





دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

گروه تکتونیک

عنوان:

ارزیابی فعالیت‌های زمین‌ساختی ناحیه میامی براساس شاخص‌های مورفوتکتونیک

دانشجو: نقی میربیگی

استاد راهنما:

دکتر رمضان رضانی اومالی

استاد مشاور:

دکتر عزیزاله طاهری

پایان‌نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

بهمن ۱۳۹۲

تعهد نامه

اینجانب نقی میربیگی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی - تکتونیک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه "ارزیابی فعالیت‌های زمین ساختی ناحیه میامی براساس شاخص‌های مورفوتکتونیک" تحت راهنمایی دکتر رمضان رضانی اومالی متعهد می‌شوم .

- تحقیقات در این پایان‌نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان‌نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان‌نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه‌های رایانه‌ای ، نرم‌افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

تقدیم بہ

روح عزیزانی کہ ازین مارفتہ اند ولی یاد و خاطرشان ہمیشہ بامن است

تقدیم بہ

ہمسرمہربان و فرزندان کلم محمد الہم والہام

شکر و قدردانی:

حمد و سپاس پروردگار حکیمی را که جهان را با قدرت لایزال خود آفرید و لطف بیکرانش را به تمام موجودات عنایت کرد. و معرفت و شناخت گوشه ای از

طبیعت را که بی‌کمان جلوه عظمت و قدرت اوست، به من ارزانی بخشید. از اومی خواهیم همیشه مراب نور هدایت خویش را، نمونه سازد.

اینک که لطف و یاری خدای متعال شامل عالم شد و توانستم این محمود را به پایان برسانم بر خود لازم می‌دانم از همه سروران و عزیزانی که من را در انجام آن

یاری نموده اند شکر و قدردانی نموده و از آفریدگار جهان هستی، سربلندی و بهروزی ایشان را آرزو نمایم.

از جناب آقای دکتر رضائی اومالی که به عنوان استاد راهنما، امر هدایت و راهنمایی این پایان نامه را بر عهده داشتند و با عنایت و توجه خاص و بهیچگی خود، مراد

انجام این پروژه یاری نمودند و جناب آقای دکتر طاهری که زحمت مشاوره اینجانب را در این مقوله عهده دار بودند صمیمانه شکر می‌نمایم. از جناب آقای دکتر

امیدی و آقای دکتر کریمی به خاطر داوری منصفانه و عادلانه کمال شکر را دارم. همچنین بر خود لازم می‌دانم از تمام اساتید و کارکنان دانشکده علوم زمین به ویژه

دکتر رضایی و خانم فارسی شکر نمایم. در پایان از بھکلاسی های خوبم آقایان حمید روح افزا، مهدی زبیدی و خانم باخراسانی، حسینی و رضازاده شکر و پاسکزاری

می‌نمایم.

نقی میریکی (بمن ۹۲)

چکیده:

موقعیت قرار گرفتن ایران در کمربند کوهزایی آلپ هیمالیا باعث شده یکی از مناطق فعال زمین باشد، و لذا شناسایی گسل‌های فعال و مناطق فعال تکتونیکی یکی از دغدغه‌های ما می‌باشد. برای شناسایی گسل‌های فعال راه‌های مختلفی وجود دارد که یکی از روش‌های مناسب استفاده از شاخص‌های مورفوتکتونیک است و مزیت آن این است که در زمان کوتاه می‌توان مناطق وسیعی را مورد بررسی قرار داد. در این تحقیق با استفاده از شاخص‌های پیچ و خم کوهستان (Smf)، شاخص شکل حوضه آبریز (Bs)، عدم تقارن حوضه زهکشی (AF)، شاخص گرادیان طولی رودخانه (SL)، منحنی هیپسومتری و انتگرال هیپسومتری (Hi) در ناحیه میامی فعالیت بخشی از گسل میامی مورد مطالعه قرار گرفته است. شاخص Smf در قطعه یک ۱/۳۳ در قطعه دو ۱/۲۱ و در قطعه سه ۱/۳۱ می‌باشد (این عدد هرچه به یک نزدیک تر باشد منطقه فعال تر است). شاخص شکل ۱۲ حوضه آبریز منطقه مورد ارزیابی قرار گرفت که بیشترین مقدار ۳/۲۸ یعنی یک حوضه نسبتاً طویل (فعالیت تکتونیکی متوسط) مربوط به حوضه شماره ۸ و کمترین مقدار یعنی ۱/۳۹ (فعالیت تکتونیکی پایین) مربوط به حوضه ۱۲ به دست آمد. شاخص عدم تقارن زهکشی برای ۱۲ حوضه محاسبه شده که متقارن‌ترین، حوضه ۱۲ (فعالیت تکتونیکی پایین) و کمترین تقارن هم مربوط به حوضه ۵ (فعالیت تکتونیکی بالا) می‌باشد. شاخص گرادیان طولی رودخانه برای ۱۲ حوضه آبریز محاسبه شده که حوضه شماره ۵ با ۴۶۳/۹۲ بالاترین میانگین را دارا بوده و در رده ۲ فعالیت تکتونیکی قرار می‌گیرد. با مشخص کردن شاخص نسبی فعالیت تکتونیکی (Iat) برای منطقه، حوضه‌های ۵، ۷، ۸ و ۱۰ در رده ۲ و حوضه ۴، ۱۱ و ۱۲ در رده ۴، بقیه حوضه‌ها در رده ۳ قرار می‌گیرند.

کلمات کلیدی: مورفوتکتونیک، گسل میامی، شاخص smf، شاخص SL، شاخص AF، انتگرال

هیپسومتری

مقاله‌ی مستخرج از این پایان‌نامه:

میربیگی، ن.، رمضانی اومالی، ر.، (۱۳۹۲) "ارزیابی فعالیت های تکتونیکی ناحیه میامی براساس برخی شاخص‌های مورفوتکتونیک (پیچ‌وخم پیشانی کوهستان، شکل حوضه آبریز و عدم تقارن حوضه زهکشی)" هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی تهران.

فهرست مطالب

۱	کلیات
۱-۱	مقدمه
۱-۲	تعریف مسئله و هدف انجام کار
۳-۱	موقعیت جغرافیایی و راههایی دسترسی به منطقه
۴-۱	روش انجام تحقیق
۵-۱	تاریخچه مطالعات پیشین
۷	زمین‌شناسی عمومی
۱-۲	مقدمه
۲-۲	تاریخچه تکاملی پوسته ایران
۱-۲-۲	زمین ساخت پهنه ایران مرکزی
۲-۲-۲	پروتروزوئیک و پرکامبرین
۳-۲-۲	پالئوزوئیک
۴-۲-۲	مزوزوئیک
۵-۲-۲	سنوزوئیک
۳-۲	چینه‌شناسی
۱-۳-۲	ژوراسیک
۲-۳-۲	کرتاسه
۴-۲	ائوسن
۱-۴-۲	نئوژن
۲-۴-۲	نهشته های کواترنر
۳-۴-۲	توده‌های نفوذی
۴-۴-۲	سنگهای دگرگونی
۳۱	زمین‌شناسی ساختمانی

۳-۱ مقدمه ۳۲

۳-۲ معرفی گسل‌های منطقه ۳۴

شاخص‌های مورفوتکتونیک ۴۳

۴-۱ مقدمه ۴۴

۴-۲ انحراف آبراهه‌ها ۴۴

۴-۳ تراس‌های آبرفتی ۴۶

۴-۴ مخروط افکنه‌ها ۴۷

۴-۵ پیچ و خم پیشانی کوهستان ۵۰

۴-۶ شاخص شکل حوضه آبریز ۵۴

۴-۷ شاخص عدم تقارن حوضه آبریز زهکشی ۵۶

۴-۸ شاخص SL یا گرادیان طولی رودخانه ۶۵

۴-۸-۱ حوضه شماره ۵ ۶۹

۴-۸-۲ حوضه آبریز شماره ۶ ۷۱

۴-۸-۳ حوضه آبریز شماره ۸ ۷۳

۴-۸-۴ حوضه آبریز شماره ۱۱ ۷۵

۴-۸-۵ حوضه آبریز شماره ۱۲ ۷۷

۴-۹ شاخص انتگرال هیپسومتری و منحنی هیپسومتری ۸۰

۴-۱۰ شاخص فعالیت تکتونیکی نسبی ۹۱

نتیجه‌گیری و پیشنهادها ۹۵

۵-۱ نتیجه‌گیری: ۹۶

۵-۲ پیشنهادها ۹۷

پیوست‌ها ۹۹

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱ راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه راههای کشور)..... ۳
- شکل ۱-۲ وضعیت بخش شمال خاوری گندوانا و حاشیه پالئوتیسی آن در اوایل پالئوزئیک..... ۹
- شکل ۲-۲ تکامل ساختاری پوسته ایران (Berberian, 1983)..... ۱۰
- شکل ۳-۲ موقعیت جغرافیایی بلوک عربی و ایران در پالئوزوئیک و مزوزوئیک..... ۱۱
- شکل ۴-۲ نقشه زمین شناسی منطقه اقتباس از نقشه های موجود..... ۱۶
- شکل ۵-۲ شیلهای مدادی جنوب میامی..... ۱۷
- شکل ۶-۲ شکل آهکهای کرتاسه در مجاورت کنگلومرای نئوژن با کنتاکت گسلی..... ۲۰
- شکل ۷-۲ ستون چینه شناسی مزوزوئیک منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس)..... ۲۳
- شکل ۸-۲ شیل و ماسه سنگ ائوسن (سه راهی بیارجمند، نگاه عکس به سمت شرق)..... ۲۴
- شکل ۹-۲ کنگلومرای ائوسن (دره زیدر جنوب شرق میامی)..... ۲۵
- شکل ۱۰-۲ ستون چینه شناسی سنوزوییک منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس)..... ۲۷
- شکل ۱۱-۲ گرانیت g1 محل عکس جنوب غرب میامی..... ۲۸
- شکل ۱۲-۲ گرانیت g2 جنوب غرب میامی(عکس رو به شرق)..... ۲۸
- شکل ۱۳-۲ واحدهای سنگی دگرگونی (رودخانه زیدر جنوب شرق میامی)..... ۲۹
- شکل ۱-۳ موقعیت گسل میامی روی نقشه گسلهای فعال ایران (حسامی، ۱۳۸۲)..... ۳۵
- شکل ۲-۳ تصویر DEM منطقه مورد مطالعه که گسلهای مهم در آن مشخص شدهاند..... ۳۵
- شکل ۳-۳ قرار گرفتن سنگهای آهکی کرتاسه در مجاورت کنگلومرای نئوژن (عکس رو به جنوب)..... ۳۶
- شکل ۴-۳ گسل میامی در جنوب محمد آباد خطوارههای لغزشی این گسل در این رخنمون به..... ۳۶
- شکل ۵-۳ گسل میامی در حاشیه جاده سه راهی بیارجمند به سمت بیارجمند..... ۳۷
- شکل ۶-۳ اثر گسل میامی در کانال آبراهه جنوب شهر میامی..... ۳۷
- شکل ۷-۳ گسل میامی با شیب بسیار زیاد که مؤلفه امتداد لغز چپ بر را به خوبی نشان میدهد..... ۳۸
- شکل ۸-۳ خطواره گسل سکون که انحراف آبراهه ها کاملا مشخص است..... ۴۰
- شکل ۹-۳ خطواره گسل شیر مار که دره های موجود در تصویر را قطع کرده است..... ۴۰
- شکل ۱۰-۳ سطح گسل دوچپله در ۲۵ کیلومتری شرق میامی حاشیه جاده اصلی تهران - مشهد ... ۴۱
- شکل ۱۱-۳ خطواره گسل خوندر غرب جاده بیارجمند..... ۴۱
- شکل ۱۲-۳ موقعیت گسل های منطقه..... ۴۲
- شکل ۱-۴ انحراف آبراهه توسط گسل میامی در شرق منطقه مورد مطالعه..... ۴۵
- شکل ۲-۴ انحراف آبراهه توسط گسل میامی در شرق منطقه مورد مطالعه..... ۴۵
- شکل ۳-۴ تراس آبرفتی واقع در رودخانه زیدر(حوضه آبریز شماره ۵) جنوب سه راه بیارجمند..... ۴۶

- شکل ۴-۴ وضعیت مخروط افکنه‌ها..... ۴۸
- شکل ۴-۵ تصویر مخروط افکنه های جنوب غرب میامی..... ۴۸
- شکل ۴-۶ موقعیت حوضه ها آبریز نسبت به گسل های منطقه ۵۰
- شکل ۴-۷ وضعیت پیچ وخم پیشانی کوهستان از نظر تکتونیکی فعال نیست (Bull,2007)..... ۵۲
- شکل ۴-۸ وضعیت پیچوخم جبهه کوهستان در مناطق فعال تکتونیکی (Bull,2007)..... ۵۲
- شکل ۴-۹ محاسبه شاخص Smf با استفاده از DEM و تصاویر ماهواره‌ای..... ۵۴
- شکل ۴-۱۰ حوضه آبریز جهت محاسبه شاخص شکل حوضه آبریز..... ۵۵
- شکل ۴-۱۱ بلوک دیاگرام نشاندهنده چگونگی محاسبه فاکتور بی تقارنی (Cox,1994)..... ۵۷
- شکل ۴-۱۲ نقشه حوضه آبریز شماره ۱a و ۱b جهت محاسبه شاخص عدم تقارن حوضه آبریز..... ۵۸
- شکل ۴-۱۳ نقشه حوضه آبریز شماره ۲ جهت محاسبه شاخص عدمتقارن حوضه آبریز..... ۵۸
- شکل ۴-۱۴ نقشه حوضه آبریز شماره ۳ جهت محاسبه شاخص عدمتقارن حوضه آبریز..... ۵۹
- شکل ۴-۱۵ نقشه حوضه آبریز شماره ۴ جهت محاسبه شاخص عدمتقارن حوضه آبریز..... ۵۹
- شکل ۴-۱۶ نقشه حوضه آبریز شماره ۵ جهت محاسبه شاخص عدمتقارن حوضه آبریز..... ۶۰
- شکل ۴-۱۷ نقشه حوضه آبریز شماره ۶ جهت محاسبه شاخص عدمتقارن حوضه آبریز..... ۶۰
- شکل ۴-۱۸ نقشه حوضه آبریز شماره ۷ جهت محاسبه شاخص عدمتقارن حوضه آبریز..... ۶۱
- شکل ۴-۱۹ نقشه حوضه آبریز شماره ۸ جهت محاسبه شاخص عدمتقارن حوضه آبریز..... ۶۱
- شکل ۴-۲۰ نقشه حوضه آبریز شماره ۹ جهت محاسبه شاخص عدمتقارن حوضه آبریز..... ۶۲
- شکل ۴-۲۱ نقشه حوضه آبریز شماره ۱۰ جهت محاسبه شاخص عدمتقارن حوضه آبریز..... ۶۲
- شکل ۴-۲۲ نقشه حوضه آبریز شماره ۱۱ جهت محاسبه شاخص عدمتقارن حوضه آبریز..... ۶۳
- شکل ۴-۲۳ نقشه حوضه آبریز شماره ۱۲ جهت محاسبه شاخص عدمتقارن حوضه آبریز..... ۶۳
- شکل ۴-۲۴ روش محاسبه شاخص sl (Kellre & Pinter,1996)..... ۶۶
- شکل ۴-۲۵ پراکندگی شاخص SL در منطقه مورد مطالعه..... ۶۸
- شکل ۴-۲۶ لیتولوژی و موقعیت گسل های موجود در حوضه شماره ۵ جهت تفسیر شاخص SL..... ۶۹
- شکل ۴-۲۷ تصویر DEM حوضه آبریز شماره ۵ با ایستگاهها مشخص شده جهت محاسبه شاخص SL..... ۷۰
- شکل ۴-۲۸ نمودار شاخص SL در حوضه آبریز شماره ۵..... ۷۱
- شکل ۴-۲۹ تصویر DEM حوضه آبریز شماره ۶..... ۷۲
- شکل ۴-۳۰ نمودار مربوط شاخص SL حوضه آبریز شماره ۶..... ۷۲
- شکل ۴-۳۱ لیتولوژی و موقعیت گسلهای موجود در حوضه شماره ۸ جهت تفسیر شاخص SL..... ۷۴
- شکل ۴-۳۲ تصویر DEM حوضه آبریز شماره ۸..... ۷۴
- شکل ۴-۳۳ نمودار مربوط شاخص SL حوضه آبریز شماره ۸..... ۷۵

- شکل ۴-۳۴ تصویر DEM حوضه آبریز شماره ۱۱ ۷۶
- شکل ۴-۳۵ نمودار مربوط به شاخص SL حوضه آبریز شماره ۱۱ ۷۷
- شکل ۴-۳۶ تصویر DEM حوضه آبریز شماره ۱۲ ۷۸
- شکل ۴-۳۷ نمودار مربوط به شاخص SL حوضه آبریز شماره ۱۲ ۷۹
- شکل ۴-۳۸ حوضه زهکشی نشان دهنده این است که چگونه یک نقطه (x,y) بر روی منحنی هیپسومتریک مشخص میشود. رسم کردن چندین مقدار دیگر (برای ترازهای مختلف) برای a/A , h/H امکان بازسازی منحنی را میدهد. (Strahler,1952) ۸۱
- شکل ۴-۳۹ سه مدل (A:توپوگرافی جوان B:توپوگرافی بالغ C:توپوگرافی پیر) از مقادیر متفاوت انتگرال هیپسومتریک (Strahler,1952) ۸۳
- شکل ۴-۴۰ کلاس بندی ارتفاعی حوضه آبریز شماره ۱ ۸۴
- شکل ۴-۴۱ کلاس بندی ارتفاعی حوضه آبریز شماره ۲ ۸۵
- شکل ۴-۴۲ کلاس بندی ارتفاعی حوضه آبریز شماره ۳ ۸۵
- شکل ۴-۴۳ کلاس بندی ارتفاعی حوضه آبریز شماره ۴ ۸۶
- شکل ۴-۴۴ کلاس بندی ارتفاعی حوضه شماره ۵ ۸۶
- شکل ۴-۴۵ کلاس بندی ارتفاعی حوضه شماره ۶ ۸۷
- شکل ۴-۴۶ کلاس بندی ارتفاعی حوضه شماره ۷ ۸۷
- شکل ۴-۴۷ کلاس بندی ارتفاعی حوضه شماره ۸ ۸۸
- شکل ۴-۴۸ کلاس بندی ارتفاعی حوضه شماره ۹ ۸۸
- شکل ۴-۴۹ کلاس بندی ارتفاعی حوضه شماره ۱۰ ۸۹
- شکل ۴-۵۰ کلاس بندی ارتفاعی حوضه شماره ۱۱ ۸۹
- شکل ۴-۵۱ کلاس بندی ارتفاعی حوضه آبریز شماره ۱۲ ۹۰
- شکل ۴-۵۲ منحنیهای هیپسومتری حوضه های آبریز دوازدهگانه منطقه مورد مطالعه ۹۱
- شکل ۵-۱ فعالیت نسبی منطقه مورد مطالعه ۹۷

فهرست جداول

جدول ۱-۴	مشخصات کلی حوضه های آبریز انتخاب شده در منطقه مورد مطالعه	۵۰
جدول ۲-۴	شاخص Smf محاسبه شده در مناطق سه گانه	۵۴
جدول ۳-۴	شاخص شکل حوضه آبریز (Bs)	۵۶
جدول ۴-۴	شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی	۶۴
جدول ۵-۴	میانگین شاخص SL در حوضه های آبریز منطقه	۶۸
جدول ۶-۴	محاسبه شاخص SL در حوضه آبریز شماره ۵	۷۰
جدول ۷-۴	محاسبه شاخص SL در حوضه آبریز شماره ۶	۷۲
جدول ۸-۴	محاسبه شاخص SL در حوضه آبریز شماره ۸	۷۵
جدول ۹-۴	اطلاعات لازم جهت محاسبه شاخص SL حوضه آبریز شماره ۱۱	۷۷
جدول ۱۰-۴	محاسبه شاخص SL در حوضه آبریز شماره ۱۲	۷۹
جدول ۱۱-۴	مقدار عددی انتگرال هیپسومتري و ارتباط آن با تکتونیک فعال	۸۳
جدول ۱۲-۴	محاسبه شاخص Iat	۹۲

فصل اول:

۱ کلیات

۱-۱ مقدمه

کشور ایران با قرار گرفتن در کمربند کوه‌زایی آلپ هیمالیا به عنوان یکی از کشورهای لرزه خیز در جهان مطرح است و گسل‌های فعال به عنوان مهمترین عناصر ساختاری تشکیل دهنده پوسته زمین می‌باشند. روش‌های مختلفی برای شناسایی میزان فعالیت گسل‌ها وجود دارد که یکی از این روش‌ها، بررسی کیفی و کمی شاخص‌های مورفوتکتونیک بوده که بزرگترین مزیت این روش آن است که می‌توان در مدت کوتاهی منطقه نسبتاً وسیعی را مورد بررسی قرار داد.

۱-۲ تعریف مسئله و هدف انجام کار

گسل میامی با راستای شمال خاوری جنوب باختری جدا کننده پهنه بینالود از ایران مرکزی است. حد خاوری آن فرورفتگی ناحیه تربت جام و ممکن است دنباله گسل هرات در افغانستان باشد (نبوی، ۱۳۵۵). مرز باختری این گسل در جنوب باختری شاهرود در زیر رسوبات عهد حاضر و کویر دامغان ناپدید می‌شود ولی ممکن است گسل عطاری در فاصله ۱۰۰ کیلومتری ادامه باختری آن باشد. مرز شمالی این گسل بیشتر زمین‌های آبرفتی و کوهپایه‌ای است ولی مرز جنوبی آن جداکننده آمیزه‌های افیولیتی از واحدهای دیگر است (آقانباتی، ۱۳۸۳). گسل میامی تا آخرین مراحل چین خوردگی آلپی در پلیوسن حالت راست بر داشته است (اشتامپلی، ۱۹۷۸). شاخص‌های ریخت زمین ساختی ابزار مفیدی برای شناسایی تاثیر فعالیت زمین‌ساختی در یک منطقه است. مطالعه این شاخص‌ها در یک منطقه برای تشخیص ناهنجاری‌های احتمالی مرتبط با زمین‌ساخت فعال سودمند است. سیستم‌های رودخانه‌ای نسبت به گسلش و هم نسبت به دگرریختی ناحیه‌ای حساس می‌باشند، در نتیجه می‌توان از آشفتگی‌های موجود برای بررسی میزان نسبی فعالیت زمین‌ساختی جدید استفاده نمود. بکارگیری این روش در مناطقی که کار مطالعاتی بر روی فعالیت تکتونیکی آن با استفاده از این روش تاکنون صورت نگرفته می‌تواند روشی نو و مفید باشد و می‌توان با استفاده از بدست آوردن شاخص‌های کمی مورفوتکتونیک فعالیت زمین‌ساختی منطقه را با مناطق دیگر مقایسه

نموده و میزان فعالیت آن را به روش‌های موجود رده‌بندی کرد.

۳-۱ موقعیت جغرافیایی و راه‌هایی دسترسی به منطقه

منطقه مورد مطالعه در شرق استان سمنان بین طول‌های جغرافیایی $30^{\circ} 55'$ تا $15^{\circ} 56'$ و عرض‌های جغرافیایی $15^{\circ} 36'$ تا $36^{\circ} 36'$ واقع شده است که در چهارگوش $1:250000$ جازرم بوده و قسمت زیادی از آن در ورقه $1:100000$ میامی، قسمت‌های شمال غرب ناحیه آن در ورقه $1:100000$ آری‌آباد، شمال شرق $1:100000$ جازرم و قسمت شرق آن در ورقه $1:100000$ عباس‌آباد قرار گرفته است.

بزرگترین مرکز جمعیتی محدوده مورد مطالعه شهر میامی در غرب منطقه است و روستای‌های محمدآباد، کلاته اسد، ابراهیم‌آباد مراکز جمعیتی کوچک‌تر می‌باشند. جاده آسفalte درجه یک تهران به مشهد و جاده آسفalte میامی به بیارجمند و جاده‌های میان روستایی و بین مراکز دامداری و چاه‌های کشاورزی می‌تواند برای دسترسی به منطقه مورد استفاده قرار گیرد (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱ راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه راه‌های کشور)

۴-۱ روش انجام تحقیق

مراحل انجام این تحقیق به شرح زیر است:

- ۱- جمع‌آوری و بررسی مطالعات انجام شده قبلی در خصوص زمین‌شناسی منطقه
- ۲- بررسی و مطالعه منابع مرتبط با موضوع تحقیق (شاخص‌های مورفو تکتونیک شامل: پیچ و خم پیشانی کوهستان، شکل حوضه آبریز، تقارن حوضه آبریز، انتگرال هیپسومتری و نمودار آن و گرادیان هیدرولیک رودخانه)
- ۳- تهیه و مطالعه تصاویر ماهواره‌ای و DEM ۳۰ متری جهت شناسایی ساختارها
- ۴- با استفاده از DEM ۳۰ متری در نرم‌افزار Global Mapper 12 منحنی‌های میزان با فاصله‌های متفاوت رسم گردید و روی تصاویر ماهواره‌ای و نقشه زمین‌شناسی قرار داده شد و شاخص پیچ و خم کوهستان محاسبه شد.
- ۵- برای محاسبه شاخص‌های شکل حوضه آبریز، تقارن حوضه آبریز، انتگرال هیپسومتری و منحنی آن و گرادیان هیدرولیک رودخانه با استفاده از DEM و توسط نرم‌افزار Arc GIS 10, ۱۲ حوضه آبریز رسم گردید مساحت، طول بزرگترین شاخه رود و..... بدست آمد و شاخص‌های مورد نظر محاسبه شد.
- ۶- انجام عملیات صحرایی و پیمایش‌های مناسب جهت مشاهده شاخص‌های کیفی مورفو تکتونیک (انحراف رودخانه‌ها، تراس آبرفتی و.....)
- ۷- تدوین پایان‌نامه و تهیه نقشه ساختاری از منطقه مورد مطالعه که از طریق تلفیق اطلاعات بدست آمده از تصاویر ماهواره‌ای، برداشت‌های صحرایی و نقشه‌های توپوگرافی، با استفاده از نرم‌افزارهای مرتبط مانند:

Tectonics FP, Surfer 10, Global Mapper12, Arc GIS10, ENVI 4.4 و ... به انجام رسیده است.

۵-۱ تاریخچه مطالعات پیشین

از تاثیرگذارترین ساختارهای زمین‌شناسی در منطقه مورد مطالعه، می‌توان به گسل میامی که جداکننده زون ایران مرکزی از البرز خاوری و بینالود می‌باشد اشاره کرد که دگرریختی‌ها و ساختارهای نوزمین‌ساختی موجود در منطقه را کنترل می‌کند. از مطالعات انجام گرفته در قالب طرحهای پژوهشی، پایان‌نامه و مقالات در منطقه و مطالعات مشابه در مناطق دیگر، می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم و ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی، ری‌آباد، عباس‌آباد و جاجرم چاپ سازمان زمین‌شناسی کشور.

باقری (۱۳۸۷) با تحلیل هندسی و جنبشی نیمه باختری گسل میامی نتیجه‌گیری نموده است که:

۱- راستای گسل را به طور کلی NE و با شیب بیش از ۵۰ درجه و خش‌لغز با میل کم و به سمت جنوب دارای سازوکار معکوس راست‌بر می‌داند.

۲- گسل میامی با گسل چاه سیدآباد پهنه برشی ایجاد می‌کند که شکستگی‌های نوع R، X و R' در آن قابل تشخیص است. تا زمان نگارش این پایان‌نامه با این موضوع مطالعه‌ای در منطقه صورت نگرفته یا منتشر نشده است ولی مطالعات مشابه در مناطق دیگر ایران و سایر نقاط دنیا انجام گرفته که به چند نمونه از آن اشاره می‌شود.

خادمی (۱۳۸۹) سه شاخص ریخت زمین‌ساختی شامل شاخص طول گرادیان رودخانه (SL)، شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان (Smf) و نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره (vf) را پیرامون گسل ترود در جنوب دامغان محاسبه و تفسیر کرده است.

حقی پور (۱۳۸۵) شاخص‌های گرادیان شیب رود و هیپسومتری را در کپه داغ - بینالود (کشف‌رود، اترک‌رود، گرگان‌رود، جاجرم و رودخانه‌های دشت ترکمنستان) مورد بررسی قرار داده است. از جدیدترین و جامع‌ترین این پژوهش‌ها در سیرانوادا در جنوب اسپانیا توسط El Hamdouni و همکاران در سال ۲۰۰۸ انجام گرفته است.

عزتی (۱۳۹۰) نوزمین ساخت زیرحوضه رودخانه اترک را در شمال شرق ایران بررسی نموده است و از شاخص‌های عدم تقارن حوضه (AF) و شاخص گرادیان طولی رودخانه (SL) استفاده نموده است. مورفومتری و ارزیابی برخی شاخص‌های ژئومورفیک برای تعیین میزان فعالیت نئوتکتونیک در حوضه‌های آبریز شمال دهملا و طزره، البرز شرقی توسط زهرا رسولی لوشاب (۱۳۹۱) انجام پذیرفت که در این پژوهش شاخص‌های گرادیان طولی رودخانه (SL)، سینوسیته جبهه کوهستان (smf)، نسبت پهنای دره به عمق دره (VF)، عدم تقارن حوضه آبریز (AF) و شاخص انتگرال و منحنی هیپسومتری (Hi)، به کار گرفته شد.

ویژگی‌های نوزمین ساختی البرز مرکزی در محدوده شمال غرب تهران توسط حلاج نیشابوری (۱۳۹۰) مورد بررسی قرار گرفت و در آن گرادیان طولی رودخانه و عدم تقارن حوضه آبریز (AF) محاسبه گردید.

فصل دوم:

۲ زمین‌شناسی عمومی

۱-۲ مقدمه

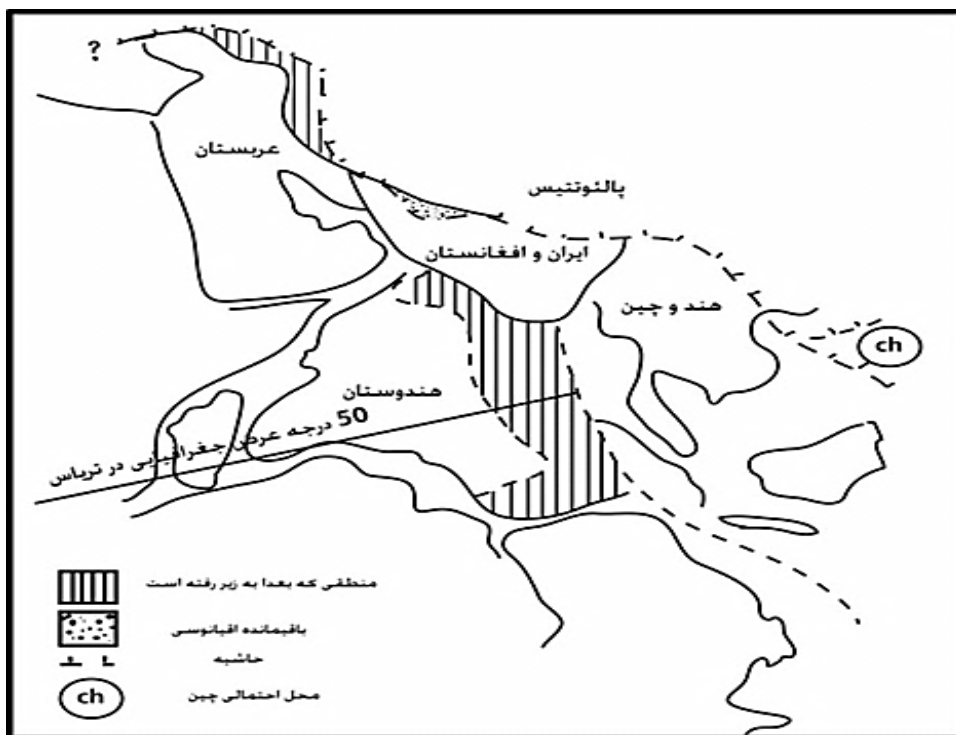
با توجه به روندهای ساختاری و رخساره‌های موجود در منطقه مورد مطالعه و بر اساس تقسیم‌بندی زون‌های رسوبی - ساختاری ایران توسط اشتوکلین (۱۹۶۸)، ناحیه مورد مطالعه در شمال زون ایران مرکزی قرار گرفته به طوری که دشت آبرفتی شمال آن به البرز خاوری و بینالود منتهی می‌شود لذا مختصری درباره زمین‌شناسی ایران مرکزی توضیح داده خواهد شد.

۲-۲ تاریخچه تکاملی پوسته ایران

در زمان پرکامبرین، نواحی البرز، ایران مرکزی، سنندج- سیرجان و زاگرس در حاشیه شمالی قاره گندوانا قرار داشته و به وسیله اقیانوس تتیس کهن (پالئوتتیس) از پهنه کپه‌داغ و به تبع آن از قاره اوراسیا جدا بوده‌اند (شکل ۱-۲) (Berberian & King, 1981; Stampfli, 1978).

آمیزه‌های کافتی با سرشت قلیایی به همراه نهشته‌های تبخیری نظیر واحدهای سنگ‌چینه‌ای سری ریزو، سری دسو و سری راور در ایران مرکزی (کرمان) و یا مجموعه هرمز در جنوب خاوری زاگرس شواهدی هستند مبنی بر واگرایی دو قاره ی اوراسیا و گندوانا در زمان پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین که حاصل آن فروافتادگی‌هایی در ایران مرکزی، سنندج- سیرجان و زاگرس مرتفع بوده است (Berberian&King,1981; Stoklin, 1998; Beydoun, 1992).

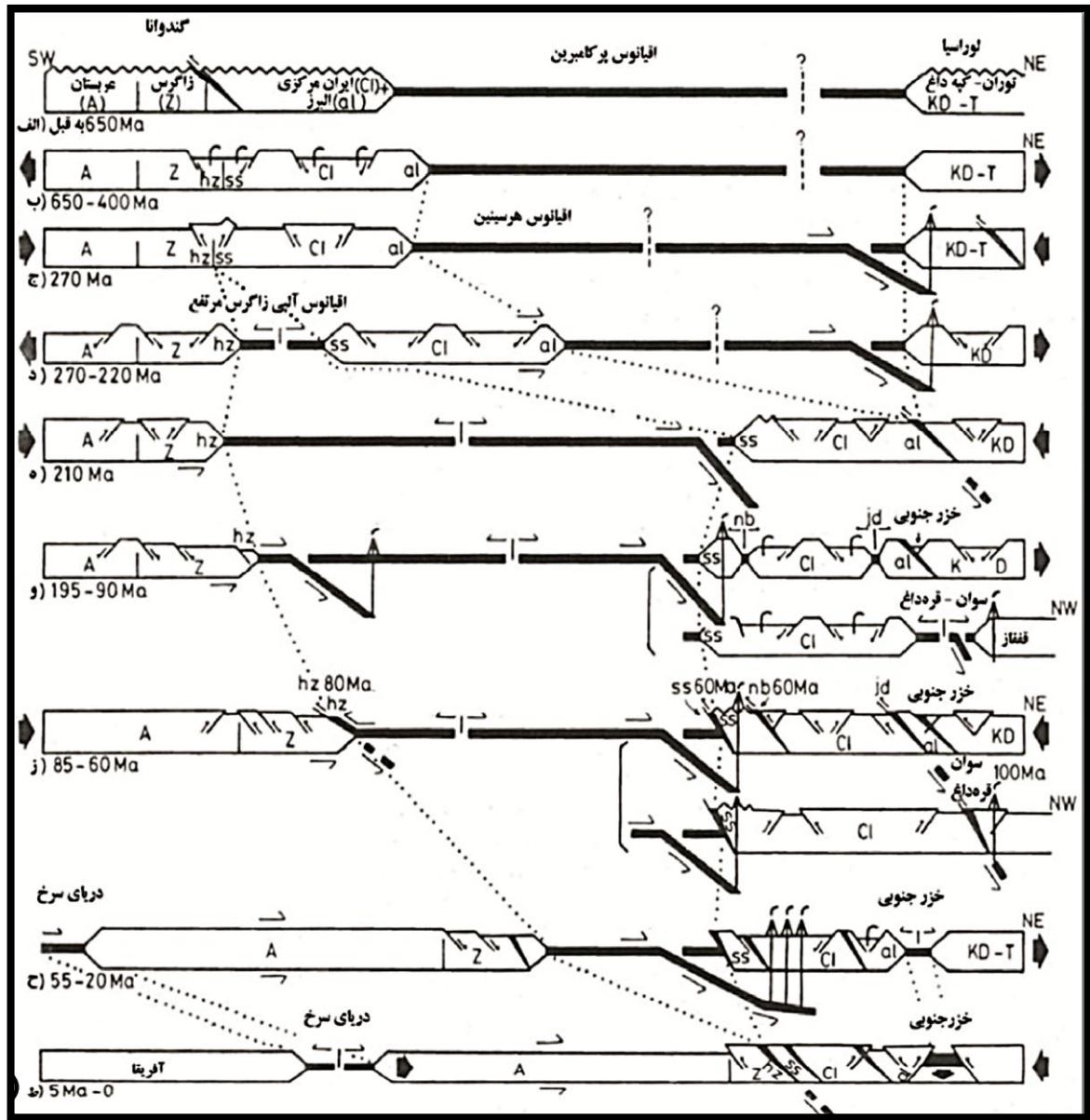
در چرخه رخداد هرسی‌نین، حرکت دو قاره اوراسیا و گندوانا همگرا بوده و در نتیجه فرابوم‌هایی در ایران مرکزی، سنندج- سیرجان و زاگرس پدیدار شده‌اند که یکی از پیامدهای آن کاهش پهنای تتیس کهن و آغازی بر بسته شدن این اقیانوس بوده است. از اوایل پرمین تا تریاس میانی، ضمن ادامه فروانش و کاهش گستره تتیس کهن، در محل تقریبی راندگی اصلی زاگرس، اشتقاق دیگری به نام تتیس جوان (نئوتتیس) شکل گرفته است.



شکل ۱-۲ وضعیت بخش شمال خاوری گندوانا و حاشیه پالئوتتیزی آن در اوایل پالئوزئیک (Stampfli, 1978).

در نتیجه این اشتقاق، صفحه ایران از صفحه عربستان جدا شده و هم زمان با گسترش بستر تتیس جوان، صفحه ایران به سمت شمال حرکت کرده است. در تریاس پسین، در اثر به هم پیوستن دو صفحه ایران و توران، تتیس کهن به طور کامل بسته شده است و صفحه ایران که تا این زمان ویژگی‌های گندوانایی داشته از این زمان سرشت اوراسیایی پیدا کرده است (شکل ۲-۳ و ۳-۳).

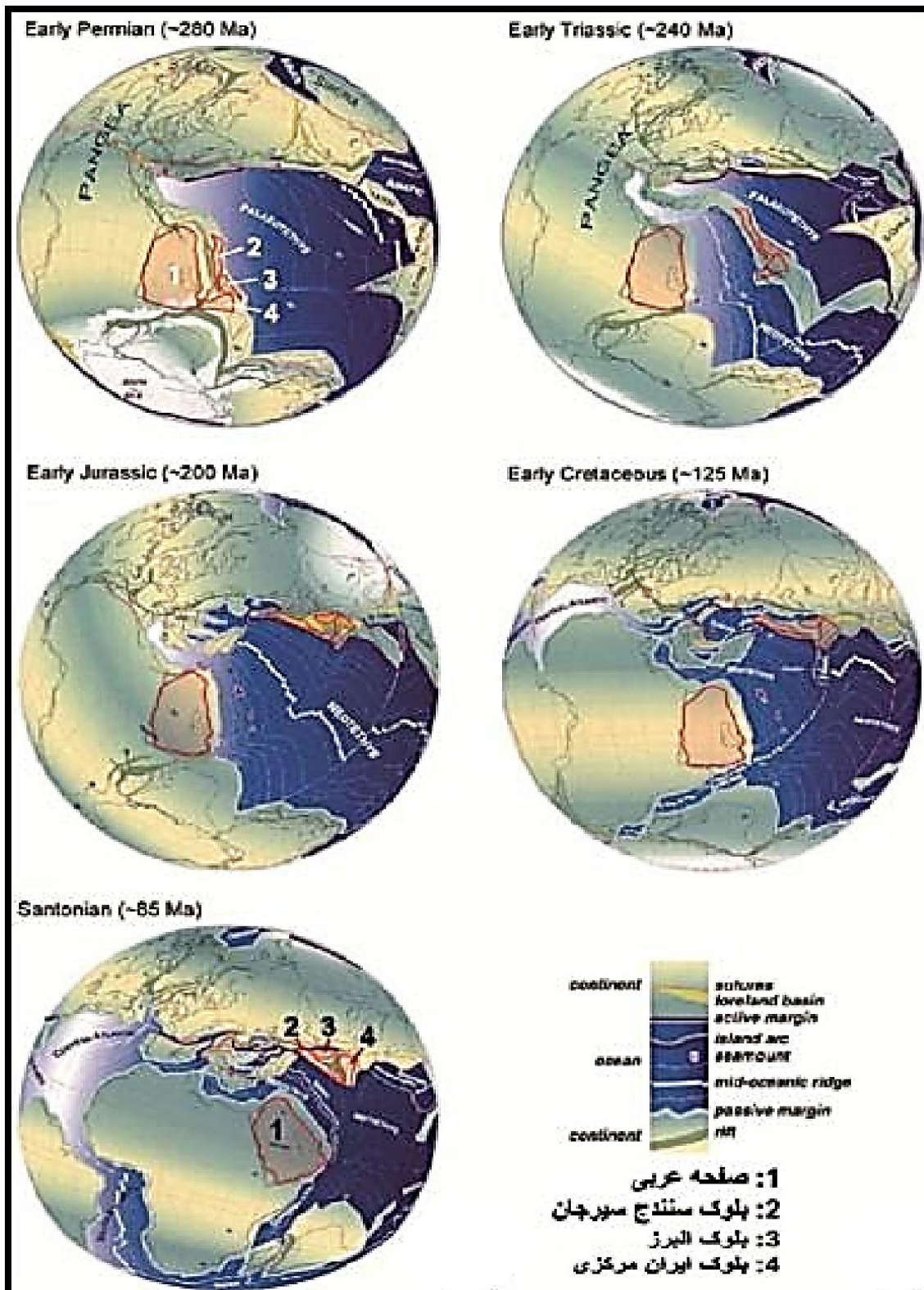
در زمان نئوژن، هم زمان با شکل‌گیری دریای سرخ، اقیانوس تتیس جوان به سرانجام خود نزدیک شده است. از زمان رخدادهای مربوط به آلپ پایانی (۵ میلیون سال پیش) تا به حال، در اثر گسترش دریای سرخ، با به هم رسیدن کامل بلندی‌های زاگرس به زون سنندج-سیرجان، نئوتتیس به طور کامل بسته شده است (Berberian & King, 1981, McQuarrie et al., 2003).



