

بسم الله الرحمن الرحيم



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

رشته زمین‌شناسی گرایش تکتونیک

پایان نامه کارشناسی ارشد

ارزیابی فعالیت زمین‌ساختی شمال رودخانه جاجرود با استفاده از شاخص‌های

ریخت زمین‌ساختی

نگارنده:

شبیم شهرستانی

استاد راهنما

دکتر رمضان رمضانی اومالی

استاد مشاور

دکتر منوچهر قرشی

شهریور ۱۳۹۵

۱۳۲۰/۵
۹۵/۷/۱۷

شماره:

تاریخ:

ویرایش:

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره ۷: صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم شبنم شهرستانی به شماره دانشجویی ۹۲۰۸۶۷۴ رشته زمین شناسی گرایش تکتونیک تحت عنوان ارزیابی فعالیت زمین ساختمانی شمال رودخانه جاجرود با استفاده از شاخص های ریخت زمین ساختمانی که در تاریخ ۱۳۹۵/۰۶/۱۷ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با درجه: <u>بسیار خوب امتیاز ۱۸/۱۷</u>)	☐ دفاع مجدد	☐ مردود
نوع تحقیق: نظری ☐ عملی ☐		

۱- عالی (۲۰ - ۱۹)

۲- بسیار خوب (۱۸/۹۹ - ۱۸)

۳- خوب (۱۶ - ۱۷/۹۹)

۴- قابل قبول (۱۵/۹۹ - ۱۴)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر رمضان رمضانی اومالی	دانشیار	
۳- استاد مشاور	دکتر منوچهر قرشی	استاد	
۴- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	دکتر عزیزالله طاهری	استاد	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر غلامحسین کرمی	دانشیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر سعید اسلامی	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده:

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:



تقدیم بہ :

پدر و مادر عزیزم:

آن دو اسوہ پر معنای حیات،

مہربانی، صبر، فداکاری و صداقت

خواهران و برادر گرامیم:

آنان کہ مشعل تابناک حیاتشان

و آغوش گرم سرشار از محبتشان

روشنی قلبم است.

تشکر و قدردانی:

قبل از هر چیز از خداوند متعال سپاسگزارم که توفیق انجام این پژوهش را به من داده است. همچنین بر خود لازم می‌دانم که از استاتید محترم و سایر اشخاصی که در انجام این پژوهش مرا یاری کرده‌اند تقدیر و تشکر نمایم.

ابتدا از استاد ارجمند آقای دکتر رمضان رمضانی اومالی که مسئولیت راهنمایی این پژوهش را به عهده داشته‌اند و در کلیه مراحل پژوهش، هواره با راهنمایی‌های بی‌دریغشان اینجانب را در حل مشکلات یاری نموده‌اند، نهایت سپاس و قدردانی را دارم. همچنین ار استاد مشاور گرامی آقای دکتر منوچهر قرشی به دلیل مساعدت و راهنمایی خردمندانه خویش در انجام پروژه تشکر می‌نمایم.

از جناب آقای دکتر غلام حسین کرمی و دکتر سعید اسلامی که داوری این پایان‌نامه را به عهده داشتند، کمال تشکر را دارم. همچنین مراتب سپاس را از جناب آقای دکتر پرویز امیدی و دکتر هادی جعفری و کارکنان محترم دانشکده علوم زمین به ویژه سرکار خانم زهره فارسی به جا می‌آورم. همچنین از دوستانم به ویژه سرکار خانم دکتر نوشین بقا، جناب آقای محمد مؤمنی و دیگر دوستانم: لایلا خانی، الهام خراسانی، محبوبه حسینی، منا مهدوری، مرضیه بتوندی پور، فاطمه عابدینی، فهمیه طاهرپور، حسن آرامش، مجتبی سنخواستی و هم کلاسی‌های عزیزم هم کمال تشکر را دارم. نهایتاً، از اعضای خانواده ام به خصوص برادر مهربانم که همواره مشوق و یاری دهنده من در انجام این پژوهش بوده‌اند، صمیمانه سپاسگزارم.

تعهد نامه

اینجانب شب‌نم شهرستانی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی - تکتونیک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده "ارزیابی فعالیت زمین‌ساختی شمال رودخانه جاجرود با استفاده از شاخص‌های ریخت-زمین‌ساختی" به راهنمایی دکتر دکتر رمضان رمضانی اومالی متعهد می‌شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه 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 پایان نامه 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 پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، 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، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

مناطق فعال، قسمت‌هایی از پوسته زمین هستند که در هولوسن و پلیستوسن بالایی دارای حرکات زمین‌ساختی هستند و در آینده نیز مستعد بروز خطر خواهند بود. شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی ابزاری مفید برای ارزیابی سریع فعالیت زمین‌ساختی در یک ناحیه وسیع است. بر همین اساس در این تحقیق از ۷ شاخص ریخت‌سنجی که عبارتند از: شاخص‌های پیچ و خم جبهه کوهستان (Smf)، پیچ و

خم کانال رودخانه (S)، گرادیان طولی رودخانه (SL)، انتگرال فرازونجی (Hi)، شاخص نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره (Vf)، شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبرگیر (Af) و شاخص شکل حوضه زهکشی (BS) برای بررسی فعالیت زمین‌ساختی رودخانه جاجرود واقع در لبه جنوبی البرز مرکزی پرداخته شده است. شاخص زمین‌ساخت فعال (Iat) محاسبه گردید که بر اساس آن حوضه رودخانه جاجرود در رده ۲ با فعالیت بالا (۴۷ درصد وسعت منطقه) و رده ۳ (۵۳ درصد) با فعالیت متوسط رده‌بندی گردیده است که رده ۱ و ۴ در این منطقه وجود ندارد. رده‌های با فعالیت بالا، بیشتر منطبق با گسل مشا در بخش‌های شمالی این منطقه است. برای اولویت‌بندی زیرحوضه‌ها بر اساس فعالیت زمین‌ساختی از روش‌های تصمیم‌گیری چند معیاره AHP، SAW و TOPSIS استفاده شده است. در روش AHP زیرحوضه‌های ۱ و ۸ (منطبق با گسل مشا و ناودیس توچال) و با توجه روش‌های SAW و TOPSIS زیرحوضه ۱۲ (منطبق با محل اتصال گسل مشا و شمال تهران) بالاترین میزان فعالیت زمین-ساختی را به خود اختصاص داده‌اند.

واژه‌های کلیدی: رودخانه جاجرود، شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی، فعالیت زمین‌ساختی، گسل مشا

مقالات مستخرج از این پایان‌نامه:

"بررسی اثرات ریخت‌زمین‌ساختی فعال رودخانه جاجرود (شرق- شمال شرق تهران)"، کارگاه آموزشی و سی و چهارمین گردهمایی و دومین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، اسفند ۱۳۹۴.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات ۱

۱-۱- مقدمه ۲

۲-۱- بیان مسئله و هدف از انجام تحقیق ۲

۳-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه ۳

۴-۱- راه‌های دسترسی به منطقه ۴

۵-۱- شرایط آب و هوایی ۶

۶-۱- زمین ریخت‌شناسی ۷

۷-۱- تاریخچه مطالعات پیشین ۸

۸-۱- روش انجام تحقیق ۱۱

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی ۱۳

۱-۲- مقدمه ۱۴

۲-۲- زمین‌ساخت البرز ۱۴

۳-۲- تکوین و تکامل ساختاری البرز ۲۰

۴-۲- چین‌شناسی منطقه مورد مطالعه ۲۳

۲-۴-۱- پرکامبرین ۲۳

۲-۴-۲- پالئوزوئیک ۲۴

۳-۴-۲- مزوزوئیک ۲۶

۴-۴-۲- سنوزوئیک ۲۸

۵-۴-۲- سنگ‌های آذرین در منطقه مورد مطالعه ۳۲

۳- معرفی ساختارهای اصلی منطقه ۳۷

۳-۱- مقدمه ۳۸

۳-۲- چین ها ۳۸

۳-۲-۱- چین های شمال و شمال غرب منطقه ۳۹

۳-۲-۲- چین های شرق و شمال شرق منطقه ۳۹

۳-۲-۳- چین های جنوب و جنوب شرق منطقه ۳۹

۳-۳- گسل ها ۴۱

۳-۳-۱- گسل مشا ۴۳

۳-۳-۲- گسل شمال تهران ۴۹

۳-۳-۳- گسل آراکوه ۵۲

۳-۳-۴- گسل پارچین ۵۴

۴- شاخص های ریخت زمین ساختی ۵۵

۴-۱- مقدمه ۵۵

۴-۲- شاخص های ریخت زمین ساختی ۵۶

۴-۲-۱- شاخص گرادیان طولی رودخانه ۵۹

۴-۲-۲- شاخص پیچ و خم کانال رودخانه ۶۷

۴-۲-۳- شاخص عدم تقارن آبراهه ها در حوضه آگیر ۷۰

۴-۲-۴- شاخص انتگرال فرازسنجی ۷۵

۴-۲-۵- شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان ۸۲

۴-۲-۶- شاخص نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره ۸۴

- ۷-۲-۴- شاخص شکل حوضه زهکشی ۸۸
- ۳-۴- روش‌های تلفیق نتایج شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی ۹۰
- ۱-۳-۴- شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی ۹۱
- ۲-۳-۴- روش‌های تصمیم‌گیری چند معیاره ۹۵
- ۱-۲-۳-۴- روش تحلیل سلسه مراتبی ۹۸
- ۲-۲-۳-۴- روش وزن‌دهی ساده ۱۰۶
- ۳-۲-۳-۴- روش شباهت به گزینه ایده آل ۱۱۰
- ۴-۴- زیرحوضه‌های فعال بر اساس نتایج روش‌های تلفیق ۱۱۵
- ۵: نتیجه‌گیری و پیشنهادها ۱۲۱**
- ۱-۵- نتیجه‌گیری ۱۲۲
- ۲-۵- پیشنهادهایی برای مطالعه‌ها آتی ۱۲۴
- منابع ۱۲۵**

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱-a: موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه، b: منطقه مورد مطالعه از نمایی نزدیک‌تر... ۵
- شکل ۱-۲-راه‌های دسترسی به محدوده مورد مطالعه..... ۶
- شکل ۱-۳-تصویر سه بعدی از منطقه مورد مطالعه در نرم‌افزار ArcScene..... ۸
- شکل ۱-۲-تصویری از رشته کوه البرز در شمال ایران ۱۶
- شکل ۲-۲-مدل پیشنهاد شده برای سیستم البرز..... ۱۷
- شکل ۲-۳-برش ساختاری البرز (اشتوکلین، ۱۹۷۴)..... ۱۷
- شکل ۲-۴-برش ساختاری البرز (آلن و همکاران، ۲۰۰۳)..... ۱۸
- شکل ۲-۵-پهنه‌بندی البرز، مرز پهنه‌های ساختاری گسله‌های بزرگ و راندگی‌ها می‌باشند..... ۱۹
- شکل ۲-۶-تکامل ساختاری البرز در طی پرمین آغازین- سانتونین زیرین..... ۲۲
- شکل ۲-۷-تکامل ساختاری البرز در اواخر دوران سنوزوئیک..... ۲۳
- شکل ۲-۸-مهم‌ترین سازندهای ترشیری در منطقه مورد مطالعه..... ۳۰
- شکل ۲-۹-نمایی از سازند هزار دره در شمال شهر جدید پردیس..... ۳۱
- شکل ۲-۱۰-a: پادگانه آبرفتی کواترنری در شرق شهر رودهن..... ۳۲
- شکل ۲-۱۱-ستون چینه‌شناسی واحدهای سنگی در جنوب البرز مرکزی- شمال تهران..... ۳۴
- شکل ۲-۱۲-نقشه زمین‌شناسی حوضه زهکشی جاجرود..... ۳۵
- شکل ۳-۱-نقشه ساختارهای زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه..... ۴۰
- شکل ۳-۲-a: موقعیت گسل مشا در روستای کند و افجه بر روی نقشه زمین‌شناسی..... ۴۵
- شکل ۳-۳-نمایش قطعات گسلی گسل مشا..... ۴۵
- شکل ۳-۴-A: عکس ماهواره‌ای از قطعه شرقی گسل مشا که جابه‌جایی چپ‌بر آبراهه‌ها..... ۴۷
- شکل ۳-۵-طرحی از گسلش جنبا در گستره شمال تهران..... ۵۰
- شکل ۳-۶-تصویر A و تفسیر آن در شکل B، منطقه میان گسل مشا مرکزی..... ۵۱

- شکل ۳-۷-ا: قرار گرفتن سازند کرج در سطح بالاتری نسبت به نهشته‌های کواترنری ۵۴
- شکل ۴-۱- زیرحوضه‌های استخراج شده در گستره مورد مطالعه که بر روی مدل ارتفاعی رقومی .. ۵۸
- شکل ۴-۲- زیرحوضه‌ها و رودخانه‌های استخراج شده از مدل ارتفاعی رقومی ۵۹
- شکل ۴-۳- پارامترهای لازم و روش محاسبه شاخص SL ۶۰
- شکل ۴-۴- (a) حوضه شماره ۱ با فعالیت زمین‌ساختی بالا ۶۲
- شکل ۴-۵- نقشه‌ی گرادیان طولی رودخانه برای حوضه‌های منطقه مورد مطالعه ۶۳
- شکل ۴-۶- پروفیل طولی رودخانه‌های اصلی و روند تغییرات میزان شاخص گرادیان طولی ۶۴
- شکل ۴-۷- نقشه مقاومت سنگ بر اساس نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه ۶۶
- شکل ۴-۸: نقشه‌ی خطوط تراز از مقادیر شاخص SL ۶۶
- شکل ۴-۹- لایه رودخانه‌های رنگ‌بندی شده برای هر قطعه آبراهه ۶۷
- شکل ۴-۱۰- نمایش و محاسبه میزان شاخص پیچ و خم کانال رودخانه ۶۸
- شکل ۴-۱۱- نقشه‌ی پیچ و خم کانال رودخانه برای حوضه‌های منطقه مورد مطالعه ۶۹
- شکل ۴-۱۲- بلوک دیاگرام شماتیک حوضه زهکشی متأثر از حرکات فرایشی ۷۱
- شکل ۴-۱۳- (a) حوضه شماره ۱ با فعالیت زمین‌ساختی بالا ۷۲
- شکل ۴-۱۴- نقشه‌ی شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبگیر ۷۳
- شکل ۴-۱۵- سه مدل A: توپوگرافی جوان B: توپوگرافی بالغ C: توپوگرافی پیر ۷۷
- شکل ۴-۱۶- (a) حوضه شماره ۱۹ با فعالیت زمین‌ساختی بالا و رده ۱ ($H_i = 0.51$) ۷۸
- شکل ۴-۱۷- منحنی‌های انتگرال فرازسنجی برای ۲۹ زیرحوضه ناحیه مورد مطالعه ۷۹
- شکل ۴-۱۸- نقشه اندیس انتگرال هیپسومتری برای زیرحوضه‌های منطقه مورد مطالعه ۸۱
- شکل ۴-۱۹- وضعیت پیچ و خم جبهه کوهستان در مناطق a: فعال تکتونیکی b: غیر فعال ۸۲
- شکل ۴-۲۰- محل اندازه‌گیری پیچ و خم جبهه کوهستان ۸۳
- شکل ۴-۲۱- عوامل موثر در تعیین شاخص Vf دره‌ها ۸۵

- شکل ۴-۲۲- محل اندازه‌گیری شاخص Vf (خطوط مشکی) در منطقه مطالعاتی ۸۶
- شکل ۴-۲۳- ۸ مقطع عرضی از دره‌های اصلی در فاصله معینی عمود بر پیشانی کوهستان ۸۷
- شکل ۴-۲۴- نقشه‌ی توزیع اندیس شکل حوضه در ۲۹ زیرحوضه رودخانه جاجرود..... ۸۹
- شکل ۴-۲۵- نقشه توزیع سطح فعالیت نسبی (Iat) در منطقه مورد مطالعه ۹۲
- شکل ۴-۲۶- نمودار رده‌بندی شاخص Hi بر اساس ال حمدونی، ۲۰۰۸ ۹۴
- شکل ۴-۲۷- نمودار سلسله مراتبی ۹۹
- شکل ۴-۲۸- نقشه فعالیت زمین‌ساختی در زیرحوضه‌های رودخانه جاجرود به روش AHP ۱۰۵
- شکل ۴-۲۹- ماتریس مقایسه دو به دو از معیارهای مورد استفاده ۱۰۸
- شکل ۴-۳۰- نمودار مربوط به وزن معیارها..... ۱۰۸
- شکل ۴-۳۱- نقشه فعالیت زمین‌ساختی در زیرحوضه‌های رودخانه جاجرود به روش SAW ۱۰۹
- شکل ۴-۳۲- نقشه فعالیت زمین‌ساختی در زیرحوضه‌های رودخانه جاجرود به روش TOPSIS ... ۱۱۴
- شکل ۴-۳۳- نمایی سه بعدی از حوضه‌های ۱ و ۸ از داده‌های SRTM ۱۱۶
- شکل ۴-۳۴- a: دره‌ی عمیق و V شکل که حاکی از فعال بودن منطقه از نظر زمین‌ساختی..... ۱۱۶
- شکل ۴-۳۵- رانده شدن سازند کرج بر روی سازند قرمز زیرین در اثر عملکرد گسل مشا ۱۱۷
- شکل ۴-۳۶- دره‌ی V شکل که حاکی از فعال بودن منطقه از نظر زمین‌ساختی می‌باشد. ۱۱۸
- شکل ۴-۳۷- a: رانده شدن سازند کرج بر روی سازند قرمز زیرین در اثر عملکرد گسل مشا..... ۱۱۹
- شکل ۴-۳۸- نمایی سه‌بعدی حوضه‌ی ۱۰ از داده‌های SRTM در نرم‌افزار Global mapper ۱۱۹
- شکل ۴-۳۹- تصویر سه‌بعدی حوضه‌ی ۱۶ از داده‌های SRTM در نرم‌افزار Global mapper ۱۲۰

فهرست جدول‌ها

جدول ۱-۴ - مقادیر SL محاسبه شده و رده فعالیت زمین‌ساختی در حوضه‌ها.....	۶۱
جدول ۲-۴ - مقادیر S محاسبه شده و رده فعالیت زمین‌ساختی در حوضه‌ها.....	۷۰
جدول ۳-۴ - مقادیر Af محاسبه شده و رده فعالیت زمین‌ساختی در حوضه‌ها.....	۷۴
جدول ۴-۴ - مقادیر Hi محاسبه شده و رده فعالیت زمین‌ساختی در حوضه‌ها.....	۸۱
جدول ۵-۴ - محاسبه پیچ و خم جبهه کوهستان در نواحی انتخابی در منطقه مطالعاتی.....	۸۴
جدول ۶-۴ - محاسبه شاخص Vf دره‌های انتخاب شده در منطقه مورد مطالعه.....	۸۶
جدول ۷-۴ - محاسبه نسبت Bs حوضه‌ها در منطقه مطالعاتی.....	۹۰
جدول ۸-۴ - مقادیر و رده فعالیت زمین‌ساختی بر اساس روش Iat در ۲۹ حوضه زهکشی.....	۹۳
جدول ۹-۴ - انواع روش‌های تصمیم‌گیری چند شاخصه.....	۹۶
جدول ۱۰-۴ - طبقه‌بندی کمی و کیفی برای مقایسه زوجی معیارها.....	۱۰۱
جدول ۱۱-۴ - شاخص تصادفی (R.I).....	۱۰۳
جدول ۱۲-۴ - ماتریس مقایسه زوجی برای تعیین ارزش هریک از معیارها.....	۱۰۴
جدول ۱۳-۴ - نتایج نهایی روش چند شاخصه AHP برای زیرحوضه‌های رودخانه جاجرود.....	۱۰۵
جدول ۱۴-۴ - وزن معیارهای مورد استفاده در اولویت بندی.....	۱۰۸
جدول ۱۵-۴ - نتایج نهایی و رتبه‌بندی نهایی زیرحوضه‌های رودخانه جاجرود از لحاظ.....	۱۰۹
جدول ۱۶-۴ - نتایج نهایی و رتبه‌بندی نهایی زیرحوضه‌های رودخانه جاجرود از لحاظ.....	۱۱۳

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

تقریباً هیچ ناحیه‌ای را در جهان را نمی‌توان در طول چند هزار سال اخیر تحت تأثیر تغییرات زمین‌ساخت قرار نگرفته باشد (کلر و پینتر^۱، ۱۹۹۶). فلات ایران بر روی یکی از کمربندهای لرزه‌خیز جهان (کمربند آلپ- هیمالیا) قرار داشته و بسیاری از گسل‌های فعال این فلات، در نزدیکی مراکز مهم جمعیتی و اقتصادی قرار دارند و گاهی اوقات، شاهد زلزله‌های شدید با عمق کانونی کم در این نواحی

^۱ - Keller and Pinter, 1996

هستیم که در بعضی موارد منجر به رخداد حوادث بزرگی می‌شوند. به همین لحاظ، ارزیابی و بررسی فرآیندهای زمین‌ساختی فعال و اثرات ناشی از آن مانند زمین‌لرزه‌ها برای بسیاری از فعالیت‌های بشری همچون طراحی و احداث شهرها، نیروگاه‌ها، سدها و... از اهمیت بالایی برخوردار است تا به کمک آن بتوان میزان خطرات و خسارات ناشی از این‌گونه فرآیندهای فعال را به حداقل ممکن رساند.

رودخانه جاجرود از نظر ساختاری در لبه‌جنوبی البرز مرکزی با تاریخچه‌ی پیچیده ساختاری و از نظر تقسیم‌های جغرافیایی، در قسمت شرق-شمال شرق استان تهران واقع شده است. به دلیل وجود گسل-های فعال و ثبت زلزله‌های مختلف در منطقه مورد مطالعه، این پژوهش ضروری است، بنابراین، در این تحقیق با بررسی شاخص‌های ریخت‌سنجی متعدد، فعالیت زمین‌ساختی محدوده مورد مطالعه در رژیم تنش‌ی اخیر مورد ارزیابی قرار گرفته است.

۱-۲- بیان مسئله و هدف از انجام تحقیق

ریخت‌زمین‌ساخت^۱، مطالعه اشکال و سیمای موجود بر سطح زمین است که بر اثر سازوکارهای زمین-ساختی ایجاد شده‌اند و از آن به عنوان کاربرد اصول زمین‌ریختی در تحلیل مسائل زمین‌ساختی استفاده می‌شود. بررسی و شناخت فرآیندهای زمین‌ریختی، فرآیندهای زمین‌ساختی زمین و نحوه ایجاد و پیدایش سیمای زمین از مواردی است که علم ریخت‌زمین‌ساخت آن را مورد بررسی قرار می‌دهد. ریخت‌زمین‌ساخت معرف رابطه بین زمین‌ساخت و عوارض سطحی می‌باشد و دانستن ارتباط حوادث زمین‌ساخت از طریق بررسی اشکال و ناهمواری‌های سطح زمین تعبیر و تفسیر می‌گردد. شاخص‌های ریخت‌سنجی در بررسی‌های زمین‌ساختی مفید هستند زیرا جهت ارزیابی سریع فعالیت زمین‌ساختی در مناطق وسیع می‌توانند به کار گرفته شوند و داده‌های ضروری آن اغلب به سرعت از نقشه‌های رقومی و تصاویر ماهواره‌ای بدست می‌آیند (کلر و پینتر، ۱۹۹۶).

¹ - Morphotectonic

رودخانه جاجرود به لحاظ قرار گرفتن در لبه جنوبی البرز مرکزی، وجود گسل‌های فعال و رکوردهای لرزه‌ای، منطقه‌ای فعال است. اما تشخیص سطح نسبی این فعالیت و تفکیک مناطق دارای فعالیت‌های بالا، از موضوعات مهم در برنامه‌ریزی شهری و زیست‌محیطی بوده و همواره دغدغه مسئولان شهری و حتی کشوری بوده است که اهمیت این تحقیق را در شناسایی مناطق دارای فعالیت زمین‌ساختی نشان می‌دهد. نتایج آن می‌تواند از دیدگاه توسعه پایدار مورد بهره‌برداری کاربردی قرار گیرد. در نهایت با انجام این مطالعات، پاسخگویی به سؤالات زیر از دستاوردهای این پژوهش خواهد بود:

۱. آیا بستر رودخانه مورد مطالعه دارای فعالیت زمین‌ساختی قابل توجهی می‌باشد؟
۲. آیا توزیع این فعالیت نسبی زمین‌ساختی در تمام ناحیه یکسان است؟
۳. آیا توزیع این رده‌های فعالیت نسبی زمین‌ساختی با ساختارهای ناحیه ارتباط دارد؟

۳-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

رودخانه جاجرود رودی دائمی با طول حدود ۱۴۰ کیلومتر در استان تهران است که از ارتفاعات رشته کوه البرز (کوه‌های خل نو، شمشک و جانسون) سرچشمه می‌گیرد و از تلاقی رودخانه گرمابدر و ریزابه‌ای که در روستای زایگان در ۳۰ کیلومتری شمال شرقی تهران به هم پیوسته‌اند، تشکیل می‌شود. این رودخانه در ادامه مسیر خود با رودخانه‌های لجنی، شمشک، آهار، امامه و ناصرآباد مخلوط می‌شود و سپس از دریاچه سد لتیان عبور می‌کند. همچنین در مسیر خود، آب روستاهای عباس‌آباد، جاجرود، خسروآباد، سعیدآباد، ترقیون و سنجریان را تأمین می‌کند. سپس، بعد از عبور از دامنه شرقی کوه سوری قلعه در روستای یوردشاه با رودخانه دماوند مخلوط می‌شود و به دهستان بهنام پازوکی از شهرستان ورامین وارد می‌گردد. در این دهستان از کنار یوردشاه و دروازه و پارچین و سرخ حصار می‌گذرد و پس از عبور از منطقه تخت چنگی به دشت ورامین وارد می‌شود و در مسیر خود با رودخانه کرج مخلوط می‌شود و سرانجام به دریاچه نمک قم می‌ریزد.

حوضه آبرگیر مورد مطالعه با مساحتی معادل ۲۴۵۰ کیلومترمربع واقع در لبه جنوبی البرز مرکزی از سرچشمه رودخانه جاجرود تا دشت ورامین را شامل می‌شود؛ که از لحاظ جغرافیایی حد فاصل بین طول‌های جغرافیایی ۵۱/۲۳ تا ۵۲/۱۴ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۵/۲۲ تا ۳۶/۰۳ شمالی قرار گرفته است (شکل ۱-۱).

۱-۴- راه‌های دسترسی به منطقه

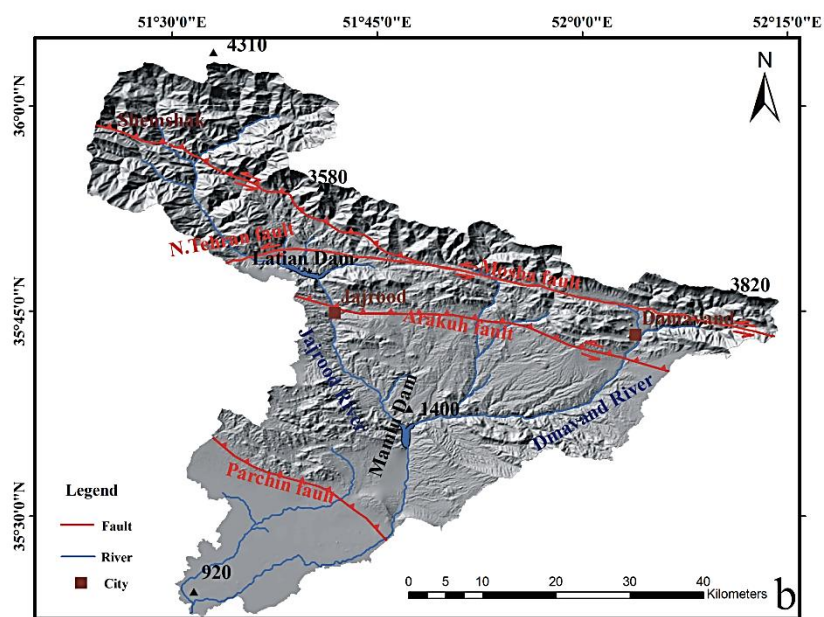
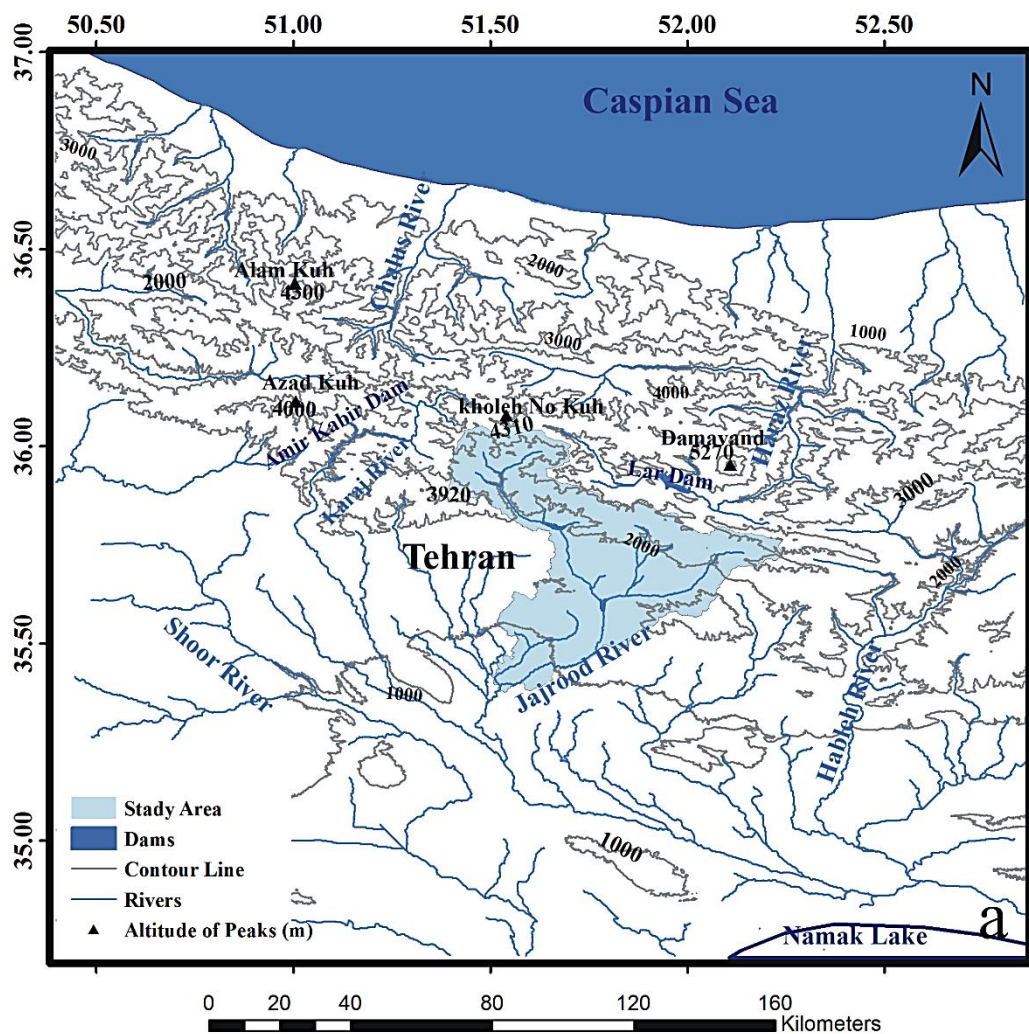
با توجه به قرارگیری محدوده مورد مطالعه در مجاورت تهران، راه‌های اصلی و فرعی متعددی برای دسترسی به این منطقه وجود دارد، اما باید توجه داشت که بسیاری از راه‌های فرعی در محدوده حفاظت شده قرار گرفته‌اند (شکل ۱-۲).

جاده‌های اصلی ناحیه مورد مطالعه عبارت‌اند از:

- جاده آسفalte هراز
- جاده آسفalte تهران - فیروزکوه
- جاده آسفalte تهران - لشگرک
- جاده آسفalte تهران - سمنان

جاده‌های فرعی ناحیه مورد مطالعه عبارت‌اند از:

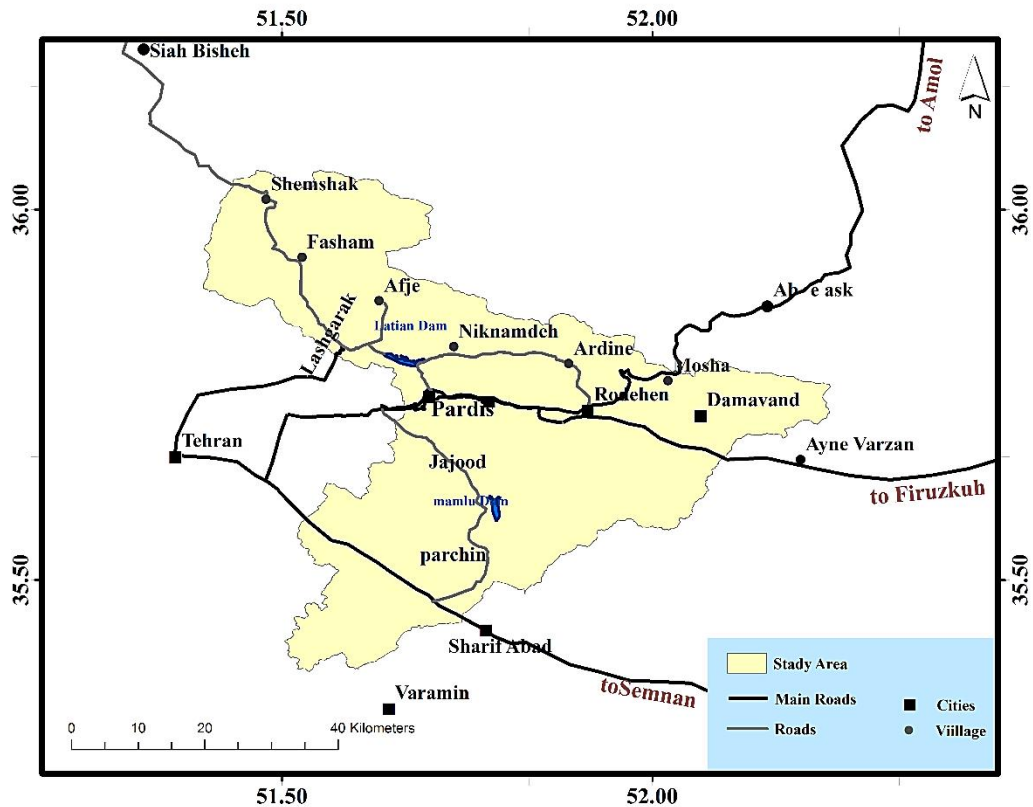
- جاده آسفalte لشگرک به سد لتیان



شکل ۱-۲: موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه، b: منطقه مورد مطالعه از نمایی نزدیک تر

➤ جاده آسفalte جاجرود به لواسانات (دهستان‌های افجه، برگ جهان، لواسان) که تحت حفاظت وزارت نیرو می‌باشد.

➤ جاده آسفalte تهران- پارچین (تحت حفاظت وزارت دفاع و وزارت نیرو)



شکل ۲-۲- راه‌های دسترسی به محدوده مورد مطالعه

۱-۵- شرایط آب و هوایی

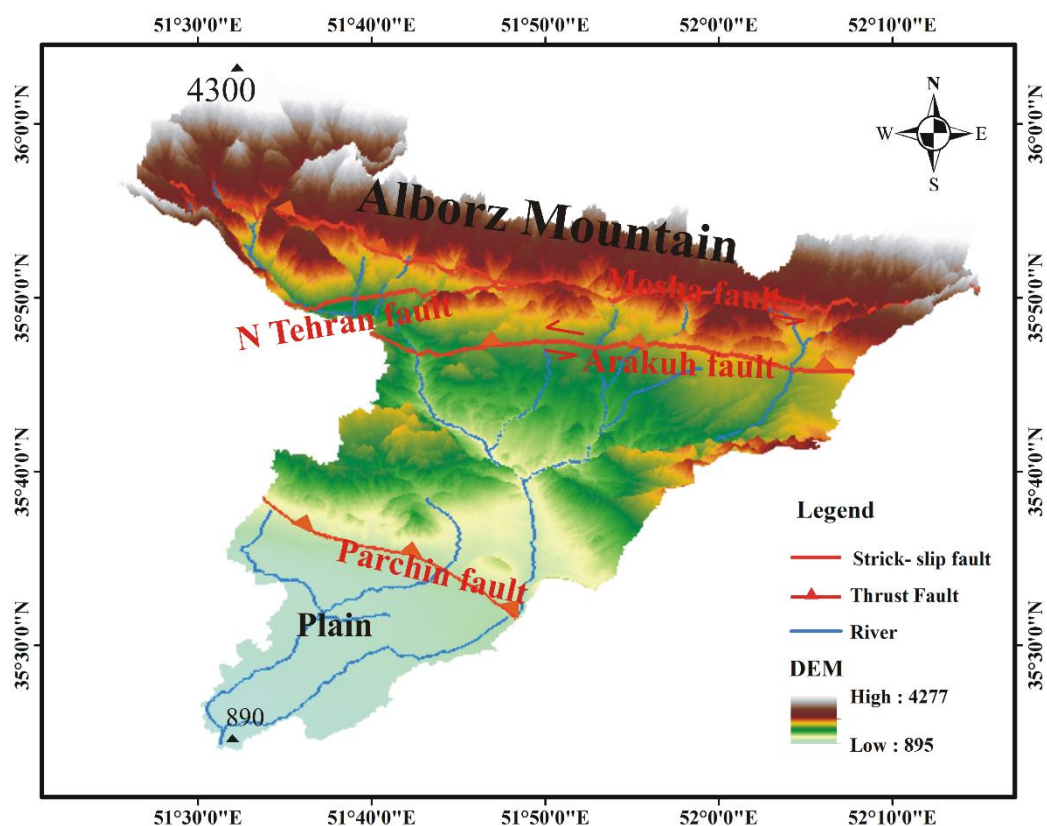
سه عامل جغرافیایی رشته کوه‌های البرز مرکزی در شمال و وزش بادهای باران‌زای غربی و دشت کویر در جنوب منطقه از عوامل مهم و تأثیرگذار در آب‌وهوای منطقه مورد مطالعه می‌باشند. در این بین، عامل ارتفاعات البرز مرکزی نقش اساسی در شرایط آب و هوایی منطقه دارد. به همین جهت با کاهش ارتفاع از شمال به جنوب دما افزایش می‌یابد، اما میزان بارندگی کم‌تر می‌شود. میانگین بارش در کوه‌های شمالی منطقه بیش از ۵۰۰ میلی‌متر در سال و به سمت نواحی جنوبی کاهش می‌یابد و دشت ورامین به کمتر از ۲۰۰ میلی‌متر در سال می‌رسد. در ایستگاه ورامین میانگین بارندگی سالیانه حدود ۱۱۴

میلی متر می باشد و مشخصات اقلیم نیمه بیابانی خفیف را دارد. همچنین میانگین بارندگی سالیانه آن در ایستگاه لتیان ۳۷۱ میلی متر اندازه گیری شده است (وحدتی دانشمند، ۱۳۷۶). دمای هوا در گرم ترین روزهای سال ۴۰ تا ۴۵ درجه سانتی گراد بالای صفر و در سردترین روزها به دمای ۱۰ تا ۳۰ درجه سانتی گراد زیر صفر می رسد.

۱-۶- زمین ریخت شناسی

در نگاه کلی به ریخت شناسی محدوده مورد مطالعه، ساختارهای موجود در این منطقه دارای دو روند غالب شرقی- غربی و شمال غرب- جنوب شرق می باشند و در مجموع جهت شیب توپوگرافی عمومی در این منطقه به سمت جنوب بوده و از این رو رودخانه ها عموماً از شمال به جنوب جریان دارند. شیب متوسط این رودخانه در ناحیه کوهستانی دو درصد و در ناحیه دشت ۰/۴ درصد است. گسل های اصلی این محدوده شامل گسل مشا، شمال تهران، گسل آرا کوه و گسل پارچین می باشند که مشابه با روندهای توپوگرافی عمومی منطقه هستند. این موضوع می تواند بیانگر پیروی ریخت شناسی کلی این ناحیه از ساختارهای منطقه بوده و از این رو گویای چیرگی زمین ساخت فعال در آن است. به طور کلی بیشترین مساحت منطقه مورد مطالعه را گستره کوهستان تشکیل داده است که بلندترین ارتفاعات این محدوده شامل کوه های بلند البرز با ارتفاع ۴۳۰۰ متر از سطح دریا است که به وسیله گسل فعال مشا به سمت جنوب بر روی چین خوردگی های ملایم تر البرز (چین های کناری البرز)^۱ رانده شده است. چین خوردگی های شدید بر روی هم رانده شده و بلندی یافته اند که رودخانه های بسیاری از این ارتفاعات سرچشمه گرفته اند که به سوی مناطق جنوبی و گستره دشت (ارتفاع ۸۹۰ متر از سطح دریا) که از نهشته های جوان و عهد حاضر پوشیده شده است، جریان می یابند. تمایز توپوگرافی با موقعیت های گسله های اصلی هم خوانی دارد که این موضوع می تواند گویای نقش اساسی زمین ساخت فعال در شکل گیری پستی و بلندی های اصلی باشد (شکل ۱-۳).

¹ - Alborz Border Folds



شکل ۲-۳- تصویر سه بعدی از منطقه مورد مطالعه در نرم افزار ArcScene

۷-۱- تاریخچه مطالعات پیشین

از جمله مطالعات و بررسی های زمین شناسی انجام شده در البرز مرکزی، منطقه مورد مطالعه و همچنین مطالعات ریخت زمین ساختی مشابه به این پژوهش می توان به مطالعات زیر اشاره کرد:

الف) برخی از مطالعات صورت گرفته در مورد البرز و منطقه مورد مطالعه

- بربریان و همکاران (۱۳۶۴)، به بررسی و پژوهش لرزه زمین ساخت، نوزمین ساخت و خطر زمین لرزه- گسلی در گستره تهران و پیرامون پرداختند.

- جکسون و همکاران^۱ (۲۰۰۲)، بر اساس تحلیل گسل های فعال منطقه و همچنین حل سازوکار کانونی زمین لرزه هایی که در اطراف حوضه خزر جنوبی روی داده اند، چنین استنباط کردند که این حوضه

¹-Jackson *et al.* 2002

نسبت به اوراسیا به سمت شمال غرب ۸-۱۰ میلی‌متر در سال و نسبت به ایران مرکزی به سمت جنوب غرب با سرعت ۱۵-۱۰ میلی‌متر در سال حرکت دارد.

- سلیمانی و همکاران (۱۳۸۱)، به بررسی دیرینه‌لرزه‌شناسی مقدماتی بر روی گسل مشا پرداختند. مطالعات خود را بر روی ترانشه‌ای با ابعاد مناسب متمرکز کردند. دو رویداد مه لرزه‌ای قدیمی‌تر از عهد حاضر و نیز دو رویداد را در زمان عهد حاضر شناسایی کردند.

- اشتری و همکاران^۱ (۲۰۰۵)، به تحلیل خردلرزه‌های اطراف تهران پرداختند. بیشترین توزیع زمین‌لرزه‌ها را مربوط به گسل مشا و گسل گرمسار دانستند که هر دو شیبی به سمت شمال و زلزله‌های تاریخی قوی دارند. حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها حرکت راستالغز چپ‌بر برای گسل مشا را تأیید کردند.

- زانچی و همکاران^۲ (۲۰۰۶)، یک مقطع عرضی ناحیه‌ای از البرز مرکزی بر اساس مشاهدات ساختمانی و زمین‌شناسی در طول جاده کرج- چالوس تهیه کرد. مدل آن‌ها نشان داد که بیشتر کوتاه‌شدگی این کمربند در طول بخش‌های پیشانی آن است. نرخ کوتاه‌شدگی شمالی- جنوبی البرز مرکزی به وسیله اندازه‌گیری GPS برابر 5 ± 2 میلی‌متر در سال برآورد.

- بحیرایی و همکاران (۱۳۸۹)، تحولات تنش و تحلیل دینامیک قطعه مرکزی گسل مشا به روش برگشتی را مورد بررسی قرار دادند.

- تاتار و همکاران^۳ (۲۰۱۲)، به مطالعه لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت لبه‌ی جنوبی البرز مرکزی به کمک یک شبکه‌ی لرزه‌نگاری متراکم محلی نصب شده موقت شامل ۴۸ ایستگاه و جمع‌آوری و پردازش داده‌هایی بیش از ۳۰ ایستگاه لرزه‌نگاری دائمی موجود در منطقه به مدت ۴ تا ۶ ماه از اول خرداد تا آبان سال ۱۳۸۵ پرداختند. آن‌ها به خط‌شدگی خوبی از رویداد لرزه‌ای با کیفیت خوب روی

¹- Ashtari *et al.* 2005

²-Zanchi *et al.* 2006

³-Tatar *et al.* 2012

روند جاجرود- پردیس- آبسرد اشاره کردند. زمین‌لرزه‌ها در امتداد گسل مشا بین ۰ تا ۲۰ کیلومتر و بیشترین آن‌ها بین ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر عمق داشتند. بیشتر حل سازوکار کانونی‌ها حرکت امتدادلغز چپ‌بر را نشان دادند.

ب) برخی از مطالعات ریخت زمین‌ساختی مشابه به این تحقیق

- حلاج نیشابوری (۱۳۹۰)، بر اساس مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی بر روی آبرفت‌ها، آبراهه‌ها، مخروط افکنه‌ها، دره‌های پرشیب و V شکل و همچنین بررسی‌های کمی شاخص‌های گرادیان طولی رودخانه (SL) و شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها (Af)، حوضه آبرگیر کن واقع در شمال تهران را از نظر زمین‌ساختی فعال دانست.

- فراسیس و همکاران^۱ (۲۰۱۲)، برای بررسی تکتونیک فعال به تجزیه و تحلیل توپوگرافی، شبکه‌های زهکشی، پروفیل‌های طولی و عرضی، تقعر و شیب رود اصلی رودخانه‌ها در رشته کوه لیگاریان آلپ پرداختند، به کمک این مطالعات مدلی برای تکامل اخیر این رشته کوه معرفی کردند.

- خدابخش نژاد و همکاران (۱۳۹۴)، از شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)، انتگرال فرازسنجی (Hi)، گرادیان طولی رودخانه (SL)، نسبت کف دره به ارتفاع آن (Vf) و پیچ و خم پیشانی کوهستان (Smf) برای بررسی اثرات زمین‌ساخت بر روی رودخانه کارون بزرگ استفاده کردند. بر اساس مقادیر بدست آمده، این رودخانه را به سه رده با فعالیت خیلی بالا، بالا و متوسط طبقه‌بندی کردند. بر اساس نتایج ایشان پهنه با فعالیت ضعیف (رده ۴) در حوضه آبرگیر کارون وجود ندارد.

- طاهرخانی و همکاران (۱۳۹۴)، به مطالعه ویژگی‌های هندسی و سازوکار جوان گسل شمال قزوین بر پایه بررسی‌های ریخت‌زمین‌ساختی پرداختند. میزان بیشینه و کمینه جابه‌جایی افقی و قائم این

¹. Ferruris *et al.* 2012

گسل را بدست آوردند. گسل شمال قزوین را گسلی جنبا با سازوکار فشارشی با شیب به سوی شمال معرفی کردند که به همراه دیگر گسل‌های پیرامون چون گسل نجم‌آباد به صورت سامانه گسلی پیش‌رونده با سازوکار چپ‌بر معرفی کردند.

- بقا و همکاران^۱ (۲۰۱۴)، به مطالعه ریخت‌زمین‌ساخت حوضه تهران- قم به کمک ۶ اندیس ریخت-سنجی پرداختند. این حوضه را بر اساس روش Iat به چهار رده با فعالیت خیلی بالا، بالا، متوسط و پایین طبقه‌بندی کردند. همچنین به کمک روش AHP به وزن‌دهی این ۶ شاخص و مدل اصلاح شده Iat را بر این اساس ارائه کردند.

