



دانشکده علوم زمین

گروه تکتونیک

عنوان:

محاسبه و ارزیابی برخی شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی پیرامون راندگی

شاهوار در شمال غرب شاهرود (نکارمن – تاش)

تحقیق و نگارش:

هادی زیادی

استاد راهنما:

دکتر رمضان رضانی اومالی

استاد مشاور:

دکتر عزیز الله طاهری

پایان‌نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

تیر ماه ۱۳۹۳

تقدیم

به مادرم،

که لبخندش تنها امیدم برای زندگی است.

و همچنین،

به پدرم،

که عبور تک تک کلمات دعا، در لابلای خس خس نفس

های به شماره افتاده‌اش، دلم را گرم می‌کند و شانه‌هایم را

سنگین.

## قدردانی و پاس

پاس پروردگار یکتار که پاسکزاری از مخلوق را در مرتبت پاسکزاری از خود بر شرد.

پاس و قدردانی خود را انشائی کنم به محضر اساتید بزرگوارم جناب آقای دکتر رمضان رمضان اولی، جناب آقای دکتر پرویز امیدی، جناب

آقای دکتر عزیزاله طاهری که همواره از مساعدت و راهنمایی های علمی و سودمندشان بهره جسته ام. همچنین از تمامی اساتید و پرسنل محترم

دانشکده علوم زمین که در دوره کارشناسی ارشد، بنده را از الطاف بی دینشان محروم نساختند، کمال پاس و قدردانی را دارم.

از خانواده عزیزم نهایت پاس و امتنان را دارم که در تمامی مراحل زندگی مایه دلگرمی و قوت قلب من بودند.

و در انتها از تمامی دوستان عزیزم، به ویژه جناب آقای نقی میرکی و خانها محبوبه حسینی و الهام خراسانی که در طول انجام مراحل مختلف این

پروژه و همچنین انجام عملیات صحرائی، رنج های فراوانی را متحمل شده اند و با جان و دل یاریم نموده اند، تشکر و قدردانی می نمایم.

## چکیده

منطقه نکارمن - تاش بخشی از واحد زمین ساخت البرز شرقی می باشد. گسل های مهمی همچون گسل شاهوار و سیاه مرز کوه و نیز چین هایی از جمله تاقدیس نکارمن و ناودیس کوه میشی از ساختارهای این منطقه می باشند. به منظور مورفومتری و ارزیابی فعالیت نو زمین ساختی منطقه، با استفاده از داده های مدل رقومی (DEM) در نرم افزارهای Arc GIS 10 و Global mapper 10 شاخص های ژئومورفیکی سینوسیتهی جبهه کوهستان (Smf)، نسبت پهنای دره به عمق دره (Vf)، عدم تقارن آبراهه در حوضه آبریز (Af) و انتگرال و منحنی هیپستومتری (Hi)، در این منطقه محاسبه گردید. برای اینکه امکان تفکیک و درجه بندی نسبی میزان فعالیت تکتونیکی در قسمت های مختلف این منطقه فراهم شود، با توجه به نقشه توپوگرافی و شبکه ی زهکشی، پنج حوضه آبریز انتخاب شد. سپس با استفاده از شاخص کلی (latIndex of relative(tectonics) حوضه های منطقه از نظر فعالیت تکتونیکی نسبی در ۴ رده: خیلی بالا، بالا، متوسط و پایین طبقه بندی شده است. با توجه به این طبقه بندی، اکثر حوضه های پنج گانه مورد بررسی، در رده ۲ قرار می گیرند که این امر نشانگر فعالیت بالای تکتونیکی در این منطقه می باشد، در نهایت، با تحلیل نتایج بدست آمده از بررسی پارامترهای مورفوتکتونیکی و رده بندی ذکر شده می توان نتیجه گرفت که منطقه مورد مطالعه از نظر زمین ساختی فعال می باشد.

اغلب گسل های این منطقه که با امتداد عمومی شمال خاوری - جنوب باختری تا خاوری - باختری هستند دارای سازوکار معکوس چپ بر می باشند.

## کلمات کلیدی:

گسل شاهوار، البرز شرقی، مورفوتکتونیک.

## مقاله مستخرج از این پایان نامه:

بررسی فعالیت گسل شاهوار در شمال شاهرود (نکارمن - تاش) با استفاده از شاخص‌های مورفوتکتونیکی SMF و AF، ارائه شده در هفدهمین همایش زمین‌شناسی کشور به‌عنوان سخنرانی، دانشگاه شهید بهشتی، آبان ماه ۹۲.

## فهرست مطالب

### فصل اول: کلیات

- ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی ..... ۲
- ۲-۱- تعریف مسئله و هدفهای تحقیق ..... ۲
- ۳-۱- فرضیات تحقیق ..... ۴
- ۴-۱- روش انجام تحقیق ..... ۴
- ۵-۱- تاریخچه مطالعات پیشین ..... ۵

### فصل دوم: زمین شناسی عمومی

- ۱-۱- رخدادهای زمین‌ساختی ایران ..... ۸
- ۲-۲- تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ایران به نواحی مختلف ..... ۹
- ۳-۲- زمین‌ساخت البرز ..... ۱۰
- ۴-۲- تاریخچه چینه‌ای البرز ..... ۱۳
- ۵-۲- معرفی منطقه مورد مطالعه ..... ۱۴
- ۱-۵-۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه ..... ۱۴
- ۲-۵-۲- زمین‌ریخت‌شناسی منطقه مورد مطالعه ..... ۱۵
- ۳-۵-۲- چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه ..... ۱۵
- ۵-۲-۳-۱- واحدهای سنگی پالئوزوئیک ..... ۱۶
- ۱-۳-۵-۲- سازند لالون ..... ۱۶
- ۲-۳-۵-۲- سازند ابستو (لشکرک) ..... ۱۶
- ۳-۳-۵-۲- سازند ابرسج ..... ۱۷
- ۴-۳-۵-۲- سازند سلطان میدان ..... ۱۸
- ۵-۳-۵-۲- سازند پادها ..... ۱۹
- ۶-۳-۵-۲- سازند خوش بیلاق ..... ۱۹
- ۷-۳-۵-۲- سازند مبارک ..... ۲۰
- ۸-۳-۵-۲- سازند دورود ..... ۲۱
- ۹-۳-۵-۲- سازند روته ..... ۲۲
- ۲-۳-۵-۲- واحدهای سنگی مزوزوئیک ..... ۲۴

۲۴	..... سازند الیکا ۱-۲-۳-۵-۲
۲۴	..... سازند شمشک ۲-۲-۳-۵-۲
۲۵	..... رسوبات کرتاسه ۳-۲-۳-۵-۲
۲۷	..... واحدهای سنگی سنوزوئیک ۳-۳-۵-۲
۲۷	..... سازند فجن ۱-۳-۳-۵-۲
۲۷	..... سازند کرج ۲-۳-۳-۵-۲
۳۱	..... نهشته های کواترنری ۴-۳-۳-۵-۲
۳۴	..... زمین شناسی ساختاری ۴-۵-۲
۳۴	..... گسلش ۴-۵-۲

### فصل سوم: مفاهیم اساسی مورفوتکتونیک و برخی شاخص های آن

۴۲	..... مورفوتکتونیک ۱-۳
۴۲	..... شاخص گرادیان طول رودخانه (SL) ۲-۳
۴۴	..... منحنی هیپستومتری و انتگرال هیپستومتری (Hi) ۳-۳
۴۶	..... شاخص سینوسیته جبهه کوهستان (Smf) ۴-۳
۴۹	..... شاخص پهنای دره به عمق دره (Vf) ۵-۳
۵۰	..... شاخص عدم تقارن آبراهه در حوضه آبریز (AF) ۶-۳
۵۱	..... شاخص شکل حوضه آبریز (BS) ۷-۳
۵۲	..... شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T) ۸-۳
۵۴	..... سینوسیته رود ۹-۳

### فصل چهارم: بررسی نئوتکتونیک منطقه مورد مطالعه

۵۸	..... روش کار ۱-۴
۵۹	..... بررسی شاخص سینوسیته جبهه ی کوهستان (Smf) ۲-۴
۶۴	..... بررسی شاخص نسبت پهنای دره به عمق دره (Vf) ۳-۴
۶۹	..... بررسی شاخص عدم تقارن آبراهه در حوضه آبریز (AF) ۴-۴
۷۰	..... بررسی شاخص منحنی هیپستومتری و انتگرال هیپستومتری (Hi) ۵-۴

۸۱	..... فصل پنجم: بحث و نتیجه گیری
۸۵	..... منابع



## فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه ..... ۲
- شکل ۱-۲- جایگاه زمین‌شناسی ایران در کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا. .... ۸
- شکل ۲-۲- واحدهای ساختمانی رسوبی ایران (نبوی، ۱۳۵۵) ..... ۱۰
- شکل ۳-۲- تصویر SRTM از رشته‌کوه البرز در شمال ایران ..... ۱۱
- شکل ۴-۲- تاریخچهٔ تکوین ساختاری البرز ..... ۱۲
- شکل ۵-۲- تکامل ساختاری البرز در اواخر دوران سنوزوئیک ..... ۱۳
- شکل ۶-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه ..... ۱۴
- شکل ۷-۲- نمایش همبندی سازند های لشکرک، ابرسج(قلی) و پادها ..... ۱۷
- شکل ۸-۲- تصویری از رخنمون سازند ابرسج(قلی) ..... ۱۷
- شکل ۹-۲- تصویری از رخنمون سازند سلطان میدان ..... ۱۸
- شکل ۱۰-۲- تصویری از رخنمون سازند مبارک ..... ۲۱
- شکل ۱۱-۲- تصویری از رخنمون سازند درود ..... ۲۱
- شکل ۱۲-۲- تصویری از رخنمون سازند روته ..... ۲۲
- شکل ۱۳-۲- ستون چینه‌شناسی پالئوزوئیک ..... ۲۳
- شکل ۱۴-۲- نمایی از سازند الیکا ..... ۲۴
- شکل ۱۵-۲- نمایی از سازند شمشک ..... ۲۵
- شکل ۱۶-۲- ستون چینه‌شناسی مزوزوئیک ..... ۲۶
- شکل ۱۷-۲- تصاویری از رخنمون سازندهای سنوزوئیک ..... ۲۸
- شکل ۱۸-۲- کوهزایی آلپی پایانی ..... ۲۹
- شکل ۱۹-۲- مدل رسوبگذاری نهشته‌های مارنی و کنگلومرای ..... ۳۰
- شکل ۲۰-۲- نهشته‌های کواترنری در منطقهٔ مورد مطالعه ..... ۳۲
- شکل ۲۱-۲- ستون چینه‌شناسی سنوزوئیک ..... ۳۳
- شکل ۲۲-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه ..... ۳۵
- شکل ۲۳-۲- تصویر سه بعدی بخشی از ناحیهٔ مورد مطالعه ..... ۳۸
- شکل ۲۴-۲- دیوارهٔ گسلی مربوط به گسل شاهوار در شمال روستای نکارمن. .... ۳۹
- شکل ۲۵-۲- نمودار سیکلوگرافیک بدست آمده از سطح گسل شاهوار ..... ۴۰

- شکل ۳-۱- پارامترهای لازم جهت محاسبه شاخص SL ..... ۴۴
- شکل ۳-۲- تصویر شماتیک از پارامترهای لازم برای رسم منحنی هیپستومتری ..... ۴۵
- شکل ۳-۳- تصویر شماتیک از پارامترهای لازم برای محاسبه شاخص (Smf) ..... ۴۹
- شکل ۳-۴- مقطع عرضی یک دره فرضی و پارامترهای لازم جهت محاسبه (Vf) ..... ۵۰
- شکل ۳-۵- تصویر شماتیک از یک حوضه ی زهکشی در حال فرایش ..... ۵۱
- شکل ۳-۶- تصویر یک حوضه آبریز و پارامترهای لازم برای محاسبه شاخص ( T ) ..... ۵۳
- شکل ۳-۷- طبقه بندی آبراهه ها براساس طرح و نوع بار رسوبی ..... ۵۴
- شکل ۳-۸- معرفی پارامترهای لازم جهت محاسبه سینوسیتی رودخانه ..... ۵۵
- شکل ۳-۹- رابطه میان شیب دره و مقدار سینوسیده کانال رودخانه ..... ۵۵
- شکل ۴-۱- حوضه بندی منطقه مورد مطالعه در روی نقشه توپوگرافی منطقه ..... ۵۸
- شکل ۴-۲- تصویر ماهواره ای منطقه مورد مطالعه ..... ۵۹
- شکل ۴-۳- اندازه گیری پارامترهای لازم برای محاسبه شاخص Smf (total) ..... ۶۰
- شکل ۴-۴- اندازه گیری پارامترهای لازم برای محاسبه شاخص Smf در حوضه ۱ ..... ۶۲
- شکل ۴-۵- اندازه گیری پارامترهای لازم برای محاسبه شاخص Smf در حوضه ۲ ..... ۶۲
- شکل ۴-۶- اندازه گیری پارامترهای لازم برای محاسبه شاخص Smf در حوضه ۳ ..... ۶۳
- شکل ۴-۷- اندازه گیری پارامترهای لازم برای محاسبه شاخص Smf در حوضه ۴ ..... ۶۳
- شکل ۴-۸- اندازه گیری پارامترهای لازم برای محاسبه شاخص Smf در حوضه ۵ ..... ۶۳
- شکل ۴-۹- مقاطع عرضی زده شده برای محاسبه شاخص Vf در حوضه ی ۱ ..... ۶۵
- شکل ۴-۱۰- مقاطع عرضی زده شده برای محاسبه شاخص Vf در حوضه ی ۲ ..... ۶۶
- شکل ۴-۱۱- مقاطع عرضی زده شده برای محاسبه شاخص Vf در حوضه ی ۳ ..... ۶۶
- شکل ۴-۱۲- مقاطع عرضی زده شده برای محاسبه شاخص Vf در حوضه ی ۴ ..... ۶۷
- شکل ۴-۱۳- مقاطع عرضی زده شده برای محاسبه شاخص Vf در حوضه ی ۵ ..... ۶۷
- شکل ۴-۱۴- ارزیابی شاخص عدم تقارن آبراهه در حوضه های ۱ تا ۵ ..... ۷۰
- شکل ۴-۱۵- نقشه منحنی توپوگرافی منطقه به همراه منحنی های تراز ..... ۷۲
- شکل ۴-۱۶- الف - منحنی هیپستومتری برای حوضه ی ۱ ..... ۷۳
- شکل ۴-۱۶- ب- منحنی هیپستومتری برای حوضه ی ۲ ..... ۷۴
- شکل ۴-۱۶- پ - منحنی هیپستومتری برای حوضه ی ۳ ..... ۷۵
- شکل ۴-۱۶- ت - منحنی هیپستومتری برای حوضه ی ۴ ..... ۷۶

شکل ۴-۱۶-ث - منحنی هیپستومتری برای حوضه ی ۵ ..... ۷۷

شکل ۴-۱۷-موقعیت زمین لرزه‌های ثبت شده در منطقه مورد مطالعه ..... ۷۹

## فهرست جداول

جدول ۴-۱- مقادیر شاخص سینوسیتهی جبهه‌ی کوهستان برای ۵ حوضه ..... ۶۴

جدول ۴-۲- مقادیر شاخص نسبت پهنای دره به عمق دره برای ۵ حوضه ..... ۶۸

جدول ۴-۳- مقادیر محاسبه شده برای شاخص عدم تقارن آبراهه در حوضه‌های پنجگانه ..... ۶۹

جدول ۴-۴ - مقادیر محاسبه شده برای انتگرال هیپستومتری در حوضه‌های مورد بررسی ..... ۷۲

جدول ۴-۵-الف- محاسبه پارامترهای لازم برای ترسیم منحنی هیپستومتری حوضه ۱ ..... ۷۳

جدول ۴-۵-ب - محاسبه پارامترهای لازم برای ترسیم منحنی هیپستومتری حوضه ۲ ..... ۷۴

جدول ۴-۵-پ - محاسبه پارامترهای لازم برای ترسیم منحنی هیپستومتری حوضه ۳ ..... ۷۵

جدول ۴-۵-ت - محاسبه پارامترهای لازم برای ترسیم منحنی هیپستومتری حوضه ۴ ..... ۷۶

جدول ۴-۵-ث - محاسبه پارامترهای لازم برای ترسیم منحنی هیپستومتری حوضه ۵ ..... ۷۷

جدول ۵-۱- رده بندی فعالیت تکتونیکی نسبی (Iat) در منطقه مورد مطالعه ..... ۸۰

جدول ۵-۲- داده های لرزه ای محدوده مورد مطالعه ..... ۸۳



فصل اول

کلیات

## ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی

ناحیه مورد مطالعه با طول شرقی  $54^{\circ}40'$  تا  $54^{\circ}55'$  و عرض شمالی  $36^{\circ}30'$  تا  $36^{\circ}45'$  در دامنه جنوبی البرز شرقی واقع شده است. از دیدگاه زمین‌شناسی ایران، این منطقه در بخش خاوری زون ساختاری- رسوبی البرز واقع شده است، این منطقه از سمت شمال با گرگان، از سمت جنوب غربی با روستای مجن و از سمت شرق با امیرآباد و بسطام در ارتباط است و از قسمت جنوبی نیز به منطقه پست و هموار شاهرود می‌رسد. منطقه مورد مطالعه در استان سمنان و در قسمت شمال غرب شاهرود و با فاصله حدود ۲۰ تا ۲۵ کیلومتر از آن واقع شده است. جاده آسفالت شاهرود به گرگان و راه‌های متعدد خاکی منشعب از آن، جاده آسفالت روستاهای ابرسج و تاش و نکارمن و دره‌های عرضی موجود در منطقه، از جمله راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه می‌باشند. در شکل (۱-۱) موقعیت منطقه مورد نظر و راه‌های ارتباطی آن مشخص شده است.



شکل ۱-۱- راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه

## ۲-۱- تعریف مسئله و هدف‌های تحقیق

رشته کوه البرز در شمال ایران، مجموعه ارتفاعاتی را به شکل خمیده با طول تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر

شامل می‌شود که از باختر به قفقاز کوچک و از خاور به کوه‌های پاراپامیسوس در شمال افغانستان متصل است (Alavi, 1996). با توجه به ساختار و فرگشت زمین‌ساختی پیچیده البرز و از آنجایی که این نوار کوهزایی بخشی از نوار شمالی کوهزاد آلپ - هیمالیا می‌باشد، مطالعه ساختمان و چگونگی تکامل زمین‌ساختی آن به درک بهتر فرگشت زمین‌ساختی آلپ- هیمالیا کمک خواهد نمود.

ایالت ساختاری البرز که به دنبال برخورد پهنه‌های عربی و اوراسیا در تریاس پسین شکل گرفته، گستره‌ای چین‌خورده، گسل‌خورده و یکی از گستره‌های کوتاه‌شدگی پوسته زمین در ایران است. ایالت لرزه‌زمین‌ساختی البرز از شمال به گسل خزر، از جنوب به گسل‌های مشاء، طالقان، شمال قزوین، شمال تهران، شمال سمنان و آستانه، از غرب به کوه‌های طالش و از شرق به ایالت لرزه‌زمین‌ساختی کپه‌داغ کران دارد.

جابه‌جایی البرز شرقی به دو جابه‌جایی راندگی گسل خزر و جابه‌جایی راستالغز چپ‌گرد گسل شاهوار با راستای شمال شرقی - جنوب غربی مربوط می‌شود. گسل شاهوار و سازوکار زمین‌شناسی آن در روی زمین شناخته شده است، اگرچه هندسه آن‌ها در ژرفا شناخته شده نیست.

ساختارهای منطقه مورد مطالعه، اعم از چین‌ها و گسل‌ها، همانند اکثر بخش‌های البرز خاوری، از روند شمال خاوری - جنوب باختری پیروی می‌کنند. واحدهای سنگی - رسوبی که در معرض چین‌خوردگی و گسلش قرار گرفته‌اند، متعلق به پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک می‌باشند. سنگ‌های آذرین با سن ائوسن نیز در منطقه مورد بحث گزارش شده‌اند. در بررسی‌های صورت گرفته پیشین بر روی ناحیه مورد مطالعه، چینه‌نگاری و ساختارهای کلی منطقه معرفی شده‌اند.

بررسی‌های ساختاری در منطقه با نگاه ویژه به تحولات نو زمین‌ساختی، ضمن افزایش داده‌های ساختاری در بخشی از کوهزاد مهم البرز، اختصاصات نو زمین‌ساختی منطقه را آشکار خواهد کرد که به عنوان پایه‌ای برای مطالعات بعدی همچون لرزه‌زمین‌ساخت و لرزه‌خیزی مورد استفاده قرار

خواهد گرفت. در این راستا هدف های این تحقیق را می توان به این صورت بیان نمود:

۱- ارزیابی فعالیت نو زمین ساختی در منطقه

۲- ارزیابی میزان فعالیت گسل های منطقه به ویژه گسل شاهوار از روی برخی شاخص های مورفوتکتونیک

علت انتخاب این منطقه برای پایان نامه وجود ساختارهای مناسب برای اعمال و شاخص های ریخت زمین ساختی در این منطقه ای است که کار زمین شناسی زیادی روی آن انجام نشده است.

### ۱-۳- فرضیات تحقیق

در اجرای این تحقیق این فرض مورد توجه است:

ساختارهای موجود در منطقه راستای شمال شرق - جنوب غرب را بازگو می کنند. گسل شاهوار یک گسل پی سنگی بوده ولی در سطح زمین نیز در برخی مناطق رخنمون دارد. وجود رخداد لرزه ای در سده اخیر می تواند دلیلی بر فعال بودن ناحیه باشد.

### ۱-۴- روش انجام تحقیق

روش کار در این تحقیق، به ترتیب شامل موارد زیر می باشد:

۱- مطالعات کتابخانه ای؛ اعم از مقالات، کتاب ها، پایان نامه ها و کلیه منابع مرتبط

۲- بررسی داده های دورسنجی منطقه؛ شامل تصاویر ماهواره ای و عکس های هوایی

۳- مطالعات ریخت زمین ساختی در مقیاس ناحیه ای

۴- تحلیل داده های ساختاری

تحلیل داده های ساختاری، که برگرفته از مطالعات قبلی، داده ها و اطلاعات بدست آمده از



برداشت‌های صحرایی می‌باشد، با روش‌های مرسوم زمین‌شناسی ساختمانی مانند: تحلیل‌های هندسی و جنبشی صورت گرفته است و به این منظور از نرم‌افزارهای موجود، به ویژه نرم‌افزارهای استریوگرافیک مانند: TectonicFP، StereoNet، Dips و... استفاده شده است.

۵- تدوین پایان‌نامه.

### ۱-۵- تاریخچه مطالعات پیشین

زمین‌شناسی رشته‌کوه البرز تاکنون توسط محققان زیادی و از دیدگاه‌های مختلفی از قبیل زمین‌ساخت، چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی مورد بررسی قرار گرفته است. اکثر این مطالعات کلی بوده و کمتر به جزئیات ساختاری محدوده پیشنهادی در این مطالعه پرداخته شده است.

از جمله اولین مطالعاتی که تا حدودی به جزئیات ساختاری منطقه پرداخته است، می‌توان به نقشه زمین‌شناسی گرگان با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۶۹) اشاره کرد.

در نقشه زمین‌شناسی علی‌آباد با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۸۳)، جزئیات ساختاری و چینه‌شناسی منطقه به‌طور دقیق‌تر و جزئی‌تری مورد بررسی قرار گرفته است.

ادامه جنوب باختری گسل شاهوار که مرز جنوبی منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد، در نقشه زمین‌شناسی علی‌آباد با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۸۵) با روندی خاوری-باختری و با شیب به سمت شمال معرفی شده است.

نوگل سادات (۱۹۹۳)، در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ لرزه‌زمین‌ساخت ایران، گسل ابر را ادامه شمال خاوری گسل شاهوار دانسته و با عنوان گسل چهل‌دختر از آن یاد می‌کند.

علیمی (۱۳۸۴)، در قالب رساله کارشناسی ارشد، با بررسی بایواستراتیگرافی و لیتواستراتیگرافی سازندهای زیارت و کرج در ناحیه مجن و چهل‌دختر، مرز سازندهای زیارت و فجن را در منطقه

مُجن پیوسته دانسته، سن سازند زیارت را ائوسن زیرین (Ypresian) و سن سازند کرج را ائوسن میانی (Lutetian) تعیین کرده است، و واحدهای سازنده ناودیس چهل دختر، که در نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه با عنوان سازند زیارت ذکر شده است را مربوط به سازند کرج دانسته است.

اهری پور و همکاران (۲۰۱۰)، با مطالعه رخساره‌ها و بازسازی محیط دیرینه سازند پادها در کوه‌های البرز خاوری و از جمله منطقه میقان، شرایط تشکیل توالی سازند پادها را مربوط به یک محیط ریفتی دانسته‌اند.

یساقی و همکاران (۲۰۰۸)، در بررسی گسل‌های مشاء و البرز میانی، با توجه به شواهد موجود گسل‌های این منطقه را گسل‌هایی با فعالیت بالای تکتونیکی می‌دانند که در تغییر شکل این منطقه بسیار مؤثر می‌باشند.