شکل ۲-۲ تکامل ساختاری پوسته ایران (Berberian, 1983)

۲-۲-۱ زمین ساخت پهنه ایران مرکزی

از نظر ساختار و سرگذشت زمین شناسی، ایران مرکزی بیشتر با البرز وجه اشتراک دارد. تحرک بیشتر ایران مرکزی در زمان مزوزوئیک، یکی از تفاوت‌های مهم آنها است و تغییرات بیشتر و گسترده تر در رخساره‌ها و ضخامت سازندهای مزوزوئیک، گواه آن است.



شکل ۲-۳ موقعیت جغرافیایی بلوک عربی و ایران در پالئوژئیک و مزوزوئیک (Stampfli & Borel, 2002).

۲-۲-۲ پروتروزوئیک و پرکامبرین

Stocklin (1974) به نقل از Berberian & King (1981) اظهار می‌کنند پی‌سنگ قدیمی ایران مرکزی به طور گسترده در سراسر بلوک‌های حدواسط آن گسترش دارد. این پی‌سنگ متعلق به کوهزایی پان‌آفریقا است. به عقیده ایشان، مجموعه‌هایی که در فاز کوهزایی پان‌آفریقا دگرگونی، چین خوردگی و گسلش را تحمل کرده‌اند، در بعضی جاها مثل مجموعه چاپدون و پشت‌بادام در خاور ایران مرکزی رخنمون دارند و جنس سنگ‌ها نشان می‌دهد احتمالاً پوسته پرکامبرین به صورت جزیره قوسی می‌باشد. کراتونی شدن جزایر قوسی مربوط به پی‌سنگ ایران مثل پی‌سنگ عربستان قبل از راسب شدن تشکیلات نمکی هرمز و رسوبات تخریبی به سن پرکامبرین فوقانی - کامبرین زیرین رخ داده است. بعد از دگرگونی سازندهای پرکامبرین که پلاتفرم متصل ایران و عربستان را در پایان کوهزایی کاتانگایی بوجود آورده است فعالیت‌های زمینساختی از نوع فشارشی با نفوذ توده‌های گرانیتی و ولکانیسم‌های آلكالن، پایان یافت. ولکانیسم‌های بعد از کوهزایی شامل خروجی‌هایی مثل سری ریزو- دزو (یا سازند اسفوردی) در جنوب ایران و سازند هرمز در زاگرس به سن پرکامبرین فوقانی هستند. این ولکانیسم‌ها از نوع Post-orogenic بوده که روی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین بالایی - کامبرین زیرین قرار دارند و ممکن است بیانگر کشش پوسته قاره‌ای متصل عربی - ایرانی طی فاز کششی کامبرین باشند. بازالت‌های آلكالی ویژه ماگماتیسم ریفتی گویای زمینساخت کششی در پوسته قاره‌ای است که اجازه برخاستگی سریع پلوتون‌های ریولیتی و اسیدی را داده است.

۲-۲-۳ پالئوزوئیک

در دوران پالئوزوئیک، صفحه‌های ایران و عربستان به یکدیگر پیوسته بوده و از صفحه توران جدا بوده اند و دریای تتیس کهن در میان آنها بوده است (Davoudzadeh et.al, 1981). به باور Berberian & King (1981)، در طی اردوئیسین - دونین زیرین، آثار حرکات کالدونین در ایران بصورت خشکی‌زایی است. در این مدت در ایران مرکزی تشکیلات پادها راسب شده اند که خروج

سریع پلاتفرم ایران مرکزی را از آب نشان می‌دهد. به زیر آب رفتن بعدی ایران مرکزی با تشکیل دولومیت سیب زار و آهک بهرام به سن پرمین میانی همراه بوده است. این محققان، وجود سه فاز کشتی را از روی رخنمون ولکانیک‌های بازی تا حدواسط در ایران مرکزی در پالئوزوئیک متصور می‌شوند که عبارتند از:

الف: فاز کشتی پرکامبرین فوقانی تا سیلورین میانی: تصور می‌شود شروع این فاز، اواخر پرکامبرین و همراه با گسلش نرمال و کشتش پوسته قاره‌ای بوده است که در نهایت باعث ایجاد تشکیلات سلطانیه در شمال طبس شده است.

ب: فاز کشتی دونین زیرین و کربونیفر: که در ولکانیک‌های ناحیه انارک می‌توان پیگیری کرد.

ج: فاز کشتی پرمین - تریاس: که یک فاز ریفتی مهم است و بی تردید با شروع بازشدگی اقیانوس آلپی زاگرس مرتفع و کمر بند اقیانوسی باریک در ایران مرکزی همراه شده است. هیچ فاز کشتی قبلی شواهدی از پوسته اقیانوسی ایجاد شده بر جای نگذاشته است. کوهزایی آسنیتیک بعد از دوره آرامش که بین اینفراکامبرین تا تریاس میانی وجود داشته است، رخ داده است.

۲-۲-۴ مزوزوئیک

در زمان پالئوزوئیک پسین یا تریاس پیشین، صفحه ایران از عربستان جدا شده و میان آنها دریای تتیس جوان به وجود آمده است. صفحه ایران به سوی شمال به حرکت خود ادامه داده و در زمان تریاس میانی به صفحه توران رسیده است و با آن جوش خورده است. به علت رخداد زمین‌ساختی سیمرین پیشین، چرخه رسوبی تریاس پیشین و میانی متوقف و در زمان تریاس پسین به پایان رسیده است. این رخداد زمین‌ساختی به علت برخورد پایانی صفحه‌های توران و ایران به وجود آمده بود. گسل‌ها موجب ژرف‌تر شدن حوضه رسوبی در دوران تریاس پسین-ژوراسیک میانی بوده است و در آن

نهشته‌های ضخیم تا ۴۰۰۰ متر درست شده است. این چرخه رسوبی در زمان ژوراسیک میانی به پایان رسیده است. وجود یک نبود چینه‌شناسی عمومی درون آشکوب باژوسین، دگرگونی منطقه‌ای در پهنه تربت- ترود- همدان و گرانیته به سن ۱۶۵-۱۷۵ میلیون سال، بازگوی رخداد زمین‌ساختی است که در ژوراسیک میانی (سیمین پسین) وجود داشته است. در مرز میان ژوراسیک و کرتاسه، دریا آغاز به پسروی کرده و از بخش بزرگی در جنوب البرز و ایران مرکزی بیرون رفته است. در زمان بarmین و آپسین، یک پیشروی گسترده و منطقه‌ای به وجود آمده که آهک‌های یکنواخت و اوریتولین‌دار سراسر ایران بازگوی آنند. در کرتاسه پسین گودی‌های درازی در ناحیه‌های سنندج و اصفهان- همدان به وجود آمده که شاید به علت رانده شدن صفحه عربستان زیر صفحه ایران شکل گرفته باشند (Davoudzadeh et.al, 1981).

۲-۲-۵ سنوزوئیک

بی‌تردید در پایان دوران مزوزوئیک تمام پوسته اقیانوسی مابین ایران و عربستان (در طی فرورانش) خورده شده است. مراحل جایگزینی افیولیتها و سنگهای دگرگونی همراه با آنها و ملانژها با پوشیده شدن آنها توسط رخساره های رسوبی کم عمق دریایی بصورت دگرشیب پایان یافته است. احتمالاً همگرایی بعدی در طی حرکات آلی میانی تقریباً در زمان ائوسن فوقانی در نتیجه ضخیم شدگی مداوم پوسته و بوجود آمدن کوهزایی اصلی رخ داده است. شروع فاز اول ریفت دریای سرخ مطابق با شروع بوجود آمدن حوضه آهکی دریایی الیگوسن فوقانی در ایران مرکزی است. مجموعه ترشیری نیز در ایران مرکزی دارای قاعده کنگلومرایی و ماسه‌ای است که بصورت ناپیوسته بر روی سنگ‌های قدیمی قرار می‌گیرد (Berberian & King, 1981).

کوه‌های بوجود آمده در حرکات کرتاسه فوقانی، حوضه‌های رسوبی با منشأ آتشفشانی تا زمان ائوسن را کنترل کردند. بنابراین بسیاری از اشکال فیزیوگرافیکی از این زمان به بعد متولد شده اند. بعد از رسوبات کربناته دریایی الیگو- میوسن ایران مرکزی، بطور ناگهانی شرایط قاره‌ای به طور وسیع در

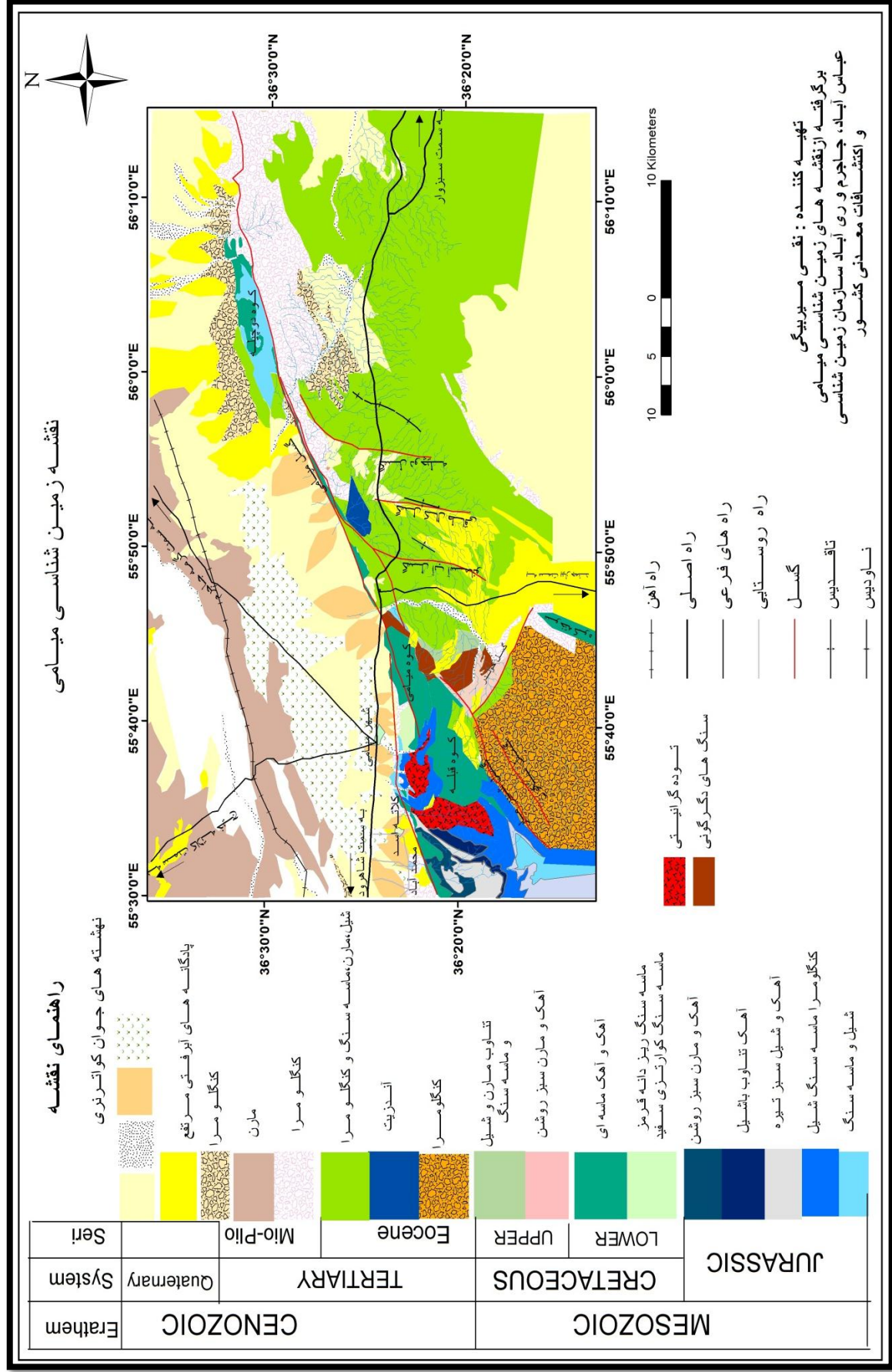
ایران مرکزی و البرز بوجود آمده و باقی مانده است. فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن تا زمان نئوژن و کواترنر ادامه داشته است. در طی حرکات میوسن فوقانی تمام ایران با واحدها و تاریخ زمین‌ساختی متفاوت، حرکات زمین‌ساختی اصلی را تحمل کرده است و به طرز جالبی این حرکات با فاز دوم گسترش ریفت دریای سرخ و خلیج عدن همراه می‌باشد (Berberian & King, 1981).

۲-۳ چینه‌شناسی

منطقه مورد مطالعه که قسمت زیادی از آن در ورقه یک صد هزار میامی و قسمت‌های اندکی از آن در جنوب ری‌آباد و همچنین شمال غرب عباس‌آباد و جنوب شرق جاجرم واقع شده است، در برگیرنده ردیفی از سنگ‌های ژوراسیک و کرتاسه و حجم قابل توجهی از نهشته‌های رسوبی و آتشفشانی ائوسن و سرانجام نهشته‌های نئوژن و کواترنر می‌باشد. سه توده آذرین در میان سنگ‌های منطقه نفوذ کرده و باعث دگرگونی گرمایی آنها شده است. که به شرح مختصری از چینه‌شناسی آن می‌پردازیم:

۲-۳-۱ ژوراسیک

نهشته‌های ژوراسیک به طور عمده در جنوب خاوری شهر میامی رخنمون دارد و در بخش‌هایی تحت تاثیر توده‌ی آذرین، دگرگونی مجاورتی را متحمل شده‌اند. واحدهای موجود در منطقه به شرح زیر می‌باشد:



شکل ۲-۴ نقشه زمین شناسی منطقه اقتباس از نقشه

های موجود

۲-۳-۱-۱ واحد *Jsh*

این واحد با تناوب شیل و ماسه‌سنگ نازک لایه قهوه‌ای آغاز و به شیل مدادی سبز تیره قهوه‌ای با میان‌لایه‌های شیل آهکی تبدیل می‌شود. ضخامت این واحد حدود ۲۰۰ متر تخمین زده می‌شود (امینی چهرق، ۱۳۸۱). واحد یاد شده در جنوب کلاته‌اسد رخنمون کاملی دارد و روی آن سنگ‌آهک متوسط تا نازک لایه با میان‌لایه‌های شیلی قهوه‌ای تیره و میان‌لایه‌های از ماسه‌سنگ و ماسه‌سنگ آهکی جای می‌گیرد. این واحد با ناپیوستگی روی کوارتزیت و میکاشیست قدیم با سن نامعلوم جای گرفته است.



شکل ۲-۵ شیل‌های مدادی جنوب میامی

۲-۳-۱-۲ واحد *Jsl*

این واحد با ماسه‌سنگ آهکی، سنگ آهک ماسه‌ای تیره آغاز می‌شود و به یک سنگ‌آهک مارنی، آهک‌ماسه‌ای با رگه‌های فراوان کلسیت و در بعضی قسمت‌ها با میان‌لایه شیل سبز زیتونی خاتمه

می‌یابد. ضخامت این واحد حدود ۱۵۰ متر است این واحد با همبری تدریجی روی واحد J^{sh} نشسته است.

۲-۳-۱-۳ واحد J^{sc}

این واحد دارای گسترش قابل توجه است و از لایه‌های کنگلومرا در تناوب با ماسه‌سنگ و شیل تشکیل شده است و در بخش‌هایی تبدیل به یک ماسه سنگ سبز تیره ضخیم لایه می‌شود. ضخامت آن از ۳۵۰ تا ۵۰۰ متر (امینی چهرق) متغییر است. این واحد با ناپیوستگی هم شیب روی واحد Jsl جای می‌گیرد و به گونه تدریجی به واحد $Jlsh$ تبدیل می‌شود.

۲-۳-۱-۴ واحد J^{lsh}

واحد یاد شده با نزدیک به ۱۸۰ متر به صورت یک واحد کاملاً مشخص میان سایر واحدها جای دارد و از یک سنگ آهک منظم لایه در تناوب با شیل خاکستری تیره پدید آمده است.

۲-۳-۱-۵ واحد J^{CSS}

این واحد با تناوب سنگ آهک نازک لایه و شیل سبز تیره آغاز می‌شود و به تدریج تبدیل به شیل قهوه‌ای با میان لایه ماسه‌سنگ و سپس کنگلومرا با میان لایه ماسه سنگی تبدیل می‌شود که سرانجام کنگلومرای ضخیم لایه متوسط دانه با گسترش و ضخامت قابل توجه بر روی توالی فوق قرار می‌گیرد.

۲-۳-۱-۶ واحد J^{ls}

این واحد جوان‌ترین بخش ژوراسیک است و بدلیل نزدیکی با گسل میامی به شدت بهم ریخته است. واحد فوق متشکل از آهک مارنی سبز روشن با میان لایه‌های ماسه‌سنگ قرمز و قهوه‌ای می‌باشد شده است. که به تدریج به یک کنگلومرای قرمز و قهوه‌ای تبدیل می‌شود. ضخامت آن از ۲۵۰ متر تا ۳۵۰ متر تغییر می‌کند و اغلب به صورت گسله در زیر آهک‌های اوربیتولین‌دار کرتاسه پایین جای می‌گیرد.

۲-۳-۲ کرتاسه

نهشته‌های کرتاسه در جنوب میامی با ضخامت قابل توجه، ستیغ قله‌های مرتفع منطقه را می‌سازد. نهشته‌های کرتاسه زیرین گسترش و ضخامتی بیش از رسوبات کرتاسه بالایی دارند واحدهای گوناگون کرتاسه از پایین به بالا به شرح زیر است:

۲-۳-۲-۱ واحد K_1^{sc}

این واحد در واقع قاعده کرتاسه به شمار می‌رود و با یک میکروکنگلومرای زرد آجری به ضخامت ۱۰ متر آغاز و سپس کنگلومرای قهوه‌ای (۱۰ متر) و میکروکنگلومرای زرد رنگ روشن (۲۰ متر)، ماسه سنگ آهکی زرد رنگ آجری با میان‌لایه سنگ آهک تیره فسیل‌دار (۹۰ متر) و تناوب ماسه‌سنگ آهکی و آهک ماسه‌ای فسیل‌دار (۱۰۰ متر) و سرانجام میکروکنگلومرای کوارتز فلدسپاتی سفید رنگ با قطعات اغلب کوارتز و فلدسپات و به ندرت ماسه‌سنگ تیره با گردشگی کم ادامه پیدا می‌کند سنگ آهک ضخیم لایه کرتاسه زیرین روی آن قرار می‌گیرد. بر روی هم حدود ۲۰۰ متر ضخامت دارد و با توجه به فسیلهای (*Pseudochooffatella sp.*, *Neutiloculina oolithica.*, *pseudocyclammina sp.*) سن کرتاسه زیرین (آپسین زیرین) برای آن مشخص شده است (امینی چهرق، ۱۳۸۰). این واحد در جنوب شهر میامی رخنمون دارد.

۲-۳-۲-۲ واحد K_1^l

آغاز این واحد با سنگ آهک مارنی خاکستری روشن نازک لایه (۲۰ متر) است که سپس به سنگ آهک دانه شکری و متبلور زرد ضخیم لایه (۱۰۰ متر) تبدیل می‌شود و سپس سنگ آهک مارنی سبز تیره نازک لایه (۲۵ متر) و آهک خاکستری تیره متبلور ضخیم لایه (۱۵۰ متر) و آهک مارنی روشن (۱۵ متر) و آهک و آهک ماسه‌ای خاکستری تیره حدود ۱۵۰۰ متر بر روی آن می‌نشیند. با توجه به فسیل‌های *Orbitolina cf. discolidea.*, *Dictyoconus sp.*, *pseudocyclammina sp.*, *Nezzazata sp.*, *pseudolituohella sp.*, *lenticulina sp.*, *nautiloculina oolithica*, *cuneolina sp.*, *iraquia.*

dictyoconus sp., pseudo choffatella. سن آن کرتاسه زیرین (آپسین - آلبین) تعیین شده است

(امینی چهرق، ۱۳۸۰).

این واحد گسترش قابل توجهی در منطقه دارد و تشکیل دهنده ارتفاعات کوه قبله که در جنوب شهر میامی، کوه میامی که در جنوب شرق شهر میامی و سوخته کوه که در جنوب منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است، می باشد. همچنین ارتفاعات جنوب روستای محمدآباد و کلاته اسد که ارتفاع آن نسبت به مناطق ذکر شده قبلی کمتر است هم از این جنس می باشد (شکل ۲-۶).



شکل ۲-۶ شکل آهک های کرتاسه در مجاورت کنگلومرای نئوژن با کنتاکت گسلی، عکس رو به شرق در جنوب غرب کلاته اسد گرفته شده است.

۲-۳-۲-۳ واحد K_2^{sl}

این واحد با ناپیوستگی هم شیب بر روی واحد قبلی قرار گرفته است و تناوبی از مارن و ماسه سنگ با

آهک مارنی و آهک شیلی نازک لایه است ضخامت آن نزدیک ۱۵۰ متر بوده و با توجه به فسیل‌های *Calcisphaerula innominata*, *pithonella ovalis*, *Stomiosphaera spherica*, *Calcisphaerula innominata* سن آن را کرتاسه بالا در نظر گرفته شده است. (امینی چهرق، ۱۳۸۰). این واحد رخنمونی محدودی در شمال خوندر دارد.

۲-۳-۴ واحد K_2^{lp}

این واحد بصورت تناوب ماسه سنگ و مارن سبز روشن نمایان می‌شود. ضخامت واحد معلوم نبوده ولی حدود ۴۰۰ متر تخمین زده می‌شود که فسیل‌های *Globotruncana lapparenti*, *Hedbergella trochoidea*, *radiolaria*, *Stomiosphaera spherica*, *Rotalipora sp* مشخص می‌کند (امینی چهرق، ۱۳۸۰). واحد یاد شده در دره زیدر در باختر مزرعه دجو رخنمون دارد که به واسطه فعالیت‌های تکتونیکی و عملکرد گسل‌های موجود خرد شده و در مواقعی دگرگونی ضعیفی را متحمل شده است.

۲-۳-۵ واحد K_2^{ms}

این واحد شامل مارن و شیل با میان لایه های از آهک ورقه ورقه و آهک متبلور و برشی شده است. با توجه به فسیل‌های *Globotruncana falsostuarti*, *roslla fornicata* *roita contusa*, *Globotruncana*, *Stuartifomis* سن کرتاسه بالا (ماستریشتین بالای) را برای آن در نظر می‌گیرند (امینی چهرق، ۱۳۸۰). این واحد در شمال شرق سوخته کوه و در دره زیدر و در خاور خوندر رخنمون دارد و وابستگی و ارتباط آن با سایر واحدها تماماً گسله است و تحت تاثیر تکتونیک شدید منطقه در بیشتر جاها خورد شده و دگرگون شده است. ستون چینه شناسی منطقه مورد مطالعه در شکل (۲-۷) نشان داده شده است.

۲-۴ ائوسن

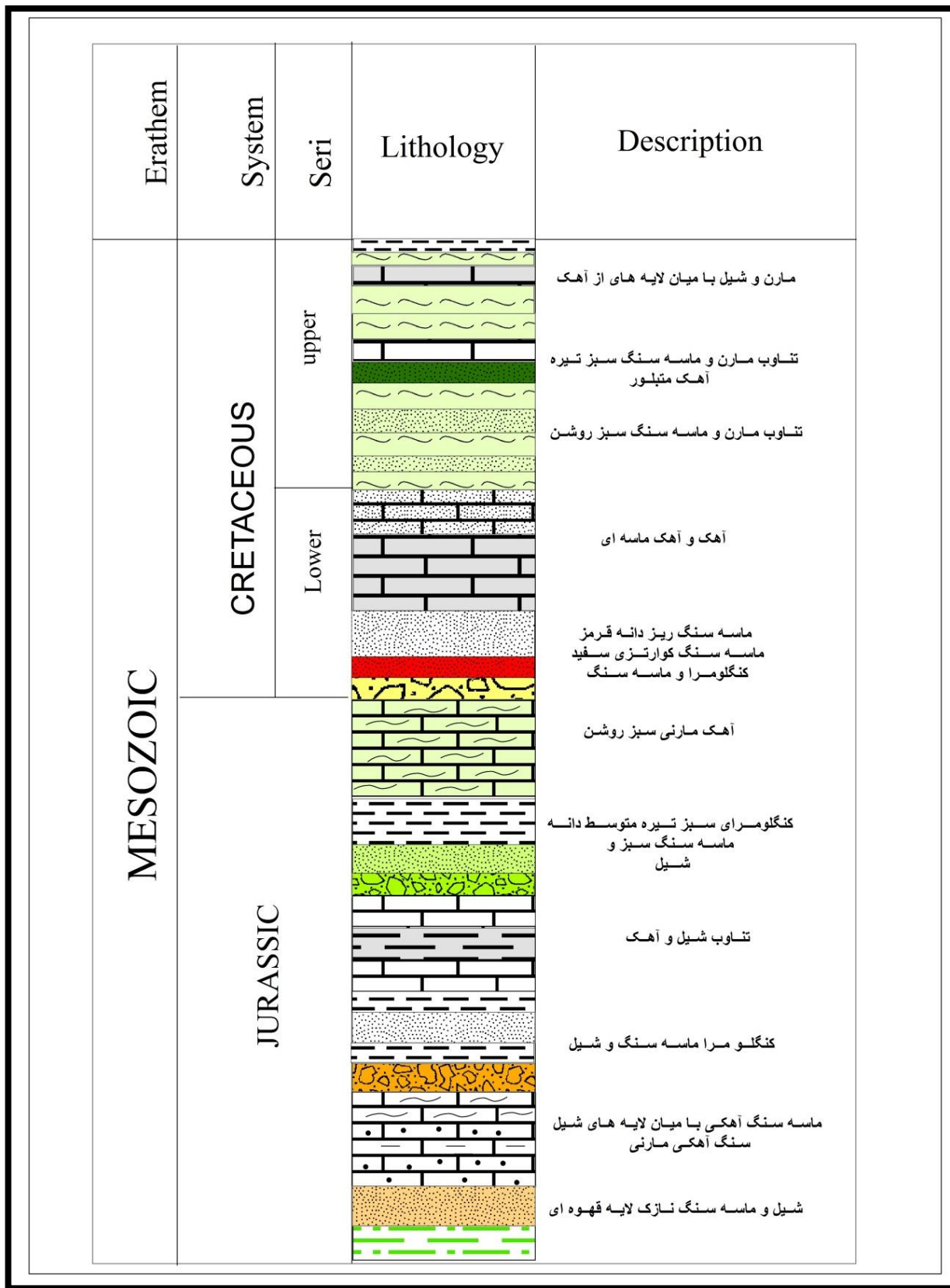
در منطقه مورد مطالعه بیشترین واحدهای سنگی مربوط به واحدهای رسوبی ائوسن می‌باشد که

امتداد شمال خاوری جنوب باختری ارتفاعات نه چندان بلند منطقه را ساخته‌اند سنگ‌های آتشفشانی ائوسن زیرین در این منطقه رخنمون دارند.

ائوسن زیرین متشکل از رسوبات کنگلومرایی، ماسه‌سنگی و مارنی گسترده‌ای است که در جنوب غرب منطقه رخنمون دارند بر اساس گزارش امینی چهرق (۱۳۸۰) شامل واحدهای کنگلومرای قرمز رنگ به ضخامت ۳۵۰ متر که با سطح تماس گسله در کنار شیل آهک‌های کرتاسه قرار گرفته است، ماسه‌سنگ قرمز رنگ دانه درشت به ضخامت ۳۰ متر و کنگلومرای خاکستری تیره به ضخامت حدود ۴۵۰ متر می‌باشد. علاوه بر واحدهای ذکر شده مارن‌های ائوسن زیرین هم در شمال خاوری منطقه رخنمون دارند. رخساره‌های آتشفشانی ائوسن نیز به صورت گدازه‌های آندزیتی به رنگ سبز زیتونی و ماسه سنگ و توف نازک لایه سبز و توف مارنی رخنمون دارد. واحدهای ائوسن زیرین میانی در خاور آب آسمانو با یک واحد ماسه سنگ مارنی آغاز و با تناوب ماسه سنگ سبز تیره ادامه می‌یابد شامل لایه‌های ماسه‌ای به صورت برجسته می‌باشد که ضخامت آن حدود ۲۵۰ متر است. یک لایه کنگلومرای آهکی فسیل‌دار سن ائوسن زیرین میانی را نشان می‌دهد.

واحدهای ائوسن میانی شامل شیل، مارن و کنگلومرای هستند که در اطراف دره زیدر رخنمون دارند (شکل ۲-۸). سنگ‌های آندزیتی مربوط به ائوسن میانی در کال طاقی رخنمون دارد.

واحدهای سنگی ائوسن بالای بیشتر در شمال شرق منطقه رخنمون دارند که متشکل از واحد آندزیت پورفیری و روی آن یک کنگلومرای قرمز رنگ متوسط دانه با ضخامت ۲۵۰ متر (امینی چهرق، ۱۳۸۰) می‌باشد. از واحدهایی ائوسن بالایی که گسترش قابل ملاحظه در منطقه دارد آندزیت-بازالت قهوه‌ای و سبز رنگ است که در اطراف دوچپله رخنمون دارد و ضخامت آن حدود ۱۳۵۰ متر (امینی چهرق، ۱۳۸۰) می‌باشد.



شکل ۲-۷ ستون چینهنه‌شناسی مزوزوئیک منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس)



شکل ۸-۲ شیل و ماسه‌سنگ ائوسن (سه‌راهی بیارجنمد، نگاه عکس به سمت شرق)

۱-۴-۲ نئوژن

واحدهای نئوژن در منطقه مورد مطالعه بیشتر متشکل کنگلومرا هستند که نمونه‌ای از آن به صورت گسلی در مجاوت آهک‌های کرتاسه در شکل ۶-۲ مشاهده می‌شود. این واحد در حاشیه گسل میامی به طور گسترده‌ای رخنمون دارد. علاوه بر آن در شمال باختر منطقه تناوب ماسه‌سنگ ریز دانه نیمه سخت شده مارن الوان قرمز رنگ و صورتی رخنمون دارد که به سازند قرمز بالای شباهت زیادی دارند. نهشته‌های پلیوکواترنر نیز به صورت محدود در منطقه رخنمون دارند.



شکل ۲-۹ کنگلومرای ائوسن (دره زیدر جنوب شرق میامی)

۲-۴-۲ نهشته‌های کوتاه‌تر

واحد Q^{ht} از رسوبات کمتر سخت شده در حد قلوه سنگ و پاره‌سنگ و ریگ با میان لایه‌ای دانه‌ریز تر ماسه‌ای و رسی به وجود آمده که به صورت افقی قرار گرفته و از شیب توپوگرافی تبعیت می‌کند ضخامت آن ۸۰ تا ۱۰۰ متر است (امینی چهرق، ۱۳۸۰). این واحد در شمال محمدآباد و کلاته‌اسد همچنین به صورت گسترده در شمال سوخته‌کوه رخنمون دارد. مخروط‌افکنه‌های مرتفع بارسوبات دانه درشت، قلوه‌سنگ و پاره‌سنگ و ریگ (Q^{hf}) در دامنه‌های شمالی و ارتفاعات اصلی منطقه در ابتدای دره‌ها دیده می‌شود. واحد (Q^{lt}) در دامنه شمالی پیشانی کوهستان منطقه در حد وسیعی وجود دارد که متشکل از رسوبات سخت نشده با قطعات گردشده در حد شن و ماسه است که از فرسایش سنگ‌های قدیمی‌تر است و بویژه آبرفت‌های قدیمی پدید آمده‌اند. رسوبات بادی (Q^s) در شمال منطقه برونزد دارد و شامل ماسه، لس و رس است که در اثر فعالیت باد به اشکال هلالی و با رشته‌های موج مانند دیده می‌شود. کفه‌های رسی (Q^c) در شمال شهر میامی منطقه نسبتاً مسطحی را

ایجاد کرده است. جوان ترین نهشته‌های کواترنری (Q^{al}) در کف و حاشیه رودخانه‌های منطقه به صورت ماسه‌سنگ‌های ریز و درشت و قطعه سنگ‌های سیلابی در حال تشکیل می‌باشند.

۲-۴-۳ توده‌های نفوذی

در منطقه مورد مطالعه توده‌های نفوذی رخنمون تقریباً معدودی در جنوب غربی میامی دارند که شامل گرانیت g1 و g2 می‌باشند که به طور اختصار شرح داده می‌شوند:

گرانیت g1:

در نمونه دستی با رنگ ظاهری سفید روشن و بافت تمام بلورین مشخص هستند. طبق گزارش نقشه زمین‌شناسی میامی (امینی چهرق، ۱۳۸۰) سنگ‌های گرانیتی این واحد توسط لایه‌های کنگلومرانی ژوراسیک پایانی پوشیده می‌شود ولی جوان‌ترین سنگ‌های که توسط توده بریده می‌شود در سطح زمین نمایان نیستند از این رو زمان جایگزینی این واحد نفوذی به پیش از ژوراسیک پایانی و به طور احتمالی به ژوراسیک میانی نسبت داده می‌شود (شکل ۲-۱۱).

گرانیت g2:

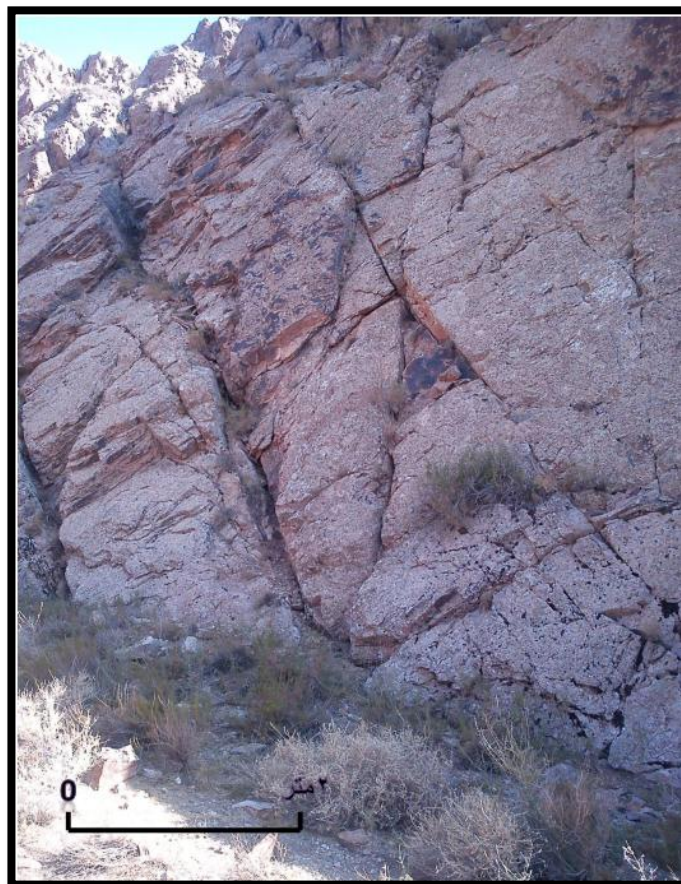
در نمونه دستی به رنگ صورتی و خاکستری تیره با بافت تمام بلورین مشخص بوده و از گرانیت‌های g1 کاملاً متمایز هستند. طبق گزارش نقشه زمین‌شناسی میامی (امینی چهرق، ۱۳۸۰) در اواخر ژوراسیک واحدهای سنگی منطقه تحت تاثیر این توده نفوذی قرار گرفته است (شکل ۲-۱۲).

Erathem	System	Seri	Lithology	Description		
CENOZOIC	Quaternary		Q^{t2}	آبرفت های رودخانه ای عهد حاضر پادگانه آبرفتی پست مخروط افکنه با رسوبات ریزدانه تپه های شنی-کفه رسی		
			Q^{t1}	پادگانه آبرفتی مرتفع مخروط افکنه با رسوبات درشت دانه		
	Tertiary	Mio-Plio			کنگومرا	
					مارن و ماسه سنگ	
					ماسه سنگ و کنگومرا	
					کنگومرا	
					کنگومرای متوسط دانه	
					مارن	
		Eocene	Upper			کنگومرای متوسط دانه و ماسه سنگ
						ماسه سنگ و مارن
						ماسه سنگ و کنگومرای متوسط دانه
						کنگومرای متوسط دانه
						آندزیت بازالت تجزیه شده و برش ولکانیکی
						توف برشی با ترکیب آندزیتی
						آهک مارنی و ماسه سنگ آهکی
Eocene	Lower Middle			پیروکسن آندزیت		
				کنگومرا، ماسه سنگ، شیل و مارن		
				گدازه آندزینی، تراکی آندزیت بازالت		
				تناوب ماسه سنگ سبز تیره و شیل		
				مارن سبز با میان لایه های آهک مارنی و آهک ماسه ای		
				کنگومرای خاکستری دانه درشت		

شکل ۲-۱۰ ستون چینه‌شناسی سنوزویک منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس)



شکل ۱۱-۲ گرانیت g1 محل عکس جنوب غرب میامی



شکل ۱۲-۲ گرانیت g2 جنوب غرب میامی (عکس رو به شرق)

۴-۴-۲ سنگ‌های دگرگونی

واحدهای سنگی دگرگونی به صورت محدودی در امتداد دره زیدر رخنمون دارد. و به دلیل نزدیکی به گسل میامی خرد شده است. این واحد از یک سنگ آهک متبلور همراه با فیلیت و اسلیت پدید آمده است که رگچه‌های متعدد کلسیتی و سیلیسی مجموعه را قطع می‌نمایند (شکل ۲-۱۳).



شکل ۲-۱۳ واحدهای سنگی دگرگونی (رودخانه زیدر جنوب شرق میامی)

فصل سوم:

۳ زمین‌شناسی ساختمانی

۱-۳ مقدمه

منطقه مورد مطالعه در منطقه مرزی پهنه ایران مرکزی و پهنه بینالود یا البرز خاوری قرار دارد و بخش عمده آن در پهنه ایران مرکزی قرار دارد و بخش شمالی گسل میامی جزو البرز شرقی می‌باشد. به طور کلی عناصر اصلی ساختاری منطقه شامل شکستگی‌ها، گسل‌ها و چین‌خوردگی هستند. الگوی جابجایی منطقه از نوع برشی، فشارشی است و به همین دلیل گسل‌های اصلی منطقه در بیشتر موارد هر دو مولفه جابجایی افقی و قائم را دارا هستند روند ساخت‌های منطقه شمال خاوری- جنوب باختری است و تقریباً از روند البرز خاوری پیروی می‌کند.

شکستگی‌های پوسته‌ی جامد زمین که در امتداد آن‌ها جابجایی و حرکت رخ دهد گسل نامیده می‌شود. این شکستگی‌ها بر اثر انباشت تنش‌های ناشی از جنبش ورقه‌ها نسبت به یکدیگر و جنبش‌های درون گوشته‌ی بالایی زمین روی می‌دهد (بربریان، ۱۳۷۱).

گسل‌های ایران را می‌توان براساس زمان پیدایش، زمان آخرین حرکت و پراکندگی جغرافیایی دسته بندی کرد. در نقشه لرزه زمین‌ساخت ایران گسل‌های ایران به سه دسته عمده زیرتقسیم شده‌اند (Berberian, 1976).