۸-۱- روش انجام تحقیق

(۱) مطالعه و جمع‌آوری اطلاعات کتابخانه‌ای مانند کتاب‌ها، پایان‌نامه‌ها، مقالات، نقشه‌ها و گزارش‌ها و کلیه منابع مرتبط

(۲) بررسی تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های زمین‌شناسی (با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰) و توپوگرافی (با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰) و مطالعه آن‌ها جهت انتخاب مکان‌های مناسب برای انجام عملیات صحرایی و کارهای زمین‌ریخت‌شناسی

(۳) رسم شبکه آبراهه‌ها، حوضه‌های آبریز، محاسبه اندیس‌های ریخت‌زمین‌ساختی، ترسیم نمودارها و نقشه‌ها.

لازم به ذکر است که این مطالعات به کمک نقشه‌ی رقومی ارتفاع و نرم‌افزارهایی چون: Arc GIS, Arc Scene, Global Mapper, Matlab, Expert choice, ... به انجام رسیده است.

(۴) مطالعات صحرایی به‌منظور برداشت عناصر ساختاری چون صفحه گسل‌ها، خش‌لغزهای روی صفحه گسل‌ها و شواهد ریخت‌زمین‌ساختی

(۵) نگارش پایان‌نامه و مقالات به وسیله ادغام اطلاعات بدست آمده از مراحل قبل

^۱ - Bagha et al. 2014

فصل دوم

زمین شناسی عمومی

۲-۱- مقدمه

از مدت‌ها پیش زمین‌شناسان، ایران را به عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا که از غرب اروپا آغاز و پس از گذر از ترکیه، ایران و افغانستان تا تبت ادامه دارد، در نظر گرفته‌اند. یافته‌های زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی از پوسته زمین ایران، محققین را بر آن داشته تا تکامل زمین‌ساختی ایران را بر اساس نظریه زمین‌ساخت صفحه‌ای تفسیر کنند. هرچند مطالعات بیشتر و یافته‌های جدیدتر، ممکن است مسائل دیگری را مطرح سازد. پژوهش‌گران علوم زمین بر اساس تاریخچه تحولات ساختمانی- رسوبی، جایگاه زمین‌ساختی، اطلاعات ژئوفیزیکی، داده‌های زلزله‌شناسی و ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی، سرزمین ایران را به واحدهای مختلف تقسیم کرده‌اند. از نظر تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران، منطقه مورد مطالعه، در پهنه رسوبی- ساختاری البرز و بخشی از لبه جنوبی البرز مرکزی قرار گرفته است. در این فصل، تاریخچه زمین‌شناسی البرز، البرز مرکزی و چینه‌شناسی در منطقه مورد مطالعه مورد بحث قرار گرفته است.

۲-۲- زمین‌ساخت البرز

سرزمین ایران به خاطر زمین‌شناسی پیچیده‌ای که پشت‌سر گذاشته، دارای سیماهای زمین‌شناسی گوناگونی می‌باشد. پهنه البرز نیز به عنوان یکی از پهنه‌های ساختاری ایران، درگیر این پیچیدگی‌ها است. تاکنون پژوهش‌گران زمین و زمین‌لرزه‌شناسان بسیاری، در راه گشودن این پیچیدگی‌ها تلاش کرده‌اند و در این مسیر، جنبه‌های بسیاری از ویژگی‌های زمین‌شناختی و زمین‌ساختی البرز آشکار شده است.

رشته کوه البرز با ساختاری کشیده و راستای شرقی- غربی در بخش مرکزی، روند کلی شمال غربی- جنوب شرقی در بخش غربی و روند شمال شرقی- جنوب غربی در بخش شرقی خود به عنوان بخشی

از کمربند لرزه‌خیز آلپ- هیمالیا در جنوب حوضه خزر قرار دارد (شکل ۲-۱). از دیدگاه علوی^۱ (۱۹۹۶)، رشته کوه البرز با طولی حدود ۲۰۰۰ کیلومتر، از کوه‌های قفقاز کوچک در جمهوری‌های ارمنستان و آذربایجان تا کوه‌های پاراپامیسوس در شمال افغانستان امتداد یافته است. جکسون و همکاران^۲ (۲۰۰۲)، رشته کوه البرز را کمان مرتفعی در شمال ایران معرفی می‌کنند که از انتهای تالش در غرب تا تقاطع آن با کپه داغ در شرق گسترده شده است. رشته کوه البرز نمونه بسیار خوبی از هم‌زمانی دگرشکلی‌های فشارشی و امتدادلغز می‌باشد. زمین‌شناسانی همچون جکسون و همکاران (۲۰۰۲) و آلن و همکاران^۳ (۲۰۰۳) کوه‌های البرز را به عنوان یک کمربند فشاری- برشی چپ‌بر معرفی نمودند که در آن لغزش بر روی گسل‌های امتداد لغز چپ‌بر و تراستی تجزیه شده است. مرز شمالی البرز را زمین‌درز تتیس قدیمی (پالئوتتیس) مشخص می‌کند، این مرز حاصل برخورد صفحه قاره‌ای ایران مرکزی با توران در تریاس پایانی است. مرز جنوبی البرز چندان مشخص نیست به طوری که گذر از ایران مرکزی به پهنه البرز تدریجی می‌باشد. با این وجود، شاید بتوان مرز جنوبی البرز را با گسل‌های گرمسار، سمنان و عطاری منطبق دانست (آقابات، ۱۳۸۳).

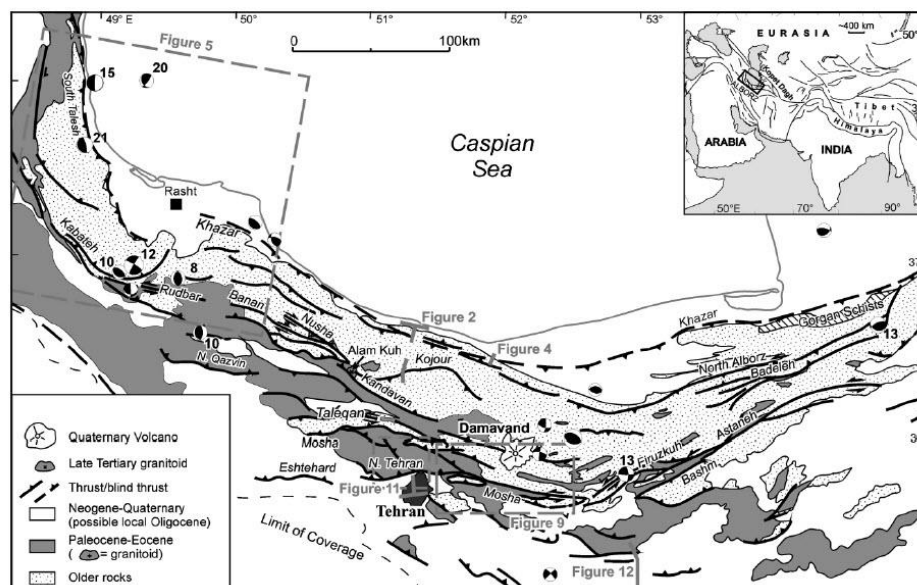
به ظاهر سرگذشت ساختاری و چینه‌ای البرز در همه جا یکسان نیست. بر اساس جغرافیایی، البرز از شرق به غرب به بخش‌های البرز شرقی، البرز مرکزی، البرز غربی و از شمال به جنوب به البرز شمالی و البرز جنوبی تقسیم می‌شود (آقابات، ۱۳۸۳).

در البرز شرقی محور ساختمان‌ها دارای امتداد شمال شرقی- جنوب غربی و موازی با گسل بزرگ کویر است. در حالی که در البرز غربی محور ساختمان‌ها دارای امتداد جنوب شرقی - شمال غربی بوده و کاملاً موازی با بخش شمالی راندگی اصلی زاگرس و گسل زنجان است. این دو روند مختلف ساختاری در البرز مرکزی به هم می‌رسند که یکی از پیچیده‌ترین بخش‌های کوهزاد البرز است. خمش ساختاری که البرز مرکزی درون آن قرار دارد، یک پهنه درگیر دگرشکلی مورب‌لغز فشارشی است.

¹ -Alavi, 1996

² -Jackson *et al.* 2002

³ - Allen *et al.* 2003



شکل ۲-۱- تصویری از رشته کوه البرز در شمال ایران (برگرفته از آلن و همکاران، ۲۰۰۳)

در گزارش بربریان^۱(۱۹۸۳)، اشتوکلین^۲ (۱۹۷۴) و شنگور^۳ (۱۹۹۰) آمده است که در پهلوی شمالی البرز راندگی‌ها به سمت جنوب شیب دارد و حرکت فرادیواره به سمت شمال است درحالی‌که در دامنه جنوبی شیب راندگی‌ها به سمت شمال و حرکت فرادیواره به سمت جنوب است و همچنین کوه‌های البرز در حاشیه جنوبی خود نه تنها از نظر ساختمان زمین‌شناسی و بلکه از نظر چینه‌شناسی نیز به ایران مرکزی شبیه می‌باشد.

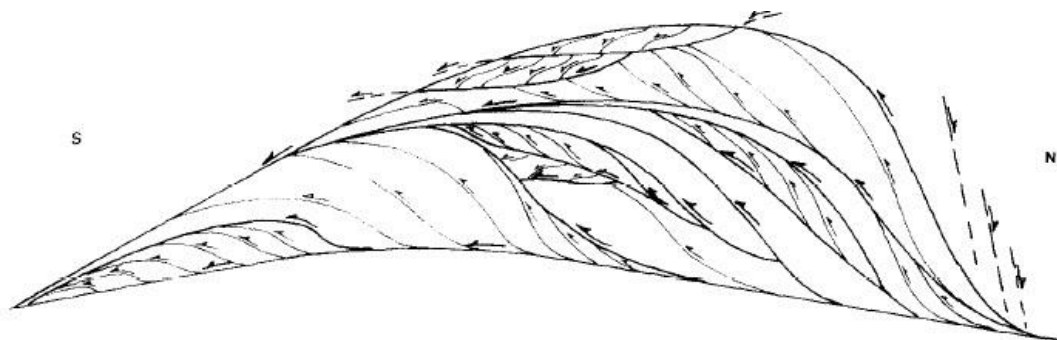
گسل‌های راستالغز و راندگی در کوه‌های البرز به فراوانی دیده می‌شوند. این گسل‌ها اکثراً به موازات کوه‌ها هستند و بیشتر چین‌ها نیز با فعالیت دوباره این گسل‌ها شکل گرفته‌اند. گسل‌های اصلی با سازوکار راندگی و امتدادلغز، روند شرقی- غربی تا شمال شرقی- جنوب غربی دارند که به ترتیب در بخش‌های غربی، مرکزی و شرقی البرز قرار گرفته‌اند. این گسل‌ها موازی با رشته کوه شیب تندی دارند. این شیب زیاد، بیانگر آن است که بیشتر گسل‌های راندگی‌ها گسل‌های عادی کهن هستند که در زمان نئوژن- کواترنری دوباره فعال شده‌اند (شهیدی و همکاران، ۱۳۸۸).

¹- Berberian, 1983

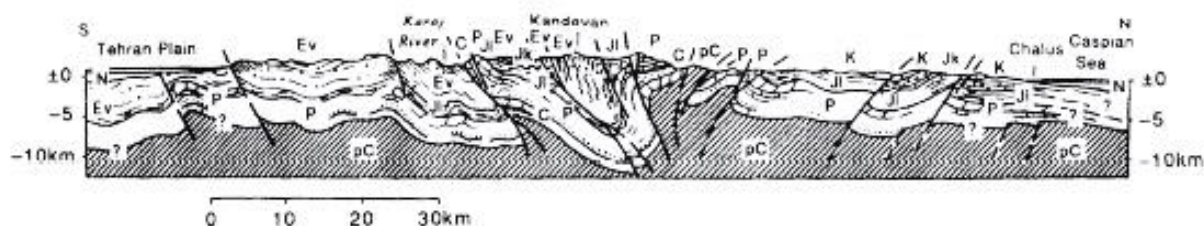
²- Stocklin, 1974

³- Şengör, 1990

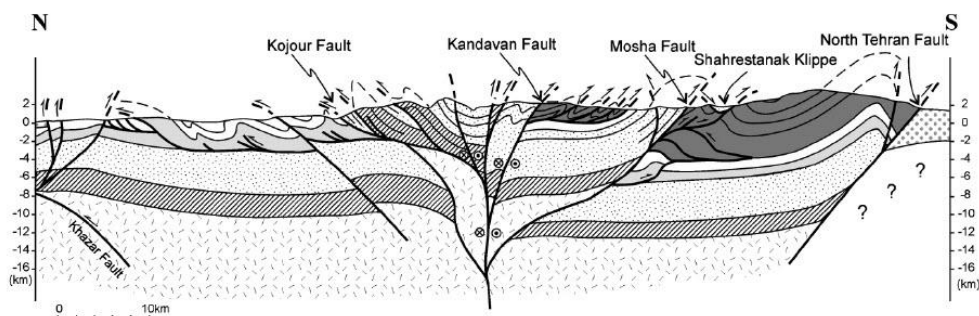
گرچه علوی (۱۹۹۶)، ساختار البرز در قالب ساختمان دوپلکس از نوع پشته تاقدیس نمای مرکب و پیچیده بر اساس مشاهدات زمین‌شناختی ناحیه بینالود در البرز شرقی متصور گردیده است که توسط گسل‌های جدایشی نرمال از پی‌سنگ مجزا شده و باعث فرونشست حوضه خزر جنوبی نسبت به البرز گردیده است (شکل ۲-۲)، ولی دیگر پژوهشگران چون اشتوکلین (۱۹۷۴)، شنگور (۱۹۹۰) و آلن و همکاران (۲۰۰۳) برای این پهنه ساختاری در شمال ایران معتقد به مدلی چون ساختارهای گل مانند می‌باشند و بر همین پایه تاکنون برش‌های ساختاری گوناگونی با اندک تغییراتی نسبت به مدل اولیه اشتوکلین (۱۹۷۴) بازسازی و ارائه شده است (شکل‌های ۲-۳ و ۲-۴).



شکل ۲-۲- مدل پیشنهاد شده برای سیستم البرز که نشان‌دهنده یک ساختار ترکیبی پیچیده از گسل‌های دوپلکس با هندسه آنتی‌فرمال می‌باشد که قاعده هر بخش توسط گسل‌های جدایشی نرمال کم‌زاویه محدود شده است. گسل‌های نرمال پرشیب در پشت (شمال) مجموعه نشان داده شده است (عامل ایجاد فرونشست حوضه خزر می‌باشد) (علوی، ۱۹۹۶)



شکل ۲-۳ برش ساختاری البرز (اشتوکلین، ۱۹۷۴)



شکل ۲-۴- برش ساختاری البرز (آلن و همکاران، ۲۰۰۳)

از اولین پیشگامان تقسیم‌بندی زمین‌شناسی در البرز می‌توان به اشتوکلین (۱۹۷۴) اشاره نمود که بر پایه آن، البرز به شش بخش زیر تقسیم شده است (شکل ۲-۵):

الف) پهنه برآمده گرگان^۱: ناحیه به نسبت مقاومی است که سنگ‌های دگرگونی و در پی آن با رسوبات کم‌ضخامت مزوزوئیک پوشیده شده است. برآمدگی یا به عبارتی پیش‌آمدگی گرگان دارای روند شرقی - غربی است و محور آن به سمت غرب نشست دارد و از این‌رو، به نظر می‌رسد بخشی از منشورهای افزایشی پالتوتیس باشد.

ب) پهنه نئوژن شمالی^۲: کمربندی چین‌خورده از سنگ‌های مزوزوئیک و مولاس‌های نئوژن می‌باشد.

ج) پهنه شمالی - مرکزی^۳: ویژگی شاخص این پهنه، انباشتگی رسوبات از پرکامرین بالایی تا کرتاسه بالایی می‌باشد. دگرشکلی ساختاری چیره در این پهنه در دوره ترشیری صورت پذیرفته است.

د) پهنه جنوبی - مرکزی^۴: در این پهنه، رسوبات کم عمق پیش از ترشیری، توسط حجم زیادی از ولکانیک‌های ائوسن پوشیده شده است. از دیگر ویژگی‌های بارز این پهنه می‌توان به وجود راندگی‌های پس از ائوسن در آن اشاره نمود.

^۱ - Gorgan Spur

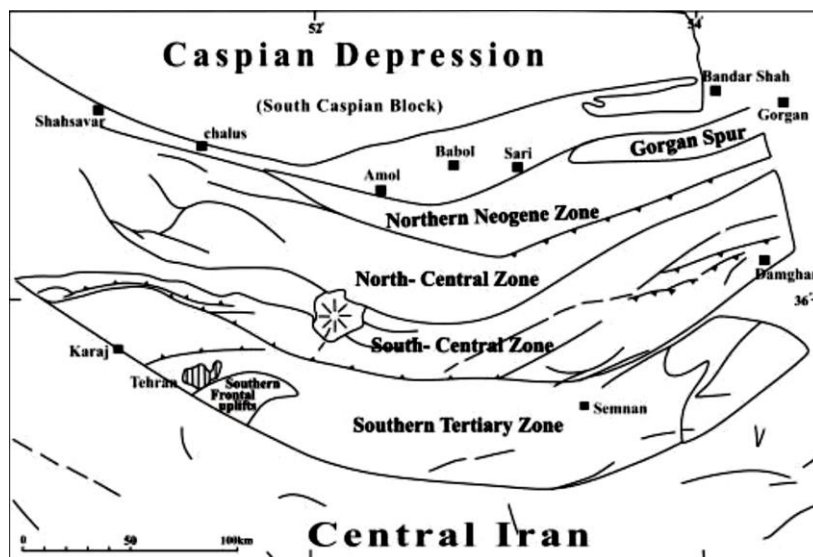
^۲ - Northern Neogene Zone

^۳ - North- Central zone

^۴ - South- Central Zone

ه) پهنه ترشیری جنوبی^۱: شامل ولکانیک‌های بسیار ضخیم ائوسن و رسوبات خشکی نئوژن می‌باشد. از ویژگی‌های بارز این پهنه می‌توان به راندگی ملایم آن اشاره داشت.

و) بالآمدگی پیشانی جنوبی^۲: این گستره، دربرگیرنده نهشته‌های کم‌عمق و سنگ‌های ولکانیکی می‌باشد.



شکل ۲-۵- پهنه بندی البرز، مرز پهنه‌های ساختاری گسله‌های بزرگ و راندگی‌ها می‌باشند (اشتوکلین، ۱۹۷۴)

براساس تحلیل گسل‌های فعال منطقه و حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌هایی که در اطراف حوضه خزر جنوبی رویداده‌اند، چنین استنباط می‌شود که این حوضه نسبت به اوراسیا به سمت غرب و نسبت ایران مرکزی به سمت جنوب غرب در حرکت است (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). داده‌های حاصل از اندازه‌گیری‌های GPS، توسط ورنانت و همکاران^۳ (۲۰۰۴)، نیز نشانگر آن است که حوضه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا با سرعتی معادل 2 ± 6 میلی‌متر در سال به سمت شمال غرب در حال حرکت است. اندازه‌گیری‌های GPS همچنین نشان‌دهنده آن است که کوه‌های البرز با سرعتی معادل 2 ± 5 میلی‌متر در

^۱ -Southern Tertiary Zone

^۲ -Southern Frontal Uplifts

^۳ -Vernant et al. 2004

سال متحمل کوتاه‌شدگی و با سرعتی معادل 2 ± 4 میلی متر در سال متحمل جابه‌جایی راستالغز از نوع چپ‌بر می‌شوند.

پوسته البرز حدود ۳۵ کیلومتر ضخامت دارد و شامل ردیف‌های ضخیمی از سنگ‌های پرکامبرین بالایی تا عهد حاضر می‌باشد (تاتار^۱، ۲۰۰۱). آلن و همکاران (۲۰۰۳)، میزان کوتاه‌شدگی حدود ۳۰ تا ۳۵ کیلومتر تخمین زده شده است. تخمین زمان شروع کوهزایی حدود ۱۲ میلیون سال می‌باشد (گوست^۲، ۲۰۰۴). نرخ کوتاه‌شدگی بدست آمده از اندازه‌گیری‌های GPS توسط ورنانت و همکاران (۲۰۰۴)، با فرض ثابت بودن نرخ کوتاه‌شدگی معادل با ۵ میلی‌متر در ۱۲ میلیون سال گذشته، انتظار می‌رود کوتاه‌شدگی در البرز حدود ۶۰ کیلومتر باشد، یعنی حدود دو برابر بیش از آنچه امروزه برای البرز تخمین زده می‌شود.

۲-۳- تکوین و تکامل ساختاری البرز

در پرکامبرین، همه بخش‌های پوسته قاره‌ای ایران امروزی در جنوب قرار داشت و بخشی از قاره بزرگ گندوانا را می‌ساخت. در این زمان گندوانا توسط اقیانوس بزرگی به نام تتیس کهن (پالئوتتیس) از قاره شمالی جدا شده بود. در اواخر دوران پالئوزوئیک تا ابتدای مزوزوئیک، البرز و ایران مرکزی از گندوانا جدا شده و با حرکت تدریجی به سمت شمال، طی تریاس بالایی (شنگور و همکاران، ۱۹۸۸) به ورقه شمالی برخورد کرده و زمین‌درز تتیس کهن را به وجود آورده‌اند (بربریان، ۱۹۸۱) شکل (۲-۶). از نظر شهریاری و همکاران (۱۳۸۲)، البرز پیش از تریاس بالایی بخشی از حاشیه واگرای کرانه جنوبی اقیانوس پالئوتتیس بوده است. علوی (۱۹۹۶)، البرز را یک کمر بند چند کوهزادی می‌داند که توسط کوهزایی‌های سیمرین و آلی، از تریاس بالایی تا الیگومیوسن متأثر شده است. تصادم میان خرد ورق ایران و ورق توران با نزدیکی به تریاس بالایی، آخرین مراحل تکامل خود را سپری کرده است. با تکمیل بیشتر فرآیندهای تصادم، مجموعه فزاینده‌ای که در این مرحله ورقه‌هایی از مجموعه رسوبات حاشیه غیرفعال

¹ Tatar, 2001

² Guest, 2004

را نیز به خود ملحق نموده، به تدریج بر روی فلات قاره جایگزین شده است. در نتیجه این جایگزینی به سمت جنوب، بخش‌هایی از فلات قاره که تا این زمان مکان رسوبگذاری نهشته‌های دریایی تریاس بوده‌اند، به صورت متوالی از آب خارج و در معرض فرسایش قرار گرفته‌اند. این بخش‌ها با گذر برآمدگی حاشیه‌ای، مجدداً توسط حوضه فورلند پوشیده شده و رسوبات رودخانه‌ای-دلتایی شمشک با یک سطح ناپیوستگی بر روی آنها نهشته شده‌اند (رحیمی، ۱۳۸۱).

پیامد کم‌شدگی تحرک نوار البرز و ثبات این مجموعه بر روی فلات قاره در اواخر ژوراسیک زیرین، لیتوسفر حاشیه شمالی ایران جهت رسیدن به تعادل ایزوستاتیک، تحت وزن نوار کوهزایی البرز (متشکل از ورقه‌های رورانده سیمرین) خم می‌شود. فرونشینی لیتوسفر، کاهش شدت فرآیندهای فرسایشی را به دنبال داشته است که این فرآیند به همراه افزایش سطح جهانی آب‌ها (وایل و همکاران^۱، ۱۹۷۷) در این دوره باعث برقراری محیط رسوبی دریایی در حوضه فورلند شده است. فرونشینی لیتوسفر با تشکیل و انتقال برآمدگی حاشیه‌ای به سمت نوار البرز همراه بوده است. این فرآیند باعث افزایش عمق حوضه دریایی فورلند در نزدیکی نوار کوهزایی البرز و کاهش عمق حوضه دریایی بر روی برآمدگی حاشیه‌ای شده است. پایه‌های اولیه شکل‌گیری کوه‌های شمالی را به فاز کوهزایی لارامید در اواخر کرتاسه نسبت داده‌اند در اثر این حرکات محدوده‌هایی از فرورفتگی‌های قبلی به خشکی مبدل گشته و موجب تشکیل کوه‌های البرز در اوایل پالئوسن می‌گردد. با تشکیل ارتفاعات البرز، اولین شبکه آب‌ها در سطح آن برقرار شد. این شبکه‌ها در ناحیه شمالی به فرورفتگی خزر و سمت جنوبی به فرورفتگی ایران مرکزی می‌ریخته‌اند. بخش مرکزی بلوک خزر جنوبی در این زمان یک منطقه درحال فرونشینی را تشکیل داده که به ایجاد فرونشست خزر جنوبی منجر گردید (حسامی و طبسی، ۱۳۸۹).

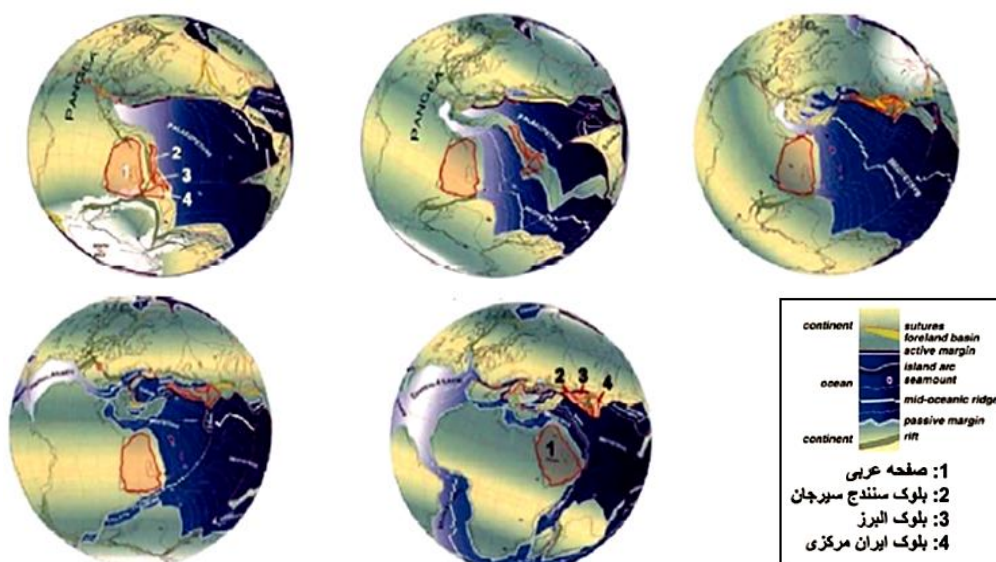
در ائوسن درحالی‌که دامنه‌های شمالی البرز از آب خارج بوده، در محل البرز جنوبی حوضه رسوبی عمیقی پدیدار گردیده است و عمل رسوبگذاری تا اواخر ائوسن ادامه یافته است. عمل رسوبگذاری در این حوضه با فعالیت‌های آتشفشانی زیر دریایی همراه بوده است. حاصل این فعالیت‌ها، سنگ‌های آذر-

¹ Vail et al. 1977

آواری سبز رنگی (توفیت) که سازند کرج نام دارد. رسوبات سبز کرج در اواخر ائوسن و اوایل الیگوسن با فاز کوهزایی این دوره (پیرنه‌ای) دچار چین‌خوردگی می‌شوند. با این حرکات بر ارتفاع کوه‌های اولیه البرز نیز افزوده می‌شود. از این رو کوهزایی پیرنه‌ای را دومین مرحله کوهزایی مهم می‌دانند که در ساختار کمربند البرز نقش مهم داشته است (حسامی و طبسی، ۱۳۸۹).

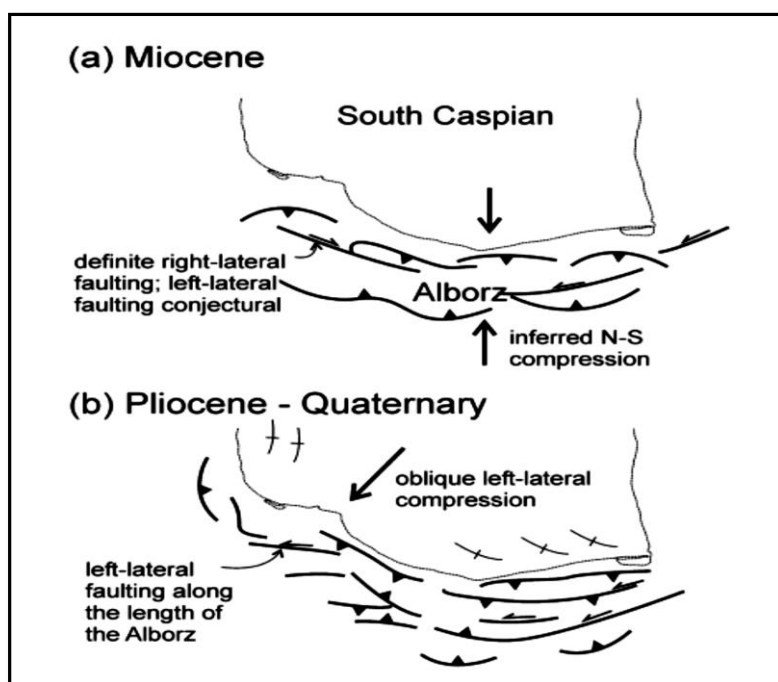
حوضه فورلند دریایی البرز آغاز نئوژن به دلیل بالآمدگی فلات ایران و نیز افت سطح جهانی آب‌ها به یک فورلند غیردریایی تبدیل شده است توالی رسوبات نئوژن تا عهد حاضر در این پهنه، به طور عمده از نوع آواری و پلایایی است (رحیمی، ۱۳۸۱).

تکامل پوسته البرز در اواخر دوران سنوزوئیک را به این صورت می‌توان بیان کرد که در میوسن احتمالاً تغییر شکل بیشتر فشارشی (با حرکات میوسن میانی موجب چین‌خوردگی و بالآمدن رسوب‌های مولاسی البرز شد) همراه با حرکت عموماً راستالغز بوده است. دگرشکلی فشارشی بعد میوسن که تاکنون ادامه دارد سبب جابه‌جایی چپ‌بر شده است که علت آن حرکت پی‌سنگ خزر جنوبی نسبت به ایران به سمت غرب می‌باشد (شکل ۲-۷).



شکل ۲-۶- تکامل ساختاری البرز در طی پرمین آغازین- سانتونین زیرین (برگرفته از استامفلی و برل^۱، ۲۰۰۲).

^۱ Stampfli and Borel, 2002



شکل ۲-۷- تکامل ساختاری البرز در اواخر دوران سنوزوئیک؛ تغییر شکل در میوسن بیشتر به صورت فشارشی همراه با حرکات راستالغز و بعد از میوسن به سبب جابه‌جایی به سمت غرب خزر جنوبی، حرکات غالب به طور عمده از نوع چپ‌بر می‌باشد (برگرفته از آلن و همکاران، ۲۰۰۳).

۲-۴- چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه

براساس دستاوردهای مطالعات قبلی به ویژه نقشه‌های زمین‌شناسی چاپ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مانند نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ تهران و آمل، می‌توان رخنمون‌های سنگی پرکامبرین، پالئوزوئیک، مزوزوئیک، سنوزوئیک را در منطقه مشاهده کرد.

۲-۴-۱- پرکامبرین

در انطباق کوهزایی بایکالین در ایران، ناپیوستگی‌های زاویه‌داری، سنگ‌های پرکامبرین را از کامبرین و نهشته‌های پوشاننده آن جدا می‌کند. ناپیوستگی بایکالین در البرز، نسبت به ایران مرکزی وضوح کمتری دارد. تنها سنگ‌های پرکامبرین در منطقه مورد مطالعه سازند بایندر (کهر) و سازند سلطانیه است که سازند بایندر شامل ماسه‌سنگ‌های ارغوانی، شیل‌های میکادار سیلتی و شیل‌های ماسه‌ای دانه ریز و سازند سلطانیه ماسه سنگ قرمز، شیل و دولومیت است. سازند بایندر فقط در جنوب منطقه زاگون با

وسعت بسیار کمی و رخنمون‌های کوچک و غالباً گسله و خرد شده ای از دولومیت سازند سلطانیه در جنوب روستای مبارک آباد رخنمون دارد (وحدتی دانشمند، ۱۳۷۶).

۲-۴-۲- پالتوزوئیک

توالی‌های مربوط به این زمان در منطقه مورد مطالعه شامل سازندهای باروت (e_{bt}) با سن کامبرین زیرین (شیل‌های رسی-سیلتی و ماسه‌ای دانه ریز به شدت میکادار با رنگ بیشتر ارغوانی همراه با لایه‌های نازک دولومیت و آهک)، زاگون (e_z) با سن کامبرین زیرین (شیل، ماسه‌سنگ ریز دانه آركوزی، سیلت-سنگ میکادار فرسایش‌پذیر به رنگ سرخ ارغوانی)، لالون (e_l) با سن کامبرین زیرین (ماسه‌سنگ‌های آركوزی متوسط دانه، کوارتزی که به رنگ ارغوانی)، ماسه‌سنگ کوارتزی و سازند میلا (e_m) با سن کامبرین میانی-بالایی (با توجه به لیتولوژی متفاوت در ۵ بخش معرفی گردید) است. این سازندها وسعت بسیار کمی را در گستره مورد مطالعه به خود اختصاص داده است. نهشته‌های سازند جیروود (Dj - Cj) با سن دونین بالایی و کربونیفر زیرین (ماسه‌سنگ، کنگلومرا، شیل‌های سیاه رنگ (فسفاتی)، آهک ماسه‌ای، سنگ‌های بازالتی، سازند مبارک (C_m) با سن کربونیفر زیرین (سنگ‌آهک‌های سیاه رنگ فسیل‌دار و در بخش پایینی درون لایه‌های مارنی تیره رنگ)، دورود (P_d) به سن پرمین زیرین (ماسه-سنگ، شیل و درون لایه‌های سنگ‌آهک)، روته (P_r) به سن پرمین زیرین (سنگ‌آهک خاکستری تیره و متوسط لایه) است.

مطالعات رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند باروت توسط لاسمی (۱۳۷۹)، نشانگر آن است که این سازند در یک محیط دریایی کم عمق و در آب و هوای گرم و خشک نهشته شدند، در واقع رسوبات این سازند در محیط قاره‌ای و یا در یک دریای کم عمق سکوی قاره‌ای نهشته شدند. معمولاً سازند باروت در منطقه مورد مطالعه در شمال گسل مشا و همچنین در شرق منطقه میگون تا زاگون و قسمت شمالی منطقه مورد مطالعه مشاهده شده است.

ویژگی‌های رخساره‌ای سازند زاگون که بیشتر از نوع گل‌سنگ‌های آواری قرمز رنگ به مقدار کم‌تر ماسه‌سنگ است، نشانگر آن بوده که این سازند در محیط قاره‌ای تا مرز واسط نهشته شده است. در پایان کامبرین زیرین، پایین افتادن سطح جهانی آب دریا منجر به پس نشست دریا از قاره گندوانا شد و سازند لالون در یک محیط قاره‌ای تا مرز واسط نهشته شد. به همین لحاظ، رخساره ماسه‌سنگی از فراوان‌ترین رخساره‌های سازند لالون است (لاسمی، ۱۳۷۹). مرز زیرین سازند لالون با سازند زاگون در بیشتر نقاط تدریجی و پیوسته است. در گذشته ماسه‌سنگ کوارتزیتی را عضوی از سازند لالون می‌پنداشتند و به نام کوارتزیت رأسی می‌خواندند. متشکل از کوارتزیت‌های دانه درشت و دارای کمی میکروکلین و پلاژیوکلازهای اسیدی است، ولی امروزه تمایل بیشتر بر آن است که کوارتزیت‌های یادشده را پیشرونده و وابسته به قاعده سازند میلا در نظر گرفته شود (وحدتی دانشمند، ۱۳۷۶). سازند میلا به طور هم‌شیب بر روی سازند لالون قرار دارد و خود با ناپیوستگی فرسایشی در زیر رسوبات پیشرونده دریایی دونین فوقانی (سازند جیروود) در البرز مرکزی قرار می‌گیرد. بخش پنجم سازند میلا مربوط به اردوویسن (سازند لشگرک) متشکل از ماسه‌سنگ، مارن سیلت‌دار، سنگ‌آهک می‌باشد.

سنگ‌های سیلورین در البرز گسترش کمی برخوردار هستند و بیشتر در البرز شرقی رخنمون می‌یابند. در منطقه مورد بررسی که قسمتی از البرز مرکزی است، برونزد ندارد.

در البرز مرکزی، سنگ‌های دونین پایینی و میانی وجود ندارد و سنگ‌های کامبرین- اردوویسن، پس از یک چرخه فرسایشی طولانی با رسوبات پیشرونده دونین بالایی به نام سازند جیروود پوشیده شده‌اند. بر پایه پژوهش‌های محمد خانی و خزائی (۱۳۸۴)، نهشته‌های سازند جیروود (دونین بالایی) در شمال شرق تهران، با ناپیوستگی هم‌شیب روی سازند میلا و زیر نهشته‌های کربناته و شیلی خاکستری تیره سازند مبارک (که به پیشروی دریا وابسته‌اند) جای دارند. سازند مبارک به طور هم‌شیب روی سازند جیروود قرار گرفته است. فسیل‌های آن سن کربونیفر زیرین را نشان می‌دهد.

در منطقه مورد مطالعه سازندهای درود و روته ردیف‌های سنگی مربوط به پرمین را تشکیل می‌دهند. سازندهای نام برده شده (دونین تا پرمین)، به صورت پراکنده و با وسعت بسیار کمی در بخش شمالی و شمال غربی این منطقه رخنمون دارد.

۲-۴-۳- مزوزوئیک

در منطقه مورد مطالعه (لبه جنوبی البرز مرکزی)، سازند کربناته الیکا (TR_e) به سن تریاس پایینی- میانی با سطوح فرسایشی و گاه تدریجی سازند روته را می‌پوشاند. بخش پایینی سازند الیکا شامل آهک‌های نازک و خوب لایه‌بندی شده، وجود آثار فراوان از حرکات و تغذیه کرم‌ها سبب شده به این بخش آهک ورمیکوله گفته شود. بخش بالایی سازند الیکا شامل دولومیت و آهک‌های دولومیتی ستر لایه و روشن است که دولومیت الیکا نامیده می‌شود.

به موجب فاز کوهزاد سیمین، پس از تریاس میانی، حوضه‌های رسوبی شاهد تغییرات چشمگیری شده‌اند. نهشته‌های کربناته سازند الیکا با نهشته‌های تخریبی سیلسی آواری گروه شمشک جایگزین شده‌اند. گروه شمشک (TR_{3Js}) به سن تریاس بالایی- ژوراسیک میانی با تناوبی از رسوبات سیلتی- رسی، ماسه سنگ و گنگلومرا به عنوان مولاس کوهزایی سیمین پیشین شناخته می‌شود که در حوضه- های فورلندی حاصل از این کوهزاد ته نشست یافته است (علوی، ۱۹۹۴). گروه شمشک در یک چرخه بزرگ رسوبی- زمین‌ساختی نهشته شده و توسط دو رویداد سمیرین آغازین در قاعده و سیمین میانی در بالا محصور شده است. سازند شمشک در بخش‌های شمالی منطقه با وسعت قابل توجهی رخنمون دارد.

دومین سیکل مهم رسوبگذاری دوران مزوزوئیک در البرز با نهشته‌های کربناته و مارن‌های سازند دلیچای (J_d) آغاز می‌شود. پیشروی دریا از دوگر با نهشته‌های سازند دلیچای آغاز شده تا والانژنین با نهشته‌ای لار ادامه پیدا می‌کند. سازند دلیچای با یک دگرشیبی ضعیف و در مواردی به صورت هم‌شیب بر روی گروه شمشک قرار می‌گیرد. گذر سازند دلیچای به لار به صورت تدریجی و پیوسته دیده شده

است (شفیع زاد و سید امامی، ۱۳۸۵). سازند لار (Jl) به سن آکسفوردین- والانژینین، البته در برخی نوشته‌ها به این سازند سن تیتونین - نئوکومین نسبت داده‌اند که دارای دو بخش و لیتولوژی آن برای بخش زیرین شامل سنگ آهک نازک لایه تا متوسط لایه به رنگ خاکستری و بخش بالایی متشکل از سنگ آهک متبلور و گاهی دولومیتی ضخیم لایه است.

پس از فاز فرسایش سیمرین پسین، پیشروی دریای کرتاسه در دامنه جنوبی البرز در برخی مناطق (مانند سمنان و دماوند) از بارمین- آپتین رخ داده است. درحالی که در اواخر آلبین (اواخر کرتاسه زیرین) تحت تأثیر فاز کوهزایی اتریشین کل البرز جنوبی از آب خارج شده و ضمن فرسایش شرایط قاره‌ای حاکم شده است.

رایج‌ترین سنگ‌های کرتاسه زیرین در منطقه البرز جنوبی (منطقه مورد مطالعه) سازند تیزکوه (Kt) است. این سازند شامل رسوبات کنگومرایی، ماسه‌سنگی و سنگ آهک ماسه‌ای (در پایین) و سنگ آهک‌های روشن ضخیم لایه و صخره ساز (در بالا) است. بعد از فاز کوهزایی اتریشین (دومین فاز کوهزایی کرتاسه) دریای پیشرونده سنومانین بیشتر مناطق دامنه جنوبی البرز را می‌پوشاند. لذا مرز بالا و پایین سازند تیزکوه دگرشیبی است.

دلنباخ^۱ (۱۹۶۴)، نهشته‌های کرتاسه بالایی (K) در منطقه مورد مطالعه را به چهار واحد تقسیم کرده است. واحد تحتانی که با ناپیوستگی بر روی رسوبات کرتاسه زیرین و ژوراسیک قرار گرفته است که شامل ماسه سنگ آهکی و سیلت سنگ می‌باشد، وحدتی دانشمند (۱۳۷۶)، نبود واحد نام‌برده را در منطقه مورد مطالعه تأکید می‌کند. واحد دوم به سن سنومانین- تورونین شامل کنگلومرا و ماسه سنگ قرمز رنگ است که با ناپیوستگی بر روی واحد تحتانی قرار گرفته است. واحد سوم کرتاسه بالایی به سن سانتونین میانی تا بالایی در این منطقه از سنگ آهک ماسه‌ای و سنگ آهک مارنی تشکیل شده است. واحد چهارم سنگ آهک و سنگ آهک مارنی به سن کامپانین که به طور هم‌شیب روی واحد سوم قرار گرفته است و در بالا سازند فجن با ناپیوستگی بر روی آن نهشته شده است (وحدتی دانشمند، ۱۳۷۶).

^۱ - Dellenbach, 1964

۲-۴-۴- سنوزوئیک

در اثر چین خوردگی ناحیه‌ای در زمان کرتاسه بالایی - پالئوسن (فاز کوهزایی لارامید) در قاعده سنگ‌های ترشیری در البرز (مرکزی - جنوبی) به وجود آمد. سازند کنگلومرای فجن (PE_f) به سن پالئوسن - ائوسن در اثر چرخه‌های فرسایشی این فاز شکل گرفته و با یک ناپیوستگی زاویه‌دار سنگ‌های کرتاسه و کهن‌تر را می‌پوشاند. برش الگوی این سازند را دلنباخ (۱۹۶۴)، در ۱۰۰ کیلومتری شرق تهران و نزدیک به روستای فجن، به ضخامت ۱۵۰ متر اندازه‌گیری کرده ولی ضخامت این سازند تغییرات زیادی دارد. از نگاه سن سنگ‌شناسی، این سازند شامل ضخامت متغیری از کنگلومرای پلی‌ژنتیک، ماسه‌سنگ‌ها و سنگ آهک کنگلومرای است (شکل ۲-۸-۱a).

سازند آهکی زیارت (PE_z) یک واحدی از سنگ آهک‌های نومولیت‌دار به سن ائوسن میانی است که به طور معمول روی سازند فجن و در زیر توفیت‌های سازند کرج قرار دارد. برش الگوی این سازند را دلنباخ (۱۹۶۴)، در شرق تهران، به ضخامت ۴۳۵ متر اندازه‌گیری و شامل دو بخش است. بخش زیرین حدود ۱۵۰ متر، متشکل از مارن‌های مایل به زرد و گچ‌دار و بخش بالایی آن حدود ۳۰۰ متر شامل سنگ-آهک‌های ضخیم‌لایه و ریفی تشکیل شده است. تغییرات جانبی بین انگشتی زیادی بین سازند فجن و زیارت دیده می‌شود (شکل ۲-۸-۱b).

سازند کرج (E_k) به عنوان یکی از شاخص‌ترین واحدهای سنگ‌چینه‌ای البرز جنوبی، شامل توالی به نسبت ستبری از توف‌های سبز رنگ، سنگ‌های رسوبی (بیشتر شیل) و گدازه‌های آتشفشانی و به ندرت تبخیری است که در گذشته به نام‌های سری سبز، لایه‌های سبز، توفیت‌های سبز البرز از آن یاد شده است. شخصی به نام ددوآل^۱ (۱۹۶۷)، در دره کرج برشی از این سازند را معرفی و آن را سازند کرج نامید (شکل ۲-۹-۱c,d). در برش الگو با ۳۳۰۰ متر ضخامت به پنج بخش تقسیم شده است که از پایین به بالا عبارت‌اند از:

۱. بخش‌های شیل پایینی

¹-Dedual, 1967

۲. بخش توف میانی

۳. شیل آسارا

۴. بخش توف بالایی

۵. بخش شیل کندوان

با توجه به سنگواره‌های گیاهی، پلانکتون‌های نواحی دریایی ژرف و بقایای ماهیان، سازند کرج به طور عمده به ائوسن میانی تا حتی ائوسن بالایی متعلق است. سازند کرج بیشترین وسعت را نسبت به دیگر سازندها در منطقه مورد مطالعه به خود اختصاص داده است.

سازند کند (E_{kn}) در البرز جنوبی آخرین واحد چینه‌ای ائوسن است. این سازند با ۲۵۰ متر ضخامت شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، ژئپس، سنگ آهک و مارن است.

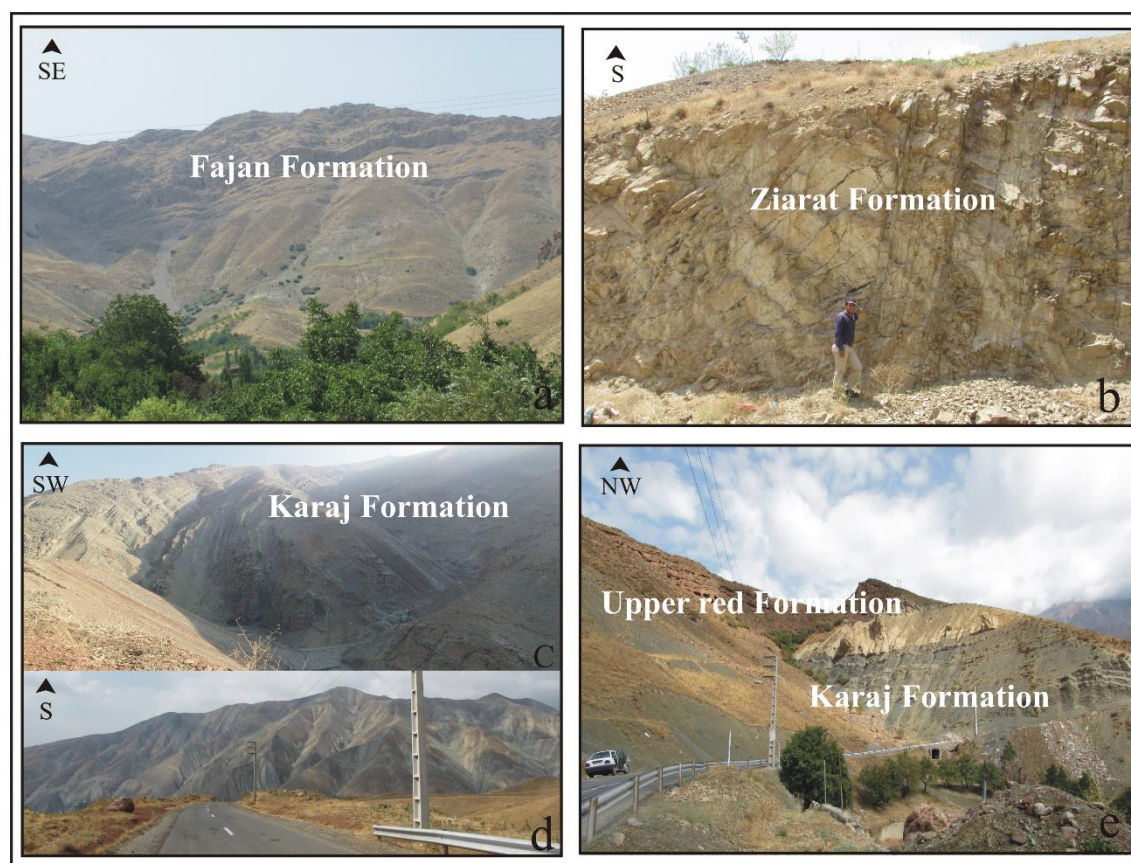
یک فاز چین‌خوردگی شدید که در اولیگسن شروع گردیده است سبب خروج رشته کوه البرز شده است؛ که رسوب‌گذاری نهشته‌های سازند قرمز تحتانی (O_1^c) تنها در حاشیه جنوبی زون البرز جنوبی ادامه یافته است. در منطقه مورد مطالعه برونزد سازند قرمز زیرین منحصر به گوشه‌ی جنوب شرقی نقشه است و لیتولوژی این سازند شامل: کنگلومرای قرمز، ماسه‌سنگ و گاهی مارن می‌باشد.