James Jackson و همکاران (۲۰۰۲)، در بررسی فعالیت تکتونیکی جنوب دریای خزر این منطقه را از لحاظ تکتونیکی بسیار فعال می‌دانند که فعالیت لرزه‌ای بالایی را از خود نشان می‌دهد، به طوری که عمق اکثر این زمین‌لرزه‌ها بسیار کم بوده و حداکثر به ۳۰ کیلومتر می‌رسد.

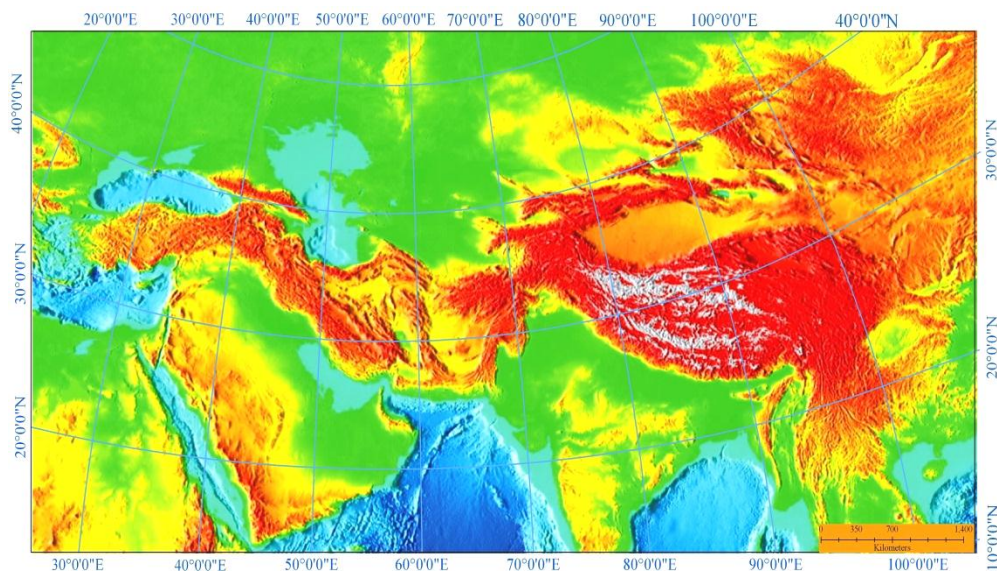
## فصل دوم

### زمین شناسی عمومی

## ۱-۲- رخدادهای زمین‌ساختی ایران

ایران سرزمین نسبتاً بلند و ناهمواری است که در مفهوم پیکرشناسی فلات نام دارد، فلات ایران با مساحت حدود ۱/۶ میلیون کیلومترمربع علاوه بر محدوده سیاسی ایران، قسمت‌هایی از کشورهای افغانستان و پاکستان را هم شامل می‌شود و ارتباط طبیعی بین فلات آناتولی در شمال غرب یا فلات پامیر در شمال شرق را فراهم ساخته است. فلات ایران از نظر موقعیت ساختاری و زمین‌ساختی بین دو پوسته قاره‌ای قدیمی و باثبات توران در شمال و عربستان در جنوب قرار گرفته است.

در زمین‌شناسی ایران، این باور وجود دارد که سرزمین ایران در بخش میانی کوهزاد آلپ- هیمالیا است، که از غرب اروپا آغاز و پس از گذر از ترکیه، ایران، افغانستان تا تبت و شاید تا نزدیکی‌های برمه و اندونزی ادامه دارد (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲- جایگاه زمین‌شناسی ایران در کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا.

## ۲-۲- تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ایران به نواحی مختلف

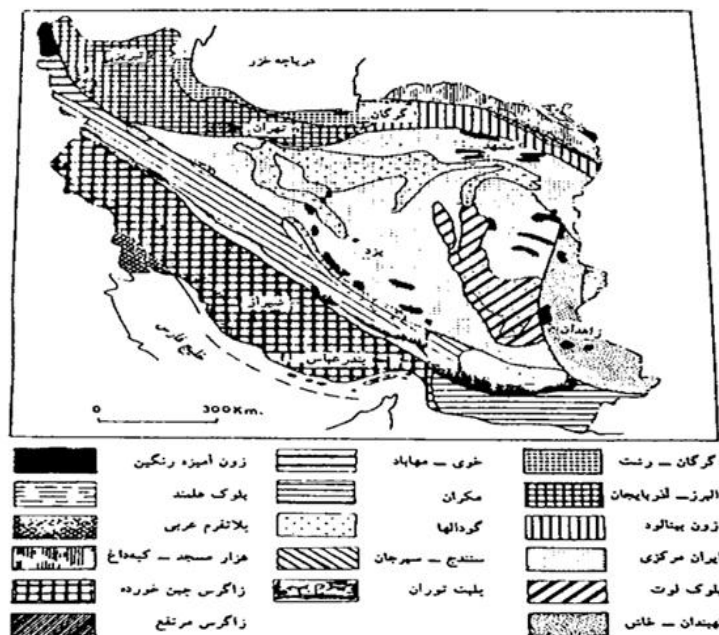
واحدهای بزرگ مورفوتکتونیک ایران طی مراحل مختلف زمین‌شناسی در طول دوران زمین‌شناسی پدید آمده‌اند و مراحل تحول آن‌ها در حوضه‌های رسوبی مجزا صورت گرفته است. با اینکه شناسایی دقیق تمام واحدهای مورفوتکتونیک ایران کار آسانی نیست اما تقسیمات واحدهای ساختمانی ایران می‌تواند کمک مؤثری در جهت شناخت واحدهای مورفوتکتونیک محاسبه گردد (شکل ۲-۲).

مهم‌ترین عوامل تغییرات و تحولات مختلف زمین‌شناسی که در طول تاریخ زمین‌شناسی رخ داده و اساس تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ایران در نظر گرفته می‌شود عبارت‌اند از:

- ۱- وضعیت ساختاری و زمین‌شناختی عملکرد فازهای کوهزایی در دوران‌های زمین‌شناسی
- ۲- موقعیت حوضه‌های رسوبی و انواع آن در دوران‌های زمین‌شناسی
- ۳- فعالیت‌های ماگمایی به صورت سنگ‌های نفوذی و آذرین خروجی
- ۴- فرایندهای دگرگونی از پرکامبرین تا کرتاسه
- ۵- چین‌خوردگی با روند و سبک‌های گوناگون
- ۶- دگرشیبی‌ها و نبوده‌های رسوب‌گذاری و دگرشکلی‌های دیگر مانند گسل‌ها و روراندها اولین پهنه‌بندی تکتونیک ایران توسط اشتوکلین در سال ۱۹۶۸ انجام گرفت، وی بر اساس وضع زمین‌ساخت و تاریخچه‌ی رسوبی و ساختاری متفاوت هر منطقه، ایران را به ۹ پهنه ساختاری تقسیم کرد که عبارتند از: دشت خوزستان، منطقه چین‌خورده زاگرس، منطقه رورانده زاگرس، منطقه سنج-سیرجان، ایران مرکزی، البرز، کپه داغ، شرق ایران و رشته کوه‌های مکران، بلوک لوت.

نبوی (۱۳۵۵)، بر اساس نوع رسوبات و محیط تشکیل آن‌ها، فعالیت‌های ماگمایی و دگرگونی،

سکانس های رسوبی محدود بین دو دگرشیبی ناحیه ای و وسیع، زمین شناسی و زمین ساختی، چگونگی دگرشکلی ها و روندها، ایران را به ۱۷ واحد ساختاری تقسیم کرده است.



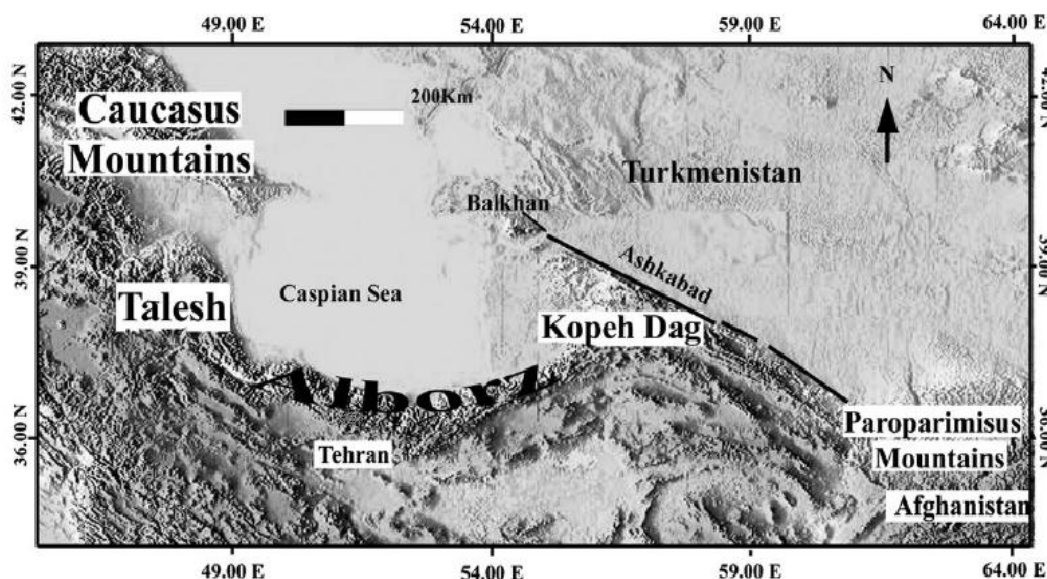
شکل ۲-۲- واحدهای ساختمانی رسوبی ایران (نبوی، ۱۳۵۵)

به همین ترتیب زمین شناسان دیگری مانند افتخارنژاد (۱۳۵۹)، بربریان و همکارانش (Berberian et al, 1981) و... با توجه به معیارهای مختلف تقسیمات متفاوتی برای ساختمان زمین شناسی ایران ارائه دادند، و از آنجاکه منطقه مورد مطالعه در قسمت شرقی پهنه تکتونیکی البرز واقع شده است ویژگی های ساختاری این پهنه با جزییات بیشتری در ادامه بیان می شود.

### ۳-۲- زمین ساخت البرز

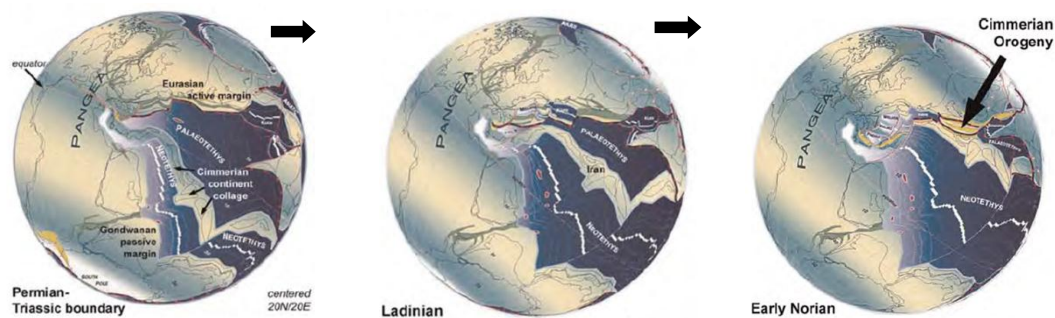
به باور شمار زیادی از زمین شناسان همچون علوی (Alavi, 1996)، رشته کوه البرز بخشی از سلسله

جبال آلپ- هیمالیا می‌باشد که با طولی حدود ۲۰۰۰ کیلومتر، از کوه‌های قفقاز کوچک در ارمنستان و آذربایجان شروع و تا کوه‌های پاراپامیسوس در شمال افغانستان امتداد یافته است (شکل ۲-۲). پوسته البرز حدود ۳۵ کیلومتر ضخامت دارد و شامل ردیف‌های ضخیمی از سنگ‌های پرکامبرین پسین تا عهد حاضر می‌باشد (Tatar, 2001).



شکل ۲-۳- تصویر SRTM از رشته‌کوه البرز در شمال ایران (برگرفته از Ehteshami & Yassaghi 2006)

در پرکامبرین، همه بخش‌های پوسته قاره‌ای ایران امروزی در جنوب استوا 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 پهنه گندوانا جدا شده و با حرکت تدریجی به سمت شمال، طی دوره تریاس پسین (Sengor et al, 1988) به ورقه شمالی برخورد کرده (شکل ۲-۴) و زمین‌درز تتیس کهن را به وجود آوردند (Berberian, 1981).



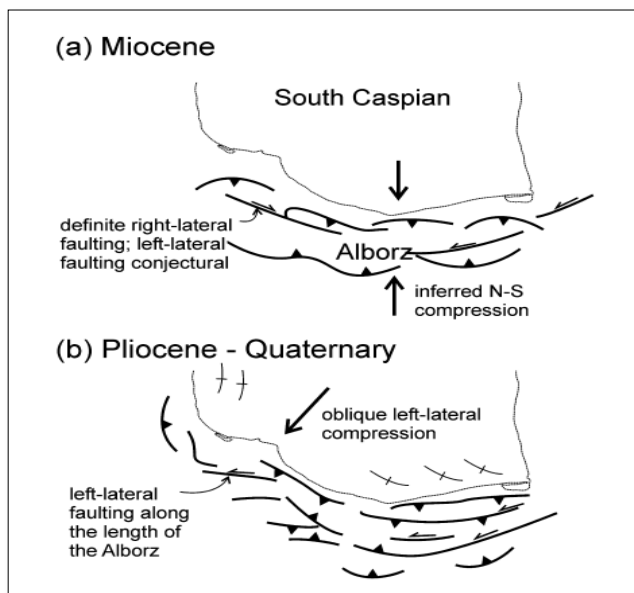
شکل ۲-۴- تاریخچهٔ تکوین ساختاری البرز، خردقارهٔ ایران مرکزی و خاوری، کوه‌های البرز و شمال باختر ایران، در پرمین پیشین با جدا شدن از حاشیهٔ شمال خاوری گندوانا و حرکت به سمت شمال، بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس را در پی داشته است. برخورد این خرده قاره با اوراسیا در اواخر دورهٔ تریاس صورت گرفته است (برگرفته از Fursich et al 2009)

به باور بربریان و همکارانش (Berberian, 1981) در زمان پرکامبرین (پیش از ۶۵۰ میلیون سال قبل)، نواحی البرز، ایران مرکزی، سنندج - سیرجان و زاگرس در حاشیه شمالی قاره گندوانا قرار داشته‌اند و به وسیله اقیانوس تتیس (اقیانوس پرکامبرین) از پهنه کپه داغ و به تبع آن از قاره اوراسیا جدا بوده‌اند.

رحیمی (۱۳۸۱)، این‌طور بیان می‌کند که حوضهٔ فورلند دریایی البرز در آغاز نئوژن به دلیل بالآمدگی فلات ایران و نیز افت سطح جهانی آب‌ها (Vail et al, 1977) به یک فورلند غیردریایی تبدیل شده است. توالی رسوبات از نئوژن تا عهد حاضر در این پهنه، به‌طور عمده از نوع آواری و پلایایی است. رسوبات متعلق به این بازه از چندین سیکل از رسوبات آواری ضخیم شونده و درشت شونده به سمت بالا تشکیل شده است. این سیکل‌های آواری توسط مجموعه‌هایی از رسوبات پلایایی از یکدیگر جدا می‌شوند. سیکل‌های آواری، مجموعه‌های هم‌زمان با کوهزایی هستند که در نتیجه فعالیت نوار چین‌خورده - گسلیده البرز، پیوستن ورقه‌های جدید از پوشش رسوبی فورلند، بالآمدگی و متعاقب آن تجدید حیات فرسایش، تشکیل شده‌اند.



تکامل پوسته البرز در اواخر دوران سنوزوئیک را به این صورت می‌توان بیان کرد که در میوسن تغییر شکل احتمالاً بیشتر فشارشی و همراه با حرکت عموماً راست‌لغز بوده است. حرکت فشارشی بعد از میوسن، که تاکنون نیز ادامه دارد، سبب جابجایی چپ‌لغز شده است. حرکت به سمت باختر پی‌سنگ خزر جنوبی، مسبب این جابجایی چپ‌لغز می‌باشد (Allen and et al, 1977). بنا بر نظر جکسون و همکاران (Jackson, 2002)، رشته‌کوه البرز در حال حاضر تحت کوتاه‌شدگی چپ‌بر مایل قرار دارد؛ ضمن آنکه ساختارهای مبین حرکت چپ‌بر در البرز خاوری بیش از البرز باختری است.



شکل ۲-۵- تکامل ساختاری البرز در اواخر دوران سنوزوئیک؛ تغییر شکل در میوسن بیشتر به صورت فشارشی همراه با حرکات راست‌لغز و بعد از میوسن به سبب جابجایی به سمت باختر خزر جنوبی، حرکات غالب به طور عمده از نوع چپ‌بر می‌باشد (Allen et al 2003).

## ۲-۴- تاریخچه چینه‌ای البرز

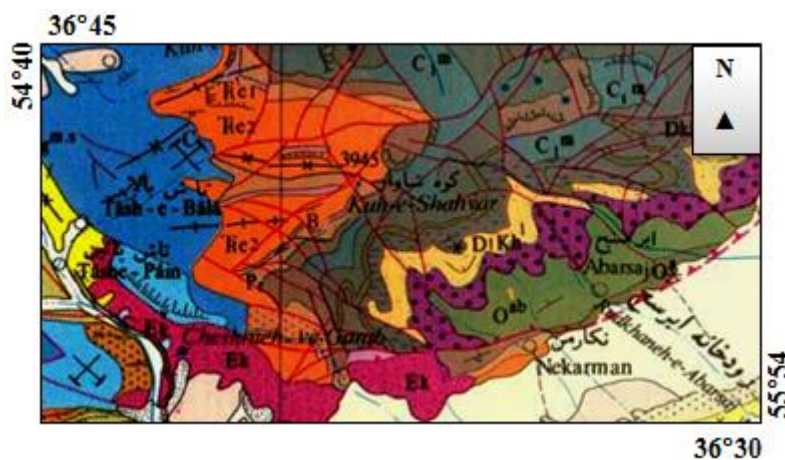
یافته‌های دیرینه‌شناختی امروز البرز، گویای آن است که کهن‌ترین سنگ‌های رخنمون شده

البرز، سازند کهر است. در زمان پالئوزوئیک - مزوزوئیک حوضه رسوبی دامنه شمالی البرز عمیق تر از دامنه جنوبی بوده است در حالی که از سنوزوئیک به بعد شرایط دیرینه جغرافیایی تغییر عمده کرده و در حالی که در دامنه شمالی گسلش راندگی و فرایش روی داده است، در دامنه جنوبی البرز، دریای پس رونده، کم ژرفا و در حال فرونشستی وجود داشته که در آن چند هزار متر انباشته های آذرآواری - تخریبی همزمان با کوهزایی بر جای گذاشته شده است.

## ۲-۵- معرفی منطقه مورد مطالعه

### ۲-۵-۱- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه محدوده نکارمن - تاش می باشد که با طول شرقی  $54^{\circ}40'$  تا  $54^{\circ}55'$  و عرض شمالی  $36^{\circ}30'$  تا  $36^{\circ}45'$  در دامنه جنوبی البرز شرقی واقع شده است. این منطقه از سمت شمال با گرگان، از سمت جنوب غربی با روستای تاش و مجن در ارتباط است و از قسمت جنوبی منطقه به ارتفاعات پست و همواری مرتبط است که در شکل (۲-۷) نقشه زمین شناسی منطقه مشاهده می گردد.



شکل ۲-۶- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان)

### ۲-۵-۲- زمین ریخت‌شناسی منطقه مورد مطالعه

از نگاه ریخت‌شناسی، منطقه مورد مطالعه شامل نواحی مرتفع و بخش‌های پست و فلات‌گونه می‌باشد. واحدهای رسوبی چین‌خورده، ارتفاعات شمالی منطقه مورد مطالعه را تشکیل داده‌اند و بخش‌های جنوبی که نواحی پست را تشکیل می‌دهند، عمدتاً توسط نهشته‌های کواترنری پوشیده شده است. البته در بخش جنوبی محدوده مورد مطالعه، چین‌خوردگی واحدهای رسوبی و آتشفشانی سازند کرج و همچنین آتشفشانی‌های سیاه‌کوه ارتفاعات نسبتاً بلندی را نسبت به مناطق اطراف تشکیل داده‌اند.

### ۲-۵-۳- چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه

توالی‌های مربوط به پالئوزوئیک منطقه، شامل سازندهای لالون، ابستو (لشکرک)، ابرسج، سلطان میدان، پادها، خوش‌بیلاق، مبارک، دورود و روته می‌باشند. سازندهای الیکا، شمشک و رسوبات کرتاسه توالی‌های مزوزوئیک این ناحیه را تشکیل می‌دهند. واحدهای مربوط به سنوزوئیک شامل سازندهای فجن، کرج، واحدهای مارنی و مارن گچ دار نئوژن (سازند قرمز زیرین) و نهشته‌های کواترنری می‌باشند.

در این فصل به بررسی ویژگی‌های سازندهای رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه پرداخته می‌شود. با توجه به اینکه بر روی این سازندها اندازه‌گیری ضخامت انجام نگرفته، ستون چینه‌نگاری سازندهای پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک، بدون مقیاس ترسیم گشته است.

## ۲-۵-۳-۱- واحدهای سنگی پالتوزوئیک

### ۲-۵-۳-۱-۱- سازند لالون

مقطع تیپ سازند لالون در البرز مرکزی به وسیله آسرتو (۱۹۶۳) معرفی شده است.

ضخامت آن ۵۸۲ متر و اساساً شامل:

ماسه سنگ آרקوزی قرمز تا گلی رنگ به ضخامت ۴۹۷ متر.

شیل ها و ماسه سنگ های قرمز بین لایه ای به ضخامت ۳۵ متر.

بخش فوقانی آن به ضخامت ۵۰ متر با نام کوارتزیت به عنوان لایه کلید در تشخیص سازند لالون

مفید است. تنها فسیلی که در سازند لالون یافت شده از شیل های زیر کوارتزیت در ساحل خلیج

فارس به دست آمده که به گونه ای از تریلوبیت ردلیشیا (Redlishia) تعلق دارد و مشخص کامبرین

زیرین است (اشتوکلین، ۱۹۷۲).

این سازند در قسمت شمال غربی منطقه قرار داشته و شامل ماسه سنگ کوارتزی قرمز می باشد.

### ۲-۵-۳-۱-۲- سازند ابستو (لشکرک)

این سازند در قاعده از ماسه سنگ و دولومیت تشکیل شده است. برش الگوی سازند لشکرک از

پایین به بالا، شامل سه واحد زیر است:

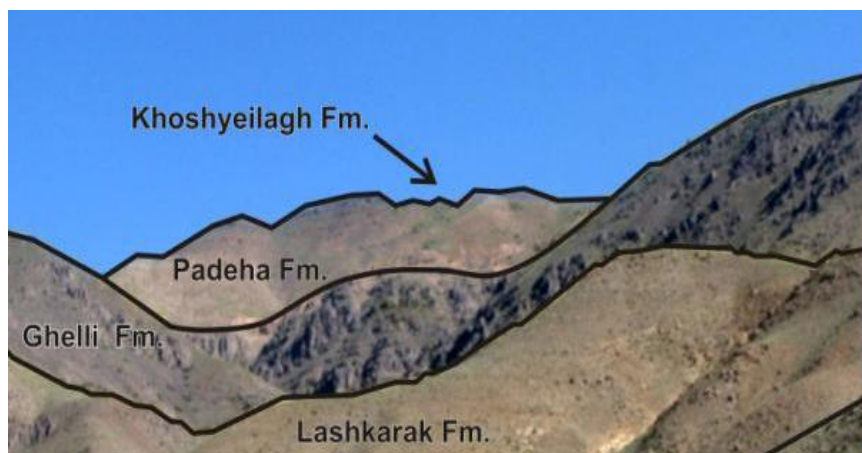
شیل و ماسه سنگ که پایین آن یک افق ۶۰ متری از دولومیت زرد تا سرخ چرت دار و بدون فسیل.

سنگ آهک گره دار به رنگ سرخ همراه با تناوبی از مارن، دارای تریلوبیت، سیستویید و بازوپا

تناوبی از شیل و ماسه سنگ همراه با لایه های نازکی از سنگ آهک بی فسیل.

در ناحیه مورد مطالعه سازند لشکرک شامل ماسه سنگ و شیل و سنگ آهک نازک لایه خاکستری

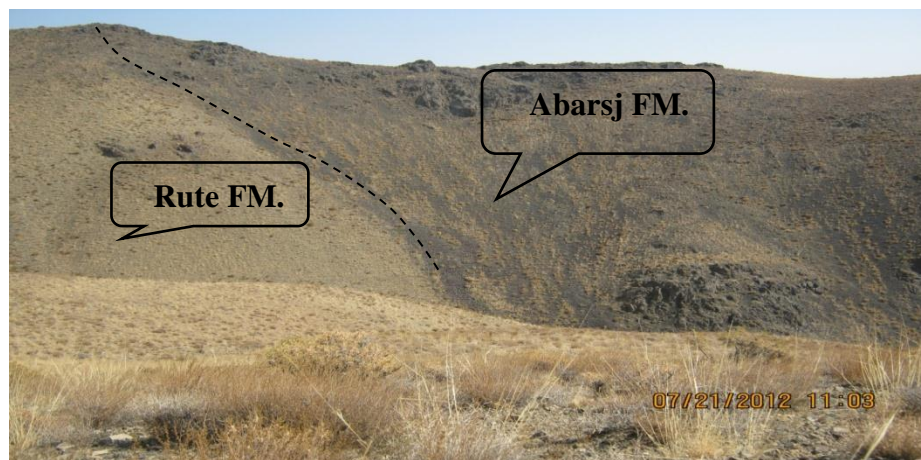
می باشد. مرز بالایی این سازند به واسطه یک نبود چینه ای به سازند ابرسج (قلی) میرسد.



