمرخ 'CC' را نشان می دهد. با توجه به این نمودار ها یال پیشانی تاقدیس از گله در نمودار چین های انتشاری و چین های خم گسلی نازک شدگی نشان می دهد ولی با نمودارهای چین های جدایشی همخوانی بهتری برای ضخیم شدگی یال پیشانی دارد.

برابر  $As > 10 > 5$  چین از نوع جدایشی است. طول موج چین از گله در حدود ۲۷ کیلومتر و نصف طول موج آن تقریباً در حدود ۳ کیلومتر است. براین اساس این نسبت مقدار کمتر از ۱۰ برای چین از گله دارد و براساس این تقسیم بندی جزو چین های جدایشی می باشد. روش دیگری به منظور تشخیص هندسه چین های جدایشی از خم گسلی معرفی شده است (Burberry et al., 2010). که بر مبنای نسبت طول

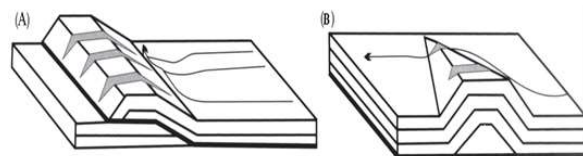
از روش های مرسوم به منظور تشخیص هندسه و الگوی چین خوردگی، استفاده از نسبت طول محور چین به نصف طول موج آن (Aspect Ratio) بنا شده است (Sattarzadeh et al., 2000). بر پایه این تقسیم بندی در مورد چین های کمربند زاگرس، چنانچه مقدار طول محور چین به نصف طول موج آن  $As > 10$  باشد، چین از نوع خم گسلی و یا انتشار گسلی است و اگر این نسبت





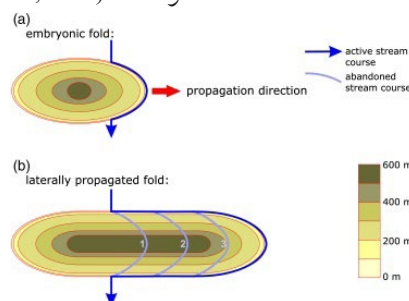
داشته و باعث شده آبراهه های این بخش منحرف بشوند. همانطور که در تصاویر ماهواره ای منطقه دیده می شود (شکل ۱۷) آبراهه ای که در بخش شمال باختری چین قرار دارد در اثر رشد چین به سمت شمال باختر انحراف پیدا کرده است (شکل ۱۷ الف). جهت انتشار چین در جهت تحذب چین می باشد. همچنین این چین نیز در سمت جنوب خاوری رشد و انتشار داشته و باعث انحراف آبراهه شده است (شکل ۱۷ ب). از دیگر پارامترهای نشانگر رشد چین های می توان به هواچاک و آب چاک ها اشاره کرد. به دره ها یا شکاف های شکل گرفته در مناطقی که دچار بالا آمدگی شده باشند در صورتی که آب در آن ها جریان داشته باشند آب چاک<sup>۱</sup> و اگر بدون آب باشند هواچاک<sup>۲</sup> می گویند. آنها در اثر فعالیت راندگی های نهان در عمق، بالا آمدگی و چین خوردگی در مناطق سطحی ظاهر می شود و این خود به نوبت می تواند باعث قطع شدگی جریان های رودخانه ای شود، که قدرت لازم را جهت حفر بستر خود ندارند (Walker, 2006) در چنین مناطقی نیز مراحل تشکیل و تکوین چین خوردگی می تواند از بقایای کانال ها و رودهای خشک شده<sup>۴</sup> و ارتفاع یافته که روی تصاویر ماهواره ای دیده می شوند، بدست آید. مطالعه ی هواچاک هایی که به دلیل بالا آمدگی زمین ساختی در منطقه در پاسخ به رشد جانبی تاقدیس تشکیل شده اند یکی از بهترین شاخص ها برای بررسی رشد جانبی چین ها است (Keller et al., 1999). توسعه ی هواچاک ها به تعادل بین نرخ بالا آمدگی زمین ساختی در چین در حال رشد و نرخ برش رودخانه بستگی دارد. اگر نرخ برش رودخانه بیشتر از نرخ بالا آمدگی باشد یک آب چاک و اگر کمتر باشد یک هواچاک شکل می گیرد. در اثر بالا آمدگی، رودخانه به سمت دماغه تاقدیس منحرف خواهد شد و محل انحراف های متوالی رودخانه به صورت هواچاک در طول ستیغ تاقدیس حفظ خواهد شد که جهت کاهش ارتفاع آن ها جهت رشد چین را نشان خواهد داد (Walker, 2006) (شکل ۱۸ و ۱۹).