سازند قرمز بالایی (M) به سن میوسن شامل نهشته‌های سرخ‌رنگی از مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومرا است که به طور محلی گچ و نمک دارد. این سازند در قسمت جنوبی (فرو دیواره) گسل مشا به صورت نوارهای باریک و جنوب منطقه مورد مطالعه رخنمون یافته است (شکل ۲-۸-۲e).

در زمین‌شناسی ایران، سنگ‌ها و نهشته‌های پس از سازندهای کنگلومرای پلیوسن را متعلق به کواترنری برشمرده‌اند که در بیشتر مناطق به طور دگرشیب سنگهای قدیمی‌تر (در گستره مورد پژوهش: توفیت-های سازند کرج با سن ائوسن میانی) را می‌پوشانند. این باور وجود دارد که به دنبال رویداد زمین‌ساختی آلپ پایانی (میوسن - پلیوسن)، سرزمین ایران از آب خارج شده و چرخه‌های فرسایشی از آن زمان تاکنون بر پوسته ایران اثر گذاشته است. بررسی‌های مقدماتی رسوبات کواترنری نهشته شده بر روی دامنه جنوبی

البرزز چهار واحد (A,B,C,D) را متمایز می‌نماید که این واحدها محدوده سنی پلیوسن -کواترنری را دربرمی‌گیرند (ریبن،^۱ ۱۹۵۵).

ریبن (۱۹۵۵)، سن نهشته‌های آبرفتی هزار دره (M-PL) را میو- پلیستوسن، ولی انگالنس (۱۹۶۸)^۲، سن آن را پلیوسن -کواترنری (برای بخش پایینی سازند) تا کواترنری پیشین (برای بخش بالایی سازند) برمی‌شمارد. سطح تماس آن با سازند قرمز بالایی ناپیوسته است؛ که با ناپیوستگی (دگرشیبی و یا هم‌شیب) بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر، به ویژه توفیت‌های سازند کرج قرار دارند. چنین به نظر می‌رسد که به دنبال رخداد زمین‌ساختی میوسن بالایی- پلیوسن (فاز آتیکان)، چرخه‌های فرسایشی شدید باعث فرسایش بلندی‌ها و پرشدن سریع گودی‌ها با رسوبات آبرفتی- کوهپایه‌ای شده است. در البرز جنوبی،



شکل ۲-۸- مهم‌ترین سازندهای ترشیری در منطقه مورد مطالعه a: سازند فجن b: سازند زیارت c و d: سازند کرج e: توالی سازند کرج و سازند قرمز بالایی

¹ -Rieben,1955

² - Engalenc,1968

نام سازند هزاردره دارد (واحد A) که در تپه‌های غرب رودخانه جاجرود به عنوان برش الگوی آن انتخاب شده است که سطح تماس آن با سازند قرمز بالایی ناپیوسته است. نهشته‌های کنگلومرای هزار دره در طی جنبش‌های کوهزایی پاسادین، دچار چین‌خوردگی و گسلش شده‌اند. در نواحی مرکزی منطقه مورد مطالعه سازند هزار دره، با وسعت زیادی برونزد دارد (شکل ۹-۲).

سازند کهریزک (PL-Q) متشکل از سیلت‌های رسی که سن این سازند را ربین (۱۹۵۵)، به واسطه کواترنری نسبت داده است. به باور بربریان و همکاران (۱۳۷۱)، جنبش‌های کوهزایی پاسادین بر روی این سازند (واحد B) نقش چندانی نداشته و آثار دگرشکلی‌های خفیف پس از پاسادین را در قالب کج شدگی افق‌های آن می‌توان مشاهده کرد.



شکل ۹-۲- نمایی از سازند هزار دره در شمال شهر جدید پردیس.

بخش قدیمی شهر تهران بر روی مخروط افکنه‌ها و پادگانه‌های آبرفتی قرار گرفته‌اند که غالباً شامل آبرفت‌های تهران (Q) می‌باشد (واحد C- ربین، ۱۹۵۵). آبرفت‌های نیمه عهد حاضر تهران، با لایه‌بندی واضح و تعدادی سطوح لاتریتی کنگلومرای قرمز رنگ که معرف عدم رسوبگذاری هستند، مشخص می‌شوند. در بین آن‌ها لایه‌های ماسه سنگ، ریگ و قطعه سنگ‌ها دیده می‌شوند. ضخامت آن‌ها گاهی تا ۱۰۰ متر نیز می‌رسند. سن این رسوبات ۱۰ تا ۷۰ هزار سال قبل می‌باشد (وحدتی دانشمند، ۱۳۷۶). بر روی آبرفت‌های تهران، آبرفت‌های عهد حاضر (Q^{al}) که واحد D ربین (۱۹۵۵) را شامل می‌شود، به

شکل روکش سطحی با ضخامت حدود یک متر قرار گرفته است که جوان‌ترین واحد در ناحیه تهران است (شکل ۲-۱۰-۲ a و b).

(Q_{II}): زمین لغزش‌ها و سنگ ریزش و روانه‌های سنگی در دامنه پرشیب در دامنه‌های پرشیب و پایین دست دیواره‌های صخره‌ای مشاهده می‌شوند.



شکل ۲-۱۰-۲ a: پادگانه آبرفتی کواترنری در شرق شهر رودهن b: رسوبات آبرفتی کف بستر رودخانه جاجرود در شمال روستای امامه

۲-۴-۵- سنگ‌های آذرین در منطقه مورد مطالعه

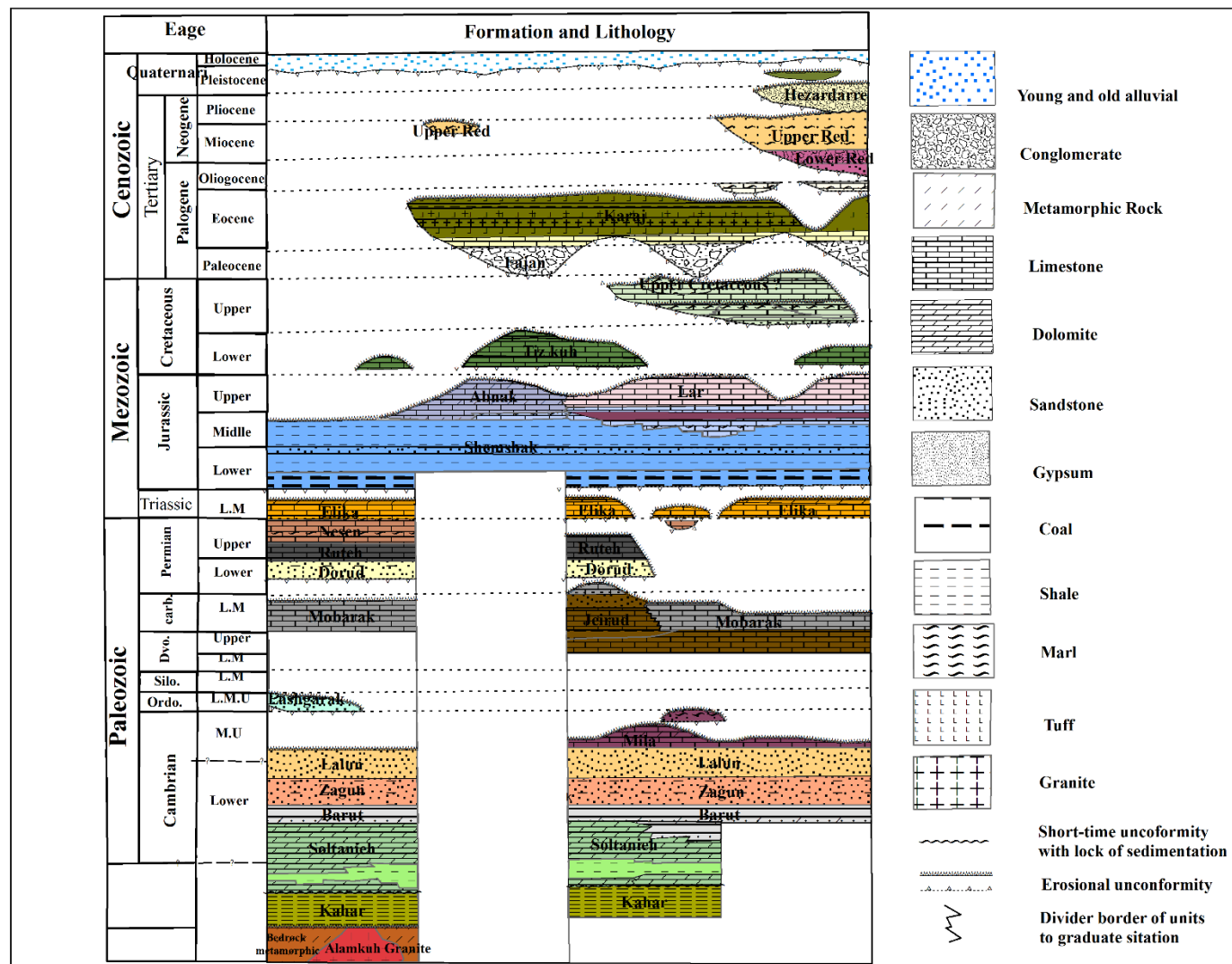
رخنمون نامنظمی از سنگ‌های آذرین به سن‌های نه چندان دقیق و ترکیب شیمیایی متفاوت در منطقه مورد مطالعه وجود دارد (وحدتی، ۱۳۷۶).

T^{gb}: توده آندزیتی و گاهی توده‌های کوچک دیوریتی که اکثراً در ارتباط با سنگ‌های ژوراسیک و کرتاسه ظاهر شده‌اند.

T^{is}: در شمال گسل مشا توده (استوک) نفوذی سینیتی، توف‌های سبز عضو توف میانی سازند کرج را قطع کرده‌اند.

T^b: در افق‌های متعددی از سازند کرج و نیز گاهی سازند فجن، سیل‌های با ترکیب بازی و متوسط دیده می‌شوند که غالباً به همراه آن‌ها چین خورده‌اند.

ستون چینهننگاری واحد سنگی لبه جنوبی البرز مرکزی و نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه در
شکل‌های ۲-۱۱ و ۲-۱۲ آورده شده است.



شکل ۱۱-۲- ستون چینه شناسی واحدهای سنگی در جنوب البرز مرکزی- شمال تهران (برگرفته از آسرتو، ۱۹۶۶ با تغییر)

فصل سوم

معرفی ساختارهای اصلی

منطقه

۳-۱- مقدمه

همان‌طور که در مطالب گذشته بیان شد، گستره مورد بررسی بنا به تقسیم‌بندی‌های اشتوکلین (۱۹۶۸) و نبوی (۱۳۵۵)، در ایالت ساختاری البرز و زیر پهنه البرز مرکزی- جنوبی قرار دارد. البرز مرکزی از ده‌ها تاقدیس و ناودیس تشکیل شده است که اغلب محورهای چین‌ها با گسله‌های بزرگ موازی است. نخستین فاز چین‌خوردگی در البرز تنها پس از رسوب‌گذاری مارن‌های پالئوسن مشاهده شده است که به احتمال زیاد هم‌زمان با خارج شدن رشته کوه البرز اولیه از آب در پالئوسن بوده است که این رشته کوه نوپا حوضه‌های نئوژن ایران مرکزی در جنوب و حوضه کاسپین در شمال را از یکدیگر جدا نموده است. دگرشیبی زاویه‌دار میان سری قاره‌ای پلیوسن و افق‌های میوسن زیر آن، نشان از اثر دومین فاز مهم چین‌خوردگی دارد که هم‌زمان با فرایش و بالاآمدگی اصلی رشته کوه البرز بوده است و فرسایش شدیدی به دنبال آن ایجاد شده، نهشته‌های سری قاره‌ای را در کناره‌های این گستره پدید آورده‌اند (آلن و همکاران، ۲۰۰۳). دیگر ویژگی‌های بارز چین‌خوردگی‌ها در البرز وجود چین‌های است که به دلیل کوتاه‌شدگی شدید رشته کوه و گسترش بسیار زیاد گسله‌های معکوس که سبب فرازگیری و بالا آمدگی‌ها آن‌ها شده است، شکل گرفته‌اند.

اصلی‌ترین ساختارهای گستره مورد مطالعه را به دو دسته چین‌خوردگی‌ها و گسلش می‌توان تقسیم کرد که در ادامه به معرفی آن‌ها می‌پردازیم.

۳-۲- چین‌ها

به طور کلی، چین‌ها ساختارهای موجی شکلی‌اند که از دگرریختی نرم یا ترد افق‌های چین‌شناسی و تبدیل آن‌ها به سطح‌های خمیده پدید می‌آیند. این ساختارها می‌توانند هم به شکل هم‌زمان و هم پس از شکل‌گیری چین‌های زمین‌ساختی پدید آیند. در این گستره راستای عمومی محور چین‌خوردگی‌ها از راستای ساختمان کلی گستره پیروی می‌کند. این مجموعه چین‌خوردگی‌ها در قالب تاقدیس‌ها و ناودیس‌های کوچک و بزرگ می‌باشد (شکل ۳-۱).

۳-۲-۱- چین‌های غرب و شمال غرب منطقه

۱. مجموعه چین‌های کوه کند، تناوبی از تاقدیس و ناودیس‌های کوچک با راستای عمومی شمال غرب- جنوب شرق و طول متوسط به اندازه ۵ کیلومتر که واحدهای رسوبی سازند کرج را چین داده‌اند.
۲. ناودیس توچال یکی بزرگترین چین‌های محدوده البرز مرکزی است. راستای محور آن شمال غربی و جنوب شرقی و خم‌دار است که در بخش مرکزی شامل توف‌های سبز رنگ ائوسن میانی است.
۳. مجموعه چین‌های شمال روستای امامه و شرق فشم، یکسری تاقدیس و ناودیس با راستای جنوب شرقی- شمال غربی می‌باشند که این چین‌خوردگی‌ها در واحدهای رسوبی ائوسن (سازند فجن و کرج) پدید آمده‌اند.
۴. ناودیس کوه استرچال که از شمال غرب روستای میگون آغاز، به سمت غرب روستای جیرود ادامه می‌یابد. راستای محور این ناودیس جنوب شرق- شمال غرب می‌باشد.

۳-۲-۲- چین‌های شرق و شمال شرق منطقه

- چین‌های دماوند، مجموعه از چین‌خوردگی‌ها در شمال و شرق شهر دماوند با راستای عمومی شرقی- غربی هم‌سو با راستای قطعه شرقی گسل مشا می‌باشند. مجموعه‌ای از ناودیس‌ها و تاقدیس‌هایی بزرگ و کوچک که از چین‌خوردگی واحدهای رسوبی سازند کرج به سن ائوسن حاصل شده‌اند. از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به ناودیس زرین کوه اشاره کرد.

۳-۲-۳- چین‌های جنوب و جنوب شرق منطقه

- از چین‌های قابل مشاهده در این محدوده، چین‌های جبهه‌های نئوژنی^۱ می‌باشد (آسرتو، ۱۹۶۶). چین- خوردگی‌ها در این محدوده غالباً ملایم‌تر و با روند عمومی جنوب شرقی- شمال غربی هستند. نمونه‌های مهم‌تر آن‌ها عبارتند از:

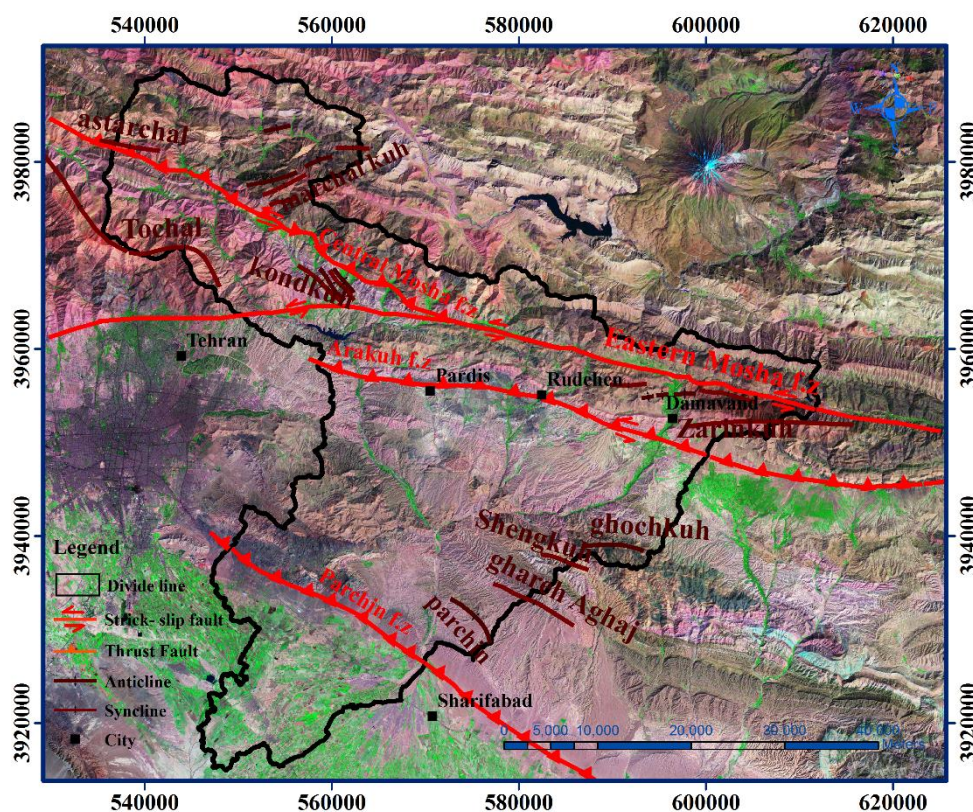
^۱- Frontal flexure

۱. ناودیس کوه قره آغاج با راستای جنوب شرق - شمال غرب، با طول حدوداً ۱۶ کیلومتر از شمال روستای چنداب آغاز تا سد ماملو ادامه می‌یابد. این چین در پی چین خوردن سارند قرمز بالایی به سن میوسن و سازند هزار دره با سن میو- پلیوسن شکل گرفت است. بخش غربی این ناودیس در منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است.

۲. ناودیس کوه شنگ با محور مایل با راستای جنوب شرق - شمال غرب در شمال ناودیس کوه قره آغاج قرار گرفته است. بخش غربی این تاقدیس در منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود.

۳. تاقدیس کوه قوچ با راستای جنوب شرق - شمال غرب در شمال شرقی ناودیس شنگ واقع شده است. در هسته این چین، واحدهای سازند تیزکوه به سن کرتاسه و در بالای آن گدازه‌های آندزیتی و رسوبات سازند کرج به سن ائوسن جای گرفته و چین خورده‌اند.

۴. تاقدیس کوه پارچین با محور خم‌دار با راستای جنوب شرق - شمال غرب در اثر چین خوردگی واحدهای رسوبی سازند قرمز بالایی تشکیل شده است.



شکل ۳-۱- نقشه ساختارهای زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه (گسل‌ها براساس مطالعات جدید رسم شده است).

۳-۳- گسل‌ها

شکستگی‌های پوسته‌ی جامد زمین که در امتداد آن‌ها جابه‌جایی 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 و همکاران، ۱۳۷۱).

گسل‌های ایران را می‌توان بر اساس زمان پیدایش، زمان آخرین حرکت و پراکندگی جغرافیایی دسته‌بندی کرد. در نقشه لرزه‌زمین‌ساخت ایران، گسل‌های ایران به سه دسته عمده زیر تقسیم شده‌اند (بربریان، ۱۹۷۶^۱).

۱. **گسل‌های زمین‌لرزه‌ای جوان:** که در طی رویدادهای زمین‌لرزه‌ای 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 زمین‌لرزه‌ی 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 این حال نباید این گسل‌ها را غیرفعال تصور کرد چرا که ممکن است حرکت‌های جوان آن‌ها ناشناخته باشد. در ضمن، 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 بخش بیشتر ایران، لرزه‌خیزی در ارتباط مستقیم با تجدید فعالیت گسل‌هاست و بیشترین تکاپوهای لرزه‌خیزی در امتداد گسل‌های فعال روی داده است. به گفته دیگر، بسیاری از پهنه‌های دارای گسل‌های

¹ - Berberian, 1976

عمده و همبری‌های زمین‌ساختی غیرعادی، دارای ناآرامی‌های لرزه‌ای بوده و زمین‌لرزه‌هایی را به وجود می‌آورند. گفتنی است حرکات لغزشی در امتداد گسل‌ها، ممکن است از نوع خزش آرام و بدون زمین‌لرزه باشد.

گسل‌ها اگر دارای یکی از شرایط زیر باشند، می‌توانند به عنوان یکی از چشمه‌های لرزه‌زا در نظر گرفته شوند (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴).

۱. رویداد زمین‌لرزه تاریخی (قبل از سده بیستم) در بخشی از گسل.
۲. مرکز یابی زمین‌لرزه‌های 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 به وسیله‌ی فرسایش از بین نرفته باشند.
۵. 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 جابه‌جایی نسبی شوند و در هر گونه سازه‌ای که بر روی آن‌ها قرار می‌گیرد برش ایجاد کنند. در نتیجه، شناخت دقیق و کامل گسل‌ها، به ویژه گسل‌های کواترنر، گام نخست در راه بررسی لرزه‌زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه -گسلش در هر پهنه است.

در ادامه به معرفی پهنه‌های گسلی مشا، شمال تهران، آراکوه و گسل پارچین در منطقه مطالعاتی که گسل‌های فعال شناخته شده‌اند، می‌پردازیم. این گسل‌ها نقش عمده‌ای در سیمای ریخت‌زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه داشته‌اند.

۳-۳-۱- گسل مشا

گسله مشا یک عنصر ساختاری اصلی و فعال در حاشیه جنوبی البرز مرکزی است که اولین بار توسط (دلنباخ، ۱۹۶۴)^۱ معرفی گردید. در پژوهش‌های اولیه این گسله را به عنوان یک راندگی یا گسله معکوس بزرگ برشمرده‌اند (دلنباخ، ۱۹۶۴؛ آلنباخ، ۱۹۶۶^۲؛ چالنگو و همکاران، ۱۹۷۴^۳؛ بربریان، ۱۹۷۶^۴). فرادیواره گسله مشا را سنگ‌هایی با گستره سنی متفاوت از پروتوزوئیک بالایی تا ترشیری تشکیل می‌دهند (شکل ۳-۲). به نظر می‌رسد که از دیدگاه‌های ریخت‌شناسی و چینه‌نگاشتی، فرادیواره گسله مشا نسبت به فرودیواره آن دچار بالآمدگی قابل ملاحظه‌ای شده باشد (قاسمی و قرشی، ۱۳۸۳). گسله مشا (با درازای بیش از ۱۹۰ کیلومتر) از شمال شرق روستای امین آباد فیروزکوه (در شرق) آغاز و پس از گذر از دره‌های تار، مشا، آردینه، فشم-میگون، شهرستانک و آیگان به سوی غرب تا سیان دره و ولیان در شرق آبیگ امتداد دارد (سلیمانی و همکاران، ۱۳۸۱). بیشتر پژوهش‌های اخیر بر روی گسله مشا در بخش‌های شرقی و مرکزی آن متمرکز بوده است (همچون؛ سلیمانی و همکاران، ۱۳۸۱؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳؛ اشتري و همکاران، ۲۰۰۵؛ موینابادی و یساقی، ۲۰۰۷^۵). بخش غربی گسله مشا (در گستره شهرستانک-جنوب طالقان) نیز توسط سلیمانی و همکاران (۱۳۸۱) و گوشت و همکاران (۲۰۰۶) مورد پژوهش قرار گرفته است. به باور سلیمانی و همکاران (۱۳۸۱)، گسله مشا از دیدگاه ریخت‌زمین-ساختی دست کم از سه قطعه اصلی شرقی (از امین آباد فیروزکوه تا مبارک آباد)، مرکزی (از دره مشا در شرق مبارک‌آباد تا دره شهرستانک) و غربی (از دره شهرستانک تا ورده و ولیان) تشکیل شده است. با توجه به این قطعه‌بندی بخشی از قطعه شرقی این گسل و قطعه مرکزی آن (از دره مشا در شرق مبارک‌آباد تا دره شهرستانک با طولی در حدود ۷۷ کیلومتر) در منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است (شکل ۳-۳). این گسله در بخش غربی، دارای راستای شرق شمال شرقی- غرب جنوب غربی، در بخش

¹ Dellenbach, 1964

² Allenbach, 1966

³ Tchalenko, 1974

⁴ Berberian, 1976

⁵ Moinabadi and Yassaghi, 2007

مرکزی شمال غربی - جنوب شرقی و در بخش شرقی، شرقی - غربی با شیب زیاد (۵۰ تا ۷۰ درجه) و رو به شمال می‌باشد (موینابادی و یساقی، ۲۰۰۷). بر پایه بررسی‌های بربریان و همکاران (۱۳۶۴) و باچمانوو همکاران (۲۰۰۴)^۱ شیب متوسط گسله مشا ۶۰ درجه و رو به شمال شرق است که در برخی نواحی مانند شرق روستای مشا به ۳۵ تا ۵۵ درجه نیز می‌رسد. به نظر می‌رسد راندگی در راستای گسله مشا پیش از ژوراسیک آغاز شده و تا پلیوسن - پلیستوسن نزدیک به چهار کیلومتر جابه‌جایی شاقولی را سبب شده است (آلنباخ، ۱۹۶۶).

سازوکارهای گوناگونی (گاه بدون درج بازه زمانی) برای این گسله پیشنهاد شده است: معکوس (بربریان، ۱۹۹۴) راستالغز راست‌بر (آکسن و همکاران، ۲۰۰۱)، راستالغز چپ‌بر (همچون؛ سلیمانی و همکاران، ۱۳۸۱؛ اشتري و همکاران، ۲۰۰۵؛ ریتز و همکاران^۲، ۲۰۰۶) راندگی همراه با مؤلفه راستالغز چپ‌بر (تریفونوو و همکاران، ۱۹۹۶^۳؛ بربریان و ییتز، ۱۹۹۹^۴؛ حسامی و همکاران، ۲۰۰۳^۵؛ باچمانوو و همکاران، ۲۰۰۴).

از دیدگاه ریخت‌زمین‌ساختی، جنبش‌های جوان در بخش شرقی گسله مشا (با راستای WNW-ESE)، بیشتر به صورت دگرشکلی راستالغز چپ‌بر نمایان شده است (همچون سلیمانی و همکاران، ۱۳۸۱؛ تریفونوو و همکاران، ۱۹۹۶؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳؛ ریتز و همکاران، ۲۰۰۶؛ سلیمانی آزاد و همکاران^۶، ۲۰۰۹؛ سلیمانی آزاد و همکاران^۷، ۲۰۱۱). نتایج بدست آمده از داده‌های خرد لرزه‌خیزی نیز بیانگر جنبایی چپ‌بر گسله مشا در بخش شرقی می‌باشد (همچون؛ یمینی‌فر و همکاران، ۱۳۸۷؛ اشتري و همکاران، ۲۰۰۵؛ هدایتی و همکاران، ۱۹۷۶). در بخش‌های غربی گسله مشا، سنگ‌های سازند کهر به سن پرکامبرین به روی سازند کرج به سن ائوسن میانی رانده شده است و به عنوان راندگی پیشنهاد شده است (موینابادی و یساقی، ۲۰۰۷).

¹ Bachmanov *et al.* 2004

² Ritz *et al.* 2006

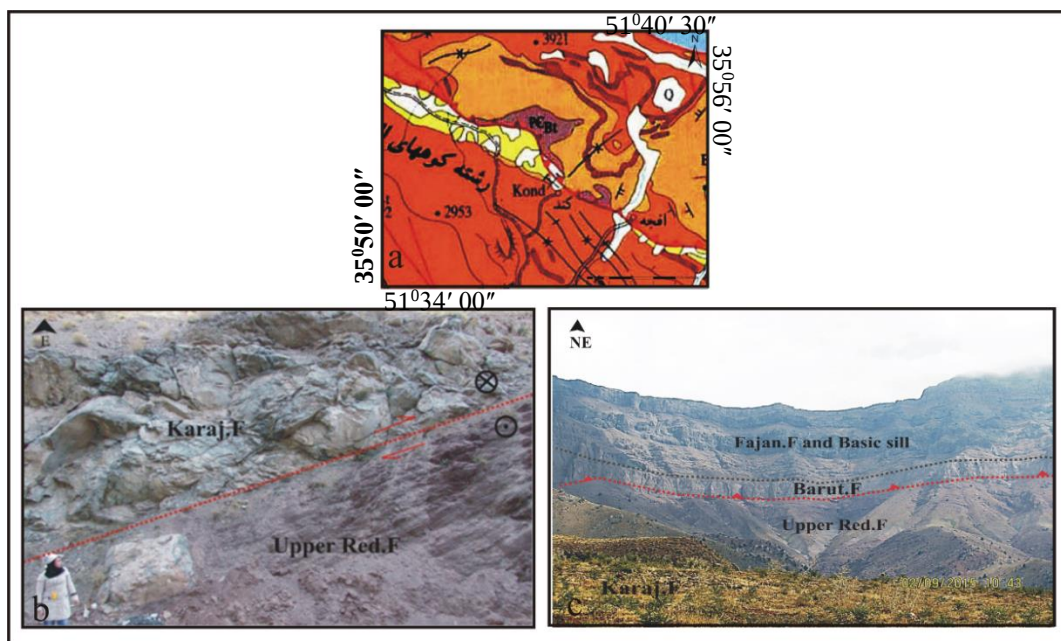
³ Trifonov *et al.* 1996

⁴ Berberian and Yeats, 1999

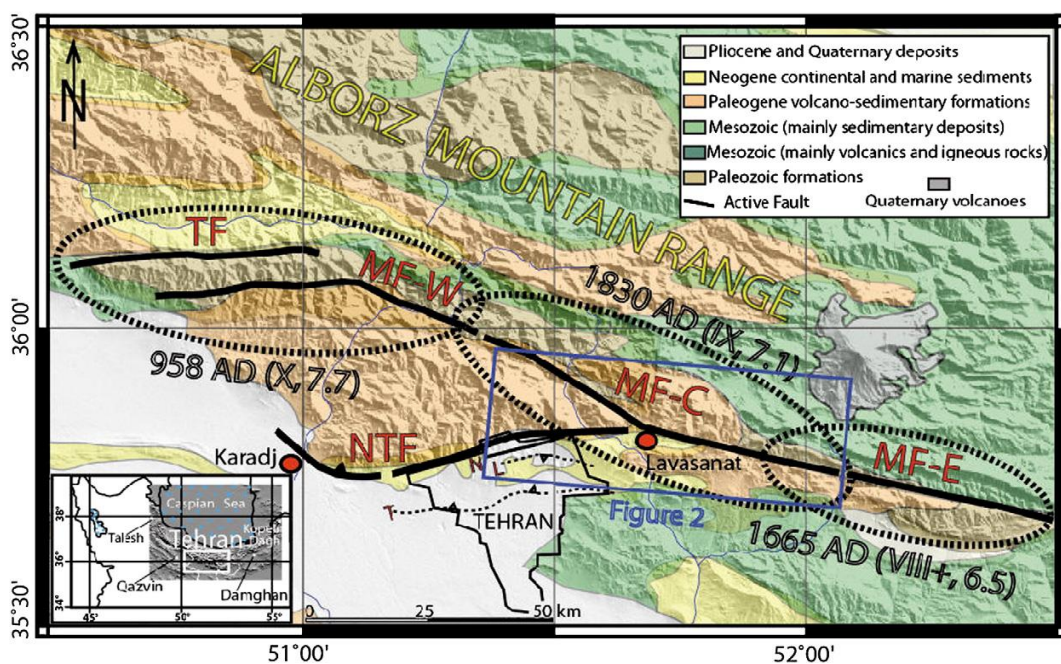
⁵ Hessami *et al.* 2003

⁶ Solaymani Azad, 2009

⁷ Solaymani Azad *et al.* 2011



شکل ۲-۳: a: موقعیت گسل مشا در روستای کند و افجه بر روی نقشه زمین‌شناسی، b: رانده شدن سازند کرج بر روی سازند قرمز زیرین در غرب روستای افجه و فجن بر روی نهشته‌های قرمز رنگ میوسن (سازند قرمز بالایی) است، c: رانده شدن سازند فجن بر روی رسوبات قرمز بالایی در شمال روستای کند که سازند باروت به صورت یک ورقه رانده بر این توالی اضافه شده است.



شکل ۳-۳: نمایش قطعات گسلی گسل مشا، MF-W قطعه شرقی، MF-C قطعه مرکزی، MF-E قطعه شرقی و مهلرزه‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی منسوب به آن (برگرفته از سلیمانی و همکاران، ۲۰۱۱)

بر پایه برخی پژوهش‌ها (همچون؛ بربریان و همکاران، ۱۳۶۴؛ الیاسی و همکاران، ۱۳۸۱) سازوکار چیره بر گسله مشا راندگی با شیب رو به شمال معرفی شده است حال آن که نتایج برگرفته شده از پژوهش‌های متأخرتر (همچون؛ سلیمانی و همکاران، ۱۳۸۱؛ تریفونوو و همکاران، ۱۹۹۶) بیانگر شکل‌گیری این گسله در یک سامانه فشاری با سازوکار معکوس- راندگی است که در گذر زمان و با تغییر جهت بردار تنش چیره بر گستره (عباسی و شعبانیان^۱، ۱۹۹۹) جنبش‌های جوان‌تر با سازوکار مورب‌لغز معکوس- چپ‌بر و راست‌لغز چپ‌بر همراه شده‌اند. مقایسه شواهد ساختاری (عباسی و شعبانیان، ۱۹۹۹)، ریخت‌زمین- ساختی (همچون؛ سلیمانی و همکاران، ۱۳۸۱) و حل سازوکار ژرفی برخی زمین‌لرزه‌ها (هدایتی و همکاران^۲، ۱۹۷۶) نیز می‌توانند مؤید این تغییر سازوکار بر روی گسله مشا باشند. بر پایه شواهد تنش دیرین و ریخت‌زمین‌ساختی، قدیمی‌ترین حرکات گسله مشا (از زمان شکل‌گیری گسله تا پیش از کواترنری) با سازوکار راندگی و سپس در ابتدای کواترنری با جنبش‌های مورب‌لغز (فشاری همراه با مؤلفه راست‌لغز چپ‌بر) و در نهایت جوان‌ترین جنبش‌ها راست‌لغز چپ‌بر می‌باشند (سلیمانی و همکاران، ۱۳۸۱). برخی پژوهشگران (همچون عباسی و فربد^۳، ۲۰۰۹) نیز به عملکرد یک فاز مورب‌لغز فشاری- راست‌بر قدیمی‌تر از فاز جنبش‌های راندگی بر روی پهنه‌های گسلی شرقی- غربی در این گستره اشاره کرده‌اند. بر پایه شواهد ریخت‌زمین‌ساختی، آهنگ لغزش راست‌لغز بر روی این گسله ۲ تا ۲/۵ میلی‌متر در سال (تریفونوو و همکاران، ۱۹۹۶)، $2/7 \pm 0/5$ میلی‌متر در سال (ریتز و همکاران، ۲۰۰۳) ۳ میلی‌متر در سال (تریفونوو، ۱۹۹۶) و ۲/۲ میلی‌متر در سال (سلیمانی، ۲۰۰۹) برآورد شده است. بر پایه بررسی‌های ریتز و همکاران (۲۰۰۶)، بیشینه جابه‌جایی تجمعی راست‌لغز چپ‌بر مشاهده شده برای قطعه شرقی این گسله ۲ کیلومتر می‌باشد (شکل ۳-۴). با توجه به آهنگ لغزش افقی آن (۲ میلی‌متر در سال)، آغاز رژیم ترافشارش در طول این گسله را می‌توان ۱/۵-۱ کیلومتر سال پیش در نظر گرفت. بر پایه مشاهدات ریخت‌زمین‌ساختی، نسبت جابه‌جایی افقی به شاقولی (H/V) بر روی بخش شرقی گسله مشا ۳ (سلیمانی

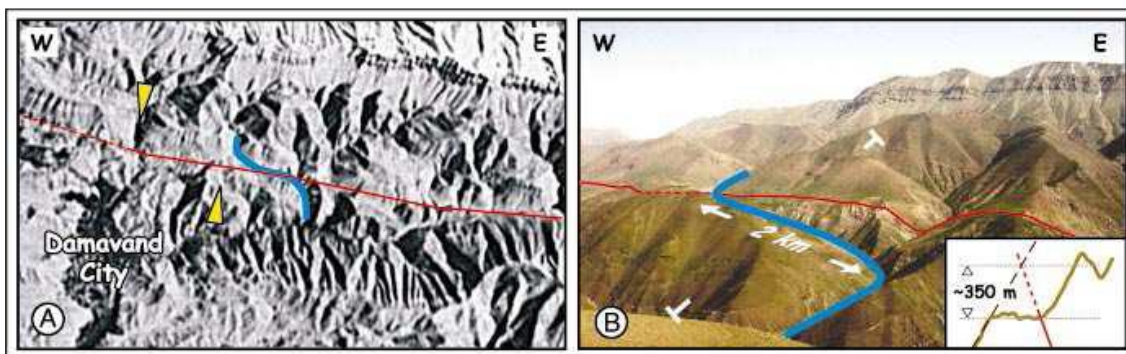
^۱Abbassi and Shabanian, 1999

^۲- Hedayati *et al.* 1976

^۳- Abbassi and Farbod, 2008

آزاد و همکاران، ۲۰۱۱)، ۲ (تریفونوو، ۱۹۹۶) و ۱ (بچمانوو و همکاران، ۲۰۰۴) برآورد نموده‌اند. بررسی ویژگی‌های هندسی خش‌لغزها بر روی صفحات گسلی مشا نشان می‌دهد که نسبت مولفه حرکتی راستالغز چپ‌بر به معکوس در نزدیکی روستای آردینه (از ۱) به سمت روستای مشا (تا ۲) افزایش می‌یابد (بچمانوو و همکاران، ۲۰۰۴).

پژوهش‌های سلیمانی آزاد و همکاران (۲۰۱۱)، بر روی گسله مشا در منطقه لواسانات بیانگر وجود ارتباط کینماتیکی بین بخش مرکزی گسله مشا و بخش شرقی گسله شمال تهران می‌باشد. به باور ایشان، در این گستره، بخش بزرگی از گسلش راستالغز چپ‌بر گسله مشا به واسطه چند تکه گسله خطی شرقی - غربی و با آرایش نردبانی به گسله شمال تهران در غرب منتقل شده است.



شکل ۳-۴- A: عکس ماهواره‌ای از قطعه شرقی گسل مشا که جابه‌جایی چپ‌بر آبراهه‌ها را نشان می‌دهد که بیشترین جابه‌جایی با خط آبی نمایش داده شده است، B: عکس صحرایی از جابه‌جایی آبراهه مذکور حدود ۲ کیلومتر اندازه‌گیری شده است (ریتز و همکاران، ۲۰۰۶).

برپایه آمبراسیز و ملویل (۱۹۸۲). بربریان و ییتز (۱۹۹۹)، دست کم سه زمین‌لرزه ویرانگر تاریخی و یک زمین‌لرزه سده بیستم بر روی بخش‌های مختلف (شرقی، مرکزی و غربی) گسله مشا به وقوع پیوسته است. بر پایه داده‌های تاریخی، در سال ۹۵۸ میلادی در بخش غربی گسله مشا زمین‌لرزه‌ای ($M_s \sim 7.7$) به وقوع پیوسته که پهنه‌ای از جاجرود تا طالقان را در بر گرفته است. سپس در سال ۱۶۶۵ میلادی با جنبایی $M_s \sim 6.5$ بخش شرقی این گسله، شهرستان دماوند ویران شد. سومین زمین‌لرزه بزرگ تاریخی ثبت شده نیز در سال ۱۸۳۰ میلادی با بزرگی $M_s \sim 7.1$ بخش مرکزی گسله مشا را لرزاند و سبب ویرانی

فراوان در پهنه جاجرود- شمیرانات شد (آمبراسیز و ملویل، ۱۹۸۲) که در شکل ۳-۳ مشاهده می‌شود. بر پایه بررسی داده‌های تاریخی پهنه مه‌لرزه‌های این رخداد بربریان و بیتز (۱۹۹۹) منشأ این زمین‌لرزه را گسله مشا مرکزی برشمرده‌اند و از این رو راستای پهنه یادشده را در محدوده $N120^{\circ}E$ در نظر گرفته‌اند. برپایه بررسی‌های ریخت‌زمین‌ساختی و دیرینه لرزه‌شناختی سلیمانی آزاد و همکاران (۲۰۱۱) پهنه گسلی مشا مرکزی در برگیرنده دو بخش شرقی (با راستای $N100^{\circ}E$) و غربی (با راستای $N120^{\circ}E$) است که محل تلاقی این دو در گستره لواسان در شمال شرقی تهران می‌باشد، یعنی در فاصله بسیار نزدیک با محل تلاقی دو گسله اصلی مشا و شمال تهران است. این بررسی‌ها نشان داد که در این گستره، جنبش چیره چپ‌بر بخش شرقی پهنه گسلی مشا مرکزی در یک آرایش چپ‌پله به بخش شرقی پهنه گسلی شمال تهران منتقل گردیده است. از این رو، این موضوع می‌تواند گویای ارتباط ساختاری این دو پهنه گسلی مهم در گستره شمال تهران باشد. تمرکز بررسی‌های دیرینه لرزه‌شناسی در گستره یادشده، آشکارکننده آثار مربوط به گسلش سطحی آخرین رویداد مه‌لرزه‌ای یعنی زمین‌لرزه سال ۱۸۳۰ میلادی با بزرگی $M_s \sim 7.1$ بود که با سازوکار چیره چپ‌بر روی داده است (سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۱۱). از این رو، بررسی‌های یادشده نشان داد که راستای پهنه کلان‌لرزه‌های زمین‌لرزه سال ۱۸۳۰ میلادی، شرقی- غربی‌تر بوده و در فاصله کمتری از تهران (در قیاس با پهنه پیشنهادی بربریان و بیتز، ۱۹۹۹) قرار داشته است. این موضوع از اهمیت بالایی در مطالعات برآورد خطر زمین‌لرزه برای تهران برخوردار است.

آخرین رخداد زمین‌لرزه‌ای به ثبت رسیده بر روی گسله مشا، زمین‌لرزه سال ۱۹۳۰ میلادی آه- مبارک آباد می‌باشد که سبب ویرانی در پهنه بین شرق شهر دماوند تا روستای آردینه شده است (آمبراسیز و ملویل، ۱۹۸۲)^۱. بزرگی این زمین‌لرزه $5/2$ (در مقیاس امواج سطحی) برآورد شده است. اگر میانگین جابه‌جایی هم‌زمان با جنبش‌های مربوط به رویدادهای ۱۶۶۵ و ۱۸۳۰ (بربریان و بیتز، ۱۹۹۹)، به ترتیب $0/35$ متر (بزرگای گشتاوری $6/5$) و $1/2$ متر (بزرگای گشتاوری $7/1$) باشد، میانگین دوره

¹ -Ambraseys and Melville, 1982

بازگشت برای زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای گشتاوری $6/5$ و $7/1$ بین 160 تا 620 سال خواهد بود (نظری، 2006).

۳-۲-۳- گسل شمال تهران

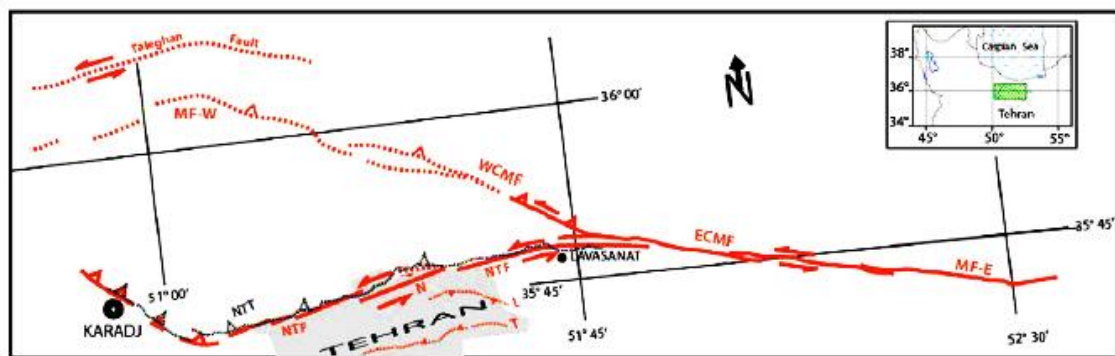
رین (۱۹۵۵)، برای نخستین بار به وجود یک گسله اصلی و مهم در مرز میان توف‌های سبز البرز (سازند ائوسن کرج) در شمال و آبرفت‌های کواترنری در جنوب اشاره کرد. در اثر عملکرد این گسله ارتفاعات البرز (سازند کرج) بر روی آبرفت‌های کواترنری تهران (آبرفت‌های هزار دره A و آبرفت‌های ناهمگن شمال تهران B) رانده شده است. در واقع گسله شمال تهران مرز جنوبی مجموعه آذرآواری و آتشفشانی زیر دریایی ائوسن میانی (سازند کرج) را تشکیل می‌دهد در حالی که مرز شمالی این مجموعه توسط گسله مشا محدود شده است (عباسی و فرید، 2009).