شکل ۲-۷- نمایش همبری سازند های لشکرک، ابرسج (قلی) و پادها در ناحیه ابرسج

### ۲-۵-۳-۱-۳- سازند ابرسج

این سازند با سن اردویسین، در منطقه مورد مطالعه شامل رخساره‌های شیلی، ماسه سنگ و ماسه سنگ کوارتزی است. رخنمون این سازند در بخش‌های جنوبی منطقه و از بالای روستای نکارمن به سمت شرق قابل مشاهده است (شکل ۲-۹). همبری فوقانی این نهشته‌ها در بخش‌هایی با سازند سلطان میدان، به صورت ناپیوستگی فرسایشی می‌باشد.

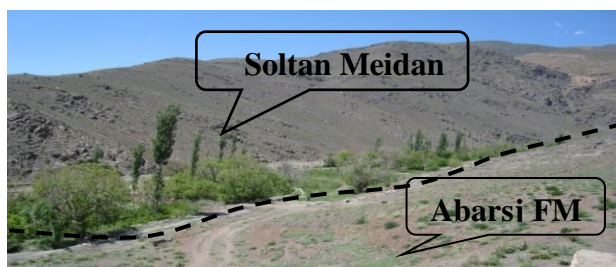


شکل ۲-۸- تصویری از رخنمون سازند ابرسج (قلی)، در شمال روستای ابرسج (دید به سمت شمال)

## ۲-۵-۳-۱-۴ - سازند سلطان میدان

یکی از واحدهای سنگ چینه‌ای سیلورین البرز خاوری، بازالت‌های سلطان میدان است که جایگاهی بین سنگ‌های اردویسین و دونین دارد. از جنوب گرگان (دشت سلطان میدان در جنوب باختری گرگان، مینودشت) تا شمال و شمال غرب شاهرود (گردنه خوش‌بیلاق، تیل‌آباد، ابرسج و نکارمن)، گدازه‌های بازالتی حدود ۲۵۰ تا ۷۰۰ متر ضخامت داشته و ژنی (Jenny, 1977) برای این گدازه‌ها نام بازالت‌های سلطان میدان را انتخاب کرده است. این سازند در مجموع از اسپیلیت، بازالت، آندزیت پورفیریک، آندزیت-بازالت و توف‌های به رنگ قرمز و سبز تشکیل شده است. در برخی نقاط چند متر کنگلومرا و ماسه‌سنگ سبز در داخل آن دیده می‌شود که وجود این کنگلومرا سبب شده تا برخی زمین‌شناسان از جمله اشتامفلی (Stampfli, 1978)، این سازند را به دو بخش تقسیم کرده و بخش زیرین را به اردویسین نسبت دهند. سن پرتوسنجی این گدازه‌ها به زمان‌های گوناگون (کامبرین، کربونیفر، اوایل ژوراسیک، آغاز تریاس) اشاره دارد که با جایگاه چینه‌شناسی آن هماهنگی ندارد (آقابات، ۱۳۸۳).

این سازند در قسمت شمالی روستاهای ابرسج و نکارمن رخنمون داشته و از سمت شرق گسترش نسبتاً زیادی دارد و گاهی در آن گدازه بالشی نیز مشاهده می‌شود. در ناحیه مورد مطالعه، سازند سلطان میدان در بخش‌های جنوبی منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۰).



شکل ۲-۹- تصویری از رخنمون سازند سلطان میدان در شمال روستای ابرسج

## ۲-۵-۳-۱-۵- سازند پادها

سازند پادها، که رخنمون آن در بخش‌های جنوبی منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود، به سن دونین زیرین می‌باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳). اهری‌پور و همکاران (Aharipour et al, 2010)، این سازند را به سه بخش تقسیم کرده‌اند:

بخش ۱ با یک مرز ناپیوسته بر روی بازالت‌های سلطان میدان قرار می‌گیرد. این بخش، در ناحیه خوش‌بیلاق، به طور عمده شامل ارتو تا پاراکنگلومرالهای قرمز می‌باشد. قطعات آتشفشانی فراوان-ترین اجزاء آن می‌باشند، اما خرده‌سنگ‌های مادستونی و سیلتستونی نیز در آن فراوانند.

بخش ۲ متشکل از ماسه‌سنگ‌های کوارتز آرنایتی سفیدرنگ می‌باشد. این بخش حاوی تناوبی از ماسه‌سنگ‌های کوارتز آرنایتی سفید، آرکوزی و گری‌وکی با شیل‌های قرمز می‌باشد. در قسمت‌های فوقانی بخش ۲، چندین لایه خاک قدیمی قرمز (کالکریت) مشاهده می‌شود.

بخش ۳ در مقایسه با عضوهای قبلی، علاوه بر سنگ‌های سیلیکاته آواری، دارای لایه‌های کربناته نیز می‌باشد. قسمت کربناته بخش ۳ شامل واحدهای زیر می‌باشد:

۱- کالکریت‌های فراوان با رنگ مایل به زرد و دولوکریت‌های حاوی ریشه‌های آهکی (ریزولیت)

۲- سنگ آهک‌های نازک لایه حاوی دوکفه‌ای و استراکودهای بسیار کوچک

۳- سنگ آهک و دولومیت برشی شده

دولومیت با لامیناسیون خیلی ظریف.

این سازند در این منطقه با ماسه سنگ و شیل و ماسه سنگ آهکی مشخص می‌گردد.

## ۲-۵-۳-۱-۶- سازند خوش‌بیلاق

سازند خوش‌بیلاق که در بخش‌های شمالی گسل شاهوار در منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود، به

عنوان الگوی سنگ‌های دونین میانی و بالایی البرز خاوری، یکی از ستبرترین ردیف‌های دونین البرز است که میان سازند سلطان میدان در پایین و سازند مبارک در بالا قرار دارد. برش الگوی این سازند توسط بزرگ‌نیا (Bozorgnia, 1973) در گردنه خوش‌بیلاق مطالعه و معرفی شده است. بر اساس فراوانی انواع بازوپایان، کنودونت‌ها، تنناکولیتس، تریلوبیت، مرجان و مهره‌داران، سنی معادل دونین میانی تا فوقانی برای این سازند در نظر گرفته شده و به چهار بخش تقسیم گشته است (آقنابتی، ۱۳۸۳):

الف- واحد آواری پائینی شامل تناوب کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلتستون و شیل با میان لایه‌های تیره رنگی از سنگ آهک.

ب- واحد کربناته پائینی شامل آهک سرشار از فسیل، آهک آرژیلی- سیلتی، سنگ آهک زیست تخریبی و آهک دولومیتی.

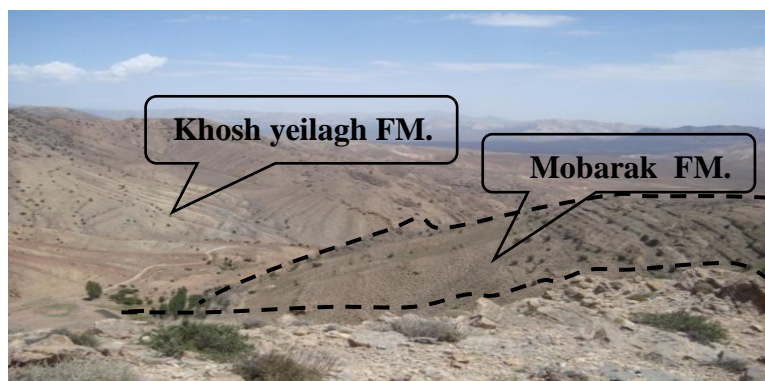
ج- واحد آواری بالایی متشکل از ماسه‌سنگ سرخ و قهوه‌ای که سیمای یک لایه کلیدی را دارد.

د- واحد کربناته بالایی شامل آهک پُرفسیل، سنگ آهک زیست تخریبی، شیل آهکی و آهک رسی. لیتولوژی این سازند در منطقه شامل گنگلومرا و ماسه سنگ و آهک بوده و در قسمت های شمال روستاهای نکارمن و تاش رخنمون دارد.

## ۲-۵-۳-۱-۷- سازند مبارک

سنگ‌های شناخته شده کربونیفر ایران، بیشتر به سن کربونیفر زیرین تا اوایل کربونیفر بالایی هستند. سنگ‌های کربونیفر در این منطقه متعلق به سازند مبارک است که از سنگ آهک‌های نازک و متوسط لایه به رنگ خاکستری تیره، آهک‌های شیلی و شیل‌های سیاه‌رنگ تشکیل شده (شکل ۲-۱۰) و به صورت پراکنده در بخش های مختلف منطقه رخنمون دارد. (آقنابتی، ۱۳۸۳).

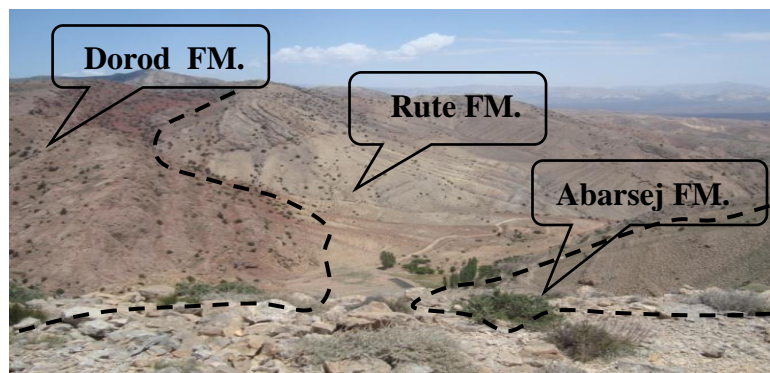




شکل ۲-۱۰- تصویری از رخنمون سازند مبارک در ناحیه شاهوار

### ۲-۵-۳-۱-۸- سازند دورود

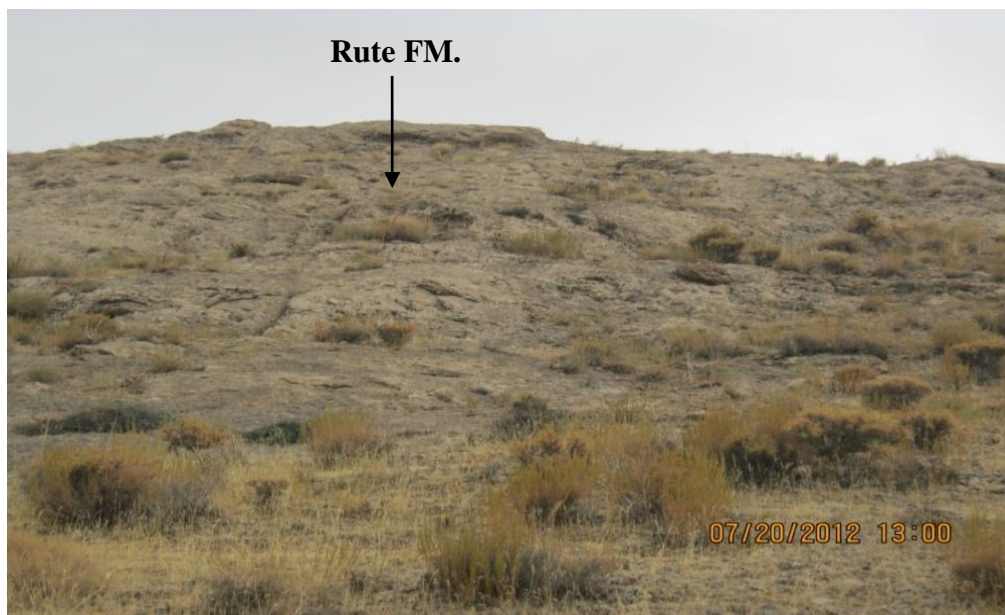
این سازند با سن پرمین زیرین، در منطقه مورد مطالعه شامل رخساره‌های آواری (کنگلومر، ماسه-سنگ، سیلتستون و شیل) و کربناته (سنگ‌های آهکی فوزولین‌دار) است. رخنمون این سازند در بخش جنوبی منطقه قابل مشاهده است (شکل ۲-۱۱). همبری تحتانی این نهشته‌ها با سنگ‌های شیل و ماسه‌ای سازند ابرسج و همبری فوقانی آن با رسوبات سازند روته، به صورت ناپیوستگی فرسایشی می‌باشد (مختارپور، ۱۳۷۶).



شکل ۲-۱۱- تصویری از رخنمون سازند دورود در شمال روستای نکارمن

## ۲-۵-۳-۱-۹- سازند روته

به عنوان دومین چرخه رسوبی پرمین بالایی البرز - آذربایجان، در سال ۱۹۶۳ توسط آسرتو، در دره روته (شمال خاوری روستای روته)، به ضخامت ۲۳۰ متر مطالعه و معرفی شد. سازند روته را می توان در گستره وسیعی از البرز خاوری (خوش بیلاق، تیل آباد، خاور گرگان و...)، البرز مرکزی و آذربایجان مشاهده کرد. به طور معمول در همه جا سازند روته فقط یادآور سنگ های خاکستری چهره ساز است. رخنمون این سازند در بخش جنوبی منطقه قابل مشاهده است (شکل ۲-۱۲). سنگ های آهکی سازند روته با سازند درود در زیر و نسن در بالای آن فصل مشترک ناپیوسته دارد.



شکل ۲-۱۲- تصویری از رخنمون سازند سازند روته در شمال روستای نکارمن

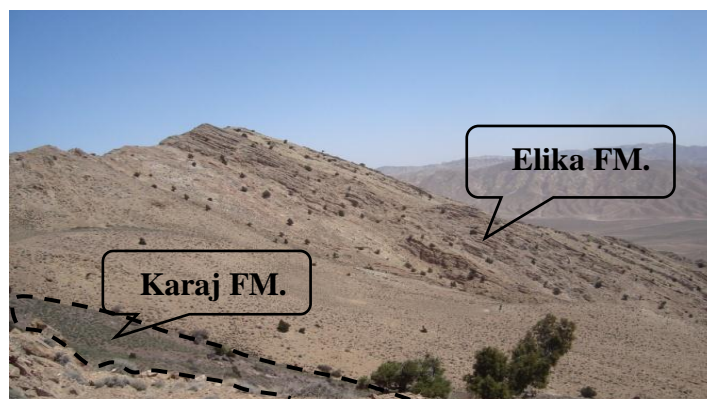
Paleozoic				Lithology	Description
Erathem	System	Seri	Formation		
Paleozoic	Permian	Middel	RUTEH		Meddium bedded Limeston
		Lower	DORUD		Sandston, Shale, Limeston, Sandston
	Carboniferous	Lower	MOBARAK		Thin bedded with intercaletion of marly Limeston
	Devonian	Middel? Upper	KHOSHI-YEILAGH		Limeston, Shale, Limeston, Dolomite
		Lower	Padeha		Sandstone, Shale, Dolomite
	Silurian		SOLTAN-MEIDAN		Spillite, Basalt, Andesite porphiric
	Ordovician	Upper	ABARSEJ (ghelli)		Shale, Sandstone
		Lower	LASHIKARAK (ABASTU)		Sandstone, Shale, Limeston
	Combrrian	Lower	LALUN		Red quartzitic sandstone

شکل ۲-۱۳- ستون چینہ شناسی پالئوزویک

## ۲-۵-۳-۲- واحدهای سنگی مزوزوئیک

### ۲-۵-۳-۱- سازند الیکا

سازند الیکا در این ناحیه مشابه مقطع تیپ شامل دو بخش زیرین و بالایی است. بخش زیرین به سن تریاس زیرین و به طور عمده از سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه‌دار آثاری زیستی فراوان (آهک ورمیکوله) تشکیل شده است. بخش بالایی آن به سن تریاس میانی، شامل تناوبی از سنگ آهک دولومیتی و دولومیت متوسط تا ضخیم لایه است (شکل ۲-۱۴). این بخش با یک افق ضخیم ماسه‌سنگی از بخش زیرین تفکیک می‌شود. این سازند ارتفاعات بلندی را در بخش جنوبی و مرکزی این منطقه تشکیل می‌دهد. مرز زیرین سازند الیکا با سازند روته و مرز بالایی آن با سازند شمشک هر دو با یک افق فرسایشی مشخص می‌گردد (شهرابی، ۱۳۷۸).



شکل ۲-۱۴- نمایی از سازند الیکا در شمال روستای تاش

### ۲-۵-۳-۲- سازند شمشک

آسرتو (Assereto, 1966)، برش الگوی این سازند را در شمال تهران معرفی نمود. وی این سازند را به چهار بخش تقسیم کرده که به ترتیب از پایین به بالا شامل ماسه‌سنگ پایینی، سری ذغال‌دار

پایینی، ماسه‌سنگ بالایی و سری ذغال‌دار بالایی می‌باشد. در این منطقه، سازند شمشک به صورت پراکنده در بخش‌های جنوبی و باختری رخنمون داشته و در یک نگاه کلی از ماسه‌سنگ، شیل‌های خاکستری تیره تا سیاه، سیلتستون و کنگلومرا تشکیل شده است (شکل ۲-۱۵).



شکل ۲-۱۵-نمایی از سازند شمشک در شمال روستای تاش

## ۲-۵-۳-۲- رسوبات کرتاسه

این رسوبات در قسمت جنوب غربی منطقه مورد مطالعه و در بخش جنوبی روستای تاش پایین قرار دارد. رسوبات کرتاسه در این ناحیه شامل سنگ آهک و آهک‌های مارنی می‌باشد. این رسوبات به صورت ناپیوسته بر روی سازند شمشک قرار گرفته‌اند.

Mesozoic				Erathem	Description
				System	Seri
	Cretaceous				Marly Limestone
	Triassic	Lower --- Mittel ELIKA		Thin bedded Dolomite Thicke bedded Dolomite Thin bedded Limestone	

شکل ۲-۱۶- ستون چینه شناسی مزوزویک

## ۲-۵-۳-۳- واحدهای سنگی سنوزوئیک

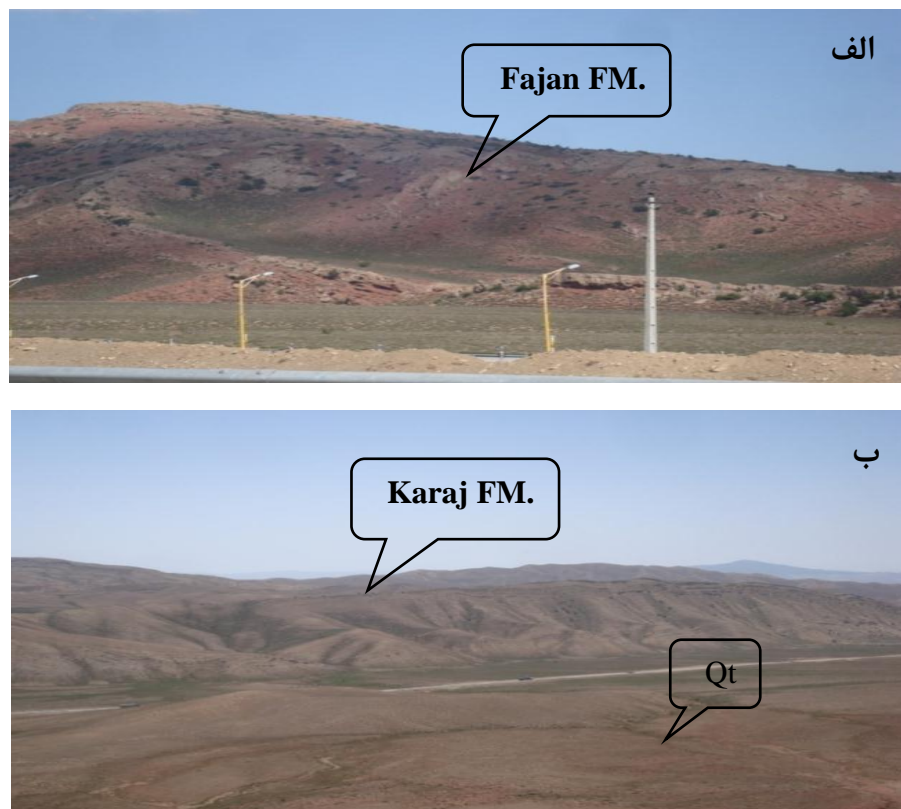
### ۲-۵-۳-۳-۱- سازند فجن

سازند تخریبی فجن به سن پالتوسن (اوسن زیرین)، نشانگر چرخه‌های فرسایشی پس از رویداد کوهزایی لارامید است که به طور عموم ردیف‌های کهن‌تر را با ناپیوستگی می‌پوشاند. برش الگوی این سازند را دلنباخ (Dellenbach, 1964)، در ۱۰۰ کیلومتری خاور تهران به ضخامت ۱۵۰۰ متر اندازه‌گیری کرده است. از نگاه سنگ‌شناختی، این سازند شامل ضخامت متغیری از کنگلومرای پلی-ژنتیک، ماسه‌سنگ‌های سرخ رنگ و مارن‌های ماسه‌ای است (شکل ۲-۱۷-الف). این سازند در منطقه مورد مطالعه در حدفاصل روستاهای نکارمن و تاش رخنمون دارد.

### ۲-۵-۳-۳-۲- سازند کرج

سازند کرج (اوسن میانی) به عنوان یکی از شاخص‌ترین واحدهای سنگ چینه‌ای البرز جنوبی، شامل توالی تقریباً ستبری از توف‌های سبزرنگ، سنگ‌های رسوبی و گدازه‌های آتشفشانی و به ندرت تبخیری است. ددوال (Dedual, 1967)، در دره کرج برشی از این سازند را معرفی و آن را سازند کرج نامید. اگرچه سازند کرج یادآور توف‌های سبز البرز جنوبی است، ولی در برش الگو و همچنین در دیگر رخنمون‌ها، سازند کرج ترکیب سنگ‌شناسی همگن ندارد؛ به همین رو، در برش الگو با ۳۳۰۰ متر ضخامت، به پنج عضو تقسیم شده که از پائین به بالا عبارتند از: بخش‌های شیل پائینی، توف میانی، شیل آستارا، توف بالایی و شیل کندوان (آقانباتی، ۱۳۸۳).

لیتولوژی این سازند در منطقه، شامل آهک‌های ماسه‌ای و شیل می‌باشد که بصورت ناپیوسته بر روی سازند فجن نهشته شده‌اند. در بخش جنوب باختری منطقه نیز رخنمونی از این سازند در کنار پادگانه‌های جوان و مخروط افکنه آبرفتی (Qt) قابل مشاهده است (شکل ۲-۱۷-ب).



شکل ۲-۱۷- تصاویری از رخنمون سازندهای سنوزوئیک در جنوب روستای تاش، الف- سازند فجن ب- سازند کرج (دید به سمت شمال)

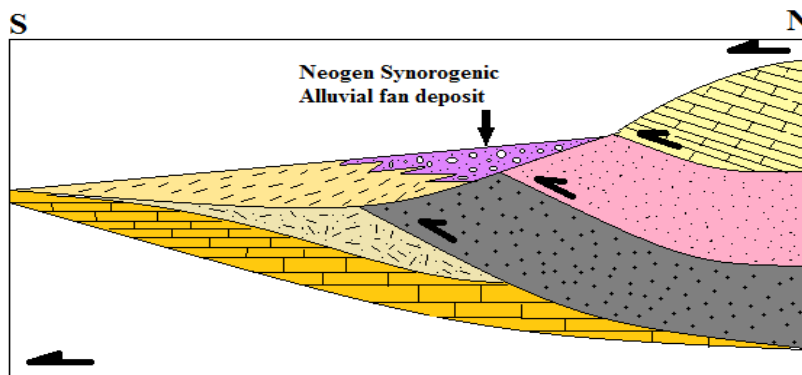
### - محیط رسوبی نهشته‌های نئوژن

در زمین‌شناسی ایران این باور وجود دارد که رخداد زمین‌ساختی پیرنئن، اثر قابل توجهی بر دیرینه جغرافیای ایران به ویژه البرز داشته، به گونه‌ای که در نتیجه آن، با پسروی دریا، تمام البرز به خشکی گسترده‌ای تبدیل شده و به همین جهت، ردیف‌های آلیگوسن در البرز وجود ندارد (آقاناتی، ۱۳۸۳).