محور چین به نصف طول موج آن نسبت ظاهری<sup>۱</sup>، تقارن، طول لولا و انحراف زهکش بنا شده است. براین اساس چنانچه چین نامتقارن و دارای (Aspect Ratio) بالا، لولای طویل و هواچاک ها و زهکش هایی که به موازات خط لولا منحرف شده اند باشد، چین از نوع خم گسلی است. اگر چین متقارن و دارای (Aspect Ratio) کم، لولای کوتاه، هواچاک هایی در وسط ساختار و زهکش هایی که به انتهای ساختار منحرف شد اند، باشد چین از نوع جدایشی است (شکل ۱۵). با توجه به هواچاک های از گله و انحراف رودخانه ها سازوکار این چین شبیه چین جدایشی است.



شکل ۱۵. بررسی هندسی چین ها: (A) خم گسلی (B) جدایشی (Burberry et al., 2010).

با استفاده از شواهد زمین ریخت شناسی می توان رشد چین ها را تشخیص داد. در مناطقی با چین خوردگی فعال، همیشه رودخانه ها می توانند هماهنگ با بالا آمدگی منطقه، به اندازه کافی بستر خود را حفر نمایند، این موضوع اغلب به انحراف و در نتیجه واگرایی کانال رودخانه ای در انتهای ساختار رشد کننده می انجامد (Walker, 2006) در نتیجه از طریق بررسی توسعه ی زهکش های عرضی در سراسر ناحیه ی چین خورده، می توان به توسعه ی زمین ریخت شناختی چین های فعال پی برد. رشد جانبی تاقدیس باعث تغییر نسل های پی در پی از آبراهه هایی که موازی با محور تاقدیس بودند می شود، تغییر میل توپوگرافی باعث می شود آبراهه ها برای هماهنگ شدن با میل جدید از مسیر قبلی منحرف شده و عمود بر محور تاقدیس یعنی جهت حداکثر میل توپوگرافی جدید جریان یابند (شکل ۱۶). تاقدیس از گله در سمت شمال باختر خود به موازات محور چین رشد و انتشار



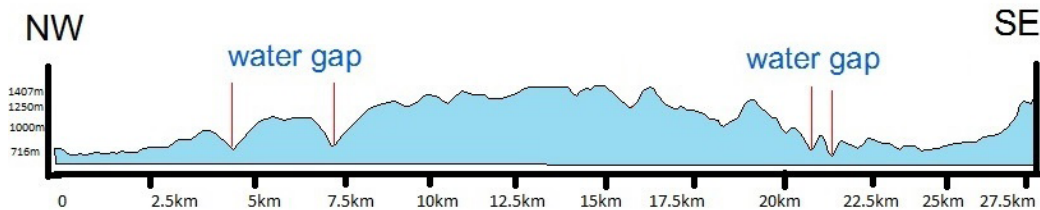
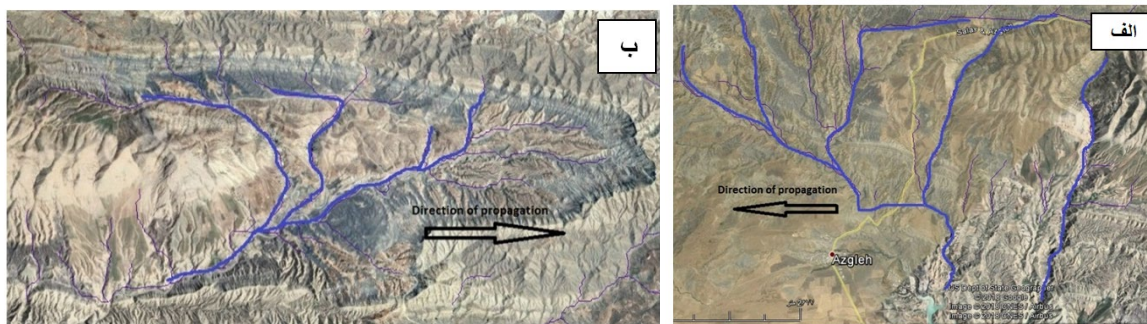
شکل ۱۶. مراحل رشد جانبی چین و شکل گیری هواچاک و آب چاک ها، الف) مرحله جنبی چین و مسیر اولیه رودخانه فعال ب) مرحله چین رشد یافته و انحراف مسیر رودخانه فعال به سمت دماغه چین و شکل گیری آبراهه های متروک (Walker, 2006).

