

الحمد لله الذي
خلقنا من
الحمم



دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد تکتونیک

مطالعه ساختاری و لرزه‌خیزی گسل چشمه نیک در منطقه نردین (شمال شرق میامی)

نگارنده: علیرضا حمیدی

استاد راهنما

دکتر رمضان رمضانی اومالی

استاد مشاور

دکتر عزیزالله طاهری

بهمن ۱۳۹۷

شماره: ۲۴. ۱۱. ۹۷

تاریخ: ۲۹/۱۱/۹۷

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم / آقای علیرضا حمیدی با شماره دانشجویی ۹۴۳۷۷۷۴ رشته زمین شناسی گرایش تکنیک تحت عنوان مطالعه ساختاری و لرزه خیزی گسل چشمه نیک در منطقه نردین (شمال شرق میامی) که در تاریخ ۱۳۹۷/۱۱/۰۳ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

☐ قبول (با درجه:)			
☐ مردود			
نوع تحقیق: ☐ نظری ☒ عملی			
عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر رمضان رمضانی اومالی	دانشیار	
۲- استاد مشاور	دکتر عزیزالله طاهری	استاد	
۳- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر علی اکبر مومنی	استادیار	
۴- استاد ممتحن اول	دکتر پرویز امیدی	استادیار	
۵- استاد ممتحن دوم	دکتر ناصر حافظی مقدس	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: آقای دکتر پرویز امیدی
تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:
تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).

ماحصل آموخته ایم را تقدیم می کنم به آنان که مهر آسمانی شان آرام بخش آلام زمینی ام است

به روح ملکوتی پدرم که همیشه آرزوی سربلندی مراد داشت

به سبزترین نگاه زندگیم، چشمان سبز مادرم

به مقدس ترین واژه دلغت نامه دلم، همسرم، هم سفری که با صبوری هایش امید را در دلم زنده نگاه داشت

تا این محرم را به سرانجام برسانم

به فرزندانم پهرو بجان عزیز که امیدوارم بتوانم در راه تحصیل ایشان مشمر شمر باشم

که هرچه آموختم در مکتب عشق شما آموختم و هرچه بگو شتم قطره ای از دریای بی کران مهربانیتان را سپاس توانم بگویم.

بوسه بردستان پر مهرتان

قدردانی و سپاس

سپاس پروردگار یکتا را که پاسکزاری از مخلوق را در مرتبت پاسکزاری از خود بر شمرده.

سپاس و قدردانی خود را انشا می‌کنم به محضر استاذ بزرگوارم جناب آقای دکتر رمضان رمضان‌انی اومالی، جناب

آقای دکتر پرویز امیدی، جناب آقای دکتر عزیزاله طاهری که همواره از مساعدت‌ها و راهنمایی‌های علمی و

سودمندشان بهره‌جسته‌ام، از دکتر حافظی مقدس که زحمت داورای این گزارش را متقبل شده‌اند و همچنین از تمامی

استاذین و پرسنل محترم دانشکده علوم زمین که در دوره کارشناسی ارشد، بنده را از الطاف بیدریغشان محروم نداشتند، کمال

سپاس و قدردانی را دارم.

در انتها از تمامی دوستان عزیزم، جناب آقای رضا جیدی و خانم‌ها حسینی، امرایی، خانلری، خالقی، عموری و

صیادی که در این مدت در مراحل مختلف از تحصیل و انجام پایان‌نامه کمک‌های فراوانی نمودند، کمال تشکر را دارم.

تعهد نامه

اینجانب علیرضا حمیدی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌ساخت (تکتونیک) دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه مطالعه ساختاری و لرزه‌خیزی گسل چشمه‌نیک در منطقه نردین (شمال شرق میامی) تحت راهنمایی آقای دکتر رمضان رمضانی اومالی متعهد می‌شوم.

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

۱۳۹۷/۱۱/۰۳

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکیده

ناحیه مورد مطالعه در استان سمنان، شهرستان میامی و بخش کالپوش قرار دارد. این منطقه از منظر زمین‌شناسی ایران، بخشی از واحد ساختاری-رسوبی البرز (البرز خاوری) می‌باشد و در ۱۱۰ کیلومتری شمال خاوری میامی قرار دارد. مطالعات انجام شده با برداشت‌های صحرایی و داده‌های اخذ شده از سایت‌های مربوط به لرزه‌نگاری، جهت بررسی ساختاری و لرزه‌خیزی منطقه صورت گرفته است. گسل‌های اصلی منطقه شامل گسل چشمه‌نیک و نردین می‌باشد که به ترتیب با طول ۷۹ و ۳۲ کیلومتر و روند شمال خاوری-جنوب باختری، آثار و رخنمون‌های بارزی را بر روی واحدهای سنگی برجای گذاشته‌اند. با توجه به داده‌های صحرایی برداشت شده از سطوح رخنمون یافته، سازوکار این دو گسل به صورت معکوس می‌باشد. آثار جنبش کواترنری گسل چشمه‌نیک را به خوبی می‌توان بر روی نهشته‌های کواترنری مشاهده کرد. بنابراین گسل چشمه‌نیک یک گسل معکوس کواترنری است.

با استفاده از داده‌های لرزه‌ای دستگاهی (۱۹۵۸-۲۰۱۸) منطقه چشمه‌نیک و پلات کردن این داده‌ها بر روی نقشه منطقه مورد مطالعه، با توجه به تراکم لرزه‌ها در طول گسل مشخص گردید که در دو انتهای گسل تراکم لرزه‌ای بیشتر از قسمت میانی می‌باشد، در جنوب غربی گسل به علت وجود شاخه‌های گسلی منشعب و متصل شده در انتهای پایانه گسلی تراکم نسبت به بقیه طول گسل بیشتر می‌باشد.

کلمات کلیدی: گسل چشمه‌نیک، گسل نردین، گسل معکوس، کواترنری، لرزه‌خیزی، البرز خاوری.

فهرست مطالب

۱	افصل اول: مقدمه
۱-۱	۱-۱ - موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی..... ۲
۲-۱	۲-۱ - وضعیت آب و هوایی گستره مورد مطالعه..... ۲
۳-۱	۳-۱ - تعریف مسئله و هدف های تحقیق..... ۳
۴-۱	۴-۱ - تاریخچه مطالعات پیشین..... ۴
۵-۱	۵-۱ - روش مطالعه و انجام پژوهش..... ۴
1-5-1	1-5-1 - مطالعات دفتری..... ۵
۱-۵-۲	۱-۵-۲ - مطالعات صحرایی..... ۵
1-5-3	1-5-3 - تحلیل داده های ساختاری..... ۵
۴-۵-۱	۴-۵-۱ - تحلیل داده های لرزه ای..... ۶
۵-۵-۱	۵-۵-۱ - تدوین پایان نامه..... ۶
۷	۲- فصل دوم: زمین شناسی عمومی
۱-۲	۱-۲ - کلیاتی در مورد زمین شناسی و تکتونیک البرز..... ۸
۲-۲	۲-۲ - زمین ساخت فعال فلات ایران..... ۹
۱-۲-۲	۱-۲-۲ - گستره رسوبی ساختاری البرز..... ۱۱
۲-۲-۲	۲-۲-۲ - تکوین و تکامل ساختاری البرز..... ۱۴
۳-۲	۳-۲ - ریخت زمین ساخت منطقه..... ۲۰
۴-۲	۴-۲ - چینه شناسی..... ۲۱
۱-۴-۲	۱-۴-۲ - واحدهای سنگی پالئوزئیک..... ۲۱
۲-۴-۲	۲-۴-۲ - واحدهای سنگی مزوزوئیک..... ۲۳
۳-۴-۲	۳-۴-۲ - واحدهای سنگی سنوزوئیک..... ۲۵
۳۱	۳- فصل سوم: زمین شناسی ساختمانی
۱-۳	۱-۳ - مقدمه..... ۳۲

۳۲	۲-۳ - گسلها
۳۵	۳-۲-۱ - گسل چشمه نیک
۴۵	۳-۲-۲ - گسل نردین
۵۱	۴- فصل چهارم: لرزه زمین ساخت
۵۲	۴-۱ - مقدمه
۵۴	۴-۲ - توزیع جهانی زمین لرزه ها در جهان
۵۴	3-4 - پهنه بندی خطر نسبی زمین لرزه در ایران
۵۶	۴-۴ - ایالتهای لرزه زمین ساختی
۵۷	۴-۴-۱ - تقسیم بندی بربریان (۱۹۷۶)
۵۹	۴-۴-۲ - تقسیمبندی پورکرمانی و اسدی (۱۳۷۴)
۵۹	۴-۴-۳ - تقسیمبندی میرزائی و همکاران (۱۹۹۸)
۶۰	۴-۵ - لرزه زمین ساخت البرز
۶۱	۴-۶ - ایالت های لرزه زمین ساختی البرز
۶۲	۴-۷ - بررسی زمین لرزه های تاریخی گستره مورد مطالعه
۶۳	۴-۷-۱ - ۷۶۳ میلادی خراسان
۶۳	۴-۷-۲ - زمین لرزه ۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی شمال باختری دامغان
۶۴	۴-۷-۳ - زمین لرزه ۲۸ آوریل ۱۸۸۳ میلادی میامی
۶۴	۴-۸ - بررسی لرزه خیزی گسل چشمه نیک
۶۴	۴-۸-۱ - روش تحقیق
۶۵	۴-۸-۲ - توزیع زمانی و مکانی زلزله ها در اطراف گسل
۷۱	۵- فصل پنجم: نتیجه گیری و پیشنهادات
۷۲	۵-۱ - نتیجه گیری
۷۲	2-5 - پیشنهادات
۷۸	۶-منابع

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱ موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه ۲
- شکل ۱-۲ عناصر تکتونیکی آشکار در فاصله تصادم دو صفحه عربی و اوراسیا... ۹
- شکل ۲-۲ نقشه تکتونیک شمال ایران و جنوب دریای خزر ۱۲
- شکل ۳-۲ پهنه بندی البرز از دیدگاه ساختاری- چینه شناسی (Stocklin, 1974)..... ۱۳
- شکل ۴-۲ تکامل ساختاری البرز در طی پرمین آغازین - سانتونین پیشین ۱۴
- شکل ۵-۲ نقشه تکتونیکی ساده همراه با جهت حرکت نسبی ساختارها. .. ۱۸
- شکل ۶-۲ تکامل ساختاری البرز در سنوزوئیک پایانی (Allen et al, 2003)..... ۱۹
- شکل ۷-۲ الگوی تغییر کینماتیکی در البرز مرکزی ۲۰
- شکل ۸-۲ ستون چینه شناسی سازندهای مربوط به دوران پالنوزوئیک (بدون مقیاس)..... ۲۳
- شکل ۹-۲ ستون چینه شناسی سازندهای مربوط به دوران مزوزوئیک (بدون مقیاس) ۲۵
- شکل ۱۰-۲ ستون چینه شناسی سازندهای مربوط به دوران سنوزوئیک (بدون مقیاس)..... ۲۷
- شکل ۱۱-۲ تصویری از سازندهای منطقه مورد مطالعه..... ۲۸
- شکل ۱۲-۲ تصویری از مرز گسلی بین سازند لار و باروت در کلاته دستی نردین ۲۹
- شکل ۱۳-۲ نقشه زمینشناسی منطقه مطالعاتی. ۲۹
- شکل ۱-۳ نشانگرهای جنبشی سطوح (Petite 1987) ۳۴
- شکل ۲-۳ موقعیت گسل پیسنکی F-431 و گسل چشمه نیک ۳۵
- شکل ۳-۳ موقعیت گسل چشمه نیک بر روی نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کوه کورخود (سهیلی، ۱۳۵۷)..... ۳۶
- شکل ۴-۳ موقعیت ایستگاههای برداشت داده از گسل چشمه نیک ۳۶
- شکل ۵-۳ جنبش کواترنری گسل چشمه نیک. ۳۸
- شکل ۶-۳ استریوگرامهای دادههای گسل چشمه نیک... ۴۰
- شکل ۷-۳ الف) رخنمونی از گسل چشمه نیک در ایستگاه ۳ ۴۰
- شکل ۸-۳ ب) نمایی از گسل چشمه نیک در نزدیکی راهدارخانه (دید به سمت شمال باختری)..... ۴۱
- شکل ۹-۳ استریوگرام دادههای گسل چشمه نیک مربوط به شکل ۷-۳..... ۴۱
- شکل ۱۰-۳ الف) رخنمونی از گسل چشمه نیک در ایستگاه ۳ ۴۲
- شکل ۱۱-۳ عبور گسل از داخل روستای حق الخواجه ۴۲
- شکل ۱۲-۳ - استریوگرام دادههای گسل چشمه نیک مربوط به شکل ۱۰-۳ و ۱۱-۳..... ۴۳
- شکل ۱۳-۳ الف) دره گسلی ایجاد شده توسط گسل چشمه نیک در ایستگاه ۴ ۴۳
- شکل ۱۴-۳ الف) دره گسلی ایجاد شده توسط گسل چشمه نیک در ایستگاه ۴..... ۴۴
- شکل ۱۵-۳ الف) رخنمون گسل چشمه نیک در ایستگاه ۳ ۴۴
- شکل ۱۶-۳ الف) رخنمون گسل چشمه نیک در ایستگاه ۳ ۴۵

- شکل ۳-۱۷- موقعیت گسل نردین در نقشه زمین شناسی منطقه. ۴۶
- شکل ۳-۱۸- تصویر سیکلوگرافیک داده‌های برداشت شده از گسل نردین. ۴۷
- شکل ۳-۱۹- تصویر صحرایی از اثر گسل نردین در ایستگاه اول. ۴۷
- شکل ۳-۲۰- تصویر صحرایی از اثر گسل نردین. ۴۸
- شکل ۴-۱- نقشه پهنه بندی خطر لرزه‌های ایران (Tavakoli & Ghafory-Ashtiany, 1999). ۵۶
- شکل ۴-۲- ایالت‌های ساینموتکتونیکی ایران ۵۹
- شکل ۴-۳- ایالت‌های اصلی لرزه زمین ساختی ایران. ۶۰
- شکل ۴-۴- نقشه ساینموتکتونیک گستره دریای خزر و ایالت ساختاری البرز ۶۱
- شکل ۴-۵- حوزه‌های لرزه‌زمین ساختی البرز (Tchalenko, 1974). ۶۲
- شکل ۴-۶- موقعیت گسل چشمه نیک در منطقه مورد مطالعه و محدوده مورد مطالعه. ۶۵
- شکل ۴-۷- موقعیت رو مرکز زلزله‌ها نسبت به گسل چشمه نیک و نردین ۶۶
- شکل ۴-۸- نمودار فراوانی لرزه‌ها بر اساس بزرگی ۶۸
- شکل ۴-۹- تقسیم بندی گسل چشمه نیک ۶۹
- شکل ۴-۱۰- موقعیت زمین لرزه ۲۸ دسامبر ۲۰۱۸ نسبت به گسل چشمه نیک ۷۰
- شکل ۵-۱- چشمه‌های موجود در منطقه مورد مطالعه که در سنگ‌های آهکی بوجود آمده اند ۷۳

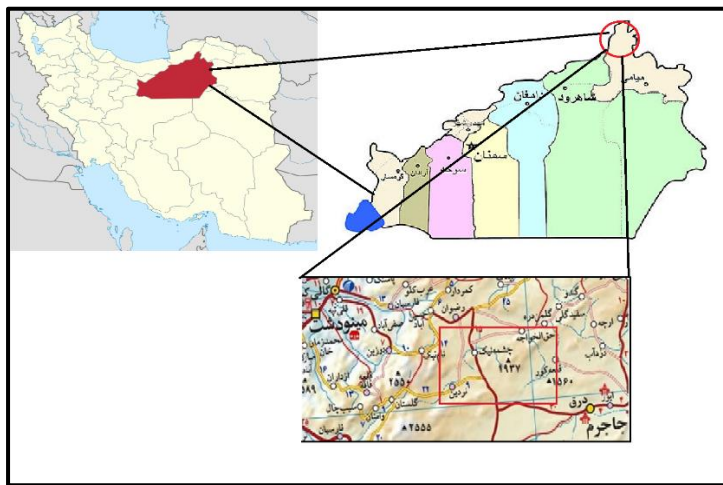
فهرست جداول

- جدول ۳-۱) داده‌های برداشت شده از سطح گسل چشمه‌نیک. ۳۹
- جدول ۳-۲) داده‌های برداشت شده از سطح گسل نردین ۴۶
- جدول ۴-۱) داده‌های لرزه‌ای به فاصله بین سالهای ۱۹۵۸ الی ۲۰۱۸. ۶۷

١ فصل اول: مقدمه

۱-۱ - موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی

ناحیه مورد مطالعه در استان سمنان، شهرستان میامی و بخش کالپوش قرار دارد و از منظر زمین-شناسی ایران، بخشی از واحد ساختاری-رسوبی البرز (البرز خاوری) می‌باشد و در ۱۱۰ کیلومتری شمال خاوری میامی قرار دارد. با توجه به قرار گرفتن این منطقه در بین سه استان سمنان، گلستان و خراسان شمالی، راه‌های مواصلاتی متعددی منطقه را به این استان‌ها متصل می‌نماید که جاده‌های آسفalte کالپوش-میامی-شاهرود، کالپوش-تیل آباد-آزادشهر و شاهرود، کالپوش-گالیکش و کالپوش-گرمه - جاجرم از مهمترین راه‌های دسترسی به منطقه می‌باشند، البته جاده‌های خاکی دیگری هستند که منطقه را به استان‌های مجاور متصل می‌نمایند و کمتر استفاده می‌شوند (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱ موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه راه‌های ایران سازمان نقشه برداری کشور ۱۳۸۹)

۲-۱ - وضعیت آب و هوایی گستره مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه دارای آب و هوای نیمه مرطوب سرد و در قسمتهایی دارای آب و هوای خشک و بیابانی می‌باشد. دمای هوا در حالت کمینه و بیشینه دمایی به ترتیب ۱۵- و ۴۰ درجه سانتیگراد می‌باشد.

منطقه مورد مطالعه دارای تنوع آب و هوایی نسبتاً زیادی است، بطوریکه منطقه مورد مطالعه از سمت جنوب و شرق به مناطق خشک و گرمتر کویری استان سمنان و خراسان شمالی و از طرف غرب و شمال غربی به مناطق با پوشش گیاهی جنگلی حاشیه استان گلستان و سلسله جبال البرز با رطوبت و بارش بسیار زیادتر مربوط می شود.

۳-۱ - تعریف مسئله و هدف های تحقیق

سرزمین ایران در بخش میانی کوهزاد آلپ - هیمالیا که از باختر اروپا آغاز و پس از گذر از ترکیه، ایران، افغانستان تا تبت و شاید تا نزدیکی های برمه و اندونزی ادامه دارد.

پهنه رسوبی ساختاری البرز شامل بلندی های شمال صفحه ایران می شود که خود بخشی از کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا، بلندی های شمال ایران را تشکیل می دهد که از نگاه ریخت شناسی و نیز سرگذشت ساختاری و چین های، در همه جا یکسان نیست و پیچیدگی های ساختاری این رشته کوه باعث شده که بخش های مختلف البرز به طور جداگانه مورد بررسی قرار گیرد.

منطقه مورد مطالعه از نظر زمین شناسی بخش کوچکی از زون رسوبی - ساختاری البرز خاوری می باشد و از نظر جغرافیایی، در شمال خاوری شهر میامی قرار گرفته است. ساختارهای موجود در منطقه مانند غالب مناطق البرز خاوری دارند شمال خاوری - جنوب باختری می باشد.

واحدهای سنگی - رسوبی این مناطق مربوط به دوران های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک می باشند که روند ساختاری غالب این واحدها شمال خاوری - جنوب باختری می باشد که گسل هایی با روندهای متفاوت این واحدها را قطع می نماید.

هدف از این تحقیق بررسی هندسه گسل چشمه نیک و گسل های فرعی اطراف آن در منطقه نردین و همچنین بررسی لرزه زمین ساخت محدوده این گسل می باشد که با استفاده از برداشت های صحرایی و نرم افزاری ارزیابی ساختاری و لرزه خیزی لازم انجام گرفته است.

۴-۱ - تاریخچه مطالعات پیشین

مطالعات ساختاری و لرزه‌خیزی در گستره البرز و کپه‌داغ زیاد صورت گرفته است ولی متأسفانه در این منطقه هیچگونه مطالعات ساختاری صورت نگرفته است و به نوعی از این منظر بکر می‌باشد. مطالعات لرزه‌خیزی انجام گرفته نیز مبدأ این منطقه نمی‌باشد و به علت قرارگیری در محدوده منطقه هدف و فقط در حد چند داده بوده است. مطالعات صورت گرفته در این منطقه کلی بوده و مربوط به سازمان زمین‌شناسی کشور جهت تهیه نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ شامل زونهای دوزین، جاجرم، رامیان، میامی و ۱:۲۵۰۰۰۰ کوه کورخود (آشخانه) می‌باشد که بیشتر جنبه چینه‌شناسی داشته و مطالعات ساختاری در حد مشخص کردن مکان این عوارض ساختاری (چین و گسل) می‌باشد.

نبوی و همکاران (۱۳۹۱) مطالعات زمین‌شناسی و لرزه‌خیزی جهت اجرای سامانه انتقال آب از سد کالپوش به شاهرود انجام داده‌اند که مسیر خط لوله مذکور از منطقه مورد مطالعه عبور می‌کند و به نوعی بخشی از این مطالعات در این محدوده می‌باشد که ساز و کار گسل چشمه‌نیک و لرزه‌خیزی این محدوده را بررسی نموده‌اند که برای گسل چشمه‌نیک سازو کار معکوس در نظر گرفته‌اند.

۵-۱ - روش مطالعه و انجام پژوهش

جهت مطالعه و انجام این تحقیق، با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی و منابع موجود به بررسی راه‌های ارتباطی، وضعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه پرداخته شده است. مطالعات انجام شده با برداشت‌های صحرایی و داده‌های اخذ شده از سایت‌های مربوط به لرزه‌نگاری، جهت بررسی ساختاری و لرزه‌خیزی منطقه صورت گرفته است. داده‌های برداشت شده صحرایی با استفاده از روش‌های پایه‌ای و نرم افزارهای موجود، پردازش و مورد تجزیه و تحلیل قرار داده شده و نتیجه‌گیری در این مورد گرفته شد. این تحقیق در چهار مرحله صورت گرفته است:

۱-۵-۱ - مطالعات دفتری

مطالعات کتابخانه‌ای جهت جمع‌آوری نکات کلیدی و مهم از کتاب‌ها، مقالات داخلی و خارجی موجود در سایت‌ها و کتابخانه‌ها پیرامون موضوع مربوط به این تحقیق انجام گرفته است.

بررسی منطقه مورد مطالعه با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی سازمان زمین‌شناسی کشور با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ دوزین (سهندی، ۱۳۸۰)، ۱:۲۵۰۰۰۰ کوه کورخود (سهیلی، ۱۳۵۷) و نقشه مغناطیس‌هوائی چهارگوش کوه کورخود و تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی جهت آشنایی با موقعیت و وضعیت جغرافیایی، زمین‌شناسی و بررسی نحوه گسترش ساختارها.

۱-۵-۲ - مطالعات صحرایی

پیمایش و برداشت‌های صحرایی این تحقیق که حدود ۲۵ روز به صورت ناپیوسته جهت شناسایی واحدهای سنگی و سازندها، اندازه‌گیری موقعیت لایه‌بندی، شناسایی سطوح گسلی و سازوکار آن‌ها صورت گرفت. در این راستا موقعیت هندسی عناصر ساختاری برداشت شده در صحرا به صورت شیب، جهت شیب برای عناصر صفحه‌ای (Dip, Dip direction) و موقعیت عناصر خطی به صورت میل و جهت میل (Plunge, Plunge Direction) صورت گرفته است.

۱-۵-۳ - تحلیل داده‌های ساختاری

تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل از مشاهدات و برداشت‌های صحرایی، توسط نرم افزارهای زمین‌شناسی و تطبیق داده‌های با تئوری‌های موجود صورت گرفته است.

۱-۵-۴- تحلیل داده‌های لرزه‌ای

تجزیه و تحلیل داده‌های اخذ شده از سایت‌های مربوط به لرزه‌خیزی و بررسی و بدست آوردن میزان انرژی و دوره بازگشت و بزرگای زلزله‌های احتمالی و بررسی موقعیت مکانی و زمانی زلزله‌ها و ارتباط آنها با یکدیگر از جهات مختلف انجام شده است.

۱-۵-۵- تدوین پایان‌نامه

تدوین پایان‌نامه و تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی و سائزموکتونیک منطقه با ترسیم عوارض و ساختارهای زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که حاصل دستاوردهای این پژوهش است که از طریق جمع‌بندی اطلاعات بدست آمده به انجام رسیده است. اطلاعات از نقشه زمین‌شناسی کوه کورخود یا مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ و تصاویر ماهواره‌ای برداشت‌های صحرایی و با استفاده از نرم‌افزارهای Arc Gis, Global Mapper, Auto Cad و جمع‌آوری و تهیه شده و در پایان به صورت گزارش ارائه شده است.

۲ – فصل دوم: زمین شناسی عمومی

از نظر تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران، منطقه مورد مطالعه، در پهنه رسوبی- ساختاری البرز قرار دارد و بخش کوچکی از نیمه جنوبی البرز خاوری به شمار می‌رود. در این فصل، تاریخچه زمین‌شناسی البرز و چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه مورد بحث قرار می‌گیرد.