۱- گسل‌های زمین لرزه‌ای جوان: که در طی رویدادهای زمین لرزه‌ای و مخرب زمان حال به وجود آمده‌اند و یا دوباره فعال شده‌اند.

۲- گسل‌های کواترنری: گسل‌هایی هستند که در دو میلیون سال گذشته حرکت داشته‌اند ولی به ظاهر زمین لرزه تاریخی و ثبت شده ندارند.

۳- گسل‌های پیش از کواترنری: این گسل‌ها سنی بیش از دو میلیون سال دارند ولی احتمالاً از زمان جنبش‌های آلپ پایانی تاکنون حرکتی نداشته‌اند. با اینحال نباید این گسل‌ها را مرده تصور کرد چرا که ممکن است حرکت‌های جوان آن‌ها ناشناخته باشد. درضمن، در بسیاری از حالات،

ممکن است در اثر فرسایش، پوشش گیاهی و یا عملکرد انسان، نشانه حرکت‌های جوان این گسل‌ها از بین رفته باشد. لذا هرگز نباید اهمیت این گسل‌ها را نادیده گرفت.

با مروری بر تاریخچه لرزه‌خیزی ایران دیده می‌شود که کشور ایران یکی از نواحی لرزه‌خیز دنیا است. در بیشتر بخش‌های ایران، لرزه‌خیزی با تجدید فعالیت گسل ارتباط مستقیم دارد. و بیشترین تکاپوهای لرزه‌خیزی در امتداد گسل‌های فعال روی داده است. به گفته دیگر، بسیاری از زون‌های دارای گسل‌های عمده و همبری‌های زمین ساختی غیر عادی، دارای ناآرامی‌های لرزه‌ای بوده و زمین لرزه‌هایی را به وجود می‌آورند. گفتنی است حرکات لغزشی در امتداد گسل‌ها، ممکن است از نوع خزش آرام و بدون زمین‌لرزه باشد. گسل زمین‌لرزه‌ای، نوعی شکستگی زمین است که در اثر زمین‌لرزه کم ژرفا تولید شده باشد و به طور کلی با تجدید حرکت دوباره‌ی گسل‌های پیشین همراه هستند. اینگونه گسل‌ها می‌توانند درباره‌ی سازوکار رها سازی انرژی لرزه‌ای در طی زمین‌لرزه و نیز تنش‌های ناحیه، اطلاعات لازم را بدهند. بیشتر گسل‌های زمین لرزه‌ای شناخته شده‌ی ایران، طولی بیش از ۴۰ کیلومتر دارند و همه‌ی آن‌ها با زلزله‌های مخرب با بزرگی بیشتر از ۷، همراه‌اند (پور کرمانی ۱۳۷۶). گسل‌ها اگر دارای یکی از شرایط زیر باشند می‌توانند به عنوان یکی از چشمه‌های لرزه‌زا در نظر گرفته شوند (بربریان، ۱۳۶۴).

۱- رویداد زمین‌لرزه تاریخی (قبل از سده بیستم) در بخشی از گسل.

۲- مرکزبایی زمین لرزه‌های بزرگ با خطای کم در سده بیستم در نقطه‌ای از درازای گسل‌های راستالغز و یا فرا دیواره گسل‌های فشاری و یا کششی.

۳- گسلش در رسوبات کواترنر پسین: یک جنبش در ۳۵۰۰۰ سال و یا دو جنبش یا بیشتر در ۵۰۰۰۰ سال گذشته.

۴- دیواره‌های گسلی در روی زمین که بوسیله‌ی فرسایش از بین رفته باشند.

۵- رویداد که لرزه‌ای زیاد همبسته با رویه گسل که بوسیله‌ی شبکه‌ای کامل و بسته لرزه نگاری محلی با خطای کم در مرکز و کانون و زمان شکل‌گیری یکنواخت و دقیق برداشته می‌شوند.

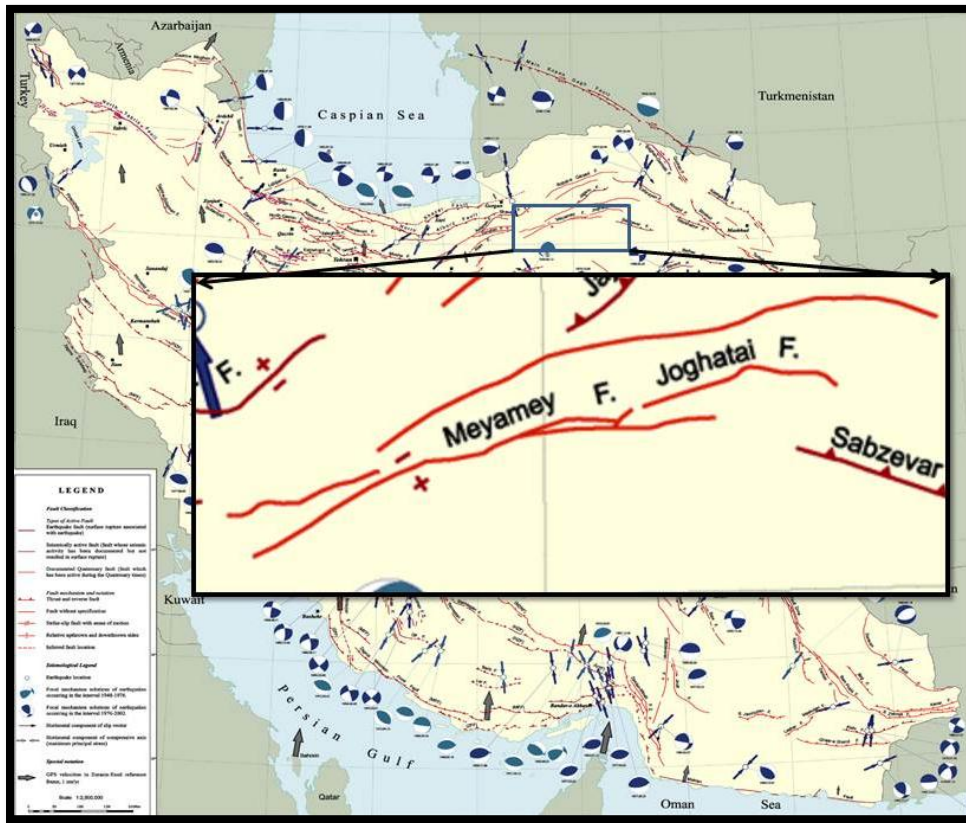
۶- همبستگی زمینساختی یک گسل با گسله‌ی شناخته شده فعال.

گسلی که شرایط فوق را نداشته باشد گسل غیرفعال محسوب شده و به عنوان چشمه لرزه‌زا محسوب نمی‌گردد. انتظار می‌رود گسل‌هایی با ویژگی‌های فوق در آینده نیز دچار جابجایی نسبی شوند و در هر گونه سازه‌ای که بر روی آن‌ها قرار می‌گیرد برش ایجاد کنند. در نتیجه، شناخت دقیق و کامل گسل‌ها، بویژه گسل‌های کواترنر، گام نخست در راه بررسی لرزه‌زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه در هر پهنه است.

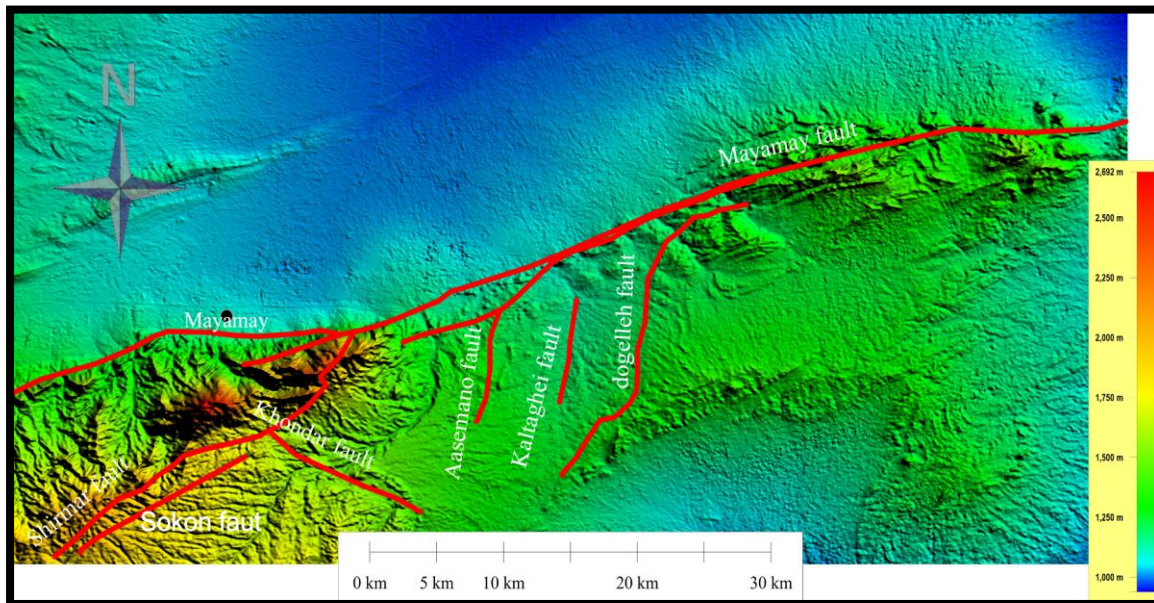
۲-۳ معرفی گسل‌های منطقه:

گسل میامی:

گسل میامی با راستای شمال خاوری جنوب باختری جداکننده پهنه بینالود از ایران مرکزی است. حد خاوری آن فرورفتگی ناحیه تربت جام و ممکن است دنباله گسل هرات در افغانستان باشد (نبوی، ۱۳۵۵). مرز باختری این گسل در جنوب باختری شاهرود در زیر رسوبات عهد حاضر و کویر دامغان ناپدید می‌شود ولی ممکن است گسل عطاری در فاصله ۱۰۰ کیلومتری ادامه باختری آن باشد. مرز شمالی این گسل بیشتر زمین‌های آبرفتی و کوهپایه‌ای است ولی مرز جنوبی آن جداکننده آمیزه‌های افیولیتی از واحدهای دیگر است (آقانباتی، ۱۳۸۳). گسل میامی تا آخرین مراحل چین خوردگی آلپی در پلیوسن حالت راست بر داشته است (Stampfli, 1978). شکل (۱-۳) موقعیت گسل میامی را در روی نقشه گسل‌های فعال ایران نشان می‌دهد و به دلیل نداشتن داده لرزه‌ای سازوکار دقیق آن مشخص نشده است. با توجه به برداشت‌های صحرائی و شواهد موجود برخلاف آنچه تاکنون در باره سازوکار گسل میامی ذکر شده، چپ‌بر بودن گسل میامی محتمل‌تر است.



شکل ۱-۳ موقعیت گسل میامی روی نقشه گسل‌های فعال ایران (حسامی، ۱۳۸۲)

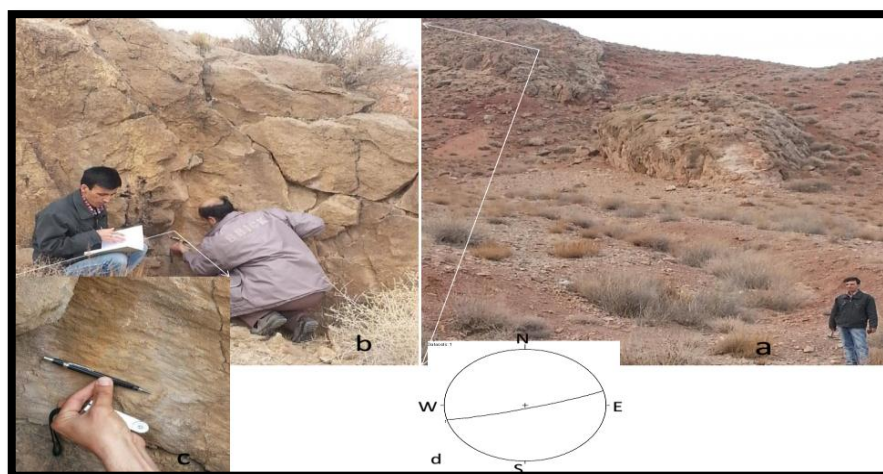


شکل ۲-۳ تصویر DEM منطقه مورد مطالعه که گسل‌های مهم در آن مشخص شده‌اند

همانطور که در تصویر ۳-۲ مشخص است این گسل از پیشانی کوهستانی منطقه مورد مطالعه عبور کرده و احتمالاً مهم‌ترین عامل بوجود آورنده این پیشانی کوهستان نیز می‌باشد. در بازدیدهای صحرائی از این منطقه در جنوب شرق میامی قرار گرفتن آهک‌های کرتاسه در کنار کنگلومرای نئوژن قابل مشاهده است (شکل ۳-۳). از برداشت‌های صحرائی انجام شده از منطقه نتیجه می‌شود گسل میامی روندی شمال شرق - جنوب غرب داشته شیب آن زیاد و به سمت جنوب شرق می‌باشد با توجه به خشک‌لغزهای موجود در سطوح برداشت شده سازوکار گسل میامی به احتمال زیاد معکوس چپ‌بر است (شکل ۳-۴، شکل ۳-۵ و شکل ۳-۷).



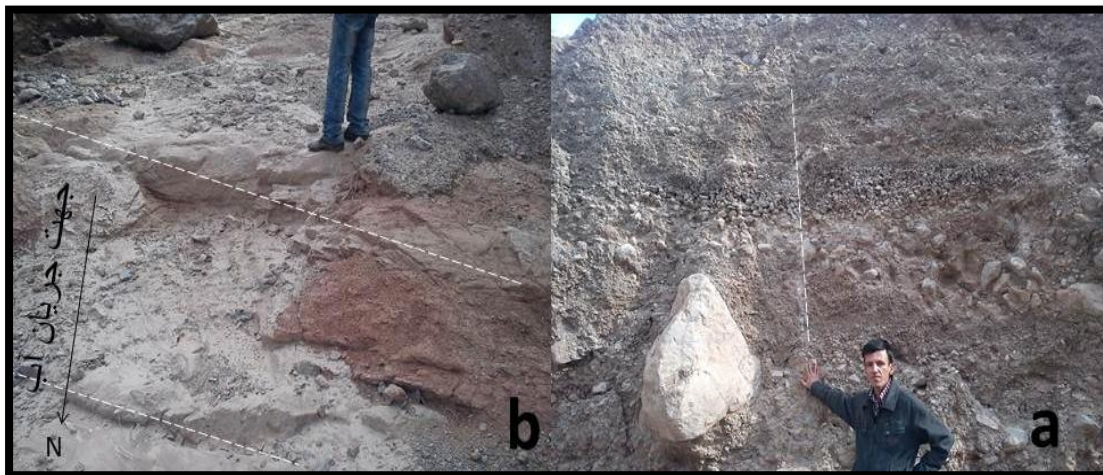
شکل ۳-۳ قرار گرفتن سنگ‌های آهکی کرتاسه در مجاورت کنگلومرای نئوژن (عکس رو به جنوب)



شکل ۳-۴ گسل میامی در جنوب محمد آباد خطواره‌های لغزشی این گسل در این رخنمون به وضوح سازوکار چپ‌بر را نشان می‌دهد (N75E 85E).

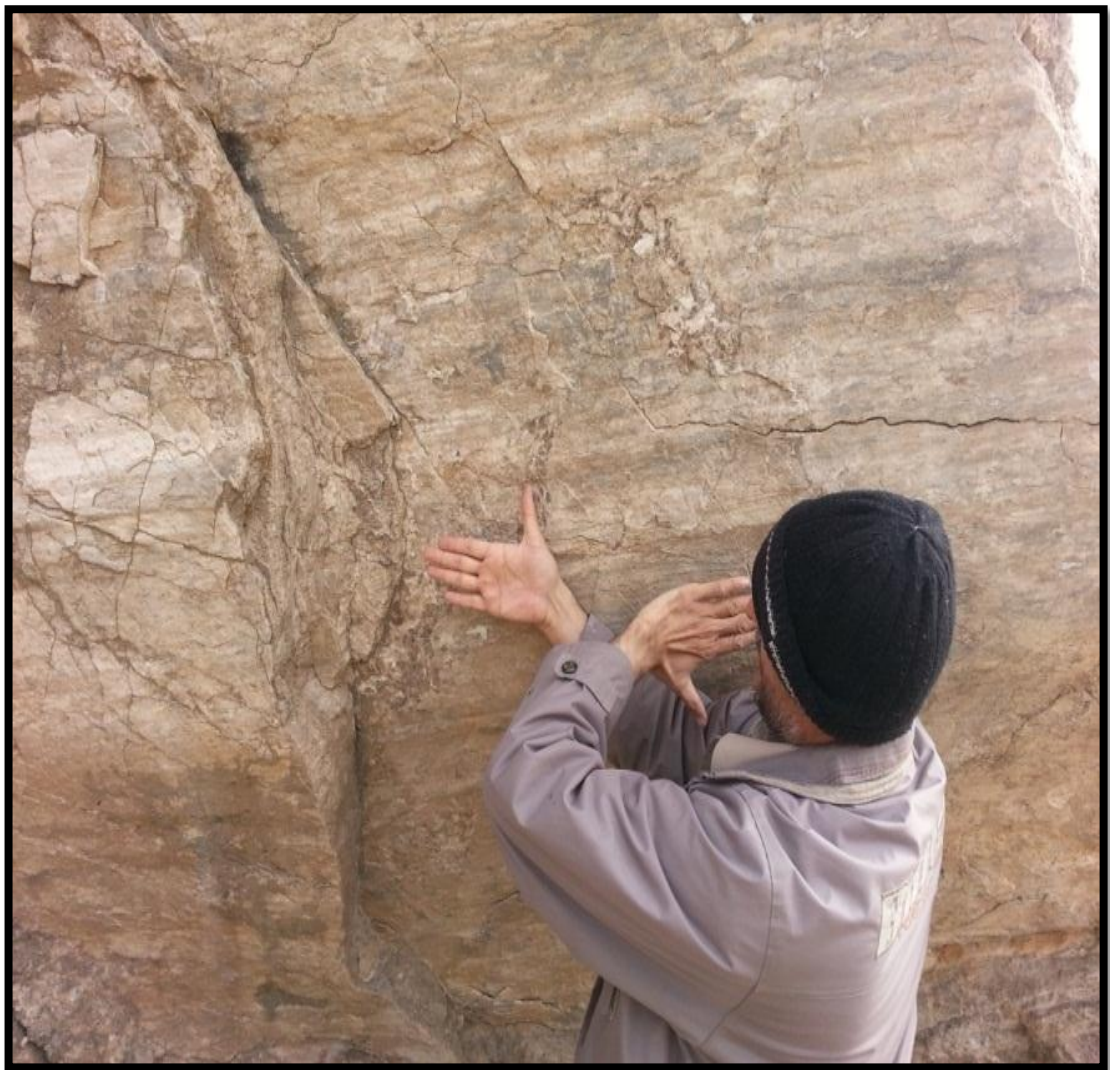
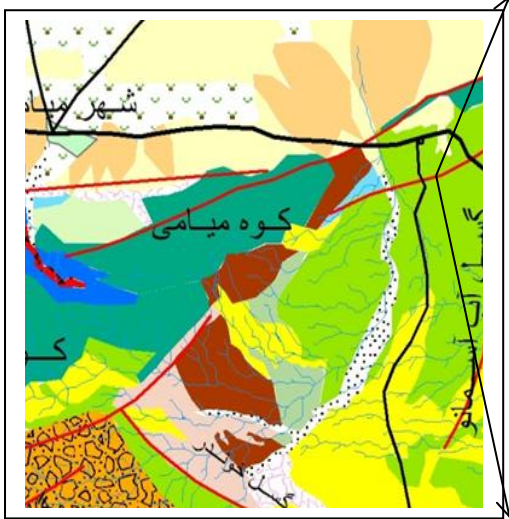


شکل ۳-۵ گسل میامی در حاشیه جاده سه‌راهی بیارجمند به سمت بیارجمند (دید رو به غرب) در این تصویر مؤلفه غالب شیب‌لغز معکوس را به وضوح نشان می‌دهد. (N70E 60SE)



شکل ۳-۶ اثر گسل میامی در کانال آبراهه جنوب شهر میامی **a**: دیواره کانال با امتداد N55E (عکس رو به شرق) **b**: کف کانال با امتداد N60E (عکس رو به جنوب)

شکل ۳-۶ آثار گسل میامی را در داخل آبرفت‌های کوتاه‌تری نشان می‌دهد که نشانه فعال بودن این گسل می‌باشد.



شکل ۳-۷ گسل میامی با شیب بسیار زیاد که مؤلفه امتداد لغز چپ‌بر را به خوبی نشان می‌دهد

گسل‌های فرعی منطقه:

در این پژوهش محور اصلی مطالعه گسل میامی است اما در منطقه گسل‌های فرعی دیگری نیز وجود دارد که به طور مختصر مورد بررسی قرار می‌گیرد.

گسل آب آسمانو و کال طاقی:

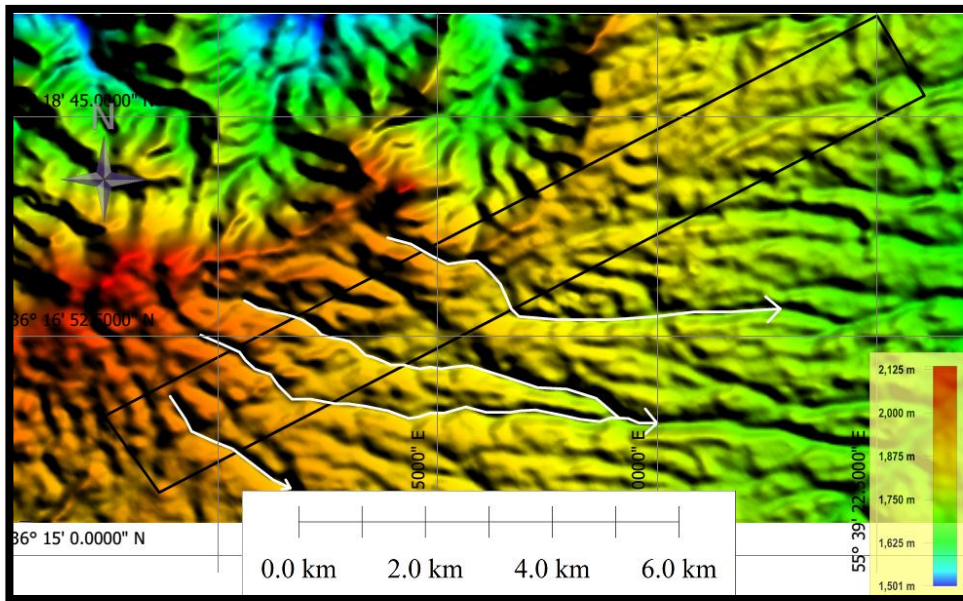
این دو گسل با روند شمال خاوری جنوب باختری در بخش میانی محدوده وجود دارند. این نوع شکستگی‌ها از گسل میامی منشعب شده‌اند. زاویه و موقعیت این گسل‌ها نسبت به سیستم برشی فشارشی حاکم بر قسمت میانی منطقه یک مولفه فشاری قوی در این گسل‌ها وجود دارد که در مطالعات صحرائی بدلیل فرسایش شدید و مورفولوژی سست و واریزه‌ای نشانه‌های دقیقی از آنها یافت نمی‌شود.

گسل سکون:

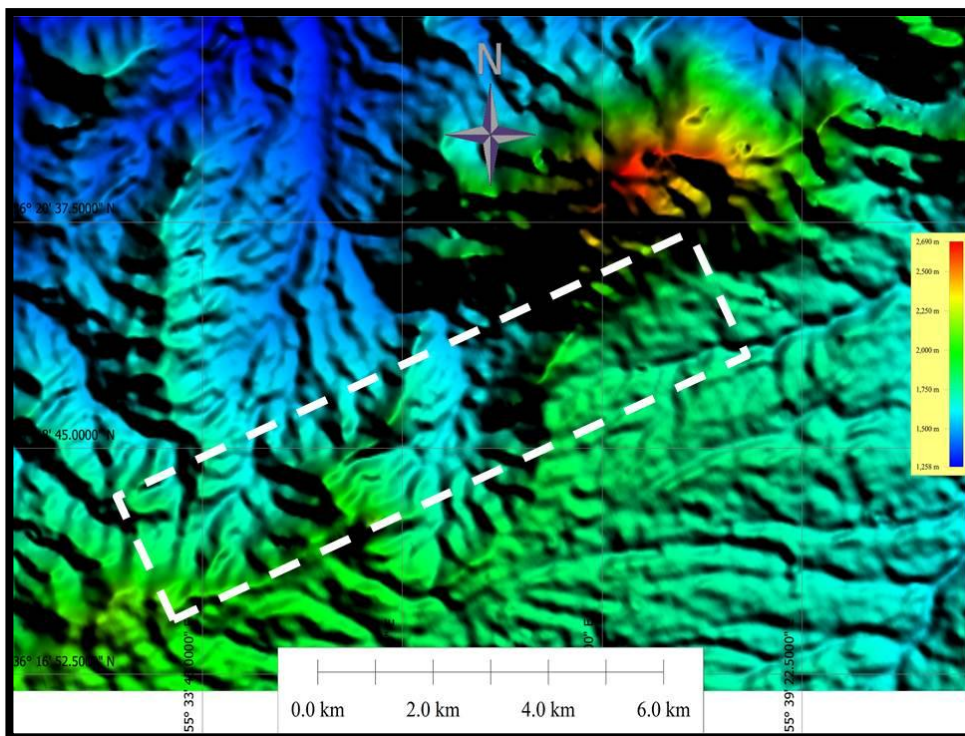
این گسل با روند شمال خاوری - جنوب باختری زاویه‌ای کوچک با گسل میامی می‌سازند و در شمار گسل‌های ریدل (R) گسل میامی قرار می‌گیرد. در نتیجه سازوکار آن همانند گسل میامی می‌باشد. این گسل در ارتفاعات جنوب میامی قرار گرفته و دسترسی به آن مشکل می‌باشد. خطواره این گسل روی (شکل ۳-۹) مشخص است و انحراف آبراهه‌ها نشان دهنده چپ‌بر بودن این گسل می‌باشد.

گسل شیرمار:

این گسل موازی گسل سکون و با فاصله تقریباً ۲ کیلومتر در غرب آن واقع شده و زاویه کوچکی با گسل میامی می‌سازد انتظار می‌رود که جزو گسل‌های ریدل (R) گسل میامی باشد و سازوکاری مشابه گسل میامی داشته باشد (شکل ۳-۱۰).



شکل ۳-۸ خطواره گسل سکون که انحراف آبراهه‌ها کاملاً مشخص است



شکل ۳-۹ خطواره گسل شیر مار که دره‌های موجود در تصویر را قطع کرده است

گسل دوچپله:

این گسل که در یال غربی ناودیس دوچپله قرار دارد یکی از گسل‌های فرعی منطقه می‌باشد سازوکار این گسل معکوس راست‌بر می‌باشد (شکل ۳-۱۱). با توجه به زاویه‌ای که با گسل میامی می‌سازد جزو گسل‌های ریدل (R') می‌باشد.

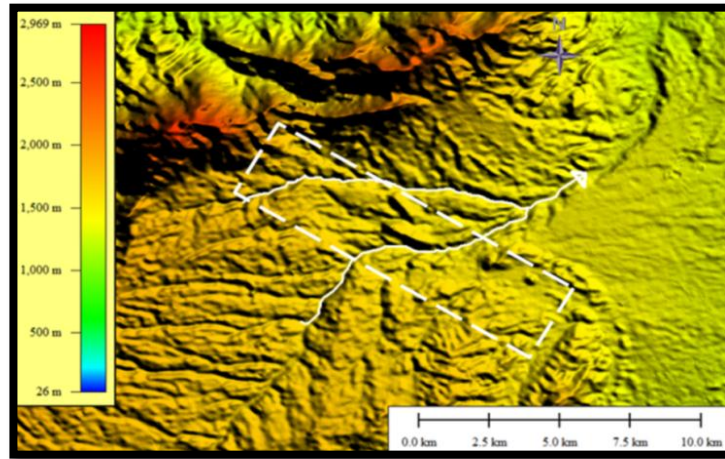
گسل خوندر:

یکی دیگر از گسل‌های فرعی منطقه می‌باشد که در غرب جاده به سمت بیارجمند با روند شمال غرب جنوب شرق قرار دارد. این گسل جداکننده مارن و ماسه سنگ ائوسن در جنوب و مارن و ماسه سنگ و آهک ماسه ای کرتاسه و آبرفت‌های کواترنری در شمال است. با توجه به این که واحدهای سنگی در هر دو سوی گسل فرسایش پذیر هستند پیدا کردن سطح گسل که دارای خش لغز مشخص باشد مشکل است. ولی با توجه به خطواره مشخص در شکل (۳-۱۲) و انحراف رودخانه به نظر می‌رسد مؤلفه امتداد لغز این گسل راست بر باشد.

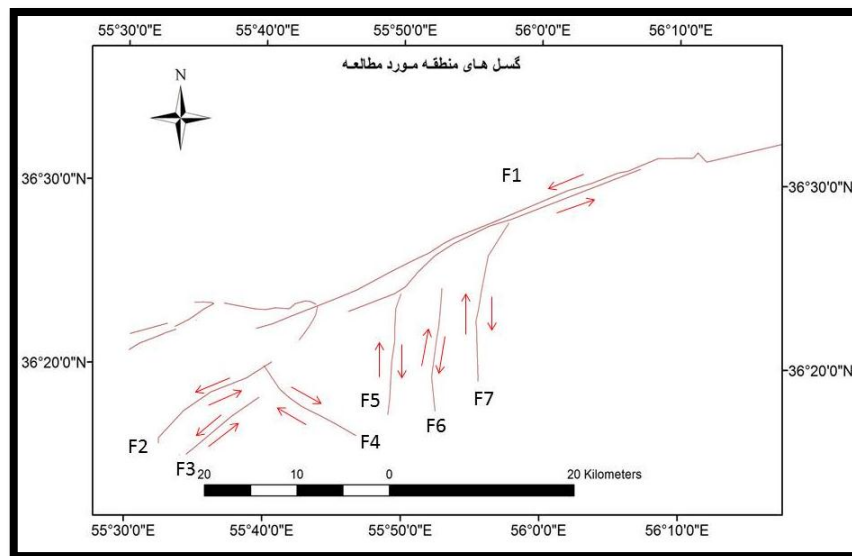


شکل ۳-۱۰ سطح گسل دوچپله در ۲۵ کیلومتری شرق میامی حاشیه جاده اصلی تهران - مشهد (N10E 60 W)

با توجه به این که برای تحلیل هندسی و جنبشی گسل های یک منطقه باید با داده های صحرایی بسیار زیاد تفکیک فاز نمود و به طور دقیق ارتباط آنها را مشخص کرد، که در این پژوهش مجال این کار نیست ولی با داده های بدست آمده به احتمال زیاد ارتباط و سازوکار گسل ها به صورت شکل ۳-۳-۱۳ می باشد.



شکل ۳-۱۱ خطواره گسل خوندر غرب جاده بیارجمند



شکل ۳-۱۲ موقعیت گسل های منطقه: **F1**: گسل میامی **F2**: گسل شیر مار **F3**: گسل سکون **F4**: گسل خوندر **F5**: گسل آب آسمانو **F6**: گسل کال طاقی **F7**: گسل دوچیله

فصل چهارم:

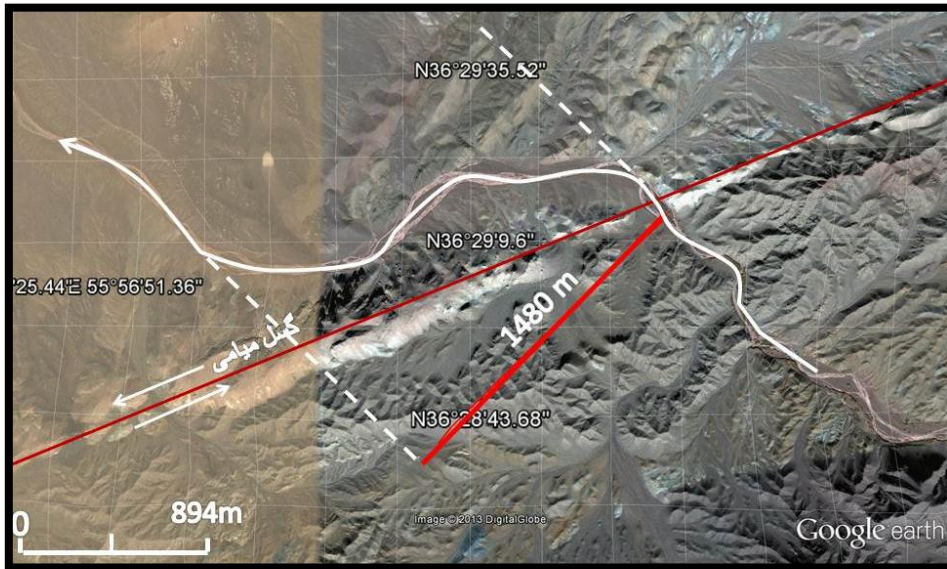
۴ شاخص های مورفوتکتونیک

از جمله روش‌های تفسیر ساختارها در علوم زمین استفاده از تحلیل‌های مورفوتکتونیک است که از روی داده‌های توپوگرافی و اطلاعات دورسنجی و ... صورت می‌پذیرد. این تحلیل‌ها به بررسی روابط فضایی بین زمین‌ریخت‌ها (Landforms) و فرآیندهای تکتونیک که باعث به وجود آمدن آن‌ها می‌شود می‌پردازد و استنباط‌های مورفوتکتونیک در راستای تحلیل دینامیکی یا جنبشی این فرآیندها است. به عبارت دیگر مورفوتکتونیک یا تکتونیک ژئومورفولوژی به مطالعه رابطه بین فرآیندهای تکتونیک که در جهت به وجود آوردن توپوگرافی عمل می‌کنند و فرآیندهای سطحی که به حذف این پدیده‌ها می‌پردازند گفته می‌شود. ریخت‌زمین‌ساخت به معنای دانش مطالعه اشکال و سیمای ایجاد شده در زمین بر اثر فرآیندهای تکتونیک و یا به معنای کاربرد اصول ژئومورفیک در تحلیل مسایل تکتونیک است (Keller & Pinter, 1996). نقطه آغاز این گونه مطالعات در یک منطقه، بررسی کمی و کیفی واحدهای توپوگرافی اصلی مثل رشته کوه‌ها، حوضه‌ها، آبراهه‌ها و خطواره‌ها است. امروزه بسیاری از مطالعات برای فهم و درک هندسه و جنبش ساختارها و فرآیندهای زمین‌ساختی در مقیاس‌های ناحیه‌ای و منطقه‌ای بر اساس روش‌های مورفوتکتونیک می‌باشد. از نشانه‌ای که می‌تواند فعال بودن منطقه را نشان دهد انحراف آبراهه‌ها، تراس‌های آبرفتی و مخروط افکنه می‌باشد که به اختصار توضیح داده خواهد شد.

۴-۲ انحراف آبراهه‌ها

انحراف در مسیر آبراهه‌های یک منطقه می‌تواند دلیلی بر وجود یک گسل راستالغز باشد. منظور از آبراهه‌های منحرف شده نیز آبراهه‌هایی هستند که به طور مورب وارد زون گسلی شده و قبل از اینکه به مسیر اصلی خود برگردند، در مسافتی به موازات گسل جریان می‌یابند. گاهی نیز حرکت گسل راستالغز آبراهه‌ها را به طور کلی از ادامه بستر اصلی جدا می‌کند و فعالیت و جریان‌های بعدی در آبراهه‌های جابه‌جا شده موجب ایجاد بستر در مسیر پایین دست می‌گردد. بنابراین از روی آبراهه‌های

منحرف شده و جابه‌جا شده به خوبی می‌توان به جهت جابه‌جایی نسبی حرکت در گسل راست‌الغز پی برد (شکل ۴-۱ و ۴-۲). میزان جابه‌جایی در شکل (۴-۱) ۱۴۸۰ متر و در شکل (۴-۲) ۴۰۴ متر است. هردو تصویر بالا که از حوضه آبریز مجاور هم گرفته شده مولفه امتداد لغز گسل میامی را چپ‌بر نشان می‌دهد.



شکل ۴-۱ انحراف آبراهه توسط گسل میامی در شرق منطقه مورد مطالعه



شکل ۴-۲ انحراف آبراهه توسط گسل میامی در شرق منطقه مورد مطالعه

۳-۴ تراس‌های آبرفتی

تراس آبرفتی سطوحی هستند که به موازات محور دره رودخانه و در سطوح بالاتر از بستر کنونی رودخانه و در نتیجه تغییر سطح اساس رودخانه‌ها تشکیل می‌شوند. تراس‌های آبرفتی یکی از اشکال مشخص فرسایش آب‌های روان در حاشیه رودخانه‌هاست. آنها عارضه‌های هموار یا نسبتاً همواری هستند که از آبرفت تشکیل شده و پرتگاه حاشیه‌ای آن با شیب محسوسی به بستر فعال جریان آب یا به یک تراس دیگر منتهی می‌شود. افزایش حجم آب می‌تواند در آبرفت‌های قدیمی کف رودخانه‌ها کانهایی را حفر نماید و سطح اساس را پایین‌تر ببرد. در روی خشکی و جاهای دور از دریا دو عامل می‌تواند باعث افزایش قدرت آب شود (در سواحل دریا بالا آمدن سطح آب دریا می‌تواند روی سطح اساس رودخانه تاثیر بگذارد) ۱- تغییر اقلیم منطقه یعنی افزایش بارندگی ۲- افت سطح اساس حاصل از فعالیت یک گسل فعال موجب افزایش شتاب فرسایشی در بالادست و انباشتگی ضخیم رسوبات در پایین دست شود (W.Bull, 2007). نمونه‌ای از این تراس‌های آبرفتی در منطقه مورد مطالعه را در (شکل ۳-۴) می‌توان ملاحظه کرد. در شکل ملاحظه می‌شود که تراس‌های پلکانی در دیواره سمت چپ رودخانه (نگاه به پایین دست رودخانه) قابل مشاهده است و در دیواره سمت راست دیده نمی‌شود که نشان دهنده بالآمدگی سمت چپ رودخانه می‌باشد.