در مرز آئوسن- آلیگوسن، رخداد زمین‌ساختی پیرنئن موجب خروج گسترده البرز جنوبی از آب شده است؛ به همین رو سنگ‌های آلیگوسن و حتی نئوژن البرز جنوبی گسترش بسیار محدود دارند و اغلب ردیف‌های انباشته شده در حوضچه‌های بین کوهی با شرایط اکسیدی هستند که نهشته



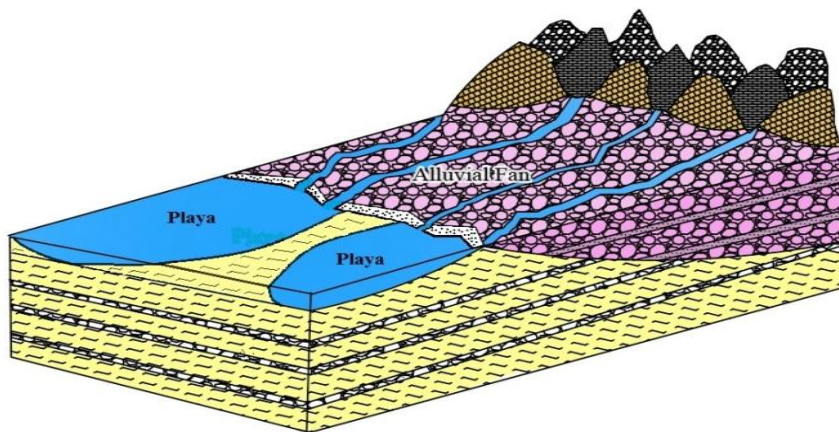
های نئوژن منطقه مورد مطالعه نیز در چنین محیط‌هایی ته‌نشست یافته‌اند. حوضه دریایی البرز در آغاز نئوژن، به دلیل بالآمدگی فلات ایران و نیز افت سطح جهانی آب‌ها به یک فورلند غیر دریایی تبدیل شد (Vail et al, 1977). توالی رسوبات از نئوژن تا عهد حاضر، در این پهنه عمدتاً از نوع آواری و پلایایی است. رسوبات متعلق به این بازه از چندین چرخه از رسوبات آواری به سمت بالا ضخیم شونده و درشت شونده تشکیل شده است. چرخه‌های آواری، مجموعه‌های هم‌زمان با کوهزایی هستند که در نتیجه فعالیت نوار چین‌خورده-گسلیده البرز، پیوستن ورقه‌های جدید از پوشش رسوبی فورلند، بالآمدگی و متعاقب آن تجدید حیات فرسایش، تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۱۸).



شکل ۲-۱۸- کوهزایی آلپی پایانی؛ تراست شدگی و تغییر شرایط رسوبگذاری از دریایی به قاره‌ای در حوضه فورلند (رحیمی، ۱۳۸۱)

با توجه به شواهدی از قبیل انواع رخساره‌های سنگی تخریبی، ریپل مارک‌های نامتقارن در ماسه-سنگ‌ها و سیکل‌های درشت شونده به سمت بالا و وجود لایه‌های ضخیمی از رخساره‌های گراولی و ماسه‌ای به همراه بین لایه‌هایی از رخساره‌های گلی با ضخامت کم، می‌توان بیان داشت که این رسوبات در نزدیکی منشأ و در رودخانه‌های بریده بریده با بستر گراولی که منتهی به محیط‌های دریاچه‌ای می‌شوند، بر جای گذاشته شده‌اند.

رخساره های گراولی در ارتباط با رسوبگذاری از جریان های خرده دار در بخش های بالادست جریان رودخانه بر جای گذاشته شده اند. رخساره های ماسه سنگی نیز در هنگام انتقال و جابجایی رسوبات، به دلیل کاهش سرعت رودخانه و تبدیل رژیم جریانی بالا به رژیم جریانی پائین تشکیل شده اند. رخساره های گلی نیز پس از کاهش شرایط طغیانی و سیلابی به شکل رسوبات خارج کانال و یا به شکل پوشش هایی بر روی سدها و در داخل کانال ها ته نشین شده اند. مارن های میوسن نیز در محیط های دریاچه ای و در شرایط آب و هوایی گرم و خشک که ته نشست بین لایه هایی از ژئوپس و گچ را در پی داشته است، تشکیل شده اند (شکل ۲-۱۹).



شکل ۲-۱۹- مدل رسوبگذاری نهشته های مارنی و کنگلومرای میوسن- پلیوسن (رحیمی، ۱۳۸۱)

در زمان پلیوسن- پلئیسن پیشین، مهمترین رخداد زمین ساختی سراسری و چهره ساز ایران صورت گرفته که با رویداد کوهزایی پاسادنین قابل قیاس است. در ایران هم رخداد پاسادنین ماهیت کوهزا داشته و نهشته های مورد بحث نیز طی این کوهزایی دچار چین خوردگی شده و سیمای امروزی خود را یافته اند.

## ۲-۵-۳-۳-۴- نهشته‌های کواترنری

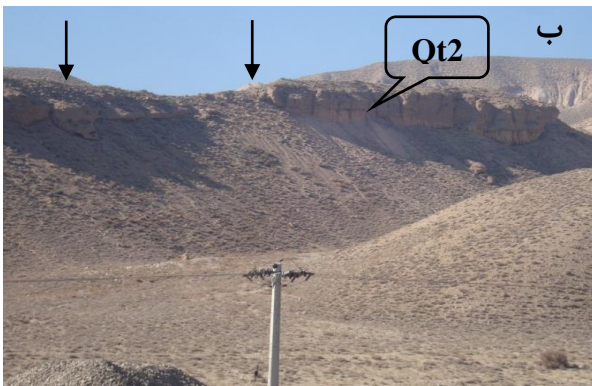
جوان‌ترین رسوبات موجود در منطقه مورد مطالعه، نهشته‌های کواترنری می‌باشند که به صورت رسوبات سخت نشده و یا با فشردگی اندک بوده و بخش وسیعی از ناحیه مورد بررسی را، به ویژه در بخش‌های میانی و جنوبی، می‌پوشانند.

نهشته‌های گراولی پلیوکواترنری ( $Qp1^c$ ) که اندکی متحمل فشردگی شده‌اند، قدیمی‌ترین رسوبات کواترنری منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند (شکل ۲-۲۰-الف) که رخنمون آنها عمدتاً در جنوب خاوری ناحیه مورد بحث و در قسمت پایین دست روستاهای ابرسج و نکارمن و تاش مشاهده می‌شود.

پادگانه‌های آبرفتی کنگلومرایی ( $Qt2$ )، نسبتاً مسطح، قدیمی‌تر و بلندتر از بقیه رسوبات آبرفتی این مقطع زمانی (شکل ۲-۲۰-ب) و همچنین بادبزنی‌های آبرفتی قدیمی‌تر با عنوان  $Q^{t1}$  که در اکثر بخش‌های منطقه و بخصوص در شمال باختری ناحیه مورد مطالعه مشخص می‌باشند (شکل ۲-۲۰-پ).

در بعضی از افق‌ها، کنگلومرای مذکور دارای سیمانی سست می‌باشد. رسوبات آبرفتی دشت‌ها ( $Q^{t2}$ ) که به طور معمول زمین‌های کشاورزی را تشکیل می‌دهند و معمولاً ریزدانه‌تر از کنگلومرای واحد  $Q^{t1}$  بوده و تقریباً فاقد سیمان می‌باشد (شکل ۲-۲۰-ت).

رسوبات آبرفتی بستر رودخانه ( $Q^{al}$ ) نیز جدیدترین رسوبات آبرفتی منطقه مورد مطالعه می‌باشند (شکل ۲-۲۰-ث).



شکل ۲-۲۰- نهشته های کواترنری در منطقه مورد مطالعه؛ الف- نهشته های گراولی نسبتاً سخت شده؛ ب- پادگانه های آبرفتی بر روی رسوبات مارنی میوسن؛ پ- بادبزن های آبرفتی در جنوب نواحی کوهستانی در شمال روستای ابرسج؛ ت- رسوبات ریزدانه آبرفتی؛ ث- رسوبات آبرفتی بستر رودخانه

Cenozoic				Erathem	Lithology	Description
				System		
Paleogene	Neogene	Plio Qu.	Quaternary	Q1	Conglomerate	Conglomerate
				Q2	Conglomerate	Conglomerate
				Q1	Conglomerate	Conglomerate, Loass
				Q1	Conglomerate, Sandstone	Sandstone, Loass
	Eocene	Middle	KARAJ		Marl	Marl
Paleocene	Lower	FAJAN		Conglomerate, Sandstone, Shale	Conglomerate, Sandstone, Shale	

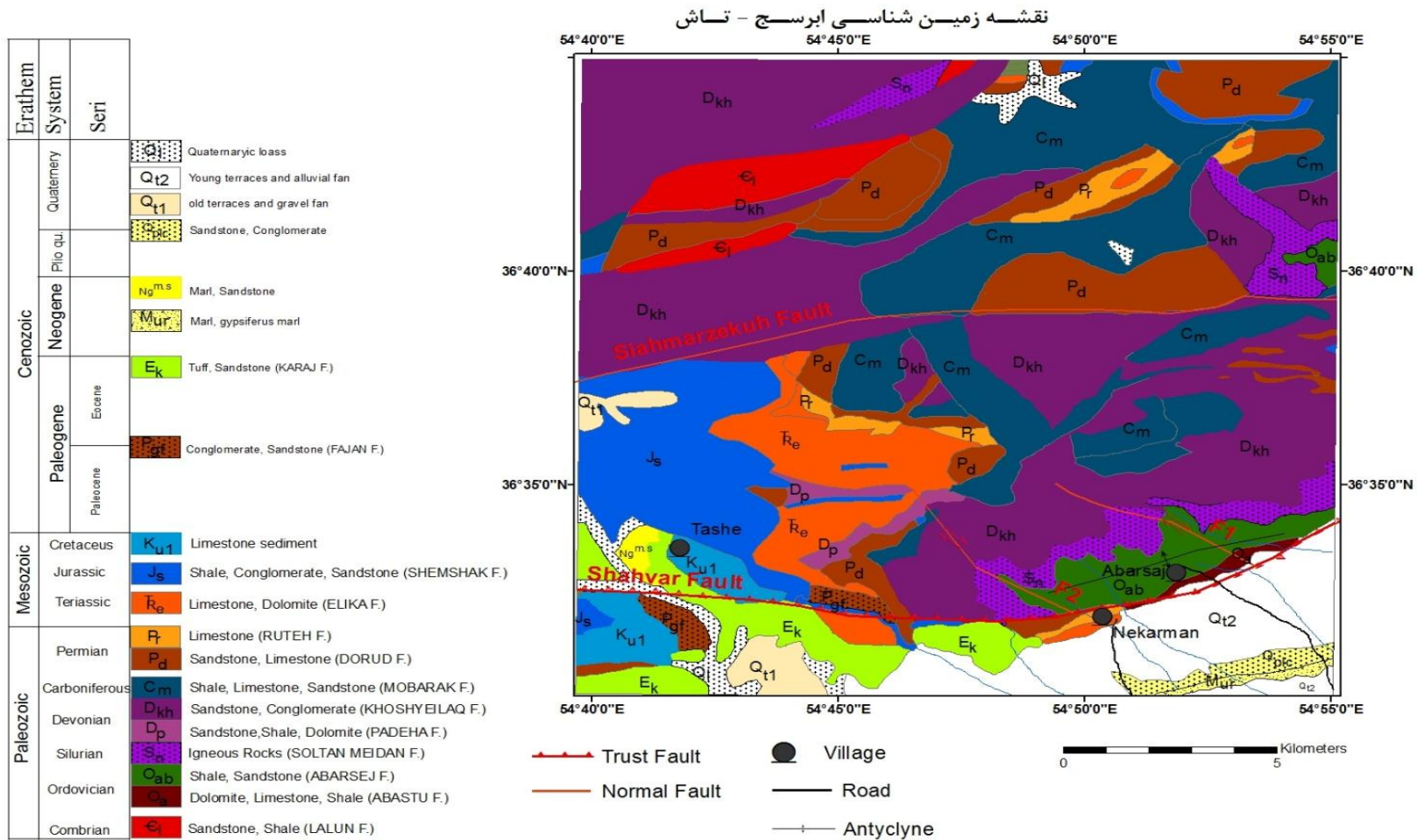
شکل ۲-۲۱- ستون چینه شناسی سنوزویک

## ۲-۵-۴- زمین شناسی ساختاری

با توجه به جایگاه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (البرز خاوری)، ساختارهای این منطقه، اعم از چین ها و گسل ها، از روند کلی شمال خاوری- جنوب باختری این بخش از زون ساختاری- رسوبی البرز، پیروی می کنند. نقش گسل ها بر تحولات زمین ساختی و همچنین تکوین حوضه های ساختاری- رسوبی ایران از دیدگاه زمین شناسان پوشیده نیست. روند اکثر این گسل ها شمال خاوری- جنوب باختری گزارش شده است. این گسل ها به طور عموم مرز واحدهای ساختاری- رسوبی مختلف ایران را تشکیل می دهند و با فعالیت خود، موجب تغییرات عمده در رخساره های سنگی، ستبرای رسوبات و به ویژه تحولات زمین ساختی (ماگماتیسم، دگرگونی، شدت و الگوی چین خوردگی و ...) می شوند و لذا شناخت آنها از نظر زمان شکل گیری، فعالیت و تأثیر بر زمین شناسی و لرزه زمین ساخت ایران بسیار ضروری است.

## ۲-۵-۴-۱- گسلش

گسل های منطقه مورد مطالعه، بخصوص گسل های اصلی، عمدتاً دارای روند شمال خاوری- جنوب باختری هستند. گسل ابر یا همان شاهوار، اصلی ترین ساختار این منطقه می باشند. نامگذاری گسل ها به طور عمده برگرفته از نقشه زمین شناسی گرگان (سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۸۳) می باشد (شکل ۲-۲۲). در این نقشه گسل های دیگری از جمله گسل سیاه مرز کوه مشخص شده است که در مطالعات میدانی به دلیل ارتفاع زیاد (نزدیک به ۴۰۰۰ متر) و پوشیده از برف بودن این منطقه در اکثر ماه های سال امکان برداشت این گسل نبود.



شکل ۲-۲۲- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه ( اقتباس از نقشه چهار گوش گرگان )



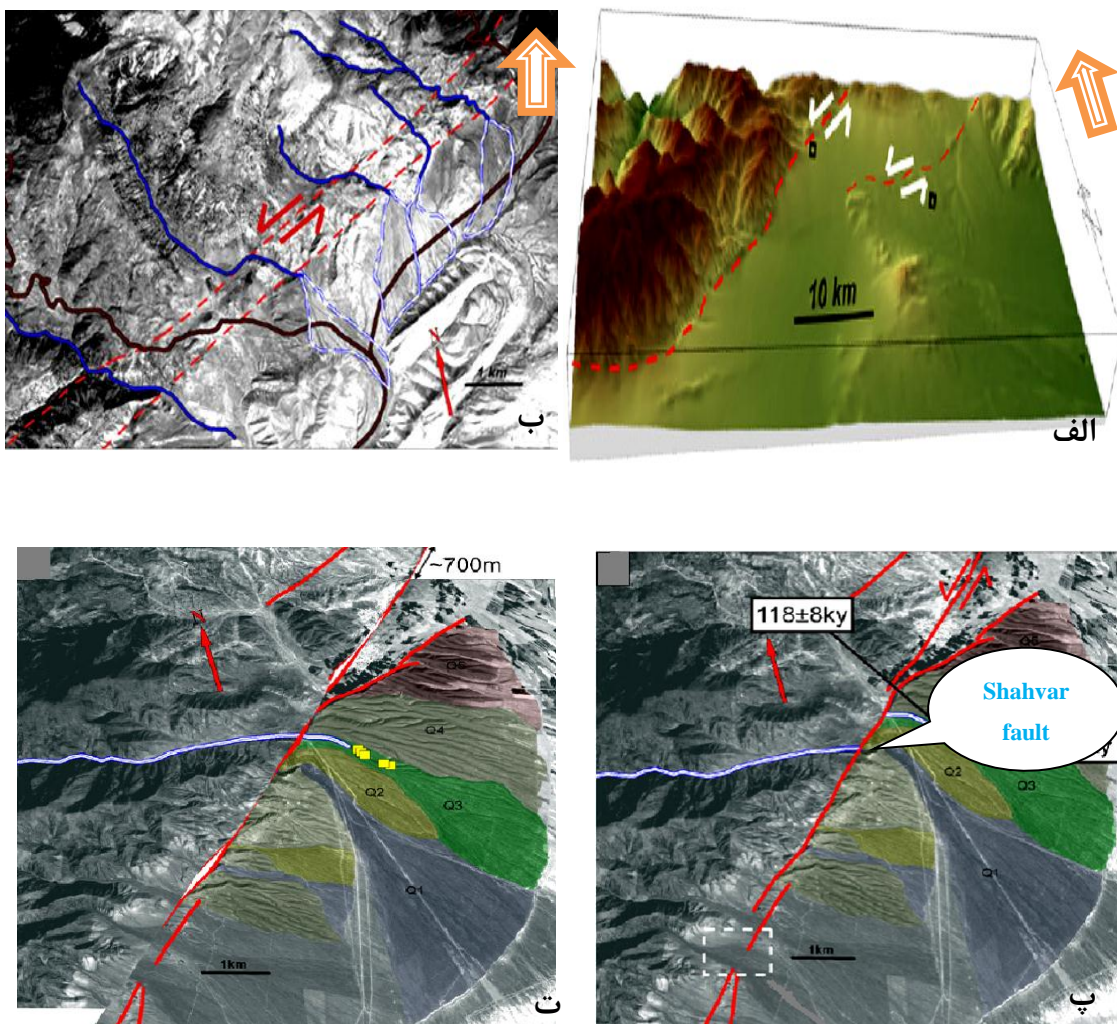


## گسل شاهوار ( ابر )

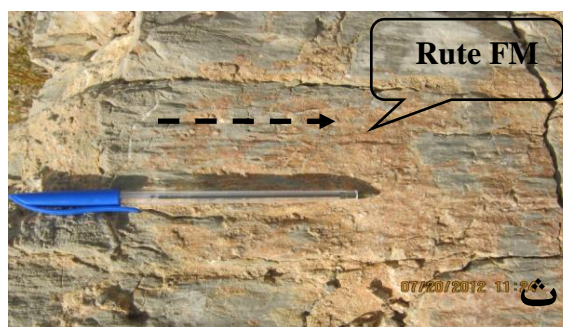
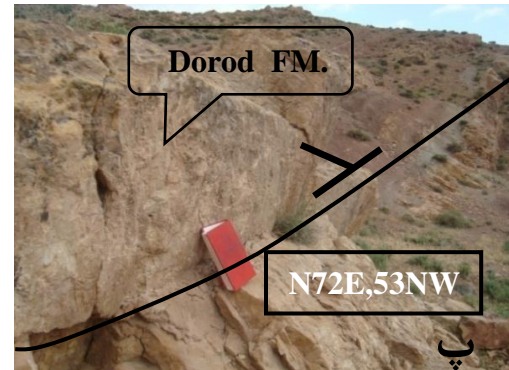
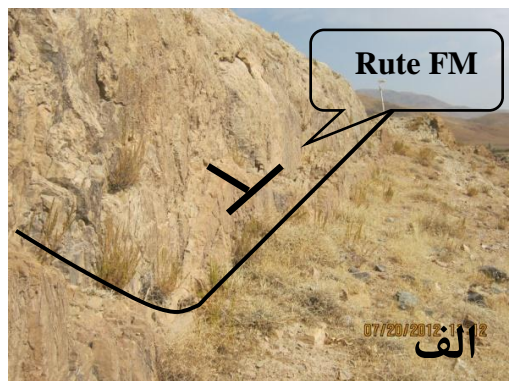
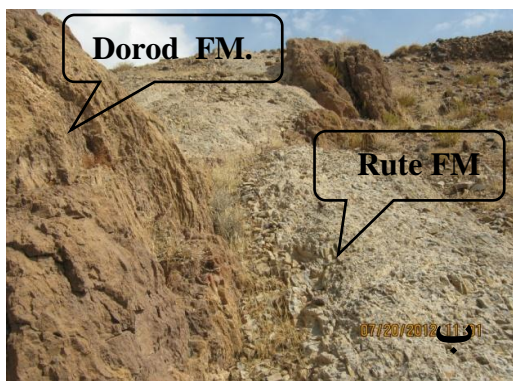
گسل شاهوار یا ابر با روند شمال خاوری - جنوب باختری در جنوب ناحیه مورد مطالعه دیده می‌شود. دنباله باختری این گسل، روندی خاوری - باختری به خود می‌گیرد. در نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه، این گسل با طولی حدود ۵۰ کیلومتر، از نوع راندگی و با مؤلفه امتدادی چپ‌بر و شیب آن به سمت شمال-شمال باختری ذکر شده است. گسل ابر به سمت شمال خاوری احتمالاً به گسل‌های گردنه خوش‌بیلاق متصل می‌گردد و به دلیل به هم ریختگی ناحیه، این گسل اهمیت ویژه‌ای دارد، (جعفریان و جلالی، ۱۳۸۳).

جاوید فخر و همکاران (Javidfakh et al, 2011)، معتقدند گسل ابر با طولی در حدود ۹۵ کیلومتر، بین روستای نکارمن و تیل‌آباد قرار دارد. به اعتقاد ایشان، این گسل با روند شمال خاوری - جنوب باختری، یک گسل امتدادلغز چپ‌بر با مؤلفه شیب لغز معکوس می‌باشد که مرز توپوگرافی مشخص و متمایزی بین نواحی کوهستانی و حوضه‌های کواترنری ایجاد کرده است (شکل ۲-۲۳-الف). سیمای زمین‌ریختی در طول گسل شاهوار به وسیله جابجایی چپ‌بر عوارضی مانند مخروط افکنه‌ها و مسیر رودخانه‌ها مشخص می‌باشد (شکل های ۲-۲۳-ب، پ و ت).

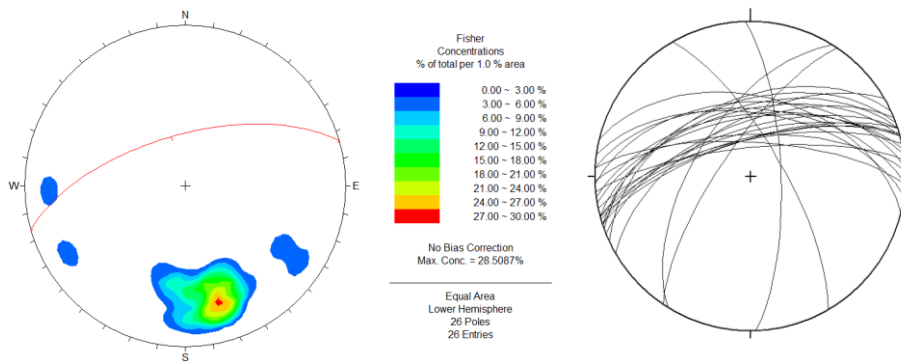
مشاهدات صحرایی و اطلاعات مربوط به سطوح برداشت شده از گسل شاهوار، نشان دهنده سازوکار معکوس همراه با مؤلفه امتدادی چپ‌بر برای این گسل می‌باشد. استریوگرام‌های حاصل از داده‌های برداشت شده از سطح گسل شاهوار شامل نمودار هم‌تراز تراکم داده‌های مربوط به قطب صفحات گسلی نشان می‌دهد که موقعیت غالب بدست آمده برای صفحات گسلی N74E,64NW می‌باشد. سطوح برداشت شده‌ای که روندی متفاوت نسبت به روند کلی گسل شاهوار نشان می‌دهند، احتمالاً گسل‌های فرعی مربوط به گسل اصلی شاهوار می‌باشند.



شکل ۲- ۲۳ - الف- تصویر سه بعدی بخشی از ناحیه مورد مطالعه که نشان می دهد گسل شاهوار (ابر) مرز مشخصی بین نواحی کوهستانی و حوضه های کواترنری ایجاد کرده است؛ ب- انحراف چپ بر آبراهه ها در اثر عملکرد گسل شاهوار؛ پ- مخروط افکنه های کواترنری در طول گسل شاهوار؛ Q<sub>1</sub> تا Q<sub>5</sub> به ترتیب مخروط افکنه های جوان تا قدیمی تر را نشان می دهند. جابجایی مشخصی بین آبراهه های تغذیه کننده مخروط افکنه ها و جایگاه فعلی محور آنها دیده می شود؛ ت- بازسازی جابجایی رخ داده بر اثر عملکرد گسل شاهوار که محور Q<sub>3</sub> را با کانال تغذیه کننده آن منطبق می کند و مقدار جابجایی حدود ۷۰۰ متر را برای آن نشان می دهد (تصاویر برگرفته شده از Javidfakhr et al 2011).



شکل ۲-۲۴ - الف، ب، پ- دیواره گسلی مربوط به گسل شاهوار در شمال روستای نکارمن (دید به سمت شمال مربوط به گسل ابر با سازوکار معکوس و چپ‌بر (دید به سمت N74E,64NW خاوری)؛ ت- سطح گسلی با موقعیت شمال باختری)؛ ث- خش لغزهای موجود در روی سطح گسل.