۱-۲ - کلیاتی در مورد زمین‌شناسی و تکتونیک البرز

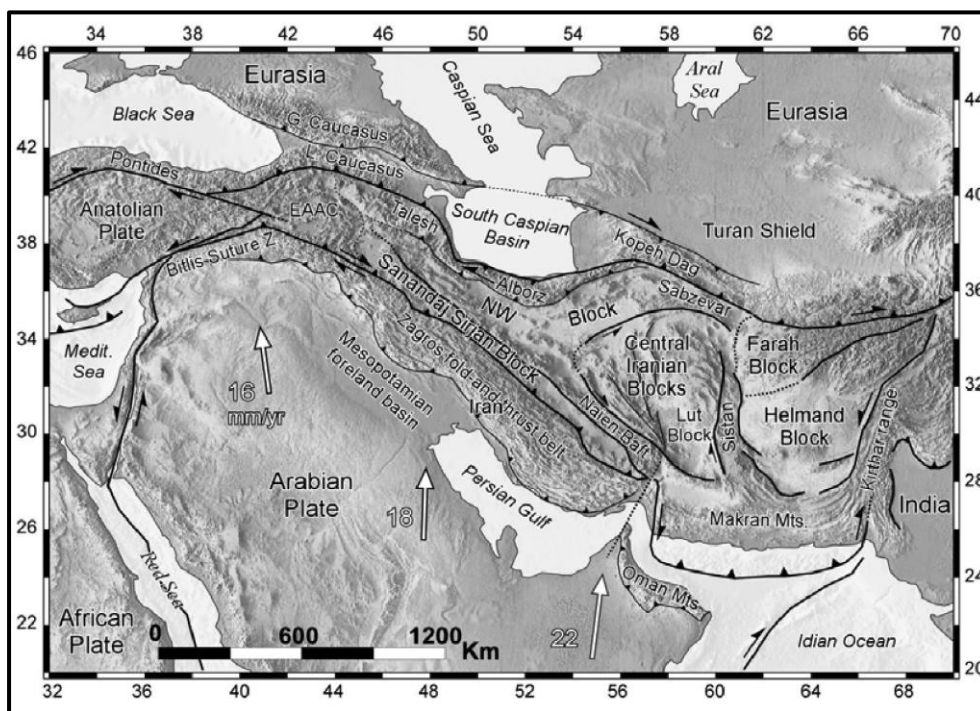
سرزمین ایران بخاطر زمین‌شناسی پیچیده‌ای که پشت سر گذاشته، از گوناگونی فراوانی در سیمای زمین‌شناسی، برخوردار است. پهنه البرز نیز به عنوان یکی از ایالت‌های ساختاری ایران، درگیر این پیچیدگی‌هاست. تاکنون پژوهشگران زمین‌شناسی و زمین‌لرزه‌شناسان بسیاری، در راه گشودن این پیچیدگی‌ها تلاش کرده‌اند و در این گذار، جنبه‌های بسیاری از ویژگی‌های زمین‌شناختی و زمین‌ساختی البرز آشکار شده است، اما با وجود تلاش‌هایی که درباره ویژگی‌های هندسی و جنبشی ساختارهای اصلی البرز، بویژه گسل‌ها و نیز دستیابی به الگوی دگرشکلی‌های امروزمین، ساختار و ویژگی‌های پی سنگی آن شده است، هنوز کسی به درستی نتوانسته است شناسه و الگوی نزدیک به واقعی در این باره ارائه دهد. با توجه به تاریخچه تکوین بلوک البرز، به عنوان بخشی از پهنه همگرایی تتیس، ساختار البرز ناشی از رخدادهای مرتبط با مراحل چندگانه گسترش و بسته شدن حوضه‌های گوناگون در طی تاریخ زمین-شناختی شناخته می‌شود. بر اساس پژوهش‌های ژئودتیک کوتاه‌شدگی در البرز نزدیک به 2 ± 5 میلیمتر بر سال است که همراه با مؤلفه چپگردی برابر 2 ± 4 میلیمتر بر سال محاسبه شده است (Vernant et al, 2004).

بر اساس مطالعه سرعت امواج P در البرز، در ناحیه تهران، ستبرای پوسته فوقانی حدود ۱۴ کیلومتر، و ستبرای پوسته تحتانی ۳۰ کیلومتر و موهو در عمق نزدیک به ۴۶ کیلومتر محاسبه شده است (Doloei and Roberts, 2003). این درحالی است که بر اساس مطالعات گراویمتری و لرزه‌ای توسط (Tatar, 2001) مقادیر فوق برای البرز در ناحیه رودبار به ترتیب ۶ کیلومتر برای پوسته رسوبی، ۱۲ کیلومتر

برای پوسته کریستالین و ۱۷ کیلومتر برای پوسته زیرین محاسبه شده است. بدین ترتیب سطح ناپیوستگی موهو در البرز در عمقی نزدیک به ۳۵ کیلومتر قابل تصور است. با این حال به کلیاتی در مورد کارهای زمین‌شناختی، جنبه‌های چینه‌شناختی، زمین‌ساخت کهن و فعال و لرزه زمین‌ساخت این گستره که توسط محققان انجام شده می‌پردازیم.

۲-۲ - زمین‌ساخت فعال فلات ایران

فلات ایران یک منطقه زمین‌ساختی فعال در میان کمربند کوهستانی آلپ- هیمالیاست و از تعدادی خرده قاره تشکیل شده است که در طول یک زمین درز با ویژگی‌های اقیانوسی به هم پیوسته‌اند و همچنین توسط تعدادی گسل اصلی محدود و قابل شناسایی هستند. در واقع می‌توان گفت که دگرخی فعال ایران توسط همگرایی صفحه عربی و اوراسیا کنترل می‌شود (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲- عناصر تکتونیکی آشکار در فاصله تصادم دو صفحه عربی و اوراسیا. زون‌های گسلی اصلی و چین‌خوردگی‌ها در شکل مشخص است. نواحی مرتفع در این تصادم اساساً بین سلسله کوه‌های زاگرس و قفقاز بزرگ- کپه‌داغ قرار گرفته‌اند. کوتاه‌شدگی پوسته در منطقه بین دو صفحه عربی و اوراسیا انطباق آشکاری با همگرایی این دو صفحه دارد (Sella et al., 2002).

جهت این همگرایی حدود NNW ۱۵ می باشد که حاصل چرخش صفحه عربی و آفریقا حول یک نقطه در ۶۳°۳۱ درجه شمالی و ۵۳°۱۵ درجه شرقی است. نتیجه این همگرایی کوتاه‌شدگی و گسلش در زاگرس چین‌خورده و رورانده، در جنوب و جنوب خاوری و سلسله جبال البرز و کمربند چین‌خورده کپه‌داغ، در شمال و شمال خاوری ایران است. نرخ همگرایی صفحه عربی- اوراسیا در جنوب خاوری ایران حدود ۲۶-۳۰ میلی‌متر بر سال است تخمین زده شده است که به مقدار همین میزان صرف چین- خوردگی در زاگرس، راندگی در البرز و حرکات برشی راستگرد در خاور ایران می‌شود (Walker, 2003).

حاصل این حرکات تکتونیکی فعال، رخداد زمین‌لرزه در نواحی مختلف فلات ایران می‌باشد. در واقع نقشه رومرکز زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی نشان می‌دهد که ایران به صورت یک زون لرزه‌خیز با پهنایی بالغ بر ۱۰۰۰ کیلومتر از پلاتفرم توران در شمال خاور تا صفحه عربی در جنوب باختر ادامه یافته است و نشانگر تراکم زیاد گسل‌های جوان و فعال (با سازوکار غالب معکوس) در فلات ایران است. برخی از گسل‌های کواترنر ایران به طور مستقیم با زمین‌لرزه‌های بزرگ شناخته شده، مرتبط هستند و پتانسیل ایجاد زمین‌لرزه‌های آینده را نیز دارند. برخی دیگر از گسل‌های کواترنر بطور مستقیم مرتبط با زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی نیستند (Berberian, 1976; Berberian & Mohajer- Ashjai 1977). از آنجایی که هنوز مطالعات کاملی در مورد اکثر گسل‌های کواترنری ایران صورت نپذیرفته است، لذا این گسل‌ها نیز با یک دید محافظه کارانه باید به عنوان چشمه‌های ایجاد کننده زمین‌لرزه‌های آینده در نظر گرفته شود.

قطعه‌بندی شدن پی سنگ پرکامبرین ایران در امتداد گسل‌های اصلی و حرکات نسبی قطعات گسلی، این نتیجه را به همراه داشت که حوضه‌های رسوبی مختلفی با ابعاد، شکل و سن‌های مختلف در فلات ایران به وجود آید.

فرایند کوهزایی که با دخالت میدان های استرسی متفاوتی همراه بود، باعث شکل گیری خصوصیات ساختاری و لرزه زمین ساخت، رسوبگذاری، ماگمازایی و ژئومورفولوژی خاصی در سرتاسر ایران شده است. با توجه به روند گسل ها، محور ساختارهای کششی، مورفوتکتونیک و توزیع رومرکز زمین لرزه ها، فلات ایران در واحدهای رسوبی- ساختاری مختلفی قابل تفکیک است. در این راستا مطالعات زیادی در ارتباط با تقسیم بندی لرزه زمین ساختی و رسوبی- ساختاری فلات ایران صورت پذیرفته است که از جمله آنها می توان به کارهای Berberian(1976), Nowroozi(1976), Tavakoli (1996) and Mirzaei et al., (1998), Stocklin (1968) اشاره کرد.

ولی با این حال مهم ترین واحدهای رسوبی- ساختاری ایران شامل مکران، زاگرس، ایران مرکزی، زابل بلوچ، البرز، کپه داغ و شمال باختر ایران می باشد (شکل ۱-۲).

باتوجه به موقعیت جغرافیایی گستره مورد مطالعه و قرارگیری در ایالت رسوبی- ساختاری البرز، قبل از هر چیز نیاز است به بررسی زمین شناسی و زمین ساخت فعال این دو ایالت مهم پرداخته شود.

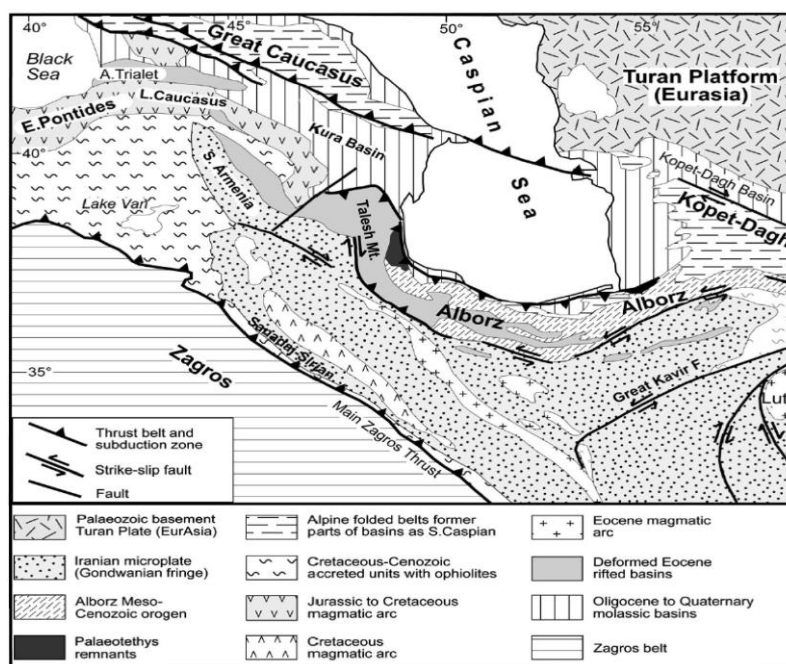
۲-۱-۲- گستره رسوبی ساختاری البرز

سلسله جبال البرز با طولی در حدود ۲۰۰۰ کیلومتر از نظر کوهنگاری بخشی از رشته کوه های آلپ - هیمالیا در آسیای باختری است؛ که از خراسان تا آذربایجان در شمال ایران گسترش دارد. این رشته کوه ها که در منتهی الیه شمالی کشورمان گستره رسوبی ساختاری البرز را تشکیل می دهند، با پیچ و خم قابل توجه و شکل سینوسی از کوهستان های قفقاز کوچک در جمهوری های ارمنستان و آذربایجان در شمال باختری تا کوهستان های پاراپامیسوس در شمال افغانستان واقع در خاور ایران امتداد دارند (Alavi, 1996)، (شکل ۲-۲).

مرز شمالی البرز، زمین درز پالتوتیس است. این محدوده حاصل تصادم میان پوسته قاره ای البرز با قطعه لیئوسفری توران در اواخر تریاس است و با مجموعه های افیولیتی دگرگون شده و نیز بقایای رسوبات

عمیق دریایی دگرگون شده، متعلق به اقیانوس پالئوتتیس که در طول این محدوده اتصال، یافت می‌شوند، متمایز می‌گردد.

در بسیاری از مکانها زمین‌درز پالئوتتیس با ورقه‌هایی از سنگ‌هایی که به وسیله روراندگی‌های جوانتر، از شمال به جنوب تغییر مکان یافته‌اند، پوشیده شده است. اما هر جا که در ملاً دید قرار دارد به وضوح عناصر تکتونیکی قطعه توران را از عناصر تکتونیکی البرز جدا می‌سازد. در طول این زمین‌درز، البرز با دو بخش کاملاً متفاوت از قطعه توران مواجه است. در قسمت خاوری، البرز در تماس با بخشی از قطعه توران قرار دارد که به آن کپه داغ گفته می‌شود. در قسمت غرب، البرز با فرورفتگی جنوب خزر در تماس است که حوضه‌ای، فرونشسته با ویژگی‌های خاص خود است (Stocklin, 1974).

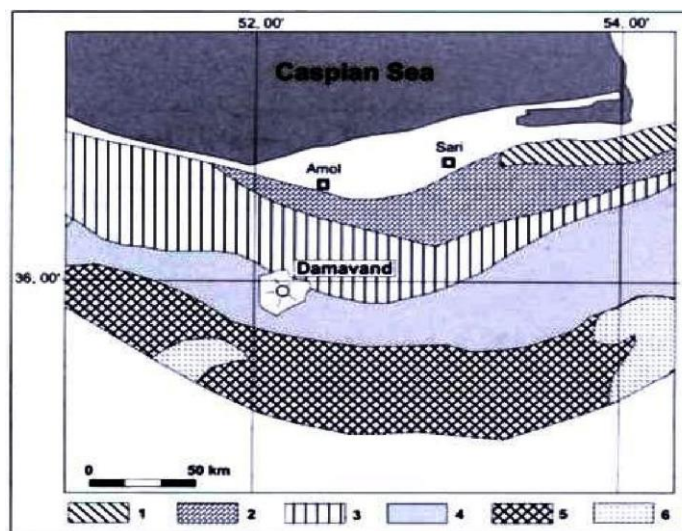


شکل ۲-۲- نقشه تکتونیک شمال ایران و جنوب دریای خزر (Brunet et al.

کوه‌های البرز دارای روراندگی‌های پرشیبی در دامنه‌های جنوبی و شمالی خود می‌باشد. شیب این روراندگی‌ها در دامنه جنوبی به سمت شمال و در دامنه شمالی به سمت جنوب است. گسل‌های مشاء،

شمال تهران و شمال قزوین در دامنه جنوبی، و گسل خزر در دامنه شمالی کوه‌های البرز، تراست‌های بزرگ دامنه‌های البرز را تشکیل می‌دهند (Berberian and Yeats, 1999).

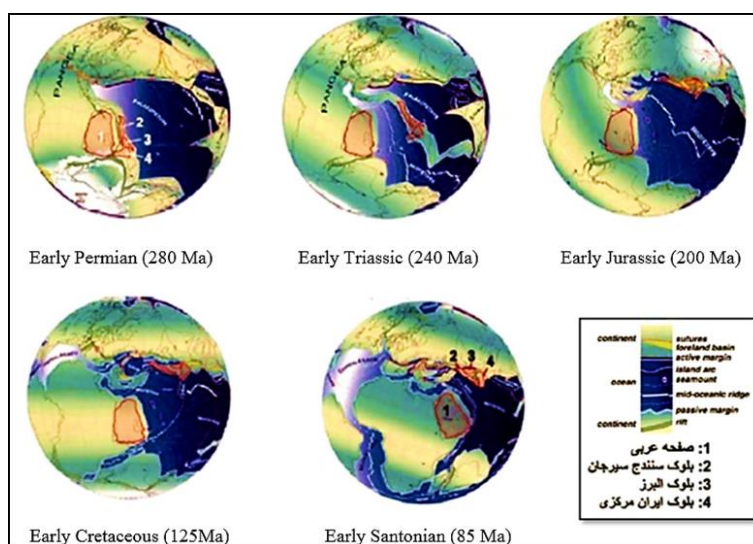
رشته‌کوه‌های البرز بخش حاشیه فلات چین‌خورده وسیع ایران را تشکیل می‌دهد که ساختار آن نتیجه دو کوهزایی مهم است. یکی کوهزایی پرکامبرین آسینتیک و دیگری کوهزایی آلپ مربوط به دوران مزوزئیک و سنوزئیک (خسرو تهرانی، ۱۳۷۵). اولین حرکات واقعی که منجر به چین‌خوردگی البرز شد، فاز لارامید بود که در ماستریشتین پایانی و پالئوسن اتفاق افتاد و در اثر آن، محدوده فرورفتگی خزر در شمال به خشکی مبدل شده و موجب تشکیل جبال البرز در اوایل دوران سنوزئیک گردید. دومین فاز کوهزایی در اوایل - اواسط اولیگوسن اتفاق افتاده است که به فاز پیرنه مشهور است. این حرکات موجب مرتفع شدن بیشتر و فرسایش بعدی قسمت مرکزی کمربند البرز شد. آخرین حرکات کوهزایی مهم البرز در اواخر پلیوسن یا اوایل پلیوستوسن اتفاق افتاده است (فاز پاسادنین)، (درویش زاده، ۱۳۸۳). با توجه به عملکرد چندین گسل و راندگی عمده طولی که با روند ساختاری کوه‌های البرز موازی می‌باشند، البرز از شمال به جنوب به شش ناحیه قابل تقسیم است (Stocklin, 1974)، (شکل ۲-۳).



شکل ۲-۳ - پهنه بندی البرز از دیدگاه ساختاری - چینه شناسی (Stocklin, 1974). ۱: بخش گرگان ۲: پهنه نئوژن شمالی ۳: پهنه شمالی - مرکزی ۴: پهنه جنوب - مرکزی ۵: پهنه ترشیری جنوبی ۶: پهنه بالآآمدگی پیشانی جنوبی.

۲-۲-۲- تکامل ساختاری البرز

رشته کوه البرز در شمال ایران، کمان مرتفعی است که از انتهای تالش در غرب (حدود 49° E و 37° N) تا تقاطع آن با کپه داغ در شرق (حدود 56° E) گسترده شده است (Jackson et al., 2002). بنابر نظر (Alavi, 1996) این رشته کوه بخشی از سلسله جبال آلپ-همالیا محسوب می‌گردد که در حالتی سینوسی با طول ۲۰۰۰ کیلومتر از کوه‌های قفقاز کوچک در ارمنستان و آذربایجان شروع و تا کوه‌های پامیر در شمال افغانستان در شرق امتداد دارد. پوسته البرز حدود ۳۵ کیلومتر ضخامت دارد (Tatar, 2001) و شامل ردیف‌های ضخیمی از سنگ‌های پرکامبرین پسین تا عهد حاضر است. به نظر می‌رسد در زمان نئوژن، دو حوضه رسوبی دریایی غیر مرتبط وجود داشته است، یکی حوضه خزر جنوبی (در شمال) و دیگری حوضه میوسن (سازند قم) در ایران مرکزی (در جنوب) (Berberian and King, 1974; Stocklin, 1974). در اواخر دوران پالئوزوئیک تا ابتدای مزوزوئیک، البرز و ایران مرکزی از گندوانا جدا شده و با حرکت تدریجی به سمت شمال، طی تریاس پسین (Sengor et al. 1988) به ورقه شمالی برخورد کرده (شکل ۲-۴) و زمین‌درز کهن را به وجود آورده‌اند (Berberian and King, 1981).



شکل ۲-۴- تکامل ساختاری البرز در طی پرمین آغازین - سانتونین پیشین (Stampfli and Borel, 2002)

(Stampfli and Bore. 2002) پیشنهاد کردند که بلوک البرز در زمان اردووسین-سیلورین از سرزمین گندوانا جدا شده است و به نظر (Sengor et al. 1988) این بلوک در تریاس انتهایی با اوراسیا برخورد کرده است.

البرز یک کمر بند چند کوهزادی است که توسط کوهزادهای سیمراید (Cimmeride) و آلپاید (Alpide) به ترتیب از تریاس تا الیگومیوسن متأثر شده است (Alavi, 1996). از طرف دیگر این رشته کوه یک مثال عالی از تغییر شکل همزمان فشاری و امتدادلغز است (Allen et al., 2003). به نظر (Jackson et al. 2002)، رشته کوه البرز در حال حاضر تحت کوتاه شدگی چپ بر مایل قرار دارد ضمن آنکه ساختارهای مبین حرکت امتدادلغز چپ بر در البرز خاوری بیش از البرز باختری است. بنابر نظر (Alavi, 1996)، رشته کوه البرز یک کمر بند چین راندگی است که در نتیجه عملکرد گسل های راندگی به شکل تجمع های تاقدیس گون درآمده است.

به باور (Berberian et al, 1981)، در زمان پرکامبرین (پیش از ۶۵۰ میلیون سال قبل)، نواحی البرز، ایران مرکزی، سنندج-سیرجان و زاگرس در حاشیه شمالی قاره گندوانا قرار داشته اند و بوسیله اقیانوس تتیس (اقیانوس پرکامبرین) از پهنه کپه داغ و به تبع آن از قاره اوراسیا جدا بوده اند.

آمیزه های کافی با سرشت قلیایی به همراه نهشته های تبخیری نظیر واحدهای سنگ چینه ای سری ریزو، سری دسو و سری راور در ایران مرکزی (کرمان) و یا مجموعه هرمز در جنوب خاوری زاگرس شواهدی هستند مبنی بر واگرایی دو قاره اوراسیا و گندوانا در زمان پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین (۶۵۰ تا ۴۰۰ میلیون سال) که حاصل آن فروافتادگی هایی در ایران مرکزی، سنندج-سیرجان و زاگرس مرتفع بوده است.

در چرخه رخداد هرسی نین (۴۰۰ تا ۲۷۰ میلیون سال)، حرکت دو قاره اوراسیا و گندوانا همگرا بوده و در نتیجه فراپوم هایی در ایران مرکزی، سنندج-سیرجان و زاگرس پدیدار شده اند که یکی از پیامدهای آن کاهش پهنای تتیس کهن (اقیانوس هرسی نین) و آغازی بر بسته شدن این محیط آبی بوده است.

از اوایل پرمین تا میانه تریاس (۲۷۰ تا ۲۲۰ میلیون سال)، ضمن ادامه فرورانش و کاهش گستره تتیس کهن، در محل تقریبی راندگی اصلی زاگرس، اشتقاق دیگری شکل گرفته که نام تتیس جوان دارد و بریریان برای آن اقیانوس آلپی زاگرس را برگزیده است. در نتیجه این اشتقاق، صفحه ایران از صفحه زاگرس-عربستان جدا شده و هم‌زمان با گسترش بستر تتیس جوان، صفحه ایران به سمت شمال حرکت کرده است.

به دنبال رسوب‌گذاری نهشته‌های آواری پالتوسن و کاهش فعالیت گسل‌های رو رانده در نوار چین‌خورده-گسلیده، لیتوسفر جهت برقراری تعادل ایزوستاتیک در زیر بار حاصل از وزن نوار چین‌خورده-گسلیده‌ای که با پیوستن ورقه‌های جدید، سنگین‌تر و حجیم‌تر از قبل شده، فرونشینی نموده است. حوضه فورلند تحت چنین شرایطی مجدداً توسط آب پوشیده شده و رسوب‌گذاری نهشته‌های کربنات و دریایی کم‌عمق سازند زیارت در آن به وقوع پیوسته است. با فرونشینی بیشتر، حوضه فورلند عمیق‌تر شده و محیط در ائوسن برای رسوب‌گذاری نهشته‌های توریدایتی سازند کرج فراهم شده است (رحیمی، ۱۳۸۱).

(رحیمی، ۱۳۸۱)، این‌طور بیان می‌کند که حوضه فورلند دریایی البرز در آغاز نئوژن به دلیل بالاآمدگی فلات ایران و نیز افت سطح جهانی آب‌ها (Vail et al, 1977) به یک فورلند غیر دریایی 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، بالاآمدگی 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 راست‌بر بوده است. حرکت فشارشی بعد از میوسن

که تاکنون نیز ادامه دارد، سبب جابجایی چپ‌بر شده است. حرکت به سمت باختر پی‌سنگ خزر جنوبی،

نسبت به ایران مسبب این جابجایی چپ‌بر است (Allen et al, 2003).