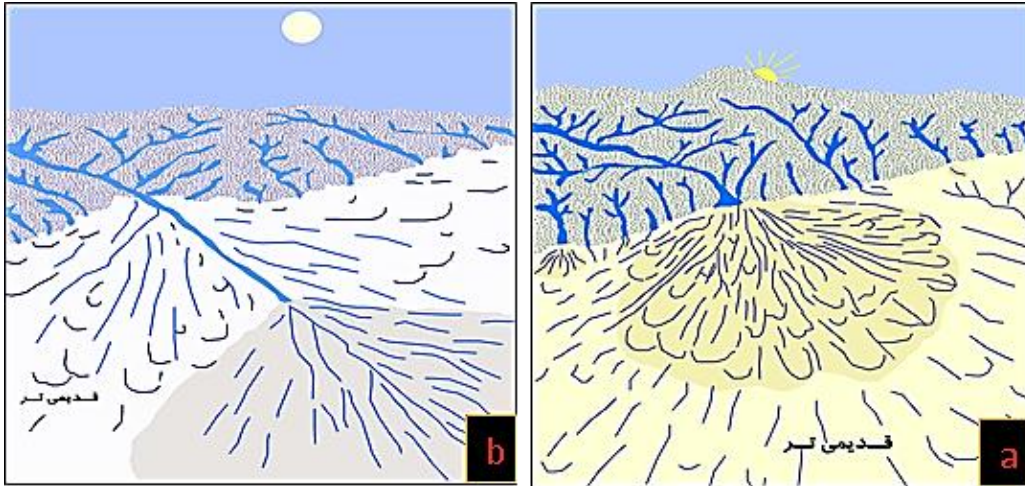


شکل ۳-۴ تراس آبرفتی واقع در رودخانه زیدر (حوضه آبریز شماره ۵) جنوب سه راه بیارجمند (عکس به سمت غرب)

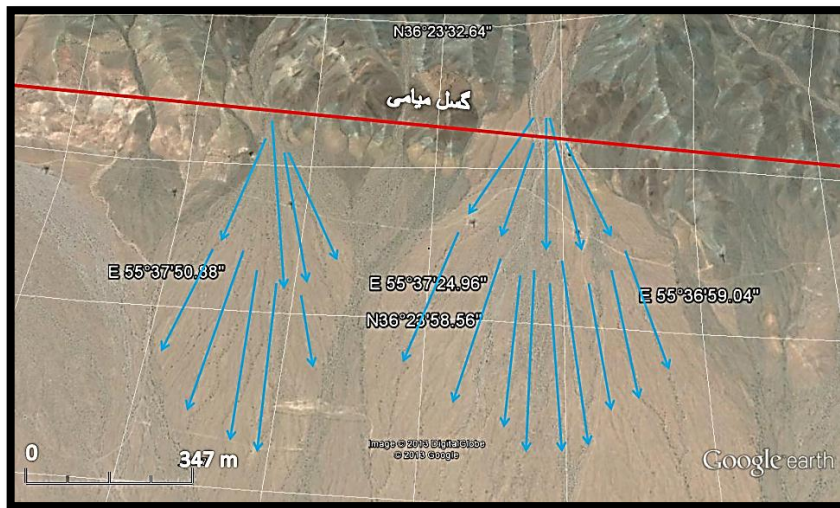
۴-۴ مخروط افکنه‌ها

مخروط افکنه‌ها نهشته‌های مثلثی شکل هستند که معمولاً در پای ارتفاعات به خاطر کاهش ناگهانی شیب ایجاد می‌شوند. مخروط افکنه‌های در محدوده یک منطقه از جدیدترین نهشته‌های یک ناحیه از لحاظ سن نسبی محسوب می‌شوند. بنابراین هرگونه حرکت و تحول و دگرشکلی تکتونیکی جوان در منطقه، می‌تواند بر روی این نهشته‌ها تاثیرگذار باشد. مخروط افکنه‌ها نقطه‌های پایانی در یک سیستم فرسایش رسوبگذاری هستند و از رسوبات فرسایش یافته کوهستانی که به وسیله رودخانه‌ها و جریان‌های گلی به پیشانی کوه منتقل می‌شوند، تشکیل می‌یابند (پور کرمانی، ۱۳۷۶). مورفولوژی مخروط افکنه‌ها برای شناسایی مناطق فعال حائز اهمیت است، چرا که تشکیل آن‌ها نتیجه اختلاف فرآیندهای تکتونیکی نظیر بالآمدگی کوه‌های منشاء رسوبات در طول گسل محدود کننده رشته کوه‌ها است. وقتی میزان بالآمدگی پیشانی کوه‌ها نسبت به میزان حفرشدگی زیاد باشد، رسوبگذاری در رأس مخروط صورت گرفته و جوانترین بخش‌های مخروط در نزدیکی رأس آن ایجاد می‌شوند. اما اگر میزان بالآمدگی پیشانی کوه‌ها کمتر یا برابر میزان حفرشدگی در کوهستان باشد، رأس مخروط به وسیله رود حفر شده و رسوبگذاری به بخش‌های پایین‌تر منتقل گشته و بخش‌های جوانتر در فواصل بیشتری از پیشانی کوه دیده می‌شوند (شکل ۴-۴). البته تغییر در میزان رسوبات و دبی رود می‌تواند باعث حفاری رود در راس مخروط گردد، ولی اثر آن، اگر بالا آمدن پیشانی کوه مستمر باشد، موقتی است. مخروط افکنه‌ها می‌توانند اطلاعات مفیدی در زمینه نوزمین‌ساخت و در نتیجه ارزیابی لرزه‌خیزی مناطق در اختیار متخصصان قرار دهند. شاخص‌های متعددی برای ارزیابی نوزمین‌ساخت منطقه بر اساس ویژگی‌های مخروط افکنه موجود در آن وجود دارد. اغلب وجود مخروط افکنه‌ها و حتی گاهی نبود آنها می‌تواند حاکی از شدت فعال بودن یک منطقه در طی زمان کوتاه‌تری باشد. در صورت وجود مخروط افکنه‌ها، ویژگی‌های متعددی مانند تغییرات عمودی اندازه رسوب‌ها، شیب طولی، بریدگی رأس‌ها، میزان پیش‌رفتگی به داخل کوهستان، موقعیت مجرای اصلی، مشخصات دره سطحی، ساختمان داخلی، مراحل تکاملی، برش شعاعی، وجود چین خوردگی و گسلش می‌توانند با مسائل و

شرایط نو زمین‌ساختی ارتباط داشته و در نتیجه از بررسی و مطالعه آن‌ها اطلاعات با ارزشی به دست آورد.



شکل ۴-۴ وضعیت مخروط افکنه‌ها **a**: پیشانی‌های فعال، **b**: پیشانی‌های با فعالیت کم (پور کرمانی ۱۳۷۶)



شکل ۴-۵ تصویر مخروط افکنه‌های جنوب غرب میامی نشان دهنده رسوب‌گذاری در رأس مخروط افکنه است.

همانطور که در شکل (۴-۵) دیده می‌شود رسوب‌گذاری در رأس مخروط‌ها افکنه‌ها صورت گرفته و جوانترین بخش‌های مخروط در نزدیکی رأس آن ایجاد شده‌اند که نشان دهنده بالآمدگی کوه‌های

منشاء رسوبات این مخروط‌افکنه‌ها در طول گسل میامی است.

علاوه بر شاخص‌های فوق که به صورت کیفی مطرح می‌شود با استفاده از شاخص‌های دیگر می‌توان به صورت کمی میزان فعالیت تکتونیکی منطقه را مورد مطالعه قرار داد که در این پژوهش از شاخص‌های زیر استفاده شده است.

۱- شاخص پیچ‌وخم پیشانی کوهستان (Sinuosity Mountain front=smf)

۲- شاخص شکل حوضه آبریز (Drainage basin shape =BS)

۳- شاخص عدم تقارن حوضه آبریز (Asymmetry Drainage basin =AF)

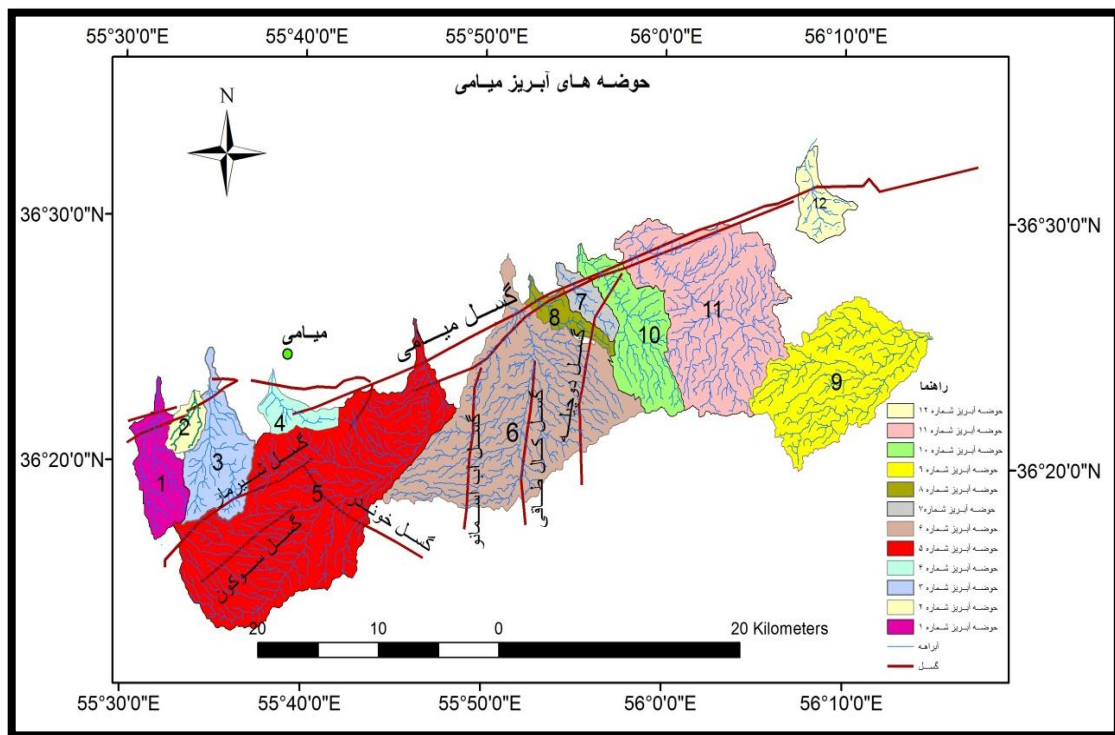
۴- شاخص گرادیان هیدرولیک رودخانه (Stream length gradient index=SL)

۵- شاخص انتگرال هیپسومتری و نمودار هیپسومتری

(Hypsometric Curve and Hypsometry Integral)

باید توجه داشت که در انتخاب این شاخص‌ها، مورفولوژی منطقه می‌تواند نقش اساسی داشته باشد. برای محاسبه شاخص پیچ‌وخم پیشانی کوهستان منطقه به سه قطعه تقسیم می‌شود که در قسمت بعدی توضیح داده خواهد شد. اما برای تعیین شاخص‌های دیگر ۱۲ حوضه آبریز مشخص شد تعیین مرز حوضه‌ها و رسم آبراهه‌ها با استفاده از DEM (Digital Elevation Model) ۳۰ متری در نرم افزار Arc Gis 10 و Global Mapper 12 انجام شد البته با نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور تطبیق داده شد. در شکل (۴-۶) نقشه حوضه‌های دوازده‌گانه و موقعیت آنها نسبت به گسل‌های اصلی منطقه نشان داده شده است. به طوری که از غرب به شرق حوضه‌ها شماره‌گذاری شده‌اند و تمامی حوضه‌ها (به جز حوضه شماره ۹) در پیشانی کوهستان مربوط به گسل میامی واقع شده‌اند. به دلیل اینکه شکل حوضه، مساحت و طول حوضه و کلاً مشخصات ظاهری حوضه در تفسیر شاخص‌های مورفوتکتونیک نقش زیادی دارند در جدول (۴-۱) مشخصات یاد شده به تفکیک حوضه

ارائه شده است.



شکل ۴-۶ موقعیت حوضه‌ها آبریز نسبت به گسل های منطقه

۴-۵ پیچ و خم پیشانی کوهستان (Sinuosity mountain front = Smf)

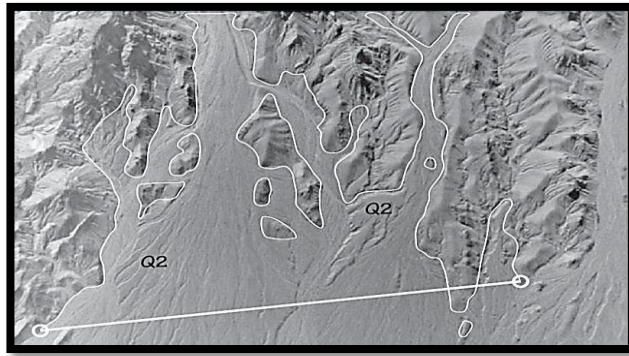
این شاخص در واقع نشانگر رابطه بین عملکرد جریان‌های فرسایشی و فرآیند فرسایش در دامنه کوه‌ها و بالا آمدگی ناشی از فرآیندهای زمین‌ساختی است، که فرآیندهای سطحی موجب مضرس شدن و نامنظم شدن پیشانی کوهستان شده و فرآیندهای زمین‌ساختی موجب صاف و خطی‌تر شدن این پیشانی‌ها می‌شود. بنابراین یک جبهه فعال دارای مورفولوژی خطی و انحنای اندک می‌باشد. با کاهش فعالیت و یا متوقف شدن آن، فرآیندهای فرسایشی شروع به ایجاد مورفولوژی سینوسی شکل و افزایش بی‌نظمی می‌نمایند (شکل ۴-۷ و ۴-۸). براساس محاسبات صورت گرفته دامنه تغییرات شاخص Smf مقادیر بزرگتر از ۱ می‌باشد. هرچه میزان این شاخص به یک نزدیک‌تر باشد نشان دهنده فعال

جدول ۱-۴ مشخصات کلی حوضه های آبریز انتخاب شده در منطقه مورد مطالعه

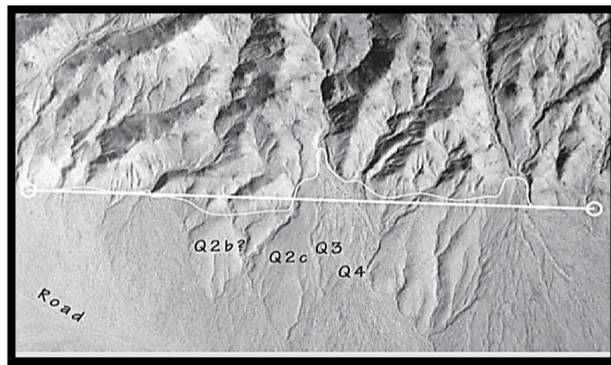
نام حوضه	محیط (کیلومتر)	مساحت (کیلومتر مربع)	کمترین ارتفاع (متر)	بیشترین ارتفاع (متر)	ارتفاع متوسط (متر)	طول (کیلومتر)	بیشترین عرض (کیلومتر)
۱a	۱۸/۸۴	۱۱/۱	۱۳۱۷/۰	۲۰۸۶	۱۵۷۱	۱۳/۲	۴/۲
	۲۳/۰۴	۱۴/۵	۱۳۱۸/۷	۲۱۲۴	۱۶۴۱		
۲	۱۴/۶۲	۱۰/۹	۱۱۸۷/۱	۱۷۳۸	۱۴۲۱	۵/۰	۲/۷
۳	۳۷/۳۰	۴۱/۶	۱۱۱۶/۴	۲۵۳۷	۱۶۲۱	۱۳/۹	۵/۷
۴	۲۰/۶۰	۱۳/۹	۱۱۷۵/۷	۲۵۹۴	۱۷۱۹	۸/۲	۳/۰
۵	۸۵/۶۰	۲۱۱/۴	۱۱۰۶/۲	۲۶۹۱	۱۶۸۵	۳۷/۰	۱۲/۰
۶	۷۱/۷۰	۱۶۶/۶	۱۰۲۴/۳	۱۵۶۷	۱۲۴۹	۲۴/۷	۱۳/۲
۷	۱۸/۷۰	۱۲/۸	۱۰۹۷/۲	۱۲۶۹	۱۱۹۵	۷/۶	۲/۵
۸	۲۶/۳۰	۱۳/۸	۱۰۶۹/۰	۱۲۵۴	۱۱۷۷	۹/۲	۲/۸
۹	۵۴/۸۰	۹۹/۶	۱۰۴۵/۰	۱۳۴۱	۱۱۳۰	۱۶/۰	۸/۷
۱۰	۴۳/۳۶	۴۹/۵	۱۱۰۴/۰	۱۳۷۳	۱۲۵۶	۱۵/۱	۴/۹
۱۱	۵۹/۱۴	۱۴۰/۰	۱۱۱/۰	۱۵۵۷	۱۲۷۸	۱۷/۰	۱۰/۵
۱۲	۲۳/۴۷	۱۸/۰	۱۱۵۲/۰	۱۵۷۳	۱۳۱۰	۷/۲۵	۵/۲

بودن فرآیندهای زمین‌ساختی و جوان بودن کوهستان است و افزایش این مقدار نشان دهنده کمتر شدن فعالیت تکتونیکی و غالب شدن فرآیندهای سطحی است. مقدار عددی شاخص از رابطه ۱-۴ محاسبه می‌شود که Lmf طول پیشانی پیچ‌وخم‌دار کوهستان و Ls طول مستقیم پیشانی کوهستان

است (Bull and Mc fadden.1977).



شکل ۷-۴ وضعیت پیچ‌وخم پیشانی کوهستان از نظر تکتونیکی فعال نیست (Bull,2007).



شکل ۸-۴ وضعیت پیچ‌وخم جبهه کوهستان در مناطق فعال تکتونیکی (Bull,2007)

$$S_{mf} = L_{mf} / L_S \quad \text{رابطه (۱-۴)}$$

برای تقسیم‌بندی یک پیشانی کوهستان به منظور بدست آوردن شاخص S_{mf} ، ویژگی‌های زیر مدنظر

قرار می‌گیرد (Wells.et.al.1988):

الف - بریده‌شدن پیشانی کوهستان توسط یک آبراهه بزرگ

ب - انحراف ناگهانی در امتداد پیشانی کوه

پ - تغییر ناگهانی در سنگ‌شناسی

ت - تغییرات ناگهانی ویژگی‌های زمین‌ریخت‌شناسی اصلی نسبت به بخش دیگر پیشانی کوه متصل به آن.

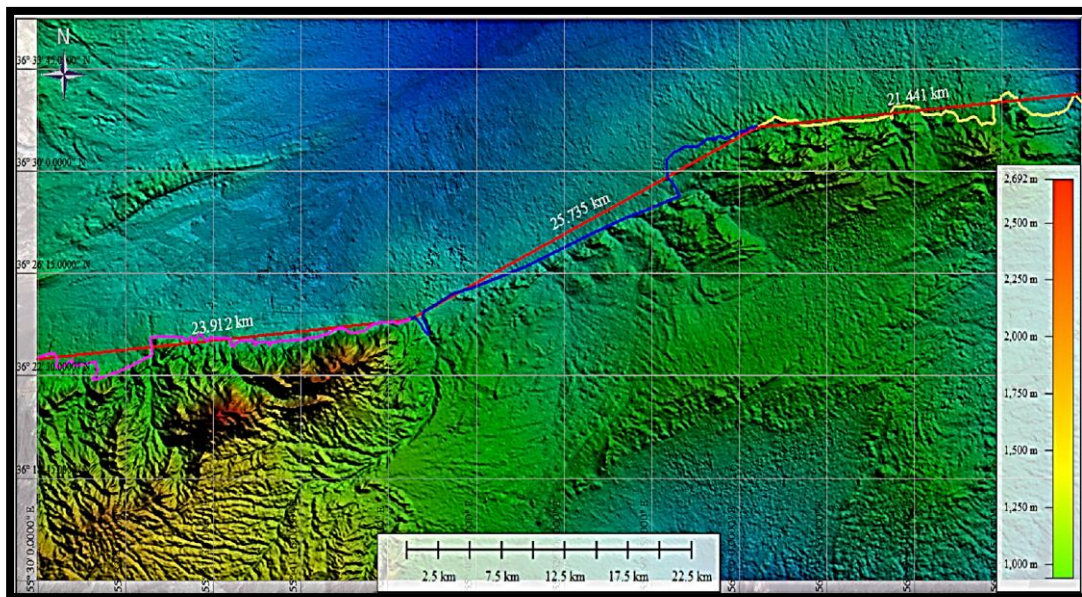
با رسم منحنی‌های توپوگرافی در نرم‌افزار Global Mapper 12 با استفاده از داده‌های مدل رقومی ارتفاعی (DEM) منطقه به راحتی می‌توان پیشانی کوهستان را تشخیص داد با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای در این نرم‌افزار می‌توان Lmf و LS را بدست آورد. برای محاسبه این شاخص منطقه مورد مطالعه با توجه به روند جبهه کوهستان به سه بخش تقسیم شد بخش اول که قطعه یک خوانده می‌شود از جنوب غربی میامی (روستای محمد آباد) شروع شده و تا جنوب شرق میامی ادامه دارد و روند آن شرقی غربی می‌باشد بخش دوم که قطعه ۲ نام گرفته از جنوب شرق میامی شروع شده و با روند شمال شرق جنوب غرب ۳۱ کیلومتر ادامه پیدا می‌کند بخش سوم با نام قطعه ۳ که در ارتفاعات شمال میاندشت قرار دارد روند تقریباً شرقی غربی دارد (شکل ۴-۹). مقادیر Smf کمتر از ۱,۴ جبهه فعال و بیشتر از این مقدار را مناطق غیر فعال هستند که با توجه به آن هر سه قطعه جز مناطق فعال تکتونیکی خواهد بود (Rockwell et.al,1985). در طبقه‌بندی جدیدتر شاخص سینوسیته جبهه کوهستان به سه رده تقسیم می‌شود (El Hamdouni et al.2008):

- رده ۱ با فعالیت بالای تکتونیکی ($S_{mf} < 1.1$)

- رده ۲ با فعالیت متوسط تکتونیکی ($S_{mf}: 1.1-1.5$)

- رده ۳ با فعالیت پایین تکتونیکی ($S_{mf} > 1.5$)

که با توجه به آن هر سه منطقه در رده دوم قرار می‌گیرند.



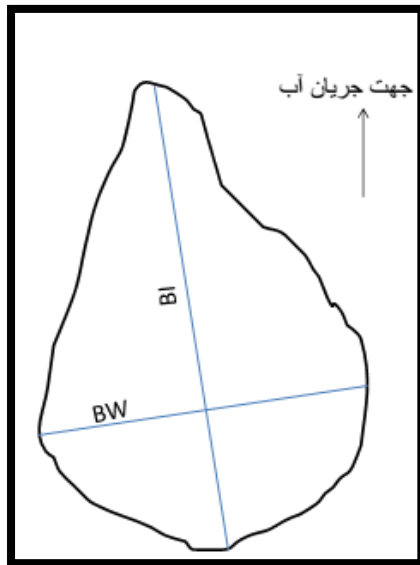
شکل ۴-۹ محاسبه شاخص **Smf** با استفاده از **DEM** و تصاویر ماهواره‌ای

جدول ۴-۲ شاخص **Smf** محاسبه شده در مناطق سه گانه

	Lmf(km)	Ls(km)	Smf(km)	رده فعالیت
قطعه ۱	۳۱/۷۸	۲۳/۹۱	۱/۳۳	۲
قطعه ۲	۳۱/۲۷	۲۵/۷۴	۱/۲۲	۲
قطعه ۳	۲۸/۲۳	۲۱/۴۴	۱/۳۱	۲

۴-۶ شاخص شکل حوضه آبریز **Bs**

حوضه‌های زهکشی جوان در مناطق فعال تکتونیکی طویل‌شدگی را نشان می‌دهند که در ادامه سیر تکاملی با کاهش فعالیت‌های زمین‌ساختی از حالت مستقیم خارج شده و تمایل دارد که بیشتر شبیه دایره شود. تصویر افقی شکل حوضه به وسیله نسبت طویل‌شدگی **Bs** توصیف می‌شود که در شکل (۴-۱۰) نشان داده شده و از رابطه (۴-۲) محاسبه می‌شود که در آن **Bs** شاخص شکل حوضه آبریز، **BI** طول حوضه از سرچشمه تا دهانه و **BW** بیشترین پهنای حوضه آبریز است (Canon 1976).



شکل ۴-۱۰ حوضه آبریز جهت محاسبه شاخص شکل حوضه آبریز

$$BS=BI/BW$$

رابطه (۴-۲)

هرچه عدد بدست آمده در این شاخص بزرگتر باشد حوضه طویل تر بوده و نشانه فعال بودن منطقه می باشد. برای محاسبه این شاخص در نرم افزار Arc GIS10 با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی DEM مرز حوضه‌های و آبراهه‌ها رسم و ۱۲ حوضه جدا گردید طول و حداکثر پهنای حوضه بدست آمد. شاخص شکل حوضه آبریز به صورت زیر طبقه بندی شده است (El Hamdonuni et al. 2008):

- الف- مناطقی که دارای $BS > 4$ مناطق فعال تکتونیکی رده ۱
- ب- $3 < BS < 4$ مناطق نیمه فعال تکتونیکی رده ۲
- ج- $BS < 3$ غیر فعال تکتونیکی رده ۳

با توجه به این طبقه بندی حوضه های یک، پنج، هفت، هشت و ده به عنوان مناطق نیمه فعال و بقیه حوضه ها غیرفعال می باشند (جدول ۴-۳).

جدول ۳-۴ شاخص شکل حوضه آبریز (Bs)

نام حوضه آبریز	BI(km)	BW(km)	BS	رده فعالیت
شماره ۱	۱۳/۲	۴/۲	۳/۱۴۳	۲
شماره ۲	۵/۰	۲/۷	۱/۸۵۲	۳
شماره ۳	۱۳/۹	۵/۷	۲/۴۳۹	۳
شماره ۴	۸/۲	۳/۰	۲/۷۰۶	۳
شماره ۵	۳۷/۰	۱۲/۰	۳/۰۸۳	۲
شماره ۶	۲۴/۶	۱۳/۸	۱/۷۸۹	۳
شماره ۷	۷/۶	۲/۵	۳/۰۷۳	۲
شماره ۸	۹/۳	۲/۸	۳/۳۰۴	۲
شماره ۹	۱۶/۰	۸/۷	۱/۸۳۹	۳
شماره ۱۰	۱۵/۲	۴/۹	۳/۰۹۲	۲
شماره ۱۱	۱۷/۰	۱۰/۵	۱/۶۱۹	۳
شماره ۱۲	۷/۳	۵/۲	۱/۳۹۴	۳

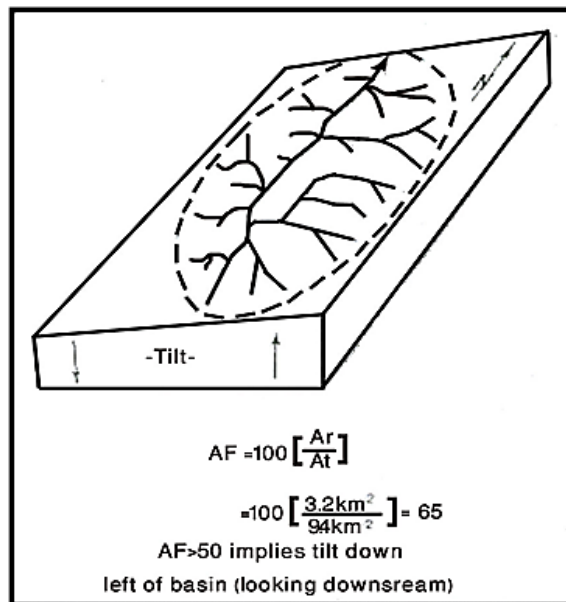
۷-۴ شاخص عدم تقارن حوضه آبریز زهکشی (AF)

هندس شبکه آبراهه ها را می توان به روشهای گوناگونی هم از نظر کیفی و هم از نظر کمی توصیف کرد. فاکتورهای بی تقارنی برای نشان دادن کج شدگی تکتونیک در مقیاس حوضه های زهکشی و مناطق وسیع تر به کار می رود. فاکتور بی تقارنی (AF) به صورت زیر تعریف می شود (Cox, 1994):

$$AF = (Ar / At) 100 \quad \text{رابطه (۳-۴)}$$

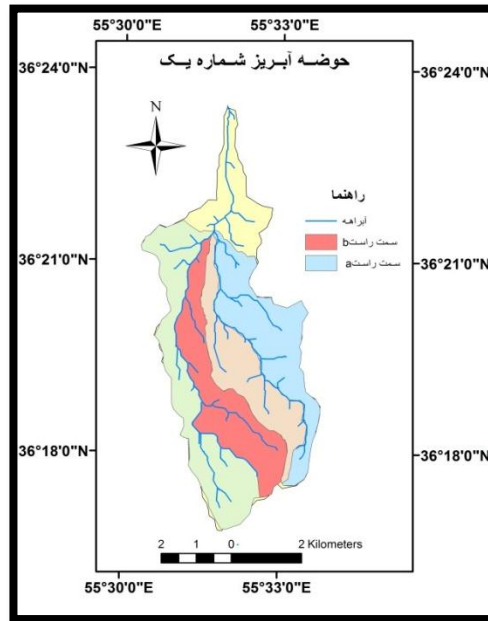
در رابطه (۳-۴) Ar مساحت حوضه در سمت راست رودخانه اصلی بوده (نگاه به پایین دست رودخانه) At مساحت کلی حوضه زهکشی است. برای یک شبکه آبراهه ای که تشکیل شده و به جریان در یک حالت پایدار ادامه می دهد، فاکتور AF بایستی تقریباً ۵۰ باشد. فاکتور AF نسبت به کج شدگی عمود بر روند رودخانه، حساس می باشد. مقادیر بالاتر از ۵۰ و پایین تر از ۵۰ برای AF

نشانهگر کجشدگی هستند. به عنوان مثال در یک حوضه زهکشی که رودخانه به سمت شمال جریان دارد (شکل ۴-۱۰) شاخه های سمت راست رودخانه اصلی نسبت به انشعاب های سمت چپ طویل تر هستند و فاکتور AF بیشتر از ۵۰ می باشد.

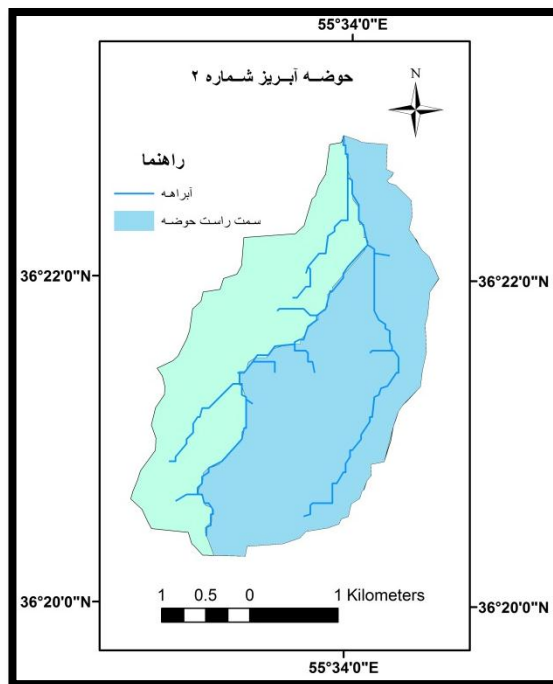


شکل ۴-۱۱ بلوک دیاگرام نشان دهنده چگونگی محاسبه فاکتور بی تقارنی (Cox, 1994)

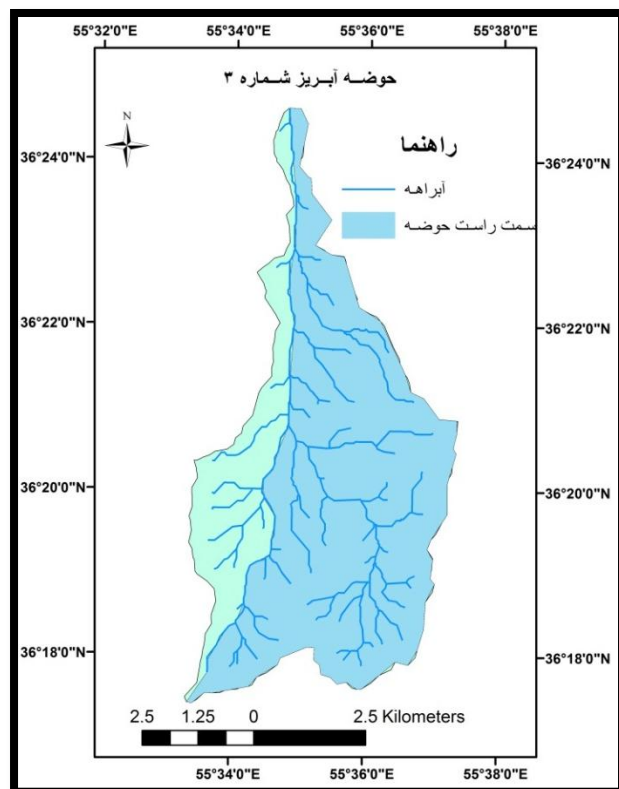
اگر جهت کجشدگی، متضاد این حالت بود، آنگاه انشعاب های وسیع تر باید در سمت چپ رودخانه اصلی قرار داشته و فاکتور AF کمتر از ۵۰ می باشد. همانند اغلب اندیس های ژئومورفیک، فاکتور AF کارایی بهتری خواهد داشت اگر در زیر حوضه های زهکشی سنگ های یکسانی قرار داشته باشند. در این روش همچنین فرض بر این است که نه سنگ شناسی (مثلا لایه های رسوبی) و نه آب و هوای محلی (مثلا اختلاف پوشش گیاهی بین شیب های شمالی و جنوبی) عدم تقارن را کنترل نمی کنند. برای بدست آوردن AF در حوضه های ۱۲ گانه ابتدا شاخه اصلی رودخانه یعنی شاخه ای که بیشترین امتداد را دارد مشخص کرده و کل حوضه مورد نظر را به دو قسمت تقسیم می کنیم که با توجه به جهت جریان سمت راست و سمت چپ می نامیم که در اشکال ۴-۱۱ تا ۴-۲۲ نشان داده شده است.



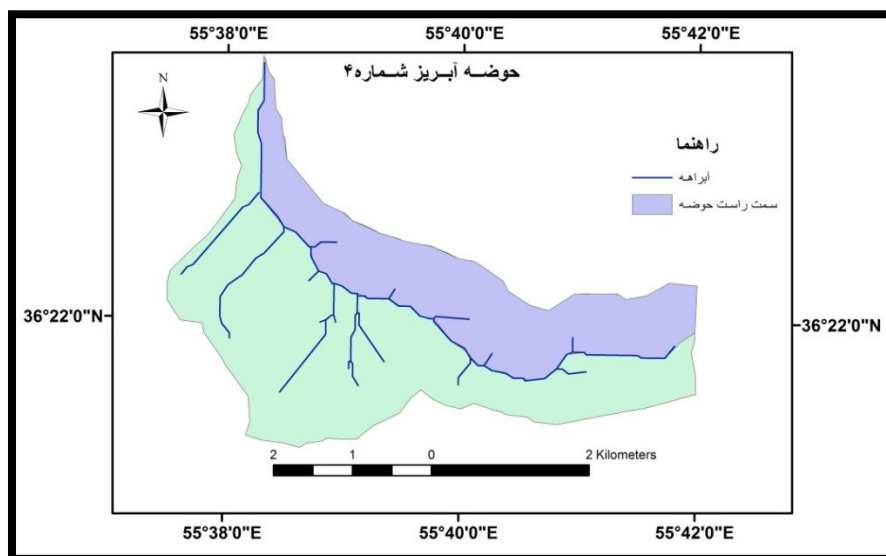
شکل ۴-۱۲ نقشه حوضه آبریز شماره ۱a و ۱b جهت محاسبه شاخص عدم تقارن حوضه آبریز



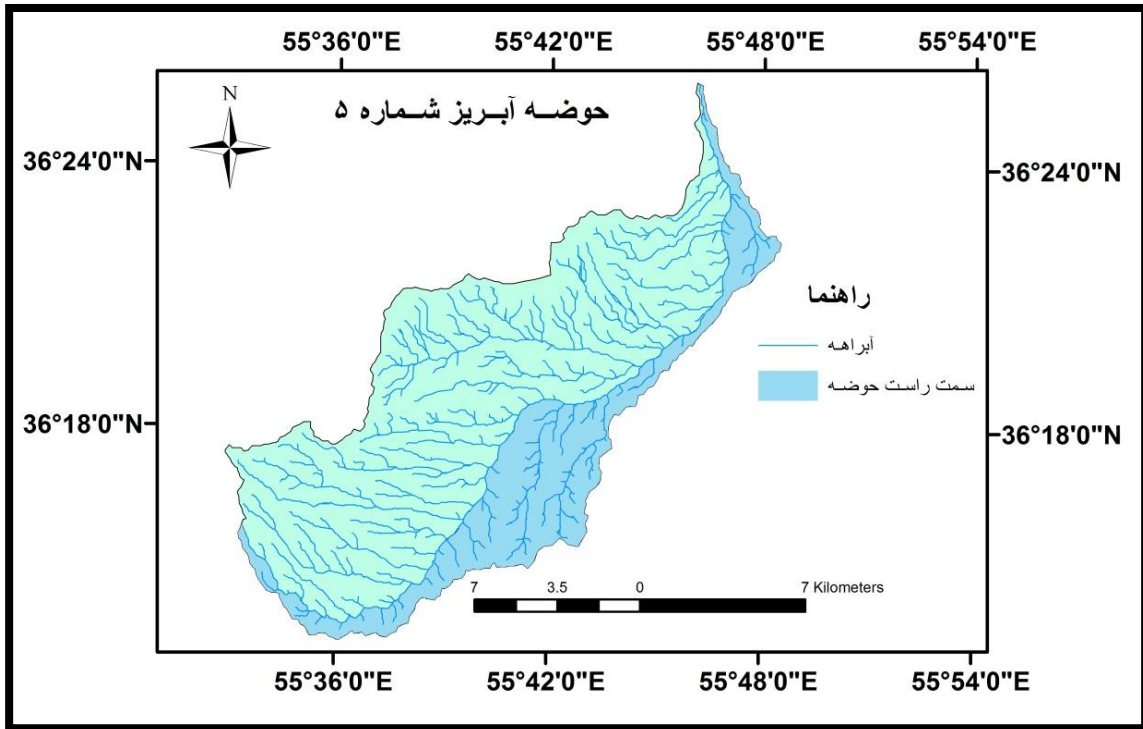
شکل ۴-۱۳ نقشه حوضه آبریز شماره ۲ جهت محاسبه شاخص عدم تقارن حوضه آبریز



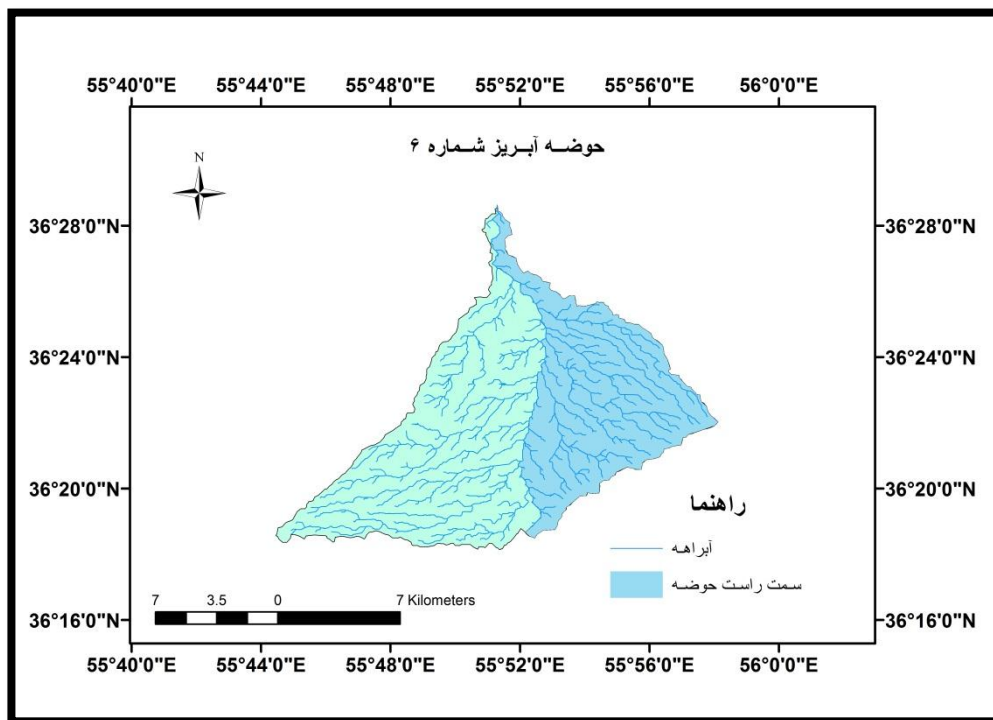
شکل ۱۴-۴ نقشه حوضه آبریز شماره ۳ جهت محاسبه شاخص عدم تقارن حوضه آبریز



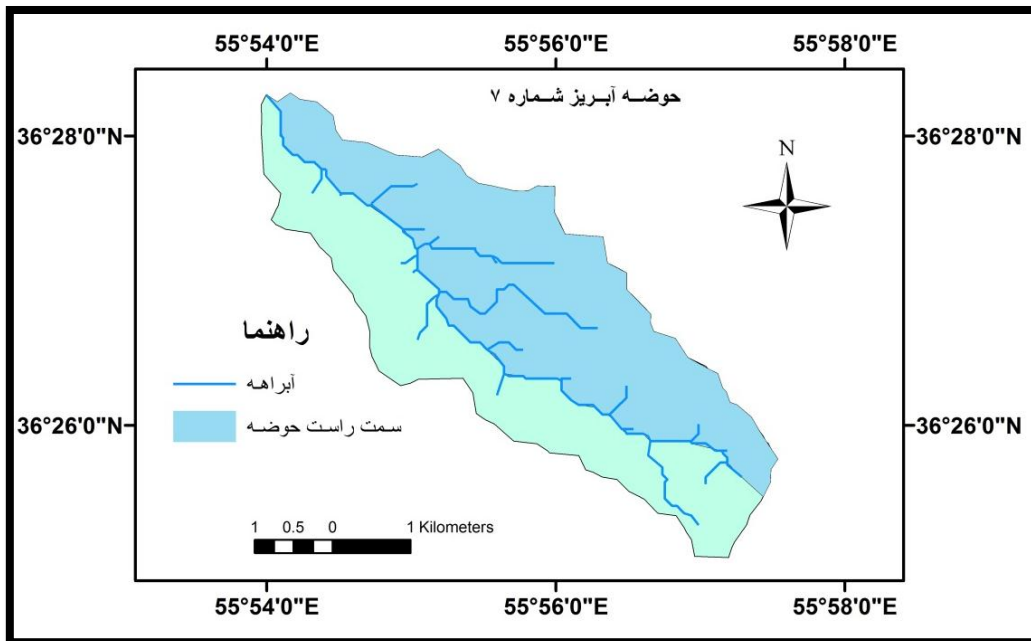
شکل ۱۵-۴ نقشه حوضه آبریز شماره ۴ جهت محاسبه شاخص عدم تقارن حوضه آبریز