چالنگو (۱۹۷۵)، درازای گسل شمال تهران با طول 108 کیلومتر از ناحیه لواسان و نیکنام ده (در شمال شرق تهران) تا غرب ولیان از (غرب کرج) برشمرده است. به باور وی، گسل شمال تهران در شرق به گسله مشا پیوسته و این درحالی است که در غرب به شکل یک ساختار تنها پایان می‌پذیرد، با این وجود بربریان (۱۹۹۴)، معتقد است که گسله شمال تهران در غرب به گسله آبیک می‌پیوندد. در مجموع، گسله شمال تهران در جنوب گسله مشا واقع شده و از هر دو سو به آن می‌پیوندد. همچنین گسله‌های امامزاده داوود و پورکان- وردیج در شمال تهران به این گسله متصل می‌شوند

برپایه بررسی پژوهشگرانی (همچون: بربریان و همکاران، 1364 ؛ چالنگو، 1975 ؛ بربریان، 1976) گسله شمال تهران در منطقه لواسانات به گسله مشا متصل می‌گردد. سلیمانی آزاد و همکاران (2011)، محل اتصال دو گسله مشا و شمال تهران را در بخش غربی دره آردینه برشمرده و بر پایه بررسی‌های ریخت-زمین‌ساختی آن را سامانه گسلی جنبای مشا- شمال تهران معرفی می‌نماید

به باور سلیمانی آزاد و همکاران (2011)، اثر جنبایی شمال تهران مطابق با اثر گسله قدیمی با سازوکار راندگی نمی‌باشد جز در نزدیکی شهر کرج و بخشی از آن که راستای گسله NW-SE می‌باشد (شکل

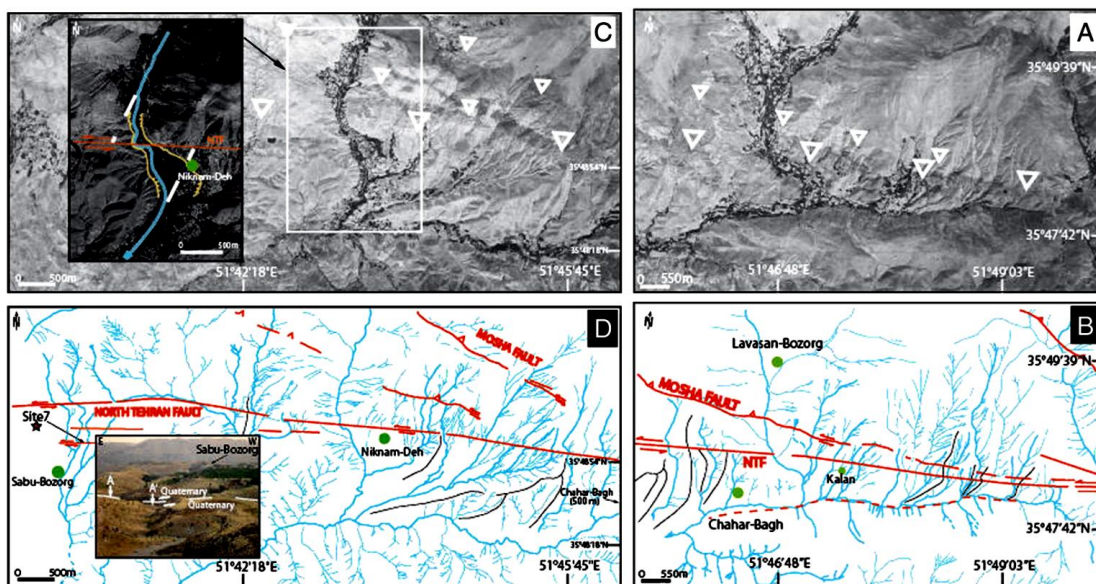
۵-۳). ایشان آثار ریخت‌زمین‌ساختی جنبش‌های اخیر گسله شمال تهران را منطبق بر روی شاخه‌های نردبانی با راستای E-W تا ENE-WSW برمی‌شمارند که عارضه‌های کواترنری (آبراهه‌ها، پشته‌ها، نشانه‌های یخچالی جدید) را با حرکات برشی راستالغز-چپ‌بر متأثر نموده‌اند. در گستره داراباد در شمال شرقی تهران، دگرشکلی چپ‌بر جنبه در طول شاخه‌های گسله شمال تهران به گسله نیاوران منتقل شده است (بیش‌تر از ۵۰۰) که نسبت به گسله شمال تهران به صورت نردبانی راست پله قرار گرفته است (سلیمانی و آزاد، ۲۰۱۱).



شکل ۵-۳- طرحی از گسلش جنبه در گستره شمال تهران. اثر جنبایی گسله (خطوط قرمز رنگ) در بیشتر موارد مطابق با اثر گسله قدیمی (خطوط سیاه رنگ) با سازوکار راندگی نمی‌باشد. جنبش اخیر گسله شمال تهران بر روی گسله‌های E-W تا ENE-WSW منتقل شده است (برگرفته از سلیمانی، ۲۰۱۱).

به سبب جنبش این گسله در نزدیک به ۲/۵ کیلومتر ولکانیک‌های ائوسن میانی بر روی آبرفت‌های پلایوسن-کواترنری دشت تهران رانده شده است که به باور چالنگو (۱۹۷۵)، این جنبش‌ها در پلیوسن پایانی آغاز شده و تاکنون ادامه دارد. به باور وی، برپایه آرایش نردبانی و راست پله شاخه‌های این گسله در بخش غربی گستره تهران سازوکار آخرین جنبش‌های این پهنه گسلی می‌توانسته راستالغز چپ‌بر باشد. برخی شواهد وجود حرکت راستالغز چپ‌بر جنبه در سامانه گسلی شمال تهران، در بخش‌های شرقی (سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۱۱)، مرکزی (عباسی و فرید، ۲۰۰۹) و غربی (تریفونوو و همکاران، ۱۹۹۶) ارائه شده است (شکل ۶-۳). میانگین نرخ لغزش در امتداد گسله شمال تهران 0.3 ± 0.5 میلی‌متر در سال تعیین شده است. میزان کوتاه‌شدگی در روی گسله شمال تهران 0.26 میلی‌متر در سال است که

برابر ۱/۱ میزان کوتاه‌شدگی کلی در البرز است (نظری، ۲۰۰۶). برپای پژوهش‌های سلیمانی آزاد و همکاران (۲۰۱۱)، بیشینه جابه‌جایی تجمعی چپ‌بر روی گسل شمال تهران ۰/۶ تا ۱ کیلومتر اندازه‌گیری شده است که این مقدار کمتر از بیشینه جابه‌جایی تجمعی چپ‌بر بر روی گسله مشا (۳ کیلومتر) می‌باشد. به باور ایشان، این کاهش مقدار جابه‌جایی می‌تواند بر اثر تغییرات کینماتیک گسله‌ها از شرق به غرب و یا کاهش آهنگ لغزش چپ‌بر از شرق به غرب صورت پذیرد.



شکل ۳-۶- تصویر A و تفسیر آن در شکل B، منطقه میان گسل مشا مرکزی و گسل شمال تهران در در شرق منطقه لواسانات را پوشش می‌دهد. اثر این گسل‌ها به وسیله مثلث‌های سفید بر روی تصاویر ماهواره‌ای و با خطوط قرمز بر روی تصویر تفسیر شده آن مشخص شده است. تصویر C و تفسیر آن در شکل D ویژگی‌های فعالیت گسل شمال تهران و در منطقه چهارباغ و سبو بزرگ در منطقه لواسانات را نشان می‌دهد. در شکل C، تصویری بزرگ شده از اثر گسل شمال تهران در شرق روستای نیک‌نام‌ده نمایش داده شده است. ماکزیمم جابه‌جایی چپ بر (۹۰۰ متر) با خطوط سفید مشخص شده است. در ایستگاه ۷ جابه‌جایی چپ بر در آبراهه (۴۰ متر) در اثر گسل شمال تهران در تصویر صحرایی در شرق روستای سبو بزرگ مشخص شده است (برگرفته از سلیمانی و همکاران، ۲۰۱۱).

بررسی‌های دیرینه لرزه‌شناختی، برای مشخص کردن فعالیت گسله در زمان هولوسن و برای تعیین ویژگی‌های کینماتیکی، بزرگی‌ها و دوره‌های بازگشت، برخی مطالعات ریخت‌شناسی و دیرینه بر روی گسله شمال تهران صورت گرفته است. ترانشه‌ای با ژرفای حدود ۳ متری که نهشته‌های بالایی-هولوسن را در برمی‌گرفت (نظری، ۲۰۰۶). مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی در دو ترانشه حفر شده در عرض پهنه

گسله شمال تهران، شواهدی برای ۶-۷ رویداد گسیختگی سطحی در ۳۰ هزار سال گذشته را آشکار ساخت. این رویدادها، بزرگی متوسط تا بزرگ (۶/۱-۷/۲) دارند و میانگین دوباره بازگشت ۳۱۵-۴۰۷۵ سال است. زمان آخرین حرکت گسله شمال تهران، به سبب نداشتن سن دقیق نهشته‌های آبرفتی کواترنری مشخص نیست و پاره‌ای از زمین‌لرزه‌های تهران حاصل حرکت زمین در امتداد این گسله می‌دانند. امکان دارد زمین‌لرزه‌های زیر به سبب پرتکاپو شدن راندگی شمال تهران روی داده باشند (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱):

- زمین‌لرزه ۲۳ فوریه ۹۸۵ میلادی، با بزرگی تخمینی ۷/۷ و شدت ۱۰ گستره میان ری-طالقان، سنگ لغزش و کوه لغزش در کوه‌های شمال تهران رودخانه‌ها را بند آورده و در گستره شمال تهران زمین شکاف برداشت. این شکاف‌ها به احتمال در راستای راندگی شمال تهران بوده و نشان‌دهنده جنبش دوباره آن است.

- زمین‌لرزه ماه می ۱۱۷۷ میلادی گستره میان شهر ری و قزوین که بزرگی آن $M_s \sim 7$ تخمین زده شده است.

- زمین‌لرزه ۲۴ سپتامبر ۱۸۹۵ میلادی تهران ممکن است در اثر جنبش دوباره راندگی شمال تهران روی داده باشد.

- رو مرکز زمین‌لرزه ۳ اکتبر ۱۹۷۰ میلادی رودبار قصران (بزرگای ۴/۱) نیز به ترتیب به وسیله ISC, USGS در ۲۵ و ۳۳ کیلومتری شمال راندگی تهران، در شمال شهر تهران تعیین شده و امکان دارد این زمین‌لرزه به سبب جنبش راندگی شمال تهران روی داده باشد.

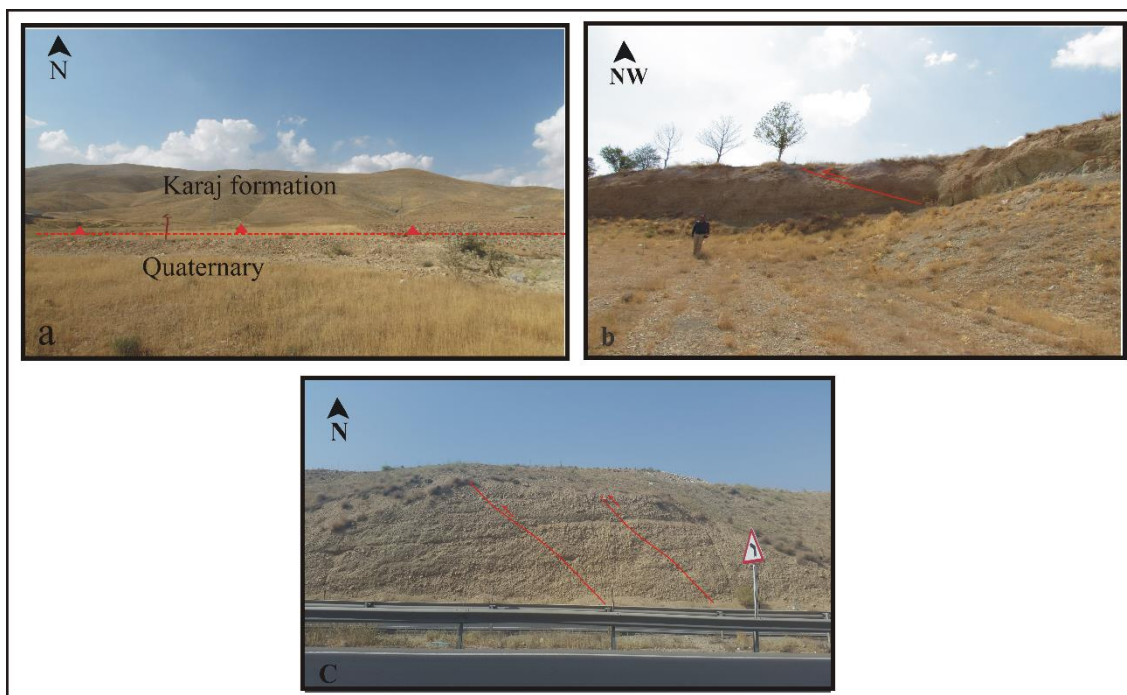
- زمین‌لرزه ۲۶ اکتبر ۱۹۸۹ (بزرگای سطحی ۴/۱).

۳-۳-۳- گسل آراکوه

پهنه گسلی آراکوه، مجموعه‌ای از گسل‌ها است که به موازات هم با راستای شرقی-غربی، در جنوب گسل مشا با درازای حدود ۳۰ کیلومتر و شیب به سمت شمال قرار گرفته است که با نام آرا کوه

(سلیمانی و همکاران، ۱۳۸۱)، رودهن (وحدتی دانشمند، ۱۳۷۶)، گسل آیینهورزان (تاتار و همکاران، ۲۰۱۲) معرفی شده است. سلیمانی و همکاران (۱۳۸۱)، در مطالعات خود، مجموعه گسلی آراکوه (اره کوه) را معرفی کردند که از به لحاظ ریخت زمین ساخت گسل آراکوه و گسل مشا را مشخص کننده مرز تغییرات توپوگرافی شاخص در این منطقه دانستند. با توجه به همانندی راستا (در نتیجه موازی بودن آنها) و نیز همخوانی ویژگی‌های جنبشی در نقاط هم عرض این دو پهنه گسلی موازی (هم به لحاظ ساختاری و هم به لحاظ ریخت زمین ساختی)، به نظر آنها ارتباط سامانه‌ای خوبی در زمینه فعالیت‌های گسلی به لحاظ سازوکار گسلش وجود دارد. اندازه‌گیری‌های صحرایی انجام شده (خش لغزهای جوان) توسط آنها بر روی بخش‌های شرقی دو سیستم گسلی مشا و آراکوه (صفحات شرقی - غربی)، نشانگر تأثیر جنبش‌های راستالغز چببر جوان در عهد حاضر روی هر دو آنها است. نسبت جابه‌جایی افقی به شاقولی (H/V) در بخش شرقی گسل آراکوه را ۱ برآورد نموده‌اند. پهنه گسلی یادشده، مرز میان نهشته‌های ائوسن و کواترنری هزاردره و قرارگیری ائوسن قدیمی‌تر در موقعیت بالاتری نسبت به نهشته‌های کواترنری نتیجه عملکرد گسل آراکوه است (شکل ۳-۷). بریدن نهشته‌های کواترنری و از بین رفتن دیواره‌های گسلی این گسله بر اثر فرسایش، گویای فعال بودن این پهنه گسلی می‌باشد. گسل رودهن شاخه‌ای از این پهنه گسلی است (به گفته شفاهی سلیمانی، ۱۳۹۵).

گسل رودهن در نقشه زمین شناسی ۱/۰۰۰۰۰ شرق تهران با امتداد شرقی - غربی نمایش داده شده است. در بعضی نواحی این گسل سبب بالا آمدن سنگ آهک‌های سازند لار بر روی نهشته‌های فجن شده است. پس از عبور از شهرستان دماوند، در جنوب زرین کوه به گسل مشا می‌رسد (وحدتی دانشمند، ۱۳۷۶).



شکل ۳-۷-۳: a: قرارگرفتن سازند کرج در سطح بالاتری نسبت به نهشته‌های کواترنری در شرق رودهن، b: راندگی جوان از پهنه گسلی آراکوه در نهشته‌های کواترنری در شرق روستای گل آهک C: تصویری از دو شاخه گسلی بر روی ترانشه‌ای در شمال شهر جدید پردیس.

۳-۳-۴- گسل پارچین

گسل پارچین (ایوانکی) با درازای حدود ۷۵ کیلومتر از جنوب شرقی ایوانکی تا امین‌آباد، ادامه دارد. این گسل با سازوکار راندگی و راستای شمال غربی- جنوب شرقی با شیب به سمت شمال شرق در جنوب کوه پارچین و دهانه خروجی رودخانه جاجرود به سمت دشت ورامین می‌باشد (قرشی و همکاران، ۱۳۶۶). گسله پارچین در بخش شرقی دره جاجرود به روشنی رسوبات آبرفتی دشت را بریده و پهنه سه‌گوش جوانی را به وجود آورده است. این نکته نشان‌دهنده‌ی جوان بودن این گسله است (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴). در راستای گسله پارچین، سنگ‌های سازند لار، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و لایه‌های آبرفتی هم‌ارز هزاردره در مجاورت نهشته‌های کواترنری دشت قرار گرفته است. بربریان و همکاران (۱۳۶۴)، این گسل را جنباً و لرزه‌زا دانستند که در رویداد زمین‌لرزه سده‌ی چهارم پیش از میلاد ری- ایوانکی با بزرگای سطحی حدود ۷/۶ بر روی این گسله ایوانکی- پارچین روی داده است.

فصل چهارم

شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی

۴-۱- مقدمه

زمین‌ساخت فعال به فرآیندهای زمین‌ساختی اطلاق می‌شود که در یک بازه زمانی در پوسته زمین تغییرشکل‌هایی ایجاد کنند که تغییرشکل‌ها برای جوامع انسانی مهم هستند. مطالعه زمین‌ساخت فعال در ارزیابی خطر بسیار مهم است. مخصوصاً در نواحی که میزان فعالیت‌های زمین‌ساختی در هولوسن و

پلئیسوسن بالایی نسبتاً زیاد بوده، دارای اهمیت فراوانی می‌باشد. اگرچه زمین‌ساخت فعال گسستگی آرام پوسته زمین است که امکان دارد به سازه‌های انسانی صدمه بزند ولی بیشتر فرآیندهای زمین‌ساختی فعالی که قادر هستند رویدادهای ناگهانی به‌وجود آورند، اهمیت دارند؛ بنابراین با شناخت زمین‌ساخت فعال در یک منطقه می‌توان خطرات ناشی از وقوع رویدادهای ناگهانی مانند زمین‌لرزه را کاهش داد (کلر و پینتر، ۲۰۰۲). به منظور بررسی فرآیندهای زمین‌ساختی می‌توان از مطالعات ریخت‌زمین‌ساخت، نوزمین‌ساخت، ژئوفیزیک، نقشه برداری و ... بهره جست. در میان روش‌های زمین‌شناختی برای مطالعه حرکات زمین‌ساختی فعال، بررسی‌های زمین‌ریخت‌شناسی^۲ و ریخت زمین‌ساختی نقش مهمی ایفا می‌کنند، زیرا بسیاری از عوارض زمین‌ریخت‌شناسی در مقابل حرکات زمین‌ساختی فعال بسیار حساس می‌باشند.

۴-۲- شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی

مورفومتری یا ریخت‌سنجی، اندازه‌گیری کمی شکل چشم‌اندازهای روی زمین از طریق ارائه روابط ریاضی و عددی به نام شاخص می‌باشد که می‌توان در قالب متغیرهای ساده‌ای اندازه‌گیری شود (بال^۳، ۲۰۰۷). در ساده‌ترین سطح، عوارض زمین می‌توانند به وسیله بزرگی‌شان، ارتفاع (حداکثر، حداقل یا میانگین) و شیب مشخص شوند (کلر و پینتر، ۲۰۰۲). شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی ابزار سودمندی برای مطالعه فعالیت‌های زمین‌ساختی در نواحی مختلف محسوب می‌شوند و به وسیله آن‌ها می‌توان اطلاعاتی در مورد نواحی خاصی از یک منطقه که در معرض فعالیت زمین‌ساختی نسبتاً سریع یا کند قرار دارند، بدست آورد (کلر و پینتر، ۲۰۰۲). همچنین از این علم برای تهیه نقشه خطر لرزه‌ای و درک بیشتر چگونگی توسعه و تکوین اشکال سطح زمین و موارد دیگر استفاده می‌شود. معمولاً دگرشکلی‌های زمین‌ساختی سطح زمین به آرامی و بیش از هزاران سال اتفاق می‌افتد؛ بنابراین، با توجه به اینکه این

¹ - Kellre and Pinter, 2002

² - Geomorphology

³ - Bull, 2007

تغییرات را چشم بشر نمی‌تواند تشخیص دهد، باید به دنبال اشکال ریخت‌شناسی بود که این تغییرات را در طی سال‌ها در خود حفظ کرده‌اند (چورلی^۱ و همکاران، ۱۹۸۴). برای انجام این عمل نشانگرهای گوناگونی تحت عنوان علائم و شواهد کمی یا ریخت‌سنجی ارائه شده است. به کمک این شاخص‌ها می‌توان شکل و ناهمواری‌های سطح زمین را به صورت کیفی توصیف و با یکدیگر مقایسه کرد، اما به صورت کمی محاسبه دقیق‌تری صورت می‌گیرد. در پژوهش‌ها اغلب هدف از به کار بردن شاخص‌ها، مطالعه این عارضه‌های زمین از حالت کیفی به صورت عددی است تا بتوان محاسبات دقیق‌تری انجام گیرد. اندازه‌گیری کمی زمین منظرها براساس محاسبه شاخص‌های ریخت‌سنجی^۲ با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی، تصویر ماهواره‌ای، عکس‌های هوایی و کارهای صحرایی صورت می‌گیرد. یکی از سریع‌ترین راه‌ها برای محاسبه این شاخص‌ها استفاده از مدل رقومی ارتفاعی منطقه در محیط سیستم اطلاعاتی مکانی است که می‌توان محاسبات را سریع‌تر و دقیق‌تر انجام داد.

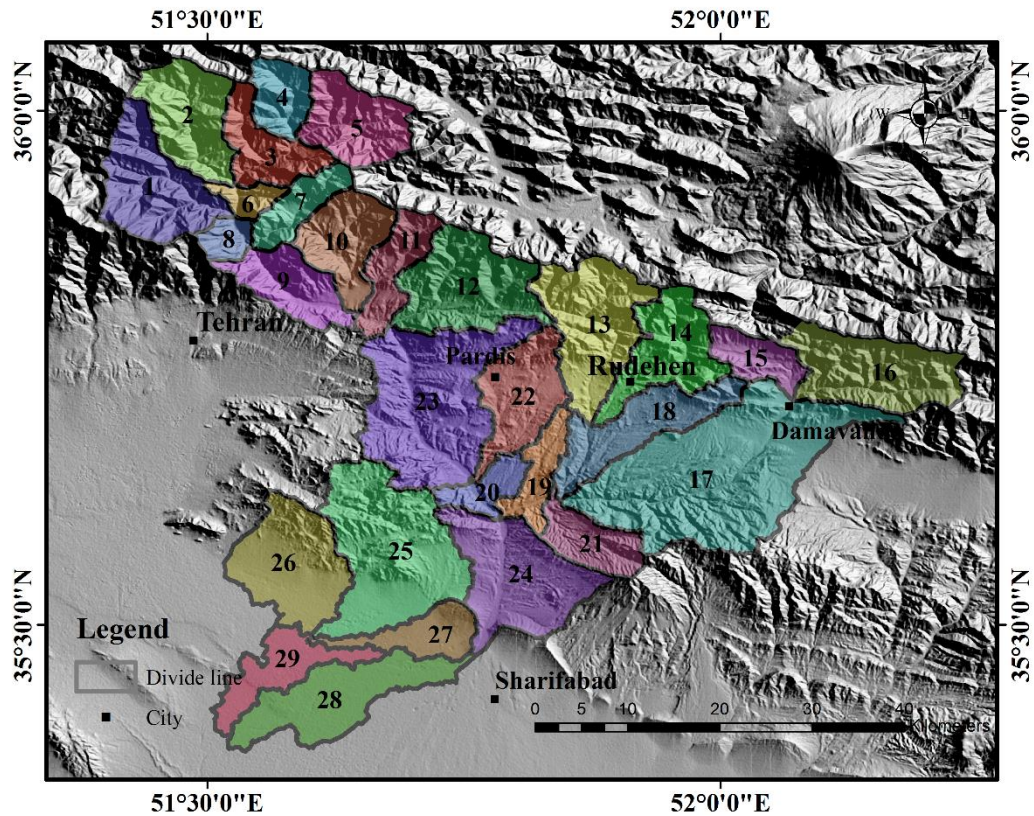
رودخانه‌ها نسبت به حرکات زمین‌ساختی بسیار حساس هستند، به طوری که رابطه نزدیکی بین منظرهای رودخانه‌ای و حرکات زمین‌ساختی وجود دارد. گسل‌ها و فعالیت‌های زمین‌ساختی می‌توانند آثاری چون: انفعال و انحراف در مسیر رود، تغییر الگو، تشکیل رودهای متروک و ... ایجاد کنند. لازم است در مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی، به این موارد توجه شود. در نتیجه بررسی‌های ریخت‌زمین‌ساختی و نوزمین‌ساختی ابزار بسیار مناسبی جهت بررسی و مقایسه وضعیت زمین‌ساختی منطقه به صورت کمی و کیفی بوده و نتایج حاصل از آن به صورت کاربردی قابل استفاده است.

در این پژوهش برای مطالعه دقیق‌تر نرخ‌های زمین‌ساخت فعال رودخانه جاجرود در ابتدا به کمک مدل ارتفاعی رقومی (DEM 30 m) و نرم‌افزار Arc Hydro، مراحل مربوط به حوضه‌سازی منطقه مورد مطالعه صورت گرفت و ۲۹ زیرحوضه استخراج شد (شکل ۴-۱) این زیرحوضه‌ها بر اساس مسیر رودخانه‌ها و حوضه‌ها زهکشی مستقل تعریف شده است، به این معنی که حوضه زهکشی هر زیرحوضه مستقل از

^۱ -Chorley and *et al.* 1984

^۲ - Morphometry

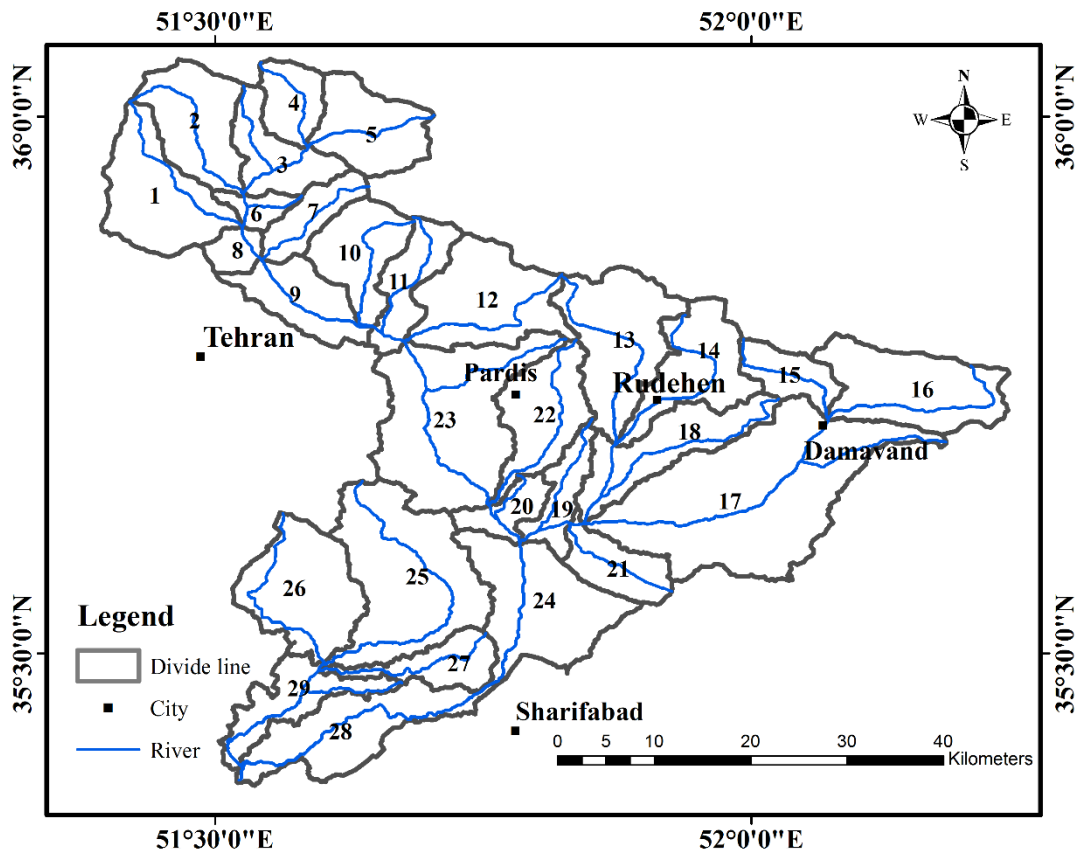
زیرحوضه‌های مجاور آن است. نقشه‌های زیرحوضه‌ها و همچنین آبراهه‌های اصلی و آبراهه‌های فرعی در محیط سیستم اطلاعات مکانی (GIS) و Arc Hydro ایجاد شد (شکل ۴-۲).



شکل ۴-۱- زیرحوضه‌های استخراج شده در گستره مورد مطالعه که بر روی مدل ارتفاعی رقومی ایجاد شده در نرم افزار سیستم اطلاعات جغرافیایی نمایش داده شده است.

در این تحقیق از ۷ شاخص زمین‌ریختی که عبارت‌اند از: شاخص‌های پیچ و خم جبهه کوهستان (Smf)، پیچ و خم کانال رودخانه (S)، شاخص گرادیان طولی رودخانه (SL)، انتگرال فرازسنجی (Hi)، شاخص نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره (Vf)، شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبرگیر (Af) و شاخص شکل حوضه زهکشی (BS) استفاده شد. محاسبات روی حوضه‌ها برای بدست آوردن مقادیر کمی شاخص‌های ذکر شده انجام شد. نتایج بدست آمده از هر شاخص به ۳ رده فعالیت زمین‌ساختی تقسیم گردید. سپس نقشه توزیع فعالیت زمین‌ساختی به روش شاخص زمین‌ساخت فعال (Iat) تهیه شد. در انتها به کمک روش‌های تلفیق چند شاخصه (AHP، TOPSIS و SAW) به اولویت‌بندی زیرحوضه‌های

رودخانه جاجرود از نظر فعالیت زمین‌ساختی پرداخته شد که در آن‌ها زیرحوضه‌ها به ۴ رده فعالیت خیلی بالا، بالا، متوسط و پایین تقسیم شده‌اند.



شکل ۴-۲- زیرحوضه‌ها و رودخانه‌های استخراج شده از مدل ارتفاعی رقومی

۴-۲-۱- شاخص گرادیان طولی رودخانه (SL)^۱

شاخص گرادیان طولی برای نشان دادن تغییرات گرادیان نیم‌رخ طولی رود مورد استفاده قرار می‌گیرد. باور بر این است که عامل بازتاب‌دهنده میزان قدرت رودخانه می‌باشد (هک^۲، ۱۹۷۳). این شاخص توسط هک (۱۹۷۳)، در ضمن مطالعه نقش مقاومت سنگ در آبراهه‌های کوه‌های آپالاش جنوب غربی به شکل زیر توصیف شده است (شکل ۴-۳):

$$SL = (\Delta H / \Delta L) L \quad \text{(رابطه ۴-۱)}$$

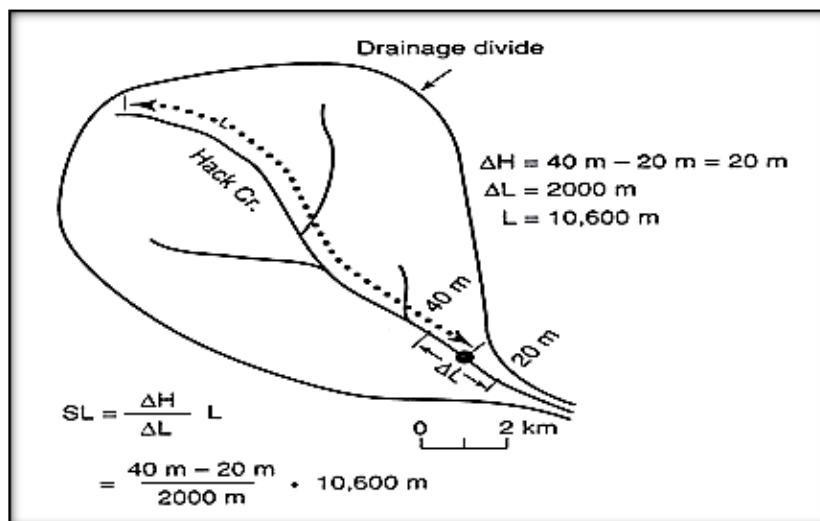
^۱ Stream length gradient index

^۲ Hack, 1973

SL: شاخص گرادیان طولی رودخانه

$\Delta H/\Delta L$: گرادیان محلی رودخانه

L: طولی کانال رودخانه از خط تقسیم آبراهه تا مرکز بخشی که گرادیان آن محاسبه شده است.



شکل ۳-۴. پارامترهای لازم و روش محاسبه شاخص SL (کلر و پینتر، ۱۹۹۶)

معمولاً شاخص گرادیان رود نسبت به تغییرات شیب رود بسیار حساس است و برای ارزیابی روابط میان فعالیت زمین‌ساختی، مقاومت سنگ و توپوگرافی مورد استفاده قرار می‌گیرد. مقدار این شاخص، در صورتی که سنگ‌های یک منطقه مقاوم باشند و یا در مناطقی که زمین‌ساخت فعال سبب تغییر شکل قائم زمین گردد، زیاد است؛ بنابراین مقادیر بالای این شاخص در سنگ‌های کم مقاومت می‌تواند معرف فعال بودن زمین‌ساخت باشد (کلر و پینتر^۱، ۱۹۹۶).

این شاخص برای ارزیابی زمین‌ساخت فعال در طول رودهای اصلی هر یک از ۲۹ زیرحوضه‌ی رودخانه جاجرود به کمک سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS)، از رابطه هک (رابطه ۴-۱) محاسبه شد. برای محاسبه شاخص SL با استفاده از DEM منطقه منحنی میزان رسم و بر روی لایه آبراه‌ها در هر حوضه قرار داده شد. لازم به ذکر است که در مناطقی که اختلاف ارتفاع زیاد است فاصله کنتورها را زیاد (فواصل ۱۰۰ متری) و در مناطقی که اختلاف ارتفاع زیاد نیست فاصله کنتورها کمتر در نظر گرفته

^۱. Kellre and Pinter, 1996

شده است. مقدار ΔH ، ΔL و L را بدست آورده و بعد مقدار شاخص SL برای هر قطعه آبراهه (شامل فاصله میانی دو خط تراز مجاور با ارتفاع معین) محاسبه شد. در انتها با میانگین گیری یک مقدار منفرد برای گرادیان طولی رودخانه در هر حوضه تعیین شد که نتیجه در جدول ۴-۱ ارائه شده است.

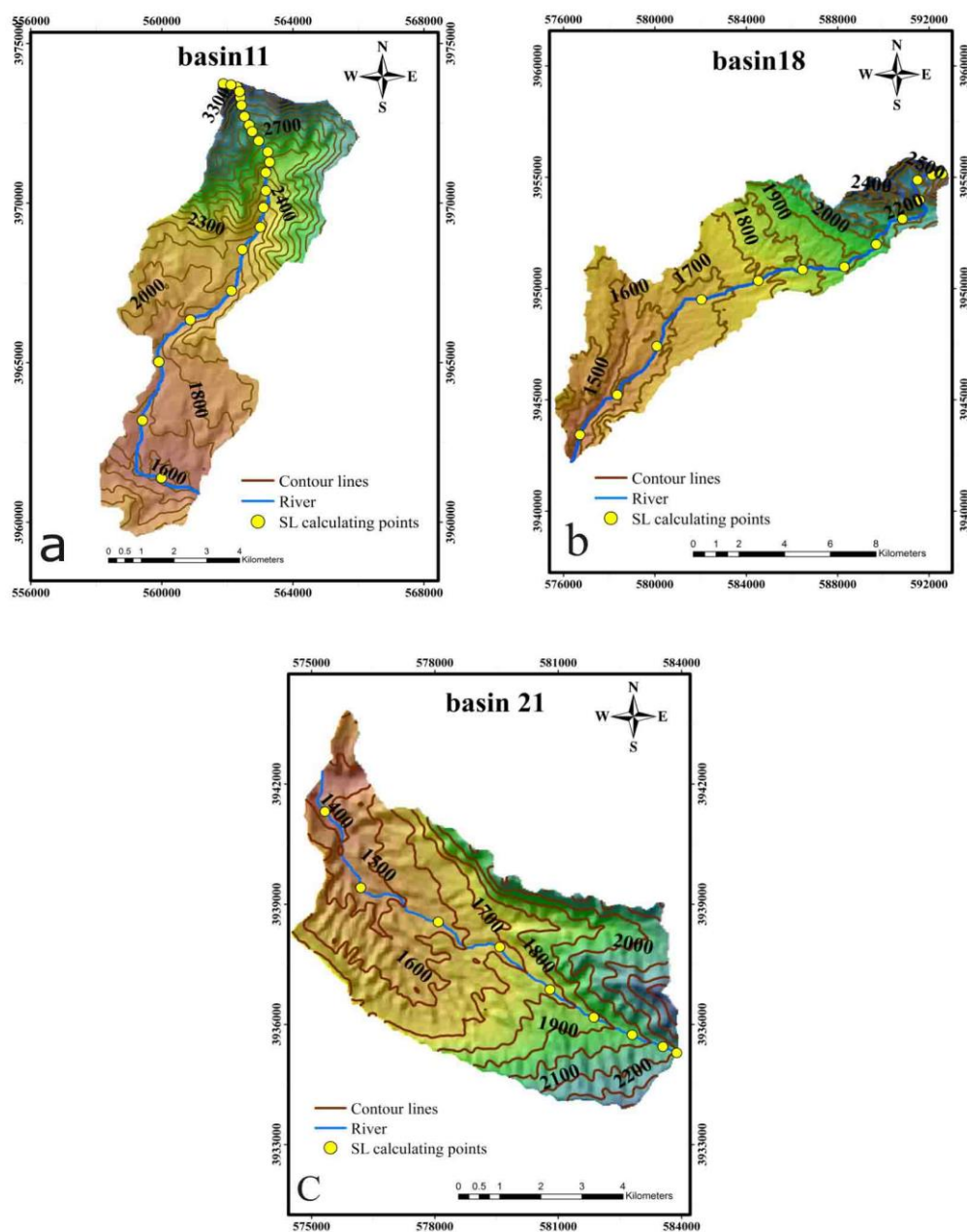
جدول ۴-۱- مقادیر SL محاسبه شده و رده فعالیت زمین ساختی در حوضه ها

Basin No	SL	Class ¹	Basin No	SL	Class
1	435	2	16	521	1
2	450	2	17	440	2
3	542	1	18	370	2
4	594	1	19	269	3
5	364	2	20	131	3
6	371	2	21	233	3
7	750	1	22	326	2
8	516	1	23	286	3
9	419	1	24	153	3
10	501	1	25	313	2
11	603	1	26	212	3
12	367	2	27	235	3
13	353	2	28	70	3
14	358	2	29	67	3
15	303	2			

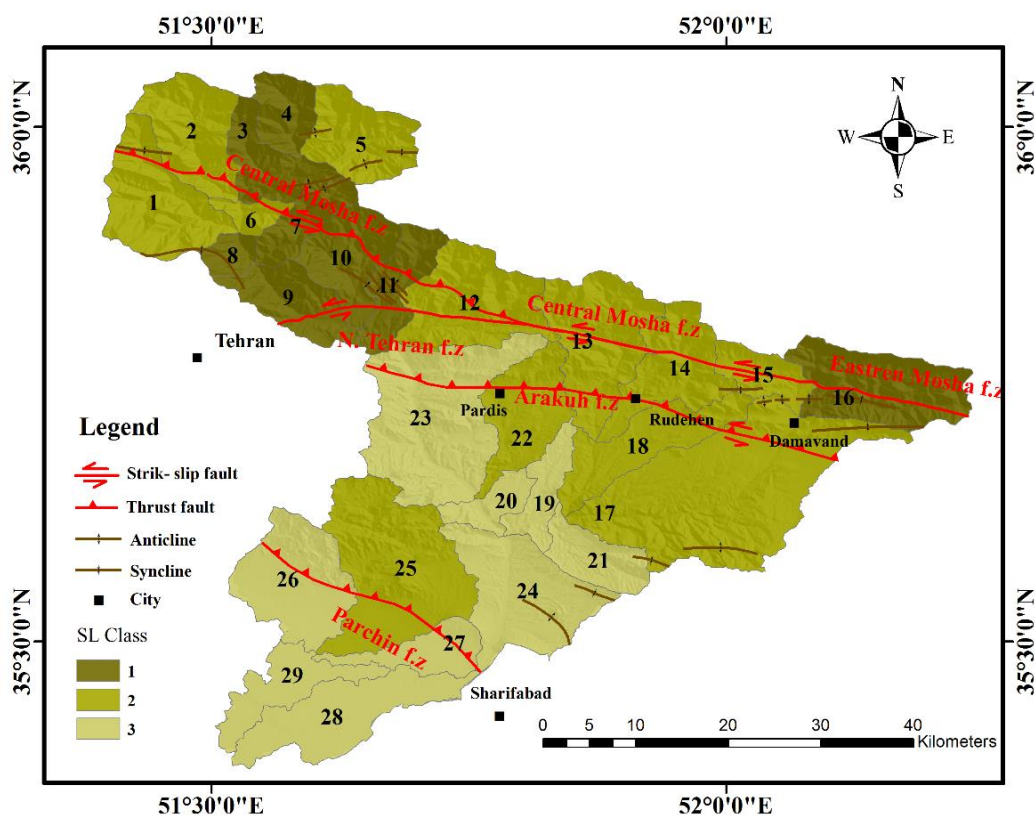
ال حمدونی (۲۰۰۸)^۲، برای این شاخص سه رده ارائه داده است: رده ۱ ($SL \geq 500$)، رده ۲ ($300 \leq SL < 500$) و رده ۳ ($SL < 300$). سه زیرحوضه با فعالیت زمین ساختی بالا (رده ۱) و متوسط (رده ۲) و پایین (رده ۳) در شکل ۴-۴ نشان داده شد.

¹- Class 1: $SL \geq 500$, Class 2: $300 \leq SL < 500$, Class3: $SL < 300$ (El Hamdouni et al.2008)

² -El Hamdouni



شکل ۴-۴- (a) حوضه شماره ۱ با فعالیت زمین‌ساختی بالا ($SL = 603$) و رده ۱، (b) حوضه شماره ۱۸ با فعالیت زمین‌ساختی متوسط ($SL = 370$) و رده ۲، (c) حوضه شماره ۲۱ با فعالیت زمین‌ساختی پایین ($SL = 233$) و رده ۳ براساس روش ال حمدونی، ۲۰۰۸

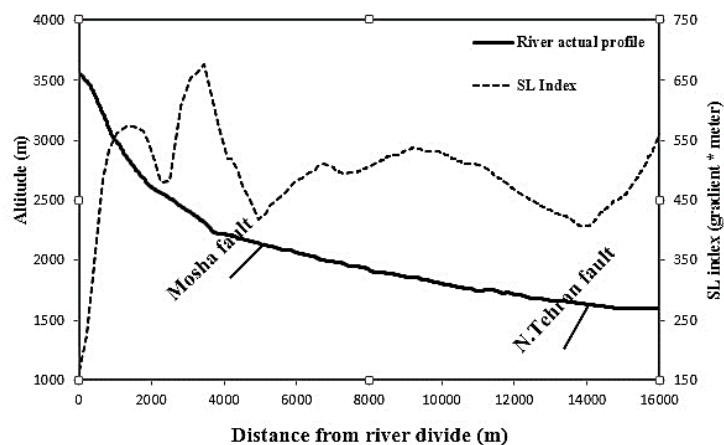


شکل ۴-۵- نقشه‌ی گرادیان طولی رودخانه برای حوضه‌های منطقه مورد مطالعه

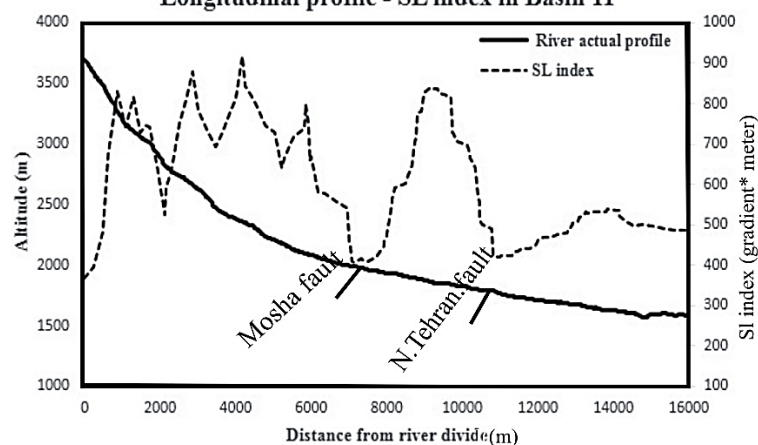
با توجه به این رده‌بندی، یک نقشه‌ی گرادیان طولی رودخانه برای منطقه مورد مطالعه در نرم افزار سیستم اطلاعات مکانی تهیه گردید (شکل ۴-۵). با توجه به جدول (۴-۱) و نقشه نمایش داده در شکل بیشترین میانگین مقدار شاخص SL، در حوضه شماره ۳، ۴، ۷، ۸، ۹، ۱۰ و ۱۱ در امتداد بخش غربی قطعه مرکزی گسل مشا و حوضه ۱۶ در امتداد قطعه شرقی گسل مشا مشاهده می‌شوند.