پیامد کم‌شدگی تحرک نوار چین خورده -گسلیده البرز و ثبات این مجموعه بر روی فلات قاره در اواخر

ژوراسیک زیرین، لیتوسفر حاشیه شمالی ایران جهت رسیدن به تعادل ایزوستاتیک، تحت وزن

نوارکوهزایی البرز (متشکل از ورقه‌های رورانده سیمین) خم می‌شود. فرونشینی لیتوسفر، کاهش شدت

فرآیندهای فرسایشی را به دنبال داشته است که این فرآیند به همراه افزایش سطح جهانی آبها (Vail²

و همکاران، ۱۹۷۷) در این دوره باعث برقراری محیط رسوبی دریایی در حوضه فورلند شده است.

از نظر Harland و همکاران (۱۹۷۱)، رشته کوه البرز واقع در شمال ایران ناحیه‌ای با دگرشکلی

فعال بوده و نمونه بسیار خوبی از همزمانی دگرشکلی‌های فشارشی و امتدادلغز است و می‌توان آن را

به عنوان یک کمربند یا نوار راندگی به همراه چین خوردگی‌های غیر فعال دانست که از تأثیر مؤلفه

کوتاه‌شدگی مایل ایجاد شده است (تغییر شکل‌های حاصل از تکتونیک ترافشارشی).

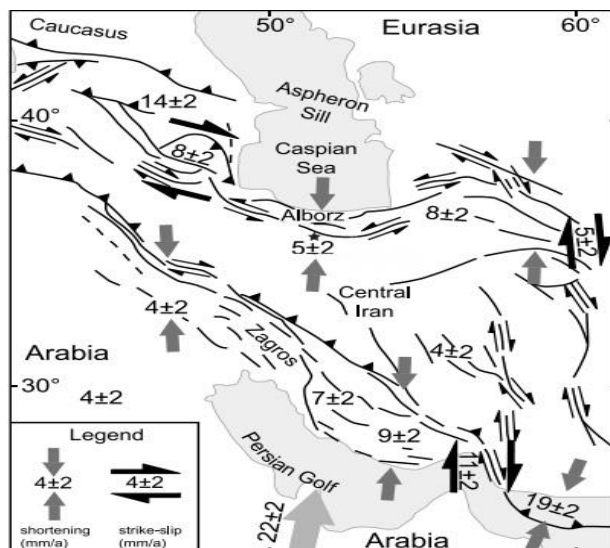
رشته‌کوه البرز در حال حاضر تحت کوتاه‌شدگی مایل قرار دارد؛ ضمن آنکه ساختارهای مبین حرکت

امتدادلغز چپ‌بر، در البرز خاوری بیشتر از البرز باختری است. در شمال بلوک ایران مرکزی، رشته‌کوه

البرز دارای حرکت فشارشی 8 ± 2 میلی‌متر در سال در راستای شمالی- جنوبی می‌باشد (شکل ۲-۵).

نرخ کوتاه‌شدگی در البرز و خزر جنوبی تقریباً 6 ± 2 میلی‌متر در سال نسبت به اوراسیا در جهت شمال

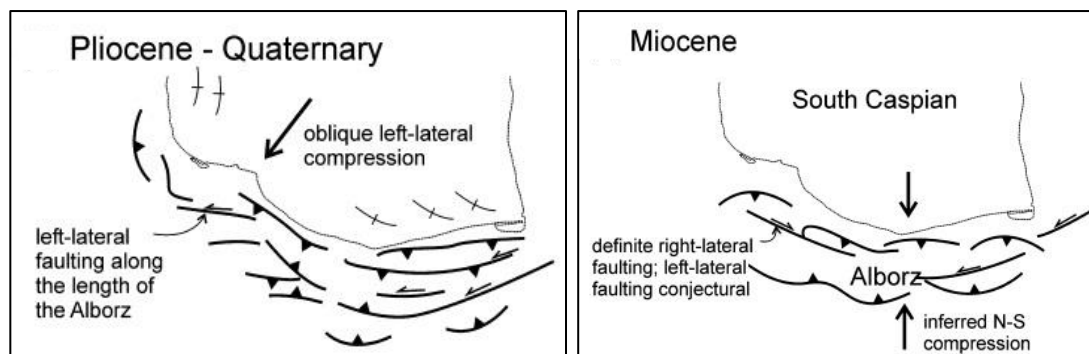
صورت می‌گیرد (Jackson et al, 2002).



شکل ۲-۵- نقشه تکتونیکی ساده همراه با جهت حرکت نسبی ساختارها. کوتاه‌شدگی در البرز مرکزی 5 ± 2 میلی‌متر در سال و میزان حرکت برشی 4 ± 2 میلی‌متر در سال می‌باشد (Vernant et al, 2004)

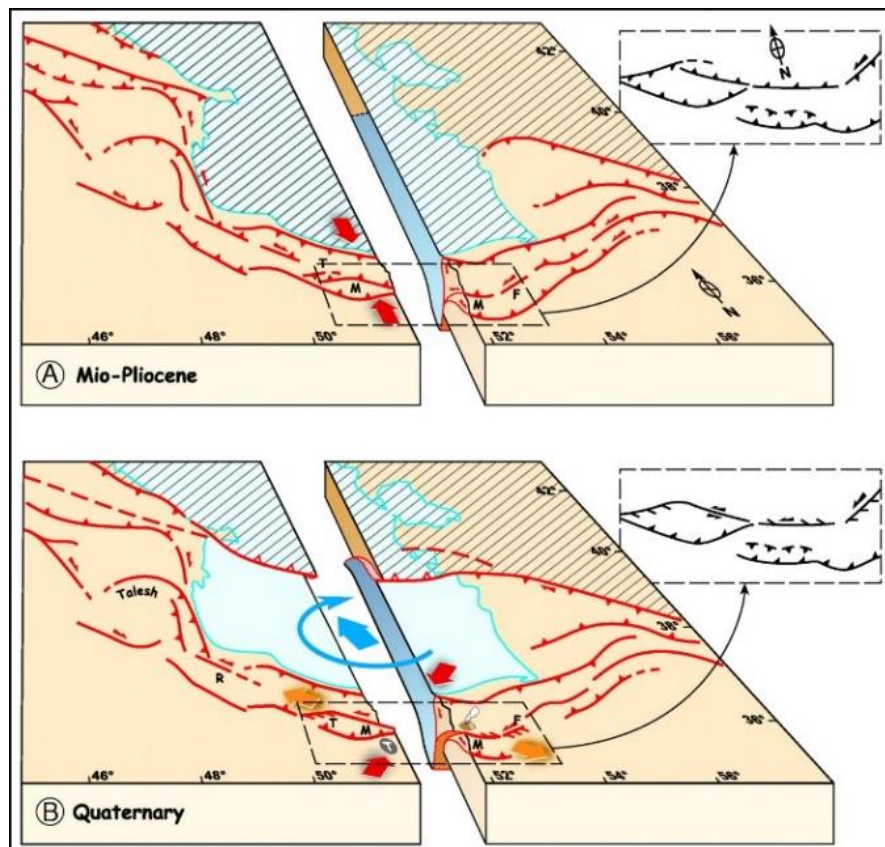
همگرایی صفحات عربی-اوراسیا شامل کوتاه‌شدگی درون قاره‌ای در همه جای ایران به جز در حاشیه جنوبی ($58^\circ E$)، جایی که دریای عمان در جهت شمال به زیر مکران فروورانش می‌کند می‌باشد. حرکت البرز خاوری به دو حرکت راندگی گسل خزر و حرکت امتدادلغز چپ بر سامانه گسلی شاهرود با راستای شمال خاوری- جنوب باختری افزاز می‌شود. گسل‌های سامانه گسلی شاهرود و سازو کار حرکتی آن‌ها در سطح شناخته شده‌اند.

Allen و همکاران (۲۰۰۳) کوتاه‌شدگی مایل را برای البرز مطرح می‌کند، که بر اساس آن استرین در منطقه به دو مولفه امتدادلغز چپ‌بر به موازات رشته کوه و راندگی عمود بر رشته کوه تقسیم می‌شود. این کوتاه‌شدگی مایل ناشی از دو حرکت در ناحیه است، یکی همگرایی صفحات عربی و اوراسیا در راستای شمالی جنوبی و دیگری حرکت رو به غرب حوضه خزر. آنان در این مطالعات زمین‌ساخت نازک پوسته را برای البرز مطرح کرده و میزان نهایی کوتاه‌شدگی را برای آن در حدود ۳۵ کیلومتر در نظر گرفته‌اند (شکل ۲-۶).



شکل ۶-۲- تکامل ساختاری البرز در سنوزوئیک پایانی (Allen et al, 2003).

به عقیده Ritz و همکاران (۲۰۰۶) در زمان میوپلیوسن جهت محور فشارش (σ_1) به صورت N-S در البرز مرکزی بوده است، اما در زمان کواترنری شروع حرکت رو به شمال باختری حوضه خزر جنوبی و چرخش ساعتگرد آن که در زمان پلیستوسن اتفاق افتاده است. جهت‌گیری محورهای σ_1 و σ_2 به ترتیب به صورت NNE-SSW و WNW-ESE تغییر کرده است. در نتیجه این تغییر کینماتیکی ساختارهای ترافشارشی چپ‌بر که پیش از این در البرز مرکزی شکل گرفته بودند به ساختارهای تراکششی چپ‌بر در بخش‌های داخلی البرز مرکزی تبدیل شده‌اند. زمان شروع این ساختار تراکششی حدود ۱-۱/۵ میلیون سال قبل همزمان با چرخش ساعتگرد خزر جنوبی می‌باشد (شکل ۶-۲).



شکل ۲-۷- الگوی تغییر کینماتیکی در البرز مرکزی در ارتباط با حرکت به سمت بخش شمال باختری حوضه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا و چرخش ساعتگرد آن (پیکان آبی) را نشان می‌دهد. فلش‌های قرمز نشانگر محور کوتاه‌شدگی و فلش‌های نارنجی بیانگر محور کششی را در حوضه‌های داخلی البرز و در راستای پهنه برشی چپگرد موازی آن نشان می‌دهند (Ritz et al, 2006).

۲-۳ - ریخت زمین‌ساخت منطقه

از نگاه ریخت‌شناسی، منطقه مورد مطالعه شامل نواحی مرتفع و بخش‌های پست می‌باشد. واحدهای رسوبی شامل واحدهای پالئوزوئیک، مزوزوئیک؛ سنوزوئیک و نهشته‌های کواترنری با مخروطه‌افکنه‌هایی با رسوبات جوان که معمولاً در قسمت‌های پست و کم ارتفاع نهشته شده‌اند، می‌باشند. از مهمترین ارتفاعات منطقه کوه‌های خواجه قنبر، قراول خانه، کوه پیغمبر یا دانیال و ... می‌باشند که کوه خواجه قنبر با ارتفاع حدود ۲۵۳۰ متر از سطح دریا از بلندترین ارتفاعات منطقه می‌باشد که بخش عمده رسوبات آن سازند لار و آهک‌های کرتاسه می‌باشد. ارتفاعات منطقه معمولاً در امتداد روند گسل‌های اصلی (شمال

خاوری- جنوب باختری) هستند. آبراهه‌های شکل گرفته توسط ارتفاعات موجود در منطقه مورد مطالعه به دلیل آب و هوای ویژه منطقه اکثراً فصلی هستند.

۴-۲ - چینه‌شناسی

بر اساس نتایج حاصل از مطالعات صورت گرفته پیشین، به ویژه نقشه زمین شناسی دوزین با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (Salamati, 2001)، نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کوه خورخود (سهیلی، ۱۳۵۷) و مشاهدات صحرایی نگارنده وجود سنگ هایی از پرکامبرین، پالئوزوئیک، مزوزوئیک، سنوزوئیک و آبرفت‌های عهد حاضر به اثبات رسیده است. دولومیت‌های سازند سلطانیه به سن پرکامبرین، قدیمی‌ترین و نهشته‌های کوآترنری، جدیدترین واحدهای رخنمون یافته منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. در ادامه به بررسی سازندهای رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه، از قدیم به جدید می‌پردازیم.

۲-۴-۱- واحدهای سنگی پالئوزوئیک

۲-۴-۱-۱- سازند باروت

این سازند از نظر موقعیت چینه‌شناسی پس از دولومیت سلطانیه قرار دارد و مرز آن‌ها تدریجی گزارش شده است. نام این سازند از دهکده باروت در غرب زنجان گرفته شده است و ضخامت آن حدود ۷۰۰ متر از شیل‌های رسی-سیلتی و ماسه‌ای میکادار با میان لایه‌هایی از دولومیت و آهک بوجود آمده است (خسروتهرانی، ۱۳۷۵). این رسوبات در جنوب منطقه بعد از دوراهی نردین به سمت جاجرم، جاده نردین-طلوبین بعد از کلاته‌دستی و شرق روستای ظلوبین و شمال روستای گلستان برونزد دارند. از ویژگی‌های این سازند در منطقه مورد مطالعه، وجود شیل و ماسه سنگهای شیلی-سیلیسی میکادار که در بین آن‌ها آهک تیره رنگ و لایه‌هایی از دولومیت خاکستری تیره تا زرد رنگ نیز قرار دارد. از خصوصیات بارز این رسوبات وجود دایک‌های دیابازی است که توالی را قطع نموده است.

۲-۴-۱-۲- سازند میلا

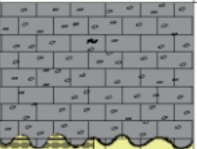
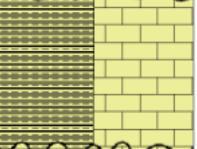
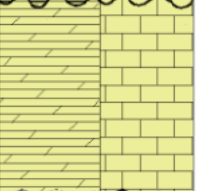
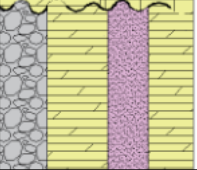
از سازندهای زمین شناسی در البرز با سن کامبرین پسین تا اردوئین پیشین است. نام این سازند از میلاکوه در جنوب دامغان گرفته شده است. دارای پنج بخش که شامل بخشهای دولومیت و آهک و ماسه سنگ و... می باشد. سازند میلا در برش الگو با یک لایه زرد رنگ مارنی بر روی کوارتزیت راسی قرار می گیرد. رخنمون این سازند در منطقه مورد مطالعه در شمال شرقی گسل چشمه نیک در نزدیکی روستای دوزین می باشد.

۲-۴-۱-۳- سازند خوش ییلاق

از سازندهای پالئوزوئیک البرز خاوری با سن دونین میانی- بالایی می باشد که دارای چند بخش مختلف با نهشته های متفاوت می باشد و از سازندهای پرفسیل می باشد. در منطقه مورد مطالعه در باختر روستای دوزین و جنوب خاور روستای نام نیک رخنمون دارد، توالی شامل سنگ آهک های متوسط لایه همراه با افقهایی از شیل و ماسه سنگ های قهوه ای می باشد.

۲-۴-۱-۴- سازند روته

این سازند در گستره های وسیعی از البرز خاوری و البرز مرکزی رخنمون دارد. سطوح پایانی سنگ آهک های روته همواره نشانگر یک سطح فرسایشی- کارستی است که ممکن است با گدازه های آتشفشانی و عدسی های بوکسیت- لاتریت مشخص باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳) این سازند در منطقه مورد مطالعه در شمال غربی گسل چشمه نیک رخنمون دارد. این توالی شامل سنگ آهک های فوزولین دار با لایه بندی متوسط و خاکستری رنگ می باشد.

Erathem	System	Seri	Formation	Lithology	Description
paleozoic	Permian	Middel	Rote		Gray limestone
	Devonian	Middel Upper	Khosh-Yellagh		Shalle limestone
	Combrian	Upper	Milla		Dolomit limestone
Protozoic		Upper	Barot		Conglomerate Sandstone, Dolomit

شکل ۲-۸- ستون چینه شناسی سازندهای مربوط به دوران پالئوزوئیک (بدون مقیاس)

۲-۴-۲- واحدهای سنگی مزوزوئیک

۲-۴-۲-۱- سازند شمشک

سازند شمشک، مجموعه ای از رسوبات چند رخساره ای، تورب، ماسه سنگ ها و رسوبات آبرفتی دلتایی است که برش الگوی آن توسط آسرتو (۱۹۶۶) در بالادست دره روته در شمال گردنه لاسم بررسی شده است. این رسوبات در ارتفاعات کوه داش قلعه در جنوب گسل چشمه نیک رخنمون دارند. سهیلی (۱۳۶۱) در شرح نیمه جنوبی نقشه زمین شناسی کوه کورخود، رسوبات ژوراسیک را به سه بخش تقسیم کرد. رسوبات این منطقه شامل تناوبی از شیل و ماسه سنگ که طبقاتی از مارن، شیلهای ذغالی، آهک و کنگلومرا آنها را همراهی می کنند.

۲-۴-۲-۲- سازند لار

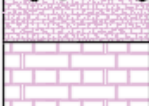
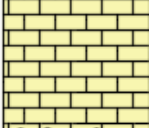
مقطع تیپ این سازند در دره لار (شمال شرقی گرمابدر) قرار دارد و از آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای حاوی چرت یا نوارهای سیلیسی است خسرو تهرانی (۱۳۷۵). نهشته‌های این سازند در امتداد گسل چشمه‌نیک در نزدیکی روستای طلوبین قابل رویت است، آهک‌های توده‌ای و بدون لایه‌بندی با نودول‌های سیلیسی در میان توده‌های آهکی از خصوصیات بارز این سازند می‌باشد. در نقشه دوزین که بخشی از کوهستان البرز و زون ساختاری-رسوبی البرز می‌باشد، واحدهای حوضه ساختاری-رسوبی هزار مسجد-کپه داغ را به کار برده اند که مورد قبول نمی‌باشد (مانند سازند کلات، برای سنگ آهک‌های کرتاسه بالایی، سازند مزدوران و چمن بید یا کشف رود برای سنگ‌های ژوراسیک) اما در این نوشتار از به کار بردن آنها صرف نظر شده است چون ویژه البرز نیستند.

۲-۴-۲-۳- واحد سنگی k_1

این واحد که در مجاورت گسل چشمه‌نیک، در قسمت جنوبی آبادی چشمه‌نیک به سمت روستای حق‌الخواجه و در راستای جاده آسفالته نردین به طلوبین رخنمون دارد، هم‌ارز با سنگ آهک‌های کرتاسه پایینی در البرز است. رخنمون آن شامل سنگ آهک‌های خاکستری روشن تا کرم، ضخیم لایه تا توده‌ای است. همبری این واحد با واحدهای مجاور گسله است (سلامتی، ۱۳۸۰).

۲-۴-۲-۴- واحد سنگی k_2

این واحد که در مجاورت و امتداد گسل چشمه‌نیک برونزد دارد، سن این واحد کرتاسه پسین و معادل با سازند آبدراز در نظر گرفته می‌شود. رخنمون آن شامل سنگ آهک‌های زیست‌آواری و سنگ آهک ماسه‌ای متوسط تا ضخیم لایه با سطح هوازده به رنگ صورتی و سنگ آهک‌های گلوکونیت دار و دارای گرهک‌های چرت به رنگ خاکستری روشن متمایل به سفید است. سنگواره‌هایی از آمونیت و اینوسراموس در سنگ آهک‌های این واحد یافت می‌شوند (سلامتی، ۱۳۸۰).

Erathem	System	Seri	Formation	Lithology	Description
Mesozoic	Cretaceous	Upper			sandstone, marly limestone
		Lower			sand limestone limestone
	Jurassic	Upper	Lar		Medium to thick bedded limestone
		Lower	Shemshak		Sandstone, Shale, Siltstone, Conglomerate, Coaly shale and coal

شکل ۲-۹- ستون چینه شناسی سازندهای مربوط به دوران مزوزوئیک (بدون مقیاس)

۲-۴-۳- واحدهای سنگی سنوزوئیک

۲-۴-۳-۱- واحد کنگلومرانی (p^e)

کنگلومرای قرمز تا ارغوانی رنگ با مشخصات گردشگی خوب، جورشدگی متوسط، سختشدگی خوب و جنس قطعات تشکیل دهنده آن در محل رخنمون به گونه‌ای فراگیر سنگ آهک‌های ژوراسیک می‌باشد (سلامتی، ۱۳۸۰). رخنمون این واحد را می‌توان در شمال روستای حق الخواجه و شمال روستای نردین مشاهده نمود. این واحد کنگلومرایی را می‌توان هم ارز و همسان با کنگلومرای پستلیق در کپه‌داغ و کنگلومرای فجن در البرز دانست.

۲-۴-۳-۲- واحد مارنی-آهکی

تناوبی از سنگ آهک‌های کرم تا سبز روشن، نازک تا متوسط لایه با لایه‌بندی خوب، نومولیت‌دار به همراه مارن‌های کرم-صورتی رنگ، سنگ آهک‌های ماسه‌ای و ماسه‌سنگ‌های آهکی تا میکروکنگلومرا در این واحد سنگی دیده می‌شود (سلامتی، ۱۳۸۰). رخنمون این واحد در جنوب ورقه نزدیک به دوراهی

جایگاه شامل مجموعه مارن‌های ژئوسپ‌دار به رنگ سبز روشن - ارغوانی دارای فسیل استرا و لایه‌هایی از سنگ آهک نومولیت‌دار و تناوب سنگ آهک نازک تا متوسط لایه کرم تا نخودی رنگ است.

۲-۴-۳- واحد کنگلومرای

کنگلومرای یاد شده در مسیر جاده نردین به طلویین و پیرامون روستای وامنان رخنمون دارد. با ناپیوستگی بر روی لایه‌های قدیمی‌تر از خود می‌نشیند. از نظر قلوه‌های تشکیل دهنده این واحد همانند کنگلومرای نئوژن است ولی سیمان آن به رنگ خاکستری تا کرم و سست‌تر از کنگلومرای فوق می‌باشد. جورشدگی آن ضعیف و گردشگی‌اش متوسط تا خوب است. سن این واحد با توجه به موقعیت چینه‌ای، پلیوکواترنری در نظر گرفته شده است (سلامتی، ۱۳۸۰).

۲-۴-۴- نهشته‌های کواترنر

باد رفت‌ها (لُس): این نهشته‌ها از سیلت و کمی رس پدید آمده‌اند و به رنگ قهوه‌ای روشن تا نخودی مایل به کرم دیده می‌شوند (سلامتی، ۱۳۸۰). این واحد در بیشتر مناطق مورد مطالعه چه در زمینهای پست و کم ارتفاع و چه در زمینهای مرتفع و جنگلی رخنمون دارد. ضخامت این رسوبات در مناطقی تا ۵۰ متر نیز می‌باشد و به علت نفوذ پذیری بالا و وجود هوموس گیاهی، این رسوبات مکان مناسبی جهت کشاورزی و امرار معاش مردم منطقه می‌باشند، به طوری که دشت دانیال و دشت کالپوش در قسمت شمالی گسل چشمه نیک یکی از قطبهای مهم کشاورزی و دامداری استان سمنان می‌باشند.

پادگانه‌های کهن: این واحد در برگیرنده پادگانه‌های آبرفتی کهن است که در بخش‌های بالا دست رودخانه‌ها یا بر روی کناره دره‌ها پدید آمده است (سلامتی، ۱۳۸۰). این نهشته‌ها شامل مجموعه‌هایی از کنگلومرا همراه با افق‌هایی از سنگریزه است که با جورشدگی ضعیف و گردشگی خوب و سیمان متوسط تا ضعیف هستند.

پادگانه‌های جوان: این واحد دربرگیرنده پادگانه‌های جوان‌تر است که نهشته‌های آبرفتی، رسی - ماسه‌ای که ممکن است سستبرای زیادی برسند، پدید آمده است. نهشته‌های جوان و مخروط افکنه‌های آبرفتی نیز از نهشته‌های کواترنری به شمار می‌روند که در مناطق پست و کم ارتفاع رسوب کرده‌اند (سلامتی، ۱۳۸۰). تصویری از سازندهای منطقه مورد مطالعه در شکل (۹-۲) آمده است.