- 1- Aspect Ratio
- 2- Water gap
- 3- Air Gap
- 4- Dry Vally

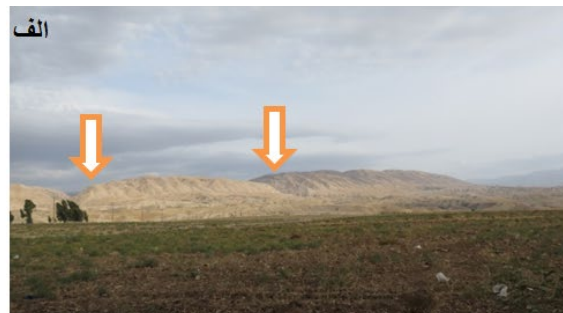




شکل ۱۷. تصویر ماهواره ای تاقدیس از گله و آبراهه های اصلی آن، الف. انحراف مسیر آبراهه در بخش شمال باختری تاقدیس از گله به سمت چپ که جهت رشد چین را در جهت شمال باختر نشان می دهد، ب. انحراف مسیر آبراهه در بخش جنوب خاوری تاقدیس از گله به سمت راست که جهت رشد چین را در جهت جنوب خاوری نشان می دهد.



شکل ۱۸. موقعیت آب چاک هادر نیمرخ طولی تاقدیس از گله



شکل ۱۹. نیمرخ طولی تاقدیس از گله (الف) سوی دید شمال خاور و تصویر آب چاک (ب) (نگاه به جنوب باختر)

## ۵- نتیجه گیری

Ratio) بنا شده است چین از گله در گروه چین های جدایشی قرار می گیرد. این چین در روشی که به منظور تشخیص هندسه چین های جدایشی از خم گسلی مطرح است مجدد در گروه چین های جدایشی قرار می گیرد. وجود هوا چاک ها و انحراف آبراهه های نزدیک دماغه چین از گله رشد جانبی (طولی) چین را نشان می دهد. این چین در هر دو جهت شمال باختری و جنوب خاوری در راستای سطح محوری خود فعال و در حال رشد است.

تاقدیس از گله در شمال باختری استان کرمانشاه و در زون زاگرس چین خورده و در زیر ناحیه لرستان قرار دارد. یال پیشانی این چین به سمت جنوب باختر و یال پشتی آن به سمت شمال خاور میل دارد. این چین متقارن و دامنه کوتاه دارد. یال پیشانی این چین ضخیم شدگی در لایه آهکی گورپی نشان می دهد. چین از گله بر طبق نمودار های جمیسون در گروه چین های جدایشی قرار می گیرد. چین از گله بر مبنای نسبت طول محور چین به نصف طول موج آن (Aspect