شکل ۲- ۲۵- الف- نمودار سیکلوگرافیک بدست آمده از داده های برداشت شده از سطح گسل شاهوار؛ ب- نمودار هم تراز ر قطب صفحات گسلی که روند غالب N74E,64NW را برای این گسل نشان می دهد

## فصل سوم

مفاهیم اساسی مورفوتکتونیک و برخی شاخص های آن

### ۳-۱- مورفوتکتونیک

مورفوتکتونیک یا ریخت زمین ساخت را می توان دانش مطالعه اشکال و سیمایهای ایجاد شده در زمین بر اثر فرایندهای تکتونیکی دانست و یا آن را به معنای کاربرد اصول ژئومورفیککی در تحلیل مسائل تکتونیکی تعیین کرد. مورفومتری به معنی اندازه گیری کمی شکل مناظر است. اندازه گیری کمی این امکان را می دهد که تفاوت های چشم اندازها را به راحتی مقایسه نمود و پارامترهایی (شاخص های مورفوتکتونیکی) را بدست آورد، که برای تعیین خصوصیات یک منطقه از لحاظ سطح فعالیت تکتونیکی مفید هستند.

برخی از این شاخص ها در تشخیص سریع ویژگی فعالیت تکتونیکی مورد استفاده قرار می گیرند، و سایر شاخص ها در توصیف کیفی فعالیت نئوتکتونیکی کاربرد دارند. شاخص های ژئومورفیککی در مطالعات تکتونیکی بسیار مفید هستند زیرا برای بررسی تحولات سریع در یک منطقه ی بزرگ مورد استفاده قرار می گیرند، و اطلاعات مورد لزوم آنها نیز به راحتی از نقشه های توپوگرافی و عکس های هوایی بدست می آید. نتایج بدست آمده از چندین شاخص مورفوتکتونیک می توانند با هم ترکیب شوند، و در کنار سایر اطلاعات مانند سرعت فرایش و داده های لرزه ای طبقه بندی منطقه را از نظر فعالیت تکتونیکی فراهم سازند.

### ۳-۲- شاخص گرادیان طول رودخانه (SL)

شاخص گرادیان رودخانه (Stream Length – Gradient Index)، از ابزارهای ارزشمندی به شمار می آید که برای تفکیک نمودن مناطق فعالتر و جهت انجام مطالعات دقیق تر بکار گرفته می شود. این شاخص از رابطه زیر محاسبه می گردد:

$$SL = \frac{\Delta H}{\Delta L} L \quad (\text{رابطه ۳-۱})$$

در این رابطه :

SL : شاخص گرادیان رودخانه

$\Delta H$  : اختلاف ارتفاع بین ابتدا و انتهای مسیر مورد نظر

$\Delta L$  : طول مسیر انتخاب شده

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

مقادیر عددی SL به قدرت رودخانه (برحسب دبی رود شیب سطح آب) بستگی دارد. شاخص گرادیان رودخانه در هنگامی که جزء قائم تغییر شکل بسیار شدید باشد از پارامترهای مهم به‌شمار می‌آید.

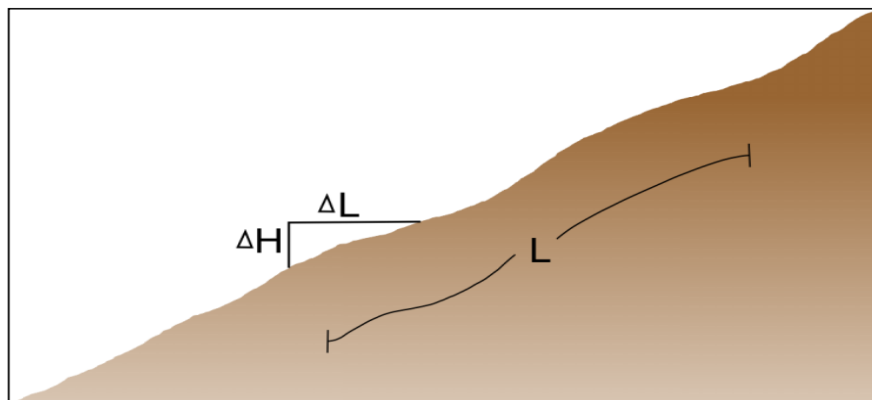
این شاخص همچنین به مقاومت سنگها حساس می‌باشد زیرا سنگ‌های مقاوم، یک کانال با شیب زیاد ایجاد می‌کنند. بنابراین وقتی که آبراهه از سنگ‌های نسبتاً سخت عبور می‌کنند مقدار این شاخص افزایش می‌یابد اما وقتی که از سنگ‌های نرم عبور می‌کند، کاهش می‌یابد. با این وجود تغییر مقدار شاخص گرادیان طول رودخانه، در سنگ‌های دارای مقاومت کم و یا در سنگ‌های از لحاظ مقاومتی یکسان، می‌تواند بیانگر حرکات تکتونیکی فعال و جوان باشد. بنابراین:

مقادیر زیاد SL در سنگ‌های نامقاوم و یا از لحاظ مقاومتی یکسان، می‌تواند بیانگر حرکات تکتونیکی فعال و جوان باشد. مقادیر عددی کوچک این شاخص ( $SL < 1000$ ) را نیز به دو دسته تفسیر نموده‌اند:

– وجود سنگ‌های رسوبی نرم و فراوان

– خردشدگی زیاد سنگ‌های منطقه بر اثر حرکات افقی گسل‌های امتداد لغز که باعث ایجاد منطقه‌ای با مقاومت مکانیکی کمتر و در نتیجه حساس‌تر نسبت به فرایند فرسایش می‌گردد. شاخص گرادیان رودخانه را در مناطق مختلف می‌توان با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی کوچک

مقیاس یا بوسیله نقشه‌هایی رقومی، به سرعت محاسبه نمود و آنها را مورد ارزیابی سریع قرار داد. در شکل (۱-۳) تصویر شماتیک از یک حوضه و چگونگی اندازه گیری پارامترهای مورد نیاز برای محاسبه‌ی این شاخص نشان داده شده است.



شکل ۳-۱- پارامترهای لازم جهت محاسبه شاخص SL (سلیمانی، ۱۳۷۸)

### ۳-۳- منحنی هیپستومتری و انتگرال هیپستومتری (Hi)

منحنی هیپستومتری (Hypsometric Curve)، توزیع ارتفاعات را در راستای عمود بر یک ناحیه توصیف می کند. این منحنی با پیاده نمودن نسبت ارتفاع کل حوضه (ارتفاع نسبی) در مقابل نسبت مساحت کل حوضه (مساحت نسبی) ترسیم می گردد. همانطور که در شکل (۲-۳) نشان داده شده است:

A : مساحت کل حوضه

a : مساحت بخشی از حوضه در بالای یک خط تراز فرضی با ارتفاع h

H : بالاترین ارتفاع در کل حوضه

h : ارتفاع خط تراز انتخاب شده

از روش های ساده در تعیین شکل منحنی هیپستومتری یک حوضه، محاسبه نمودن انتگرال



هیپستومتری (Hypsometry Integral)، برای آن می‌باشد. انتگرال هیپستومتری از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$\text{مقدار عددی انتگرال فرازنا} = \frac{H \text{ mean} - H \text{ min}}{H \text{ max} - H \text{ min}} \quad (\text{رابطه ۲-۳})$$

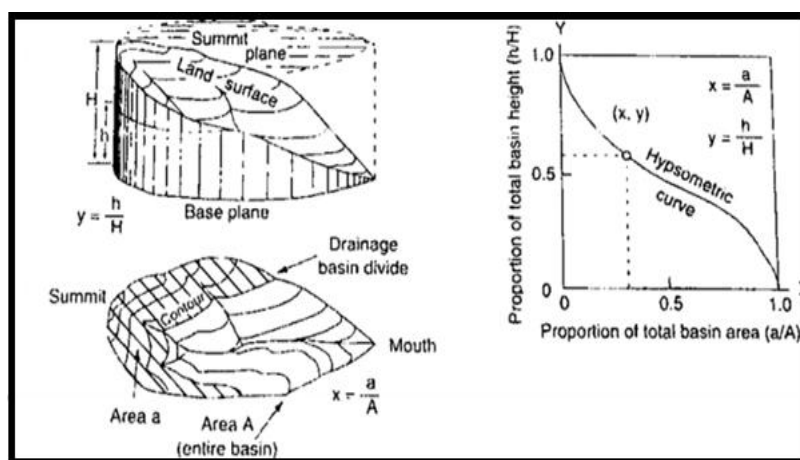
در این رابطه:

H mean : ارتفاع متوسط حوضه

H min : ارتفاع کمینه حوضه

H max : ارتفاع بیشینه حوضه

سه پارامتر فوق به آسانی از روی نقشه توپوگرافی بدست می‌آید. البته ارتفاع متوسط با انجام نمونه‌گیری از ارتفاع ۵۰ نقطه در سطح حوضه و میانگین‌گیری از آنها محاسبه می‌شود. مقادیر عددی بزرگ ( $H_i > 0.5$ ) برای این انتگرال بیانگر توپوگرافی جوان، مقادیر عددی متوسط ( $0.4 < H_i < 0.5$ ) و پایین ( $H_i < 0.4$ ) به ترتیب بیانگر توپوگرافی بالغ و پیر می‌باشد. انتخاب این روش در ابتدای بررسی حوضه مورد نظر برای کسب دید کلی از میزان فعالیت شاخه‌های مختلف، مناسب به نظر می‌رسد.



شکل ۳-۲- تصویر شماتیک برای پارامترهای لازم برای رسم منحنی هیپستومتری (Keller et al, 2002)

### ۳-۴- شاخص سینوسیته جبهه کوهستان (Smf)

حالت سینوسی شکل جبهه‌ی کوهستان (Mountain - Frount Sinusity)، بستگی به گذشت زمان کافی از وقوع گسلش دارد. جبهه های کوهستانی دارای حالت خطی و یا منحنی - خطی (بر روی نقشه)، مقدار سینوسیته کمی داشته و این موضوع حاکی از حرکات جوان بر روی قطعات گسلی در این جبهه های کوهستانی می باشد.

جریان آب فرآیند غالب شکل دهنده سیمای جبهه ی کوهستان در حالت سکون و آرامش تکتونیکی است. جریان آب به وسیله جابجایی مقدار کمی از سنگ ها، فرسایش بستر رودها را تا سطح اساس با سرعت زیادی انجام می دهند. سپس کف دره ای که در آن جریان دارند را با جابجایی حجم زیادی از مواد فرسایش یافته از دامنه ارتفاعات به آهستگی عریض می نماید.

تمرکز حداکثری قدرت جریان آب در دهانه دره ها موجب فرورفتگی های حاصل از فرسایش می شود و دره های وسیع تری را ایجاد می کند که نتیجه آن سینوسیته ی بالای پیوندگاه کوهستان - دشت می باشد. فرایش با سرعت پایین ممکن است ادامه داشته باشد اما فرسایش جریان توسط آب بر فرایش تکتونیکی غلبه می کند.

قسمت هایی از جبهه‌ی کوهستان که بین جریان های اصلی آب قرار دارند، با سرعت کمتری فرسایش می یابد و در آنها فرورفتگی های کمتری ایجاد می شود.

اگر در یک منطقه سنگ های مقاوم باشد که فرسایش پذیری پایینی دارند اما سینوسیته بالا دیده می شود، می توان نتیجه گرفت منطقه فعالیت پایین تکتونیکی دارد و گسل غیر فعال است که با گذشت زمان زیادی از زمان وقوع گسلش، سنگ های مقاوم نیز فرسایش یافته اند.

اگر در یک منطقه سنگ های سست با فرسایش پذیری بالا وجود داشته باشد اما سینوسیته پایین باشد حتما گسل فعال وجود دارد. البته گاهی گسل فعال است و همچنین لیتولوژی هم مقاوم است

که باز هم سینوسیتی پایین دیده می شود.

جبهه های کوهستان با دهانه های عمیق (Deeply embayed) دارای حالت سینوسی شکل شدیدی بوده و این موضوع می تواند حاکی از آرامش تکتونیکی و یا ناشی از کنترل این امر توسط شرایط سنگ شناسی (Litolgy) منطقه باشد.

ولز و همکاران (Vells et al, 1988) ویژگی های لازم جهت تقسیم جبهه ی کوهستان به بخش های مختلف برای تعیین سینوسیتی جبهه کوهستان، را به ترتیب زیر برشمرده است:

۱ - بریده شدن توسط یک آبراهه بزرگ

۲ - انحراف ناگهانی در امتداد جبهه ی کوهستان

۳ - تغییرات ناگهانی در سنگ شناسی آن

۴ - تغییرات ناگهانی در ویژگی های زمین شناسی اصلی آن نسبت به بخش جبهه ی کوهستان متصل به آن.

بطور کلی مقدار سینوسیتی جبهه ی کوهستان به سه عامل اساسی: فاصله بندی حوضه‌های زهکشی مجاور (Spacing)، زمان و پهنای محدوده کوهستان بستگی دارد. نرخ فراخاست (برای سنگ شناسی و آب و هوای معین) دارای محدوده مشخصی از سینوسیتی می باشد که این محدوده قراردادی است. به عنوان مثال Rackwell et al (1985) و مقادیر کمتر از  $1/4$  را جبهه فعال و بیشتر از این مقدار را مناطق غیر فعال می داند. همچنین Bull et al (1977) جبهه کوهستانی دارای فعالیت بالا را معمولا در محدوده  $1/10$  تا  $1/5$ ، مناطقی با فعالیت کم در محدوده  $1/5$  تا  $3$  و مناطق غیرفعال را از  $3$  تا بیش از  $10$  می داند، سینوسیتته فراتر از  $3$  نشانگر فرورفتگی شدید جبهه کوهستان (Embayed) می باشد.

در طبقه بندی جدیدتر از Hamdouni et al (2007) شاخص سینوسیتی جبهه کوهستان به سه

رده تقسیم می شود:

کلاس ۱: با فعالیت بالای تکتونیکی ( $Smf < 1/1$ )

کلاس ۲: با فعالیت متوسط تکتونیکی ( $Smf: 1/1 - 1/5$ ),

کلاس ۳: با فعالیت پایین تکتونیکی ( $Smf > 1/5$ ).

این شاخص نشانگر توازن میان قدرت رودها و فرایندهای فرسایشی برای ایجاد یک جبهه ی کوهستان با شکلی نامنظم و حرکات تکتونیکی قائم و جوان جهت ایجاد جبهه کوهستان مستقیم می باشد و به صورت زیر تعریف می شود:

$$Smf = \frac{Lmf}{Ls} \quad (\text{رابطه ۳-۳})$$

در این رابطه:

$Smf$ : نسبت پیچ و خم یا سینوسیته ی جبهه ی کوهستان

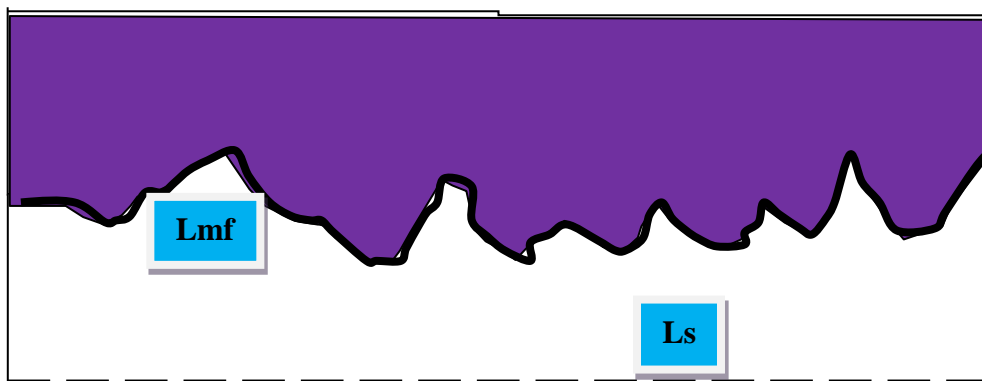
$Lmf$ : طول جبهه ی کوهستان در محل بین کوه و دشت

$Ls$ : طول مستقیم جبهه ی کوهستان می باشد.

در کل این شاخص را می توان اینگونه بیان کرد که جبهه های کوهستان که با فرایش فعال همراه می باشند، تقریباً شکلی مستقیم را از خود به نمایش می گذارند.

مقادیر عددی نزدیک به ۱ برای  $Smf$  بیانگر مناطق دارای حرکات تکتونیکی فعال و جبهه های کوهستان دارای نرخ فرایش زیادتر می باشد. در صورت کاهش نرخ فرایش، فرایندهای فرسایشی وارد عمل شده و جبهه ی کوهستان سینوسی شکل می شود.

در شکل (۳-۳) محل اندازه گیری دو پارامتر لازم برای محاسبه ی  $Smf$  نشان داده شده است.



شکل ۳-۳- تصویر شماتیک از پارامترهای لازم برای محاسبه شاخص سینوسیته جبهه ی کوهستان (Smf) (سلیمانی، 1378)

### ۳-۵- شاخص پهنای دره به عمق دره ( Vf )

Ratio of vally – Floor width to vally height

این شاخص به صورت رابطه زیر تعریف می شود:

$$Vf = \frac{2 \times Vfw}{[(Eld - Esc) + (Erd - Esc)]} \quad (\text{رابطه ۳-۴})$$

که در این رابطه:

Vf : شاخص پهنای دره به عمق دره

Vfw : عرض بستر رودخانه

Eld : ارتفاع دیواره سمت چپ دره

Erd : ارتفاع دیواره سمت راست دره

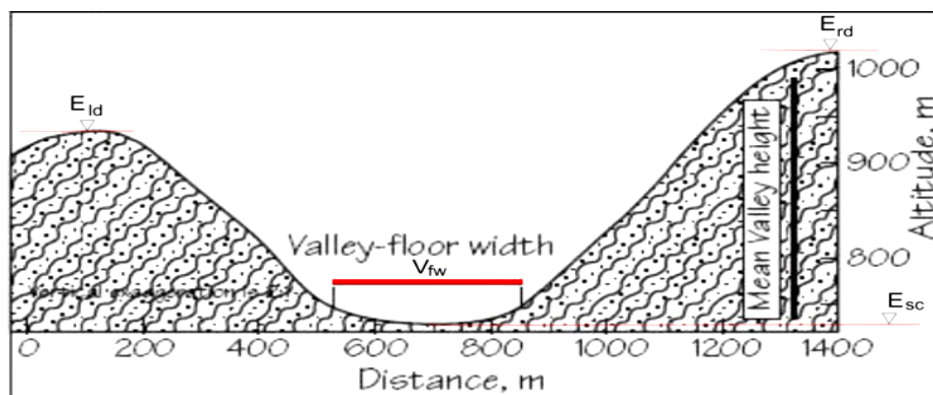
Esc : ارتفاع بستر دره می باشد.

در محاسبه پارامترهای این شاخص باید دقت شود که راست یا چپ بودن دیواره دره با نگاه کردن

در جهت پایین دست رودخانه تعیین می گردد (شکل ۳-۴).

در محاسبه شاخص Vf باید توجه داشت که اندازه گیری داده ها در فاصله ی معینی نسبت به

جبهه ی کوهستان صورت پذیرد. مقادیر عددی پایین شاخص Vf در دره های عمیق و V شکل نشان دهنده ی حرکات قائم و جوان و مقادیر عددی زیاد در دره هایی با بستر پهن حاکی از ثبات تکتونیکی می باشد. با بدست آوردن شاخص Vf برای قسمت های نزدیک تر دره به جبهه کوهستان می توان با توجه به مقادیر عددی بدست آمده در مورد فعال بودن جبهه ی کوهستان و یا ثبات پوسته در این بخش از جبهه کوهستان قضاوت نمود. به طور کلی مناطق دارای مقادیر عددی پایین طبق طبقه بندی (Hamdouni et al (2007),  $(Vf < 0.5)$ ، برای شاخص Vf، مناطقی فعال از لحاظ تکتونیکی بوده و این موضوع حاکی از وجود فراخاست فعال در آنهاست.



شکل ۳-۴- مقطع عرضی یک دره فرضی و پارامترهای لازم جهت محاسبه  $(Vf)$ ، (Keller et al, 2002)

### ۳-۶- شاخص عدم تقارن آبراهه در حوضه آبریز (AF)

#### Drainage Basin Asymmetry

طول آبراهه ها و زهکشی های فرعی در دو سوی یک آبراهه اصلی می تواند برای ارزیابی فرایش فعال در کنار دیگر شواهد و شاخص های مورفوتکتونیکی مورد استفاده قرار گیرد.

در مناطق دارای فرایش معمولاً به دلیل تظاهر اثرات توپوگرافی حاصل از فرایش در یک سوی منطقه و به تبع آن ایجاد فرونشست در سوی دیگر، طول آبراهه های فرعی و در نتیجه مساحت در برگیرنده ی این آبراهه ها در سوی فرایش یافته منطقه بیش از همین طول در سمت مقابل خواهد

بود (شکل ۳-۵). از این رو شاخص (AF) بصورت ذیل تعریف می‌شود:

$$AF = (Ar / At) 100 \quad (\text{رابطه ۳-۵})$$

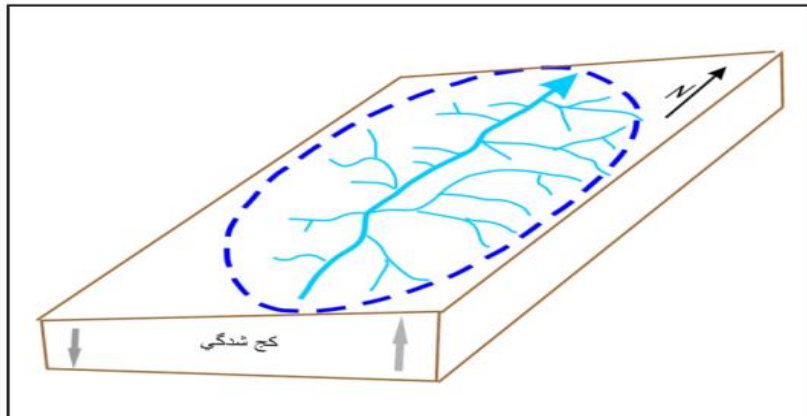
در این رابطه :

AF : شاخص عدم تقارن آبراهه

Ar : مساحت حوضه‌ی در برگیرنده‌ی زهکش‌های فرعی در سمت راست آبراهه‌ی اصلی

At : مساحت حوضه‌ی در برگیرنده‌ی زهکش‌های فرعی در سمت چپ و راست آبراهه‌ی اصلی

هرگاه مقادیر عددی این شاخص در حدود ۵۰ باشد، بیانگر وجود تقارن زهکشی‌های فرعی نسبت به آبراهه‌ی اصلی و در نتیجه عدم وجود کج شدگی بر اثر فرایش خواهد بود. مقادیر عددی بیشتر یا کمتر از ۵۰ نیز به ترتیب بیانگر فرایش در ساحل راست و چپ آبراهه اصلی خواهد بود. بهتر است از این شاخص در مناطق نسبتاً بزرگ استفاده شود.



شکل ۳-۵- تصویر شماتیک از یک حوضه‌ی زهکشی در حال فرایش (سلیمانی، ۱۳۷۸)

### ۳-۷- شاخص شکل حوضه آبریز (BS)

Drainage Basin Shape

حوضه‌های زهکشی جوان در مناطق فعال تکتونیکی طویل شدگی را نشان می‌دهند که در امتداد

سیر تکاملی یا کاهش فعالیت های زمین ساختی از حالت مستقیم خارج شده و تمایل دارند که بیشتر شبیه دایره شوند. تصویر افقی شکل حوضه به وسیله نسبت طویل شدگی BS توصیف می شود و از رابطه ذیل بدست می آید.

$$BS = BI / BW \quad (\text{رابطه ۳-۶})$$

در این رابطه :

BS : شاخص شکل حوضه آبریز

BI : طول حوضه از سرچشمه تا دهانه

BW : پهنای حوضه آبریز

در واقع این شاخص تفاوت بین حوضه های طویل شده با مقادیر بالای BS و حوضه های دایره ای شکل با مقادیر کم BS را مشخص می کند. حوضه هایی که طویل شدگی نشان می دهند مربوط به مناطق فعال تکتونیکی هستند، یعنی مکان هایی که جریان عمدتاً در حال حفر بستر می باشد و هنگامی که فعالیت های تکتونیکی کاهش می یابد، عریض شدن حوضه ها آغاز می شود.

### ۳-۸- شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T)

Transverse Topographic Symmetry Factor

شاخص دیگری که می توان از آن در بررسی حرکات تکتونیکی فعال استفاده کرد شاخص تقارن توپوگرافی عرضی است که به صورت زیر تعریف می شود :

$$T = (Da / Dd) \quad (\text{رابطه ۳-۷})$$

در این رابطه :

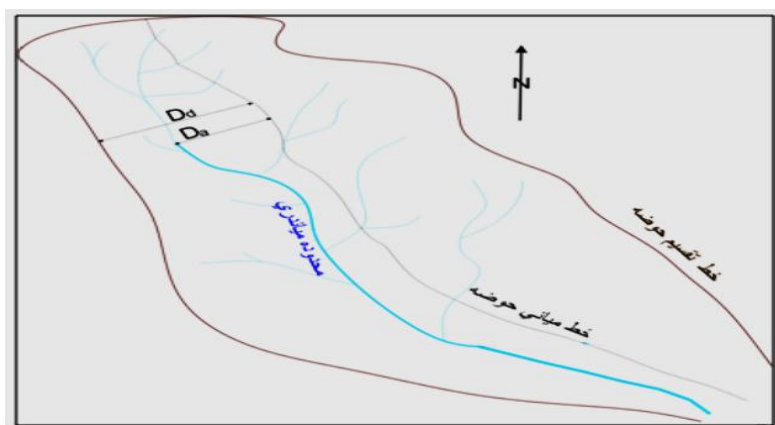


T: شاخص تقارن توپوگرافی

Da: فاصله نوار ماندری فعال از خط میانی حوضه آبریز

Dd: فاصله خط میانی حوضه آبریز از خط مرز حوضه

در حوضه‌های کاملاً متقارن مقدار عددی شاخص T، صفر می‌باشد، و با کاهش تقارن حوضه مقادیر عددی T افزایش یافته و به عدد ۱ نزدیک می‌شود. با توجه به اینکه، اثرات جزئی شیب سنگ بستر را می‌توان به صورت مهاجرت و جابجایی آبراهه مشاهده نمود، جهت مهاجرت ناحیه ای آبراهه رودها یکی از نشانه‌های کج شدگی زمین در آن جهت خواهد بود. در نتیجه T برداری با جهت گیری خاص و با مقادیری از صفر تا یک می‌باشد که مقادیر عددی نزدیک به ۱ می‌تواند بیانگر فعالیت فرایشی (Uplifting) باشد. اینگونه بررسی‌ها را برای حوضه‌های دارای طرح درختی بیشتر توصیه نموده‌اند. با مطالعات آماری می‌توان جهت اصلی مهاجرت رودخانه را تعیین کرد. بررسی این شاخص همراه با شاخص AF می‌تواند برای شناسایی سریعتر مناطق کج شده بر اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی مورد استفاده قرار گیرد (شکل ۳ - ۶).