تغییرات میزان SL در راستای مقطع طولی آبراهه‌ها با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی در حوضه‌های ۱۰، ۱۱ و ۱۶ به شکل نمودار رسم شد. نمودارهای مذکور ناهنجاری‌های متعددی را در طول رودخانه نشان می‌دهند که این ناهنجاری‌ها متأثر از لیتولوژی و فعالیت گسل‌ها است. چنانچه نمودارهای رسم شده بهم ریخته باشد نشان می‌دهد که شیب به طور غیر معمول زیاد یا کم شده است و می‌تواند بیانگر: الف- تغییر لیتولوژی که با افزایش مقاومت سنگ در برابر فرسایش، شاخص زیاد شده و با کاهش مقاومت سنگ، شاخص کاهش می‌یابد. ب- تغییر شیب کانال که در اثر فرآیندهای ساختاری مثل گسل ایجاد

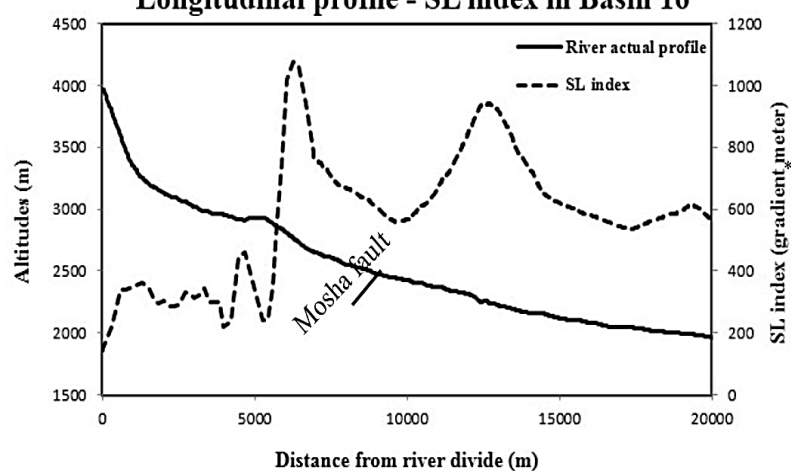
Longitudinal profile- SL index in Basin 10



Longitudinal profile - SL index in Basin 11



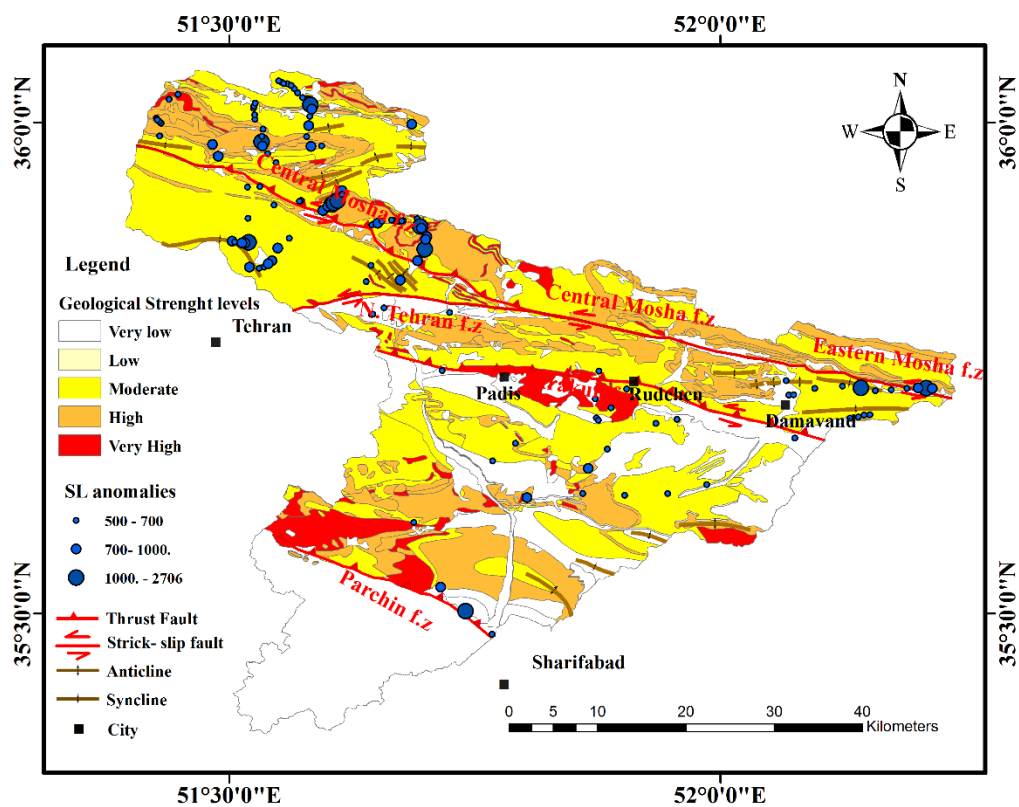
Longitudinal profile - SL index in Basin 16



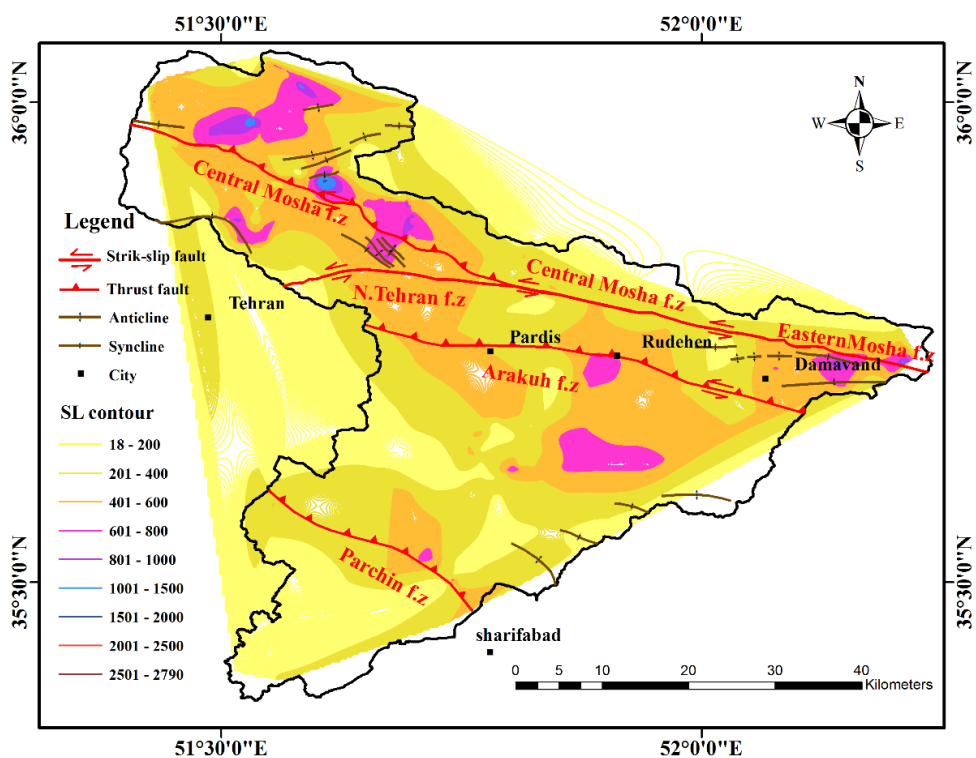
شکل ۴-۶- پروفیل طولی رودخانه‌های اصلی و روند تغییرات میزان شاخص گرادبان طولی در طول رودخانه‌های حوضه‌های ۱۰، ۱۱ و ۱۲

می‌شود (شکل ۴-۶). تفکیک ناهنجاری‌ها ناشی از حرکات زمین‌ساختی فعال و ناهنجاری‌های ناشی از مقاومت سنگ‌ها امری مشکل است. برای حل این مشکل و بررسی ارتباط بین مقاومت سنگ و شاخص SL، سنگ‌های موجود در محدوده مورد مطالعه بر اساس مقاومت به گروه‌های با مقاومت خیلی کم (آبرفت، کنگلومرای پلیو-کواترنر)، مقاومت کم (ژیپس، مارن)، مقاومت متوسط (شیل، گل‌سنگ و توف)، مقاومت بالا (سنگ‌آهک، دولومیت، ماسه‌سنگ، کنگلومرای ائوسن) و مقاومت خیلی بالا (آندزیت، گابرو، بازالت، سینیت، مونزونیت و دیاباز) تقسیم‌گردید (بقا و همکاران، ۲۰۱۴). بر این اساس نقشه مقاومت سنگ تهیه شد و سپس مناطق با میزان بالای SL بر روی نقشه مقاومت نسبی مشخص گردید (شکل ۴-۷).

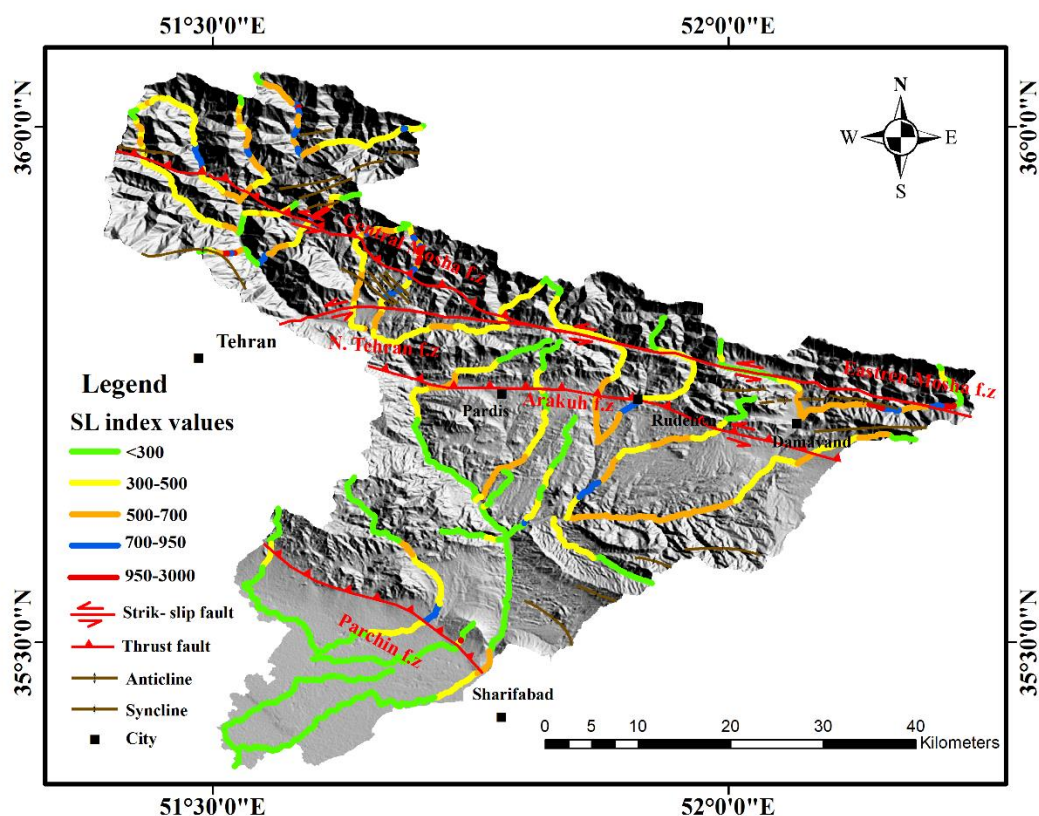
بر اساس مقادیر بدست آمده از شاخص SL، نقشه‌ای از خطوط تراز از میزان شاخص SL برای این شاخص ارائه شد (شکل ۴-۸). همچنین، براساس میزان شاخص SL به هر قطعه آبراهه (شامل فاصله میانی دو خط تراز مجاور با ارتفاع معین) یک رنگ مشخص اختصاص یافته است، به طوری که مقادیر SL کوچک‌تر از ۳۰۰ رنگ سبز، ۳۰۰-۵۰۰ رنگ زرد، ۵۰۰-۹۵۰ رنگ نارنجی، ۹۵۰-۱۵۵۰ رنگ آبی تیره و بالاتر ۹۵۰ با رنگ قرمز دارند (ال‌حمدونی و همکاران، ۲۰۰۸). در پایان، لایه رودخانه‌های رنگ-بندی شده بر روی مدل ارتفاعی رقومی قرار داده شد. قسمت‌هایی از مسیر رودخانه‌ها در هر حوضه که بیشترین آنومالی را نسبت به بخش‌های دیگر آن دارند در شکل (۴-۹) قابل مشاهده است، تقریباً در راستای بیشتر گسل‌های منطقه و در محل اتصال رودخانه به گسل، گرادیان افزایش یافته و یک آنومالی در این قسمت دیده می‌شود. در مجموع، شاخص گرادیان رودخانه نشان‌دهنده پویایی فعالیت‌های زمین‌ساختی در رودخانه جاجرود است. قابل ذکر است که مقدار کم شاخص SL در حوضه‌های ۱۲، ۱۳، ۱۴ و ۱۵ که در امتداد قطعه مرکزی گسل واقع شده‌اند را می‌توان نتیجه کاهش جنبش‌های شاقولی و در ارتباط با چیرگی گسلش راستالغز چپ بر در این بخش از قطعه مرکزی دانست.



شکل ۴-۷ نقشه مقاومت سنگ بر اساس نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و نمایش میزان شاخص SL بالاتر از ۵۰۰



شکل ۴-۸- نقشه‌ی خطوط تراز از مقادیر شاخص SL



شکل ۴-۹- لایه رودخانه‌های رنگ‌بندی شده برای هر قطعه آبراهه (شامل فاصله میانی دو خط تراز مجاور با ارتفاع معین) بر اساس میزان SL بر روی مدل ارتفاعی رقومی

۴-۲-۲- شاخص پیچ و خم کانال رودخانه (S)

شاخص پیچ و خم رودخانه به صورت زیر تعریف می‌شود (کلر و پینتر، ۱۹۹۶):

$$S = C/V \quad (\text{رابطه ۴-۲})$$

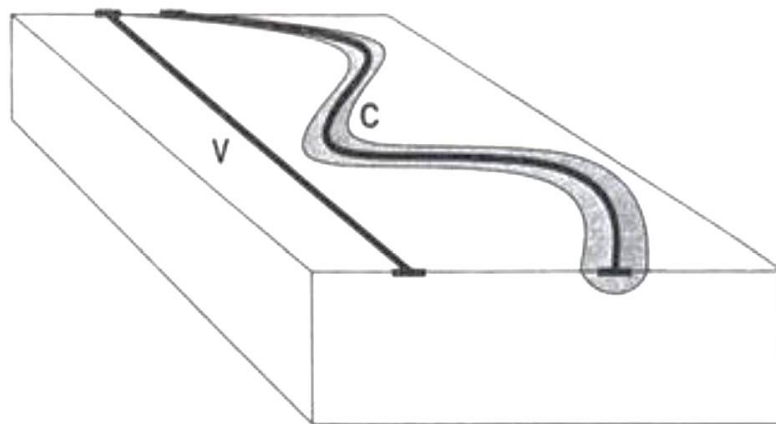
S: میزان سینوسیته یا پیچ و خم رودخانه

C: طول رودخانه

V: طول مستقیم دره رودخانه می باشد (شکل ۴-۱۰).

این شاخص یکی از پارامترهای مهم جهت تعیین میزان فعالیت زمین‌ساختی در یک منطقه می‌باشد زیرا به خوبی اثر بالآمدگی ناشی از فعالیت زمین‌ساختی را منعکس می‌کند. در واقع تغییر شیب دره

¹-River sinuosity



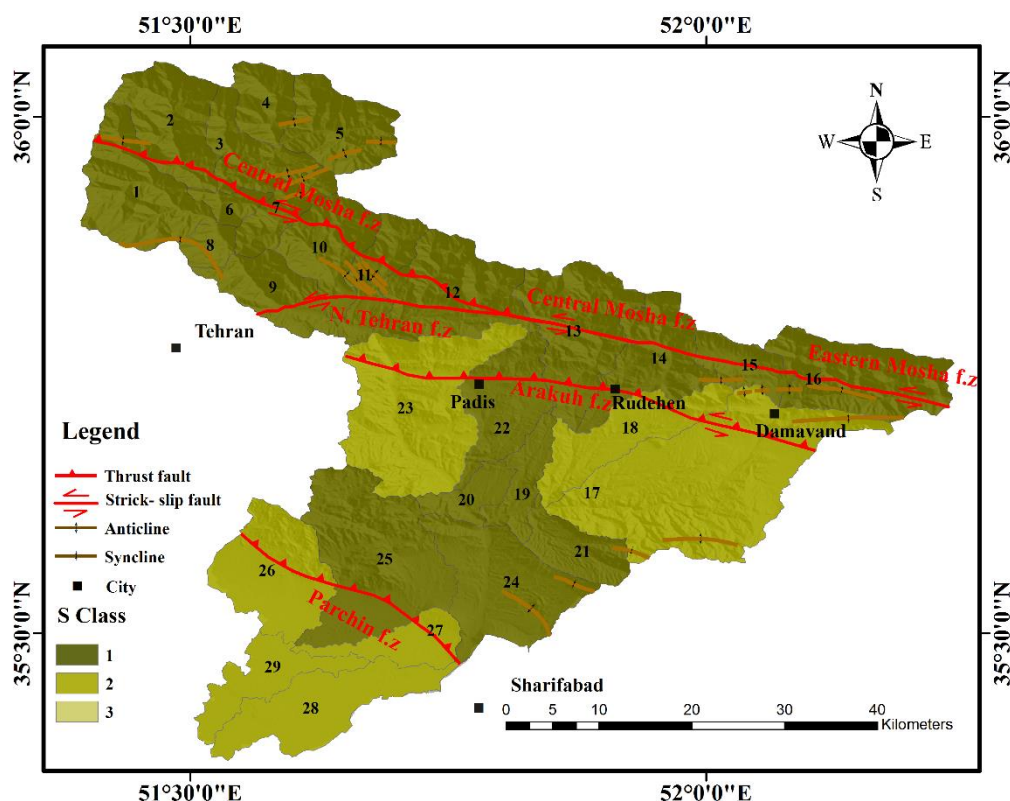
شکل ۴-۱۰- نمایش و محاسبه میزان شاخص پیچ و خم کانال رودخانه (کلر و پینتر، ۱۹۹۶)

رودخانه در اثر هرگونه دگرشکلی زمین‌ساختی، باعث تغییر در پیچ و خم رودخانه می‌شود به گونه‌ای که وقتی شیب دره رودخانه کم می‌شود پیچ و خم زیاد می‌شود و برعکس (پروکا و همکاران^۱، ۲۰۱۴). آدامز^۲ و همکاران (۱۹۹۹)، ارتباط میان مقدار کج‌شدگی بستر رودخانه و تغییر در پیچ و خم آن را مورد بررسی قرار داد و نتیجه گرفت که با افزایش مقدار کج‌شدگی برای رسیدن به یک مقدار ثابت شیب، پیچ و خم رود کاهش و با کاهش کج‌شدگی این مقدار نیز افزایش می‌یابد. اما به طور کلی در نواحی با شیب زیاد، رودخانه دارای کانال و مسیر مستقیم بوده و با کاهش مقدار شیب، پیچ و خم رودخانه زیاد می‌شود. با تعیین این الگوها و میزان پیچ و خم آن‌ها می‌توان وضعیت زمین‌ساخت فعال یک حوضه را در طول مسیر رود بیان نمود. به همین ترتیب با افزایش شیب، مورفولوژی کانال رود به شکل شاخه شاخه نزدیک می‌شود که این امر دلیل مناسبی جهت استنباط بالآمدگی زمین‌ساختی است. مقدار این شاخص در مناطقی که بستر رودخانه با تغییر شیب همراه است به مقدار ۱ نزدیک‌تر می‌باشد که می‌تواند نتیجه افزایش در نرخ فعالیت زمین‌ساختی عصر حاضر در منطقه و هرچه مقادیر عددی بدست آمده از این شاخص بیشتر باشد، گویای نزدیک شدن رودخانه به حالت تعادل و یا توقف فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه است در این مناطق محسوب شود.

^۱- Perucca *et al.* 2014

^۲- Adams *et al.* 1999

جهت بررسی این شاخص ریخت‌سنجی در گستره مطالعاتی، سعی شده است محاسبات در ناحیه‌های مختلف و شیب‌های متفاوت از رابطه (۴-۲)، بر روی رودخانه اصلی هر یک از حوضه‌ها انجام گیرد تا بتوانیم یک برآورد کلی از تأثیر فعالیت زمین‌ساختی بر روی کانال رودها بدست آورده شد و در انتها مقادیر پیچ و خم کانال رودخانه‌ها به صورت یک مقدار واحد در هر حوضه در جدول ۴-۲ ارائه شد. پس از محاسبه، این شاخص به سه رده زمین‌ساختی تقسیم شد. در این تقسیم بندی، رده ۱ ($S < 1.1$)، رده ۲ ($1.1 \leq S < 1.3$) و رده ۳ ($S \geq 1.3$) می‌باشد (شریفی و همکاران، ۱۳۹۲). مقادیر این شاخص در حوضه‌ها در بازه ۱/۰۳ تا ۱/۱۷ می‌باشد، که در رده‌های ۱ و ۲ قرار می‌گیرند. با توجه به این رده‌بندی، یک نقشه‌ی توزیع فعالیت زمین‌ساختی بر اساس شاخص پیچ و خم رودخانه برای منطقه مورد مطالعه در نرم افزار سیستم اطلاعات مکانی تهیه گردید (شکل ۴-۱۱). با توجه با این نقشه، شاخص پیچ و خم کانال رودخانه نشان دهنده‌ی پویایی فعالیت‌های زمین‌ساختی در رودخانه جاجرود، به‌خصوص در حوضه‌هایی که تمرکز ساختارهای منطقه (گسل‌ها و چین‌های منطقه) در آن‌ها بیشتر است، می‌باشد.



شکل ۴-۱۱- نقشه‌ی پیچ و خم کانال رودخانه برای حوضه‌های منطقه مورد مطالعه

جدول ۲-۴- مقادیر S محاسبه شده و رده فعالیت زمین‌ساختی در حوضه‌ها

Basin No	S	Class ^۱	Basin No	S	Class
1	1.09	1	16	1.07	1
2	1.06	1	17	1.11	2
3	1.07	1	18	1.12	2
4	1.07	1	19	1.08	1
5	1.06	1	20	1.09	1
6	1.03	1	21	1.07	1
7	1.09	1	22	1.09	1
8	1.06	1	23	1.11	2
9	1.09	1	24	1.07	1
10	1.08	1	25	1.13	2
11	1.06	1	26	1.16	2
12	1.08	1	27	1.15	2
13	1.07	1	28	1.17	2
14	1.06	1	29	1.12	2
15	1.07	1			

۲-۳-۴- شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبگیر (AF^۲)

شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها به صورت زیر تعریف می‌شود، (هیر و گاردنر^۳، ۱۹۸۵؛ کلر و پینتر، ۱۹۹۶ و ۲۰۰۲).

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

AF: عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبگیر

Ar: مساحت حوضه در سمت راست رودخانه اصلی بوده (نگاه به پایین دست رودخانه).

At: مساحت کلی حوضه زهکشی است.

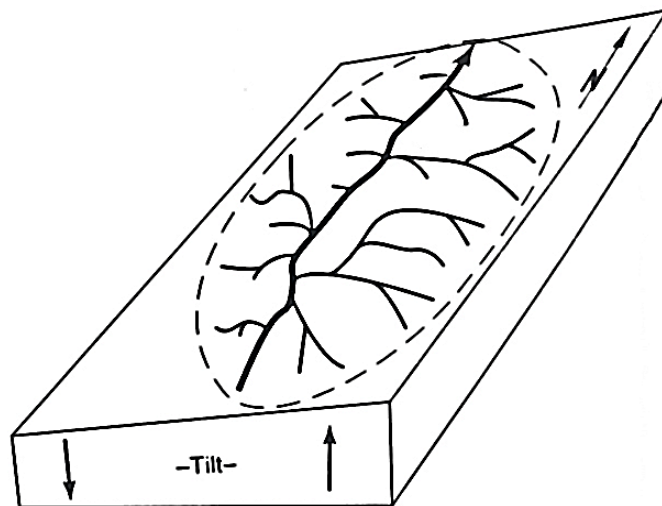
^۱- Class1: S=1 & S< 1.1, Class: 1.1 ≤ S < 1.3, Class 3: ≥ 1.3

^۲- Asymmetric factor

^۳- Hare and Gardner, 1985

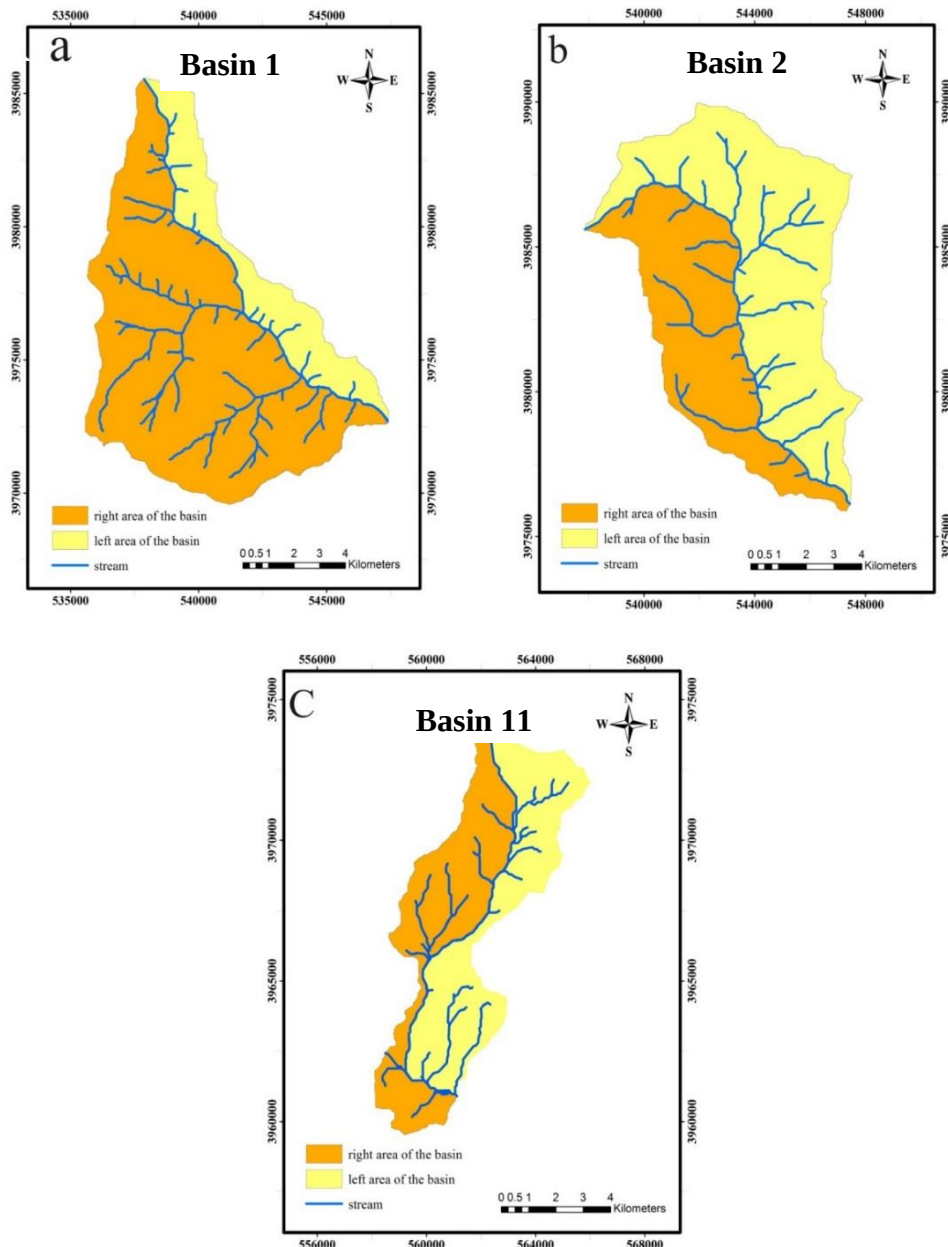
هندسه شبکه آبراهه‌ها را می‌توان به روش‌های گوناگونی هم از نظر کیفی و هم از نظر کمی توصیف کرد. در مناطق فعال زمین‌ساختی اغلب شبکه‌های زهکشی دارای الگو و هندسه خاصی هستند. طول آبراهه و زهکشی‌های فرعی در دو سوی آبراهه اصلی نیز می‌توانند برای ارزیابی بالآمدگی فعال مورد استفاده قرار گیرند. در مناطق دارای بالآمدگی فعال معمولاً به دلیل تظاهر اثرات توپوگرافی حاصل از بالآمدگی در یک سوی منطقه و به طبع آن ایجاد فرونشست در سوی دیگر، طول آبراهه‌های فرعی و در نتیجه مساحت در برگیرنده این آبراهه‌ها در سوی بالآمدگی منطقه بیش از همین طول در سمت مقابل خواهد بود. در نتیجه از این شاخص می‌توان برای ارزیابی کج‌شدگی زمین‌ساختی یک حوضه زهکشی شده توسط آبراهه‌ها فرعی استفاده کرد.

اگر یک حوضه تخت شرایط پایدار بدون کج‌شدگی یا با کج‌شدگی کم باشد، شاخص AF کم و بیش ۵۰ است. فاکتور AF نسبت به کج‌شدگی عمود بر روند رودخانه، حساس می‌باشد. مقادیر بالاتر از ۵۰ و پایین‌تر از ۵۰ برای AF نشانگر کج‌شدگی هستند. به عنوان مثال در یک حوضه زهکشی که رودخانه به سمت شمال جریان دارد (شکل ۴-۱۲)، شاخه‌های سمت راست رودخانه اصلی نسبت به انشعاب‌های سمت چپ طویل‌تر هستند و فاکتور AF بیشتر از ۵۰ می‌باشد. اگر کج‌شدگی در خلاف جهت بالا باشد،



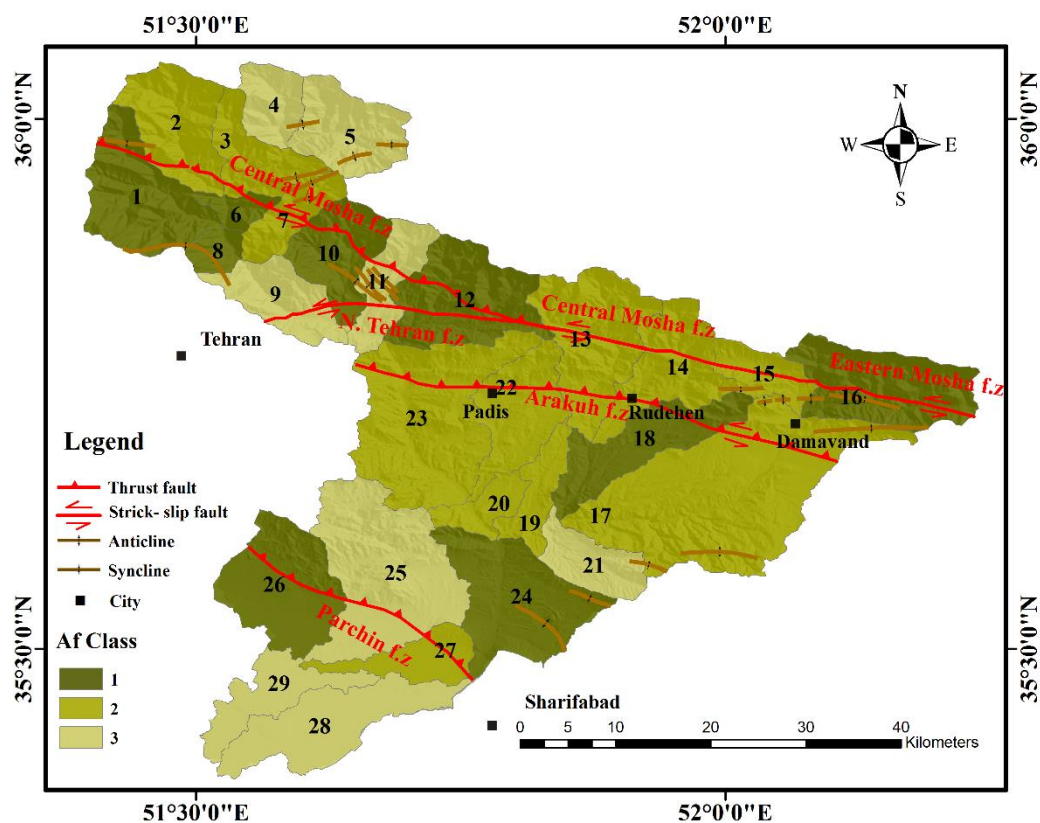
شکل ۴-۱۲- بلوک دیاگرام شماتیک حوضه زهکشی متأثر از حرکات فرایشی (کلر و پینتر، ۱۹۹۶)

آبراهه‌های بزرگ‌تر در سمت چپ آبراهه اصلی خواهد بود. همانند اغلب اندیس‌های ریخت‌سنجی، فاکتور AF کارایی بهتری خواهد داشت اگر در زیرحوضه‌های زهکشی سنگ‌های یکسانی قرار داشته باشند. در این روش همچنین فرض بر این است که نه سنگ‌شناسی (مثلا لایه‌های رسوبی) و نه آب‌وهوای محلی (مثلا اختلاف پوشش گیاهی بین شیب‌های شمالی و جنوبی) عدم تقارن را کنترل نمی‌کنند.



شکل ۴-۱۳- (a) حوضه شماره ۱ با فعالیت زمین‌ساختی بالا و رده ۱ ($Af = 79.74$), (b) حوضه شماره ۲ با فعالیت زمین‌ساختی متوسط و رده ۲ ($Af = 46.36$), (c) حوضه شماره ۱۱ با فعالیت زمین‌ساختی متوسط و رده ۳ ($Af = 48.08$) بر اساس روش ال حمدونی، ۲۰۰۸

شاخص عدم تقارن نیز جهت ارزیابی کج‌شدگی سیستم آبراهه‌ها پس از مشخص شدن مساحت کل حوضه و مساحت سمت راست حوضه، توسط نرم‌افزار Arc GIS با استفاده از رابطه شماره (۳-۴) در زیرحوضه‌های رودخانه جاجرود محاسبه شد. نتایج آن در جدول ۳-۴ آورده شده است. برای ارتباط اعداد بدست آمده با فعالیت زمین‌ساختی از طبقه‌بندی زیر استفاده شده است. این شاخص به بر اساس ال حمدونی (۲۰۰۸)، سه رده تقسیم شده است، رده ۱ ($A_f \geq 65$ or $A_f < 35$)، رده ۲ ($35 \leq A_f < 43$) or $57 \leq A_f < 65$) و رده ۳ ($43 \leq A_f < 57$). بالاترین مقادیر این شاخص ریخت‌زمین‌ساختی در زیرحوضه‌های ۱، ۶، ۸، ۱۰، ۱۲، ۱۶، ۱۸، ۲۴ و ۲۶ به صورت پراکنده در محدوده مورد مطالعه مشاهده شده است که با تمرکز ساختارهای مهم منطقه (همچون: گسل مشا و آراکوه و پارچین و چین‌های مهم منطقه) مطابقت نسبتاً خوبی نشان می‌دهد (شکل‌های ۴-۱۳ و ۴-۱۴).



شکل ۴-۱۴- نقشه‌ی شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبگیر برای حوضه‌های منطقه مورد مطالعه

جدول ۳-۴- مقادیر Af محاسبه شده و رده فعالیت زمین‌ساختی در حوضه‌ها

Basin No	At ¹	Ar ²	AF	Af-50	ClassAf ³
1	98.74	78.74	79.74	29.74	1
2	81.71	32.98	40.36	-9.64	2
3	53.98	31.15	57.7	7.7	2
4	38.59	20.94	54.27	4.27	3
5	72.77	37.21	51.13	1.13	3
6	17	4.68	27.5	-22.5	1
7	37.54	23.24	61.91	11.91	2
8	18.63	15.25	81.82	31.82	1
9	59.27	31.53	53.2	3.2	3
10	67.04	44.84	66.89	16.89	1
11	48.6	23.36	48.08	-1.92	3
12	107.51	86.14	80.13	30.13	1
13	111.58	41.53	37.22	-12.78	2
14	81.37	29.23	35.92	-14.08	2
15	36.9	15.39	41.72	-8.28	2
16	107.61	80.01	74.35	24.35	1
17	265.93	112.67	42.37	-7.63	2
18	81	58.67	72.42	22.42	1
19	37.04	13.78	37.21	-12.79	2
20	28.99	10.44	36.01	-13.99	2
21	46.19	22.5	48.71	-1.29	3
22	76.27	46.11	60.46	10.46	2
23	180.14	74.6	41.41	-8.59	3
24	120.7	42.08	34.87	-15.13	1
25	170.46	88.85	52.12	2.12	3
26	103.69	21.8	21.02	-28.98	1
27	44.14	18.31	41.47	-8.53	2
28	99.69	56.29	56.46	6.46	3
29	55.45	28.3	51.03	1.03	3

¹.Total area of the watershed

² Area of downstream right

³ Class 1: ($A_f \geq 65$ or $A_f < 35$), Class2: ($35 \leq A_f < 43$ or $57 \leq A_f < 65$), Class3: ($43 \leq A_f < 57$)

۴-۲-۴- شاخص انتگرال فرازسنجی (Hi)^۱

انتگرال فرازسنجی (هیپسومتری) شاخصی است که بیانگر پراکندگی ارتفاع در یک ناحیه خاص (به طور معمول برای یک حوضه زهکشی خاص محاسبه می‌شود) را نشان می‌دهد (استراهلر^۲، ۱۹۵۲). از رابطه ساده زیر محاسبه می‌شود (پیک و ویلسون^۳، ۱۹۷۱).

$$Hi = \frac{(\text{mean elevation} - \text{minimum elevation})}{(\text{maximum elevation} - \text{minimum elevation})} \quad (\text{رابطه ۴-۴})$$

بنابراین فقط سه مقدار که به راحتی از نقشه‌های توپوگرافی بدست می‌آیند، برای محاسبه انتگرال لازم می‌باشند. ارتفاع میانگین را از طریق محاسبه میانگین حداقل ۵۰ نقطه ارتفاعی به طور تصادفی در حوضه بدست آورد یا از مدل‌های ارتفاعی رقومی (DEM) بدست آورد. مقادیر بالای انتگرال فرازسنجی نشانگر آن است که اغلب توپوگرافی بالاتر از حد میانگین می‌باشند. مقادیر پایین آن با نواحی قدیمی که فرآیند فرسایش بر آن‌ها حاکم است و کمتر تحت تأثیر زمین‌ساخت فعال قرار گرفته است، مرتبط هستند. منحنی فرازسنجی شامل رسم نسبت ارتفاعی (h/H) در مقابل نسبت مساحت (a/A) است، که H ارتفاع کلی حوضه است (ارتفاع بیشینه از ارتفاع کمینه کم می‌شود)، A مساحت کل حوضه، a مساحت سطح درون حوضه در بالای یک خط ارتفاعی خاص (h) است (استراهلر، ۱۹۵۲). اندازه نسبت مساحت (a/A) همیشه از ۱ در پایین‌ترین نقطه حوضه ($h/H=0/0$) تا ۰ در بالاترین نقطه درون حوضه ($h/H=1/0$) تغییر می‌کند. مقادیر بالای انتگرال فرازسنجی در منحنی‌های محدب بدست می‌آید و این مقادیر اغلب بزرگ‌تر از ۰/۵ هستند. مقادیر متوسط بیشتر تمایل دارند، منحنی‌های محدب-مقعر یا مستقیم را نشان دهند و کم و بیش بین ۰/۴ تا ۰/۵ متغیرند. در نهایت مقادیر کم (کمتر از ۰/۴) شکل‌های مقعر دارند. به دلیل اینکه منحنی فرازسنجی، مساحت و ارتفاع حوضه بر مساحت و ارتفاع کل حوضه تقسیم می‌شود، اعداد به صورت بی‌بعد هستند، بنابراین منحنی‌های فرازسنجی، مستقل از مساحت و ارتفاع می‌باشند، می‌توان این نوع منحنی‌ها را در حوضه‌هایی که از نظر اندازه، ارتفاع و

^۱-Hypsometric integral

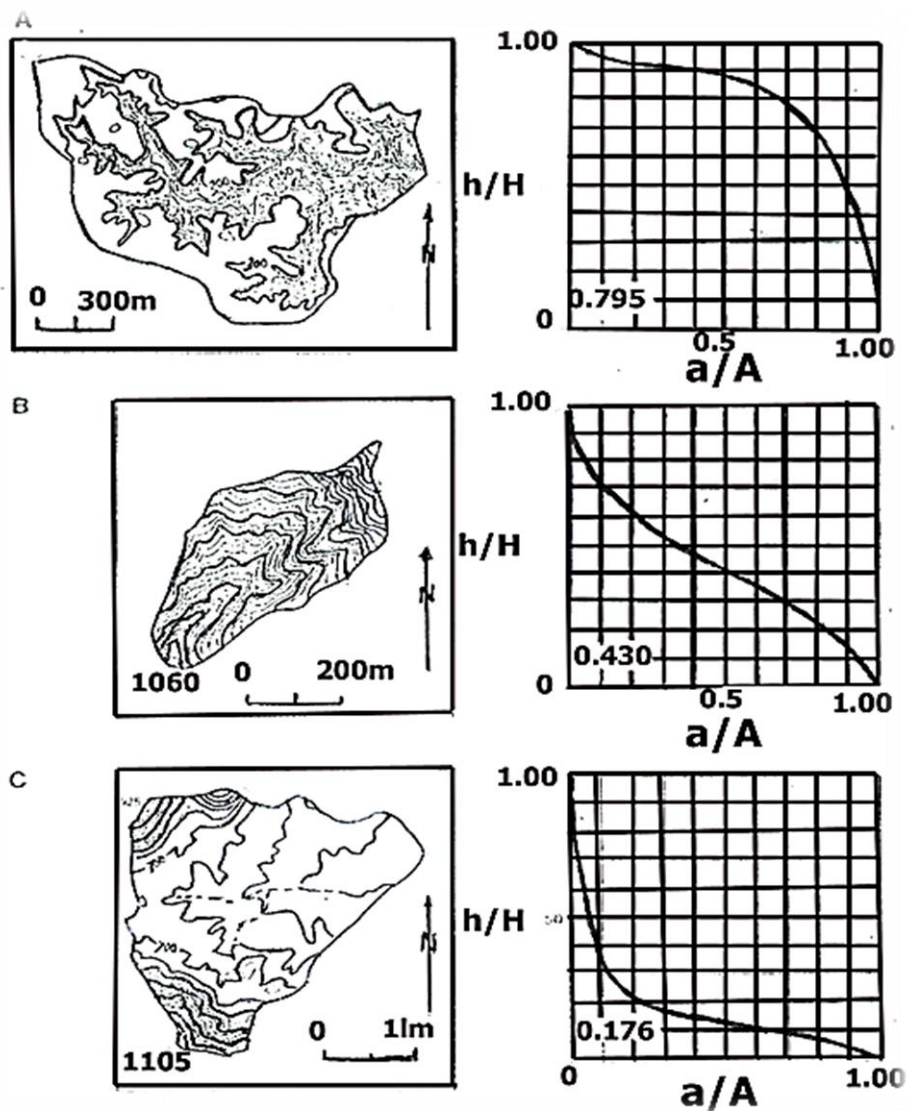
^۲-Strahler, 1952

^۳-Pike and Wilson, 1971

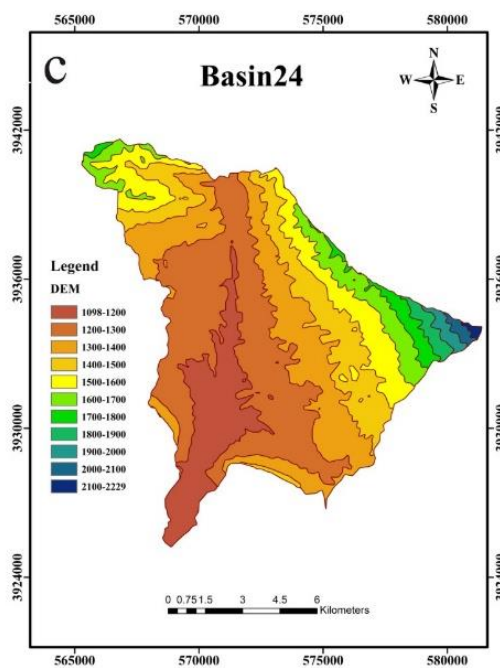
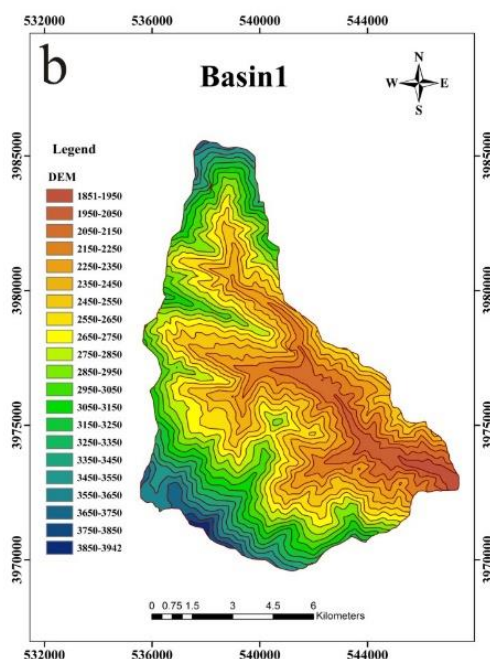
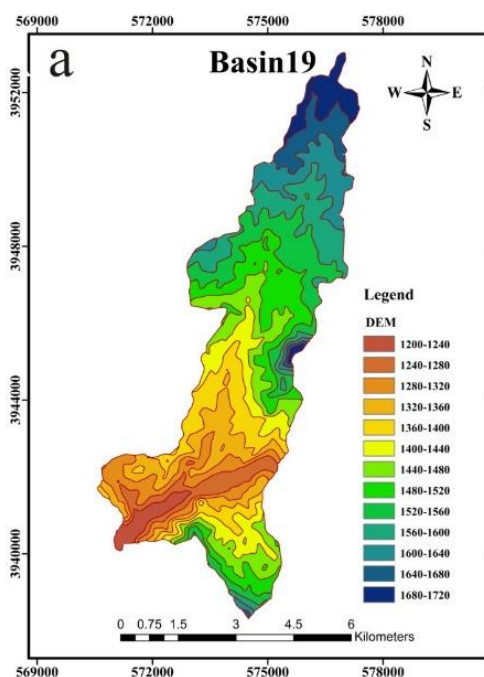
مساحت با هم تفاوت دارند با یکدیگر مقایسه کرد. از این رو با توجه به این خاصیت منحنی‌های فرازسنجی، می‌توان از نقشه‌های توپوگرافی در مقیاس‌های مختلف استفاده کرد. با استفاده از رابطه بین انتگرال فرازسنجی و درجه فرو کاویدگی می‌توان از آن به عنوان شاخصی از یک مرحله تکاملی زمین-ریخت در چرخه فرسایش استفاده کرد. چرخه فرسایش، فرآیندهای تکاملی یک زمین‌ریخت را در سه مرحله توصیف می‌کند: مرحله جوانی که توسط برجستگی ناهموار و بریده مشخص می‌شود. مرحله بلوغ، زمانی است که بسیاری از فرآیندهای زمین‌ریختی به تعادل می‌رسند و مرحله پیری که به وسیله یک زمین‌ریخت نزدیک به سطح مبنا همراه با برجستگی خیلی هموار مشخص می‌شود. میزان بالای انتگرال فرازسنجی توپوگرافی جوان و میزان متوسط انتگرال مرحله بلوغ را نشان می‌دهد. مرحله پیری میزان انتگرال را تغییر نمی‌دهد، مگر این که فرآیندهای بسیار پابرجایی ادامه یابند (شکل ۴-۱۵). به هر حال توصیفات عددی بسیار پیشرفته‌ای از منحنی فرازسنجی که نسبت به تکامل پیوسته توپوگرافی حساس است، وجود دارد (استراهلر، ۱۹۵۲). انتگرال فرازسنجی به طور مستقیم با زمین‌ساخت فعال مرتبط نیست. مقدار این شاخص مقاومت سنگ بستگی داشته، هم چنان که ممکن است به فاکتورهای دیگر نیز وابسته باشد.

مقدار H_i در ۲۹ زیرحوضه به صورت مجزا از رابطه ۴-۴ محاسبه شده است و نتایج در جدول ۴-۴ آورده شده است (شکل ۴-۱۶)، سپس منحنی‌های هر حوضه رسم شد. بررسی منحنی‌های H_i ، زیرحوضه‌ها برحسب این که منحنی فرازسنجی آن‌ها محدب در بخش بالا، محدب تا مقعر و یا محدب در بخش پایین است، تقسیم شدند که با مقادیر شاخص H_i بدست آمده برای هر گروه مطابقت داشتند (شکل ۴-۱۷). با توجه به مقادیر جدول ۴-۴ نقشه اندیس فرازسنجی در نرم‌افزار Arc GIS تهیه گردید. مقادیر H_i در زیرحوضه‌های رودخانه جاجرود در بازه ۰/۲۴ تا ۰/۵۱ متغیر است (شکل ۴-۱۸). بر اساس روش الحمدونی (۲۰۰۸)، این شاخص را به سه رده تقسیم شد: رده ۱ ($H_i \geq 0.5$)، رده ۲ ($0.4 \leq H_i < 0.5$) و رده ۳ ($H_i < 0.4$).

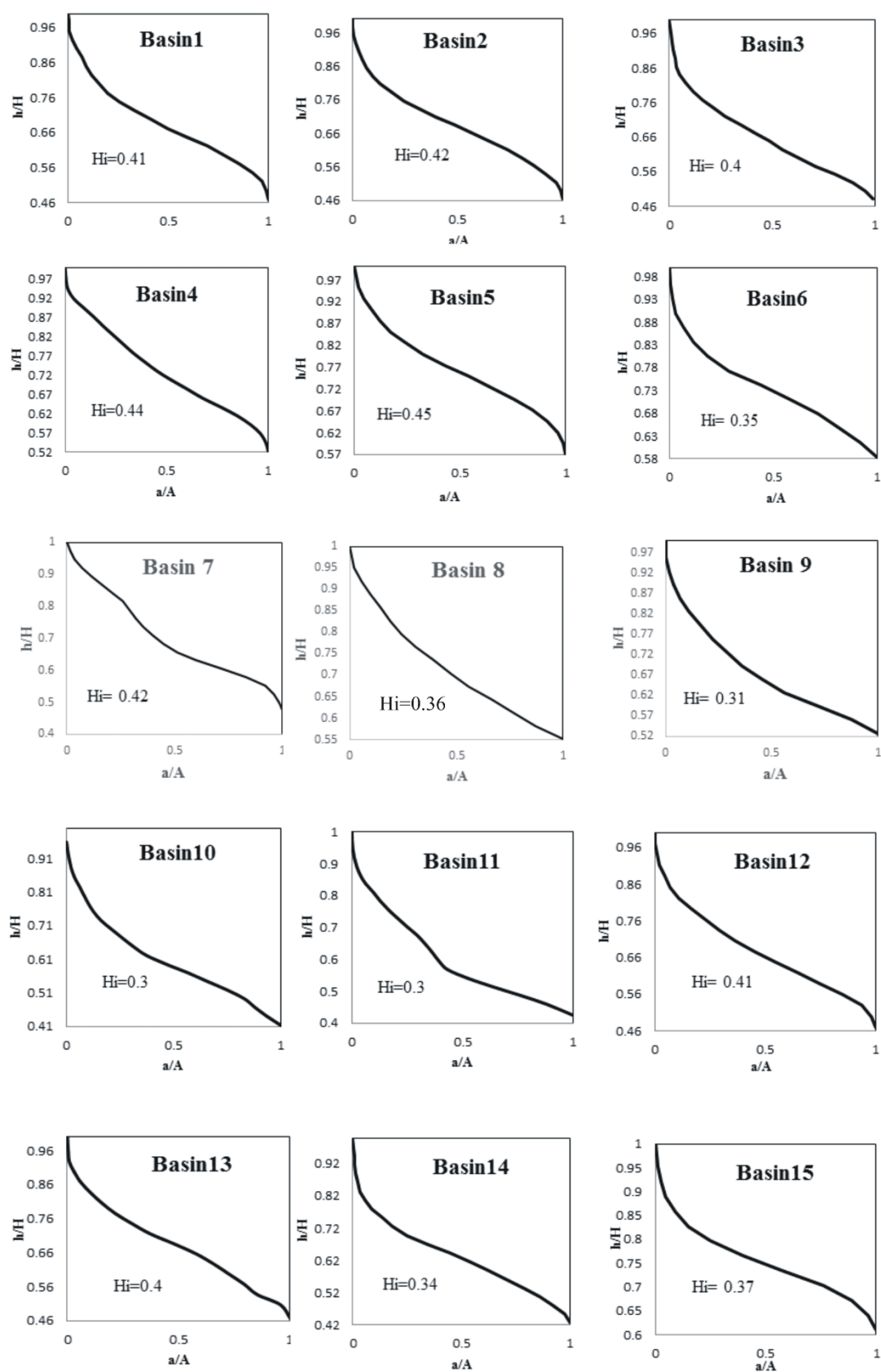
به صورت کلی، با توجه به نقشه اندیس فرازسنجی بخش اعظم منطقه فعالیت متوسط تا پایین را نشان می‌دهد که بیان‌کننده این مطلب است که منطقه مورد مطالعه نسبت به انتگرال فرازسنجی حساسیت کمتری داشته باشد به عبارتی اختلاف ارتفاع بسیار زیاد در زیرحوضه‌ها دیده نمی‌شود. این مطلب می‌تواند در بعضی از زیرحوضه‌ها به دلیل مقاومت کمتر سنگ‌ها در برابر فرسایش باشد.