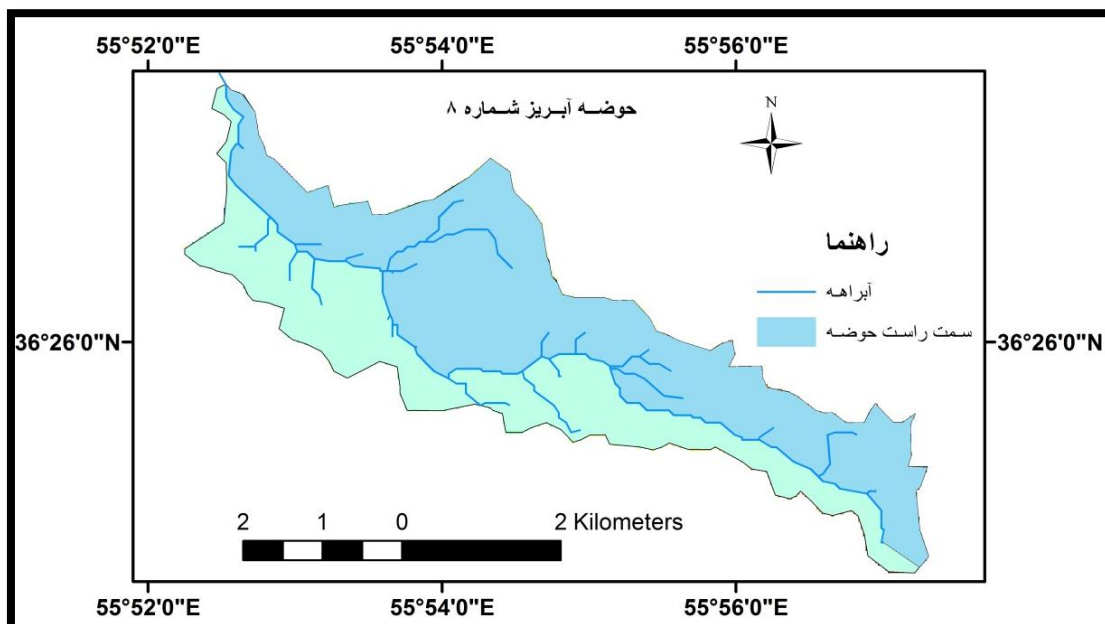
شکل ۴-۱۶ نقشه حوضه آبریز شماره ۵ جهت محاسبه شاخص عدم تقارن حوضه آبریز



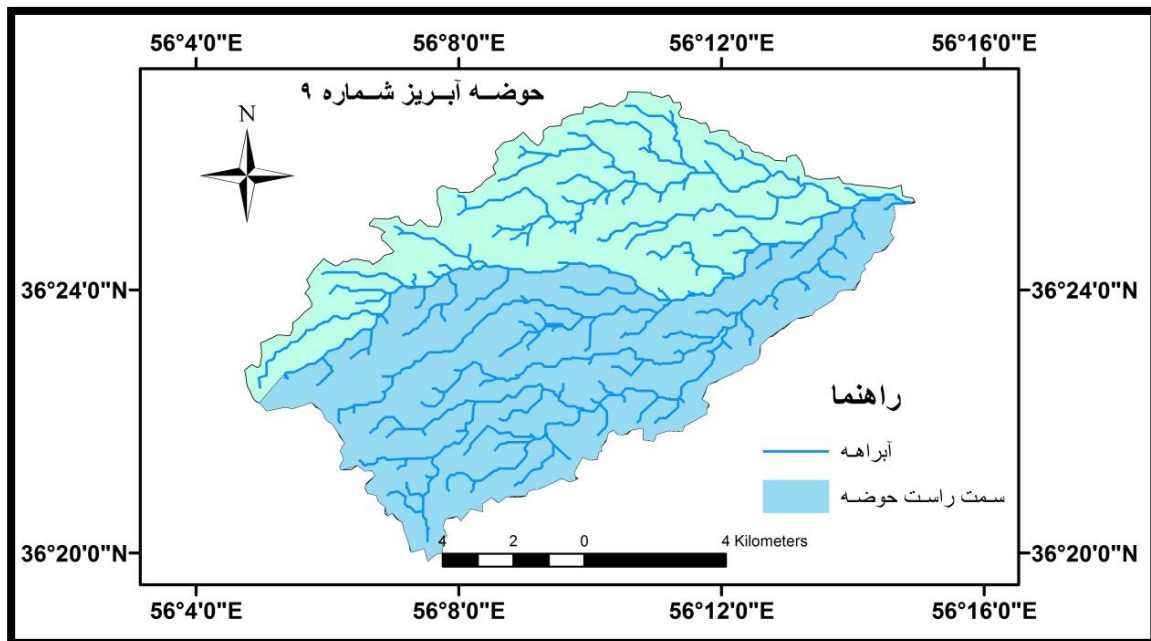
شکل ۴-۱۷ نقشه حوضه آبریز شماره ۶ جهت محاسبه شاخص عدم تقارن حوضه آبریز



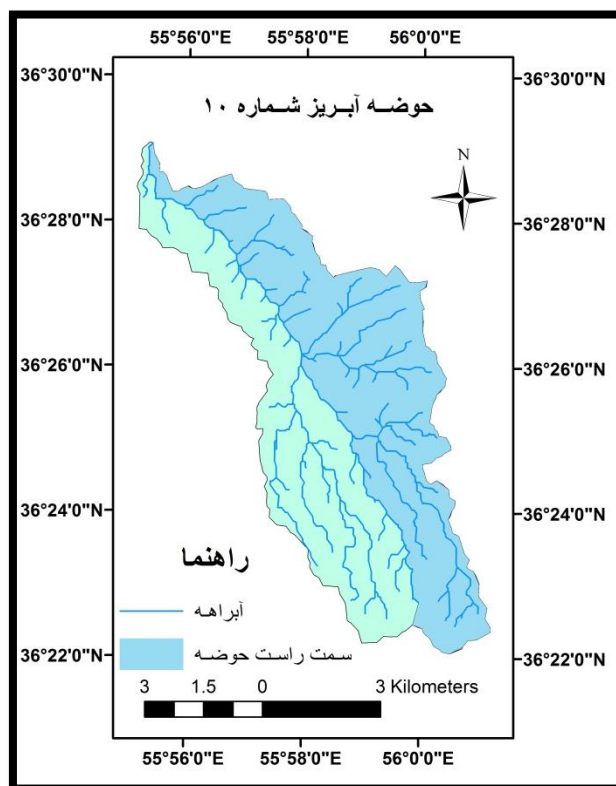
شکل ۴-۱۸ نقشه حوضه آبریز شماره ۷ جهت محاسبه شاخص عدم تقارن حوضه آبریز



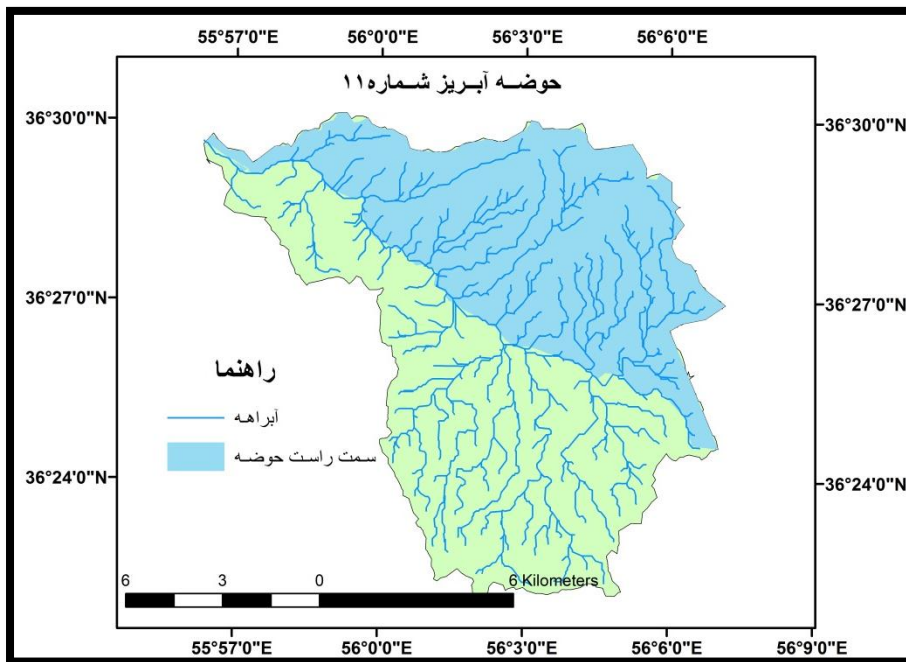
شکل ۴-۱۹ نقشه حوضه آبریز شماره ۸ جهت محاسبه شاخص عدم تقارن حوضه آبریز



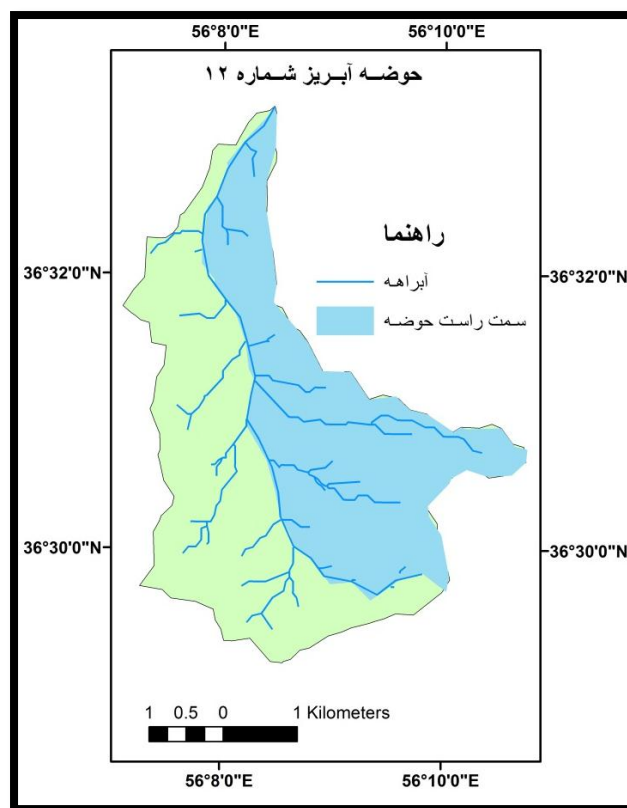
شکل ۴-۲۰ نقشه حوضه آبریز شماره ۹ جهت محاسبه شاخص عدم تقارن حوضه آبریز



شکل ۴-۲۱ نقشه حوضه آبریز شماره ۱۰ جهت محاسبه شاخص عدم تقارن حوضه آبریز



شکل ۴-۲۲ نقشه حوضه آبریز شماره ۱۱ جهت محاسبه شاخص عدم تقارن حوضه آبریز



شکل ۴-۲۳ نقشه حوضه آبریز شماره ۱۲ جهت محاسبه شاخص عدم تقارن حوضه آبریز

با مشخص شدن مساحت کل حوضه و مساحت سمت راست می‌توان شاخص عدم تقارن را محاسبه نمود که در جدول (۴-۴) آمده است. برای ارتباط اعداد بدست آمده با فعالیت تکتونیکی از طبقه‌بندی زیر استفاده شده است (El Hamdonuni et al. 2008):

الف- |AF-50| بزرگتر از ۱۵ رده یک یعنی تکتونیک فعال

ب- |AF-50| بین ۷ تا ۱۵ در رده ۲ یعنی فعالیت متوسط تکتونیکی

ج- |AF-50| کمتر از ۷ رده سه یعنی فعالیت پایین تکتونیکی

جدول ۴-۴ شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی

	At	Ar	AF	AF-۵۰	رده فعالیت
حوضه a۱	۱۱	۵/۷۱	۵۱/۹۱	۲	۳
حوضه b۱	۱۴/۵	۸/۴	۵۷/۹۳	۸	۲
حوضه ۲	۱۰/۸۷	۶/۷۶	۶۲/۱۸	۱۲	۲
حوضه ۳	۴۱/۵۹	۳۲/۴۲	۷۷/۹۶	۲۸	۱
حوضه ۴	۱۳/۹۱	۵/۱۱	۳۶/۷۶	۱۳	۲
حوضه ۵	۲۱۱/۴۲	۵۲/۶۶	۲۴/۹۱	۲۵	۱
حوضه ۶	۱۶۶/۵۵	۷۰/۷۹	۴۲/۵۰	۷	۲
حوضه ۷	۱۲/۸۱	۷/۴۴	۵۸/۰۷	۸	۲
حوضه ۸	۱۳/۷۶	۸/۵۷	۶۲/۲۷	۱۲	۲
حوضه ۹	۹۹/۶۲	۵۷/۹۰	۵۸/۱۲	۸	۲
حوضه ۱۰	۴۹/۴۷	۲۸/۵۵	۵۷/۷۲	۸	۲
حوضه ۱۱	۱۴۰/۰۵	۶۳/۵۲	۴۵/۳۶	۵	۳
حوضه ۱۲	۱۸/۰۸	۹/۰۴	۵۰/۰۰	۰	۳

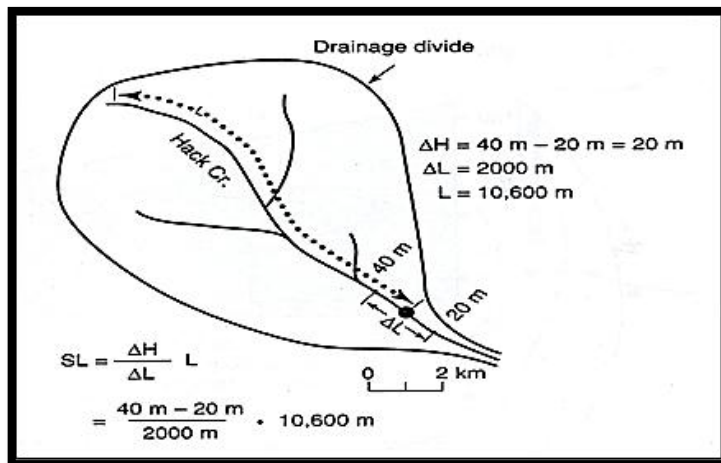
نتایج محاسبات در جدول (۴-۴) نشان می‌دهد که حوضه ۳ و ۵ در رده یک یعنی فعالیت بالای تکتونیکی، حوضه 1a، ۱۱ و ۱۲ در رده ۳ یعنی فعالیت پایین تکتونیکی و بقیه حوضه‌ها در رده ۲ یعنی فعالیت تکتونیکی متوسط جای می‌گیرند.

۸-۴ شاخص SL یا گرادیان طولی رودخانه

گرادیان رودخانه، یک عنصر ریخت‌شناسی است، برای مقایسه مکانی مستقل عناصر ریخت‌شناسی، حساسترین شاخص نسبت به بالا آمدگی است. این شاخص در سال ۱۹۷۳ توسط هک (Hack, 1973) ابداع شد که ضمن مطالعه رابطه بین شیب کانال و اندازه ذرات بستر رودها در کوههای آپالاش به این شاخص دست یافت. وی به روش تجربی استدلال نمود که مقدار شاخص SL به اختلاف مقاومت سنگها و اندازه ذرات تشکیل دهنده بستر جریان بستگی دارد و نتیجه گرفت که با قدرت جریان نیز در ارتباط است. قدرت یک جریان سازگار شده با حاصل ضرب دبی در گرادیان آن متناسب می‌باشد. هک نشان داد که طول جریان احتمالاً نماینده معقولی برای دبی بشمار می‌رود. در این صورت حاصلضرب شیب و طول، یعنی شاخص SL، نیز در امتداد یک جریان سازگار شده ثابت می‌ماند، یا با کاهش اندازه ذرات بتدریج کاهش می‌یابد، که این نشان دهنده توزیع یکسان قدرت رود در تمامی مسیرها می‌باشد. کلر در سال ۱۹۷۷ با مطالعه در کوههای سن گابریل، جنوب کالیفرنیا، مشاهده نمود در مکان‌های با نرخ بالا آمدگی زیاد، مقادیر شاخص SL نیز زیاد می‌باشد، با این یافته وی بر فایده شاخص SL به عنوان ابزاری جهت حصول اطلاعات مقدماتی درباره بالا آمدگی تاکید نمود. برای بدست آوردن شاخص SL از رابطه (۴-۴) استفاده می‌شود.

$$SL = (\Delta H / \Delta L) * L \quad \text{رابطه (۴-۴)}$$

که در این رابطه $\Delta H / \Delta L$ شیب محلی رود، L طول جریان از خط تقسیم تا وسط بخشی است که شیب محلی را اندازه می‌گیریم می‌باشد (شکل ۴-۲۳).



شکل ۴-۲۴ روش محاسبه شاخص sl (Kellre & Pinter, 1996)

این شاخص نسبت به مقاومت سنگ‌ها در طول مسیر جریان حساس است. بنابراین مقادیر زیاد آن بر روی سنگ‌های کم مقاومت و مقادیر غیر عادی کم آن می‌تواند نماینده فعالیت زمین‌ساختی باشد. بنابراین می‌توان گفت حرکات زمین‌ساختی به خصوص از نوع بالآمدگی موجب افزایش گرادیان این رودها گشته است. البته عامل مهمی همچون جنس لیتولوژی نیز می‌تواند بر مقدار SL مؤثر باشد. بدین ترتیب هر چه لیتولوژی مقاوم‌تر باشد بر مقدار SL افزوده و هر چه نامقاوم‌تر باشد از این مقدار کاسته خواهد شد. برای محاسبه شاخص SL با استفاده از DEM منطقه منحنی میزان رسم و بر روی لایه آبراهه‌ها در هر حوضه قرار داده شد. لازم به ذکر است که در مناطقی که اختلاف ارتفاع زیاد است فاصله کنورها را زیاد و در مناطقی که اختلاف ارتفاع زیاد نیست فاصله کنورها کمتر در نظر گرفته شده است. مقدار ΔH ، ΔL و L را بدست آورده و بعد مقدار شاخص SL برای هر قطعه محاسبه شد که نتیجه در جدول ۴-۵ ارائه شده است. به طور کلی هر چه مقدار این شاخص در حوضه بیشتر باشد فعالیت تکتونیکی آن حوضه بیشتر است. در نتیجه بیشترین فعالیت تکتونیکی مربوط به حوضه شماره ۵ و کمترین فعالیت مربوط به حوضه شماره ۱۲ می‌باشد. براساس روش (El 2008) Hamdouni et al شاخص SL به سه دسته رده بندی شده است:

الف- رده ۱ فعالیت تکتونیکی بالا (SL بیشتر و مساوی ۵۰۰)

ب- رده ۲ فعالیت تکتونیکی متوسط (SL بین ۳۰۰ تا ۵۰۰)

ج- رده ۳ فعالیت تکتونیکی پایین (SL کوچکتر از ۳۰۰)

که با توجه به این رده بندی فقط حوضه شماره ۵ با SL ۴۶۳/۹۲ رده ۲ بوده و بقیه حوضه ها رده ۳ یعنی فعالیت پایین تکتونیکی را نشان می دهند. در هر یک از حوضه ها با توجه به اختلاف ارتفاع آن منحنی ها تراز را رسم کرده و نقطه وسط دو منحنی که نشان دهنده شاخص SL آن قسمت است را به عنوان ایستگاه مشخص می نماییم. با تعیین موقعیت جغرافیایی هر ایستگاه و مقدار شاخص آن ایستگاه نقشه (۴-۲۴) را که پراکندگی شاخص را در منطقه نشان می دهد رسم می نماییم. با توجه به شکل (۴-۲۴) مناطق تیره که بیشترین شاخص SL را نشان می دهد حوضه شماره ۵ را در بر می گیرد ضمناً گستره مناطق تیره به نحوی منطبق بر روند گسل میامی می باشد. همانطور که شرح داده شد از پایین دست رودخانه وسط دو منحنی تراز متوالی را به عنوان ایستگاه مشخص می کنیم و مقدار شاخص SL را در آن نقطه حساب کرده و به ایستگاه بعدی می رویم پس باید هرچه از طرف پایین دست به سمت بالا دست حرکت می کنیم چون L کمتر می شود شاخص نیز کم شود این روند از نظر تئوری باید منظم و بدون بهم ریختگی باشد چنانچه نمودارهای رسم شده بهم ریخته باشد نشان می دهد که شیب به طور غیر معمول زیاد یا کم شده است و می تواند بیانگر :

الف- تغییر لیتولوژی که با افزایش مقاومت سنگ در برابر فرسایش، شاخص زیاد شده و با کاهش مقاومت سنگ، شاخص کاهش می یابد.

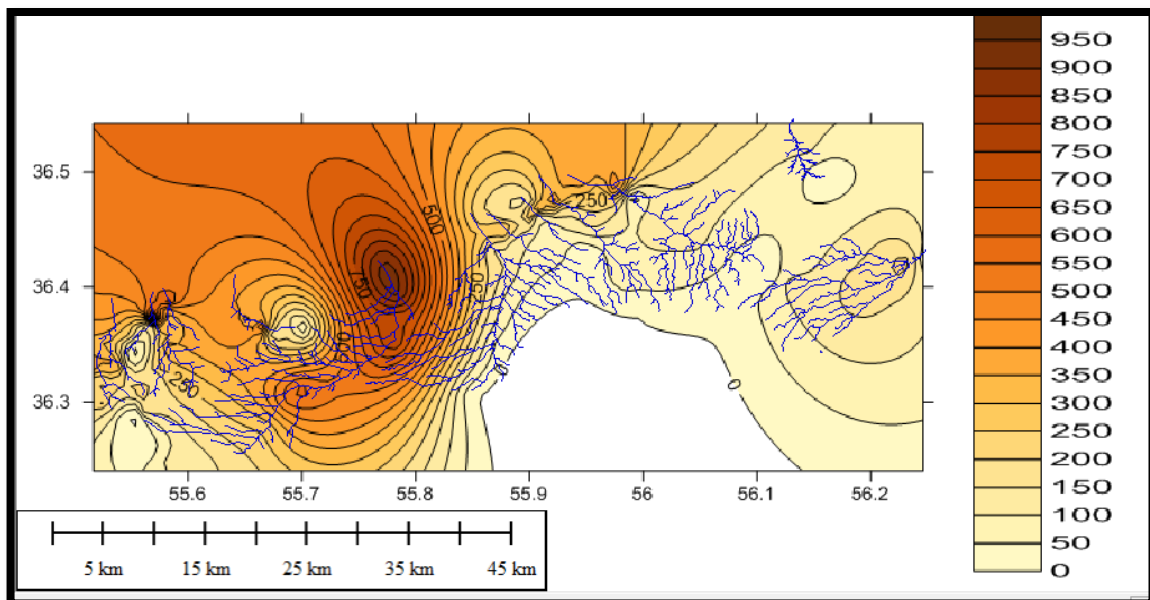
ب- تغییر شیب کانال، که در اثر فرایندهای ساختاری مثل گسل ایجاد می شود.

۱۲ حوضه انتخاب شده در منطقه بر این اساس مورد بررسی قرار گرفت و نمودار هریک به طور مجزا رسم گردید که حوضه های ۵، ۶، ۸، ۱۱ و ۱۲ قابل تفسیر بوده که به ذکر آن خواهیم پرداخت و بقیه حوضه ها به دلیل به هم ریختگی زیاد منطقه یا خطاهای محاسبه قابل تفسیر نبود که از ارائه نمودار

ها و نقشه های آنها صرف نظر شده است .

جدول ۴-۵ میانگین شاخص SL در حوضه های آبریز منطقه

نام حوضه	میانگین شاخص SL	رده فعالیت
۱a	۲۶۱/۲۹	۳
۱b	۲۳۷/۸۶	۳
۲	۲۴۲/۹۲	۳
۳	۲۶۷/۵۴	۳
۴	۲۸۵/۲۰	۳
۵	۴۶۳/۹۲	۲
۶	۱۳۱/۸۹	۳
۷	۱۴۷/۱۳	۳
۸	۲۰۰/۱۶	۳
۹	۱۰۸/۷۲	۳
۱۰	۱۲۳/۵۸	۳
۱۱	۱۷۸/۴۱	۳
۱۲	۸۵/۴۰	۳

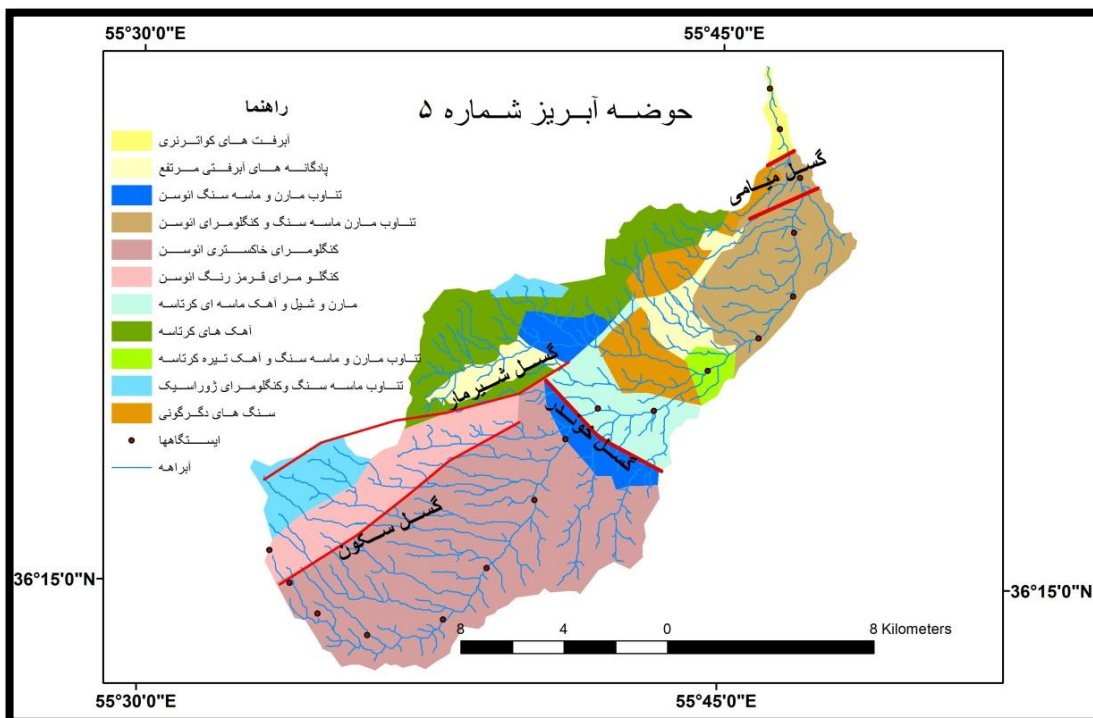


شکل ۴-۲۵ پراکندگی شاخص SL در منطقه مورد مطالعه (قسمت سفید رنگ نقشه به دلیل نبود اطلاعات شاخص در آن منطقه است)

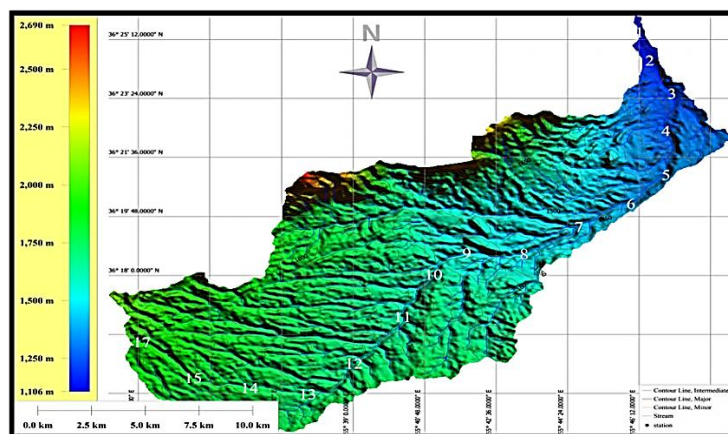
۴-۸-۱ حوضه شماره ۵

این حوضه از کنگلومراهای ائوسن پایینی در شرق ارتفاعات میامی سرچشمه گرفته و پس از عبور از تناوب ماسه‌سنگ و مارن ائوسن پایینی و در مناطقی کم وسعت از روی سنگ‌های آهکی کرتاسه و کنگلومرای نئوژن عبور کرده و وارد تناوب ماسه مارن و کنگلومرای ائوسن میانی شده و در نهایت به آبرفت‌های کواترنری دشت میامی می‌ریزد (شکل ۴-۲۵ و ۴-۲۶). مقدار عددی شاخص SL در جدول (۴-۶) آورده شده است. نمودار شکل ۴-۲۷ نشان دهنده شاخص SL هر ایستگاه را به ترتیب نشان می‌دهد.

پایین بودن شاخص SL در ایستگاه شماره ۱ مربوط به آبرفت‌های کواترنری می‌باشد. زیاد بودن شاخص در ایستگاه شماره ۲ و ۳ مربوط به گسل میامی می‌باشد. زیاد بودن شاخص در ایستگاه شماره ۹ مربوط به گسل خوندر و زیاد بودن شاخص در ایستگاه شماره ۱۰ مربوط به تغییر لیتولوژی می‌باشد.



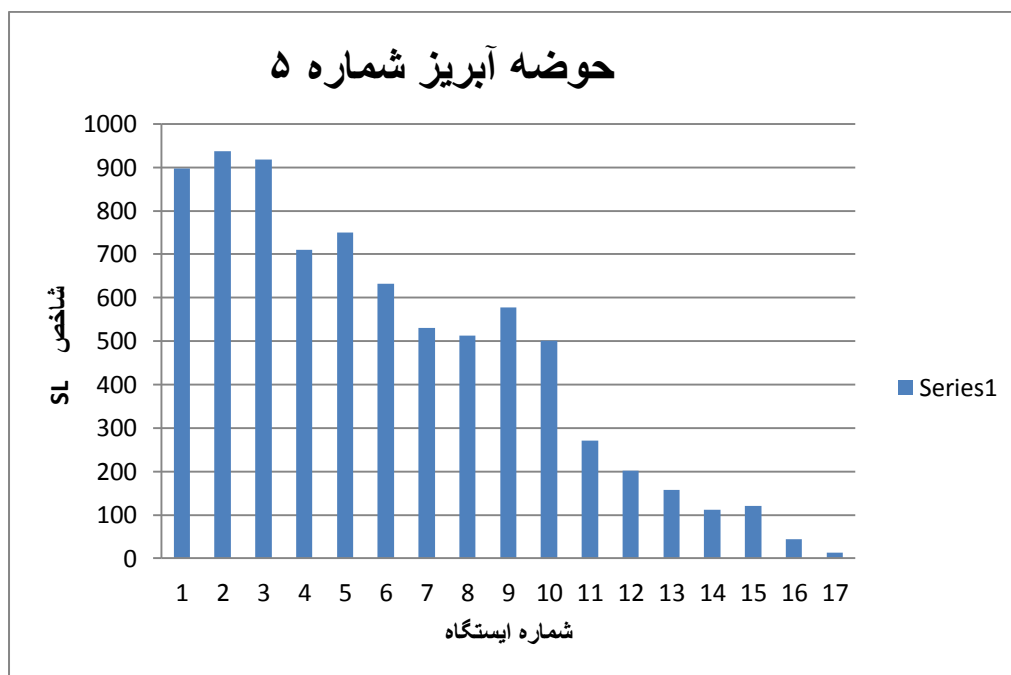
شکل ۴-۲۶ لیتولوژی و موقعیت گسل‌های موجود در حوضه شماره ۵ جهت تفسیر شاخص SL



شکل ۴-۲۷ تصویر DEM حوضه آبریز شماره ۵ با ایستگاه‌ها مشخص شده جهت محاسبه شاخص SL

جدول ۴-۶ اطلاعات لازم جهت محاسبه شاخص SL حوضه آبریز شماره ۵

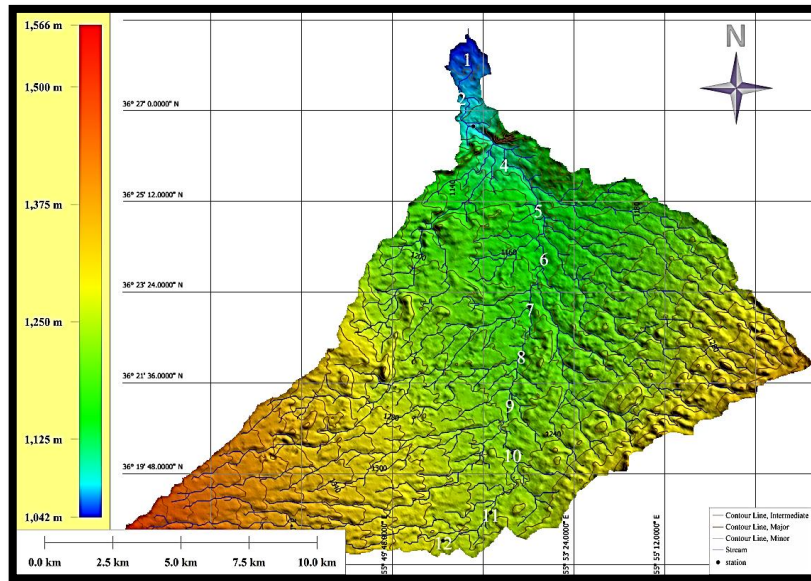
Station	Height(m)	$\Delta H(m)$	$\Delta L(m)$	L(m)	SL
۱	۱۱۱۰-۱۱۵۰	۴۰	۱۷۷۱	۳۹۷۱۰	۸۹۶/۸۹
۲	۱۱۵۰-۱۲۰۰	۵۰	۲۰۱۱	۳۷۷۱۳	۹۳۷/۶۷
۳	۱۲۰۰-۱۲۵۰	۵۰	۱۹۴۰	۳۵۵۹۶	۹۱۷/۴۲
۴	۱۲۵۰-۱۳۰۰	۵۰	۲۳۴۳	۳۳۲۸۸	۷۱۰/۳۷
۵	۱۳۰۰-۱۳۵۰	۵۰	۲۰۶۰	۳۰۹۰۷	۷۵۰/۱۷
۶	۱۳۵۰-۱۴۰۰	۵۰	۲۲۵۸	۲۸۵۷۶	۶۳۲/۷۷
۷	۱۴۰۰-۱۴۵۰	۵۰	۲۴۵۵	۲۶۰۵۹	۵۳۰/۷۳
۸	۱۴۵۰-۱۵۰۰	۵۰	۲۲۹۲	۲۳۵۲۳	۵۱۳/۱۵
۹	۱۵۰۰-۱۵۵۰	۵۰	۱۸۴۴	۲۱۳۰۸	۵۷۷/۷۷
۱۰	۱۵۵۰-۱۶۰۰	۵۰	۱۹۲۶	۱۹۲۸۶	۵۰۰/۶۷
۱۱	۱۶۰۰-۱۶۵۰	۵۰	۳۰۵۷	۱۶۰۰۶	۲۷۱/۶۱
۱۲	۱۶۵۰-۱۷۰۰	۵۰	۳۲۹۳	۱۳۲۴۱	۲۰۱/۰۵
۱۳	۱۷۰۰-۱۷۵۰	۵۰	۳۱۱۱	۹۷۶۵	۱۵۶/۹۴
۱۴	۱۷۵۰-۱۸۰۰	۵۰	۲۷۴۷	۶۱۵۹	۱۱/۱۰
۱۵	۱۸۰۰-۱۸۵۰	۵۰	۱۴۲۰	۴۳۲۸	۱۲۰/۷۰
۱۶	۱۸۵۰-۱۹۰۰	۵۰	۱۸۰۴	۱۵۷۹	۴۳/۷۶
۱۷	۱۹۰۰-۱۹۲۶	۲۶	۶۲۴	۳۱۲	۱۳/۰۰



شکل ۴-۲۸ نمودار شاخص SL در حوضه آبریز شماره ۵

۴-۸-۲ حوضه آبریز شماره ۶

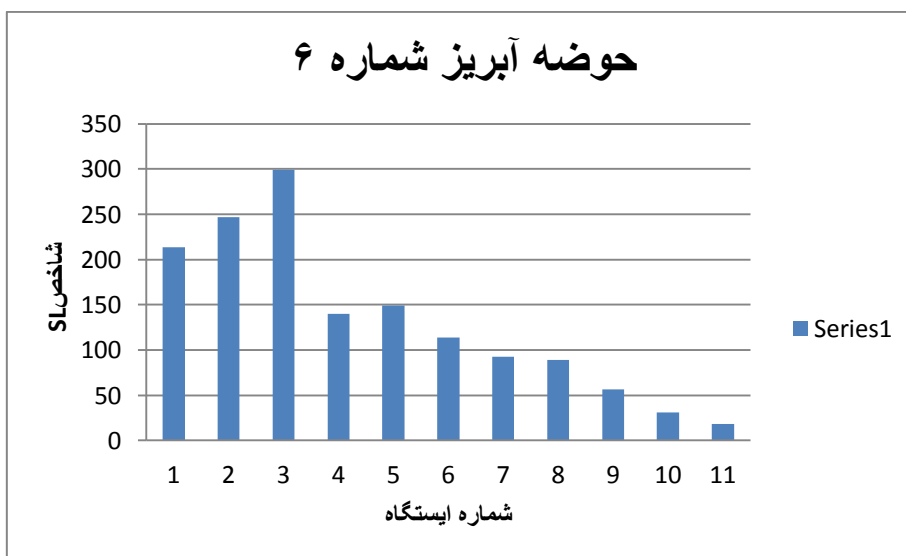
این حوضه از آبرفت‌های کواترنری جنوب سه راهی بیارجمند سرچشمه گرفته و بعد از عبور از مارن های ائوسن میانی وارد آندزیت‌های ائوسن میانی شده و در محدوده بسیار کوچک از تناوب ماسه‌سنگ کنگلومرا و مارن عبور کرده و پس از گذر از روی گسل میامی وارد آبرفت‌های دشت میامی می‌شود. کم بودن شاخص SL در ایستگاه‌های ۱ و ۲ به خاطر آبرفت‌های کواترنری و زیاد بودن شاخص در ایستگاه شماره ۳ به دلیل نزدیک شدن به گسل میامی است کم بودن شاخص در ایستگاه ۴ به دلیل وجود آندزیت در این ایستگاه می‌باشد. شکل ۴-۲۸ تصویر DEM حوضه آبریز شماره ۶ با ایستگاه‌ها مشخص شده جهت محاسبه شاخص SL را نشان می‌دهد. اطلاعات لازم جهت محاسبه شاخص SL حوضه آبریز شماره ۶ در جدول (۴-۷) آورده شده است. نمودار شکل ۴-۲۹ شاخص SL هر ایستگاه را به ترتیب نشان می‌دهد.