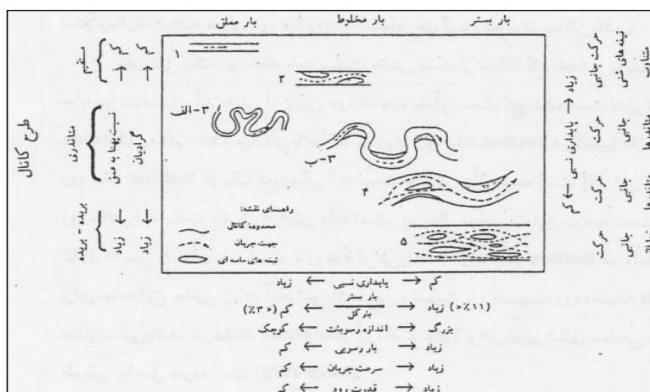


شکل ۳-۶- تصویر شماتیک از یک حوضه آبریز و پارامترهای لازم برای محاسبه شاخص (T)، (سلیمانی ۱۳۷۸)

### ۳-۹- سینوسیتی رود

پیش از اینکه پتانسیل آبراهه ها برای پاسخ به حرکات تکتونیکی فعال ارزیابی گردد باید خصوصیات این گونه آبراهه ها مرور شوند. برای این منظور بهتر آن است که یک طبقه بندی از انواع رودخانه ها براساس نوع بار رسوبی ( بار بستر، بار مخلوط و بار معلق ) و طرح آبراهه رود ( Channel Pattern) انجام پذیرد.

در شکل (۳-۷) پنج نوع طرح آبراهه اصلی دیده می شود که عبارتند از: ۱- آبراهه مستقیم ۲- آبراهه مستقیم با خط القعر سینوسی ۳- آبراهه دارای طرح مئاندری که خود شامل دو گروه فرعی می باشند: ۳- الف- گروه اول عبارتند از آبراهه شدیداً سینوسی شکل با پهنای ثابت و ۳- ب- گروه دوم که آبراهه سینوسی با پهنای متغییر هستند ۴- آبراهه بریده - بریده (Braided Pattern) و بالاخره ۵- آخرین گروه نیز آبراهه گیسوواره می باشند.



شکل ۳-۷- طبقه بندی آبراهه ها براساس طرح و نوع بار رسوبی (سلیمانی، ۱۳۷۸)

در مجموع رودخانه ها می توانند در داخل یکی از انواع پنج گانه مذکور مورد ارزیابی قرار گیرند، هرچند که در داخل گروه رودهای مئاندری یک محدوده قابل ملاحظه از مقدار سینوسیتی وجود دارد (۱/۲۵ تا ۳).

در اصل سینوسیتی یک رود، نسبتی است از طول آبراهه رودخانه به طول دره:

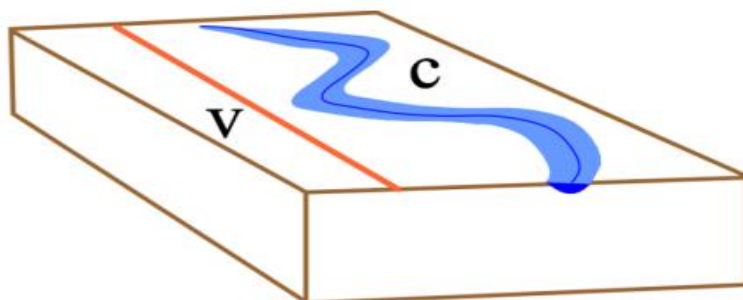
$$S = \frac{C}{V}$$

(رابطه ۳-۸)

S: سینوسیته رودخانه

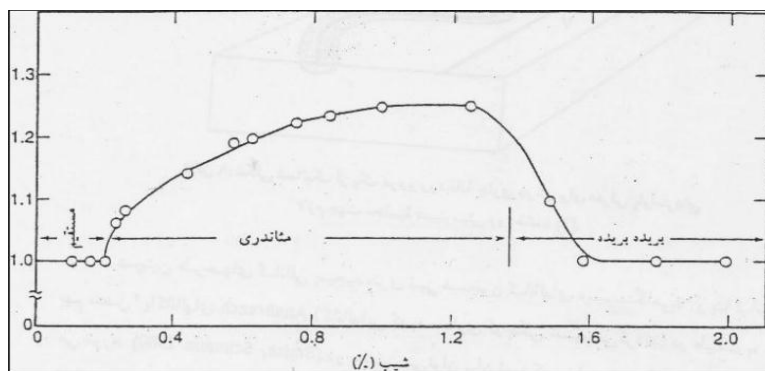
C: طول آبراهه رودخانه

V: طول دره



شکل ۳-۸- معرفی پارامترهای لازم جهت محاسبه سینوسیته رودخانه (سلیمانی، ۱۳۷۸)

پایداری نسبی این کانالها به عواملی همچون؛ فعالیت نرمال فرسایشی، شکل کانال و شیب کانال که مرتبط با مقدار نسبی رسوبات، اندازه بار رسوبی، سرعت جریان و قدرت رودخانه می باشند، بستگی دارد. ممکن است این طرح ها بطور تجربی بوسیله ایجاد اختلاف شیب، نوع بار رسوبی، قدرت رودخانه و نوع حمل بار رسوبی توسط رود، توسعه بیشتری بیابند (شکل شماره ۳-۹).



شکل ۳-۹- رابطه میان شیب دره و مقدار سینوسیته کانال رودخانه (سلیمانی، ۱۳۷۸)



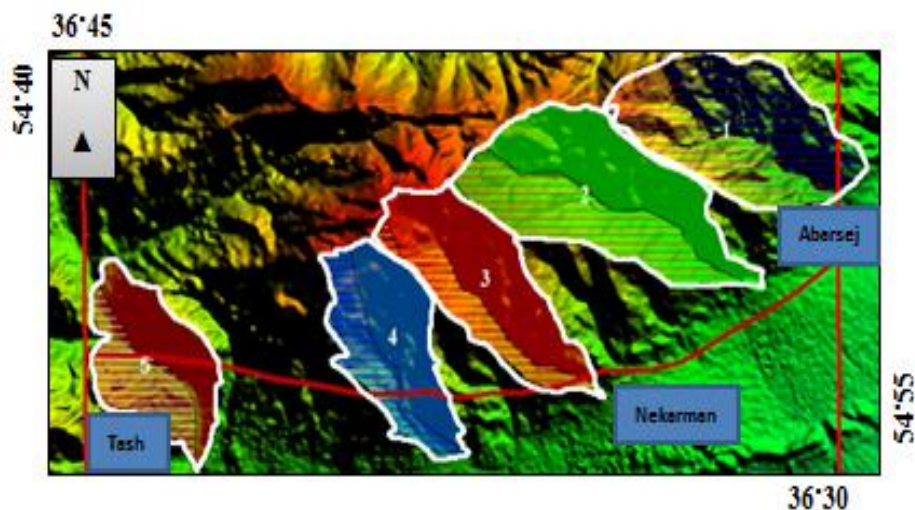
## فصل چہارم

بررسی نو تکنو نیکی منطقہ مورد مطالعہ

#### ۴-۱- روش کار

در این پروژه از داده های ماهواره ای سنجش از دور، مدل ارتفاعی رقومی زمین (DEM) با مقیاس (۱:۲۵۰۰۰)، نقشه زمین شناسی گرگان (۱:۲۵۰۰۰۰) و نرم افزار های Arc Gis9.3 ، Global Mapper10 و EarthGoogle برای تجزیه و تحلیل های توپوگرافی و محاسبه ی شاخص های ژئومورفیکی مورد نیاز، استفاده شده است. شاخص های ژئومورفیکی سینوسیتی جبهه کوهستان (Smf)، نسبت پهنای دره به عمق دره (Vf)، عدم تقارن آبراهه در حوضه آبریز (Af) و شاخص انتگرال و منحنی هیپستومتری (Hi) برای تعیین فعالیت تکتونیک منطقه ی مورد مطالعه استفاده شده است.

برای اینکه امکان تفکیک درجه بندی نسبی میزان فعالیت تکتونیک در قسمت های مختلف منطقه ی مورد مطالعه فراهم شود، ۵ حوضه آبریز را که از اطراف به خط الرأس های توپوگرافی محدود می شوند، با توجه به نقشه توپوگرافی و شبکه زهکشی انتخاب شده است (شکل ۴-۱).



شکل ۴-۱- حوضه بندی منطقه مورد مطالعه در روی نقشه توپوگرافی منطقه

شکل (۴-۲) تصویر ماهواره های منطقه مورد مطالعه بر روی Google Earth را نشان می دهد.



شکل ۴-۲ - تصویر ماهواره ای منطقه مورد مطالعه

در ادامه به بررسی شاخص های ژئومورفیکی برای هر کدام از حوضه های مذکور در منطقه مورد مطالعه می پردازیم.

#### ۴-۲- بررسی شاخص سینوسیتهی جبهه ی کوهستان (Smf) در منطقه

##### مورد مطالعه (Mountain-Front Sinuosity)

برای تعیین سینوسیتهی جبهه ی کوهستان منطقه ی مورد نظر از مدل ارتفاعی رقومی (DEM) با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ استفاده شده است. با ترکیب تصویر سه بعدی منطقه و منحنی های توپوگرافی در محیط نرم افزار Earth Google، بطور دقیق می توان محل جبهه ی کوهستان را تشخیص داد. در ابتدا شاخص سینوسیتهی جبهه ی کوهستان، بطور سراسری در منطقه به دست آورده شده است. با توجه به رابطه شاخص سینوسیتهی جبهه ی کوهستان:

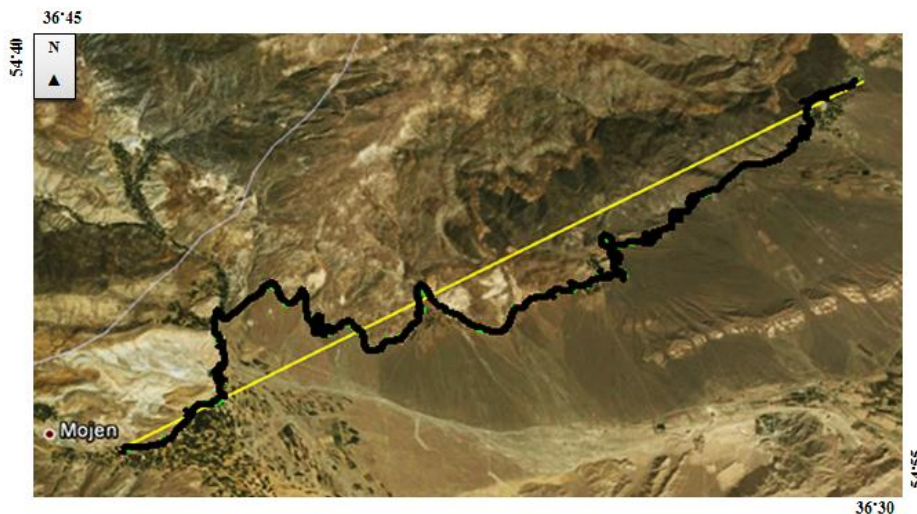
$$Smf = Lmf/Ls \quad (\text{رابطه ۴-۱})$$

دو پارامتر:

Lmf (طول جبهه ی کوهستان در محل حدبین کوه و دشت)

Ls (طول مستقیم جبهه ی کوهستان)

اندازه گیری گردیده که در شکل (۳-۴) محل اندازه گیری آن نشان داده شده است.



شکل ۳-۴- اندازه گیری پارامترهای لازم برای محاسبه شاخص Smf (total) در منطقه مورد مطالعه (خط تیره نشان دهنده Lmf کل و خط روشن نشان دهنده Ls کل می باشد)

$$Lmf(total) = ۴۵/۷۵۵$$

$$Ls(total) = ۳۶/۷۶۵$$

$$Smf(total) = ۱/۲۴$$

همانطور که مشخص می باشد با توجه به طبقه بندی های Bull and McFadden (1977) و Rackwell et al (1985)، مقدار سینوسیته جبهه ی کوهستان بدست آمده در محدوده مورد نظر، فعالیت بالای تکتونیکی را نشان می دهد. البته با توجه به طبقه بندی Hamdouni et al (2007)، این منطقه در محدوده ی با فعالیت متوسط می باشد.

سپس برای اینکه مقایسه ای از نظر میزان فعالیت تکتونیکی، بین حوضه های مختلف منطقه صورت پذیرد، با توجه به معیارهای Wells et al (1988)، جبهه ی کوهستان به بخش های مختلف تقسیم



شده و شاخص Smf در محل های مناسب محاسبه شده است.

در برخی از حوضه های این منطقه جبهه ی کوهستان مناسب وجود ندارد اما در برخی دیگر از حوضه ها برای چند جبهه ی کوهستان، این شاخص محاسبه شده و سپس با توجه به فراوانی آماری یک بار براساس طبقه بندی (Hamdouni et al(2007)، و یک بار دیگر بر اساس طبقه بندی (Bull and McFadden(1977) رده مناسب از شاخص Smf به هر حوضه نسبت داده شده است. بر اساس شاخص Smf رده هایی که برای برخی از حوضه های منطقه مورد مطالعه بدست آمده در جدول (۴-۱) نشان داده شده است.

در جبهه ی کوهستان حوضه های ۱ و ۲ به علت عدم تاثیر مستقیم گسل بزرگ شاهوار، شاخص سینوسیته جبهه کوهستان مقدار عددی نسبتاً بالایی را نسبت به بقیه حوضه ها نشان می دهد. با توجه به لیتولوژی تقریباً یکسان و همچنین میزان فراوانی گسل های فرعی، نزدیکی مقادیر عددی محاسبه شده سینوسیته جبهه ی کوهستان برای این دو حوضه قابل توجیه می باشد. جبهه ی کوهستان در حوضه ۳ به دلیل عبور گسل اصلی شاهوار، هر چند به میزان کم، مقدار عددی کمتری را نسبت به حوضه های ۱ و ۲ نشان می دهد، که این امر نشان دهنده آن است که حوضه ۳ فعالیت تکتونیکی بیشتری نسبت به دو حوضه ۱ و ۲ دارد.

در حوضه های ۴ و ۵ شاخص سینوسیته جبهه ی کوهستان مقدار عددی کمتری را نشان می دهد که نشان از فعالیت بالای این دو حوضه دارد. با توجه به عبور گسل بزرگ شاهوار تقریباً از وسط حوضه های ۴ و ۵، و همچنین لیتولوژی موجود و نیز وجود گسل های فرعی فراوان در این منطقه اعداد بدست آمده از محاسبه میزان سینوسیته کوهستان تقریباً با میزان فعالیت تکتونیکی منطقه هم خوانی دارد. با توجه به مقادیر عددی محاسبه شده برای شاخص سینوسیته جبهه ی کوهستان، ۵ حوضه ی انتخاب شده براساس طبقه بندی (Bull and McFadden (1977)، در رده ۱،

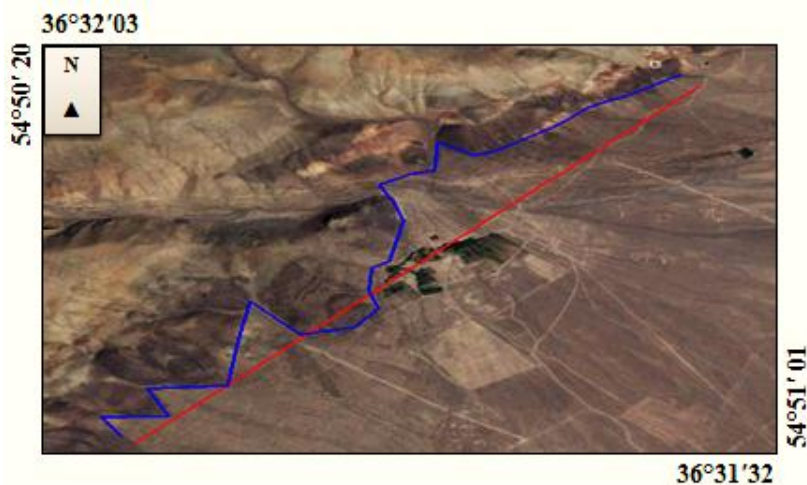
که نشان دهنده حوضه های با فعالیت بالای تکتونیکی، و براساس طبقه بندی (et al(2007) Hamdouni، در رده ۲، یعنی حوضه های با فعالیت متوسط قرار می گیرد (جدول ۴-۱). اکثر جبهه های کوهستان انتخاب شده تقریباً در جهت شرقی - غربی می باشد، از طرفی گسل های اصلی منطقه نیز در همین راستا می باشند که این امر تطابق اکثر جبهه های کوهستان برداشت شده با روند خطواره های گسلی را نیز نشان می دهد.



شکل ۴-۴- اندازه گیری پارامترهای لازم برای محاسبه شاخص Smf در حوضه ۱ (خط آبی نشان دهنده Lmf و خط قرمز نشان دهنده Ls می باشد)



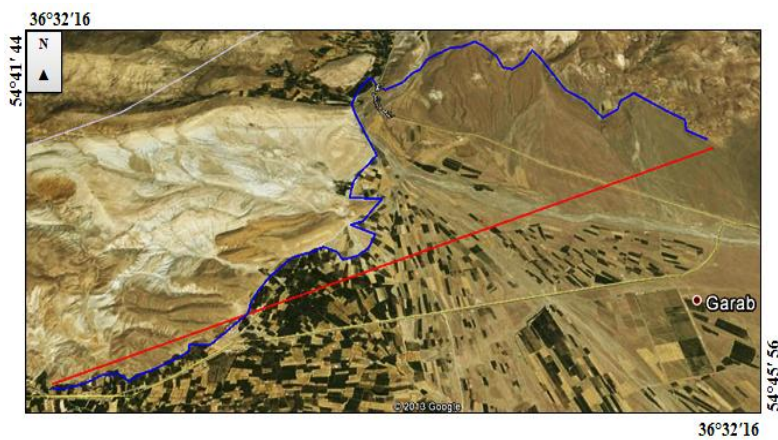
شکل ۴-۵- اندازه گیری پارامترهای لازم برای محاسبه شاخص Smf در حوضه ۲ (خط آبی نشان دهنده Lmf و خط قرمز نشان دهنده Ls می باشد)



شکل ۴-۶- اندازه گیری پارامترهای لازم برای محاسبه شاخص Smf در حوضه ۳ (خط آبی نشان دهنده Lmf و خط قرمز نشان دهنده Ls می باشد)



شکل ۴-۷- اندازه گیری پارامترهای لازم برای محاسبه شاخص Smf در حوضه ۴ (خط آبی نشان دهنده Lmf و خط قرمز نشان دهنده Ls می باشد)



شکل ۴-۸- اندازه گیری پارامترهای لازم برای محاسبه شاخص Smf در حوضه ۵ (خط آبی نشان دهنده Lmf و خط قرمز نشان دهنده Ls می باشد)

جدول ۴-۱- مقادیر شاخص سینوسیتهی جبهه ی کوهستان محاسبه شده برای ۵ حوضه

Basin	Lmf	Ls	Smf	Basin class Bull(1977)	Basin class Hamdoni(2007)
1	4133	2793	1.48	1	2
2	3765	2615	1.44	1	2
3	1914	1345	1.42	1	2
4	5506	3978	1.42	1	2
5	12579	9626	1.3	1	2

۴-۳- بررسی شاخص نسبت پهنای دره به عمق دره ( $V_f$ )، در منطقه مورد

#### مطالعه

برای تفکیک دره های V شکل از دره های U شکل از این شاخص در منطقه مورد بررسی استفاده گردیده است، بطوریکه مقادیر بزرگ شاخص  $V_f$  نشانگر کم بودن میزان فرایش و در نتیجه وجود دره های با کف پهن و U شکل است، که در اثر فرسایش جانبی ناشی از ثبات جبهه ی کوهستان تشکیل شده اند. در حالیکه مقادیر کوچک این شاخص، زیاد بودن میزان فرایش و همچنین وجود دره های عمیق و V شکل را مشخص می کند.

بطور کلی مناطق دارای مقادیر عددی کم برای شاخص  $V_f$ ، منطقه ی فعال از لحاظ تکتونیکی بوده و این موضوع حاکی از وجود فرایش فعال در آنهاست، بطور مثال:

۱- براساس طبقه بندی Rackwell et al(1985)، مقادیر  $V_f$  کمتر از ۱ را از نظر تکتونیکی فعال

و مناطق بیشتر از ۱ را غیرفعال می دانند.

براساس طبقه بندی Hamdouni et al(2007)، شاخص  $V_f$  به سه رده تقسیم می شود:

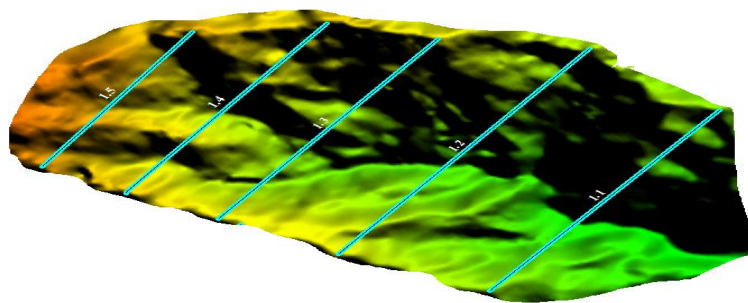
رده ۱: با فعالیت بالای تکتونیکی ( $V_f < 0.5$ )

رده ۲: با فعالیت متوسط تکتونیکی ( $Vf: 0/5 - 1$ )

رده ۳: با فعالیت پایین تکتونیکی ( $Vf > 1$ ).

با استفاده از داده های مدل ارتفاعی رقومی (DEM) در نرم افزار Global Mapper 10، تصویر سه بعدی از منطقه ی مورد مطالعه بدست آمد که براحتی می توان پارامترهای مورد نیاز برای محاسبه شاخص  $Vf$  را اندازه گیری کرد. برای این کار شاخص  $Vf$  در منطقه مورد مطالعه در حوضه های تعیین شده برای آبراهه های اصلی اعمال شده و سپس با توجه به فراوانی آماری آن یک بار براساس طبقه بندی (Rackwell et al(1985) و بار دیگر براساس طبقه بندی (et al(2007) Hamdouni، رده مناسب از شاخص  $Vf$  به هر حوضه نسبت داده شده است که در شکل های (۴-۹) تا (۴-۱۳) محل های اندازه گیری این شاخص مشخص شده است. براساس شاخص  $Vf$ ، رده هایی که برای حوضه های این منطقه بدست آمده به شرح جدول (۴-۲) می باشد.

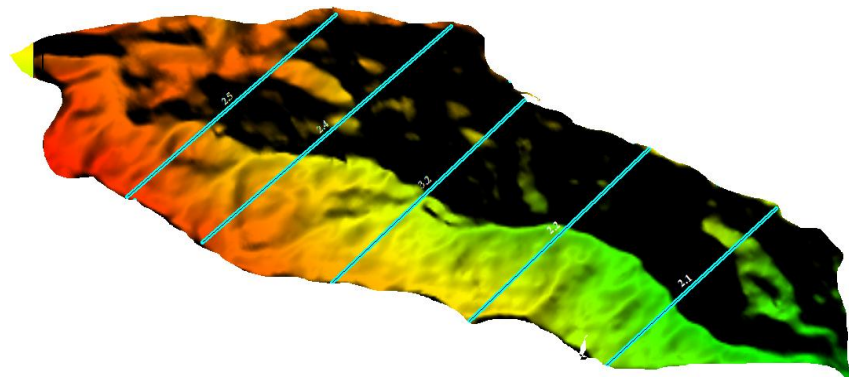
برای حوضه ۱ میانگین مقدار عددی شاخص  $Vf$  در ۵ مقطع عرضی که از این دره زده شده برابر  $0/36$  می باشد که با توجه به هر دو طبقه بندی (Rackwell et al(1985) و (et al(2007) Hamdouni، جزء حوضه هایی با فعالیت بالا محاسبه می شود (شکل ۴-۹).