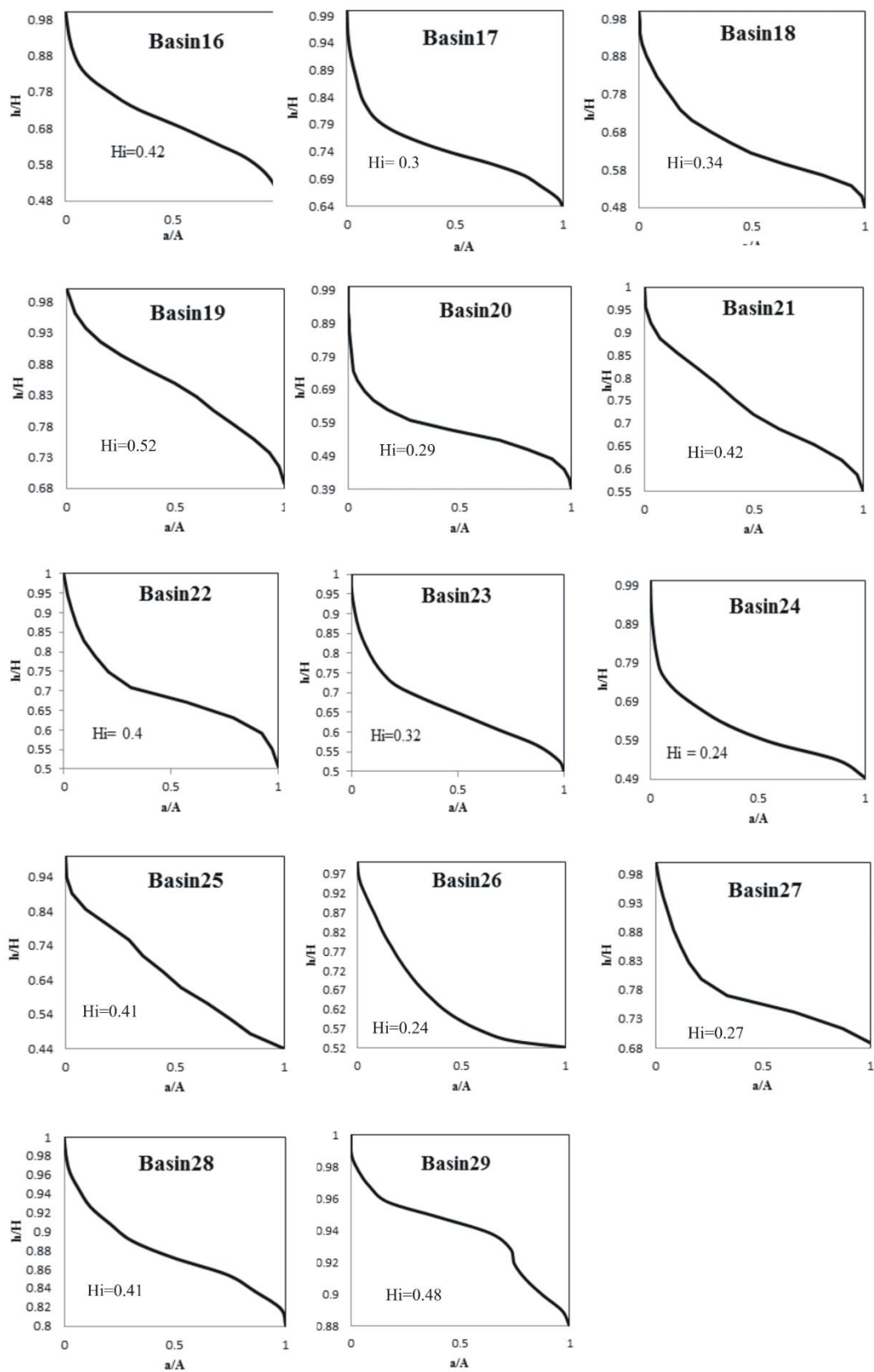
شکل ۴-۱۵- سه مدل A: توپوگرافی جوان B: توپوگرافی بالغ C: توپوگرافی پیر از مقادیر متفاوت انتگرال فرازسنجی (استراهلر، ۱۹۵۲)



شکل ۴-۱۶- (a) حوضه شماره ۱۹ با فعالیت زمین‌ساختی بالا و رده ۱ ($Hi=0.51$)، (b) حوضه شماره ۱ با فعالیت زمین‌ساختی متوسط و رده ۲ ($Hi=0.41$)، (c) حوضه شماره ۱۱ با فعالیت زمین‌ساختی متوسط و رده ۳ ($Hi=0.24$) براساس روش ال حمدونی، ۲۰۰۸



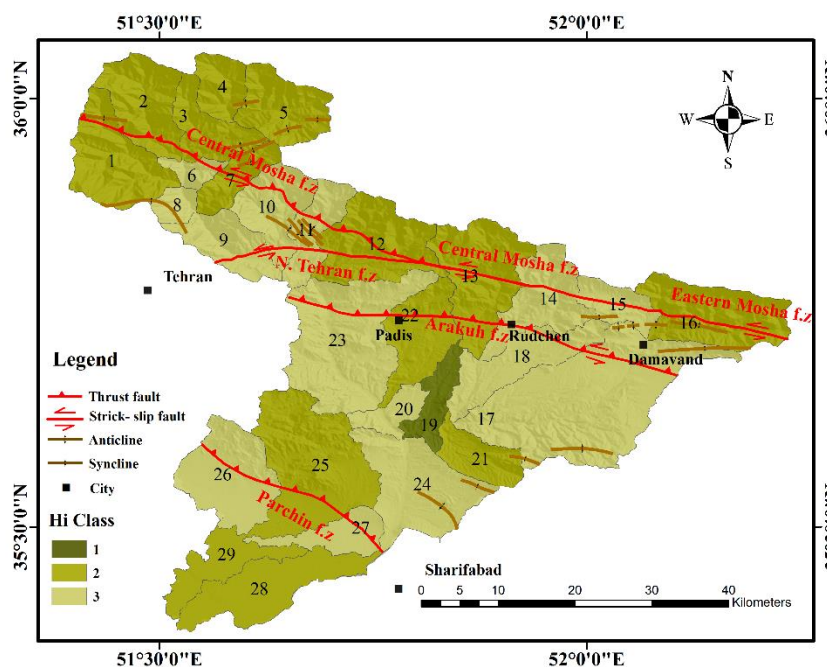
شکل ۴-۱۷- منحنی‌های انتگرال فرازونجی برای ۲۹ زیرحوضه ناحیه مورد مطالعه



شکل ۴-۱۷- ادامه: منحنی‌های انتگرال فرازونجی برای ۲۹ زیرحوضه ناحیه مورد مطالعه

جدول ۴-۴- مقادیر H_i محاسبه شده و رده فعالیت زمین‌ساختی در حوضه‌ها

Basin No	H_i	Class ^۱	Basin No	H_i	Class
1	0.41	2	16	0.42	2
2	0.42	2	17	0.3	3
3	0.4	2	18	0.34	3
4	0.44	2	19	0.51	1
5	0.45	2	20	0.29	3
6	0.35	3	21	0.42	2
7	0.42	2	22	0.38	3
8	0.36	3	23	0.32	3
9	0.31	3	24	0.24	3
10	0.33	3	25	0.41	2
11	0.3	3	26	0.24	3
12	0.41	2	27	0.27	3
13	0.4	2	28	0.41	2
14	0.34	3	29	0.48	2
15	0.37	3			



شکل ۴-۱۸- نقشه اندیس انتگرال هیپسومتری برای زیرحوضه‌های منطقه مورد مطالعه

^۱ Class 1: $H_i \geq 0.5$, Class 2: $0.4 \leq H_i < 0.5$, Class 3: $H_i < 0.4$ (El Hamdouni et al. 2008)

۴-۲-۵- شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان (Smf)^۱

این شاخص به صورت زیر تعریف شده است (بال و مک فادن^۲، ۱۹۷۷؛ بال، ۲۰۰۷) (شکل ۴-۱۹):

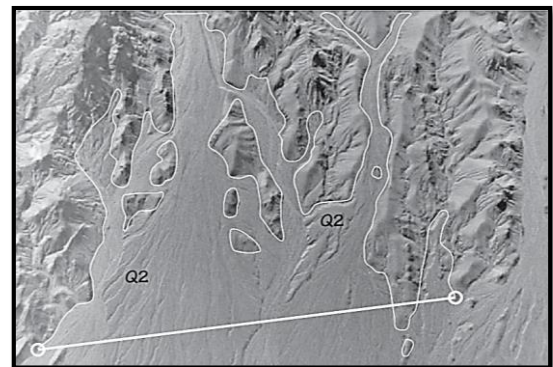
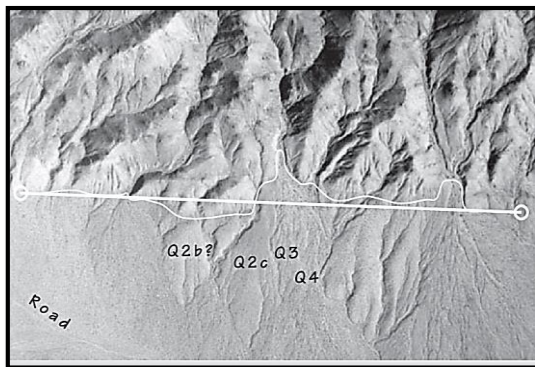
$$Smf = Lmf / Ls \quad (\text{رابطه ۴-۵})$$

Smf: نسبت پیچ و خم یا سینوسیته جبهه کوهستان است.

Lmf: طول جبهه کوهستان در حد بین کوهستان و کوهپایه.

Ls: طول مستقیم جبهه کوهستان می‌باشند.

این شاخص در واقع نشانگر رابطه بین عملکرد جریان‌های سطحی و فرآیند فرسایش در دامنه کوه‌ها و بالاآمدگی ناشی از فرآیندهای زمین‌ساختی است. نیروهای زمین‌ساختی تمایل دارند که یک جبهه کوهستانی صاف و مستقیم، منطبق بر مرز گسل فعال بسازند درحالی‌که فرآیندهای سطحی و فرسایشی باعث می‌شوند که جبهه کوهستان به شکل غیرمستقیم (مضرس و نامنظم) درآید. 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 می‌نمایند (بال و مک فادن، ۱۹۷۷؛ کالر، ۱۹۸۶). جبهه کوهستانی در ارتباط با بالاآمدگی فعال نسبتاً مستقیم ($Smf \sim 1$) هستند (بال، ۲۰۰۷).



شکل ۴-۱۹- وضعیت پیچ و خم جبهه کوهستان در مناطق a: فعال تکتونیکی b: غیر فعال زمین‌ساختی (بال، ۲۰۰۷)

¹-Mountain front sinuosity

²-Bull and McFadden, 1997

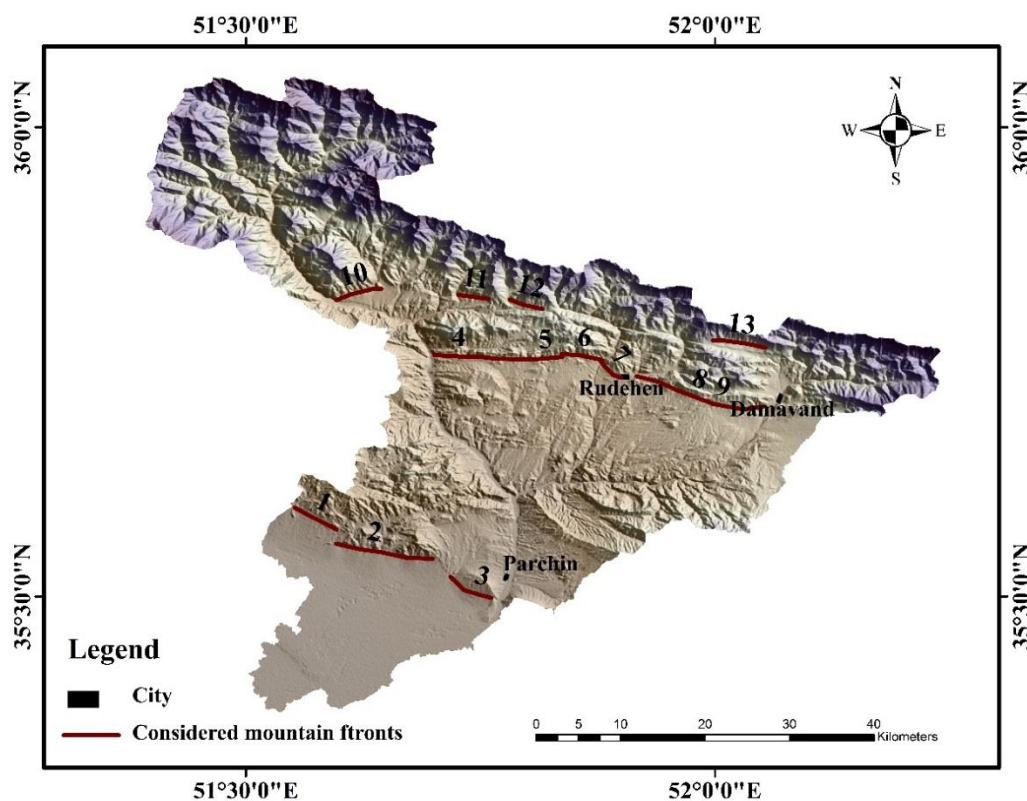
برای تقسیم بندی یک پیشانی کوهستان به منظور بدست آوردن شاخص Smf، ویژگی‌های زیر مد نظر قرار می‌گیرد (ولز و همکاران،^۱ ۱۹۸۸).

الف - بریده شدن پیشانی کوهستان توسط یک آبراهه بزرگ

ب - انحراف ناگهانی در امتداد پیشانی کوه

پ - تغییر ناگهانی در سنگ شناسی

با رسم منحنی‌های توپوگرافی و نقشه سایه روشن^۲ استخراج شده از مدل رقومی ارتفاعی (DEM) منطقه در نرم افزار سیستم اطلاعات جغرافیایی و همچنین به کمک تصاویر ماهواره‌ای می‌توان پیشانی کوهستان را تشخیص داد (شکل ۴-۲۰). این شاخص برای ۱۳ پیشانی کوهستان در ناحیه مورد مطالعه مورد بررسی قرار گرفته است.



شکل ۴-۲۰- محل اندازه‌گیری پیچ و خم جبهه کوهستان (خطوط قرمز پررنگ) در منطقه مطالعاتی

^۱-Wells.et.al,1988

^۲ - Hill Shade

. پس از محاسبه توسط رابطه ۴-۵، این شاخص به سه رده زمین‌ساختی تقسیم شد. در این تقسیم‌بندی، رده ۱ ($Smf < 1.1$)، رده ۲ ($1.1 \leq Smf < 1.5$) و رده ۳ ($Smf \geq 1.5$) می‌باشد (ال حمدونی، ۲۰۰۸). نتایج اندازه‌گیری شده در جدول ۴-۵ نشان داده شده‌اند. تمامی مقادیر شاخص Smf در گستره مطالعاتی به رده‌های ۱ و ۲ فعالیت زمین‌ساختی تعلق گرفت. نتایج حاصل شده نمایانگر این می‌باشد که در منطقه مطالعاتی نیروهای زمین‌ساختی اجازه فرسایش پیشانی کوه و تشکیل یک پیشانی پر پیچ و خم را به نیروهای فرسایش و رسوب‌گذاری نداده و موجب تشکیل پیشانی‌های تقریباً مستقیم در منطقه شده‌اند.

جدول ۴-۵- محاسبه پیچ و خم جبهه کوهستان در نواحی انتخابی در منطقه مطالعاتی

Smf No	Basin No	Smf	Class Smf ^۱
1	26	1.08	1
2	25-26	1.08	1
3	27	1.06	1
4	23	1.06	1
5	22	1.12	2
6	13	1.06	1
7	13	1.05	1
8	14-18	1.05	1
9	17	1.04	1
10	9-10	1.08	1
11	12	1.05	1
12	12	1.04	1
13	15	1.12	2

۴-۲-۶- شاخص نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره (V_f)

این شاخص به صورت رابطه زیر تعریف شده است (بال و مک فادن، ۱۹۷۷؛ بال، ۲۰۰۷).

$$V_f = 2V_{fw} / [(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})] \quad (\text{رابطه ۴-۶})$$

V_f : نسبت عرض کف دره به ارتفاع

¹- Class 1: $Smf \leq 1.1$, Class 2: $1.1 \leq Smf < 1.5$, Class 3: $Smf \geq 1.5$ (El Hamdouni et al.2008)

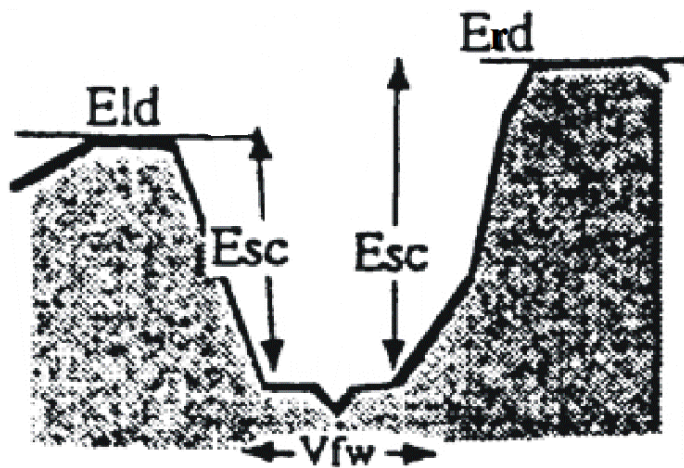
²- Ratio of valley floor width to valley height

Vfw: عرض کف دره

Eld ، Erd و Esc : به ترتیب ارتفاعات دیوار سمت چپ ، راست و کف دره می‌باشند.

در شکل (۴-۲۱) پارامترهای مورد استفاده در رابطه فوق تعریف شده‌اند.

سیلوا و همکاران (۲۰۰۳)^۱، این شاخص را در بتیک کوردیلرای شرقی (جنوب غرب اسپانیا) محاسبه کردند. نشان دادند که دره‌های V شکل با Vf کمتر از یک در پاسخ به بالآمدگی فعال تکامل می‌یابند، درحالی‌که دره‌های U شکل با Vf بزرگ‌تر از یک فرسایش جانبی مهمی را ناشی از پایداری سطح مبنا



شکل ۴-۲۱- عوامل موثر در تعیین شاخص Vf دره‌ها (بال و مک فادن، ۱۹۷۷).

یا دره‌های V شکل و U شکل است، به این معنی که هرچه مورفولوژی دره به شکل V نزدیک‌تر باشد. مقدار Vfw کاهش یافته و حاصل رابطه فوق به سمت عدد صفر میل می‌کند که نشان دهنده عمل تخریب و فرسایش آب‌های جاری در پاسخ به فرآیندهایی زمین‌ساختی فعال بوده و هرچه مورفولوژی دره به شکل U نزدیک شود مقدار Vfw افزایش یافته و حاصل رابطه بالا بزرگ‌تر گشته که نشان دهنده تعریض و تسطیح دره توسط آب‌های جاری و کاهش شدت فرآیندهای زمین‌ساختی است. دره‌ها اغلب در بالاتر از پیشانی کوه باریک هستند (رامیرز و هررا، ۱۹۹۸)^۲، در نتیجه محاسبه شاخص بایستی در یک فاصله معینی بالاتر از پیشانی گسلی کوهستان صورت گیرد (سیلوا و همکاران، ۲۰۰۳).

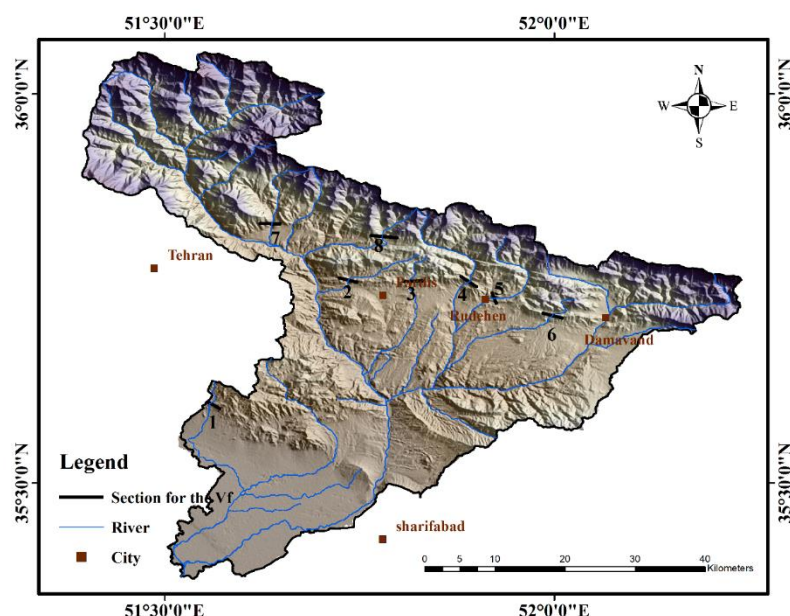
^۱-Silva et al. 2003

^۲ Ramírez – Herrera, 1998

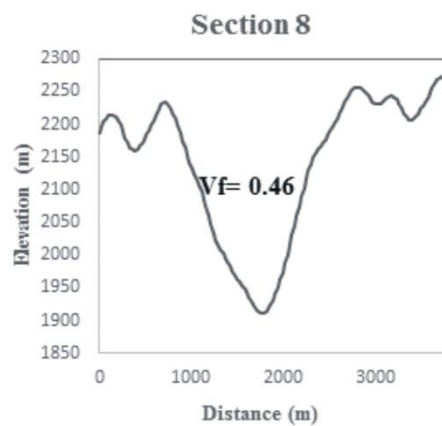
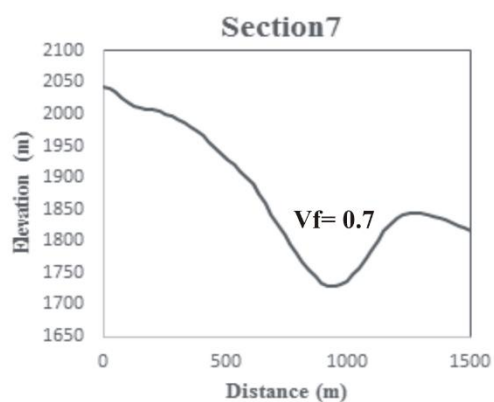
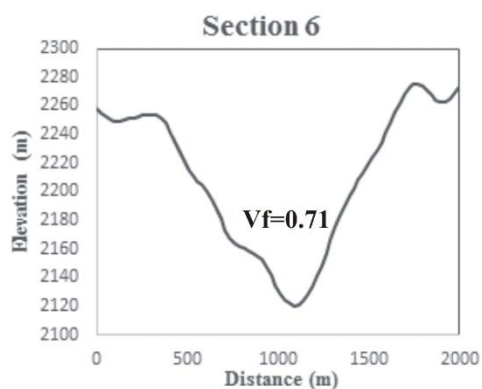
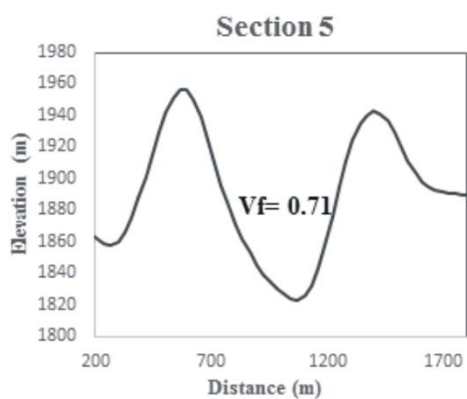
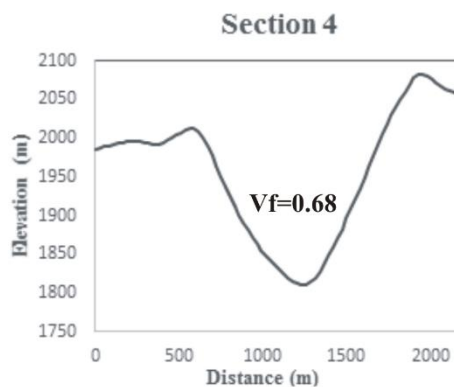
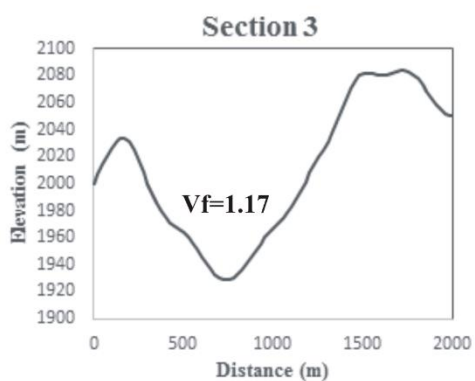
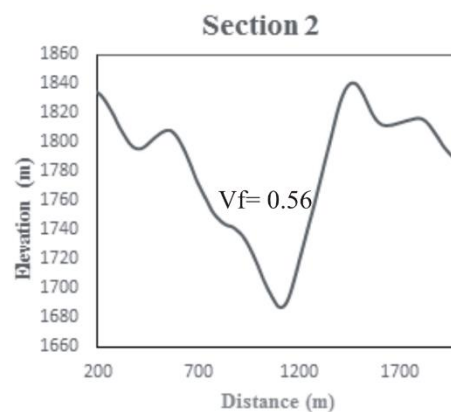
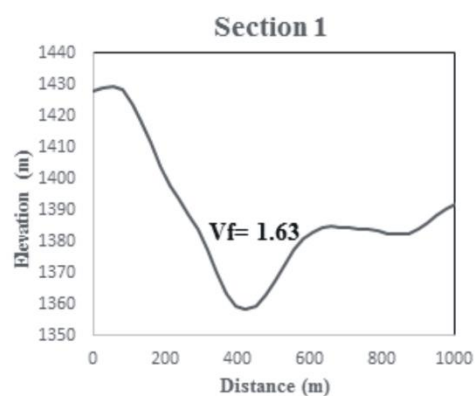
در منطقه مطالعاتی شاخص V_f بر روی پروفیل ۸ دره اصلی، در فاصله معینی عمود بر پیشانی گسلی کوهستان توسط DEM منطقه محاسبه شد (شکل‌های ۴-۲۲ و ۴-۲۳). سپس مقادیر بدست آمده به سه رده تفکیک شده است: رده ۱ ($V_f \leq 0.5$)، رده ۲ ($0.5 < V_f < 1$) و رده ۳ ($V_f \geq 1$) (ال حمدونی، ۲۰۰۸). مقادیر شاخص V_f در مکان‌های محاسبه شده در بازه ۰/۴۶ تا ۱/۶۳ قرار گرفته است. با توجه به اینکه مقاومت سنگ‌ها در فرسایش پذیری و میزان شاخص V_f دخالت دارند، جنس سنگ‌هایی که پروفیل عرضی بر روی آن‌ها زده شده است به همراه نتایج محاسبات در جدول ۴-۶ آورده شده است.

جدول ۴-۶ - محاسبه شاخص V_f دره‌های انتخاب شده در منطقه مورد مطالعه

Cross section No	Basin No	V_f	Class V_f	Lithology of the valley floor
1	26	1.63	3	Andesitic- dacitic rocks, tuffs
2	23	0.56	2	Thick- bedded tuff, tuffaceous shale
3	22	1.17	3	Thick- bedded tuff, tuffaceous shale
4	13	0.68	2	Thick- bedded tuff, tuffaceous shale
5	14	0.71	2	Thick- bedded tuff, tuffaceous shale
6	18	0.71	2	Thick- bedded tuff, tuffaceous shale
7	10	0.7	2	Thick- bedded tuff, tuffaceous shale
8	12	0.46	1	Laminated calcareous mudston, shale, tuff



شکل ۴-۲۲ - محل اندازه‌گیری شاخص V_f (خطوط مشکی) در منطقه مطالعاتی



شکل ۴-۲۳-۸ مقطع عرضی از دره‌های اصلی در فاصله معینی عمود بر پیشانی کوهستان در ناحیه مورد مطالعه

۴-۲-۷- شاخص شکل حوضه زهکشی (Bs)^۱

تصویر افقی شکل حوضه می‌تواند توسط نسبت کشیدگی Bs به شکل زیر توصیف شود (رامیرز و هررا^۲،

۱۹۹۸: کنن^۳، ۱۹۷۶)

$$Bs = Bl / Bw$$

(رابطه ۴-۷)

Bs: شاخص شکل حوضه زهکشی

Bl: طول حوضه از بالاترین نقطه حوضه تا خروجی

Bw: عرض حوضه اندازه‌گیری شده در پهن‌ترین نقطه آن

تفاوت میان حوضه‌های با کشیدگی قابل توجه و حوضه‌هایی که شکل آن‌ها نزدیک به دایره را مشخص می‌کند. حوضه‌های زهکشی به نسبت جوان در نواحی فعال زمین‌ساختی تمایل دارند در راستای عمود بر شیب توپوگرافی کوهستان طویل شوند. ضمن ادامه فرآیندهای تکاملی یا کاهش فعالیت زمین‌ساختی، شکل کشیده حوضه به تدریج به شکل دایره‌ای تبدیل می‌شود (بال و مک فادن، ۱۹۷۷). شاخص شکل زهکشی حوضه می‌تواند منعکس‌کننده‌ی میزان فعالیت زمین‌ساختی در منطقه باشد. به گونه‌ای که مقادیر زیاد این شاخص نشان از حوضه‌های کشیده‌ای است که عموماً با فعالیت زمین‌ساختی نسبتاً بالایی همراه هستند. مقادیر کم این شاخص نشان‌دهنده‌ی حوضه‌های دایره‌ای شکلی است که عموماً با فعالیت‌های زمین‌ساختی کمی همراه هستند.

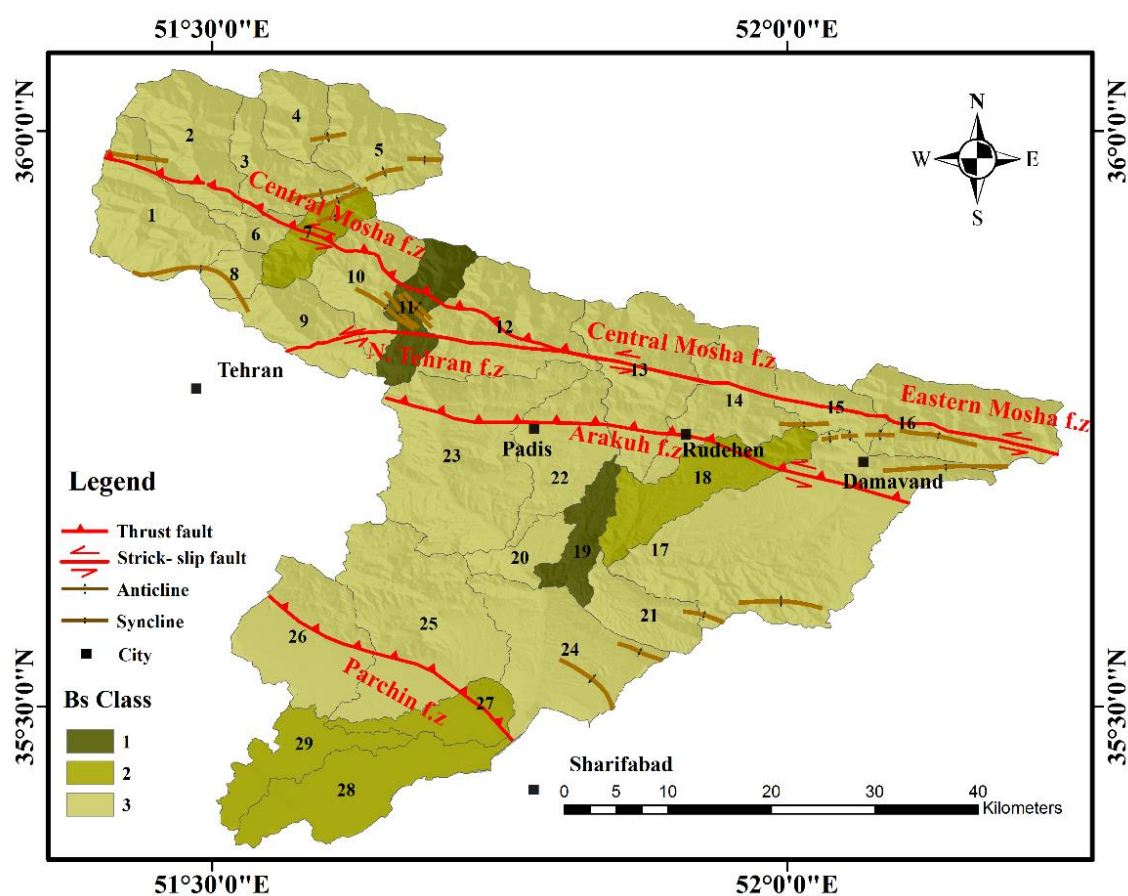
برای محاسبه این شاخص در نرم افزار Arc GIS با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی (DEM) میزان این شاخص برای هر حوضه محاسبه و نتایج اندازه‌گیری شده در جدول ۴-۷ آورده شده است. بر اساس ال حمدونی (۲۰۰۸)، این شاخص را به سه رده تقسیم شد: رده ۱ ($BS \geq 4$)، رده ۲ ($3 \leq BS < 4$) و رده ۳ ($BS < 3$). همچنین نقشه شاخص Bs در نرم افزار Arc GIS تهیه گردید (شکل ۴-۲۴). بنا به نتایج

¹ Drainage basin shape

² Ramirez- Herrera, 1998

³ Cannon, 1976

جدول ۴-۷ اکثراً حوضه‌ها از نظر شکلی، در رده ۳ قرار می‌گیرند. این بیان کننده‌ی این است که گستره مورد مطالعه به این اندیس حساسیت پایینی داشته است. از دلایلی که می‌توان به آن اشاره کرد تأثیر لیتولوژی منطقه بر روی شکل حوضه می‌باشد. از آن‌جا که بیشترین لیتولوژی منطقه دارای مقاومت متوسط تا کم هستند (شکل ۴-۷). شکل حوضه از لیتولوژی متأثر می‌شود و در نتیجه فرسایش بر روی شکل حوضه تأثیر گذاشته، به طوری که حوضه در همه جهات شروع به گسترش و پهن شدن می‌کند و از کشیدگی حوضه‌ها کاسته می‌شود.



شکل ۴-۲۴- نقشه‌ی توزیع اندیس شکل حوضه در ۲۹ زیرحوضه رودخانه جاجرود

جدول ۴-۷: محاسبه نسبت Bs حوضه‌ها در منطقه مطالعاتی

Basin No	Bs	Class Bs	Basin No	Bs	Class Bs
1	2.1	3	16	2.1	3
2	2.2	3	17	2.3	3
3	1.6	3	18	3.5	2
4	2	3	19	4.1	1
5	1	3	20	1.3	3
6	1.4	3	21	2.1	3
7	3	2	22	2.3	3
8	1.1	3	23	2.3	3
9	2.5	3	24	1.8	3
10	2.1	3	25	2.5	3
11	4	1	26	1.5	3
12	1.2	3	27	3	2
13	2.2	3	28	3.5	2
14	2.1	3	29	3.1	2
15	2.3	3			

۴-۳- روش‌های تلفیق نتایج شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی

بررسی و ارزیابی همه جانبه مدل‌های تلفیقی و نحوه اجرای آن‌ها روی پارامترهای مختلف و دقت هر یک از آن‌ها، مدل مناسب برای تلفیق نقشه‌های معیار انتخاب می‌گردد. دیدگاه‌های مختلفی برای مدل‌های تلفیقی وجود دارد که با توجه به معیارهای انتخاب شده، بررسی و ارزیابی همه جانبه مدل‌های تلفیقی و نحوه اجرای آن‌ها روی پارامترهای مختلف و دقت هر یک از آن‌ها، مدل مناسب برای تلفیق نقشه‌های معیار انتخاب می‌گردد. در این بخش به کمک نتایج حاصل از اندیس‌های ریخت‌زمین‌ساختی به تهیه نقشه‌های تلفیق و اولویت‌بندی زیرحوضه‌های رودخانه جاجرود به لحاظ مؤلفه‌های مربوط به فعالیت‌های زمین‌ساختی می‌پردازیم. در ابتدا مدل شاخص زمین‌ساخت فعال (Iat) که در مطالعات ریخت‌زمین‌ساخت به کار گرفته می‌شود را شرح و نقشه توزیع فعالیت در زیرحوضه‌ها بر اساس این روش

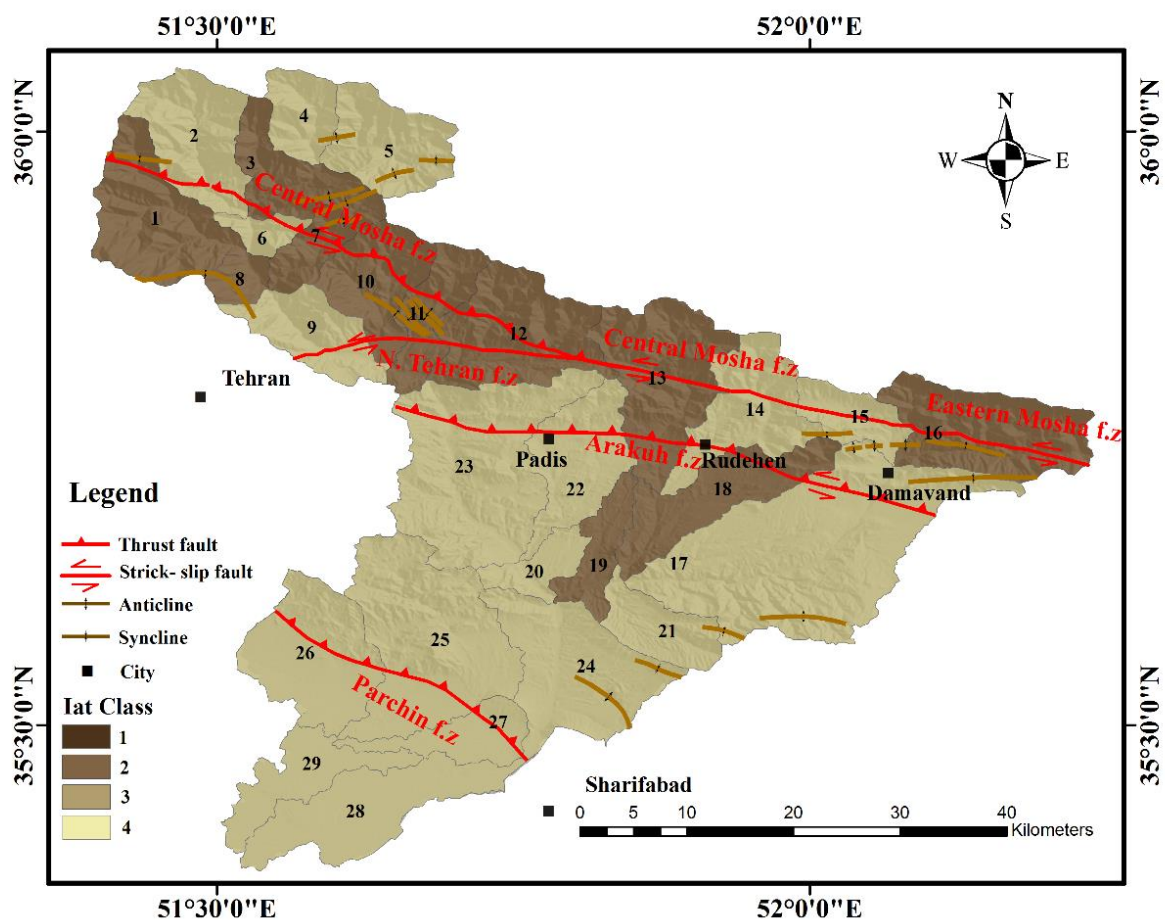
ارائه شده است. سپس از روش‌های تصمیم‌گیری‌های چند شاخصه وزن‌دهی ساده (SAW)، روش شباهت به گزینه ایده‌آل (TOPSIS) و روش تحلیل سلسله مراتبی (AHP)، برای تهیه نقشه‌های توزیع فعالیت زمین‌ساختی بهره گرفته شد.

۴-۳-۱- شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی (I_{at})

در اغلب مطالعات زمین‌ساختی برای ارزیابی شاخص فعالیت نسبی، شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی را محاسبه و با ترکیب آن‌ها یک رده‌بندی نسبی از فعالیت زمین‌ساختی در یک منطقه ارائه می‌دهند. در مطالعات متعددی از ترکیب دو شاخص (V_f و S_{mf}) در جهت بدست آوردن اطلاعات نسبی از درجه فعالیت زمین‌ساختی جبهه کوهستان‌ها استفاده شده است (بال و مک فادن، ۱۹۷۳؛ سیلوا و همکاران، ۲۰۰۳). زمین‌ساخت فعال نسبی از رابطه (S/n)، با استفاده از میانگین مقادیر هر رده از شاخص‌های زمین‌ریختی در تمامی حوضه‌ها بدست می‌آید. برای توصیف شدت فعالیت‌های زمین‌ساختی این شاخص در ۴ رده زمین‌ساختی توزیع شده است، رده ۱ زمین‌ساخت نسبی ($1.0 \leq I_{at} < 1.5$)، این رده نشان‌دهنده فعالیت زمین‌ساختی بسیار بالا است. رده ۲ این شاخص با بازه ($1.5 \leq I_{at} < 2.0$)، بیانگر فعالیت زمین‌ساختی نسبی بالا است. رده ۳ شاخص زمین‌ساخت نسبی با مقادیر ($2.0 \leq I_{at} < 2.5$)، فعالیت زمین‌ساختی متوسط و رده ۴ با مقادیر ($2.5 \leq I_{at}$)، فعالیت زمین‌ساخت نسبی کم را نشان می‌دهد (ال‌حمدونی و همکاران، ۲۰۰۸). در سال‌های اخیر از این روش افراد زیادی برای تعیین مناطق بر اساس فعالیت زمین‌ساختی به‌کاربرده‌اند (همچون: خاوری، ۱۳۸۷؛ ال‌حمدونی، ۲۰۰۸؛ عزتی، ۲۰۱۳؛ بقا و همکاران، ۲۰۱۴).

در این مطالعه برای ارزیابی زمین‌ساخت فعال رودخانه جاجرود، تعدادی شاخص زمین‌ریختی در سرتاسر منطقه محاسبه و هر شاخص به ۳ رده تقسیم گردید. این شاخص‌ها عبارت‌اند از: گرادیان طولی رودخانه، پیچ‌وخم رودخانه، عدم تقارن حوضه زهکشی، انتگرال فرازونجی، پیچ‌وخم پیشانی کوهستان، نسبت عرض بستر دره به ارتفاع کف دره و شاخص شکل حوضه زهکشی. با استفاده از رابطه S/n ، میزان شاخص

زمین‌ساخت فعال نسبی بدست آمد و در نهایت بعد از رده‌بندی مقادیر زمین‌ساخت فعال بر اساس ال حمدونی (۲۰۰۸)، نقشه توزیع سطح فعالیت زمین‌ساختی این بخش از لبه جنوبی البرز مرکزی در نرم افزار Arc GIS تهیه شد (شکل ۴-۲۵). با توجه به نقشه توزیع این روش، حدود ۴۷ درصد (۱۰۹۷ کیلومترمربع) از گستره مطالعاتی فعالیت زمین‌ساختی بالا را نشان می‌دهند و در رده ۲ از شاخص Iat قرار گیرند. حدود ۵۳ درصد (۱۳۵۵ کیلومترمربع) رده ۳ با فعالیت زمین‌ساختی متوسط در رودخانه جاجرود است. رده ۱ و ۴ که به ترتیب فعالیت زمین‌ساختی بسیار بالا و پایین در رده‌بندی شاخص زمین‌ساخت فعال است را در منطقه مورد مطالعه نداریم.



شکل ۴-۲۵- نقشه توزیع سطح فعالیت نسبی حوضه‌ها به روش Iat در منطقه مورد مطالعه

جدول ۴-۸- مقادیر و رده فعالیت زمین‌ساختی بر اساس روش Iat در ۲۹ حوضه زهکشی در منطقه مورد مطالعه

Basin No	A (Km ²)	Class of Smf	Class of Vf	Class of SL	Class of Hi	Class of Af	Class of Bs	Class of S	Value of Iat	Class ¹ of
1	98.73	-	-	2	2	1	3	1	1.8	2
2	81.71	-	-	2	2	2	3	1	2	3
3	53.98	-	-	1	2	2	3	1	1.8	2
4	38.59	-	-	1	2	3	3	1	2	3
5	72.77	-	-	2	2	3	3	1	2.2	3
6	17.00	-	-	2	3	1	3	1	2	3
7	37.54	-	-	1	2	2	2	1	1.6	2
8	18.63	-	-	1	3	1	3	1	1.8	2
9	59.26	2	-	1	3	3	3	1	2.17	3
10	67.04	1	2	1	3	1	3	1	1.71	2
11	48.59	-	-	1	3	3	1	1	1.8	2
12	107.51	1	1	2	2	1	3	1	1.57	2
13	111.58	1	2	2	2	2	3	1	1.86	2
14	81.37	1	2	2	3	2	3	1	2	3
15	36.90	2	-	2	3	2	3	1	2.17	3
16	107.62	-	-	1	2	1	3	1	1.6	2
17	266.53	1	-	2	3	2	3	1	2.17	3
18	81.00	1	2	2	3	1	3	2	1.86	2
19	37.05	-	-	3	1	2	1	1	1.6	2
20	28.98	-	-	3	3	2	3	1	2.4	3
21	46.18	-	-	3	2	3	3	1	2.4	3
22	76.26	2	3	2	2	2	3	2	2.14	3
23	180.15	1	2	3	3	2	3	2	2.29	3
24	121.36	-	-	3	3	1	3	1	2.2	3
25	170.61	1	-	2	2	3	3	2	2.16	3
26	106.33	1	3	3	3	1	3	2	2.29	3
27	44.14	1	-	3	3	2	2	2	2.17	3
28	101.08	-	-	3	2	3	2	2	2.4	3
29	56.70	-	-	3	2	3	2	2	2.4	3

¹. Class 1: $1.0 \leq Iat < 1.5$, Class 2: $1.5 \leq Iat < 2.0$, Class3: $2.0 \leq Iat < 2.5$, Class4: $2.5 \leq Iat$ (El Hamdouni et al.2008)

از معایب روش شاخص زمین‌ساخت فعال (Iat)، می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- (۱) اعمال فرآیند وزن دهی و اعمال نظر کارشناسی ضعیف به رده‌های شاخص‌های ریخت‌سنجی
- (۲) قرار دادن مرز گسسته برای رده‌بندی شاخص‌های ریخت‌سنجی. به عنوان مثال: شاخص انتگرال هیپسومتری به سه رده تقسیم شده است: رده ۱ ($Hi \geq 0.5$)، رده ۲ ($0.4 \leq Hi < 0.5$) و رده ۳ ($Hi < 0.4$). بین اعداد ۰/۰ و ۰/۳۹ اختلافی قرار داده نشده است در یک رده از میزان فعالیت زمین‌ساختی در نظر گرفته شده‌اند. همچنین اختلاف اعداد ۰/۳۹، ۰/۴۱ و ۰/۴۹، ۰/۵۱ با تفاوت ۰/۰۲ در مقدارشان در دو رده متفاوت قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۲۶).