## منابع:

- زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی ایران، شماره ۱، ۶۳۵ ص.
- مهندسین مشاور ایمن سازان، ۵۸۳۱. گزارش زمین شناسی تکمیلی، هیدرو کلیما تولوژی، هیدرو ژئولوژی، آمار برداری ادواری گمانه ها و منابع آب زیر زمینی مسیر تونل انتقال آب زاگرس.
- شرکت ملی نفت ایران، ۸۸۳۱ نقشه زمین شناسی قصر شیرین با مقیاس ۱:۰۰۰۰۱.
- مطیعی، ه.، ۲۷۳۱. چینه شناسی زاگرس، طرح تدوین کتاب
- Berberian, M., 1983. Generalized Tectonic map of Iran ( Contribution to the seismotectonics of Iran, part IV), 1:1,500,00. Geological Survey of Iran, 52P.
- Burberry, C.M., Cosgrove, J.W., Guo Liu. J., 2010. A study of fold characteristics and deformation style using the evolution of the land surface: Zagros Simply Folded Belt, Iran. Department of earth and atmospheric science papers in the Earth and Atmospheric sciences, 295, 35-50.
- Burbank, D.W., McLean, J. K., Bullen, M., Abdurkhhmatov, K. Y., Miller, M.M., 1999. Partitioning of intermontane basin by thrust-related folding, Tien Shan, Kyrgyzstan. Basin Research, 11, 75-92.
- Homza, T.X., Wallace, W.K., 1995. Geometric and kinematic models for depths. Journal of structural geology, 17, 575-587.
- Jamison, W. R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes Journal Of Structural Geology, 9: 207-219.
- Keller, E.A., Gurrola, L., Tierney, T.E., 1999. Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding, Geology, 27, 515 - 518.
- MacClay, K., 2001. Advanced structural geology for petroleum Exploration, 503pp.
- Masoudi, P., Tokhmechi, B., Bashari, A., Ansari Jafar, M., 2012. Identifying productive zones of the Sarvak Formation by integrating outputs of different classification methods, Journal of Geophysics and Engineering 9(3):282-290.
- Mitra, S., 1990. Fault-Propagation Folds: Geometry, Kinematics, Evolution And Hydrocarbon Traps, American Association of Petroleum Geologists Bulletin 74, 921-945.
- Nogole-Sadat, M. A. A., Almasian, M., 1993. Tectonic Map of Iran, Scale 1:1000000, Geological Survey of Iran.
- Ramsay, J. G., Huber, M., 1988. The Techniques of Modern Structural Geology. Academic Press, V. 2, P.309-700.
- Sattarzadeh, Y., Cosgrove, J., vita- Finzi, C, 2000. The interplay of Faulting and Folding during the evolution of the zagros deformation belt. In :Cosgrove, J. W. and Ameen, M. S. (eds.) Forced Folds and Fractures. Geological Society, London, Special Publication, 169, 187-196.
- Sherkati, S., Letouzey, J., 2004. Variation Of Structural Style And Basin Evolution In the Central Zagros (Izeh Zone And Dezful Embayment), Iran, Marine And Petroleum Geology 21(5), 535-554.
- Suppe, J, 1983. Geometry and Kinematics of fault-Bend folding: American Journal of Science, v.283, p. 684-721.
- Suppe, J., Medwedeff, D. A., 1990. Geometry and Kinematics of fault-Propagation folding. Eclogae Geologicae Helvetiae, v.83, 409-454.
- Tavarnelli, E., 1997. Structural Evolution Of A Foreland Fold And Thrust Belt: the umbria-Marche Apennines Italy. Journal of Geology 19 (3-4), 523-534.

## **Structure analysis of Ezgeleh anticline**

**Leili Izadi Kian<sup>1\*</sup>, Seyyed Miad Mirzajani<sup>2</sup>**

1- professor assistant ,Department of Geology, Faculty of Basic Science, Bu-Ali Sina University

2 -M.Sc. student of Tectonic, Department of Geology, Faculty of Basic Science, Bu-Ali Sina University



### **Abstract:**

The Ezgeleh anticline is located in the northwest of Kermanshah province near the village of Ezgeleh. This symmetrical anticline is formed at the northwest - southeast direction of Zagros and is located in the Lorestan area. In the outcrop of this anticline, Ilam limestone formations are seen in the core of fold, marl and limestone of the Gurpi Formation, and Shale and Marl Formations of Pabdeh Formation are seen on the limbs of fold. This anticline is short and its hinged geometry is sharp. The axis of anticline have trend to the northwest and south-east and this anticline is Upright fold in terms of axial and axial surface status. The Gurpi Formation shows thickening in the forelimb of this anticline. This fold, like most of the Zagros folds, is one of the fault-related folds. According to various diagrams, this fold is more in line with the geometry of the Detachment folds. Deviation of drainage around the nose of Ezgeleh anticline and existence of several water gaps and wind gaps showed lateral growth of Ezgeleh anticline along axial surface in NW-SE direction. So this anticline is active fold and the seismic activity of the region confirm it..