شکل ۴-۲۹ تصویر DEM حوضه آبریز شماره ۶ با ایستگاه‌ها مشخص شده جهت محاسبه شاخص SL

جدول ۴-۷ اطلاعات لازم جهت محاسبه شاخص SL حوضه آبریز شماره ۶

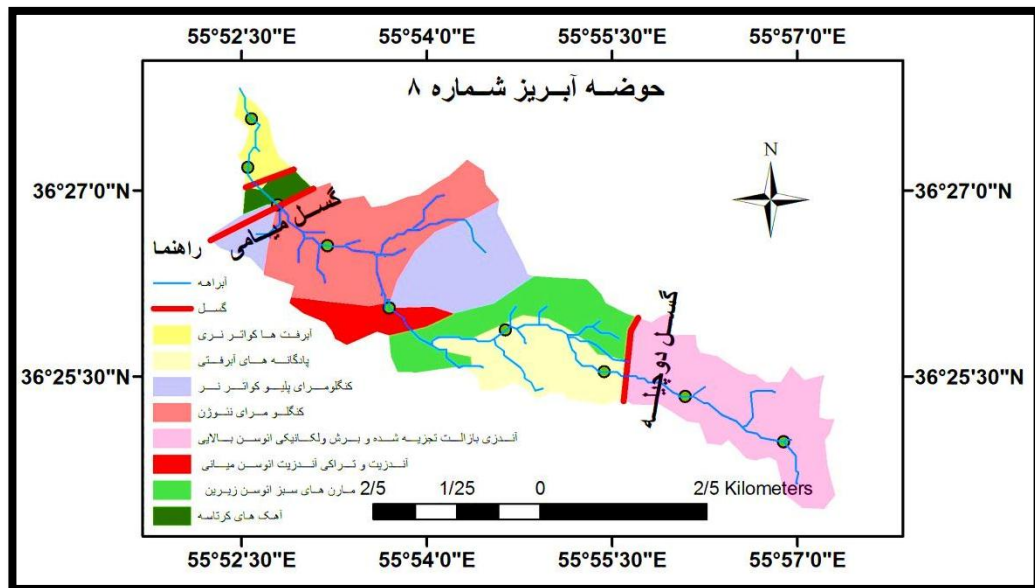
Station	Height(m)	$\Delta H(m)$	$\Delta L(m)$	L(m)	SL
۱	۱۰۴۰-۱۰۶۰	۱۸	۱۶۹۹	۲۰۱۸۹	۲۱۳/۸۹
۲	۱۰۶۰-۱۰۸۰	۲۰	۱۴۸۷	۱۸۳۷۳	۲۴۷/۱۱
۳	۱۰۸۰-۱۱۰۰	۲۰	۱۱۲۸	۱۶۸۶۱	۲۹۸/۹۵
۴	۱۱۰۰-۱۱۲۰	۲۰	۲۱۵۷	۱۵۱۶۶	۱۴۰/۱۶
۵	۱۱۲۰-۱۱۴۰	۲۰	۱۷۳۷	۱۲۹۶۱	۱۴۹/۲۳
۶	۱۱۴۰-۱۱۶۰	۲۰	۱۹۱۰	۱۰۸۷۵	۱۱۳/۸۷
۷	۱۱۶۰-۱۱۸۰	۲۰	۱۹۰۲	۸۷۹۲	۹۲/۴۵
۸	۱۲۰۰-۱۲۲۰	۲۰	۱۵۷۴	۷۰۳۲	۸۹/۳۵
۹	۱۲۲۰-۱۲۴۰	۲۰	۱۸۴۹	۵۲۲۷	۵۶/۵۴
۱۰	۱۲۴۰-۱۲۶۰	۲۰	۲۰۲۸	۳۱۰۹	۳۰/۶۶
۱۱	۱۲۶۰-۱۲۵۵	۱۵	۱۰۷۸	۱۰۰۲	۱۸/۵۹



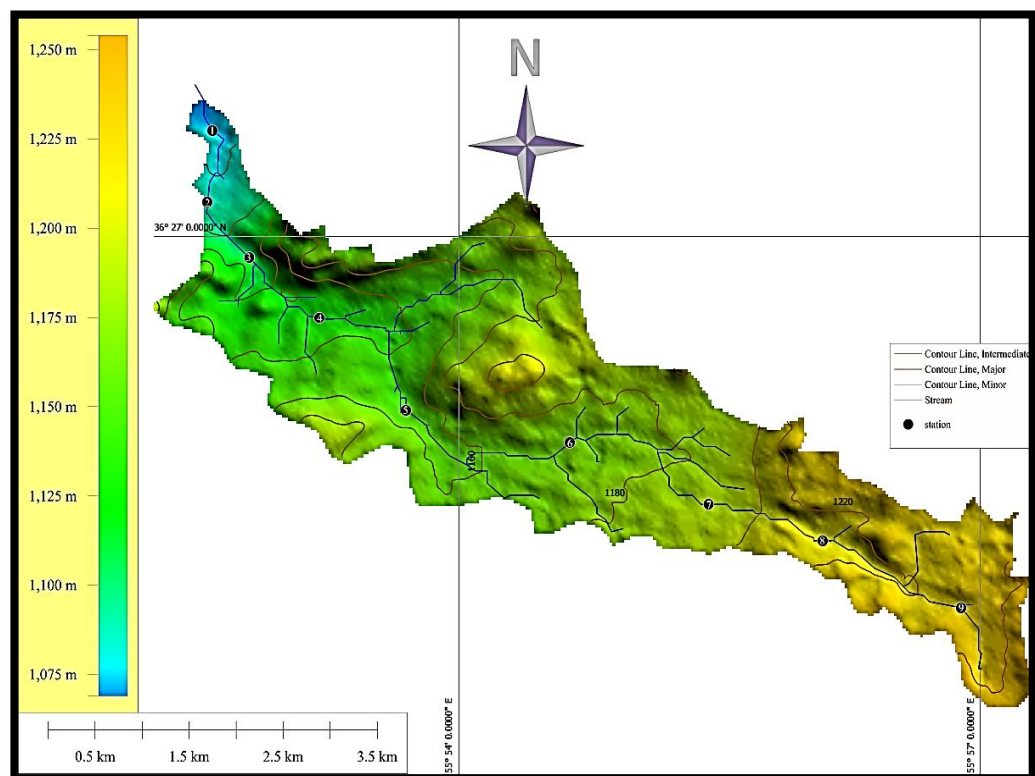
شکل ۴-۳۰ نمودار مربوط شاخص SL حوضه آبریز شماره ۶

۴-۸-۳ حوضه آبریز شماره ۸

این حوضه آبریز از آندزیت بازالت تجزیه شده و برش‌های ولکانیکی ائوسن بالای سرچشمه گرفته و پس از عبور از مارن‌های ائوسن از روی کنگلومرای نئوژن و در منطقه محدود از روی سنگ‌های آهکی کرتاسه عبور کرده و با گذشتن از روی گسل میامی وارد آبرفت‌ها دشت میامی می‌شود. کم بودن شاخص SL در ایستگاه ۱ به دلیل آبرفتی بودن آن قسمت است و زیاد بودن ایستگاه ۲ و ۳ مربوط به نزدیک بودن گسل میامی می‌باشد. زیاد بودن شاخص در ایستگاه شماره ۷ مربوط به نزدیک شدن به گسل دوچپله می‌باشد (شکل ۴-۳۱). شکل ۴-۳۲ تصویر DEM حوضه آبریز شماره ۸ با ایستگاه‌ها مشخص شده جهت محاسبه شاخص SL را نشان می‌دهد. اطلاعات لازم جهت محاسبه شاخص SL حوضه آبریز شماره ۸ در جدول (۴-۸) آورده شده است. نمودار شکل ۴-۳۳ شاخص SL هر ایستگاه را به ترتیب نشان می‌دهد.



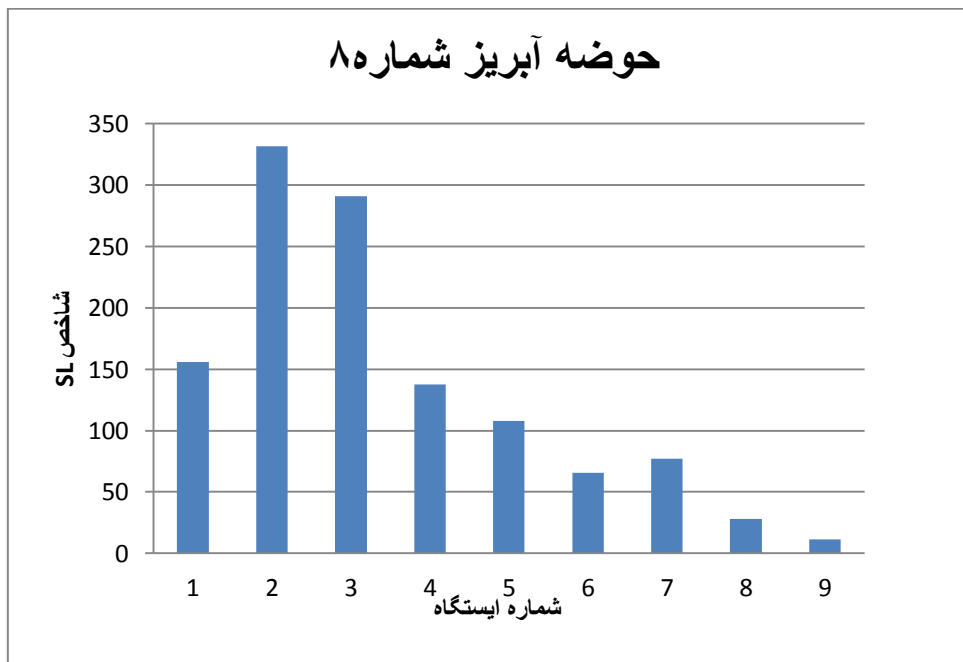
شکل ۴-۳۱ لیتولوژی و موقعیت گسل‌های موجود در حوضه شماره ۸ جهت تفسیر شاخص SL



شکل ۴-۳۲ تصویر DEM حوضه آبریز شماره ۸ با ایستگاه‌ها مشخص شده جهت محاسبه شاخص SL

جدول ۸-۴ اطلاعات لازم جهت محاسبه شاخص SL حوضه آبریز شماره ۸

Station	Height(m)	$\Delta H(m)$	$\Delta L(m)$	L(m)	SL
۱	۱۰۶۹-۱۰۸۰	۱۱	۷۶۵	۱۰۸۴۶	۱۵۵/۹۶
۲	۱۱۸۰-۱۱۰۰	۲۰	۶۰۸	۱۰۰۸۰	۳۳۱/۵۸
۳	۱۱۰۰-۱۱۲۰	۲۰	۶۴۷	۹۴۰۵	۲۹۰/۷۳
۴	۱۱۲۰-۱۱۴۰	۲۰	۱۲۱۴	۸۳۵۲	۱۳۷/۵۹
۵	۱۱۴۰-۱۱۶۰	۲۰	۱۲۷۱	۶۸۵۳	۱۰۷/۸۴
۶	۱۱۶۰-۱۱۸۰	۲۰	۱۵۵۶	۵۱۲۵	۶۵/۸۷
۷	۱۱۸۰-۱۲۰۰	۲۰	۹۴۲	۳۶۲۴	۷۶/۹۴
۸	۱۲۰۰-۱۲۲۰	۲۰	۱۵۸۱	۲۲۲۶	۲۸/۱۶
۹	۱۲۲۰-۱۲۴۰	۲۰	۱۲۱۷	۶۹۱	۱۱/۳۶

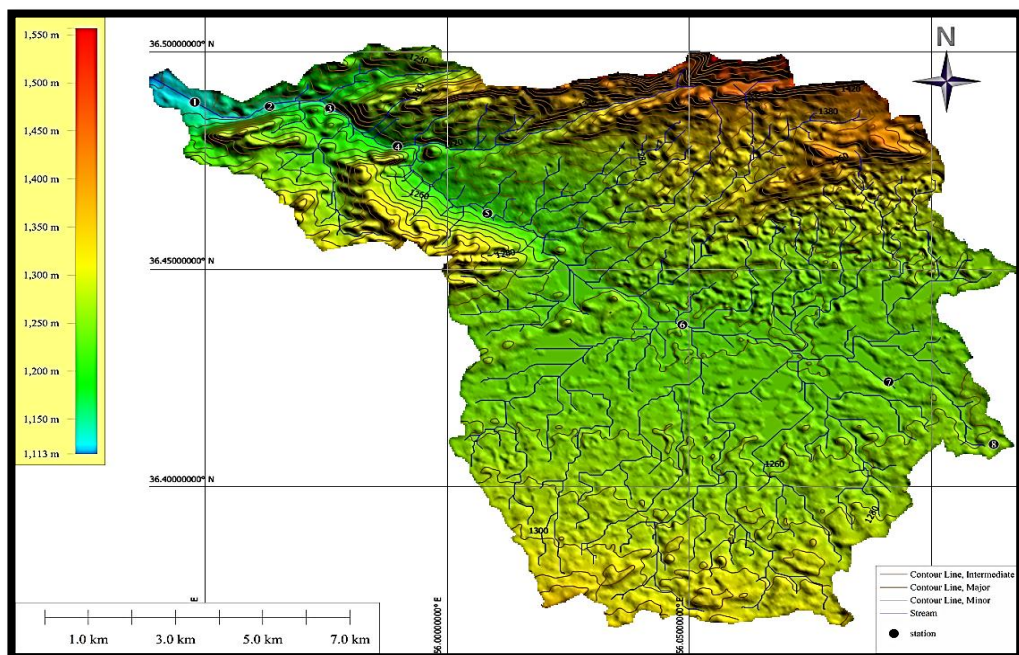


شکل ۳۳-۴ نمودار مربوط شاخص SL حوضه آبریز شماره ۸

۴-۸-۴ حوضه آبریز شماره ۱۱

این حوضه از سنگ‌های آتشفشانی جنوب کاروان‌سرای میان‌دشت که عمدتاً از توف، برش با ترکیب

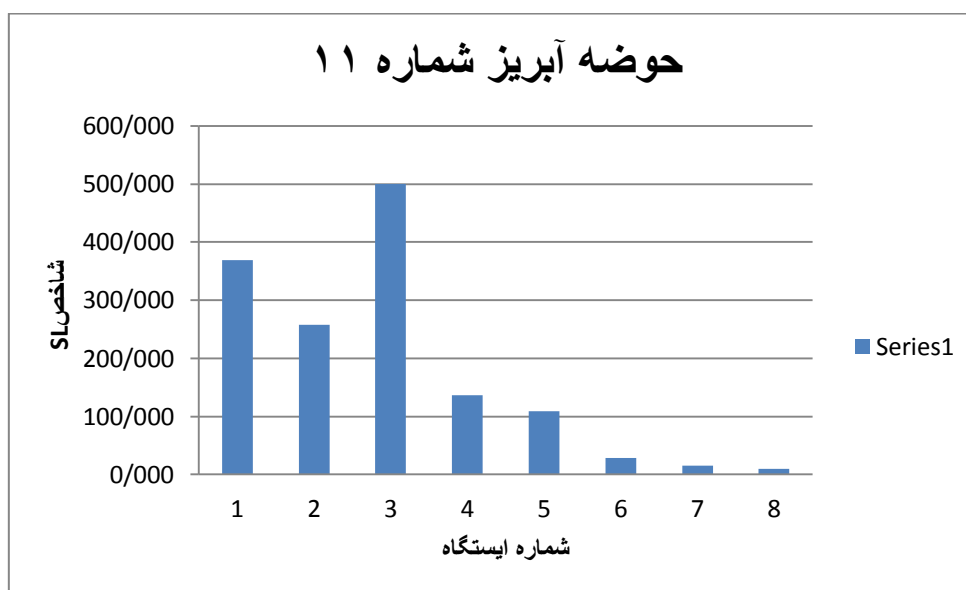
بازالتی و آندزیتی بوجود آمده سرچشمه می‌گیرد و به دلیل مقاومت کم در مقابل فرسایش شاخص SL در این محدوده که ایستگاه‌های ۷ و ۸ را شامل می‌شود بسیار کم است و در ادامه وارد آبرفت‌های کوتاه‌تری اطراف کاروان‌سرا شده (ایستگاه شماره ۶) و بعد از آن وارد منطقه از جنس کنگلومرای پلیوکواترنری می‌شود که باعث افزایش شاخص در ایستگاه‌های ۴ و ۵ می‌شود. مقدار شاخص در این منطقه اختلاف فاحشی با ایستگاه‌های ذکر شده قبلی دارد. با عبور از گسل میامی که باعث افزایش شاخص به طور عمده در ایستگاه شماره ۳ شده وارد آبرفت‌های دشت شمال میامی می‌شود. همانطور که در نمودار شکل ۴-۳۴ مشخص است بیشترین مقدار شاخص SL در این حوضه مربوط به ایستگاه شماره ۳ بوده که نزدیک‌ترین ایستگاه به گسل میامی است. شکل ۴-۳۳ تصویر DEM حوضه آبریز شماره ۱۱ با ایستگاه‌ها مشخص شده جهت محاسبه شاخص SL را نشان می‌دهد. اطلاعات لازم جهت محاسبه شاخص SL این حوضه آبریز در جدول (۴-۹) آورده شده است. نمودار شکل ۴-۳۴ شاخص SL هر ایستگاه را به ترتیب نشان می‌دهد.



شکل ۴-۳۴ تصویر DEM حوضه آبریز شماره ۱۱ با ایستگاه‌ها مشخص شده جهت محاسبه شاخص SL

جدول ۹-۴ اطلاعات لازم جهت محاسبه شاخص SL حوضه آبریز شماره ۱۱

station	height(m)	$\Delta H(m)$	$\Delta L(m)$	L(m)	SL
۱	۱۱۳۴-۱۱۴۰	۶	۳۲۷	۲۰۱۰۷	۳۶۸/۹۳۶
۲	۱۱۴۰-۱۱۶۰	۲۰	۱۴۸۸	۱۹۱۵۴	۲۵۷/۴۴۶
۳	۱۱۶۰-۱۱۸۰	۲۰	۷۱۹	۱۷۹۸۹	۵۰۰/۳۸۹
۴	۱۱۸۰-۱۲۰۰	۲۰	۲۳۵۴	۱۶۱۳۹	۱۳۷/۱۲۰
۵	۱۲۰۰-۱۲۲۰	۲۰	۲۴۴۳	۱۳۲۸۰	۱۰۸/۷۱۹
۶	۱۲۲۰-۱۲۴۰	۲۰	۵۹۴۷	۸۵۳۴	۲۸/۷۰۰
۷	۱۲۴۰-۱۲۶۰	۲۰	۳۶۸۶	۲۹۰۱	۱۵/۷۴۱
۸	۱۲۶۰-۱۲۸۰	۲۰	۶۱۰	۳۱۳	۱۰/۲۶۲



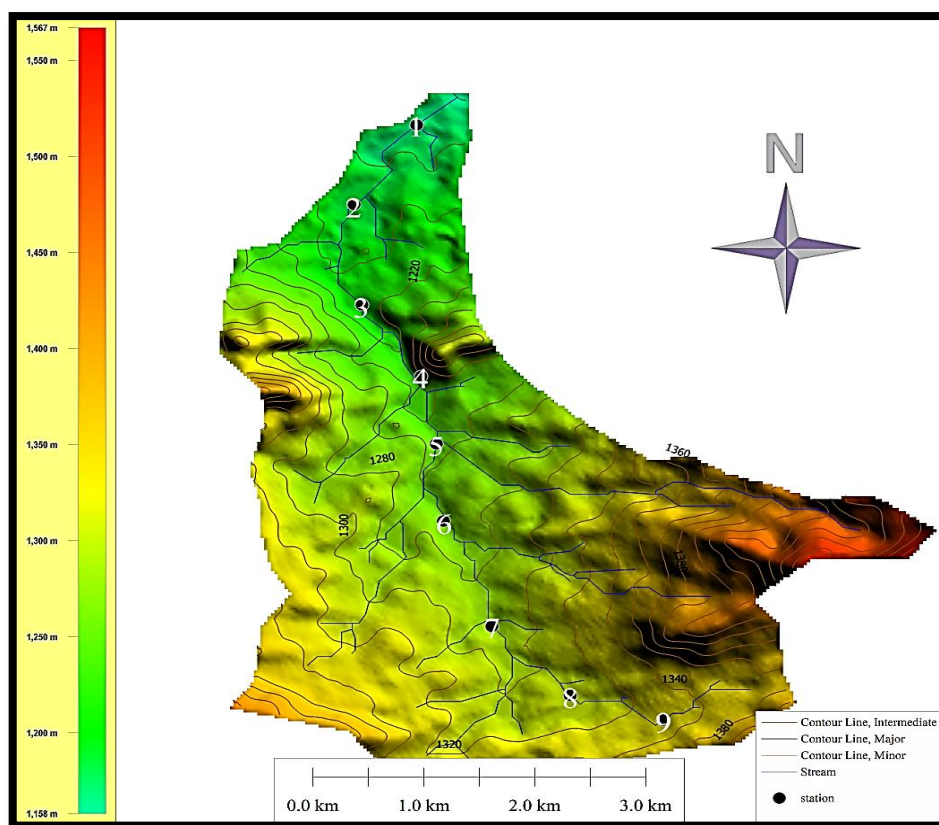
شکل ۳۵-۴ نمودار مربوط به شاخص SL حوضه آبریز شماره ۱۱

۴-۸-۵ حوضه آبریز شماره ۱۲

این حوضه آبریز از کنگلومرهای نئوژن سرچشمه گرفته و پس عبور از آهک‌های کرتاسه که به صورت

محدود وجود دارند از روی گسل میامی عبور کرده و وارد آبرفت‌های قدیمی شده و در نهایت به آبرفت‌های جدید دشت میامی می‌ریزد، کم بودن شاخص SL در ایستگاه ۱ به دلیل وجود آبرفت هاست و زیاد بودن قابل ملاحظه آن در ایستگاه ۴ نسبت به بقیه ایستگاه‌ها به دلیل نزدیک شدن به گسل میامی می‌باشد. در بقیه ایستگاه‌ها یعنی از ایستگاه ۵ تا ۹ به طور عادی شاخص کم می‌شود.

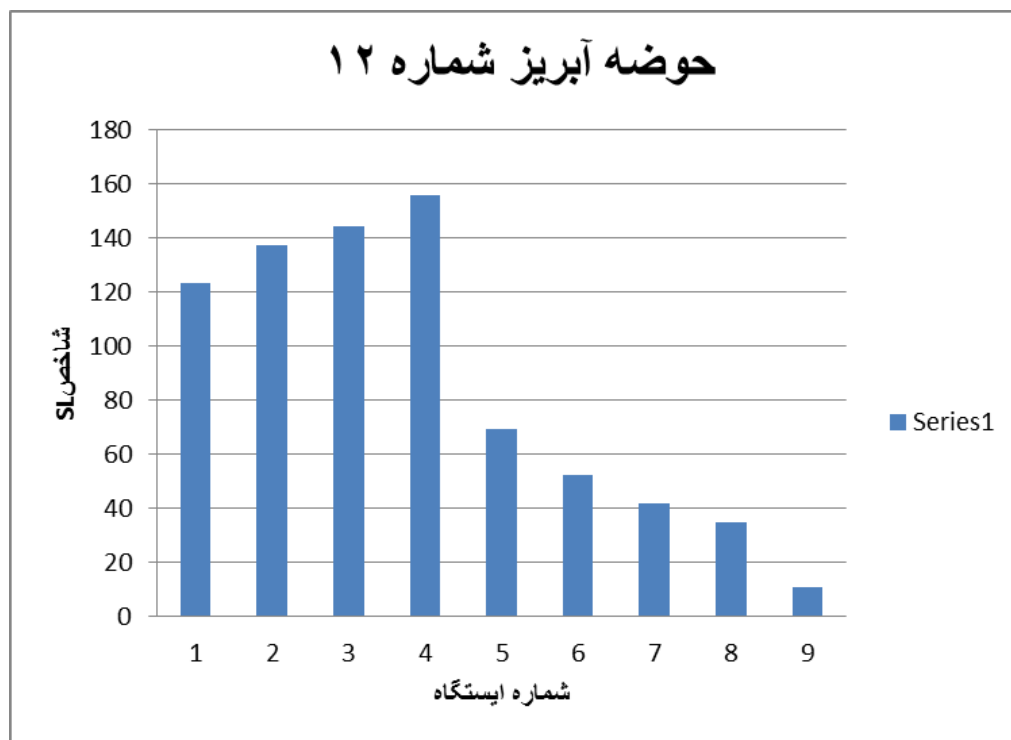
شکل ۴-۳۶ تصویر DEM حوضه آبریز شماره ۱۲ با ایستگاه‌ها مشخص شده جهت محاسبه شاخص SL را نشان می‌دهد. اطلاعات لازم جهت محاسبه شاخص SL این حوضه آبریز در جدول (۴-۹) آورده شده است. نمودار شکل ۴-۳۷ شاخص SL هر ایستگاه را به ترتیب نشان می‌دهد.



شکل ۴-۳۶ تصویر DEM حوضه آبریز شماره ۱۲ با ایستگاه‌ها مشخص شده جهت محاسبه شاخص SL

جدول ۱۰-۴ اطلاعات لازم جهت محاسبه شاخص SL حوضه آبریز شماره ۱۲

Station	Height(m)	$\Delta H(m)$	$\Delta L(m)$	L(m)	SL
۱	۱۱۸۵-۱۲۰۰	۱۵	۸۸۱	۷۲۴۶	۱۲۳/۳۷۱
۲	۱۲۰۰-۱۲۲۰	۲۰	۹۱۸	۶۲۹۲	۱۳۷/۰۸۱
۳	۱۲۲۰-۱۲۴۰	۲۰	۷۵۴	۵۴۳۶	۱۴۴/۱۹۱
۴	۱۲۴۰-۱۲۶۰	۲۰	۶۰۷	۴۷۲۹	۱۵۵/۸۱۵
۵	۱۲۶۰-۱۲۸۰	۲۰	۱۱۰۵	۳۸۱۶	۶۹/۰۶۸
۶	۱۲۸۰-۱۳۰۰	۲۰	۱۰۲۳	۲۶۶۲	۵۲/۰۴۳
۷	۱۳۰۰-۱۳۲۰	۲۰	۷۸۸	۱۶۴۶	۴۱/۷۷۷
۸	۱۳۲۰-۱۳۴۰	۲۰	۴۹۵	۸۵۵	۳۴/۵۴۵
۹	۱۳۴۰-۱۳۶۰	۲۰	۵۵۱	۲۹۶	۱۰/۷۴۴



شکل ۳۷-۴ نمودار مربوط به شاخص SL حوضه آبریز شماره ۱۲

۴-۹ شاخص انتگرال هیپسومتری و منحنی هیپسومتری (Hi)

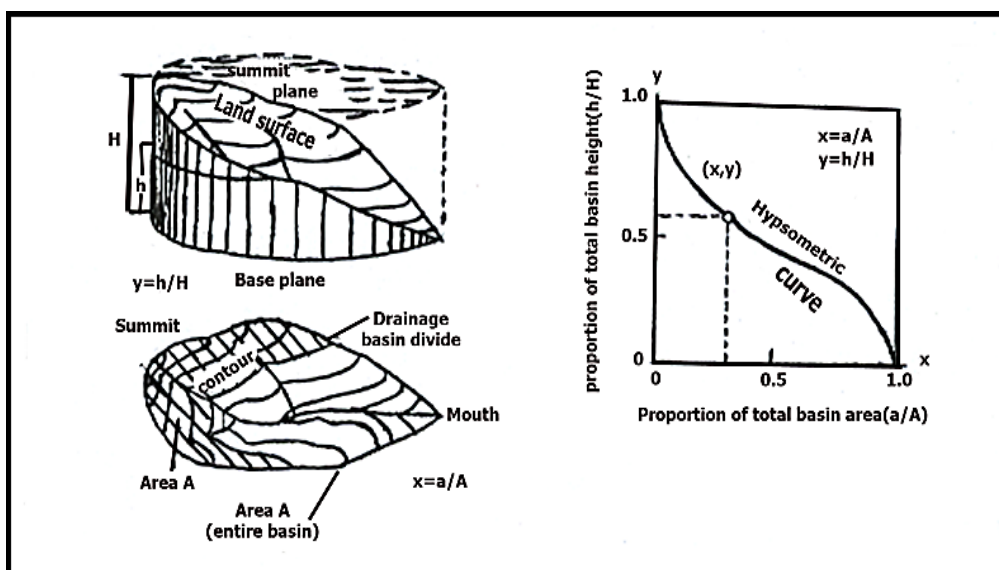
منحنی‌های هیپسومتریک توزیع ارتفاعات را در یک بخش از زمین، از یک حوضه زهکشی تا کل یک سیاره را توصیف می‌کنند. منحنی‌ها با نشان دادن ارتفاع کلی حوضه (ارتفاع نسبی) در برابر مساحت کلی حوضه (مساحت نسبی) در یک نمودار بدست می‌آیند. شکل ۴-۳۸ یک منحنی هیپسومتریک برای یک حوضه زهکشی مستقر در روی یک شیب یکنواخت و چگونگی ایجاد یک منحنی را نشان می‌دهد. در اینجا حوضه زهکشی شامل ۱۰ خط تراز می‌باشد. مساحت کلی حوضه (A) مجموع سطوح بین هر یک از زوجهای خطوط کانتور همجوار می‌باشد. مساحت (a)، سطحی از یک حوضه است که بالای یک خط ارتفاعی معلوم (h) قرار دارد. مقدار مساحت نسبی (a/A) همیشه از ۱ (پایین‌ترین نقطه در یک حوضه) تا صفر (بالاترین نقطه در حوضه) تغییر می‌کند و مقدار ارتفاع نسبی همیشه از صفر (در پایین‌ترین نقطه در حوضه) تا ۱ (در بالاترین نقطه در حوضه) در تغییر است (Strahler, 1952).

یکی از مزایای منحنی‌های هیپسومتریک نسبت به سایر شاخص‌های مورفومتری این است که حوضه‌های زهکشی با اندازه‌های متفاوت را می‌توان با یکدیگر مقایسه کرد، زیرا مساحت و ارتفاع به عنوان تابعی از ارتفاع و مساحت کلی رسم شده‌اند. یعنی منحنی‌های هیپسومتریک مستقل از تفاوت حوضه‌ها از نظر برجستگی و اندازه می‌باشند. یک روش ساده برای مشخص کردن شکل منحنی هیپسومتریک برای یک حوضه زهکشی معلوم این است که انتگرال هیپسومتریک محاسبه شود. انتگرال هیپسومتریک به صورت مساحت زیر منحنی هیپسومتریک مشخص می‌شود. یکی از راه‌های محاسبه انتگرال برای یک منحنی مشخص در زیر آورده شده است:

$$\text{رابطه (۴-۵)} \quad \text{مقدار عددی انتگرال هیپسومتری} = \frac{H_{\text{mean}} - H_{\text{min}}}{H_{\text{max}} - H_{\text{min}}}$$

بنابراین فقط سه مقدار که به راحتی از نقشه‌های توپوگرافی بدست می‌آیند، برای محاسبه انتگرال لازم می‌باشند. ماکزیمم و می‌نیمم ارتفاع را می‌توان مستقیماً از روی نقشه خواند. ارتفاع میانگین را

می‌توان از طریق محاسبه میانگین حداقل ۵۰ نقطه ارتفاعی در روی نقشه بدست آورد یا می‌توان از مدل‌های دیجیتالی ارتفاعی (DEM) در نرم افزار Global Mapper 12 بدست آورد. مقادیر بالای انتگرال هیپسومتریک نشانگر آنست که اغلب توپوگرافی بالاتر از حد میانگین می‌باشند، مانند یک سطح برجستگی ملایم که توسط رودخانه‌های پرشیب بریده شده‌اند. مقادیر متوسط تا کوچک انتگرال‌ها نیز در ارتباط با حوضه‌های زهکش رایج‌تر هستند. مقادیر بالای انتگرال هیپسومتری توپوگرافی جوان و مقادیر عددی متوسط نشانگر توپوگرافی بالغ و مقادیر عددی کم نشانگر توپوگرافی پیر می‌باشد که به صورت زیر طبقه‌بندی می‌شود (El Hamdonuni et al. 2008):



شکل ۴-۳۸ حوضه زهکشی نشان دهنده این است که چگونه یک نقطه (x,y) بر روی منحنی هیپسومتریک مشخص می‌شود. رسم کردن چندین مقدار دیگر (برای ترازهای مختلف) برای h/H , a/A امکان بازسازی منحنی را می‌دهد. (Strahler, 1952)

الف) انتگرال هیپسومتری بزرگتر از ۰/۵ فعالیت تکتونیکی بالا (رده ۱)

ب) انتگرال هیپسومتری ۰/۴-۰/۵ فعالیت تکتونیکی متوسط (رده ۲)

ج) انتگرال هیپسومتری کمتر از ۰/۴ فعالیت تکتونیک پایین (رده ۳)

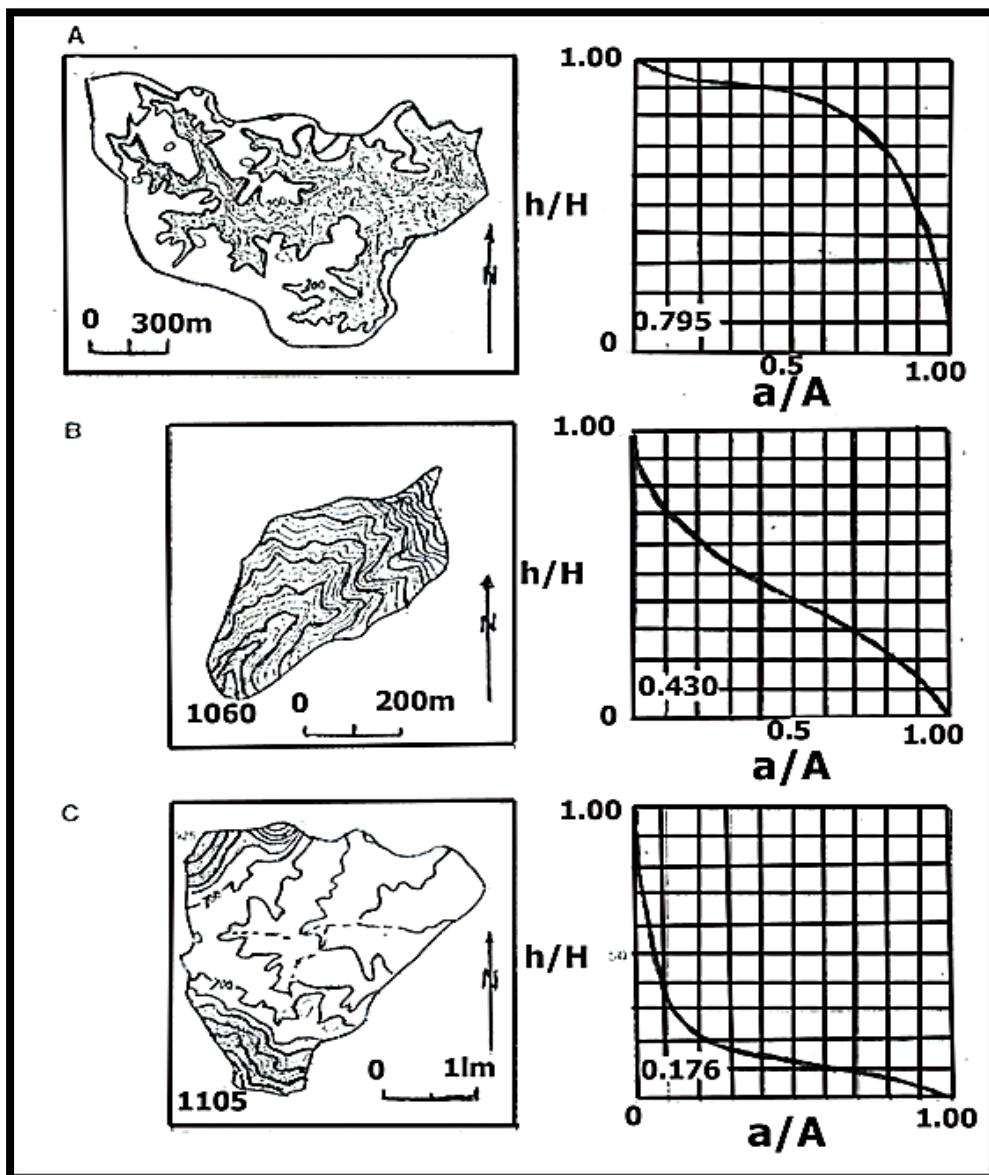
انتگرال هیپسومتری و درجه بریدگی این اجازه را می‌دهد تا از آن بعنوان یک نشانگر برای توصیف یک پدیده در چرخه فرسایشی استفاده کرد. چرخه فرسایشی تکامل تئوریک پدیده‌ها را در چندین مرحله توصیف می‌کند. مرحله جوانی که از ویژگی‌های آن برجستگی‌های خشن و بریدگی‌های پرشیب می‌باشد. مرحله بلوغ که در آن بسیاری از فرایندهای ژئومورفیک به صورت تقریباً متعادل عمل می‌کنند و مرحله پیری که با خصوصیات همچون یک سطح نزدیک به پایه با برجستگی ملایم مشخص می‌شود. مقادیر بالای انتگرال هیپسومتری نشان‌دهنده یک توپوگرافی جوان می‌باشد (شکل ۴-۳۹ A). در مرحله بلوغ، علیرغم کاهش ناهمواری‌ها منحنی هیپسومتری دارای تغییر کمی می‌باشد (شکل ۴-۳۹ B). تکامل بیشتر تا مرحله پیری مقادیر انتگرال را تغییر نمی‌دهد، مگر اینکه آثار فرسایشی ثابت هنوز باقی مانده باشند (شکل ۴-۳۹ C). در این مرحله، توده‌هایی منفردی از سنگهای مقاوم احتمالاً تپه‌های برجسته‌ای را تشکیل می‌دهند که منحنی هیپسومتری شکل طبیعی خود را از دست بدهد. به طور خلاصه، تجزیه و تحلیل هیپسومتری بعنوان یک ابزار قوی در جداسازی مناطق فعال و غیر فعال بکار می‌رود. منحنی هیپسومتری حوضه‌های دوازده گانه رسم گردید برای این کار ابتدا با توجه به ارتفاع حداکثر و حداقل هر حوضه فاصله منحنی میزان تعیین و با استفاده از DEM منطقه در نرم افزار Global mapper رسم و برای تعیین مساحت بالاتر از هر منحنی به صورت Shap file خروجی گرفته و به GIS منتقل گردید و کلاس بندی ارتفاعی آن به صورت اشکال ۴-۳۴ تا ۴-۴۵ در آمده است.

با استفاده از نقشه های کلاسه بندی شده ارتفاعی حوضه های دوازده گانه می‌توان مساحت‌ها و ارتفاعات مورد نیاز (H_{gh}, A_a) را از طریق نرم افزار محاسبه و سپس منحنی‌های هیپسومتری را جهت تفسیر فعالیت تکتونیک رسم نمود (جداول پیوست).

همانطور که ذکر شد منحنی های هیپسومتری که حالت محدب داشته باشند نشان دهنده فعال بودن

منطقه است و چنانچه مقعر باشند نشان دهنده غیرفعال بودن آنهاست.

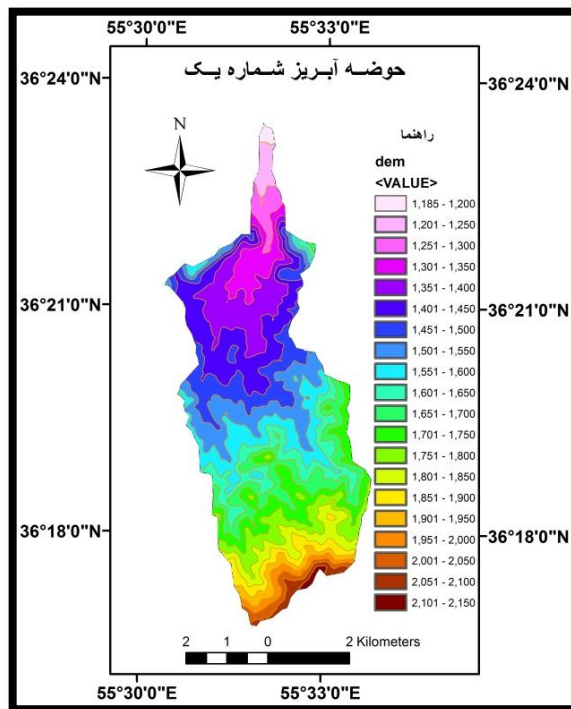
بررسی و محاسبات مقدار عددی انتگرال هیپسومتری و رده‌بندی فعالیت تکتونیکی حوضه‌های آبریز دوازده‌گانه محدوده مورد مطالعه در جدول (۴-۱۱) ارائه شده است. در جدول مذکور ملاحظه می‌شود که حوضه‌های ۷، ۸ و ۱۰ به عنوان حوضه فعال تکتونیکی (رده ۱)، حوضه‌های ۱، ۲، ۶ و ۹ به عنوان فعالیت تکتونیکی متوسط (رده ۲) و بقیه حوضه‌ها با فعالیت پایین تکتونیکی (رده ۳) معرفی شده‌اند.