شکل ۴-۲۶- نمودار رده‌بندی شاخص Hi بر اساس ال حمدونی، ۲۰۰۸

(۳) در روش شاخص زمین‌ساخت نسبی ابتدا شاخص‌ها ریخت‌سنجی به رده‌های گسسته و سپس با استفاده از میانگین مقادیر هر رده از شاخص‌های زمین‌ریختی در تمامی حوضه‌ها عدد نهایی بدست می‌آید و سپس دوباره رده‌بندی جدیدی برای این اعداد نهایی ارائه می‌شود؛ اما در روش‌های به کار گرفته شده در این تحقیق، ماهیت تغییرپذیری پیوسته‌ی داده‌های شاخص‌های ریخت‌سنجی حفظ می‌شود و در نهایت رده‌بندی برای فعالیت نسبی حوضه‌های مختلف با یک روش آماری یکسان برای تمامی روش‌ها صورت می‌گیرد.

از آنجایی که دگرشکلی‌های زمین به غیر از فرآیندهای زمین‌ساختی تحت تأثیر عوامل غیر زمین‌ساختی هم می‌باشند. از این رو در برخی از مطالعات اخیر بر روی شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی (همچون: علی‌پور و همکاران، ۲۰۱۱؛ بقا و همکاران، ۲۰۱۴)، برای اعمال نظر کارشناسی و وزن‌دهی به هر یک

¹ - Alipoor et al. 2011

از معیارها با استفاده از اطلاعات فضایی (نقشه‌های رستری) و از روش مقایسه زوجی AHP استفاده شد و مدل اصلاح شده Iat را ارائه دادند.

در این پژوهش، سعی بر آن شده است که با به‌کارگیری روش‌های تصمیم‌گیری چند معیاره تا حدودی معایب ذکرشده در بالا رفع شود و علاوه بر اعمال نظر کارشناسی به اولویت‌بندی زیرحوضه‌های رودخانه جاجرود بر اساس فعالیت زمین‌ساختی پرداخته شود. در ادامه به معرفی و به‌کارگیری این روش‌ها می‌پردازیم.

۴-۳-۲- روش‌های تصمیم‌گیری چند معیاره

معیار در تصمیم‌گیری ممکن است به دو صورت شاخص و یا هدف ارائه شود. بر این اساس مسائل چند معیاره به دو دسته چند شاخصه^۱ (MADM) و چندهدفه^۲ (MODM) تقسیم می‌شوند.

در حالت چند شاخصه با مسائلی سروکار داریم که تصمیم‌گیرنده می‌خواهد با توجه به عوامل چندگانه، از بین چندین گزینه یکی را انتخاب و یا گزینه‌ها را رتبه‌بندی کند؛ مانند انتخاب شغل از بین موقعیت‌های موجود با توجه به میزان حقوق، مزایا، محیط کار، فاصله از منزل و رضایت شغلی.

حالت چندهدفه برای مسائلی به کار گرفته می‌شود که تصمیم‌گیرنده می‌خواهد با توجه به اهداف چندگانه میزان هر فعالیت را مشخص کند. مثلاً در یک سیستم تولیدی با توجه به محدودیت‌ها، از هر کالا به چه میزان تولید شود تا نیروی کار، زمان تولید و مواد اولیه مصرفی کمینه شده درحالی که سود حاصله، میزان تولید و کیفیت کالا بیشینه شود.

با توجه به این که در این پژوهش هدف ارزیابی و اولویت‌بندی زیرحوضه‌ها به کمک نتایج شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساخت است، از بین روش‌های تصمیم‌گیری چند معیاره، می‌توانیم روش‌های تصمیم‌گیری چند شاخصه را به کار بگیریم.

1- Multiple Attribute Decision Making (MADM)
2- Multiple Objective Decision Making (MODM)

روش‌های تصمیم‌گیری چند شاخصه به دو دسته تعاملی (جبرانی)^۱ و غیرتعاملی (غیر جبرانی)^۲ تقسیم می‌شوند (جدول ۹-۴). پیش‌فرض روش‌های غیرتعاملی آن است که هر شاخص مستقل از دیگری است و هرکدام از شاخص‌ها به‌تنهایی در انتخاب مهم هستند. به بیان دیگر در این روش‌ها مبادله^۳ بین شاخص‌ها مجاز نیست و نقطه ضعف در یک شاخص توسط مزیت شاخص دیگر جبران نمی‌شود. در روش‌های تعاملی قوت یک شاخص می‌تواند نقاط ضعف شاخص‌های دیگر را بپوشاند و در واقع وزن کل شاخص‌ها مدنظر است.

جدول ۹-۴- انواع روش‌های تصمیم‌گیری چند شاخصه (عطائی، ۱۳۸۹)

روش‌های حل بدون ترجیحات معیارها (روش تسلط ^۴ ، روش حداقل حداکثرها ^۵)	روش‌های غیرتعاملی
روش‌های حل با سطح استاندارد (روش ارضای منفرد ^۶ ، روش ارضای جامع ^۸)	
روش‌های حل با ترجیحات کیفی (روش حذفی ^۹ ، روش لغت‌نامه‌ای ^{۱۰} ، روش نیمه لغت‌نامه‌ای ^{۱۱} ، روش جایگشت ^{۱۲})	
روش وزن‌دهی ساده ^{۱۳}	روش‌های تعاملی
روش برنامه‌ریزی توافقی ^{۱۴}	
روش VIKOR	
روش شباهت به گزینه ایده‌آل ^{۱۵}	
روش تسلط تقریبی ^{۱۶}	
روش تحلیل سلسله مراتبی ^{۱۷}	
روش تحلیل شبکه ^{۱۸}	

-
- 1 -Compensatory methods
 - 2 - Non Compensatory methods
 - 3 - Trade - off
 - 4- Dominance
 - 5- Maximi
 - 6 - Maximax
 - 7 -Disjunctive satisfying
 - 8 -Conjunctive satisfying
 - 9 -Elimination
 - 10- Lexicography
 - 11 -Semi order lexicography
 - 12- Permutation
 - 13 - Simple Additive Weighting (SAW)
 - 14 - Compromise programming
 - 15 - Technique for order preference by similarity to ideal solution (TOPSIS)
 - 16 - Elimination choice translating reality (ELECTRE)
 - 17 - Analytical Hierarchy process (AHP)
 - 18 - Analytical Network process (ANP)

در فرآیند تصمیم‌گیری چند شاخصه، تعیین وزن شاخص‌ها از اهمیت کلیدی برخوردار است. در این مفهوم هدف از وزن دهی، آن است که اهمیت هر شاخص را نسبت به شاخص‌های دیگر بتوان ارزیابی کرد. همان‌طور که می‌دانیم در شکل‌گیری بسیاری از پدیده‌های جغرافیایی، عوامل و معیارهای متفاوتی نقش دارد که وزن و تأثیر هر یک متفاوت است (پور طاهری، ۱۳۸۹).

در این حالت با بهره‌گیری از روش‌های مناسب وزن‌دهی، می‌توان به شناسایی اوزان هریک از شاخص‌ها اقدام کرد. انتخاب آگاهانه و صحیح وزن‌ها کمک بزرگی در جهت رسیدن به هدف مورد نظر می‌نماید. عملیات وزن‌دهی فاکتورها به سه روش زیر قابل انجام است (عطائی، ۱۳۸۹):

۱. استفاده از دانش کارشناسی

در این روش با استفاده از تجربه و دانش کارشناسان متخصص در زمینه موردنظر و با در نظر گرفتن خصوصیات محدوده مطالعاتی، فاکتورهای مناسب تعیین و وزن‌دهی می‌شوند. از مزایای این روش ساده و مستند بودن آن است؛ اما این روش دارای معایبی مانند، احتمال اشتباه کردن کارشناس در تعیین وزن و مشکل استانداردسازی واحدهای اندازه‌گیری ذهنی آن‌ها، است.

۲. استفاده از دانش داده‌ای

دانش داده‌ای متکی بر اطلاعات موجود در مورد جواب مسئله می‌باشد. در این روش با استفاده از جواب‌های موجود در مسئله و محاسبه میزان وابستگی هر یک از فاکتورها به جواب، می‌توان وزن مربوط به هر فاکتور را تعیین کرد. در روش دانش داده‌ای، احتمال به وجود آمدن اشتباه کمتر است ولی درستی عملکرد آن بستگی به میزان صحت و دقت جواب‌های اولیه موجود دارد.

۳. استفاده از دانش کارشناسی و داده‌ای به صورت توأم

در این روش با توجه به نتایج حاصل از دانش و تجربه‌ی کارشناسان و استفاده از اطلاعات موجود، به هر یک از فاکتورها وزن تعلق می‌گیرد. بدین نحو که ابتدا وزن‌ها از طریق دانش کارشناسی و داده‌ای به

صورت مجزا محاسبه می‌شوند، سپس وزن مطلوب با مقایسه مقادیر بدست آمده تعیین می‌شود. در نتیجه احتمال وقوع اشتباه کاهش یافته و وزن‌ها به واقعیت نزدیک‌تر خواهند شد.

۴-۳-۲-۱- روش تحلیل سلسله مراتبی (AHP)

این روش توسط ساعتی^۱ (۱۹۸۰)، ابداع گردید. فرایند تحلیل سلسله مراتبی یکی از تکنیک‌های معتبر و قوی در تصمیم‌گیری چند معیاره است (زبردست، ۱۳۸۰). این تکنیک به ما امکان می‌دهد تا شاخص‌ها را به صورت زوجی با یکدیگر مقایسه کرده و امتیاز آن‌ها را نسبت به تنها یک شاخص بسنجیم تا نهایتاً به یک امتیاز مجموع برای هر شاخص دست‌یابیم. بدیهی است که وزن دادن به شاخص‌ها در مقایسه‌های زوجی راحت‌تر و مطمئن‌تر از حالات دیگر است (زنگی‌آبادی، ۱۳۹۰).

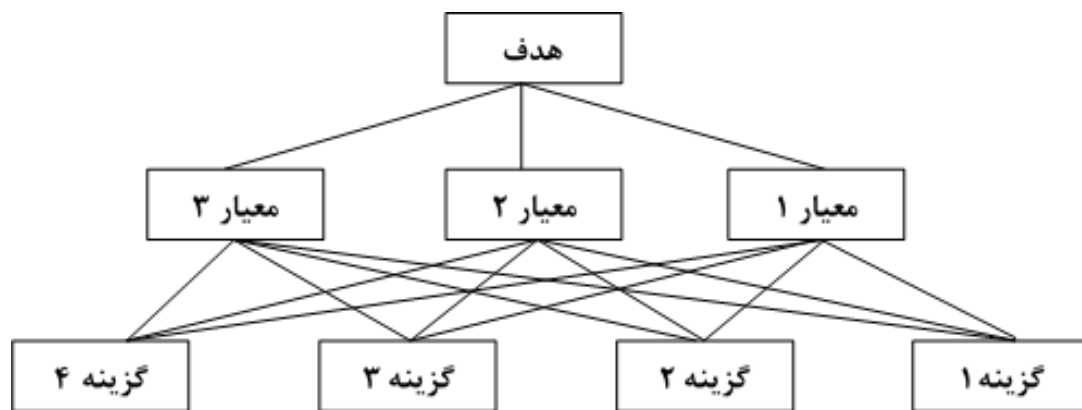
مبنای روش تحلیل سلسله مراتبی تقسیم مسئله تصمیم‌گیری به بخش‌های کوچک‌تر است که تصمیم‌گیرندگان را به‌سوی مقایسه‌های زوجی بین معیارهای مؤثر در مسئله تصمیم‌گیری هدایت می‌کند تا میزان اهمیت هر یک از معیارها و میزان تأثیر هر کدام از آن‌ها توسط کارشناسان در سلسله مراتب بیان شود. در این روش بر اساس قضاوت‌های ذهنی، معیارهایی که دارای بیشترین اهمیت باشند، مشخص می‌شوند و ترتیب اولویت معیارها تعیین می‌شود.

روش تحلیل سلسله مراتبی به دلیل داشتن مبنای نظری قوی، دقت بالا، سهولت استفاده، دارا بودن ارزش و اعتبار و درستی و دقت نتیجه، یکی از معتبرترین و پرکاربردترین روش‌های تصمیم‌گیری چندمعیاره می‌باشد. فرآیند تحلیل سلسله مراتبی هنگامی که عمل تصمیم‌گیری با چند گزینه رقیب و چند معیار تصمیم‌گیری روبرو است، می‌تواند استفاده شود. معیارهای مطرح شده می‌توانند کمی و یا کیفی باشند. کاربرد عملی فرآیند تحلیل سلسله مراتبی شامل چهار مرحله اساسی است که به ترتیب زیر است (عطائی، ۱۳۸۹):

² Saaty, 1980

۱) نمودار سلسله مراتبی

اولین قدم در فرآیند تحلیل سلسله مراتبی ساختن نمودار سلسله مراتبی مسئله است که معمولاً به ترتیب در آن هدف، معیارها (در صورت وجود زیرمعیارها) و گزینه‌ها نشان داده می‌شوند. نمودار سلسله مراتبی تصمیم، عوامل مورد مقایسه و گزینه‌های رقیب مورد ارزیابی در تصمیم را نشان می‌دهد. برای این منظور ایجاد یک نمایش گرافیکی از مسئله که در آن هدف معیارها و گزینه‌ها نشان داده می‌شوند، ضروری است. در شکل ۴-۲۷ یک نمونه نمودار سلسله مراتبی نشان داده شده است. سطح یک در سلسله مراتب همواره هدف را نشان می‌دهد و پایین‌ترین سطح، گزینه‌های تصمیم‌گیری را بیان می‌کند.



شکل ۴-۲۷- نمودار سلسله مراتبی

در ادامه در سطوح مذکور به طور خلاصه معرفی می‌شوند:

هدف: پرسش اصلی تحقیق یا مشکلی که قرار است حل شود، هدف گفته می‌شود. هدف بالاترین سطح نمودار سلسله مراتبی است و تنها یک پارامتر دارد که انتخاب آن وظیفه بالاترین سطح تصمیم‌گیری پروژه است.

معیار: به ملاک‌های متضمن هدف و سازنده آن، معیار گفته می‌شود. معیارها در واقع سنگ محک هدف یا وسیله اندازه‌گیری آن می‌باشند، هراندازه معیارها بیشتر اجزاء هدف را پوشش قرار دهند و بیشتر بیان‌کننده هدف باشند، احتمال گرفتن نتیجه دقیق‌تر افزایش خواهد یافت. معیارها دومین سطح نمودار سلسله مراتبی پس از هدف می‌باشند. معیارها قابل تقسیم به زیرمعیارها و زیرمعیارها قابل تقسیم به

زیرمعیارهای بعدی می‌باشند. این وضعیت می‌تواند بسته به ضرورت تا n زیرمعیار در سطح‌های عمودی و افقی افزایش پیدا کند.

گزینه: گزینه‌ها در واقع منظور و مقصد هدف در نمودار سلسله مراتبی می‌باشند و پاسخ هدف از میان گزینه‌های ترسیم شده بدست می‌آید. گزینه‌ها آخرین سطح نمودار سلسله مراتبی می‌باشند و بستگی به چگونگی استفاده از روش تحلیل سلسله مراتبی دارند. در مواردی که از این روش به منظور انتخاب یا اولویت‌بندی استفاده شود، عموماً تعیین گزینه‌ها توسط محققین صورت می‌گیرد؛ زیرا اوست که تعیین می‌کند، از میان کدام گزینه‌ها باید انتخاب صورت گیرد یا چه گزینه‌هایی باید اولویت‌بندی شوند (عطائی، ۱۳۸۹)

۲) تشکیل ماتریس مقایسه زوجی

در این مرحله عناصر هر سطح نسبت به عناصر مربوط به خود در سطح بالاتر به صورت زوجی مقایسه شده و ماتریس‌های مقایسه زوجی تشکیل می‌شوند. تخصیص امتیازات عددی مربوط به مقایسه زوجی اهمیت دو گزینه یا دو شاخص بر اساس جدول ۴-۱۰ صورت می‌گیرد. ماتریس مقایسه زوجی، یک ماتریس $n \times n$ بوده که n تعداد عناصری است که مورد مقایسه قرار گرفته‌اند. برای هر ماتریس مقایسه زوجی $n \times n$ عناصر روی قطر مساوی یک بوده و نیازی به ارزیابی نیست، ولی سایر درایه‌های ماتریس باید بر اساس مقایسه‌های زوجی تعیین می‌شوند. درایه‌های قرینه نسبت به قطر، معکوس همدیگر هستند. لذا تعداد مقایسه‌های زوجی برای هر ماتریس مقایسه زوجی $n \times n$ برابر است با:

$$N_c = \frac{n(n-1)}{2} \quad (۴-۸)$$

به طور کلی اگر مسئله تصمیم‌گیری شامل m گزینه و n معیار باشد، باید n ماتریس مقایسه زوجی $m \times m$ و یک ماتریس مقایسه $n \times n$ ایجاد شود. لذا تعداد مقایسه‌های زوجی سلسله مراتب (کل مسئله) برابر است با:

$$N_h = \frac{n(n-1)}{2} + \left[n \times \frac{m(m-1)}{2} \right] \quad (۴-۹)$$

جدول ۴-۱۰ - طبقه‌بندی کمی و کیفی برای مقایسه زوجی معیارها (ساعتی، ۱۹۸۰)

مقایسه نسبی شاخص‌ها (قضاوت شفاهی)	امتیاز عددی
اهمیت مطلق (کاملاً مهم) ^۱	۹
اهمیت خیلی قوی (خیلی مهم‌تر) ^۲	۷
اهمیت مهم‌تر ^۳	۵
اهمیت نسبتاً مهم‌تر ^۴	۳
اهمیت یکسان ^۵	۱
ترجیحات بین فاصله‌های بالا	۸، ۶، ۴، ۲

۳) محاسبه وزن عناصر در روش تحلیل سلسله مراتبی

در روش تحلیل سلسله مراتبی، عناصر هر سطح نسبت به هر یک از عناصر سطح بالاتر به صورت زوجی مقایسه شده و وزن آن‌ها محاسبه می‌شود. این وزن‌ها را وزن نسبی^۶ می‌گویند. سپس با تلفیق وزن‌های نسبی، وزن نهایی هر گزینه مشخص می‌شود. وزن معیارها، منعکس کننده اهمیت آن‌ها در تعیین هدف می‌باشد. وزن هرگونه نسبت به معیارها، سهم آن گزینه در معیار مربوط می‌باشد. لذا وزن نهایی^۷ هر گزینه از مجموع حاصل ضرب وزن هر معیار در وزن گزینه از آن معیار به دست می‌آید.

- محاسبه وزن نسبی

پس از تعیین ماتریس مقایسه زوجی، وزن نسبی عناصر محاسبه می‌شود. روش‌های مختلفی برای محاسبه وزن نسبی بر اساس ماتریس مقایسه زوجی وجود دارد که مهم‌ترین آن‌ها، روش حداقل

^۱- Extremely
^۲- Very strongly preferred
^۳- Strongly preferred
^۴- Moderately preferred
^۵- Equally preferred
^۶- Local Priority
^۷- Overall Priority

مربعات^۱، روش حداقل مربعات لگاریتمی^۲، روش بردار ویژه^۳ و روش‌های تقریبی^۴ (مجموع سطری، مجموع ستونی، میانگین هندسی و میانگین حسابی) می‌باشند.

– محاسبه وزن نهایی

وزن نهایی هر گزینه در یک فرآیند سلسله مراتبی از مجموع حاصل ضرب وزن هر معیار در امتیاز گزینه موردنظر به دست می‌آید. مجموع امتیازات بدست آمده برای هر گزینه از رابطه زیر حاصل می‌شود:

$$A_{AHP} = \sum_{j=1}^n a_{ij} \cdot w_j \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (4-10)$$

۴) محاسبه نرخ ناسازگاری

بعد از بدست آوردن وزن نهایی هر معیار باید به سازگاری یا عدم سازگاری ارجحیت‌هایی که برای مقایسه قرار دادیم، پرداخته شود. بعد از انجام محاسبات زیر در صورتی که جواب بدست آمده کوچک‌تر از ۰/۱ باشد، سازگاری وجود دارد در غیر این صورت باید در مقدار ارجحیت‌ها تجدیدنظر شود. محاسبات بر این امر به ترتیب زیر است:

– محاسبه بردار ویژه (λ_{max})

برای محاسبه بردار ویژه ابتدا بردار وزن در ماتریس مقایسه زوجی ضرب و سپس مقادیر بدست آمده از مرحله قبل بر وزن شاخص‌های مربوطه تقسیم می‌شود که در انتها از نتایج این تقسیمات میانگین-گیری می‌شود.

مقدار λ_{max} همواره بزرگ‌تر یا مساوی n (تعداد معیارها) است. همچنین تفاضل λ_{max} و n ($\lambda_{max} - n$) معیار خوبی برای اندازه‌گیری ناسازگاری ماتریس خواهد بود.

1- Least squares method

2- Logarithmic Least Squares method

3- Eigenvector method

4- Approximation method

– مقدار شاخص ناسازگاری (I.I)

بی تردید مقیاس $(\lambda_{\max} - n)$ به مقدار n (بعد ماتریس) بستگی داشته و برای رفع این وابستگی می توان مقیاس را به صورت زیر تعریف کرد که آن را شاخص ناسازگاری I.I. می گویند که مشخص کننده ی اندازه انحراف از سازگاری است.

$$I.I. = \frac{\lambda_{\max} - n}{n-1} \quad (11-4)$$

– محاسبه نرخ ناسازگاری (I.R)

این مقدار از فرمول زیر بدست می آید:

$$I.R = \frac{I.I}{R.I.} \quad (12-4)$$

R.I بیانگر شاخص ناسازگاری تصادفی است، که بستگی به تعداد عناصر مورد مقایسه دارد که برای ماتریس های n بعدی با اعداد کاملاً تصادفی محاسبه می شود (مالچفسکی، ۱۳۹۰). که در جدول ۱۱-۴ نشان داده شده است. اگر جواب بدست آمده از نرخ ناسازگاری کوچک تر از ۰/۱ باشد، سازگاری وجود دارد و نتایج قابل قبول است در غیر این صورت باید قضاوت ها تجدید نظر کرد.

جدول ۱۱-۴- شاخص تصادفی (R.I)

N	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
R.I.I	0	0	0.58	0.9	1.12	1.24	1.32	1.41	1.45	1.58

در این مطالعه به کمک داده های توصیفی از روش AHP به مقایسه زوجی بین شاخص های ریخت سنجی و اولویت بندی زیرحوضه ها از نظر فعالیت زمین ساختی پرداخته شد.

به منظور پیاده سازی روش تحلیل سلسله مراتبی در منطقه مورد مطالعه مراحل زیر انجام شد:

۱. نمودار سلسله مراتبی تشکیل شد که اجزاء آن عبارتند از:

– هدف: ارزیابی فعالیت زمین ساختی زیرحوضه های رودخانه جاجرود

– معیارها: ۷ شاخص زمین ریختی به کار گرفته شده در این تحقیق

-گزینه‌ها: ۲۹ زیرحوضه آبگیر

۲. ماتریس مقایسه زوجی به منظور تعیین ارزش هر یک از معیارهای مورد استفاده تشکیل شد. میزان ارجحیت بین معیارها با توجه عوامل ساختاری (ساختارهای منطقه) و غیرساختاری (همچون تأثیرات مقاومت سنگ‌ها) در منطقه مورد مطالعه تعیین شد (جدول ۴-۱۲).

جدول ۴-۱۲- ماتریس مقایسه زوجی برای تعیین ارزش هریک از معیارها

	S	SL	Af	Smf	Vf	Hi	Bs
S	1	1.5	2	2.5	3	4	5
SL	0.66	1	1.5	2	2.5	3	3.5
Af	0.5	0.66	1	1.5	2	2.5	3
Smf	0.4	0.5	0.66	1	2	2	2.5
Vf	0.33	0.4	0.5	0.5	1	1.5	2
Hi	0.25	0.5	0.4	0.5	0.66	1	2
Bs	0.2	0.28	0.33	0.4	0.5	0.5	1

۳. در ادامه مراحل به منظور پیاده سازی روش تحلیل سلسله مراتبی در منطقه مورد مطالعه در نرم افزار متلب متن کد (با توجه به فرمول‌های ارائه شده در بالا) نوشته شده است و نتایج نهایی (خروجی نرم‌افزار) در جدول ۴-۱۳ ارائه شد.

با توجه به این نتایج در نرم افزار GIS زیرحوضه‌ها به چهار رده فعالیت زمین‌ساختی طبقه‌بندی شدند (شکل ۴-۲۸).

- رده ۱ با فعالیت زمین‌ساختی بسیار بالا

- رده ۲ با فعالیت زمین‌ساختی بالا

- رده ۳ فعالیت زمین‌ساختی متوسط

- رده ۴ فعالیت زمین‌ساخت نسبی کم

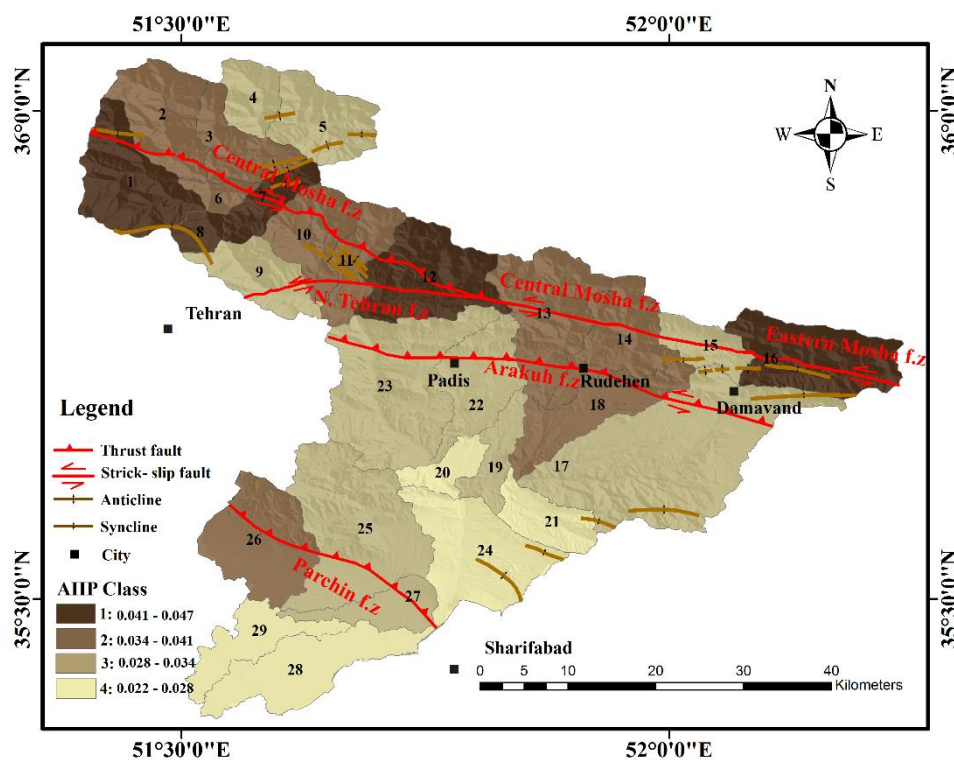
به ترتیب زیرحوضه‌های ۸، ۱، ۱۶، ۷، ۱۲ (در راستای گسل مشا) و ۱۸ (در راستای گسل آراکوه) بالاترین فعالیت زمین‌ساختی را به خود اختصاص داده‌اند.

قابل ذکر است که ضریب I.R (ضریب ناسازگاری) در روش AHP مهم بوده و باید از ۰/۱ کمتر باشد تا

نتایج قابل قبول و نرم افزار خروجی داشته باشد.

جدول ۴-۱۳- نتایج نهایی روش چند شاخصه AHP برای زیرحوضه‌های رودخانه جاجرود

Basins no	SAW	Rank of per Basin	Basins no	SAW	Rank of per Basin
1	0.045	2	16	0.045	3
2	0.035	11	17	0.032	17
3	0.036	10	18	0.041	6
4	0.034	16	19	0.034	15
5	0.030	21	20	0.026	26
6	0.039	8	21	0.025	27
7	0.044	4	22	0.032	18
8	0.047	1	23	0.030	22
9	0.030	20	24	0.028	25
10	0.039	7	25	0.029	23
11	0.036	9	26	0.034	14
12	0.043	5	27	0.029	24
13	0.034	13	28	0.024	28
14	0.034	12	29	0.022	29
15	0.031	19			



شکل ۴-۲۸- نقشه توزیع فعالیت زمین‌ساختی در زیرحوضه‌های رودخانه جاجرود به روش AHP

۴-۳-۲- روش وزن دهی ساده (SAW)

روش وزن دهی ساده، ساده‌ترین روش تصمیم‌گیری چند معیاره می‌باشد. این روش توسط هوانگ و یون (۱۹۸۱)، ارائه شده است. در این روش که با نام روش ترکیب خطی وزن‌دار نیز شناخته می‌شود، پس از بی‌مقیاس کردن ماتریس تصمیم، با استفاده از ضرایب وزنی معیارها، ماتریس تصمیم بی‌مقیاس شده وزن‌دار بدست آمده و با توجه به این ماتریس، امتیاز هر گزینه محاسبه می‌شود. اگر در یک مسئله تصمیم‌گیری چند معیاره، n معیار و m گزینه وجود داشته باشد، به‌منظور انتخاب بهترین گزینه با استفاده از روش وزن دهی ساده، مراحل روش به شرح زیر می‌باشد (عطائی، ۱۳۸۹):

(۱) تشکیل ماتریس تصمیم

باتوجه به تعداد معیارها، تعداد گزینه‌ها و ارزیابی همه گزینه‌ها برای معیارهای مختلف، ماتریس تصمیم به صورت زیر تشکیل می‌شود:

$$X_{ij} = \begin{bmatrix} x_{11} & \cdots & x_{1n} \\ \vdots & \cdots & \vdots \\ x_{m1} & \cdots & x_{mn} \end{bmatrix}$$

که در آن x_{ij} عملکرد گزینه i ($i=1,2,\dots,m$) در رابطه با معیار j ($j=1,2,\dots,n$) می‌باشد.

(۲) بی‌مقیاس کردن ماتریس تصمیم

در این مرحله سعی می‌شود معیارها با ابعاد مختلف به معیارهایی بی‌بعد تبدیل شوند. برای بی‌مقیاس کردن معیارهای مثبت و منفی به ترتیب از روابط زیر استفاده می‌شود:

$$r_{ij} = \frac{x_{ij}}{\max_i \{x_{ij}\}} \quad (۱۲-۴)$$

$$r_{ij} = \frac{x_{ij}}{\max_i \left\{ \frac{1}{x_{ij}} \right\}} = \frac{\max_i \{x_{ij}\}}{x_{ij}} \quad (۱۳-۴)$$

۳) تعیین بردار وزن معیارها

در این مرحله باتوجه به ضریب اهمیت معیارهای مختلف در تصمیم‌گیری، بردار وزن معیارها به صورت $[w_1, w_2, \dots, w_n]$ تعریف می‌شود.

۴) انتخاب گزینه برتر

در این مرحله بهترین گزینه از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$A_i = \sum_j w_j x_{ij} \quad (14-4)$$

که در آن x_{ij} معرف نمره گزینه i ام در ارتباط با صفت j ام و w_j ، مشتمل بر یک وزن استاندارد شده است؛ به گونه‌ای که $\sum w_j = 1$ وزن‌ها اهمیت نسبی هر صفت را به نمایش می‌گذارند.

به منظور پیاده سازی روش وزن‌دهی ساده در منطقه مورد مطالعه مراحل زیر انجام شد:

۱. ماتریس تصمیم براساس ۷ معیار (شاخص‌های زمین‌ریختی) و ۲۹ گزینه (زیرحوضه‌ها آبریز) در نرم افزار Excel تشکیل شد.

۲. مرحله بی‌مقیاس کردن ماتریس تشکیل شده بر اساس رابطه ۴-۱۲ صورت گرفت.

۳. برای تعیین بردار وزن و وزن‌دهی در این مرحله از روش‌های متعددی استفاده می‌شود که روش مقایسه زوجی در قالب روش AHP ازجمله آن‌ها می‌باشند. در این مرحله از روش مذکور برای تعیین وزن‌ها استفاده شد. برای تعیین ارزش هر یک از معیارهای مورد استفاده ماتریس مقایسه دوتایی در محیط نرم افزار Expert choice تشکیل شد (شکل ۴-۲۹)، براساس خروجی این نرم افزار وزن‌های هر شاخص بدست آمد. ضریب ناسازگاری در مقایسه زوجی صورت گرفته در این نرم افزار معادل ۰/۰۰۸ بدست آمد که با توجه به کمتر بودن آن از ۰/۱ نتایج نهایی قابل قبول می‌باشد (شکل ۴-۳۰).

۴. در این مرحله به کمک رابطه (۴-۱۶)، بهترین گزینه‌ها (حوضه‌هایی که بالاترین فعالیت زمین‌ساختی) انتخاب می‌شود (جدول ۴-۱۵). با توجه به این نتایج در نرم افزار GIS زیرحوضه‌ها به چهار رده فعالیت زمین‌ساختی طبقه‌بندی شدند (شکل ۴-۳۱):

- رده ۱: فعالیت زمین‌ساختی بسیار بالا

- رده ۲: با فعالیت زمین‌ساختی بالا

- رده ۳: فعالیت زمین‌ساختی متوسط

- رده ۴: فعالیت زمین‌ساخت نسبی کم

زیرحوضه‌های ۱۲، ۱، ۸ و ۱۶ (در راستای گسل مشا) بالاترین فعالیت زمین‌ساختی را به خود اختصاص داده‌اند.

s	sl	af	smf	vf	hi	bs
	1.5	2.0	2.5	3.0	4.0	5.0
		1.5	2.0	2.5	2.0	3.5
			1.5	2.0	2.5	3.0
				1.5	2.0	2.5
					1.5	2.0
						2.0
Incon: 0.01						

شکل ۴-۲۹- ماتریس مقایسه دو به دو از معیارهای مورد استفاده



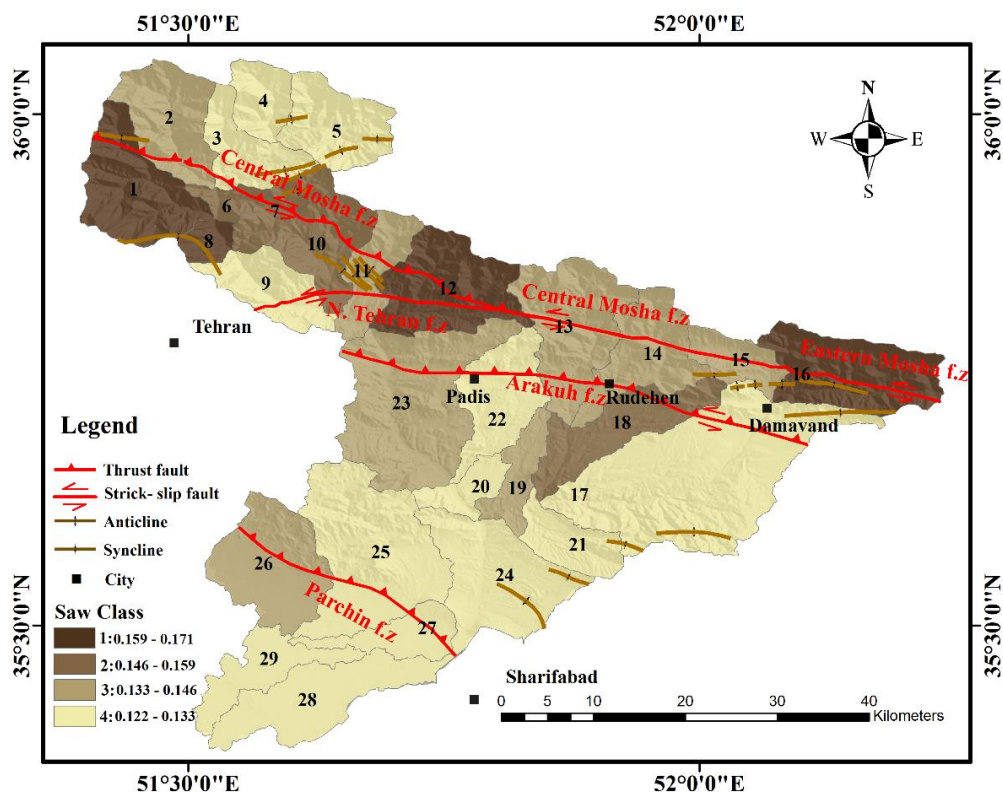
شکل ۴-۳۰- نمودار مربوط به وزن معیارها

جدول ۴-۱۴- وزن معیارهای مورد استفاده در اولویت بندی

Rank of per index	Weights	Indexes
1	0.292	S
2	0.205	SL
3	0.163	Af
4	0.122	Smf
5	0.092	Vf
6	0.076	Hi
7	0.050	Bs

جدول ۴-۱۵- نتایج نهایی و رتبه‌بندی نهایی زیرحوضه‌های رودخانه جاجرود از لحاظ فعالیت‌های زمین‌ساختی بر مبنای خروجی روش مجموع ساده وزنی (SAW)

Basins no	SAW	Rank of per Basin	Basins no	SAW	Rank of per Basin
1	0.1740	2	16	0.1665	4
2	0.1409	14	17	0.1331	19
3	0.1338	18	18	0.1585	6
4	0.1309	22	19	0.1487	10
5	0.1225	29	20	0.1316	21
6	0.1595	5	21	0.1227	28
7	0.1515	8	22	0.1323	20
8	0.1735	3	23	0.1369	15
9	0.1247	26	24	0.1288	23
10	0.1535	7	25	0.1366	17
11	0.1456	11	26	0.1503	9
12	0.1798	1	27	0.1280	24
13	0.1453	12	28	0.1268	25
14	0.1451	13	29	0.1244	27
15	0.1367	16			



شکل ۴-۳۱- نقشه توزیع فعالیت زمین‌ساختی در زیرحوضه‌های رودخانه جاجرود به روش SAW

۴-۳-۲-۳- روش شباهت به گزینه ایده‌آل (TOPSIS)

روش شباهت به گزینه ایده‌آل توسط یون و هوانگ (۱۹۸۱)، ارائه شده که مورد استقبال محققین و کاربران مختلف واقع شد. در این روش گزینه‌ها براساس شباهت به حل ایده‌آل رتبه‌بندی می‌شوند، به طوری که هر چه یک گزینه شبیه‌تر به حل ایده‌آل باشد، رتبه بیشتری دارد. این روش تصمیم‌گیری از پشتوانه ریاضی قوی برخوردار است و همانند بسیاری از روش‌های علمی، دانستن و رعایت مفروضات، محدوده و شرایط اعتبار قوانین و صحت فرمول‌های پیشنهادی، محدوده دقت نتایج و شرایط قبول بودن جواب‌ها بسیار حائز اهمیت است.

در تعریف این روش از دو مفهوم «حل ایده‌آل» و «شباهت به حل ایده‌آل» استفاده شده است. حل ایده‌آل چنان چه از اسم آن پیدا است، آن حلی است که از هر جهت بهترین باشد که عموماً در عمل وجود نداشته و سعی بر آن است که به آن نزدیک شویم. به منظور اندازه‌گیری شباهت یک طرح (یا گزینه) به حل ایده‌آل و ضد ایده‌آل، فاصله آن طرح (یا گزینه) از حل ایده‌آل و ضدایده‌آل به مجموع فاصله از حل ایده‌آل و ضد ایده‌آل ارزیابی و رتبه‌بندی می‌شوند (عطائی، ۱۳۸۹).

اگر در یک مسئله تصمیم‌گیری چند معیاره، n معیار و m گزینه وجود داشته باشد، به منظور انتخاب بهترین گزینه با استفاده از روش شباهت به گزینه ایده‌آل، مراحل روش به شرح ذیل می‌باشد (عطائی، ۱۳۸۹).

(۱) تشکیل ماتریس تصمیم

باتوجه به تعداد معیارها، تعداد گزینه‌ها و ارزیابی همه گزینه‌ها برای معیارهای مختلف، ماتریس تصمیم به صورت زیر تشکیل می‌شود:

$$X_{ij} = \begin{bmatrix} x_{11} & \cdots & x_{1n} \\ \vdots & \cdots & \vdots \\ x_{m1} & \cdots & x_{mn} \end{bmatrix}$$

که در آن x_{ij} عملکرد گزینه i ($i=1,2,\dots,m$) در رابطه با معیار j ($j=1,2,\dots,n$) می‌باشد.

۲) بی‌مقیاس کردن ماتریس تصمیم

در این مرحله سعی می‌شود معیارها با ابعاد مختلف به معیارهایی بی‌بعد تبدیل شوند. روش‌های مختلفی برای بی‌مقیاس کردن وجود دارد، اما در روش شباهت به گزینه ایده‌آل معمولاً از رابطه زیر استفاده می‌شود.

$$r_{ij} = \frac{x_{ij}}{\sqrt{\sum_{i=1}^m x_{ij}^2}} \quad (15-4)$$

۳) تعیین بردار وزن معیارها

در این مرحله با توجه به ضریب اهمیت معیارهای مختلف در تصمیم‌گیری، بردار وزن معیارها به صورت $[w_1, w_2, \dots, w_n]$ تعریف می‌شود.

عناصر بردار W ضریب اهمیت معیارهای مربوطه می‌باشد.

۴) تعیین ماتریس تصمیم بی‌مقیاس شده وزن‌دار

ماتریس تصمیم بی‌مقیاس شده وزن‌دار از ضرب ماتریس تصمیم بی‌مقیاس شده در بردار وزن معیارها به دست می‌آید:

$$v_{ij} = w_j r_{ij} \quad j = 1, \dots, n; 1, \dots, m. \quad (16-4)$$

۵) یافتن حل ایده‌آل و ضد ایده‌آل

اگر حل ایده‌آل با A^+ و ضد ایده‌آل با A^- نشان داده شود در این صورت:

$$A^+ = \{v_1^+, v_2^+, \dots, v_j^+ \dots, v_n^+\} \quad (17-4)$$

$$A^- = \{v_1^-, v_2^-, \dots, v_j^- \dots, v_n^-\} \quad (18-4)$$

که v_j^+ بهترین مقدار معیار j از بین تمام گزینه‌ها و v_j^- بدترین مقدار معیار j از بین تمام گزینه‌ها می‌باشد. گزینه‌هایی که در A^+ و A^- قرار می‌گیرند، به ترتیب نشان‌دهنده گزینه‌های کاملاً بهتر و کاملاً بدتر هستند.

$$S_i^+ = \sqrt{\sum_{j=1}^n (V_{ij} - V_j^+)^2} \quad (۱۹-۴)$$

$$S_i^- = \sqrt{\sum_{j=1}^n (V_{ij} - V_j^-)^2} \quad (۲۰-۴)$$

که در این روابط اندیس j معرف معیار مورد نظر و اندیس i معرف گزینه مورد نظر می باشد.

آخرین مرحله شاخص شباهت از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$C_i^+ = \frac{S_i^-}{S_i^+ + S_i^-} \quad (۲۱-۴)$$

مقدار شاخص شباهت بین صفر و یک تغییر می کند. هرچه گزینه مورد نظر به ایده آل مشابه تر باشد، مقدار شاخص شباهت آن، به یک نزدیک تر خواهد بود. کاملاً روشن است که اگر گزینه ای بر گزینه ایده آل منطبق باشد، آنگاه فاصله آن تا حل ایده آل مساوی صفر و شاخص شباهت آن مساوی یک خواهد بود و در صورتی که گزینه ای بر گزینه ضد ایده آل منطبق باشد، آنگاه فاصله آن تا حل ضد ایده آل مساوی صفر و شاخص شباهت آن مساوی صفر خواهد بود. لذا برای رتبه بندی گزینه ها براساس مقدار شاخص شباهت، گزینه ای که دارای بیشترین شاخص شباهت است، در رتبه اول و گزینه ای که دارای کمترین شاخص شباهت است، در رتبه آخر قرار می گیرد.

به منظور پیاده سازی روش شباهت به گزینه ایده آل در منطقه مورد مطالعه مراحل زیر انجام شد:

۱. ماتریس تصمیم بر اساس ۷ معیار (شاخص های زمین ریزشی) و ۲۹ گزینه (زیرحوضه ها آبریز) در نرم افزار Excel تشکیل شد.

۲. مرحله بی مقیاس کردن ماتریس تشکیل شده بر اساس رابطه ۴-۱۵ صورت گرفت.

۳. برای تعیین بردار وزن از وزن دهی به روش AHP همانند روش وزن دهی ساده استفاده شد.

۴. ادامه روند محاسبات با استفاده از روابط ارائه شده در مراحل ۴ و ۵ تئوری تاپسیس در نرم افزار

Excel صورت گرفت. در جدول ۴-۱۶ نتایج نهایی اولویت بندی شده روش تاپسیس ارائه شد.