Erathem	System	Seri	Formation	Lithology	Description
Cenozoic	Quaternary	Upper			Agricultural land
		Lower			Alluvial plain
				Old alluvial terraces	
				sandstone, Conglomerate	
				newgens Conglomerate	
				sandstone, marly Conglomerate	
				Limestone and limestone sand	
				Marl with layers of sandstone	
				Conglomerate with layers of red sandstone	
	Tertiary	neogene		fajano	
Paleogene					

شکل ۲-۱۰- ستون چینه شناسی سازندهای مربوط به دوران سنوزوئیک (بدون مقیاس)

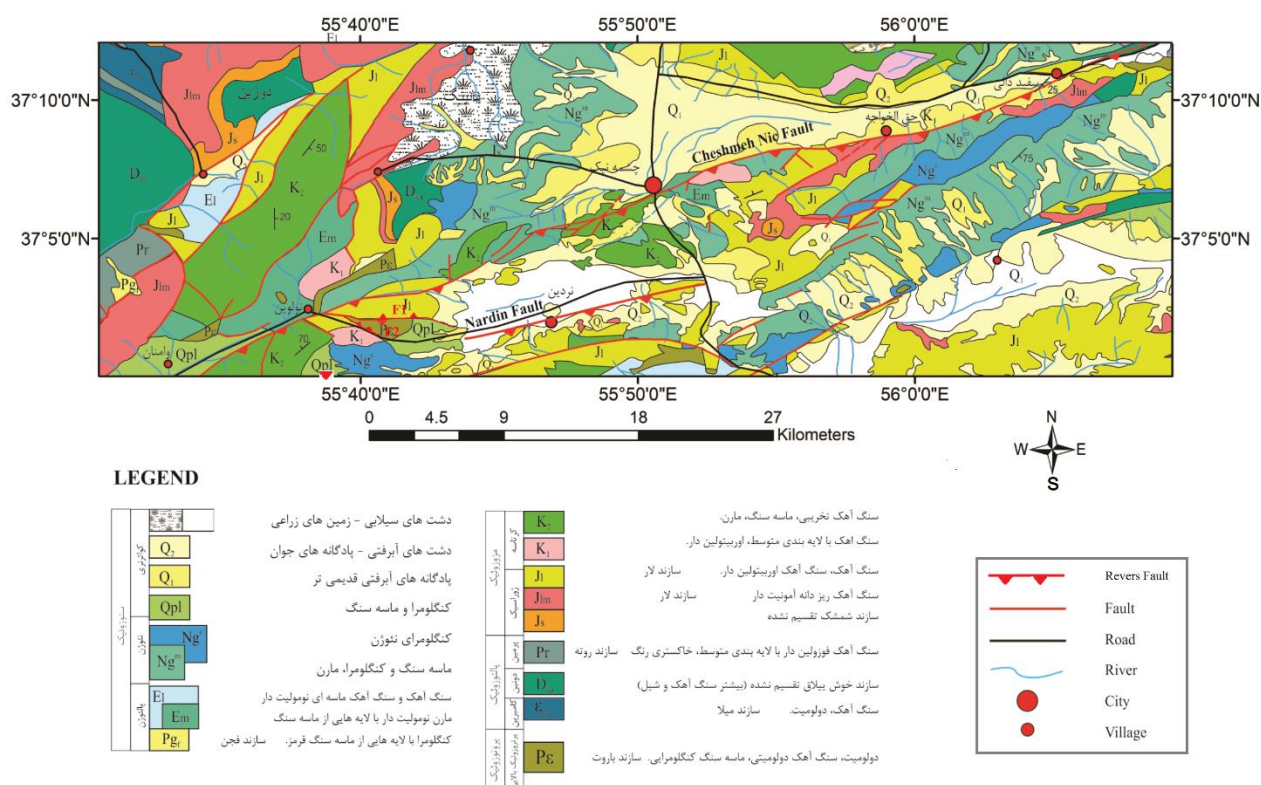


شکل ۲-۱۱- تصویری از سازندهای منطقه مورد مطالعه. الف) سازند باروت. ب) شیل و مارنهای کرتاسه ج) سازند لار و باروت د) واحد مارنهای پالئوژن و) واحدهای کنگومرایی کواترنری ه) آهکهای کرتاسه.



شکل ۲-۱۲- تصویری از مرز گسلی بین سازند لار و باروت در کلاته دستی نردین

Geological Map of Nardin



شکل ۲-۱۳- نقشه زمین شناسی منطقه مطالعاتی. برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کوه کور خود (سهیلی، ۱۳۵۷)

۳ - فصل سوم: زمین شناسی ساختمانی

۱-۳ - مقدمه

منطقه مورد مطالعه از نظر ساختاری به گونه‌ای است که گسل چشمه‌نیک، گسل اصلی بوده و با طول حدود ۷۹ کیلومتر و گسل‌های منشعب و فرعی متصل به این گسل با طول‌های کمتر از ۱۰ کیلومتر و گسل نردین با طولی حدود ۳۲ کیلومتر از تشکیل دهندگان اصلی ساختارهای این محل بشمار می‌آیند که عملکرد هر کدام از آن‌ها باعث قرارگیری سازندهایی با سن‌های مختلف در کنار یکدیگر شده است. راستای چیره ساختارهای منطقه، از جمله گسل‌ها و سازندهای موجود از راستای ساختاری البرز خاوری (شمال خاوری - جنوب باختری) تبعیت می‌کنند، البته تغییرات جزئی هم درون آن‌ها مشاهده می‌شود. قابل ذکر است افزون بر این روندهای ساختاری شمال خاوری - جنوب باختری، تعدادی گسل با راستاهای متفاوتی وجود دارد. در این پژوهش گسل چشمه نیک به عنوان گسل اصلی و گسل نردین از نظر ساختاری بررسی می‌شوند. همچنین با در نظر گرفتن نقش عوامل ساختاری (گسلش و چین خوردگی) و تاثیر عواملی از قبیل جنس سنگ‌ها بر مورفولوژی، زمین‌ریخت منطقه مطالعاتی تا حدودی مورد بحث و بررسی قرار گیرد. مطالعات نوزمین ساختی بر اساس تعریف Obruchev (۱۹۴۸) که علم نوزمین ساخت علمی است که کلیه حرکات و دگرشکلی‌های ایجاد شده از اواخر دوران سوم زمین‌شناسی تا اوایل دوران چهارم را مورد بحث قرار می‌دهد. در این راستا به مطالعه دگرشکلی‌های رخ داده در سازندهای نئوژن و کواترنری پرداخته شده است.

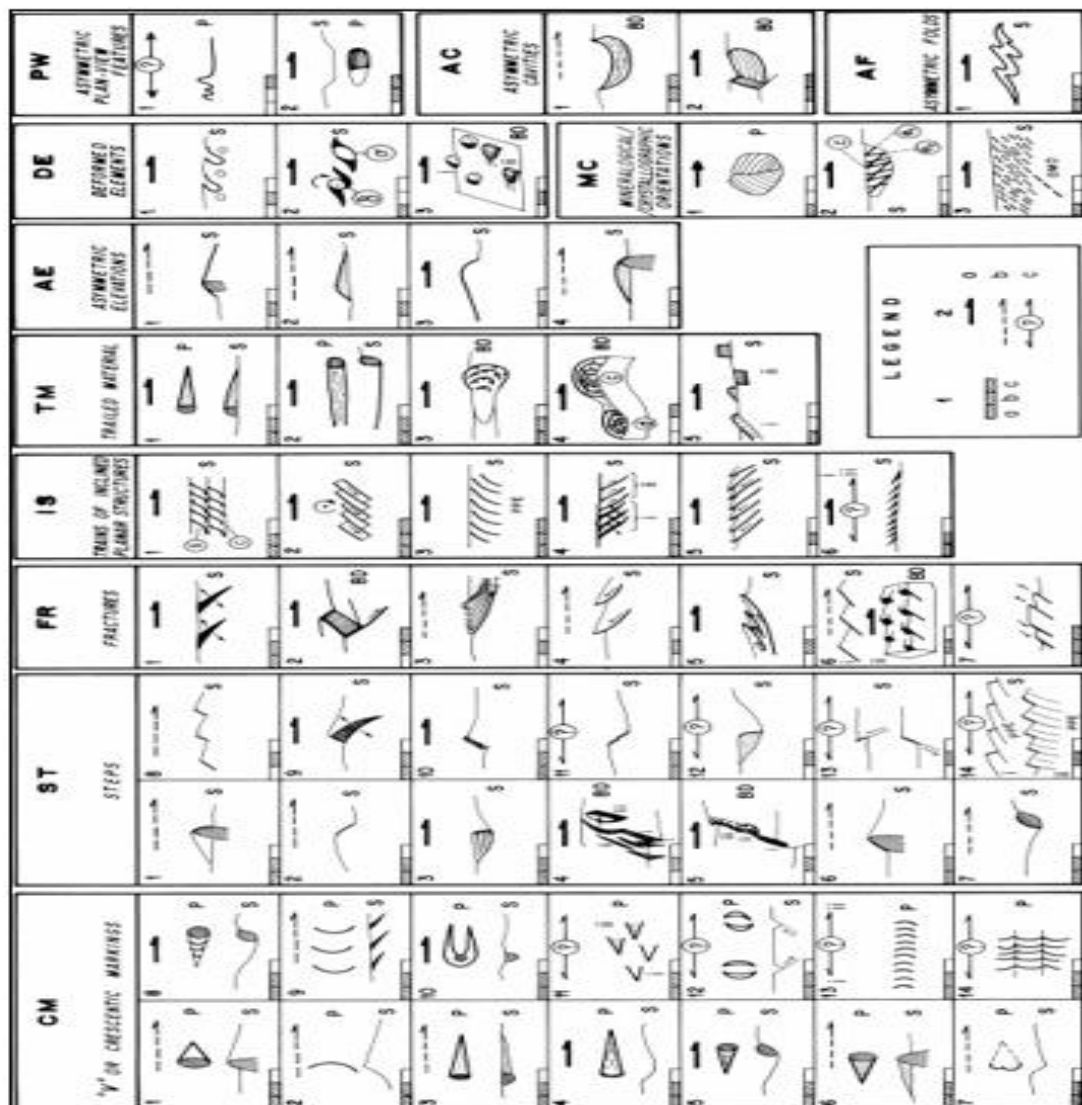
۲-۳ - گسل‌ها

گسل، به شکستگی‌هایی اطلاق می‌شود که سنگ‌های دو طرف شکستگی نسبت به یکدیگر حرکت کرده باشند. این جابجایی می‌تواند از چند میلی‌متر تا صدها متر باشد و به کمک همین مشخصه، می‌توان آن‌ها را از درزه‌ها تشخیص داد. درواقع حضور گسل در یک منطقه نشان می‌دهد که در زمان گذشته در

طول آن جابه‌جایی رخ داده است. گسل‌های اصلی منطقه هم‌راستا با ساختارهای البرز خاوری (شمال-خاوری-جنوب‌باختری) می‌باشند که به این نوع گسل‌ها، گسل طولی و به گسل‌هایی که با روند تقریباً شمالی-جنوبی و شمال‌باختری-جنوب‌خاوری که ساختارهای زمین‌شناسی را به‌صورت عرضی قطع کرده‌اند و نسبت به گسل‌های طولی از نظر اندازه کوچک بوده، به‌عنوان گسل‌های عرضی نام نهاده شده است. به منظور تشخیص نحوه حرکت و سازوکار گسل‌ها از نشانگرهای جنبشی برداشت شده از پهنه گسلی استفاده می‌شود. معیارهای ریخت‌شناسی سطح گسل بویژه در مکان‌هایی که واحدهای سنگی طرفین سطح گسل، از یک جنس و سن باشند و روش‌های چین‌نگاری و سایر ابزارهای تعیین سازوکار گسل مانند خمش‌های مجاور سطح گسل (Fault drag fold) در دسترس نباشند، ابزار مناسبی در تعیین نحوه حرکت (Movement sense) در سطح گسل می‌باشند.

Petite (۱۹۸۷) به بررسی برخی از این عناصر ساختاری در برداشت‌های صحرایی رشته‌کوه Alpine High Atlas در موروکو^۲ پرداخته و معتبرترین معیارهای نحوه تشخیص حرکت را دسته شکستگی‌های مرتبط با گسل معرفی می‌کند.

Doblas (۱۹۹۸) از نشانگرهای جنبشی به منظور تحلیل سازوکار گسل‌ها استفاده نمود (شکل ۳-۱). ایشان این نشانگرها را به طور کلی در بیش از ۱۱ گروه و ۶۱ زیرگروه تقسیم‌بندی نمود (شکل ۳-۱).



شکل ۳-۱- نشانگرهای جنبشی سطوح (Petite 1987).

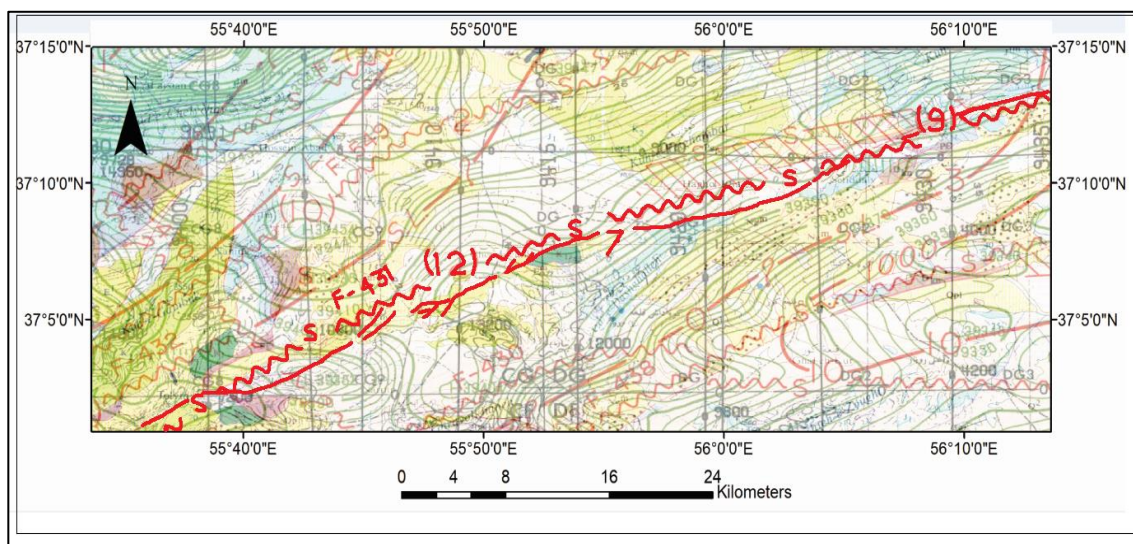
در این پژوهش گسل‌های چشمه‌نیک و نردین با راستای شمال خاور- جنوب باختر که از راستای ساختاری البرز خاوری تبعیت می‌کنند به عنوان گسل‌های اصلی معرفی می‌شوند.

این گسل‌ها قبلاً در نقشه زمین شناسی دوزین با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ شناسایی شده‌اند که گسل چشمه‌نیک با همین نام در نقشه مذکور نام گذاری شده است ولی برای گسل نردین نامی تعیین نشده است.

۳-۲-۱- گسل چشمه‌نیک

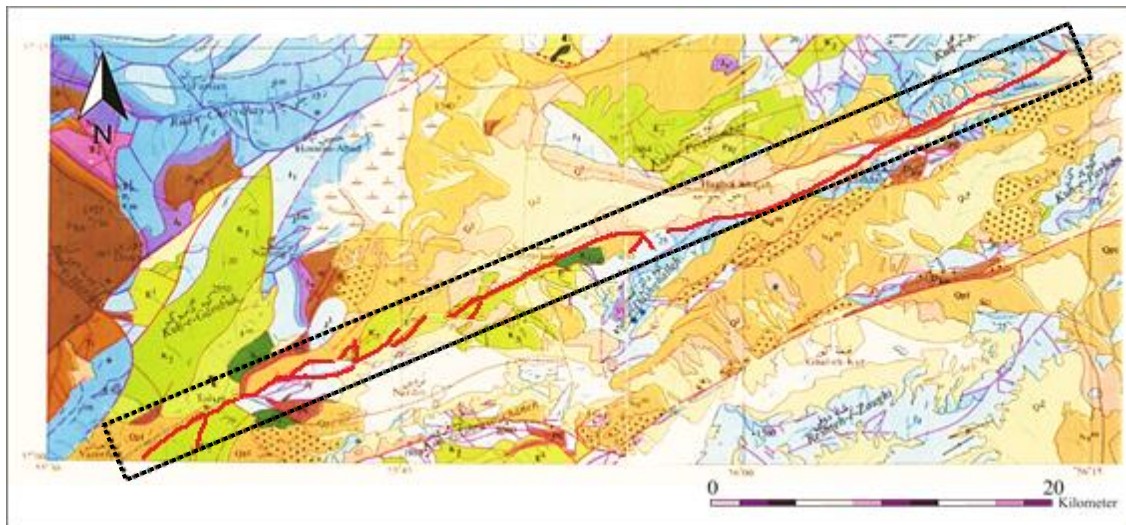
گسل چشمه‌نیک حد فاصل مرز کپه‌داغ و بینالود معرفی شده است (Salamat, 2001).

با توجه به نقشه مغناطیس‌هوایی چهارگوش کوه کورخود، گسل چشمه‌نیک جزء گسل‌های پی‌سنگی با کد F-431 است. گسل نردین نیز با کد F-430 در سمت جنوب گسل چشمه‌نیک واقع شده است (شکل ۳-۲).



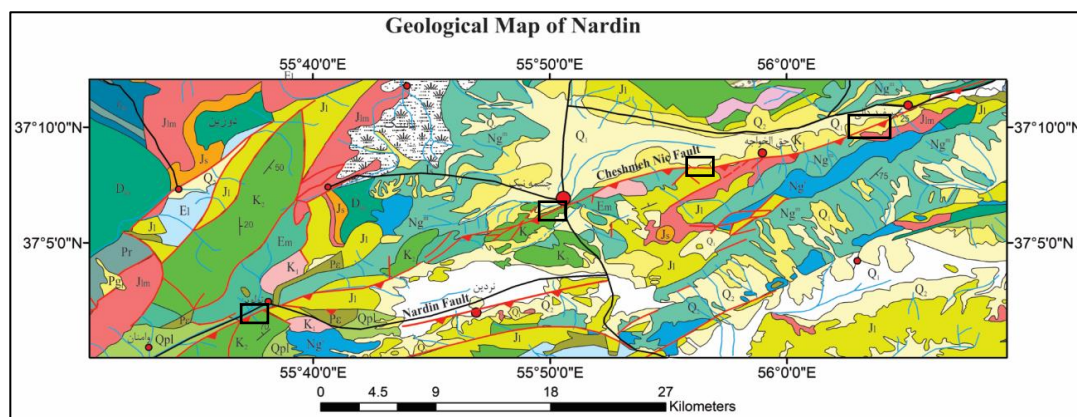
شکل ۳-۲- موقعیت گسل پی‌سنگی F-431 و گسل چشمه‌نیک بر روی نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کوه کورخود (سهیلی، ۱۳۵۷)

برای پی‌بردن به مکان گسل، ابتدا نقشه مغناطیس‌هوایی چهارگوش کوه کورخود را توسط نرم‌افزار ژئورف‌نموده و سپس با نقشه زمین‌شناسی ژئورف‌شده از چهارگوش کوه کورخود در محیط GIS مطابقت دادیم که در (شکل ۳-۲) تطابق دو خطواره گسلی از دو نقشه را مشاهده می‌نماییم. گسل چشمه‌نیک برای اولین بار توسط افشار و همکاران (۱۳۵۵) در نقشه زمین‌شناسی کوه کورخود با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ به صورت یک خطواره نشان داده شده است (شکل ۳-۳).



شکل ۳-۳ موقعیت گسل چشمه‌نیک بر روی نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کوه کورخود (سهیلی، ۱۳۵۷)

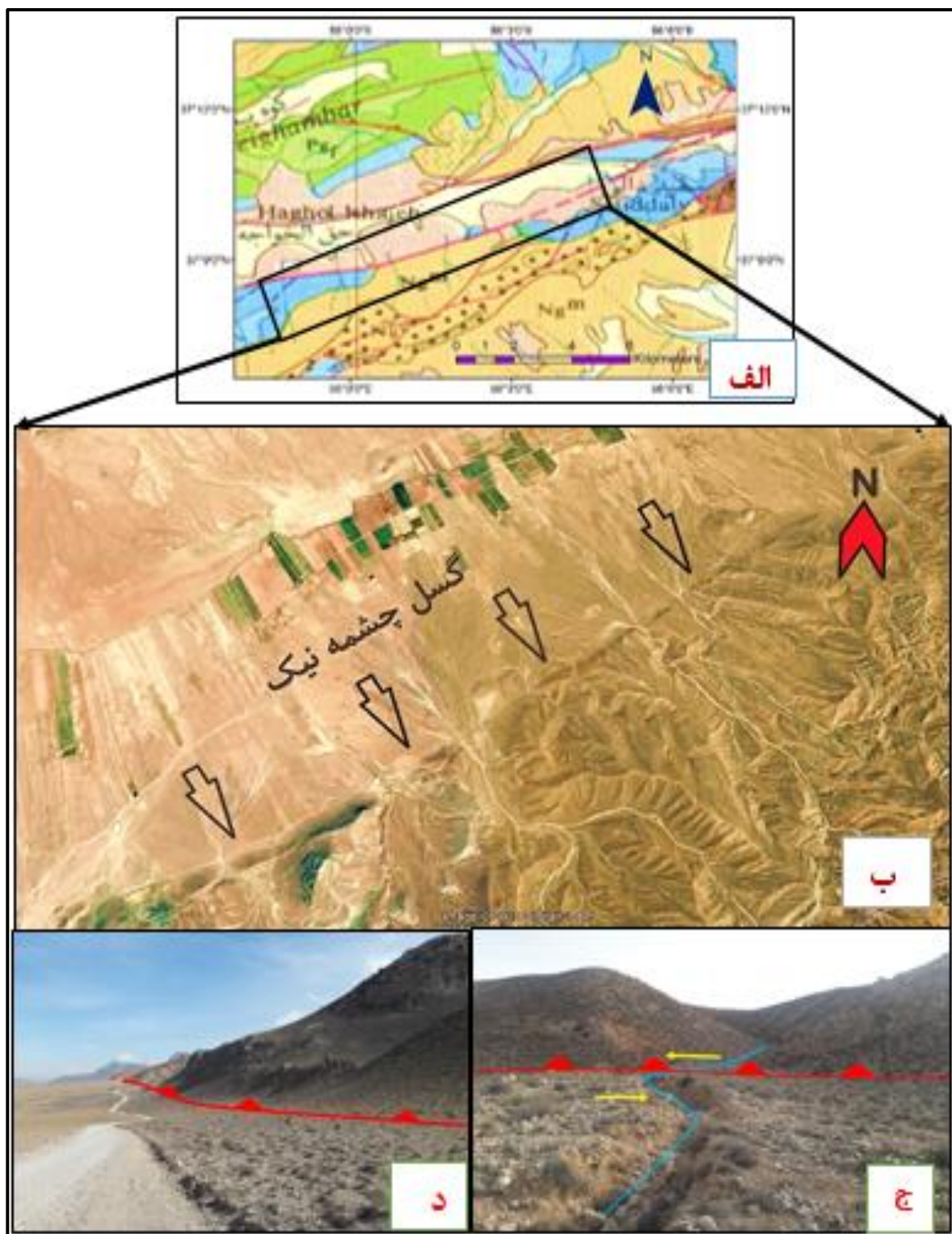
حدادان (۱۳۸۳) این گسل را به عنوان یک گسل با ساز و کار امتداد لغز چپگرد با ۵۰ کیلومتر طول، که از سمت شرق به گسل شوقان و از سمت غرب تا روستای نرآب امتداد دارد معرفی کرده است. در این پژوهش، این گسله که راستای آن شمال خاوری- جنوب باختری است با درازای بیشتر از ۷۹ کیلومتر شناسایی شده است. برداشت داده از سطح گسل در ۴ ایستگاه صورت گرفته است (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۴ موقعیت ایستگاه‌های برداشت داده از گسل چشمه‌نیک بر روی نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه

گسل چشمه‌نیک به صورت تک شاخه نیست. آثار و شواهد گسلش را می‌توان به خوبی در تصویر ماهواره‌ای مشاهده کرد (شکل ۳-۵). این گسل در چند نوبت فعالیت داشته و دارای پهنه گسلی در حدود

۲۰ متر می باشد که در بازه های زمانی مختلف، عملکردهای متفاوتی داشته که مسبب حرکات لرزه ای و زمین لرزه هایی بوده است. این گسل سبب برش در نهشته های کواترنری در ناحیه حق الخواجه به سمت سفیدالی شده است که به جنبش جوان این گسل اشاره می کند (گسل های کواترنری).
بریدن آبراهه ها در منطقه سفیدالی (شکل ۳-۵) در چند ناحیه به وضوح قابل مشاهده است که نشان از دارا بودن مولفه امتداد لغز در حرکت گسل می دهد.
حضور گسل در نهشته های کواترنری در امتداد جاده بین مزارع که از سمت روستای حق الخواجه به سمت کوه سفیدالی کشیده شده است در شکل قابل مشاهده است.
رخنمون های این گسل در ۳ ایستگاه دیگر مطالعه و برداشت شده است. واحدهای دو طرف گسل در ایستگاه های ۲، سازندهای لار و واحدهای کواترنری و در ایستگاه ۳ و ۴، سازندهای آهک کرتاسه و واحدهای کواترنری می باشند.
موقعیت میانگین وضعیت هندسی گسل چشمه نیک براساس برداشت از ایستگاه های مختلف، در جدول (۳-۱) به دست آمده است.