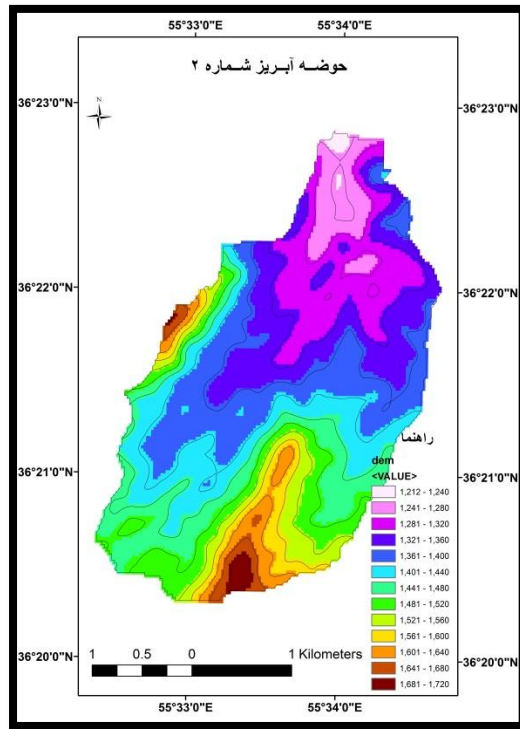
شکل ۴-۳۹ سه مدل (A: توپوگرافی جوان B: توپوگرافی بالغ C: توپوگرافی پیر) از مقادیر متفاوت انتگرال هیپسومتریک (Strahler, 1952)

جدول ۴-۱ مقدار عددی انتگرال هیپسومتری و ارتباط آن با تکتونیک فعال

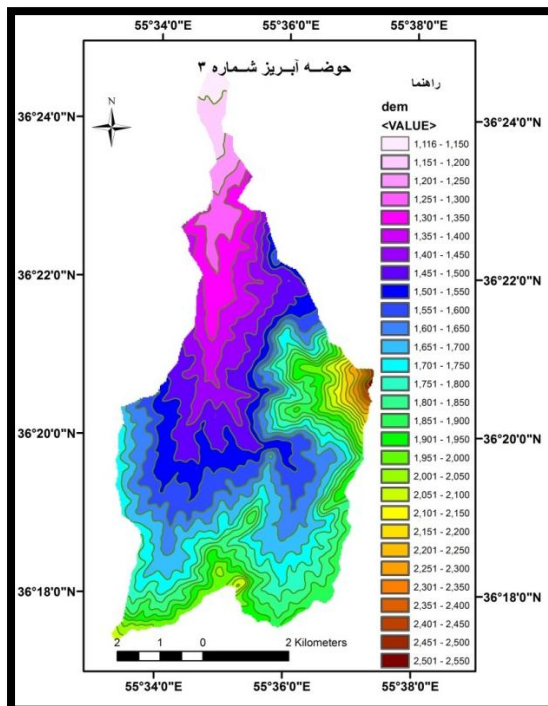
حوضه آبریز	ارتفاع کمینه (متر)	ارتفاع بیشینه (متر)	ارتفاع متوسط (متر)	انتگرال هیپسومتری	رده فعالیت
۱	۱۲۰۵	۲۱۲۷	۱۵۸۷	۰/۴۱۴۰	۲
۲	۱۱۸۷	۱۷۳۸	۱۴۱۱	۰/۴۰۵۸	۲
۳	۱۱۱۶	۲۶۳۷	۱۶۵۷	۰/۳۶۷۲	۳
۴	۱۱۷۶	۲۵۴۰	۱۷۲۱	۰/۳۹۹۷	۳
۵	۱۱۰۶	۲۶۹۱	۱۶۸۵	۰/۳۶۵۲	۳
۶	۱۰۲۴	۱۵۶۷	۱۲۴۹	۰/۴۱۳۶	۲
۷	۱۰۹۷	۱۲۶۹	۱۱۹۵	۰/۵۶۸۱	۱
۸	۱۰۶۹	۱۲۵۴	۱۱۷۷	۰/۵۸۲۹	۱
۹	۱۰۴۵	۱۳۴۱	۱۱۸۷	۰/۴۷۹۳	۲
۱۰	۱۱۰۴	۱۳۳۷	۱۲۵۵	۰/۵۶۱۳	۱
۱۱	۱۱۱۱	۱۵۵۶	۱۲۷۷	۰/۳۷۲۳	۳
۱۲	۱۱۵۲	۱۵۷۳	۱۳۱۰	۰/۳۷۵۳	۳



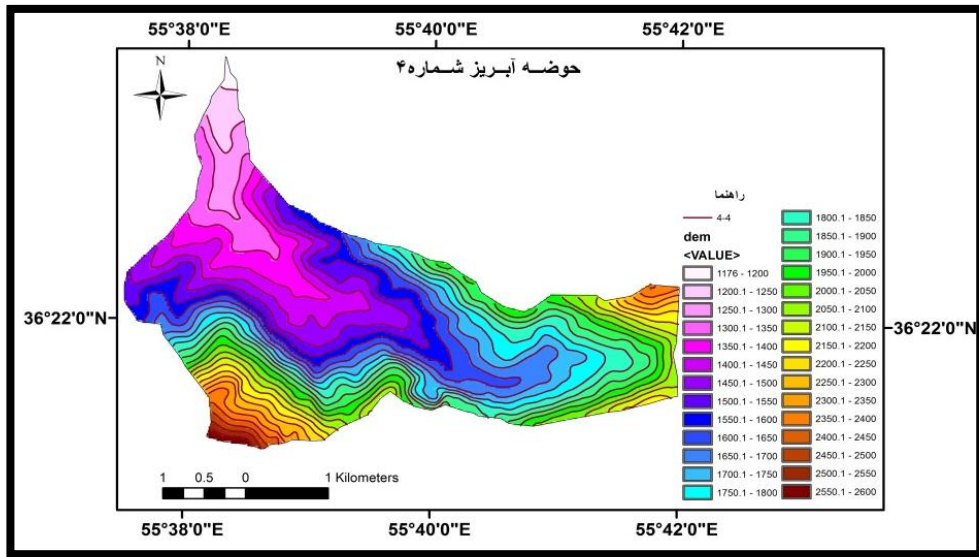
شکل ۴-۴ کلاس‌بندی ارتفاعی حوضه آبریز شماره ۱



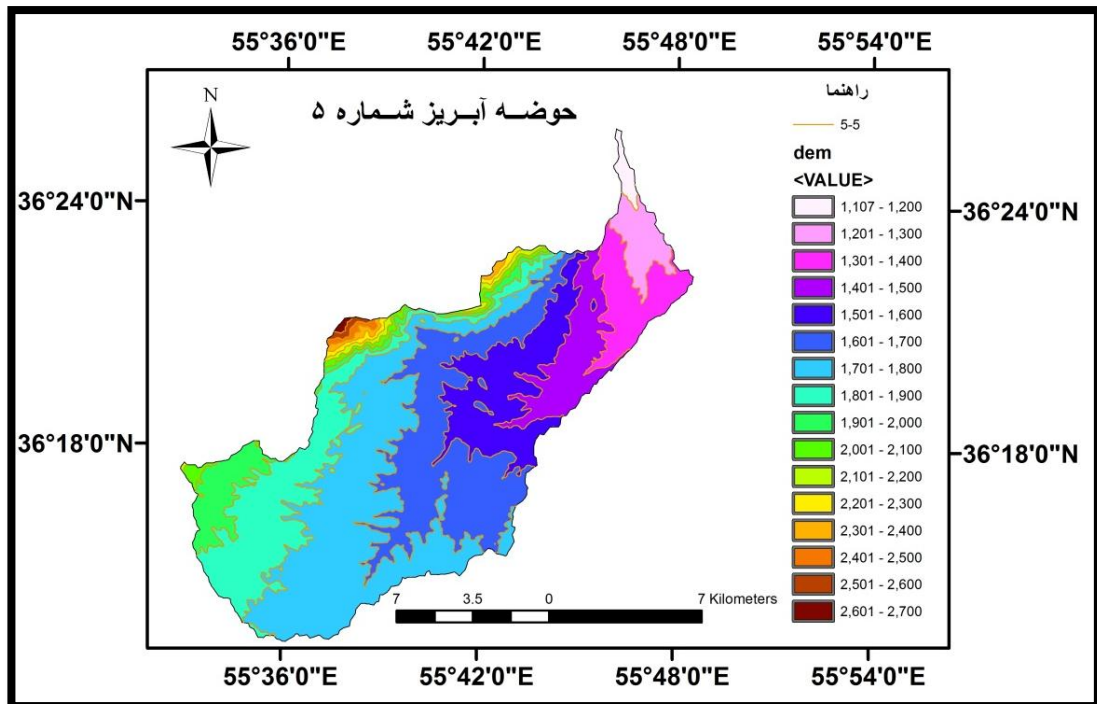
شکل ۴-۴۱ کلاس‌بندی ارتفاعی حوضه آبریز شماره ۲



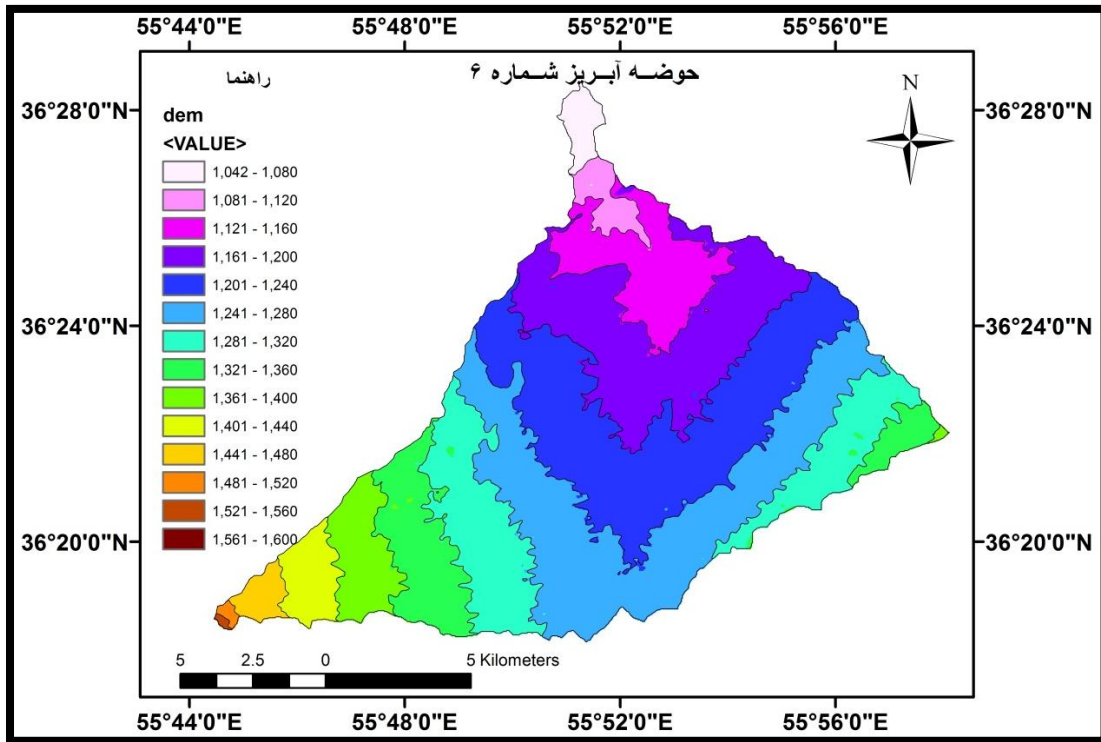
شکل ۴-۴۲ کلاس‌بندی ارتفاعی حوضه آبریز شماره ۳



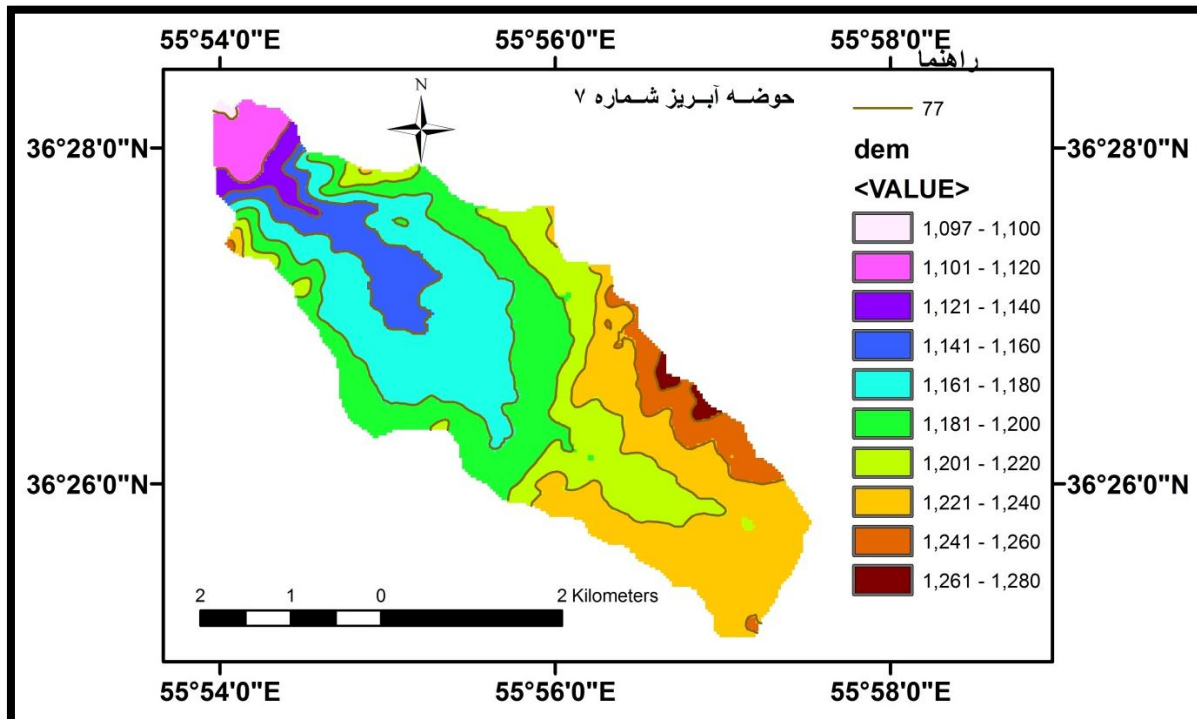
شکل ۴-۴ کلاس‌بندی ارتفاعی حوضه آبریز شماره ۴



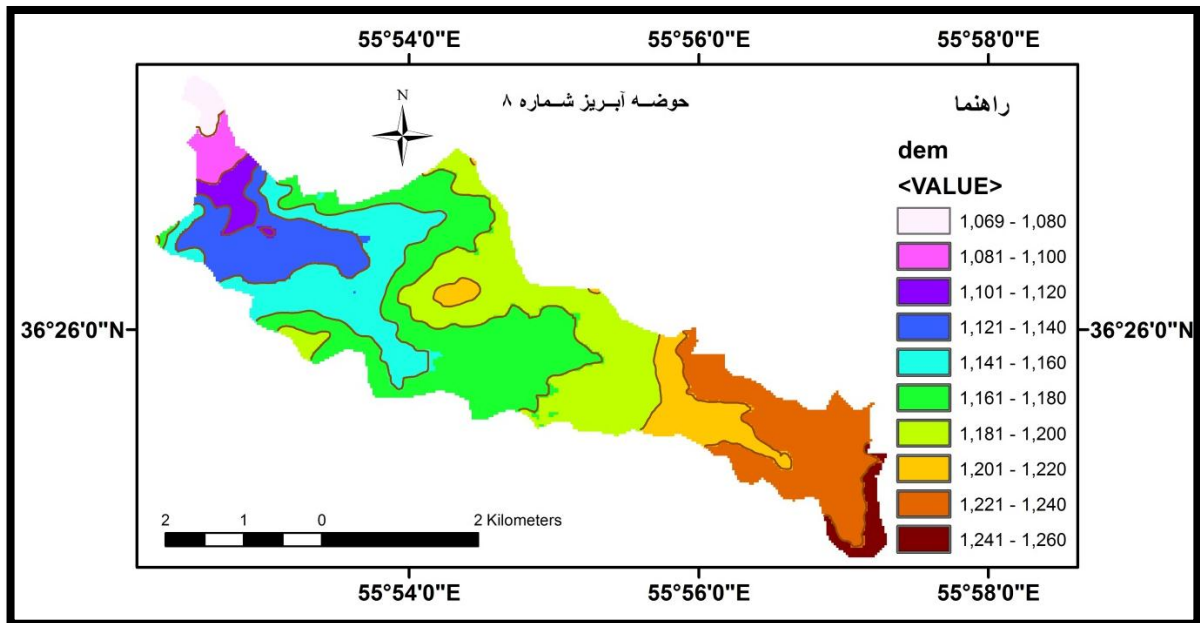
شکل ۴-۴ کلاس‌بندی ارتفاعی حوضه شماره ۵



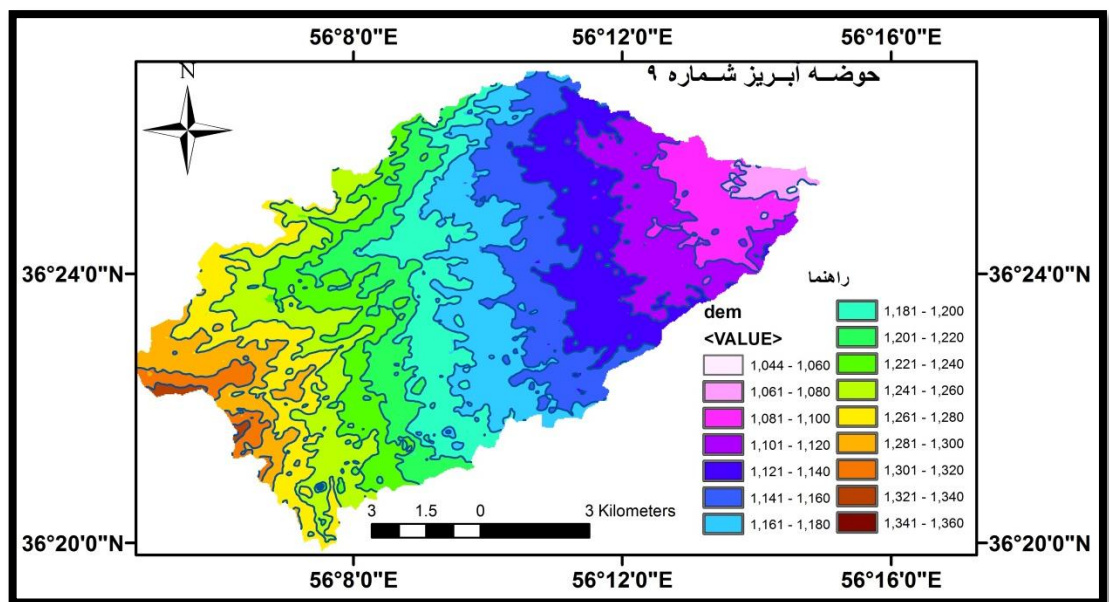
شکل ۴-۴۵ کلاس‌بندی ارتفاعی حوضه شماره ۶



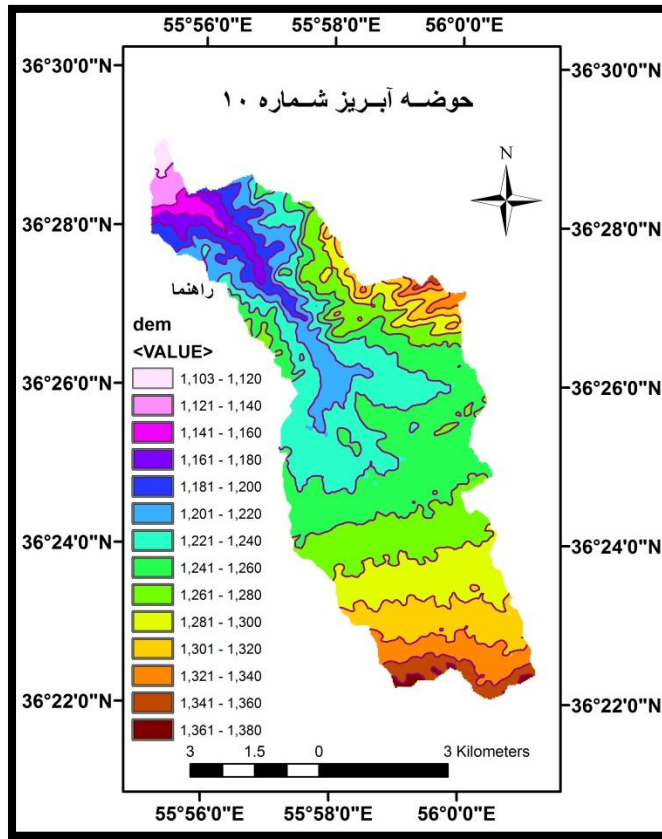
شکل ۴-۴۶ کلاس‌بندی ارتفاعی حوضه شماره ۷



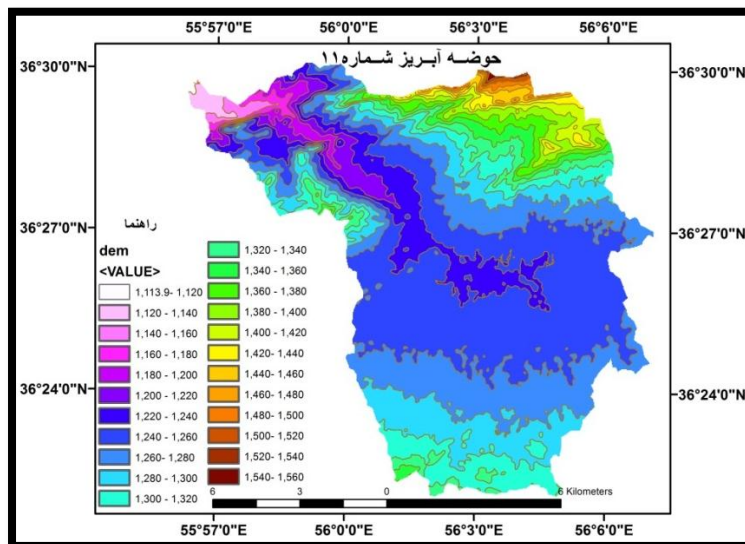
شکل ۴-۴۷ کلاس بندی ارتفاعی حوضه شماره ۸



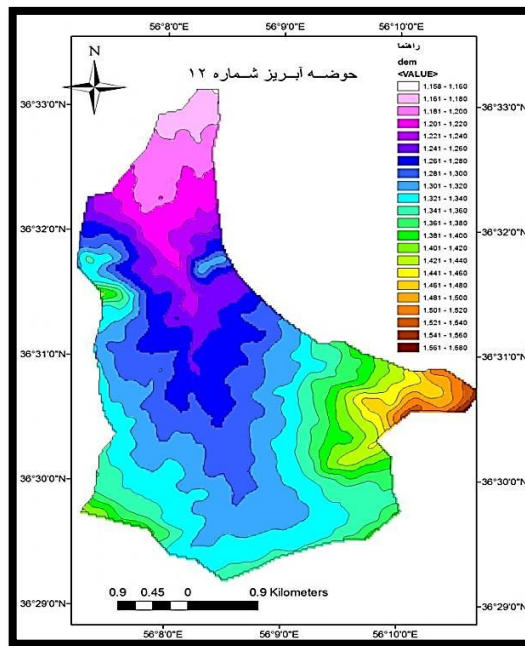
شکل ۴-۴۸ کلاس بندی ارتفاعی حوضه شماره ۹



شکل ۴-۴۹ کلاس‌بندی ارتفاعی حوضه شماره ۱۰

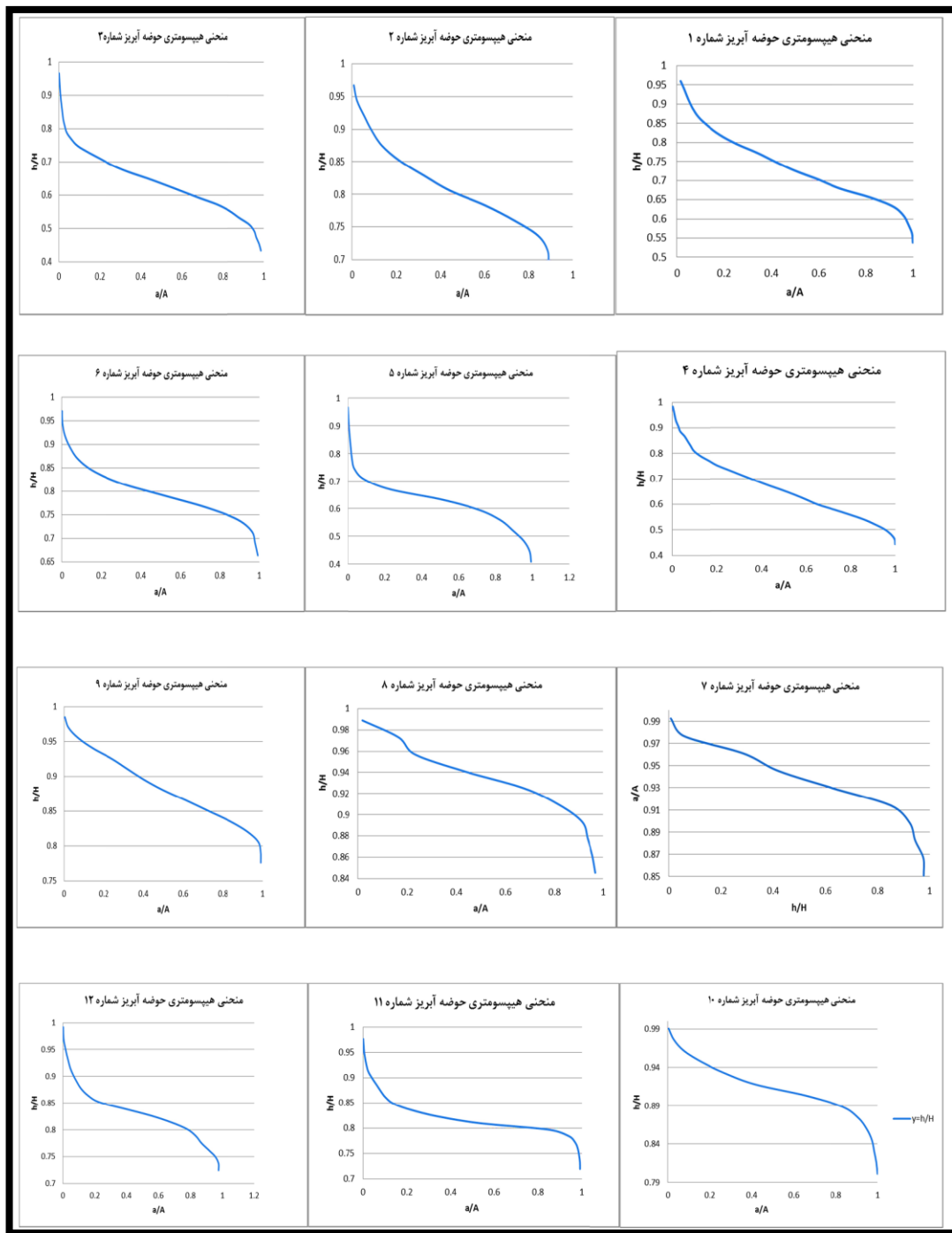


شکل ۴-۵۰ کلاس‌بندی ارتفاعی حوضه شماره ۱۱



شکل ۴-۵۱ کلاس بندی ارتفاعی حوضه آبریز شماره ۱۲

که منحنی هیپسومتری مربوط به حوضه های ۷، ۸ و ۱۰ محدب تر از بقیه است در نتیجه حوضه توپوگرافی جوان تر داشته و در رده یک فعالیت تکتونیکی قرار گرفته اند. حوضه های ۳، ۴، ۱۱ و ۱۲ منحنی مقعرتری نسبت به بقیه دارند که نشان دهنده توپوگرافی پیرتری است و در رده سه فعالیت تکتونیکی قرار می گیرند و بقیه حوضه ها هم منحنی آنها نشان دهنده بالغ بودن توپوگرافی است و فعالیت متوسط تکتونیکی را نشان می دهد (شکل ۴-۴۶).



شکل ۴-۵۲ منحنی‌های هیپسومتری حوضه‌های آبریز دوازده‌گانه منطقه مورد مطالعه

۴-۱۰ شاخص فعالیت تکتونیکی نسبی (Index of relative active tectonics= I_{at})

یکی از روش‌های جدید برای ارزیابی و طبقه‌بندی نسبی از سطح فعالیت تکتونیکی در سرتاسر منطقه

توسط El Hamdonuni et al. (2008) ارائه شده است. در این روش به طور قرار دادی، شاخص‌های مختلف به سه رده طبقه‌بندی می‌شوند رده ۱ با فعالیت تکتونیکی بالا رده ۲ با فعالیت تکتونیکی متوسط و رده ۳ با فعالیت تکتونیکی پایین می‌باشد. دامنه تغییرات رده‌ها برای هر شاخص تعیین شده است مسلماً دامنه‌ی تغییرات انتخاب شده برای شاخص‌های مختلف، طوری است که نرخ فرایش یا سایر نشانه‌های فعالیت‌های تکتونیکی را بهبود ببخشد. و در نهایت یک شاخص کلی در سطح منطقه که فعالیت نسبی تکتونیکی منطقه را نشان می‌دهد از میانگین گرفتن شاخص‌ها بدست خواهد آمد به عبارتی این شاخص جمع بندی شاخص‌های مورفوتکتونیکی محاسبه شده است ما تعداد ۴ شاخص را که در حوضه‌های دوازده گانه بدست آورده‌ایم برای محاسبه این شاخص در نظر گرفته‌ایم و از شاخص smf به دلیل اینکه در سه قطعه بررسی شده صرف نظر شده است. این شاخص از رابطه (۴-۶) محاسبه می‌شود و به صورت جدول (۴-۱۲) رده‌بندی می‌شود. که در آن S مجموع رده‌های فعالیت تکتونیکی بدست آمده از شاخص‌های محاسبه شده و n تعداد شاخص‌ها است که در اینجا ۴ می‌باشد (El Hamdonuni et al. 2008).

$$Iat = \frac{s}{n} \quad (\text{رابطه ۴-۶})$$

جدول ۴-۱۲ شاخص فعالیت تکتونیکی نسبی

	کلاس ۱	کلاس ۲	کلاس ۳	کلاس ۴
S/N	$1 \leq Iat \leq 1/5$	$1/5 \leq Iat \leq 2$	$2 \leq Iat \leq 2/5$	$2/5 \leq Iat$
فعالیت تکتونیکی	خیلی زیاد	بالا	متوسط	پایین

در جدول (۴-۱۲) شاخص نسبی فعالیت تکتونیکی محاسبه شده که برای حوضه‌های ۵، ۷، ۸، ۱۰ فعالیت تکتونیکی زیاد و حوضه‌های ۴، ۱۱ و ۱۲ فعالیت تکتونیکی کم و بقیه حوضه‌ها فعالیت تکتونیکی متوسط بدست آمده است.

جدول ۴-۱۳ محاسبه شاخص نسبی فعالیت تکتونیکی (Iat)

نام حوضه	SL	HI	BS	AF	S/N	Iat class
۱a	۳	۲	۲	۳	۲/۵	۳
۱b	۳	۲	۲	۲	۲/۲۵	۳
۲	۳	۲	۳	۲	۲/۵	۳
۳	۳	۳	۳	۱	۲/۵	۳
۴	۳	۳	۳	۲	۲/۷۵	۴
۵	۲	۳	۲	۱	۲	۲
۶	۳	۲	۳	۲	۲/۵	۳
۷	۳	۱	۲	۲	۲	۲
۸	۳	۱	۲	۲	۲	۲
۹	۳	۲	۳	۲	۲/۵	۳
۱۰	۳	۱	۲	۲	۲	۲
۱۱	۳	۳	۳	۲	۳	۴
۱۲	۳	۳	۳	۲	۳	۴

فصل پنجم:

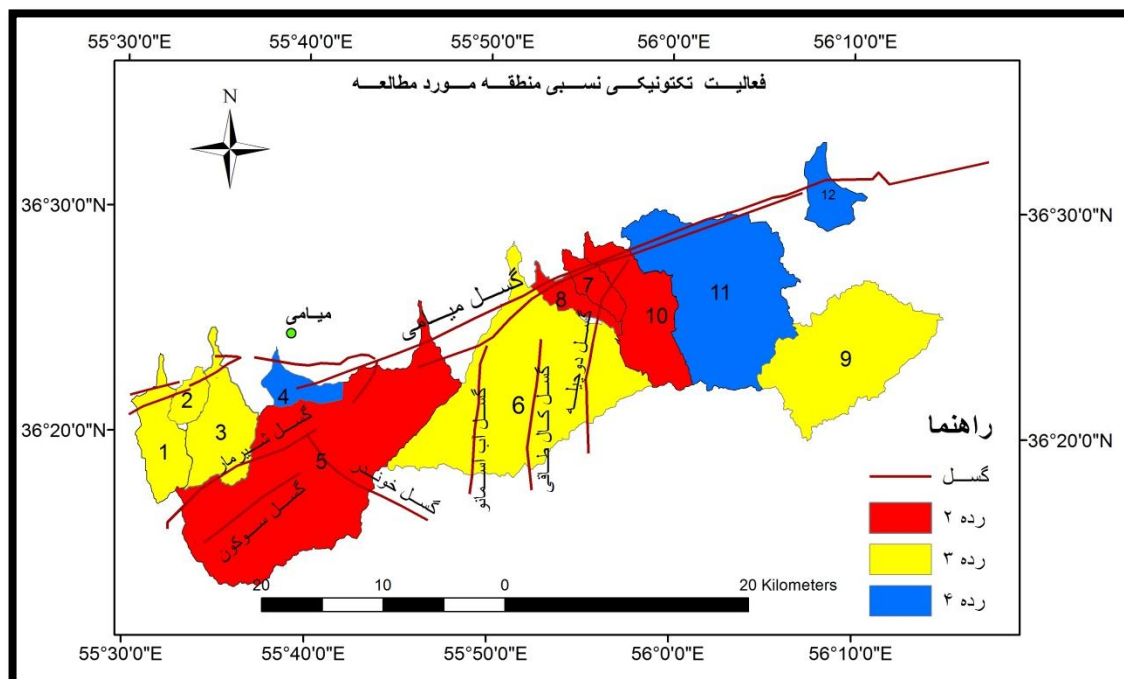
۵ نتیجه‌گیری و پیشنهادها

۱-۵ نتیجه گیری:

- ۱- در منطقه مورد مطالعه گسل‌ها باعث انحراف آبراهه‌ها شده‌اند که نشان دهنده فعال بودن منطقه است.
- ۲- رسوب‌گذاری در راس مخروطه‌افکنه‌ها صورت می‌گیرد که نشان دهنده فعالیت تکتونیکی منطقه است.
- ۳- تراس‌های آبرفتی پلکانی موجود در منطقه نشان دهنده فعال بودن منطقه است.
- ۴- با بدست آوردن شاخص پیچ‌وخم کوهستان فعالیت تکتونیکی متوسط است. که قطعه ۲ از بقیه قسمت‌ها فعال‌تر است.
- ۵- با توجه به شاخص شکل حوضه آبریز، حوضه‌های آبریز ۱، ۵، ۷، ۸ و ۱۰ به عنوان مناطق نیمه فعال تکتونیکی و بقیه حوضه‌ها غیرفعال می‌باشند.
- ۶- بررسی شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی نشان می‌دهد که حوضه‌های ۳ و ۵ در رده یک یعنی فعالیت بالای تکتونیکی، حوضه‌های ۱b، ۴، ۶، ۷، ۸، ۹ و ۱۰ در رده ۲ یعنی فعالیت تکتونیکی متوسط حوضه‌های ۱a، ۱۱ و ۱۲ در رده ۳ یعنی فعالیت پایین جای می‌گیرند.
- ۷- محاسبه شاخص گرادیان هیدرولیکی رودخانه حوضه آبریز ۵ یعنی رودخانه زیدر را در رده ۲ (فعالیت متوسط تکتونیکی) و بقیه حوضه‌ها را در رده ۳ (فعالیت پایین تکتونیکی) قرار می‌دهد.
- ۸- با محاسبه انتگرال و رسم منحنی هیپسومترى مشخص شد که حوضه‌های ۷، ۸، و ۱۰ فعالیت تکتونیکی زیاد، حوضه‌های ۱، ۲، ۶ و ۹ فعالیت متوسط حوضه‌های ۳، ۴، ۵، ۱۱ و

۱۲ فعالیت کم تکتونیکی دارند.

۹- شاخص نسبی فعالیت (Iat) حوضه ۵، ۷، ۸ و ۱۰ را با فعالیت تکتونیکی زیاد و حوضه های ۴، ۱۱ و ۱۲ با فعالیت کم و بقیه حوضه با فعالیت متوسط تکتونیکی نشان می‌دهد. در شکل ۵-۱ ارتباط فعالیت منطقه با گسل‌های موجود نشان داده شده است.



شکل ۵-۱ فعالیت نسبی منطقه مورد مطالعه

۲-۵ پیشنهادها

- ۱- تحلیل ساختاری منطقه به منظور بررسی دقیق سازوکار گسل‌ها و چین‌های منطقه
- ۲- بررسی دقیق و تعیین سن مخروط‌افکنه‌ها به منظور پی بردن به تاثیر گسل میامی روی آنها

۳- بدست آوردن شاخص‌های مورفوتکتونیک با DEM ۵ متری

۴- با توجه به این که در این تحقیق از ۵ شاخص مورفوتکتونیک استفاده شد پیشنهاد

میگردد از بقیه شاخص‌ها برای ارزیابی فعالیت تکتونیکی منطقه استفاده شود.