جدول ۴-۱۶- نتایج نهایی و رتبه بندی نهایی زیرحوضه‌های رودخانه جاجرود از لحاظ فعالیت‌های زمین‌ساختی بر مبنای خروجی روش شباهت به گزینه ایده‌آل (TOPSIS)

Basins	Rank of per Basin	S ⁺	S ⁻	C _i
1	2	0.015	0.034	0.695
2	17	0.029	0.016	0.358
3	22	0.030	0.014	0.320
4	23	0.032	0.014	0.304
5	28	0.037	0.012	0.254
6	6	0.019	0.027	0.575
7	8	0.020	0.025	0.550
8	3	0.017	0.036	0.675
9	29	0.036	0.011	0.236
10	7	0.020	0.025	0.551
11	10	0.026	0.023	0.469
12	1	0.012	0.039	0.762
13	9	0.023	0.021	0.479
14	11	0.023	0.020	0.464
15	16	0.028	0.016	0.362
16	4	0.016	0.029	0.633
17	19	0.029	0.014	0.338
18	5	0.016	0.028	0.627
19	12	0.025	0.022	0.461
20	21	0.030	0.014	0.321
21	27	0.037	0.013	0.262
22	18	0.029	0.016	0.356
23	14	0.029	0.018	0.387
24	15	0.028	0.017	0.379
25	20	0.029	0.015	0.337
26	13	0.028	0.022	0.445
27	25	0.031	0.013	0.294
28	24	0.033	0.014	0.298
29	26	0.037	0.014	0.275

با توجه به این نتایج در نرم افزار GIS زیرحوضه‌ها به چهار رده فعالیت زمین‌ساختی طبقه‌بندی شدند (شکل ۴-۳۲):

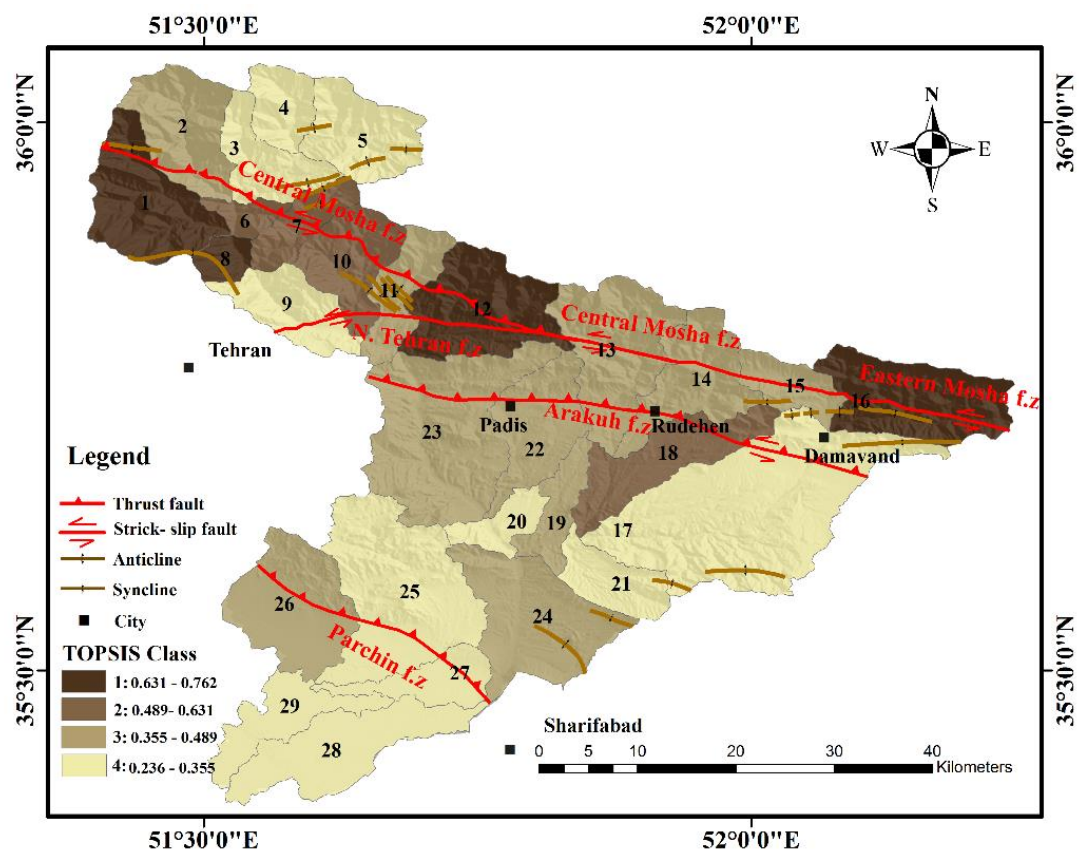
- رده ۱: فعالیت زمین‌ساختی بسیار بالا

- رده ۲: با فعالیت زمین‌ساختی بالا

- رده ۳: فعالیت زمین‌ساختی متوسط

- رده ۴ فعالیت زمین‌ساخت نسبی کم

به ترتیب زیرحوضه‌های ۱۲، ۱، ۸ و ۱۶ (در راستای گسل مشا) بیشترین احتمال خطر پذیری و فعالیت زمین‌ساختی را به خود اختصاص داده‌اند.

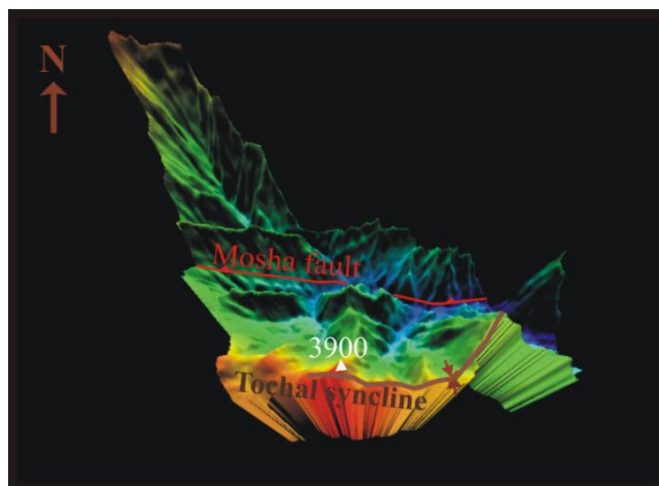


شکل ۴-۳۲- نقشه توزیع فعالیت زمین‌ساختی در زیرحوضه‌های رودخانه جاجرود به روش TOPSIS

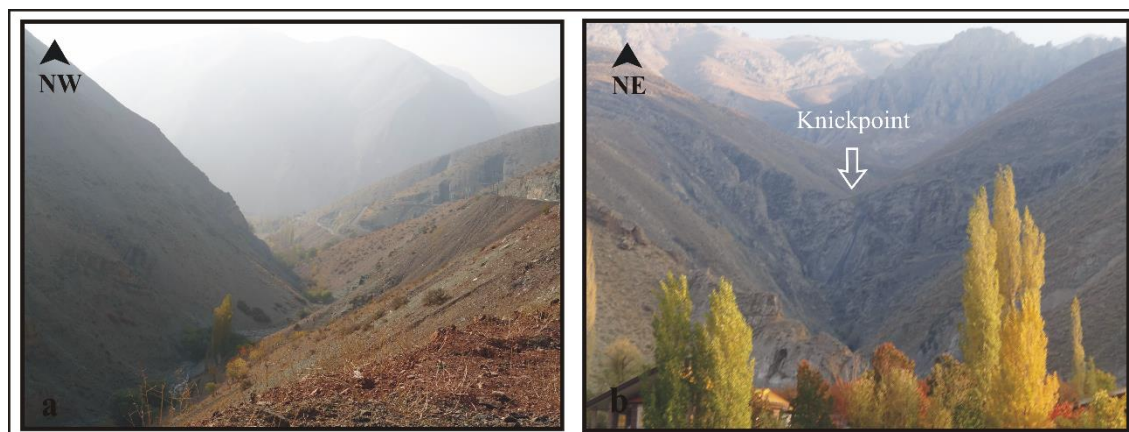
۴-۴- زیرحوضه‌های فعال بر اساس نتایج روش‌های تلفیق

با توجه به نقشه‌های اولویت‌بندی فعالیت زمین‌ساختی زیرحوضه‌های رودخانه جاجرود به روش‌های SAW، TOPSIS و AHP، زیرحوضه‌هایی که بالاترین اولویت را از نظر فعالیت زمین‌ساختی به خود اختصاص داده‌اند با گسل‌های اصلی جنوب منطقه به خصوص گسل مشا هم‌خوانی خوبی دارند. به‌منظور انطباق این نتایج با ساختارهای منطقه مورد مطالعه به بررسی شواهد صحرایی (ساختارها و لندفرم‌های صحرایی مثل کج شدگی‌ها، دره‌های V شکل و تراس‌های آبرفتی و ...) و تجزیه و تحلیل مقادیر اندیس‌های زمین‌ریختی در حوضه‌هایی با بالاترین اولویت فعالیت زمین‌ساختی در گستره مورد مطالعه می‌پردازیم.

حوضه‌های ۱ و ۸ در شمال غربی ناحیه مورد مطالعه واقع شده‌اند. قسمت انتهایی بخش غربی قطعه مرکزی گسل مشا و همچنین بخش شرقی ناودیس توچال که از ساختارهای مهم منطقه مورد مطالعه می‌باشند، در این دو حوضه قرار دارند. به لحاظ سنگ‌شناسی بیشترین وسعت این مناطق از رسوبات توف‌های سبز رنگ، سنگ‌های رسوبی (بیشتر شیل) سازند کرج تشکیل شده است. مقادیر بالای شاخص S، Af و SL در این دو حوضه حاکی از فعالیت زمین‌ساختی در این حوضه‌ها است. مقادیر شاخص Hi در حوضه ۱ و ۸ به ترتیب در رده متوسط و کم می‌باشد. با توجه به شاخص Bs هر دو حوضه دارای رده ۳ با فعالیت زمین‌ساختی کم می‌باشند که این مقادیر شاخص Hi و Bs را می‌توان ناشی از مقاومت کم و فرسایش‌پذیری سنگ‌های این مناطق باشد. ناودیس توچال با ارتفاع ۳۹۰۰ متر بالاتر از سطح دریا را می‌توان مسبب کج شدگی و عدم تقارن آبراهه‌ها در این دو حوضه دانست (شکل ۴-۳۳). دره‌های V شکل، دره‌های عمیق، رود شکن‌های گسلی و ارتفاعات خشن در این منطقه هم می‌توانند حاکی از فعالیت این حوضه‌ها باشند (شکل ۴-۳۴).



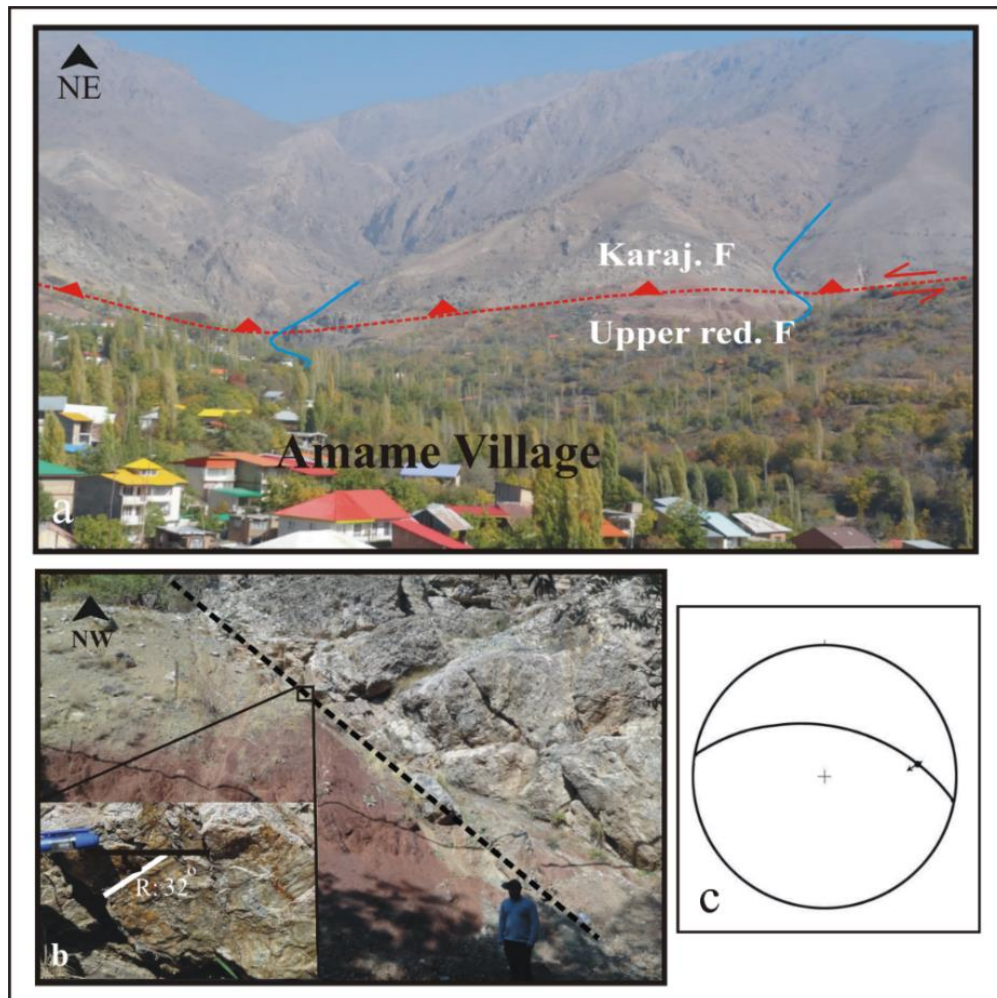
شکل ۴-۳۳- نمای سه بعدی دو حوضه ۱ و ۸ در کنار هم در نرم افزار Global mapper که از داده‌های SRTM رسم شده است و کج شدگی ناشی از ناودیس توچال



شکل ۴-۳۴- a: دره‌ی عمیق و V شکل که حاکی از فعال بودن منطقه از نظر زمین‌ساختی می‌باشد b: نمای از رودشکن (که در اثر اختلاف ارتفاع به وجود آمده) در مسیر رودخانه در اثر عملکرد مؤلفه معکوس گسل مشا

حوضه ۷ در منطقه امامه در شمال غربی منطقه مورد مطالعه قرار دارد. بخش غربی قطعه مرکزی گسل مشا از این ناحیه عبور کرده است. از لحاظ سنگ‌شناسی بیشترین وسعت این مناطق از رسوبات توف‌های سبز رنگ و سنگ‌های رسوبی (بیشتر شیل) سازند کرج، کنگلومرای ضخیم لایه سازند فجن و نهشته‌های (شیل، مارن، ماسه سنگ) سازند قرمز تشکیل شده است. گسل مشا در این ناحیه سبب رانده شدن رسوبات اتوسن (سازند کرج و فجن) بر روی نهشته‌های قرمز رنگ میوسن شده است. در امتداد گسل

مشا در این منطقه آبراهه‌ها تحت تأثیر حرکت نوزمین‌ساختی جابه‌جایی چپ‌بر از خودشان نشان می‌دهند. در شکل ۴-۳۵ نمونه‌ای از سطح گسل در این منطقه با موقعیت $N80^{\circ}W, 58^{\circ}NE$ به همراه خش‌لغزهایی با ریک ۳۲ درجه پادساعتگرد را نشان داده است که با توجه به شاخص ریخت‌شناسی پله گسلی بر روی آن، حرکت گسل از نوع مورب لغز معکوس چپ‌بر تشخیص داده شد.



شکل ۴-۳۵- رانده شدن سازند کرج بر روی سازند قرمز زیرین در اثر عملکرد گسل مشا و انحراف S شکل آبراهه‌ها در گذر از روی پهنه گسلی مشا در شمال روستای امامه که نشان از مؤلفه‌ی افقی چپ‌بر در همراهی با مؤلفه‌ی شاقولی معکوس این گسلش دارد و دره‌های V شکل که می‌تواند نشانه‌ای از جنبش‌های فرایشی جنب‌و متمرکز بر روی بلوک فرادیواره گسل مشا در این منطقه باشد. b: نمایی از سطح گسل مشا (قطعه‌ی مرکزی گسل مشا) با موقعیت $N80^{\circ}W, 58^{\circ}NE$. c: استریوگرام سطح گسل

با توجه به نتایج حاصل از اندازه‌گیری شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی در این حوضه، شاخص‌های S و SL دارای رده بالا (هر دو به افزایش شیب در مسیر رودخانه حساس هستند) و شاخص‌های Af، Hi و

BS دارای رده متوسط می‌باشند. دره‌های V شکل هم می‌تواند در کنار دیگر شواهد ریخت‌زمین‌ساختی نشانه‌ای از فرایش جنب در این حوضه باشد (۴-۳۶).



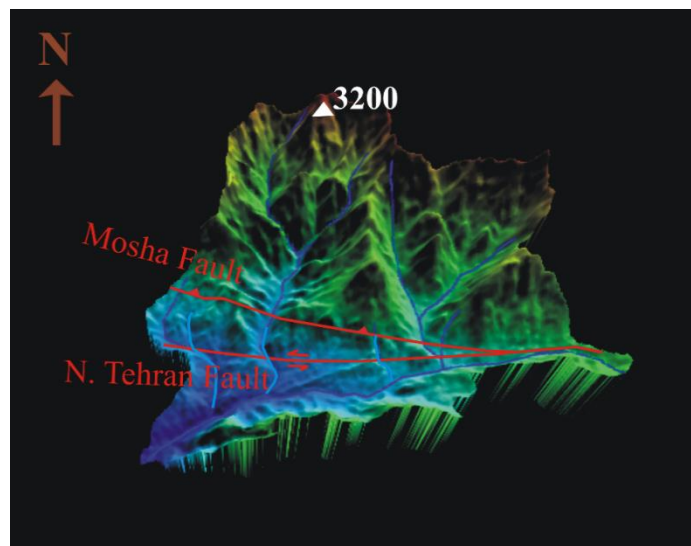
شکل ۴-۳۶- دره‌ی V شکل که حاکی از فعال بودن منطقه از نظر زمین‌ساختی می‌باشد.

حوضه ۱۲ در شمال شرقی منطقه واقع شده است که روستاهای برگ جهان، نیکنام ده، علائین و کلان را در برمی‌گیرد. از لحاظ سنگ‌شناسی بیشترین وسعت این مناطق شامل: سازند کرج (توف، شیل توفی و آذرآواری‌ها)، سازند قرمز بالایی (شیل، مارن، ماسه سنگ) و کنگلومرای سازند هزار دره تشکیل شده است. قطعه مرکزی گسل مشا و قطعه شرقی گسل شمال تهران دو ساختار مهم در این منطقه می‌باشند که برپایه بررسی پژوهشگرانی (همچون: بربریان و همکاران، ۱۳۶۴؛ چالنگو، ۱۹۷۵؛ بربریان، ۱۹۷۶) گسله شمال تهران در این منطقه به گسله مشا متصل می‌گردد. در این منطقه سازند کرج با شیب کم بر روی مارن، ماسه سنگ و کنگلومرای قرمز میوسن (نئوژن) رانده شده است (شکل ۴-۳۷-a). در اثر عملکرد گسل شمال تهران سازند کرج بر روی آبرفت‌های کواترنری تهران رانده شده است. قابل ذکر است که با توجه مطالعات اخیر سلیمانی و همکاران (۲۰۱۱)، آخرین جنبش‌های این قسمت از گسل شمال تهران حرکت چپ‌بر جنب را نشان می‌دهد (شکل ۳-۶).

با توجه به نتایج حاصل از اندازه‌گیری شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی در این حوضه، شاخص‌های S، Vf و Smf (کج شدگی ناشی از عملکرد گسل مشا و شمال تهران) دارای رده بالا و شاخص‌های Hi و SL دارای رده متوسط و شاخص BS در رده پایین می‌باشند.



شکل ۴-۳۷-ا: رانده شدن سازند کرج بر روی سازند قرمز زیرین در اثر عملکرد گسل مشا و انحراف چپ‌بر آبراهه‌ای در گذر از روی گسل مشا در روستای لولسان بزرگ b: دره ۷ شکل در شمال روستای برگ جهان که می‌تواند نشانه‌ای فرایش جنب‌ای در این منطقه باشد.

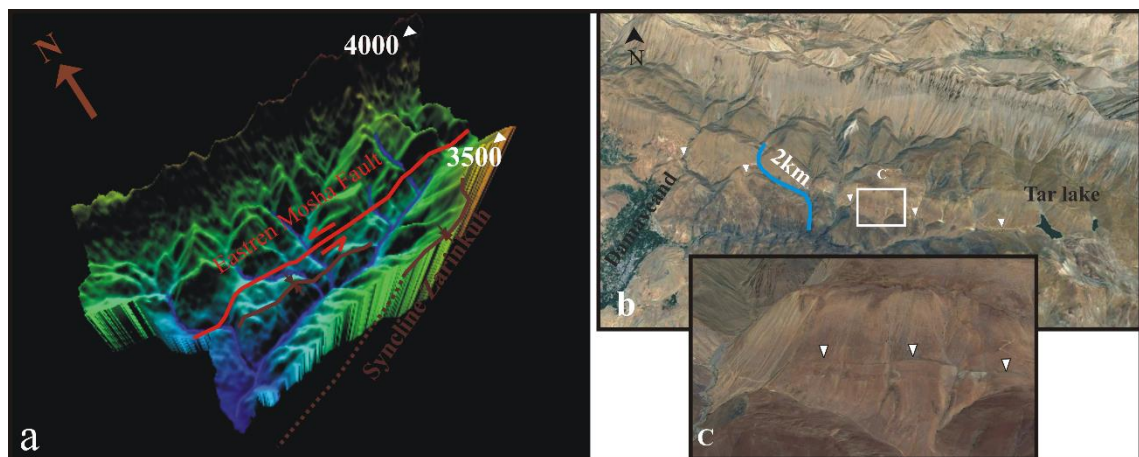


شکل ۴-۳۸- نمایش سه بعدی حوضه‌ی ۱۰ از داده‌های SRTM که در نرم افزار Global mapper رسم شده است و کج شدگی ناشی از عملکرد قطعه مرکزی گسل مشا و قطعه شرقی گسل شمال تهران

حوضه ۱۶ در قسمت شمال غربی منطقه مورد مطالعه و شرق شهرستان دماوند قرار دارد. قطعه شرقی گسل مشا و مجموعه چین‌های شرق دماوند از جمله چین کوه زرین از ساختارهای مهم این منطقه

می‌باشند. از لحاظ سنگ‌شناسی بیشترین وسعت این حوضه از توف و گدازه‌های آندزیتی و بازالتی سازند کرج، شیل و ماسه‌سنگ سازند شمشک و آهک‌های لار تشکیل شده است. گسل مشا در این منطقه باعث رانده شدن رسوبات پالئوزوئیک و مزوزوئیک بر روی نهشته‌های ائوسن شده است، البته از دیدگاه ریخت‌زمین‌ساختی، جنبش‌های جوان در بخش شرقی گسله مشا (با راستای WNW-ESE)، بیشتر به صورت دگرشکلی راستالغز چپ‌بر نمایان شده است (همچون سلیمانی و همکاران، ۱۳۸۱؛ تریفونوو و همکاران، ۱۹۹۶؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳؛ ریتز و همکاران، ۲۰۰۶؛ سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۰۹؛ سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۱۱). همان‌طور که در شکل ۴-۳۹ b مشاهده می‌شود، آبراهه‌ها در امتداد قطعه شرقی گسل مشا تحت تأثیر حرکات نو زمین‌ساختی جابه‌جایی چپ‌بر از خود نشان می‌دهند. بیشترین مقدار جابه‌جایی در کانال آبراهه‌ها در این منطقه توسط ریتز و همکاران (۲۰۰۶)، ۲ کیلومتر اندازه‌گیری شده است.

با توجه به نتایج حاصل از اندازه‌گیری شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی در این حوضه، شاخص‌های S، SL و Af دارای رده بالا و شاخص Hi رده متوسط و شاخص BS رده پایین می‌باشند. تمرکز ساختارها در این منطقه، توپوگرافی خشن و دره‌های V شکل نشانه‌هایی از فرایش جنبه در این حوضه است.



شکل ۴-۳۹- تصویر سه‌بعدی حوضه‌ی ۱۶ از داده‌های SRTM که در نرم‌افزار Global mapper ترسیم شده است، به همراه نمایش ساختارهای مهم منطقه b: تصویر ماهواره‌ای Google Earth گسل مشا شرقی و انحراف آبراهه‌ها که بیشترین جابه‌جایی با خط آبی رنگ مشخص شده است. c: نمایی بزرگ‌تر از اثر گسل مشا که با مثلث‌های سفید رنگ نمایش داده شده است و جابه‌جایی آبراهه‌های فرعی کوچک

فصل پنجم

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۴-۵- نتیجه گیری

با توجه به دوره بازگشت طولانی زمین‌لرزه‌های بزرگ البرز و دوره کوتاه مدت ثبت زمین‌لرزه‌های دستگاهی، اطلاعات حاصل از ثبت زمین‌لرزه‌ها نمی‌تواند دید کاملی از زمین‌ساخت فعال در اختیار ما دهد. در چنین شرایطی شواهد زمین‌ریختی که فعالیت‌های طولانی مدت پوسته زمین را در خود ثبت کرده‌اند، می‌توانند مفید باشند. از آن‌جا که هر شاخص ویژگی‌های معینی را مورد سنجش قرار می‌دهند، بنابراین بهتر است برای تحلیل کامل‌تر به مطالعه چند شاخص در یک منطقه پرداخته شود. در این تحقیق از ۷ شاخص ریخت سنجی که عبارت‌اند از: شاخص‌های پیچ و خم جبهه کوهستان (Smf)، پیچ و خم کانال رودخانه (S)، شاخص گرادیان طولی رودخانه (SL)، انتگرال فراسنجی (Hi)، شاخص نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره (Vf)، شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبگیر (Af) و شاخص شکل حوضه زهکشی (BS) برای بررسی فعالیت زمین‌ساختی رودخانه جاجرود واقع در لبه جنوبی البرز مرکزی پرداخته شده است.

در بررسی و محاسبه شاخص گرادیان طولی رودخانه در منطقه مورد مطالعه، تمام زیرحوضه‌های رده ۱ از فعالیت زمین‌ساختی در راستای گسل مشا قرار دارند، در واقع در زیرحوضه‌های ۳، ۴، ۷، ۸، ۹ و ۱۱ در قسمت غربی قطعه مرکزی گسل مشا و زیرحوضه ۱۶ در قطعه شرقی گسل مشا مشاهده شده است. با توجه به نقشه رنگ‌بندی رودخانه‌ها بر اساس میزان شاخص SL، در محل اتصال رودخانه با گسل‌هایی با سازوکار معکوس همچون گسل پارچین و گسل‌های مورب لغز همچون بخش غربی قطعه مرکزی مشا و گسل آراکوه میزان شاخص SL افزایش یافته است، اما در محل اتصال رودخانه با بخش شرقی قطعه مرکزی گسل مشا و قطعه شرقی گسل شمال تهران میزان شاخص SL افزایش نیافته است. در نتیجه می‌توان شاخص SL را یک ابزار مهم در ارزیابی فعالیت زمین‌ساختی در مناطقی که سازوکار گسل‌ها از نوع معکوس (خصوصاً گسل‌های معکوس با شیب زیاد) است، دانست. قابل ذکر است که کاهش میزان SL در زیرحوضه‌های ۱۲، ۱۳، ۱۴ و ۱۵ در امتداد بخش شرقی قطعه مرکزی مشا را می‌توان نتیجه

کاهش جنبش‌های شاقولی و در ارتباط با چیرگی گسلش راستالغز چپ‌بر در این بخش از قطعه مرکزی دانست.

در بررسی و محاسبه شاخص Af در منطقه مورد مطالعه، بالاترین مقادیر این شاخص ریخت زمین-ساختی در زیرحوضه‌های ۱، ۶، ۸، ۱۰، ۱۲، ۱۶، ۱۸، ۲۴ و ۲۶ به صورت پراکنده در محدوده مورد مطالعه مشاهده شده است که با تمرکز ساختارهای مهم منطقه مطابقت نسبتاً خوبی نشان می‌دهد. شاخص پیچ و خم کانال رودخانه نشان‌دهنده‌ی پویایی فعالیت‌های زمین‌ساختی در رودخانه جاجرود، خصوصاً در حوضه‌هایی که تمرکز ساختارهای منطقه (گسل‌ها و چین‌های منطقه) در آن‌ها بیشتر است، می‌باشد. در منطقه مورد مطالعه ۱۳ پیشانی گسلی کوهستان در ۱۲ زیرحوضه اندازه‌گیری شد. به جز دو پیشانی کوهستان ۵ (در زیرحوضه ۲۲) و ۱۳ (حوضه ۱۵) که در رده ۲ فعالیت زمین‌ساختی این شاخص قرار گرفتند، ۱۱ پیشانی دیگر دارای رده ۱ فعالیت زمین‌ساختی این شاخص می‌باشند که نشان‌دهنده پیشانی خطی، صاف و مستقیم است، در واقع گسلش فعال در این منطقه است. با توجه به نتایج محاسبات شاخص Hi در منطقه مورد مطالعه، بالاترین مقادیر این شاخص ریخت‌زمین‌ساختی در زیرحوضه‌ی ۱۹ مشاهده شد، بقیه زیرحوضه‌ها در رده ۲ و ۳، از فعالیت زمین‌ساختی این شاخص قرارگرفتند که با تمرکز ساختارهای مهم منطقه مطابقت قابل توجهی نشان نمی‌دهند. این مقادیر متوسط تا کم در این شاخص می‌توانند به دلیل مقاومت کم سنگ‌ها و فرسایش‌پذیری آن‌ها باشد. نتایج شاخص Bs در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که اکثر حوضه‌ها از نظر شکلی و فعالیت زمین‌ساختی در رده ۳ این شاخص قرار گرفتند. از دلایلی که می‌توان به آن اشاره کرد، تأثیر لیتولوژی منطقه در شکل حوضه و همچنین انتخاب بزرگ زیرحوضه‌ها در این مطالعه باشد.

شاخص زمین‌ساخت فعال (Iat) محاسبه گردید که بر اساس آن حوضه رودخانه جاجرود در رده ۲ با فعالیت بالا (۴۷ درصد وسعت منطقه مورد مطالعه) و رده ۳ (۵۳ درصد) با فعالیت متوسط رده‌بندی گردیده است که بر اساس رده‌بندی این شاخص، رده‌های ۱ و ۴ در این منطقه وجود ندارد.

براساس اولویت‌بندی حوضه‌ها بر اساس روش AHP حوضه‌های ۱ و ۸ بالاترین میزان فعالیت زمین-ساختی (منطبق با گسل مشا و ناودیس توچال) و بر اساس اولویت‌بندی حوضه‌ها به روش‌های SAW و TOPSIS حوضه ۱۲ بالاترین میزان فعالیت را دارا است که منطبق با محل اتصال گسل مشا و گسل شمال تهران است.

۴-۶- پیشنهادهایی برای مطالعات آتی

- (۱) مطالعات ساختاری جامع‌تر بر روی گسل‌های آراکوه و پارچین
- (۲) ارزیابی فعالیت زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه با استفاده از شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی بر روی تعداد زیرحوضه‌های کوچکتر و مقایسه نتایج حاصل با نتایج این مطالعه
- (۳) به کارگیری روش دیگر تلفیق لایه‌ها همچون تلفیق فازی و روش تحلیل شبکه
- (۴) پهنه‌بندی لرزه‌ای منطقه مورد مطالعه و مقایسه نتایج حاصل با نتایج این مطالعه

منابع

منابع فارسی:

- آقائباتی، س.ع.، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۴۵۵ ص.

- الیاسی، م.، نو گل سادات، ع.ا.، قرشی، م.، (۱۳۸۱)، "بررسی مقایسه‌ای بردارهای ویژه و محورهای اصلی تنش دیرین در تعیین تیپ دگرریختی بخش جنوبی البرز مرکزی"، مجله دانشکده علوم دانشگاه تهران، ۶۷-۸۰.

- بربریان، م.، قرشی، م.، ارژنگ روش، ب.، مهاجر اشجعی، ا.، (۱۳۶۴)، "پژوهش و بررسی نو زمین-ساخت و خطر زمین‌لرزه-گسلش در گستره تهران بزرگ و پیرامون"، گزارش شماره ۵۶، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۲۶۶ ص.

- بربریان، م.، قرشی، م.، ارژنگ روش، ب.، مهاجر اشجعی، ا.، (۱۳۷۱)، "پژوهش و بررسی نو زمین-ساخت و خطر زمین‌لرزه-گسلش در گستره قزوین بزرگ و پیرامون"، گزارش شماره ۶۱، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۲۶۶ ص.

- بحیرایی، س.، الماسیان، م.، عباسی، م.، (۱۳۸۹)، "تحلیل دینامیک گسل مشا در گسترده شمال خاور تهران". مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، سال ۲۰، شماره ۷۷.

- پورکرمانی، م.، (۱۳۸۹)، "کاربرد روش‌های تصمیم‌گیری چند شاخصه در جغرافیا"، چاپ اول، انتشارات سمت، تهران. ۳۳۰ ص.

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

- حسامی، خ.، طبسی، ه.، "شناسایی سرچشمه زمین‌لرزه‌های تاریخی البرز و شمال کشور"، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله و شمال کشور، شماره ۱۱- ۸۹.
- حقی‌پور، ع.، وحدتی دانشمند، ف.، (۱۳۶۵)، نقشه زمین‌شناسی تهران، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
- خاوری، ر.، قرشی، م.، آرین، م.، (۱۳۸۷)، "نشانه‌های زمین‌ریختی زمین‌ساخت فعال رودخانه کرج در دامنه البرز مرکزی"، فصلنامه‌ی علوم زمین، شماره ۷۵، ص ۶۷-۷۴.
- خدا بخش، آ.، پورکرمانی، م.، آرین، م.، چرچی، ع.، ۱۳۹۴. زمین‌ساخت فعال حوضه رودخانه کارون بزرگ. سال ۲۴، شماره ۹۵، صفحه ۱۳-۲۸، فصلنامه‌ی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
- رحیمی، ب.، (۱۳۸۱)، "مطالعات ساختاری رشته کوه البرز در شمال دامغان"، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۸ ص.
- زبردست، ا.، (۱۳۸۰)، "کاربرد فرآیند تحلیل سلسله مراتبی در برنامه ریزی شهری و منطقه‌ای"، فصلنامه هنرهای زیبا، شماره ۱۰، ص ۲۱-۱۳.
- زنگی آبادی، ع.، (۱۳۹۰)، "تحلیلی بر درجه توسعه یافتگی شهرستان‌های استان آذربایجان شرقی (با استفاده از تکنیک TOPSIS و AHP)"، فصلنامه علمی پژوهشی نگرش‌های نو در جغرافیای انسانی، شماره اول، ص ۷۰-۸۳.
- سلیمانی، ش.، فقهی، خ.، شبانیان، ا.، عباسی، م. ر.، ریتز، ج.، ۱۳۸۱، "بررسی‌های دیرینه لرزه شناسی مقدماتی بر روی گسل مشا در دره مشا"، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، ۹۶ص

- شریفی، ر.، معیری، م.، غیور، ح.، صفایی، ه.، (۱۳۹۲)، "بررسی و تطبیق شواهد ژئومورفولوژی و لرزه‌شناسی زمین‌ساخت فعال در محدوده زاگرس مرکزی". **مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی**، سال ۲۴، شماره ۲، صفحه ۱۷۵-۱۹۲.
- شفیع‌زاده، م.، سید امامی، ک.، (۱۳۸۵)، "سنگ چینه‌شناسی و زیست چینه‌شناسی سازند دلیچای در باختر شاهرود (البرز خاوری)"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۱۸۰ ص.
- شهریار، س.، موسوی‌حرمی، ر.، رحیمی، ب.، (۱۳۸۲)، "تکوین و تکامل ساختاری البرز و تحولات رسوب‌گذاری مرتبط با آن"، فصلنامه‌ی علوم دانشگاه تربیت معلم، شماره ۳-۴، ص ۱۴۱-۱۶۲.
- شهیدی، ع.، بایر، ا.، فرانسوا برونو، م.، سعیدی، ع.، (۱۳۸۸)، "فرگشت ساختاری البرز در میان زیستی و نوزیستی"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۸۱، ص ۲۰۱-۲۱۶.
- طاهرخانی، ب.، نظری، ح.، پورکرمانی، م.، آرین، م.، (۱۳۹۴)، "ویژگی‌های هندسی و سازوکار جوان گسل شمال قزوین: بر پایه بررسی‌های ریخت‌زمین‌ساختی". فصلنامه‌ی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، سال ۲۴، شماره ۹۵، صفحه ۲۹-۳۸.
- عطائی، م.، (۱۳۸۹)، "تصمیم‌گیری چند معیاره"، چاپ اول، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود. ۳۳۳ ص.
- قرشی، م.، بربریان، م.، ارژنگ‌روش، ب.، پدramی، م.، (۱۳۶۶). "پژوهش و بررسی لرزه زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه- گسلش، زمین‌شناسی کواترنر و زمین‌شناسی مهندسی در ساختگاه مجتمع مسکونی خاتم (تهران)"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

- محمدخانی، ح.، خزائی، م.، (۱۳۸۴)، "محیط رسوبی جیرود در دره مبارک آباد، شمال خاور تهران (البرز مرکزی)"، نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، شهریور، دانشگاه تربیت معلم، تهران.

- لاسمی، ی.، (۱۳۷۹)، "رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چین‌نگاری سکانسی نهشته‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، شماره ۵۵، ص ۹۸-۱۱۳.

- نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵، "دیباجه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور"، ۱۰۹، ص.

- وحدتی دانشمند، ف.، (۱۳۷۰)، نقشه زمین‌شناسی آمل، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

- وحدتی دانشمند، ف.، (۱۳۷۶)، نقشه زمین‌شناسی شرق تهران، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

References:

- Abbasi, M. R., & Shabanian, E. (1999). "Evolution of the stress field in Tehran region during the quaternary". In *Proceeding of Third Internatinal Conference on Sismology and Earthquake Engineering (SEE-3)* (pp. 67–84).
- Abbassi, M. R., & Farbod, Y. (2009). "Faulting and folding in quaternary deposits of Tehran's piedmont (Iran)". *Journal of Asian earth sciences*, **34**(4), 522–531.
- Adams, K. D., Wesnousky, S. G., & Bills, B. G. (1999). "Isostatic rebound, active faulting, and potential geomorphic effects in the Lake Lahontan basin, Nevada and California". *Bulletin of the Geological Society of America*, **111**(12), 1739–1756. [http://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<1739:IRAFAP>2.3.CO;2](http://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<1739:IRAFAP>2.3.CO;2)
- Alavi, M. (1994). "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations". *Tectonophysics*, **229**(3-4), 211–238.
- Alavi, M. (1996). "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran". *Journal of Geodynamics*, **21**(1), 1–33.
- Alipoor, R., Poorkermani, M., Zare, M., & El, R. (2011). "Geomorphology Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site , High Zagros Belt (SW of Iran)". *Geomorphology*, **128**(1-2), 1–14. <http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.10.014>
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M., & Qorashi, M. (2003). "Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran". *Journal of structural geology*, **25**(5), 659–672.
- Allenbach, P. (1966). "Geologie und petrographie des damavand und seiner umgebung (Zentral Elburz)". *Iran, mitteilung*, (63).
- Ambraseys, N. N., & Melville, C. P. (1982). "A History of Persian Earthquakes, Cambridge Univ". *Press, New York*.
- Adams, K.D., Wesnousky, S.G., Bills, B.G., (1999), "Isostatic rebound, active faulting, and potential geomorphic effects in the Lake Lahontan basin, Nevada and California". *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 111, p. 1739-1756.
- Assereto, R., (1966), *Geological map of upper Djajrud and Lar valley, Central Alborz, Iran.*, Milano, Inst.Geo.Univ.Milano., Publ.N.232,86.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D., & Kamalian, N. (2005). "Microseismicity in the region of Tehran". *Tectonophysics*, **395**(3-4), 193–208. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.09.011>
- Axen, G. J., Lam, P. S., Grove, M., Stockli, D. F., & Hassanzadeh, J. (2001). "Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-

- related tectonics". *Geology*, 29(6), 559–562.
- Bachmanov, D. M., Trifonov, V. G., Hessami, K. T., Kozhurin, A. I., Ivanova, T. P., Rogozhin, E. A., ... Jamali, F. H. (2004). "Active faults in the Zagros and central Iran". *Tectonophysics*, 380(3), 221–241.
- Bagha, N., Arian, M., Ghorashi, M., Pourkermani, M., El Hamdouni, R., & Solgi, A. (2014). "Evaluation of relative tectonic activity in the Tehran basin, central Alborz, northern Iran". *Geomorphology*, 213, 66–87.
- Berberian, M., (1976)., "Quaternary faults in Iran, Geological Survey of Iran", No. 39, PP. 187-258.
- Berberian, M. (1983). "The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust". *Canadian journal of earth sciences*, 20(2), 163–183.
- Berberian, M. (1994). "Natural hazards and the first earthquake catalogue of Iran". International Institute of Earthquake Engineers and Seismology.
- Berberian, M., & Yeats, R. S. (1999). "Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau". *Bulletin of the Seismological society of America*, 89(1), 120–139.
- Bull, W. B. (1990). "Stream-terrace genesis: implications for soil development". *Geomorphology*, 3(3-4), 351–367. [http://doi.org/10.1016/0169-555X\(90\)90011-E](http://doi.org/10.1016/0169-555X(90)90011-E)
- Bull, W. B. (2007). *Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology*. John Wiley & Sons.
- Bull, W. B., & McFadden, L. D. (1977). "Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California". In *Geomorphology in arid regions. Proceedings of the eighth annual geomorphology symposium*. State University of New York, Binghamton (pp. 115–138).
- Cannon, P. J. (1976). "Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of Mill Creek drainage basin". *Oklahoma Geology Notes*, 36(1), 3–16.
- Chorley, R. J., Schumm, S. A., & Sugden, D. E. (1984). "Geomorphology, Methuen". New York, 605.
- Dedual, E. (1967). "Zur Geologie des mittleren und unteren Karaj-Tales Zentral-Elburz(Iran)".
- Delenbach, J. (1964). "Contribution a letude geologique la la region situee a lest de Tehran". *Iran. Fac. Sci. Unive. Strasburg. France*.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., & Keller, E. A. (2008). "Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain)". *Geomorphology*, 96(1-2), 150–173.

- Engalenc, M. **(1968)**. "Contribution a la Geologie, Geomorphologie, Hydrogeologie de la region de Tehran (Iran)". *CERH, Montpellier, France*.
- Ezati, M., & Agh-Atabai, M. **(2013.)**. "Active tectonic analysis of Atrak river subbasin located in NE Iran (East Alborz)". *Journal of Tethys: Vol, 1(3)*, 177–188.
- Ferraris, F., Firpo, M., & Pazzaglia, F. J. **(2012)**. "DEM analyses and morphotectonic interpretation: The Plio-Quaternary evolution of the eastern Ligurian Alps, Italy". *Geomorphology*, 149, 27–40.
- Guest, B. (2004)." *The thermal, sedimentological and structural evolution of the central Alborz Mountains of northern Iran: Implications for the Arabia-Eurasia continent-continent collision and collisional processes in general*.
- Guest, B., Axen, G. J., Lam, P. S., & Hassanzadeh, J. **(2006)**." Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation". *Geosphere*, 2(1), 35–52.
- Hack, J. T. **(1973)**. "Stream-profile analysis and stream-gradient index". *Journal of Research of the US Geological Survey*, 1(4), 421–429.
- Hare, P. W., & Gardner, T. W. (1985)."Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica". *Allen and Unwin, Boston*, 75–104.
- Hedayati, A., Brander, J. L., & Berberian, M. (1976). "Microearthquake survey of Tehran region, Iran". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(5), 1713–1725.
- Hessami, K., Jamali, F., & Tabassi, H. (2003). "Major active faults of Iran". *IIEES, Tehran*.
- Hwang, C.-L., & Yoon, K. (1981). "Multiple attribute decision making: methods and applications a state-of-the-art survey" (Vol. 186). Springer Science & Business Media.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., & Berberian, M. **(2002)**. "Active tectonics of the south Caspian basin". *Geophysical Journal International*, 148(2), 214–245.
- Keller, E. A., & Pinter, N. **(1996)**. "Active tectonics"(Vol. 1338). Prentice Hall Upper Saddle River, NJ, USA.
- Keller, Edward A. and Nicholas Pinter. **(2002)**. "Active tectonics". Second Hall Upper Saddle River, NJ, USA.
- Moinabadi, M. E., & Yassaghi, A. **(2007)**. "Geometry and kinematics of the Mosha Fault, south central Alborz Range, Iran: An example of basement involved thrusting". *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5), 928–938.
- Nazari, H. (2006). "Analyse de la tectonique récente et active dans l’Alborz Central et la

région de Téhéran": «Approche morphotectonique et paléoseismologique». Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc.

- Perucca, L. P., Rothlis, M., & Vargas, H. N. (2014). "Morphotectonic and neotectonic control on river pattern in the Sierra de la Cantera piedmont, Central Precordillera, province of San Juan, Argentina". *Geomorphology*, **204**, 673–682.
- Pike, R. J., & Wilson, S. E. (1971). "Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis". *Geological Society of America Bulletin*, **82**(4), 1079–1084.
- Ramirez-Herrera, M. T. (1998). "Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt". *Earth surface processes and landforms*, **23**(4), 317–332.
- Rieben, H. (1955). "The geology of the Teheran plain". *American Journal of Science*, **253**(11), 617–639.
- Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S., & Vernant, P. (2006). "Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics". *Geology*, **34**(6), 477–480.
- Saaty, T. (2001). "Decision making for leaders. The analytic hierarchy process for decisions in a complex world". Vol. II, AHP Series. RWS Publications, Pittsburgh.
- Saaty, T. L. (1980). "The analytical hierarchical process: Planning, priority setting, resource allocation". *New York: USA*.
- Şengör, A. M. C. (1990). "A new model for the late Palaeozoic—Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman". *Geological Society, London, Special Publications*, **49**(1), 797–831.
- Şengör, A. M. C., Altiner, D., Çin, A., Ustaömer, T., & Hsü, K. J. (1988). "Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land". *Geological Society, London, Special Publications*, **37**(1), 119–181.
- Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C., & Bardají, T. (2003). "Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity". *Geomorphology*, **50**(1), 203–225.
- Solaymani Azad, S., Ritz, J. F., & Abbassi, M. R. (2011). "Left-lateral active deformation along the Mosha-North Tehran fault system (Iran): Morphotectonics and paleoseismological investigations". *Tectonophysics*, **497**(1-4), 1–14.
- Stampfl G. M., and Borel G. D., (2002), "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol 196, PP 17-33.
- Stöcklin, J. (1968). "Salt deposits of the Middle East". *Geological Society of America*

- Special Papers*, 88, 157–182.
- Stöcklin, J. **(1974)**. "Northern Iran: Alborz Mountains". *Geological Society, London, Special Publications*, 4(1), 213–234.
- Strahler, A. N. **(1952)**. "Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography". *Geological Society of America Bulletin*, 63(11), 1117–1142.
- Tatar, M. (2001). "Etude sismotectonique de deux zones de collision continentale: le Zagros Central et l'Alborz(Iran)".
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Abbassi, A., & Fard, F. Y. **(2012)**. "Microseismicity and seismotectonics around the Mosha fault (Central Alborz, Iran)". *Tectonophysics*, 544-545, 50–59.
- Tchalenko, J. S., Berberian, M., Iranmanesh, H., Bailly, M., & Arsovsky, M. **(1974)**. "Tectonic framework of the Tehran region". *Geological Survey of Iran, Report*, (29).
- Trifonov, V. G., Hessami, K. T., & Jamali, F. (1996). "West-trending oblique sinistral–reverse fault system in Northern Iran. *IIES special pub*, 75.
- Vail, P. R., Mitchum Jr, R. M., & Thompson III, S. (1977). "Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 4. Global Cycles of Relative Changes of Sea Level.: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., ... Tavakoli, F. **(2004)**. "Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data". *Earth and Planetary Science Letters*, 223(1-2), 177–185.
- Wells, S. G., Bullard, T. F., Menges, C. M., Drake, P. G., Karas, P. A., Kelson, K. I., ... Wesling, J. R. **(1988)**. "Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary pacific coast of Costa Rica". *Geomorphology*, 1(3), 239–265.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., R. Ghassemi, M., & Sabouri, J. **(2006)**. "Inversion tectonics in central Alborz, Iran". *Journal of Structural Geology*, 28(11), 2023–

Abstract

Active regions are some parts of earth's crust with high tectonic activities in upper Holocene and Pleistocene and will be prone to danger in future too. Geomorphological indexes are useful tools for rapid assessment of tectonic activity in a broad area. Accordingly, 7 morphometric indexes including mountain front sinuosity index (Smf), river sinuosity index (S), stream length gradient index (SL), hypsometric integral index (Hi), ratio of valley floor width to valley height index (Vf), asymmetry drainage index (Af) and Drainage basin shape (BS) were used in this research to study tectonic activity of Jajrud river located in southern edge of central Alborz. Active tectonic index (Iat) was calculated which based on that Jajrud river basin was categorized in 2 class with high activity (47 % of area) and 3 class with moderate activity (53% of area) and 2 and 4 classes didn't exist in this region. High activity classes are more coincident with Mosha fault in northern parts of this region. Multi-criteria decision making methods of AHP, SAW and TOPSIS were used to prioritize sub-basins based on tectonic activity. According AHP, sub-basin of 1 and 8 (corresponding to Mosha fault and Tochal syncline) and based on TOPSIS and SAW methods, sub-basin of 12 (corresponding to the junction of Mosha and north of Tehran fault) have highest level of activity.

Key words: Jajrud river, morphometric indexes, Active tectonic, Mosha fault



Shahrood University of Technology
Faculty of Earth Sciences
MSc Thesis in Tectonic Group

**Evaluation of tectonic activities in North Jajrud river by using
morphotectonic indexes**

By: Shabnam Shahrestani

Supervisor:
Dr. R. Ramezani Oomali

Advisor:
Dr. M. Ghorashi

September 2016