شکل ۴-۹- مقاطع عرضی زده شده برای محاسبه شاخص  $Vf$  در حوضه ی ۱

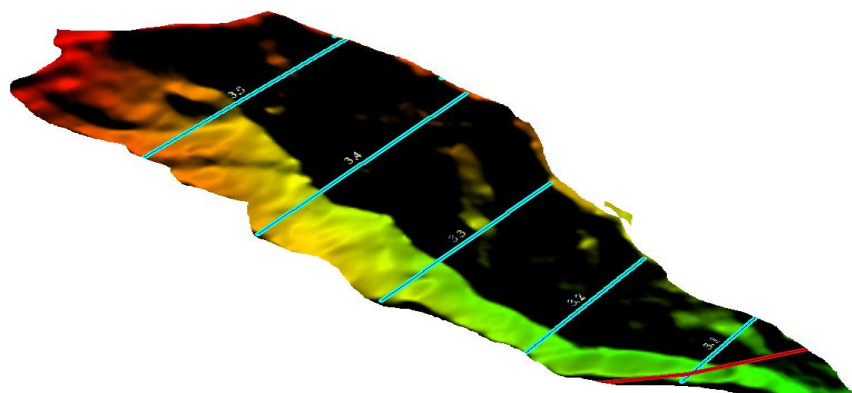
در حوضه ۲ میانگین مقدار عددی شاخص  $Vf$  در ۵ مقطع عرضی که از ابتدای دره تا خط الراس زده شده است برابر  $0/56$  است. طبق رده بندی (Rackwell et al(1985)، این حوضه جزء

حوضه های با فعالیت بالای تکتونیکی و براساس رده بندی (Hamdouni et al(2007). جزء حوضه های با فعالیت متوسط از لحاظ تکتونیکی می باشد (شکل ۴-۱۰).



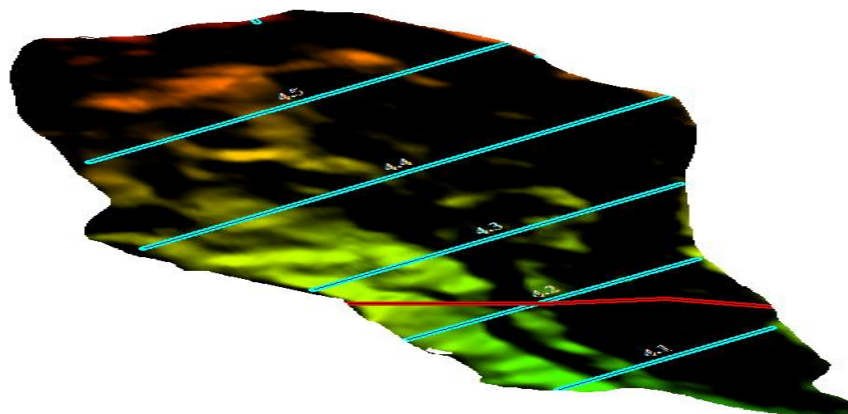
شکل ۴-۱۰- مقاطع عرضی زده شده برای محاسبه شاخص Vf در حوضه ی ۲

در حوضه ۳ با توجه به میانگین مقدار عددی شاخص Vf در ۵ مقطع عرضی این دره که برابر ۰/۲۹ محاسبه شده میتوان گفت این حوضه نیز براساس هر دو طبقه بندی (Rackwell et al(1985) و Hamdouni al(2007) جزء حوضه های با فعالیت بالا می باشد (شکل ۴-۱۱).



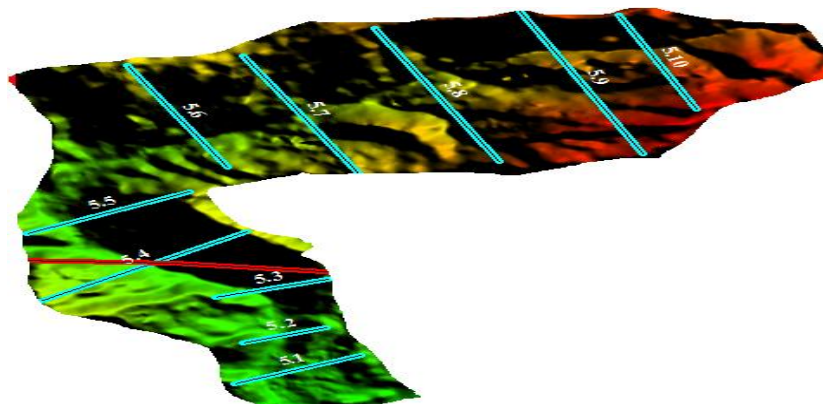
شکل ۴-۱۱- مقاطع عرضی زده شده برای محاسبه شاخص Vf در حوضه ی ۳

در حوضه ۴ محاسبه میانگین مقدار شاخص Vf در ۵ مقطع عرضی زده شده در این حوضه عددی برابر ۰/۰۶ را نشان می دهد که براساس رده بندی های (Rackwell et al(1985) و Hamdouni et al(2007) نشان دهنده فعالیت بالای تکتونیکی در این حوضه می باشد (شکل ۴-۱۲).



شکل ۴-۱۲- مقاطع عرضی زده شده برای محاسبه شاخص Vf در حوضه ی ۴

حوضه ۵ نیز با میانگین مقدار عددی ۰/۳۴ برای شاخص Vf براساس طبقه بندی های et al (1985) و Hamdouni et al(2007) جزء حوضه‌های با فعالیت بالای تکتونیک قرار می گیرد. با توجه به طول دره در این حوضه ۱۰ مقطع عرضی زده شده است (شکل ۴-۱۳).



شکل ۴-۱۳- مقاطع عرضی زده شده برای محاسبه شاخص Vf در حوضه ی ۵

با توجه به تکتونیزه بودن شدید و وجود گسل های فرعی فراوان و همچنین وجود واحدهای سنگی متفاوت در این منطقه اعداد بدست آمده از محاسبه شاخص Vf در تمامی مقاطع عرضی زده شده در هر ۵ حوضه قابل توجیه می باشد.

جدول ۴-۲- مقادیر محاسبه شده شاخص نسبت پهنای دره به عمق دره (Vf) برای ۵ حوضه

Basin	Eld	Erd	Esc	vfw	Vf	Class Rackwell (1985)	Class Hamdoni (2007)
1	2463	2508	1964	21.8	0.544	1	2
	2668	2838	2223	20.3	0.285	1	1
	2899	2893	2452	40.9	0.560	1	2
	3014	3039	2661	49.3	0.353	1	1
	3132	3230	3070	30.1	0.062	1	1
2	2611	2485	2102	21.4	0.383	1	1
	2878	3005	2258	34.48	0.747	1	2
	3115	3225	2626	15.53	0.599	1	2
	3522	3597	2926	13.38	0.671	1	2
	3441	3693	3254	8.7	0.439	1	1
3	2269	2215	2116	42.1	0.099	1	1
	2723	2403	2241	52.1	0.162	1	1
	3141	2812	2423	27.6	0.389	1	1
	3534	3177	2746	12.24	0.431	1	1
	3686	3506	3113	9.62	0.393	1	1
4	2444	2203	2177	32.11	0.044	1	1
	2670	2542	2427	10.26	0.136	1	1
	2933	2630	2608	28.95	0.040	1	1
	3309	2819	2782	22.29	0.049	1	1
	3515	3236	3191	9.29	0.066	1	1
5	2129	2120	2018	50.4	0.102	1	1
	2158	2201	2044	114.83	0.159	1	1
	2342	2238	2091	29.89	0.147	1	1
	2442	2415	2175	93.4	0.240	1	1
	2783	2375	2175	39.7	0.200	1	1
	2671	2975	2403	45.95	0.572	1	2
	3044	3019	2583	33.75	0.436	1	1
	3480	3284	2726	21.08	0.558	1	2
	3810	3669	3053	10.3	0.616	1	2
	3896	3620	3240	8.68	0.380	1	1



#### ۴-۴- بررسی شاخص عدم تقارن آبراهه در حوضه آبریز (AF)، در منطقه مورد

##### مطالعه

شکل هندسی رودخانه از طریق راه‌های مختلفی، کیفی و کمی توصیف می‌شود. وقتی زهکشی در مناطق فعال تکتونیک توسعه پیدا می‌کند، شبکه زهکشی یک الگو و شکل هندسی مشخص دارد. فاکتور عدم تقارن برای پیدا کردن کج شدگی تکتونیک در مقیاس حوضه زهکشی یا مساحت بزرگتر تعریف شده است.

برای ارزیابی فعالیت تکتونیک نسبی از مقدار  $|AF-50|$  استفاده می‌شود که میزان اختلاف بین مقدار حالت پایدار تکتونیک یعنی عدد ۵۰ و مقدار مشاهده شده است.

براساس طبقه بندی (Hamdouni et al(2007)، شاخص AF به سه رده تقسیم می‌شود:

الف) رده با فعالیت بالای تکتونیک ( $|AF - 50| < 15$ )

ب) رده ۲ با فعالیت متوسط تکتونیک ( $|AF - 50| : 15 - 7$ )

ج) رده ۳ با فعالیت پایین تکتونیک ( $|AF - 50| > 7$ )

که در این تحقیق شاخص AF برای ۵ حوضه تعیین شده منطقه محاسبه شده است.

براساس این طبقه بندی و با توجه به مقادیر  $|AF - 50|$ ، رده هایی برای این حوضه ها بدست آمده

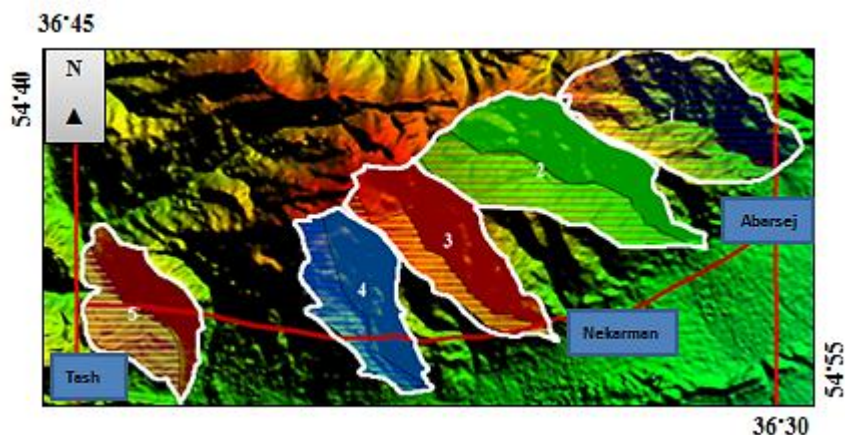
که به شرح جدول (۴-۳) می‌باشد:

جدول ۴-۳- مقادیر محاسبه شده برای شاخص عدم تقارن آبراهه در حوضه‌های پنجگانه

Basin	Ar	At	AF	$ AF - 50 $	Class
1	9.25607	21.57904	42.8937	8	2
2	10.64971	25.41796	41.8983	9	2
3	6.18387	16.99665	36.3828	14	2
4	3.1223	14.72	21.2112	29	1
5	4.21227	13.43634	31.3498	19	1

مقادیر AF بدست آمده برای حوضه های ۱ تا ۵ کمتر از ۵۰ می باشد که نشان دهنده ی افزایش در سمت چپ یعنی قسمت های شمال و شمال شرق حوضه ها ایجاد شده، که باعث کج شدگی حوضه ها به سمت جنوب و جنوب غرب شده است (در محاسبه این شاخص برای تعیین قسمت های راست و چپ حوضه ها همیشه دید به سمت پایین دست مدنظر قرار می گیرد). با توجه به راستای راندگی های اصلی در البرز شرقی، که بیشتر روند شمال شرق - جنوب غرب و شیب رو به شمال شرق دارد، می توان این عدم تقارن ها را به این راندگی ها ارتباط داد.

با توجه به طبقه بندی (Hamdouni et al(2007)، براساس مقدار  $|AF - 50|$ ، حوضه های ۱ و ۲ و ۳ در رده ۲، حوضه های ۴ و ۵ در رده ۱ قرار می گیرند. در شکل (۴-۱۴) حوضه های مورد بررسی از نظر محاسبه ی شاخص عدم تقارن آبراهه AF نشان داده شده است.



شکل ۴-۱۴- ارزیابی شاخص عدم تقارن آبراهه در حوضه های ۱ تا ۵

#### ۴-۵- بررسی شاخص منحنی هیپستومتری و انتگرال هیپستومتری (Hi)، در

##### منطقه مورد مطالعه

منحنی هیپستومتری، نشانگر توزیع ارتفاعات در یک ناحیه ی خاص است. ویژگی مهم منحنی هیپستومتری این است که حوضه های زهکشی دارای اندازه های متفاوت، می توانند با یکدیگر

مقایسه شوند. زیرا مساحت و ارتفاع به عنوان توابعی از مساحت کل و ارتفاع کل در نظر گرفته می شوند. به بیان دیگر منحنی هیپستومتری به تفاوت های موجود در ناهمواری و اندازه حوضه وابسته نمی باشد.

یک روش ساده برای مشخص کردن شکل منحنی هیپستومتری برای یک حوضه زهکشی خاص، محاسبه انتگرال هیپستومتری است. همانطور که در فصل ۳ نیز بیان شد، انتگرال هیپستومتری از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$\text{انتگرال هیپستومتری} = \frac{H_{\text{mean}} - H_{\text{min}}}{H_{\text{max}} - H_{\text{min}}}$$

مقادیر عددی بزرگ برای انتگرال هیپستومتری و منحنی هیپستومتری محدب شکل، نشانگر توپوگرافی جوان، مقادیر عددی متوسط و منحنی محدب - مقعر یا خطی شکل، بیانگر توپوگرافی بالغ و مقادیر عددی کم به همراه منحنی مقعر شکل، بیانگر توپوگرافی پیر می باشد. براساس طبقه بندی (Hamdouni et al(2007، برای مقادیر انتگرال هیپستومتری:

رده ۱: با فعالیت بالای تکتونیک (  $H_i > 0.5$  )

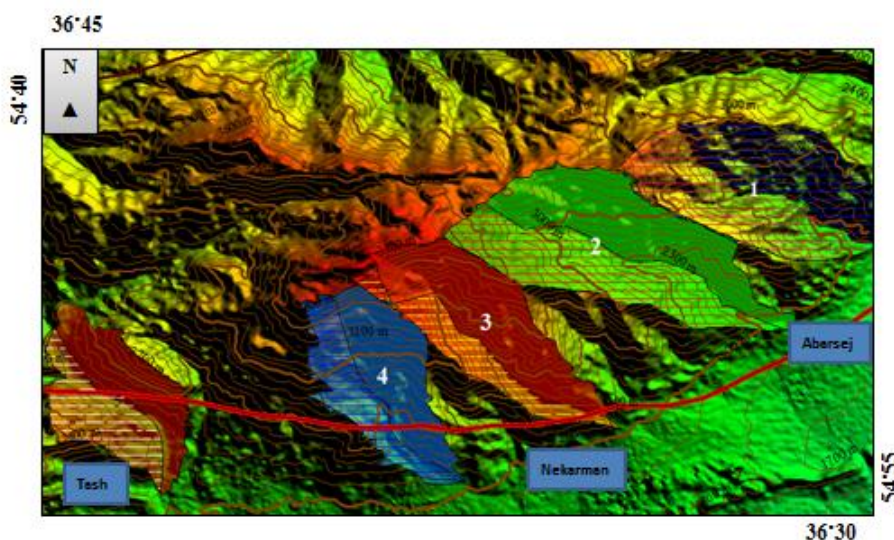
رده ۲: با فعالیت متوسط (  $0.4 < H_i < 0.5$  )

رده ۳: با فعالیت پایین تکتونیک (  $H_i < 0.4$  ) می باشد.

برای محاسبه انتگرال هیپستومتری در حوضه های مورد مطالعه، دو پارامتر ارتفاع حداکثر و ارتفاع حداقل هر حوضه را به آسانی از روی نقشه توپوگرافی شکل (۴-۱۵) بدست می آوریم. ارتفاع متوسط نیز از روی نقشه ی توپوگرافی و با انجام نمونه گیری از ارتفاع ۵۰ نقطه در سطح حوضه و میانگین گیری از آنها قابل محاسبه می شود. مقادیر عددی محاسبه شده انتگرال هیپستومتری برای حوضه های منطقه و همچنین طبقه بندی آنها براساس روش (Hamdouni et al(2007، در جدول (۴-۴) آورده شده است.

جدول (۴-۴) - مقادیر محاسبه شده برای انتگرال هیپستومتری در حوضه های مورد بررسی

Basin	H max	H min	H mean	Hi	Class
1	3308	1867	2553.14	0.47	2
2	3649	2123	2951.78	0.54	1
3	3870	2042	2966.44	0.50	1
4	3736	2199	2911.28	0.46	2
5	3865	2030	2893.78	0.47	2



شکل ۴-۱۵- نقشه منحنی توپوگرافی منطقه به همراه منحنی های تراز

منحنی هیپستومتری، همانطور که در فصل ۳ توضیح داده شد، با پیاده نمودن نسبت ارتفاع کل

$(h/H)$  به نسبت مساحت کل حوضه  $(a/A)$  ترسیم می گردد.

$A$ : مساحت کل حوضه.

$a$ : مساحت بخشی از حوضه در بالای یک خط تراز فرضی با ارتفاع  $h$  می باشد.

$H$ : بالاترین ارتفاع در کل حوضه.

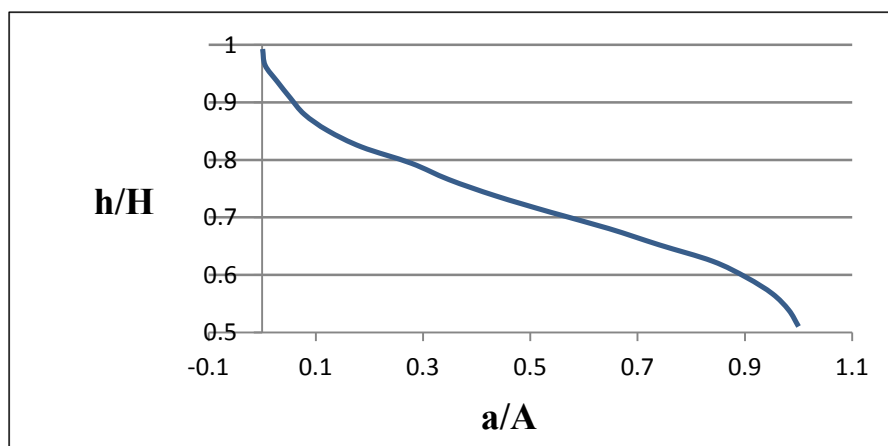
$h$ : ارتفاع خط تراز انتخاب شده می باشد.

در جداول (۴-۵) مقدار پارامترهای مورد نیاز، برای رسم منحنی هیپستومتری برای هر حوضه نشان

داده شده است. و در اشکال (۴-۱۶) منحنی های هیپستومتری برای هر حوضه رسم شده است.

جدول ۴-۵- الف- محاسبه پارامترهای لازم برای ترسیم منحنی هیپستومتری حوضه ۱

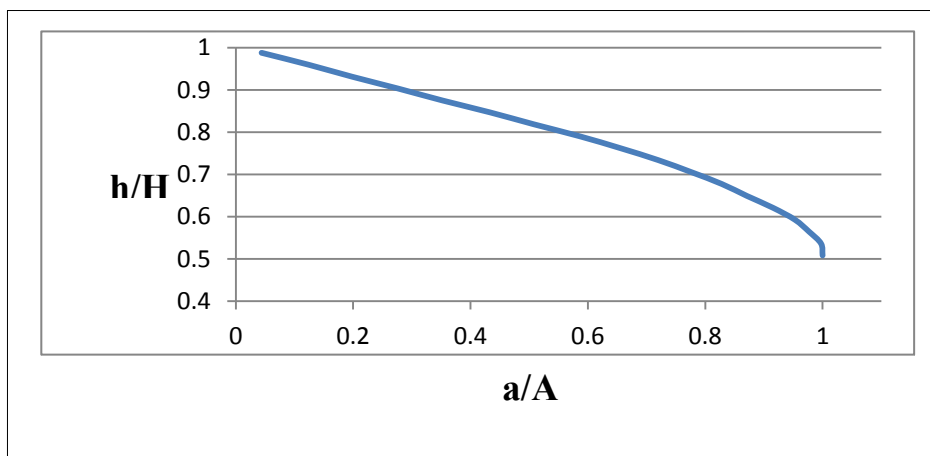
<b>h(m)</b>	<b>Y = h/H</b>	<b>a(m)</b>	<b>X = a/A</b>
1800	0.510493477	21618	1
1900	0.538854226	21226.17	0.981874827
2000	0.567214974	20569.17	0.951483486
2100	0.595575723	19523.362	0.903106763
2200	0.623936472	18152.264	0.839682857
2300	0.652297221	16005.558	0.740381071
2400	0.680657969	13968.922	0.646170876
2500	0.709018718	11624.97	0.537744935
2600	0.737379467	9414.895	0.435511842
2700	0.765740216	7525.938	0.348132945
2800	0.794100964	6012.28	0.278114534
2900	0.822461713	4005.277	0.185275095
3000	0.850822462	2642.534	0.122237672
3100	0.87918321	1698.981	0.078591035
3200	0.907543959	1133.854	0.052449533
3300	0.935904708	611.327	0.02827861
3400	0.964265457	119.867	0.005544778
3500	0.992626205	18.101	0.000837311



شکل ۴-۱۶- الف - منحنی هیپستومتری برای حوضه ی ۱ (  $x = a/A$  و  $y = h/H$  )

جدول ۴-۵- ب - محاسبه پارامترهای لازم برای ترسیم منحنی هیپستومتری حوضه ۲

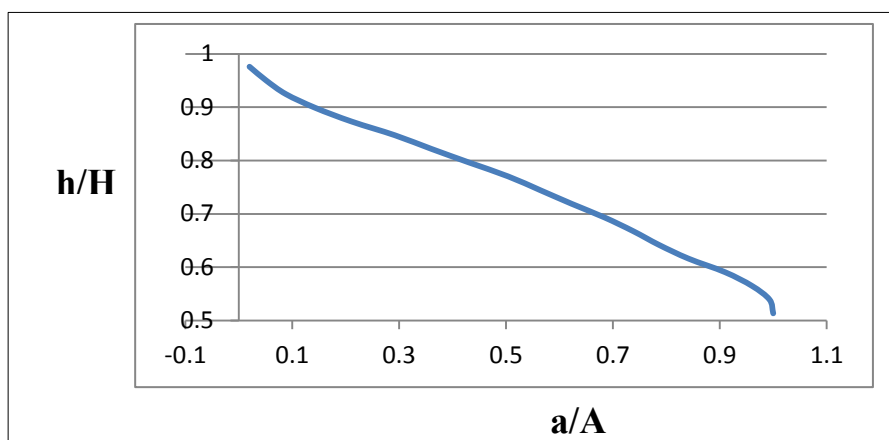
<b>h(m)</b>	<b>Y = h/H</b>	<b>a(m)</b>	<b>X = a/A</b>
1800	0.50804403	25.4673006	1
1900	0.536268699	25.400167	0.997363929
2000	0.564493367	24.879401	0.976915512
2100	0.592718036	24.265826	0.952822852
2200	0.620942704	23.315098	0.91549153
2300	0.649167372	22.177149	0.870808781
2400	0.677392041	21.08995	0.828118784
2500	0.705616709	19.755078	0.775703649
2600	0.733841377	18.332199	0.719832828
2700	0.762066046	16.690417	0.655366553
2800	0.790290714	14.921332	0.585901593
2900	0.818515382	12.941331	0.508154798
3000	0.846740051	11.039032	0.433459053
3100	0.874964719	8.971994	0.35229466
3200	0.903189388	7.049833	0.276819012
3300	0.931414056	5.040756	0.197930518
3400	0.959638724	3.16008	0.124083822
3500	0.987863393	1.119457	0.043956641



شکل ۴-۱۶- ب - منحنی هیپستومتری برای حوضه ی ۲ (  $x = a/A$  و  $y = h/H$  )