**Keywords:** Structure, Detachment fold, Lateral propagation, Ezgeleh, Folded zagros.

---

\* Lizadikian@gmail.com, L.izadi@basu.ac.ir

## **Seismic hazard analysis for Izeh city, Khouzestan province**

**Seyyed Sajedin Mousavi<sup>1\*</sup>, Babak Samani<sup>2</sup>, Maryam Monshedi Mahadori<sup>3</sup>**

1-Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

2-Associate Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

3-MS Student, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran



### **Abstract:**

Earthquake is the most destructive geohazard causing substantial economic damages and human losses. Seismic hazard analysis is a practical tool for predicting and reducing seismic risk. This study was carried out a seismic hazard assessment of Izeh city for a 50 km radius. For this purpose, geological setting, and active faults, as well as their geometry in this region were investigated. Besides, the seismic history of the city was assessed. The seismic hazard analysis of the studied area was evaluated using the probabilistic approach in different hazard levels. Ground motion parameters (magnitude and peak ground acceleration) were computed for the 5 to 200-year return period and 10, 37, and 64 % probabilities of exceeding. For return periods of 5 to 200-year, results revealed that the magnitude of the design base earthquake (DBE) ranged from 4.79 to 6.58 Richter. Moreover, the magnitude of the maximum credible earthquake (MCE) varied from 5.89 to 7.69 Richter for the return period. Furthermore, the maximum peak ground acceleration (PGA) of design base earthquake and maximum credible earthquake were calculated 0.25 and 0.48g, respectively, using Campbell's attenuation equation. Furthermore, seismic hazard maps of PGA for the study area were produced for 10 and 64% probabilities of exceedance in the 50-year return period. The resulting seismic hazard maps were classified into low, moderate, high, and very high seismic risk. These maps indicated that about 55.54% (10% probability) and 43.13% (64% probability) of the study area belongs to the very high and high classes, respectively.

**Keywords:** eismic hazard analysis, Izeh, Ground motion, Seismotectonic.

---

\* S.mousavi@scu.ac.ir



## Evaluated quality factor of shear wave ( $Q_s$ ) for East of Iran

Narges Afsari<sup>1\*</sup>, Seyed Amin Yahyazadeh Vaghefi<sup>2</sup>, Fataneh Taghizadeh-Farahmand<sup>3</sup>

1- Assistant Professor, Department of Civil engineering, Nowshahr Branch, Islamic Azad University, Nowshahr, Iran,

2- M.Sc., Department of Civil engineering, Nowshahr Branch, Islamic Azad University, Nowshahr, Iran,

3- Associate Professor, Department of Physics, Qom Branch, Islamic Azad University, Qom, Iran,



### Abstract:

Seismic wave attenuation is one of the important features of the earth's structure. Studies performed on it show that the attenuation of seismic waves is related to seismicity, tectonics and physical characteristics of the wave propagation environment and is expressed as the inverse quality factor ( $Q$ ). The aim of this study is to estimate the shear wave quality factor by spectral decay method for Razavi Khorasan and South Khorasan, enclosed at 32°-36° north latitude and 56°-62° east longitude, which is located in the seismic tectonic state of East-Central Iran and has been destroyed many times by destructive earthquakes. For this purpose, the quality factor of shear waves ( $Q_s$ ) for seven frequency bands 1-2, 2-4, 3-6, 4-8, 6-12, 8-16 and 12-24 Hz with central frequencies 1.5, 3, 4.5, 6, 9, 12 and 18 Hz for study area, using accelerometric data recorded from the earthquake of May 10, 1997, Ghaen-Ardakul, by the accelerator network, affiliated to the Housing and Urban Development Research Center (BHRC), It is estimated. Based on the results obtained in the study area, the relationship between the frequency dependence of the quality factor of direct S waves for the T and L components were estimated  $Q_s = 85 f^{0.86}$  and  $Q_s = 60.93 f^{1.15}$ , respectively. Also, the frequency relationship of the mean quality factor of shear waves of two horizontal components obtained as  $Q_s = 71.72 f^{1.01}$ . The value of the quality factor obtained in the reference frequency of 1 Hz ( $Q_0$ ) is less than 200. This indicates that the study area is not only tectonically and seismically active, but also has high absorption and heterogeneity. The results are consistent with the sedimentary structure of the area. Also, the results obtained in this study for  $Q_0$  and the relationship between frequency dependence and research conducted for other seismic regions of Iran (such as Avaj, Ardabil located in northwestern Iran) and some other parts of the world (such as Kanto region in Japan, region Kech in Gujarat, India), is well matched and the high absorption and small quality factor estimated for the study area is expected. In general, regions that are similar in terms of tectonics and geology have similar values of quality factor and frequency dependence.

**Keywords:** Attenuation- Quality factor - East of Iran- Accelerometer Network- Intrinsic attenuation.

---

\* ng\_afsari@iauns.ac.ir

## **Geometric characteristics of the Makran subduction zone**

**Ahmad Rashidi<sup>1\*</sup>, Hamid Zafarani<sup>2</sup>, Mohamad Tatar<sup>3</sup>**

1- Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

2- Associate Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

3- Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran



### **Abstract:**

Based on the role of fault segmentation in the deformation, it is necessary to determine the main segments of the Makran fault by transfer faults for the potential risk of earthquake and tsunami. Therefore, in this study, the transfer faults of Makran subduction zone were identified. Our research shows that Makran fault consists of 6 main segments with step- arrangement which most of these segments are separated by NW-SE transfer fault (such as sonne fault). These transfer faults have cutted the Makran fault and caused the displacement in the acceleration zone. According to the effect of the slope of the subduction slab in the seismic risk and the tsunami assessment, we proposed four cross-sections perpendicular to the subduction zone at longitude 58°, 60°, 63°, and 66°. Review of these sections shows that at the subduction wedge, the slab plate does not have a slight slope, so that the slope is horizontal. In these cross-sections, slope of the slab plate in different points are determined.