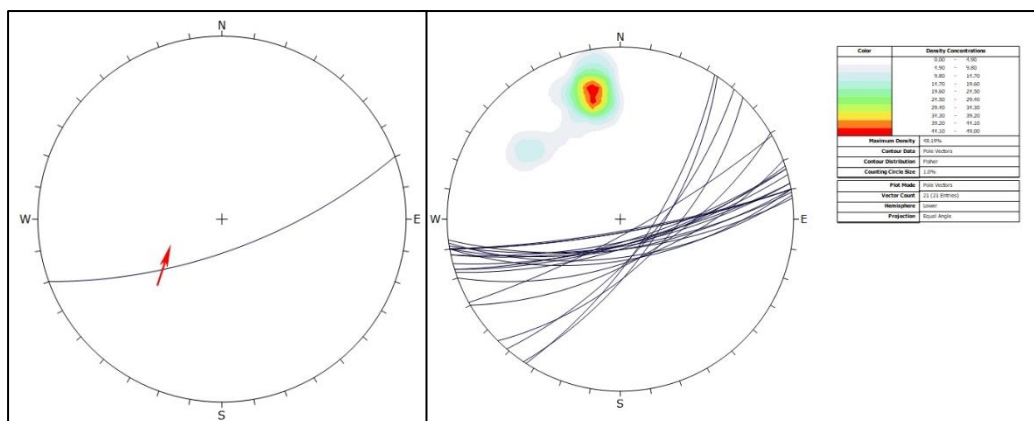
شکل ۳-۵- جنبش کواترنری گسل چشمه نیک. الف) موقعیت گسل چشمه نیک در نقشه زمین شناسی کوه کورخود با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (سهیلی، ۱۳۵۷). ب) تصویر ماهواره‌ای از Google Earth 2018 از برش نهشته‌های کواترنری توسط گسل چشمه نیک. ج) برش آبراهه توسط گسل. د) موقعیت گسل در نهشته‌های کواترنری

جدول ۳-۱) داده‌های برداشت شده از سطح گسل چشمه‌نیک. * جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس) ۲: رو به پایین (نرمال) ۳: راست بر ۴: چپ بر

صفحه گسل		خش لغز			ایستگاه
شیب	جهت شیب	آزیموت	پلانچ	جهت	
81	170			1	2
65	124			1	2
68	131			1	2
70	123			1	2
60	135	202	34	1	3
80	151	234	35	1	3
75	163	219	50	1	3
62	150	204	48	1	3
65	172			1	3
73	165			1	2
63	170			1	2
73	168			1	3
62	160			1	2
70	170			1	2
72	171			1	2
70	173			1	3
75	168			1	3
82	170			1	3
73	163	239	38	1	3
81	170			1	2
71	162			1	2

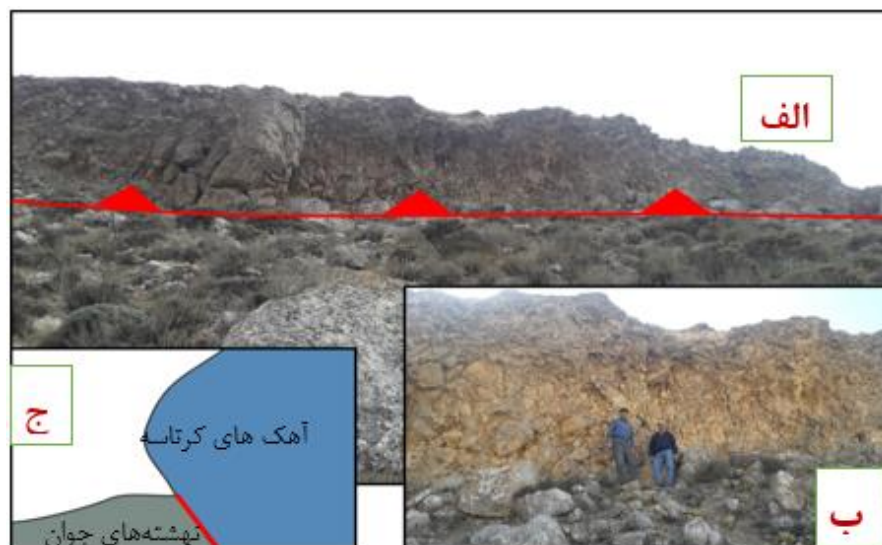
تصاویر سیکلوگرافیک داده‌ها و نمودار کنتوری قطب آن‌ها برای یافتن روند غالب در استریوگرام‌های

شکل (۳-۶) نشان داده شده است.



شکل ۳-۶- استریوگرام‌های داده‌های گسل چشمه‌نیک. الف) تصویر سیکلوگرافیک داده‌ها به همراه نمودار قطب داده‌ها که روند میانگین و غالب ۷۰/۱۶۰ را برای این گسل نشان می‌دهد. ب) موقعیت صفحه میانگین همراه با سازوکار گسل. موقعیت میانگین خراش‌های گسلی ۴۴/۲۲۹ می‌باشد.

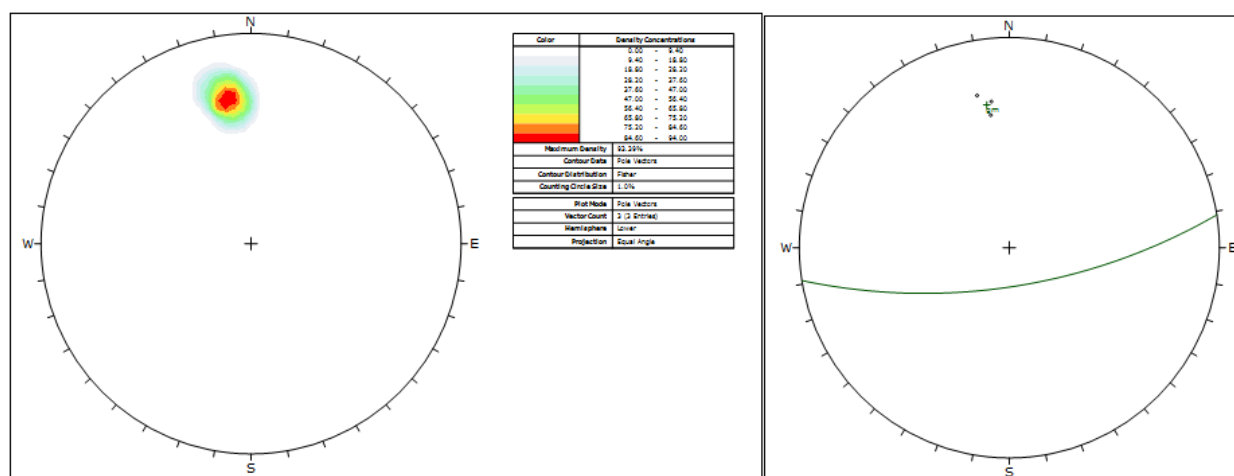
گسل چشمه‌نیک با راستای کلی شمال خاوری- جنوب باختری، باعث رانده شدن و قرارگیری سازند آهکی لار (ژوراسیک) و سازند آهک کرتاسه در فرادیواره بر روی واحدهای کواترنری در فرودیواره شده است. مقطع نمادینی از این رخنمون‌ها رسم شده است (شکل ۳-۷).



شکل ۳-۷- الف) رخنمونی از گسل چشمه‌نیک در ایستگاه ۳ که آهک‌های کرتاسه بر روی واحدهای جوان کواترنری رانده شده است (دید به سمت جنوب خاوری). ب) نمایی از سطح گسل در ایستگاه ۳ در فرادیواره. ج) برش نمادین از گسل چشمه‌نیک.



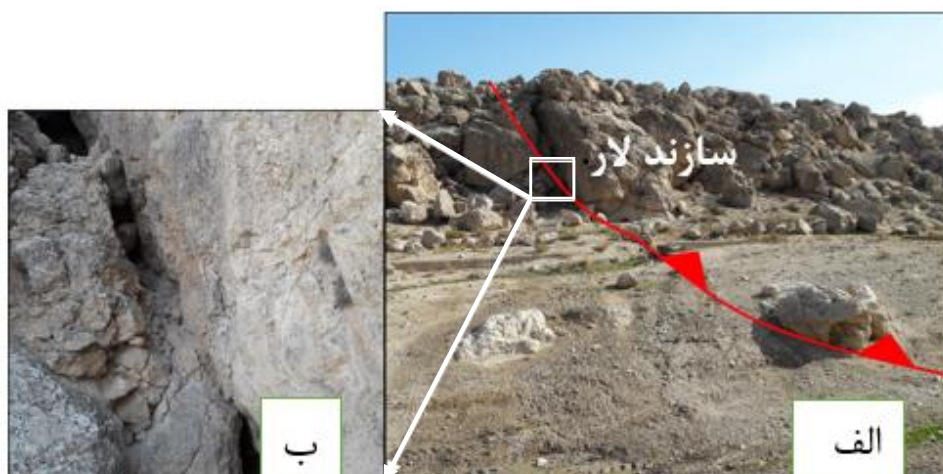
شکل ۳-۸- نمایی از گسل چشمه نیک در نزدیکی راهدارخانه (دید به سمت شمال باختری)



شکل ۳-۹- استریوگرام داده‌های گسل چشمه نیک مربوط به شکل ۳-۷ الف) موقعیت صفحه میانگین گسل با روند میانگین و غالب ۷۵/۱۷۵ را برای این گسل نشان می‌دهد. ب) تصویر نمودار قطب داده‌ها

بنابراین، طبق شواهد چینه‌نگاری از این گسل دارای سازوکار معکوس برای مؤلفه شیب‌لغز آن می‌باشد.

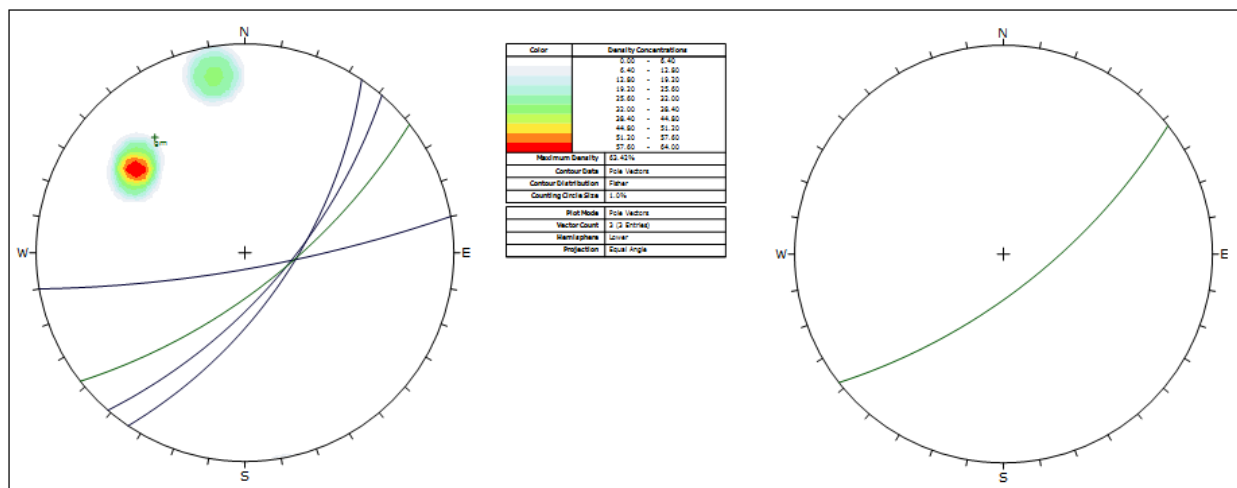
این شواهد را میتوان به خوبی در ایستگاه ۳ و ۴ مشاهده نمود.



شکل ۳-۱۰-الف) رخنمونی از گسل چشمه نیک در ایستگاه ۳ در سازند لار (دید به سمت جنوب خاوری). ب) نمای نزدیک از سطح گسل. در سطح گسل میتوان آرد گسلی را به خوبی مشاهده کرد.

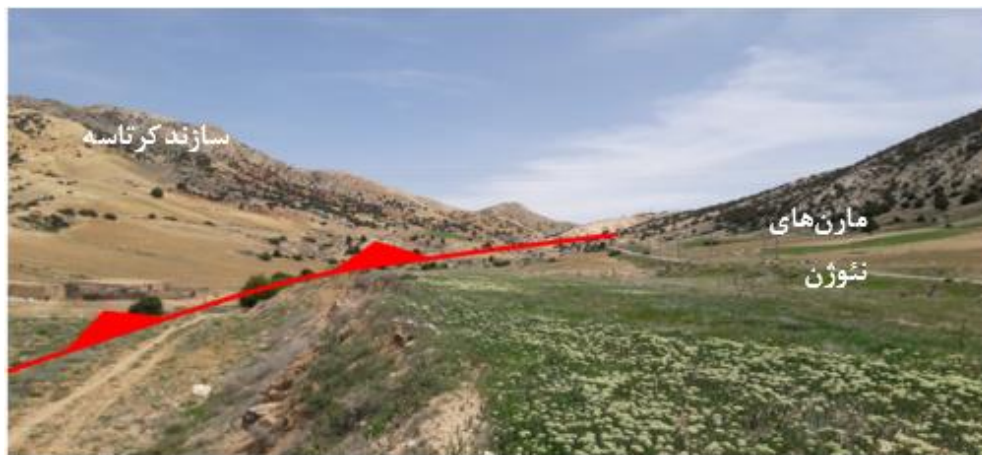


شکل ۳-۱۱ عبور گسل از داخل روستای حق الخواجه

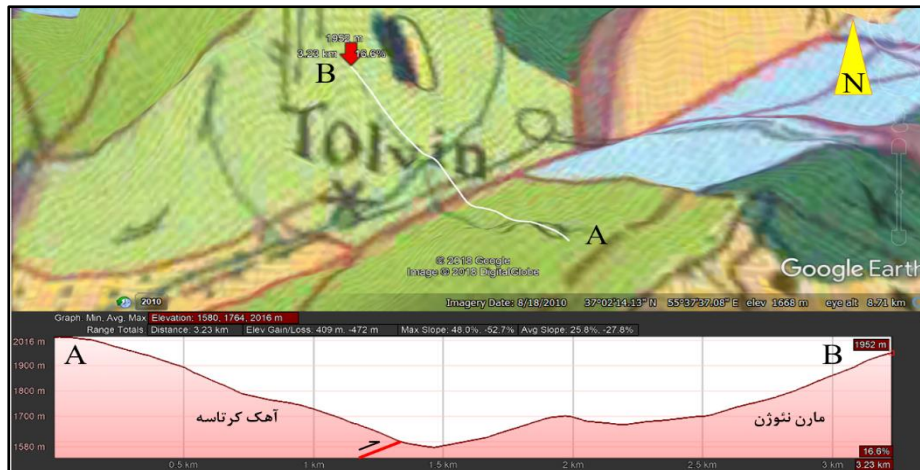


شکل ۳-۱۲ - استریوگرام داده‌های گسل چشمه‌نیک مربوط به شکل ۳-۱۰ و ۳-۱۱ (الف) موقعیت صفحه میانگین گسل با روند میانگین ۷۵/۱۴۵ را برای این گسل نشان می‌دهد. (ب) تصویر استریوگرام و نمودار قطب داده‌ها

گسل‌ها با قطع نمودن واحدهای رسوبی سخت سبب خردشدگی و هوازدگی عمقی بیشتر این واحدها و در نتیجه مجاری مناسبی برای عبور آب می‌شوند. به تدریج منجر به تشکیل دره‌هایی در مسیر رودخانه‌ها می‌شوند. گسل چشمه‌نیک با سازوکار معکوس خود با عبور از واحدهای آهکی کرتاسه و مارن‌های نئوژن، دره نسبتاً عریضی در پایانه جنوب باختری خود بوجود آورده است (شکل ۳-۱۲).

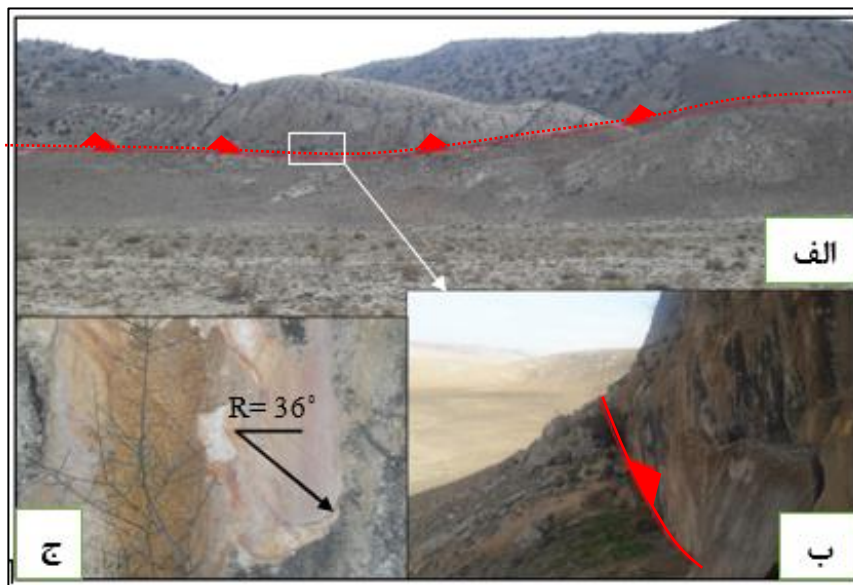


شکل ۳-۱۳ - الف) دره گسلی ایجاد شده توسط گسل چشمه‌نیک در ایستگاه ۴ (دید به سمت جنوب باختری).

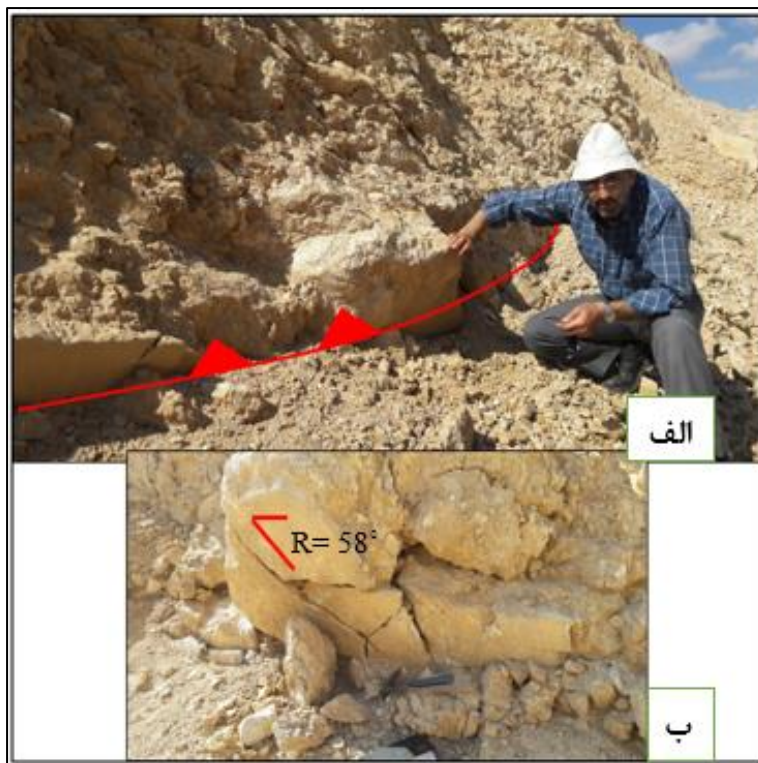


شکل ۳-۱۴ الف) دره گسلی ایجاد شده توسط گسل چشمه نیک در ایستگاه ۴ (دید به سمت جنوب باختری).

علاوه بر شواهد چینه نگاری، بررسی‌های صحرایی بر روی ریخت‌شناسی سطح گسل چشمه نیک، خراش‌های با ریک ۳۶ درجه و ۵۸ درجه پادساعتگرد را نشان می‌دهد. نمونه‌هایی از این سطوح در شکل های (۳-۱۳) و (۳-۱۴) نشان داده شده است.



شکل ۳-۱۵ الف) رخنمون گسل چشمه نیک در ایستگاه ۳ (قبل از روستای چشمه نیک) در مرز سازند لار در فرادیواره و واحدهای کواترنری در فرودیواره (دید به سمت جنوب خاوری). ب) نمای نزدیک از گسل چشمه نیک (دید رو به شمال خاوری). ج) آینه گسلی همراه با خراش‌های گسلی با ریک ۳۶ درجه پادساعتگرد بر روی فرادیواره.



شکل ۳-۱۶- الف) رخنمون گسل چشمه نیک در ایستگاه ۳ (شمال روستای چشمه نیک) در سازند لار در فرادیواره (دید به سمت جنوب خاوری). ب) نمای نزدیک از گسل چشمه نیک (دید رو به جنوب خاوری). آینه گسلی همراه با خراش های گسلی با ریک ۵۸ درجه پادساعتگرد بر روی فرادیواره.

این خش‌لغزها که مؤید سازوکار به دست آمده از روش چینه‌نگاری به صورت معکوس می‌باشند، نشان دهنده چیره بودن مؤلفه شیب‌لغز برای گسل چشمه‌نیک می‌باشند.

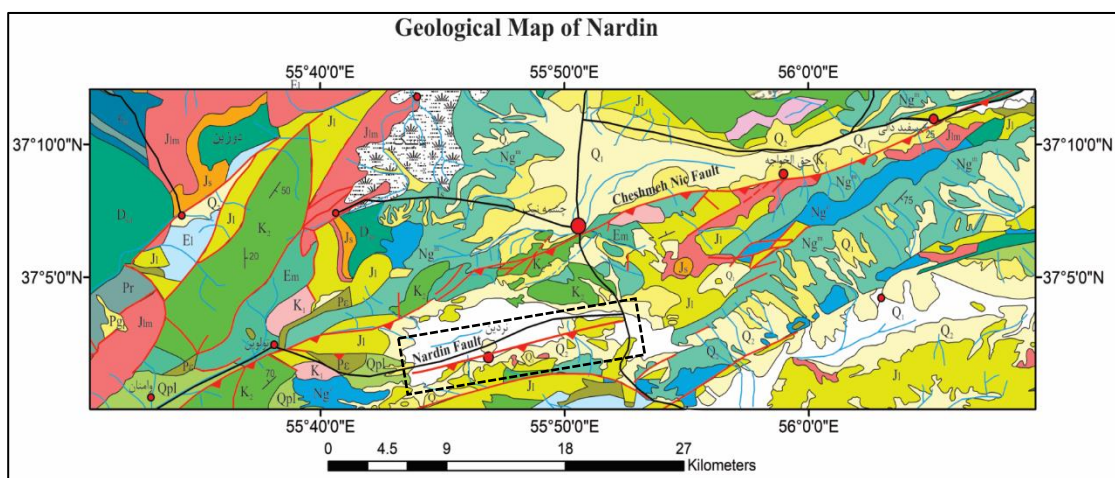
قابل ذکر است که این گسل دارای مؤلفه امتدادلغز کوچکی هم می‌باشد که طبق اندازه‌گیری‌ها حرکت راستالغز چپ بر را نشان می‌دهد.

۳-۲-۲- گسل نردین

این گسل با طول تقریبی ۳۲ کیلومتر در جنوب باختری گسل چشمه‌نیک قرار دارد (شکل ۳-۱۵). روند این گسل شمال خاوری-جنوب باختری می‌باشد. براساس داده‌های برداشت شده از سطح گسل موقعیت میانگین ۸۰/۱۷۰ برای این گسل معرفی می‌شود (شکل ۳-۱۶).

جدول ۳-۲) داده‌های برداشت شده از سطح گسل نردین. *جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس) ۲: رو به پایین (نرمال) ۳: راست بر ۴: چپ بر

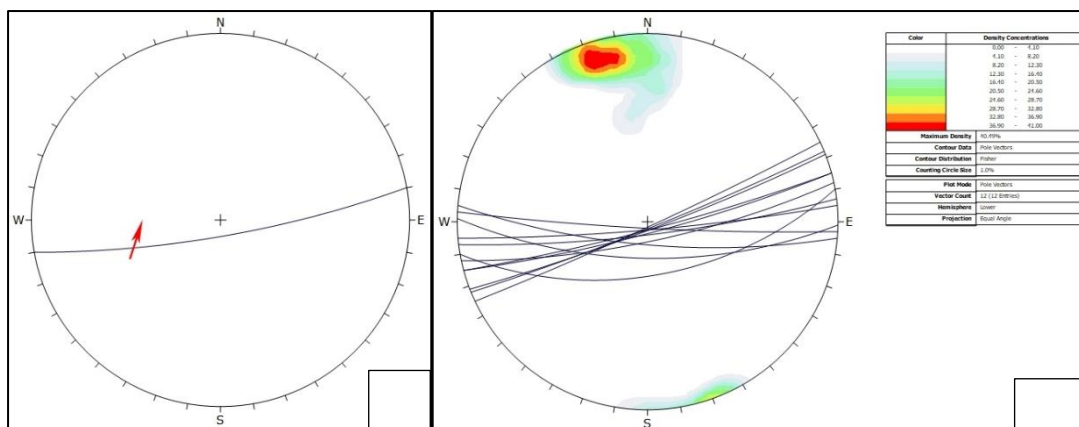
ایستگاه	خش لغز			صفحه گسل	
	جهت	پلانچ	آزیموت	جهت شیب	شیب
1	1			170	58
1	1			181	68
2	1	39	272	185	76
1	1			183	86
1	1			165	85
1	1			155	87
2	1	38	245	158	86
1	1			159	85
2	1	44	248	165	83
2	1	38	245	168	78
2	1	39	256	173	82
2	1			175	85



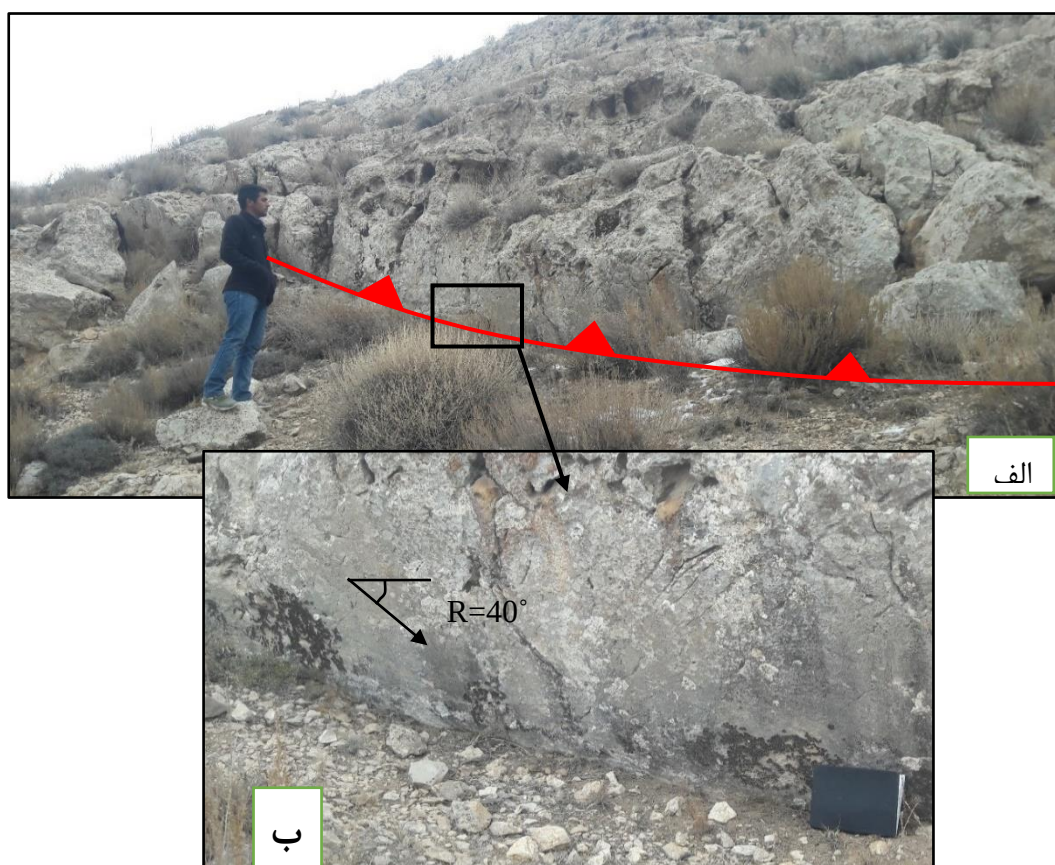
شکل ۳-۱۷- موقعیت گسل نردین در نقشه زمین شناسی منطقه.