۶ پیوست‌ها

پیوست ۱ اطلاعات مورد نیاز جهت رسم منحنی هیپسومتری حوضه شماره ۱۰

h(m)	a(km) ^۲	x=a/A	y=h/H	
۱۱۵۰	۳۰/۲۰۳۷۸۱	۰/۹۹۹۰۳۳۵۴	۰/۵۳۸۶۴۱۶۸۶	A= ۳۰/۲۳۳ (km) ^۲
۱۲۰۰	۳۰/۱۰۶۲۶۸	۰/۹۹۵۸۰۸۱۵۷	۰/۵۶۲۰۶۰۸۹	H=۲۱۳۵ m
۱۲۵۰	۲۹/۶۳۶۵۸۶	۰/۹۸۰۲۷۲۷۴۸	۰/۵۸۵۴۸۰۰۹۴	
۱۳۰۰	۲۹/۰۱۱۵۲۵	۰/۹۵۹۵۹۷۹۵۶	۰/۶۰۸۸۹۹۲۹۷	
۱۳۵۰	۲۷/۶۷۱۳۷۶	۰/۹۱۵۲۷۰۵۹۸	۰/۶۳۲۳۱۸۵۰۱	
۱۴۰۰	۲۴/۷۹۵۸۲۴	۰/۸۲۰۱۵۷۵۷۶	۰/۶۵۵۷۳۷۷۰۵	
۱۴۵۰	۲۰/۹۰۵۱۱۶	۰/۶۹۱۴۶۶۸۰۸	۰/۶۷۹۱۵۶۹۰۹	
۱۵۰۰	۱۸/۱۲۶۴۰۲	۰/۵۹۹۵۵۶۸۴۲	۰/۷۰۲۵۷۶۱۱۲	
۱۵۵۰	۱۵/۰۹۷۳۵۲	۰/۴۹۹۳۶۶۶۵۲	۰/۷۲۵۹۹۵۳۱۶	
۱۶۰۰	۱۲/۵۸۹۷۱۱	۰/۴۱۶۴۲۲۸۱۶	۰/۷۴۹۴۱۴۵۲	
۱۶۵۰	۱۰/۳۰۴۶۰۹	۰/۳۴۰۸۳۹۷۷۸	۰/۷۷۲۸۳۳۷۲۴	
۱۷۰۰	۷/۶۴۰۴۸۴	۰/۲۵۲۷۲۰۰۰۸	۰/۷۹۶۲۵۲۹۲۷	
۱۷۵۰	۵/۵۲۴۲۶۸	۰/۱۸۲۷۲۳۱۱۷	۰/۸۱۹۶۷۲۱۳۱	
۱۸۰۰	۳/۹۷۶۵۱۵	۰/۱۳۱۵۲۸۹۵۸	۰/۸۴۳۰۹۱۳۳۵	
۱۸۵۰	۲/۷۵۰۵۵۲	۰/۰۹۰۹۷۸۴۶۷	۰/۸۶۶۵۱۰۵۳۹	
۱۹۰۰	۱/۹۷۵۳۳۱	۰/۰۶۵۳۳۶۹۱۷	۰/۸۸۹۹۲۹۷۴۲	
۱۹۵۰	۱/۴۲۵۳۵۳	۰/۰۴۷۱۴۵۶۰۲	۰/۹۱۳۳۴۸۹۴۶	
۲۰۰۰	۰/۹۶۶۴۰۴	۰/۰۳۱۹۶۵۲۰۴	۰/۹۳۶۷۶۸۱۵	
۲۰۵۰	۰/۴۵۹۲۹۵	۰/۰۱۵۱۹۱۸۴۳	۰/۹۶۰۱۸۷۳۵۴	

پیوست ۲ اطلاعات مورد نیاز جهت رسم منحنی هیپسومتري حوضه شماره ۲

h(m)	a(km)²	x=a/A	y=h/H	
۱۲۰۰	۹/۶۷۹۲۰۹	۰/۸۸۹۷۹۶۷۴۶	۰/۶۹۰۸۴۶۲۸۷	A=۱۰/۸۷۸(km)²
۱۲۴۰	۹/۶۴۲۴۰۶	۰/۸۸۶۴۱۳۴۹۵	۰/۷۱۳۸۷۴۴۹۶	H=۱۷۳۷ m
۱۲۸۰	۹/۱۶۲۲۷۲	۰/۸۴۲۲۷۵۴۱۸	۰/۷۳۶۹۰۲۷۰۶	
۱۳۲۰	۷/۹۹۷۱۹۶	۰/۷۳۵۱۷۱۵۳۹	۰/۷۵۹۹۳۰۹۱۵	
۱۳۶۰	۶/۵۶۵۰۵۳	۰/۶۰۳۵۱۶۵۴۷	۰/۷۸۲۹۵۹۱۲۵	
۱۴۰۰	۴/۷۹۹۰۹۴	۰/۴۴۱۱۷۴۲۹۷	۰/۸۰۵۹۸۷۳۳۴	
۱۴۴۰	۳/۵۲۵۳۸۲	۰/۳۲۴۰۸۳۶۵۵	۰/۸۲۹۰۱۵۵۴۴	
۱۴۸۰	۲/۳۲۰۸۹۷	۰/۲۱۳۳۵۶۹۵۹	۰/۸۵۲۰۴۳۷۵۴	
۱۵۲۰	۱/۴۶۳۹۳	۰/۱۳۴۵۷۷۱۲۸	۰/۸۷۵۰۷۱۹۶۳	
۱۵۶۰	۰/۹۶۴۰۲۲	۰/۰۸۸۶۲۱۲۵۴	۰/۸۹۸۱۰۰۱۷۳	
۱۶۰۰	۰/۵۸۳۳۸۸	۰/۰۵۳۶۳۰۰۷۹	۰/۹۲۱۱۲۸۳۸۲	
۱۶۴۰	۰/۲۳۶۱۳۵	۰/۰۲۱۷۰۷۵۷۵	۰/۹۴۴۱۵۶۵۹۲	
۱۶۸۰	۰/۰۸۶۴۲۴	۰/۰۰۷۹۴۴۸۴۳	۰/۹۶۷۱۸۴۸۰۱	

پیوست ۳ اطلاعات مورد نیاز جهت رسم منحنی هیپسومتری حوضه شماره ۳

h(m)	a(km) ^۲	x=a/A	y=h/h	
۱۱۰۰	۴۱/۰۲۹۷۲۳	۰/۹۸۶۵۰۴۸۴۵	۰/۴۳۳۷۵۳۹۴۳	A=۴۱/۵۹۱ (km) ^۲
۱۱۵۰	۴۰/۶۶۶۰۹۳	۰/۹۷۷۷۶۱۸۴۸	۰/۴۵۳۴۷۰۰۳۲	H=۲۵۳۶ m
۱۲۰۰	۴۰/۰۹۵۸۶۴	۰/۹۶۴۰۵۱۴۵۳	۰/۴۷۳۱۸۶۱۲	
۱۲۵۰	۳۹/۶۵۸۷۴۴	۰/۹۵۳۵۴۱۴۸۷	۰/۴۹۲۹۰۲۲۰۸	
۱۳۰۰	۳۸/۶۰۴۸۳۲	۰/۹۲۸۲۰۱۵۸۲	۰/۵۱۲۶۱۸۲۹۷	
۱۳۵۰	۳۶/۵۷۵۱۳۶	۰/۸۷۹۴۰۰۲۵۵	۰/۵۳۲۳۳۴۳۸۵	
۱۴۰۰	۳۴/۷۱۰۲۳۳	۰/۸۳۴۵۶۱۱۵۵	۰/۵۵۲۰۵۰۴۷۳	
۱۴۵۰	۳۲/۱۶۹۷۰۸	۰/۷۷۳۴۷۷۶۲۷	۰/۵۷۱۷۶۶۵۶۲	
۱۵۰۰	۲۸/۵۲۶۱۰۲	۰/۶۸۵۸۷۱۹۹۲	۰/۵۹۱۴۸۲۶۵	
۱۵۵۰	۲۵/۰۸۹۴۳۳	۰/۶۰۳۲۴۱۸۷۹	۰/۶۱۱۱۹۸۷۳۸	
۱۶۰۰	۲۱/۵۹۸۹۲۷	۰/۵۱۹۳۱۷۳۲۸	۰/۶۳۰۹۱۴۸۲۶	
۱۶۵۰	۱۷/۹۷۵۰۱۲	۰/۴۳۲۱۸۵۱۳۶	۰/۶۵۰۶۳۰۹۱۵	
۱۷۰۰	۱۴/۰۷۴۲۹۵	۰/۳۳۸۳۹۷۶۱	۰/۶۷۰۳۴۷۰۰۳	
۱۷۵۰	۱۰/۸۸۵۳۹۴	۰/۲۶۱۷۲۴۷۴۸	۰/۶۹۰۰۶۳۰۹۱	
۱۸۰۰	۸/۳۹۱۱۸۳	۰/۲۰۱۷۵۴۷۷۹	۰/۷۰۹۷۷۹۱۸	
۱۸۵۰	۵/۹۲۲۴۸۷	۰/۱۴۲۳۹۸۲۸۳	۰/۷۲۹۴۹۵۲۶۸	
۱۹۰۰	۳/۷۴۶۲۸۶	۰/۰۹۰۰۷۴۴۳۹	۰/۷۴۹۲۱۱۳۵۶	
۱۹۵۰	۲/۵۱۳۵۸۲	۰/۰۶۰۴۳۵۷۱۹	۰/۷۶۸۹۲۷۴۴۵	
۲۰۰۰	۱/۵۸۷۱۷۹	۰/۰۳۸۱۶۱۵۹۷	۰/۷۸۸۶۴۳۵۳۳	
۲۰۵۰	۱/۱۸۶۵۵۱	۰/۰۲۸۵۲۹۰۳۳	۰/۸۰۸۳۵۹۶۲۱	
۲۱۰۰	۰/۸۷۳۴۴۱	۰/۰۲۱۰۰۰۷۲۱	۰/۸۲۸۰۷۵۷۱	
۲۱۵۰	۰/۷۱۱۵۰۹	۰/۰۱۷۱۰۷۲۸۳	۰/۸۴۷۷۹۱۷۹۸	
۲۲۰۰	۰/۵۵۲۷۳۵	۰/۰۱۳۲۸۹۷۷۴	۰/۸۶۷۵۰۷۸۸۶	
۲۲۵۰	۰/۴۰۱۳۷۴	۰/۰۰۹۶۵۰۵۰۱	۰/۸۸۷۲۲۳۹۷۵	
۲۳۰۰	۰/۲۸۲۴۵۹	۰/۰۰۶۷۹۱۳۴۹	۰/۹۰۶۹۴۰۰۶۳	
۲۳۵۰	۰/۱۸۹۶۹۸	۰/۰۰۴۵۶۱۰۳۵	۰/۹۲۶۶۵۶۱۵۱	
۲۴۰۰	۰/۱۱۷۱۵۳	۰/۰۰۲۸۱۶۷۸۷	۰/۹۴۶۳۷۲۲۴	
۲۴۵۰	۰/۰۴۷۰۰۸	۰/۰۰۱۱۳۰۲۴۵	۰/۹۶۶۰۸۸۳۲۸	

پیوست ۴ اطلاعات مورد نیاز جهت رسم منحنی هیپسومتری حوضه شماره ۴

h(m)	a(km)²	x=a/A	y=h/H	
۱۱۵۰	۱۳/۸۹۷۷۱۷	۰/۹۹۸۹۷۳۳۳۲	۰/۴۴۳۳۳۰۷۶۳	A=۱۳/۹۱۲(km)²
۱۲۰۰	۱۳/۸۶۲۹۴۵	۰/۹۹۶۴۷۳۹۰۷	۰/۴۶۲۶۰۶۰۱۴	H=۲۵۹۴m
۱۲۵۰	۱۳/۶۳۲۴۶۶	۰/۹۷۹۹۰۶۹۸۷	۰/۴۸۱۸۸۱۲۶۴	
۱۳۰۰	۱۳/۲۴۱۳۵۴	۰/۹۵۱۷۹۳۷۰۳	۰/۵۰۱۱۵۶۵۱۵	
۱۳۵۰	۱۲/۶۴۳۷۱۶	۰/۹۰۸۸۳۵۲۵	۰/۵۲۰۴۳۱۷۶۶	
۱۴۰۰	۱۱/۹۴۸۳۵۹	۰/۸۵۸۸۵۲۷۱۷	۰/۵۳۹۷۰۷۰۱۶	
۱۴۵۰	۱۱/۰۶۶۰۲۲	۰/۷۹۵۴۲۹۹۸۸	۰/۵۵۸۹۸۲۲۶۷	
۱۵۰۰	۱۰/۱۰۰۳۱۴	۰/۷۲۶۰۱۴۵۲	۰/۵۷۸۲۵۷۵۱۷	
۱۵۵۰	۹/۰۹۷۱۵۵	۰/۶۵۳۹۰۷۰۵۹	۰/۵۹۷۵۳۲۷۶۸	
۱۶۰۰	۸/۳۷۶۱۱۶	۰/۶۰۲۰۷۸۴۹۳	۰/۶۱۶۸۰۸۰۱۹	
۱۶۵۰	۷/۶۳۷۴۴۷	۰/۵۴۸۹۸۲۶۷۷	۰/۶۳۶۰۸۳۲۶۹	
۱۷۰۰	۶/۸۲۶۳۸۳	۰/۴۹۰۶۸۳۰۷۹	۰/۶۵۵۳۵۸۵۲	
۱۷۵۰	۵/۹۵۲۲۰۷	۰/۴۲۷۸۴۶۹۶۷	۰/۶۷۴۶۳۳۷۷	
۱۸۰۰	۵/۱۴۳۰۱۳	۰/۳۶۹۶۸۱۷۸۶	۰/۶۹۳۹۰۹۰۲۱	
۱۸۵۰	۴/۳۵۱۶۷۳	۰/۳۱۲۷۹۹۹۵۷	۰/۷۱۳۱۸۴۲۷۱	
۱۹۰۰	۳/۵۸۷۵۹۱	۰/۲۵۷۸۷۷۴۴۴	۰/۷۳۲۴۵۹۵۲۲	
۱۹۵۰	۲/۸۲۳۳۰۹	۰/۲۰۲۹۴۰۵۵۵	۰/۷۵۱۷۳۴۷۷۳	
۲۰۰۰	۲/۲۷۵۵۴۵	۰/۱۶۳۵۶۷۰۶۴	۰/۷۷۱۰۱۰۰۲۳	
۲۰۵۰	۱/۷۳۰۲۴	۰/۱۲۴۳۷۰۳۲۸	۰/۷۹۰۲۸۵۲۷۴	
۲۱۰۰	۱/۳۳۶۹۰۳	۰/۰۹۶۰۹۷۱۱	۰/۸۰۹۵۶۰۵۲۴	
۲۱۵۰	۱/۱۳۹۸۱۵	۰/۰۸۱۹۳۰۳۴۸	۰/۸۲۸۸۳۵۷۷۵	
۲۲۰۰	۰/۹۴۶۹۸۶	۰/۰۶۸۰۶۹۷۲۴	۰/۸۴۸۱۱۱۰۲۵	
۲۲۵۰	۰/۷۵۲۳۱۸	۰/۰۵۴۰۷۶۹۱۲	۰/۸۶۷۳۸۶۲۷۶	
۲۳۰۰	۰/۴۷۷۵۵۸	۰/۰۳۴۳۲۷۰۵۶	۰/۸۸۶۶۶۱۵۲۷	
۲۳۵۰	۰/۳۶۵۴۳۷	۰/۰۲۶۲۶۷۷۵۴	۰/۹۰۵۹۳۶۷۷۷	
۲۴۰۰	۰/۲۲۸۷۲۴	۰/۰۱۶۴۴۰۷۷۱	۰/۹۲۵۲۱۲۰۲۸	
۲۴۵۰	۰/۱۵۱۱۶۱	۰/۰۱۰۸۶۵۵۱۲	۰/۹۴۴۴۸۷۲۷۸	
۲۵۰۰	۰/۰۸۶۸۶۷	۰/۰۰۶۲۴۴۰۳۴	۰/۹۶۳۷۶۲۵۲۹	
۲۵۵۰	۰/۰۱۸۵۸۵	۰/۰۰۱۳۳۵۸۹۷	۰/۹۸۳۰۳۷۷۷۹	

پیوست ۵ اطلاعات مورد نیاز جهت رسم منحنی هیپسومتری حوضه شماره ۵

$h(m)$	$a(km)^2$	$x=a/A$	$y=h/H$	
۱۱۰۰	۲۱۰/۰۱	۰/۹۹۳۳۳۰۸۱۱	۰/۴۰۸۷۶۹۹۷۴	$A=۲۱۱/۴۲(km)^2$
۱۲۰۰	۲۰۸/۴۴	۰/۹۸۵۹۰۴۸۳۴	۰/۴۴۵۹۳۰۸۸۱	$H=۲۶۹۱\ m$
۱۳۰۰	۲۰۱/۷۸	۰/۹۵۴۴۰۳۵۵۷	۰/۴۸۳۰۹۱۷۸۷	
۱۴۰۰	۱۸۹/۴۸	۰/۸۹۶۲۲۵۵۲۳	۰/۵۲۰۲۵۲۶۹۴	
۱۵۰۰	۱۷۵/۳۶	۰/۸۲۹۴۳۹۰۳۱	۰/۵۵۷۴۱۳۶۰۱	
۱۶۰۰	۱۵۱/۰۵	۰/۷۱۴۴۵۴۶۴	۰/۵۹۴۵۷۴۵۰۸	
۱۷۰۰	۱۰۸/۶۷	۰/۵۱۴۰۰۰۵۶۸	۰/۶۳۱۷۳۵۴۱۴	
۱۸۰۰	۴۹/۱۸	۰/۲۳۲۶۱۷۵۳۹	۰/۶۶۸۸۹۶۳۲۱	
۱۹۰۰	۱۸/۸۴	۰/۰۸۹۱۱۱۷۲۱	۰/۷۰۶۰۵۷۲۲۸	
۲۰۰۰	۷/۷۸	۰/۰۳۶۷۹۸۷۸۹	۰/۷۴۳۲۱۸۱۳۵	
۲۱۰۰	۴/۸۲	۰/۰۲۲۷۹۸۲۲۲	۰/۷۸۰۳۷۹۰۴۱	
۲۲۰۰	۳/۵۲	۰/۰۱۶۶۴۹۳۲۴	۰/۸۱۷۵۳۹۹۴۸	
۲۳۰۰	۲/۴	۰/۰۱۱۳۵۱۸۱۲	۰/۸۵۴۷۰۰۸۵۵	
۲۴۰۰	۱/۴۳	۰/۰۰۶۷۶۳۷۸۸	۰/۸۹۱۸۶۱۷۶۱	
۲۵۰۰	۰/۷۸	۰/۰۰۳۶۸۹۳۳۹	۰/۹۲۹۰۲۲۶۶۸	
۲۶۰۰	۰/۲۵	۰/۰۰۱۱۸۲۴۸	۰/۹۶۶۱۸۳۵۷۵	

پیوست ۶ اطلاعات مورد نیاز جهت رسم منحنی هیپسومتری حوضه شماره ۶

h(m)	a(km)	$x=a/A$	$y=h/H$	
۱۰۴۰	۱۶۵/۳۴۷۷۵۳	۰/۹۹۲۷۸۱۴۶۵	۰/۶۶۴۱۱۲۳۸۸	$A=۱۶۶/۵۵ (km)^2$
۱۰۸۰	۱۶۳/۱۳۲۵۰۶	۰/۹۷۹۴۸۰۶۷۲	۰/۶۸۹۶۵۵۱۷۲	$H=۱۵۶۶ m$
۱۱۲۰	۱۶۰/۲۶۵۸۷۹	۰/۹۶۲۲۶۸۸۶۲	۰/۷۱۵۱۹۷۹۵۷	
۱۱۶۰	۱۴۷/۷۵۹۸۰۵	۰/۸۸۷۱۷۹۸۵۶	۰/۷۴۰۷۴۰۷۴۱	
۱۲۰۰	۱۲۱/۳۸۷۰۴۶	۰/۷۲۸۸۳۲۴۵۹	۰/۷۶۶۲۸۳۵۲۵	
۱۲۴۰	۸۵/۵۱۷۴۲۶	۰/۵۱۳۴۶۳۹۸۱	۰/۷۹۱۸۲۶۳۰۹	
۱۲۸۰	۵۰/۰۶۲۱۹۳	۰/۳۰۰۵۸۳۵۶۶	۰/۸۱۷۳۶۹۰۹۳	
۱۳۲۰	۲۷/۰۵۲۴۱۵	۰/۱۶۲۴۲۸۱۹	۰/۸۴۲۹۱۱۸۷۷	
۱۳۶۰	۱۳/۷۳۹۴۳۱	۰/۰۸۲۴۹۴۳۳۲	۰/۸۶۸۴۵۴۶۶۲	
۱۴۰۰	۶/۸۲۹۸۸۹	۰/۰۴۱۰۰۸۰۴	۰/۸۹۳۹۹۷۴۴۶	
۱۴۴۰	۲/۴۵۱۶۶	۰/۰۱۴۷۲۰۲۶۴	۰/۹۱۹۵۴۰۲۳	
۱۴۸۰	۰/۴۳۹۹۵۹	۰/۰۰۲۶۴۱۶۰۳	۰/۹۴۵۰۸۳۰۱۴	
۱۵۲۰	۰/۱۲۶۸۹۲	۰/۰۰۰۷۶۱۸۸۵	۰/۹۷۰۶۲۵۷۹۸	

پیوست ۷ اطلاعات مورد نیاز برای رسم منحنی هیپسومتری حوضه آبریز شماره ۷

h(m)	a(km)	$x=a/A$	$y=h/H$	
۱۰۸۰	۱۲/۵۱۳۸۵	۰/۹۷۷۰۳۳۸۸۵	۰/۸۵۰۷۸۰۹۰۷	$A=۱۲/۸۰۸ (km)^2$
۱۱۰۰	۱۲/۴۹۶۲۲۷	۰/۹۷۵۶۵۷۹۴۸	۰/۸۶۶۵۳۶۱۰۹	$H=۱۲۶۹/۴۲۲ m$
۱۱۲۰	۱۲/۰۹۷۵۸۶	۰/۹۴۴۵۳۳۵۷۳	۰/۸۸۲۲۹۱۳۱۱	
۱۱۴۰	۱۱/۸۳۳۹۶۱	۰/۹۲۳۹۵۰۷۳۴	۰/۸۹۸۰۴۶۵۱۳	
۱۱۶۰	۱۰/۹۱۷۳۳۵	۰/۸۵۲۳۸۴۰۵۷	۰/۹۱۳۸۰۱۷۱۴	
۱۱۸۰	۸/۰۷۳۵۸۵	۰/۶۳۰۳۵۴۸۵۶	۰/۹۲۹۵۵۶۹۱۶	
۱۲۰۰	۵/۳۷۸۶۴۷	۰/۴۱۹۹۴۴۳۳۲	۰/۹۴۵۳۱۲۱۱۸	
۱۲۲۰	۳/۶۶۷۱۸۴	۰/۲۸۶۳۱۹۸	۰/۹۶۱۰۶۷۳۲	
۱۲۴۰	۰/۷۲۵۴۵۹	۰/۰۵۶۶۴۱۰۸۴	۰/۹۷۶۸۲۲۵۲۲	
۱۲۶۰	۰/۰۸۹۶۷۹	۰/۰۰۷۰۰۱۷۹۶	۰/۹۹۲۵۷۷۷۲۴	

پیوست ۸ اطلاعات مورد نیاز برای رسم منحنی هیپسومتری حوضه آبریز شماره ۸

h(m)	a(km)	$x=a/A$	$y=h/H$	
۱۰۶۰	۱۳/۳۳۲۶۲۳	۰/۹۶۸۹۴۰۶۲۵	۰/۸۴۵۴۲۹۸۹۳	$A=۱۳/۷۶ (km)²$
۱۰۸۰	۱۳/۱۶۲۲۱۱	۰/۹۵۶۵۵۶۰۳۲	۰/۸۶۱۳۸۱۴۰۱	$H=۱۲۵۳/۸ m$
۱۱۰۰	۱۲/۸۹۲۴۵۸	۰/۹۳۶۹۵۱۸۹	۰/۸۷۷۳۳۲۹۰۸	
۱۱۲۰	۱۲/۵۷۶۴۲۱	۰/۹۱۳۹۸۴۰۸۴	۰/۸۹۳۲۸۴۴۱۵	
۱۱۴۰	۱۱/۲۹۵۰۱۱	۰/۸۲۰۸۵۸۳۵۸	۰/۹۰۹۲۳۵۹۲۳	
۱۱۶۰	۹/۲۹۹۰۶۴	۰/۶۷۵۸۰۴۰۷	۰/۹۲۵۱۸۷۴۳	
۱۱۸۰	۵/۹۵۲۱۹۶۱	۰/۴۳۲۵۷۲۳۹۱	۰/۹۴۱۱۳۸۹۳۸	
۱۲۰۰	۳/۱۸۲۸۳۶	۰/۲۳۱۳۱۰۷۵۶	۰/۹۵۷۰۹۰۴۴۵	
۱۲۲۰	۲/۲۷۵۱۱۸	۰/۱۶۵۳۴۲۸۷۸	۰/۹۷۳۰۴۱۹۵۲	
۱۲۴۰	۰/۲۴۸۲۳	۰/۰۱۸۰۳۹۹۷۱	۰/۹۸۸۹۹۳۴۶	

پیوست ۹ اطلاعات مورد نیاز برای رسم منحنی هیپسومتری حوضه آبریز شماره ۹

h(m)	a(km)	$x=a/A$	$y=h/H$	
۱۰۴۰	۹۸/۶۸۷۸۹۲	۰/۹۹۰۶۵۳۳۰۹	۰/۷۷۶۱۱۹۴	$A=۹۹/۶۱۹ (km)²$
۱۰۶۰	۹۸/۶۳۱۴۹۹	۰/۹۹۰۰۸۷۲۲۲	۰/۷۹۱۰۴۴۷۸	$H=۱۳۴۰ m$
۱۰۸۰	۹۷/۳۶۱۱۴۷	۰/۹۷۷۳۳۵۱۱۷	۰/۸۰۵۹۷۰۱۵	
۱۱۰۰	۹۱/۷۴۵۱۷	۰/۹۲۰۹۶۰۵۶	۰/۸۲۰۸۹۵۵۲	
۱۱۲۰	۸۲/۹۴۵۵۴۴	۰/۸۳۲۶۲۷۷۵۲	۰/۸۳۵۸۲۰۹	
۱۱۴۰	۷۱/۹۳۴۱۹۸	۰/۷۲۲۰۹۳۱۵۵	۰/۸۵۰۷۴۶۲۷	
۱۱۶۰	۶۰/۹۰۶۶۴۴	۰/۶۱۱۳۹۵۸۵۸	۰/۸۶۵۶۷۱۶۴	
۱۱۸۰	۴۹/۴۸۴۷۱۱	۰/۴۹۶۷۳۹۶۸۸	۰/۸۸۰۵۹۷۰۱	
۱۲۰۰	۳۹/۹۸۲۶۱۳	۰/۴۰۱۳۵۵۲۹۴	۰/۸۹۵۵۲۲۳۹	
۱۲۲۰	۳۱/۹۲۰۴۷۳	۰/۳۲۰۴۲۵۵۵۱	۰/۹۱۰۴۴۷۷۶	
۱۲۴۰	۲۳/۹۵۰۱۱۴	۰/۲۴۰۴۱۷۱۲۹	۰/۹۲۵۳۷۳۱۳	
۱۲۶۰	۱۴/۴۷۶۶۶۷	۰/۱۴۵۳۲۰۳۴	۰/۹۴۰۲۹۸۵۱	
۱۲۸۰	۶/۹۸۹۶۰۹	۰/۰۷۰۱۶۳۴۱۳	۰/۹۵۵۲۲۳۸۸	
۱۳۰۰	۲/۱۲۶۷۷	۰/۰۲۱۳۴۹۰۴	۰/۹۷۰۱۴۹۲۵	
۱۳۲۰	۰/۳۲۶۳۴۶	۰/۰۰۳۲۷۵۹۴۱	۰/۹۸۵۰۷۴۶۳	

پیوست ۱۰ اطلاعات مورد نیاز برای رسم منحنی هیپسومترى حوضه آبریز شماره ۱۰

h(m)	a(km) ^۲	x=a/A	y=h/H	
۱۱۰۰	۴۸/۷۳۵۷۳۸	۱	۰/۸۰۱۱۶۵۳۳۱	A=۴۸/۷۴ (km) ^۲
۱۱۲۰	۴۸/۴۹۴۹۶	۰/۹۹۵۰۵۹۵۱۹	۰/۸۱۵۷۳۱۹۷۴	H=۱۳۷۳ m
۱۱۴۰	۴۷/۹۹۵۰۳۲	۰/۹۸۴۸۰۱۵۸۴	۰/۸۳۰۲۹۸۶۱۶	
۱۱۶۰	۴۷/۴۶۲۸۱۷	۰/۹۷۳۸۸۱۱۵۹	۰/۸۴۴۸۶۵۲۵۹	
۱۱۸۰	۴۶/۲۷۲۱۸۹	۰/۹۴۹۴۵۰۸۷۳	۰/۸۵۹۴۳۱۹۰۱	
۱۲۰۰	۴۴/۳۰۱۵۲۳	۰/۹۰۹۰۱۵۱۲۶	۰/۸۷۳۹۹۸۵۴۳	
۱۲۲۰	۴۰/۶۲۴۷۰۹	۰/۸۳۳۵۷۱۲۲۹	۰/۸۸۸۵۶۵۱۸۶	
۱۲۴۰	۳۲/۱۳۹۰۰۲	۰/۶۵۹۴۵۴۵۰۵	۰/۹۰۳۱۳۱۸۲۸	
۱۲۶۰	۲۰/۴۳۸۵۵۸	۰/۴۱۹۳۷۵۱۶۲	۰/۹۱۷۶۹۸۴۷۱	
۱۲۸۰	۱۳/۳۵۲۲۱۹	۰/۲۷۳۹۷۱۸۲۳	۰/۹۳۲۲۶۵۱۱۳	
۱۳۰۰	۷/۹۶۰۱۵	۰/۱۶۳۳۳۲۹۱۲	۰/۹۴۶۸۳۱۷۵۵	
۱۳۲۰	۳/۷۷۲۸۹۱	۰/۰۷۷۴۱۵۲۸۴	۰/۹۶۱۳۹۸۳۹۸	
۱۳۴۰	۱/۳۸۸۱۳۴	۰/۰۲۸۴۸۲۸۷۶	۰/۹۷۵۹۶۵۰۴	
۱۳۶۰	۰/۱۷۵۶۵۴	۰/۰۰۳۶۰۴۲۱۳	۰/۹۹۰۵۳۱۶۸۲	

پیوست ۱۱ اطلاعات مورد نیاز برای رسم منحنی هیپسومتری حوضه آبریز شماره ۱۱

h(m)	a(km) ^۲	x=a/A	y=h/H	
۱۱۲۰	۱۳۲/۶۳۷۱۳۶	۰/۹۹۱۷۵۳۶۷۱	۰/۷۱۹۴۷۹۹۱۹	A= ۱۳۳/۷۴(km) ^۲
۱۱۴۰	۱۳۲/۵۸۲۳۱۴	۰/۹۹۱۳۴۳۷۵۷	۰/۷۳۲۳۲۷۷۷۴	H=۱۵۵۶/۸۸ m
۱۱۶۰	۱۳۲/۰۹۹۶۸	۰/۹۸۷۷۳۵۰۰۸	۰/۷۴۵۱۷۵۶۳	
۱۱۸۰	۱۳۱/۳۶۸۱۱۱	۰/۹۸۲۲۶۴۹۲۴	۰/۷۵۸۰۲۳۴۸۶	
۱۲۰۰	۱۲۹/۷۵۷۸۹۵	۰/۹۷۰۲۲۵۰۲۶	۰/۷۷۰۸۷۱۳۴۲	
۱۲۲۰	۱۲۵/۹۲۸۱۹۲	۰/۹۴۱۵۸۹۵۹۲	۰/۷۸۳۷۱۹۱۹۷	
۱۲۴۰	۱۱۴/۰۰۸۴	۰/۸۵۲۴۶۲۹۸۸	۰/۷۹۶۵۶۷۰۵۳	
۱۲۶۰	۷۱/۷۲۸۷۱۷	۰/۵۳۶۳۲۹۵۷۲	۰/۸۰۹۴۱۴۹۰۹	
۱۲۸۰	۴۶/۵۳۵۹۶۸	۰/۳۴۷۹۵۸۴۸۷	۰/۸۲۲۲۶۲۷۶۴	
۱۳۰۰	۳۰/۱۰۵۱۳۸	۰/۲۲۵۱۰۱۹۷۴	۰/۸۳۵۱۱۰۶۲	
۱۳۲۰	۱۸/۸۴۹۳۰۴	۰/۱۴۰۹۳۹۹۱۳	۰/۸۴۷۹۵۸۴۷۶	
۱۳۴۰	۱۳/۷۷۵۳۲۵	۰/۱۰۳۰۰۰۷۸۵	۰/۸۶۰۸۰۶۳۳۱	
۱۳۶۰	۱۰/۷۵۰۷۴۳	۰/۰۸۰۳۸۵۳۹۷	۰/۸۷۳۶۵۴۱۸۷	
۱۳۸۰	۸/۱۴۹۴۸۵	۰/۰۶۰۹۳۵۲۸۵	۰/۸۸۶۵۰۲۰۴۳	
۱۴۰۰	۵/۴۵۷۷۹۶	۰/۰۴۰۸۰۹۰۰۳	۰/۸۹۹۳۴۹۸۹۹	
۱۴۲۰	۳/۲۱۸۹۳۶	۰/۰۲۴۰۶۸۶۱۱	۰/۹۱۲۱۹۷۷۵۴	
۱۴۴۰	۲/۰۹۹۷۱۶	۰/۰۱۵۶۹۹۹۸۵	۰/۹۲۵۰۴۵۶۱	
۱۴۶۰	۱/۳۰۶۶۷۹	۰/۰۰۹۷۷۰۲۹۳	۰/۹۳۷۸۹۳۴۶۶	
۱۴۸۰	۰/۶۹۵۸۷۸	۰/۰۰۵۲۰۳۲۱۵	۰/۹۵۰۷۴۱۳۲۱	
۱۵۰۰	۰/۴۱۰۶۱۳	۰/۰۰۳۰۷۰۲۳۳	۰/۹۶۳۵۸۹۱۷۷	
۱۵۲۰	۰/۱۲۷۰۶	۰/۰۰۰۹۵۰۰۵۲	۰/۹۷۶۴۳۷۰۳۳	
۱۵۲۰	۰/۱۹۸۷۹۶	۰/۰۰۱۴۸۶۴۳۶	۰/۹۷۶۴۳۷۰۳۳	

پیوست ۱۲ اطلاعات مورد نیاز برای رسم منحنی هیپسومتری حوضه آبریز شماره ۱۲

h(m)	a(km) ^۲	x=a/A	y=h/H	
۱۱۴۰	۱۷/۶۱۳۲۰۹	۰/۹۷۴۱۲۸۰۳۵	۰/۷۲۴۷۲۹۸۱۶	A=۱۸/۰۸۱ (km) ²
۱۱۶۰	۱۷/۶۰۸۸۵۴	۰/۹۷۳۸۸۷۱۷۴	۰/۷۳۷۴۴۴۳۷۴	H=۱۵۷۳ m
۱۱۸۰	۱۷/۲۳۵۲۶	۰/۹۵۳۲۲۴۹۳۲	۰/۷۵۰۱۵۸۹۳۲	
۱۲۰۰	۱۶/۴۶۱۹۹۹	۰/۹۱۰۴۵۸۴۳۷	۰/۷۶۲۸۷۳۴۹	
۱۲۲۰	۱۵/۶۵۷۴۴	۰/۸۶۵۹۶۰۹۵۳	۰/۷۷۵۵۸۸۰۴۸	
۱۲۴۰	۱۵/۰۴۸۴۵۸	۰/۸۳۲۲۸۰۱۸۴	۰/۷۸۸۳۰۲۶۰۶	
۱۲۶۰	۱۴/۰۷۳۷۹۶	۰/۷۷۸۳۷۴۸۶۹	۰/۸۰۱۰۱۷۱۶۵	
۱۲۸۰	۱۲/۲۸۵۴۲۷	۰/۶۷۹۴۶۶۱۲۵	۰/۸۱۳۷۳۱۷۲۳	
۱۳۰۰	۹/۹۴۷۲۸۹	۰/۵۵۰۱۵۱۴۸۵	۰/۸۲۶۴۴۶۲۸۱	
۱۳۲۰	۷/۰۱۱۳۵۳	۰/۳۸۷۷۷۴۶۲۵	۰/۸۳۹۱۶۰۸۳۹	
۱۳۴۰	۴/۰۵۳۸۶	۰/۲۲۴۲۰۵۵۲	۰/۸۵۱۸۷۵۳۹۷	
۱۳۶۰	۲/۷۸۹۳۰۹	۰/۱۵۴۲۶۷۴۰۸	۰/۸۶۴۵۸۹۹۵۵	
۱۳۸۰	۲/۰۲۱۰۲۶	۰/۱۱۱۷۷۶۲۲۹	۰/۸۷۷۳۰۴۵۱۴	
۱۴۰۰	۱/۵۴۰۳۳۹	۰/۰۸۵۱۹۱۰۲۹	۰/۸۹۰۰۱۹۰۷۲	
۱۴۲۰	۱/۱۳۴۶۲۲	۰/۰۶۲۷۵۲۱۷۱	۰/۹۰۲۷۳۳۶۳	
۱۴۴۰	۰/۸۰۵۹۴۹	۰/۰۴۴۵۷۴۳۶	۰/۹۱۵۴۴۸۱۸۸	
۱۴۶۰	۰/۵۹۸۸۱۱	۰/۰۳۳۱۱۸۲۴۶	۰/۹۲۸۱۶۲۷۴۶	
۱۴۸۰	۰/۴۰۱۵۰۸	۰/۰۲۲۲۰۶۰۷۳	۰/۹۴۰۸۷۷۳۰۵	
۱۵۰۰	۰/۲۳۶۱۵	۰/۰۱۳۰۶۰۶۷۱	۰/۹۵۳۵۹۱۸۶۳	
۱۵۲۰	۰/۰۸۰۵۹۹	۰/۰۰۴۴۵۷۶۶۳	۰/۹۶۶۳۰۶۴۲۱	
۱۵۴۰	۰/۰۲۴۰۳۳	۰/۰۰۱۳۲۹۱۸۵	۰/۹۷۹۰۲۰۹۷۹	
۱۵۶۰	۰/۰۰۱۱۶۹	۰/۰۰۰۶۴۶۵۳	۰/۹۹۱۷۳۵۵۳۷	

منابع

منابع فارسی:

افتخارنژاد، خ.، آقابات، ع.، (۱۳۷۰)، ورقه ۱۲۵۰۰۰۰ جاجرم، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

امینی چهرق، ر.، (۱۳۸۰)، نقشه ۱۰۰۰۰۰ میامی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

آقا نباتی، ع. (۱۳۸۳)، زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور،

باقری، ف.، سعیدی، ع.، بوذری، س.، (۱۳۸۷)، تحلیل هندسی و جنبشی نیمه باختری گسل میامی فصلنامه علوم زمین، شماره ۶۹. سازمان زمین شناسی کشور، ص ۳۴-۴۳.

بربریان، م. (۱۹۸۱)، گسلش فعال و زمین ساخت فعال ایران زمین. گزارش شماره ۵۲، سازمان زمین شناسی کشور.

بربریان، م.، قرشی، م.، ارژنگ روش، ب.، مهاجر اشجعی، ا.، (۱۳۷۱)، پژوهش و بررسی نو زمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه-گسلش در گستره قزوین بزرگ و پیرامون، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۶۱.

بربریان، م.، قرشی، م.، ارژنگ روش، ب.، مهاجر اشجعی، ا.، (۱۳۶۴)، پژوهش و بررسی ژرف نوزمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه - گسلش در گستره تهران و پیرامون، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۵۶.

پور کرمانی، م.، آرین، م.، (۱۳۷۶)، سائزمو تکتونیک، مهندسین مشاور دز آب.

حسامی، خ.، همکاران، (۱۳۸۲)، نقشه گسل های فعال ایران، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله

حقی پور، ن. (۱۳۸۵)، بررسی ریخت ساختی کپه داغ-بینالود بر پایه شاخص های گرادیان شیب رود و هیپسومتری، فصل نامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، شماره ۶۴، ص ۷۴-۷۸، ۹.

حلاج نیشابوری، م. (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد، بررسی نوزمین ساخت البرز مرکزی در محدوده شمال غرب تهران، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان

خادمی، م. (۱۳۸۹)، محاسبه و تفسیر برخی شاخص های ریخت زمین ساختی پیرامون گسل ترود، جنوب دامغان، فصل نامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، شماره ۷۵، ص ۴۷-۵۶.

خلعتبری، م. (۱۳۷۸)، ورقه ۱۰۰۰۰۰ عباس آباد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

رسولی لوشاب، ز. (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد، مورفومتری و ارزیابی برخی شاخص های ژئومورفیک برای تعیین میزان فعالیت نئوتکتونیک در حوضه های آبریز شمال ده ملا، و طزره البرز شرقی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان.

سلامتی، ر. (۱۳۸۲)، ورقه ۱۰۰۰۰۰ آری آباد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

عزتی، م.، آق اتابای، م.، شتابی، ش.، رقیمی، م. (۱۳۹۰)، بررسی نوزمین ساختی زیر حوضه رود خانه اترک شمال شرق ایران، سی امین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین شناسی کشور.

قریب، ف.، فتوتی، و. (۱۳۸۲)، ورقه ۱۰۰۰۰۰ جاجرم، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

نبوی، ح. (۱۳۵۵)، دیباچه ای بر زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی کشور.

References:

- Berberian, M, and King, (1981). G.C.P, Towards a paleo geography and tectonic evolution of Iran, *Report No. 52, Geological Survey of Iran*.,.
- Berberian, M,(1989). Tectono–Plutonic episodes in Iran. Inter – union commission on geodynamic, *working Group.6*.,.
- Berberian, M, (1976). Quaternary faults in Iran in: contribution to the seismotectonics of Iran (part II), *Geol. surv. Iran, Rep No:39*.,.
- Berberian, M. (1995). Master-Blind-Thrust Faults Hidden under the Zagros Folds: Active Basement Tectonics and Surface Morphotectonics. *Tectonophysics* , 241, 193-224.
- Berberian, M. (1983): The southern Caspian. A compressional floor by a trapped modified oceanic crust. *Canadian journal of Earth sciences*, Vol. 20, PP. 163-183.
- Berberian, M., (1976), Seismotectonic map of Iran, *Geol. Surv. Iran, Rep. No. 39*.
- Bull, W. B. (2007), *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*. Oxford: BLACKWELL.
- Bull, W.B, Mc fadden, L.D (1977),Tectonic geomorphology north and south of the Garlock , fault, California. *8th Annual geomorphology sym., New York*..
- Cannon, p.J., (1976).Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of mill Creek drainage basin. *Oklahoma Geology Notes*, 1,3-16.
- Cox,R. T(1994),Analysis of drainage – basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible quaternary tilt –block tectonics;An example from the Mississippi Embayment .*Geological society of American Bulletin*.106,P. 571-581..
- Davoudzadeh, M., Soffel, H., Schmidt, K., (1981),On the Rotation of East Iran Microplate, *N.Jb.Geol.Palont.Abh*, pp 180-192,.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez,T., Chacon, J., Keller, E. A.(2008),

Assessment of Relative Active Tectonics, Southwest Border of the Sierra Nevada (Southern Spain). G

Hack, J.(1973), Stream profile analysis and stream gradient in the USA Geological Survey Journal research , 1 422 -429

Keller, E.A, Pinter, N, (1996)Active tectonics (Earthquake, uplift and landscape). *Prentice-Hall Inc.*,

Keller,E.A, pinter,N, (1996), Active tectonics earthquake uplift and land scarp print ace Hall publication London.

McQuarrie, N., Stock, M. C., & Wernicke, B. P. (2003), Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters*, v. 30, p. 2036, doi:10.1029/2003GL017992.

Stampfli, G. M. (1978). Etude geologique generale de l'Elbourz oriental au sud de Gonbad - e - Qabous, Iran NE. These Geneve, 329 p.

Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2002), A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 196, p. 17-33.

Stocklin, J. (1968)Structural history of Iran. A review. *Amer. Geol, No. 52.*,

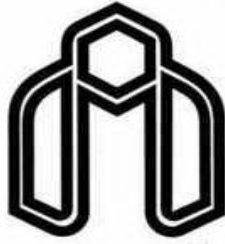
Strahler,A.N. (1952), Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks, Section 4-11 of Handbook of Applied Hydrology, Mc Graw- Hill Book Co., New York..

Welles, S. G. Bullard, T. F.,(1988), Regional variation in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary. *Pacific coast of cista rica geomorphology vol pp. 239-265.*

Abstract

Location of Iran in Himalaya-Alp Mountain range cause to arrange Iran in active place of the earth. For this reason recognize and find active fault and active tectonic place is one of the important problems. There are several way's to find out the active fault's. The morphotectonic index's investigation's is one this method's investigate wide and large study area is the most profit of this method. In this reaserch use from Sinuosity mountain front (Smf), Drainage basin shape(Bs) Drainage basin Asymmetry (AF) Steream lennght gradient index (SL) Hypsometric Curve and Hypsometry Integral index's in study area to investigate a part of Mayami fault zon. (smf) index in segment one is 1.33, in segment two is 1.21, in segment three is 1.31 (If this number's accessible and aproximate the 1, the place tectonically is more active). Bs index of 12 basin's segment investigated. This research show that number 8 basin (segment) with 3.28 Bs index is maximum index number (the basin have longed shape and active tectonic), and number 12 basin with 1.39 shape index is minimum shape index number (the basin have rounded shape and unactive tectonically). AF index calculated to all 12 basin of study area. This investigation's show basin 12 is the most symetriest basin of study area (active tectonically), and basin 5 is nonsymetriest basin of study area (nonactive tectonically). SL index investigation's show number 5 basin with 463.92 have maximum average of all 12 basin's and arranged in category 2 of tectonic activity. Index of relative active tectonics (Iat) investigations show 5,7,8 and 10 basin's arranged in category 2 of tectonic activity and 4,11 and 12 basin's arranged in category 4 of tectonic activity. In this research we use from Geological Map, Lansat Image, DEM with 30 meter accuraccy, and Arc GIS10, Global Mapper 12 software.

Key word's: Morphotectonic, Mayami fault, SMF index, SL index, AF index, Hipsometry Integral



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

Tectonic Group

**Analysis of active tectonic of Meyamey Area based
on Morphotectonic index**

Naghi Mirbeagy

Supervisor

Dr. R. Ramezani oomali

Advisor

Dr. A. Taheri

February 2012