جدول ۴-۵- پ - محاسبه پارامترهای لازم برای ترسیم منحنی هیپستومتری حوضه ۳

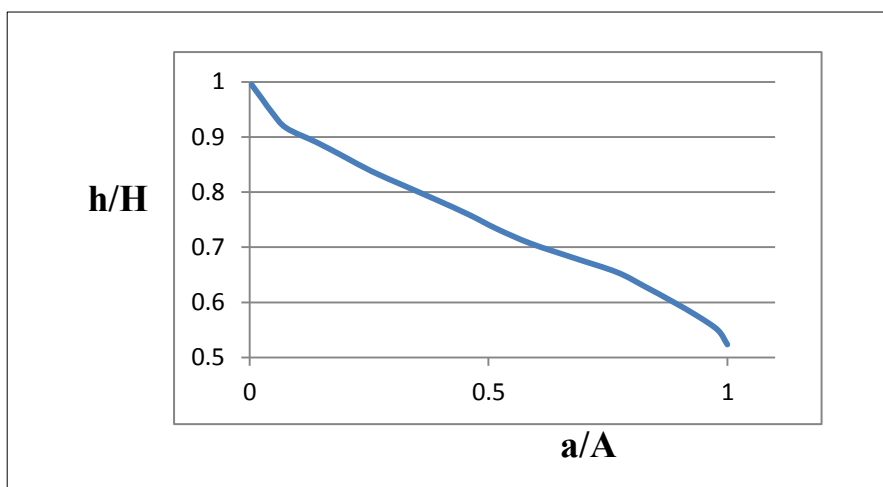
<b>h(m)</b>	<b>h/H</b>	<b>a(m)</b>	<b>a/A</b>
2000	0.513610683	17.02013	1
2100	0.539291217	16.903873	0.993169441
2200	0.564971751	16.346604	0.960427682
2300	0.590652286	15.490785	0.910144928
2400	0.61633282	14.317918	0.84123435
2500	0.642013354	13.379431	0.786094525
2600	0.667693888	12.560678	0.737989545
2700	0.693374422	11.645507	0.684219627
2800	0.719054956	10.595272	0.622514164
2900	0.74473549	9.590337	0.563470256
3000	0.770416025	8.572733	0.503681993
3100	0.796096559	7.344023	0.431490418
3200	0.821777093	6.135994	0.360513933
3300	0.847457627	4.966658	0.291810815
3400	0.873138161	3.589892	0.210920363
3500	0.898818695	2.433727	0.142991093
3600	0.92449923	1.499371	0.08809398
3700	0.950179764	0.86797	0.050996673
3800	0.975860298	0.340089	0.019981575



شکل ۴-۱۶- پ - منحنی هیپستومتری برای حوضه ۳ (  $x = a/A$  و  $y = h/H$  )

جدول ۴-۵- ت - محاسبه پارامترهای لازم برای ترسیم منحنی هیپستومتری حوضه ۴

<b>h(m)</b>	<b>h/H</b>	<b>a(m)</b>	<b>a/A</b>
2000	0.523560209	14.739726	1
2100	0.54973822	14.44561	0.980046033
2200	0.57591623	13.7983	0.93613002
2300	0.602094241	13.029753	0.88398882
2400	0.628272251	12.208639	0.828281272
2500	0.654450262	11.341309	0.769438251
2600	0.680628272	10.000779	0.678491513
2700	0.706806283	8.670978	0.588272672
2800	0.732984293	7.638066	0.518195928
2900	0.759162304	6.763557	0.458865857
3000	0.785340314	5.785629	0.39251944
3100	0.811518325	4.768793	0.323533355
3200	0.837696335	3.765654	0.255476526
3300	0.863874346	2.927041	0.198581778
3400	0.890052356	2.072409	0.140600239
3500	0.916230366	1.130252	0.076680666
3600	0.942408377	0.71542	0.048536859
3700	0.968586387	0.389115	0.026399066
3800	0.994764398	0.059869	0.004061744

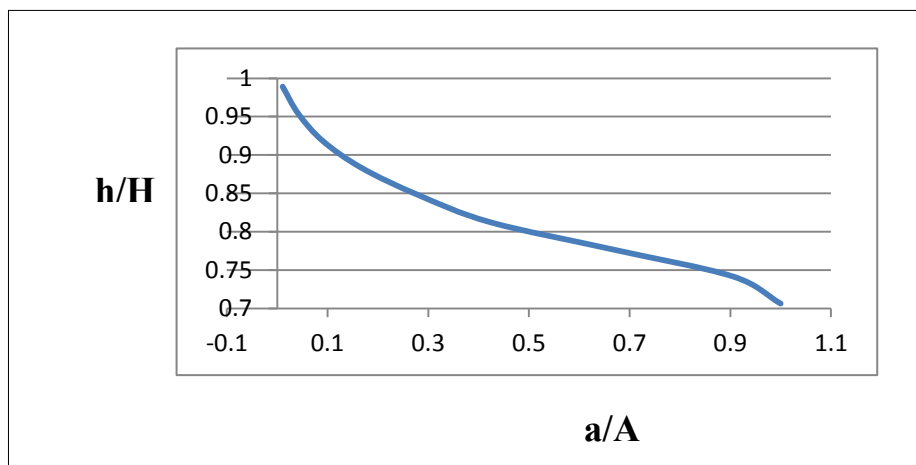


شکل ۴-۱۶- ت - منحنی هیپستومتری برای حوضه ی ۴ (  $x = a/A$  و  $y = h/H$  )



جدول ۴-۵- ث - محاسبه پارامترهای لازم برای ترسیم منحنی هیپستومتری حوضه ۵

<b>h(m)</b>	<b>h/H</b>	<b>a(m)</b>	<b>a/A</b>
2000	0.706464147	13.452912	1
2100	0.741787354	12.180925	0.905448947
2200	0.777110562	8.955892	0.665721444
2300	0.812433769	5.697354	0.423503402
2400	0.847756976	3.776039	0.280685624
2500	0.883080184	2.261809	0.168127837
2600	0.918403391	1.2172	0.090478552
2700	0.953726598	0.566399	0.042102334
2800	0.989049806	0.14631	0.010875712

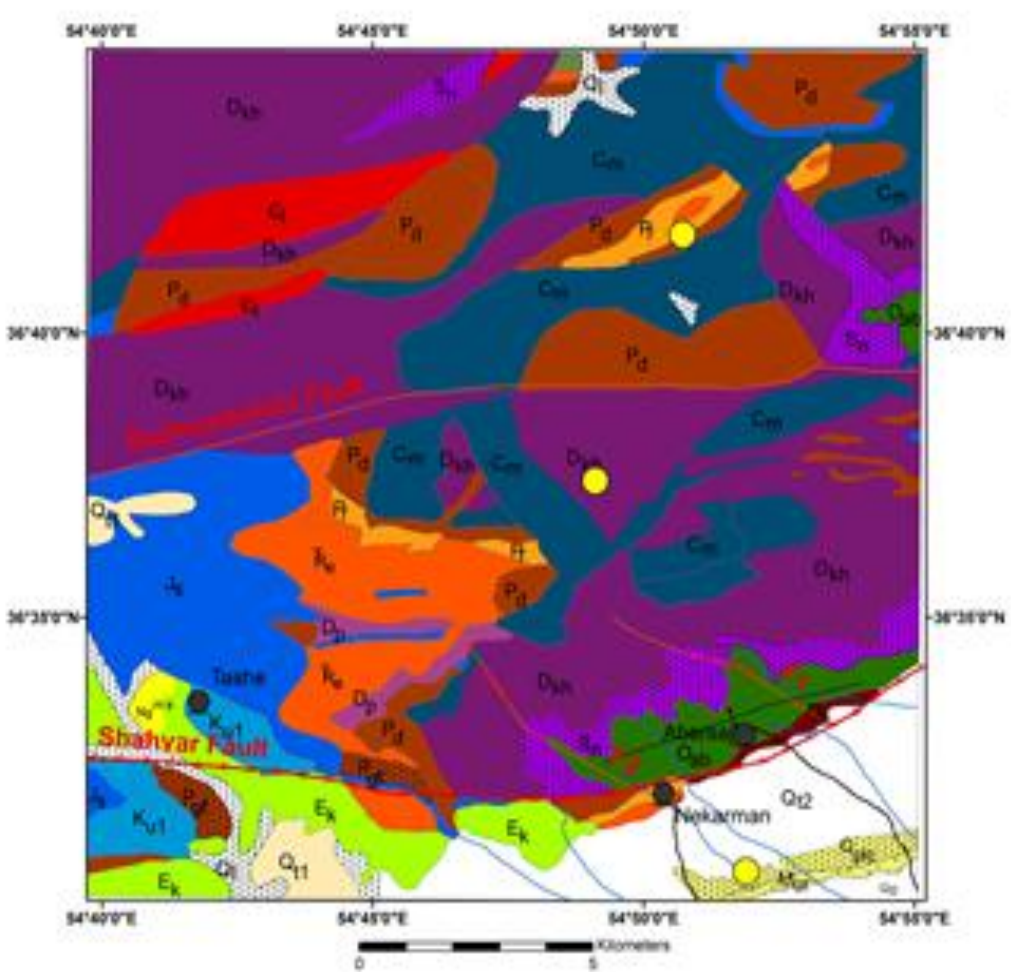


شکل ۴-۱۶- ث - منحنی هیپستومتری برای حوضه ی ۵ (  $y = h/H$  و  $x = a/A$  )

مقدار انتگرال بدست آمده برای حوضه های ۳ و ۲ بیشتر از سایر حوضه ها می باشد و از لحاظ فعالیت تکتونیکی براساس رده بندی (Hamdouni et al(2007), در رده ۱ قرار می گیرد و منحنی هیپستومتری آنها تقریباً محدب شکل است که بیانگر توپوگرافی جوان می باشد که نمود آن حفرشدهای دره های ۷ شکل و ناهمواری های تیز است. حوضه های ۴، ۵ و ۱ مقدار کمتری از انتگرال هیپستومتری را نسبت به حوضه های ۳ و ۲ نشان می دهد که براساس رده بندی (Hamdouni et al(2007), در رده ۲ از نظر فعالیت تکتونیکی قرار می گیرد و شکل منحنی آنها محدب - مقعر می باشد که بیانگر مرحله بلوغ است.

علاوه بر شاخص های مورفوتکتونیکی اعمال شده در این منطقه، زمین لرزه تاریخی سال ۸۵۶ کومس (یا قومس) را که بزرگترین زمین لرزه درون قاره ای ایران می دانند (معین فر و همکاران، ۱۳۷۳)، و همچنین زمین لرزه تاریخی سال ۱۳۰۱ و زمین لرزه های دستگاهی ۱۸۹۰ و ۱۹۳۵ به بزرگی ۷/۲ و ۵/۸ در نزدیکی گستره بررسی شده روی داده اند که می توان آن ها را به سامانه گسلی شاهرود وابسته دانست، (امبرسز و همکاران، ۱۹۸۲).

همچنین داده های لرزه ای موجود نیز نشان از فعالیت بالای تکتونیکی در این منطقه دارد. بطوری که در جدول ۵-۲ آورده شده، از اول سال ۲۰۱۳ تاکنون، ۱۶ زمین لرزه، با بزرگی بالای ۲ ریشتر (۲ تا ۳/۵ ریشتر)، در این منطقه و اطراف آن رخ داده است، که ۳ مورد آنها در منطقه مورد مطالعه می باشد. (شکل ۴-۱۷).



شکل ۴-۱۷- نقاط زرد موقعیت زمین لرزه های ثبت شده در منطقه مورد مطالعه را نشان می دهد ( از سال ۲۰۱۳ تاکنون)

جدول ۴-۶- داده های لرزه ای محدوده مورد مطالعه از اول سال ۲۰۱۳ تا کنون  
(پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله ایران)

Date	Latitude	Longitude	Depth	Magnitude
2013.2.24	36.66	54.92	23	3.3
2013.3.4	36.41	54.48	14	3.4
2013.3.10	36.26	54.56	18	2.8
2013.3.15	36.24	54.18	31	2.6
2013.3.26	36.83	54.91	14	2.6
2013.4.14	36.62	54.81	14	2.8
2013.7.15	36.75	54.97	18	3.1
2013.7.20	36.51	54.86	18	2.9
2013.9.15	36.41	54.27	14	3.1
2013.12.14	36.69	54.94	14	3.2
2014.1.20	36.69	54.84	14	3.9
2014.1.25	36.2	54.68	7	3.8
2014.2.17	36.97	54.41	18	3
2014.4.6	36.06	54.11	15	3.1
2014.4.25	36.39	54.79	14	2.8
2014.5.5	36.99	54.39	38	2.6

فصل پنجم

بحث و نتیجه گیری

با توجه به تأثیر فعالیت‌های تکتونیکی بر ویژگی‌های شبکه زهکشی و توپوگرافی سطح زمین و کاربرد شاخص‌های مورفوتکتونیکی، با بررسی چند شاخص ژئومورفیکی، میزان فعالیت نوزمین‌ساختی منطقه برآورد شده و منطقه مورد مطالعه براساس نسبت فعالیت تکتونیکی تقسیم‌بندی شده است.

الف) بررسی شاخص (Smf)، سینوسیته‌ی جبهه کوهستان در منطقه انجام شد. مقدار شاخص Smf کلی برای منطقه ۱/۲۴ بدست آمده است که با توجه به طبقه‌بندی‌های ذکر شده در فصل ۴، در محدوده‌ی فعال قرار می‌گیرد. همچنین اکثر جبهه‌های کوهستان انتخاب شده، در رده ۱ با فعالیت بالای تکتونیکی قرار می‌گیرند.

ب) با استفاده از داده‌های مدل ارتفاعی رقومی (DEM) و نرم افزار Global Mapper 10.2 شاخص نسبت پهنای دره به عمق دره (Vf)، در دره‌های مناسب اندازه‌گیری شده است. دره‌های بررسی شده اکثراً دارای مقدار Vf کمتر از یک می‌باشند که نشان دهنده‌ی فعال بودن منطقه از نظر تکتونیکی است. البته با توجه به طبقه‌بندی Hamdouni et al (2007)، حوضه‌های ۱، ۳، ۴ و ۵ در رده ۱ قرار می‌گیرند که فعالیت بالای تکتونیکی را نشان می‌دهند و حوضه ۲ در رده ۲ قرار می‌گیرد که نشان دهنده فعالیت متوسط تکتونیکی است، اما همه این حوضه‌های پنجگانه با توجه به طبقه‌بندی Rackwell et al (1985)، در رده ۱، یعنی حوضه‌های با فعالیت بالای تکتونیکی قرار می‌گیرند.

پ) مقادیر شاخص عدم تقارن آبراهه در حوضه آبریز (AF) بدست آمده برای حوضه‌های ۱، ۲، ۳، ۴ و ۵ به ترتیب ۳۶، ۴۱، ۴۲، ۲۱ و ۳۱ بوده است. مقدار این شاخص در تمامی این حوضه‌ها کمتر از ۵۰ می‌باشد که نشانگر فرایش در سمت چپ حوضه‌ها می‌باشد. براساس طبقه‌بندی Hamdouni et al (2007)، سه حوضه ۱، ۲ و ۳ در رده حوضه‌های با فعالیت متوسط و دو حوضه ۴ و ۵ در رده

حوضه‌های با فعالیت بالای تکتونیکی قرار می‌گیرند.

(ت) مقدار انتگرال هیپستومتری بدست آمده برای حوضه‌های ۳ و ۲ بیشتر از سایر حوضه‌ها می‌باشد و منحنی هیپستومتری آنها تقریباً محدب شکل است که بیانگر توپوگرافی جوان می‌باشد که نمود آن حفرشده‌گی دره‌های ۷ شکل و ناهمواری‌های تیز است. حوضه‌های ۱، ۴ و ۵ مقدار کمتری از انتگرال هیپستومتری را نشان می‌دهند و منحنی‌های هیپستومتری آنها نیز تقریباً محدب - مقعر شکل می‌باشد.

با استفاده از شاخص کلی Lat، حوضه‌ها به طور قراردادی و براساس نسبت فعالیت تکتونیکی به چهار رده زیر تقسیم می‌شود:

رده ۱: حوضه‌های با فعالیت تکتونیکی خیلی بالا

رده ۲: حوضه‌های با فعالیت تکتونیکی بالا

رده ۳: حوضه‌های با فعالیت تکتونیکی متوسط

رده ۴: حوضه‌های با فعالیت تکتونیکی پایین

هر یک از حوضه‌های پنجگانه منطقه مورد مطالعه بر اساس رده بندی شاخص کلی Lat، به یکی از رده‌های فعالیت تکتونیکی نسبت داده شده است، که در جدول (۵-۱) آورده شده است.

جدول ۵-۱ - رده بندی فعالیت تکتونیکی نسبی (Lat) در حوضه‌های منطقه مورد مطالعه

basin	AF	Smf	Vf	Hi	S / n	Iat
1	2	2	1	2	1.75	2
2	2	2	2	1	1.75	2
3	2	2	1	1	1.5	2
4	1	2	1	2	1.5	2
5	1	2	1	2	1.5	2

با توجه به این رده بندی و همچنین طبقه بندی (Hamdouni et al(2007). تمام حوضه های پنجگانه فعالیت تکتونیکی بالایی را نشان می دهند. با توجه به عدم وجود رده های ۳ و ۴ در منطقه (یعنی حوضه های با فعالیت متوسط و پایین تکتونیکی)، می توان گفت در کل، منطقه دارای فعالیت تکتونیکی بالایی است. اما از سوی دیگر به دلیل نبود رده ۱ در منطقه (یعنی حوضه ی با فعالیت بسیار بالای تکتونیکی)، می توان نتیجه گرفت که حوضه ی با فعالیت خیلی بالای تکتونیکی نیز در منطقه وجود ندارد، و تمامی حوضه ها، دارای فعالیت بالای تکتونیکی می باشند، که این امر را می توان به فعالیت گسل های موجود در منطقه، بویژه راندگی شاهوار نسبت داد. علاوه بر شاخص های مورفوتکتونیکی اعمال شده در منطقه، به منظور تطبیق نتایج حاصل از بررسی شاخص ها با رخداد زمین لرزه ها در محدوده مورد مطالعه، به طور اجمال زمین لرزه های تاریخی و سده بیستم و همچنین زمین لرزه های یک سال اخیر نیز استخراج گردید که نتیجه این بررسی نیز تأییدی بر فعال بودن گسل شاهوار می باشد.



## منابع فارسی:

- آقاباتی، س.ع.، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۴۵۵ ص.
- افتخارنژاد، ج.، (۱۳۵۹)، "تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی." نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، ص ۱۹-۲۸.
- امبرسزن، ن. و ملویل، چ. پ.، (۱۹۸۲)، "تاریخ زمین لرزه‌های ایران"، (ترجمه رده. ا.، ۱۳۷۰)، انتشارات آگاه.
- جعفریان، م.ب.، جلالی، ع.، (۱۳۸۳)، "نقشه زمین‌شناسی خوش‌بیلاق به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- رحیمی، ب. (۱۳۸۱)، مطالعات ساختاری رشته کوه البرز در شمال دامغان، رساله دکتری. دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
- سلیمانی، شهریار، ۱۳۷۸، رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیکی فعال و جوان، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- شهرابی، م.، (۱۳۷۸)، "تریاس در ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۷۹ ص.
- علیمی، ن.، (۱۳۸۴)، "بررسی لیتواستراتیگرافی سازندهای زیارت و کرج در شمال غرب و شمال شاهرود"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۷۶ ص.
- مختاریپور، ح.، (۱۳۷۶)، "سنگ‌شناسی و محیط رسوبی سنگ‌های آواری پرمین زیرین (سازند دورود) در ناحیه البرز"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۲۶-۲۵.
- نبوی، م.ح.، (۱۳۵۵)، "دیبچه ای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ ص.
- بانک داده‌های لرزه‌ای پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله ایران (iiees.ac.ir).

- Aharipour, R., Moussavi, M.R., Mosaddegh, H., Mistiaen, B., (2010), "Facies features and paleoenvironmental reconstruction of the Early to Middle Devonian syn-rift volcano-sedimentary succession (Padeha formation) in the Eastern-Alborz Mountain, NE Iran", *Facies* 56: 279-294.
- Alavi, M., (1996), "Tectonostratigraphy synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran", *Geodynamic*, 21(1), 1-33.
- 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*, v.25, pp. 659-627.
- Asserto, R., (1966), "The Jurassic Shemshak formation in central Elburz (Iran)".
- Berberian, M., King, G.G., (1981), "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal Earth Science*, 18: 210-265.
- Bozorgnia, F., (1973), "Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Alborz Mountains, Iran". NIOC, Geological laboratories, 4:1-185.
- Bull, W, B.(2007). *Tectonic geomorphology of mountains : a new approach to paleoseimology*. UK. Oxford : Black wall publishing.
- Bull, W, B. and Mcfadden, L.D.(1977). *Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California*. In D.O.Doehring (ed.) , *Geomorphology in arid regions*. Proceedings of the eighth annual Geomorphology symposium state university of New York at Bingamton.
- Dedual, E., (1967), "Zur geologie des mittleren and unteren Karaj-Tales, Zentral – Elbourz (Iran)", 123 pp.
- Dellenbach, J., (1964), "Contribution a' L' etude geologique de la region situee a' L' est de Tehran (Iran)", *fac. Sci. Uniiv. Strasbourg (France)*, 117 pp.
- Ehteshami Moinabadi, M., Yassaghi, A., (2006), "Geometry and kinematics of the Mosha fault, south central Alborz Range, Iran: An example of basement involved thrusting", *Journal of Asian Earth Sciences*, doi: 10.1016.

- EL Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chancon, J., and Keller, E.A. (2007). "Assessment of relative active tectonics, south west border of Sierra Nevada (southern Spain)". *Geomorphology* pp 150-173.
- Fursich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., (2009), "Lithostratigraphy of the Upper Triassic-Middle Jurassic Sheemshak Group of Northern Iran, South Caspian to Central Iran Basin", *The Geological Society, London, Special Publication*, 312, 129-160.
- Guest, B., Axen, G., Lam, P. (2006). "Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation". *Geological Society of America*, p. 35–52; doi: 10.1130.
- Jackson, J., Priestly, K., Allen, M., Berberian, M. (2002). "Active tectonics of the South Caspian Basin". *Geophys. J. Int*, 214–245.
- Jackson, J., Priestly, K., Allen, M., Berberian, M., (2002), "Active tectonic of the South Caspian Basin", *Geophysical Journal International*, v.148, p. 214-245.
- Javidfakhr, B., Bellier, O., Shabanian, E., Siame, L., Leanni, L., Bourles, D., Ahmadian, S., (2011a), "Fault kinematics and active tectonics at the southeastern boundary of the eastern Alborz (Abr and Khij fault zones)", *Geodynamic implications for NNE Iran, Journal of Geodynamics*, doi: 10.1016.
- Jenny, J., (1977), "Precambrian et paleozoique in Ferieur, del Elbourz oriental anre Aliabad et Shahrud, Iran du Nord-est", *Eclogae Geologica Helvetiae*, 70(30), 761-770.
- Keller, E.A. Pinter, N. (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape*. New Jersey: Prentice Hall.
- Nogole Sadat, M.A.A., (1993), "Seismotectonic map of Iran", *Geological Survey of Iran*.
- Rickwell, T.K., Keller, E.A, Johnson, D.I., (1985). "Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California." In: Morisawa, M. (Ed), *Tectonic Geomorphology Symposium*. Allen and Unwin Publishers, Boston, MA, pp.183-207.

- Sengor, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustamoar, T. and Hsu, K. J., (1988), "Origin and Assembly of the Tethyside Orogenic collage at the expense of Gondwana Land, in: Gondwana and Tethys", (ed. By M.G. Audley charls and A. Hahham), Geol. Soc. Of London, Spicial paper 37, 119-181.
- Stampfli, G.M., (1978), "Etude geologique generale de Elburz oriental au S.Gonbad – e – qabus, (Iran, NE)", these fac. Sei. Univ. Geneve, 1-315.
- Stoclin, j.(1974). "Northern Iran: Alborz Mountain , Mesozoic – Cenozoic orogenic Belt, data for orogenic studies." Geol. Soc. London, SP. Pob. 4, P, 213 – 234.
- Tatar, M., (2001), "Etude seismotectonique de deux zones de collision continental: Le Zagros Central et l' Alborz (Iran)", PhD. Thesis, University de Joseph Fourier.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M. and Thompson III, S., (1977), "Seismic stratigraphy and global changes of sea level", part 4. In: Global cycles of relative changes of sea level. AAPG Mem. 26, 83-97.
- Wells, S.G. et al(1988). "Regional variation in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary pacific coast of Coasta Rica." Geomorphology, Vol.1,pp.239-262.
- Yassaghi, A., Madanipour, S. (2008). " Influence of a transverse basement fault on along-strike variations in the geometry of an inverted normal fault: Case study of the Mosha Fault, CentralAlborz Range, Iran ". Journal of Structural Geology 1507–1519.

## **Abstract**

Nekarman – Tash area is located in eastern Alborz Basin. Shahvar fault and Siah Marz Kuh is main fault of study area and some folds such as Nekarman and Dareh Palang anticline and Kuhe Mishi syncline is main fold of study area. In this research we investigate morphometric index such as (SL), (SMF), (Vf), (AF) with use of Global Mapper, Arc GIS and DEM. We use from these indexes to classify the tectonic activity of area. We determine 7 segments with topographic and drainage basins study in study area. At the final we use from mean index (index of tectonics relative) and classify basins in 4 main groups. Basins with tectonic activity of : 1- very high 2- high 3 – middle 4- low. With consideration of this ranking, investigations show all 5 basins of study area classify in group 2 with high tectonic activity. At the final investigations of this research show study area tectonically arranged area with high tectonic activity.

Shahvar fault system located in eastern Alborz region. Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic compose the stratigraphic lithology of study area. Structures study area show of area have E-W until NE – SW trend.

The stratigraphic succession in the study composed of Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic Rocks.



**Shahrood University of Technology**  
**Faculty of Earth Sciences**  
**Tectonic Group**

**Evaluating the tectonic activity in Nekarman – Tash region based on  
Morphotectonic criteria (Northwest of Shahrood)**

**Hadi Ziyadi**

**Supervisor**

**Dr. Ramezan. Ramezani**

**Advisor**

**Dr. Azizollah. Taheri**

**July 2014**