موقعیت میانگین وضعیت هندسی گسل نردین براساس برداشت از ایستگاه‌های مختلف، در جدول ۳-۳-

۲) به دست آمده است.



شکل ۳-۱۸- تصویر سیکلوگرافیک داده‌های برداشت شده از گسل نردین. الف) تصویر سیکلوگرافیک داده‌ها موقعیت میانگین ۸۰/۱۷۰ را نشان می‌دهد. ب) صفحه میانگین و خش لغز با موقعیت ۳۸/۲۵۲.



شکل ۳-۱۹- تصویر صحرایی از اثر گسل نردین در ایستگاه اول. الف) رخنمون گسل با موقعیت ۸۰/۱۷۰ بر روی سازند لار در شمال باختر روستای نردین (دید عکس به سمت شمال باختری). ب) نمای نزدیک از سطح گسل و خش لغزهای با ریک ۴۰ درجه از فرادیواره.

اثر گسلش را میتوان در سازند لار مشاهده نمود. داده‌های ساختاری در دو ایستگاه برداشت شده است. تصویر صحرایی رخنمون گسل نردین در ایستگاه یک در شکل (۳-۱۷) آمده است. در ایستگاه دوم نیز رخنمون سطح گسل در واحدهای لار به خوبی قابل مشاهده است. در این ایستگاه نیز با توجه به نشانگرهای سطح گسل و خش‌لغزهای با ریک ۴۰ درجه، سازوکار معکوس را برای گسل محرز می‌نماید (شکل ۳-۱۸).



شکل ۳-۲۰ تصویر صحرایی از اثر گسل نردین. الف) رخنمون گسل با موقعیت ۸۰/۱۷۰ بر روی سازند لار در شمال روستای نردین (دید عکس به سمت شمال باختری). ب) نمای نزدیک از سطح گسل.

با توجه به داده‌های برداشت شده از سطوح گسل رخنمون یافته در منطقه، سازوکار گسل نردین معکوس معرفی میشود.

با توجه به شواهد چینه نگاری، برداشت‌های ساختاری از سطوح گسلی و شواهد ریخت شناسی سطح گسل ، سازوکار معکوس با مؤلفه امتدادلغز چپ‌بر برای گسل نردین معرفی می‌شود.

۴ - فصل چهارم: لرزه زمین ساخت

زمین شناسی، مطالعه تاریخ و چگونگی تغییر زمین است. زمین، در گذر میلیون ها سال، شاهد حوادث گوناگونی بوده است که آثار آن به شکل های گوناگون نمود یافته و زمین شناس را به مطالعه و دقت، سپس به اندیشه و تفسیر وامی دارد، زمین لرزه نیز یکی از مهم ترین و خطرناک ترین پدیده های زمین شناسی است. زمین لرزه بازتاب یک رویداد زمین شناختی است که به صورت جنبش در سطح زمین ظاهر می شود. این پدیده حاصل آزادسازی انرژی انباشتگی تنش ها است که در پی گسیختگی و برش ناگهانی در پوسته جامد زمین روی می دهد. این انرژی آزاد شده به صورت امواج لرزه ای در درون زمین حرکت کرده و سبب جنبش در سطح زمین می شود. گسیختگی در پوسته جامد زمین که به دلیل جنبش های برشی در دو سوی گسل ها روی می دهد عامل اصلی بروز زمین لرزه بوده و پیامد مستقیم انباشتگی تنش ها در پی جابجایی ورقه های زمین ساختی نسبت به یکدیگر است. از این رو در بررسی های ناحیه ای، چگونگی حرکت گسل ها، نحوه توزیع تنش و واتنش اهمیت ویژه ای دارد.

روش های گوناگونی در این راستا به کار می رود که کاربرد آن ها بسته به بازه زمانی مورد نظر و نوع دقت اطلاعات به دست آمده، متفاوت خواهد بود. از جمله آن ها می توان به روش های لرزه شناختی و زمین شناختی اشاره کرد. سرزمین ایران به عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا همواره از لرزه خیزی بالایی در طول تاریخ برخوردار بوده است؛ به گونه ای که بخش های مختلف کشور توسط زمین لرزه های ویرانگر متعددی پیوسته تخریب شده است و این پدیده طبیعی، به عنوان مهمترین بلای طبیعی کشور تلفات و خسارات سنگینی را به بار آورده است.

مدل های زمین ساخت صفحه ای بر پایه تجزیه و تحلیل گسترش جهانی بستر اقیانوس ها، سامانه گسله ها و بردار لغزشی آن ها، نشانگر این مطلب است که تنش های فشارشی ناشی از بازشدگی دریای سرخ و حرکت ورقه آفریقا- عربستان در راستای شمال- شمال خاوری و نیز حرکت ورقه هند در راستای شمال-

شمال باختری باعث کوتاه شدگی پوسته ایران زمین و همچنین حرکت و جابجایی نسبی متفاوت در پوسته‌ها و قطعات گوناگون قاره‌ای و اقیانوسی ایران می‌شود که نتیجه فراوانی زمین‌لرزه‌ها در ایران است. براساس زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی نواحی لرزه‌خیز اصلی در ایران شامل زاگرس، ایران مرکزی (گستره آذربایجان و مرکزی، گستره لوت، گستره شرق ایران و گستره مکران)، ناحیه البرز و ناحیه کپه داغ می‌باشد. آنچه روشن است با گسترش شهرنشینی و شهرسازی و افزایش جمعیت، خطر زمین لرزه هر آن بیشتر از پیش شده و نتیجه فاجعه آمیز خواهد بود.

در حال حاضر بسیاری از انسان‌ها در کره زمین در پهنه‌های لرزه‌خیز زندگی می‌کنند و در این میان، پایتخت‌ها و شهرهای بزرگ در خطر بیشتری قرار دارند. این نکته حائز اهمیت در بسیاری از شهرهای کشورمان چون تهران، تبریز، مشهد، کرمان، قزوین، کرج و بیشتر شهرهای شمالی کشور به چشم می‌خورد. با مطالب گفته شده و نیاز جامعه بشری برای کاهش خطرات ناشی از زمین‌لرزه، بررسی و مطالعه لرزه‌زمین‌ساخت و ارزیابی خطر لرزه‌ای گسل‌های فعال بیش از پیش دارای اهمیت است.

در واقع تحلیل خطر لرزه‌ای، برآورد برخی از پارامترهای طراحی لرزه‌ای جنبش نیرومند زمین، برای زمین‌لرزه محتمل در آینده، بر اساس مطالعه گسل‌های فعال و لرزه‌زمین‌ساخت می‌باشد. تعیین بزرگی یک زمین‌لرزه که می‌تواند در بخشی از طول یک گسل یا در ناحیه‌ای رخ دهد، به عنوان یک عنصر اساسی در ارزیابی خطر لرزه‌ای محسوب می‌شود. با این رویکرد یکی از مناطقی که در طول تاریخ به علت رخداد زمین‌لرزه‌های گذشته و وجود گسله‌های مهم در پهنه آن نیاز به مطالعه گسترده‌تر دارد، استان سمنان و گلستان می‌باشد که منطقه مورد مطالعه در این دو استان قرار دارد. با توجه به موقعیت تکتونیکی منطقه چشمه نیک در این بخش، وقوع زمین‌لرزه در این منطقه امری محتمل است. وجود مراکز جمعیتی روستایی در این منطقه، وقوع زمین‌لرزه شدید، خسارات جانی و مالی فراوانی را برای مردم این منطقه در بر خواهد داشت. بنابراین بررسی پارامترهای لرزه‌ای در این گستره امری اجتناب ناپذیر است.

۲-۴ - توزیع جهانی زمین‌لرزه‌ها در جهان

بررسی نقشه‌های توزیع مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های دنیا و مرزهای صفحات تکتونیکی، بیانگر انطباق و ارتباط مستقیم این دو است. بر این اساس ملاحظه می‌شود که اکثر زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته در جهان در امتداد سه منطقه یا کمربند اصلی می‌باشند.

کمربند حاشیه اقیانوس آرام: اطراف اقیانوس آرام را در بر می‌گیرد و ۸۰ درصد کل انرژی آزاد شده بوسیله زمین‌لرزه سراسر دنیا را به خود اختصاص می‌دهد.

کمربند آلپ هیمالیا: ۱۵ درصد دیگر از کل انرژی آزاد شده توسط زمین‌لرزه‌های در این کمربند آزاد می‌شوند که از خلیج بنگال (جنوب شرقی هند) به سوی هیمالیا واقع شده و پس از عبور از عرض ایران تا جزایر آرووس (کشور پرتغال در غرب اروپا) ادامه می‌یابد.

منطقه مورد مطالعه در بخش مرکزی کمربند آلپ هیمالیا واقع شده است

کمربند پشته میانی اقیانوس اطلس: ۵ درصد باقیمانده از کل انرژی‌های آزاد شده نیز به نواحی پشته‌های اقیانوسی و مناطقی که هر از چند گاهی به صورت پراکنده دچار زمین‌لرزه‌های کم عمق می‌شوند، اختصاص می‌یابد.

۳-۴ - پهنه‌بندی خطر نسبی زمین‌لرزه در ایران

پراکندگی زمین‌لرزه‌ها در فلات ایران نشان‌دهنده انطباق کامل موقعیت لرزه‌خیزی ایران با وضعیت تکتونیکی آن است. در ایران تنش‌های فشارشی ناشی از بازشدگی دریای سرخ و حرکت ورقه آسیا - عربستان در راستای شمال-شمال خاوری و نیز حرکت ورقه هند در راستای شمال-شمال باختری موجب حرکت و جابجایی نسبی متفاوت در پوسته‌ها و قطعات گوناگون قاره‌ای و اقیانوسی ایران می‌شود و در نتیجه عامل فراوانی زمین‌لرزه‌ها در ایران است. در سال ۱۳۷۸، توکلی و غفوری آشتیانی نقشه‌ای با چهار پهنه خطر زمین‌لرزه به شرح زیر ترسیم نمودند (شکل ۴-۲).

الف) پهنه با شتاب‌های خیلی بالا:

این پهنه بر روی گسل‌های توانمند، بنیادی و لرزه‌زا دیده می‌شود. هر چند مساحت پهنه با خطر بسیار بالا در ایران بسیار محدود است اما به هر حال باید حتی الامکان از احداث شهرهای جدید و گسترش شهرهای موجود در این پهنه‌ها خودداری شود.

ب) پهنه با شتاب‌های بالا:

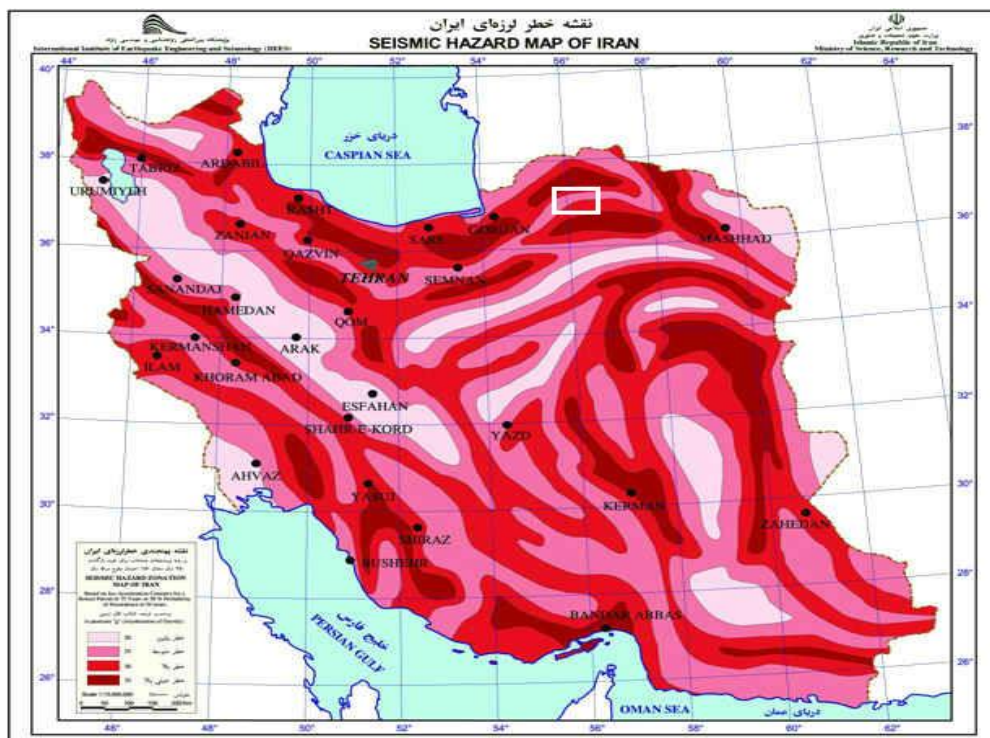
این پهنه در گستره بسیار نزدیک (به فاصله تقریباً ۳۰ کیلومتری) و یا روی گسل‌های جوان و بنیادی لرزه‌زا دیده می‌شود. مساحت این پهنه زیاد نیست ولی باید سعی شود احداث شهرهای جدید و گسترش شهرهای موجود با احتیاط بیشتر صورت گیرد و در طراحی ساختمان‌ها و سازه‌ها تمهیدات خاص مقاوم سازی ساختمان‌ها در برابر خطر زمین‌لرزه توجه شود.

ج) پهنه با شتاب‌های متوسط:

این پهنه بخش بزرگی از ایران را فراگرفته است و از چشمه‌های لرزه‌ای شناخته شده فاصله ۳۰ تا ۵۰ کیلومتری دارد. احتمال رویداد زمین‌لرزه‌های ویرانگر در این پهنه کمتر از پهنه‌های پیشین است. از نظر خطر زمین‌لرزه این پهنه برای احداث شهرهای جدید و گسترش شهرهای موجود مناسب است.

د) پهنه با شتاب‌های پایین:

در این پهنه در طول تاریخ زمین‌لرزه‌های ویرانگر رخ نداده است. این پهنه در مناطق ایران مرکزی (اصفهان و یزد) و مناطق کویری و دشت‌های ساحلی خوزستان و بوشهر قرار گرفته است. تخمین‌های احتمالاتی این نقشه‌ها شامل بیشینه شتاب زمین برای دوره‌های بازگشت ۷۵ و ۴۷۵ ساله می‌باشد. کادر سفید در شکل (۲-۴) موقعیت منطقه مطالعاتی را نشان می‌دهد. با توجه به قرارگیری منطقه در پهنه با شتاب متوسط تا بالا، بررسی لرزه‌خیزی در این منطقه اهمیت پیدا می‌کند.



شکل ۴-۱- نقشه پهنه بندی خطر لرزه‌ای ایران (Tavakoli & Ghafory-Ashtiany, 1999)

ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی ایران را پژوهشگران گوناگون، از جمله بربریان (۱۹۶۷)، نوروزی (۱۹۷۶) و میرزائی و همکاران (۱۹۹۸) بررسی کرده‌اند. وجه مشترک این تحقیقات آن است که در ایران مناطق گوناگون با ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی متفاوت وجود دارد، اما، توافقی در خصوص تعداد و محدوده ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی وجود ندارد.

۴-۴ - ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی

بررسی روندهای زمین‌ساختی موجود در فلات ایران نشان دهنده وجود سه جهت‌گیری کلی می‌باشد که عبارتند از جهت شمال باختر- جنوب خاور، جهت شمال خاور- جنوب باختر و جهت شمالی - جنوبی که گسل‌های واجد جهات نوع اول و سوم تحت تأثیر جابجایی‌های امتدادی راستگرد و گسل‌های واجد جهت نوع دوم تحت تأثیر جابجایی چپگرد هستند. بی‌تردید مجموعه گسل‌های فعالی که در پهنه زمین‌ساختی ایران قرار دارند قادر به بوجود آوردن زمین‌لرزه‌های ویرانگری می‌باشند.

وضعیت لرزه‌زمین‌ساخت کلی ایران نشان می‌دهد که عموماً موقعیت لرزه‌خیزی ایران بر وضعیت زمین‌ساختی آن منطبق است. تحلیل مکان مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های ایران روی نقشه‌های زمین‌ساختی کشور روشن می‌سازد که عموماً فعالیت لرزه‌ای در امتداد مناطق لرزه‌زمین‌ساختی مهمی متمرکزاند که واحدهای یا ایالت‌های لرزه زمین‌ساختی نامیده می‌شوند.

محققین مختلف از دیدگاه لرزه‌زمین‌ساختی سرزمین ایران را به پهنه‌های گوناگون تقسیم نموده‌اند.

Bune (1975) ایالت‌های لرزه زمین‌ساخت را با سه شرط زیر تعریف کرد:

هر منطقه از نظر روند لرزه‌خیزی، بیشینه ژرفای کانونی و سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌ها تا حد ممکن همگن باشد.

پارامترهای لرزه‌خیزی β و λ (ضریب لرزه‌خیزی و آهنگ رویداد سالیانه) در یک منطقه را بتوان ثابت در نظر گرفت.

زمین‌لرزه‌های رویداده در مناطق مختلف از تطابق خوبی برخوردار باشد.

ایالت‌های لرزه زمین‌ساخت ایران توسط افراد مختلف مورد توجه قرار گرفته است که در زیر برخی از آن‌ها ذکر شده است:

۴-۱-۴- تقسیم‌بندی بربریان (۱۹۷۶)

بربریان (۱۹۷۶) چهار ایالت لرزه‌زمین‌ساختی را برای ایران در نظر گرفته‌اند که شامل کمر بند چین‌خورده فعال زاگرس، البرز، رشته‌کوه‌های کپه‌داغ و ایران مرکزی شامل آذربایجان، بخش مرکزی ایران، رشته-کوه‌های شرقی ایران و مکران می‌باشد.

الف) زاگرس:

زاگرس دارای زمین‌لرزه‌های فراوان، کم عمق با بزرگی متوسط و گاهی زیاد می‌باشد. سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های این ناحیه نشان دهنده گسل‌های معکوس با راندگی با شیب زیاد ۴۰ تا ۵۰ درجه می‌باشد، امتداد آن‌ها از امتداد کلی زاگرس پیروی می‌کند.

ب) ایران مرکزی:

زمین‌لرزه‌های این ناحیه به فراوانی زاگرس نیست ولی معمولاً دارای عمق کم‌تر و بزرگی بیشتر هستند. کلیه زمین‌لرزه‌های این منطقه مانند بوبین زهرا (۱۳۶۱)، دشت بیاض (۱۳۴۷)، طبس گلشن (۱۳۵۷) و گلباف کرمان (۱۳۶۱) در سطح زمین همراه با شکستگی می‌باشند. بالا بودن زمین‌لرزه‌های ایران مرکزی به دلیل ماهیت گسل‌های منطقه از نوع معکوس می‌باشد.

ج) البرز:

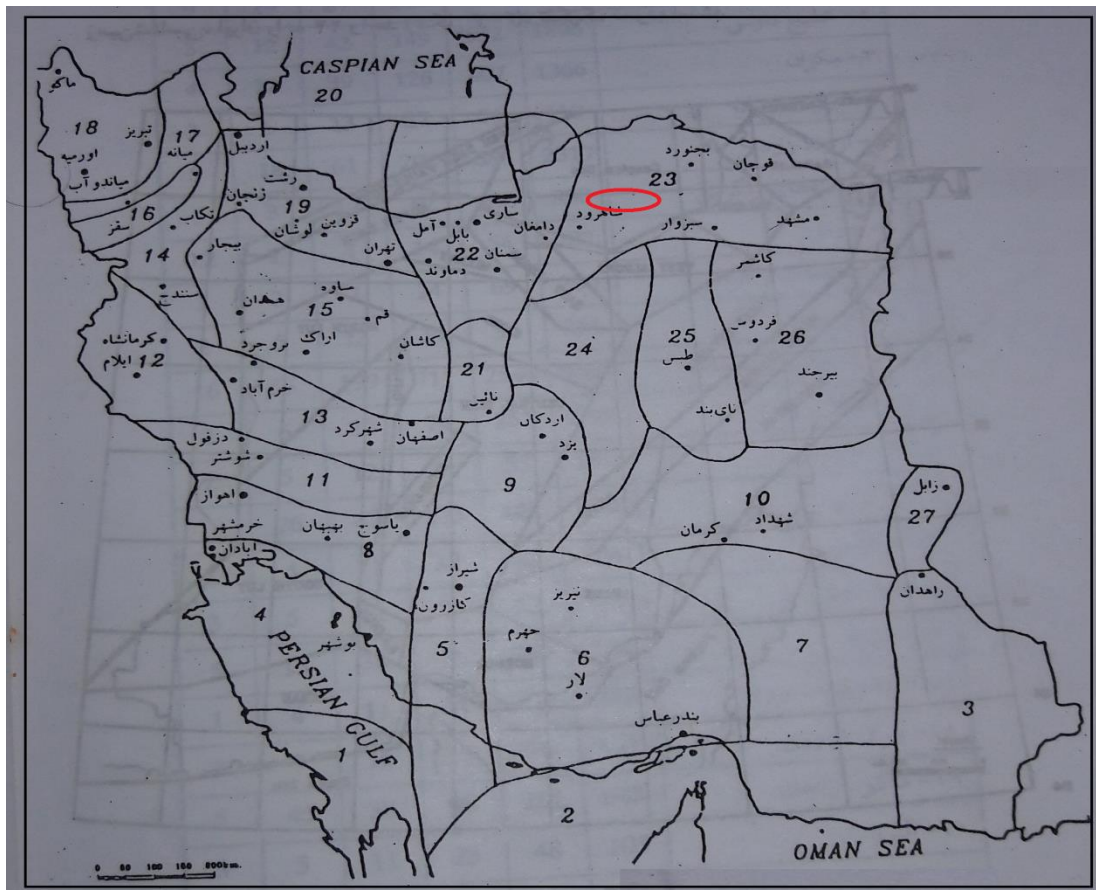
زمین‌لرزه‌های این ناحیه بزرگ و از نوع کم عمق هستند که در مقایسه با زاگرس از دوره آرامش بیشتری برخوردار می‌باشند. احتمالاً اکثر زمین‌لرزه‌های شمال ایران با گسل‌های سطحی شناخته نشده ارتباط دارند و سازوکار اغلب آن‌ها راندگی با مؤلفه راستالغز می‌باشد. در مجموع بخش شرقی البرز در طی قرن اخیر لرزه‌خیزتر از بخش غربی آن بوده است. منطقه مورد مطالعه در البرز شرقی و واقع در این زون می‌باشد.

د) کپه‌داغ:

این منطقه در حال کوتاه‌شدگی است همراه با گسلش راندگی راستالغز چپ‌گرد در بخش غربی و راستالغز راستگرد در بخش شرقی است. زمین‌لرزه‌های این منطقه کم عمق هستند و آن دسته از زمین‌لرزه‌های که سازوکار راندگی دارند، فاقد گسلش سطحی می‌باشند.