**Keywords:** Makran Fault, Fault Segmentation, Dip of Subduction Zone, Seismicity, Makran.

## **Geometric and kinematic analysis of the West Talesh Fault, NW Iran**

**Fatemeh Mesbahi<sup>1\*</sup>, Reza Nooralizadeh Agbolagh<sup>2</sup>, Mohammad Faridi<sup>3</sup>**

1- Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran.

2- M. Sc., Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran.

3- PhD. Geological survey and mineral exploration of Iran, Center of Tabriz, Tabriz, Iran.



### **Abstract:**

The West Talesh fault with NE-SW general trend is located in western Alborz- Azarbaijan structural zone, northwest of Iran and south of Ardabil city. This fault is the boundary between the highlands (south of Ardaebil city) of the Eocene andesitic and basaltic volcanics in the southeast block and the Late Pliocene- Quaternary clastic sediments plain in the northwest block. The Fractures with high dip angle (dip angle between 60 to 80 degrees) and syndepositional normal faults in Eocene volcanic and pyroclastic rocks are considered to be related with the Eocene extensional phase in the fault zone of West Talesh Fault. The gentle hangingwall anticline with an vergence of the axial surface to the northwest in the Eocene rock units is related to the southeast dipping reverse fault activity, which is currently covered with Late Pliocene-Quaternary detrital deposits. The vertical fractures and faults along the West Talesh fault are related to active left lateral movements in this fault deformation zone, which also have displaced left laterally the river channels.

**Keywords:** Geometric and kinematic analysis, West Talesh Fault, Anticline, Normal fault, Left lateral fault.

**Tectonics of the eastern edge of the Lut Zone in Nehbandan area;  
example of an ancient convergent plate margin architecture**

**Seyyedeh Narsis Khademi<sup>1</sup>, Sasan Bagheri<sup>2\*</sup>, Mohammad Nabi Gorgij<sup>3</sup>, Peter Ozsvart<sup>4</sup>, Safiyeh Jafari<sup>5</sup>**

1- Master of Science, Department of Geology, Zahedan University, Zahedan, Iran.

2- Assistant Professor, Department of Geology, Zahedan University, Zahedan, Iran.

3- Assistant Professor, Department of Geology, Zahedan University, Zahedan, Iran.

4- Assistant Professor, MTA-MTM-ELTE Research Group for Paleontology, Budapest, Hungary.

5- Master of Science, Department of Geology, Zahedan University, Zahedan, Iran.



**Abstract:**

The eastern edge of the Lut Zone in the Nehbandan area is characterized by the fine - grained sequence of the Late Triassic - Jurassic siliciclastic rocks. Field and satellite investigations as well as laboratory studies the whole region along with Satellite image investigations, resulted into the identification of the four tectono - stratigraphic units extending along the N - S direction, developed from west to east as follows; (1) the Triassic-Jurassic the shale - sandstone unit; this unit was intruded by the late Jurassic intrusions and covered by the volcano - clastic rock remnants with the same age. There, the pelagic layers which are accompanied the basalts yield the late Triassic radiolarites. (2) An olistolitic unit; a chaotic olistostrome assemblage including sandstone olistolites and a cleaved matrix. Pillow basalts and pelagic limestone slices were sporadically observed. (3) The green belt; it's a narrow and lengthy belt of basalts younger than Jurassic times underwent the green - schist - facies metamorphism. Geochemistry of the basalts reveals significant similarities with those of the mafic rocks in the supra - subduction zone and/ or the MOR. Moreover, the presence of large recumbent fold documents an eastward regional transport direction of thrust sheets from Lut to the Siestan suture zone side. (4) The easternmost unit is dominated by phyllitic rocks with a pelitic source. The Paleodictyon trace fossils were found led us to conclude about its Eocene protolith age. The nature and arrangement of the units are supposing presence of an accretionary complex along the Lut Zone documenting the existence of a long - standing subduction zone under the Lut Zone for the Triassic - Eocene times.

**Keywords:** Lut Zone; Siestan Suture Zone; Bubak Mountains; Accretionary prism; Neo - Tethys.

---

\* sasan.bagheri@science.usb.ac.ir