۴-۲-۴- تقسیم‌بندی پورکرمانی و اسدی (۱۳۷۴)

پورکرمانی و اسدی (۱۳۷۴) براساس زمین‌لرزه‌های سال ۱۹۰۰ تا ۱۹۹۲ میلادی، کشور ایران را به ۲۷ ایالت لرزه‌زمن‌ساختی تقسیم‌بندی کردند. این تقسیم‌بندی بر مبنای امواج درونی موج p بوده است و مقادیر a و b برای ۳۲۲ منطقه ایران محاسبه شده است. منطقه مورد مطالعه در ایالت لرزه ای شماره ۲۳ قرار دارد (شکل ۴-۲)

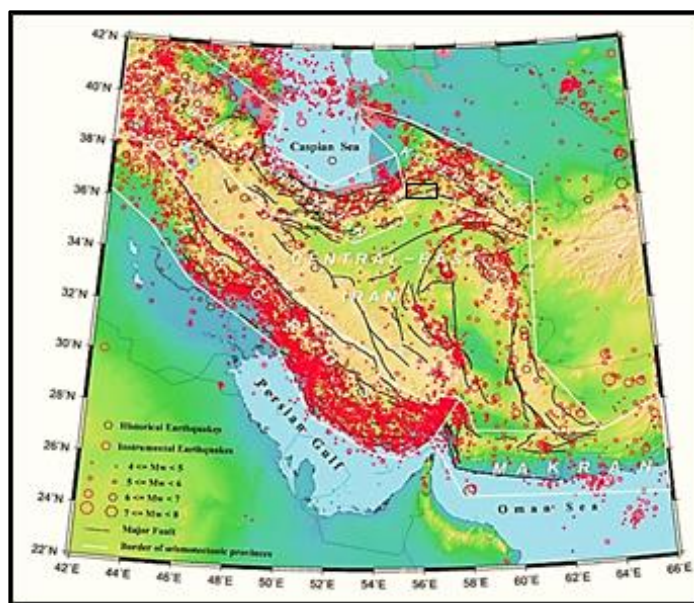


شکل ۴-۲- ایالت‌های ساینموتکتونیک ایران (پورکرمانی و اسدی، ۱۳۷۴)

۴-۳-۴- تقسیم‌بندی میرزائی و همکاران (۱۹۹۸)

تقسیم‌بندی میرزائی و همکاران (۱۹۹۸) که بر پایه اطلاعات زمین‌شناسی، زلزله‌شناسی و ژئوفیزیکی بیشتری صورت گرفته، مبنای کار قرار گرفته است.

میرزائی و همکاران (۱۹۹۸) پنج ایالت اصلی لرزه‌زمین‌ساختی زون برخورد قاره به قاره زاگرس، منطقه برخوردی البرز- آذربایجان، محیط درون قاره‌ای ایران مرکزی و شرق ایران، زون برخورد قاره‌ای کپه‌داغ (منطقه مورد مطالعه در این ناحیه می باشد) و زون فروانش اقیانوسی- قاره‌ای مکران را تعیین و معرفی کرده‌اند (شکل ۴-۳).

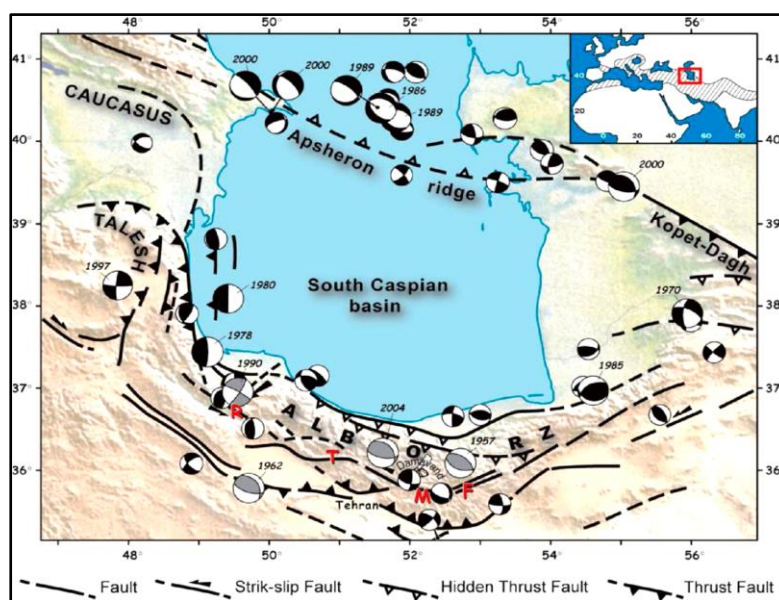


شکل ۴-۳- ایالت‌های اصلی لرزه‌زمین‌ساختی ایران (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸) به همراه رومرکز زمین‌لرزه‌های تاریخی (قبل از ۱۹۰۰ میلادی) و دستگاهی (۲۰۱۲-۱۹۰۰) در ایران و نواحی مجاور. خطوط تیره نشانگر گسل‌های اصلی و خطوط روشن نشانگر مرز ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی است.

۴-۵ - لرزه زمین‌ساخت البرز

تاریخچه لرزه‌خیزی البرز نشان می‌دهد که شهرهایی مانند، رشت، لاهیجان، فشم، جیرود، دماوند، آمل، بابل، بابلسر، ساری، بهشهر، گرگان و بعضی نواحی دیگر، بارها و بارها ویران شده‌اند که از آن شمار، می‌توان به زمین‌لرزه ۱۳۶۹ رودبار اشاره کرد. زمین‌لرزه‌های پی در پی و پرشمار نشانه لرزه‌خیزی البرز است.

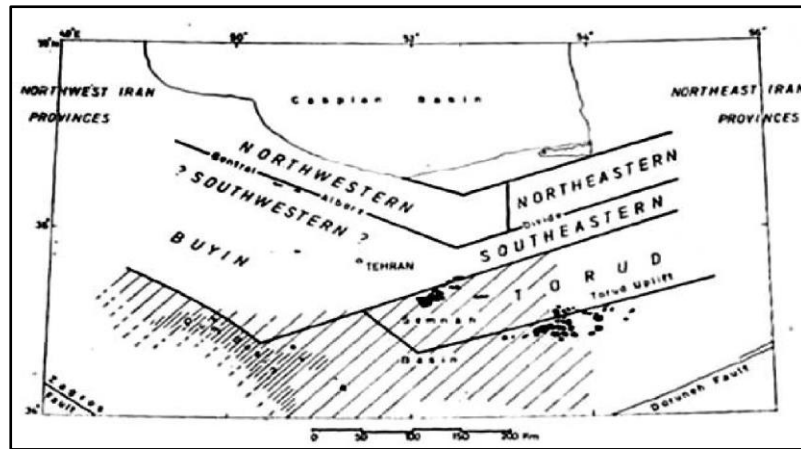
بر اساس نقشه لرزه‌زمین‌ساخت ایران (Berbbrian, 1976) در البرز، زمین‌لرزه‌ها اغلب بزرگ و کم ژرفا هستند و باید گفت که سازوکار این زمین‌لرزه‌ها از نوع راندگی است و دوره آرامش طولانی‌تری نسبت به زون لرزه‌خیز زاگرس دارند. بعضی انواع متوسط نیز وجود دارند و بر روی هم، البرز خاوری لرزه‌خیزتر از البرز باختری است. سازوکار زمین‌لرزه‌ها در البرز مرکزی و باختری عموماً از نوع راستالغز چپگرد یا فشاری، بر روی سطوح گرهی با راستای شمال باختری می‌باشد. به عنوان مثال می‌توان به زمین‌لرزه‌های ۲۶ مارس ۱۹۸۳، ۲۰ ژانویه ۱۹۹۰، ۲۰ ژوئن ۱۹۹۰ که سازوکار همگی از نوع راستالغز چپگرد با مؤلفه فشارشی است و زمین‌لرزه‌های ژوئیه ۱۹۵۷ و ۲۲ ژوئیه ۱۹۸۳ با سازوکار فشاری اشاره نمود (شکل ۴-۴).



شکل ۴-۴ - نقشه سائزموکتونیک گستره دریای خزر و ایالت ساختاری البرز (Nazari et al, 2006)

۴-۶ - ایالت های لرزه‌زمین‌ساختی البرز

در سال ۱۹۷۴، Tchalenko با مطالعه زمین‌لرزه‌های سده بیستم، البرز را به ایالت لرزه‌خیز دامنه شمالی البرز (شامل دو حوزه جداگانه شمال خاوری و شمال باختری البرز) و دامنه جنوبی البرز (به دو حوزه جنوب باختری و جنوب خاوری) تفکیک نمود (شکل ۴-۵).



شکل ۴-۵- حوزه‌های لرزه‌زمین‌ساختی البرز (Tchalenko, 1974).

به نظر (۱۹۷۴) Tchalenko، لرزه‌خیزی البرز با دوره‌های کوتاه مدت فعالیت مشخص است. ظهور زمین‌لرزه در یک حوزه، با آرامش حوزه دیگر همراه است. دوره تمرکز فعالیت هر حوزه از چهار سال برای بخش شمال باختری تا ۱۲ سال برای بخش شمال خاوری متفاوت است. دوره‌های بازگشت در یک حوزه بیشتر از ۵۰ سال است و دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های بزرگ می‌تواند بیشتر از ۵۰ سال باشد.

۴-۷ بررسی زمین‌لرزه‌های تاریخی گستره مورد مطالعه

اولین قدم در بررسی آماری زمین‌لرزه‌ها که نهایتاً منجر به مطالعه لرزه‌خیزی و برآورد خطر زمین‌لرزه می‌گردد، تهیه کاتالوگ قابل اعتمادی از زمین‌لرزه‌ها در گستره مورد مطالعه است. کاتالوگ مورد استفاده در چنین مطالعاتی باید کامل، همگن و قابل اعتماد باشد، تا بتوان به نتایج قابل اعتمادی دست یافت. اما حصول چنین شرایطی با توجه به دلایل متعدد از جمله کمبود و پوشش نامناسب ایستگاه‌های لرزه‌نگاری، در دوره‌های زمانی متفاوت، در بسیاری از کشورها از جمله ایران غیرممکن است. بنابراین برای به حداقل رساندن خطاهای احتمالاتی در تحلیل و تفسیر، بایستی حداکثر تلاش و دقت را بکار برد تا با بررسی منابع موجود قابل اعتمادترین و کامل‌ترین مراجع در تدوین فهرست کامل زمین‌لرزه‌ها مورد استفاده قرار گیرد. به همین منظور منابع متعدد پارامترهای زمین‌لرزه‌های ایران اعم از تاریخی و دستگاهی مورد بررسی قرار گرفت. در این قسمت نتایج این مطالعات اجمالاً آورده شده است. اطلاعات

مربوط به زمین‌لرزه‌های تاریخی ایران در منابع متعددی گردآوری شده است. اما بررسی‌ها نشان می‌دهد که گسترده‌ترین و قابل اعتمادترین اطلاعات در کار Ambraseyse and Melville (۱۹۸۲) ارائه شده است. در سال ۱۹۹۴ بربریان به منظور تکمیل و رفع نواقص کار اقدام به انتشار کاتالوگ زلزله‌های ایران نمود اطلاعات مربوط به زمین‌لرزه‌های ما قبل تاریخ نیز عمدتاً از کاوش‌های باستان‌شناسی بدست آمده است.

۴-۷-۱- ۷۶۳ میلادی خراسان

در سال ۷۶۳ زمین‌لرزه فاجعه باری در خراسان روی داد که کوه‌ها را از جای خود حرکت داد و هیچ درختی و سنگی را بر جای خویش استوار باقی نگذاشت. باز شناختن ناحیه آسیب دیده ناممکن است اما لرزه، که زمین‌لغزه‌هایی را به راه انداخته و یا با دگرریختی‌های زمین همراه بوده است. بنظر نمی‌رسد که به هیچ یک از مراکز جمعیت آسیب رسانده باشد. محل‌های احتمالی این زمین‌لرزه، که راه‌های ارتباطی مهمی از آن می‌گذشته، می‌تواند منطقه قهستان (خواف، قائن، طبس) و یا ناحیه جاجرم، جوین، نیشابور بوده باشد. منطقه مورد مطالعه به فاصله مستقیم حدود ۴۰ کیلومتری ناحیه جاجرم می‌باشد و بر اساس اطلاعات به دست آمده محلی شهر گرایلی در ۵ کیلومتری شمال آبادی چشمه‌نیک احتمالاً به علت این زلزله ویران شده است.

۴-۷-۲- زمین‌لرزه ۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی شمال باختری دامغان

در روز سه شنبه ۲۲ ماه دسامبر سال ۸۵۶ میلادی مطابق ۱۸ ماه شعبان سال ۲۴۲ هجری قمری یک زمین‌لرزه ویرانگر در البرز خاوری در محدوده کومس در پیرامون نیشابور بسیاری از روستاها را ویران نمود در مجموع حدود ۲۰۰۰۰۰ نفر کشته شدند. در دامغان نیز ویرانی‌هایی را ایجاد نمود و سبب کشته و مجروح شدن بسیاری از مردم شد. پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه نیرومند کومس تا چند سال ادامه داشته و احتمالاً سبب بروز خسارت‌های افزون بر خسارات ناشی از زمین‌لرزه اصلی در خراسان باختری شده است.

بزرگی این زمین لرزه $M_s=7.9$ برآورد شده است (Ambrasey and Melville, 1982). این زمین لرزه یکی از ویرانگرترین زمین لرزه های ایران بوده است و در بسیاری از منابع تاریخی به آن اشاره شده است. مرکز این زمین لرزه در نزدیکی شهر دامغان مکانیابی شده و به احتمال قوی در پیوند با گسل دامغان رویداده است (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵).

۴-۷-۳- زمین لرزه ۲۸ آوریل ۱۸۸۳ میلادی میامی

رخداد این زمین لرزه در شمال باختری میامی و با بزرگی $M_s=5.8$ رویداده است. زمین لرزه ۲۸ آوریل ۱۸۸۳ میلادی در خارج از استان سمنان و در محدوده خراسان شمالی به وقع پیوسته است و فاصله مرکز این زمین لرزه تا شهرهای میامی و شاهرود به ترتیب ۱۰۲ و ۱۳۳ کیلومتر برآورد شده است. در مورد خسارات احتمالی آن اطلاعاتی در دست نیست. منطقه مورد مطالعه بر اساس تقسیمات کشوری جزئی از شهرستان میامی و در فاصله مستقیم حدود ۷۰ کیلومتری آن قرار دارد.

۴-۸- بررسی لرزه خیزی گسل چشمه نیک

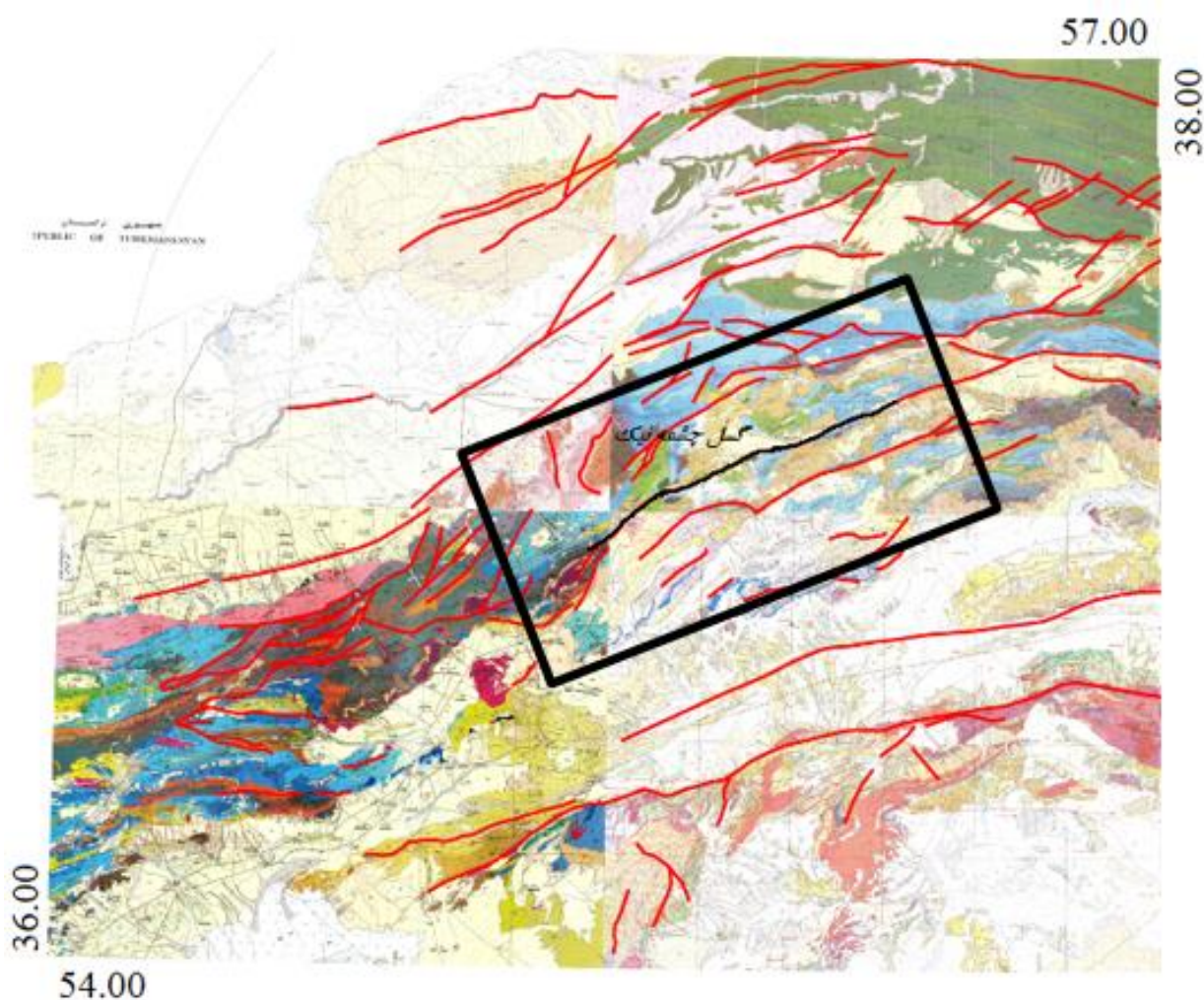
تعیین میزان فعالیت گسلها از جمله مهم ترین پارامترهای ارزیابی خطر گسلش است. در این پژوهش، بررسی لرزه خیزی گسل چشمه نیک و گسل نردین که موضوع اصلی این پژوهش می باشند و همچنین گسلهای فرعی متصل به گسل چشمه نیک صورت می گیرد.

۴-۸-۱- روش تحقیق

پس از برداشت های صحرایی و مطالعات دفتری و شناسایی گسل در منطقه مورد مطالعه، شروع به تحقیق در مورد زلزله های رخ داده در زمانهای گذشته و نزدیک شده است. داده های لرزه ای از سایت پژوهشگاه بین المللی زلزله دریافت نموده و با توجه به زمان، مکان، بزرگی و عمق رخداد زلزله ها و با استفاده از نرم افزار های EXELL, Google Earth 2018 و ... طبقه بندی شده اند.

۴-۸-۲- توزیع زمانی و مکانی زلزله ها در اطراف گسل

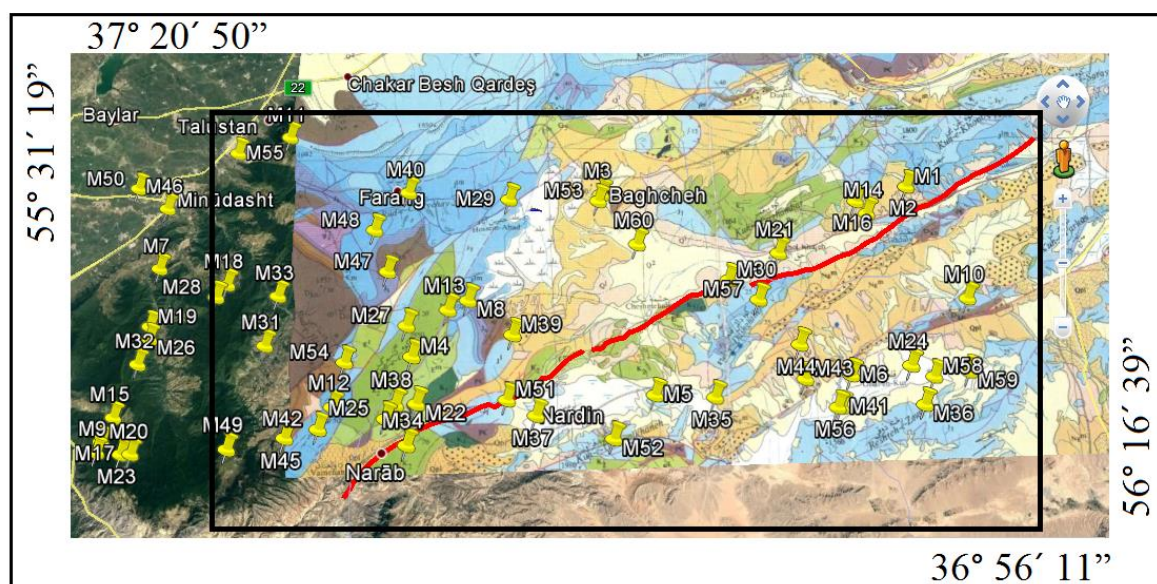
با توجه به داده های دریافت شده از سایت پژوهشگاه زلزله، داده های مذکور به روش های زمان رخداد، مکان رخداد نسبت به گسل، بزرگی رخداد و عمق رخداد طبقه بندی شدند. از نقشه های ۱:۲۵۰۰۰۰ چهار گوش کوه کورخود، گنبد، میامی و گرگان جهت بررسی لرزه خیزی استفاده شده است (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۶- موقعیت گسل چشمه نیک در منطقه مورد مطالعه و محدوده مورد مطالعه.

داده های لرزه ای دریافت شده از سایت به صورت زمان رخداد مرتب هستند که موقعیت مکانی هر رخداد را مشخص می نمایند، با پلات کردن این نقاط در نرم افزار گوگل ارث محل رومرکز این زلزله ها مشخص می شود.

زلزله هایی که نسبت به موقعیت گسل چشمه نیک و نردین فاصله زیادی دارند و احتمال اینکه مربوط به گسل های مربوطه باشند کم باشد را حذف نموده تا نتیجه مطلوب تر و واقعی تری بدست آوریم. تعداد داده های دریافت شده از سایت پژوهشگاه ۶۰ عدد می باشد که تعداد داده های لرزه ای بعد از حذف داده های پرت ۲۹ عدد می باشد.

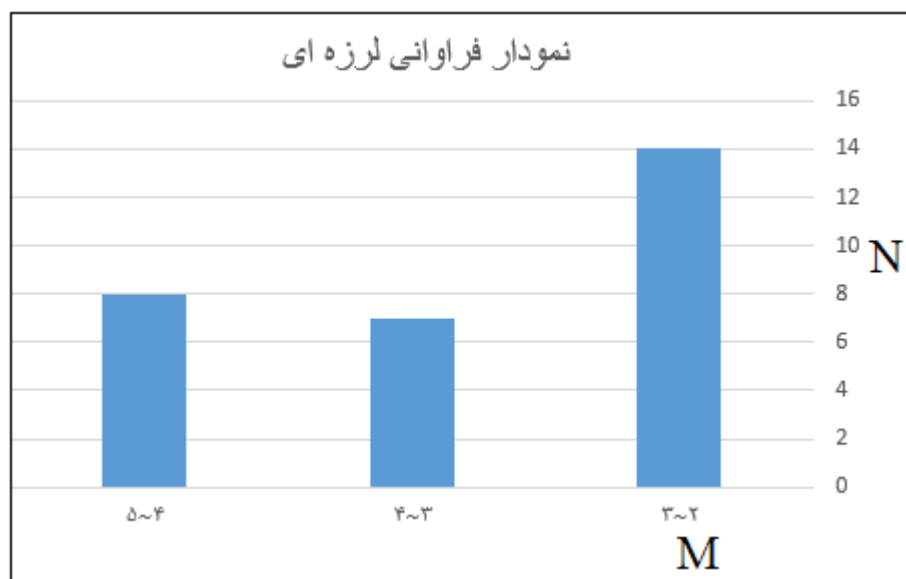


شکل ۴-۷- موقعیت رومرکز زلزله ها نسبت به گسل چشمه نیک و نردین

از دو سمت گسل به فاصله های مساوی، زلزله های خارج از محدوده را حذف می کنیم. با بررسی داده های لرزه ای دریافت شده از سایت که در نزدیکی گسل چشمه نیک رخ داده اند، نکته جالب توجه این که در فاصله بین سال های ۱۹۵۸ الی ۲۰۰۸، طبق لرزه های ثبت شده در سایت پژوهشگاه زلزله شناسی، از ۱۰ عدد زلزله ۸ عدد آن با بزرگی بالاتر از ۴ ریشتر می باشد (شکل ۴-۸) که با فرض بر کامل بودن داده های ثبت شده، نشان از فعالیت بالای گسل در این فواصل می باشد.

جدول ۱۴- داده های لرزه ای به فاصله بین سالهای ۱۹۵۸ الی ۲۰۱۸ (سایت پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی کشور)

Date	Lat.	Lon.	Depth	Mag.	Icon
23/09/1958	37.2	56.1	10	4.3	M1
29/09/1958	37.2	56.1	10	4.3	M2
18/06/1962	37.2	55.8	10	3.7	M3
08/06/1979	37.075	55.616	3	4.4	M4
02/10/1979	37.043	55.843	33	4.4	M5
25/11/1991	37.117	55.669	25	4.7	M6
11/05/2001	37.11	56.149	30	4.4	M7
18/03/2008	37.04	55.54	14	4.1	M8
18/03/2008	37.11	55.65	15	2.6	M9
11/10/2008	37.18	56.06	15	2.9	M10
10/05/2009	37.19	56.05	35	2.7	M11
12/05/2010	37.15	55.97	6	3.6	M12
23/05/2010	37.04	55.62	18	3.1	M13
15/06/2011	37.03	55.59	14	2.6	M14
26/07/2011	37.1	55.61	14	3.1	M15
14/01/2012	37.2	55.71	41	2.5	M16
26/05/2012	37.13	55.92	40	2.1	M17
27/03/2013	37.01	55.61	14	2.3	M18
28/03/2013	37.04	55.9	32	2.3	M19
24/05/2013	37.03	55.73	16	2.6	M20
08/09/2013	37.04	55.6	18	3.2	M21
06/11/2014	37.09	55.71	18	3.8	M22
19/09/2015	37.052	55.987	15	2.8	M23
30/09/2015	37.078	55.983	14	2.1	M24
28/12/2016	37.042	55.703	11	4.6	M25
28/12/2016	37.011	55.802	0	2.5	M26
26/08/2017	37.075	55.548	15	2.8	M27
24/05/2018	37.113	55.946	7	3.2	M28
11/10/2018	37.16	55.833	14	2.3	M29



شکل ۴-۸- نمودار فراوانی لرزه ها بر اساس بزرگی

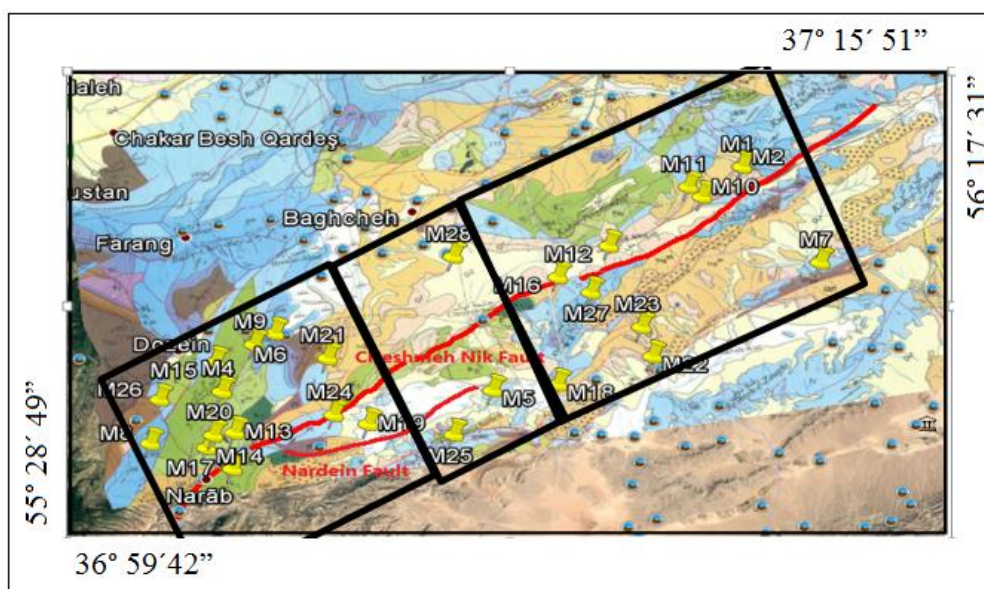
و دو زلزله اول ثبت شده ($M1, M2$) در یک موقعیت و با بزرگی مشابه در نزدیکی گسل در منطقه سفیدالی و به فاصله زمانی ۶ روز رخ داده است (جدول ۴-۱) موقعیت مکانی این زلزله ها درون نهشته های کواترنری می باشد. زمین لغزش حق الخواجه به احتمال فراوان مربوط به جنبش جوان و کواترنری گسل می باشد (نبوی، ۱۳۹۱) که در نزدیکی روستای حق الخواجه به سمت سفیدالی رخ داده است.

در بررسی داده های لرزه ای دریافتی از سایت، مشاهده می نماییم که زلزله های با بزرگی ۴ ریشتر به بالا که تعداد آنها ۸ زلزله می باشد، تعداد ۳ عدد آنها درای عمق کانونی بیشتر از ۲۵ کیلومتر می باشند که از این تعداد ۲ زلزله با عمق های کانونی ۳۳ و ۳۰ کیلومتر می باشد. ۵ زلزله دیگر که با بزرگی بیشتر از ۴ ریشتر بوده اند با عمق های ۱۰، ۱۰، ۱۱، ۳ و ۱۴ کیلومتر بوده اند (جدول ۴-۱).

نکته قابل توجه عمق ۳ کیلومتری زلزله $M4$ می باشد که با توجه به بزرگای بالای ۴ ریشتر و نزدیک به سطح بودن عمق کانونی وقوع، احتمالاً خسارات مالی و جانی نیز در بر داشته است. عمده فعالیت لرزه ای در شمال شرق ایران با الگوی زمین لرزه های درون قاره ای با عمق کم (اکثراً ۱۰-۲۰ کیلومتر) بوده و در ارتباط با چشمه های خطی (گسل های) اصلی در منطقه و یا شاخه های فرعی آنها رخ می دهد

(خطیب ۱۳۹۲)، این منطقه نیز از این قاعده مستثنی نبوده و اکثر زلزله ها با عمق کانونی زیر ۲۰ کیلومتر می باشند (جدول ۴-۱).

با مشاهده موقعیت رو مرکز زلزله ها در اطراف گسل چشمه نیک، تراکم زلزله ها در دو قسمت گسل بیشتر می باشد. اگر گسل را با توجه به تعداد زلزله های رخ داده به سه قسمت شمال خاوری، مرکزی و جنوب باختری قطعه بندی نماییم، تراکم زلزله ها در قسمت های شمال خاوری و جنوب باختری بیشتر است (شکل ۴-۹).



شکل ۴-۹- تقسیم بندی گسل چشمه نیک

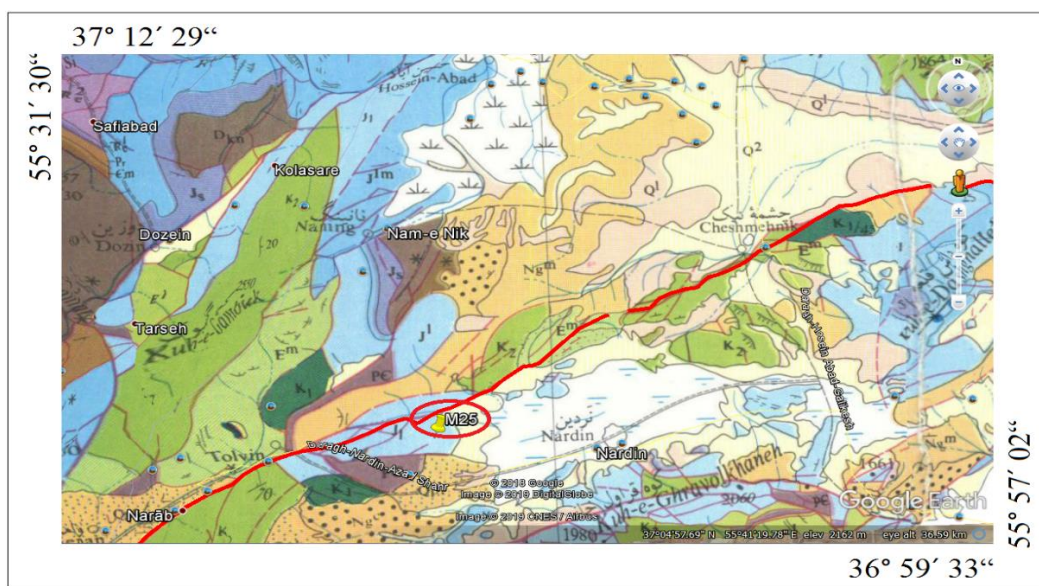
در قطعه جنوب باختری تراکم از دو قطعه دیگر بیشتر است که این تراکم با وجود سامانه گسلی در این ناحیه قابل توجیه می باشد.

در قطعه شمال باختری ۷ موقعیت زلزله موجود است که فقط یکی از آنها دارای عمق کانونی بالاتر از ۳۰ کیلومتر می باشد. همچنین بزرگی زلزله های این قطعه بین ۲ تا ۴/۳ ریشتر می باشد.

در قطعه مرکزی که در موقعیت آبادی چشمه نیک و راهدارخانه می باشد، هیچگونه زلزله ای اتفاق نیفتاده است که با توجه به حضور رخنمون های گسلی متعدد در این قسمت از گسل، احتمال وقوع زلزله در این ناحیه زیاد می باشد. (شکل ۳-۱۴)

وقوع زلزله ها در طول بازه زمانی مذکور از نظم خاصی برخوردار نیست و در بازه های زمانی مختلف اتفاق افتاده است. در بازه زمانی ۱۹۵۸ الی ۲۰۰۸ میلادی فقط ۸ زلزله اتفاق افتاده است که با توجه به دوره بازگشت زلزله ها در این منطقه (جدول ۴-۴) نتایج کمی دور از واقعیت می باشد.

۴-۲-۱- زمین لرزه ۲۸ دسامبر ۲۰۱۶ میلادی نردین
زمین لرزه ۸ دی ۱۳۹۵ که در ساعت ۰۰:۲۶:۱۹ با موقعیت: طول جغرافیایی ۵۵,۷۶ و عرض جغرافیایی ۳۷,۰۴ در عمق ۱۱ کیلومتری از سطح زمین در نزدیکی گسل چشمه نیک رخ داده است که باعث خسارات مالی زیادی در منطقه کالپوش گردید.



شکل ۴-۱۰- موقعیت زمین لرزه ۲۸ دسامبر ۲۰۱۸ نسبت به گسل چشمه نیک

۵ - فصل پنجم: نتیجه گیری و پیشنهادات

۵-۱ - نتیجه گیری

گسل چشمه نیک با درازای ۷۹ کیلومتر و روند شمال خاوری- جنوب باختری (۸۰/۱۶۰) گسل اصلی منطقه می‌باشد. این گسل در برداشت‌های ساختاری که از ایستگاه‌های مختلف صورت گرفته و با توجه ریخت شناسی سطح گسل و شواهد برش در نهشته‌های کواترنری به عنوان یک گسل معکوس با مؤلفه امتدادلغز چپ‌بر و با جنبش کواترنری معرفی می‌شود. این گسل به صورت تک شاخه نیست.

گسل نردین با طول تقریبی ۳۲ کیلومتر در جنوب باختری گسل چشمه نیک قرار دارد. روند میانگین گسل به صورت ۸۰/۱۷۰ می‌باشد. آثار گسلش را به خوبی می‌توان بر روی واحدهای لار مشاهده کرد. با توجه به مشاهدات صحرایی و برداشت‌های ساختاری سازوکار معکوس با مؤلفه امتدادلغز چپ بر برای گسل نردین معرفی می‌گردد.

با استفاده از داده‌های لرزه‌ای دستگاهی (۱۹۵۸-۲۰۱۸) منطقه چشمه نیک و پلات کردن این داده‌ها بر روی نقشه منطقه مورد مطالعه، با توجه به تراکم لرزه‌ها در طول گسل مشخص گردید که در دو انتهای گسل تراکم لرزه‌ای بیشتر از قسمت میانی می‌باشد، در جنوب غربی گسل به علت وجود شاخه‌های گسلی منشعب و متصل شده در انتهای پایانه گسلی تراکم نسبت به بقیه طول گسل بیشتر می‌باشد.

۵-۲ - پیشنهادات

- با توجه عبور گسل چشمه نیک از روستای چشمه نیک، و روستای حق الخواجه و گسل نردین از روستای نردین، عدم ساخت و ساز در حریم گسل و تخلیه و انتقال سازه‌هایی که در حریم گسل قرار دارند و مقاوم سازی سازه‌ها به نحوی که این سازه‌ها بتوانند شتاب معادل در اثر فعالیت گسل را تحمل نمایند، امری لازم و ضروری است.

- مطالعه نقش تکتونیک در شکل گیری کارست و چشمه‌های آب موجود در منطقه



شکل ۵-۱- چشمه های موجود در منطقه مورد مطالعه که در سنگ های آهکی بوجود آمده اند

- مطالعه چینه شناسی و فسیل شناسی در منطقه، با توجه به اشتباه بودن داده های نگارش شده در

نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه و تعدد سازندها با سندهای مختلف زمین شناسی

- بررسی شاخص های مورفوتکتونیک منطقه

۶ پیوست:

جدول پیوست ۱: داده‌های لرزه‌ای جهت بررسی لرزه خیزی منطقه مورد مطالعه، از بازه زمانی ۱۹۵۸ میلادی تا ۲۰۱۸ و با بزرگی ۲ ریشتر و بیشتر در منطقه مورد مطالعه (قبل از حذف پس لرزه‌ها و پیش لرزه‌ها).

Date	Lat.	Lon.	Depth	Mag.	Icon
23/09/1958	37.2	56.1	10	4.3	M1
29/09/1958	37.2	56.1	10	4.3	M2
18/06/1962	37.2	55.8	10	3.7	M3
08/06/1979	37.075	55.616	3	4.4	M4
02/10/1979	37.043	55.843	33	4.4	M5
25/11/1991	37.117	55.669	25	4.7	M6
11/05/2001	37.11	56.149	30	4.4	M7
18/03/2008	37.04	55.54	14	4.1	M8
18/03/2008	37.11	55.65	15	2.6	M9
11/10/2008	37.18	56.06	15	2.9	M10
10/05/2009	37.19	56.05	35	2.7	M11
12/05/2010	37.15	55.97	6	3.6	M12
23/05/2010	37.04	55.62	18	3.1	M13
15/06/2011	37.03	55.59	14	2.6	M14
26/07/2011	37.1	55.61	14	3.1	M15
14/01/2012	37.2	55.71	41	2.5	M16
26/05/2012	37.13	55.92	40	2.1	M17
27/03/2013	37.01	55.61	14	2.3	M18
28/03/2013	37.04	55.9	32	2.3	M19
24/05/2013	37.03	55.73	16	2.6	M20
08/09/2013	37.04	55.6	18	3.2	M21
06/11/2014	37.09	55.71	18	3.8	M22
19/09/2015	37.052	55.987	15	2.8	M23
30/09/2015	37.078	55.983	14	2.1	M24
28/12/2016	37.042	55.703	11	4.6	M25
28/12/2016	37.011	55.802	0	2.5	M26
26/08/2017	37.075	55.548	15	2.8	M27
24/05/2018	37.113	55.946	7	3.2	M28
11/10/2018	37.16	55.833	14	2.3	M29

جدول پیوست ۲): داده های لرزه ای اصلاح شده و با بزرگی ۳ ریستر و بیشتر در منطقه مورد مطالعه

	Date	Time(UTC)	Lat.	Lon.	Depth	Mag.	Reference
1	23/09/1958	13:00.0	37.2	56.1	10	Ms:4.3	MEA
2	29/09/1958	12:22.0	37.2	56.1	10	Ms:4.3	MEA
3	18/06/1962	45:00.0	37.2	55.8	10	M:3.7	RU(BAN)
4	03/09/1977	05:06.0	36.995	55.968	33	mb:4.6	ISC
5	08/06/1979	46:10.0	37.075	55.616	3	mb:4.4	ISC
6	02/10/1979	38:25.0	37.043	55.843	33	mb:4.4	ISC
7	11/01/1980	42:46.0	37.054	56.032	33	mb:4.6	ISC
8	26/12/1986	39:39.0	37.004	56.192	33	mb:4.5	ISC
9	25/11/1991	39:00.0	37.117	55.669	25	mb:4.7	EHB
10	11/05/2001	45:59.0	37.11	56.149	30	mb:4.4	EHB
11	13/04/2004	44:33.0	36.835	55.732	35	mb:4	ISC
12	18/03/2008	56:47.4	37.04	55.54	14	ML:4.1	IIEES
13	12/05/2010	11:29.3	37.15	55.97	6	ML:3.6	IIEES
14	23/05/2010	18:57.1	37.04	55.62	18	ML:3.1	IIEES
15	19/08/2010	28:10.5	37.06	56.09	18	ML:3.3	IIEES
16	26/07/2011	30:06.2	37.1	55.61	14	ML:3.1	IIEES
17	21/10/2012	07:50.1	36.97	55.62	6	ML:3.7	IIEES
18	27/07/2013	39:09.0	36.92	56.09	18	ML:4	IIEES
19	08/09/2013	39:03.2	37.04	55.6	18	ML:3.2	IIEES
20	28/12/2013	34:57.5	36.93	56.05	27	ML:3.8	IIEES
21	19/03/2014	53:34.6	36.98	55.83	6	ML:3.3	IIEES
22	06/11/2014	27:57.5	37.09	55.71	18	ML:3.8	IIEES
23	30/12/2014	29:54.5	37.21	55.61	14	ML:3.8	IIEES
24	08/03/2015	14:06.5	37.03	56.02	18	ML:3.4	IIEES
25	13/03/2016	03:19.6	37.146	55.589	15	ML:3.6	IIEES
26	13/03/2016	55:38.5	37.179	55.577	15	ML:3	IIEES
27	15/12/2016	01:30.6	36.991	56.004	9	ML:3.7	IIEES
28	27/12/2016	56:19.6	36.997	55.871	6	ML:4.6	IIEES
29	24/05/2018	09:46.3	37.113	55.946	7	ML:3.2	IIEES
30	21/09/2018	36:29.5	37.054	56.145	7	ML:3	IIEES

٧ منابع

- ۱) آفاقی، ع. (۱۳۶۵). "نقشه زمین شناسی بیرجند"، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.
- ۲) افتخارنژاد، خ. (۱۳۷۰). "نقشه زمین شناسی جاجرم"، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.
- ۳) آقابات‌ی، ع. (۱۳۸۳). "زمین‌شناسی ایران". انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۴۰ صفحه.
- ۴) حدادان، م. (۱۳۸۳). "نقشه زمین شناسی خوش ییلاق". مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.
- ۵) خسروتهرانی، خ. (۱۳۷۵). "زمین شناسی ایران". انتشارات دانشگاه پیام نور.
- ۶) درویش زاده، ع. (۱۳۷۰). "زمین شناسی ایران". نشر دانش امروز، چاپ اول، ۹۰۱ ص.
- ۷) درویش زاده، ع. (۱۳۸۳). "زمین شناسی ایران- چینه شناسی، تکتونیک، دگرگونی و ماگماتیسم". انتشارات امیر کبیر، ص ۹۰.
- ۸) رحیمی ب، (۱۳۸۱). پایان‌نامه دکتری، "مطالعات ساختاری رشته کوه البرز در شمال دامغان"، دانشگاه شهید بهشتی.
- ۹) سهندی، م. ر. (۱۳۷۱). "نقشه زمین شناسی سبزوار"، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.
- ۱۰) سهندی، م، ر. (۱۳۸۰). "نقشه زمین شناسی دوزین"، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.
- ۱۱) سهیلی، م. (۱۳۵۷). "نقشه زمین شناسی کوه کورخود"، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.
- ۱۲) سعیدی، ع. (۱۳۷۱). "نقشه زمین شناسی گنبدکاووس"، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.

۱۳) صالحی راد، ر. (۱۳۶۹). "نقشه زمین شناسی گرگان". مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.

۱۴) نقشه مغناطیس هوایی کوه خورخورد (۱۹۷۸)، با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان جغرافیایی کل کشور.

۱۵) نوایی، ا. (۱۳۶۵). "نقشه زمین شناسی خارتوران"، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.

۱۶) نبوی، م. ح. (۱۳۹۱). "زمین شناسی مهندسی و لرزه زمین ساخت و لرزه خیزی سامانه انتقال آب از سد کالپوش به شاهرود"، مهندسیین مشاور آب نیرو.

۱۷) خطیب، م. م. (۱۳۹۲). "هندسه فرکتالی گسل ها و لرزه خیزی در شمال شرق ایران"،

Reference:

1. Abbassi, A. at all. 2010, Crustal velocity structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran): Journal of Geodynamics, 49, 68–78.
2. Alavi, M., 1996, "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran", J.Geodynamic, V.21,1-33.
3. 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, 14p.
4. Ambraseys,N. N., Melville,C. P., 1982- "A history of Persian earthquakes." Cambridge Univetsity press, Cambridge
5. Berberian, (1976). Contribution to the siesmotectonics of Iran, Geological survey of iran, Report 39.
6. Berberian, M. and King, G. C. P., 1981., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran" Can. J. Earth Sci., 18, 210-265 (1981).
7. Berberian, M. and Mohajer-Ashjai, A., 1977. Seismic risk map of Iran, a proposal. Geol. Surv. Iran, 40: 121-148.
8. Berberian, M. & Yeats, R. S., 1999- Patterns of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau, Bull. Seism. Soe. Am., 89,120-139.
9. Brunet, M-F, Korotaev, M. V., Ershov, Nikishin, A. M, 2003., "The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling" Sedimentary Geology, 156, 119-148.

10. Dobbals, M., 1998, Slickenside kinematic indicators, *Tectonophysics*, V.295, 187-197.
11. Doloei, j. & Roberts., (2003). "Transfer /Receiver Functions and its Application on Crustal Structure of Uppsala, Tehran and Mashhad Area", Ph.D Thesis, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIIES).
12. Harland, W.B., 1971 "Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen" *Geol.Mag.* 108. 27- 42.
13. ICOLD, 1986 "Geotextiles as Filters and Transitions in Fill Dams" (Bulletin 55) , ICOLD , Paris, 129 pages.
14. Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M. (2002). Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International*, 148, 214–245.
15. Mirzaei, N., Gao, M., and Chen, Y. T., 1998, Delineation of potential seismic sources for seismic Zoning of Iran, *Journal of seismology*, Vol. 3, No. 1, pp, 17-30.
16. Nogol-e-sadat, M. A. A., (1978). Les zones de décrochement et les virgations structurals en Iran. Consequences des resultants de l'analyse structurale de la region de Qom. These Univ. Scientifique et Medicate de Grenoble; 201p.
17. Obruchev V.A, (1948), "Osnovnyje certy kinetaki plastiki neotectoniki", *Izvestiya Akademii Nauk UzSSR Sertiya Geologicheskaya*, 5.
18. Petit J.P., (1987), "Criteria for the sense of movment on fault surfaces in brittle rocks", *Journal of structural geology*, 9, No.5/6, PP 597-608.
19. Ritz J.-F., Nazari H., Ghassemi A., Salamati R., Shafei A., Solaymani S., Vernant P., 2006, "Active transtention inside Central Alborz: A new insight into the Northern Iran-Southern Caspian geodynamics" , *Geology*, 34 (6), 477-480.
20. Sella, G.F., Dixon, T.H. & Mao, A., 2002, REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy. *J. geophys. Res.* 107
21. Sengor A. M. C., Altiner D., Cin A., Ustamoar T., and Hsu K. J., (1988), "Origin and Assembly of the Teyhyside Orogenic collage at the expense of

- Gondwana Land, in: Gondwana and Tethys", (ed. By M.G. Audley charls and A. Hahham), Society Geology London, Spicial paper 37, PP 119-181.
22. Stampfil G. M., and Borel G. D., (2002), "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones", Earth and Planetary Science Letters, Vol 196, PP 17-33.
 23. Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: a review: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 52, p. 1229-1258.
 24. Stocklin J., 1974, "Northern Iran: Alborz Mountains", Geological Society of London, Special publication, V.4, 213-234.
 25. Tatar, M., 2001, "Etude Seismotectonique de deux Zones de collision Continentale: Le Zagros Central et l'Alborz (Iran)", These Phd, Joseph Fourier.
 26. Tavakoli, B. (1996). "Major Seismotectonic Provinces of Iran, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology". Internal Document.
 27. Tavakoli, B., Ghafory-Ashtiany, M., 1999, Seismic Hazard Assessment of Iran.
ANNALIDI GEOFISICA, Vol. 42, No. 6.
 28. Vernant, P., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.-F., Sedighi, M., Tavakoli, F., 2004. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. Earth and Planetary Science Letters 223, 177-185.
 29. Vail, P.R., Mitchum Jr., R.M., Thompson III, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration. Memoir, vol. 26. American Association of Petroleum Geologists, pp. 63–81.
 30. Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Cruz, C., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology an overview. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, pp. 617–659.

31. Walker, R., Jackson, J., Baker, C., 2003. Surface expression of thrust faulting in eastern Iran: source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences. *Geophysical Journal International* 152, 749e765.

Abstract

The study area is located in Semnan province, Miami and kalpoush city. This region is part of the structural and sedimentary unit of the Alborz (East Alborz) geological perspective in Iran And is located 110 kilometers northeast of Miami.

The studies carried out on field observations and data from seismographic sites have been used to investigate the structural and seismicity of the region. The main faults of the area are the Cheshme-Nik and Nardin faults, respectively, with a length of 79 and 32 km, and the trend of Northeast-Southwest, has exposed significant effects and exposed on rock units. Given the field data taken out of the exposed areas, the mechanism of these two faults is inversely. The quaternary movements of the Cheshme-Nik fault can be easily observed on quaternary deposits. Therefore, the Cheshme-nik fault is a quaternary inverse fault.

Using seismic data (2018-1958) in Cheshmeynik area and plotting these data on the map of the studied area, it was determined that the seismic density along the fault was determined at the two ends of the seismic density

It is more than the middle part, in the southwest of the fault, due to the existence of branching fissures branching and connected at the end of the fault terminus, the density is greater than the rest of the length of the fault.

Keywords: Cheshme-nik fault, Nardin faults, thrust fault, quaternary, seismic, East Alborz.



Shahrood University of Technology
Faculty of Earth Sciences
Thesis in Tectonics.Sc.M

**Study on Structural and Sismicity of Cheshmeh-Nick Fault in
Nardein Region(NE Mayamey)**

By: Ali Reza Hamidi

Supervisor

Dr. Ramazan Ramazani Oomali

Advisor

Dr. Azizollah Taheri

January.2019